

### **3. Satellieten**

#### **3.1 Inleiding**

In dit hoofdstuk wordt dieper ingegaan op de theorie van de diverse satellieten die rond de aarde circuleren, in welke kanalen ze straling meten die afkomstig is van de aarde en wat het nut is van de diverse kanalen voor de operationele dienst.

Allereerst wordt ingegaan op de korte maar snelle ontwikkeling die weersatellieten hebben doorgemaakt de afgelopen 40 jaar (3.2).

Er worden enkele belangrijke begrippen uitgelegd zoals de resolutie waarmee een satelliet het aardoppervlak aftast, de beeldschermresolutie en het sub-satellite point (3.3).

De meteorologische satellieten zijn te verdelen in twee groepen: satellieten die op een grote afstand van de aarde staan en zich steeds boven hetzelfde punt van het aardoppervlak bevinden (geo-stationaire satellieten) en satellieten die relatief dicht bij de aarde staan en vele malen per dag van pool naar pool bewegen (circumpolaire satellieten). De ontwikkelingen binnen de satellietmeteorologie gaan nog steeds zeer snel. De Europese organisatie Eumetsat die de huidige Meteosat satellieten onder z'n hoede heeft gaat vanaf het najaar van 2000 een nieuwe generatie weersatellieten in de ruimte brengen die met een hoger resolutie en tijdfrequentie hebben, maar ook in meer kanalen meten. Tevens zullen er naast de Amerikaanse NOAA polaire satellieten ook door Eumetsat polaire satellieten gelanceerd gaan worden waardoor hoge resolutiebeelden met nog grotere regelmaat beschikbaar komen (3.4).

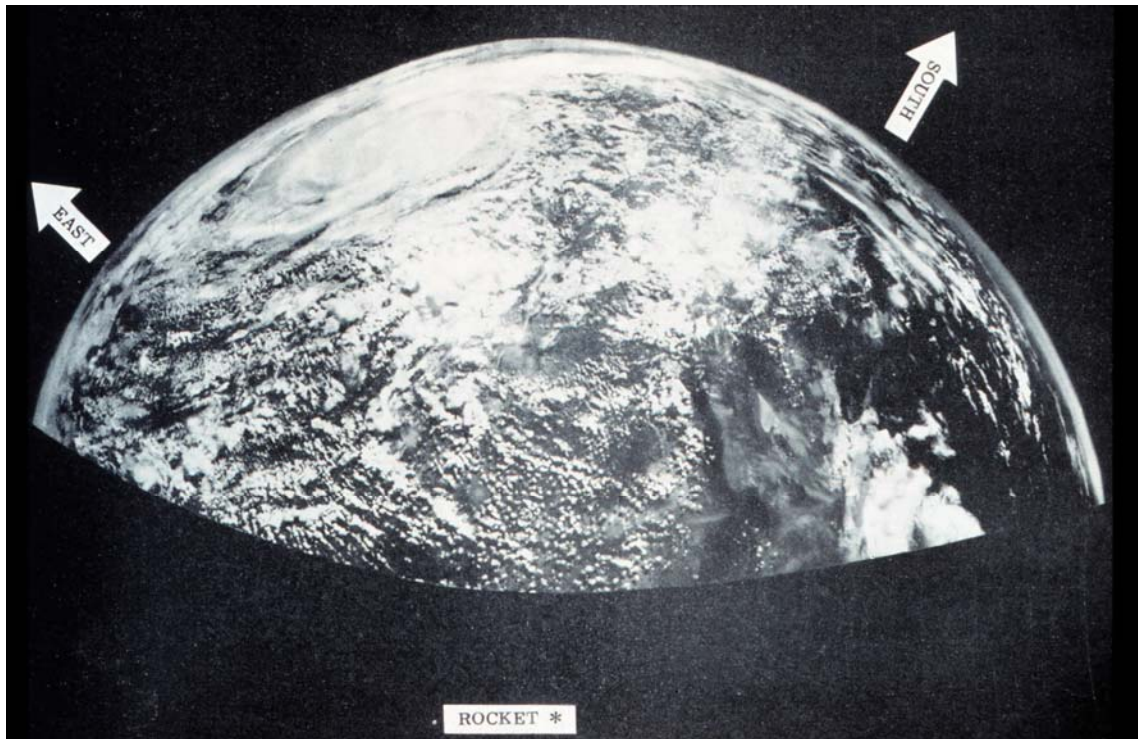
Er wordt door de verschillende satellieten in verschillende kanalen gemeten. Zowel de stationaire als polaire satellieten meten in het zichtbare en infrarode stralingsgebied. Hierdoor wordt informatie verkregen over bewolgingsgraad, type en temperatuur van bewolking en kunnen modellen gecontroleerd worden. Er zijn ook kanaalcombinaties waardoor de verschillende bewolkingstypen beter onderscheiden kunnen worden waardoor deze kanalen een bijzonder handig hulpmiddel zijn bij lastige bewolkingsverwachtingen(3.5).

Tenslotte zal worden ingegaan op diverse verschijnselen die aan het aard- en zeeoppervlak kunnen worden waargenomen zoals stof, reflectie door de zon, sneeuw en ijs (3.6).

### **3.2 Historie**

Een nieuw tijdperk in de meteorologie is ingeluid met de lancering van de eerste meteorologische satelliet, de TIROS-1, op 1 april 1960. Hiermee is het mogelijk geworden om foto's te maken van het grootste deel van het aardoppervlak. Hoewel de TIROS-1 experimenteel was, werden de resultaten met enthousiasme verwelkomd door de meteorologen die de gegevens gebruikten als aanvulling op de conventionele waarnemingen. De goede resultaten met de TIROS-1 leidden tot de ontwikkeling van een hele serie van weersatellieten die op routinematige wijze de aardse atmosfeer, oceanen en continenten observeren.

De invoering van IR-sensoren maakt het mogelijk op een andere wijze naar bewolking en het aardoppervlak te kijken. Met deze sensoren wordt op indirecte wijze de temperatuur van een stralend oppervlak bepaald. Het meten van de straling in de golflengte van het IR-spectrum is ook tijdens de nachtelijke uren mogelijk. Vanaf de invoering van de IR-sensoren waren de meteorologische satellieten dag en nacht operationeel. Zoals al gezegd kan bij het ontbreken van bewolking ook het aardoppervlak worden bekeken. Daardoor is het bijvoorbeeld mogelijk de temperatuur van het aardoppervlak van de oceanen te bepalen. Dit verklaart de belangstelling van de zijde van oceanografen voor de producten van meteorologische satellieten.



**Fig 1: Zichtbaar licht beeld van Noord Amerika genomen met een filmcamera vanuit de neus van een Navy Aerobee raket gemaakt op 5 oktober 1954 om 1815 utc.**

In eerste instantie werden dus foto's en televisiebeelden gemaakt in de golflengteband van het zichtbaar licht, terwijl de stralingsintensiteit in de IR-band met radiometers werd bepaald. In de loop van de jaren zestig ging men er toe over ook voor metingen in de golflengtes van het zichtbaar licht radiometers te gebruiken.

Tegen het eind van de jaren zestig waren de weersatellieten uitgegroeid tot hoog ontwikkelde platforms, die beelden konden leveren van de bewolking over het gehele aardoppervlak. Bovendien werd een begin gemaakt met het verzamelen van kwantitatieve informatie van meteorologische grootheden als: bedekkingsgraad, temperatuur van de bovenlucht, hoogtewinden (richting en snelheid), vochtigheid e.d. In de loop van de jaren zeventig werd een internationaal netwerk opgezet van meteo-satellieten. Dit netwerk ging deel uitmaken van het Global Weather Experiment dat door de WMO werd uitgevoerd. De volgende ontwikkeling was het vergroten van de hoeveelheid gegevens die beschikbaar kwam en het verbeteren van de continuïteit waarmee de waarnemingen werden gedaan. Nadat beide een verantwoord niveau hadden bereikt, ging het netwerk van satellieten deel uitmaken van het Global Observing System van de World Weather Watch. Momenteel wordt vooral gewerkt aan het verbeteren van de processing van de gegevens en het uitbreiden van een aantal toepassingen daarvan. Een voorbeeld van dat laatste vormt de Earth Resources Satellite (ERS). Met deze satelliet is het onder meer mogelijk om met behulp van Radar op de oceanen golfhoogtes te bepalen. Uit de golfhoogtes kan vervolgens weer een windsnelheidspatroon worden afgeleid. Modeluitvoer en waarneming kunnen vervolgens behulpzaam zijn om ook een windrichting te bepalen.

### 3.3 Belangrijke begrippen

#### 3.3.1 Resolutie

De resolutie, ‘oplossend vermogen’, van een satelliet instrument kan worden gedefinieerd als de afmeting van het kleinste afzonderlijke element dat nog kan worden waargenomen door de satelliet. De resolutie hangt af van een aantal zaken zoals de kwaliteit van de gebruikte apparatuur en de hoogte van de satelliet (hoe lager de satelliet, des te beter de resolutie). Tevens is het golflengtegebied waarin wordt gekeken van belang. Bij metingen in golflengtes van het zichtbaar licht is in principe een betere resolutie mogelijk dan bij metingen in het IR-gebied. Als laatst is ook de hoek waaronder naar een deel van de aarde wordt gekeken belangrijk (deze hangt af van de kromming van de aarde en de afstand van de satelliet tot de aarde). De resolutie zal het best zijn vlak onder de satelliet, dus nabij het sub-satellite point.

#### 3.3.2 Beeldschermresolutie

De resolutie van het uiteindelijke beeld hangt ook af van de resolutie van het beeldscherm. Grafische schermen zijn opgebouwd uit een gelimiteerd aantal pixels die van geval tot geval in aantal variëren. Zo kan een scherm opgebouwd zijn uit 1400\*1000 beeldpunten. Wanneer op een dergelijk scherm een geografisch gebied met een oppervlakte van 14.000\*10.000 km wordt getoond, heeft ieder pixel een resolutie van 10\*10 km. Een dergelijke resolutie kan slechter zijn dan de resolutie van een satellietbeeld dat op dit kaartgebied wordt geprojecteerd. Het kaartgebied kan kleiner worden gekozen, zodat bij gelijkblijvende schermgrootte de resolutie toeneemt.

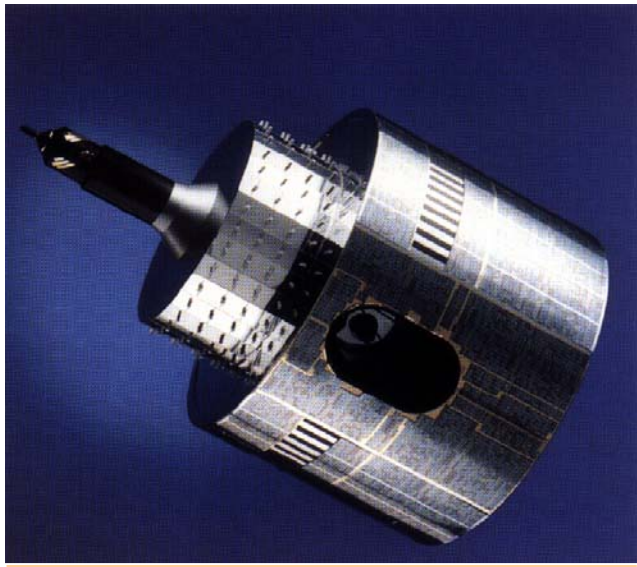


Fig 2: Meteosat-satelliet

De resolutie van het satellietbeeld op het scherm kan uiteraard nooit beter zijn dan die van de oorspronkelijke observatie. Het heeft daarom in veel gevallen geen zin om erg ver in te zoomen op satellietbeelden. Deze gaan dan een geblokte structuur vertonen.

#### 3.3.3 Sub-Satellite point (SSP)

Onder het Sub-Satellite Point verstaat men het punt op het aardoppervlak dat zich recht onder de satelliet bevindt. De resolutie van het satelliet instrument geldt gewoonlijk voor het Sub-Satellite point. Wordt in gebieden gekeken die ver af liggen van het SSP dan kan de resolutie sterk afnemen.

### 3.4 Satellietbanen

Satellieten zijn natuurlijke of kunstmatige voorwerpen die zich binnen het zwaartekrachtsveld van een hemellichaam bewegen. De beweging van deze voorwerpen wordt door de wetten van Kepler en de bewegingswet van Newton beschreven.

Kepler ontdekte dat alle planeten zich in een elliptische baan om de zon bewegen met als brandpunt de zon zelf. De verbindingslijn tussen de zon en een planeet bestrijkt in dezelfde tijd dezelfde vlakken(constante vlaksnelheid). Het kwadraat van de omloopsnelheid (O) van een planeet is evenredig met de derde macht van de gemiddelde afstand tot de zon.

$$O^2 = \frac{4\pi^2 a^3}{G(m_1 + m_2)} \quad (1)$$

G= de gravitatie constante,  
m1, 2 = massa van de voorwerpen  
a = de afstand tot de zon

Vertalen we dit naar aardsatellieten. Dan is a de afstand tot het middelpunt van de aarde, M is de massa van de aarde en m de massa van de satelliet. Als we de omloopsnelheid kennen kunnen we dus de evenwichtsafstand van de satelliet t.o.v. de aarde berekenen. Ook kunnen we naar een evenwicht van krachten kijken.

De centripetaal kracht moet in evenwicht zijn met de zwaartekracht.

Als de satelliet met een hoeksnelheid  $\omega$  beweegt dan is de centripetaal kracht  $m\omega^2 a$ . De kracht die de zwaartekracht uitoefent is uit te drukken als :  $\frac{GMm}{a^2}$

$$\text{Dus: } m\omega^2 a = \frac{GMm}{a^2} \quad (2)$$

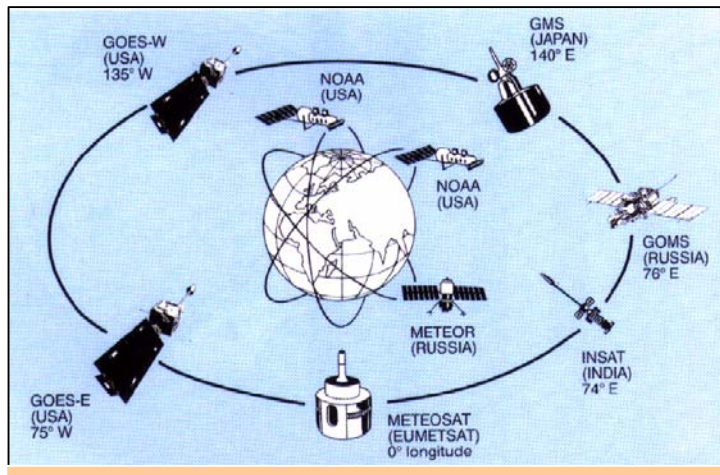
Of als we de satellietmassa wegstrepen:  $\omega^2 a^3 = GM$

$$\text{De omlooptijd } p = \frac{2\pi}{\omega}$$

$$\text{Of: } p = 2\pi \sqrt{\frac{a^3}{GM}} \quad (3)$$

Dit is de derde wet van Kepler (400 jaar oud)

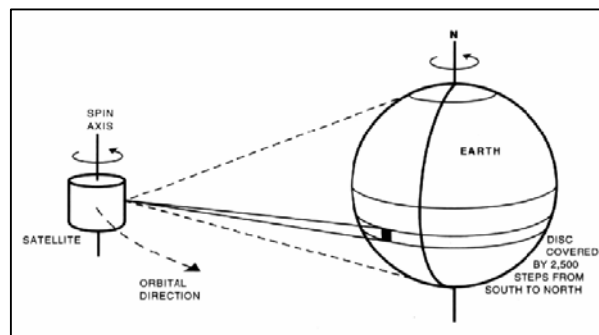
Satellieten kunnen worden onderverdeeld naar de soort baan die ze volgen. Er is onderscheid mogelijk tussen geostationaire satellieten, die op een vast punt boven de evenaar staan en polaire satellieten, die in een baan om de aarde cirkelen. De banen van de polaire satellieten lopen vlak langs de polen. In figuur 3 is een overzicht gegeven van de huidige operationele geostationaire en polaire satellieten.



**Fig 3: de huidige toestand in de ruimte om de aarde. Diverse geostationaire en circumpolaire satellieten cirkelen op verschillende hoogtes rond de aarde en observeren het aardoppervlak**

### 3.4.1 Geostationaire satellieten

Voor veel meteorologische toepassingen is de mogelijkheid om op continue basis waarnemingen van een bepaald gebied te doen zeer waardevol. Bij het doen van satellietobservaties kan dat alleen als de satelliet zich op een vast punt boven de aarde bevindt. Een dergelijke stationering van een satelliet is alleen (langdurig) mogelijk door de satelliet op een hoogte van circa 35.800 km boven de evenaar te plaatsen. Op die manier bestaat er een evenwicht tussen enerzijds de aantrekkingskracht die de aarde op de satelliet uitoefent en anderzijds de middelpuntvliedende kracht die het gevolg is van de omwentelingssnelheid van de satelliet rond de aarde. Op 35.800 km hoogte is de omwentelingssnelheid nodig voor het gewenste krachtenevenwicht zodanig, dat de satelliet precies dezelfde draaisnelheid als de aarde heeft. Hij blijft dan boven hetzelfde punt van de evenaar staan. De satelliet is 'geostationair'. In figuur 4 is een geostationaire satelliet weergegeven die loodrecht boven de aarde staat. Het SSP bevindt zich loodrecht onder de satelliet. Vanuit een geostationaire satelliet is bijna één volledig halfrond van de aarde zichtbaar. Door de kromming van het aardoppervlak zijn de geobserveerde beelden aan de randen sterk vertekend.



**Fig 4: Een geostationaire satelliet scant vanaf bijna 36000 km hoogte het aardoppervlak af.**

Zodanig zelfs dat de beelden daar onbruikbaar zijn. In de praktijk zijn beelden tot 55 graden van het SSP betrouwbaar, terwijl beelden die zich meer dan 75 graden van het SSP bevinden, volledig onbruikbaar zijn. In het tussenliggende gebied zijn de gegevens weliswaar bruikbaar, maar minder betrouwbaar.

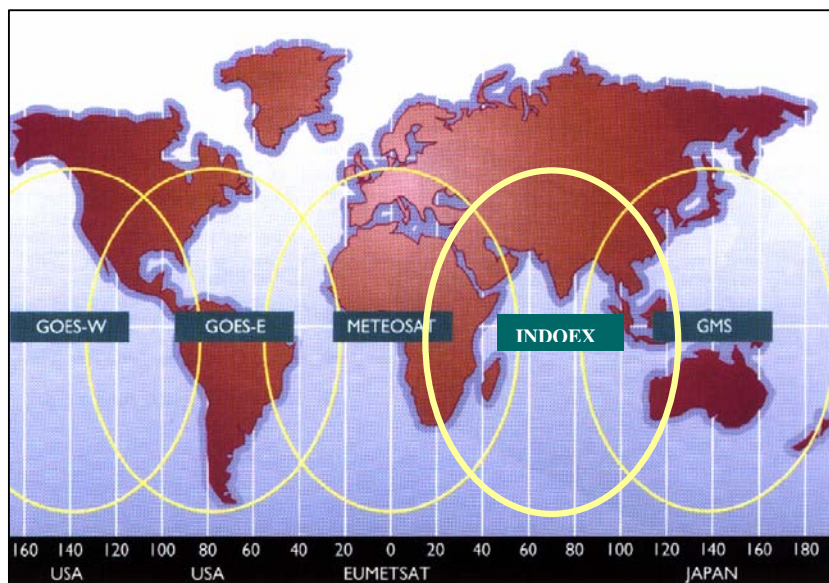
Door de satelliet rond zijn as te laten draaien, is een vaste stand van de satelliet ten opzichte van de aarde te handhaven (gyrotol-effect). De omwentelingssnelheid van de satellieten is 100 toeren per minuut. De draaiende beweging wordt tevens benut voor het maken van observaties. Hierbij wordt gebruik gemaakt van spiegels, die de aarde tijdens de draaiende beweging van de satelliet aftasten. Door de stand van de spiegels na iedere omwenteling iets te wijzigen (ongeveer  $18^{\circ}$ ), wordt steeds een andere baan afgetast. De straling afkomstig van een klein deel van het aardoppervlak wordt op een sensor gefocust. Deze sensor zet de gemeten stralingsenergie om in een elektrisch signaal. Door toepassing van verschillende filters, wordt bereikt dat de sensor slechts energie van een geselecteerd deel van het elektromagnetische spectrum registreert. Het aftasten van het zichtbare deel van de aarde duurt in totaal circa 25 minuten.

Het belangrijke voordeel van geostationaire satellieten ligt in de hoge tijdsresolutie waarmee data vrij komt. Een nieuwe afbeelding van een halfrond komt om de 30 minuten beschikbaar. Een belangrijk nadeel van vele geostationaire satellieten is hun gelimiteerde ruimtelijke resolutie. Technische verbeteringen kunnen de resolutie doen toenemen maar aan de vervorming op hogere breedten valt weinig te veranderen.

De satelliet werkt op energie verkregen middels zonnecellen. Voor baancorrecties wordt er gebruik gemaakt van stuurraketjes die voor hun energievoorziening afhankelijk zijn van een beperkte hoeveelheid hydrazine aan boord. Deze hoeveelheid is voldoende voor ongeveer vijf jaar, waarna de satelliet ophoudt met functioneren.

### 3.4.2 Huidige toestand geostationaire satellieten

Er wordt naar gestreefd om continu een vijftal geostationaire satellieten operationeel te hebben die de gehele aardbol kunnen observeren. Deze dienen zich dan met een onderlinge afstand van circa 70 lengtegraden boven de evenaar te bevinden. Het meest van belang voor West-Europa is de Meteosat waarvan het SSP zich boven de Golf van Guinee bevindt. Er worden standaard meteorologische beelden gemaakt in 3 kanalen: VIS, IR en WV. In tabel 1 Worden onder meer de golflengtegebieden, resolutie en toepassing van de drie kanalen kort weergegeven.



**Fig 5: Momenteel zijn er vier operationele geostationaire satellieten die de aarde vanaf grote hoogte observeren. Boven de Indische Oceaan is er echter een informatiegat aanwezig.**

Satelliet	Kanaal	Golflengte ( $\mu\text{m}$ )	Resolutie bij SSP(km)	Resolutie op $50^{\circ}\text{N}$ (km)	toepassing
Meteosat	VIS	0.4-1.1	2.5	4	Detectie van bewolking overdag en bepaling albedo
“	IR	10.5-12.5	5	8	Detectie bewolking overdag en 's nachts en bepaling oppervlakte temperatuur
“	WV	5.7-7.1	5	8	Waterdampgehalte in de hogere troposfeer

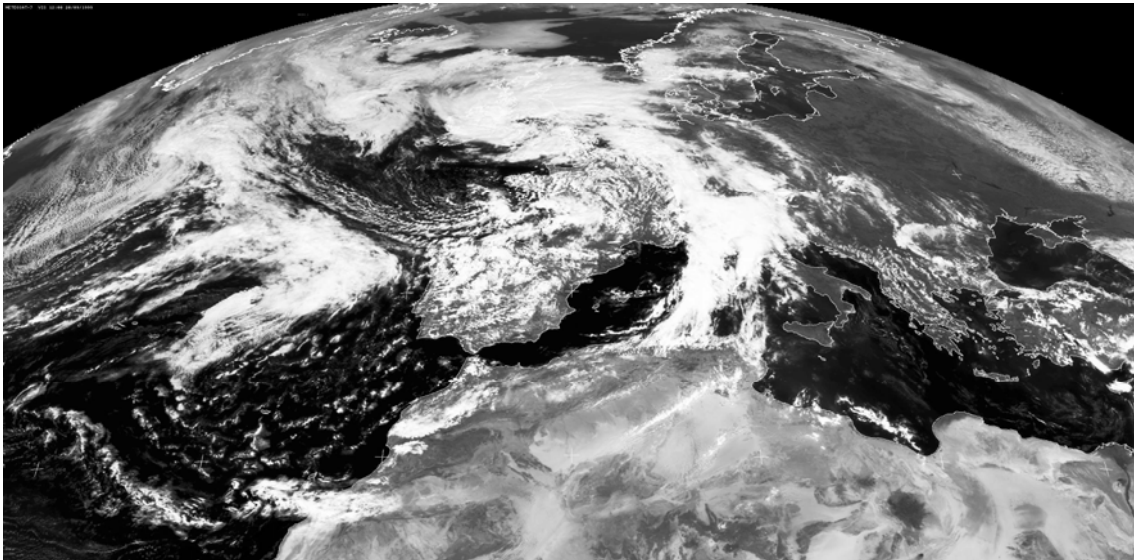
**Tabel 1: satellietkanalen bij een geostationaire satelliet**

De Verenigde Staten hebben twee geostationaire satellieten in de ruimte: de GOES-W op  $135^{\circ}\text{W}$  en de GOES-O op  $75^{\circ}\text{W}$ . Op het oostelijk halfrond bevindt zich de Japanse GMS op  $140^{\circ}\text{O}$ . Rusland heeft een experimentele satelliet boven de Indische Oceaan: de GOMS op  $76^{\circ}\text{O}$ . maar data afkomstig van deze satelliet komen momenteel niet op routinematige basis beschikbaar. De Indiase INDOEX-satelliet beslaat ook het gebied rondom de Indische Oceaan en de gegevens hiervan zijn wel op internet beschikbaar.

In figuur 5 staat weergegeven welke gebieden momenteel door de operationele geostationaire satellieten worden bestreken.

### 3.4.3 Meteosat: gebruik kanalen bij geostationaire satellieten

VIS ( $0.5\text{-}0.9\mu\text{m}$ ):



**Fig 6: Meteosat VIS-beeld 20 september 1999 12:00 UTC**

De satelliet ontvangt dat deel van de zonnestraling dat gereflecteerd wordt door het aardoppervlak en bewolking. Dit is het zogenoemde window-kanaal. Straling wordt in dit golflengtegebied niet significant geabsorbeerd door de atmosferische gassen. Hierdoor is het mogelijk als door een raam naar beneden kijken naar het uitstralende aardoppervlak en de wolken toppen. De verschillende grijs tinten in het VIS-kanaal vertegenwoordigen verschillende albedowaarden. Deze worden in tabel 2 nader gedefinieerd. In figuur 7 is de VIS-opname gegeven van 20 september 1999 om 12:00 UTC.



<b>Heldere tinten</b>	Hoge albedo	Dikke bewolking en landoppervlakken, koud landoppervlak
<b>Grijze tinten</b>	Lage albedo	Dunne doorschijnende bewolking
<b>Donkere tinten</b>	Vrijwel geen reflectie	Water en vegetatie

**Tabel 2: pixelwaarden in het Meteosat VIS-kanaal en bijbehorende albedowaarden en identificatie**

### *IR (10.5-12.5 $\mu m$ )*

De satelliet ontvangt langgolvlige straling die geëmitteerd wordt door het aardoppervlak en bewolking. Dit kanaal is net als het VIS-kanaal een atmosferisch venster wat inhoudt de straling in dit golflengtegebied de satelliet ongehinderd kan bereiken. Verschillende grijstinten van bewolking en het aardoppervlak vertegenwoordigen een bepaalde



**Fig 7: Meteosat IR-beeld 20 september 1999 12:00 UTC**

stralingstemperatuur. Het signaal wordt geïnverteerd om een zelfde uiterlijk als bij het VIS-beeld te verkrijgen. In tabel 3 wordt een relatie gelegd tussen inkomend signaal, temperatuur en type oppervlak. In figuur 7 is het IR-beeld gegeven van 20 september 1999 12:00 UTC.

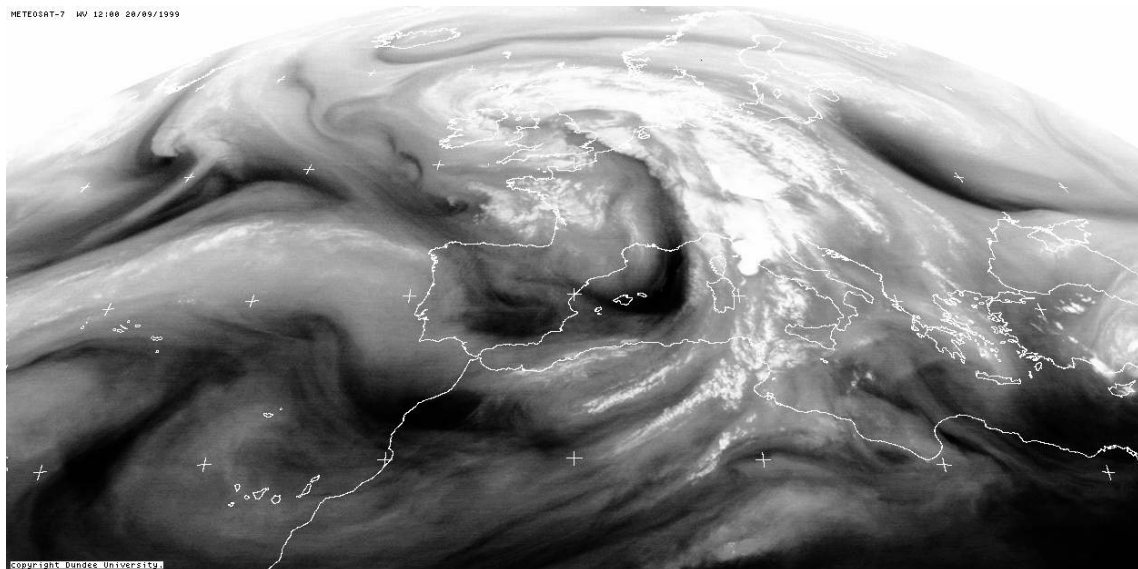
<b>Heldere tinten</b>	Lage temperaturen	Koude, hoge wolke toppen
<b>Grijze tinten</b>	Gematigde temperaturen	Middelbare wolke toppen
<b>Donkere tinten</b>	Hoge temperaturen	Heet land- of zeeoppervlak

**Tabel 3: relatie tussen inkomend signaal, temperatuur en type oppervlak in het IR-golflengtegebied**

*WV (5.7-7.1  $\mu m$ ):* De satelliet ontvangt straling van waterdamp die aanwezig is in de hogere niveaus van de troposfeer tussen 300 en 600 hPa. Hoe hoger de vochtigheid in de hogere troposfeer hoe hoger het niveau is van de van door waterdamp geëmitteerde straling die de satelliet bereikt. Verschillende grijstinten vertegenwoordigen wisselende waterdamp hoeveelheden in de laag boven 600 hPa. In tabel 4 wordt een relatie gegeven tussen inkomend signaal en oppervlak waarvan de straling afkomstig is. In figuur 8 is het WV-beeld gegeven van 20 september 1999 12:00 UTC.

<b>Heldere tinten</b>	Vloeibaar water	Wolken
<b>Grijze tinten</b>	Waterdamp	Waterdamphoeveelheid met wisselende concentraties
<b>Donkere tinten</b>	Geringe waterdamphoeveelheid	Droge hogere troposfeer

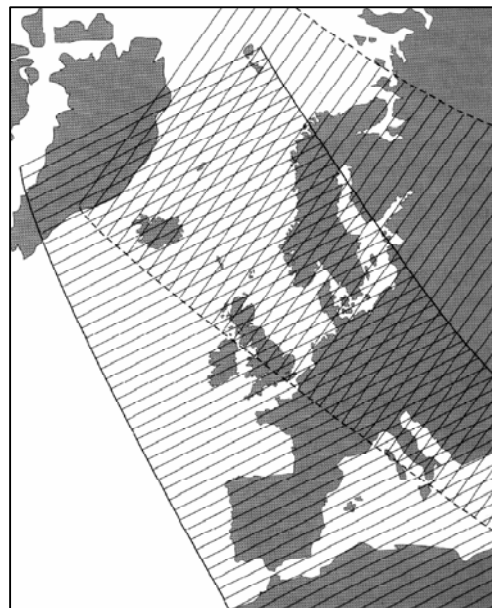
**Tabel 4: relatie tussen inkomende straling, waterdampgehalten en geaardheid van de hogere troposfeer**



**Fig 8: Meteosat WV-beeld 20 september 1999 12:00 UTC**

### 3.4.4 Polaire satellieten

Om ook informatie uit gebieden op hogere breedten te verkrijgen, wordt gebruik gemaakt van polaire satellieten. Dit zijn satellieten die in een baan vlak langs de polen rond de aarde cirkelen op een hoogte van circa 840 kilometer. Als gevolg van de veel geringere hoogte waarop de polaire satellieten zich bevinden is de resolutie beter dan die van geostationaire satellieten. Het deel van de aarde wat door een polaire satelliet waargenomen wordt is veel kleiner. Er wordt een gebied waargenomen aan weerszijden van de gevolgde baan van ongeveer 1500 kilometer waardoor een compleet beeld een gebied van circa 3000 km breed bestrijkt. Polaire satellieten cirkelen in iets meer dan anderhalf uur rond de aarde. De baan van de satelliet bevindt zich steeds in hetzelfde vlak. Omdat de aarde onder de satelliet door draait, is bij iedere omloop een ander deel van het aardoppervlak zichtbaar. Als gevolg daarvan en door de beperkte breedte



**Fig 9: circumpolaire satellieten scannen banen af die vooral op hoge breedten elkaar overlappen.**

van de observatie zijn van gebieden op lagere breedten minder frequent beelden beschikbaar. Nabij de polen overlappen de verschillende beelden elkaar, zodat van de regio's rond de polen ieder anderhalf uur beelden beschikbaar zijn. In figuur 9 zijn 2 banen weergegeven die een NOAA satelliet aftast.

De radiometers van polaire satellieten zijn voortdurend op de aarde gericht. Beelden worden opgebouwd door een spiegel op de satelliet die het aardoppervlak in zonale richting aftast terwijl de satelliet in meridionale richting beweegt.

### 3.4.5 Huidige toestand circumpolaire satellieten

Met de huidige polaire NOAA-satellieten worden beelden in een vijftal golflengtebanden gemaakt. Zie tabel 5. Dat gebeurt met de AVHRR (Advance Very High Resolution Radiometer). Daarnaast verrichten de NOAA's remote sensing met de TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder). Daarmee wordt informatie uit een twintigtal spectrale banden ingewonnen. De resulterende gegevens, zoals verticale temperatuurprofielen, vinden vooral toepassing in numerieke modellen. Tenslotte beschikt de satelliet over een communicatiesysteem. Dit wordt niet alleen gebruikt voor de verspreiding van beelden, maar ook voor het verzamelen van gegevens van automatische weerstations en voor communicatie.

Satelliet	Kanaal	Golflengte ( $\mu\text{m}$ )	Resolutie op SSP	toepassing
NOAA	VIS (kanaal 1)	0.6	1	Detectie bewolking overdag en bepaling albedo
“	VIS (Kanaal 2)	0.9	1	Detectie bewolking overdag en land-zee contouren
“	NIR (Kanaal 3)	3.7	1	Detectie van bewolking 's nachts
“	IR (Kanaal 4)	10.8	1	Detectie bewolking gedurende de hele dag en bepaling oppervlakte-temperatuur
“	IR (Kanaal 5)	12.0	1	Detectie bewolking gedurende de hele dag en bepaling oppervlakte-temperatuur

Tabel 5: type satellietbeelden bij een circum-polaire satelliet

### 3.4.6 NOAA: Gebruik van de kanalen bij polaire satellieten

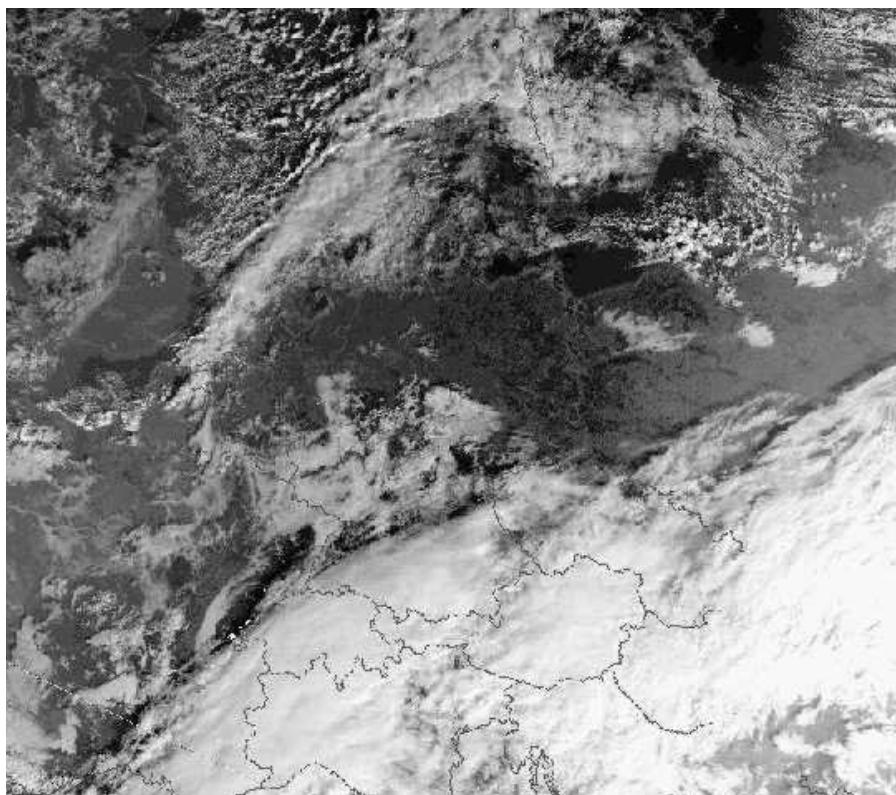
**VIS 1 (0.58-0.68  $\mu\text{m}$ ):** De satelliet ontvangt het deel van zonnestralingsspectrum wat gereflecteerd wordt door het onderliggende oppervlak. Dit golflengtebereik komt overeen met de golflengte van oranje licht. Het aardoppervlak is in deze golflengte donkerder dan op het VIS-kanaal van de Meteosat. Het oppervlak kan land, zee of bewolking zijn. Gassen in de atmosfeer absorberen geen significante hoeveelheid straling in dit golflengte-interval. Verschillende grijstinten op het VIS 1-beeld vertegenwoordigen andere waarden van albedo. In tabel 6 wordt een relatie gegeven tussen de intensiteit van het inkomende kortgolvlige signaal, albedo en oppervlak.

De verstrooiing aan aërosolen en nevel vindt in deze golflengte volgens het Mie-regime plaats. Aërosolen en nevel zijn in deze golflengte dan ook redelijk goed zichtbaar en leveren soms een grijszweem op.

<b>Heldere tinten</b>	Hoge albedo	Dikke bewolking
<b>Grijze tinten</b>	Lage albedo	Landoppervlakken en dunne bewolking
<b>Donkere tinten</b>	Vrijwel geen reflectie	Water en vegetatie

**Tabel 6: schematische weergave van gereflecteerde kortgolvlige straling en type oppervlak**

Figuur 10 toont een voorbeeld van een NOAA kanaal 1 satellietbeeld. Het tijdstip is een herfstochtend waardoor de zon vanuit een grote hoek op het wolkendek schijnt. Hierdoor is een schaduw zichtbaar ten noorden van het witte, verticaal ontwikkelde wolkenpakket boven de Alpen. Dit is waarschijnlijk frontale bewolking. De noordrand van het dikke wolkendek is enigszins gerafeld en heeft een lagere albedo. Dit geeft aan dat de bewolking een stuk dunner en op sommige plekken zelfs halfdoorschijnend is. De bewolking zit overigens wel hoog want de schaduw die geworpen wordt op het onderliggende land is duidelijk zichtbaar. In het midden van Duitsland zit ook bewolking maar getuige de lagere albedo en afwezigheid van schaduwwerking is deze niet dik en bevindt zich in de onderste niveaus van de troposfeer. Op het westen van de foto zijn boven Frankrijk plekken aanwezig met lage bewolking en mist die zich heeft opgehoopt in de dalen. Dit is ook dunne bewolking en heeft een lage albedo. In het noorden van de foto is veel bewolking in een koude luchtmassa aanwezig die verticaal uitgestrekt is en deels tot in de hoge niveaus van de troposfeer reikt getuige de schaduwwerking. Dit is cumuliforme bewolking.



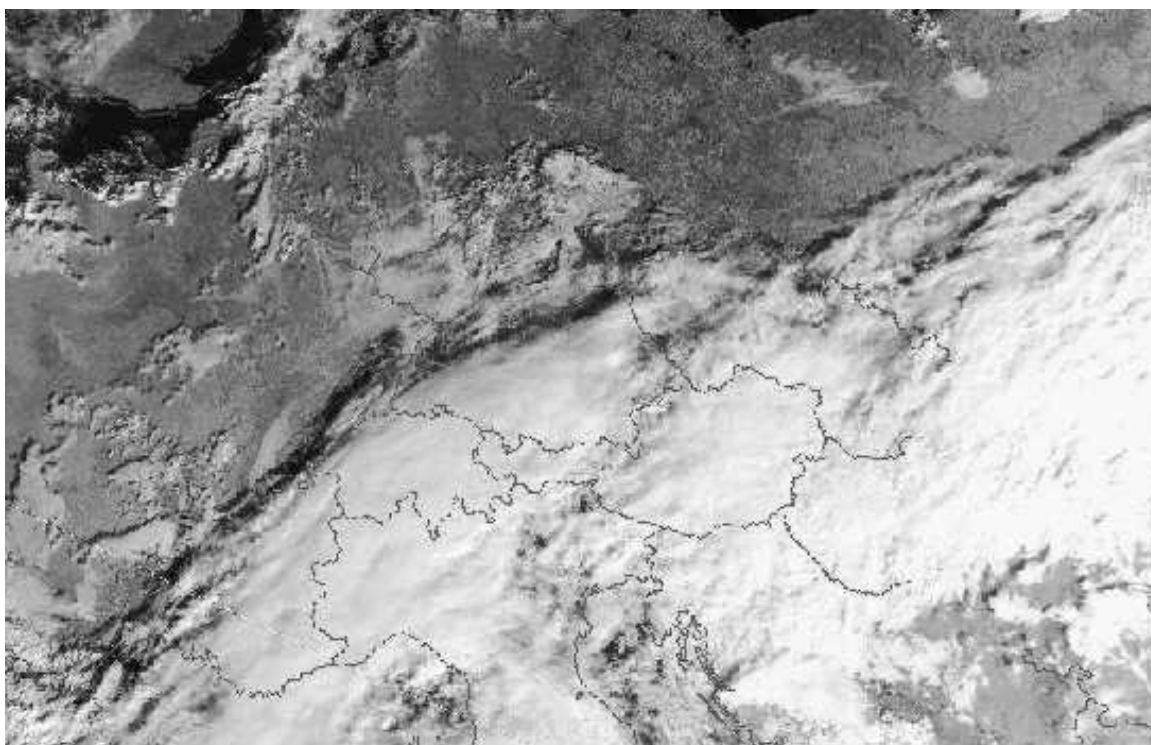
**Fig 10: NOAA kanaal 1-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC**

**VIS 2 (0.73-1.10  $\mu m$ ):** Het golflengtebereik van dit kanaal ligt net aan de rand van het zichtbare licht interval. De stralingsbijdrage bestaat voornamelijk uit gereflecteerd zonlicht en een klein deel thermische straling die door de warmere delen van de aarde wordt geëmitteerd. Ook in dit interval van het stralingsspectrum gedraagt de atmosfeer zich als een venster. De zonnestraling wordt gereflecteerd door zee- en landoppervlakken en bewolking. Tabel 7 geeft een relatie tussen de hoeveelheid gereflecteerde straling die de satelliet bereikt, reflectiviteit en aard van het reflecterende oppervlak.

<b>Heldere tinten</b>	Hoge reflectiviteit	Dikke bewolking, landoppervlakken
<b>Grijze tinten</b>	Lage reflectiviteit	Semi-transpirante bewolking
<b>Donkere tinten</b>	Vrijwel geen reflectie	Water en vegetatie

**Tabel 7: relatie tussen ontvangen straling, reflectiviteit en oppervlak in het VIS-2 kanaal**

De verstrooiing aan aerosolen vindt in deze golflengte volgens het Raleigh-regime plaats. Aerosolen zijn dan ook minder goed zichtbaar dan in kanaal 1, wat soms een voordeel is. Toch verdient over het algemeen het gebruik van kanaal 1, vanwege het betere contrast tussen aardoppervlak en bewolking de voorkeur.



**Fig 11: NOAA kanaal 2-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC**

De golfvormige bewolking boven de Alpen is wat donkerder dan op het kanaal 1 foto. Voor de rest zijn de kenmerken van de wolkenband gelijk aan kanaal 1. De dunne mistflarden kunnen niet worden teruggevonden. De schaduwen van de wolkenvelden over Frankrijk en Duitsland zijn beter zichtbaar dan op figuur 11.

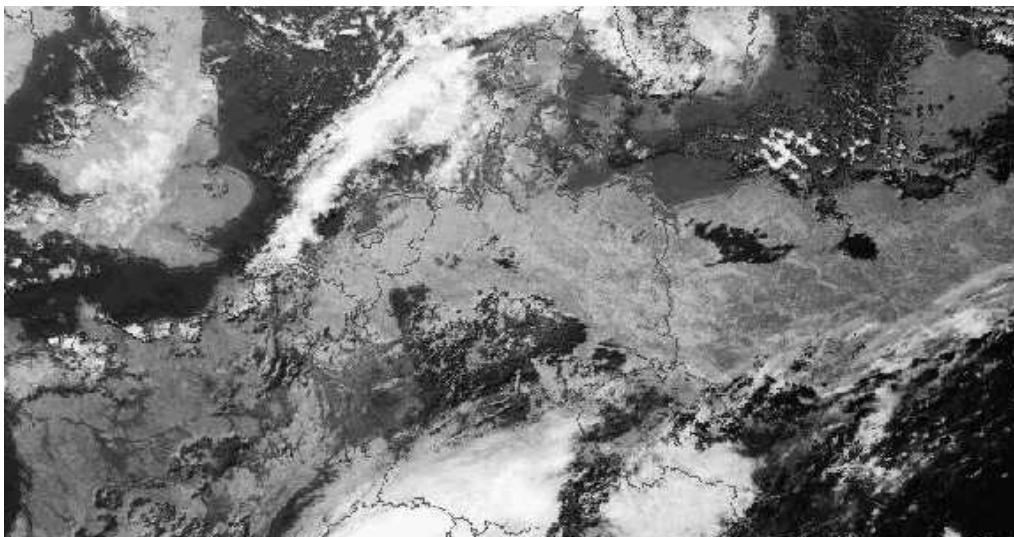
NIR 3.7 (3.55-3.99  $\mu\text{m}$ ): Het golflengtebereik van dit NOAA kanaal 3 bestaat zowel uit gereflecteerde zonnestraling en thermische straling. Er is vrijwel geen sprake van absorptie door luchtmoleculen waardoor de beelden dan ook van een goede kwaliteit zijn. De straling bestaat 's nachts uitsluitend uit aardse (thermische) straling. Overdag is de bijdrage van gereflecteerde zonnestraling van dezelfde grootteorde als die van thermische straling. De interpretatie van nachtbeelden verschilt dan ook van die van dagbeelden.

De interpretatie wordt verder gecompliceerd door het feit dat de golflengte van dezelfde grootteorde is als de straal van vloeibare wolkenelementen zoals mistlagen. Er is dus sprake van sterke Mie-verstrooiing, wat tot ingewikkelde vormen van verstrooiing leidt. Ijsdeeltjes, maar ook regendruppels die over het algemeen veel groter zijn, absorberen sterk in deze golflengte. Rond de deeltjesgrootte van 10  $\mu\text{m}$  doet zich een vrij abrupte overgang voor van verstrooiing naar absorptie. Dit is precies de grootte waarin wolkendruppels regendruppels worden en dus is kanaal 3 een goed hulpmiddel om neerslaggebieden te detecteren. Daarbij moet wel worden aangemerkt dat ijsdeeltje ook sterk absorberen in dit kanaal zodat dikke cirrus moeilijk van regendruppels zijn te onderscheiden. Gelukkig komen ze vaak gelijktijdig voor. In tabel 8 wordt met name de relatie gegeven tussen de sterkte van het door de satelliet ontvangen signaal in dit golflengtebereik, temperatuur en type oppervlak.

<b>Heldere tinten</b>	Lage temperatuur	Koude wolken toppen
<b>Grijze tinten</b>	Gematigde temperatuur	Middelbare en lage wolken
<b>Donkere tinten</b>	Hoge temperatuur, hoge reflectiviteit	Land- en zeeoppervlak, top van een mistlaag

**Tabel 8: relatie tussen door satelliet ontvangen straling, temperatuur en aard van het oppervlak dat uitstraald en/of reflecteerd.**

In het beeld van kanaal 3 (negatief) dat gegeven is in figuur 12 zijn een aantal duidelijke verschillen met kanaal 1 en 2 waar te nemen: Het landoppervlak is veel lichter. De wolkenband wordt door een zwarte veeg onderbroken boven Oostenrijk. Ook naar het oosten toe o.a. in Hongarije is de bewolking grotendeels zwart met uitzondering van een paar witte plekken. De wolkenvelden boven Duitsland en Frankrijk zijn ook zwart weergegeven. De diepst ontwikkelde cumuliforme bewolking is wit terwijl de ondiepere cellen zwart zijn. De mistgebieden in de rivierdalen over het westen van Frankrijk zijn wel duidelijk zichtbaar



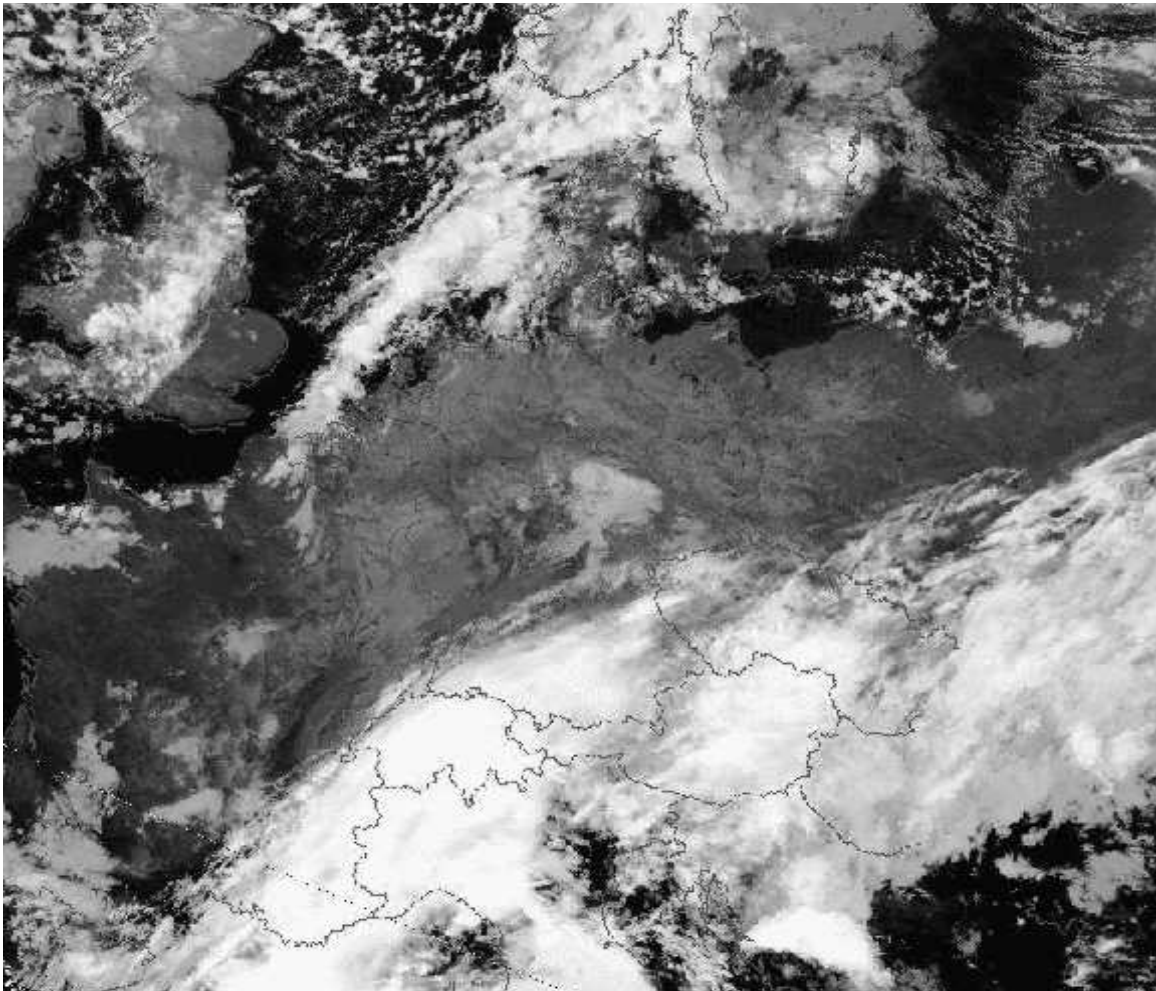
**Fig 12: NOAA kanaal 3-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC**

*IR 4 (10.3-11.3  $\mu\text{m}$ ) en IR 5 (11.5-12.5  $\mu\text{m}$ ):* De resolutie van NOAA-kanaal 4 en 5 is circa 1\*1 km op het SSP. Interpretatie en gebruik komen overeen met die van het IR-kanaal van Meteosat. Dit golflengte gebied bevindt zich in één van de atmosferische vensters en meet de straling die afkomstig is van het hoogst absorberende niveau wat bewolking, zee of land kan zijn. Deze oppervlakken zijn echter geen perfecte zwarte stralers waardoor de stralingstemperatuur kan afwijken van de werkelijke temperatuur van het uitstralende oppervlak. In tabel 9 wordt de relatie gegeven tussen de sterkte van het signaal, temperatuur en bijbehorend oppervlak.

<b>Heldere tinten</b>	Lage temperatuur	Koude wolken toppen
<b>Grijze tinten</b>	Gematigde temperatuur	Middelbare en lage wolken
<b>Donkere tinten</b>	Hoge temperatuur	Land- en zee-oppervlakken

**Tabel 9: relatie tussen door satelliet ontvangen infrarood-straling, temperatuur en emitterend oppervlak.**

Kanalen 4 en 5 van de NOAA zijn in grote lijnen identiek. Daarom wordt alleen kanaal 4 behandeld. De Alpenlanden op figuur 13 zijn bedekt met bewolking waarvan de toppen hoog en koud zijn. Over Oostenrijk loopt de veeg met iets lagere wolken toppen. Ook over Hongarije zijn de wolken toppen weer wat lager. De lage stratus bewolking boven Duitsland is deels nauwelijks terug te herkennen. De zee is een stuk warmer dan het land.



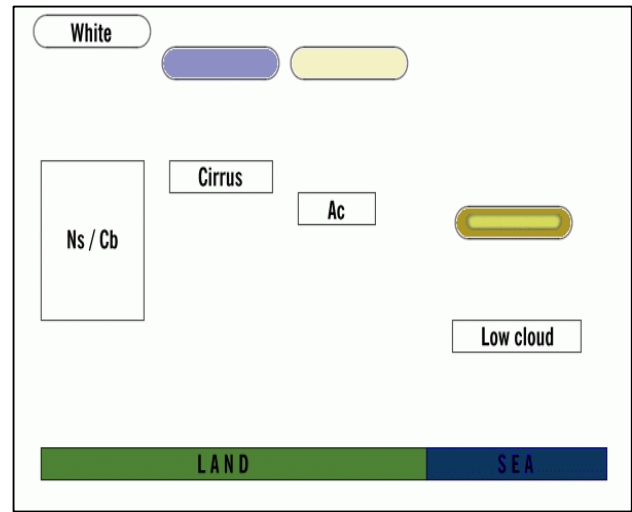
**Fig 13: NOAA kanaal 4-beeld 19 oktober 1998 07:20 UTC**

### 3.4.7 NOAA: combinatiekanalen

kanaal 1, 2 en 4

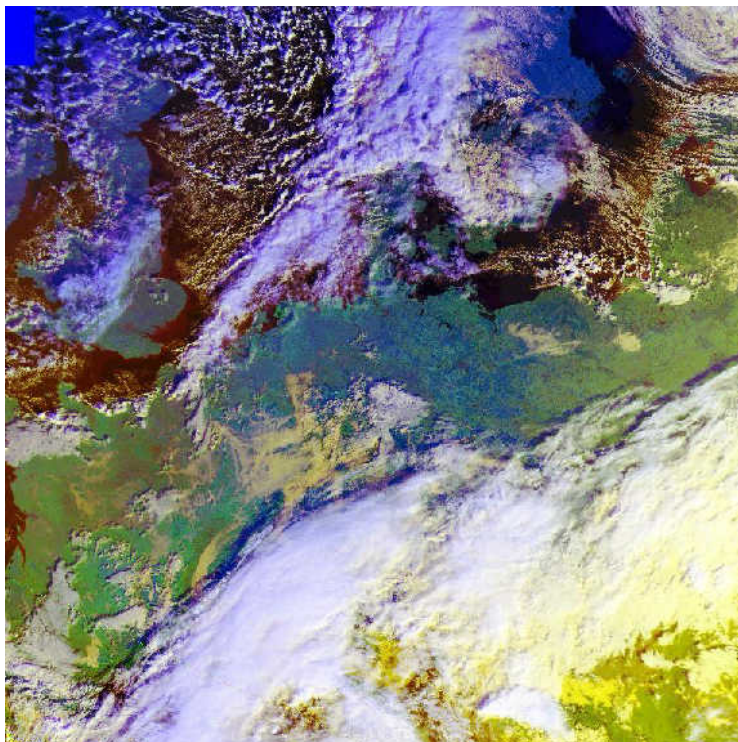
Bewolking of oppervlakken	Kleur
Dikke en koude bewolking	Wit of blauwwit
Dunne en koude bewolking	lichtblauw
Bewolking op middelbare niveaus	Wit of geelwit
Lage bewolking	Geel(bruin)
landoppervlak	Donker groen
Oceaan oppervlak	Donker blauw
Sneeuw en ijs	geelwit

**Tabel 10:** uiterlijk van bewolking en het aardopp. in het combinatie-kanaal 1,2 en 4



**Figuur 14:** schematische weergave van het uiterlijk van diverse wolkensoorten

Het voordeel van het combineren en inkleuren van verschillende kanalen is dat er een zeer goede driedimensionale indruk kan worden verkregen van de wolkenvelden. De structuur van het wolkenoppervlak wordt gedetailleerd weergegeven. Dit kanaal (soms ook kanaal 7 genoemd) is alleen overdag bruikbaar omdat er ook gebruik gemaakt wordt van kanaal 1 en 2 van de NOAA die straling meten in het zichtbare licht.



**Figuur 15:** NOAA combinatiekanaal 1, 2 en 4: 19 oktober 1998 07:20 UTC

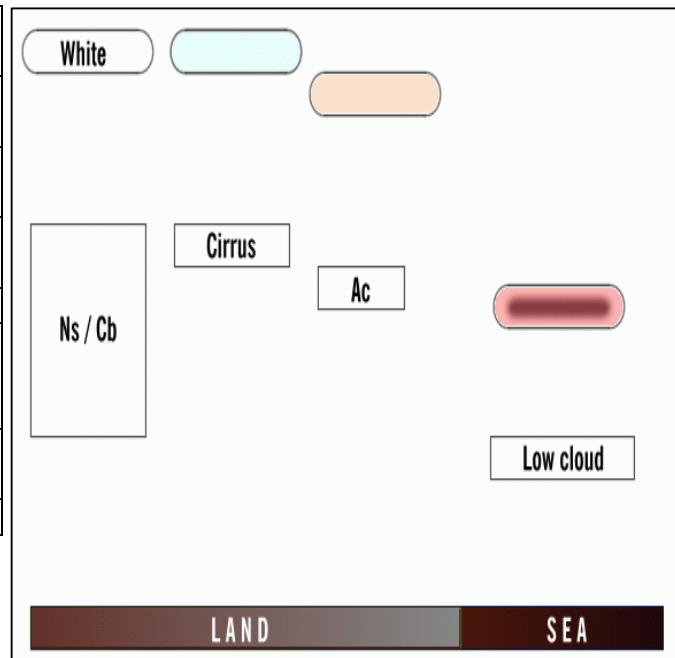
In figuur 15 is het combinatiebeeld gegeven van 19 oktober 1998 om 07:20 UTC. Er is een grote variatie te ontdekken in typen bewolking. Boven het midden van Europa is een dik pakket bewolking aanwezig die vooral uit nimbostratus bestaat. Boven Frankrijk is grijze bewolking aanwezig. Dit is bewolking op middelbare niveaus en zullen waarschijnlijk velden met altocumulus zijn. Boven Duitsland komt ook middelbare bewolking voor maar tevens lage bewolking die geel wordt weergegeven. Dit zijn velden met stratus



Kanaal 3, 4 en 5 's nachts

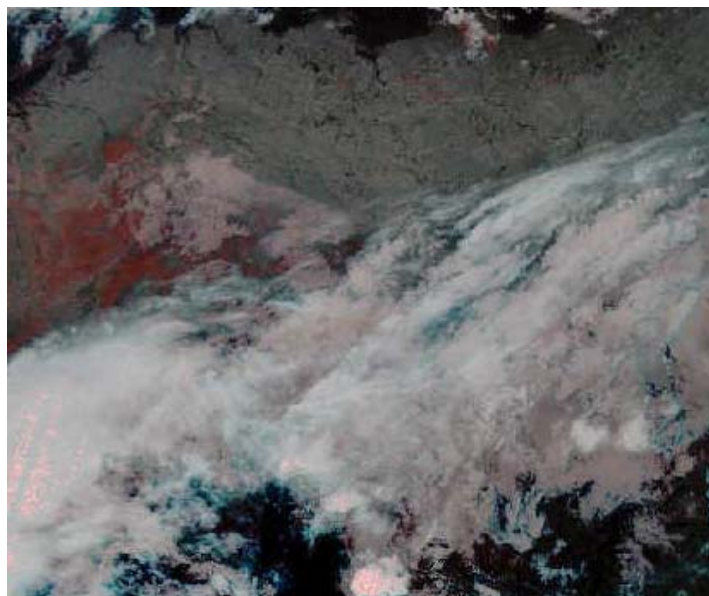
Bewolking of oppervlakken	Kleur
Dikke en koude bewolking	Wit
Dunne en koude bewolking	Wit of blauwwit
Middelbare bewolking	Licht roodgrijs
Lage bewolking	Grijs tot donker grijs
Landoppervlakken	Grijs tot rood (lichtrood indien zeer koud)
Oceaan oppervlakken	Zwart of donker rood
Sneeuw en ijs	Licht roodgrijs

**Tabel 11: uiterlijk van bewolking en het aardoppervlak in het combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de nacht**



**Figuur 16: schematische weergave van het uiterlijk van diverse wolkensoorten in het combinatie kanaal 3, 4 en 5 gedurende de nacht**

De combinatie van kanaal 3, 4 en 5 kan zowel 's nachts als overdag gebruikt worden. Er zijn wel grote verschillen gedurende de daglichtperiode omdat dan ook het nabije IR van de zon dat niet door het menselijk oog kan worden waargenomen onderdeel uitmaakt van dit kanaal. Gedurende de nacht kunnen de verschillende wolken-soorten uitstekend van elkaar worden onderscheiden. Lage bewolking zoals de stratus ten zuidoosten van Nederland in figuur 17 is donkerrood en steekt duidelijk af ten opzichte van onbewolkte oppervlakken. Middelbare bewolking zoals ten oosten van de stratus is grijsrood. Dunne hoge bewolking is lichtblauw en dikke nimbostratus en Cb's zijn wit

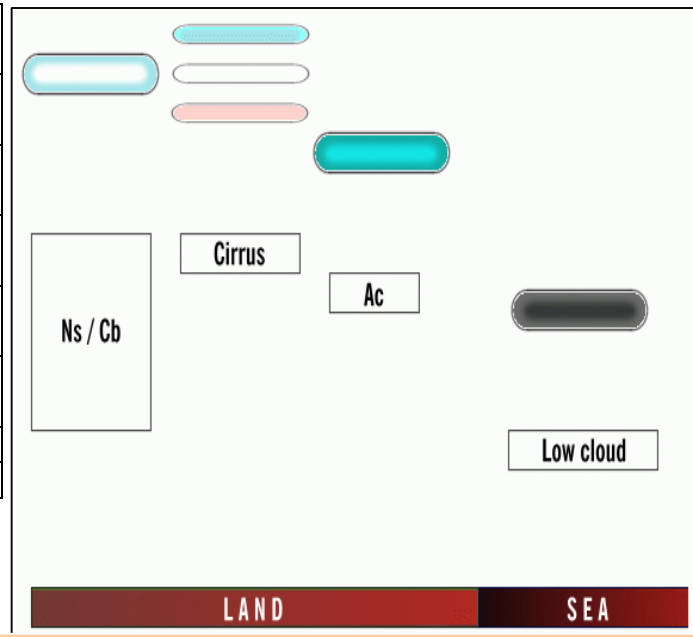


**Fig 17: NOAA combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de nacht: 19 October 1998 04:52 UTC**

Kanaal 3, 4 en 5 overdag

Bewolking of oppervlakken	Kleur
Dikke en koude bewolking	Wit of blauwwit
Dunne en koude bewolking	Lichtroze tot lichtcyaan
Middelbare bewolking	cyaan
Lage bewolking	Donker cyaan tot donkerblauw
Landoppervlak	Licht- tot donkerrood
Zeeoppervlak	donkerrood
Sneeuw en ijs	Lichtrood

Tabel 12: uiterlijk van bewolking en het aardoppervlak in het combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de dag



Figuur 18: schematische weergave van het uiterlijk van diverse wolkensoorten in het combinatie kanaal 3, 4 en 5 gedurende de dag

Gedurende de dag is dit combinatiekanaal ook opgebouwd uit het IR van kanaal 3. Hoge en dikke bewolking zoals de uitgestrekte links onderin van figuur 19 komt over het algemeen wit over vanwege de absorptie. Middelbare bewolking zoals rechts onderin is cyaan. Lage wolkenvelden bestaande uit stratus en stratocumulus die ten zuidoosten van Nederland voorkomt is grauw blauw. Dunne cirrus is afhankelijk van het onderliggende oppervlak lichtroze tot lichtcyaan. Land- en zeeoppervlakken zijn afhankelijk van de temperatuur licht- tot donkerrood.

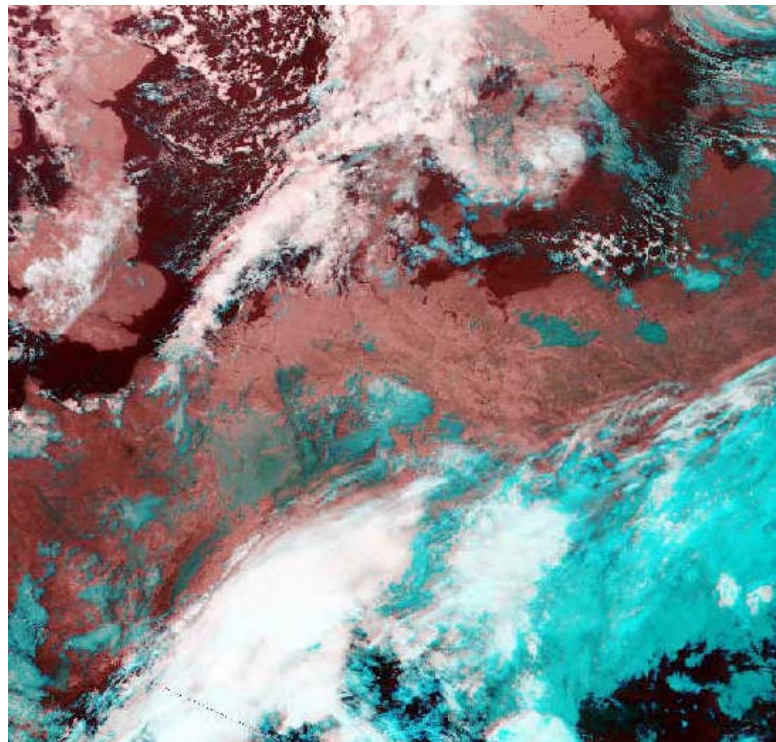
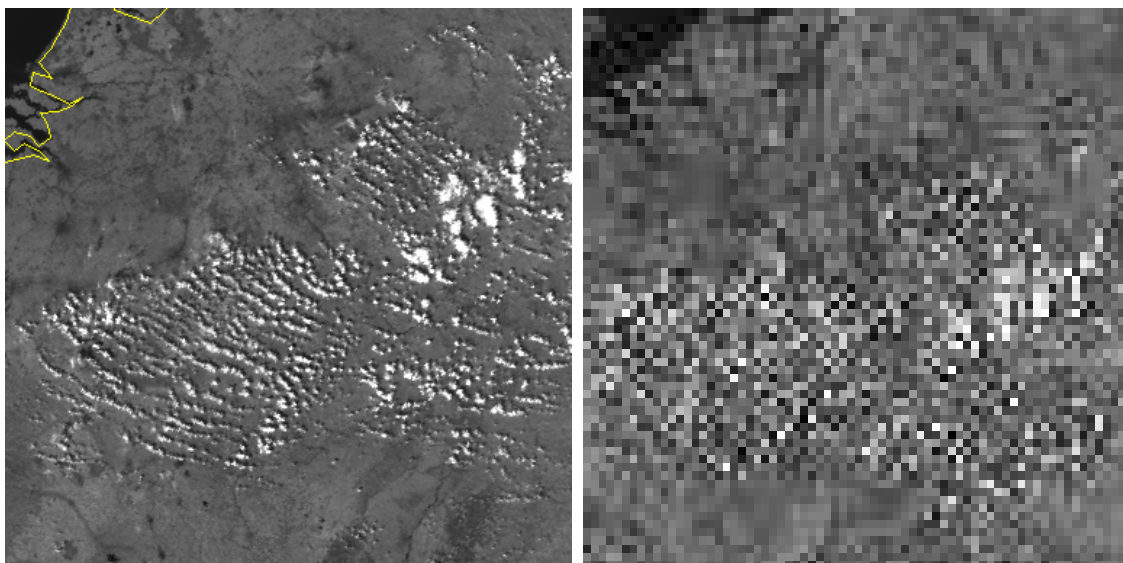


Fig 19: NOAA combinatiekanaal 3, 4 en 5 gedurende de dag: 19 oktober 1998 07:20 UTC

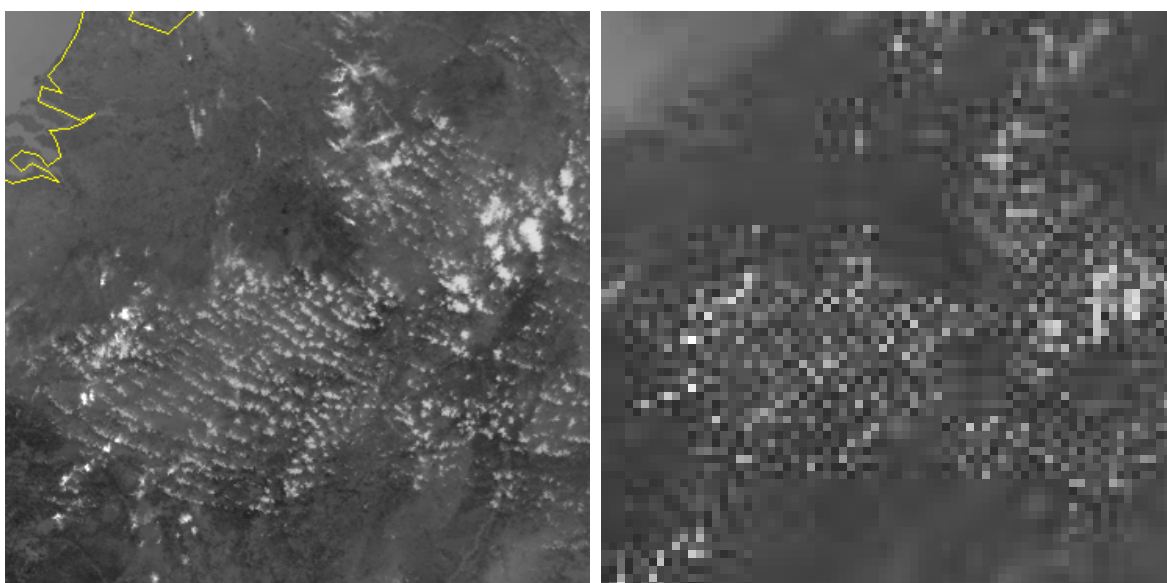
### 3.4.8 NOAA hoge resolutie

Op internet zijn de NOAA-beelden gratis opvraagbaar. Dit zijn echter wel foto's met een lage resolutie van 10 bij 10 km. De ware resolutie van de beelden is veel hoger en bedraagt 1 bij 1 km..



**Fig 20 en 21: Hoge en lage resolutie VIS-beeld 10 september 1999 14:40 UTC: straten met cumulus ten zuidoosten van Nederland**

Om een duidelijk beeld te krijgen wat de gevolgen van een lagere resolutie zijn voor een satellietbeeld zijn in figuur 20 en 21 respectievelijk de hoge en lage resolutie NOAA gegeven van 10 september 1999 om 14:40 UTC. Het betreft hier VIS-beelden. Op de linker foto zijn duidelijk de wolkenstraten van cumuliforme bewolking zichtbaar. Boven het westen van Duitsland zitten een paar kleine Cb's. In het vrijwel wolkenloze gebied zijn ook nog een paar dunne plukken cirrus zichtbaar. De hierboven genoemde details zijn op de lage resolutie NOAA bijna niet terug te vinden. Het voordeel van de hoge resolutie NOAA ligt vooral op de korte termijn. Aan de hand van de satellietbeelden kan een betere uitspraak worden gedaan



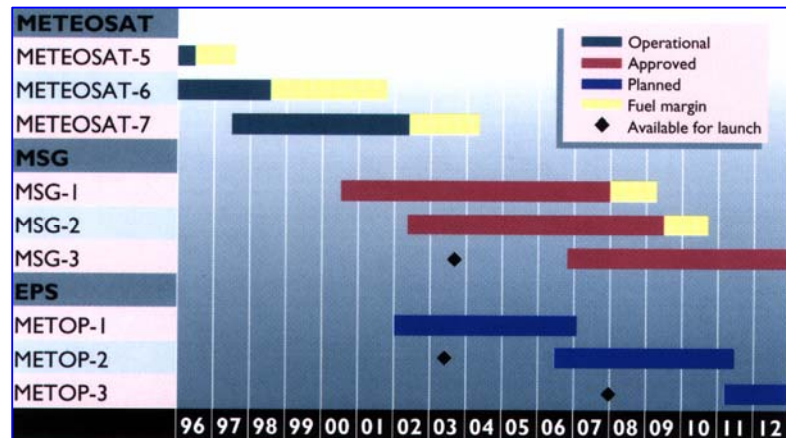
**Fig 22 en 23: Hoge en lage resolutie IR-beeld 10 september 1999 14:40 UTC: straten met cumulus ten zuidoosten van Nederland**

over kleinschalige wolkenvelden zoals stratocumulus en cumulus maar ook over kleine flarden cirrus. Er kan vaak een veel beter beeld gegeven worden welke wolkentypen waar aanwezig zijn en waar de opklaringen zich bevinden.

In figuur 22 en 23 zijn de hoge en lage resolutie IR-beelden van hetzelfde tijdstip gegeven. Ook hier is duidelijk wat de gevolgen van het resolutieverschil zijn voor de interpretatie van het satellietbeeld.

### 3.4.9 Toekomstbeeld

Globale dataweergave van de atmosfeer is essentieel voor meteorologie en klimatologie. Daarom bestaan er binnen Eumetsat plannen om een operationeel systeem van polaire satellieten op te bouwen die de NOAA-satellieten van de VS moeten complementeren. Het is de bedoeling dat de eerste polaire satelliet van Eumetsat het begin van de 21<sup>e</sup> eeuw gelanceerd wordt:



**Fig 24: tijdschema van Meteosat betreffende te lanceren**

de METOP-1. De agenda van te lanceren satellieten door Meteosat staat weergegeven in figuur 24. Eumetsat is tevens bezig met de voorbereidingen voor de ingebruikname van een nieuwe generatie geostationaire satellieten. In januari 1994 is het volledige Eumetsat programma gestart voor de Meteosat Second Generation (MSG). Het was de bedoeling dat de MSG-1 medio 2000 gelanceerd werd, maar het project is ongeveer 2 jaar vertraagd. Op 28 augustus 2002 werd de nieuwe satelliet met succes gelanceerd.



**Fig 25: Lancering MSG 1 op 28 augustus 2002 22.45 utc Kourou, Frans Guyana**

De nieuwe satellieten zijn gebaseerd op het concept van de eerste generatie, maar zullen effectief gebruik maken van nieuwe technieken. In plaats van de nu gebruikte drie kanalen zullen er 12 kanalen beschikbaar komen en beelden worden gegenereerd met intervals van 15 minuten. De resolutie van de infrarood kanalen zal toenemen van 5 naar 3 km, terwijl de nieuwe zichtbaar licht kanalen naar 1 km gaan in plaats van de huidige 2.5 km resolutie. In figuur 26 zijn enige specificaties van de huidige Meteosat-satellieten weergegeven naast de toekomstige Meteosat Second Generation satellieten. Figuur 27 toont een tabel met de golflengtegebieden waarin de nieuwe generatie Meteosats zullen gaan meten

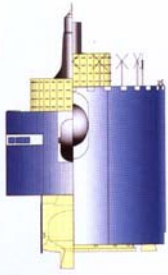
Meteosat First Generation (MOP)	FEATURES	Meteosat Second Generation (MSG)
<ul style="list-style-type: none"> <li>● 3-channel imaging radiometer</li> <li>● Spin-stabilised body</li> <li>● Solid apogee boost motor</li> <li>● 5 years station-keeping</li> <li>● 200 watts power demand</li> <li>● 720 kg into GTO orbit</li> <li>● Flight qualified with Delta 2914, Ariane 1-3-4</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>● 12-channel enhanced radiometer</li> <li>● Spin-stabilised body</li> <li>● Bi-propellant unified propulsion system</li> <li>● 10 years station-keeping</li> <li>● 500 watts power demand</li> <li>● 1700 kg into GTO orbit</li> <li>● Design compatibility with Ariane 4 (Spelda 10, Ariane 5, Atlas I)</li> </ul>

Fig 26: vergelijking van de Meteosat-satellieten van de eerste en tweede generatie

Basic	Band (µm)	Airmass	Band (µm)
VIS 0.6	0.56 – 0.71	WV 6.2	5.35 – 7.15
VIS 0.8	0.74 – 0.88	WV 7.3	6.85 – 7.85
IR 1.6	1.50 – 1.78	IR 9.7	9.38 – 9.94
IR 3.8	3.40 – 4.20	IR 13.4	12.40 – 14.40
IR 8.7	8.30 – 9.10		
IR 10.8	9.80 – 11.80	<b>High Res Vis</b>	1km Sampling
IR 12.0	11.00 – 13.00	HRV	0.5 – 0.9

Basic + Airmass + Hi Res Vis Missions  
3 km data sampling intervals, except HRV (1km) Images each 15 minutes

Fig 27: De second generation Meteosat maakt beelden van de aarde in 12 kanalen.

### 3.5 interpretatie van satellietkanalen

#### 3.5.1 interpretatie van VIS-beelden

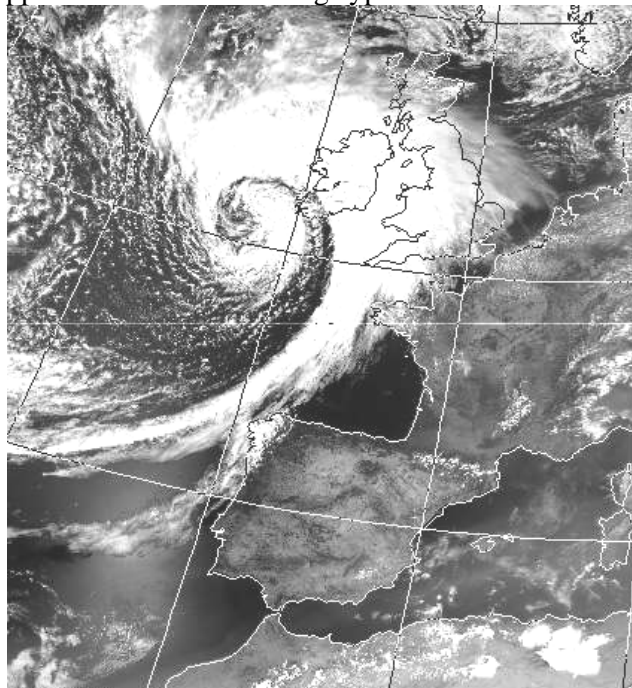
In de zwart-wit weergave van VIS-beelden vertegenwoordigen donkere tinten een lage intensiteit van de gereflecteerde zonnestraling en lichte tinten een hoge intensiteit. De helderheid van de teruggekaatste straling is in sterke mate afhankelijk van het albedo van het onderliggende oppervlak.

Aardoppervlak	(%)	Bewolking	(%)
<i>Oceanen, meren</i>	8	<i>Ondiepe gebroken bewolking</i>	
		<i>Cu</i>	30
<i>Landoppervlakken</i>		<i>Ci, Cs, Cc</i>	35
<i>Donkere bodems</i>	14	<i>St</i>	40
<i>Vegetatie</i>	18		
<i>Zand, woestijn</i>	27	<i>Dikke bewolking</i>	
		<i>Cs</i>	74
<i>Ys en sneeuw</i>		<i>St</i>	65
<i>Zeeijs</i>	35	<i>Ac, As</i>	68
<i>Oude sneeuw</i>	59	<i>Cu</i>	75
<i>Verse sneeuw</i>	80	<i>Ns</i>	85
		<i>Cb</i>	90

**Tabel 13: albedowaarden behorende bij diverse landoppervlakken en bewolkingstypen**

De helderheid hangt tevens af van de intensiteit van het zonlicht en de relatieve posities van de zon en de satelliet ten opzichte van de aarde. In tabel 13 zijn de albedowaarden weergegeven behorende bij diverse landoppervlakken en bewolkingstypen. 's Nachts kunnen geen VIS-beelden worden gebruikt van standaard meteorologische satellieten. Het is mogelijk om correcties toe te passen voor de dagelijkse gang in zonne-intensiteit en hieruit een genormaliseerde afbeelding te verkrijgen met een uniform niveau van helderheid bij het deel van het VIS-beeld dat in het daglicht ligt. Dit wordt operationeel echter niet vaak gedaan.

VIS-beelden zijn handig om onderscheid te maken tussen zee, land en bewolking. Zeeën en meren hebben een laag albedo en zijn donker op het VIS-beeld. Dit kan duidelijk worden gezien op figuur 28. Een uitzondering hierop is het heldere stuk zee ten westen van Portugal. Dit verschijnsel wordt sun glint genoemd. Hier reflecteert de zee het zonlicht in de richting van de satelliet.



**Fig 28: VIS-beeld 1 augustus 1986 1455 UTC**

Over het algemeen is land helderder dan zee maar donkerder dan bewolking. De albedo van land varieert echter in sterke mate met het type van oppervlak. Woestijnen kunnen heel helder zijn, dit in tegenstelling tot bossen en andere begroeide gebieden die meestal erg donker zijn. Sommige satellieten hebben meer dan één radiometer aan boord in het zichtbare licht. Het contrast tussen land en zee is groter aan het rode eind dan aan het blauwe eind van het zichtbare spectrum.

Wolken hebben een hoger albedo dan land (uitgezonderd sneeuwbedekking) en worden gewoonlijk wit of lichtgrijs afgebeeld. De albedo van bewolking hangt af van de fysische eigenschappen. Wolken met een hoge albedo hebben: grote diepte, grote (ijs)waterinhoud en een kleine gemiddelde druppelafmeting. Wolken met een lage albedo hebben: kleine diepte, kleine (ijs)waterinhoud en een grote gemiddelde druppelafmeting. Op figuur 28 is te zien dat de helderste bewolking bestaat uit diepe actieve frontale bewolking boven de Britse Eilanden. Op het VIS-beeld kunnen schaduwen worden gezien wanneer de zon onder een hoek op de wolken schijnt. Dit kan helpen om de structuur van bewolking te identificeren. Een voorbeeld is de schaduw die een hoge bewolkingslaag werpt op een lagere laag. De schaduw geeft dan niet alleen aan de verticale structuur aan maar identificeert de rand van de hoge bewolking die in geval van cirrus anders mogelijk moeilijk te lokaliseren is.

De uiterlijke structuur van bewolking kan ook helpen bij de identificatie. Zodoende kan stratocumulus met een cellulair patroon onderscheiden worden van egale stratus. Ook kan cirrus, zoals op figuur 28 ten noordwesten van Nederland herkend worden aan zijn piekerige structuur.

### **3.5.2 Problemen bij het interpreteren van VIS-beelden**

#### *Het onderscheiden van bewolking en met sneeuw bedekte grond*

Het identificeren van bewolking kan erg lastig zijn wanneer het aardoppervlak geheel of gedeeltelijk met sneeuw en/of ijs is bedekt. De aanwezigheid van bewolking kan dan verdoezeld worden doordat zowel de wolken als het oppervlak wit van kleur is als gevolg van dezelfde albedo van de wolken en het oppervlak. Wanneer een animatie van VIS-beelden wordt afgespeeld kunnen de wolken onthuld worden doordat ze meestal bewegen over een stationair oppervlak daaronder.

#### *Kleine wolken*

De straling die een satelliet bereikt vanaf kleine cumuluswolken is gedeeltelijk afkomstig van de bewolking en voor een ander deel van het aardoppervlak. Indien de afmetingen van de individuele wolken kleiner zijn dan de resolutie van de satelliet-radiometer zal het VIS-beeld een uniform karakter hebben. Dit in tegenstelling tot het normale beeld van convectieve bewolking. Over een donker zeeoppervlak produceert de aanwezigheid van kleine cumulus-bewolking een wat lichter, grijzer gebied op het VIS-beeld

#### *Dunne bewolking*

Dunne wolkenvelden hebben een lage albedo en komen niet erg helder over op het VIS-beeld. Hierdoor kan de wolkenbedekking over donkere oppervlakken onderschat worden. Dunne hoge bewolking kan ook voor een deel het teruggekaatste licht van lagere bewolking of het aardoppervlak doorlaten voordat het de satelliet bereikt. Het satellietbeeld is dan een mengeling van tinten die afkomstig zijn van meerdere niveaus. Zo zal dunne bewolking over een woestijn met een hoge albedo misleidend dik en helder overkomen.

### 3.5.3 Interpretatie van IR-beelden

IR-beelden geven een indicatie voor de temperatuur van uitstralende oppervlakken. In zwart/wit-weergave zijn warme gebieden zichtbaar als donkere tinten en koude gebieden als lichte tinten. Wolken zijn in het algemeen lichter dan het aardoppervlak als gevolg van hun lagere temperatuur. Op dit punt hebben het IR en VIS-beeld enige overeenkomst. Maar op andere punten zijn er belangrijke verschillen tussen de 2 typen van afbeeldingen.

Omdat de wolken toppen kouder worden met toenemende hoogte laten IR-beelden een duidelijk contrast zien tussen wolken van verschillende niveaus in tegenstelling tot VIS-beelden. Op figuur 29 zijn de verschillende wolkenlagen die circuleren rond het centrum van een depressie ten zuidwesten van Ierland duidelijk te onderscheiden naar hoogte. Op het VIS-beeld, figuur 28, is dit echter totaal niet het geval.

Kustlijnen zijn duidelijk zichtbaar op IR-beelden wanneer er een sterk contrast is tussen de temperatuur van het land en de zee. Gedurende de dag, figuur 29, is het land donkerder (warmer) dan de zee maar 's nachts kan deze lichter (koeler) overkomen. Soms, wanneer het land dezelfde temperatuur

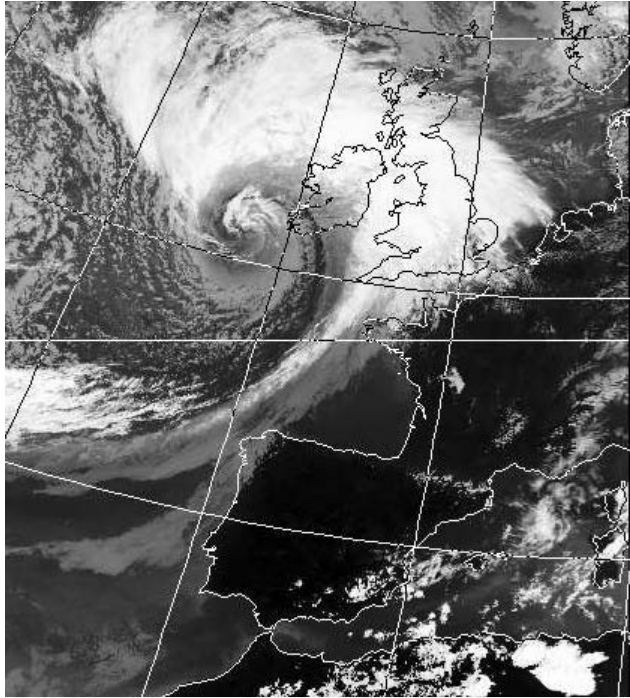


Fig 29: IR-beeld 1 augustus 1986 14:55 UTC

heeft als de zee, is het onmogelijk om kustlijnen te detecteren in het IR-beeld.

Het grootste contrast tussen zee en land komt gewoonlijk voor in de zomer en winter terwijl deze in het voorjaar en de herfst het kleinst is. Dunne cirrus die vaak transparant is in het zichtbaar licht kan heel duidelijk zichtbaar zijn in het IR, speciaal als de cirrus ligt boven veel warmer oppervlak. IR-beelden zijn inferieur aan VIS-beelden wat betreft het vermogen om informatie te verschaffen over bewolkingstextuur. Dit komt omdat IR-beelden gebaseerd zijn op geëmitteerde straling en VIS-beelden op gereflecteerde straling.

### 3.5.4 Problemen bij het interpreteren van IR-beelden

Lage bewolking en mist kunnen nauwelijks worden waargenomen in het IR-beeld gedurende de nacht. Dit komt omdat de temperatuur van de bewolking en het aardoppervlak vrijwel gelijk zijn aan elkaar. Gedurende de dag kunnen deze wolken gemakkelijk gedetecteerd worden in een VIS-beeld.

IR-gegevens kunnen gebruikt worden om de wolken top hoogte te bepalen. Voor een accurate berekening van de temperatuur moet met een aantal zaken rekening worden gehouden:

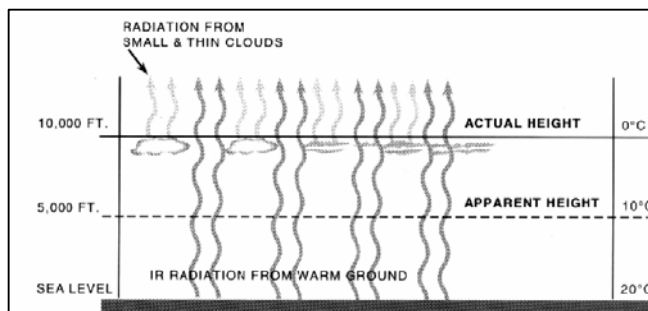
Bij de conversie van geëmitteerde straling naar een temperatuur wordt verondersteld dat de wolk zich gedraagt als een black body. Dit is alleen waar voor lage wolken die dikker zijn dan een paar honderd meter of zeer dikke hoge bewolking. Hierdoor zal de stralingstemperatuur van wolken in veel gevallen lager uitkomen dan de werkelijke temperatuur aan de top van de wolken.

Dunne of kleine bewolking kan zoals wordt weergegeven in figuur 30 een deel van de uitgezonden straling doorlaten van het onderliggende oppervlak wat daardoor de satelliet



bereikt. Hierdoor lijken wolken warmer dan ze in werkelijkheid zijn en zal een te lage hoogte aan ze worden toegekend.

Er moet gecorrigeerd worden voor de aanwezigheid van waterdamp in de atmosfeer omdat de gemeten temperatuur anders lager is dan de werkelijke temperatuur. De fout zal het grootst zijn waar de waterdampinhoud van de atmosfeer het hoogst is. Dit is het geval in warme onderste lagen van de troposfeer in de tropen waar de afwijking 10 graden kan bedragen. Ook op hogere breedten kan de fout aanzienlijk zijn doordat hier de IR-straling onder een hoek naar de satelliet toekomt. De oppervlaktetemperatuur die wordt geschat door meting van de uitgezonden straling is de bodemtemperatuur van de aarde. Deze verschilt normaal gesproken met vele graden van de luchttemperatuur boven het oppervlak.

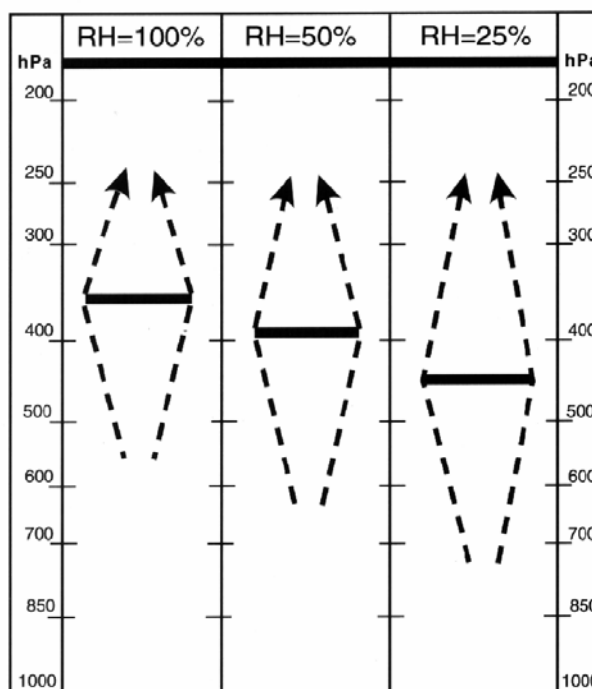


**Fig 30: Dunne, hoge bewolking laat een deel van het van het aardoppervlak afkomstige straling door waardoor de stralingstermperatuur hoger is dan de werkelijke temperatuur van de wolken**

### 3.5.5 Interpretatie van WV-beelden

WV-beelden worden verkregen uit straling met een golflengte rond de 6-7  $\mu$  m. Dit deel van het elektromagnetische spectrum behoort niet tot het atmosferische venster maar behoort tot het gebied waar waterdamp een zeer belangrijk absorberend gas is. De absorptieband van waterdamp is gecentreerd rond 6.7  $\mu$  m. In golflengtegebieden met een sterke absorptie is het grootste deel van de straling die de satelliet bereikt afkomstig van de hoge niveaus in de atmosfeer. Hoe sterker de absorptie, hoe hoger het niveau waarvan de straling die de satelliet bereikt afkomstig is.

De hoeveelheid straling van waterdamp die de satelliet bereikt is afhankelijk van de druk en de hoeveelheid vocht in de hogere atmosfeer. Bij toenemende vochtigheid komt de straling van waterdamp uit hogere delen van de atmosfeer dan bij lage vochtigheid. In figuur 31 is een diagram afgebeeld met de niveaus waarvan straling van waterdamp de satelliet bereikt voor drie waarden van



**Fig 31: De hoogte van de maximale stralingsbijdrage van waterdamp neemt toe met toenemende vochtigheid in de hogere delen van de troposfeer.**

relatieve vochtigheid in de troposfeer. Een WV-beeld wordt gewoonlijk weergegeven met stralingswaarden die omgekeerd evenredig zijn met de

temperatuur, zoals ook gedaan wordt bij IR-beelden. Omdat de temperatuur afneemt met de hoogte worden regio's met hoge luchtvochtigheid in de hogere troposferische niveaus koud (helder) weergegeven en gebieden met lage vochtigheid zijn warm (donker). Kortom, bij een droge bovenlucht is de straling die de satelliet bereikt afkomstig van lage niveaus in de atmosfeer waar het warmer is.

In een atmosfeer met een normale vochtigheid is het grootste deel van de WV-straling afkomstig van een laag tussen 300 en 600 hPa. Bij zeer droge lucht kan zelfs straling rond het 800 hPa-niveau de satelliet nog bereiken. Omdat de hoeveelheid waterdamp naar de polen toe afneemt, wordt ook het niveau waarvan de straling afkomstig is lager.

Het is overigens belangrijk om op te merken dat wanneer een WV-beeld een droge hogere troposfeer aangeeft dit nog niets zegt over de vochtigheid in de nabijheid van het aardoppervlak. Vochtige lucht of bewolking in de laagste niveaus van de troposfeer wordt niet of nauwelijks gedetecteerd in het WV-beeld.

Hoge bewolking kan wel worden gezien met een WV-beeld. Met name dikke hoge bewolking zoals Cb's komen zeer duidelijk over. De grootschalige stromingspatronen zijn goed zichtbaar in het WV-beeld. Dit komt omdat WV een goede passieve tracer is van atmosferische bewegingen omdat de meeste bewolking niet aanwezig is op het WV-beeld. Hierdoor is het een goed hulpmiddel om de mid-troposferische stroming zichtbaar te maken. Depressies in de bovenlucht komen tot uitdrukking door vochtspiraalen en commavormige patronen. Gebieden met subsidentie zijn donker getint en jet-streams worden gekenmerkt door grote vochtgradiënten met droge lucht aan de poolwaartse zijde. Figuur 32 geeft een Meteosat-opname van Europa.



**Fig 32: WV-opname van Europa door de Meteosat waarop enkele kenmerkende waterdamp-structuren te zien zijn.**

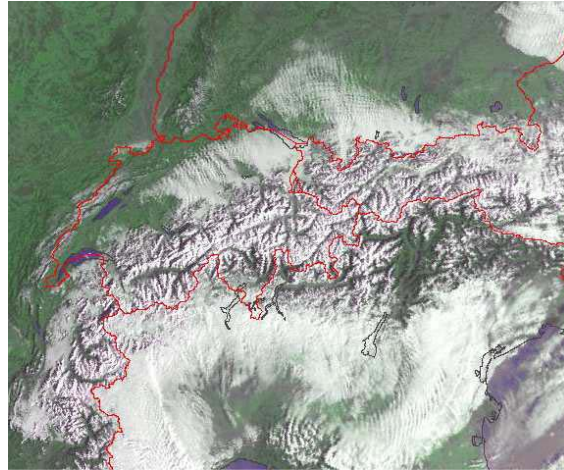
### 3.6 Interpretatie van diverse andere verschijnselen met satellietkanalen

#### 3.6.1 Landoppervlak

*Sneeuwbedekking:* Vaak zijn er op satellietfoto's gebieden te vinden die geheel of gedeeltelijk met sneeuw bedekt zijn. Sneeuw heeft vaak een hoge albedo en komt daardoor in VIS-beelden helder over. Onder bepaalde omstandigheden neemt het albedo van sneeuw echter sterk af zoals bij lage zonnestand, regenval op de sneeuw en het ouder worden van de sneeuw (zie ook de tabel 11 in paragraaf 3.5.1). Het maakt weinig uit hoe dik de sneeuwlaag is. Ook een dun sneeuwdek van enkele centimeters dik kan op het VIS-beeld helder overkomen zoals in figuur 33 onder andere in het noordelijk deel van Nederland en Duitsland. De geaardheid van het terrein is wel van belang. De hoogste reflecties komen van sneeuw op vlak en open



**Fig 33:** VIS, de besneeuwde delen van Nederland, Duitsland en Denemarken steken helder af tegen de onbesneeuwde gebieden op zee en boven land.



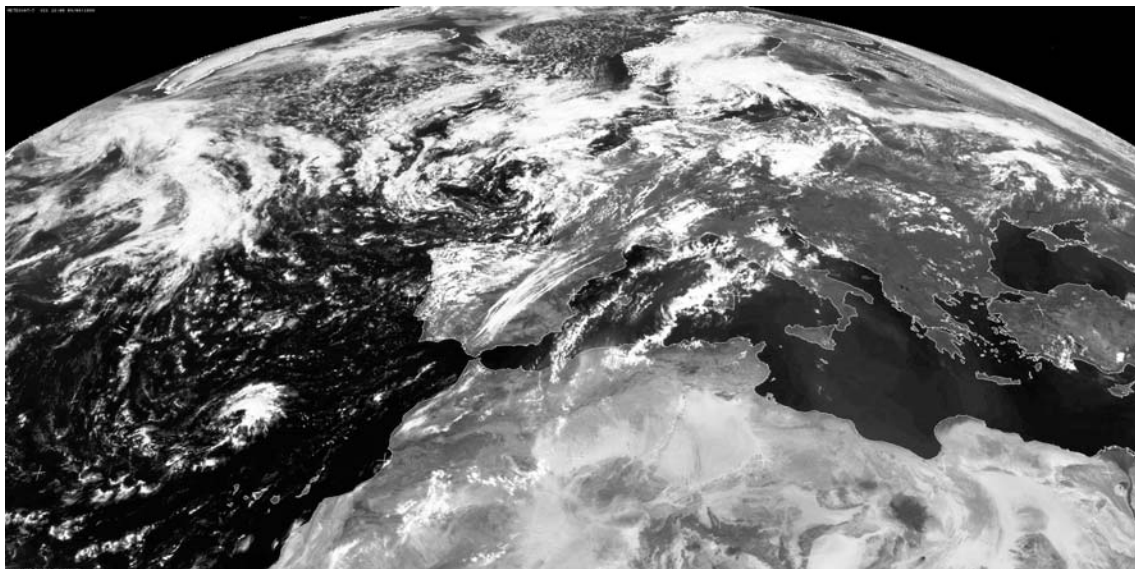
**Fig 34:** De hooggelegen Alpen zijn in het winterseizoen voor het grootste deel bedekt met een dikke laag sneeuw. Alleen de laaggelegen dalen zijn meestal sneeuwvrij.

terrein. In bosgebieden waar sneeuw vaak niet op de bodem blijft liggen komt een sneeuwdek vaak vlekkelig over. Sneeuw op bergtoppen is goed te onderscheiden. Vaak wordt er een langvormig patroon gevormd met besneeuwde hogere delen en onbesneeuwde dalen en fjorden. In figuur 33 is een ingekleurde VIS-foto gegeven waarop de besneeuwde Alpen zichtbaar zijn.

Het onderscheid tussen wolken en sneeuw is in IR en VIS-beelden meestal zo gering dat dit grote problemen op kan leveren bij de identificatie. Lokalisering van de wolkenrand over een besneeuwde vlakte is vaak niet mogelijk maar soms kan er gebruik gemaakt worden van duidelijke kenmerken. Zo is het mogelijk dat er in het VIS-beeld een schaduw worden gezien die de bewolking op het besneeuwde aardoppervlak werpt. Op het IR-beeld is er een duidelijk temperatuur contrast tussen koude hoge bewolking en de besneeuwde aarde, maar lage bewolking heeft weinig of geen temperatuurverschil met het aardoppervlak.

*Woestijnen en begroeide gebieden:* Begroeide oppervlakken hebben een lager albedo dan woestijn- en steppegebieden. Het contrast tussen de verschillende gebieden komt vooral tot uitdrukking in het VIS-beeld gedurende de dag zoals op figuur 35. Wanneer naar een IR-beeld wordt gekeken zijn de contrasten vaak veel kleiner. Verschillen tussen woestijnen en begroeide gebieden wijzigen zich gedurende de dag door waterdamp die vooral in de tropische regenwouden in ruime mate aanwezig is. Waterdamp absorbeert IR-straling vooral in de onderste niveaus van de troposfeer en dit zorgt ervoor dat de IR-straling in de zeer vochtige gebieden niet van het aardoppervlak komt maar van de laag direct daarboven. Dit

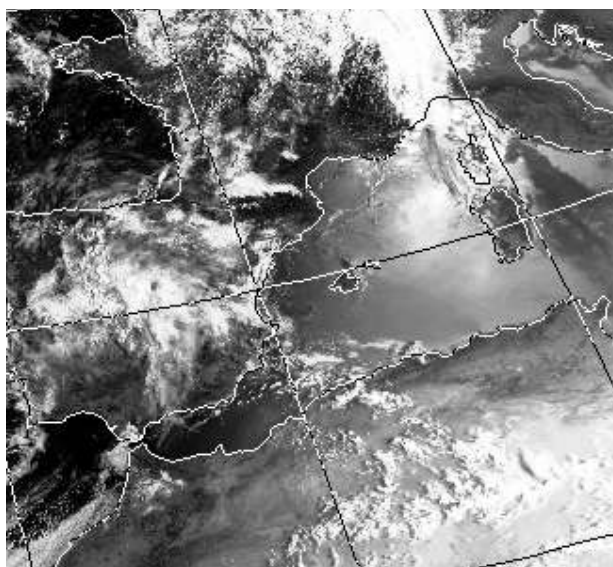
resulteert in een lagere stralingstemperatuur. Hierdoor kan geëmitteerde straling van het aardoppervlak alleen de satelliet bereiken bij voldoende droge lucht.



**Fig 35: VIS-opname 9 augustus 1999 12:00 UTC: Op VIS-beelden komen verschillen in topografie veel beter tot uitdrukking dan het IR-kanaal. Vooral in de Sahara is veel structuur te herkennen.**

### 3.6.2 Zeeoppervlak

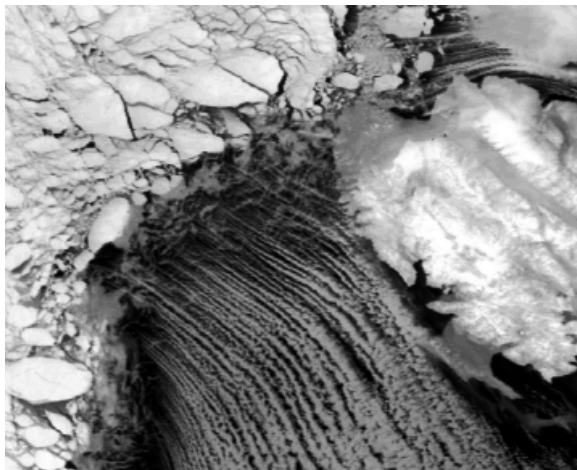
*Sun glint:* Onder sun glint wordt weerspiegeling van de directe straling van de zon door het zeeoppervlak verstaan. Dit treedt voornamelijk op bij een kalme zee die slechts weinig wordt verstoord door zwakke winden. Op VIS-beelden is sun glint zichtbaar als een gebied met versterkte helderheid op een voor de rest donker zeeoppervlak. Uit de buurt van land is een sun glint gebied ruwweg cirkelvormig. In figuur 36 zien we een voorbeeld van sun glint op de Middellandse Zee in de vroege morgen. Er kunnen zich situaties voordoen dat er bewolking aanwezig is boven, of aan de rand van de baan met sun glint. Op VIS-beelden is het dan soms moeilijk om de bewolkingsgrens te onderscheiden. Gebruik van IR-beelden kan in die gevallen een uitkomst betekenen. Wanneer zich de situatie voordoet dat over een groot gebied gedurende langere tijd nauwelijks wind staat treedt een ander opmerkelijk verschijnsel op: Bij een rimpelloze vlakke zee ("glassy sea") is juist geen sprake van reflectie van zichtbaar



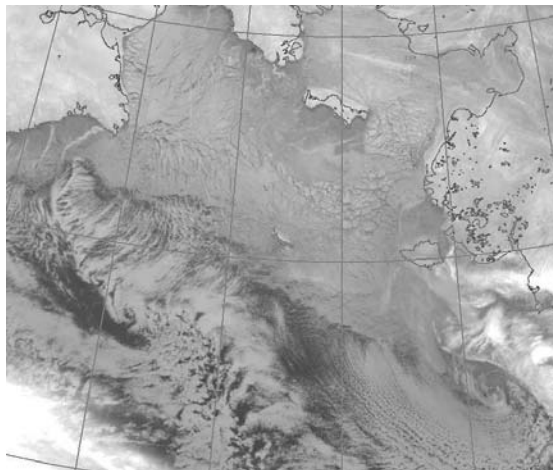
**Fig 36: VIS-beeld 3 augustus 1999 08:13 UTC: sun glint over het westelijk deel van de Middellandse Zee**

licht waardoor de zee daar op VIS-beelden donker zal overkomen. Er treden dan dus donkere vlekken op in gebieden met sun glint.

*Zee-ijs:* In de poolgebieden van het noordelijk en zuidelijk halfrond is vooral gedurende het winterseizoen veel zee-ijs aanwezig. Op VIS-beelden steken met sneeuw bedekte ijsschotsen helder af tegen een donkere zee zoals in figuur 37 in de omgeving van Spitsbergen. Onbesneeuwd ijs heeft een veel lagere albedo en zal daardoor een stuk donkerder overkomen. Ook op IR-beelden, zie figuur 38, kan ijs goed onderscheiden worden van open zee door de lagere temperatuur.



**Fig 37: VIS-beeld: Besneeuwd pakijns ten westen van Spitsbergen**

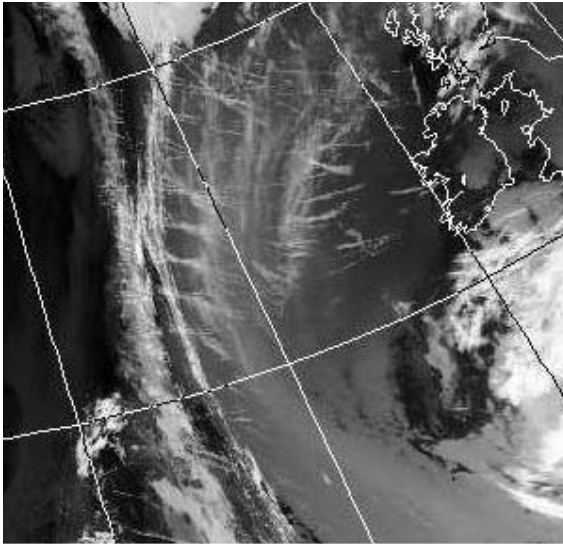


**Fig 38: IR-beeld 17 maart 1999 05:40 UTC: zee-ijs**

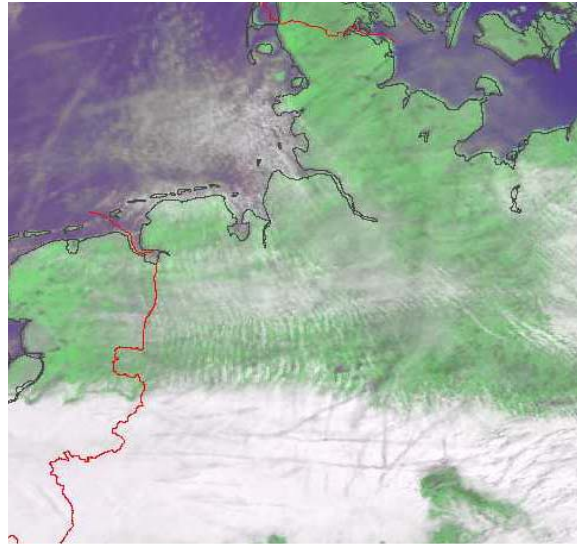
*Temperatuurgradiënten:* Op satellietbeelden zijn de veranderingen in IR-uitstraling van verschillende oppervlakken vaak te diffuus om door het menselijk oog opgemerkt te worden. Overgangen in IR-emissies zijn het grootst in de regio's waar een sterke verandering is in de temperatuur van het aardoppervlak. Dit treedt voornamelijk op bij kustlijnen. Door de temperatuurcontrasten te doen versterken over het geschikte temperatuurinterval en in te kleuren kan het onderscheid in temperatuur verbeterd worden.

### **3.6.3 Atmosferische vervuiling**

*Aircraft condensation trails (contrails):* Contrails bestaan uit hoge langgerekte cirrusbanden die geproduceerd worden door vliegtuigen. De uitlaatgassen bevatten warme en vooral vochtige lucht die mengt met de koude en droge omgevingslucht. Hierbij treedt condensatie op en wordt een cirruswolk zichtbaar. Als de bovenlucht vochtig genoeg is kunnen contrails langere tijd blijven bestaan. Contrails zijn slechts in uitzonderingsgevallen op satellietbeelden zichtbaar, namelijk als ze voldoende verwaaid zijn en als de resolutie voldoende is. Ze zijn dan echter zowel in VIS als in IR-beelden goed te herkennen op grond van hun structuur: het zijn lange, smalle banden waarvan de oriëntatie meestal afwijkt van de overige bewolking zoals boven de Atlantische Oceaan in figuur 39. Het komt ook voor dat de schaduwen van de contrails zichtbaar zijn op een laag met lagere bewolking terwijl de contrails zelf soms onzichtbaar zijn. Dit is het geval op figuur 40: Vliegtuigstrepen zijn zichtbaar boven de Noordzee en Duitsland. Boven het midden van Duitsland bevindt zich een uitgestrekt pak bewolking waarop schaduwen zichtbaar zijn die afkomstig zijn van onzichtbare hoger liggende contrails.

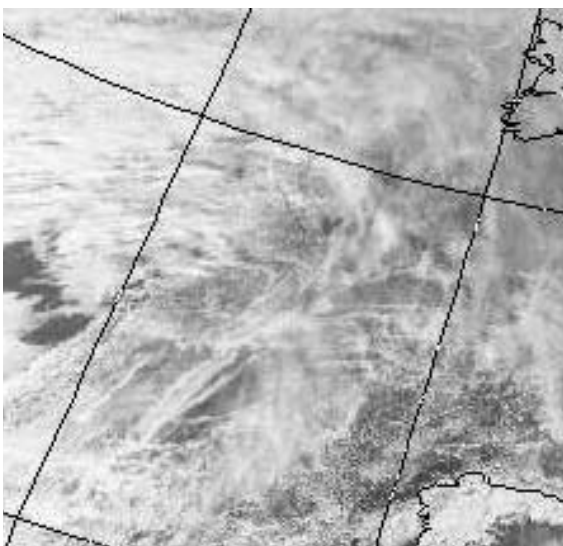


**Fig 39: IR-beeld 2 juli 1998 07:21 UTC: contrails ten westen van de Britse eilanden**

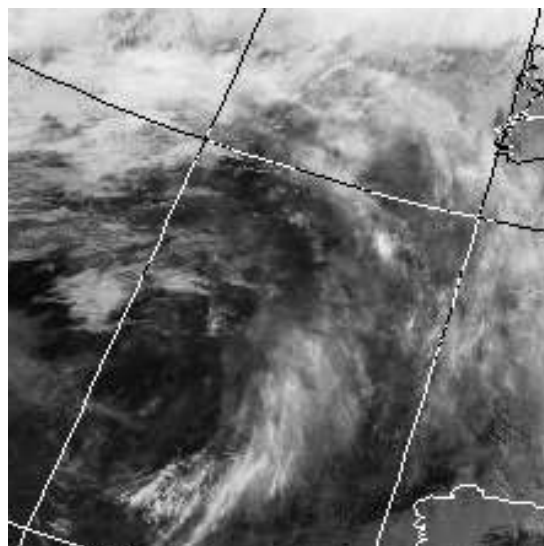


**Fig 40: VIS-beeld 29 maart 1999 07:21 UTC: contrails boven de Noordzee en Duitsland**

*Ship trails:* Condensatiestrepen kunnen behalve door vliegtuigen ook opgewekt worden door schepen. Het is dan noodzakelijk dat het onderste niveau van de atmosfeer vochtig of zelfs bewolkt is. Ship trails kunnen in sommige situaties op het VIS-beeld duidelijk onderscheiden worden van de overige lage bewolking. Voorwaarde is dat de omgevingslucht weinig condensatiekernen bezit zoals vaak het geval is op de oceaan bij lucht die zich al lange tijd niet boven land heeft opgehouden. De rook van een schip zelf bevat namelijk veel condensatiekernen waardoor veel en kleine druppeltjes ontstaan die een hogere albedo hebben dan de omgevende oceaانبewolking. Deze bestaat door gebrek aan kernen namelijk uit relatief grote druppeltjes die een lagere albedo hebben. Op figuur 41 is het VIS-beeld gegeven van een stuk van de Atlantische Oceaan ten noordwesten van het Iberisch schiereiland waarop de ship trails heel duidelijk te onderscheiden zijn van de overige



**Fig 41: VIS-beeld 17 januari 1986 14:39 UTC: ship trails ten noordwesten van Portugal**



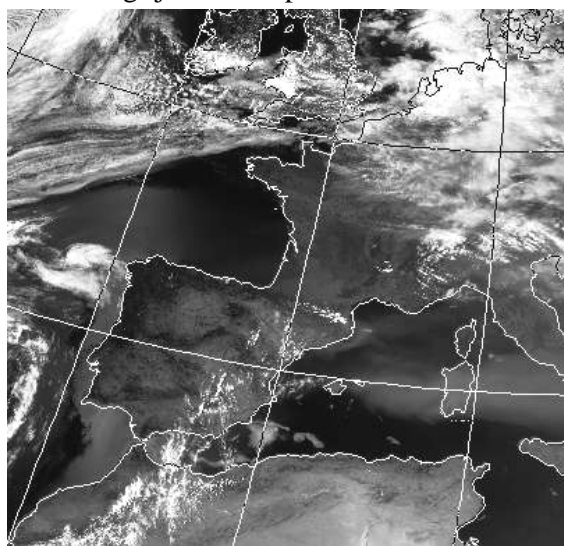
**Fig 42: IR-beeld 17 januari 1986 14:39 UTC: De ship trails zijn nauwelijks terug te vinden**

bewolking. De ship trails ontstonden in een westelijke stroming aan het aardoppervlak met het Azoren-hogedrukgebied ten westen van Portugal.

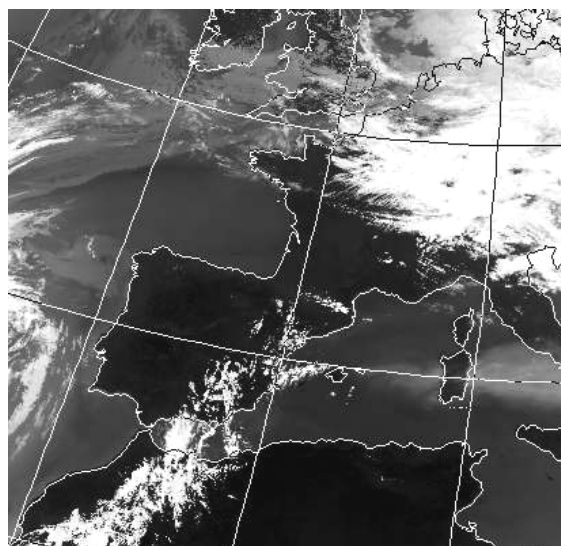
Omdat ship trails verschijnselen zijn die alleen laag boven het aardoppervlak voorkomen is de gevormde bewolking laag en heeft op het IR-beelden vrijwel dezelfde kleur als de oceaan. Op IR-beelden zijn ship trails daarom vrijwel niet terug te herkennen zoals in figuur 41.

*Stof en nevel:* Een gebied met een stofnevel is te herkennen op figuur 43 en 44 ten westen van Italië, over Sardinië in de richting van Spanje. Op het IR-beeld is nog een tweede stof-nevel zichtbaar boven het noordoosten van Spanje. Tevens is op het VIS-beeld bij Portugal sun glint te herkennen. Sun glint kan worden onderscheiden van stof omdat de eerste niet zichtbaar is op IR-beelden in tegenstelling tot stof.

De verstrooiing aan aerosolen en nevel vindt in deze golflengte plaats volgens het Mie-regime. Aerosolen en nevel zijn in deze golflengte dan ook redelijk goed zichtbaar en leveren soms een grijszweem op.



**Fig 43: VIS-beeld 6 juli 1982 14:30 UTC: nevel over de Middellandse Zee**



**Fig 44: IR-beeld 6 juli 1982 14:30 UTC: nevels over de Middellandse Zee**