

CONCEPTUELE MODELLEN

7 Frontale systemen en structuren in polaire lucht

7.1 Frontale golf

7.1.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Een frontale golf ontstaat vaak in het polaire front. Het is het mogelijke beginstadium van de ontwikkeling van een depressie. Wanneer de golf niet uitslaat vormt zich meestal geen

gesloten laag. Bij een uitslaande golf vormen zich de typische frontale structuren zoals een kou-, warmtefront en occlusie. Een frontale golf hangt samen met een sterke horizontale temperatuurgradiënt en een verstoring in de bovenlucht. Hierdoor treden drukdalingen op, aan het aardoppervlak neemt de wind toe en gaat er neerslag vallen.

Op de satellietbeelden kan de bewolking behorende bij een frontale golf aan de achterzijde van de bewolking van een koufront gevonden worden. Op het VIS en IR-beeld zien we afhankelijk van

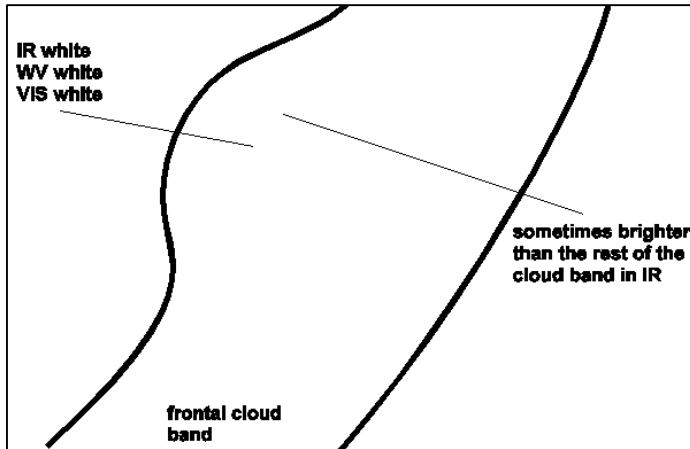


Fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden in IR, WV en VIS bij een frontale golf

het stadium van ontwikkeling een meer of mindere mate uitgesproken S-vormige structuur. De grijstinten zijn in deze beide kanalen helder wit, figuur 1, hetgeen inhoudt dat de

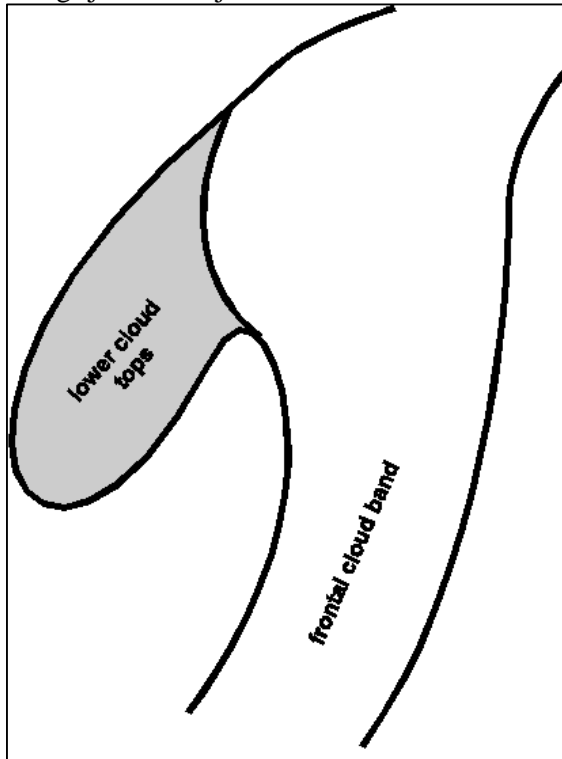


Fig 2 (links): In sommige gevallen bestaat de spiraalvorm uit aanzienlijk warmere toppen dan de overige frontale bewolking.

bewolking een grote verticale uitgestrektheid heeft en dat de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Op het IR-beeld is de bewolking van de golf soms nog wat witter dus kouder en hoger dan in de rest van het front. Ook op het WV-beeld zijn op de locatie van de golf hoge pixelwaarden aanwezig. Gedurende de ontwikkeling van de golf wordt de S-vorm in de bewolking steeds uitgesprokener.

Er komen twee verschillende situaties voor waarbij zich een spiraalvorm ontwikkelt: soms ontstaat een spiraal direct uit de frontale bewolking met de hoge toppen Dit wordt een occlusie van het WCB-type genoemd. Ander keren ontwikkelt de spiraalvorm zich beneden de hogere wolke toppen, zie figuur 2. In dit geval schijnt het dat er twee synoptische lagen zijn die van elkaar ontkoppeld zijn. Dit is een occlusie van het CCB-type.

7.1.2 Praktijksituaties

27 september 1995 12 UTC

Op het satellietbeeld is een frontale zone zichtbaar. Deze strekt zich uit vanaf de Atlantische Oceaan, over Frankrijk, Polen en nog verder noordwaarts. De S-structuur van de golf bevindt zich boven Duitsland en de Oostzee. Een andere opvallende structuur is de kromvormig bewolking direct aan de koude zijde van de golf.

Op het IR-beeld, figuur 3, wordt de bewolking van de frontale golf helder wit weergegeven. De wolke toppen zit dus hoog. Er valt in dit gebied op uitgebreide schaal regen en motregen. Het centrum van de golf moet ongeveer gezocht worden op de plek waar de kromming van de

bewolking overgaat van hol in bol. Dit is het geval over het westen van Duitsland. Ook op de VIS en WV, figuur 4 en 5, wordt de bewolking helder en wit weergegeven. De frontale golf bestaat uit dikke gelaagde bewolking. Op middelbare en hogere niveaus van de troposfeer is veel vocht aanwezig.

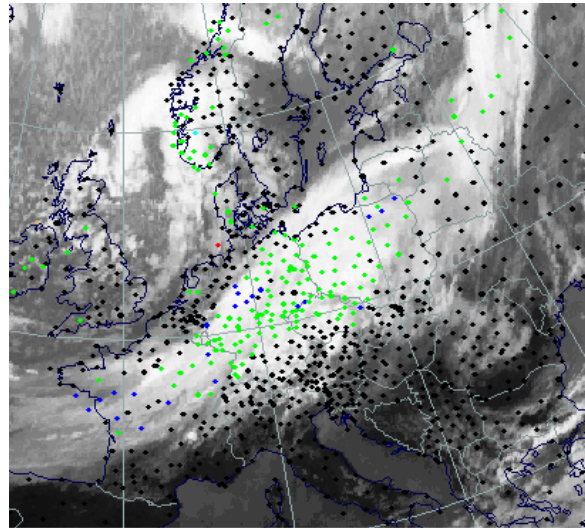


Fig 3: IR-beeld 27 september 1995 12:00 UTC, frontale golf (groen waargenomen regen)

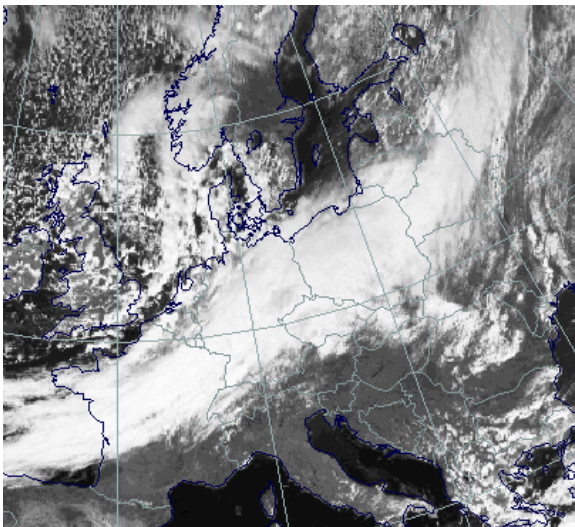


Fig 4: VIS-beeld 27 september 1995 12:00 UTC: frontale golf

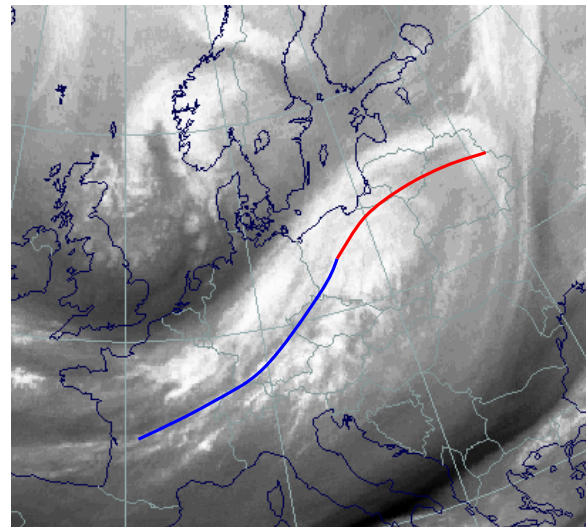


Fig 5: WV-beeld 27 september 1995 12:00 UTC: frontale golf

26 mei 1995

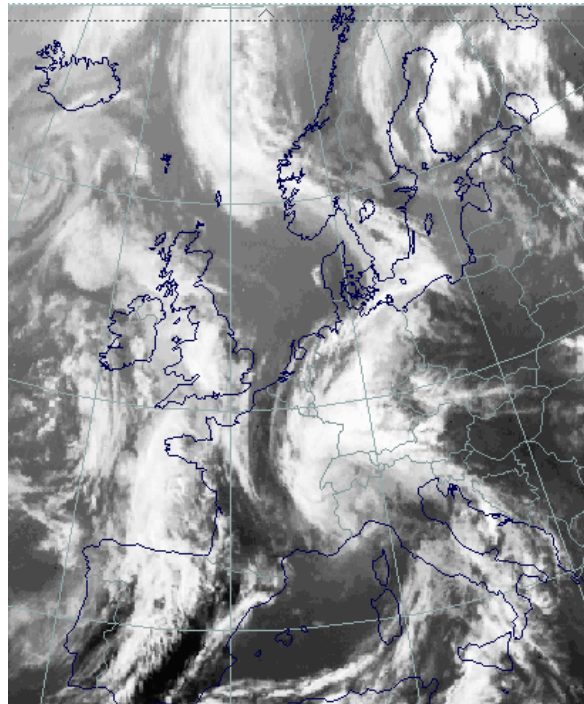
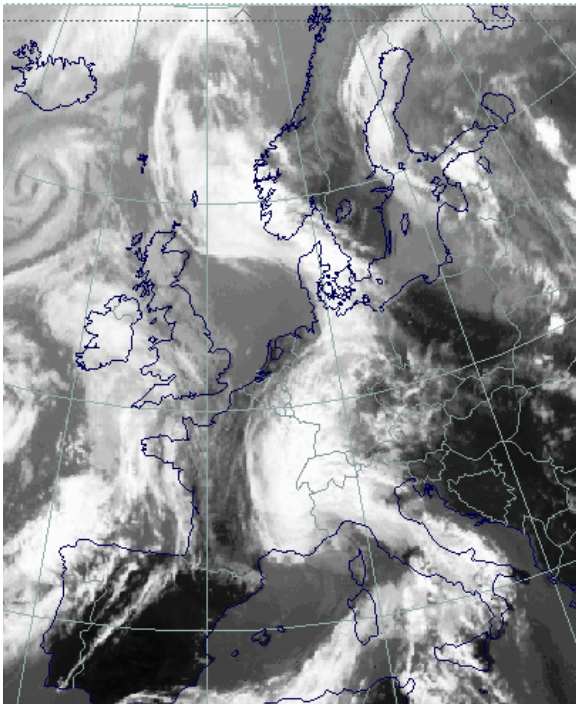
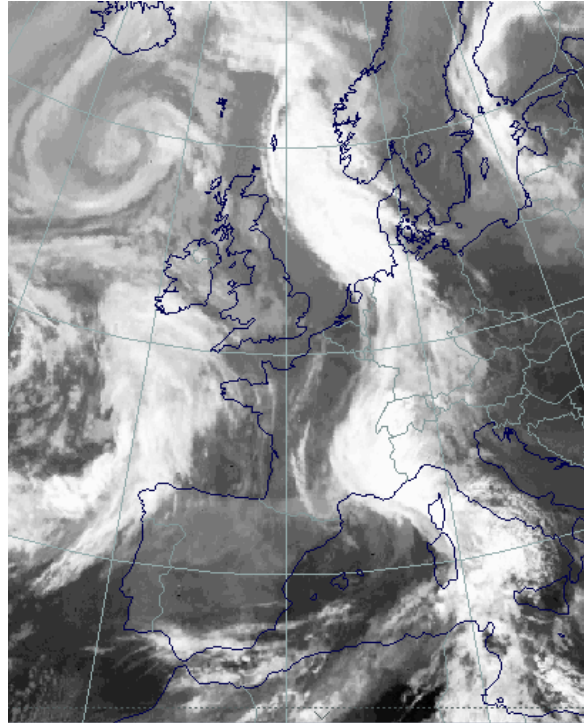
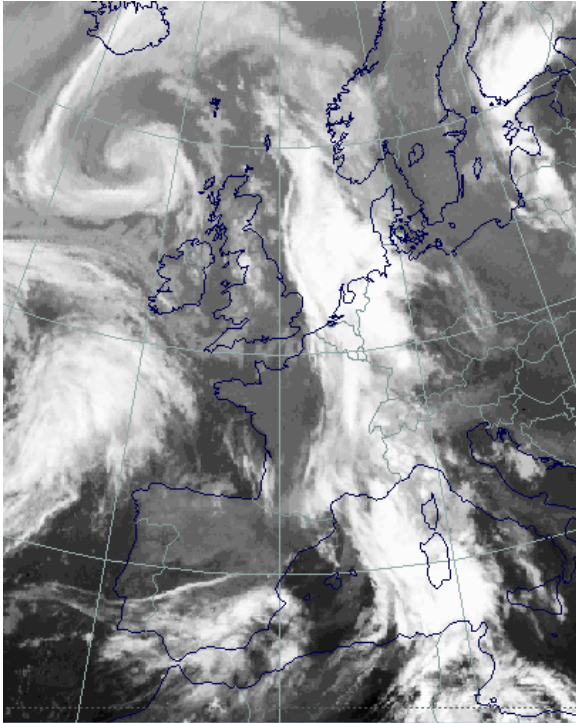


Fig 6 (linksboven): IR 26 mei 1995 0030 UTC
Fig 7 (rechtsboven): IR 26 mei 1995 0600 UTC
Fig 8 (linksonder): IR 26 mei 1995 1200 UTC
Fig 9: (rechtsonder): IR 26 mei 1995 1800 UTC
Ontwikkeling van twee frontale golven in een koufront

Figuren 6-9 tonen de speciale gebeurtenis dat zich twee frontale golven ontwikkelen in een koufront. In de loop van 26 mei vormen zich twee uitgesproken spiraalstructuren in de frontale bewolking.

28 september 1995

In figuur 10, zien we in tegenstelling tot de twee voorgaande besproken gevallen dat de spiraal zich ontwikkelt in de lagere wolkenzone. Deze bevindt zich boven Estland. De kleur van de spiraal is een stuk grijzer dan de overige bewolking behorende bij de frontale golf. Dit geeft aan de bewolking op een lager niveau zit dan de rest van de frontale bewolking.

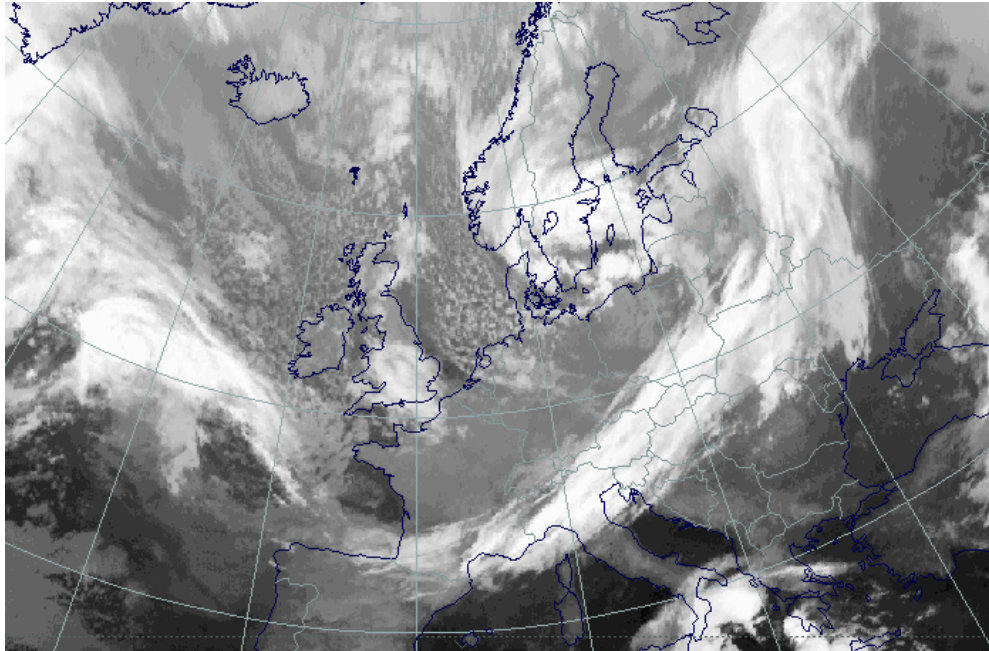


Fig 10: IR-beeld 28 september 1995 0600 UTC: Een frontale golf ontwikkelt de Baltische Staten

7.1.3 Meteorologische fysische achtergrond

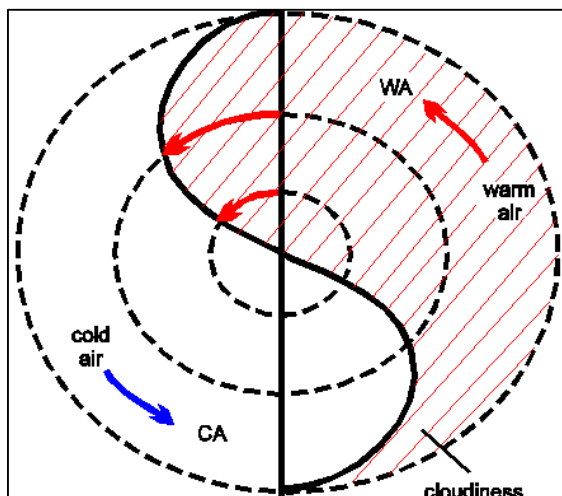


Fig 11: Vorticeit veroorzaakt de S-structuur en advectiepatronen in een frontale golf.

De ontwikkeling van een frontale golf kan gezien worden als een substructuur in een koufront. Het geeft het beginstadium aan van cyclogenese. Er zijn meerdere vormen van cyclogenese die van de stabiele frontale golf verschillen door het mechanisme dat de cyclogenese veroorzaakt, snelheid van de ontwikkeling en interactie met andere weerstructuren.

Er kan zich een lagedrukgebied ontwikkelen in de lagere niveaus van de atmosfeer wanneer er een kleinschalige verstoring aanwezig is in de stroming op synoptische schaal. Dit kan een PVA-maximum zijn die optreedt stroomafwaarts van een mobiele kortgolvlige trog. Doordat in de hogere luchtlagen meer PVA wordt aangevoerd dan dichterbij het aardoppervlak treden er

stijgende bewegingen op. Deze gaan vergezeld van convergentie aan het aardoppervlak. Hierdoor daalt de druk en ontstaat een lagedrukgebied. De cyclonale stroming onder in de

atmosfeer gaat vervolgens het temperatuurveld advecteren, zie figuur 11. Hierdoor gaat het laag verder uitdiepen.

De karakteristieke S-structuur en temperatuur advectiepatronen bij een golf wordt veroorzaakt door de generatie van positieve vorticititeit. In het bewolkte deel treden stijgende bewegingen op door PVA en WA. In het wolkenloze deel zijn dalende bewegingen aanwezig door. Figuur 11 geeft een overzicht waar TA optreedt bij een frontale golf.

Met de conveyer belt theorie kan meer inzicht worden verkregen over relatieve stromingen die optreden rondom een frontale golf. Bij een koufront zonder frontale golven liggen de WCB en upper relative stream min of meer parallel aan de bewolkingsband. Het blijkt dat in een frontale ontwikkelende golf in de bewolkingszone een sterk stijgende WCB aanwezig is. Hierachter bevindt zich de upper relative stream die dicht tegen de bewolkingsrand aan ligt. De upper relative stream bevindt zich hoog in de troposfeer in een dalende beweging. Dit is op het WV-beeld zichtbaar als een gebied met minder hoge pixelwaarden. Op de lagere niveaus in de troposfeer bevindt zich een zadelpunt in de stromingen als gevolg van de cyclonale stroming die hier door de frontale golf veroorzaakt wordt, zie figuur 12 en 13.

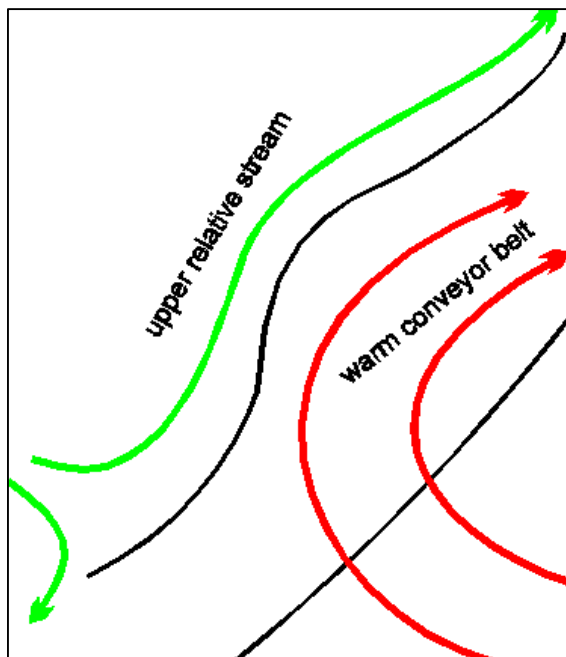


Fig 12: relatieve stromingen op lagere niveau's van de atmosfeer bij een frontale golf

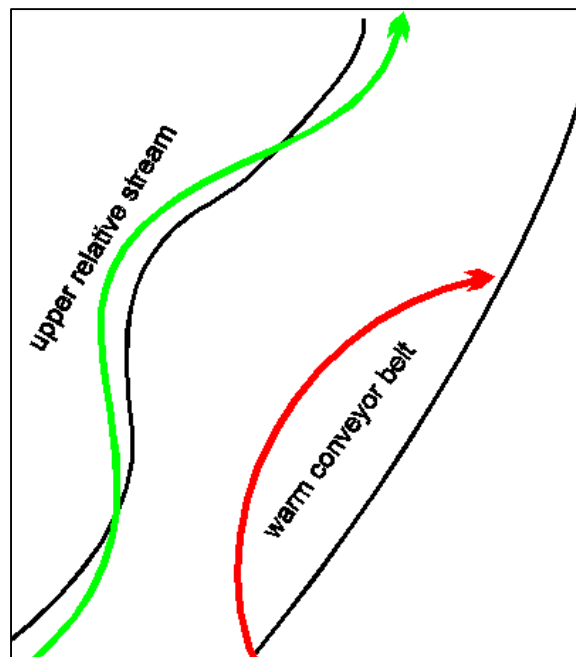


Fig 13: relatieve stromingen op hogere niveau's van de atmosfeer bij een frontale golf

7.1.4 Sleutelparameters

Warmte advectie (WA): Er treedt een maximum op in warmte-advectie in de bewolgingsstructuur behorende bij de frontale golf. CA vindt plaats in de droge lucht aan de achterzijde van de golf. Vaak kan worden waargenomen dat WA zwak is terwijl er sterke CA is. De nullijn van de TA bevindt zich gewoonlijk in de bewolgingsband en markeert het centrum van de golf. Zie figuur 14 en 15.

Absolute topografie op 1000 hPa: Op de lagere niveaus van de troposfeer kan een lagedrukgebied worden waargenomen, maar soms is alleen een uitgesproken trog zichtbaar afhankelijk van de accuraatheid waarmee het model de frontale golf weergeeft. Zie figuur 14 en 15.

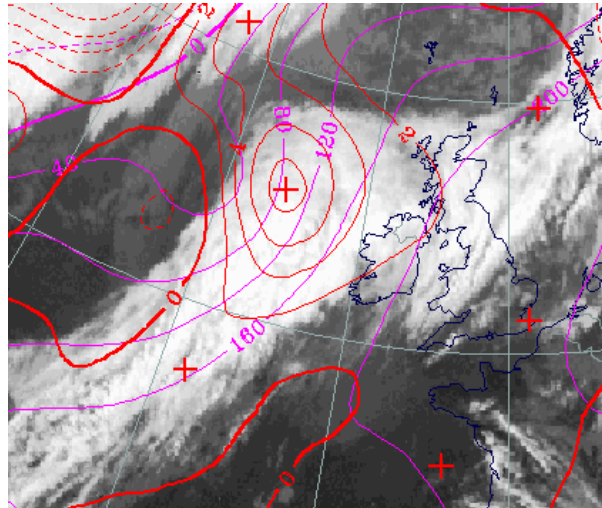
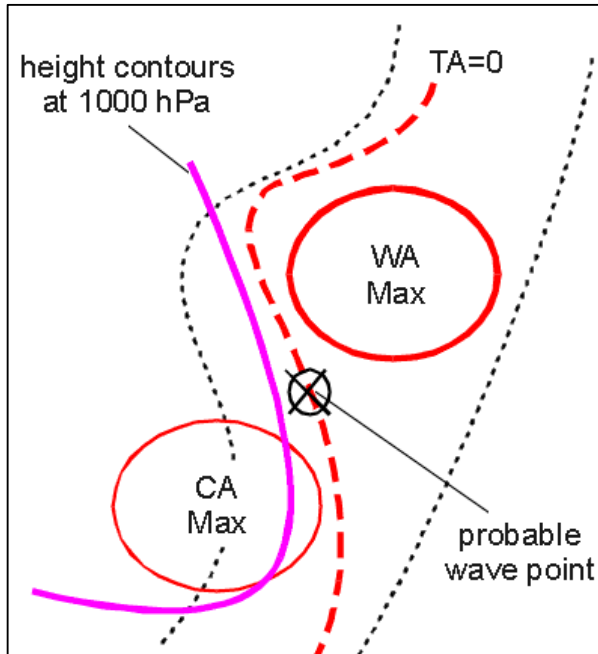


Fig 14 (links): schematische weergave absolute topografie 1000 hPa en TA bij een frontale golf
 Fig 15 (boven): 16 januari 1996 12:00 UTC: absolute topografie (paars), TA (rood)

Positieve vorticiiteitsadvectie op 500 en 300 hPa: De wolkenstructuur hangt samen met een PVA-maximum in de hogere niveaus van de atmosfeer. Dit is een indicatie voor het dieper worden van de golf. Zie figuur 16 en 17.

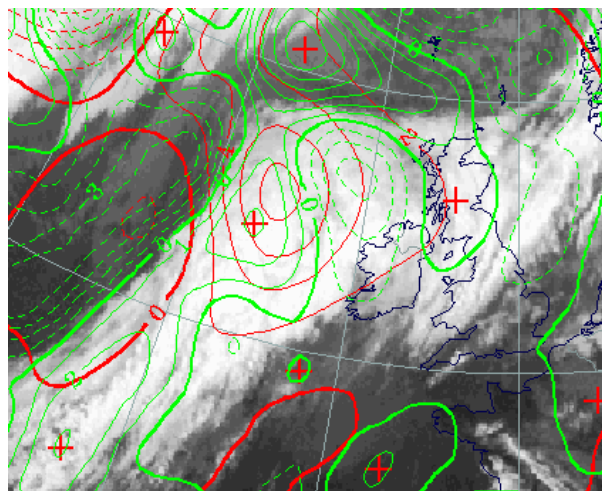
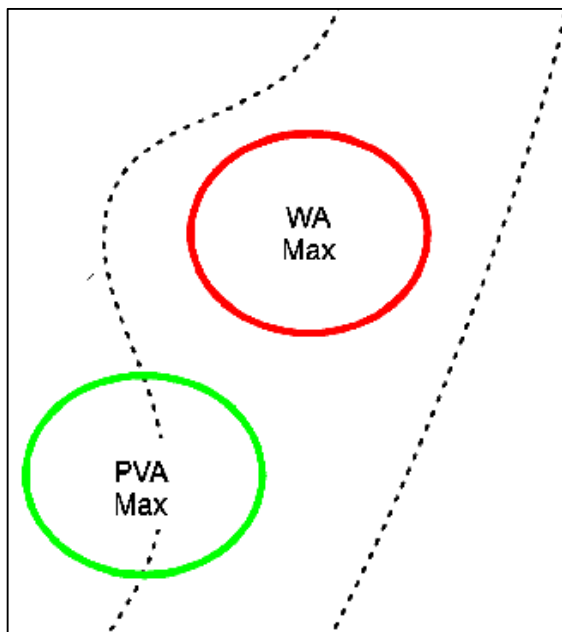


Fig 16 (links): schematische weergave 500 hPa PVA en WA-maximum bij een frontale golf
 Fig 17 (boven): 16 januari 1996 12:00 UTC: temperatuur advectie (rood), PVA (groen)

Absolute topografie 500 hPa: in de hogere niveaus van de atmosfeer is gewoonlijk een grootschalige trog aanwezig stroomopwaarts van de frontale golf. Zie figuur 18 en 19

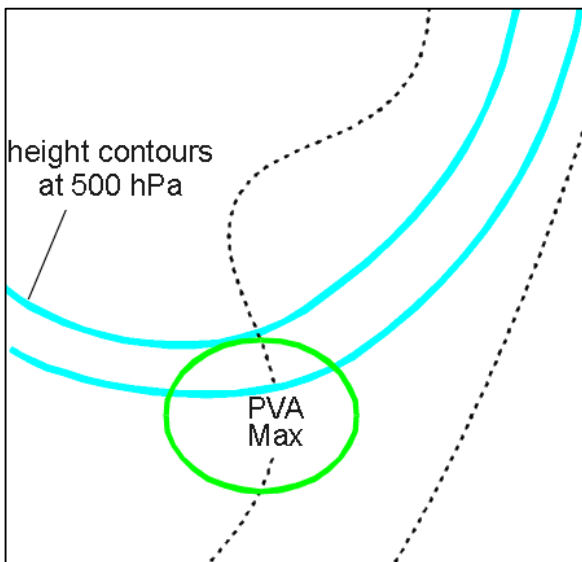


Fig 18: schematische weergave van 500 hPa absolute topografie en 500 hPa PVA

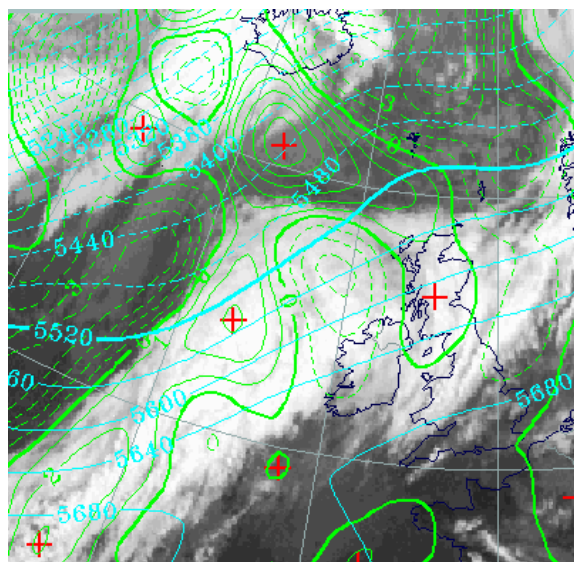


Fig 19: 16 januari 1996 12 UTC: absolute top. 500 hPa, PVA 500 hPa (onderbroken lijnen NVA)

7.1.5 Weersverschijnselen

De weersverschijnselen in een ontwikkelende frontale storing kunnen sterk variëren. Over het algemeen vindt er een intensivering van de neerslag plaats in de omgeving van de golf. In het gebied van het PVA-maximum in het koufront kunnen zich onweersbuien ontwikkelen. Aan de zuidzijde van de golf nemen de drukverschillen toe waardoor de wind sterk wordt.

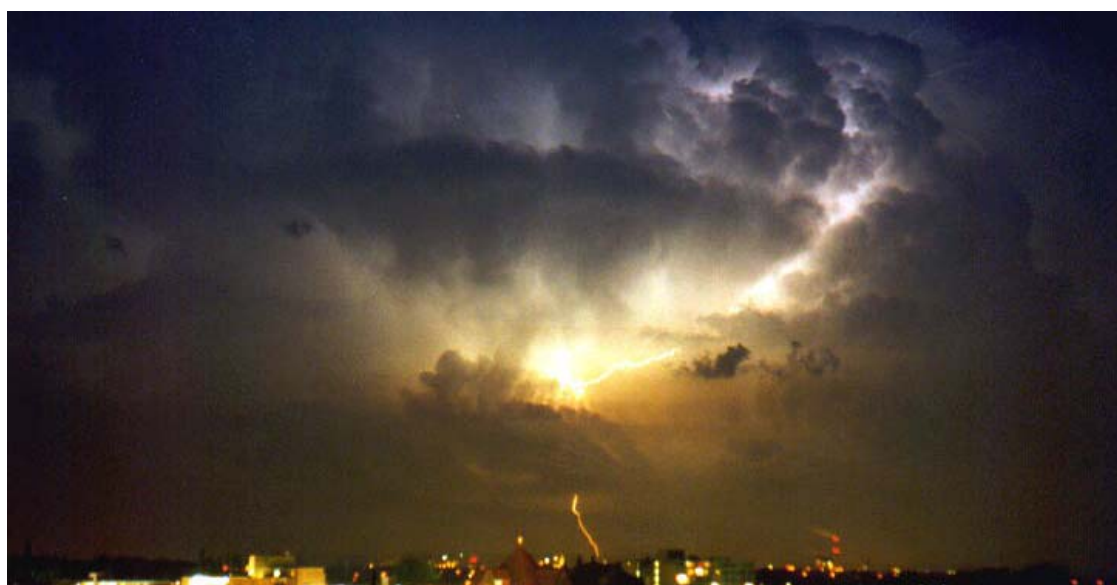


Fig 20: bij een actieve snel ontwikkelende frontale golf kunnen ingebedde Cb's voorkomen die gepaard gaan met onweer.

7.2 Rapid cyclogenesis (snelle cyclogenese)

7.2.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Snelle cyclogenese is één van de explosiefste vormen van ontwikkeling in de troposfeer. Het is voornamelijk voorbehouden voor het winterhalfjaar maar komt ook in de zomer voor. Het betreft het zeer snelle uitdiepen van een depressie waarbij een grote kans op storm aanwezig is. Meestal komt snelle cyclogenese boven zee voor, maar er zijn ook situaties bekend dat een depressie boven land explosief uitdiept. Snelle cyclogenese komt alleen voor wanneer de atmosfeer voldoende instabiel is. Het treedt op stroomafwaarts van een mobiele bovenluchtrog in een gebied met een grote noord-zuid temperatuurgradiënt. Het verschil tussen een frontale golf en een snelle cyclogenese ligt vooral in de mate van uitdiepen. Tevens zijn er op satellietbeelden een aantal opvallende verschillen aanwezig tussen deze twee vormen van cyclogenese waarop hieronder dieper zal worden ingegaan.

Gedurende het beginstadium van snelle cyclogenese, figuur 1, ontstaat aan de noordelijke zijde van een gewoonlijk oost-west georiënteerde frontale wolkenband een scherm van lagere bewolking die steeds dikker wordt. Op het VIS-beeld wordt het bewolkingsscherm (cloud head) gekenmerkt door hoge pixelwaarden hetgeen aangeeft dat zich dikke bewolking aan het ontwikkelen is. Op het IR-beeld varieert het wolken scherm van grijs tot lichtgrijs.

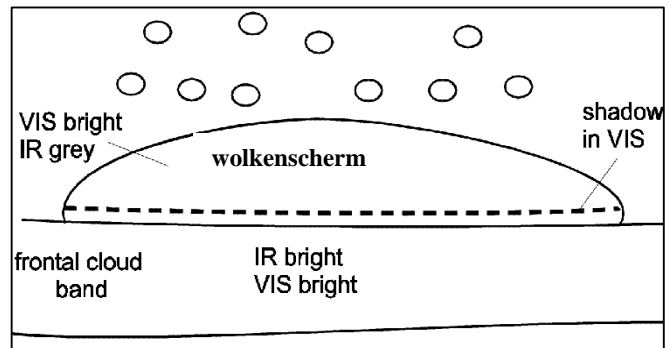


Fig 1: beginstadium van snelle cyclogenese

De hoogste wolke toppen komen meestal voor aan de poolwaartse zijde van het wolken scherm.

Op het WV-beeld zien we in een verder stadium van ontwikkeling een zwarte streep ontstaan tussen het wolken scherm en de frontale bewolking. Dit wordt veroorzaakt door de advectie van droge dalende lucht die afkomstig is uit de lagere stratosfeer en van de cyclonale zijde van de straalstroom. Door de droge lucht treedt oplossing op van de bewolking tussen het wolken scherm en de frontale zone. Dit wordt de droge tong (dry tongue) genoemd. Ten gevolge van de onstabiele opbouw van de atmosfeer komen er aan de binnenrand van het wolken scherm vaak convectieve cellen voor.

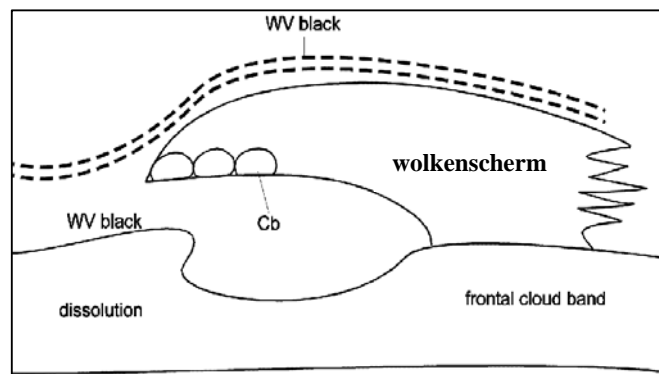


Fig 2: gevorderd stadium van snelle cyclogenese

Wanneer de snelle cyclogenese voortgaat lost de achterzijde van de frontale bewolking soms verder op door droge koude lucht hoger in de atmosfeer. Het wolken scherm ontwikkelt zich tot een spiraal. In sommige gevallen kan een tweede vagere zwarte streep worden gezien op het WV-beeld aan de poolzijde van het wolken scherm. Dit geeft aan dat hier zich een tweede straalstroom ontwikkelt.

7.2.2 Praktijksituaties

6 februari 1996

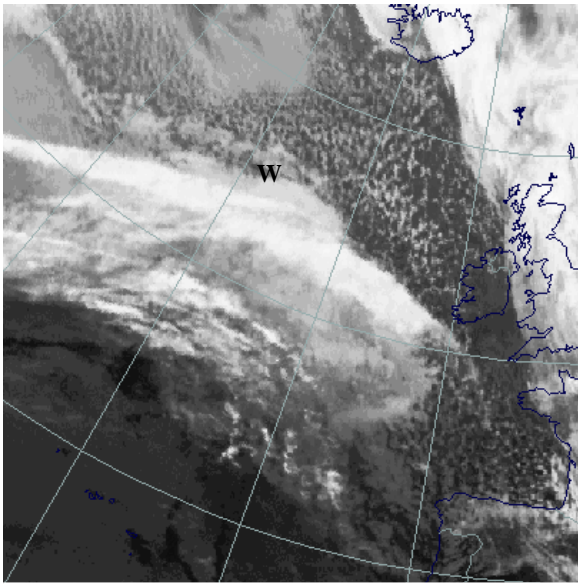


Fig 3: IR- beeld 6 februari 1996 12 UTC: snelle cyclogenese met ontwikkelend wolkenscherp W

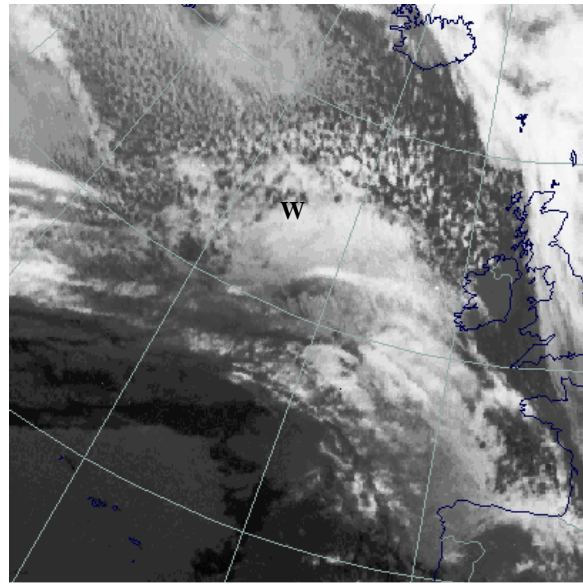


Fig 4: IR-beeld 6 februari 1996 18 UTC: snelle cyclogenese waarbij het koufront grotendeels oplost

Op figuur 3 en 4 is de voortgang van een snelle cyclogenese op 6 februari 1996 weergegeven. De linker figuur toont een frontale band waar zich een wolkenscherp uit ontwikkelt. De pixelwaarden van het wolkenscherp zijn donkerder dan van de frontale zone. Dit geeft aan dat de wolke toppen wat lager zitten. Zes uur later heeft de structuur zich een stuk verder ontwikkeld. Het wolkenscherp is een stuk groter geworden. Bovendien is de frontale zone aan oplossing onderhevig. Vooral aan de zijde van het koufront toont figuur 4 dat vrijwel alle hogere bewolking is verdwenen door intrusie van droge dalende lucht.

17 april 1996

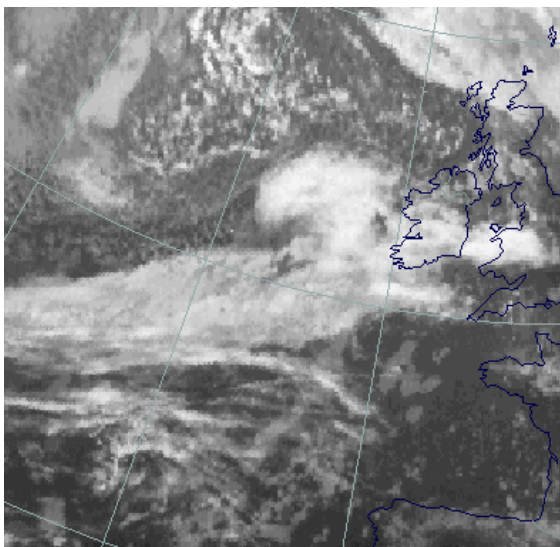


Fig 5: IR-beeld 17 april 1996 1800 UTC: gevorderd stadium in de snelle cyclogenese

Op figuur 5, 17 april 1996 1800 UTC, zien we een gevorderd stadium in de cyclogenese. Het wolkenscherp heeft zich ontwikkeld tot een spiraal. Dit houdt in dat het occlusie proces op gang is gekomen. Stroomopwaarts tussen het wolkenscherp en de frontale band is de bewolking aan oplossing onderhevig door het uitstromen van droge dalende lucht uit de stratosfeer. Hiermee wordt een hoge waarde van potentiële vorticeiteit (PV) die kan zorgen voor hoge PVA waarden aan de bovenkant van de troposfeer. Op dit moment heeft al een sterke daling van de druk in de kern van het systeem plaatsgevonden.

17 april 1996

Op figuur 6 is het WV-beeld gegeven van een snelle cyclogenese op 17 april 1996 1800 UTC. Het wolkenscherp is zichtbaar ten westen van Ierland. Hier komen in de middelbare en hogere delen van de atmosfeer grote hoeveelheden vocht voor, getuige de grijze tinten. Ook duidelijk zichtbaar is de droge intrusie van stratosferische lucht tussen de frontale zone en het wolkenscherp. Hier geeft het WV-beeld een zwarte streep weer.

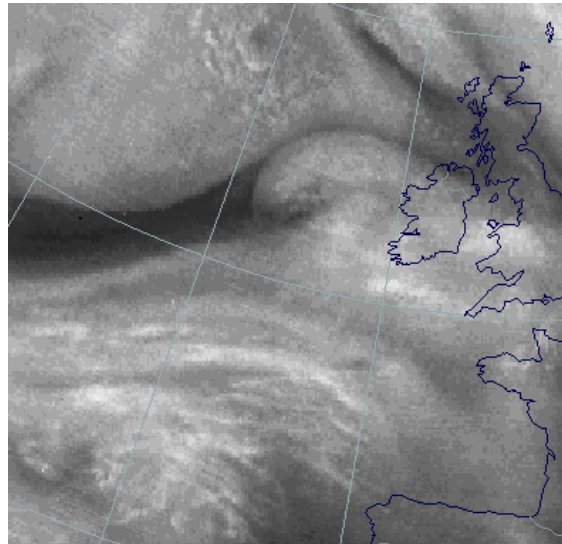


Fig 6: WV-beeld 7 april 1996 18:00 UTC: gevorderd stadium in de snelle cyclogenese

10 oktober 1995

De laatste praktijksituatie is 10 oktober 1995 0030 UTC waarvan het IR en WV-beeld zijn weergegeven op figuur 7 en 8. Het betreft hier een grootschalig wolkendek behorende bij een uitslaande golf. Het wolkenscherp met lagere bewolking is duidelijk zichtbaar ten noorden van de frontale bewolking. Hiertussen zit een V-vormig gebied met minder bewolking waar zich droge lucht bevindt op middelbare en hogere niveaus van de troposfeer.

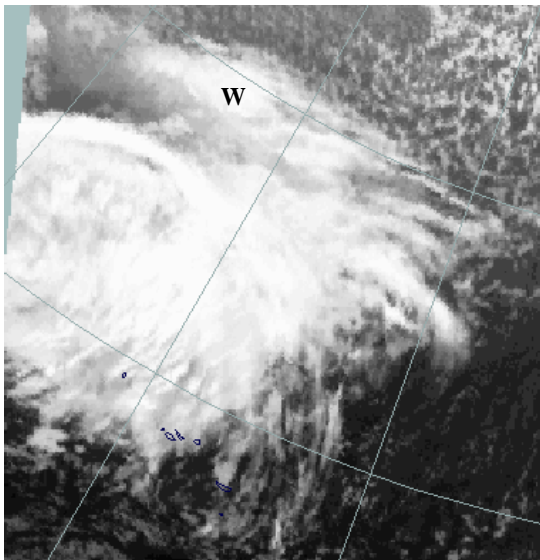


Fig 7: IR-beeld 10 oktober 1995 00:30 UTC: snel ontwikkelende depressie boven de Atlantische Oceaan

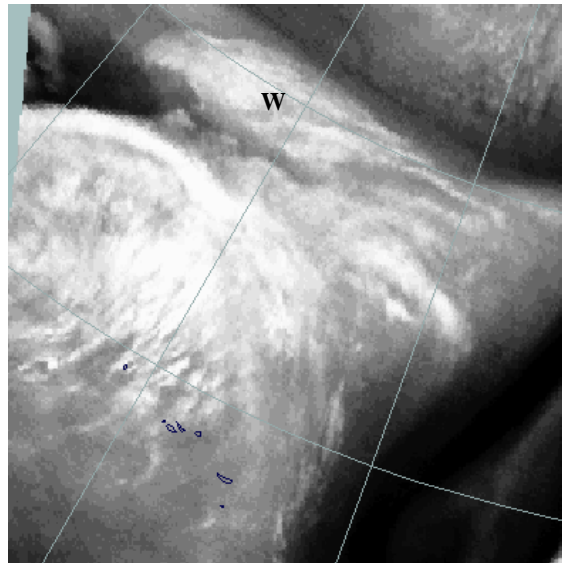


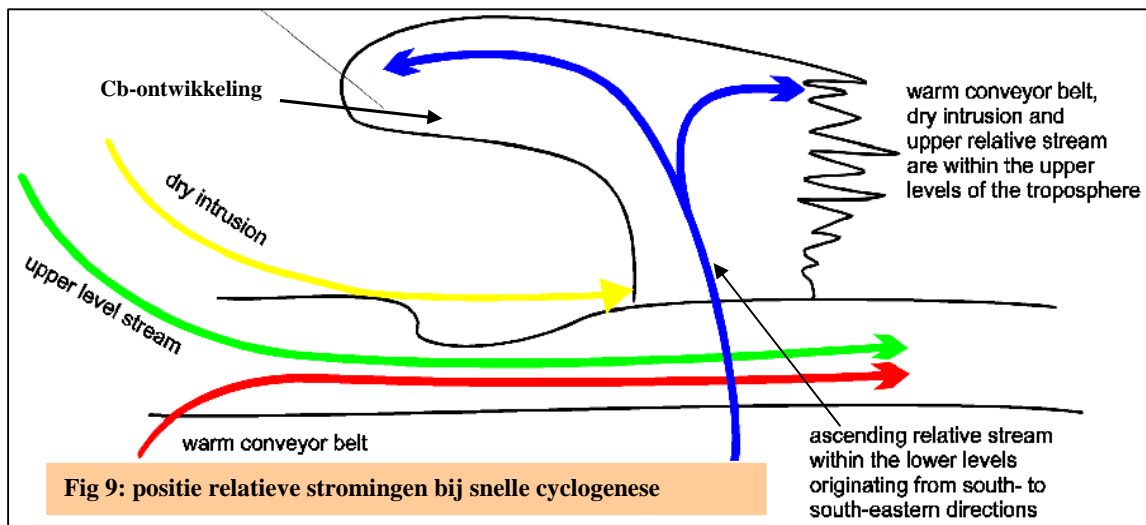
Fig 8: WV-beeld 10 oktober 1995 00:30 UTC: ontwikkelende droge tong is duidelijk zichtbaar midden boven in de afbeelding

Een heel duidelijk voorbeeld van cyclogenese wordt behandeld in paragraaf 5.3.2. Hier wordt met name gekeken naar WV-beelden in relatie tot de jet-as.

7.2.3 Meteorologisch fysieke achtergrond

Cyclogenese kan op diverse wijzen plaatsvinden. Andere vormen van cyclogenese zijn de stabiele frontale golf, polar low en de instant occlusion. Het grote verschil tussen de stabiele golf en de snelle cyclogenese ligt hem vooral in de snelheid waarmee de ontwikkelingen optreden en enkele structuurkenmerken op satellietbeelden. In een explosief ontwikkelend systeem kan de druk in het centrum in één dag wel 25 – 40 hPa dalen. In een golf treden langzamere dalingen op. Het is nog een vraag of snelle cyclogenese tot de hoogste klasse behoort van normale cyclogenese of dat er een fundamenteel ander proces optreedt dat verantwoordelijk is voor de snelle ontwikkeling. Bij zeer snelle drukdalingen is de aanname van geostrofisch evenwicht vaak niet gerechtvaardigd. Er treden sterke verticale bewegingen op. Het vrijkomen van sensibele en vooral latente warmte blijkt ook een grote bijdrage te leveren aan het explosief uitdiepen van het systeem.

Bij snelle cyclogenese speelt stratosferische lucht een rol in het tot stand komen van de uiteindelijke structuur. Een zwarte streep (dry tongue) wordt zichtbaar op het WV-beeld en een deel van de frontale bewolking kan oplossen. Dit mondt uit in een V-vormige structuur op de satellietbeelden. De stratosferische lucht kan soms wel tot beneden het 500 hPa vlak dalen. Bij de ontwikkeling van een gewone golf daalt stratosferische lucht gewoonlijk niet tot onder het 300 hPa niveau af. Het zich vormende wolken scherm (cloud head) valt gewoonlijk samen met de linker uitgang van de jet-streak. De jet ligt parallel aan de frontale zone.



Er zijn een aantal relatieve stromen verantwoordelijk voor de ontwikkeling en het oplossen van de bewolking behorende bij een snelle cyclogenese. De bewolking van de frontale zone hangt samen met de warm conveyer belt en een vochtige stroming hier ten noorden van. Er komt ook een dry relative stream poolwaarts van het front vandaan. Deze zorgt voor het oplossen van bewolking en de zwarte streep op het WV-beeld. De intrusie van droge lucht die optreedt boven de vochtige stromingen veroorzaakt een instabiele opbouw van de troposfeer. In deze regio hebben Cb's een voorkeur om zich te ontwikkelen. Het wolken scherm dat in de lagere en middelbare delen van de troposfeer aanwezig is komt tot stand door een vochtige, warme, snel stijgende conveyer belt uit zuidelijke richtingen. Deze stroming doorkruist de frontale zone, splitst vervolgens in een west- en oostwaartse tak en wordt veroorzaakt door de sterke cyclonale circulatie onderin. Dat geeft vaak aanleiding tot een convexe rand van het wolken scherm. Zie ook figuur 9 voor locatie van de stromingen.

7.2.4 Sleutelparameters

Absolute topografie 1000 hPa: Gedurende het beginstadium van de ontwikkeling is een uitdiepende trog zichtbaar die een gesloten laag gaat vormen. Tijdens het volwassen stadium bevindt de kern zich in de bewolkingsarme zone van de droge tong.

Absolute topografie 500 hPa: In de bovenlucht staat vaak een zeer krachtige vaak W-O georiënteerde stroming.

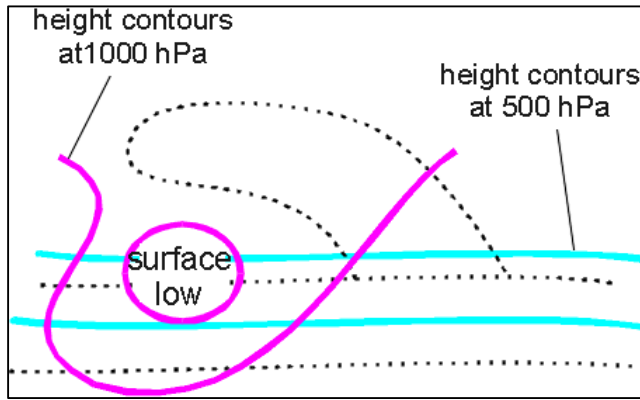
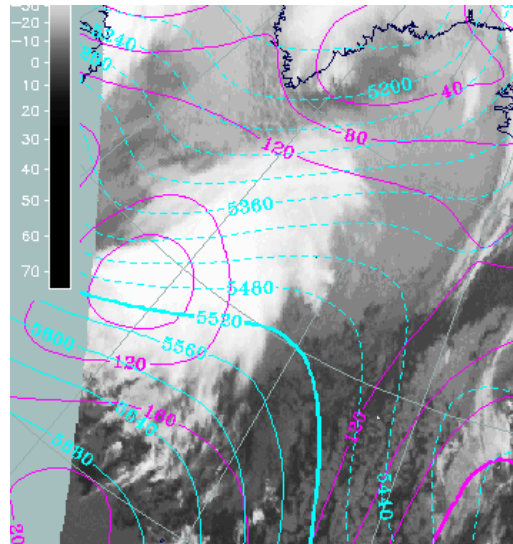


Fig 10 (boven): schematische weergave absolute topografie 1000 hPa en 500 hPa
Fig 11 (rechts): 23 januari 1996 12:00 UTC: absolute topografie 1000 hPa (blauw) en 500 hPa



Potentiële Vorticiteit (PV): De van nature aanwezige hoge PV waarden in de stratosfeer worden naar de troposfeer getransporteerd en zorgen daar voor PVA met als uiteindelijk gevolg: drukdalingen aan de grond.

Temperatuur advectie (TA): Het TA-patroon toont een patroon dat karakteristiek is voor frontale golven. Er is een maximum in WA te vinden in de bewolking behorende bij het wolvenscherm. Daarachter treedt uitgesproken CA op.

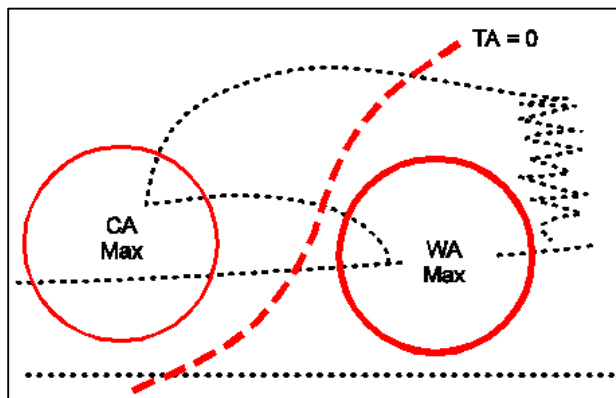
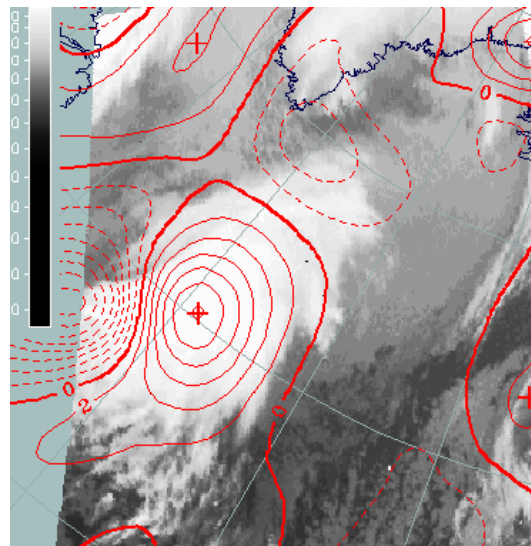


Fig 12 (boven): Schematische weergave temperatuurs advectie (500/1000 hPa)
Fig 13 (rechts): 23 januari 1996 12:00 UTC: temperatuur advectie (onderbroken lijnen:CA)



Vorticitoadvectie op 500 en 300 hPa: Het veld van VA laat zowel op 500 en 300 hPa een uitgesproken PVA-maximum zien. Deze bevindt zich in het wolken scherm en in de linker uitgang van de jet.

Isotachen op 300 hPa: De isotachen op 300 hPa tonen een uitgesproken jet die parallel loopt aan de achterzijde van de frontale wolkenband. Het wolken scherm bevindt zich meestal in de linker uitgang van de jet.

Nullijn scheringsvorticititeit: De nullijn van de scheringsvorticititeit valt samen met de noordzijde van de frontale bewolking en loopt onder het wolken scherm door.

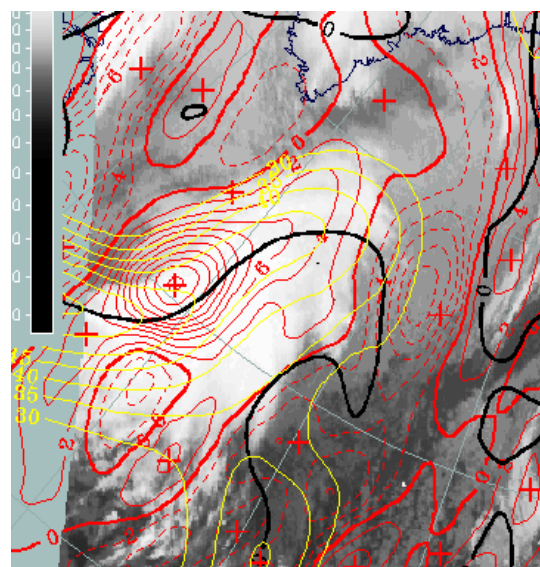
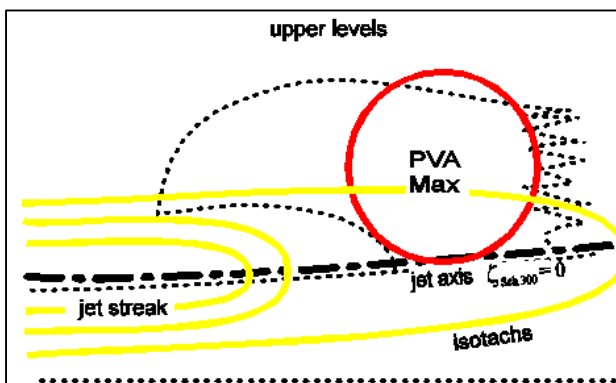


Fig 14 (boven): schematische weergave van de locatie van de jet, jet-as en het PVA-maximum bij een explosieve ontwikkeling.

Fig 15 (rechts): 23 januari 1996 12 UTC: isotachen (geel), jet-as (zwart) en PVA-maximum (rood)

7.2.5 Weersverschijnselen

In het gebied waar zich de stijgende warm conveyer belt bevindt treedt stratiforme neerslag op. Sterke neerslag en de ontwikkeling van onweersbuien vinden plaats aan de binnenzijde van het wolken scherm door instabiliteit in de bovenlucht. In het eerst stadium van een explosieve cyclogenese zijn de drukdalingen voor het systeem uit sterker dan drukstijgingen daarachter; een aanwijzing van een snelle daling van de druk in de kern van het systeem. Zeer krachtige winden kunnen optreden in de regio van het wolken scherm. De sterkste winden



Fig 16: Door zware stormwinden opgestuwd kan zeewater laaggelegen locaties bedreigen en onder water zetten.

worden meestal gevonden aan de zuidwestzijde van het laag. Op zee kan de wind orkaankracht bereiken. De sterkste windstoten doen zich voor daar waar de (potentiële)onstabiliteit het grootst is, b.v. aan de overgang tussen wolken scherm van de cloud head en de droge tong. De zware winterstormen die af en toe Nederland aandoen vinden bijna allemaal hun oorsprong in snelle cyclogenese.

7.3 Enhanced Cumuliform cloudiness (EC)

7.3.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Verticaal goed ontwikkelde cumuliforme bewolking ontstaat wanneer de atmosfeer onstabiel van opbouw is over een diepe laag. Dit treedt vooral op boven grote en relatief warme oppervlakken. Cumuliforme bewolking is vaak zichtbaar in polaire lucht achter een koufront op de Atlantische Oceaan, met name later in de zomer, de herfst en winter.

Wanneer er een sterke subsidentie-inversie aanwezig is in de atmosfeer, die vaak gevonden kan worden in de nabijheid van hogedrukgebieden, kunnen convectieve cellen niet door dit deksel heen schieten en blijven beperkt tot de lagere niveaus van de troposfeer. Bij afwezigheid van zo'n deksel reiken de cumuli dieper in de atmosfeer en kunnen het buienstadium bereiken.

Op de Oceaan kunnen vaak gebieden worden gevonden waar de toppen van de cumuli hoger reiken. Hier wordt de convectie een handje geholpen door de bovenlucht. Deze is enkele graden kouder dan in de omgeving en bovendien treden er vaak dynamisch geforceerde stijgende bewegingen op in de nabijheid van een vorticeitsgebied.

Op satellietbeelden is een cellulaire scherp begrensde wolkencluster zichtbaar. Deze bevindt zich achter het koufront in de koude luchtmassa. Over het algemeen wordt zo'n cluster begrensd door wolkencellen met warmere toppen. Zie figuur 1

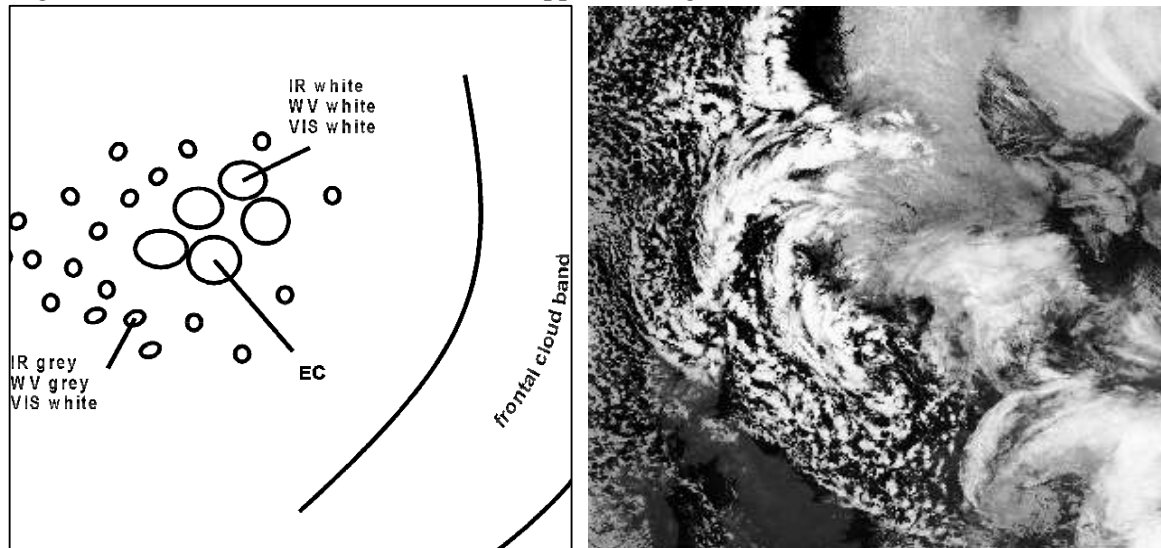


fig 1: schematische weergave van de pixelwaarden in IR, VIS en WV bij enhanced cumuli

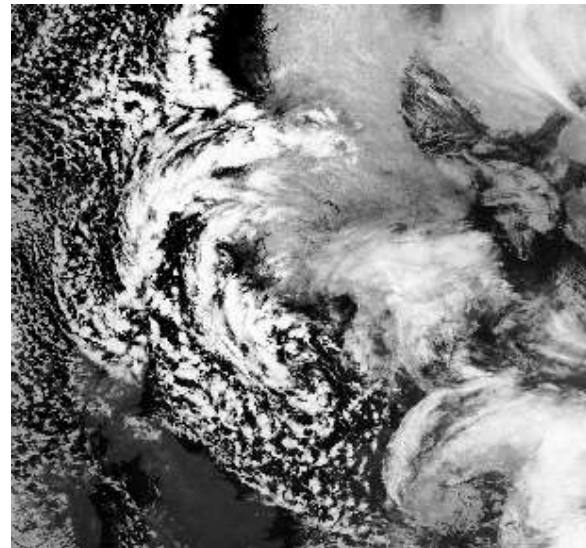


Fig 2: IR-beeld 7 februari 1999 08:25 UTC: EC's met vorming van golfstructuren boven de Noordzee

EC's worden met witte punten of vlekken aangegeven op IR, VIS en WV-beelden. Dit geeft aan dat het gaat om verticaal sterk ontwikkelde bewolking waarvan de toppen tot in de hoogste laag van de troposfeer voor kunnen komen. In situaties waarbij EC's goed ontwikkeld zijn komt het voor dat de cirruskappen van de individuele buien samensmelten tot één geheel. EC's kunnen meerdere stadia doormaken waardoor structuren ontstaan die overeenkomen met andere conceptuele modellen. Er kan een comma ontstaan uit EC's. Hierin wordt een spiraalvormige structuur waargenomen. Wanneer een gebied met EC's in de nabijheid komt van de wolkenband behorende bij een koufront kan er zich een golfvormige structuur ontwikkelen in het front. Deze structuur wordt een golf genoemd. In figuur 2 zijn op een IR-beeld verticaal goed ontwikkelde EC's zichtbaar boven de Noordzee

7.3.2 Praktijksituatie

29 september 1995 12 UTC

Op het IR en VIS-beeld, figuur 3 en 5, kunnen witte samenklittende stippen worden waargenomen boven het zuidelijk deel van de Oostzee. Dit zijn EC's waarvan de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Over de Noordzee en Denemarken bevindt zich ook cellulaire bewolking maar hiervan reiken de toppen minder diep. Op het IR-beeld wordt dit gebied gekenmerkt door grijze vlekken. Een tweede gebied met EC's bevindt zich ten westen van de Noorse Zee. Op het IR is hier een mesoschaal gebied met een witte tint te vinden. De cirruskappen van de Cb's die horizontaal uitspreiden gaan één geheel vormen.

Op het WV-beeld, figuur 4, is in de gebieden met EC's meer vocht in de middelbare en hoge niveaus van de troposfeer aanwezig. De pixelwaarden zijn hier lichter dan in de omliggende gebieden waar de cumuliforme bewolking minder hoog reikt. Het vocht wordt deels omhoog getransporteerd door de sterke opwaartse bewegingen die binnen de EC's plaatsvinden.

De cellulaire convectieve bewolking treedt op in een noordwestelijke stroming waarbij koude polaire lucht wordt aangevoerd. Door het warme zeewater in deze tijd van het jaar treedt een sterke voelbare warmte-uitwisseling op tussen lucht- en zeeoppervlak die de vorming van cumuliforme bewolking versterkt.

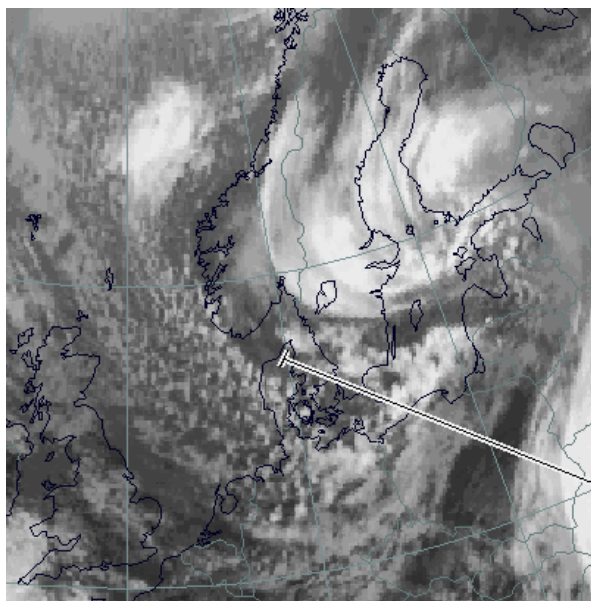


fig 3: IR-beeld 29 september 1995 12:00 UTC, EC's

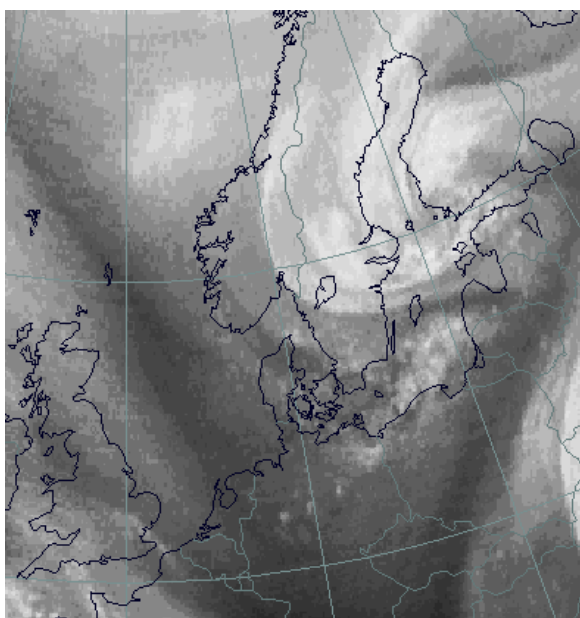


fig 4: WV-beeld 29 september 1995 12:00 UTC: EC's

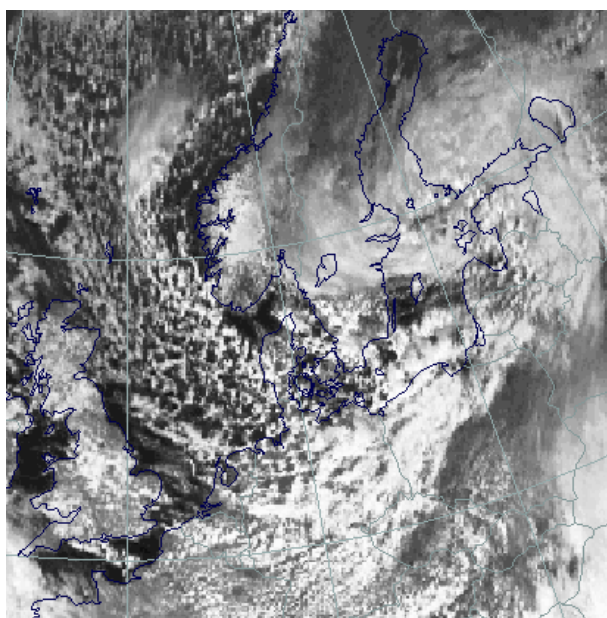


fig 5: VIS-beeld 29 september 1995 12:00 UTC: EC's

7.3.3 Meteorologisch fysische achtergrond

EC's zijn mesoschaal wolkenstructuren. Deze bewolking ontwikkelt zich niet op het grensvlak van twee luchtmassa's zoals warmte- en koufronten. De wolkenclusters ontstaan in een koude luchtmassa die zich achter het koufront bevindt in de nabijheid van een trog in de bovenlucht. EC's zijn meestal ingebed in een gebied met cellulaire bewolking waarvan de toppen niet verder reiken dan de middelbare niveaus van de troposfeer.

Er stroomt koude lucht uit over een relatief warm zeeoppervlak. Hierdoor worden de onderste luchtlagen geleidelijk opgewarmd. Daarbij treden stijgende bewegingen op en vindt condensatie plaats. Aan de andere kant treedt er in de bovenste lagen van de troposfeer ook dalende bewegingen op. De lucht kan zelfs uit de stratosfeer komen en is hierdoor zeer droog. Door de stratosferische intrusie is de opwaartse stroming in de convectieve cellen gelimiteerd aan de bovenzijde. Uiteindelijk ontstaat er een evenwicht tussen op- en neerwaartse stromingen waarin de cellulaire bewolking optreedt. Zie figuur 6.

Bij het ontstaan van EC's zijn nog wat extra condities vereist. Ten eerste neemt de verticale instabiliteit van de atmosfeer toe. Ten tweede zijn er maxima in PVA aanwezig die samenhangen met een trog in de bovenlucht. Hierdoor treden er sterkere verticale bewegingen

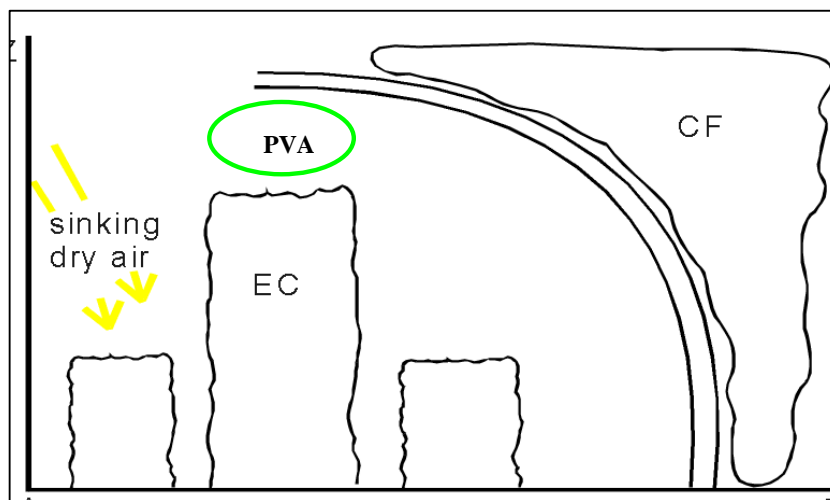


fig 6: EC's treden op stroomopwaarts van een koufront in de koude lucht. In de bovenlucht treedt PVA op behorende bij een jet-streak of trog

streak.

op dan in de omgeving. In de hogere luchtlagen is de op-waartse beweging nu ook krachtig genoeg om de droge dalende lucht te compenseren. Er ontstaat daardoor diepe con-vectieve bewolking die reikt tot in de hoogste lagen van de troposfeer. Over het algemeen ontwikkelen EC's zich in de nabijheid van trog-assen of de linker uitgang van een jet

7.3.4 Sleutelparameters

Positieve vorticiiteitsadvectie op 500 en 300 hPa (PVA): Het gebied met EC's bevindt zich over het algemeen in een PVA-maximum op 500 en 300 hPa, hetgeen stijgende bewegingen impliceert. Zie figuur 7 en 8.

Absolute topografie op 500 en 300 hPa: Direct stroomopwaarts van de EC's kan een trog in het hoogteveld worden teruggevonden. Zie figuur 7 en 8.

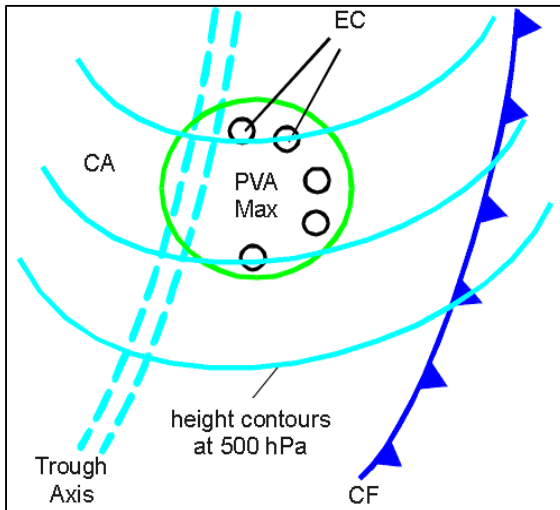


fig 7: schematische weergave van de positie van de trog en het PVA-maximum bij EC

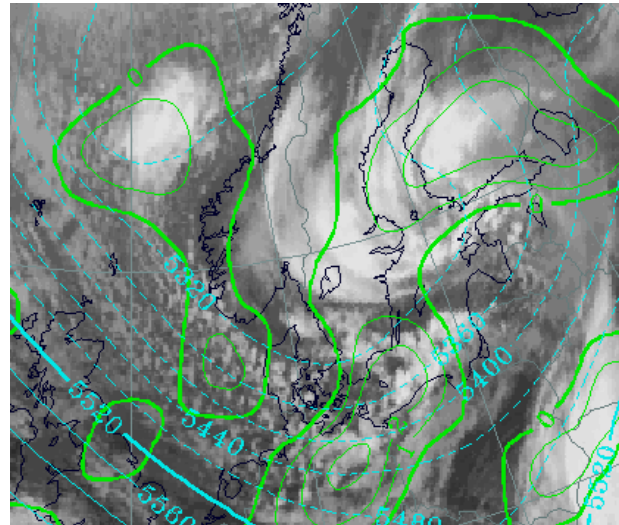


fig 8: 29 september 1995 12:00 UTC: PVA(groen) en absolute topografie op 500 hPa

Equivalente dikte (500/850 hPa): In de omgeving van de EC bevindt zich een thermische trog ofwel een minimum in equivalente dikte hetgeen aanduidt dat hier nog koudere lucht aanwezig is.

Isotachen op 300 hPa: EC's ontwikkelen zich meestal in de linker uitgang van een jet streak. Hier vinden stijgende bewegingen plaats. Omdat een EC een mesoschaal fenomeen is wordt het regelmatig niet goed weergegeven in modellen. De modelvelden komen dan niet overeen met wat op het satellietbeeld waargenomen wordt.

In figuur 9 zijn de locatie van de jet-streak, as en het PVA-maximum weergegeven bij een EC.

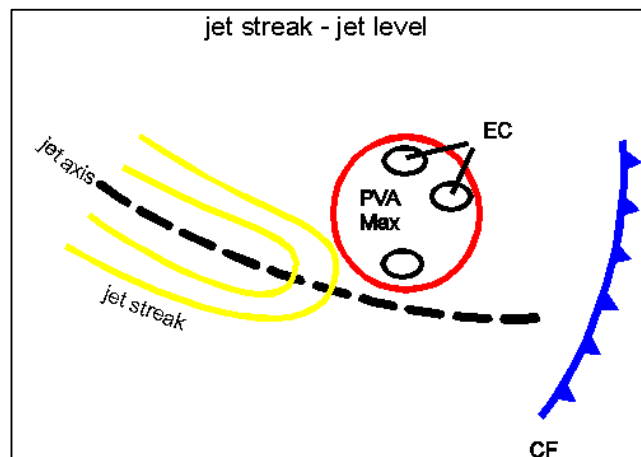


fig 9: locatie van de jet streak ,as en het PVA-maximum bij een EC.

7.3.5 Weersverschijnselen

Bij EC's treedt gewoonlijk convectieve neerslag op. De buien kunnen afhankelijk van de situatie gepaard gaan met onweer, hagel en windstoten. Tussen de buien door kan het tijdelijk fel opklaren en ziet het weer er uit de wind en in de zon er vriendelijk uit. Wanneer de EC's sterk samenklitten is er vrijwel geen plaats meer voor de zon en blijft het geheel bewolkt. De wolken zijn van het type cumulonimbus. Zie figuur 10.



fig 10: Rechts cumulonimbus capillatus incus die voorkomt die voorkomt bij sterk verticaal ontwikkelde Cb's

7.4 Comma

7.4.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

In polaire lucht boven zee ten noorden van de jet-stream zijn vaak gebieden aanwezig met versterkte cumulus convectie (EC's). Deze hangen samen met de grote verticale temperatuurgradiënt in combinatie met een bovenluchtrog. De bovenlucht is hier nog wat kouder waardoor buien verder door kunnen schieten (koude druppel). Wanneer de stijgende bewegingen sterk zijn ontstaat aan het aardoppervlak ook een uitgesproken trog of zelfs een gesloten laag. Door de kromming in het windveld gaan de Cb's zich in een comma-vorm ordenen en ontstaat de typische commavorm zoals in figuur 1. Een comma bevindt zich in een vrij uniforme luchtmassa maar kan een frontaal karakter krijgen doordat zich een eigen barokliene zone ontwikkelt. Op de Atlantische Oceaan, zuid van IJsland is ook nog een gebied te vinden met een EC.

In het beginstadium van ontwikkeling kunnen we een cyclonaal gekromde commavorm zien.

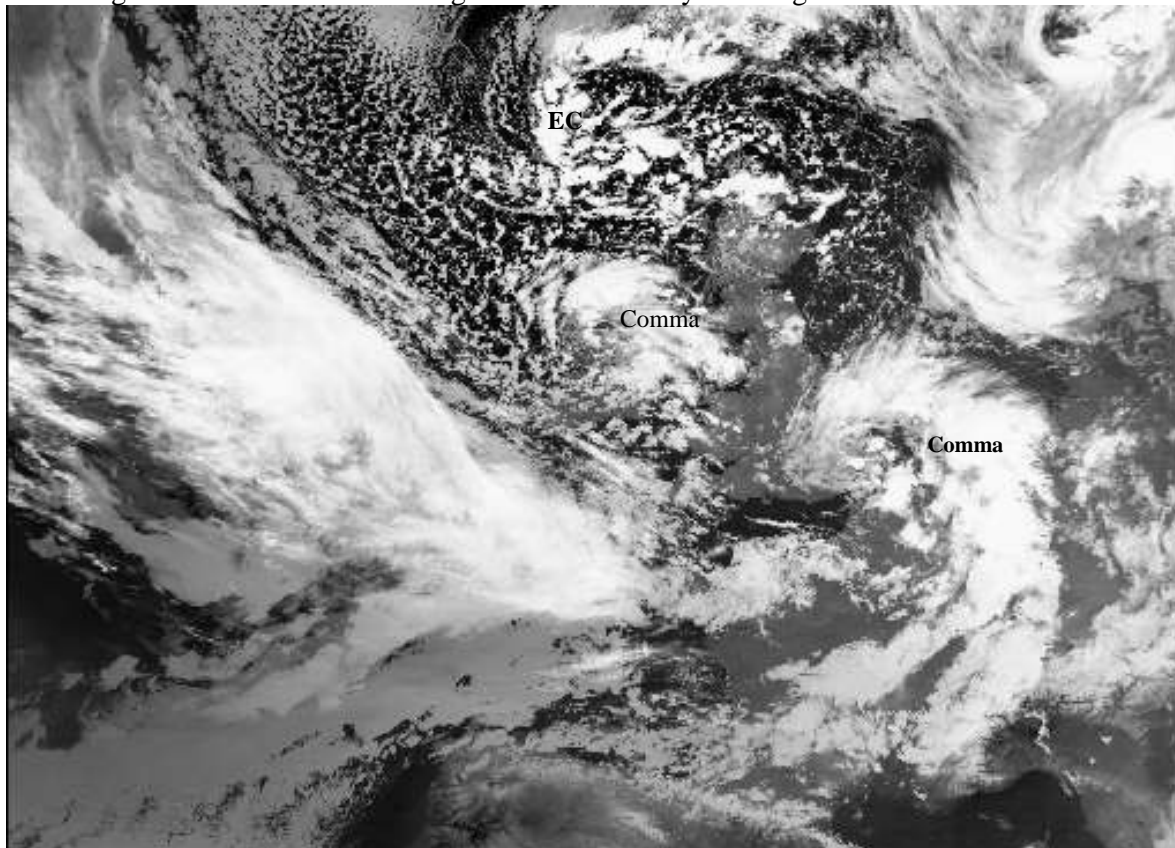


Fig 1: IR-beeld 13 april 1999 19:20 UTC: van EC's(Z IJsland) naar Comma's (Ierland, Nederland)

Deze ligt in de koude luchtmassa achter het koufront. Gedurende de ontwikkeling wordt de comma geleidelijk groter in omvang. In het volwassen stadium is de structuur uitgegroeid tot een markant, soms synoptischschalig fenomeen met een commastructuur.

Op het IR en VIS-beeld, figuur 2, heeft de wolkenpiraal in het algemeen een witte kleur en een gestructureerd uiterlijk. Dit betekent dat we met een dik pakket gelaagde bewolking hebben te maken met daarin ingebed enkele Cb's. In het begin van de ontwikkeling kan in de staart van de comma een zuidwaartse uitloper worden gevonden bestaande uit wolkenflarden die in de lagere niveaus van de troposfeer voorkomen.

Op het WV-beeld, figuur 2, komen grijze tot witte tinten voor. Dit houdt in dat in de hogere lagen van de troposfeer veel vocht aanwezig hetgeen in overeenstemming is met het IR-beeld. Aan de achterzijde van de bewolking is een scherpe gradiënt en een zwarte streep aanwezig.

Hier bevindt zich koude, droge en dalende lucht afkomstig uit de hogere lagen van de troposfeer.

Met name tijdens het begin van de ontwikkeling kunnen de helderste grijstinten in de verschillende kanalen gevonden worden in de staart van de commavorm. Dit heeft te maken met de jet-streak in de bovenlucht waarvan de linker uitgang zich bevindt op de locatie van de comma.

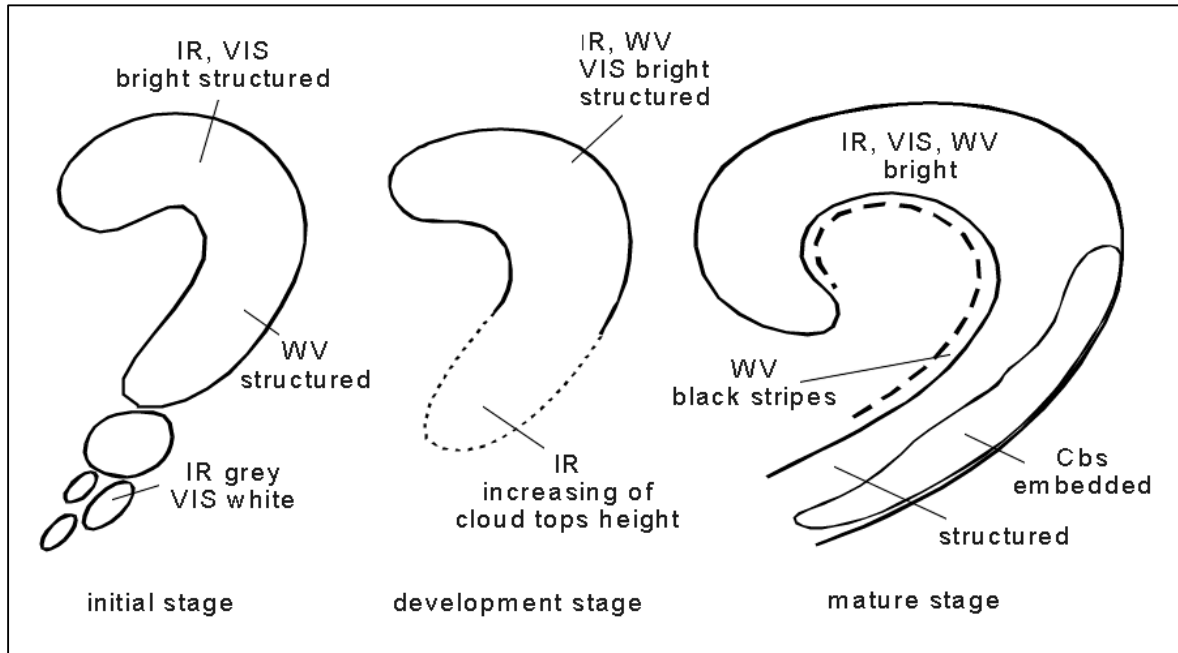


Fig 2: schematische weergave van de pixelwaarden in IR, WV en VIS bij een comma

7.4.2 Praktijksituatie

13 februari 1997

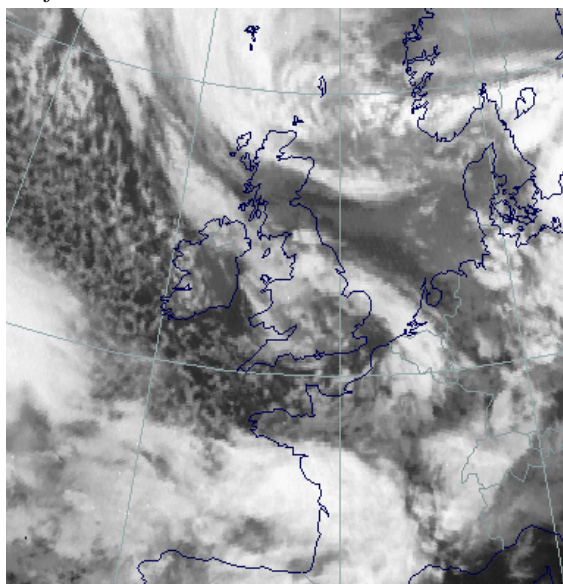


Fig 3: IR-beeld 13 februari 1997 06:00 UTC: comma

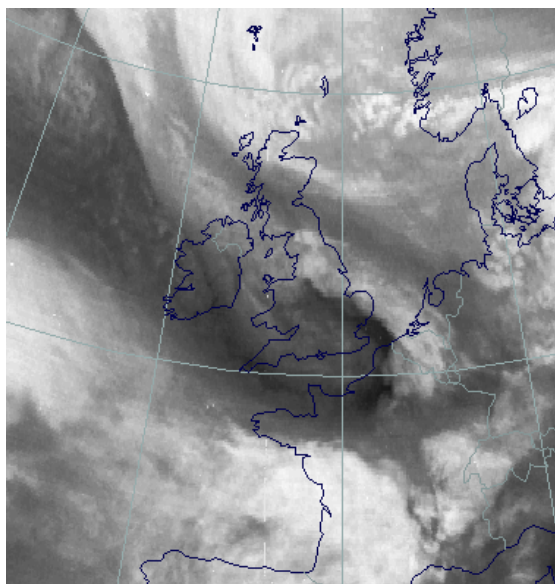


Fig 4: WV-beeld 13 februari 1997 06:00 UTC: comma

In figuur 3 en 4 is respectievelijk het IR en WV-beeld gegeven van 13 februari 1997 06 UTC. Hierop is in het midden van de foto een comma zichtbaar die zich uitstrekt vanaf midden Engeland tot over het noorden van Frankrijk. De commastructuur bevindt zich in de koude lucht achter een koufront dat stroomafwaarts boven Duitsland en over Frankrijk is terug te vinden. De bewolking is wit in het IR-beeld hetgeen aangeeft dat de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Hiermee samenhangend bevindt zich ook veel vocht in de hogere troposfeer. Achter de comma is droge lucht aanwezig die zichtbaar is als een zwarte veeg over het zuiden van Engeland en noordwesten van Frankrijk. Stroomopwaarts van de comma ontwikkelen zich talrijke buien in de onstabiele lucht over het warme zeewater. Boven Frankrijk bevindt zich de het zuidelijk deel van de staart van de bewolking met lagere bewolking.

Op figuur 5 zijn de hoge koude wolke toppen

in de z.g. "enhanced mode" weergegeven. Hier is te zien dat de hoogste bewolking in de comma zich bevindt boven België. Het blijkt dat de hoge wolke toppen samenvallen met de linkeruitgang van een jet-streak.

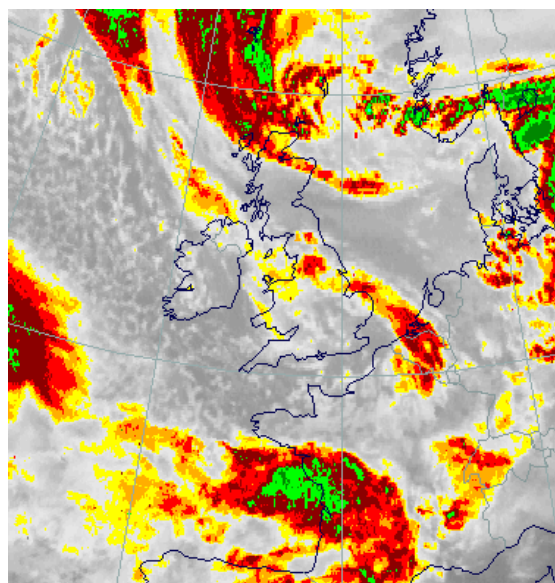
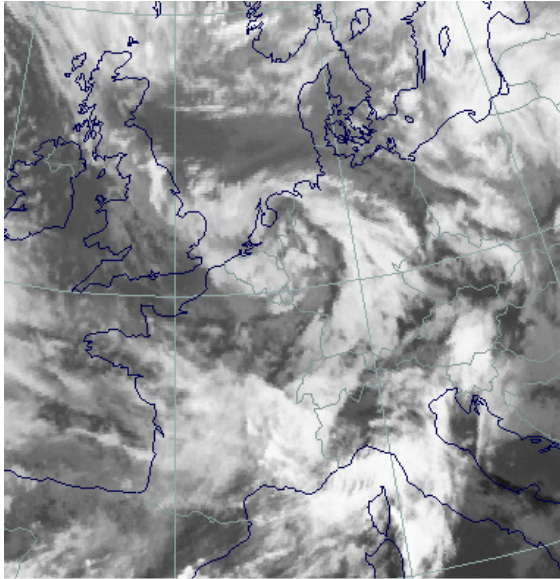
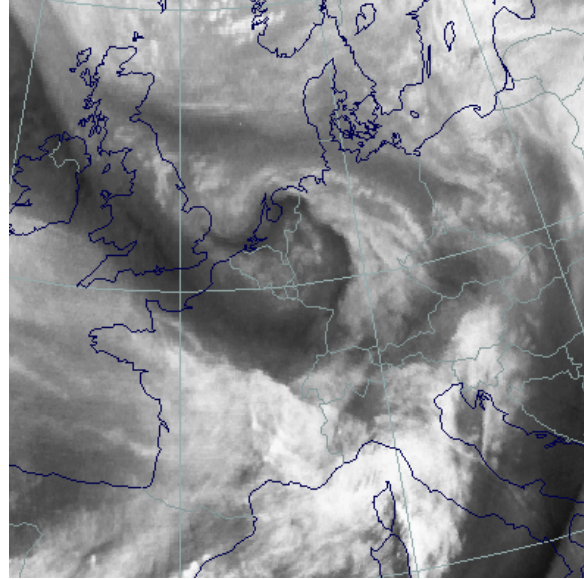


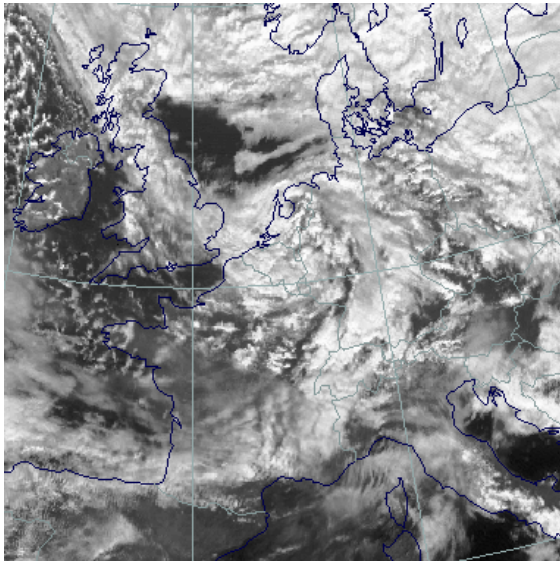
Fig 5: IR-beeld (enhanced) 13 februari 1997 06:00 UTC: koude lucht ontwikkeling



**Fig 6: IR-beeld 13 februari 1997 12:00 UTC:
comma**



**Fig 7: WV-beeld 13 februari 1997 12:00 UTC:
comma**



**Fig 8: IR-beeld 13 februari 1997 12:00 UTC:
comma**

Op figuur 6, 7 en 8 zijn respectievelijk het IR, WV en VIS-beeld weergegeven om 12 UTC. De comma heeft zich in 6 uur tijd in een behoorlijk tempo ontwikkeld. De comma strekt zich vanaf de zuidelijke Noordzee tot diep in Frankrijk uit. De grootste ontwikkelingen hebben zich voorgedaan in de staart van de comma die in de linker uitgang van de jet gelegen is. Op het WV-beeld is te zien dat behalve aan de achterzijde zich ook aan de voorzijde van de comma een zwarte veeg vormt. Dit komt doordat de jet zich in twee takken gesplitst heeft.

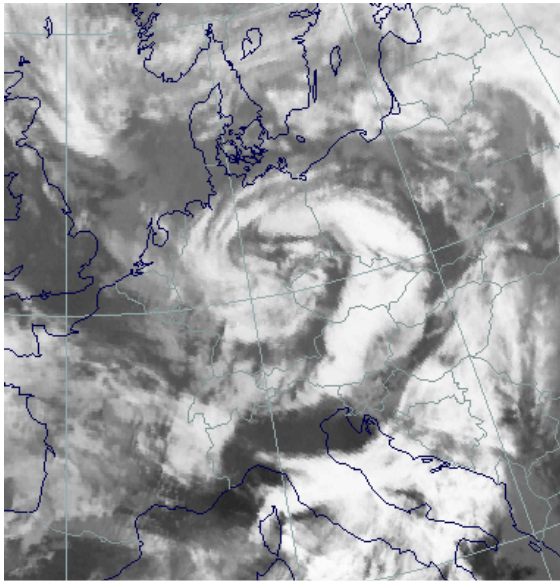


Fig 9: IR-beeld 13 februari 1997 18:00 UTC: comma

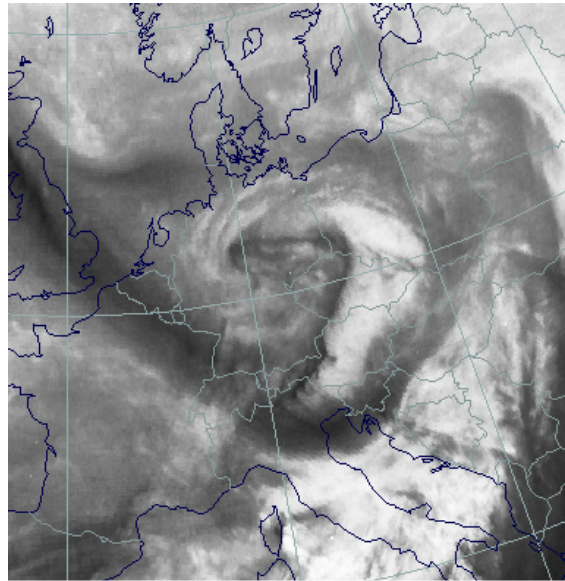
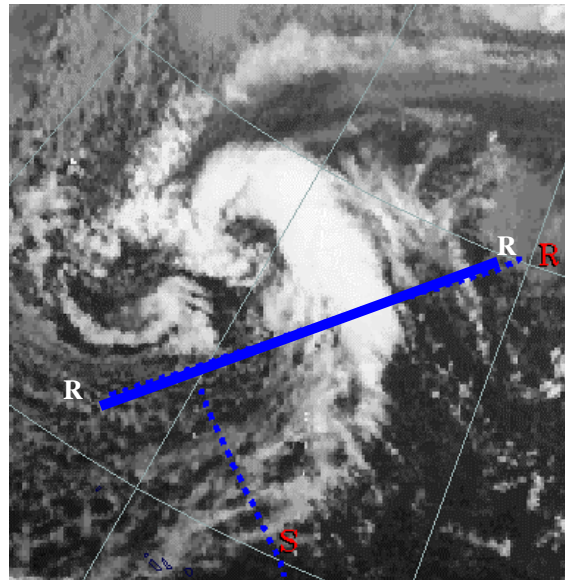


Fig 10: WV-beeld 13 februari 1997 18:00 UTC: comma

Om 18 UTC bevindt de wolkenpiraal zich van het noorden van Duitsland via Polen tot over Italië. In de afgelopen 12 uur heeft de comma een snelle ontwikkeling doorgemaakt van een mesoschaal buiencomplex tot een synoptisch systeem compleet met front. Het IR-beeld, figuur 9 is wit hetgeen wijst op hoge koude toppen. Boven Tsjechië reiken de toppen het hoogst. Hier bevindt zich de linker uitgang van de jet. Hier treden door de grote onstabiele fikse regen- en onweersbuien op.

17 Januari 1997 00 UTC

Figuur 11 toont een goed ontwikkeld comma op de Atlantische Oceaan ten westen van Ierland. De jet-as ligt ongeveer bij de lijn RR. Zuidelijk hiervan zijn de wolken toppen lager en gebroken. Noordelijk reiken de toppen tot in de hogere lagen van de troposfeer en zijn er diverse ingebedde cb's aanwezig. Hier bevindt zich ook de linkeruitgang van de jet. De lijn RR geeft ongeveer de jet as aan ten zuiden hiervan is de lucht wat minder onstabiel en treedt enige barokliniteit op.



7.4.3 Dynamische achtergrond

Er blijken een aantal specifieke processen op te treden bij deze koude luchtontwikkeling. In de bovenlucht vindt er forcering plaats door PVA-maxima. Deze hangen samen met zowel een voortbewegende en uitdiepende hoogtetrog als de linker uitgang van een bewegende jet-streak. Tevens is de troposfeer in de comma op middelbare niveaus behoorlijk onstabiel. Tenslotte ontstaat er enige mate van barokliniteit aanwezig in de nabijheid van de ontwikkelende comma.

De aanwezigheid van een PVA-maximum blijkt een belangrijke factor te zijn voor commavorming. Er treedt zowel scherings- als krommingsvorticeiteit op. Scheringsvorticeiteit treedt vooral op in het zuidelijke deel van de comma. Krommingsvorticeiteit is vooral in het noorden van de comma aanwezig. Dit

verklaart ook waarom zich gedurende de levenscyclus een uitgesproken spiraal-structuur ontwikkelt. De jet-as doorkruist de comma in het zuidelijke deel. Hierdoor kan een gebied met diepe convectie in het noorden worden onderscheiden van ondiepere convectie in het zuiden. Er wordt vanuit gegaan dat de intense PVA-maxima verantwoordelijk zijn voor de cyclogenese die optreedt in de koude luchtmassa. In figuur 12 staat weergegeven waar de maxima in scherings- en krommingsvorticeiteit zich bevinden ten opzichte van de bewolking behorende bij de comma.

Er blijken twee processen verantwoordelijk te zijn voor de ontwikkeling van een comma: CISK (conditionally instability of the second kind) en barokliniteit van de atmosfeer. Bij CISK treedt convergentie op aan het aardoppervlak. Dit veroorzaakt stijgende bewegingen waarbij na enige tijd condensatie en wolkenvorming optreedt. Bij de condensatie komt warmte vrij waardoor de stijgende bewegingen sterker worden en ook meer condensatie gaat optreden. Dit is een positieve terugkoppeling. De toestand van de atmosfeer is baroklien wanneer er een temperatuurgradiënt aanwezig is. Het blijkt dat bij een comma barokliniteit de belangrijkste factor is voor de ontwikkeling. In het beginstadium van cyclogenese is in het zuiden van de comma lage bewolking aanwezig. Dit blijkt de barokliene zone te zijn hetgeen ook bevestigd wordt door de aanwezigheid van een zwakke trog aan het aardoppervlak en een winddraaiing. In tegenstelling tot normale frontale structuren vindt bij een comma geen overgang plaats naar een andere luchtsoort. Meestal treedt er slechts een geringe daling op in temperatuur en dauwpunt. Gedurende de ontwikkeling intensiveert de barokliene zone wat tot uitdrukking komt in toename van de sleutelparameters zoals TFP en temperatuur advection. Voor de comma uit wordt warmere lucht aangevoerd waardoor de temperatuurcontrasten tussen voor- en achterzijde van de comma groter worden.

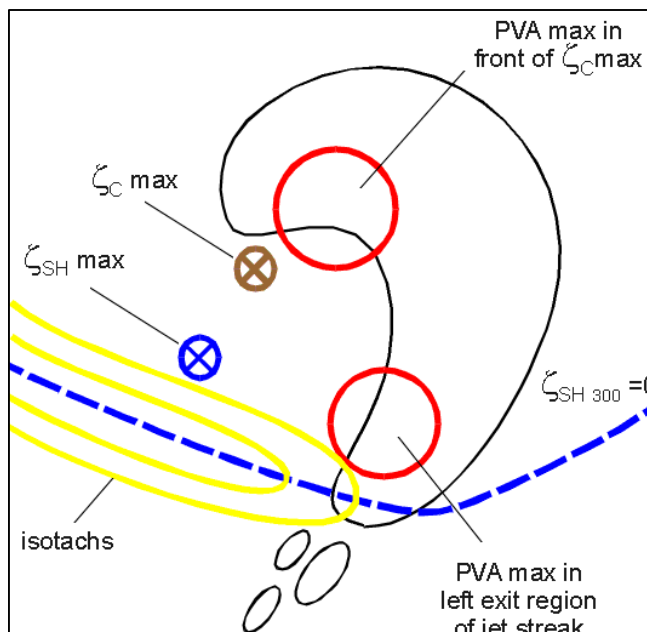


Fig 12: locatie van maxima in PVA ten gevolge van scherings- en krommingsvorticeiteit bij een comma

Om meer inzicht te krijgen in de ontwikkeling van een comma zullen we gebruik maken van de conveyerbelt theorie. In het beginstadium kan een vortex worden waargenomen in een grootschalig gebied met de dry intrusion achter het koufront. Hierin stijgt de lucht sterk op mede geholpen door de grote instabiliteit in middelbare en hogere niveaus van de troposfeer. De barokliene grens intensiveert geleidelijk waarbij de bewolking zich uitbreidt. Er kan een warm conveyer belt gevonden worden die in noordelijke richting beweegt naar de comma head. Vaak wordt de WCB ingehaald door de upper relative stream die in de hogere lagen van de troposfeer aanwezig is. Dit veroorzaakt een onstabiele opbouw van de atmosfeer met de ontwikkeling van sterke convectie. In figuur 13 zijn de relatieve stromingen die het bewolkingspatroon in een comma veroorzaken weergegeven.

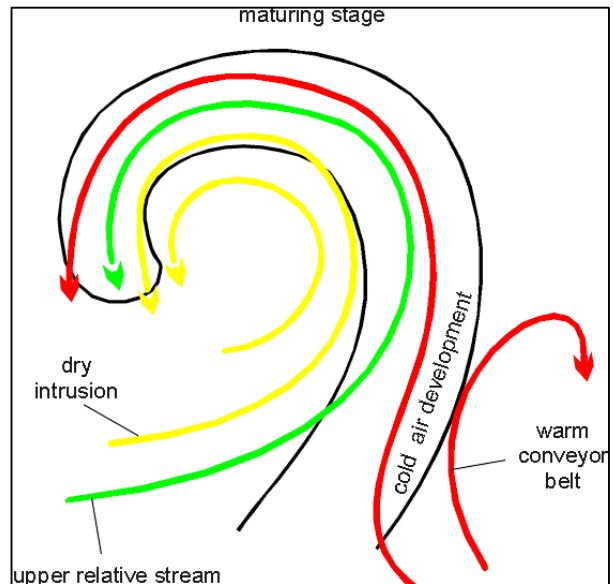


Fig 13: de locatie van de WCB, upper relative stream en dry intrusion bij een goed ontwikkelde comma

7.4.4 Sleutelparameters

Absolute topografie op 500 hPa: In het beginstadium van de ontwikkeling van de comma kunnen er twee hoogtetroggen gevonden worden: een synoptische schaal trog die aan de achterzijde ligt van de bewolkingsband behorende bij het koufront en een tweede zwakkere trog waarin we de commavormige bewolking zien ontwikkelen. Gedurende de verdere ontwikkeling van de comma wordt de tweede trog steeds uitgesprokener waaruit zich een gesloten hoogtelaag kan ontwikkelen. Zie figuur 14 en 15.

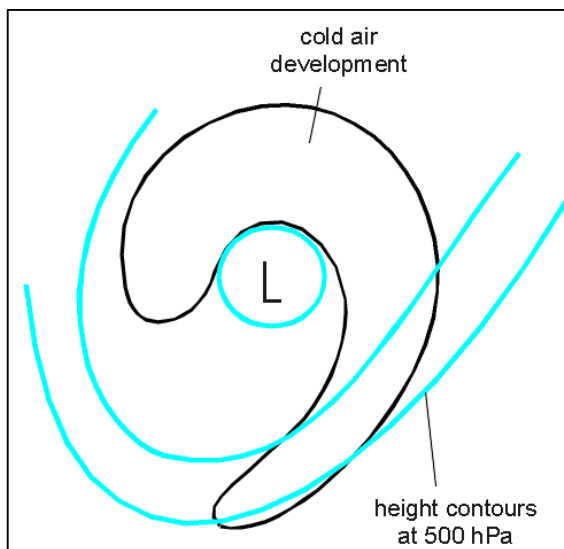


Fig 14: schematische weergave van de hoogte van het 500 hPa niveau bij een comma

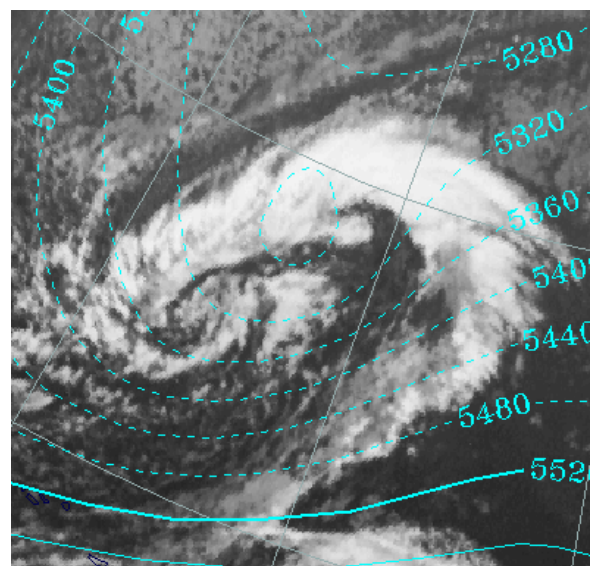


Fig 15: 17 Januari 1997 12 UTC: 500 hPa absolute hoogte

1000 hPa absolute hoogte: In beginsel is de oppervlaktetrog zwak ontwikkeld en kan deze teruggevonden worden aan de voorzijde van de barokliene zone. Gedurende de ontwikkeling van de comma wordt de trog geleidelijk intensiever. Zie figuur 16 en 17.

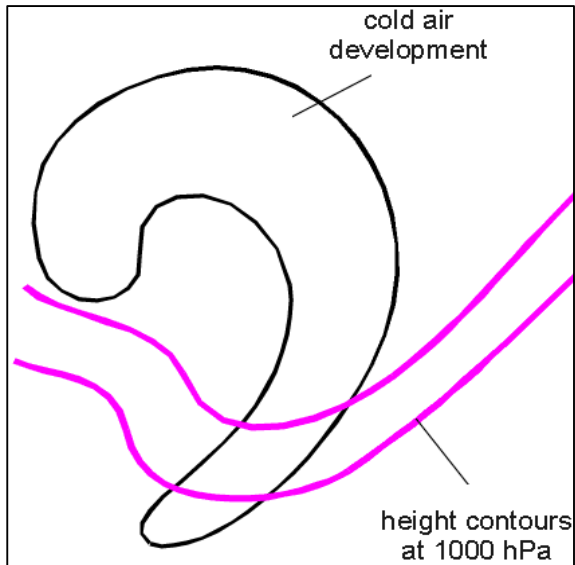


Fig 16: schematische weergave van de absolute hoogte op 1000 hPa bij een comma

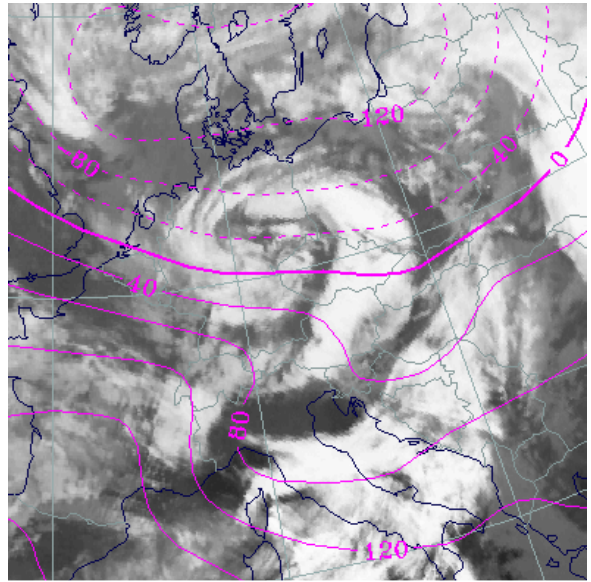


Fig 17: 13 February 1997 18:00 UTC: absolute hoogte op 1000 hPa (paars)

Thermische frontparameter: Reeds in het begin van de ontwikkeling van de comma is er enige TFP die geleidelijk toeneemt als de comma verder ontwikkelt. Zie figuur 17 en 18.

Equivalentente dikte: Stroomopwaarts van de wolkenpiraal bevindt zich een thermische trog die koudste lucht aangeeft. De gradiënt is overigens niet zo sterk als bij klassieke fronten. Zie figuur 18 en 19.

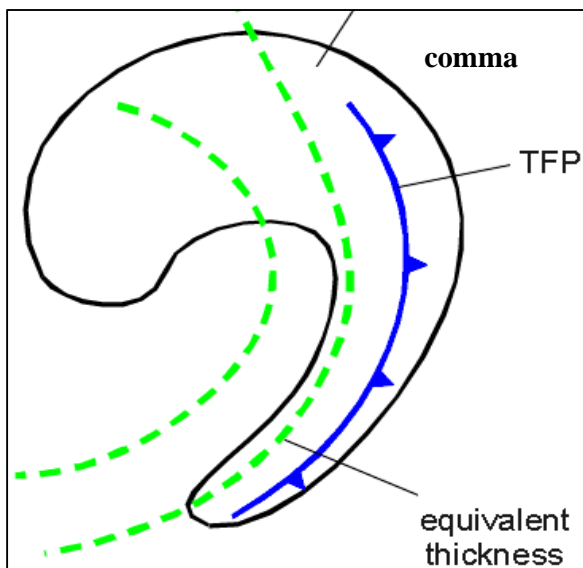


Fig 18: schematische weergave van de TFP en equivalentente dikte bij een comma

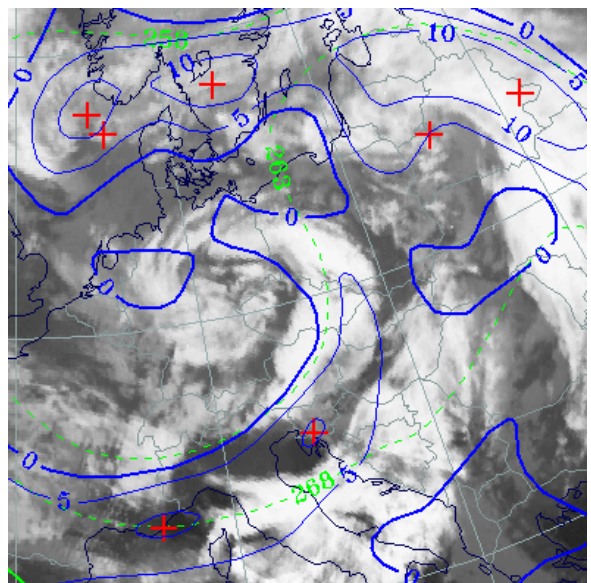


Fig 19: 13 februari 1997 18:00 UTC: TFP en equivalentente dikte (onderbroken lijnen)

Temperatuursadvectie: Het belangrijkste kenmerk van TA is een uitgesproken CA-maximum achter de wolkenpiraal. Hierbij ligt het systeem soms geheel in de CA, maar soms is er ook WA in de bewolking. Dat laatste is een indicatie dat de comma zich ontwikkelt. Zie

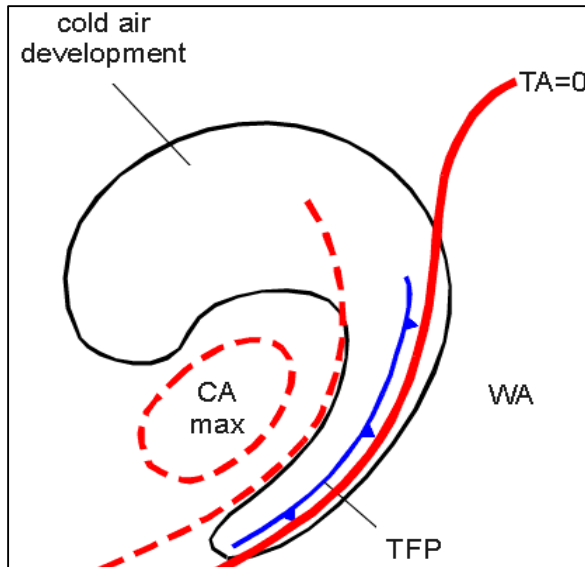


Fig 20: schematische weergave van de TFP en CA bij een comma

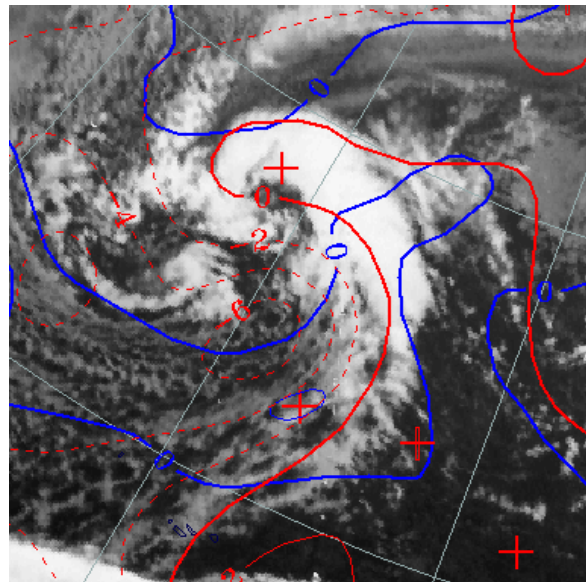


Fig 21: 13 Februari 1997 18:00 UTC: TFP (blauw) en CA (rood)

figuur 20 en 21.

Vorticiteit advectie op 300 en 500 hPa: Op beide niveaus is een nadrukkelijk maximum in de PVA aanwezig. Zowel de jet als de trog dragen bij aan PVA, maar in het bijzonder op het niveau van 300 hPa ligt de PVA in de linker uitgang van de jet-streak. Zie figuur 22 en 23.

Isotachen op 300 hPa: Meestal bevindt zich de staart van de comma in de linker uitgang van de jet-streak. Zie figuur 22 en 23.

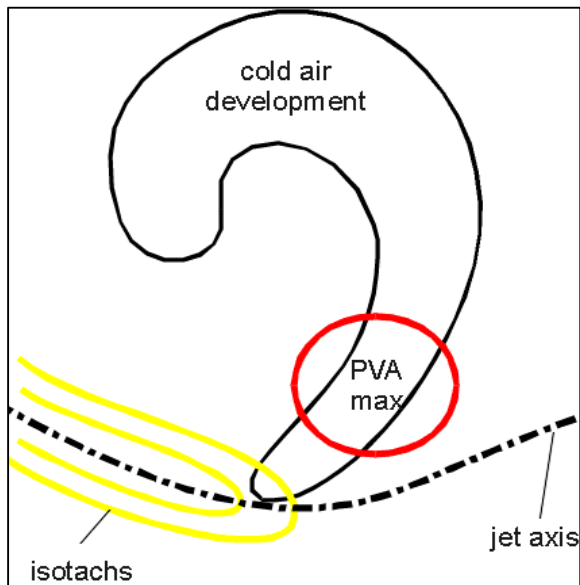


Fig 22: schematische weergave van de locatie van de jet-as, isotachen en PVA op 300 hPa

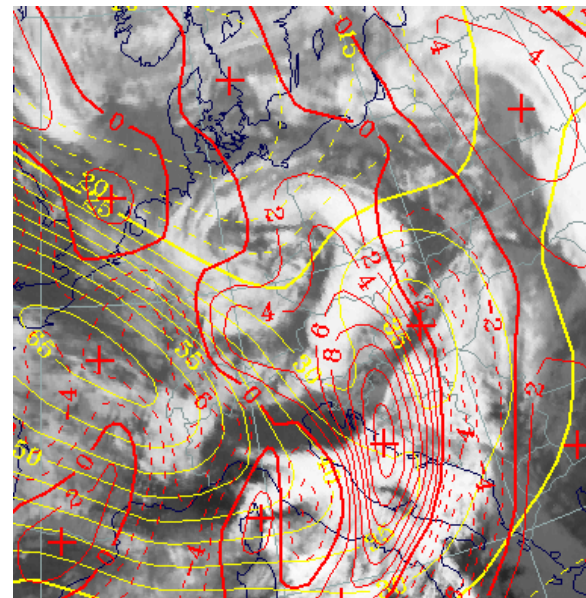


Fig 23: 13 februari 1997 18 UTC: isotachen (geel) en PVA (rood)

7.4.5 Weersverschijnselen

De wolkenpiraal van de comma gaat gepaard met heftige weersverschijnselen. Zo kunnen regen-, hagel- en onweersbuien gedurende de gehele levenscyclus van de comma voorkomen. Soms worden daarbij ook wind- of waterhozen waargenomen. Het gebied van de commastaart is in het begin van de ontwikkeling vooral actiever als deze gelegen is in de linker uitgang van de jet-streak. De convectieve cellen die zich ontwikkelen in de staart van de comma bewegen geleidelijk naar de kop waar ze weer verdwijnen. In de staart treden intensieve weersverschijnselen op omdat hier verschillende boven elkaar gelegen conveyer belten voor een instabiele opbouw van de atmosfeer zorgen. In een comma kan zich door de ontwikkeling van een laag aan het aardoppervlak een krachtig windveld vormen. Vooral aan de zuidzijde van de comma komen de isobaren soms dicht bij elkaar te liggen. Figuur 24 laat een spectaculair beeld zien van een onweer dat optrad bij een comma.

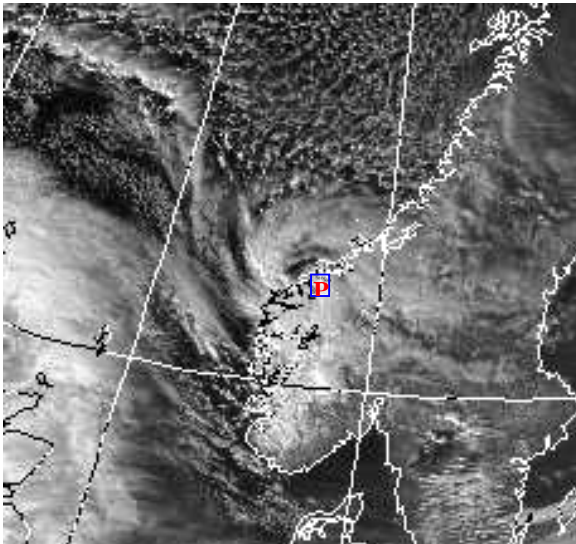


Fig 24: De passage van een comma kan gepaard gaan met enkele venijnige onweersbuien

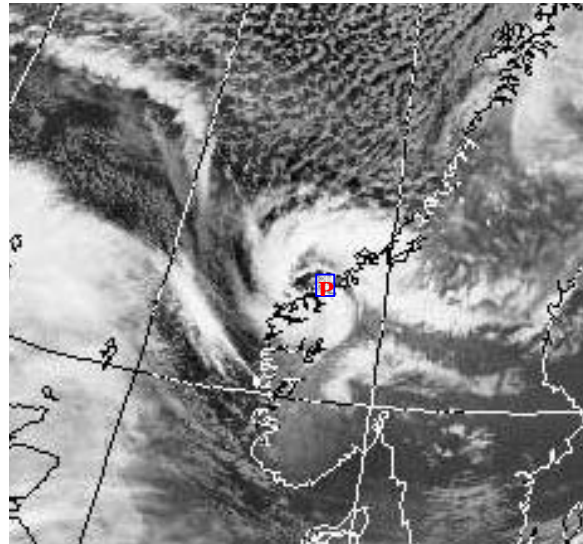
7.5 Polar low

7.5.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

Een polar low is een kleine intense mesoschalige depressie met winden rond het centrum die stormkracht kunnen bereiken. Het polar low ontwikkelt zich in de koude luchtmassa aan de poolwaartse zijde van de polaire straalstroom. De typische lengteschaal van een polar low is 400-800 km maar er komen ook polar lows voor met een diameter van slechts 100 km. Het belang om deze kleine weerstructuren in de gaten te houden is groot omdat polar lows vaak gepaard gaan met heftige weersverschijnselen. Polar lows ontstaan voornamelijk boven zee en alleen in het winterseizoen. Zowel convectie als een grote horizontale temperatuurgradiënt kan belangrijk zijn voor de ontwikkeling van een polar low en de lokale topografie heeft een grote invloed op haar levenscyclus.



Figuur 1: VIS-beeld 29 februari 1984 14:45 UTC: polar low bij de Noorse kust

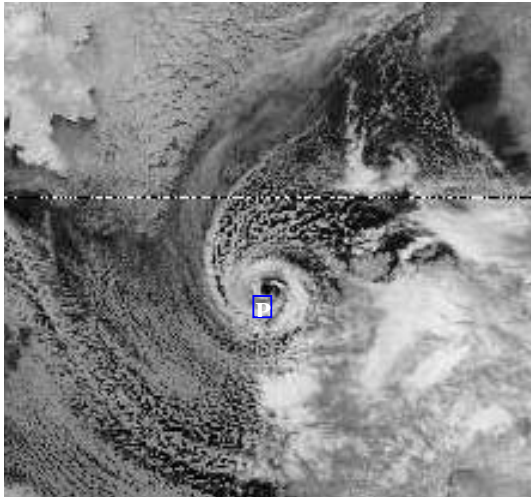


Figuur 2: IR-beeld 29 februari 1984 14:45 UTC: polar low bij de Noorse kust

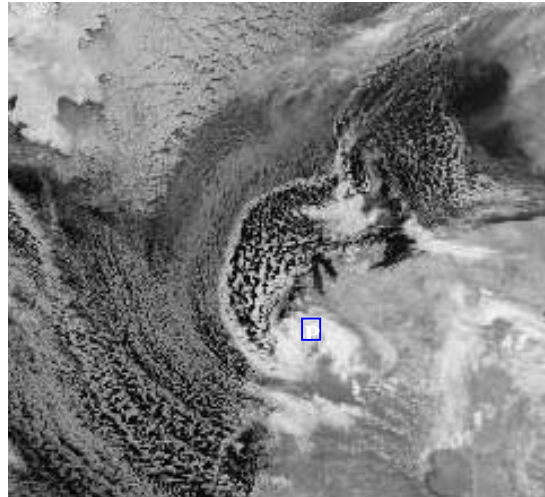
Omdat polar lows gedurende het winterhalfjaar en op noordelijke breedten voorkomen is het nut van VIS-beelden beperkt. De zon schijnt gedurende de middag onder een grote hoek op de bewolking waardoor een drie-dimensioneel beeld van het polar low verkregen kan worden. In figuur 1 is het polar low met een **P** weergegeven. Het polar low bestaat uit convectieve maar soms ook deels uit gelaagde bewolking. De ingebedde Cb's in het polar low reiken tot diep in de troposfeer en reflecteren het grootste deel van het licht waardoor ze bij voldoende belichting helder overkomen op het VIS-beeld. De wolkentoppen kunnen tot aan de tropopauze reiken die echter niet hoger ligt dan rond de 8 km in de koude polaire of arctische lucht. Hierdoor is de bewolking wit op het IR-beeld. Het polar low bestaat aan het aardoppervlak vaak uit een gesloten systeem terwijl in de bovenlucht vaak maar een zwakke trog voorkomt. Hierdoor heeft krijgt bewolking wel cyclonale rotatie die vooral in figuur 2 goed tot uitdrukking komt. Het polar low is vaak omgeven door ondiepere convectieve cellen die ontstaan door de advectie van zeer koude lucht over het relatief warme zeeoppervlak.

Door het temperatuurverschil tussen zee en lucht kan er een grote warmte-uitwisseling ontstaan met de atmosfeer. Hierdoor wordt het polar low voor een deel van zijn energie voorzien. De voelbare warmteflux wordt versterkt door de hoge windsnelheden en de dalende druk in de kern. Daarnaast komt er door stijgende bewegingen latente warmte vrij. Zowel het vrijkomen van latente als voelbare warmte zijn positieve terugkoppelingsmechanismen waardoor het polar low zich zelf van energie kan voorzien. Hierin vertoont de polar low grote overeenkomsten met de tropische cycloon.

Op satellietbeelden wordt dan ook wel waargenomen dat een polar low (P) een vrijwel wolkenvrije kern heeft, zoals in figuur 3. Vaak is de kern warmer dan de omgevingslucht door de grote hoeveelheid diabatische energie die vrijgekomen is. Wanneer een polar low boven



Figuur 3: IR-beeld 27 februari 1987 04:18 UTC: polar low

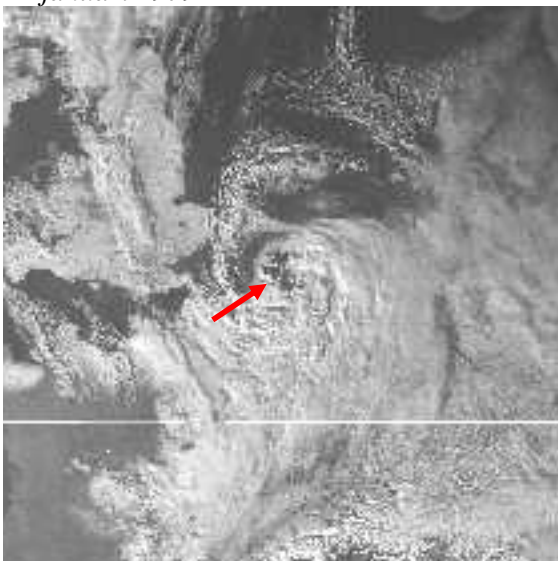


Figuur 4: IR-beeld 27 februari 1987 08:31 UTC: oplossende polar low

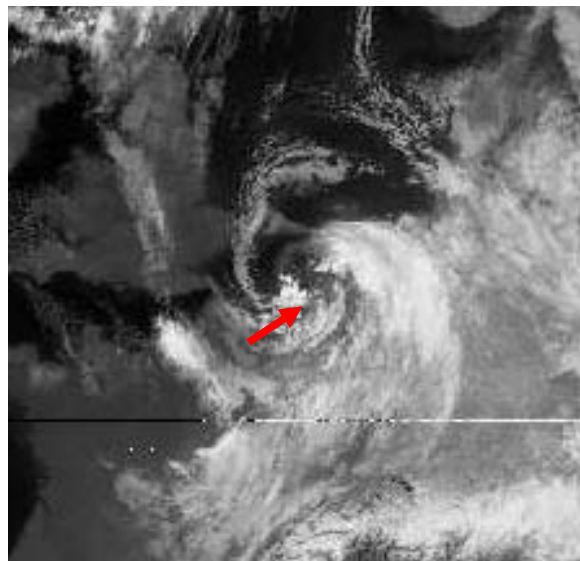
land komt zal deze vooral wanneer zij puur door convectie ontstaan is snel haar karakteristieke structuur verliezen en oplossen. De energietoevoer vanaf het warme zeewater is afgesneden waardoor de convectie uitdooft. In figuur 4 wordt het vervolg op figuur 3 getoond waarbij de polar low al oplossend het Noorse vasteland op beweegt.

7.5.2 Praktijksituaties

2 januari 1979



Figuur 5: VIS-beeld 2 januari 1979 14:01 UTC: polar low over Nederland



Figuur 6: IR-beeld 2 januari 1979 14:01 UTC: polar low over Nederland

In figuur 5 en 6 is de situatie gegeven van een polar low over Nederland. Gedurende 2 januari trok een polar low over Nederland. In heel Noord-Europa zijn de temperaturen aan het aardoppervlak zeer laag (-10°C). De watertemperatuur van de Noordzee bedraagt nog circa 7 graden terwijl de lucht hier vlak boven rond het nulpunt is. Hierdoor worden grote hoeveelheden sensible warmte uitgewisseld tussen het zeeoppervlak en de atmosfeer. De temperatuur op 500 hPa is overal in West-Europa onder de -40° , dat wijst op grote onstabiele in de onderste helft van de troposfeer. Al deze factoren, tezamen met een hoge relatieve vochtigheid aan het aardoppervlak, maken de atmosfeer uitermate geschikt voor het ontstaan van diepe convectie.

Op het VIS-beeld, figuur 5 herkennen we de Cb-spiralen aan de duidelijke structuur die ontstaat door schaduwwerking bij de laagstaande zon (pijlen). De kern is vrijwel wolkenloos. Engeland ligt onder een pak sneeuw wat tot uitdrukking komt in een hoge reflecties. Op het IR-beeld is te zien dat de hoogste en koudste wolke toppen voorkomen aan de zuidwestzijde waar diepe cumulusconvectie optreedt, en de noordoostzijde waar zich zowel cirrus als Cb's bevinden. Op deze locaties rondom de kern van het polar low is de sneeuwval het meest intens zoals blijkt uit grondobservaties.

De temperatuursverschillen boven Nederland zijn groot tijdens de passage van het polar low. Aan de zuidwest zijde varieert de temperatuur bij zware sneeuwbuien tussen de -10 en $+2^{\circ}$. Aan de achterzijde van dit polar low draaide de wind naar het oosten en daalde temperatuur onder de -10° graden bij continue sneeuwval. Gemiddeld over het land viel er 10 cm sneeuw.

14 december 1982:

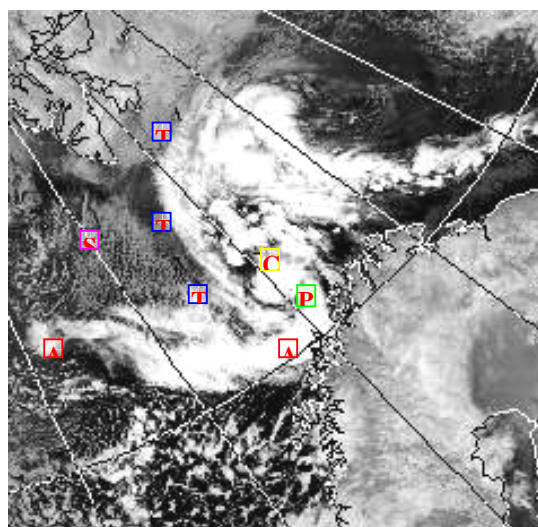
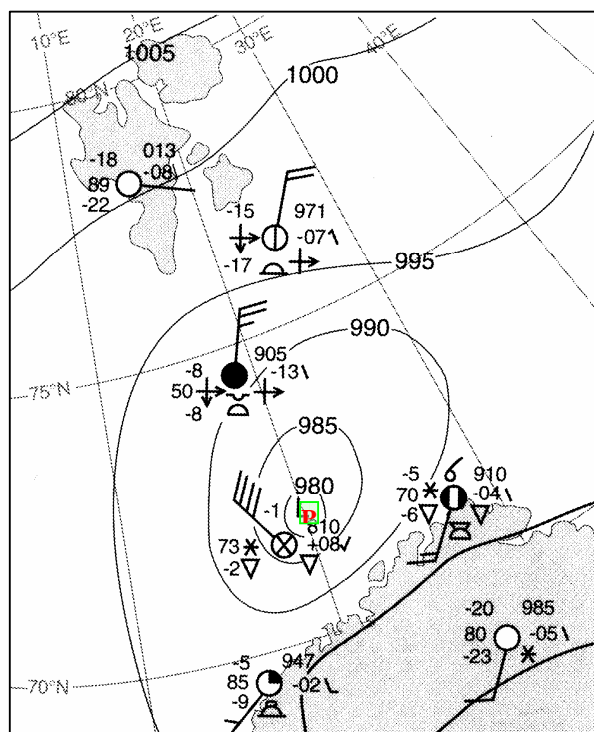


Fig 7: IR-beeld 14 december 1982 04:19 UTC: polar low (P) en arctische koufront (A) bij een uitbraak van zeer koude lucht

Fig 8: grondobservaties 14 december 1982 03:00 UTC, de kern van de polar low is aangegeven met P.

Het tweede praktijkgeval dat we gaan bespreken heeft weer een totaal andere structuur dan de twee andere situaties van 2 januari 1979 en 27 februari 1997. In figuur 7 is met enige moeite een polar low zichtbaar ten noorden van de Noorse kust op $72^{\circ}\text{N}/20^{\circ}\text{W}$. Deze is aangegeven met een P. De wolkenband AA is een arctisch front die de voorzijde markeert van een ondiepe uitbraak van zeer koude lucht. C is een hoog cirrusscherm dat anticyclonaal uit het polar low wegstroomt hetgeen indiceert dat het systeem een warme kern heeft. TTT is de westelijke grens van lucht die door sterke sensible en latente warmtefluxen gemodificeerd is.

Ten westen hiervan bevinden zich goed ontwikkelde wolkenstraten **S** waaraan de ondiepe koude luchtmassa herkend kan worden. Uit dit satellietbeeld is het praktisch onmogelijk om een indicatie te geven over de wind aan het aardoppervlak. De observaties van 03:00 UTC die in figuur 8 voor dit gebied zijn afgebeeld laten een intens laagje (**P**) zien ten noorden van de Noorse kust met een kerndruk rond 980 hPa. Ten zuidwesten van het centrum van de polar low staat een NW-storm met 40 knopen en temperaturen rond het vriespunt. In dit gebied komen sneeuwbuien voor. Bovendien wordt er matige driftsneeuw gerapporteerd. Ten noorden van de convectieve bewolking neemt de temperatuur snel af naar -18° op Spitsbergen. Het polar low nam in de volgende 24 uur snel in kracht af maar werd gevolgd door nieuwe ontwikkelingen in dezelfde regio de volgende dag. Dit laag kwam tot ontwikkeling in een grootschaliger koude put op 500 hPa met temperaturen van -43° Celsius

15 december 1982:

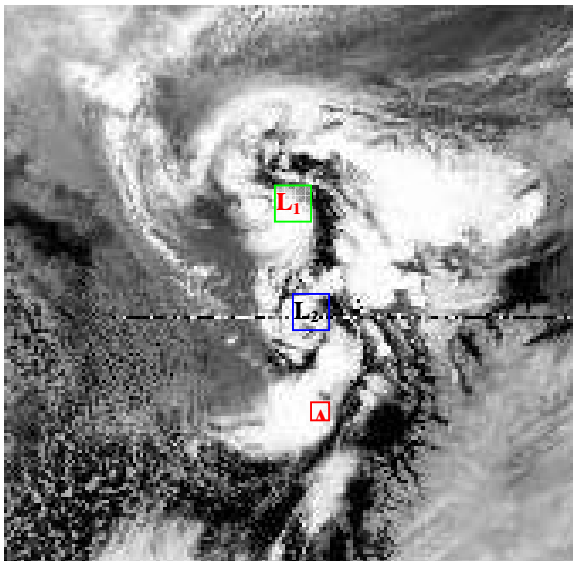
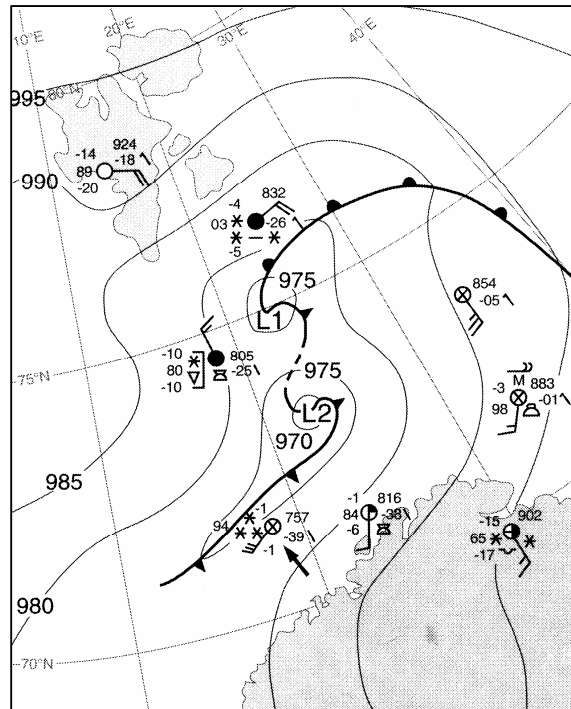


Fig 9: IR-beeld 15 december 1982 04:06 UTC: polar lows (A, L₂) en Cb-cluster (L₁)
Fig 10: Grondobservaties 15 december 1982 06:00 UTC.



Op het IR-beeld van figuur 9 zijn drie kleine wervels zichtbaar: **A**, **L₂** en **L₁**. **A** neemt in activiteit af, **L₂** is een polar low in ontwikkeling en **L₁** is een Cb-cluster. De drie structuren worden geforceerd door zeer koude lucht in de hogere niveaus van de troposfeer die samenhangt met een laag in de bovenlucht en ontwikkelen zich op de grens **T** die weergegeven is in figuur 7. In **C** ontwikkelt zich een wolkenloos oog. Dit is de indicatie dat er een cyclonale wervel aan de oppervlakte aanwezig is. In figuur 10 zijn de observaties gegeven van 15 december 06:00 UTC. Er bevinden zich twee laagjes tussen Noorwegen: L1 de Cb-cluster met kerndruk 975 hPa en L2 het polar low met kerndruk 970 hPa., die tot stand gekomen zijn door diepe convectie. Vlak ten NW van de Noorse kust geeft een pijl de locatie van een weerschip aan die precies in de uitbraakroute van de koude lucht ligt. In figuur 11 zijn drie-uurlijkse waarnemingen van het schip gegeven. Voor de passage van het arctische front uit staat er een harde WZW-wind van 30 knopen en zijn er perioden met lichte tot matige sneeuw. Na de passage van het front vallen er matige sneeuwbuien en is de wind afgenomen tot vrij krachtig. De hele periode schommelt de temperatuur iets onder het vriespunt.

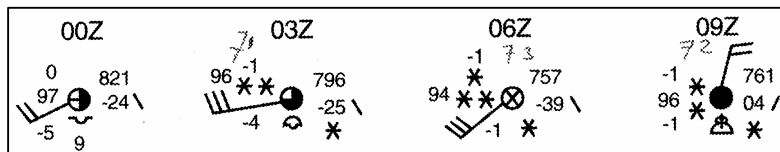


Fig 11: drie-uurlijkse waarnemingen van een schip waar het arctische front overheen trok

Op figuur 12 is de polar low net Bereneiland (**B**) gepasseerd. De diameter van de polar low is zeer klein met slechts 100 km. Het ‘oog’ van het systeem wordt aangegeven met een rode pijl. De passage van het polar low is

waargenomen door een grondstation op Bereneiland. Dit is weergegeven in figuur 13. In het begin van de middag zet een sterke drukdaling in. De wind neemt toe tot 30 knopen (7 bft). Bij de passage van het oog neemt de wind tijdelijk sterk af en is de kerndruk 968 hPa. Daarna neemt de wind snel toe en stijgt de druk.

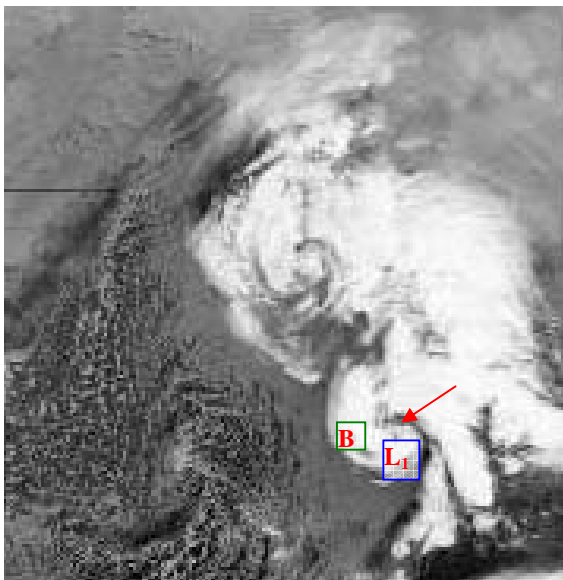


Fig 12: IR-beeld 15 december 1982 14:00 UTC: Polar low (L₁) trekt over Bereneiland (B)

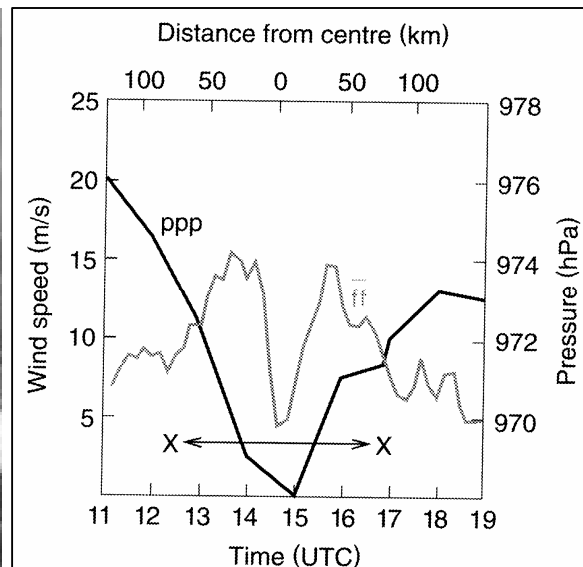


Fig 13: grondobservaties van een station op Bereneiland bij de passage van een kleine polar low

28 en 29 maart 1985:

Sommige polar lows ontstaan in samenhang met een secundaire barokliene zone noordelijk van het polaire front. Hier is ook een grote horizontale temperatuurgradiënt aanwezig. In figuur 14 is een IR-beeld gegeven van 28 maart 1985 03:31 UTC. We zien een gelaagd wolkendek op positie AA. Er is hier middelbare en hoge bewolking aanwezig. In de bovenlucht bevindt zich de jet getuige de langgerekte cirrusstrepen. Naar het zuidwesten toe, op positie BB ligt de bewolking behorende bij het polaire front. De stroming over het oostelijk deel van de Atlantische Oceaan is noordelijk en in de polaire lucht ontstaan talrijke buien. Ten westen van Scandinavië ligt een arctisch front, CC die de scheiding markeert tussen polaire en arctische lucht. Uit modelanalyses blijkt dat AA ligt in een sterke temperatuurgradiëntzone.

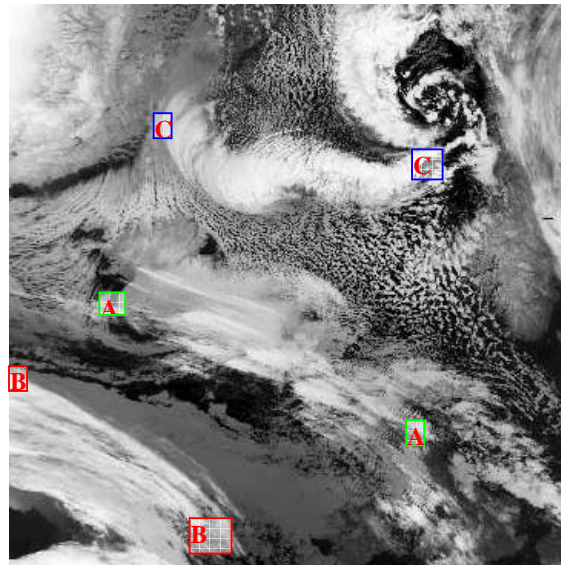


Fig 14: IR-beeld 28 maart 1985: 03:31 UTC: beginstadium in de ontwikkeling van een barokliene trog

Er staat een sterke noordwestelijke jet in de bovenlucht die golfstructuur A naar het zuidoosten over Schotland doet bewegen. De jet-assen van de secundaire barokliene zone en

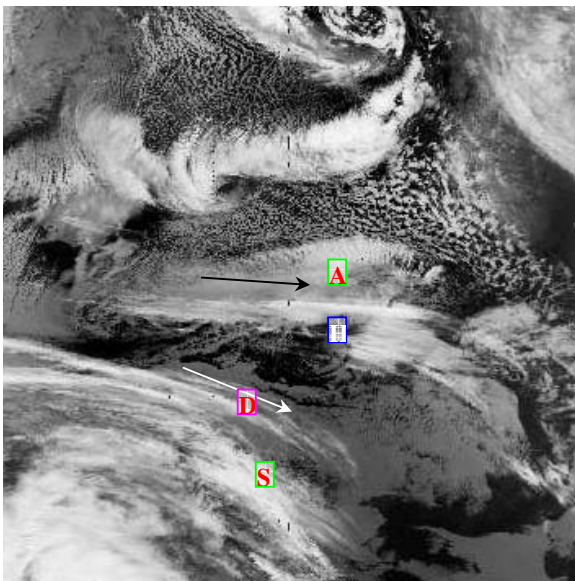


Fig 15: IR-beeld 28 maart 1985: 08:53 UTC: fase voorafgaande aan ontwikkeling van een polar low

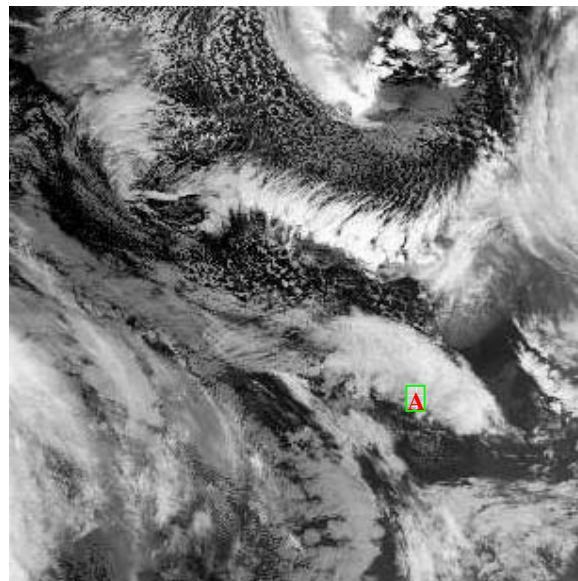


Fig 16: IR-beeld 28 maart 1985 18:42 UTC: fase voorafgaande aan ontwikkeling van een polar low

het polaire front zijn op figuur 15, 08:53 UTC, respectievelijk met een zwarte en witte pijl weergegeven en zijn te herkennen aan de langgerekte cirrusstrepen. A heeft op dit tijdstip een karakteristieke bladvorm gekregen. Op figuur 16 zijn de wolktoppen van A hoger geworden getuige het helderder worden van de structuur op het IR-beeld. De golf beweegt nu de noordelijke Noordzee op maar heeft op het IR-beeld nog steeds geen kenmerken van een polar low. De jet-cirrus is volkomen verdwenen.

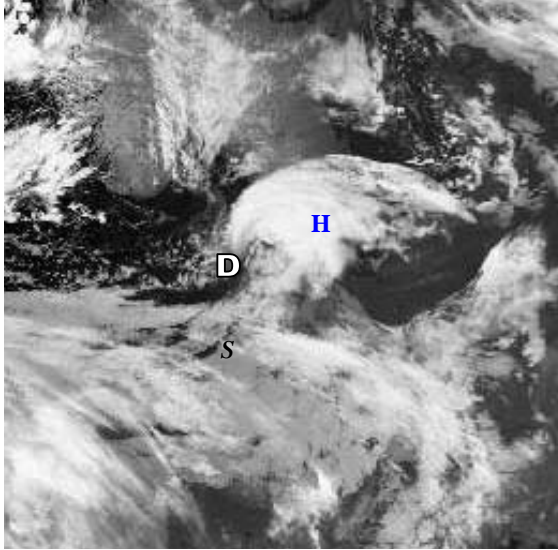
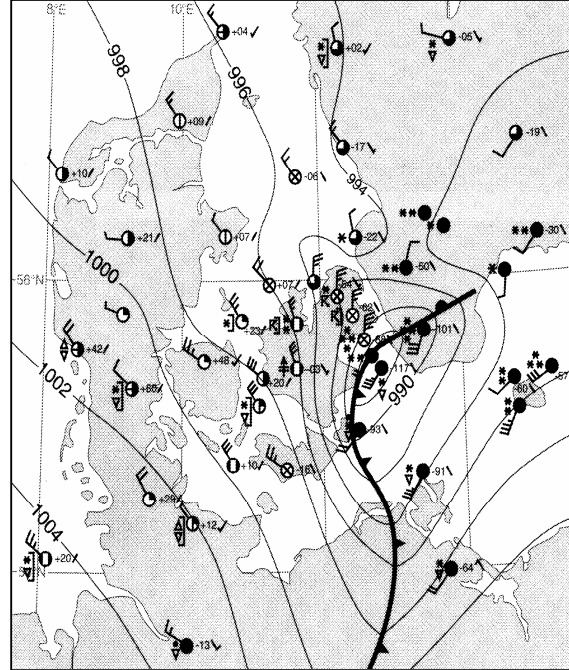


Fig 17 (boven): IR-beeld 29 maart 1985 03:15 UTC: comma
 Fig 18: grondobservaties 06:00 UTC



In de nacht van 28 op 29 maart gaan de ontwikkelingen zeer snel. De golf heeft zich tot een commastructuur ontwikkeld (Voor details over comma's zie de betreffende paragraaf). Het hoofd van de commastructuur is aangegeven met H. Start S bevindt zich voor een deel onder de cirrus die hoort bij de primaire frontale zone. Er is een cyclonale circulatie op gang gekomen in de comma wat een aanwijzing is dat zich op dit tijdstip een laag aan het aardoppervlak bevindt. Van achter de comma wordt droge lucht het systeem ingebracht. Dit is aangegeven met een D. Er zijn sterke drukdalingen in de kern van het systeem.

In de vroege ochtend van 29 maart passeert de commastructuur Denemarken. Om 06:00 UTC heeft het systeem de status van een polar low gekregen, de wind rond de kern is dan toegenomen tot stormkracht. In figuur 15 zijn de grondobservaties van Denemarken gegeven van 06:00 UTC. Uit het drukveld blijkt al dat we met een mesoschaalstructuur te maken hebben. Het laag heeft een omvang van hooguit 200 km. De druk is in de kern gedaald tot onder 988 hPa. Voor het koufront uit is de wind zuidwestelijk en boven zee hard tot stormachtig. Er wordt matige sneeuwval gerapporteerd. Na passage van het koufront draait de wind naar het noorden en ten oosten van Kopenhagen staat een volle noorderstorm. Op Jutland wordt zware driftsneeuw gemeld waardoor het zicht tot praktisch nul gereduceerd wordt. Na de passage van het polar low wordt er nog enige tijd een krachtige tot harde noordwester gemeld.

Op figuur 19 en 20 zijn het VIS en IR-beeld gegeven van 11:28 UTC. Als we deze plaatjes vergelijken met figuur 17 zien we dat het polar low in 8 uur tijd een flinke ontwikkeling heeft doorgemaakt. Er heeft zich in de voorgaande 12 uur sterke frontogenese voorgedaan en het centrum van het systeem is duidelijk zichtbaar aan het vrijwel wolkenloze oog waar zich bewolking om heen spiraliseert. Op de VIS foto zien we het scherp afgebakende sneeuwspoor dat het polar low heeft achtergelaten over Denemarken en de zuidpunt van Zweden. Een reden voor de snelle intensivering van het laag is het vrijkomen van latente warmte in de potentieel onstabiele lucht. Hierdoor wordt de ontwikkeling in de barokliene zone versneld.



Fig 19: VIS-beeld 29 maart 1985 11:28 UTC: barokliene polar low in volwassen stadium



Fig 20: IR-beeld 29 maart 1985 11:28 UTC: barokliene polar low in volwassen stadium

7.5.3 Meteorologische fysische achtergrond

Polar lows kunnen ontstaan bij uitbraken van arctische luchtmassa's die over het warme zeewater uitstromen. In de onstabiele lucht vormen zich straten met convectieve cellen door sterke diabatische opwarming van de laagste niveaus van de troposfeer. Wanneer er dergelijke verstoringen in de atmosfeer aanwezig zijn is de situatie gunstig voor de ontwikkeling van een polar low.

Bijna alle polar lows op hoge breedten komen voor in relatie met een zuidwaarts bewegende trog of laag in de bovenlucht. Deze koude bovenluchtwervels kunnen het best gevolgd worden met 500 hPa bovenluchtkaarten. Vaak gaat er een arctisch oppervlaktefront vooraf aan de koude druppel in de bovenlucht. Boven land of ijs zijn deze fronten vaak moeilijk te identificeren maar boven open water hebben ze de neiging om te intensiveren.

Een belangrijke parameter voor de mogelijke ontwikkeling van een polar low is de laagste 500 hPa temperatuur die optreedt in de nabijheid van een bovenlucht trog. Uit grondig onderzoek is gebleken dat de ontwikkeling van een polar low waarschijnlijk is wanneer een koude bel lucht met een 500 hPa temperatuur van -40° of lager boven open water terechtkomt. Bij deze temperatuur in de bovenlucht is de verticale temperatuurafname vanaf het zeeoppervlak zo groot dat zich diepe convectie kan ontwikkelen. Naast zeer lage 500 hPa temperaturen is dynamische forcering in relatie met een kleinschalige bovenluchttrog essentieel voor de ontwikkeling van primaire polar lows. In de paragraaf praktijksituaties worden de polar lows die opgetreden zijn op 14 en 15 december boven de Arctische zee ten noorden van Noorwegen besproken. Deze polar lows ontwikkelen zich na getriggerd te zijn door een PVA-maximum puur door het vrijkomen van diabatische energie.

Ook kunnen polar lows ontstaan als "bijproduct" van normale, grootschalige cyclogenese. In tegenstelling tot het eerste type polar low ontstaat dit type in barokliene zones en is niet puur convectief van aard.

Soms ontwikkelen zich polar lows uit kleinschalige golven in een secundaire barokliene zone die poolwaarts ligt van het polaire front. Dit kan zowel op hoge breedten optreden dicht aan de rand van het pakijns maar ook in de nabijheid van het polaire front. In de paragraaf praktijk situaties wordt een polar-low-ontwikkeling die optrad op 28 en 29 maart 1985 in een secundaire barokliene zone uitvoerig besproken.

7.5.4 Sleutelparameters

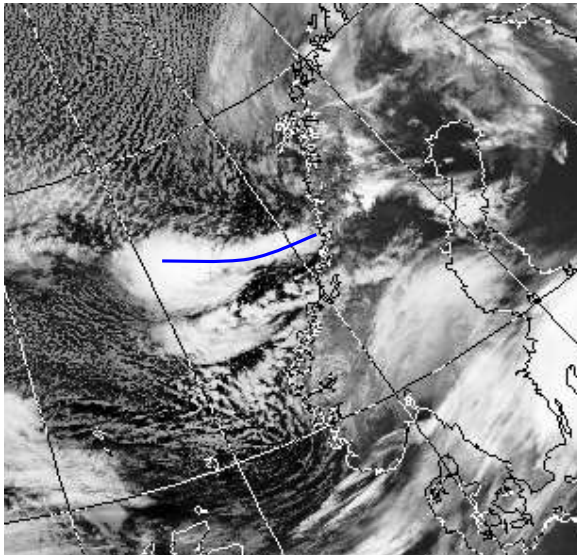


Fig 21: 1 maart 1984 04:50 UTC: Ontwikkeling Polar low midden Noorwegen

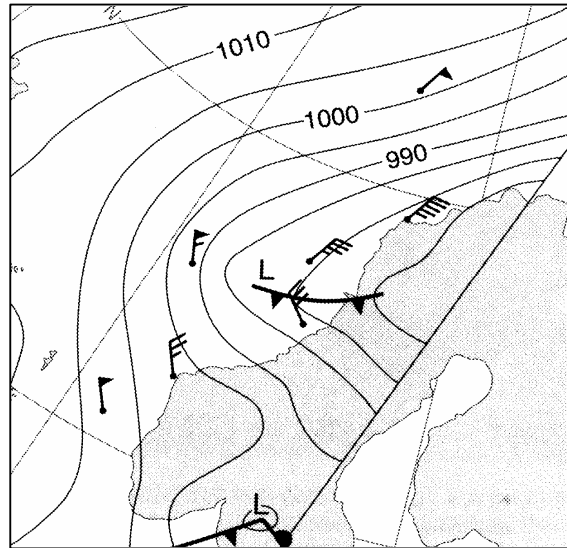


Fig 22: 1 maart 1984 06:00 UTC: waarnemingen van de druk en het windveld bij een polar low

Absolute topografie op 1000 en 500 hPa: Op geanalyseerde grondkaarten met een voldoende dichtheid in het waarnemingsveld is een mesoschaal laag zichtbaar met afmetingen rond de 400 kilometer maar soms nog kleiner. Vooral aan de westzijde van de polar low is de drukgradiënt vaak erg groot en is het windveld het krachtigst ontwikkeld. In figuur 21 is een zich ontwikkelend polar low zichtbaar ten westen van Noorwegen. Op dit moment is er aan het aardoppervlak nog geen gesloten systeem maar de wind haalt krachtig uit met op de Noorse zee lokaal meer dan 60 knopen. Zie figuur 22.

Potentiële Vorticititeit:

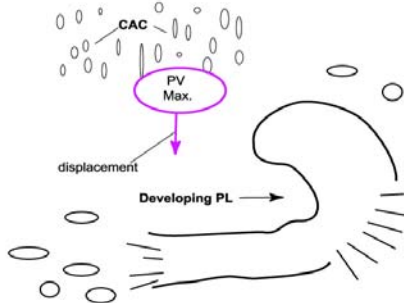


Fig 23: Schematische voorstelling van de positie van het PV maximum en het Polar Low

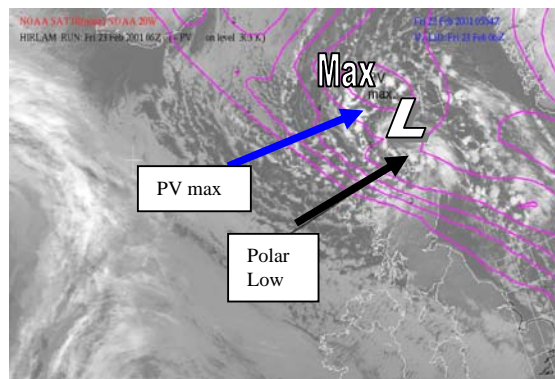


Fig 24: 28 febr. 2001 06:00 UTC: Paarse lijnen: PV-veld op 303 Kelvin > 2 PV

Een maximum van PV kan een belangrijke parameter zijn voor de ontwikkeling van een in polar low. De maximale waarde van PV op een toepasbaar isentropenvlak is vaak groter dan 5 PV eenheden over een relatief klein gebied. In de ontwikkelingsfase is dit maximum stroomopwaarts van het polar low te vinden. Zie de figuren 23 en 24.

Geopotentiële hoogte en vorticeitsadvectie op 500 hPa:

De convectieve polar low hangt samen met een bel koude lucht in de hogere luchtlagen en een vorticeitsmaximum aan de voorkant van een 500hPa trog. De hierbij behorende verticale bewegingen zijn een trigger voor het vrijkomen van latente en voelbare warmte waarna het systeem zichzelf in stand kan houden.

Temperatuur op 500 hPa:

Proefondervindelijk is vastgesteld dat bij temperaturen lager dan -40 graden het ontstaan zelfs zeer waarschijnlijk is.

7.5.5 Weersverschijnselen

Polar lows brengen continue neerslag of talrijke vaak geclusterde buien. Over het algemeen brengen polar lows sneeuw, maar wanneer de temperatuur in de onderste laag van de atmosfeer te ver boven het vriespunt komt bereikt de neerslag de grond gedeeltelijk of geheel als regen. Dit laatste gebeurt vooral in de late herfst en later in het voorjaar en op zuidelijker breedten. Er valt bij een polar low vaak veel sneeuw die bovendien tot duinen op kan waaien door de harde wind. Het zicht wordt vaak ernstig gereduceerd door driftsneeuw. Door de grote instabiliteit is er ook onweer mogelijk. Na de passage van het laag klaart het weer meestal sterk op.

Een polar low kan zeer krachtige winden, soms tot meer dan 60 knopen, produceren. Zodra een polar low boven land komt neemt deze gewoonlijk snel in intensiteit af. Dit komt omdat de energietoevoer van latente en sensible warmte vanaf het zee-oppervlak niet langer doorgaat.



Fig 25: De passage van een polar low gaat vooral in de kustgebieden gepaard met veel wind en kan ook dieper landinwaarts zorgen voor grote sneeuwhoeverheden en verkeersoverlast.

7.6 Instant occlusion

7.6.1 Wolkenstructuur op satellietbeelden

De instant occlusion is een speciale wijze van uitdiepen van een depressie die kan optreden wanneer er interactie plaatsvindt tussen een comma in polaire lucht en een stroomafwaarts gelegen koufront

Gedurende zijn ontwikkeling komt de comma steeds dichterbij de wolkenband behorende bij het koufront. Hierbij verandert de comma vaak niet significant in intensiteit. Met het dichterbij komen van de comma ontstaat een frontale golf in het koufront. De golf gaat geleidelijk samensmelten met de comma hetgeen op satellietbeelden terug te herkennen tot een karakteristieke structuur die instant occlusion wordt genoemd.

In tegenstelling tot het koufront heeft de comma een cellulair uiterlijk hetgeen duidt op de aanwezigheid van ingebedde Cb's. Een gunstig gebied voor de ontwikkeling van convectieve bewolking is de regio tussen de frontale bewolking en de comma. Dit heeft te maken met de onstabiele opbouw van de troposfeer. Bovendien is er vaak WA en PVA aanwezig waardoor stijgende bewegingen optreden. Rondom de comma bevindt zich koude lucht waarin zich convectieve bewolking ontwikkelt.

Op het IR en VIS-beeld heeft de comma een wit en gestructureerd uiterlijk. Dit houdt in dat de bewolking dik is en dat de toppen tot diep in de troposfeer reiken. Op het WV-beeld zien we in het beginstadium van ontwikkeling van de comma grijze tot donker grijze pixelwaarden. In de loop van de tijd worden de grijstinten steeds lichter in het WV-kanaal. Dit geeft aan dat er door de comma steeds meer vocht de hogere lagen van de troposfeer wordt gebracht. In figuur 1 zijn de ontwikkelstadia van een instant occlusion schematisch weergegeven. Als gevolg van de interactie tussen het front en de comma begint het front te golven. In het volwassen stadium is de comma samengesmolten met het koufront en wordt de structuur een instant occlusion genoemd.

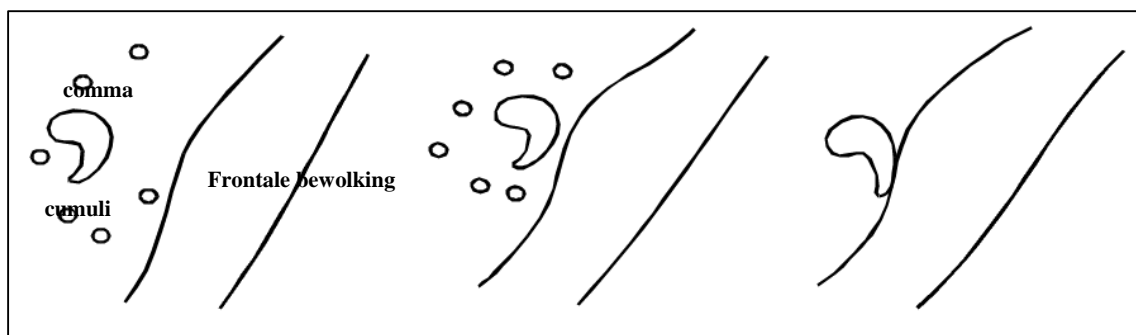


Fig 1: verschillende de stadia in de ontwikkeling van de comma en frontale golf tot een instant occlusion

7.6.2 Praktijksituaties

12 en 13 januari 1997

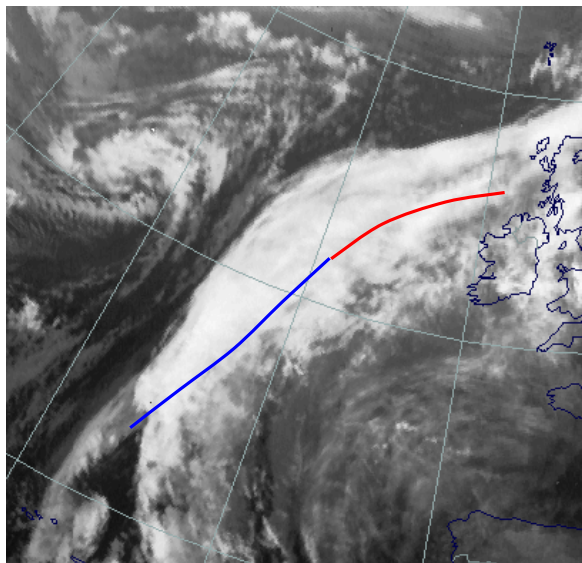


Fig 2: IR-beeld 12 januari 1999 09:00 UTC

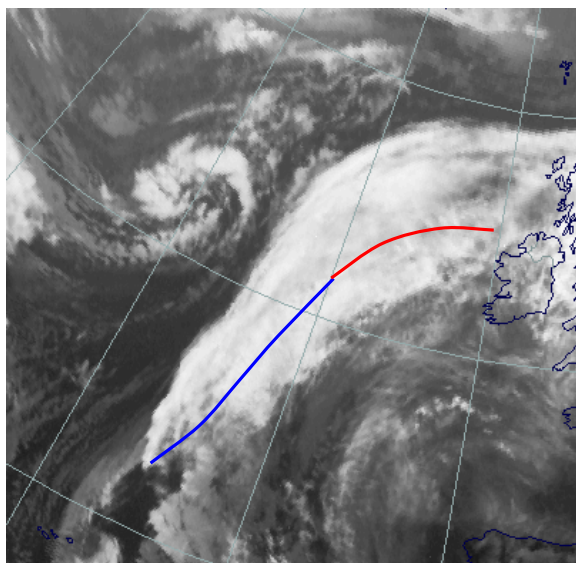


Fig 3: IR-beeld: 12 januari 1999 12:00 UTC

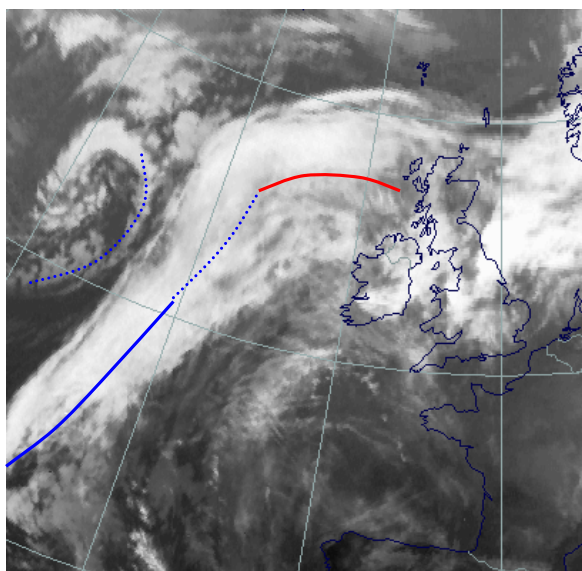


Fig 4: IR-beeld 12 januari 1997 15:00 UTC

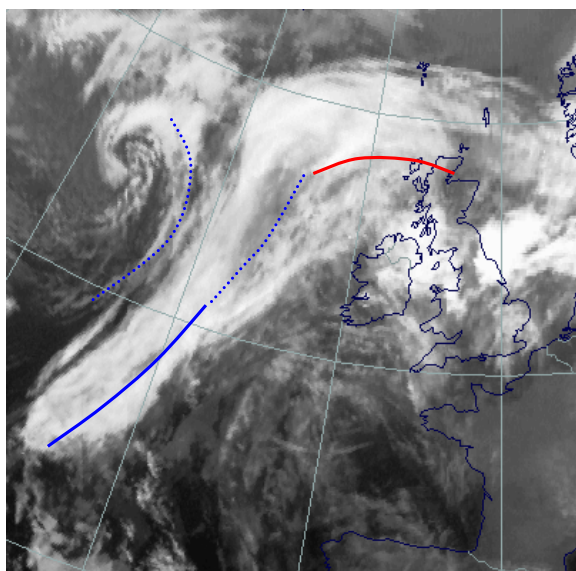


Fig 5: IR-beeld 12 januari 1997 18:00 UTC

Het IR-beeld, figuur 2, van 09 UTC toont de bewolkingsband behorende bij een koufront die uitstrekt van de Atlantische Oceaan ten noordwesten van het Iberische Schiereiland over Engeland naar het zuiden van Scandinavië. In het koufront boven de Atlantische Oceaan op circa $52^{\circ}\text{N}/22^{\circ}\text{W}$ ontwikkelt zich een frontale golf. Stroomopwaarts van het koufront nadert de commavormige bewolking de achterkant van de frontale bewolking.

Drie uur later, figuur 3 om 12 UTC, heeft de golf zich verder ontwikkeld en de commavormige bewolking is het koufront dichter genaderd. De comma heeft een gestructureerd cellulair uiterlijk hetgeen duidt op de aanwezigheid van ingebedde Cb's.

Om 15 en 18 UTC, figuur 4 en 5, is het stadium aangebroken dat de instant occlusion gaat samensmelten. Tussen de frontale band en de commavormige bewolking bevindt zich enige

bewolking op middelbare niveaus waarvan de toppen getuige de donkerdere tint in het IR-beeld lager liggen dan de comma en frontale bewolking. Deze zone wordt ook wel de shallow moist zone genoemd. Dit is een gebied waarin een ondiepe laag vochtige en relatief warme lucht zich bevindt onder koudere en droge lucht. In de bewolking van de comma kunnen nog steeds Cb's worden waargenomen. Deze komen vooral voor aan de zijde van de comma die gericht is naar de frontale bewolkingsband (ongeveer 57°N/23°W).

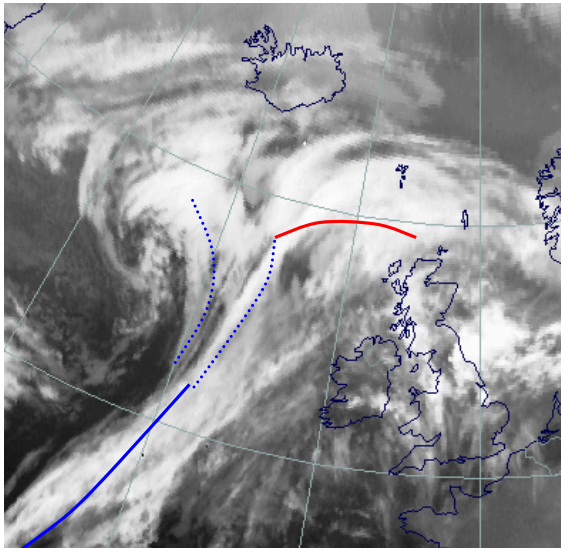


Fig 6: IR-beeld 12 januari 1997 21:00 UTC

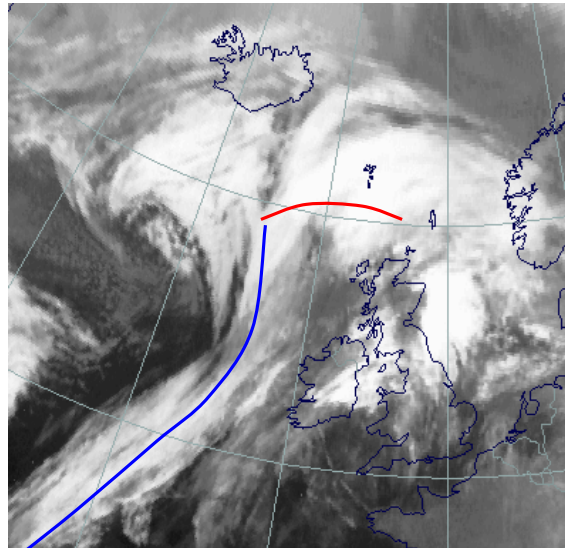


Fig 7: IR-beeld 13 januari 1997 00:00 UTC

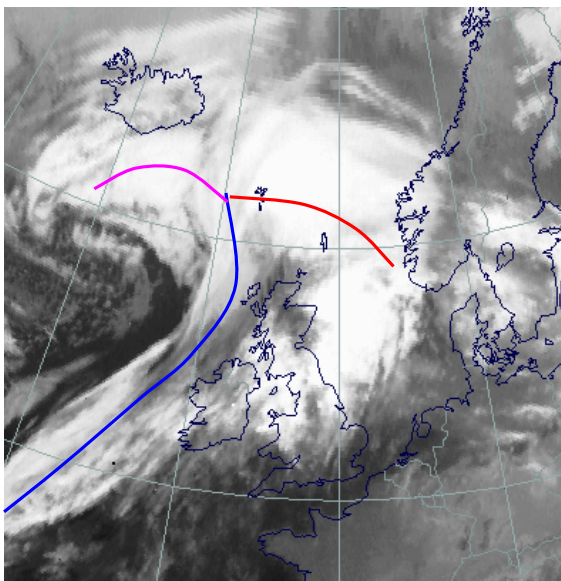


Fig 8: IR-beeld 13 januari 1997 03:00 UTC

Het IR-beeld van 21 UTC, figuur 6, toont dat de bewolking van de shallow moist zone zich de afgelopen drie uur verder ontwikkeld heeft. De toppen reiken nu tot dieper in de troposfeer. Nog drie uur later, figuur 7, is de commavormige bewolking verder uitgegroeid en heeft de instant occlusion haar volwassen stadium bereikt. De commavormige bewolking heeft nu het uiterlijk van een occlusie gekregen.

Op figuur 8, 03 UTC, bevindt de instant occlusion zich ten zuiden van IJsland. De frontale zone begint zuidelijk van de golfstop geleidelijk op te lossen. Dit wordt veroorzaakt door de intrusie van droge lucht in de hogere niveaus van de troposfeer.

5 en 6 juni 1997

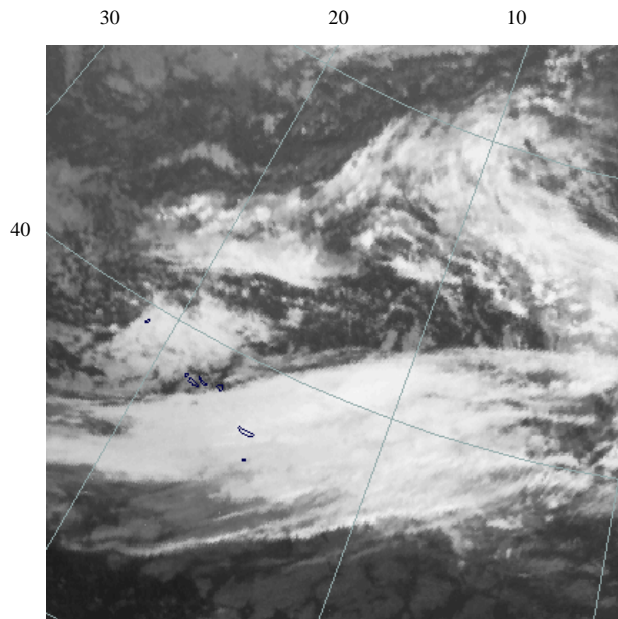


Fig 9: IR-beeld 5 juni 1997 12:00 UTC

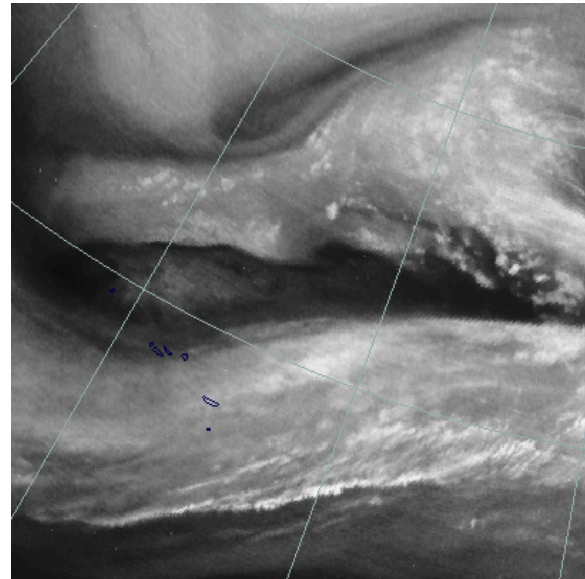


Fig 10: WV beeld 5 juni 1997 12:00 UTC

Op figuur 9 zien we het IR-beeld van 5 juni 1997 om 12 UTC. Hierop is een koufront zichtbaar op de Atlantische Oceaan die loopt van $35^{\circ}\text{N}/30^{\circ}\text{W}$ naar $45^{\circ}\text{N}/10^{\circ}\text{W}$. De Azoren zijn zichtbaar links op de kaart. Achter het front op $40^{\circ}\text{N}/30^{\circ}\text{W}$ bevindt zich commavormige bewolking. Zowel het koufront als de comma zijn helder wit wat duidt op bewolking met hoge en koude toppen.

Het WV-beeld wordt gekarakteriseerd door een zwarte streep aan de achterzijde van het koufront. Deze bevindt zich aan de cyclonale zijde van de jet. De comma bewolking wordt donker weergegeven op het WV-beeld. De helderste pixelwaarden bevinden zich in de golftop.



Fig 11: VIS-beeld 5 juni 1997 12:00 UTC

In het VIS-beeld hebben zowel het koufront als de commavormige bewolking heldere pixelwaarden wat een hoge albedo impliceert. Het koufront heeft meer een egaal uiterlijk in tegenstelling tot de comma waarin een meer gestructureerd uiterlijk zichtbaar is. Dit heeft te maken met ingebedde convectieve cellen die in de comma structuur voorkomen.

De instant occlusion heeft in een bepaald stadium uiterlijke gelijkenis met de snelle cyclogenese. Bij de meeste snelle cyclogeneses vindt er echter geen interactie plaats met commastructuren in de polaire lucht.

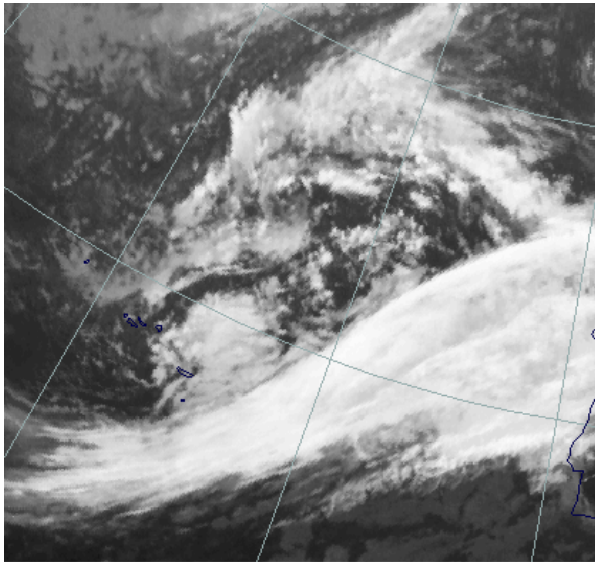


Fig 12: IR-beeld 5 juni 1997 18:00 UTC

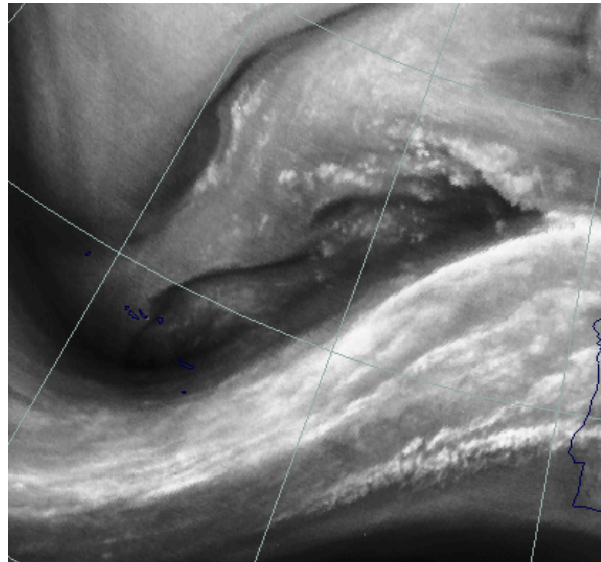


Fig 13: WV-beeld 5 juni 1997 18:00 UTC

Op figuur 12 zien we dat de comma na verloop van tijd gaat samensmelten met het koufront. De bewolking van de shallow moist zone en de comma bewolking zijn donker, dus warmer, op het IR-beeld dan de frontale bewolking. De gradiënt in wolkenhoogte wordt veroorzaakt door de droge lucht in de hogere niveaus van de troposfeer en aan de cyclonale zijde van de jet-as. De laagste toppen kunnen worden waargenomen in het gebied dicht bij het koufront. De toppen nemen toe in hoogte in de richting van de comma head. In tegenstelling tot de wolkenband van het koufront die egaal overkomt op het IR-beeld heeft de comma bewolking een gestructureerd uiterlijk dat tot stand komt door de aanwezigheid van ingebedde Cb's. Het WV-beeld toont een zwarte streep aan de achterzijde van het koufront die veroorzaakt wordt door droge stratosferische lucht aan de cyclonale zijde van de jet-as. De staart van de comma en de shallow moist zone in de regio van de cyclonale jet zijde zijn zwart in dit satellietkanaal. Het gebied van de comma head die buiten de invloedsfeer ligt van de droge lucht heeft een grijze tint.

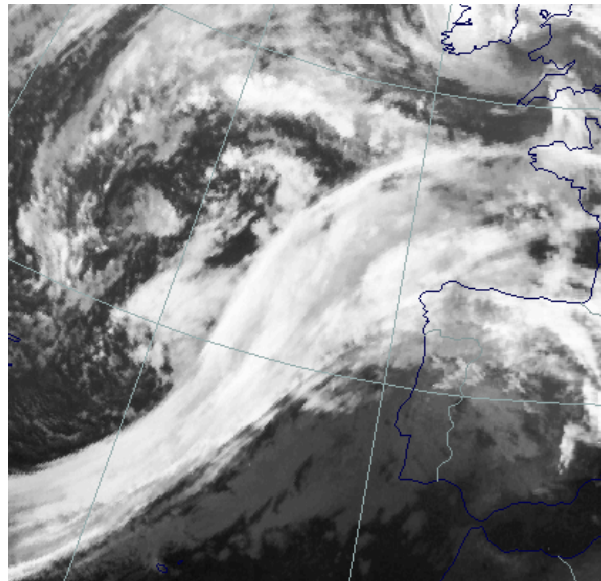


Fig 14: IR-beeld 6 juni 1997 00:00 UTC

Op het IR-beeld van 00 UTC, figuur 14 is de commmavormige bewolking geheel samengesmolten met het koufront. Er is nog steeds een gradiënt te zien van donkere grijstinten in de comma staart en lichtere grijstinten bij het comma hoofd. Net als zes uur eerder heeft de frontale structuur een egaal uiterlijk en is de comma bewolking meer gestructureerd.

Op het WV-beeld van 6 juni 00 UTC, figuur 15, is duidelijk de heldere band zichtbaar die van zuidwest naar noordoost loopt. De scherpe gradiënt geeft de locatie van de jet-as aan. De comma wordt gekenmerkt door donkere tinten in de staart en lichtere tinten in de comma head. Om 6 utc, fig 16 en 17 zien we een volwassen stadium van een instant occlusion.

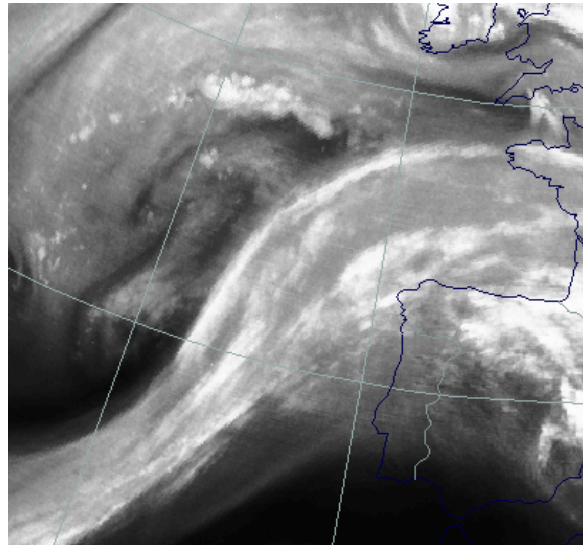


Fig 15: WV-beeld 6 juni 1997 00:00 UTC

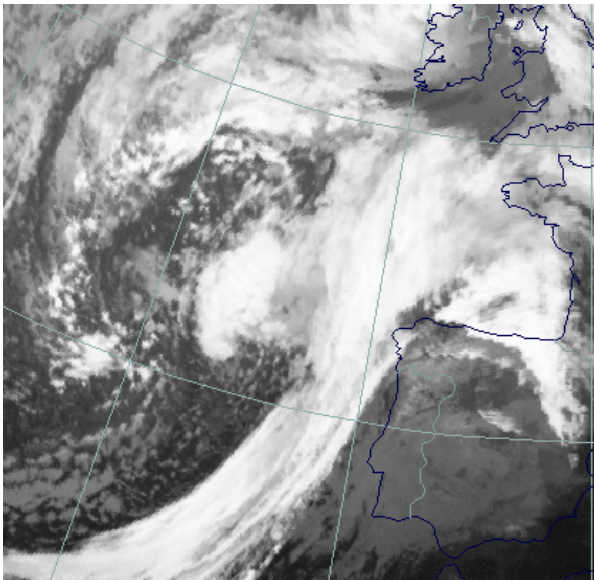


Fig 16: IR-beeld 6 juni 1997 06:00 UTC

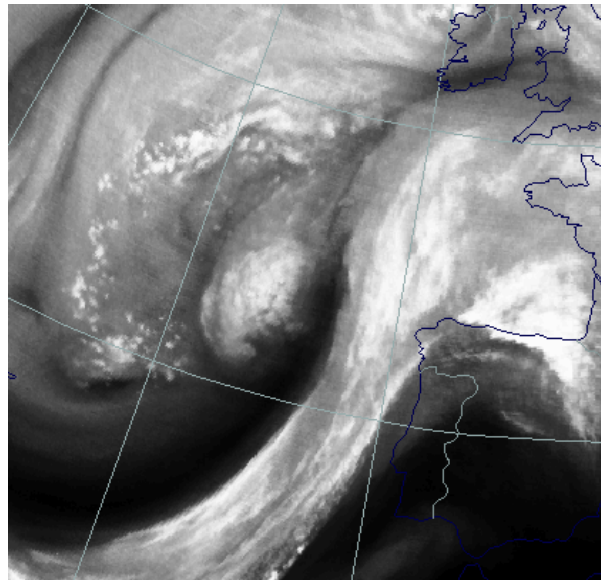


Fig 17: WV-beeld 6 juni 1997 06:00 UTC

7.6.3 Meteorologisch fysische achtergrond

De naam instant occlusion wordt aan deze weerstructuur gegeven omdat deze in het volwassen stadium van ontwikkeling veel uiterlijke gelijkenis vertoont met het occlusie proces waarbij warme lucht van het aardoppervlak wordt opgetild. De fysische achtergrond is echter volkomen verschillend: bij een instant occlusion vindt er een samensmelten plaats van een commavormige weerstructuur met de bewolgingsband behorende bij een koufront. Er zijn drie conceptuele modellen betrokken bij het proces: een comma, een koufront en een frontale golf.

De comma hangt samen met een trog in de middelbare en hogere lagen van de troposfeer die teruggevonden kan worden in de koude luchtmassa achter een koufront. De comma bewolking wordt naar het oosten getransporteerd door een sterke bovenlichtstroming. Er vindt uiteindelijk een samensmelting plaats van het koufront en de comma doordat de twee structuren met verschillende snelheid bewegen. Het frontale systeem is mede door golfvorming vrijwel stationair terwijl de mesoschaal comma vlot naderbij komt door zijn grote snelheid.

Het proces van de instant occlusion kan onderverdeeld worden in drie fases: begin-, samensmeltings en volwassen stadium. De drie stadia worden nu volgend besproken.

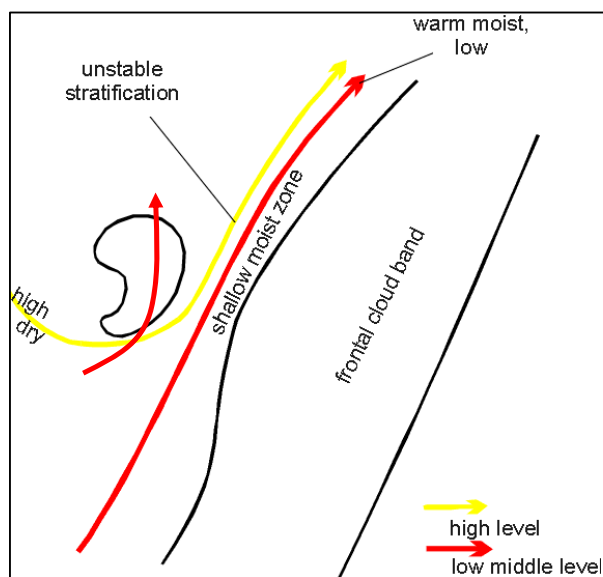


Fig 18: de locatie van de relatieve stromingen in het beginstadium van de instant occlusion

In het beginstadium is de comma bewolking nog gescheiden van de frontale bewolking maar deze nadert wel geleidelijk het koufront. Het gebied tussen de comma en het koufront wordt de shallow moist zone genoemd. De comma wordt gekenmerkt door convectieve cellen. In en aan de voorzijde van de comma bevindt zich een warme en vochtige relatieve stroming, een WCB, die zuid-noord georiënteerd is en in de lagere niveaus van de troposfeer aanwezig is. In de middelbare en hogere niveaus van de troposfeer beweegt zich koude droge lucht van de dry intrusion noordwaarts. Deze gaat over de staart van de comma heen en beweegt vervolgens noordwaarts parallel aan de achterzijde van de frontale bewolking. De verticale opbouw van droge lucht boven vochtige en warme

lucht veroorzaakt een potentieel onstabiele gelaagdheid van de troposfeer in de shallow moist zone. In figuur 18 is de positie van de relatieve stromingen weergegeven in het beginstadium van een instant occlusion.

Gedurende het samensmeltingsstadium gaat de comma bewolking snel en cyclonaal roteren doordat er cyclogenese optreedt. De potentieel instabiele opbouw van de troposfeer in de shallow moist zone kan nu vrijkomen omdat er stijgende bewegingen gaan optreden. Deze zijn een gevolg van een combinatie van WA en PVA die volgens de omegavergelijking beide bijdragen aan stijgende bewegingen. Er treedt zodoende een snelle ontwikkeling van bewolking op in de shallow moist zone. Door de WA aan de voorzijde van de comma wordt er een temperatuur gradiënt gecreëerd aan de noordzijde van de comma.

Tijdens het volwassen stadium van de instant occlusion zijn de comma en frontale bewolking geheel samengesmolten. In deze fase vertoont de instant occlusion veel overeenkomsten met een CCB-occlusie en een snelle cyclogenese.

In figuur 19 is een volwassen stadium van de instant occlusion weergegeven waaruit duidelijk de overkomsten met de CCB-occlusie kunnen worden gezien. Sommige instant occlusions zijn zeer dynamisch en kunnen meer dan 24 hPa in een etmaal uitdiepen. Dit kun je dus als een speciaal geval van snelle cyclogenese aanmerken.

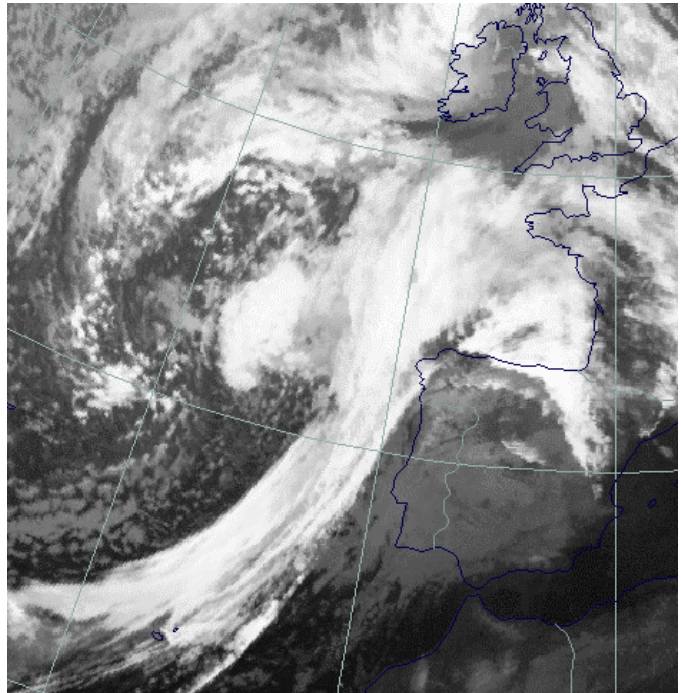


Fig 19: volwassen stadium van een instant occlusion

7.6.4 Sleutelparameters

Equivalente dikte en thermische front parameter (TFP): Gedurende het beginstadium bevindt de comma bewolking zich in de thermische trog terwijl de frontale bewolkingssband samengaat met een gradiënt in de dikte en de TFP aan de voorzijde van de bewolking. In het volwassen stadium van de instant occlusion wanneer de wolkenstructuren samen gaan smelten ontwikkelt er een rug in equivalente dikte en de TFP. In vergelijking echter tot een klassieke occlusie is de rug echter veel minder uitgesproken. Zie figuur 20 en 21

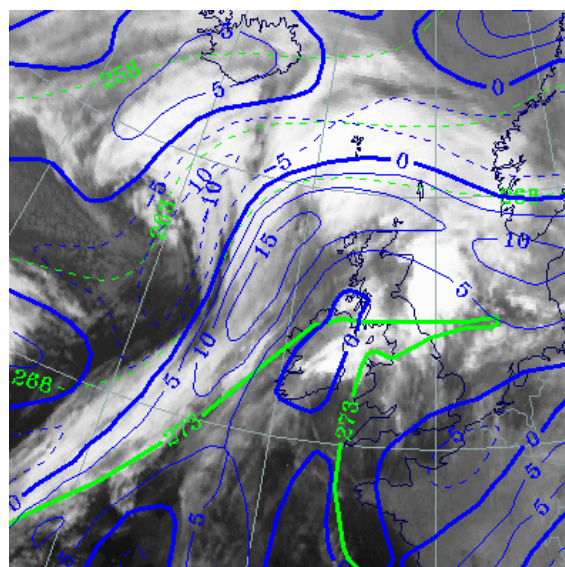
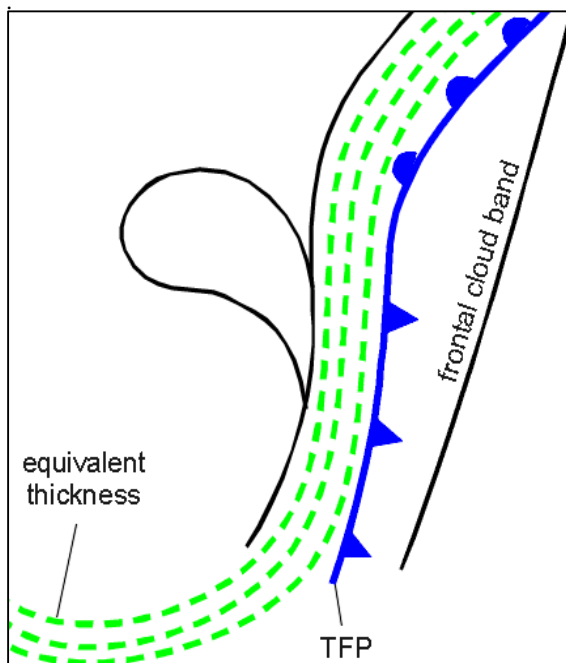


Fig 20: weergave van equivalente dikte en TFP (blauw) bij een instant occlusion
Fig 21: IR-beeld 13 januari 1997 00:00 UTC

Temperatuur advectie (TA): Het veld van TA wordt gedomineerd door twee verschijnselen: de aanwezigheid van CA in en achter de comma en een WA maximum die zich uitstrekt vanaf de frontale golf westwaarts naar de comma head. De WA intensiveert gedurende het samensmeltingsproces maar het maximum van WA blijft in tegenstelling tot bij een klassieke occlusie in de frontale bewolking liggen. Zie figuur 22 en 23.

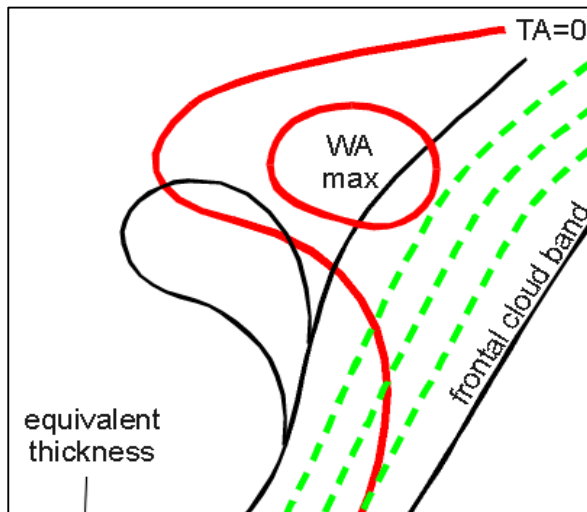


Fig 22: schematische weergave equivalente dikte en TA bij een instant occlusie

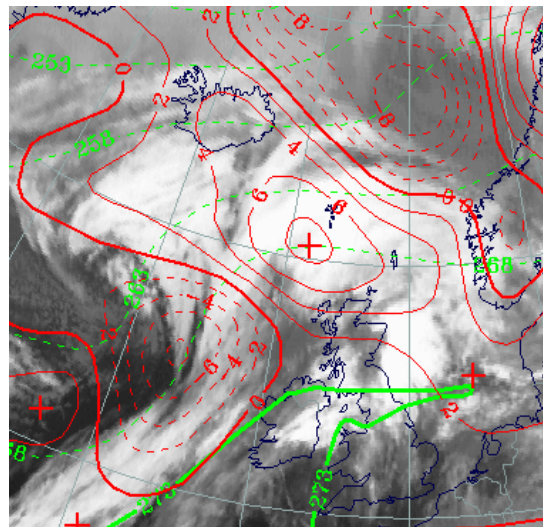


Fig 23: 13 januari 1997 00:00 UTC : TA (rood) en equivalente dikte (groen)

Vorticeitsadvectie op 300 en 500 hPa: Er is een uitgesproken PVA maximum aanwezig bij de comma. Het PVA-gebied haalt gedurende het samensmeltingsproces de frontale bewolking in. Het PVA maximum valt vaak samen met de staart van de comma die meestal gelegen is in de regio van de linker uitgang van de jet-streak. Zie figuur 24 en 25.

Isotachen en jet op 300 hPa: In het volwassen stadium van de instant occlusie bevindt de jet-as zich parallel aan de achterzijde van de bewolking van het koufront. De jet doorkruist de bewolking van de instant occlusie hetgeen tot donkere grijstinten leidt in het WV-beeld

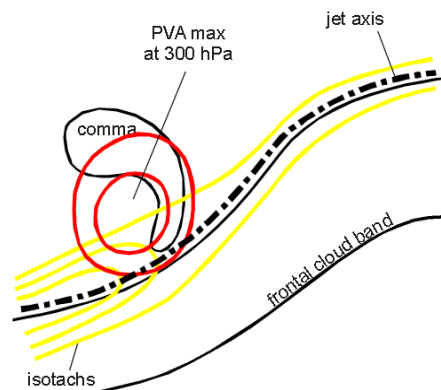
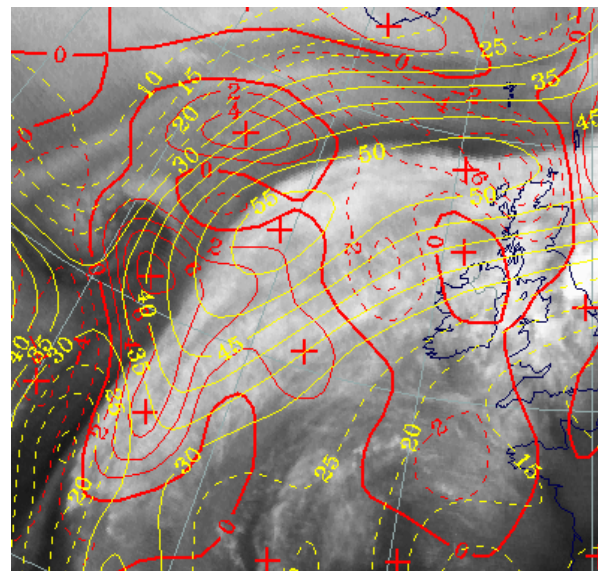


Fig 24: weergave van PVA, jet-as en isotachen op 300 hPa.

Fig 25: rechts: WV-beeld 12 januari 1997 12:00 UTC: isotachen (geel), PVA (rood)



Absolute topografie op 500 en 1000 hPa: In het beginstadium wordt de absolute topografie op 500 en 1000 hPa gekenmerkt door twee troggen. In het geval van een oostwaarts voorbewegend systeem hangt de grootschaliger oostelijk gelegen trog samen met het koufront. De westelijke kleinschaligere trog is verbonden met de snel oostwaarts bewegende comma stroomopwaarts van het koufront.

In het volwassen stadium is er op 1000 hPa een laag aanwezig stroomopwaarts van de locatie waar de voormalige comma bewolking en frontale band samensmelten. Op 500 hPa is nu een grootschalige trog zichtbaar in de koude luchtmassa achter het koufront. Zie figuur 26 en 27.

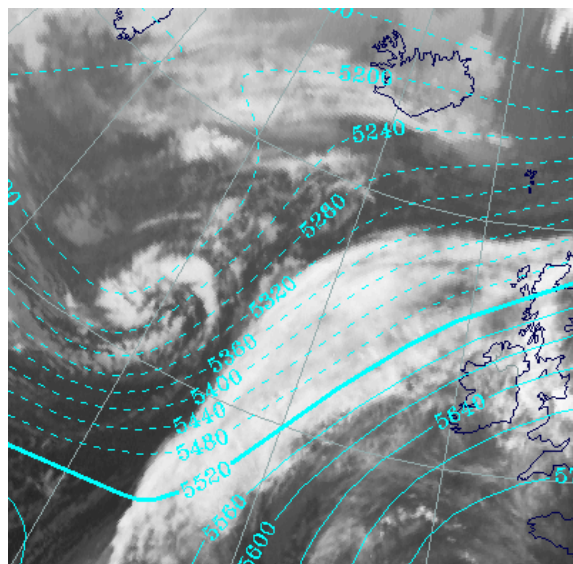
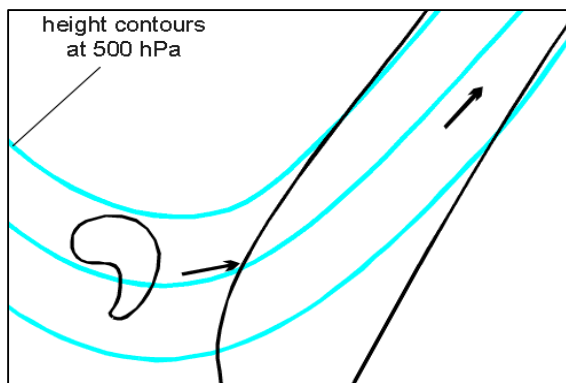


Fig 26: 500 hPa topografie bij een instant occlusion
Fig 27: IR-beeld 12 januari 1997 12:00 UTC: 500 hPa absolute topografie

7.6.5 Weersverschijnselen

De weersverschijnselen die optreden bij de comma en het koufront worden beschreven in hoofdstukken 7.4, 8.4 en 8.5. De instant occlusion gaat gepaard met het uitdiepen van de frontale golf die ontstaat bij het koufront. Hierdoor neemt de wind in kracht toe. De extra stijgende bewegingen veroorzaken een toename van de neerslagintensiteit. Vaak kunnen de heftigste weersverschijnselen worden gevonden aan de oostelijke zijde van de comma. Hier is de lucht extra onstabiel door de aanwezigheid van droge en koude lucht boven warme en vochtige lucht. Bij een instant occlusion met sterke drukdalingen is er een grote kans op storm op zee.



Fig 28 : Cumulonimbus