

## 9 Overige structuren

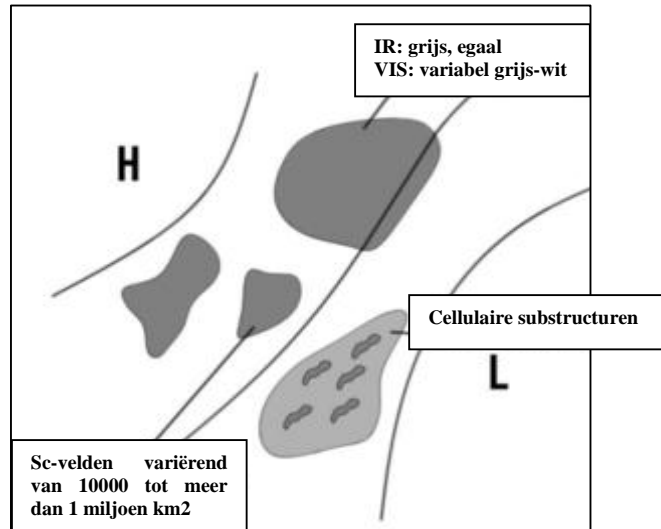
### 9.1 Stratocumulusvelden

#### 9.1.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden kunnen afzonderlijke velden met stratocumulus (Sc) worden gezien die sterk variëren in grootte van relatief klein (10.000-5.000 km<sup>2</sup>), tot uitgestrekte synoptische schaal structuren (van meer dan 1.000.000 km<sup>2</sup>). Wanneer we beelden bekijken van geostationaire satellieten die ver van de aarde staan hebben SC-velden een relatief homogene structuur in zowel het VIS- als IR-kanaal. Circumpolaire satellieten die veel dichterbij de aarde staan tonen ook veel substructuren in de SC-velden zoals cel-, rolvormige en geribbelde details.

Op het VIS-beeld komen SC-velden gewoonlijk wit of grijs over, afhankelijk van de dikte van de bewolking en de stand van de zon. Het celvormige patroon is karakteristiek voor Sc-velden. Dit in tegenstelling tot mist en stratusvelden die een gladder uiterlijk hebben. Op het IR-beeld zijn de pixelwaarden van het Sc-veld grijs tot donkergrijs wat aangeeft dat we te maken hebben met relatief lage en warme wolke toppen. Het uiterlijk van Sc-velden is door de uniforme wolke top hoogte egaler in het IR dan in het VIS-beeld. Het detecteren van Sc-velden op het IR-beeld kan soms problemen opleveren omdat het temperatuurverschil tussen de wolke toppen en het aardoppervlak klein is. Het kan zelfs voorkomen dat de wolk warmer is dan het aardoppervlak waardoor de Sc op het IR-beeld donkerder overkomt dan de onbewolkte omgeving. Dit komt met name voor op hoge breedten gedurende het winterhalfjaar wanneer de IR-uitstraling in wolkenvrije gebieden sterk is. Sc-velden zijn in het WV-beeld onzichtbaar. De toppen reiken meestal tot 1 of 2 km en de straling van waterdamp kan vanaf dit niveau niet de satelliet bereiken maar wordt in de hogere luchtlagen weer geabsorbeerd. Het is echter wel zo dat de advectie van vochtige lucht in de hogere lagen van de troposfeer die zichtbaar is op WV-beelden de stralingsbalans kan veranderen van de Sc-bewolking waardoor deze gaat oplossen.

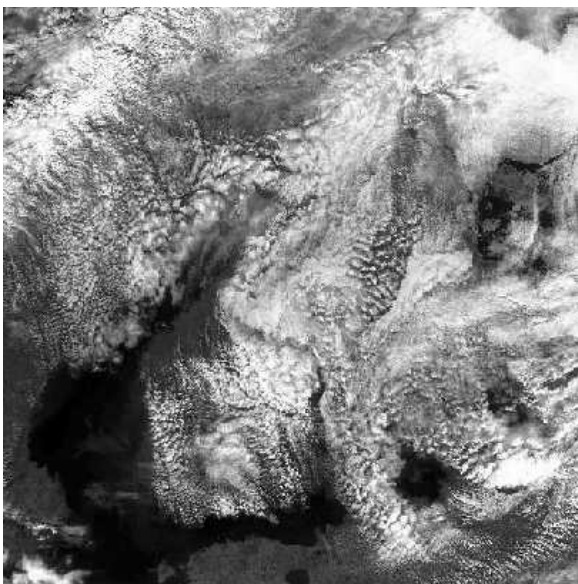
Zelfs het oplossen van een uitgestrekt SC-veld kan zeer snel gaan, in enkele uren, wanneer stralings- en turbulente mengingsprocessen gunstig zijn. Een dun Sc-dek wordt ook makkelijker opgeruimd boven land. Het komt vaak voor dat een Sc-veld 's nachts een ander uiterlijk heeft dan overdag. Het onderliggende aardoppervlak beïnvloedt het wolkendeck door de dagelijkse gang van inkomende en uitgaande kort- en langgolvlige straling. Overdag wordt de grenslaag onstabiel waardoor het veld een meer cumuliform karakter krijgt. Boven de oceaan heeft de bewolking een celvormig uiterlijk die wordt veroorzaakt door ruimtelijk georganiseerde convectie.



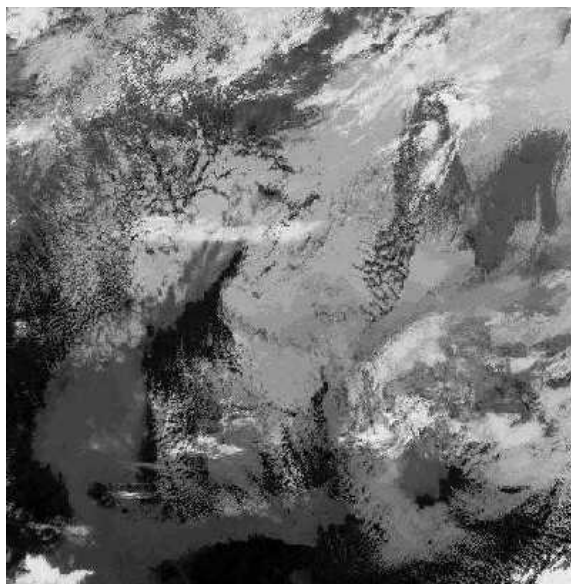
**Fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden in IR en VIS bij stratocumulusvelden**

## 9.1.2 Praktijksituaties

12 mei 1998



**Fig 2: VIS-beeld 12 mei 1998 11:07 UTC: Stratocumulusvelden**



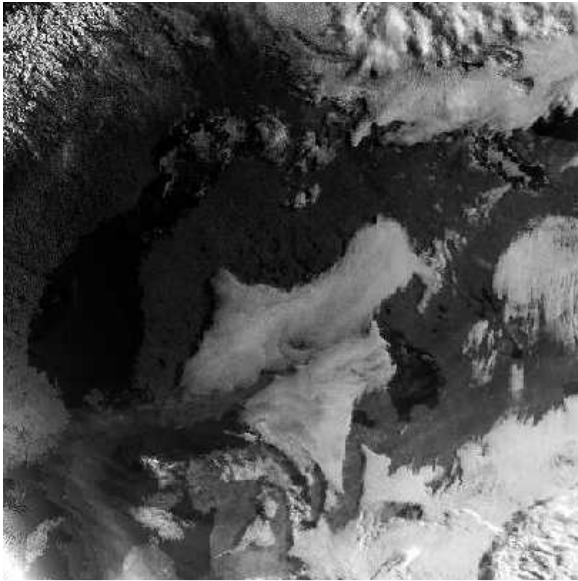
**Fig 3: IR-beeld 12 mei 1998 11:07 UTC: Stratocumulusvelden**

Op het VIS- en IR-beeld van figuur 2 en 3 zijn uitgestrekte stratocumulusvelden zichtbaar boven het noorden en oosten van Finland. Op het IR-beeld is het Sc-veld grijs met weinig structuur. Dit duidt op een uniforme hoogte van de wolke toppen. Het VIS-beeld toont veel meer structuur. De helderheid van de bewolking varieert opmerkelijk. De Sc heeft een cellulair patroon wat een typische kenmerk is van Sc-velden die zich overdag boven land bevinden. Naast de Sc-velden is er hoger in de atmosfeer ook bewolking aanwezig die op het IR-beeld helder afsteekt tegen de grauwere Sc.

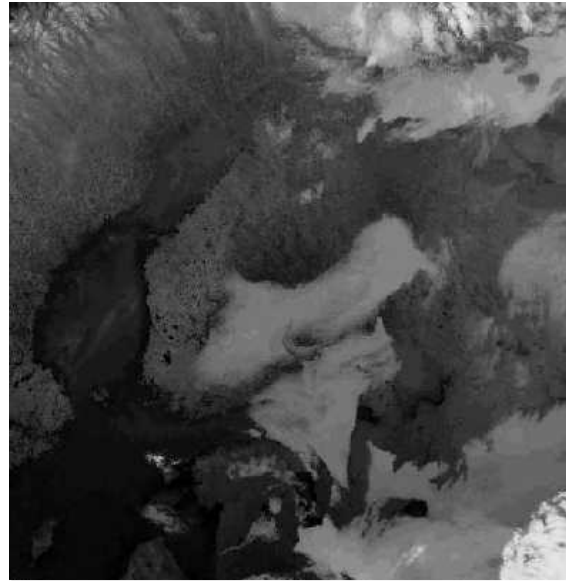


**Fig 4: IR/VIS-combinatie 12 mei 1998 12:56 UTC: stratocumulusvelden**

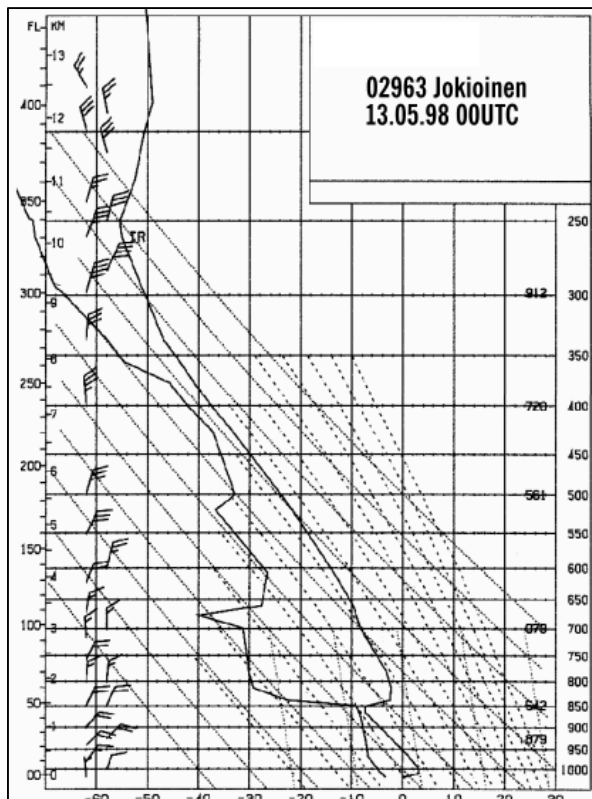
Op het combinatie kanaal van de NOAA komt de Sc geel en gestructureerd over. De bewolking is goed te onderscheiden van het onbewolkte land- en zeeoppervlak. De hoge bewolking die aanwezig is boven het zuiden en noorden van Finland is wit en steekt duidelijk af tegen de geel gekleurde Sc-velden.



**Fig 5: VIS-beeld 13 mei 1998 02:40 UTC: strato-cumulusvelden**



**Fig 6: IR-beeld 13 mei 1998 02:40 UTC: strato-cumulusvelden**



**Fig 7: Temp van 13 mei 1998 00 UTC Jokioinen in het zuidwesten van Finland**

Het VIS- en IR-beeld op figuur 5 en 6 zijn van de vroege ochtend op 13 mei 1998. Op deze breedtegraden gaat de zon slechts voor een paar uur onder de horizon in deze periode waardoor de VIS ook gedurende een groot gedeelte van de nacht zeer bruikbaar is. Het beetje structuur dat nog op het IR-beeld van het eerdere tijdstip zichtbaar was is op het IR-beeld verdwenen. Op de VIS is de verandering nog veel duidelijker. Het cellulaire patroon wat gedurende de dag in het wolkendek was ontstaan door convectie is veranderd in een egaal wolkendek. De randen van het Sc-veld zijn scherp omlijnd.

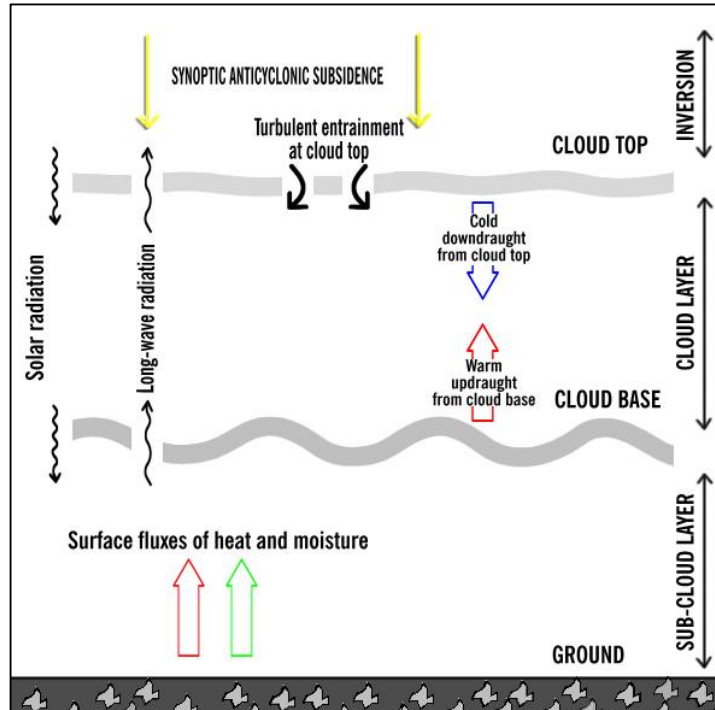
In figuur 7 is de ballonoplatings gegeven van Jokioinen op 13 mei 1998 00 UTC. Dit station ligt in het zuidwesten van Finland aan de rand van het Sc-dek. Op 850 hPa bevindt zich een inversie waarbij de temperatuur sterk toeneemt met de hoogte. Het Sc-veld is behoorlijk dun op deze locatie, rond de 200 meter dik. Boven 850 hPa vindt subsidentie plaats die het Sc-veld een paar uur na dit tijdstip volledig heeft doen oplossen.

### 9.1.3 Meteorologische Fysische achtergrond

De ontwikkeling van stratocumulus hangt af van een aantal fysische processen die verschillende tijd- en lengteschalen hebben:

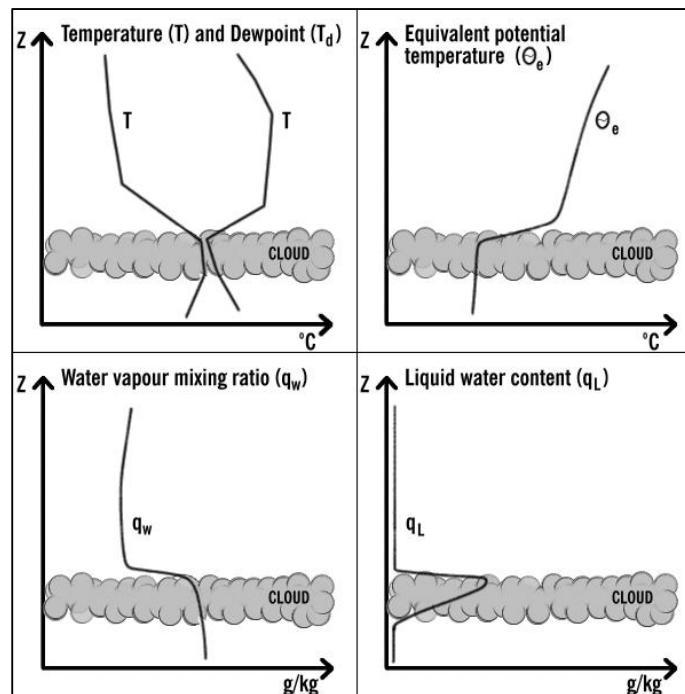
De stroming op synoptische schaal en haar advecterende eigenschappen zoals vocht en temperatuur heeft een grote invloed op de ontwikkeling van de wolkenlaag. Grootschalige divergentie in de lagere troposfeer in de nabijheid van hoge druk produceert subsidentie: De lucht daalt, warmt droog-adiabatisch op en kan een sterke subsidentie-inversie vormen aan de top van de grenslaag. Wanneer de grenslaag afkoelt of vochtiger wordt neemt de kans op de

ontwikkeling van Sc-velden toe. Aan de andere kant wordt de ontwikkeling van Sc gecontroleerd door kleinschalige factoren die werkzaam zijn in de atmosfeer zoals turbulente menging in de wolken. Turbulentie kan zowel mechanisch, bij sterke schering als thermisch, bij opwarming van onderaf, van aard zijn. Turbulentie transporteert vocht en warmte naar boven en vormt zodoende de gemengde laag. Figuur 7 visualiseert de complexe interactie die optreedt tussen synoptische en klein-schalige factoren die het ontstaan, instandhouding en oplossen van Sc-velden bewerkstelligen. Op synoptische schaal moet er een voldoende stabiele laag zijn boven de grenslaag die vaak tot stand komt door subsidentie in de nabijheid van een hogedrukgebied. Er kan zich echter ook een stabiele laag ontwikkelen wanneer er koude lucht in een ondiepe laag over de grond stroomt. Dit is vaak het geval op noordelijke breedten in de nabijheid van de zee waar de advectie van koude en vochtige lucht een significante temperatuurinversie produceert. Het vocht is nodig voor de



**Fig 7: Fysische processen op verschillende lengte- en tijdschalen reguleren ontwikkeling en oplossing van een Sc-veld.**

ontwikkeling van Sc gecontroleerd door kleinschalige factoren die werkzaam zijn in de atmosfeer zoals turbulente menging in de wolken. Turbulentie kan zowel mechanisch, bij sterke schering als thermisch, bij opwarming van onderaf, van aard zijn. Turbulentie transporteert vocht en warmte naar



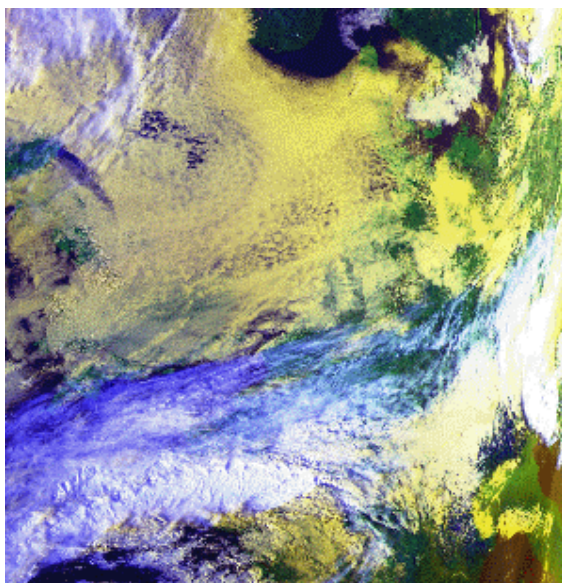
**Fig 8: Karakteristieke verticale profielen van een aantal groot-heden door een Sc-veld.**



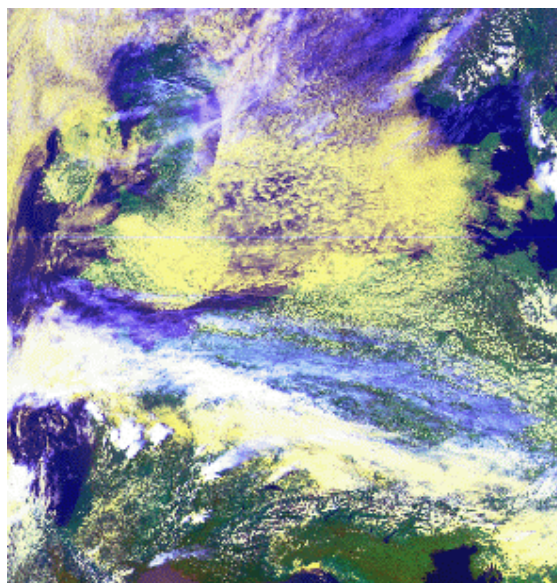
vorming van bewolking. Voor menging van de lucht is een matige tot krachtige wind nodig. Stralingsprocessen in en rondom het Sc-veld zijn ook belangrijk gedurende de levenscyclus van Sc. Kort- en langgolvlige straling van het aardoppervlak genereert convectieve instabiliteit die vrijkomt als turbulente wervels. Stralingsprocessen en turbulentie zijn dus nauw verbonden.

In figuur 8 zijn verticale profielen gegeven van diverse grootheden die een karakteristiek verloop hebben in Sc-velden. Boven de wolke toppen is er een significante temperatuursinversie en dauwpuntsdepressie die meestal uitgesprokener worden in de loop van de tijd. Dit is een gevolg van subsidentie. De mengverhouding is in de grenslaag constant met de hoogte. Dit geeft aan dat de Sc-velden ingebed zijn in een goed gemengde laag. Boven de grenslaag is er een sterke afname van de mengverhouding. De hoeveelheid vloeibaar water in het Sc-veld neemt toe met de hoogte tot een maximum in de top van de wolkenlaag.

Sc-velden zijn een alledaags wolken type op de gematigde breedten. Ze komen meestal voor boven relatief koele wateroppervlakken maar ook boven landoppervlakken gedurende de winter. Klimatologisch zijn voorkeursgebieden voor Sc-velden de Noordzee maar met name ook de Amerikaanse westkust waar een koele oceaanstroom aanwezig is. In het laatstgenoemde gebied hebben de Sc-velden een min of meer permanent karakter. Sc-velden in samenhangen met een tussenhoog omgeven door frontale systemen hebben een tijdelijk karakter. Sc-ontwikkeling treedt soms ook op na de passage van een koufront. Sc kan zich ook gedurende zomeravonden ontwikkelen door uitspreiding van cumuli maar deze blijven niet lang bestaan.



**Figuur 9: combinatiebeeld (ch 1,2,4): 2 juli 1997 06:29 UTC: Sc-veld over de Noordzee**



**Figuur 10: combinatiebeeld (ch 1,2,4): 2 juli 1997 13:26 UTC: Sc-veld over de Noordzee**

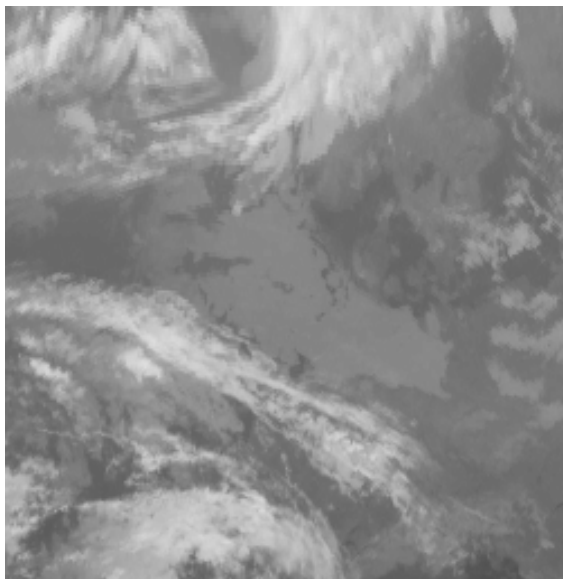
Figuur 9 en 10 geeft een voorbeeld van een uitgestrekt Sc-veld over de Noordzee in het begin van de zomer. Boven de Sc is er naast enige hoge bewolking over het noordwestelijke deel van het Sc-veld geen andere bewolking aanwezig. Boven de Britse eilanden bevindt zich een hogedrukgebied. Het benodigde vocht voor de Sc-vorming levert de Noordzee. Deze wordt in een matige noordwestelijke stroming gemengd waardoor een uniforme opbouw van de mengverhouding tot stand komt in de grenslaag.

Wanneer de omstandigheden gunstig zijn hebben Sc-velden de neiging om horizontaal uit te spreiden en een grote omvang te krijgen. Dit kan soms ook worden waargenomen op

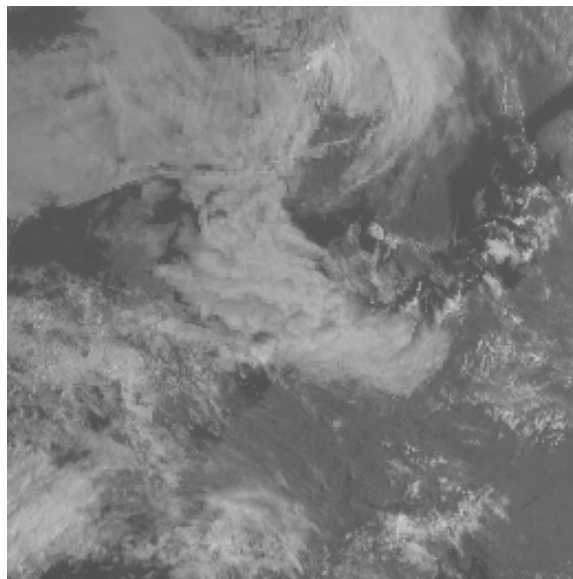
satellietbeelden. De grote verschillen in stralings- en turbulentie-eigenschappen tussen bewolkte en onbewolkte gebieden hebben een grote invloed op het horizontaal uitspreiden van de Sc. In het zomerseizoen verwarmt de zon de grenslaag in de wolkenvrije gebieden wat kan leiden tot mooi weer cumuli. De instraling kan het uitspreiden van Sc een halt toe roepen. Later op de dag gaan de randen van het Sc-veld steeds meer eroderen doordat de zon de grenslaag rond de Sc verder opwarmt en uitdroogt.

De meest permanente en uitgebreide Sc-velden vormen zich, zoals eerder genoemd vaak in samenhang met koele en vochtige luchtmassa's in de nabijheid van een hogedrukgebied. Hierdoor is de snelheid van een Sc-veld vaak laag. Wanneer sterke stijgende bewegingen in samenhang met frontale systemen afwezig zijn dan wordt de ontwikkeling van het Sc-veld gedreven door langzamere processen zoals subsidentie, menging en stralingsprocessen. Hierdoor kan de vorm van het Sc-veld gedurende langere tijd intact blijven.

### 9.1.4 Sleutelparameters



**Fig 11 : IR-beeld 23 augustus 1999 00:00 UTC: Stratocumulusvelden boven de Noordzee**

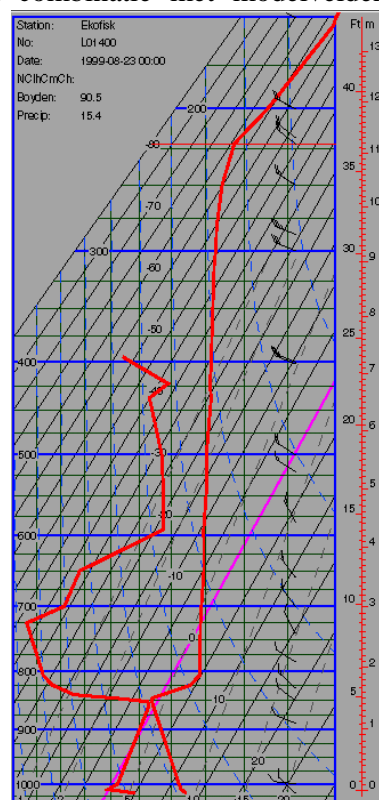


**Fig 12: VIS-beeld 23 augustus 1999 08:30 UTC: Stratocumulusvelden boven de Noordzee**

Voor de bespreking van Sc-velden op satellietbeelden in combinatie met modelvelden gebruiken we de situatie van 23 augustus 1999 zoals die weergegeven is op de IR en VIS op figuur 11 en 12. Boven de Noordzee ligt een Sc-veld dat ook het noordelijk deel van het land bedekt. Op het IR-beeld van 00 UTC is weinig structuur in de bewolking te zien. Het VIS-beeld is van ruim 8 uur later. Op de Noordzee wordt het veld gekarakteriseerd door schollen. Het veld is zeer hardnekkig en lost ook boven land maar moeizaam op ondanks de nog sterke instraling van de zon in dit jaargetijde.

**Divergentie:** Voor detectie van grootschalige dalingen in de lagere troposfeer kan divergentie in deze laag een handig hulpmiddel zijn. Divergentie kan uit stromingspatronen worden afgeleid maar hierbij is wel kennis nodig welke stromingstypen tot divergentie leiden.

**Temps:** Bij een typische Sc-temp zoals op figuur 11 zien we een vochtige grenslaag die bovenin verzadigd is. Dit duidt op de aanwezigheid van bewolking. Direct hierboven bevindt zich een sterke subsidentie-inversie, meestal rond 850 hPa, waar dalende bewegingen aanwezig zijn die opwarming en uitdroging veroorzaken. De grenslaag en vrije troposfeer zijn fysisch praktisch van elkaar ontkoppeld waardoor de fluxen van impuls, warmte en vocht klein zijn. Dit is de reden waarom er zo'n grote overgang is in temperatuur, dauwpunt en soms ook in windsnelheid en richting. Sterke schering aan de top van de bewolking kan

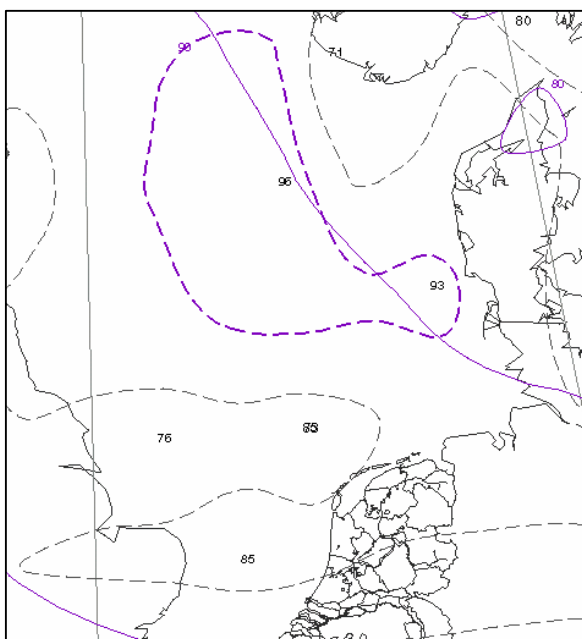


**Fig 11: temp van Ekofisk op het midden van de Noordzee**

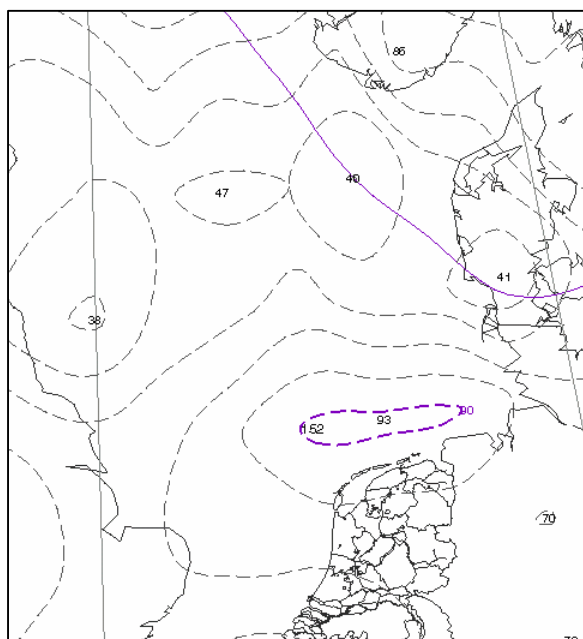
mooie golfvormen in het wolkendek produceren.

Temperatuuradvectie (850/925 hPa): Er treedt vaak ondiepe CA op in de grenslaag. Deze kan zichtbaar gemaakt worden met TA-patronen op 925 hPa en indien de grenslaag voldoende diep is ook met 850 hPa kaarten. Opgemerkt dient te worden dat rond de inversie soms bedrieglijke patronen van TA op kunnen treden wanneer er gebruikt gemaakt wordt van isobare kaarten. De lucht volgt namelijk niet een isobaar patroon maar een isentroop waardoor wanneer isentropen en isobaren elkaar snijden opeens sterke WA kan optreden door advection van warme, droge lucht van boven de inversie.

Relatieve vochtigheid op lage en middelbare niveaus (925/850/700 hPa): Er is vocht nodig in de grenslaag om de SC-velden in stand te houden of te doen ontwikkelen. Hiervoor kan het niveau van 925 (850) hPa gebruikt worden. Op middelbare niveaus is de lucht droog door subsidentie en kan het 700 (850) hPa niveau gebruikt worden.



**Fig 12: 23 augustus 00 UTC: relatieve vochtigheid 925 hPa hoogte**



**Fig 13: 23 augustus 00 UTC: relatieve vochtigheid en 850 hPa hoogte**

Zeewatertemperatuur: De lucht in de grenslaag bevindt zich boven relatief koel zeewater waardoor de lucht zowel vocht opneemt als warmte afstaat aan het zeewater. Dit is een voorwaarde voor het ontstaan en in stand houden van Sc-velden.

Trajectoriën (850/925 hPa): De brongebieden van luchtpakketjes die op een bepaald tijdstip op een gegeven plaats aanwezig zijn kunnen zichtbaar worden gemaakt met trajectoriën. Geschikte niveaus hiervoor zijn 850 en 925 hPa. In figuur 14 op de volgende bladzijde zijn de brongebieden en aankomstgebieden weergegeven voor luchtpakketjes op verschillende niveaus. Speciaal van belang zijn de grijze (975 hPa) en rode (850 hPa) trajectoriën die zich in de grenslaag bevinden waarin de Sc-velden zijn ontstaan. De luchtpakketjes die vanaf 22 augustus 1999 12 UTC tot 23 augustus 00 UTC zijn gevolgd op deze hoogtes zijn afkomstig van de Noordzee. Dit is dus een aanwijzing dat de vocht en Sc-velden naar het zuidoosten worden getransporteerd.



### 9.1.5 Weersverschijnselen

Stratocumulusvelden produceren over het algemeen weinig of geen neerslag. Met name als het Sc-veld verticaal een kleine uitgestrektheid heeft (minder dan 500 meter) zijn de microschaal processen van neerslagvorming niet effectief genoeg om regen te produceren. Wanneer de bewolking wel dik genoeg is dan kunnen de wolkdruppeltjes tot (mot)regen uitgroeien. Afhankelijk van de verticale temperatuur-opbouw in en onder de Sc kan de neerslag lichte regen of sneeuw zijn. Er kunnen zich zelfs lichte ondiepe buitjes ontwikkelen door convectie wanneer de temperatuur van de wolkentop onder de nul graden komt. De hoeveelheid neerslag is meestal klein. Bij directe aanvoer van zee kunnen zoutkristallen het neerslagproces positief beïnvloeden

Advectie van Sc over een gebied waar door sterke nachtelijke uitstraling mist is ontstaan doet de mist verdwijnen door verandering van de stralingsbalans of voorkomt de vorming van mist. Zowel de maximum- als minimumtemperatuur zijn sterk afhankelijk van de aanwezigheid van Sc. De grote hoeveelheid van onderkoeld water die voor kan komen in Sc-velden kan een groot probleem opleveren voor de luchtvaart door de ijsvorming op met name de vleugels. Aan de top van de Sc-bewolking kunnen grote scheringen optreden waarin sterke turbulentie gegeneerd wordt die gevaar op kan leveren voor de luchtvaart. In figuur 15 is een Sc-veld gegeven die prachtig belicht wordt door de ondergaande zon

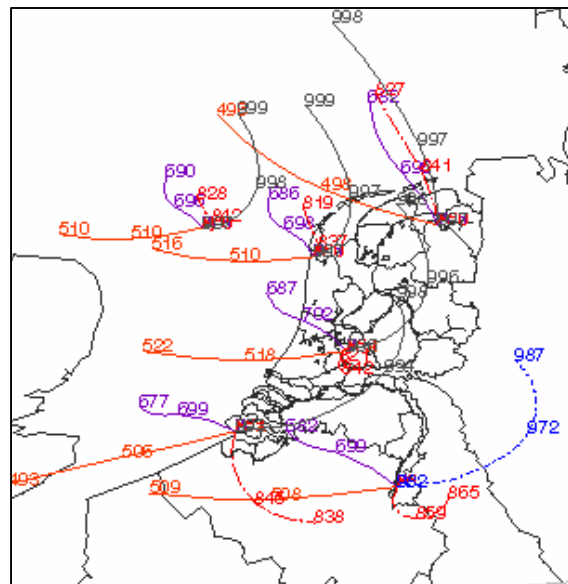


Fig 14: 22 augustus 1999 12 UTC: +12 forecast van luchtpakketjes op verschillende Nederlandse stations. Rood: 500hPa, Paars 850hPa, Blauw: Grondniveau

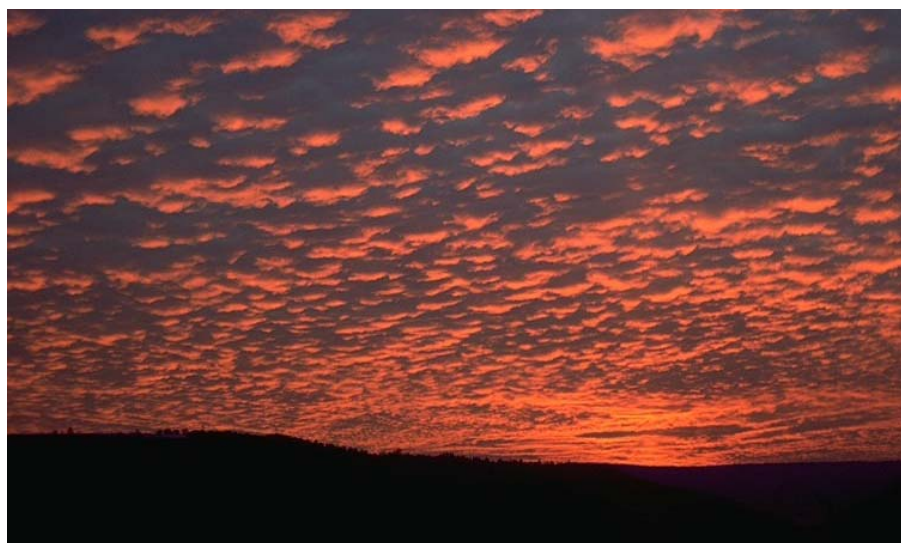


Fig 15: stratocumulusveld belicht door de ondergaande zon

## 9.2 Upper Level Low (ULL)

### 9.2.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Het komt regelmatig voor dat wanneer achter een actief koufront een flinke portie koude lucht wordt meegevoerd deze aanleiding geeft tot de ontwikkeling van een laag in de bovenlucht. Over een grote diepte van de atmosfeer is de lucht koud waardoor de druk sneller daalt met toenemende hoogte dan in de omgeving. Upper level lows bevinden zich gewoonlijk ten zuiden van de polaire jet-stream en kunnen vele dagen achtereen het weer in een groot gebied beïnvloeden.

Upper Level Lows zijn verschijnselen die een lange tijd blijven bestaan en een typische levenscyclus hebben. De structuur van een ULL zoals die tot uitdrukking komt in IR, VIS en WV-beelden is een indicatie voor het levensstadium waarin de ULL zich bevindt. We kunnen drie stadia onderscheiden in het leven van een ULL:

**Hoogtetrog stadium:** Op dit tijdstip bevindt zich stroomopwaarts van de frontale bewolgingsband nog steeds een bovenlucht trog. Er kan een goed ontwikkelde frontale bewolgingsband worden waargenomen aan de voorzijde van de hoogtetrog. Deze is wit in het VIS- en IR-beeld hetgeen duidt op dikke gelaagde bewolking. Aan de achterzijde van de hoogtetrog komt, figuur 1, vaak veerachtige bewolking voor die gewoonlijk verbonden is met een stroomopwaarts gelegen warmtefront. In tegenstelling tot de frontale bewolgingsband kunnen deze zich op grote hoogte bevindende cirrus en cirrostratus alleen worden waargenomen op IR- en WV-beelden omdat de bewolking zeer dun en transparant is. Op het WV-beeld kunnen twee vochtige zones, figuur 2, worden gevonden aan de voor- en achterzijde van de hoogtetrog. Het centrum van de trog wordt gekarakteriseerd door droge lucht die in het WV-beeld zichtbaar is als een zwart gebied. Hier kan ook bewolking in de koude lucht aanwezig zijn die echter niet zichtbaar is op het WV-beeld.

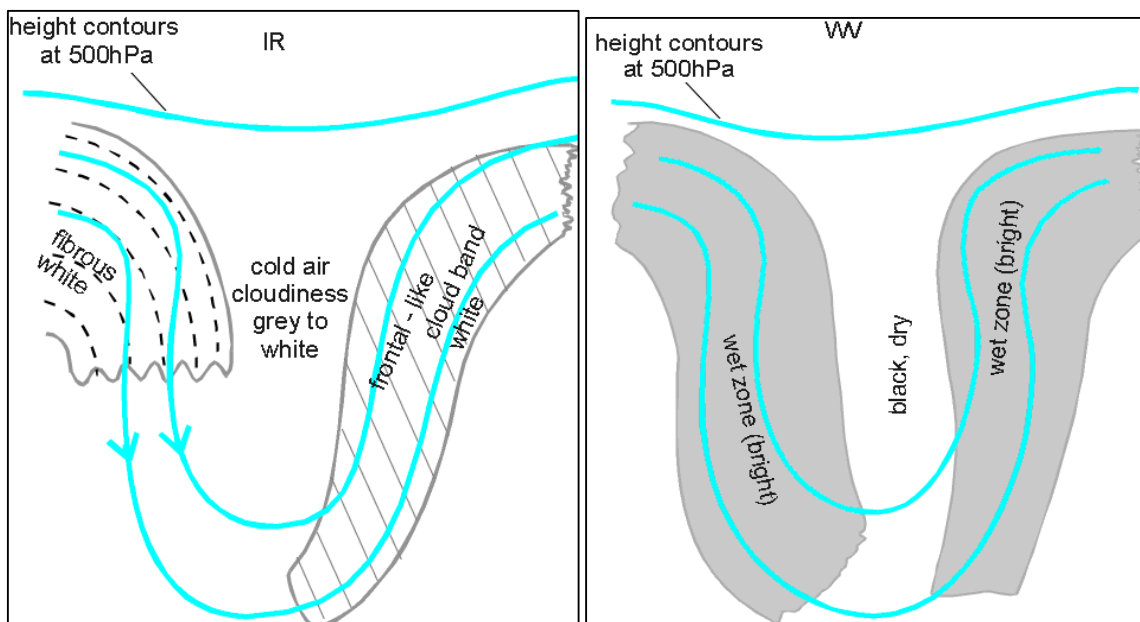
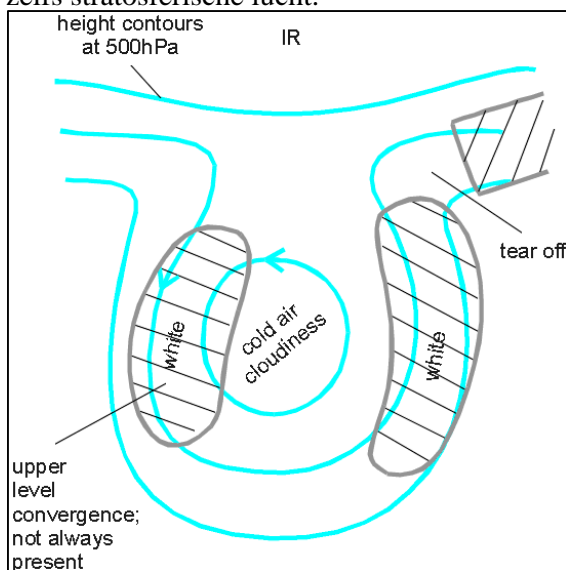


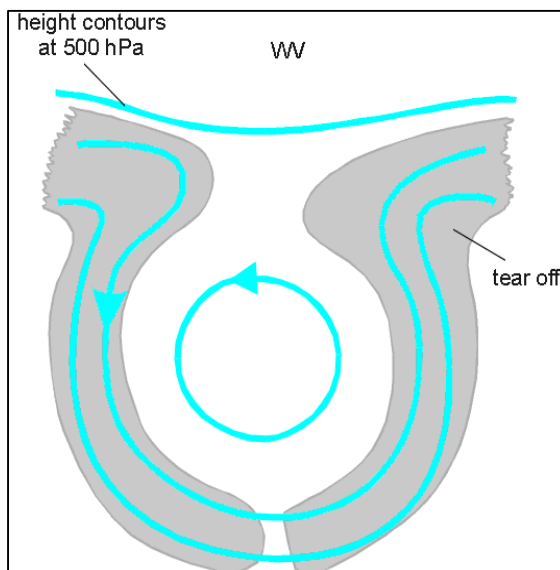
Fig 1: weergave van pixelwaarden in het IR-beeld bij een upper level low

Fig 2: weergave van de pixelwaarden in het WV-beeld bij een upper level low

**Afsnoeringsstadium:** In deze fase wordt de hoogtetrog nadrukkelijker en snoert zich uiteindelijk af van het frontale systeem. Hierbij breekt ook een deel van de frontale bewolgingsband af in het noordoostelijke deel van de trog, figuur 3, en gaat een cyclonale kromming vertonen. In sommige gevallen ontwikkelt zich ook een cyclonaal gekromde bewolgingsband aan de achterwaartse zijde van de hoogtetrog. Deze bewolking wordt voornamelijk veroorzaakt door convergentie in de hogere en middelbare lagen van de troposfeer, is grijs tot wit in het IR-beeld en donkergrijs in het WV-beeld. Op het WV-beeld, figuur 4, is een uitgesproken cyclonaal gekromde band te zien. Naast de koude lucht verschijnselen is het centrum van de trog donkergrijs tot zwart wat duidt op droge en soms zelfs stratosferische lucht.

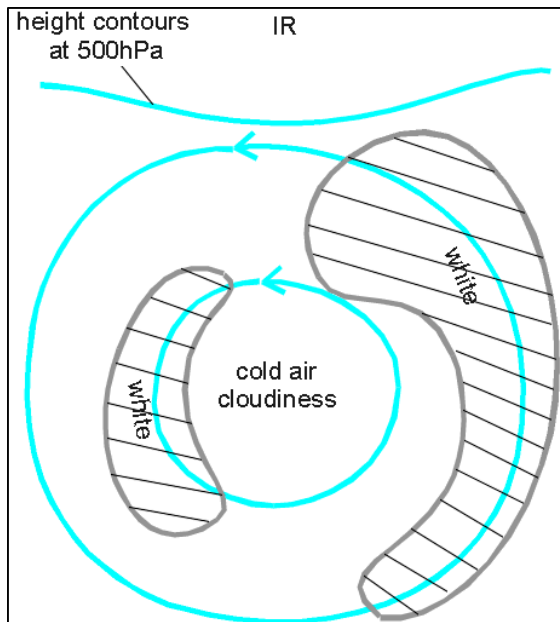


**Fig 3: weergave van het IR-beeld van een ULL in de afsnoeringsfase**

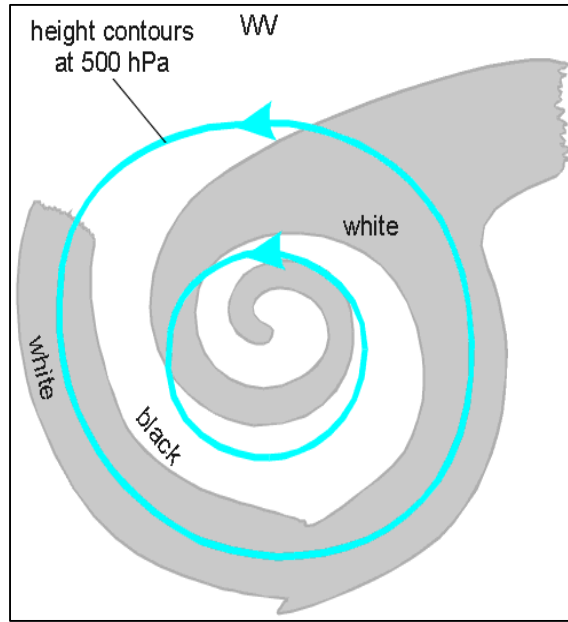


**Fig 4: weergave van het WV-beeld van een ULL in de afsnoeringsfase**

**Eindfase:** In dit stadium is de hoogtetrog helemaal afgesneden van de circulatie in de omgeving en is een afzonderlijk bovenlucht laag geworden. In deze fase wordt de cyclonale kromming, figuur 5, van de wolkenbanden sterker. In het WV-beeld ontwikkelt zich vaak een cyclonale spiraal met zwarte en witte banden, figuur 6.

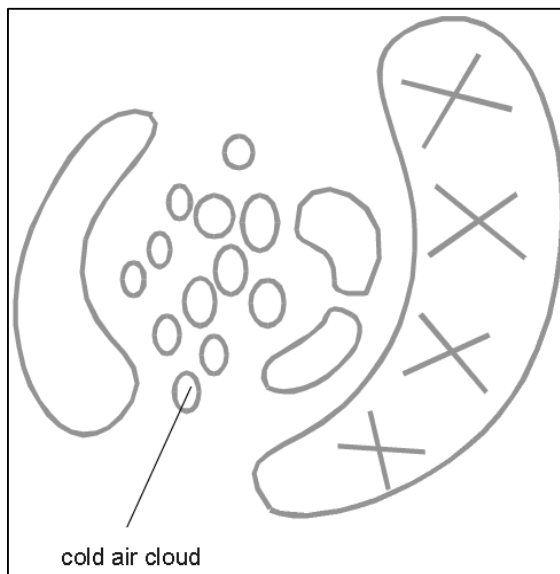


**Fig 5: weergave van het IR-beeld tijdens het eindstadium in de ontwikkeling van een ULL**

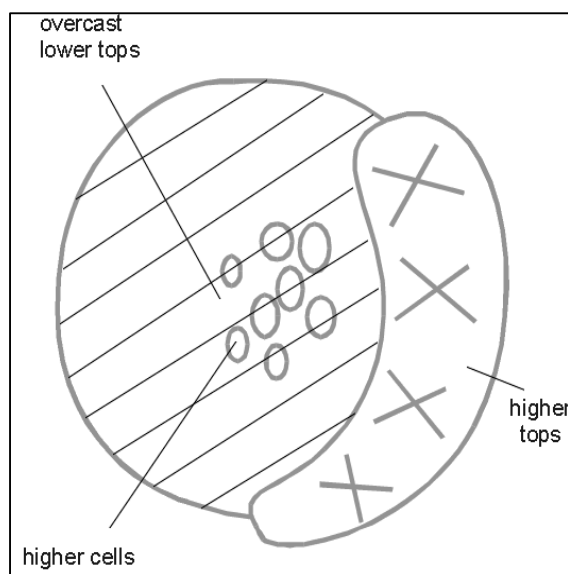


**Fig 6: Weergave van het WV-beeld tijdens het eindstadium in de ontwikkeling van een ULL**

Als een gevolg van de potentieel instabiele opbouw van de troposfeer in het centrum van de ULL kan de ontwikkeling van convectieve bewolking worden geconstateerd die ook wel 'core convection' wordt genoemd. Boven zee is deze bewolking in koude lucht erg intensief, zie ook figuur 7. Boven land daarentegen is het centrum van de ULL vaak geheel bewolkt met daarin enkele ingebedde convectieve cellen, zie figuur 8.



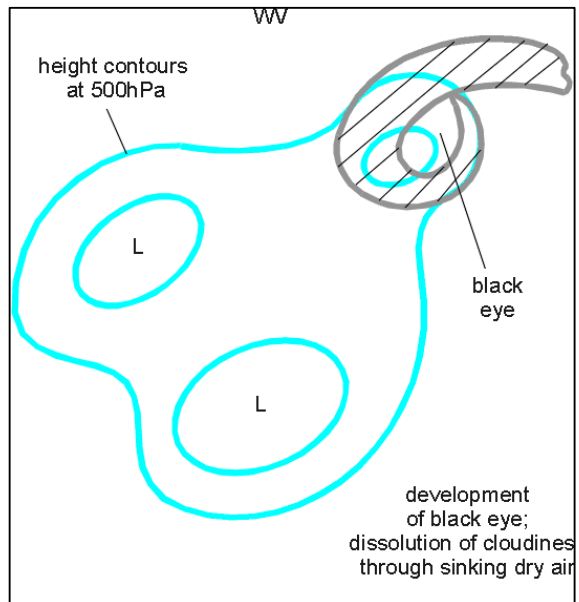
**Fig 7: bewolkingspatroon bij een ULL boven open zee**



**Fig 8: bewolkingspatroon bij een ULL boven land**



Naast het primaire afsnoeringsproces kunnen zich ook secundaire circulaties ontwikkelen in de primaire cyclonale circulatie die van een kleinere schaal zijn. Deze structuren zijn vaak verbonden met waterdampogjes, zie figuur 9. In paragraaf 5.4 wordt dieper ingegaan op waterdampogjes en wervels

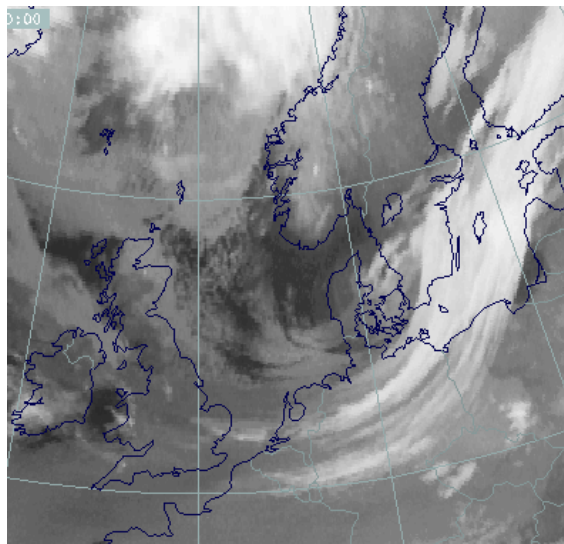


**Fig 9: In het WV-beeld kunnen zich secundaire structuren zoals waterdampogjes ontwikkelen**

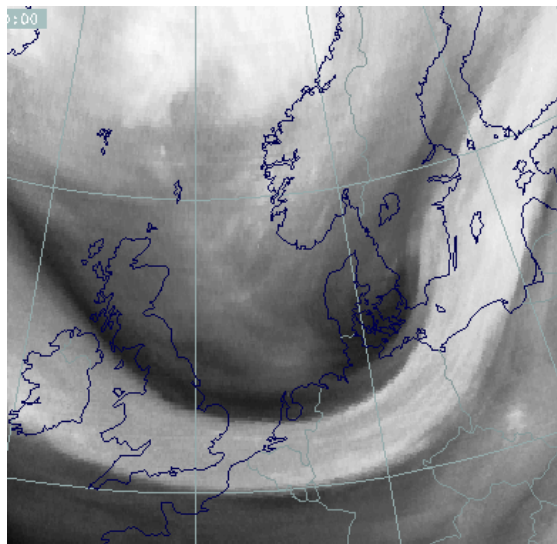
## 9.2.2 Praktijksituaties

24 januari 1998

Hoogtetrog stadium 24 januari 1998 00 UTC: Op figuur 10 en 11 is het eerste stadium zichtbaar van de ontwikkeling van een ULL, de hoogtetrog. Zowel op het IR als het WV-beeld is een cyclonaal gekromde bewolkingsband zichtbaar die zich uitstrekt vanaf België over Duitsland naar de Oostzee. De bewolking bevindt zich aan de oostelijke zijde van de trog

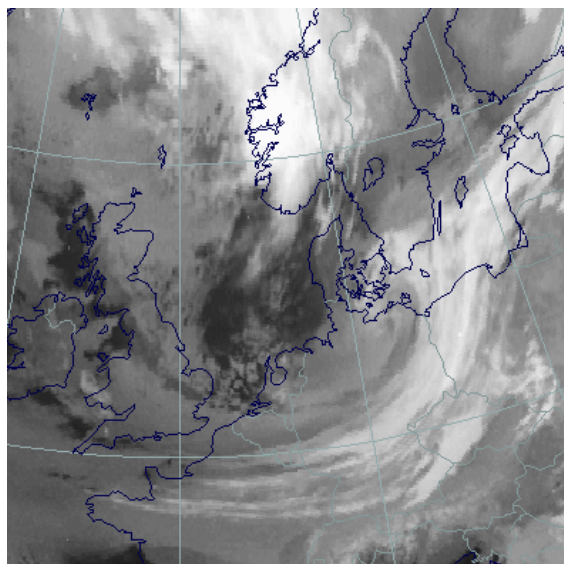


**Fig 10: IR-beeld 24 januari 1998 00:00 UTC: hoogtetrog stadium van een ULL**

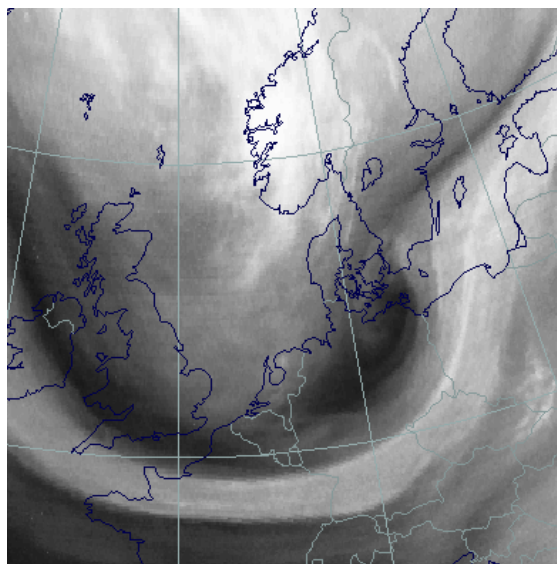


**Fig 11: WV-beeld 24 januari 1998 00:00 UTC: hoogtetrog stadium van een ULL**

Afsnoeringsstadium 24 januari 1998 06 UTC: Zes uur later is het afsnoeringsstadium aangebroken. Op het IR-beeld, figuur 12 is te zien dat de cyclonaal gekromde wolkenband wordt afgesnoerd ter hoogte van de zuidoost kust van Zweden. Op het WV-beeld is een vochtige band zichtbaar van de Atlantische Oceaan over Frankrijk en Duitsland naar het noordwesten van Rusland. Ter hoogte van de afsnoering wordt de vochtband gekarakteriseerd door een golfstructuur.

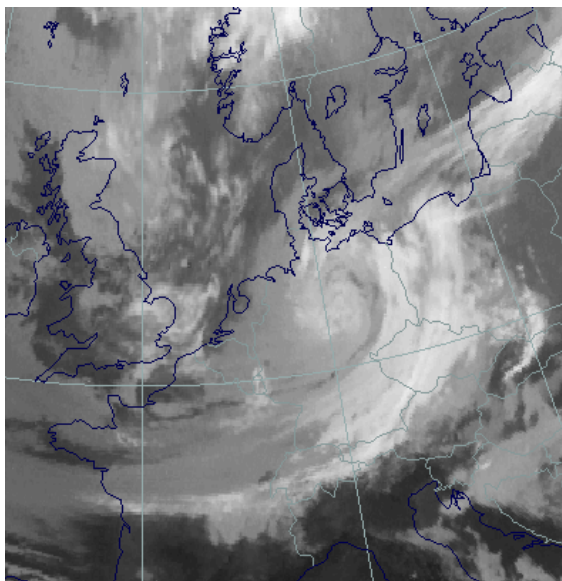


**Fig 12: IR-beeld 24 januari 1998 06:00 UTC: afsnoeringsstadium van een ULL**

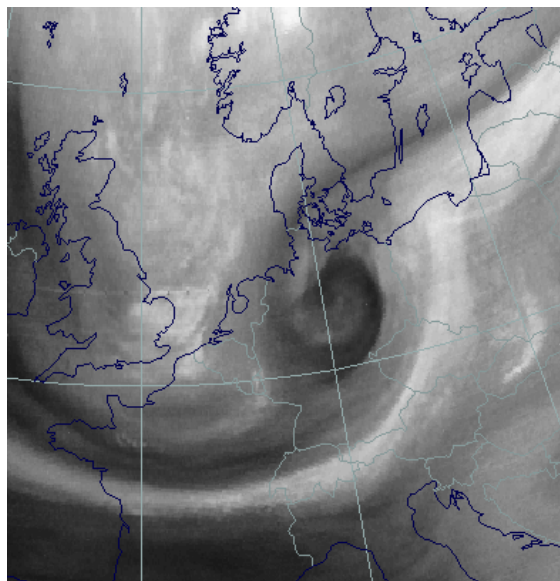


**Fig 13: WB-beeld 24 januari 1998 06:00 UTC: afsnoeringsstadium van een ULL**

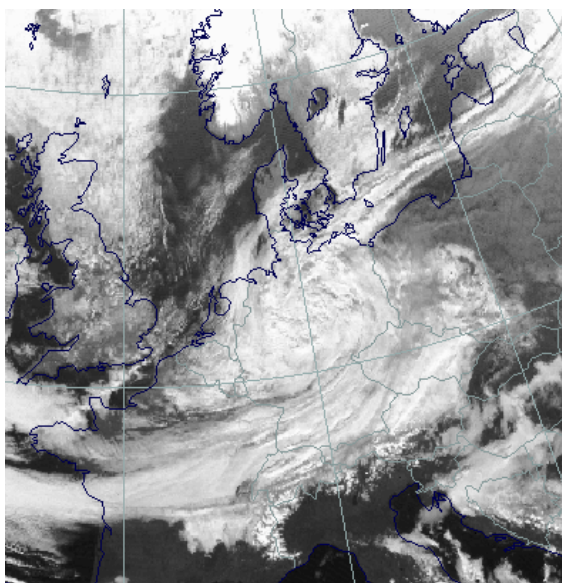
Eindfase 24 januari 1998 12 UTC: Op dit tijdstip heeft zich een afgesnoerde ULL ontwikkeld. Het centrum van het laag ligt boven Duitsland op circa 52°N/11°E. De cyclonaal gekromde wolkenband die zich uitstrekt van Frankrijk over Tsjechië naar Polen bestaat in de drie kanalen, figuur 14-16 uit hoge pixelwaarden hetgeen impliceert dat we te maken hebben met dikke, gelaagde bewolking. Het centrum van de ULL daarentegen is geheel bedekt met lage bewolking die wit is het VIS, figuur 16, en grijs op het IR-beeld, figuur 15.



**Fig 14: IR-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: eindfase van een ULL**



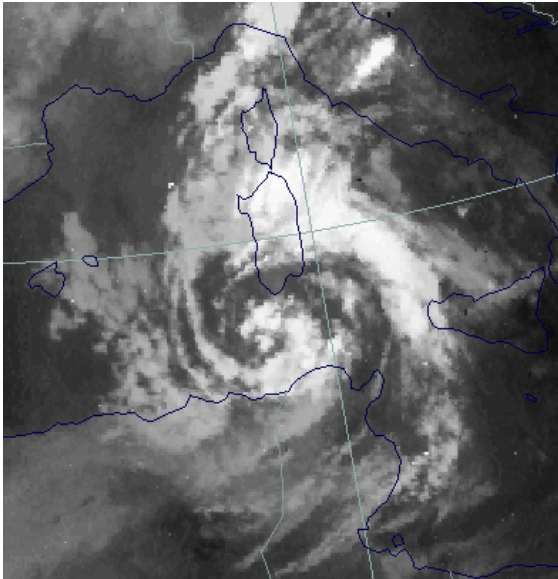
**Fig 15: WV-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: eindfase van een ULL**



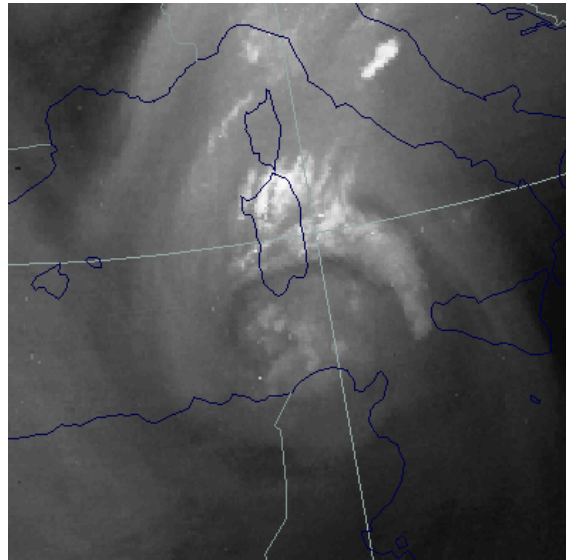
**Fig 16: VIS-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: eindfase van een ULL**

### 5 augustus 1998

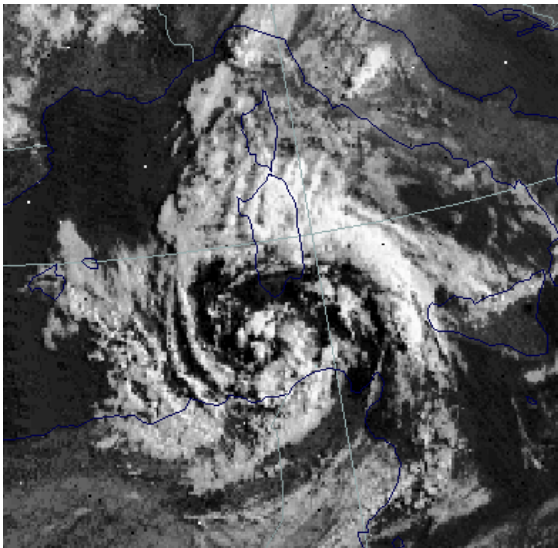
Op de beelden is een goed ontwikkelde ULL zichtbaar in de Middellandse Zee tussen Tunesië en Sardinië die zich reeds in de eindfase bevindt. Op het IR en VIS-beeld, figuur 17 en 19, is een cyclonaal gekromde wolkenpiraal aanwezig die zich uitstrekt van Tunesië, over de Tyreense Zee en de Middellandse Zee naar de zuidkust van Sardinië. In de frontale bewolkingsband en in het centrum van de ULL kunnen ingebedde CB's worden waargenomen (core convection). Het centrum van het laag is goed te lokaliseren op het WV-beeld, figuur 18. Deze ligt op ongeveer 38°N/09°E boven de Middellandse Zee.



**Fig 17: IR-beeld 5 augustus 1998 06:00 UTC, volledig ontwikkelde ULL ten zuiden van Sardinië**



**Fig 18: WV-beeld 5 augustus 1998 06:00 UTC, volledig ontwikkelde ULL ten zuiden van Sardinië**



**Fig 19: VIS-beeld 5 augustus 1998 12:00 UTC: volledig ontwikkelde ULL ten zuiden van Sardinië**



### 9.2.3 Meteorologisch fysische achtergrond

ULL's zijn cyclonaal roterende wervels in de hogere niveaus van de troposfeer die gevuld zijn met koudere lucht dan de omgeving. Over het algemeen is de horizontale schaal van een ULL kleiner dan die van depressies op gematigde breedten. In het beginstadium is aan het aardoppervlak meestal nog geen laag aanwezig. In het eindstadium is een ULL een systeem dat geïsoleerd is van de grootschalige westelijke circulatie.

De ontwikkeling van een ULL hangt af van de aanwezigheid van onstabiele golven in de grootschalige stroming in de hogere niveaus van de troposfeer. Een kenmerkende eigenschap van instabiele golven is de faseverschuiving tussen de temperatuur golf en de hoogtegolf. Hierdoor kunnen twee karakteristieke kenmerken worden waargenomen. Het temperatuuradvectie patroon vertoont CA in de omgeving van de hoogtetrog en WA in de bovenlucht rug. Ten tweede heeft de verticale as van de trog een achterwaarts georiënteerde helling met de hoogte

Gedurende de eerste fase van de ontwikkeling van een bovenlucht trog zien we de amplitude van de temperatuur- en hoogtegolf toenemen. Tegelijkertijd neemt de golflengte soms af. De zuidwaartse afwijking van de isohypsen en -termen leidt tot een uitdiepen van de trog, zie ook figuur 1.

Gedurende het afsnoeringsstadium ontwikkelt er zich een omgekeerde omega-vorm van de isohypsen in de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer. Doordat de amplitude van de hoogtegolf toeneemt gaat de trog zich geleidelijk afsplitsen van de algemene circulatie. Er stroomt koude polaire lucht zuidwaarts en warme subtropische lucht noordwaarts. Het gevolg van dit proces is dat er zich een ULL ontwikkelt in het zuidelijk deel van de trog. De circulatie van het laag wordt gekarakteriseerd door gesloten isohypsen en een golf in het windveld op 500 hPa. Omdat het laag zich nog in een beginstadium bevindt en daardoor zwak is volgt het merendeel van de bovenlucht stroming nog de omgekeerde omegavorm van de isohypsen, zie ook figuur 3.

In de eindfase van de afsnoering van de bovenlucht trog is de ULL veel uitgesprokener geworden. Het windveld op 500 hPa toont een goed ontwikkelde gesloten circulatie die in het ideale geval geheel afgesnoerd is van de algemene circulatie, zie ook figuur 5

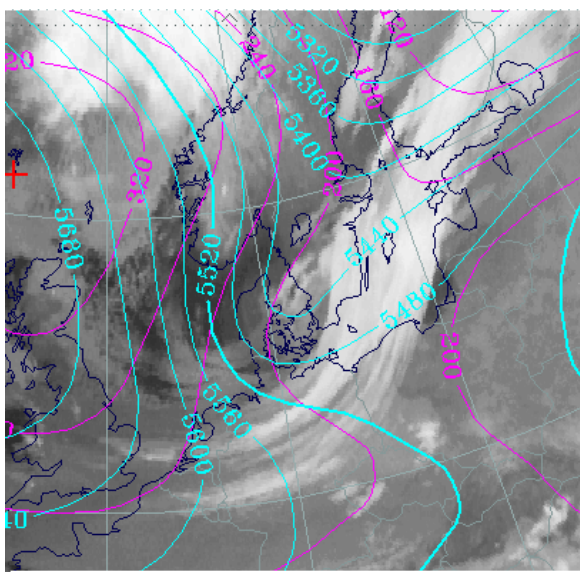


Fig 20: IR-beeld 24 januari 1998 00:00 UTC: beginstadium in de ontwikkeling van een ULL. Absolute topografie 500hPa(cyaan), 1000hPa(magenta)

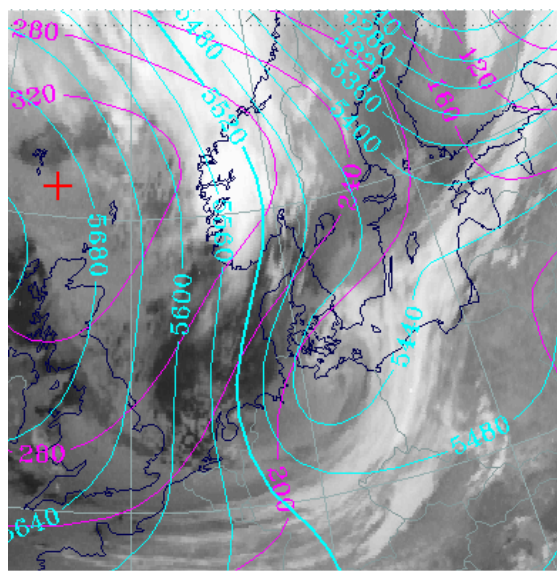
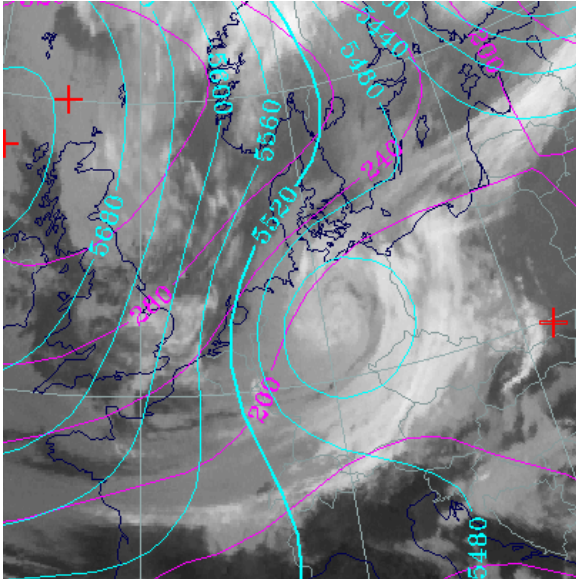


Fig 21: IR-beeld 24 januari 1998 06:00 UTC: afsnoeringsstadium van een ULL



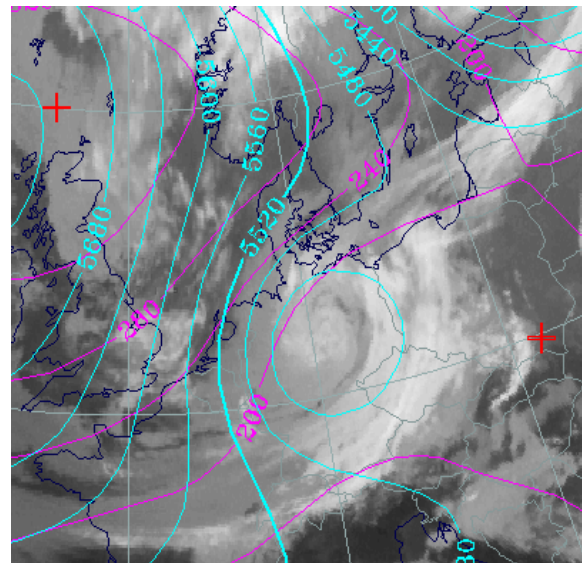
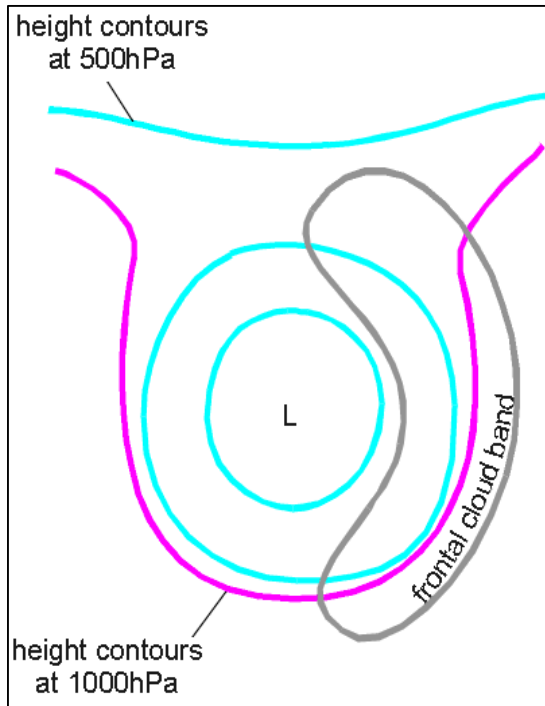
**Fig 22: IR-beeld 24 januari 1998 12:00 UTC: volwassen stadium van een ULL. Absolute topografie 500hPa(cyaan), 1000hPa(blauw)**

Op figuur 20-22 zien we de ontwikkeling van een ULL met daarbij tevens aangegeven de absolute topografie op 500 hPa (cyaan) en 1000 hPa (magenta). In de 12 uur die de figuren bestrijken zien we een diepe 500 hPa trog die gelegen is boven het zuiden van Scandinavië en Denemarken. Deze snoert zich af en vormt na 12 uur een gesloten circulatie. De vorming van de ULL treedt op oostelijk van een sterk hogedrukgebied aan het aardoppervlak die zich boven de Britse eilanden bevindt.

De temperatuursverandering gedurende het insnoeringsproces wordt niet alleen veroorzaakt door horizontale advectie van koude lucht maar ook door diabatische opwarming van dalende lucht. De diabatische opwarming vanaf het zeeoppervlak veroorzaakt instabiliteit in de kern van de ULL waardoor instabiliteit kan ontstaan die leidt tot de ontwikkeling van CB's. Aan de

andere kant wordt de koude lucht door dalende bewegingen opgewarmd waardoor de temperatuursverschillen tussen de kern en de omgeving afnemen en verdwijnen. Een ULL verplaatst zich zeer langzaam en kan als een stationair systeem worden gezien. De gemiddelde levensduur van een ULL wordt sterk bepaald door diabatische opwarming die de thermische opbouw van de ULL afbreekt en is over het algemeen zo'n 3 a 4 dagen.. Naast diabatische opwarming zorgt ook de ageostrofische naar het centrum van de ULL gerichte windcomponent voor de advectie van warmere en vochtigere lucht naar de kern waardoor de temperatuurverschillen worden afgebroken.

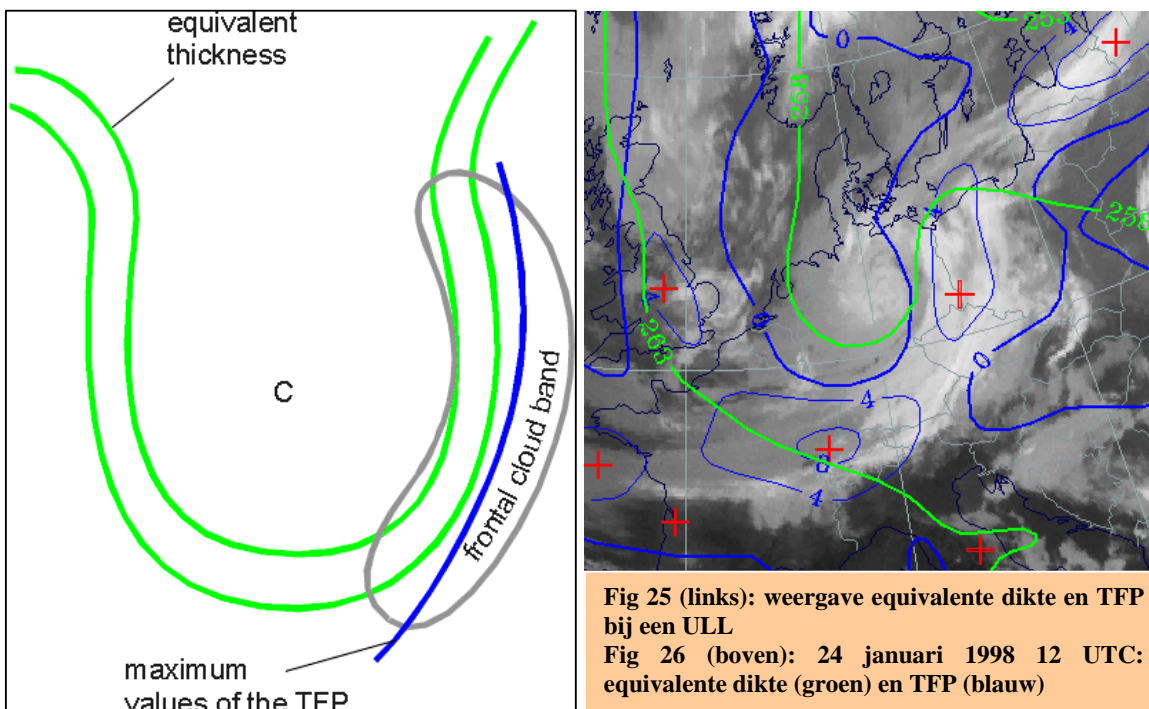
#### 9.2.4 Sleutelparameters



**Fig 23 (links): weergave van 500 en 1000 hPa absolute topografie bij een ULL  
Fig 24 (boven): 24 januari 1998 12 UTC: absolute topografie 500 hPa (cyaan) en 1000 hPa (magenta)**

Absolute topografie op 500 hPa: Gedurende het beginstadium van de ontwikkeling van een ULL is er een trog in de bovenlucht waarneembaar. Later ontwikkelt zich een omgekeerd omegaveld die uiteindelijk leidt tot een gesloten cyclonale stroming in het zuidelijke deel van de trog.

Absolute topografie op 1000 hPa: Op dit niveau kan geen laag worden onderscheiden. Over het algemeen is de gradiënt in het hoogteveld zwak. Wanneer zich in de bovenlucht een gesloten laag heeft ontwikkeld kan er ook aan het aardoppervlak een zwakke cyclonale stroming ontstaan die wordt aangestuurd door de circulatie in de bovenlucht.



Equivalente dikte (850/500 hPa): Er bevindt zich een dikte rug aan de voorzijde van de ULL en een uitgesproken minimum achter of in het centrum van de ULL.

Thermische front parameter (850/500 hPa): Er zijn twee barokliene zones te vinden, aan de voorzijde van het laag die samenhangt met een frontale bewolkingsband en achter het laag die verbonden is met een barokliene grens.

### 9.2.5 Weersverschijnselen

Het gebied van de frontale bewolkingsband wordt gekarakteriseerd door regen en regenbuien. In deze regio, die vaak conditioneel onstabiel is, kunnen zich ook onweersbuien ontwikkelen. In het geval van 'core convection' kunnen regen- en soms onweersbuien voorkomen. Motregen treedt vaak op in geheel bewolkte centra van ULL boven het vaste land.

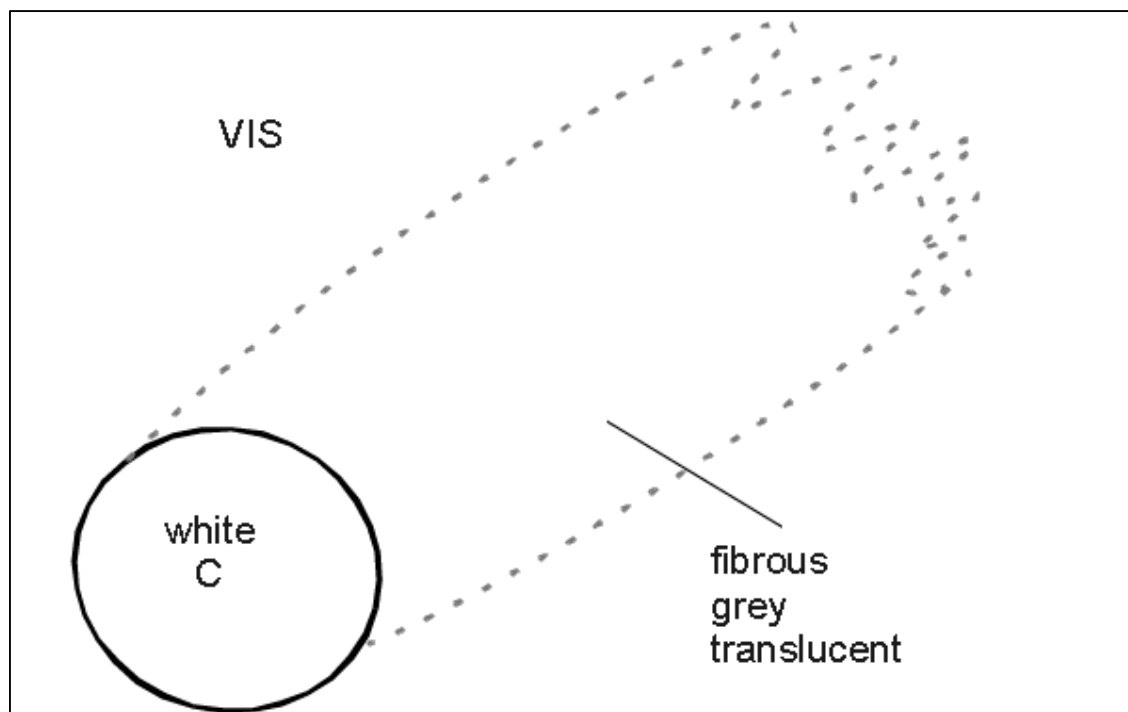
## 9.3 Mesoschaal Convectieve Systemen

### 9.3.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden kunnen op diverse schaal onweersbuien worden waargenomen. Zo hebben we de buien die bestaan uit een losse cel met een beperkt horizontale uitgestrektheid van slechts enkele kilometers. Deze cellen zijn vaak te klein om te kunnen worden gedetecteerd met Meteosat beelden. NOAA met de hogere resolutie kan de kleinste buiencellen nog vaak wel individueel weergeven. Vervolgens zijn er de multicel systemen die opgebouwd zijn uit een groot aantal individuele cellen die ieder in een bepaald stadium van ontwikkeling verkeren. Tenslotte zijn er nog de supercel stormen. Dit zijn buitengewoon grote eencellige onweersbuien die een lange levensduur en een zeer effectieve energievoorziening hebben.

Een andere term die veel wordt gebruikt binnen de satellietmeteorologie is het Mesoschaal Convectieve Systeem (MCS). Dit zijn vaak multicel systemen maar kunnen ook supercellen zijn. Een vaak gebruikte definitie voor een MCS is: een diep convectief systeem dat veel groter is dan een individuele onweersbui en met een uitgebreid aambeeld op middelbare en hogere niveaus van vaak meerdere honderden kilometers.

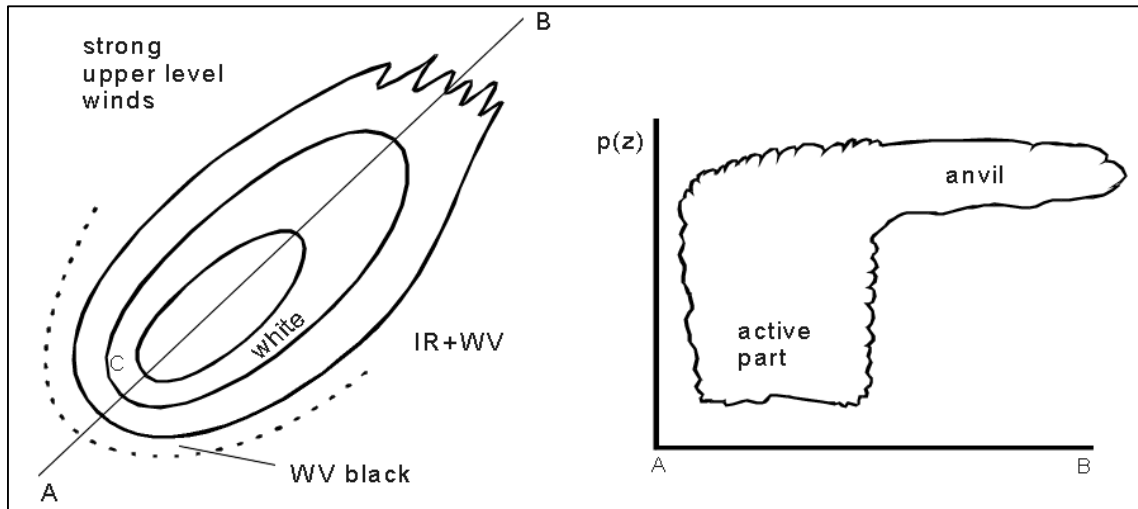
Op het satellietbeeld ziet een MCS eruit als een mesoschaal wolkencluster met een cirkel- of ovale vorm. Dit hangt mede af van de windsterkte op hogere niveaus van de troposfeer. Op het IR, WV en VIS-beeld wordt een MCS gekarakteriseerd door hoge pixelwaarden in het actieve deel van de bui. Dit geeft aan dat we te maken hebben met verticaal uitgestrekte bewolking die in een groot deel van de troposfeer aanwezig is. De bovenstreamse randen van het wolkencomplex zijn vaak scherp omlijnd. Wanneer er in de bovenlucht een sterke stroming staat kan de hoge bewolking benedenstrooms worden getransporteerd hetgeen leidt tot een uitgebreid wit wolken scherm in het IR-beeld, maar een grijze structuur in het VIS-beeld. De hoge bewolking is namelijk meestal dun en gedeeltelijk doorschijnend voor zichtbaar licht. De helderste grijstinten kunnen worden gevonden in het actieve deel van de MCS die zich bovenstrooms bevindt.



**Fig 1: Het actieve deel van een MCS is wit in het VIS-beeld terwijl de dunne hoge cirrusflarden die met een sterke bovenluchtstroming stroomafwaarts worden gevoerd grijs overkomt**



Vaak zijn er op satellietbeelden meerdere MCS's zichtbaar op een gegeven tijdstip. Op het WV-beeld wordt een MCS aangegeven door hoge pixelwaarden. Met de omhoog gerichte luchtstroom worden grote hoeveelheden vocht de hogere troposfeer in getransporteerd. In contrast hiermee is het WV-beeld in de directe omgeving van een MCS vaak zwart. Hier treden compenserende dalingen op waardoor de lucht droger wordt, zie ook figuur 2.

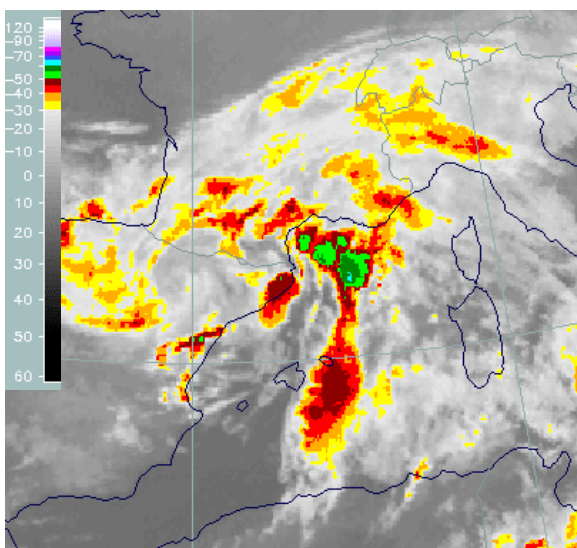


**Fig 2 (links):** De hoge toppen worden in het IR-beeld wit aangegeven. In het WV-beeld wordt een MCS omgeven door een zwarte streep van droge lucht in de hogere delen van de troposfeer. **(rechts):** Het actieve deel van de MCS bevindt zich bij sterke bovenluchtstroming aan de achterzijde van het wolkenpakket.

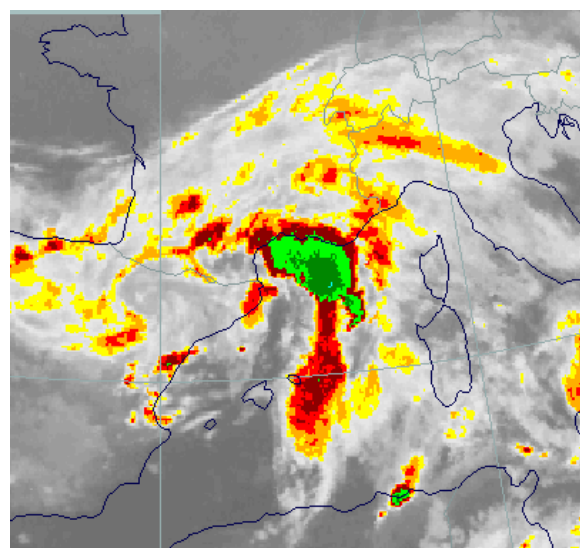
### 9.3.2 Praktijksituatie

1 juni 1997

Op het infraroodbeeld van 1 juni 1997 05 UTC, figuur 3, zien we de ontwikkeling van een MCS boven de Middellandse Zee ten zuiden van Frankrijk op ongeveer 43°N/05°E. In het beeld waarop de tinten zijn ingekleurd voor een groter contrast kunnen op dit tijdstip drie afzonderlijke cellen met hoge koude toppen worden geïdentificeerd. Een uur later zijn de drie cellen samengesmolten tot één MCS.

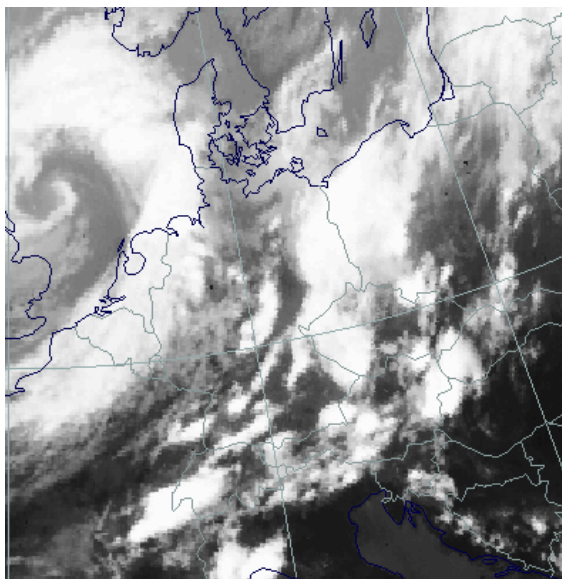


**Fig 3:** 1 juni 1997 05:00 UTC IR(enhanced): ontwikkeling van een MCS ten zuiden van Frankrijk

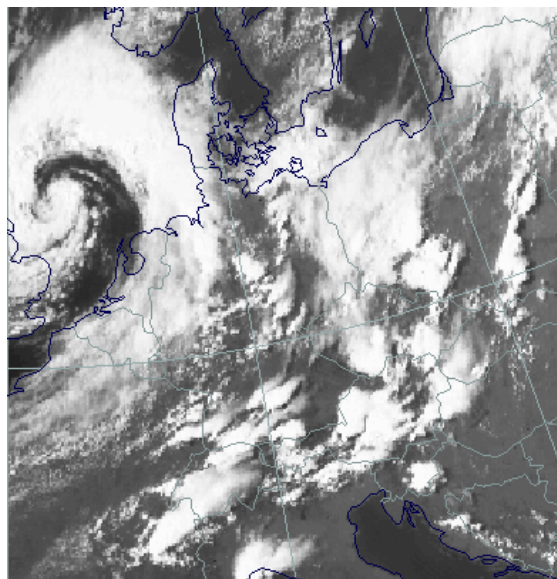


**Fig 4:** 1 juni 1997 06:00 UTC IR(enhanced): volwassen stadium van een MCS bij de Franse zuidkust

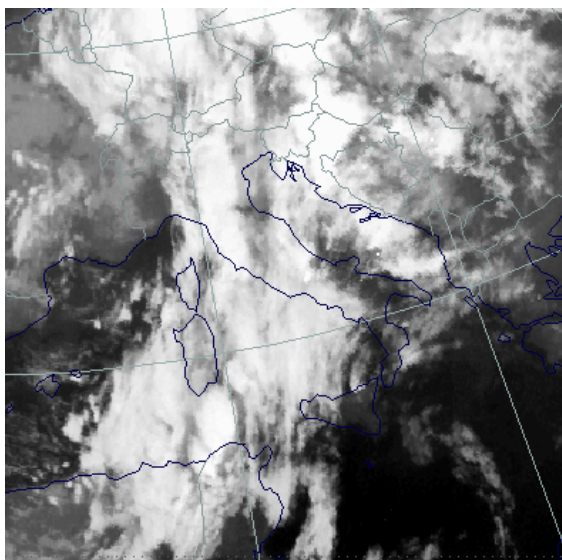
Op zowel het VIS als het IR-beeld, respectievelijk figuur 5 en 6, van 5 augustus 1993 kunnen we een aantal ontwikkelende convectieve cellen vinden boven Centraal Europa. De cellen worden gekarakteriseerd door hoge pixelwaarden in beide kanalen hetgeen dikke gelaagde bewolking impliceert. In het IR-beeld hebben de cellen scherpe rand. In tegenstelling hiermee zijn op het VIS-beeld alleen de stroomopwaarts gelegen randen scherp omlijnd en de stroomafwaartse randen doorzichtig. Aan de laatstgenoemde rand bevindt zich het uitgestrekte aambeeld van de MCS die voornamelijk uit hoge halfdoorschijnende cirrusbewolking bestaat.



**Fig 5: IR-beeld 5 augustus 1993 15:00 UTC: MCS boven Centraal Europa**

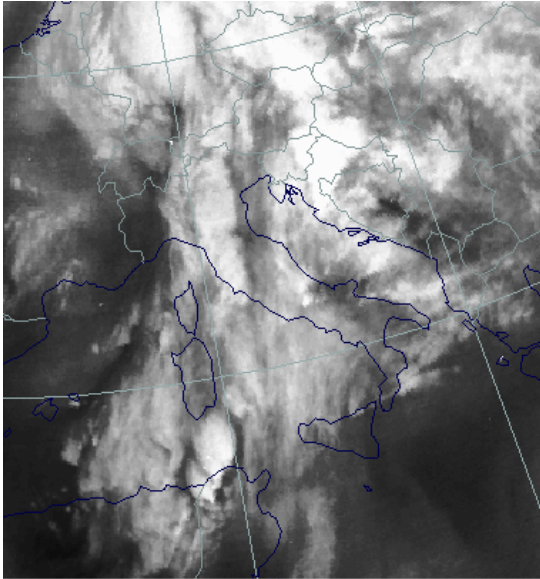


**Fig 6: VIS-beeld 5 augustus 1993 15:30 UTC: MCS boven Centaal Europa**



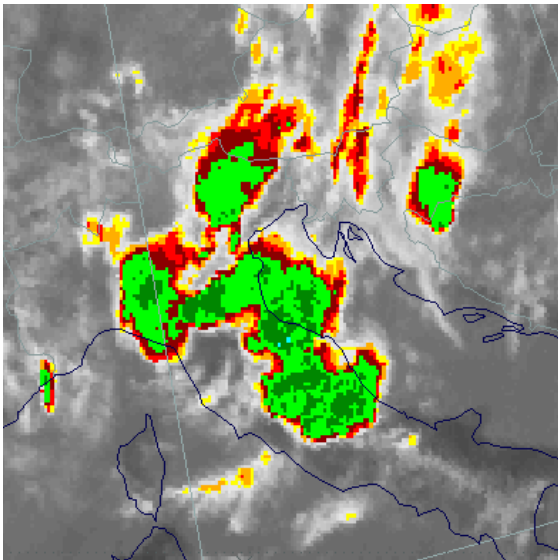
**Fig 7: IR-beeld 12 november 1997 18:00 UTC: MCS tussen Sardinië en Tunesië**

Op 12 november 1997, figuur 7 en 8, zien we een typische situatie waarbij convectieve cellen zich ontwikkelen in de omgeving van een front. Een heel goed ontwikkelde MCS kan worden waargenomen boven de Middelandse Zee tussen Sardinië en Tunesië op circa 37°N/09°E. De toppen zijn over het algemeen kouder dan de omgeving, figuur 7. Tevens kan er rondom deze cel een zwarte veeg worden waargenomen in het WV-beeld, figuur 8.

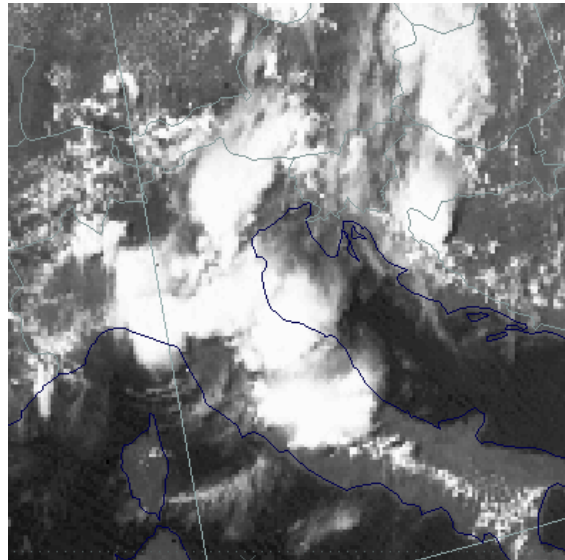


**Fig 8: WV-beeld 12 November 1997/18 UTC:  
MCS tussen Sardinië en Tunesië**

Op figuur 9, 27 juli 1997 15 UTC, zien we een aantal cellen boven het noordelijk deel van Italië die gekenmerkt worden door hoge pixelwaarden. De randen van de bewolking zijn bij het gehele cluster scherp omljnd. Op het VIS-beeld, figuur 10 kunnen we meer structuur waarnemen. Hier heeft alleen het actieve deel van de MCS hoge pixelwaarden wat dikke bewolking inhoudt. In de omgeving van het aambeeld is het VIS-beeld grijs en doorzichtig.



**Fig 9: IR-beeld(enanced) 27 juli 1997 15 UTC:  
MCS boven het noorden van Italië**



**Fig 10: VIS-beeld 27 juli 1997 15 UTC: MCS  
boven het noorden van Italië**

### 9.3.3 Meteorologische fysische achtergrond

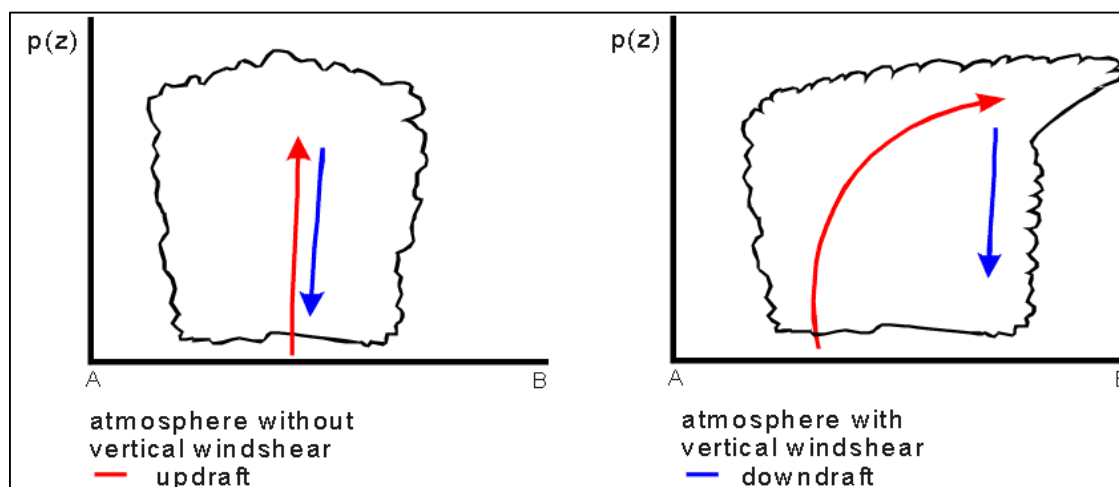
Een MCS is opgebouwd uit meerdere individuele cellen die zich in verschillende stadia van ontwikkeling bevinden. Iedere cel heeft een relatief korte levensduur ten opzichte van de MCS die ongeveer een half uur bedraagt. De horizontale uitgestrektheid van een cel bedraagt circa 5 bij 5 kilometer. Een individuele cel maakt drie levensfasen door: ontwikkelings-, volwassen- en ouderdomsstadium. Deze worden nu volgend kort besproken:

**Ontwikkelingsfase:** Dit stadium duurt 5 tot 10 minuten en wordt gekarakteriseerd door stijgende bewegingen in het gehele gebied van de Cb. De diameter van de cel is tussen de 2 en 8 kilometer. De stijgende bewegingen zijn sterker met toenemende hoogte en meer in het midden van de cel. Het proces van entrainment heeft een groot effect op de ontwikkeling van de Cb. Door de entrainment van droge lucht bij de randen van de CB is het waterdampgehalte hier lager. Het verdampen van de wolkdruppeltjes in de droge lucht kost energie waardoor de lucht afkoelt. Hierdoor verliest de stijgende luchtstroom een deel van zijn kinetische energie en zal het langer duren voordat de Cb in het volwassen stadium terechtkomt. Wanneer de convectieve cellen ontstaan in het gebied van een oudere Cb dan zal er minder energie verloren gaan door entrainment. De lucht is nu namelijk vochtiger waardoor de wolkdruppeltjes niet of langzamer zullen verdampen. Het gevolg van dit alles is dat nieuwe cellen in de nabijheid van oudere Cb's sneller zullen ontwikkelen tot een volwassen cel.

Het volwassen stadium duurt gewoonlijk 25 tot 30 minuten. Tijdens deze fase ontwikkelen zich downdrafts. Vaak kunnen sterke updrafts worden gevonden aan de voorzijde van de Cb terwijl downdrafts zich aan de achterzijde bevinden. Het ontstaan van de downdraft is een gevolg van afkoeling door verdamping van de wolkendruppels door entrainment van droge lucht. Tevens zorgen de omlaag vallende regendruppels voor een neerwaartse versnelling. De sterkste downdrafts kunnen worden gevonden aan de onderzijde van de cel. De lucht beneden de wolkenbasis is verzadigd door de verdamping van de regendruppels. De naar beneden getransporteerde lucht van de downdraft spreidt horizontaal uit wanneer deze het aardoppervlak bereikt. Het eind van het volwassen stadium is bereikt wanneer uitspreidende droge lucht de toevoer van warme en vochtige lucht afsnijdt. Gedurende het volwassen stadium treden de meest intensieve weersverschijnselen op bij de Cb.

De ouderdomsfase van een Cb wordt bereikt wanneer de updrafts in de lagere niveaus van de Cb plaats moeten maken voor de downdraft. Hierdoor is de toevoer van warme en vochtige lucht afgesneden en zal de Cb geleidelijk aan oplossen.

De levensduur en intensiteit van een Cb hangen af van de verticale windschering en richting. Als er geen schering is dan zullen de updrafts al snel te niet worden gedaan door de

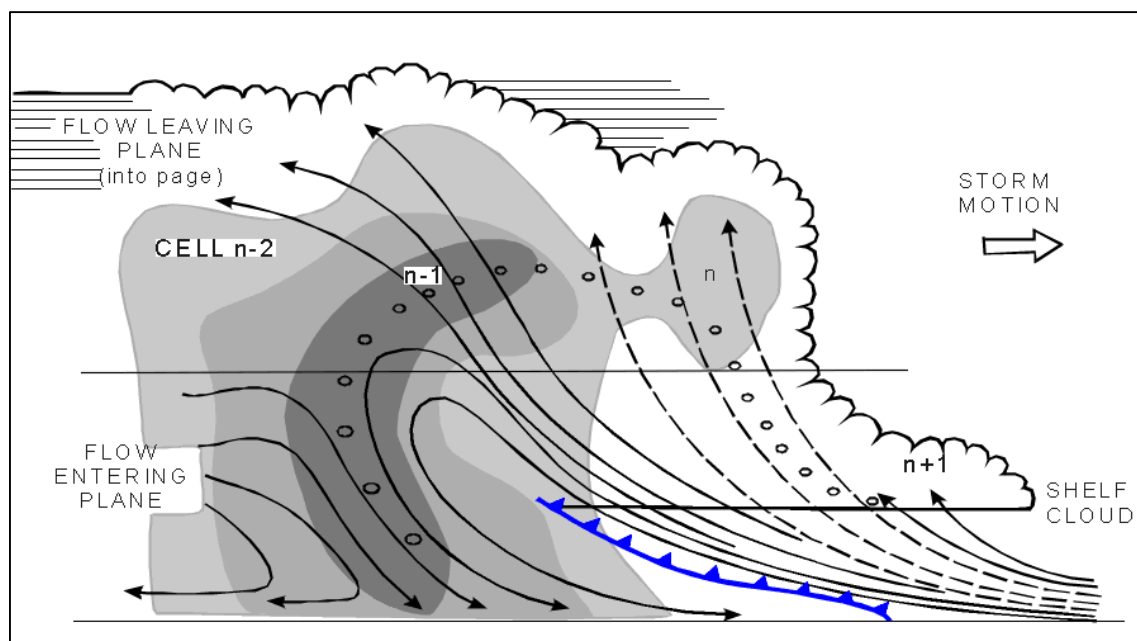


**Fig 11: Bij verticale windschering kunnen de up- en downdraft gedurende langere tijd onafhankelijk van elkaar bestaan waardoor de levensduur van een Cb verlengt.**



downrafts. Wanneer er verticale windschering is kunnen de up- en downdraft onafhankelijk van elkaar bestaan. Hierdoor kan de toevoer van vochtige lucht voor langere tijd verzekerd zijn en zal de downdraft de toevoer van warme lucht niet of veel later afsnijden. Cb's die ontwikkelen in een gebied met een sterke verticale windschering hebben een langere levensduur en intensievere weersverschijnselen. De heftigste buien ontstaan wanneer er zowel schering is in richting als in snelheid.

Multicelssystemen ontwikkelen in een omgeving met een matige windschering met de hoogte, terwijl de verandering in de richting aanzienlijk is. Dit type onweersbui kan een lange tijdspanne in stand blijven doordat er continu nieuwe cellen, die dochtercellen worden genoemd, ontwikkelen. In de meeste gevallen ontwikkelen de jonge cellen zich aan de voorzijde van het systeem maar soms kunnen ze zich ook ontwikkelen aan de linkerzijde. Uit onderzoek is gebleken dat zich elke 5 tot 10 minuten een nieuwe dochtercel ontwikkelt. Deze nieuwe cellen hebben een diameter van 3 tot 5 kilometer. Hierbij is de afstand tot het centrum van de onweersbui ongeveer 30 kilometer. De dochtercellen ontwikkelen zich zeer snel en gaan onderdeel vormen van het nieuwe centrum van het MCS, de moedercel. De nieuwe cellen kunnen zich met zo'n grote snelheid ontwikkelen omdat ze zich direct stroomafwaarts van de moedercel bevinden. Hierdoor gaat er weinig kinetische energie verloren door entrainment. Hoewel oude cellen aan de achterzijde oplossen blijft het systeem actief door het continu ontwikkelen van nieuwe cellen aan de voorzijde. Uit onderzoek is gebleken dat gedurende het leven van een multicelstorm zich 30 of meer individuele cellen kunnen ontwikkelen. Wanneer het opeenvolgen van de cellen erg kort is kan de multicelstorm veranderen in een supercel. Figuur 12 geeft de doorsnede van een multicelstorm. Uit het schema valt af te leiden dat een dochtercel (n) zich ontwikkelt uit een 'shelfcloud' (n+1). Het centrum van de storm bestaat uit de moedercel (n-1). Hier bevinden zich sterke up- en downdrafts. Aan de achterzijde bevindt zich een cel in het ouderdomsstadium (n-2) die aan oplossing onderhevig is. In de realiteit heeft niet elk multicelcomplex deze goed georganiseerde structuur.



**Fig 12: Een multicelstorm is opgebouwd uit meerdere cellen die zich in verschillende stadia van ontwikkeling bevinden**

Een MCS ontwikkelt zich in een karakteristiek windprofiel. Het blijkt dat we deze zware convectieve structuren kunnen classificeren aan de hand het type windprofiel. De twee termen windschering en CAPE kunnen worden samengevoegd tot een dimensieloos getal:

$$R = \frac{CAPE}{1/2(\Delta U)^2}$$

Hierbij is  $\Delta U$  de windschering in de onderste 6 kilometer van de troposfeer. CAPE is de energie die potentieel aanwezig is in de atmosfeer en vrijkomt bij convectie en kan afgeleid worden uit een temp die in het brongebied ligt waarin de MCS verwacht wordt te ontstaan. CAPE wordt gegeven door:

$$CAPE = \int_{z_0}^z g \frac{\theta' - \theta}{\theta} dz$$

Deze vergelijking kan numeriek opgelost worden door over de temp in verticale intervallen te verdelen en daaruit het verschil tussen de temperatuur van het opstijgende luchtpakket en de omgevingslucht te bepalen.

$\Delta U$  kan benaderd worden door:

$$\Delta U = U_{500} - U_{sfc}$$

Er zijn drie typen van convectieve systemen: multicellen, supercellen en squall lines die echter ook weer opgesplitst kunnen worden in subtypen:

Multicellen komen voor in een windprofiel met een flinke richtingsverandering met de hoogte maar met gewoonlijk een relatief matige snelheidsschering. R ligt in de orde van  $30 < R < 300$ . Multicellen worden weer onderverdeeld in drie subtypen:

*Bewegend systeem:* Dit type MCS komt regelmatig voor waarbij de bewegingsrichting en snelheid verschilt met de wind op alle niveaus in de troposfeer.

*Stationair systeem:* In dit type MCS vindt regeneratie plaats op een vaste locatie zodat hoewel individuele cellen weg bewegen van hun ontstaansplek het totale systeem niet van plaats verandert.

*Split systeem:* In sommige gevallen komt het voor dat een individuele cel zich splitst in twee cellen die ieder in een iets andere richting verder bewegen.

Supercellen zijn systemen die in hoge mate driedimensionaal zijn en komt voor in een windprofiel met een sterke schering in zowel richting als snelheid. De factor R ligt in de range van  $0 < R < 50$ . Supercellen kunnen worden onderverdeeld in twee typen:

*Rechts bewegend systeem:* Dit type beweegt naar rechts ten opzichte van de windrichting op alle niveaus van de troposfeer en is het meest voorkomende superceltype.

*Links bewegend systeem:* Dit type beweegt naar links ten opzichte van de windrichting en komt zelden voor.

Squall lines zijn quasi-tweedimensionaal en kunnen honderden kilometers lang worden en tot 50 kilometer breed. Over het algemeen zijn deze systemen parallel georiënteerd aan de stroming in de bovenlucht. Ze hebben een relatief nauwe zone met convectie.

### 9.3.4 Sleutelparameters

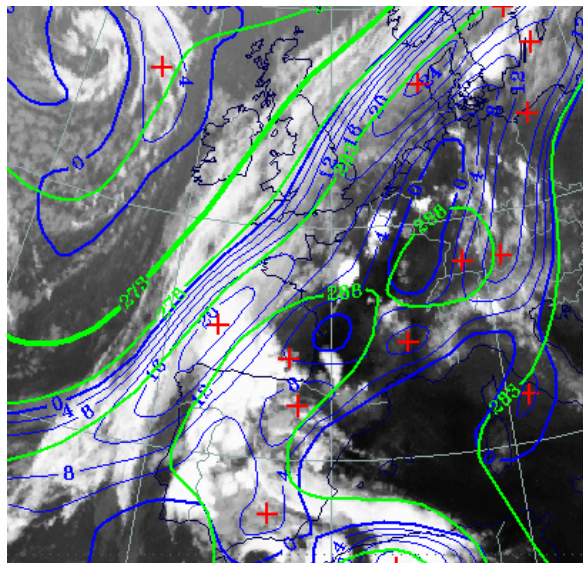


Fig 13: TFP (blauw) en equivalente dikte (groen)

Op figuur 13-15 zien we diverse MCS's op 24 augustus 1997 18 UTC boven Frankrijk en het Iberische schiereiland. Deze zijn ontstaan in de warme lucht voor een goed ontwikkeld koufront uit.

Thermische Front Parameter (TFP): Het koufront wordt gekenmerkt door uitgesproken TFP aan de voorzijde van het koufront

Equivalente dikte: De gradiëntzone van de equivalente dikte bevindt zich in de bewolgingsband behorende bij het koufront. De MCS's hebben zich ontwikkeld in de tong warme lucht voor het koufront uit. Hier worden de hoogste equivalente diktes gevonden.

Temperatuursadvectie (TA): Het veld van temperatuur advectie laat over het algemeen zwakke warmte advectie zien in de gebieden waar de MCS's zich ontwikkeld hebben. Zie figuur 14. In het bovenste gedeelte van de troposfeer is vaak koude advectie waar te nemen

Equivalente potentiële temperatuur op 850 hPa: Er bevindt zich een nadrukkelijke gradiëntzone in het koufront. Het MCS kan gevonden worden aan de warme zijde van de gradiëntzone waar de equivalente temperatuur een maximum heeft. Zie figuur 15.

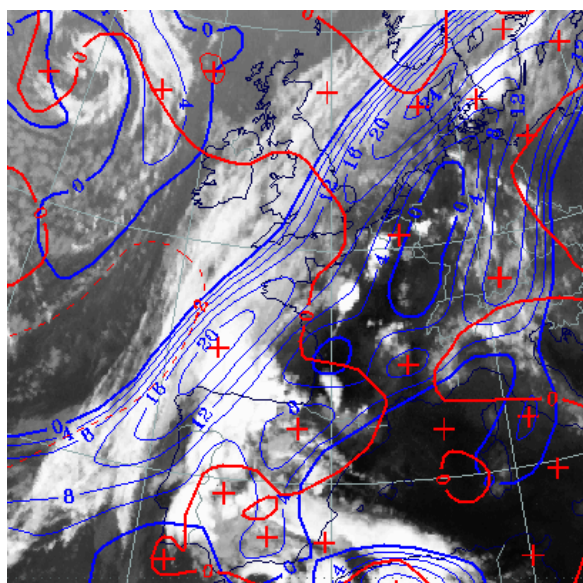


Fig 14: TFP (blauw) en TA (rood)

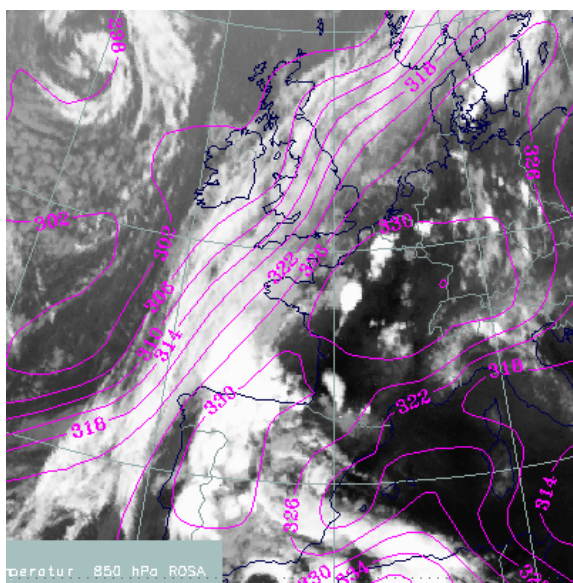
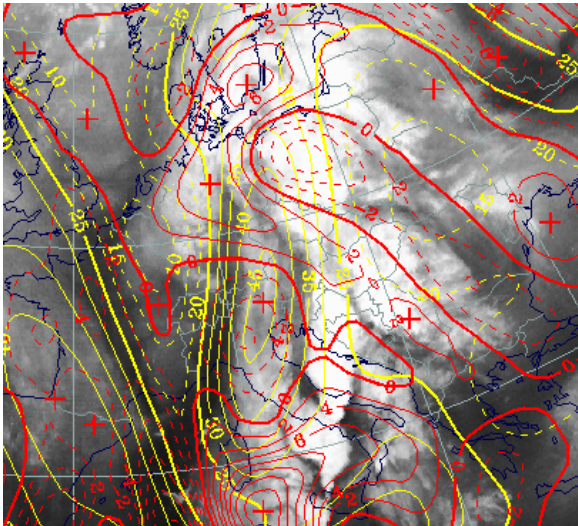


Fig 15: equivalente potentiële temperatuur (paars)



**Fig 16: isotachen 300 hPa (geel), PVA op 300 hPa (rood)**

Fig 16: 13 november 1997 00 UTC: Het satellietbeeld toont de ontwikkeling van MCS's boven onder meer Italië en Sicilië.

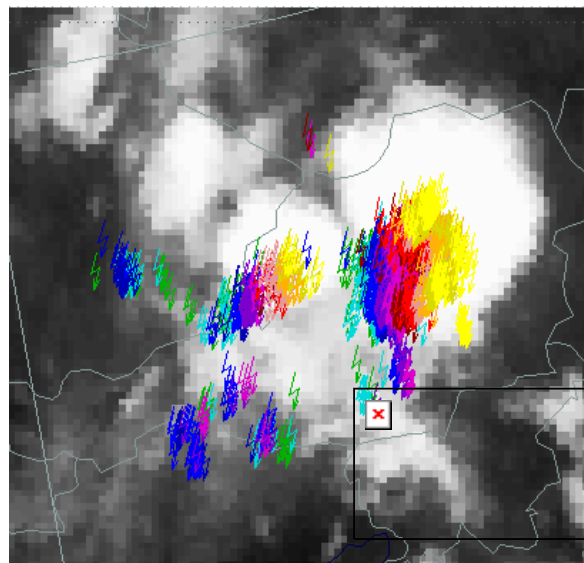
Isotachen op 300 hPa: De MCS's ontwikkelen zich soms in de rechter ingang van een jet streak..

Positieve vorticiteits advectie op 300 hPa: De MCS's bevinden zich soms in een gebied met sterke PVA op 300 hPa die samenhangt met een jet of een kleinschalige trog..

### 9.3.5 Weersverschijnselen

Cb-bewolking bestaat uit intensieve regen en onweersbuien en soms hagelbuien. Het heftigste weer kan worden gevonden in het volwassen stadium van de individuele cellen waaruit een MCS is opgebouwd. Hier treden grote aantallen ontladingen op, zie ook figuur 17 Deze bevinden zich over het algemeen in het midden van het complex. Als een gevolg van de uitstromende lucht van de downdraft in het volwassen stadium van de MCS kan het gebied hier rondom worden gekarakteriseerd door een uitgesproken squall line. In het ouderdomsstadium gaat de intensieve neerslag over in lichte tot matige regen. Er treedt nu geen onweer meer op in de oude oplopende cellen.

MCS's gaan vaak samen met zware tot zeer zware windstoten als gevolg van "down drafts", of door impuls uitwisseling met een sterke bovenstroming. In daarvoor gunstige omstandigheden kunnen er zich zelfs tornado's ontwikkelen.



**Fig 17: bliksemontladingen bij een MCS**



## 9.4 Convergentielijnen

### 9.4.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

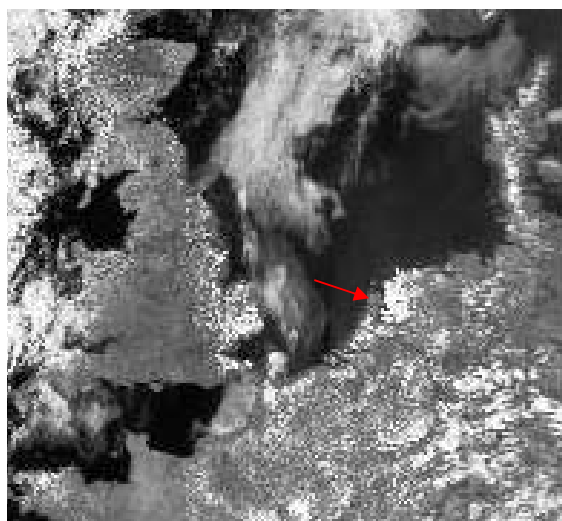
Convergentielijnen zijn structuren in de atmosfeer die in de lengterichting een grote uitgestrektheid kunnen hebben (meerdere honderden kilometers) maar in de breedte smal zijn (tientallen kilometers of kleiner). Bij convergentielijnen stroomt lucht uit verschillende richtingen samen en wordt gedwongen verticaal op te stijgen langs het vlak waar de stromingen elkaar ontmoeten.

De frontale structuren behorende bij depressies zijn in principe ook convergentielijnen maar veel grootschaliger en worden in andere paragrafen behandeld. De synoptische fronten vormen de scheidingslijn tussen verschillende luchtmassa's die tegen elkaar op bewegen.

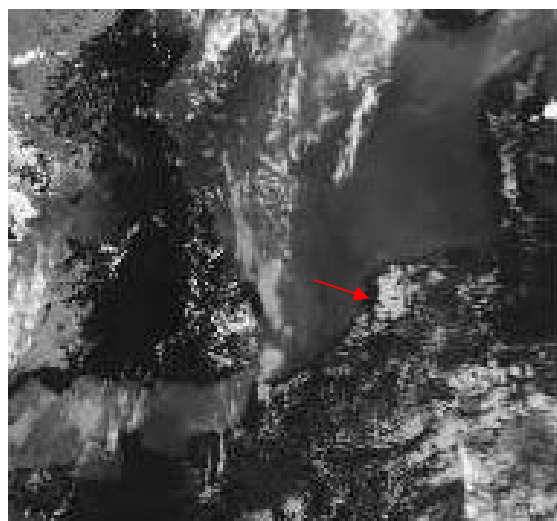
Convergentielijnen liggen in een vrij uniforme luchtmassa (polaire of subtropische lucht) maar deze kan door orografie, land-zee overgangen en convectie zo gemodificeerd worden dat de eigenschappen van de luchtsoorten in belangrijke mate kunnen gaan verschillen (vocht, temperatuur etc.)

Er zijn meerdere typen convergentielijnen zoals het zeewind- en landwindfront. Deze circulatie patronen treden op door differentiële opwarming en afkoeling van land- en zeeoppervlakken gedurende een etmaal. Convergentie kan ook optreden bij het gustfront van een MCS waardoor nieuwe buicellen zich kunnen ontwikkelen. Orografie heeft een belangrijke invloed op de luchtstroming waardoor er voorkeursplaatsen zijn voor convergentie en ontwikkeling van bewolking. Ten slotte kunnen de verschillende bovengenoemde typen van convergentie elkaar meewerken waardoor het ontstaan van bewolking extra wordt bevorderd.

Convergentielijnen komen in Nederland regelmatig voor, vrijwel uitsluitend in het zomerseizoen. In de operationele meteorologie zijn dergelijke lijnen van groot belang. Langs zo'n lijn kan eventuele onweersactiviteit versterkt worden, of ontstaan er zelfs squall lines. Vrijwel alle convergentielijnen in Nederland zijn terug te voeren op zeewindfronten die afkomstig zijn van de Noordzee of de Golf van Biskaje



**Fig 1: VIS-beeld 29 juli 1995 13:44 UTC: zee-windfront over West-Nederland en Denemarken**

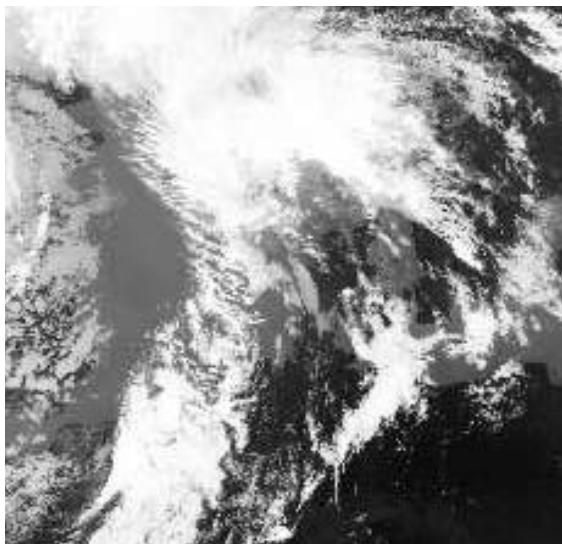


**Fig 2: IR-beeld 29 juli 1995 13:44 UTC: zee-windfront over West-Nederland en Denemarken**

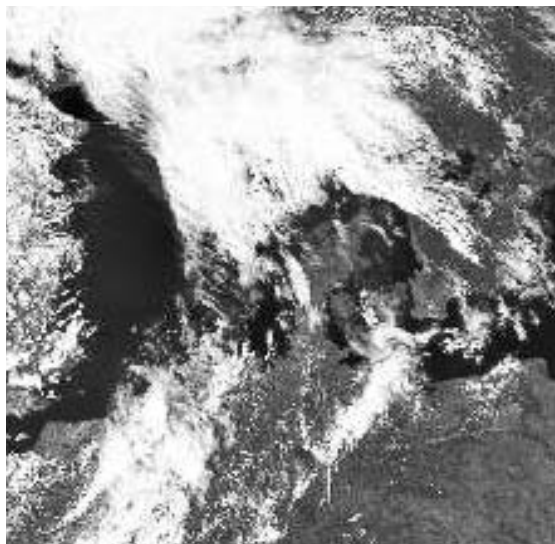
In figuur 1 en 2 is een voorbeeld gegeven van een zwak zeewindfront dat aan het eind van de ochtend ontstond over het westen van Nederland. De stroming is zwak en uit oostelijke richting en werkt de zeewind tegen. Hoewel het al wat later in de zomer is en het contrast

tussen de zeewater- en landtemperatuur overdag kleiner is dan in het voorjaar kan zich toch een zeewindcirculatie ontwikkelen die zich uit in het ontstaan van bewolking op het front. Hier treden convergentie en stijgende bewegingen op.

Op het VIS-beeld is de convergentielijn duidelijk zichtbaar als een gebied met bewolking die een groot deel van het invallende zonlicht reflecteert. Ook op het IR-beeld komt de convergentiezone goed tot uitdrukking met grijze tinten.



**Fig 3: IR-beeld 21 juli 1998 13:26 UTC:  
Zeewindfront over het oosten van Duitsland**



**Fig 4: VIS-beeld 21 juli 1998 13:26 UTC:  
Zeewindfront over het oosten van Duitsland**

In figuur 3 en 4 zijn het IR- en VIS beeld gegeven van 21 juli 1998 13:26 UTC. Hierop is een zeewindfront afkomstig uit de Golf van Biskaje zichtbaar dat een dag eerder is ontstaan. Het bevindt zich boven het oosten van Duitsland stroomafwaarts van een golvend koufront. Het zeewindfront is tot diep in de atmosfeer ontwikkeld. Dit komt door convectie die optreedt. Op het IR-beeld zijn de wolke toppen wit wat aangeeft dat ze koud zijn en diep in de atmosfeer reiken. Dit zeewindfront heeft grotere verticale en horizontale afmetingen dan het eerder besproken zeewindfront van 29 juli 1995.

Of een zeewindfront diepe convectie en onweer kan veroorzaken hangt af van een aantal factoren op verschillende lengte- en tijdschalen. Wanneer er een zeer sterke temperatuurovergang is over de convergentielijn heen wordt de circulatie dieper en krachtiger waardoor convergentie versterkt wordt. Er kan interactie optreden met een stroomopwaarts gelegen koufront. In de bovenlucht kan als het koufront reeds dicht bij de lijn ligt advectie van koelere lucht optreden waardoor deze kouder wordt. Hierdoor destabiliseert de atmosfeer en kan bij convectie meer energie vrijkomen waardoor mogelijke buien actiever worden.

Als het koufront verder naar het westen ligt ten opzichte van het koufront treedt gewoonlijk geen interactie op tussen de twee structuren. Koude lucht in de onderste niveaus van de atmosfeer achter het zeewindfront stabiliseert de verticale temperatuuropbouw waardoor helemaal geen buienactiviteit hoeft op te treden.

In sommige gevallen kan een zeewindfront ondanks afwezigheid van forcering vanuit de bovenlucht (afkoelen hogere niveaus, aanwezigheid jet of trog) door enorme temperatuursverschillen toch zware onweersbuien genereren die zich onder gunstige omstandigheden langere tijd in stand kunnen houden.

## 9.4.2 Praktijksituaties

### Zeewindfront 27 april 1996

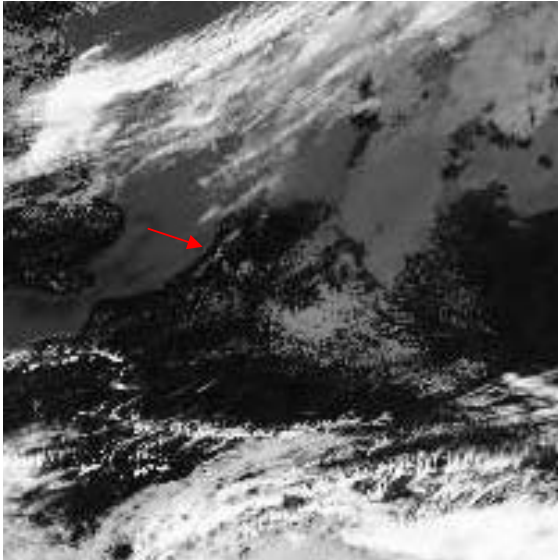


Fig 5: IR-beeld 27 april 1996 13:04 UTC: zeewindfront over West-Nederland

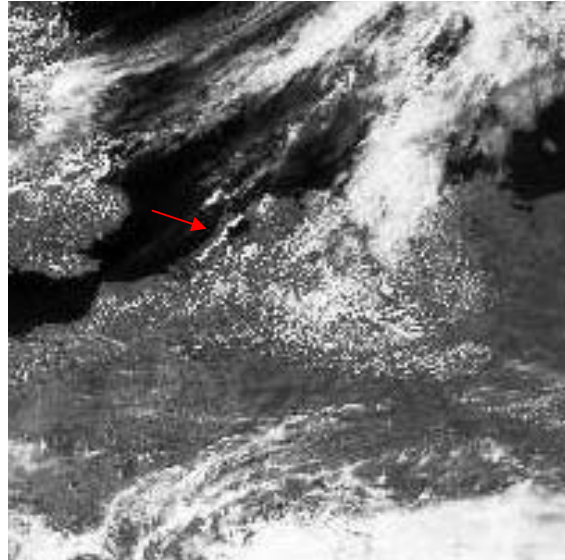


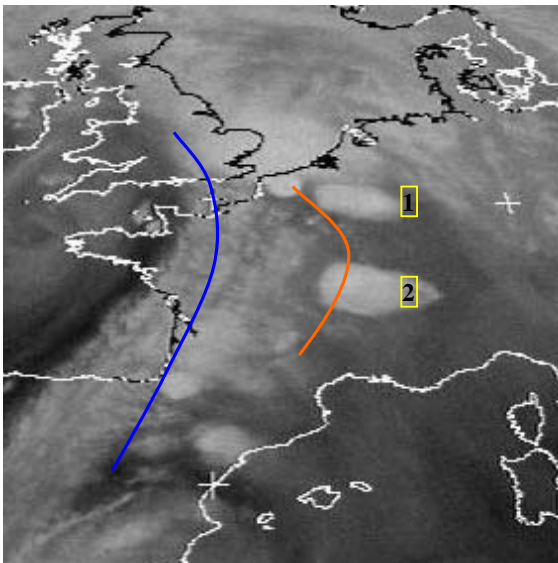
Fig 6: VIS-beeld 27 april 1996 13:04 UTC: zeewindfront over West-Nederland

In figuur 5 en 6 is een zeewindfront aangegeven met een rode pijl. De afmetingen van het front zijn bescheiden met minder dan 200 km lengte en een breedte van circa 20 km. De toppen van de cumuliforme bewolking die bestaat reiken niet diep de atmosfeer in getuige de grijze pixelwaarden. Uit het IR-beeld is duidelijk het grote temperatuurverschil op te maken tussen het warme land en de koude zee. Het zeewater is slechts 7 graden. Op het VIS-beeld, figuur 2 is het zeewindfront veel duidelijker zichtbaar. Voor en achter het front is de lucht praktisch onbewolkt.

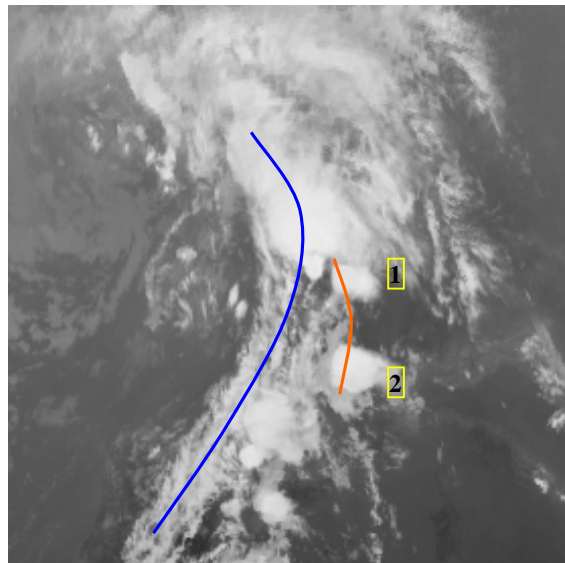
Grootschalig wordt de stroming gedomineerd door een hogedrukgebied op de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland en een tweede over Oost-Europa. Over Nederland is de drukgradiënt erg klein waardoor er weinig wind staat. Over Engeland nadert een zwak koufront maar daarvoor uit komen flinke opklaringen voor. Over Nederland en Duitsland ontstaat cumuliforme bewolking door de sterke instraling van de zon. Om het zeewindfront heen is het helder door dalende bewegingen die de stijgingen in de convergentiezone compenseren.

Aan de kust is de temperatuur aan het eind van de ochtend opgelopen tot 15 graden maar op dat moment zet de zeewind in en begint de temperatuur te dalen. Dieper landinwaarts kan de temperatuur oplopen tot 18-20 graden. In de Bilt komt het zeewindfront om 15 UTC aan. De temperatuur gaat snel dalen en de wind ruimt naar noordelijke richting.

## Convergentielijn 25 augustus 1999



**Fig 7: WV-beeld 25 augustus 1999 17:30 UTC: convergentiezone over het midden van Frankrijk (grijze lijn)**

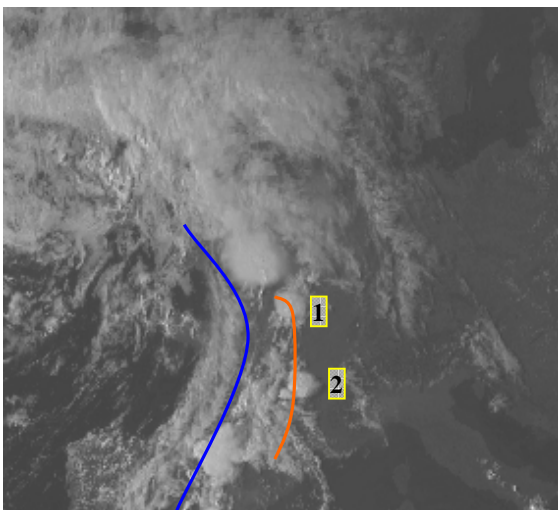


**Fig 8: IR-beeld 25 augustus 1999 17:30 UTC: convergentiezone over het midden van Frankrijk (grijze lijn)**

In figuur 7 en 8 zijn het WV en IR-beeld gegeven van 25 augustus 1999 17:30 UTC. Het betreft hier een convergentielijn (grijze lijn) die noord-zuid georiënteerd over het midden van Frankrijk ligt. Waarschijnlijk is de convergentielijn een oud zeewindfront wat ontstaan is bij de Golf van Biskaje. Stroomopwaarts ligt over West-Frankrijk een koufront (zwarte lijn) die de scheidingslijn vormt tussen de zeer warme lucht die uit Spanje afkomstig is en de koelere lucht ten westen hiervan. Op de convergentielijn zat de gehele dag vooral middelbare bewolking maar door de sterke opwarming (Midden-Frankrijk lokaal meer dan 38 graden) in de stijgende bewegingen op de convergentielijn zijn twee MCS's (1 en 2) ontstaan die er zowel op de VIS en het IR duidelijk uit springen. Er wordt met de sterke stijgende

bewegingen in de MCS's veel vocht de hoger luchtlagen in getransporteerd wat tot uiting komt in heldere grijstinten bij de MCS's. De toppen van de MCS's zitten aan de top van de troposfeer en zijn zeer koud. Hierdoor zijn deze cellen zeer helder op het IR-beeld. Naast de MCS's is de convergentielijn op het WV-beeld niet terug te herkennen. Op het IR-beeld zien we nog wat middelbare bewolking bij de MCS's.

Het VIS-beeld, figuur 9, van 16:00 UTC is genomen omdat op later VIS-beelden de invallende duisternis parten gaat spelen. Ook nu zijn de twee MCS's al aanwezig. Ze zijn helder wit hetgeen aangeeft dat het om bewolking gaat die het grootste deel van het inkomende zichtbare licht reflecteert. Op de convergentielijn is op dit tijdstip ook altocumulus aanwezig.



**Fig 9: VIS-beeld 25 augustus 1999 16:00 UTC: convergentielijn over het midden van Frankrijk (grijze lijn)**



### 9.4.3 Meteorologisch fysische achtergrond Convergentie boven zee door topografie:

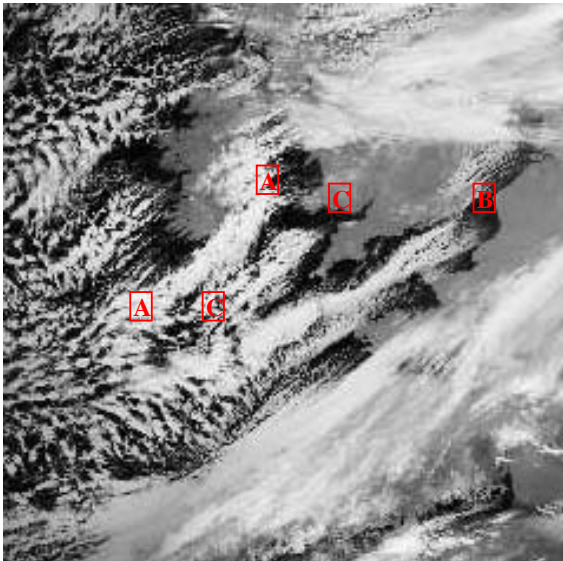


Fig 10: IR-beeld 13 januari 1987 03:58 UTC: convergentielijnen ontstaan door orografie

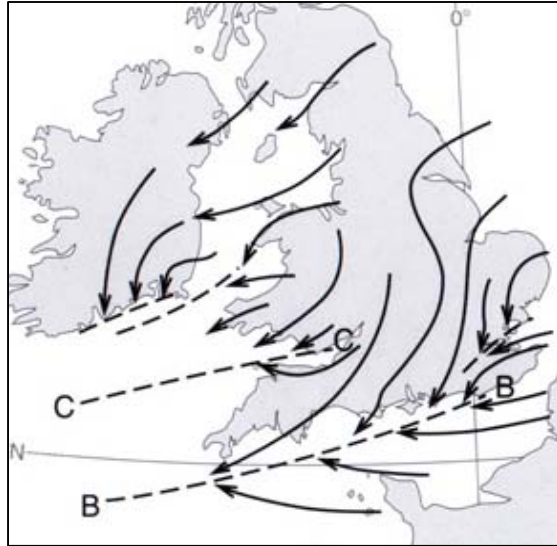


Fig 11: stroomlijnen aan het aardoppervlak die zijn afgeleid uit waarnemingen van 00:00 UTC

Topografie in combinatie met een markante temperatuurgradiënt kan een nadrukkelijk effect hebben op de verdeling van bewolking in polaire luchtstromen. In figuur 10 is het IR-beeld gegeven van 13 januari 1987 03:58 UTC. Zeer koude polaire lucht stroomt vanaf het continent met een ONO-stroming uit over de Atlantische Oceaan. Deze lucht is aanvankelijk droog maar neemt boven het relatief warme zeewater vocht op. Bovendien zorgen de landtongen van het zuidwestelijk deel van Engeland voor zones met convergentie en

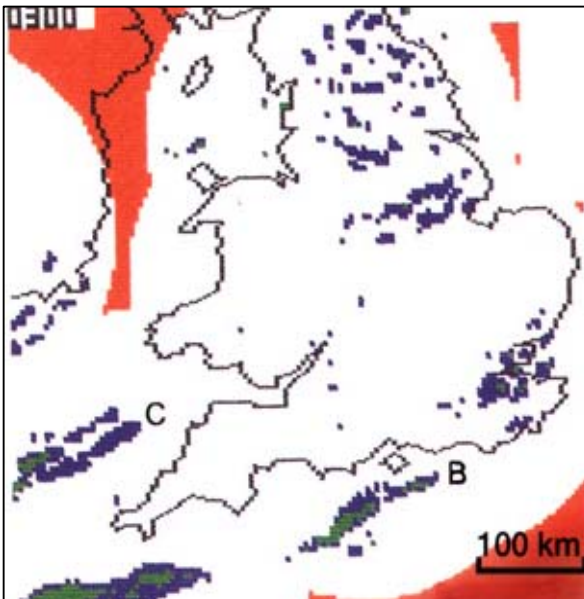


Fig 12: Radarbeeld van 13 januari 1987 03:00 utc

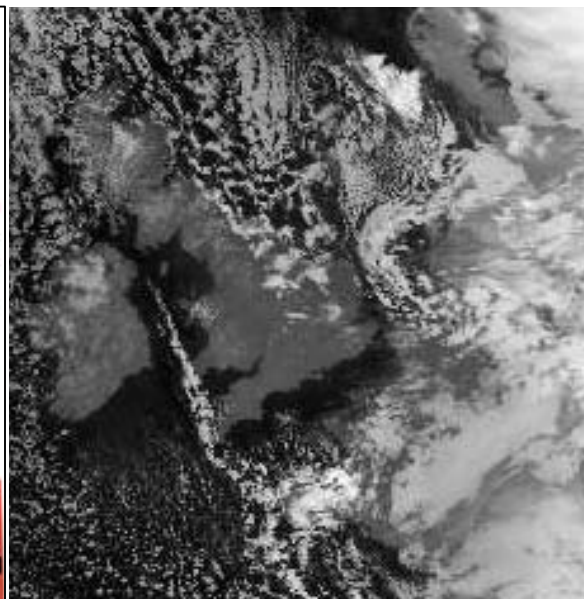
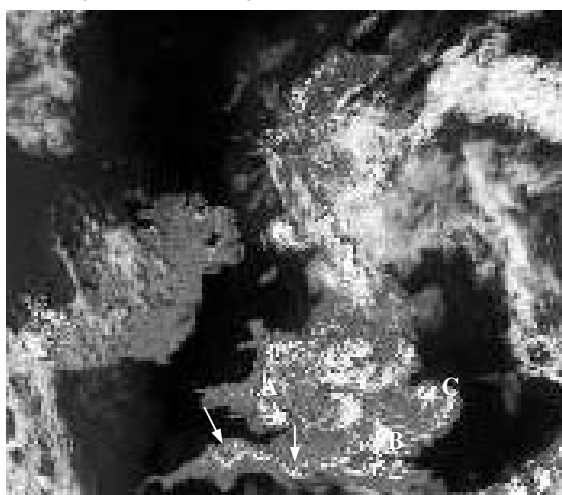


Fig 13: convergentie boven de Ierse Zee.

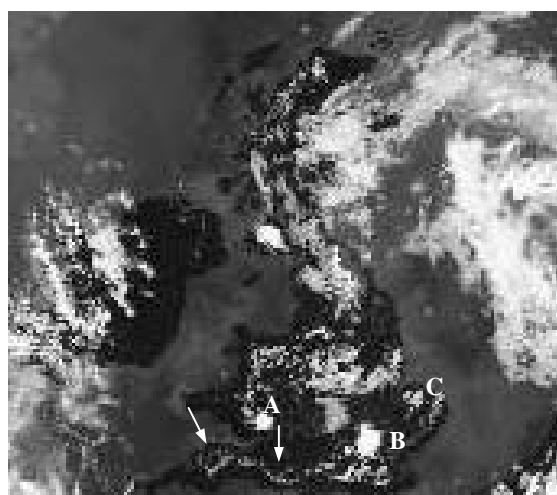
divergentie. In de convergentiezones AA, BB, CC wordt de convectie dermate versterkt dat er lijnen met buien ontstaan. In figuur 11 worden de stroomlijnen weergegeven die afgeleid zijn van waarnemingen om 00 UTC. De lijnen waar de lucht samenkomt die hieruit afgeleid zijn komen precies overeen met de versterkte convectie bij AA, BB en CC. Uit de buien viel lichte tot matige neerslag. Deze is gegeven in figuur 12.

In figuur 13 is nog een situatie op de Britse eilanden gegeven. Er staat een noordelijke stroming waarbij boven zee convectie ontstaat door de instabiele opbouw van de atmosfeer. Engeland en Ierland zijn grotendeels onbewolkt door het koude landoppervlak. Tussen Engeland en Ierland is boven de Ierse Zee een lijn aanwezig met convectie. Deze treedt op bij de convergentiezone die een gevolg is van het samenkomen van lucht uit Engeland en Ierland die op de grens van zee en land van richting veranderd is.

*Convergentie boven land door een combinatie van zee wind en topografie bij zwakke achtergrondstroming :*



**Fig 14: VIS-beeld 7 juli 1983 14:37 UTC: zeewindfronten over Engeland**

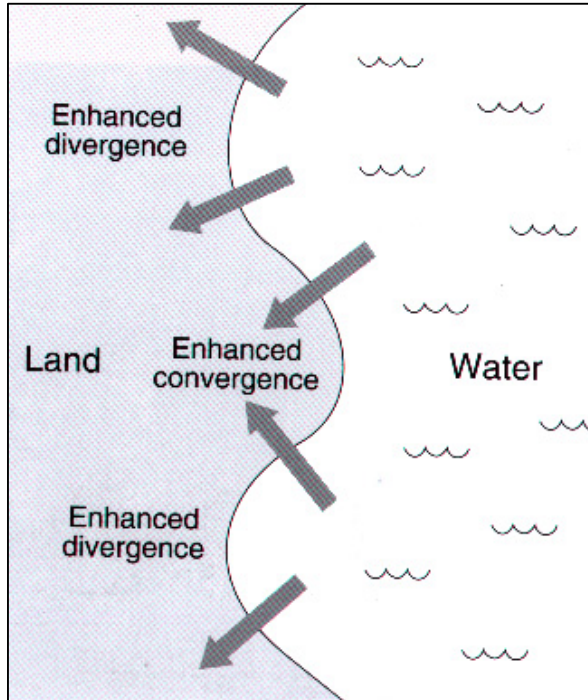


**Fig 15: IR-beeld 7 juli 1983 14:37 UTC: zeewindfronten over Engeland**

Zeewindfronten ontstaan door differentiële opwarming van het aardoppervlak. Het land wordt vooral in het voorjaar overdag een stuk warmer dan de zee bij zonnig en rustig weer. Hierdoor ontstaat een warme grenslaag. Boven land ontstaat een laagje waardoor er lucht van hoge druk boven zee naar lagere druk boven land gaat waaien. Er is zowel een stijgende tak met convectie boven land als een dalende tak met oplossen van bewolking boven zee. Het front gaat geleidelijk het land op bewegen waarbij lucht wordt gedwongen op te stijgen. Op het IR-beeld, figuur 15 is te zien dat de meeste cumuliforme bewolking vrij laag zit bij het zeewindfront (pijlen).

De snelheid waarmee zeewindconvergentiezones het land op bewegen hangt van een aantal factoren af: vorm van de kustlijn, richting en kracht van de wind op lagere niveaus, temperatuurverschil tussen zee en land. Vaak is de diepte van convectie bij zeewindfronten niet diep genoeg om neerslag te produceren. Als de atmosfeer echter voldoende onstabiel is en er ook terugkoppeling is met de bovenlucht dan er diepe convectie op treden met de ontwikkeling van regen- en onweersbuien.

Bij landtongen en bolle kustvormen kunnen zeewindfronten bij elkaar komen waardoor stijgende bewegingen worden versterkt. Hierdoor kan de convectie veel dieper worden en buien genereren. Dit is ook het geval boven Engeland in figuur 14 en 15. Op diverse plekken



**Fig 16: het effect van de vorm van de kust op convergentiezones die samenhangen met zeewind**

werken zeewindfronten met elkaar samen waarbij Cb's ontstaan (A, B en C). Vooral op het IR-beeld vallen deze erg op door de hoge koude wolke toppen.

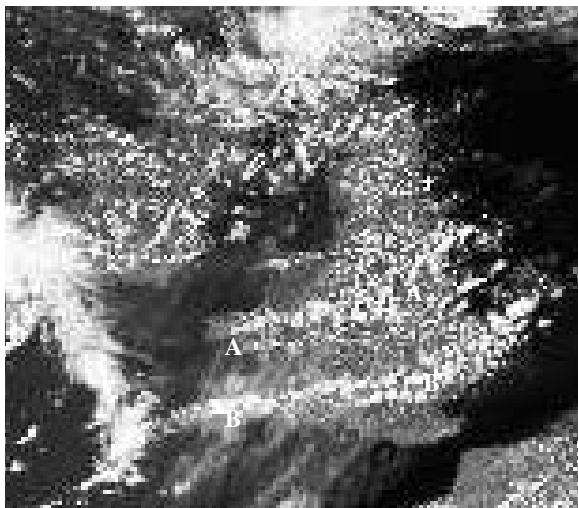
In figuur 16 is schematisch weergegeven wat het effect van de vorm van de kust is op convergentiezones die samenhangen met zeewind.

*Convergentie boven land door een combinatie topografie en een matige achtergrondstroming:*

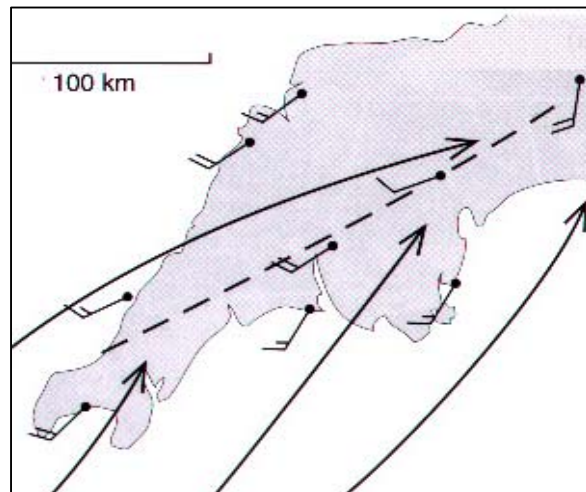
Lijnen of banden van bewolking vormen zich vaak over schiereilanden en kunnen dan met de stroming landinwaarts gevoerd worden. Dit komt met name voor bij een matige wind nabij het aardoppervlak die parallel waait aan een schiereiland en bij geringe richtingsschering met de hoogte. Wanneer deze banden zich vormen in een onstabiele luchtmasse kan dit een voorkeursgebied zijn voor het ontstaan van langdurige buien. Naast deze convergentiezones zijn vaak zones te vinden met

veel minder bewolking waar divergentie en dalende luchtbewegingen op treden. Figuur 17 is een voorbeeld van het ontstaan en stroomafwaarts bewegen van wolkenband met buien door de invloed van de schiereilanden op de stroming. De convergentiezones zijn aangegeven met **AA** en **BB**. In deze situatie was er sprake van een instabiele zuidwestelijke stroming achter een koufront dat de Britse eilanden reeds gepasseerd is.

In figuur 18 is een stroomlijnanalyse voor Cornwall gemaakt van 14:00 UTC met behulp van grondobservaties. Hieruit blijkt dat de stromingen ten noorden en ten zuiden van Cornwall



**Fig 17: VIS-beeld 13 mei 1986 14:06 UTC: convergentie boven Engeland als gevolg van uitstekende landtongen**



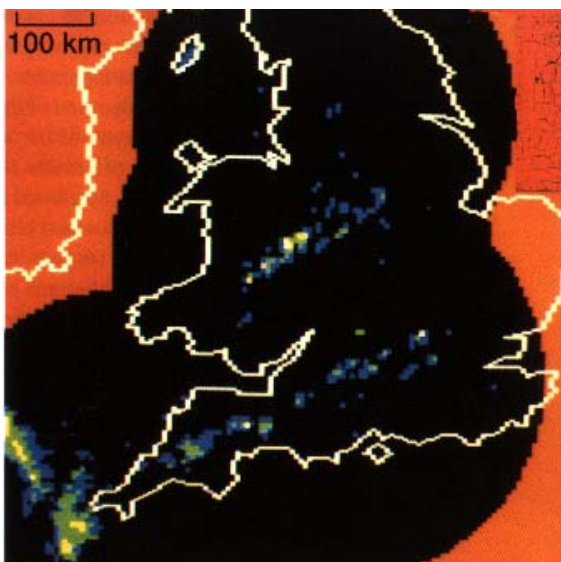
**Fig 18: stroomlijnanalyse van grondobservaties op Cornwall van 13 mei 14:00 UTC**



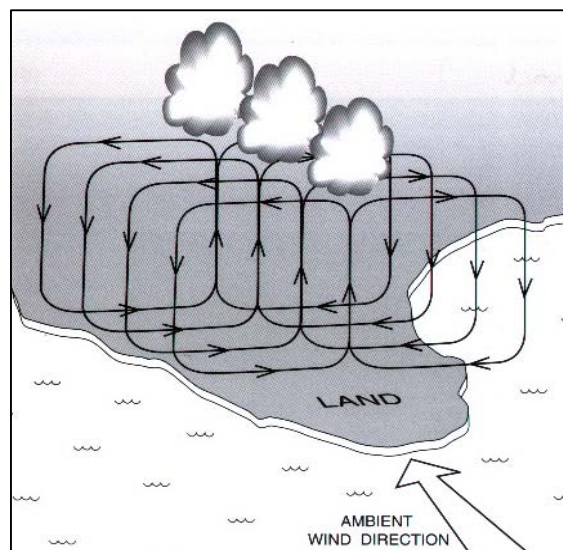
een naar het binnenland gerichte component hebben die landinwaarts bij elkaar komen en voor convergentie en stijgende bewegingen zorgen.

In figuur 19 is het radarbeeld gegeven van 14:00 UTC waaruit blijkt dat er in de convergentielijn veelal lichte maar lokaal ook zwaardere regenbuien voorkomen.

Er bestaat ook een conceptueel model voor de ontwikkeling van bewolking op Schiereilanden. De circulatie ontwikkelt zich als gevolg van opwarming van het land. Aan beide zijden treedt zeewind op die voor convergentie van de lucht zorgt. De locatie van de wolkenband hangt af van de vorm van het schiereiland, de sterkte van de achtergrondstroming en de zeewind. Het conceptuele model is weergegeven in figuur 20. De achtergrondstroming staat in de richting van het schiereiland. Door temperatuurverschillen tussen land en zee ontstaat er bovendien een extra zeewind component die het land in gericht is. Waar de zeewindfronten bij elkaar komen treedt convergentie op en kunnen zich buien ontwikkelen die vervolgens landinwaarts worden gevoerd.



**Fig 19: 13 mei 1986 14:00 UTC: ontwikkeling van buien door een combinatie van zeewind en orografie**



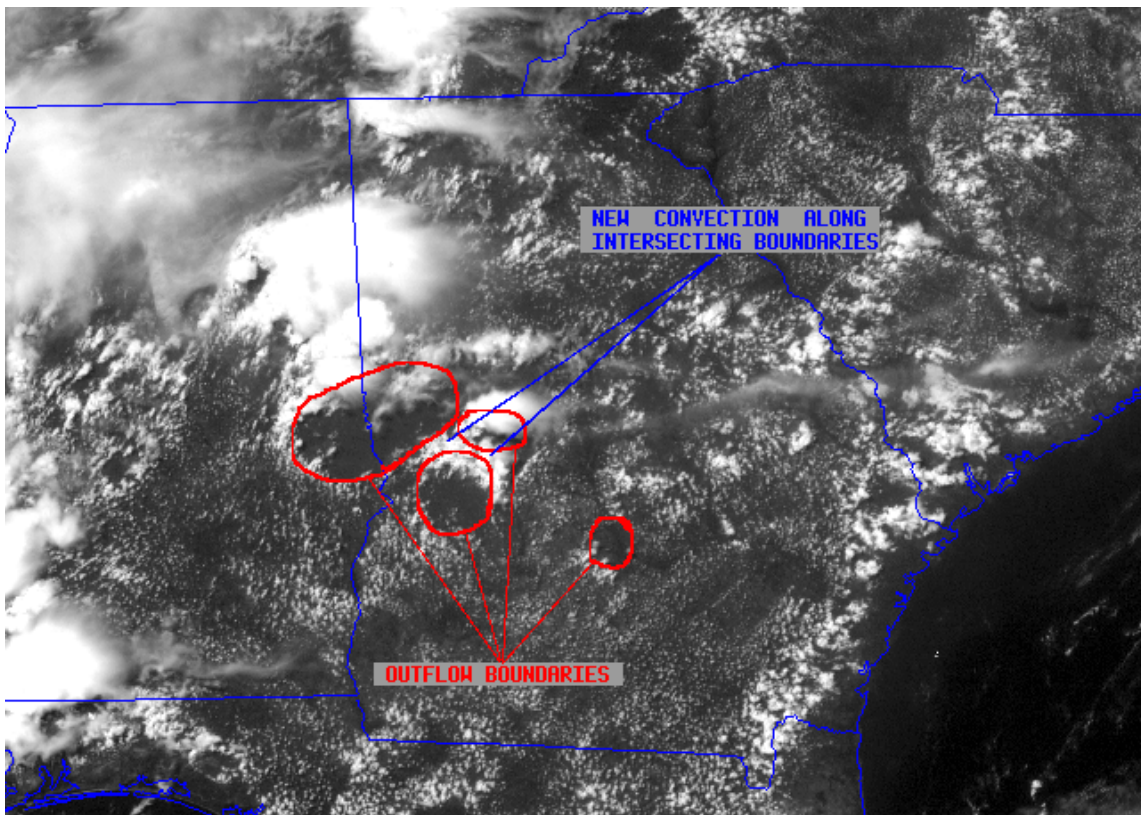
**Fig 20: Conceptueel model voor het ontstaan van bewolking en buien door de combinatie van zeewind en orografie**



*Ontwikkeling van onweersbuien op outflow boundaries van oude cellen:*

Een voorkeurslocatie voor de ontwikkeling van nieuwe buiencellen is het gebied waar het gustfront van een groot onweerscomplex samenkomt met een gebied van georganiseerde cumulus bewolking. Wanneer er slechts een zwakke synoptische schaal forcering is dan is de interactie van outflow boundaries met andere mesoschaal structuren in de regio een belangrijke trigger voor het ontstaan van nieuwe onweersbuien. Een outflow boundary zal wanneer deze beweegt geleidelijk in intensiteit afnemen: Het gustfront wordt ondieper en de stijgende bewegingen nemen af. De cumuli die gevormd worden op deze convergentielijn zullen steeds kleiner worden. Het samenspel van outflow boundaries en mesoschaal effecten kan voldoende convergentie en stijgende bewegingen veroorzaken om nieuwe cellen te doen ontstaan ook wanneer de outflow boundary al een deel van zijn kracht verloren heeft.

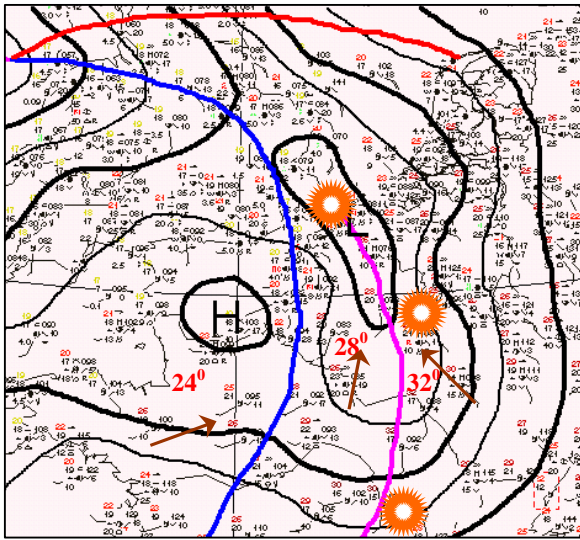
Het kan ook voorkomen dat outflow boundaries van verschillende cellen samenkomen en nieuwe cellen vormen. Dit is het geval in figuur 21. De outflow boundaries behorende bij verschillende onweerscellen zijn omcirkeld.



**Fig 21: VIS 29 mei 1998 18:59 UTC ontwikkeling van een nieuw onweercomplex waar boundary outflows samenkomen en voor extra stijgende bewegingen zorgen**

Het kan ook voorkomen dat een outflow boundary samenkomt met een zeewindfront. Door extra convergentie en stijgende bewegingen kunnen hierdoor nieuwe cellen tot ontwikkeling komen.

## 9.4.4 Sleutelparameters



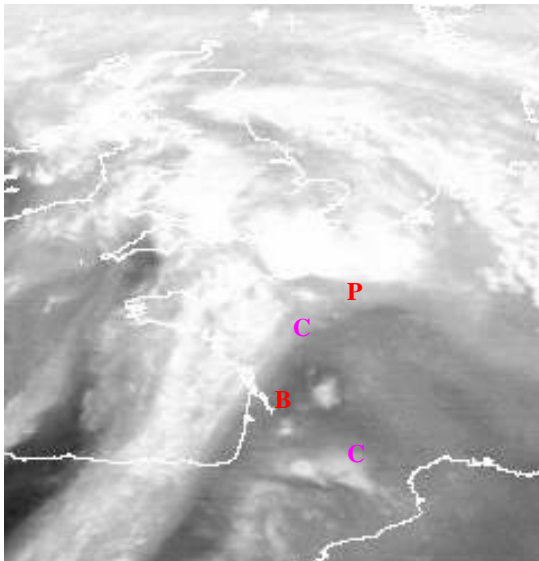
**Fig 22: observaties 25 augustus 1999 18:00 UTC: convergentielijn over het midden van Frankrijk**



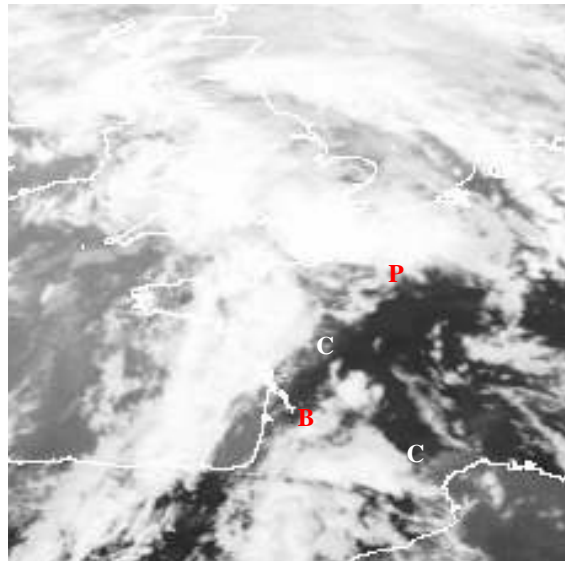
**Fig 23: IR-beeld 25 augustus 1999 18:00 UTC: convergentielijn over het midden van Frankrijk**

Grondobservaties: Een convergentielijn die ontstaan is door forcering aan het aardoppervlak wordt gekenmerkt door een trog op zeeniveau, zie figuur 22. Soms kan er zelfs een klein lagedrukgebied ontstaan dat mede tot stand komt door het vrijkomen van latente en sensibele warmte. Voor de trog uit zijn dalingen en daarachter stijgt de druk weer. Bij passage van een trog vindt ruiming van de wind plaats (pijlen). In dit geval was de wind voor de trog uit zuidoostelijk en ruimde na de passage naar zuid tot zuidwest. Omdat de luchtmassa voor en achter de convergentielijn dezelfde is hoeft er geen markante temperatuurdaling op te treden. Zowel voor en achter de convergentielijn schommelt de temperatuur rond de 30 graden. Waar er onweersbuien (sterren) zijn is de temperatuur wel aanzienlijk gedaald.

Temps:

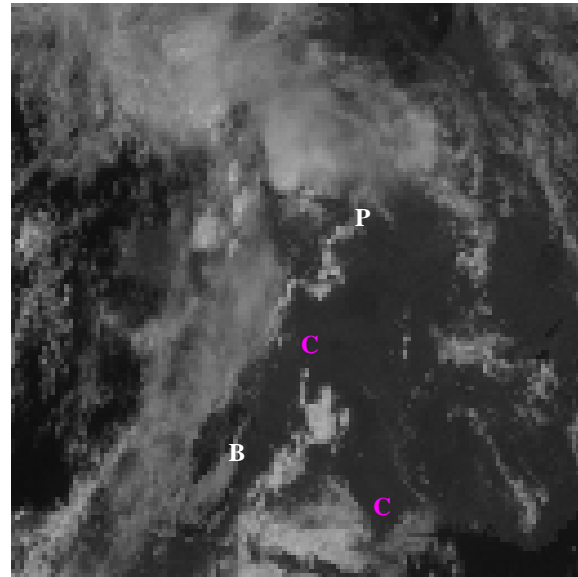


**Fig 24: WV-beeld 25 augustus 1999 12:00 UTC: locatie van de convergentielijn en de positie van Parijs en Bordeaux**



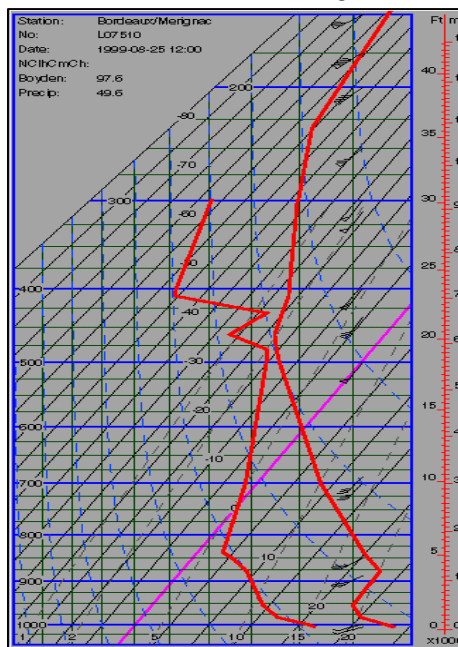
**Fig 25: IR-beeld 25 augustus 1999 12:00 UTC: locatie van de convergentielijn en de positie van Parijs en Bordeaux**

Op 25 augustus 12 UTC, figuur 26, is de convergentie- zone N-Z georiënteerd over Frankrijk (CC). De lijn ligt op dit tijdstip nog veel verder verwijderd van het koufront ten westen van Frankrijk. Bij Bordeaux (B) en Parijs (P) zijn ballonnen opgelaten die de verticale structuur tonen van de temperatuur en vocht in de troposfeer. De temps liggen aan de voorzijde en achterzijde van de convergentielijn en kunnen verschillen in opbouw van de atmosfeer aan de voorzijde en achterzijde van de lijn zichtbaar maken. Uit het IR-beeld kan opgemaakt worden dat Bordeaux tussen het koufront en de convergentielijn in ligt. Dit is aan de westrand van een uitgestrekt gebied met middelbare Ac en hoge Ci-bewolking.



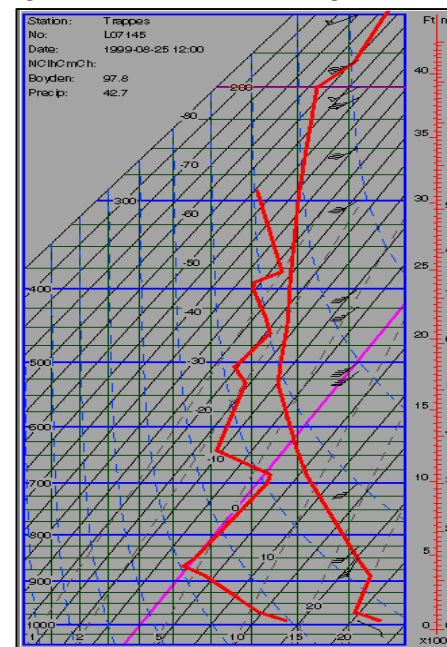
**Fig 26: VIS-beeld 25 augustus 1999 12:00 UTC: locatie van de convergentielijn en de positie van Parijs en Bordeaux**

Wanneer we naar Bordeaux kijken dan blijkt uit het IR en WV-beeld dat er in de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer veel vocht aanwezig is. Dit moet op de temp van 12:00 UTC, figuur 27, terug te vinden zijn als een zone met hoge relatieve vochtigheid. Tussen 420 en 500 hPa bevindt zich inderdaad een vochtige laag. In Parijs zijn de hogere niveaus van de troposfeer ook vochtig. Het WV-beeld toont heldere grijs tinten en op het IR-beeld is hoge bewolking zichtbaar. Als we de wind voor de twee temps met elkaar vergelijken zien we dat boven beide stations een zuidwestelijke stroming staat. Bij Bordeaux neemt deze toe tot 80 knopen rond de tropopauze. De krachtige bovenluchtstroming is een indicatie voor de aanwezigheid van de jet. In Parijs, figuur 28, is de wind hoger in de



**Fig 27: 25 augustus 1999 12:00 UTC: temp van Bordeaux**

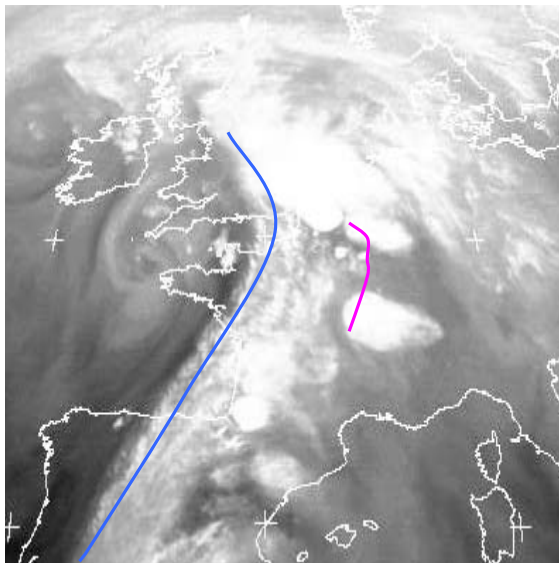
atmosfeer minder krachtig dan in Bordeaux. Aan de grond is de wind gekrompen naar het zuidoosten. Uit het WV-beeld blijkt dat de jet over de golf van Biskaje NNO naar Normandië is georiënteerd.



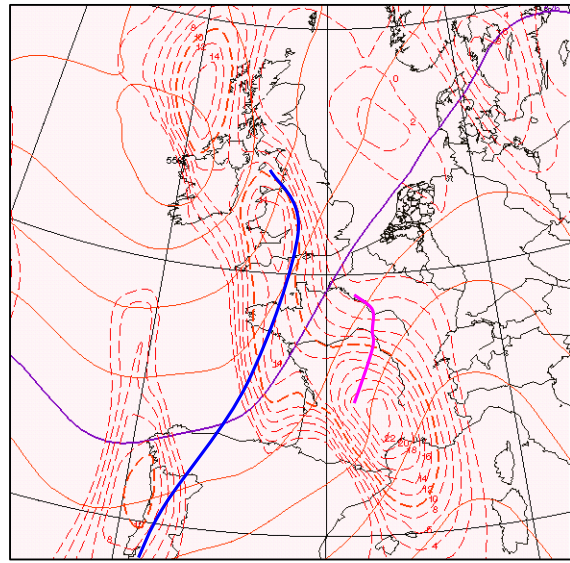
**Fig 28: 25 augustus 1999 12:00 UTC: temp van Parijs**



Absolute topografie en PVA op 500 hPa:



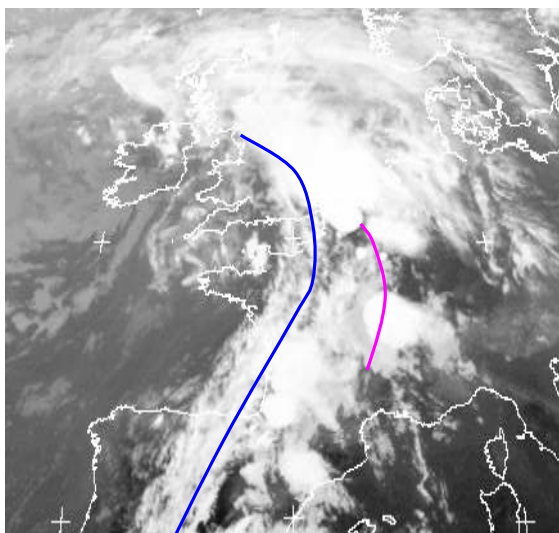
**Fig 29: WV Beeld 25 augustus 1999 18:00 UTC: ontwikkeling van MCS's op convergentielijn(paars)**



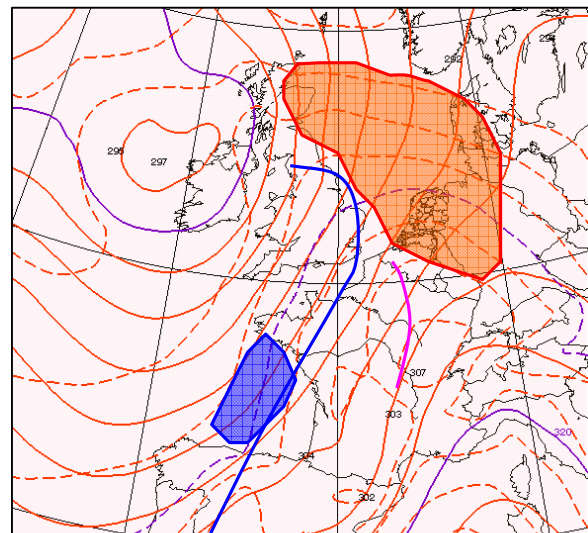
**Fig 30: 25 augustus 1999 18:00 UTC: PVA (onderbroken) en absolute topografie 500 hPa**

Een convergentielijn die samenhangt met een zeewindfront is normaal gesproken niet tot diep in de atmosfeer ontwikkeld. Zo zal er op 500 hPa geen sprake zijn van een verstoring die veroorzaakt wordt door het zeewindfront. De jet-as loopt ZZW-NNO van Portugal naar Wales en wordt veroorzaakt door de grote temperatuurgradiënt tussen het verhitte continent en de relatief koele oceaan. Er is op dit moment ook geen interactie tussen de straalstroom en de convergentielijn. Als we kijken naar VA op 500 hPa (figuur 30) zien we dat er veel PVA aanwezig is met name boven het zuiden van Frankrijk. Dit heeft te maken met een hoogtetrog. Deze trog zorgt voor een positieve forcering voor stijgende bewegingen bij de convergentielijn.

Absolute topografie van 700 hPa en relatieve topografie 1000/700 hPa:



**Fig 31: IR-beeld 25 augustus 1999 18:00 UTC: convergentiezone over Frankrijk**



**Fig 32: ECMWF +42 geldig voor 25 augustus 1999 18:00 UTC: abs. top. 700 hPa en rel. top. 700/1000 hPa**



Op figuur 31 is op het IR-beeld van 25 augustus 18:00 UTC het koufront (blauw) en de convergentielijn (paars) aangegeven. In figuur 31 is het hoogteveld van 700 hPa en de relatieve topografie 700/1000 hPa gegeven. Hieruit kunnen gebieden met temperatuuradvectie bepaald worden. Rond de Noordzee treedt sterke WA op vanuit het ZZW. Deze forcering zorgt in belangrijke mate voor de bewolking die aanwezig is boven het zuidelijk deel van de Noordzee. Boven de Golf van Biscaje treedt koude advectie achtere en op het koufront op. De WA voor het koufront stelt weinig voor en geeft geen dynamische stijgende bewegingen. De convergentielijn ligt in de dikterug. Hier is de laag van 700 tot 1000 hPa dus het warmst.

#### 9.4.5 Weersverschijnselen

Omdat met convergentielijnen een groot scala van structuren wordt gedekt die sterk kunnen verschillen in intensiteit, omvang en levensduur is het niet mogelijk om een algemene regel op te stellen voor het weer dat optreedt op convergentielijnen.

Zeewindfronten afkomstig vanaf de Noordzee komen in Nederland gedurende het voorjaar en zomerseizoen diverse malen voor. Vaak bestaan de veranderingen die optreden uit een windruiming, abrupte afkoeling en tijdelijke toename van cumuliforme bewolking. Wanneer de temperatuurverschillen over het front groot zijn en er sterke convergentie optreedt kunnen er zich op het front buien ontwikkelen die soms gepaard gaan met onweer. Zo nu en dan bereikt een zeewindfront uit de Golf van Biscaje Nederland. Hierop treden in principe dezelfde weersverschijnselen op. Wanneer een zeewindfront samen valt met een forcering in de bovenlucht zoals een jet-uitgang of trog kunnen verticale bewegingen gestimuleerd worden en zwaardere buien ontstaan. Ook bij zeer sterke verhitting van het land in combinatie met hoge dauwpunten kunnen op dit type convergentielijn heftige weersverschijnselen optreden.

Zeewindfronten kunnen in samenhang met de orografie en een gegeven windsterkte en richting aanleiding geven voor de voorkeurspositie voor de ontwikkeling van convectie boven land. Convergentie treedt ook op boven zee. Dit uit zich met name gedurende het winterseizoen in cumuliforme bewolking en de ontwikkeling van buien omdat de atmosfeer boven het relatief warme zeewater onstabiel van opbouw is.

Outflow boundaries van MCS's blijven zelfs na het oplossen van de MCs nog enige tijd bestaan. Wanneer de mesoschaal situatie gunstig is kunnen op deze convergentielijn nieuwe onweersbuien tot ontwikkeling komen. In bijzondere gevallen werken een zeewindfront en een outflow boundary samen bij het tot stand komen van versterkte convectie en de ontwikkeling van buiencellen.

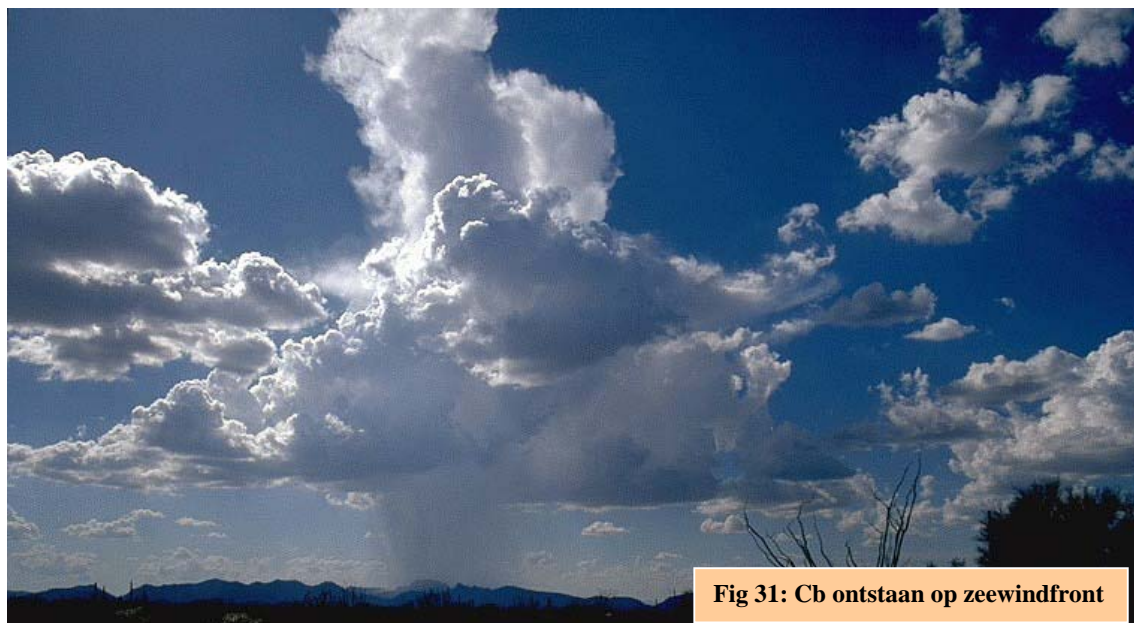
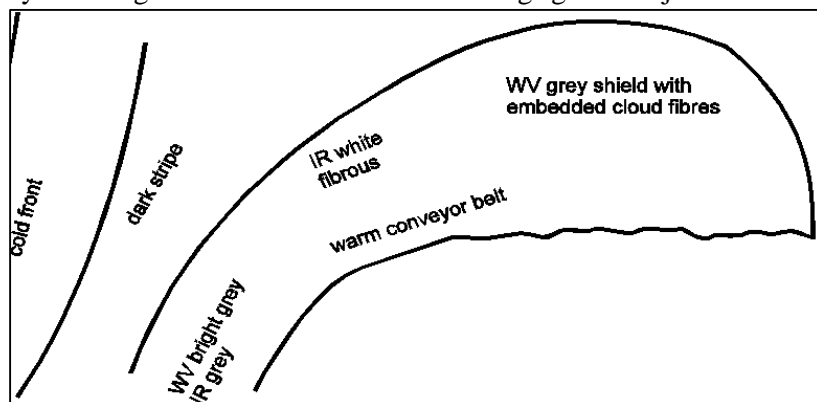


Fig 31: Cb ontstaan op zeewindfront

## 9.5 Warm conveyer belt bewolking

### 9.5.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Op satellietbeelden kan warm conveyer belt bewolking worden teruggevonden als een anti-cyclonaal gekromde wolkenband. Deze ligt gewoonlijk stroomafwaarts van een wolkenband

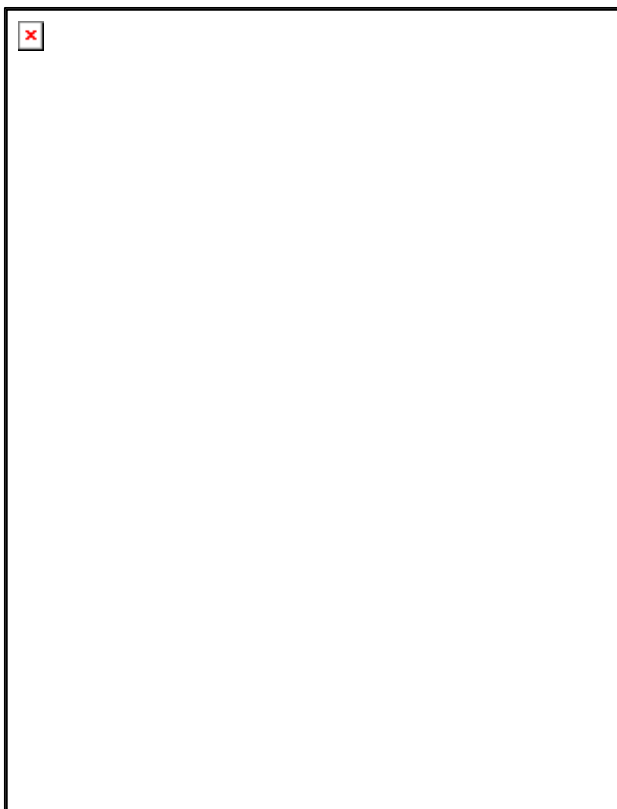


**Fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden bij het IR en WV-kanaal**

beelden. Doordat de warm conveyer opstijgt worden de pixelwaarden op het IR-beeld naar het noordoosten toe steeds hoger doordat de wolken toppen hoger komen te liggen. Vervolgens draait de WCB naar het zuidoosten en begint weer te dalen. Hierbij worden de kleuren in het IR-beeld weer grijzer. Zie figuur 1 voor een overzicht van de tinten in het WV en IR-kanaal.

In het VIS-beeld is vaak veel minder bewolking waar te nemen. Deze bestaat dan uit geïsoleerde cellen

Gedurende de levenscyclus van de WCB kunnen er interacties plaatsvinden met het stroomopwaarts gelegen koufront. Zie hiervoor ook figuur 2. Hogere cellen kunnen zich ontwikkelen aan de achterzijde van de WCB die het dichtst bij het naderende koufront liggen. Tevens kan de achterzijde van de WCB gaan samensmelten met de frontale bewolking behorende bij het koufront. Soms aan de zuidelijke begrenzing van het koufront plekken met hoge wolkenvelden worden waargenomen.



**Fig 2 (helemaal boven): VIS- beeld van WCB, (rechts) interacties van de WCB met het koufront**

### 9.5.2 praktijksituatie 19 april 1996 12UTC

Op het IR en WV-beeld, figuur 3 en 4, zien we een anti-cyclonaal gekromde bewolkingsband behorende bij de warm conveyerbelt. Deze strekt zich uit van de westkust van Portugal, Spanje over de golf van Biskaje tot zuidwest Engeland. In het noordelijk deel smelt de WCB samen met het stroomopwaarts gelegen koufront. Op het IR-beeld zijn grote witte vlekkerige gebieden zichtbaar. De wolktoppen bevinden zich in de hogere niveaus van de troposfeer. Op het WV-beeld is te zien dat de WCB-bewolking zich over een groot gebied uitstrekt getuige de hoge pixelwaarden. Er komen zowel verticaal ontwikkelde cellen als geïsoleerde cellen op hogere niveaus voor. Op het VIS-beeld is veel minder bewolking zichtbaar. Dit komt omdat de meeste bewolking dun is. Alleen de dikkere delen van de bewolking zijn op het VIS-beeld, figuur 5, terug te herkennen.

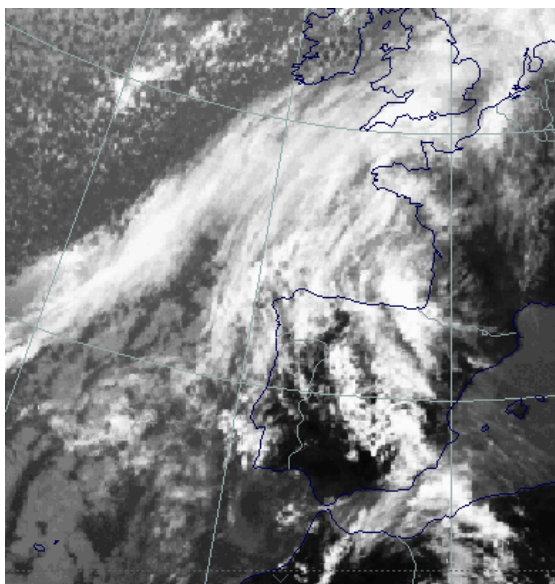


Fig 3: IR-beeld 19 april 1996 12 UTC: WCB

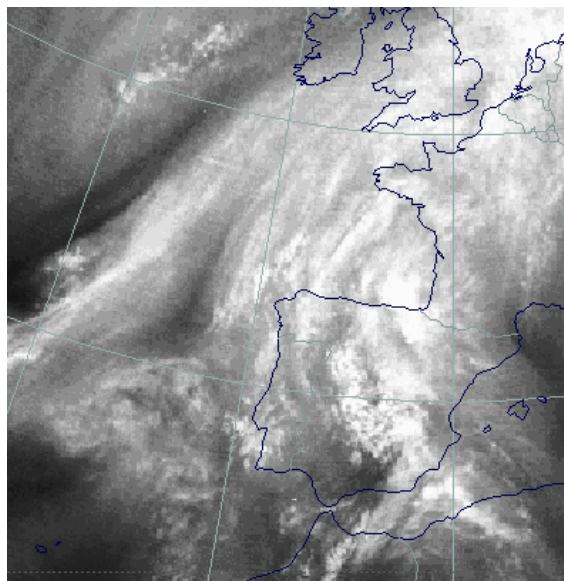


Fig 4: WV-beeld 19 april 1996 12:00 UTC: WCB

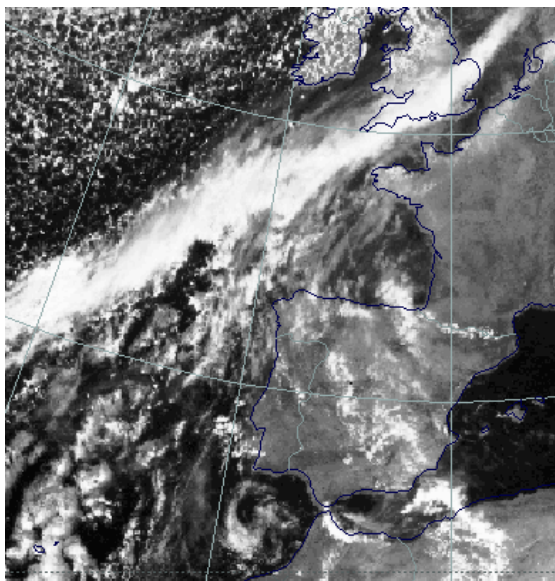


Fig 5: VIS-beeld 19 april 1996 12:00 UTC: WCB



### 9.5.3 Meteorologisch fysische achtergrond

De warm conveyer belt is een luchtlaag die zich voor het koufront uit bevindt. Met relatieve stromingen (het koufront wordt als referentiepunt genomen) kan worden afgeleid dat de WCB afkomstig is uit het zuidoosten. Vervolgens beweegt de WCB in noordoostelijke richting waarbij deze opstijgt en er condensatie plaatsvindt van vochtige lucht. Uiteindelijk buigt de stroming weer af naar zuidoostelijke richting waarbij de lucht begint te dalen. Hierbij gaat de bewolking weer oplossen.

Zoals we al bij de bespreking van warmte- en koufronten hebben gezien is de WCB betrokken bij frontale processen. Hierbij treedt een deel van de bewolking op onder invloed van de stijgende WCB. Het kan echter ook voorkomen dat de WCB niet verbonden is met een koufront maar meer stroomafwaarts voorkomt schijnbaar onafhankelijk van het koufront.

Er kunnen nu twee gevallen onderscheiden worden in de atmosfeer. In de eerste plaats kan het voorkomen dat het koufront bestaat uit twee relatieve stromingen: de upper relative stream en WCB die beide een deel van de wolkenproductie voor hun rekening nemen. Hierbij kan de WCB tot achter het grondfront waarneembaar zijn. In het tweede geval bevindt de WCB zich voor het koufront uit. De upper relative stream veroorzaakt nu alle bewolking in het koufront en passeert zelfs het grondfront.

We bespreken nu een geval op 15 april 1996 om de locatie van de relatieve stromingen wat duidelijker voor ogen te hebben. Figuur 6 en 7 geven de relatieve stromingen weer op respectievelijk het  $\theta_E$  308 en 318 Kelvin niveau.

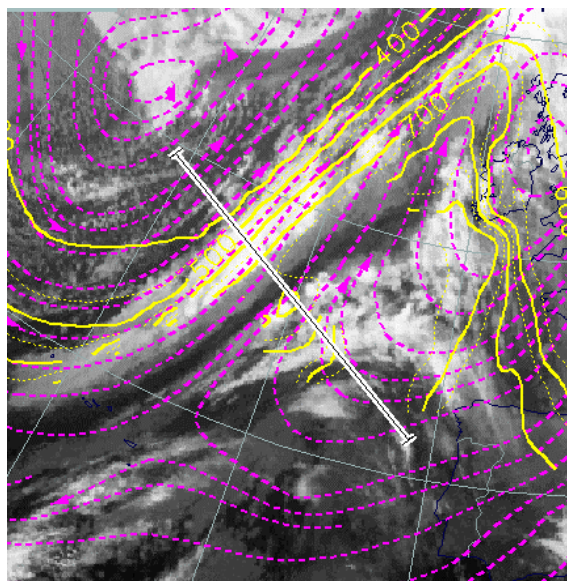


Fig 6: relatieve stromingen op het isentropen vlak  $\theta_E = 308$  K. Drukvlakken(geel)

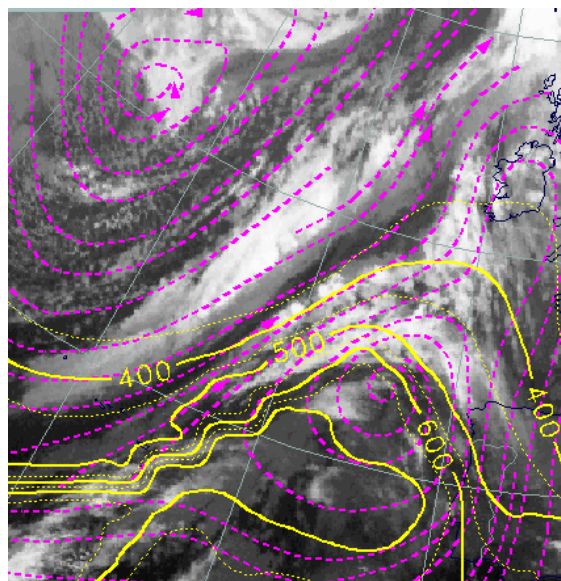


Fig 7: relatieve stromingen op het isentropen vlak  $\theta_E = 318$  K. Drukvlakken(geel)

Op figuur 6 zien we dat op het laagste niveau de gehele frontale bewolking onder invloed staat van de upper relative stream die van achter het koufront afkomstig is. De limiterende stroomlijn bevindt zich in het wolkenarme deel tussen het koufront en de WCB. De bewolking hiervoor uit die onder meer bestaat uit ingebedde cellen wordt veroorzaakt door de WCB.

Op figuur 7 zien we een stijgende WCB die de bewolking veroorzaakt ten zuidwesten van Ierland. De WCB splits zich vervolgens in twee stromingen. De zuidelijke tak van de WCB beweegt eerst in noordoostelijke richting en buigt vervolgens af naar het zuidoosten. Deze tak vormt de bewolking boven de noordkust van Spanje. De noordelijke tak beweegt in een



noordelijke richting en veroorzaakt de bewolking boven de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland.

De limiterende stroomlijn tussen de WCB en de upper relative stream bevindt zich bij de convectieve cellen. In de onderste lagen van de troposfeer is hier de warme en vochtige lucht aanwezig van de WCB. Daarboven stroomt koudere, drogere lucht van de upper relative stream. Dit is een typische situatie voor instabiliteit en de ontwikkeling van convectieve cellen.

#### 9.5.4 Sleutelparameters

Temperatuur advectie: In de bewolking behorende bij de WCB treedt vaak zwakke WA op. Daarachter vindt CA plaats in het koufront.

Equivalenten dikte (500/850 hPa): De gradiëntzone van de dikte bevindt zich in de stroomopwaarts gelegen bewolgingsband behorende bij het koufront.

Thermische frontparameter (500/850 hPa): Het maximum van de TFP bevindt zich in de bewolgingsband behorende bij het koufront.

#### 9.5.5 Weersverschijnselen

Gewoonlijk komt er in de WCB alleen middelbare en hoge bewolking voor. Er kan neerslag optreden wanneer er witte cellen zichtbaar zijn op het VIS en IR-beeld. Heftige weersverschijnselen kunnen voorkomen aan de achterzijde van de WCB wanneer er interactie met het koufront stroomafwaarts optreedt. Hier stroomt koudere lucht behorende bij de upper relative stream uit over de WCB. Dit veroorzaakt instabiliteit in de atmosfeer waarbij lijnen van Cb's kunnen optreden die vaak gepaard gaan met onweer.



Fig 8: Vaak gaat WCB enkel gepaard met hoge en middelbare bewolking, zoals altocumulus (rechts)