VNIVERSITAT DE VALÈNCIA Facultat de Física

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica

TESIS DOCTORAL

Doctorado en Teledetección

Medida y modelización de parámetros atmosféricos. Correcciones de imágenes de satélites. Corrección nubes altas

Memoria presentada por:

Juan Carlos Fortea

Memoria dirigida por:

José F. Moreno Méndez

VNIVERSITAT DE VALÈNCIA Facultat de Física

Departament de Física de la Terra i Termodinàmica

El Dr. José F. Moreno Méndez, Catedrático de universidad adscrito al Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València y director del grupo LEO de la Universitat de València.

CERTIFICA:

Que la presente memoria titulada: “Medida y modelización de parámetros atmosféricos. Correcciones de imágenes de satélites. Corrección nubes altas”, presentada por D. Juan Carlos Fortea para optar al grado de Doctor en Teledetección, ha sido realizada bajo mi dirección en el Departament de Física de la Terra i Termodinàmica de la Facultat de Física de la Universitat de València y autoriza su depósito. Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firma el presente certificado en Burjassot, a mayo 2023.

Fdo.: José F. Moreno Méndez

A María

A Trini, Pilar y Lea

Agradecimientos:

Agradecer a todas las personas que con su ayuda han contribuido a que este trabajo se haya materializado.

Especialmente agradecer a mi director de tesis, José Moreno, que ha creído que podría realizarlo. De una conversación con Pepe, tu mente se abre a nuevos horizontes, incluso a The Planetary Society. Muchas gracias.

A Jesús Delegido quiero decirle muchas gracias, nunca me ha dicho que no, cuando le he pedido ayuda, y ha sido en innumerables ocasiones, gracias.

A Luis Alonso le quiero agradecer todas las veces que le he preguntado dudas de programación o de cualquier tema, y siempre paraba y me lo explicaba, siempre tenía tiempo.

Patricia, Carolina y Jorge siempre han estado ahí, respondiendo a mis correos de dudas de Matlab o de programación, con celeridad y exactitud. Es muy complicado trabajar desde fuera, cuando no estás en la Universidad, pero siempre que voy hay una sonrisa y las ganas de ayudar.

Empezamos con EFEDA, Barrax, Albacete, con Ernesto y con Meliá, que me abrieron las puertas, con Javi y con Younis, y con un personal del departamento que me ayudó y me acompañó, y les quiero dar las gracias, muchas gracias, por todo.

Ha sido un camino muy largo. Lejos queda una tesis más que medio escrita sobre la estimación de la radiación solar con datos de Meteosat, de los primeros Meteosat. Después vinieron RESMEDES, DAISEX y SPARC.

Y seguimos, con Copernicus, Eumetsat y los Sentinel, siempre mirando al cielo o mirando desde el cielo.

Siempre mirando a las nubes.

Moltes gràcies, salut i bon cel!

Índice

Lista De Acrónimos xiii

PARTE I: INTRODUCCIÓN

Capítulo 1: Introducción 1
1.1. Las nubes. 1
1.2. Las nubes y el balance de radiación global, el IPCC. 4
1.3. Los cirros. Objetivo del trabajo. 8
1.4. Estructura del trabajo 9
Capítulo 2: Las nubes y la atmósfera 13
2.1. La atmósfera de la Tierra: su estructura 14
2.1.1. Composición de la atmósfera 20
2.2. El espectro electromagnético. 26
2.2.1. Bandas espectrales 29
2.3. Transmisión de la radiación electromagnética a través de la atmósfera 30
2.3.1. Atenuación de la radiación 31
2.3.2. Transmisividad total atmosférica. 35
Capítulo 3: Las nubes. Definición. 41
3.1. La altura de las nubes 44
3.2. Formación de las nubes 46
3.3. Clasificación de las nubes 49
3.3.1. Clasificación por géneros 49
3.3.2. Clasificación por altitud, por pisos 56
3.3.3. Clasificación por origen 57
3.3.4. Clasificación por composición y temperatura 57
3.3.5. Clasificación por convección 58
3.3.6. Clasificación por espesor óptico de las nubes 59
3.4. Los cirrus, cirrocumulus y cirrostratus 63
3.4.1. Características de los cirros 66
3.4.2. Los cristales de los cirros 69
3.4.3. Cirros, contrails y el balance de radiación. 70

PARTE II: MATERIAL, MÉTODOS Y RESULTADOS

Capítulo 4: Observación de las nubes 75

4.1. Introducción 75

4.2. Observaciones desde la superficie. 76

4.2.1. Observaciones visuales 76

4.2.2. Cámaras SONA. 79

4.2.3. Webcams. 81

4.2.4. El Ceilómetro 83

4.3. Las nubes desde el espacio 85

4.3.1. Las nubes, observación pasiva y activa 86

4.3.2. Comportamiento espectral 91

4.4. Métodos de detección de nubes: máscaras de nubes 93

4.4.1. Métodos empíricos y estadísticos 96

4.4.2. Métodos automáticos de machine learning 97

4.4.3. Inter comparación de la identificación de nubes desde satélite 98

4.4.4. Observación de los cirros 100

Capítulo 5: La detección de los cirros 105

5.1. Dificultad en la detección de los cirros 105

5.2. La banda específica de detección de cirrus 108

5.3. Historia de la banda espectral de los cirros 112

5.4. Algoritmos para la corrección del efecto de los cirros 117

5.5. Corrección de la contribución de los cirros en las bandas VNIR de Sentinel-3 119

5.5.1. Corrección por método físico. 119

5.5.2. Corrección por método empírico 120

Capítulo 6: Análisis de datos de superficie. 129

6.1. Observaciones visuales. 129

6.1.1. Aeropuerto de Valencia. 130

6.1.2. Aeropuerto de Alicante-Elche 135

6.1.3. Aeropuerto de Palma 139

6.1.4. Aeropuerto de Ibiza 143

6.1.5. Aeropuerto de Barcelona 146

6.2. Cámaras web y ceilómetro. 150

Capítulo 7: Análisis de datos desde el espacio. Casos particulares. 155
7.1. Caso 1: aplicación a imágenes del 31 de enero de 2017 155
7.2. Caso 2: aplicación a imágenes del 17 de abril de 2018 176
7.3. Caso 3: aplicación a imágenes del 21 de marzo de 2023 188
7.4. Caso 4: aplicación a imágenes de 6 de abril de 2023 200
7.4.1. Curiosidades observadas en la banda de cirros 212
7.5. Posibilidad de sinergia entre SLSTR y OLCI 217
Capítulo 8: Conclusiones 220
Bibliografía 225
Lista De Tablas 238
Tabla de Figuras 240
Anexo I: El Programa Copernicus. Los Sentinel: Sentinel-3 248
Copernicus 248
La Constelación Sentinel 249
Sentinel-3 250
Sinergia Sentinel-3 con FLEX 258
Selección y acceso a las imágenes en el nuevo ecosistema Copernicus 258
Ejemplos de falso color RGB creados con las bandas SLSTR de Sentinel-3. 260
Anexo II: Absorción y dispersión atmosférica 263
Absorción 263
Dispersión 266

Lista De Acrónimos

AATSR	Advanced Along-Track Scanning Radiometer
ABI	Advanced Baseline Imager
AEMET	Agencia Estatal de Meteorología
AERONET	AErosol RObotic NETwork
AME	Asociación Meteorológica Española
AOT	Aerosol Optical Thickness
ATCOR	Atmospheric Correction Software for Airborne and Satellite Imaging
AVAMET	Associació Valenciana de Meteorologia
BDRF	Bidirectional Reflectance Distribution Function
CALIOP	Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CHIME	Copernicus Hyperspectral Imagin Mission for the Environment
CEDA	Centre for Environmental Data Analysis
CERES	Clouds and Earth's Radiant Energy System
CMIX	Cloud Masking Intercomparison eXercise
CN	Cobertura Nubosa
CNES	Centre National d'Études Spatiales
COD	Cloud Optical Depth
CWV	Columnar Water Vapor
CEOS	Committee Earth Observation Satellites
CREW	Cloud Retrieval Evaluation Workshp
DEM	Digital Elevation Model
DLR	Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (Centro Aeroespacial Alemán)
ESA	European Space Agency
EUMETSAT	EUrope METeorological SATellite organization
FLEX	FLuorescence EXplorer

FLORIS	FLuORescence Imagin Spectrometer
GEOS	Global Earth Observing System
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
ISS	International Space Station
IWC	Ice Water Content
JAXA	Japan Aerospace Exploration Agency
LST	Land Surface Temperature
LUT	Look Up Table
LW	Long Wave
MERIS	MEdium Resolution Imaging Spectrometer
MISR	Multi-angle Imaging SpectroRadiometer
ML	Machine Learning
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	MODerate resolution atmospheric TRANmission
MTG	Meteosat Third Generation
MSI	MultiSpectral Instrument
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service
NIR	Near-Infrared (Infrarrojo cercano o próximo)
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
OLI	Operational Land Imager
OLCI	Ocean and Land Colour Instruments
OMM	Organización Meteorológica Mundial
OPAC	Optical Properties of Aerosols and Clouds
PAN	Panchromatic
PAR	Photosynthetically Active Radiation

POLDER	POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances
RGB	Red-Green-Blue
RTM	Radiative Transfer Model
RH	Relative Humidity
S3	Sentinel-3
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager
SLSTR	Sea and Land Surface Temperature Radiometer
SONA	Sistema de Observación de Nubes Automático
SSI	Solar Spectral Irradiance
SST	Sea Surface Temperature
SZA	Solar Zenith Angle
TEMPO	Tropospheric Emissions Monitoring Pollution
TIRS	Thermal InfraRed Sensor
TOA	Top Of the Atmosphere
UCAR	University Corporation for Atmospheric Research, Boulder Colorado
USGS	U.S. Geological Service
VZA	Viewing Zenith Angle
WCRP	World Climate Research Program
WGCV	World Group on Calibration & Validation
WMO	World Meteorological Organisation

PARTE I: INTRODUCCIÓN

Capítulo 1: Introducción

1.1. Las nubes.

Una de las características que hacen de nuestro planeta un lugar muy particular en el Sistema Solar son las nubes formadas por agua líquida y sólida. Su observación e investigación han sido, son y serán fuente de conocimiento sobre la dinámica atmosférica, el balance hidrológico y el balance energético de la Tierra. La Tierra es el planeta azul, caracterizado por la presencia de océanos de agua líquida, pero también caracterizado por la presencia de nubes, nubes de agua principalmente (Figura 1-1). Las nubes son un eslabón fundamental en el ciclo del agua.

Las nubes juegan un papel determinante en el balance de radiación global de la Tierra, no sólo modificando con su presencia el ciclo energético y del agua, sino también siendo parte sensible a los cambios del balance de radiación global.

De acuerdo con estimaciones realizadas en el proyecto ISCCP (Proyecto internacional de climatología de las nubes desde satélite), el porcentaje de superficie terrestre cubierta por las nubes está alrededor del 66% (Rossow et al., 1993 ; Stubenrauch et al., 2013). Aunque este porcentaje cambia según la zona de la Tierra, según el tipo de nubosidad y según el método empleado para calcularlo (Stubenrauch et al., 2013).

A pesar la presencia de las nubes en toda la atmósfera terrestre y de su papel clave en el clima, en la meteorología y la química atmosférica, continúa existiendo una gran incertidumbre en la evolución futura de la nubosidad, tanto temporal como espacial (Sanchez-Lorenzo et al., 2017).

Las observaciones desde el espacio, que ofrecen gran cobertura espacial, son relativamente recientes, y las tendencias se pueden estudiar desde los años 70 y 80 del siglo XX. Las observaciones de nubes y cobertura nubosa desde la superficie terrestre se realizan sistemáticamente desde la segunda parte del siglo XIX, pero con una cobertura espacial reducida y muy puntual.

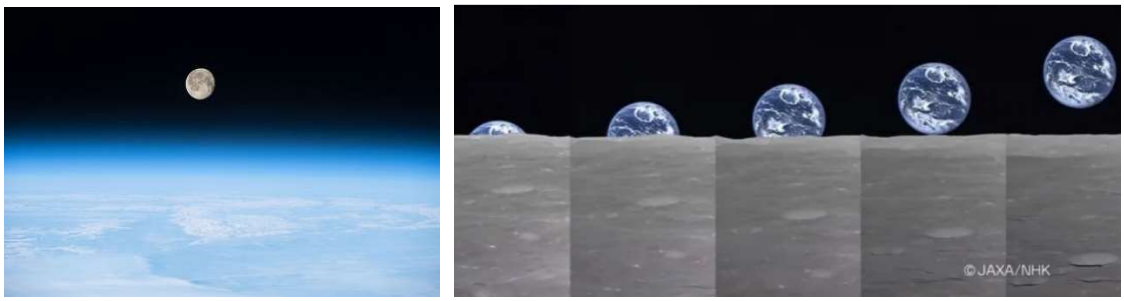


Figura 1-1: El planeta azul, con océanos y nubes de agua. Fuente: NASA y JAXA.

Los estudios climáticos de nubosidad pueden realizarse con datos de superficie o con datos desde satélite. Ambas fuentes de datos tienen sus ventajas y sus inconvenientes, pero hay que distinguir claramente entre los estudios que utilizan una fuente de datos o la otra (Calbó & Sanchez-Lorenzo, 2009). En particular, en la Península Ibérica continua una gran incertidumbre sobre la climatología de la cobertura nubosa. A pesar de ello, se puede afirmar que hay dos grandes características: La cobertura nubosa media anual en la Península Ibérica oscila entre el 45-55%, con un gradiente latitudinal claro de aumento hacia latitudes más altas y un mínimo anual de cobertura nubosa que se alcanza en verano. Todo ello obtenido con datos de superficie y desde el espacio, que concuerdan en estas conclusiones.

Por otro lado, las observaciones desde el espacio no apoyan otras conclusiones obtenidas con datos de superficie. Según (Calbó & Sanchez-Lorenzo, 2009), las observaciones desde la superficie tienen tendencia a sobreestimar la fracción de cobertura nubosa, mientras las observaciones desde satélite aumentan la identificación de nubes altas. Aunque este último punto está en contradicción con las conclusiones de (Huo & Lu, 2012), que indican una falta de sensibilidad de las observaciones desde el espacio de las nubes altas respecto de las observaciones en superficie. Todo ello nos pone de manifiesto las incertidumbres que hay actualmente según los métodos de estudio y seguimiento de la nubosidad, haciendo complicada la combinación de todos ellos para estudios climáticos.

Es importante estudiar si la identificación de nubes desde el espacio se corresponde con las observaciones desde la superficie, y si las observaciones con diferentes métodos en superficie son consistentes entre ellas. Hay trabajos recientes, realizados en la Universidad de Valencia, que analizan las estimaciones de nubosidad con diferentes métodos desde la superficie (Utrillas et al., 2022), obteniendo que los métodos automáticos y los observadores visuales obtienen resultados más similares para la cobertura de nubes bajas que para la cobertura total.

Existen muchas preguntas que continúan abiertas actualmente respecto de la observación e identificación de las nubes. Una de las cuestiones es si la observación de las nubes desde el espacio se puede, o debe, comparar con las observaciones desde la superficie. ¿Podemos distinguir los mismos géneros de nubes cuando observamos desde el espacio que cuando observamos desde la superficie de la Tierra? ¿Tiene sentido comparar una observación humana en la superficie con una observación desde el espacio?

Hay nubes que no son 'visibles', no observables por el ojo humano, pero sí que son detectadas por sensores sensibles en otras longitudes de onda. Algunos autores se preguntan si este tipo de nubosidad debe de ser considerada como nube o no (Spänkuch et al., 2022).

Desde el punto de vista de la observación de la Tierra desde el espacio, las nubes son un problema, un obstáculo, que hay que evitar o corregir. Aunque cada tipo de nube afecta la observación de manera diferente, los métodos empleados para identificar las nubes desde plataformas espaciales dependen de diferentes factores, como pueden ser: El sensor y satélite que utilizamos, si es de día o de noche, de la banda espectral empleada, del tipo de nube, o del tipo de superficie sobre el que se encuentra la nube, entre otros.

Existen métodos de identificación de nubes desde satélite que utilizan imágenes de días anteriores, junto a la imagen de nuestro interés. No hay un método genérico de identificación de nubes desde el espacio.

Hay métodos que identifican las nubes por su desplazamiento respecto del fondo de la superficie terrestre. Existen métodos automáticos y métodos visuales basados en la persona que identifica las nubes manualmente en las imágenes. Actualmente, como en otros campos, la potencia de la inteligencia artificial entrenada adecuadamente se ha demostrado una herramienta útil y poderosa.

Las nubes no se presentan en una capa, de hecho, habitualmente son multicapa, esto implica que las observaciones de un tipo de nubes pueden ser obstáculo para la observación de otros tipos, aumentando la dificultad para realizar comparaciones de identificación de nubes por diferentes métodos.

Dadas las características de transparencia de algunas nubes y su carácter no continuo, en algunos casos, podemos llegar a ver más de una nube al mismo tiempo en una dirección determinada, como también observar la superficie terrestre a través de un determinado tipo de nubes. De la misma forma, existen técnicas de observación que permiten observar determinadas capas nubosas, a través de otras capas de nubes.

En el caso de la observación de las nubes desde el espacio, puede suceder que las nubes observadas ocupen todo, o parte, del píxel de observación, generando una dificultad adicional en su identificación.

El objetivo de la identificación de las nubes en las imágenes de satélite puede ser la identificación de las nubes para su eliminación del proceso de trabajo, o su identificación para el estudio detallado de las mismas nubes, ya sea para el estudio de la atmósfera o del balance de radiación global de la Tierra.

En este trabajo se analizan métodos que intentan no eliminar estos píxeles cubiertos de nubes, buscando para un tipo particular de nubes más transparentes, valorar y eliminar su posible efecto en la imagen de satélite.

Estas y otras cuestiones se analizan con los diferentes proyectos encaminados al estudio de las nubes desde la superficie y desde el espacio (Stubenrauch et al., 2013; Marchand, 2008).

La cobertura nubosa juega un papel primordial en el albedo de la Tierra, es decir, en el porcentaje de la energía solar reflejada respecto de la energía incidente. Cualquier cambio de la cobertura nubosa global, de la distribución latitudinal de nubes, de la variación de nubes sobre la superficie de tierra o del océano, o cualquier tendencia al cambio del promedio de géneros nubosos, implicará un cambio en el balance de radiación global de la Tierra. El calentamiento global de la Tierra está afectando a todos estos posibles cambios de nubosidad, provocando efectos de retroalimentación positivos i/o negativos de algunos de ellos (Masson-Delmotte et al., 2021). Hay medidas recientes que apuntan en esta dirección, tanto del proyecto CERES (*CERES*, 2022), como de las observaciones de la luz cenicienta lunar (Goode et al., 2021). Si el albedo global de la Tierra está cambiando, el balance neto de radiación cambiará también.

Las nubes pueden estudiarse desde el punto de vista meteorológico, como puede ser estudiando su evolución y crecimiento, estudiando su dinámica o la meteorología asociada. Pero las nubes también se pueden estudiar desde el punto de vista de la radiación y de cómo interaccionan y afectan a la transmisión de la radiación electromagnética: absorbiendo, dispersando o cambiando la polarización de la radiación que las atraviesa.

Todos los efectos de las nubes en la radiación y en la meteorología dependen del tipo de nube considerada, de su género y variedad. Es determinante en ambos casos conocer la cantidad de nubes, de su altura, de su espesor, de su combinación en diferentes niveles, de su distribución espacial y temporal, o de los tipos de núcleos de condensación (Marchand, 2008).

1.2. Las nubes y el balance de radiación global, el IPCC.

En el último informe del Panel Intergubernamental para el cambio climático IPCC, informe AR6 (Forster et al., 2021), se ha avanzado respecto del informe del 2013 en el conocimiento del efecto que tiene la nubosidad en el balance de radiación total de la Tierra. Al mismo

tiempo, se han puesto de manifiesto nuevas incógnitas e incertidumbres sobre la evolución de los distintos tipos de nubosidad y el posible cambio en su efecto neto en el balance de radiación (Figura 1-2).

Según el último informe del IPCC, la previsión dentro de los nuevos escenarios climáticos indica una tendencia a la reducción de nubes bajas en las zonas tropicales, que implicaría menos energía solar reflejada, y, por tanto, contribución al calentamiento. Por otro lado, también apunta la previsión climática a un ascenso de altitud de las nubes altas, haciéndolas más efectivas a la captura de energía térmica terrestre dirigida al espacio, siendo también esta una contribución al calentamiento. El mismo informe apunta que los nuevos escenarios climáticos indican un cambio en las nubes en latitudes altas, pasando a tener más gotas de agua líquida y menos cristales de hielo, en este caso, esta contribución sería hacia un enfriamiento.

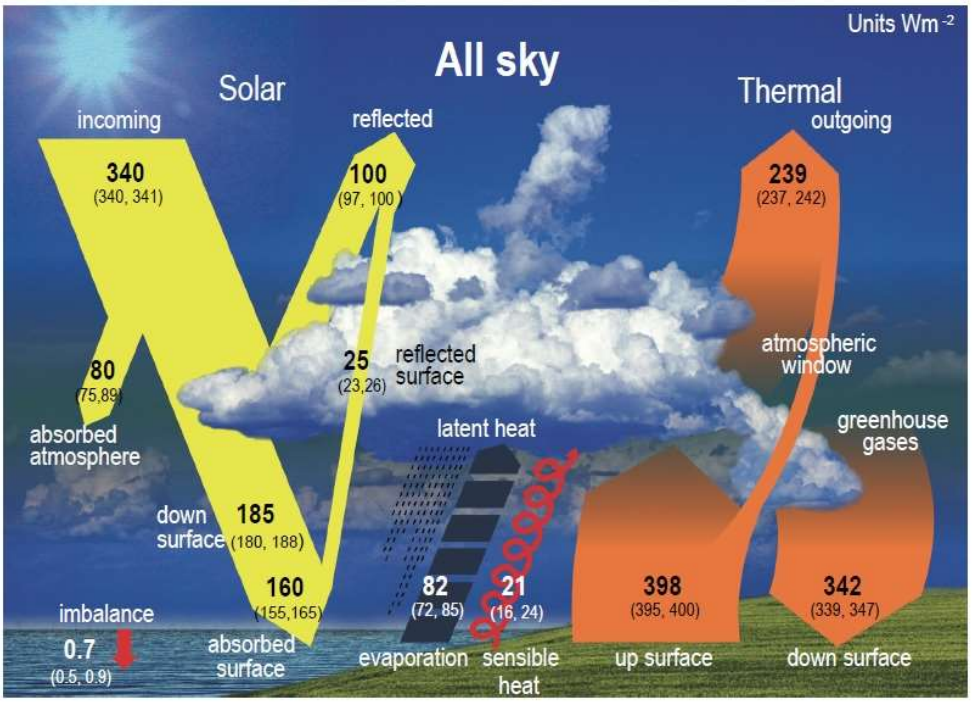


Figura 1-2: Componentes del balance de radiación global medio anual.
Fuente: (Masson-delmotte et al., 2021).

Las nubes cubren aproximadamente dos tercios de la superficie terrestre, aunque su distribución espacial y temporal es muy desigual según la zona de Tierra que consideremos. Las nubes afectan el balance de radiación de onda corta y de onda larga. El efecto neto de la nubosidad en el balance de radiación de onda corta en el techo de la atmósfera (TOA) es de reducción de la absorción de energía en esta zona espectral (Wild et al.,2020), mientras que el impacto global medio anual de las nubes en las longitudes de onda larga es reducir la energía radiada al espacio y aumentar la energía absorbida, siendo el término de onda corta el que domina. El balance de radiación neto global medio anual de las nubes en el TOA es reducir la energía en el sistema. Según el mismo autor, el efecto de las nubes en el balance de radiación neto medio anual en la superficie es reducir la energía disponible.

El efecto neto de los cambios previstos en la nubosidad a nivel global apunta hacia una amplificación positiva del calentamiento, más que hacia la reducción. Aunque el informe del IPCC insiste que en este punto la incertidumbre es elevada y se necesitan más estudios, las conclusiones apuntan hacia un debilitamiento del efecto refrigerador global de las nubes (Figura 1-3).

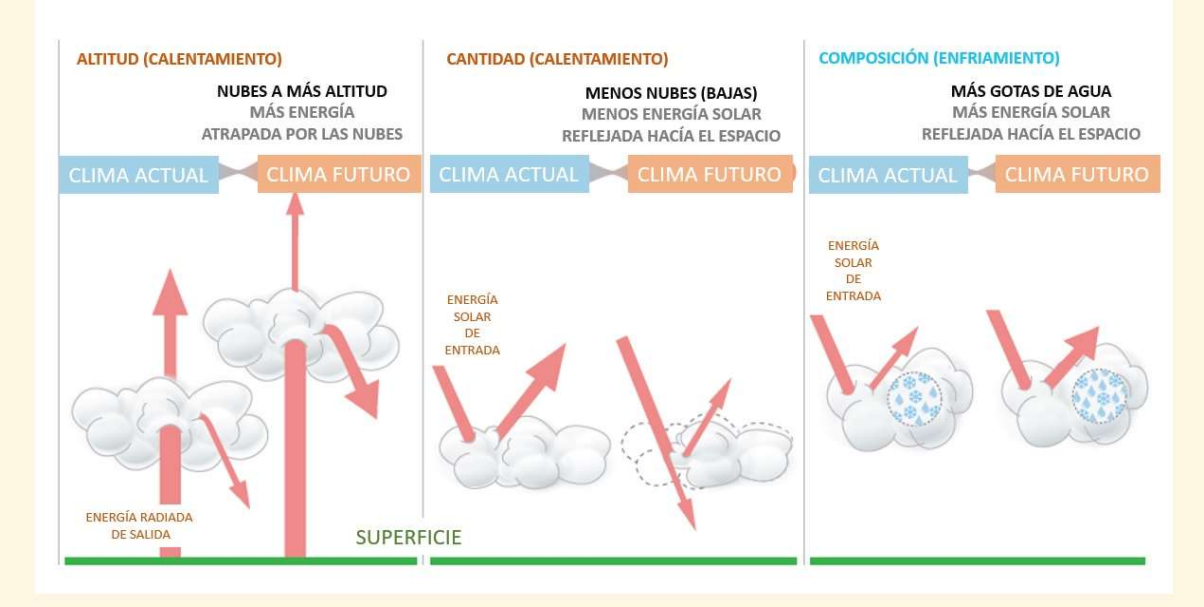


Figura 1-3: Efectos de los cambios en la nubosidad en el nuevo escenario climático.
Fuente: (Forster et al. , 2021)

Algunos de los cambios previstos en la nubosidad y sus consecuencias en el balance de radiación global se han estimado realizando cálculos obtenidos de manera regional, para luego extrapolar a nivel global (Figura 1-4). Se han estudiado por separado el efecto en el balance de radiación global de diferentes tipos o regímenes de nubes analizándolos de manera más específica (Forster, et al., 2021):

- Variación de la altitud de las nubes altas y su efecto en el calentamiento global.
- Variación de la cantidad y densidad de nubes altas asociadas a los yunques de las tormentas en las zonas tropicales.
- Probable disminución observada en la cantidad de nubes sobre superficie terrestre y no marítima.
- Probable desplazamiento hacia latitudes más altas, de la nubosidad en latitudes medias.
- Probable aumento del espesor óptico de las nubes extra tropicales, a causa del predominio de más nubes cálidas que frías.
- Cambio en la frecuencia de nubes árticas a causa del cambio de la superficie de hielo.

El último informe del IPCC ha mejorado la comprensión del efecto de las nubes bajas marítimas en el balance de radiación global, aumentando los niveles de confianza en su efecto

de retroalimentación positivo en el calentamiento global. Según este informe el efecto neto de las estas nubes marítimas sería, con alta probabilidad, de retroalimentación positiva al calentamiento global. Así mismo, se sugiere continuar con las investigaciones dedicadas a estudiar los yunques de las tormentas tropicales, así como el incremento del espesor óptico de las nubes fuera de las zonas tropicales.

También se está observando una disminución de la cobertura nubosa global, que podría estar indicando cambios en los patrones de circulación atmosférica y afectar al albedo de la Tierra. Por otro lado, las tendencias no son concluyentes por lo que respecta a las variaciones de cobertura nubosa en períodos de más de 10 años, debido a las incertidumbres asociadas a los métodos de cálculo desde satélite o desde la superficie (Stubenrauch et al., 2013).

La incertidumbre en el efecto de las nubes en el balance global de radiación continúa siendo alto, y depende del tipo de nube considerado, de su distribución latitudinal y del tipo de núcleos de condensación, entre otros factores. Las variaciones en la densidad y homogeneidad de cada tipo de nube continúan siendo investigación prioritaria.

Las gotas o cristales que forman las nubes también interaccionan con otras longitudes de onda de sensores activos, permitiendo de esta manera profundizar en el estudio de sus propiedades microfísicas haciendo uso de la teledetección activa (Marchand et al., 2008; Zeng et al., 2012; Rosenfeld & Woodley, 2003). En el caso de las nubes altas, las investigaciones de sus propiedades microfísicas y sus efectos en el balance de radiación global se han incrementado en los últimos años (Baum et al., 2005; Baran et al., 2017; Finger et al., 2016).

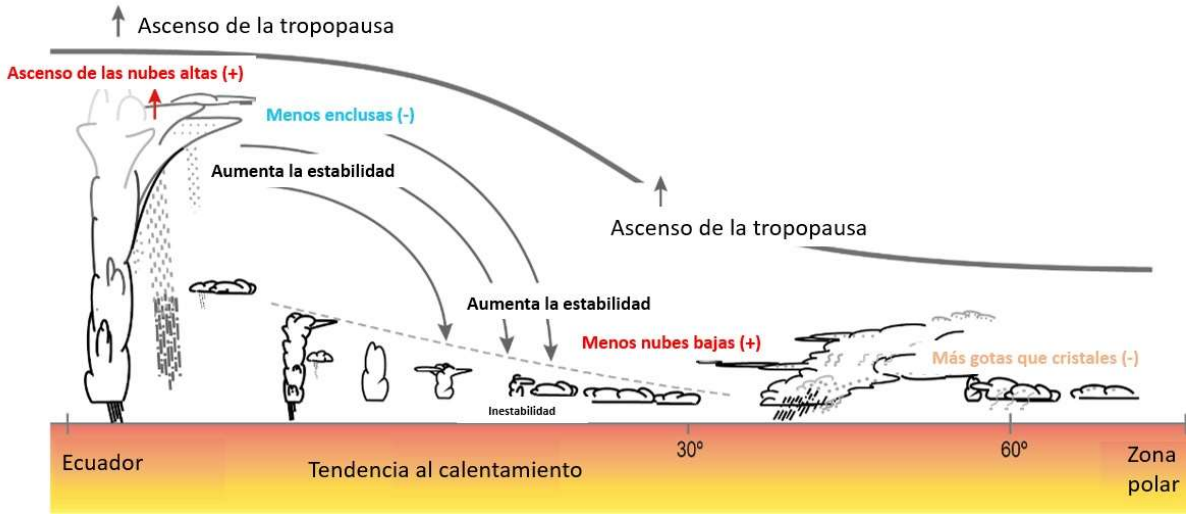


Figura 1-4: Diagrama del informe IPCC-AR6 donde se indica la respuesta de la nubosidad a un aumento de la temperatura superficial. Los textos en color negro indican respuestas muy probables de la nubosidad respecto del calentamiento global; los textos y líneas en rojo, naranja y azul, indican nivel de confianza alto, medio o bajo, respectivamente, de respuesta respecto del calentamiento global.

1.3. Los cirros. Objetivo del trabajo.

Este trabajo está dentro de las contribuciones al problema de identificación de las nubes desde el espacio con diferentes sensores y desde diferentes plataformas, en particular de las nubes altas finas. La identificación de nubes desde diferentes plataformas espaciales ha sido y es un tema de constante investigación y con diferentes aproximaciones. Este estudio se ha concentrado en el tipo de nubes altas del género cirros y su efecto en la observación desde los sensores a bordo del satélite Sentinel-3, del programa Copernicus de la Agencia Espacial Europea (ESA).

De la misma manera, el trabajo está dentro de la motivación científica de estudiar, conocer, identificar y analizar diferentes tipos de nubes de acuerdo con los sensores satelitales particulares, y la problemática de su comparación con medidas de superficie.

Hemos querido centrarnos en un tipo particular de género de nube, que presenta peculiaridades que la hacen especialmente atractiva desde nuestro punto de vista. Estamos considerando dentro de las nubes altas, el género de nube cirros, aquellas nubes más finas que permiten observar a través de ellas, es decir, aquellas que no atenúan totalmente la radiación que les incide, principalmente en la zona del espectro solar. Se puede observar un ejemplo en la figura 1-5.

Figura 1-5: Imagen de cirros y estelas de avión desde la webcam de Quart de Poblet. Imagen captada a las 12:26 hora local el día 21 de abril del 2023. Webcam de la red de AVAMET.

Por otro lado, los cirros es un tipo de nube que está relacionada, en mayor o menor medida, con el tráfico aéreo a grandes altitudes, a través de las formaciones de estelas de aviones y su evolución posterior. Las estelas de los aviones **no** están relacionadas con las conspiraciones de geoingeniería global, por lo menos, de momento.

El estudio se va a centrar en la observación de este género de nube desde los sensores ópticos y de infrarrojo a bordo de los satélite Sentinel-3, actualmente en órbita y que, uno de ellos,

volará próximamente en constelación con el futuro satélite FLEX (FLuorescence Explorer), de la seria Explorer de la ESA (Moreno et al., 2014).

El trabajo intenta aportar un grano de arena más en esta playa inmensa del estudio de las nubes, realizando comparaciones, analizando resultados y sugiriendo nuevas vías para validar observaciones.

1.4. Estructura del trabajo

En la primera parte del trabajo situamos el contexto donde vamos a trabajar, donde están situadas las nubes que vamos a estudiar, los cirros. Vamos a situar en el Capítulo 2 estas nubes dentro de la estructura general de la atmósfera. Como el estudio de estas nubes se va a realizar con teledetección pasiva, también damos en este capítulo una introducción a la zona del espectro donde vamos a concentrar las observaciones, y se introduce el concepto de las diferentes bandas espectrales.

La observación a través de la atmósfera implica valorar la distorsión y perturbación, ya sea mediante absorción y/o dispersión, que provocará la atmósfera y sus componentes cuando la radiación electromagnética la atraviesa. Habrá que valorar y estimar las principales dependencias de esta atenuación atmosférica según la zona espectral de trabajo.

En el Capítulo 3 enmarcamos los cirros entre los géneros de nubes que actualmente se definen. Analizaremos brevemente la historia de la clasificación de las nubes, que presenta una clasificación general aceptada por la Organización Meteorológica Mundial, y sobre la que se han ido realizando cambios los últimos años. Por otro lado, comentaremos los diferentes criterios a la hora de clasificar las nubes, algunos muy genéricos y otros basados en magnitudes observables.

Detallaremos algunas propiedades de los cirros que pueden ser útiles a la hora de realizar su identificación. Dedicamos unas líneas a un tipo particular de nubes altas, las estelas de los aviones y las nubes generadas posteriormente.

En el Capítulo 4 planteamos la observación de las nubes desde la superficie, tanto visualmente como automáticamente. Surge de manera natural la problemática de la comparación de los diferentes métodos de observación, sobre los que hay interesantes trabajos del departamento de Física de la Tierra y Termodinámica. Esta problemática todavía es más compleja cuando la comparación se quiere realizar con identificaciones de nubes desde el espacio.

Planteamos también la observación de las nubes desde el espacio. Es un planteamiento muy general, no puede ser de otra manera, pues actualmente supone uno de los campos de investigación más prolíficos, no sólo relacionados con la creación de máscaras de nubes en las imágenes de satélites de observación de la Tierra, sino también en relación con el efecto en el balance de radiación global y el cambio del clima.

En este aspecto hay que apuntar que las nubes altas, cirros, son un problema muy actual, no sólo por la problemática a la hora de identificarlas, sino también por la gran incertidumbre que hay en cómo intervienen en el balance de radiación global.

Los métodos que hay actualmente para identificar las nubes y sus tipos, sus propiedades microscópicas y sus efectos en el balance de radiación utilizando datos de sensores pasivos, llenaría bibliotecas y ocupa muchos terabytes de información en la '*nube*' informática. Las máscaras de nubes y su adaptación a los diferentes sensores que hay en órbita implica investigación constante y el interés creciente en los últimos años en la aplicación en este campo del Machine Learning. En este sentido, la Universitat de València y, en particular, el Grupo de Procesamiento de Imagen y Señal (ISP) del Laboratorio de Procesamiento de Imagen (LPI), constituye actualmente un grupo situado en la cabeza de la investigación a nivel mundial por cantidad y calidad del trabajo realizado.

En el Capítulo 5 pasamos a detallar la potencia de la banda espectral específicamente diseñada para detectar las nubes objeto de nuestro estudio, los cirros. Explicaremos la curiosa ventaja de observar en una zona espectral donde la atmósfera no es totalmente transparente, cuestión utilizada desde hace años de manera rutinaria para estudiar aquellos componentes atmosféricos que provocan esa absorción o dispersión. Hablaremos de cómo se gestó la idea del uso de la banda de cirros, de cómo se ha ido incluyendo en los nuevos sensores en órbita, y cómo actualmente parece que no puede faltar en los futuros diseños.

La identificación de los cirros ha mejorado de manera notable con el uso de esta banda espectral de observación, pero la idea que subyace con el uso de esta banda es no eliminar, del proceso de uso de las imágenes, los píxeles identificados como cubiertos por cirros. Se muestran algunos de los algoritmos que se han utilizado recientemente en diferentes sensores, para corregir el efecto de los cirros más transparentes en la zona espectral visible, y de esta manera y aunque el píxel esté cubierto de nubes altas, poder llegar a obtener información de la superficie.

Esta corrección utiliza la información proporcionada en el canal espectral específico de cirros para corregir la contribución de estas nubes altas en la radiancia detectada por el sensor.

En el Capítulo 6 analizamos datos de observaciones visuales de nubosidad desde la superficie. Analizamos las observaciones de nubosidad realizadas por Aemet desde 5 aeropuertos situados al oeste del Mediterráneo, obteniendo algunos patrones esperados de variación de la cobertura nubosa total, y otros patrones de variación, que merecen ser estudiados en el futuro, de las observaciones de nubes altas. Los datos analizados corresponden a toda la serie de datos desde que se iniciaron las observaciones visuales en estos observatorios.

En este capítulo se plantea la potencialidad de una herramienta ya existente, la red de cámaras web de la Asociación Valenciana de Meteorología, Avamet, para utilizarla como base para comprobaciones de observaciones de nubes realizadas desde la superficie de tierra y sobre todo como referencia extensa para la validación de máscaras de nubes en imágenes de satélite. Su uso podría extenderse fácilmente para la generación de una base de datos para entrenar algoritmos de identificación de nubes.

En el Capítulo 7 se muestra la aplicación novedosa del algoritmo a diferentes casos particulares con el sensor SLSTR de Sentinel-3, pues hasta el momento no se había realizado esta corrección con este sensor. Se analizan diferentes imágenes con la presencia de nubes altas finas. Se valora el resultado de la corrección aplicada mediante la comparación de las imágenes corregidas y sin corregir. Este trabajo abre la puerta al uso de manera operativa de la banda de cirros de Sentinel-3, situada en el sensor SLSTR, para la corrección de los canales visibles e infrarrojo cercano del sensor SLSTR, y en un futuro la posibilidad de explorar la capacidad de corregir también las bandas espectrales del sensor OLCI, situado en la misma plataforma espacial. Del mismo modo, todas las mejoras que se realicen en la identificación de este tipo de nubes, tan escurridizas a su detección, serán más que bienvenidas por el nuevo satélite FLEX (FLuorescence Explorer), que volará en tándem con Sentinel-3 con observación casi simultánea.

Capítulo 2: Las nubes y la atmósfera

Las nubes del planeta Tierra están situadas en su gran mayoría en la capa más baja de la atmósfera, la troposfera, aunque podemos encontrarnos con nubes en capas superiores, como la estratosfera y la mesosfera.

La atmósfera es la capa gaseosa que envuelve la superficie de la Tierra. La hidrosfera es el sistema material constituido por el agua líquida que se encuentra sobre la superficie de la tierra sólida y también bajo la superficie. La atmósfera y la hidrosfera son dos componentes fluidas y dinámicas, en contacto con la superficie del planeta, que de manera conjunta e interactiva distribuyen energía y masa con sus movimientos globales (NOAA).

La atmósfera actual que envuelve la superficie de la Tierra es una atmósfera secundaria, generada después de la época del bombardeo incesante por meteoritos y asteroides de la superficie terrestre en el joven Sistema Solar, donde la Tierra iniciaba su camino como un planeta más del Sistema Solar.

Después de esta época de bombardeos de rocas, la teoría de formación de la atmósfera actual plantea una atmósfera rica en CO_2 i N_2, y sin O_2. La aparición de la vida en los océanos de agua líquida hizo disminuir el CO_2 de la atmósfera primigenia e incrementar los niveles de O_2, apareciendo posteriormente la capa de ozono (Liou, 2002).

La presencia de la capa de ozono y de toda la atmósfera nos protege, entre otras cosas, de la radiación ultravioleta que procede del sol, de los rayos cósmicos, y de oscilaciones térmicas brutales, que registraríamos si la superficie terrestre estuviera expuesta al espacio. Por otra parte, la atmósfera, junto con la hidrosfera, juegan un papel fundamental en la distribución de energía entre las zonas cálidas ecuatoriales y las frías polares.

La vida en la Tierra es totalmente dependiente de la cantidad y de la cualidad (distribución espectral) de la radiación solar que le llega. La distribución espectral de la radiación que llega del sol es determinante, puesto que muchas reacciones naturales son sensibles a radiación en específicas longitudes de onda.

La distribución espectral de la radiación solar (SSI, en inglés Solar Spectral Irradiance) que llega a la superficie puede cambiar, porque puede cambiar la radiación que llega al techo de la atmósfera (TOA) y porque puede cambiar la composición de la zona de la atmósfera que es atravesada por esta radiación, provocando diferentes modificaciones a la radiación espectral, que finalmente llega a la superficie y que luego es reflejada.

Para modelizar la radiación espectral solar que llega a la superficie, y posteriormente la que puede llegar a los sensores a bordo de plataformas espaciales, habrá que modelizar su variabilidad espacial y temporal. Para ello, tendremos que recurrir a modelos de transferencia de radiación, y a un conocimiento lo más preciso posible de la distribución y variabilidad de los componentes atmosféricos que afectan la transmisión de esta radiación.

Los modelos de transferencia de radiación intentan modelizar de la manera más precisa posible los principales procesos de extinción de la radiación al atravesar la atmósfera partiendo del mejor conocimiento posible de su constitución en ese momento, o de una buena simulación. Aquí hemos hecho utilizado el programa MODTRAN (*MODerate resolution atmospheric TRANsmission*) (Spectrals Sciences Inc.).

2.1. La atmósfera de la Tierra: su estructura

La atmósfera actual se entiende como una capa básicamente gaseosa homogéneamente distribuida por la fuerza de la gravedad. En ella podemos encontrar moléculas de gases, gotas líquidas de diferentes sustancias y partículas sólidas en suspensión. La partículas líquidas y sólidas, así como los gases presentes, pueden tener su origen en la superficie de la Tierra o pueden generarse como cambios de fase de los componentes atmosféricos.

El campo gravitatorio hace que la distribución de la materia de la atmósfera se estratifique y se comprima cerca de la superficie. Esta aproximación en capas plano-paralelas funciona bien para los estudios de transmisión de la radiación. Los primeros 15 kilómetros de la atmósfera contienen el 95% de su masa.

La densidad y la presión disminuyen con la altura de manera más o menos uniforme, pero la temperatura presenta una evolución diferente con zonas de disminución con la altura y otras dónde aumenta con la altura.

Este comportamiento térmico no uniforme es utilizado para distinguir diferentes capas. Hay que indicar que el perfil de variación de la temperatura que aparece en la figura 2-1 es genérico y en la atmósfera real nos encontramos con variaciones de estos perfiles genéricos.

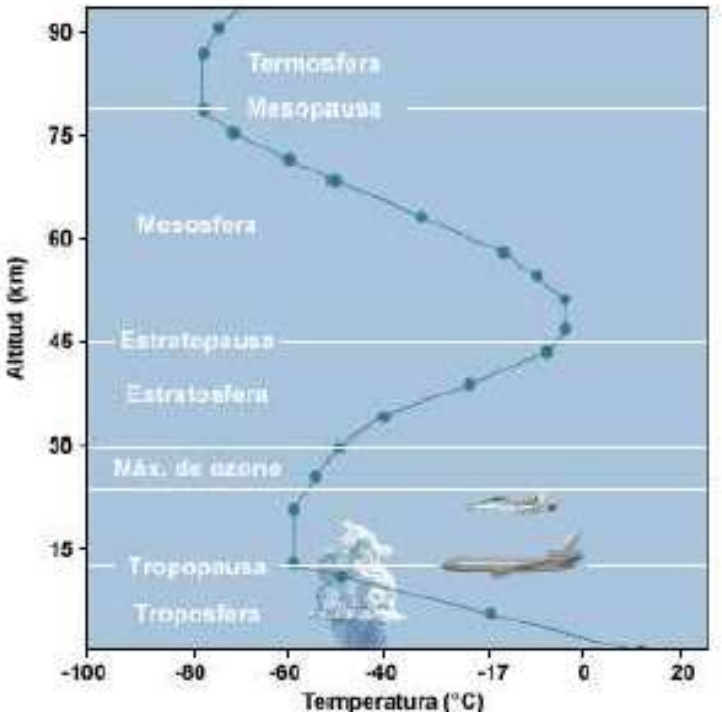


Figura 2-1: Regiones verticales de la atmósfera en función del perfil de temperatura. Fuente: (*Comet, MetEd Program*, 2023)

En 1962 la OMM (Organización Meteorológica Mundial) definió la descripción en capas de la atmósfera en base a la variación de la temperatura con la altura. De esta manera hablamos de la Troposfera, Estratosfera, Mesosfera y Termosfera. También se define una zona más externa como Exosfera.

La Tropopausa es la zona de separación entre la Troposfera y la Estratosfera (Figura 2-2).

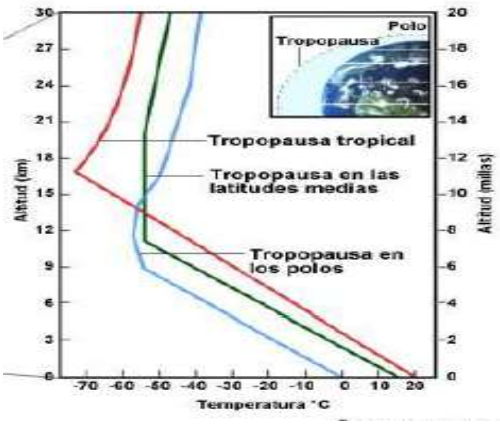


Figura 2-2: Diferentes alturas para la tropopausa según diferentes latitudes (*Comet, MetEd Program*, 2023).

Las diferentes capas son dinámicas y las zonas de transición entre una y otra pueden cambiar con la latitud y la estación. De hecho, las capas más exteriores sufren cambios notables según estén iluminadas, o no, por el Sol.

La tropopausa suele presentarse a alturas alrededor de los 18 km en las zonas tropicales, mientras que en las zonas polares suele estar alrededor de los 8 km, presentando variaciones destacables entre el verano y el invierno. También se observan variaciones entre el día y la noche. En la figura 2-3 y la figura 2-4 podemos observar la situación de la tropopausa en los sondeos realizados por Aemet diariamente.

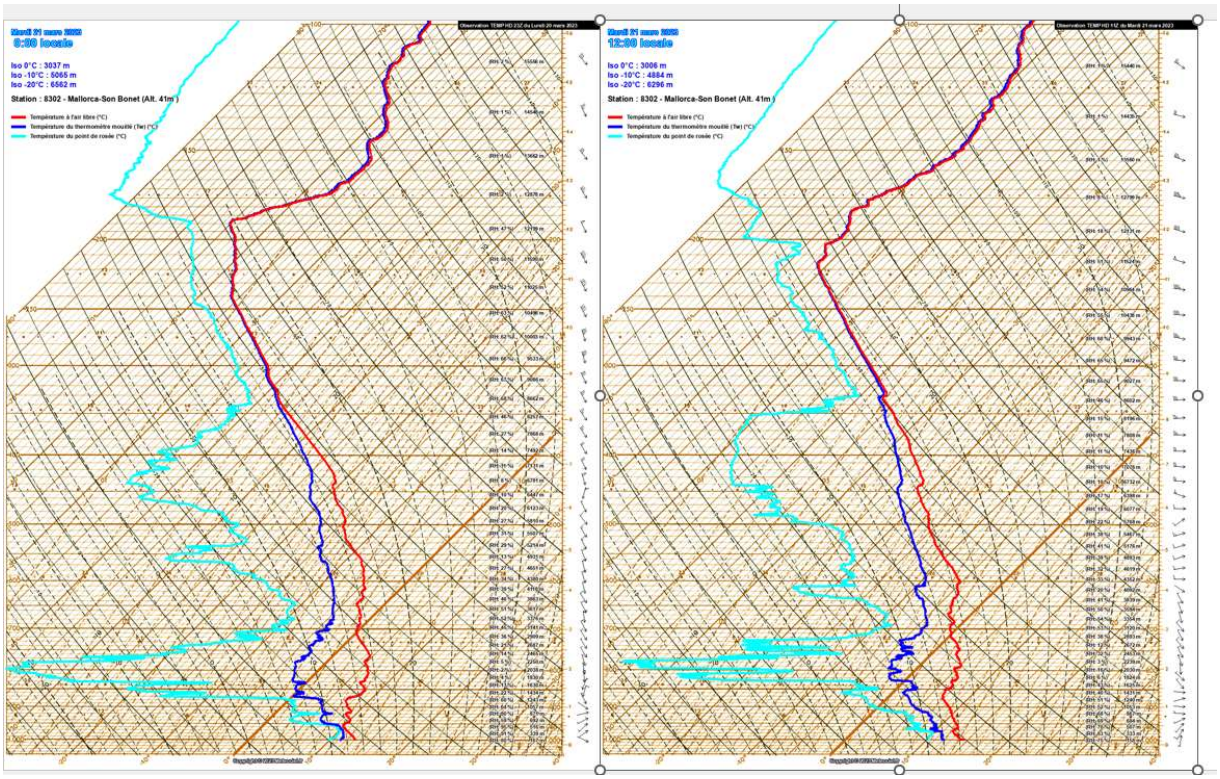


Figura 2-3: Sondeos de Mallorca-Son Bonet del 21 de marzo de 2023 a las 00:00 UTC y a las 12:00 UTC (Aemet-*Meteociel*, 2023).

En estos sondeos, la línea roja es la temperatura medida por la sonda a cada altura. La línea azul es la temperatura del termómetro húmedo, y la línea de color cian es la temperatura de rocío.

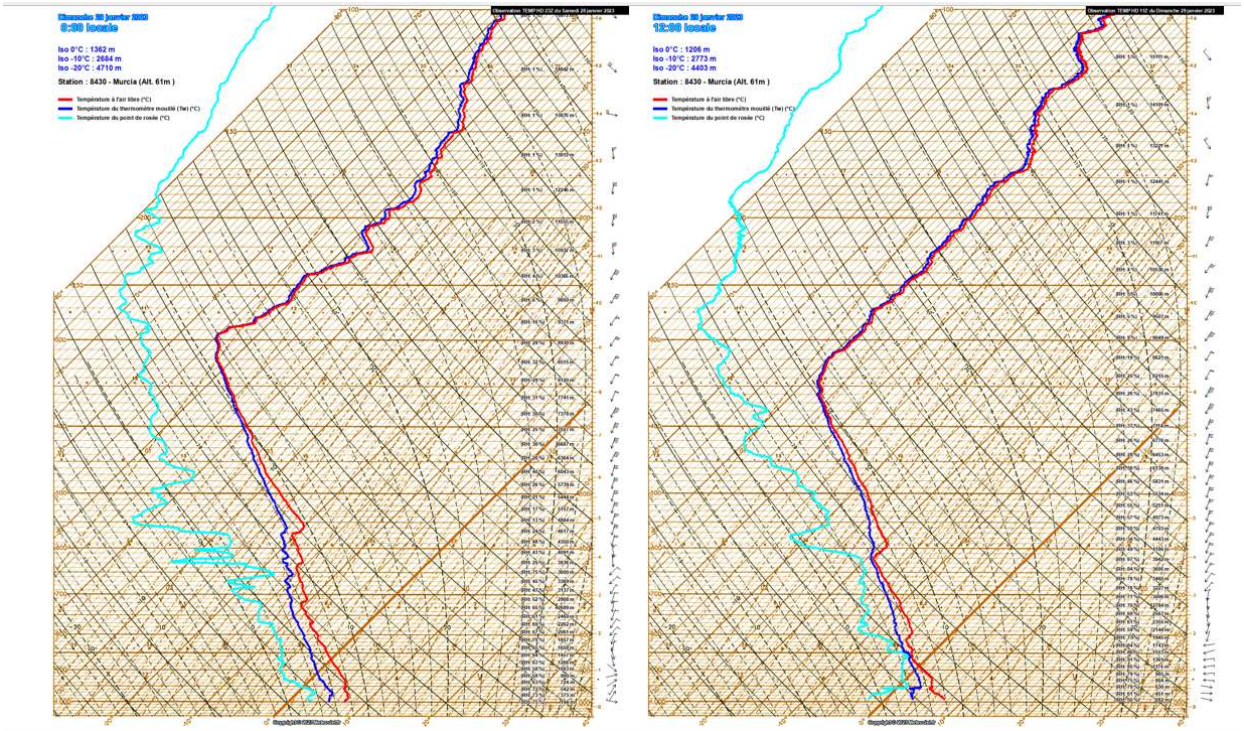


Figura 2-4: Sondeos de Murcia del 29 de enero de 2023 a las 00:00 UTC y a las 12:00 UTC (Aemet-*Meteociel*, 2023).

En general observamos descenso de la temperatura según aumenta la altura, exceptuando algunas zonas de pequeñas inversiones térmicas donde aumenta la temperatura al ascender. Al llegar a la tropopausa la temperatura ya no desciende según aumenta la altura, o se mantiene constante o aumenta a lo largo de muchos quilómetros.

Para realizar simulaciones de cómo la radiación se transmite a través de la atmósfera, hay que modelizar la atmósfera, y elegir perfiles de densidad y temperatura con la altura o con la presión atmosférica. En la figura 2-5 podemos observar los perfiles de atmósferas incluidos por defecto en el programa de simulación MODTRAN. El usuario podría también introducir manualmente el perfil de su atmósfera en diferentes niveles si dispone de datos reales procedentes de un sondeo atmosférico.

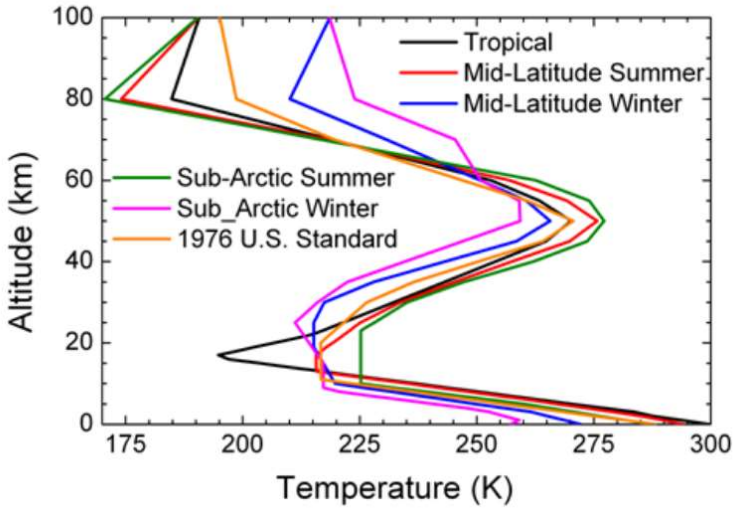


Figura 2-5: Perfiles de temperatura de los modelos incluidos por defecto dentro del modelo de simulación de radiación atmosférica MODTRAN.

Las nubes que vamos a estudiar, los cirros, se encuentran situadas en la parte superior de la capa más próxima a la superficie de la Tierra, próximos a la tropopausa. Esta capa sube o baja de altura según la latitud y las nubes altas también lo hacen junto a ella. En la Figura 2-6 podemos observar la distribución latitudinal de las diferentes alturas de la tropopausa, junto con la situación de las corrientes en chorro. El chorro subtropical suele ir asociado a mucha nubosidad de tipo alto desplazándose a gran velocidad.

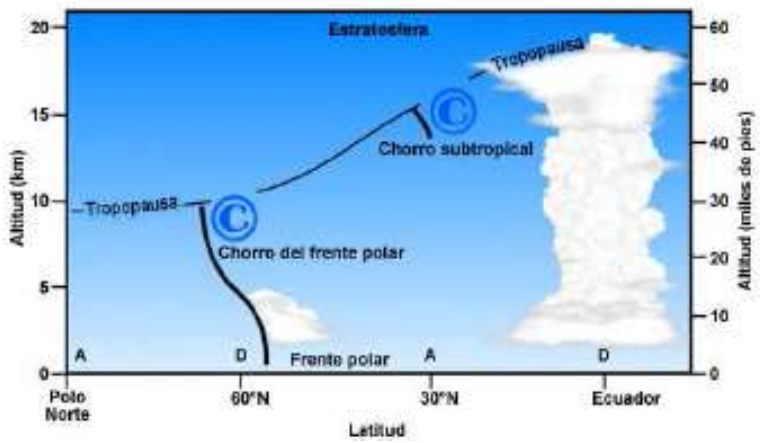


Figura 2-6: Distribución de la tropopausa y corrientes en chorro (*Comet-MetEd Program*, 2023)*.*

Los satélites con los que vamos a trabajar se encuentran fuera de lo considerado como atmósfera, a distancias del orden de 700 a 800 km de la superficie de la Tierra.

¿Dónde acaba la atmósfera y empieza el espacio? La línea de Kármán, se considera desde el punto de vista aeronáutico, el final de la atmósfera terrestre y el inicio del espacio, pues es la zona a partir de la cuál una nave no puede utilizar su aerodinámica para volar, a partir de esta distancia se considera que estaría en órbita.

La mayoría de los científicos establecen el límite superior de la atmósfera a una altura de 1.000 km aproximadamente, aunque no exista un límite definido entre las capas más altas y el espacio exterior. La estratificación entre capas se observa muy bien desde el espacio (Figura 2-7).

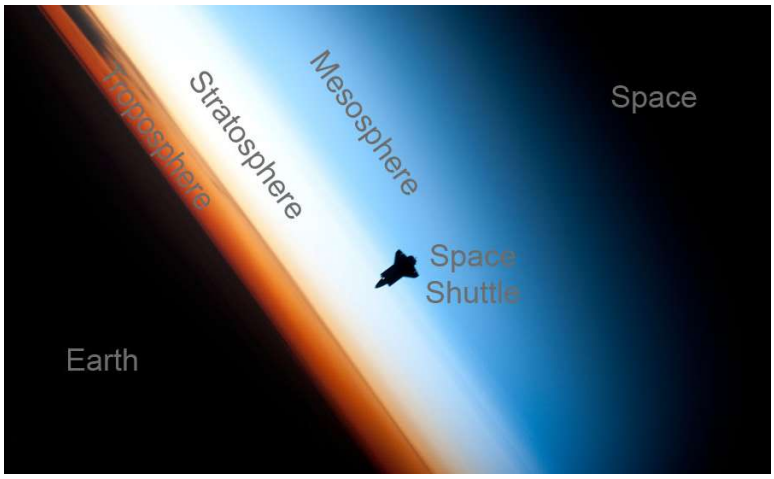


Figura 2-7: Transbordador orbitando la Tierra con la tripulación 22. Foto astronómica del día, 17 de abril de 2022 (NASA).

La escala de todos los diagramas utilizados en libros de texto y muchas publicaciones, para representar la atmósfera en relación con la Tierra, suele ser incorrectos respecto de las escalas relativas. Muchos de estos gráficos no mantienen las proporciones entre los 100 km, límite aproximado de la atmósfera, y el radio de la Tierra de 6.370 km. El radio de la Tierra es aproximadamente 60 veces más grande que la atmósfera. Como dijo Carl Sagan, si la Tierra es una manzana, la atmósfera sería la piel. En la fotografía de la figura 2-8, realizada desde la Estación Espacial Internacional, se puede apreciar la capa más cercana a la superficie, la Troposfera, delimitada por el techo de las nubes de tormenta. Se puede observar también el 'overshooting tops', zona central de las tormentas más potentes que se interna en la estratosfera momentáneamente para después volver a caer hacia la troposfera.

Seguimos teniendo atmósfera, aunque muy tenue, con gases y partículas de diferentes componentes a alturas superiores a los 100 km. Esta zona a 100 km de distancia de la superficie de la Tierra está dentro de la capa llamada termosfera, entre los 85 km y los 650 km aproximadamente. En esta capa la radiación ultravioleta produce ionización y disociación de las moléculas presentes, siendo esta capa la parte fundamental de la ionosfera. A altitudes aproximadas de 400 a 500 km es donde orbitan la Estación Espacial Internacional, la Estación Espacial China Tiangong y algunos satélites en órbita baja.

Figura 2-8: Fotografía de la Tierra el 31 de julio de 2016 desde la Estación Espacial Internacional (NASA).

Queda todavía la última zona, la exosfera, que más que una capa sería la zona entre los 650 km y la zona dónde la composición es la misma que el espacio interplanetario, pudiendo llegar a los 10.000 km. En esta capa se encuentran orbitando la mayoría de los satélites de observación y de comunicación. En esta zona los gases pueden escapar al espacio exterior y la ionización de los gases es tan destacable que domina la interacción con el campo magnético más que la interacción gravitatoria.

2.1.1. Composición de la atmósfera

Las capas inferiores de la atmósfera pueden considerarse que son una mezcla homogénea de los dos principales gases: oxígeno y nitrógeno moleculares (Figura 2-9). No aparece representado el vapor de agua, que representa alrededor del 1% en la troposfera.

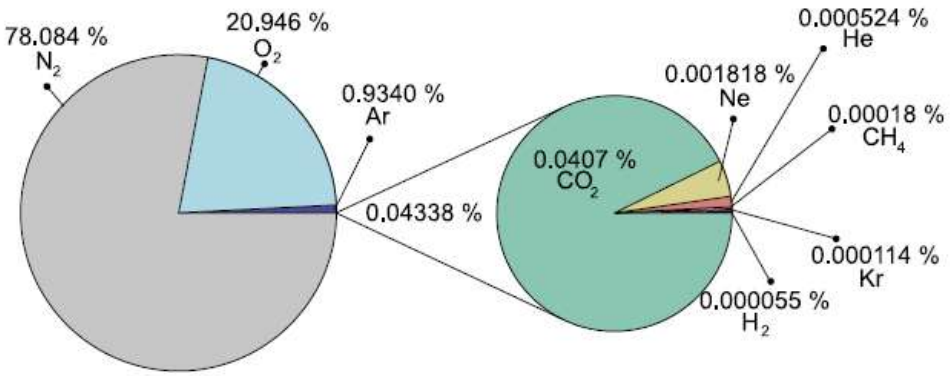


Figura 2-9: Composición de la atmósfera de la Tierra en porcentaje de volumen (Sabater, 2018).

El tercer gas más abundante en la atmósfera es el Argón, con un porcentaje inferior al 1%. El resto de los gases suponen el 0,04 %, entre ellos el vapor de agua y el CO_2, estos últimos gases de efecto invernadero.

No todos los gases tienen la misma distribución vertical en la atmósfera. Los componentes gaseosos mayoritarios O_2 y N_2 mantienen la proporción casi invariable hasta los 80 km de altura, como también le sucede al CO_2 (Gueymard, 2004). Estos gases mantienen una concentración en volumen constante con la altura (Figura 2-10). Por tanto, el contenido total en una columna vertical desde una altura determinada es proporcional a la presión atmosférica a ese nivel. Esta propiedad puede ser utilizada para estimar su concentración así como para estimar la altura del techo de las nubes (Kohji & Ama, 2021).

Muchos gases minoritarios no están distribuidos en la atmósfera de manera homogénea, presentando variación en la concentración en fracción de volumen con la altura y la latitud. Destaca la acumulación de ozono a alturas entre 20 y 30 km, y la acumulación de vapor de agua en las capas bajas de la troposfera, con variaciones notables en el caso del vapor de agua con el tiempo y con la latitud.

Aunque son gases con bajo porcentaje en masa, respecto de la masa total, tienen un efecto en el balance de radiación muy destacable. De hecho, la perturbación que producen en la transmisión de la radiación electromagnética es usada para su detección y estudio.

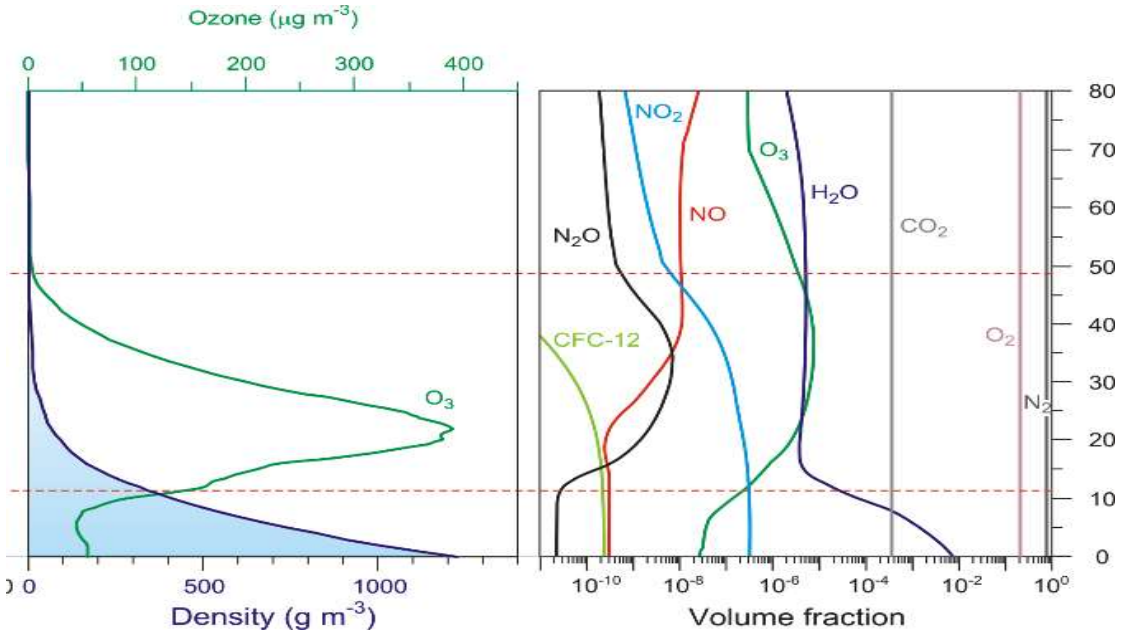


Figura 2-10: Distribución vertical de la densidad y la fracción en volumen de componentes atmosféricos (*Periodni*, 2022).

El porcentaje de vapor de agua es muy variable, pudiendo llegar a ser el 4% en volumen. Su variabilidad espacial y temporal es muy notable, concentrándose en la zonas tropicales y medias (Figura 2-11).

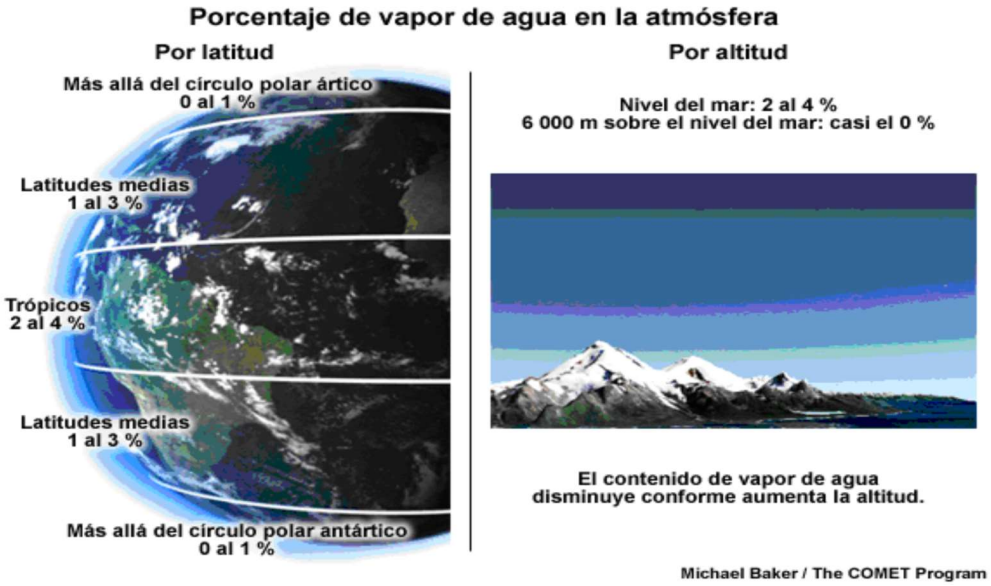


Figura 2-11: Variación del porcentaje de vapor de agua en la troposfera según latitudes (*Comet-MetEd Program*, 2023).

Ocasionalmente tenemos intrusiones de vapor de agua en zonas poco habituales, como fue el caso de la erupción volcánica submarina de enero del 2022, que inyectó cantidades nunca vista de vapor de agua a la estratosfera, y cuyos efectos en el balance global de radiación todavía hoy se están evaluado (Xu et al., 2022).

Las grandes tormentas tropicales y las erupciones volcánicas son dos vías de intrusión de componentes atmosféricos de la troposfera hacia la estratosfera, como puede ser inyecciones de partículas o vapor de agua a la estratosfera. En la figura 2-12 podemos ver el efecto de la erupción del volcán Pinatubo.

Figura 2-12: Imagen de la troposfera y estratosfera desde el espacio, antes y después de la erupción del Pinatubo, el 15 de marzo del 1991 (Earthobservatory.nasa.gov).

Además de los gases mencionados en la atmósfera tenemos también suspendidas en este fluido gaseoso las gotas de agua y cristales de hielo que forman las nubes, y también diminutas partículas sólidas o líquidas (aerosoles), que pueden ser de origen natural o debidas a la actividad humana, y de origen orgánico o inorgánico. Aunque la definición de aerosol puede ser más o menos amplia, e incluir las nubes (Stephens, 1994).

Los aerosoles tienen radios efectivos entre 0,005 μm y 100 μm, y sus concentraciones y tipos varían en varios órdenes de magnitud en el espacio y en el tiempo. Se pueden clasificar en tres grandes grupos en base a sus tamaños (Iqbal, 1983):

Partículas muy pequeñas, Aitken < 0,1 μm,

grandes, de 0,1 μm a 1 μm,

y gigantes, > 1 μm.

Los aerosoles pueden actuar como núcleos de condensación donde formarse las gotas de agua o los cristales de hielo de las nubes más altas. De hecho, se ha observado en recientes investigaciones (Froyd et al. 2022) cómo el polvo de los desiertos puede ser uno de los mayores núcleos de condensación para la formación de las nubes más altas, los cirros. El estudio demuestra que las partículas minerales de los desiertos sirven de semillas para la formación de los cirros en todas las estaciones en la zona extra tropical, y son los núcleos dominantes en la formación de cirros en el hemisferio norte.

A causa de la atracción gravitatoria, la mayoría de los componentes de la atmósfera se encuentran cerca de la superficie. La mitad de la masa total de la atmósfera se encuentra aproximadamente en los primeros 5,5 km próximos a la superficie. El 95% de toda la masa atmosférica se encuentra en los 15 km más próximos. Y el 99% de toda la masa atmosférica está en los primeros 30 km.

El estudio de la presencia y concentración de los gases se puede realizar mediante medidas con sensores aerotransportados o en globos aerostáticos, o también mediante la observación y cuantificación de sus efectos en la radiación transmitida en determinadas longitudes de onda (Van Malderen et al., 2021; Verhoelst et al., 2021).

Para el estudio de los aerosoles, presencia y distribución, se recurre al uso de diferentes longitudes de onda junto con el uso de modelizaciones de su distribución de tamaños. La diferente intensidad de la absorción del vapor de agua en diferentes longitudes de onda es utilizada para obtener perfiles de la concentración de vapor de agua.

En el caso de los programas de simulación de la transmisión de la radiación a través de la atmósfera también se introducen modelizaciones más o menos genéricas de la distribución de los gases atmosféricos, como es el caso de MODTRAN, con el vapor de agua y ozono, en sus llamadas atmósferas estándar (Figura 2-13).

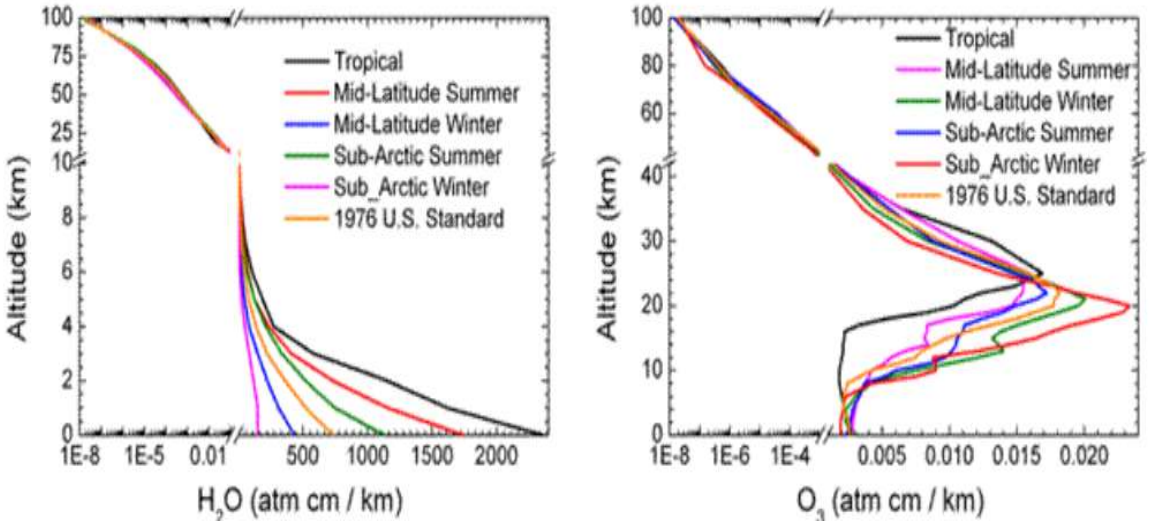


Figura 2-13: Perfiles verticales de vapor de agua y ozono incluidos en el programa MODTRAN.

Cómo antes se ha comentado, gran parte del vapor de agua está situado en los primeros 5 km de la troposfera. Cada modelo de atmósfera incluye un perfil de variación de contenido de vapor de agua con la altura, siendo también diferente el contenido total de vapor de agua en la columna vertical.

El contenido total de vapor de agua o de cualquier otro de los gases atmosféricos cuya distribución es simulada por el modelo de transferencia de la radiación es diferente para cada atmósfera estándar, siendo importante su cantidad total y también su distribución con la altura, así como su distribución respecto a otros componentes, como los aerosoles.

Esa cantidad total puede estar expresada en atm·cm o en g/cm^2. Las unidades atm·cm se refieren a que todas las moléculas del gas considerado, sólo las de ese gas, las situáramos en una fina capa junto en la superficie de la Tierra a 1 atmósfera de presión y 0 °C, siendo el valor dado los cm de grosor de esa capa de gas (Tabla 2-1).

Tabla 2-1: Contenido total de vapor de agua para atmósferas de referencia en el modelo de transferencia de radiación MODTRAN (Berk et al., 2008).

MODELO DE ATMÓSFERA	**CONTENIDO TOTAL DE VAPOR DE AGUA**	
	(atm·cm)	(g/cm^2)
SUBÁRTICA INVIERNO	517,7	0,42
LATITUDES MEDIAS INVIERNO	1059,7	0,85
ATMÓSFERA ESTÁNDAR EE. UU.	1762,3	1,42
SUBÁRTICA VERANO	2581,4	2,07
LATITUDES MEDIA VERANO	3635,4	2,92
TROPICAL	5119,4	4,11

Para expresar el contenido total de vapor de agua en la columna vertical es común utilizar la unidad de g/cm^2, que nos indica cuántos gramos de agua tenemos en una columna que ocupe

toda la atmósfera y que tenga una base de 1 cm^2. A este contenido de vapor de agua presente en toda la columna atmosférica también se le denomina vapor de agua precipitable. Si toda esa agua contenida en forma de vapor en la columna atmosférica precipitara, los cm de altura de esa columna de agua líquida pura sobre esa base de 1 cm^2 sería otra manera de expresar el contenido el contenido total de vapor de agua, en este caso en cm o en mm.

El contenido total de vapor de agua en la atmósfera cambia de manera notable según la circulación atmosférica (Figura 2-14), y su seguimiento diario es de gran importancia para la previsión de lluvias intensas y torrenciales. Se ha creado el concepto de ríos de vapor de agua como potenciadores de lluvia intensas. En la Figura 2-14 podemos ver el contenido previsto total de vapor de agua en la columna vertical un día determinado, en mm, para toda la atmósfera de la Tierra. A pesar de la gran variabilidad diaria, hay grandes patrones generales de contenido total de vapor de agua. Las zonas ecuatoriales y tropicales tienes los valores más elevados, siendo los valores más bajos en las zonas desérticas, tanto en las cálidas, como en las frías del polo norte y el polo sur.

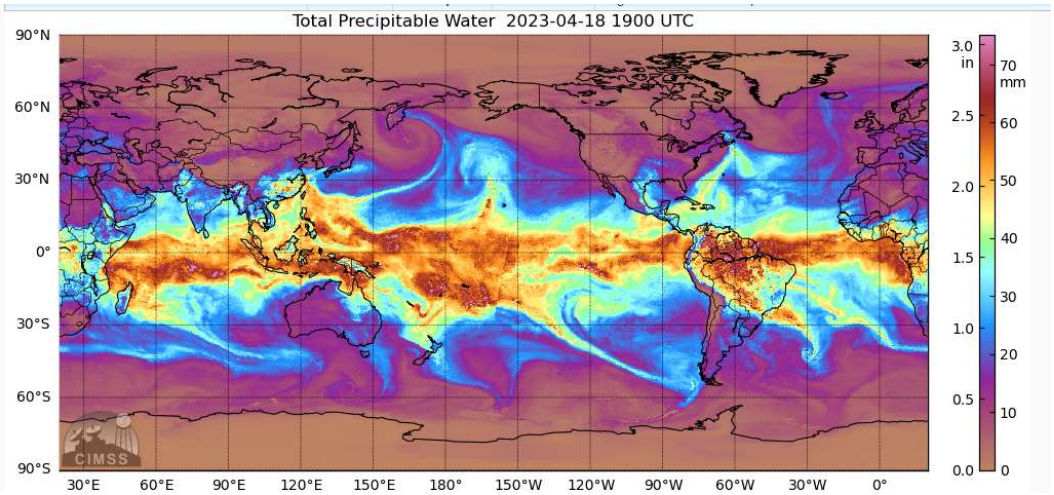


Figura 2-14: Total agua precipitable, el 18 de abril de 2023 a las 19:00 UTC (Universidad de Wisconsin, MIMIC).

Hay diferentes maneras de expresar la cantidad de vapor de agua que hay en la atmósfera, una de la más utilizada hace referencia a la presión parcial del vapor de agua respecto de su presión parcial saturada (Holton et al., 2013), que es diferente sobre hielo (menor), que sobre agua líquida (mayor).

También podemos hablar de la relación de mezcla del vapor de agua, o razón de mezcla, q, que nos dice cuanto vapor de agua hay por kg de aire seco. Siendo la relación de masa molecular del agua y la media de moléculas de aire seco: 0,622, quedaría:

$$q=0{,}622\ e / (p-e) \qquad (2.1)$$

En este caso, p es la presión atmosférica en ese nivel.

La humedad relativa compara la razón de mezcla con la razón de mezcla de saturación,

$$RH=100 \cdot e / e_s \qquad (2.2)$$

siendo e i e_s la presión parcial del vapor de agua y la presión de saturación de dicho gas, respectivamente.

La temperatura de rocío a cada nivel considerado es la temperatura a la que habría que enfriar esa masa de aire sin perder vapor de agua para llegar a la saturación. Cuanta más diferencia haya entre ese valor y el valor de la temperatura del aire, más seco será el estrato considerado y menor humedad relativa tendremos.

2.2. El espectro electromagnético.

La radiación electromagnética es una forma de transmisión de energía vía ondas, que se propagan en el vacío a la velocidad de la luz, 2,998 x 10^8 m s^{-1}, y a una velocidad similar en la atmósfera (Liou, 2002).

El espectro electromagnético está formado por diferentes tipos de ondas diferenciadas por su frecuencia, o longitud de onda. De esta manera, tenemos diferentes zonas del espectro electromagnético con ondas de diferentes frecuencias y energías: las ondas de radio, de televisión, las microondas, la radiación infrarroja, la radiación ultravioleta, los rayos X o la radiación gamma, entre otras (Figura 2-15).

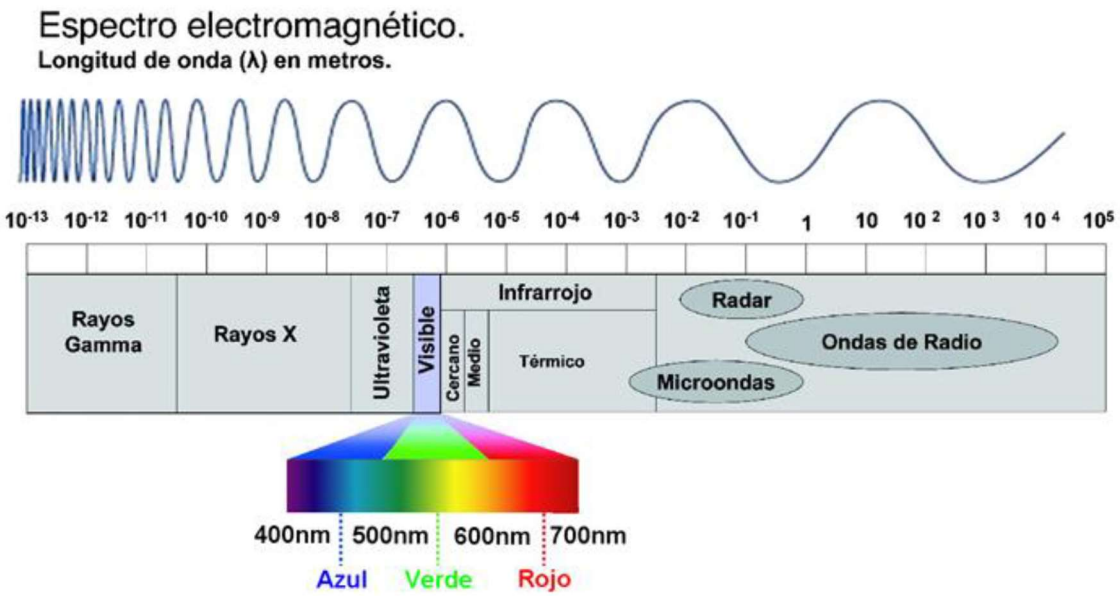


Figura 2-15: Espectro electromagnético y detalle de la zona visible por el ojo humano (*Acebedo*, 2022).

Podemos identificar cada zona del espectro por su longitud de onda o su frecuencia. Una onda de 0,4 μm, sería una onda de 400 nm, o también de 25.000 cm^{-1}. La retina humana es sensible

a una zona muy concreta de todo este espectro electromagnético, y a esa zona se la denomina el espectro visible, aproximadamente entre los 400 y 720 nm.

Los estudios de transferencia de radiación en las atmósferas planetarias trabajan principalmente en la zona del espectro de 0,1 a 100 micras aproximadamente, planteando divisiones en diferentes zonas de todo este subconjunto continuo de longitudes de onda.

En las ciencias atmosféricas hablamos de las longitudes de onda corta, asociadas sobre todo a la radiación solar, y las longitudes de onda larga, asociadas a la radiación mayoritariamente emitida por la tierra, planteándose la separación entre estas dos zonas en la longitud de onda de las 4 micras o 4.000 nm (Wallace et al., 2006).

En el campo de estudio de la transferencia de la radiación a través de la atmósfera se divide la zona de radiación de onda corta o solar, en las zonas ultravioleta (100-400 nm), visible (400-720 nm), e infrarrojo (720-3000 nm), siendo este infrarrojo considerado como infrarrojo próximo o cercano a la radiación visible. Los límites del rango VIS oscila según autores entre 390 nm y 760 nm, o entre 380 nm y 770 nm, con un acrónimo para recordar colores (ROYGBIV). De hecho, hay personas que son sensibles a un rango más amplio de 380 a 780 nm.

Color rojo, de 625 nm a 740 nm. Color verde, de 500 a 565 nm. Color azul, de 440 a 485 nm.

La Irradiancia solar espectral en el techo de la atmósfera se corresponde, de acuerdo con la ley de Planck, aproximadamente con la distribución de la intensidad espectral de radiación emitida por un cuerpo negro a 5.800 K. Sigue también la ley de Wien, presentando un máximo de energía alrededor de los 500 nm.

Según muestra Gueymard en (Richter et al., 2013) no hay un ajuste exacto a un cuerpo negro, más bien tiene comportamiento ligeramente diferente según la zona del espectro que consideramos (Figura 2-16).

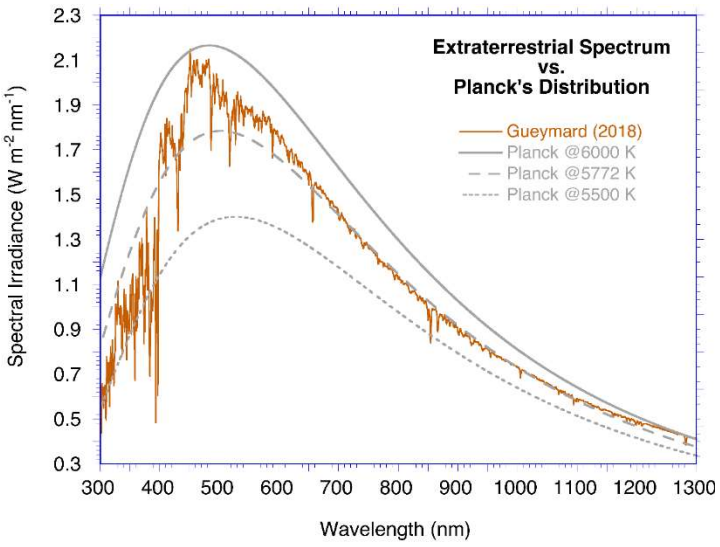


Figura 2-16: Radiación espectral solar en el techo de la atmósfera y de cuerpo negro a diferentes temperaturas (Richter et al., 2013).

Su integración en el techo de la atmósfera en todo el rango espectral desde 300 a 4.000 nanómetros nos da un valor que varía poco con el tiempo, y que es conocido cómo la constante solar, aunque no es completamente constante (Gueymard, 2018).

Se ha observado que esta 'constante' presenta oscilaciones que están relacionadas con los ciclos solares, que se pueden identificar gracias a las manchas solares. El promedio obtenido para esta constante en los ciclos solares 21 a 23 ha sido de 1.361,1 W/m^2. Es un valor aproximadamente 5 W/m^2 inferior al valor aceptado al inicio del siglo XXI. El valor se considera estimado con una incertidumbre estándar de 0,5 W/m^2. Gueymard recomienda adaptar los valores estándar aceptados por ISO y ASTM al nuevo valor obtenido.

El mismo autor (Gueymard, 2004) propuso un valor para la constante solar de 1.366,1 W/m^2, valor que ha corregido en su última publicación (Gueymard, 2018). Se mantiene información actualizada al respecto en el web (*ETRadiation*, 2023; *SSI Spectral Reference*, 2023).

La superficie de la Tierra emite radiación con una distribución espectral de energía que sigue la distribución espectral de un cuerpo negro a 255 K aproximadamente. Según la ley de Wien el máximo de energía emitida se presenta alrededor de los 10.000 nm o 10 μm (Figura 2-17).

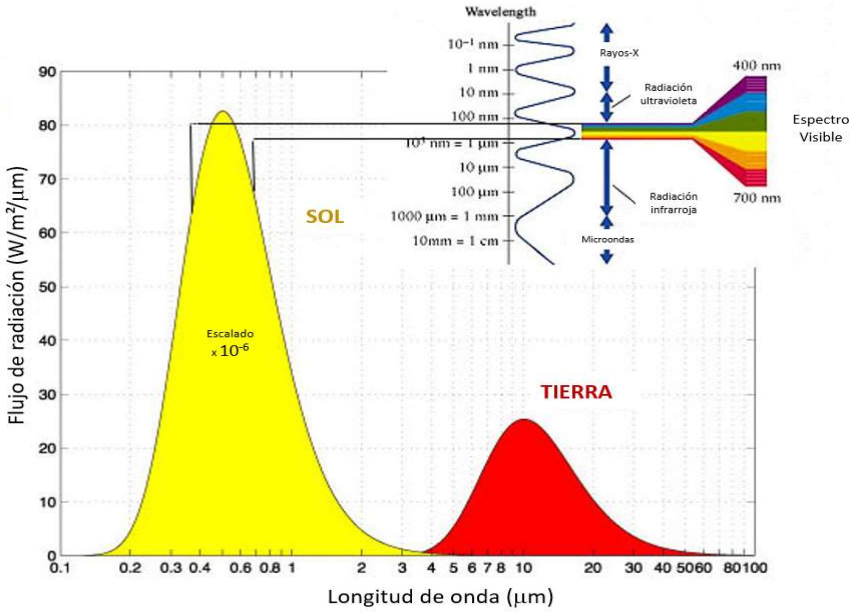


Figura 2-17: Distribución espectral de la radiación solar y terrestre (@Yochanan Kushnir).

La zona espectral del infrarrojo está dividida en tres zonas, una cercana al visible (SWIR), una llamada zona media (MIR), y la tercera del infrarrojo lejano o térmico (TIR o LWIR). La separación entre estas zonas no siempre está bien definida en la literatura. Podemos encontrar según la literatura en espectroscopía o teledetección diferentes límites para estas zonas espectrales (Sparkes et al., 2011; Kanak, 2023).

2.2.1. Bandas espectrales

Desde la superficie de la Tierra o desde el espacio, las observaciones pueden realizarse en una longitud de onda particular, o en un intervalo de longitudes de onda más o menos amplio. En el caso de las observaciones desde satélite se busca aumentar la señal recibida, y habitualmente se integra la radiancia recibida en las llamadas bandas espectrales. Cada sensor es diseñado con unas especificaciones determinadas dependiendo del objetivo de su observación. Es lo que se llama observación multiespectral.

Los radiómetros sensibles a las longitudes de onda entre 300 y 1.100 nm suelen estar basados en detectores de Silicio (Si). A partir de 1 μm y hasta 4 μm, se utilizan otros detectores basados en Germanio (Ge), Indio-Galio-Arsenio (InGaAs), o combinaciones con Selenio, aunque parece que los detectores basados en diodos de silicio son cada vez más extendidos en este rango de longitudes de onda. Más allá de los 4 μm, otro tipo de detectores e instrumentos son necesarios para detectar la radiación de onda larga.

La evolución de la tecnología permite ya tener en órbita satélites con sensores que registran la energía que les llega en innumerables bandas espectrales, de muy pequeña anchura espectral, obteniendo gran resolución espectral con valores de señal aceptables comparadas con el ruido del detector. En estos casos empezamos ya a hablar de observaciones hiperespectrales.

Dentro de cada banda espectral el sensor detecta con diferente sensibilidad cada longitud de onda, de manera que se realiza una integración en toda la banda en base al filtro de respuesta. Es común repetir bandas espectrales en diferentes sensores (Figura 2-18). El sensor OLCI de Sentinel-3 mantiene muchas bandas similares a Meris, para poder mantener comparación con los datos anteriores de ENVISAT-MERIS. Sentinel-2 mantiene correlación espectral con las bandas a bordo de los satélites Landsat, que es un programa conjunto de la NASA y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

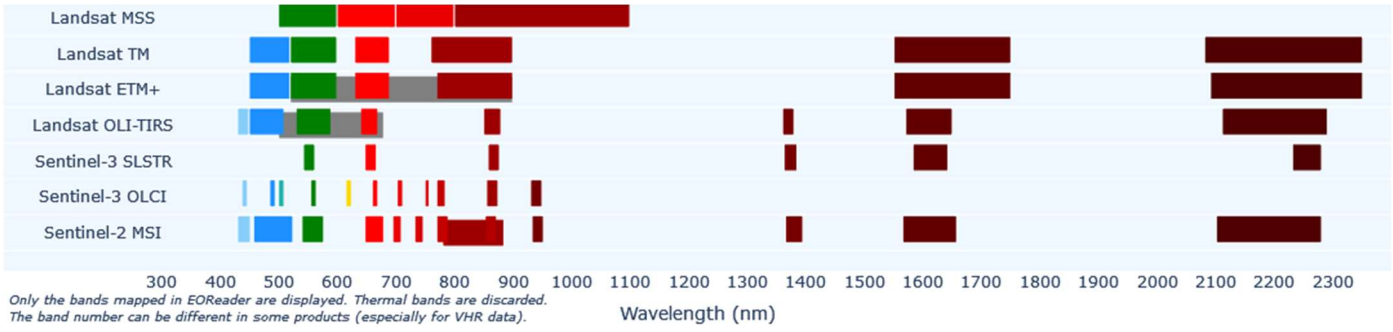


Figura 2-18: Comparación bandas espectrales Landsat, Sentinel-3 y Sentinel-2 (Hormann, 2023).

Existen zonas comunes donde todos los sensores suelen tener bandas de observación, otras son específicas de cada misión con objetivos muy concretos. n nuestro caso trabajamos con los sensores OLCI Y SLSTR a bordo del satélite Sentinel-3.

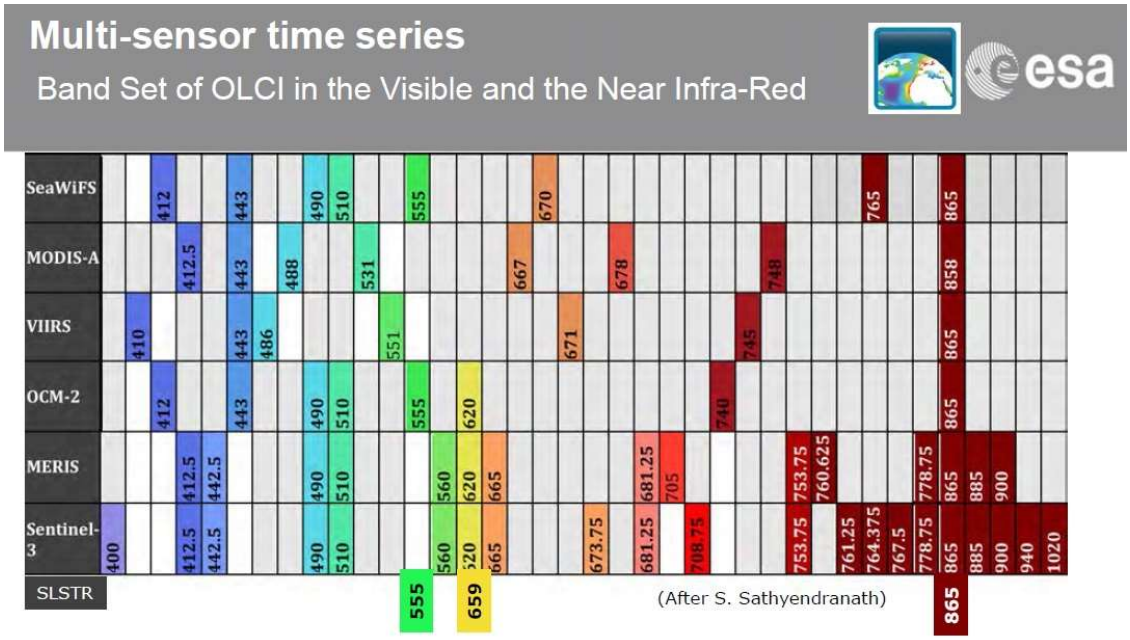


Figura 2-19: Comparación bandas espectrales MODIS, MERIS, VIRRS, SLSTR y OLCI (ESA).

2.3. Transmisión de la radiación electromagnética a través de la atmósfera

El estudio de la atmósfera y de las nubes está relacionado con el estudio de la transferencia de la radiación electromagnética a través ellos. La radiación solar (onda corta) y la terrestre (onda larga), son atenuadas y modificadas por procesos de dispersión y absorción debidos a los diferentes componentes de la atmósfera.

Casi toda la radiación que observamos desde la superficie terrestre, o desde los satélites, no llega directamente desde la fuente emisora al detector, sufre procesos de reflexión, dispersión y absorción a lo largo de su camino, resultando en una atenuación neta final que dependerá de la longitud de onda considerada. Las nubes, la atmósfera, la superficie de la tierra, los océanos, los podemos observar gracias a la interacción de la radiación solar i terrestre con ellos. Según la longitud de onda considerada, la atenuación de la radiación será debida a la dispersión más que a la absorción o, al contrario. Determinadas zonas espectrales nos permitirán obtener información sobre las propiedades y evolución de de diferentes tipos de nubosidad.

Los diferentes componentes atmosféricos tienen un gran impacto en la radiación solar que llega a la superficie, o en la radiación terrestre emitida al espacio, aunque su concentración sea pequeña respecto a otros gases. En la figura 2-20 aparecen indicadas zonas de absorción de algunos componentes atmosféricos. También está identificada la posición espectral de la zona utilizada para detectar cirros.

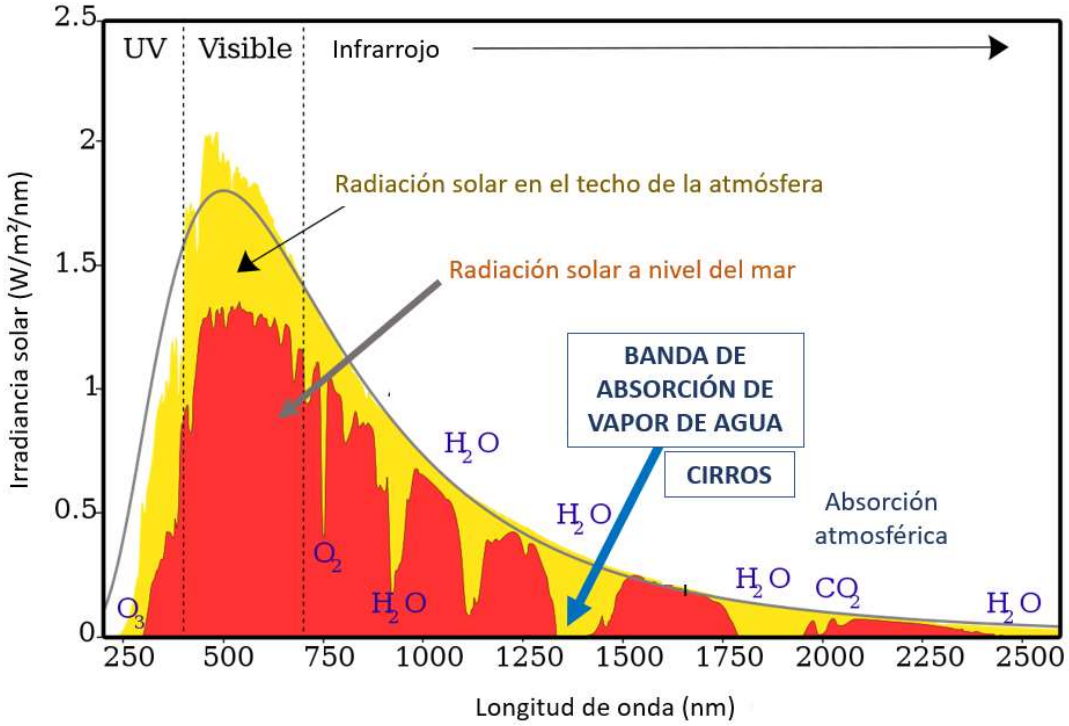


Figura 2-20: Irradiancia solar en el techo de la atmósfera y a nivel del mar (Rohde, R.A.).

Toda partícula o molécula que interacciona con la radiación electromagnética puede absorber parte de la radiación que le llega en una determinada longitud de onda, pero también puede absorber parte de esa radiación y después emitir de nuevo radiación en la misma longitud de onda o en otra. Podemos decir que la dispersión y la absorción de la radiación por los componentes gaseosos y aerosoles de la atmósfera provocan una atenuación o extinción de parte de esa energía.

La radiación electromagnética, al atravesar la atmósfera básicamente puede ser absorbida o dispersada, todo ello provocará cambios en la dirección, intensidad y polarización de la radiación, e incluso en algunas ocasiones en la longitud de onda. La absorción y dispersión dependerá de la longitud de onda considerada, del gas considerado, así como del tamaño de las moléculas o partículas suspendidas en la atmósfera.

2.3.1. Atenuación de la radiación

Para cada longitud de onda, la cantidad de energía atenuada (dispersada y/o absorbida) será proporcional a la cantidad de energía incidente, a la cantidad de componente atmosférico presente (concentración), y a la efectividad de dicha atenuación (dispersión y/o absorción) (Liou, 2002).

$$dI_\lambda = -k_\lambda \rho I_\lambda \, ds \tag{2.3}$$

Siendo I_λ, la radiación incidente; ds, el camino atravesado por la radiación; ρ, la densidad del componente considerado; y k_λ, el coeficiente en masa de extinción, que nos informa de la eficiencia de la extinción de ese componente atmosférico para esa longitud de onda. Aquí quedaría incluida la extinción debida a la absorción y a la dispersión (Figura 2-21). Las unidades del coeficiente son de área por unidad de masa.

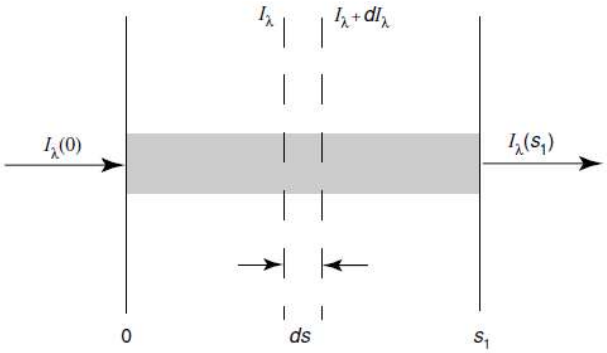


Figura 2-21: Diagrama de disminución de la intensidad de radiación al atravesar un medio.

Si hubiera emisión o aumento de la radiación por dispersión múltiple adyacente, habría que añadir un término de incremento de la intensidad, donde j_λ sería el coeficiente de la fuente de radiación, similar significado físico a k_λ.

$$dI_\lambda = j_\lambda \rho \, ds \tag{2.4}$$

Si definimos la función fuente J_λ, como:

$$J_\lambda \equiv j_\lambda / k_\lambda \tag{2.5}$$

Quedando,

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho \, ds} = -I_\lambda + J_\lambda \tag{2.6}$$

Donde la función fuente tiene unidades de intensidad de radiación. Quedando establecida una ecuación general de transferencia de la radiación con términos de extinción y de emisión.

La resolución de esta ecuación implica el conocimiento de las propiedades de emisión, absorción y dispersión del medio que atraviesa la radiación para diferentes longitudes de onda y para diferentes direcciones de incidencia y de salida. En el caso de la atmósfera tenemos una buena colección de modelos de transferencia de la radiación que intentan solucionar numéricamente esta ecuación, asumiendo diferentes aproximaciones y realizando

parametrizaciones de las propiedades de atenuación y emisión de los componentes atmosféricos desde la zona del ultravioleta hasta las microondas. El aumento de la capacidad de cálculo ha hecho evolucionar muy rápidamente los últimos años estos modelos de transferencia de la radiación (RTM) y dependiendo del objetivo buscado pueden ser óptimos unos u otros (Vicent et al., 2020; Govaerts et al., 2022).

La complejidad aumenta cuando tenemos que incluir la interacción de la radiación con la superficie y la cobertura vegetal o el océano. Entramos en el acoplamiento de la atmósfera y la superficie para modelizar la radiación observada desde el espacio después de la interacción de la radiación con la atmósfera y la superficie.

Actualmente se está empezando a trabajar con métodos en 3 dimensiones (3D), aprovechando la mayor potencia de cálculo disponible, realizando modelizaciones de las nubes en 3 dimensiones, como el proyecto (*ERADIATE, 2023*), todo ello dentro de un marco general como (*Destination Earth, 2023*), con un objetivo de crear una Tierra digital gemela (Figura 2-22) donde poder estudiar el clima presente, pasado y futuro, realizando simulaciones 3D (Albers et al., 2020).

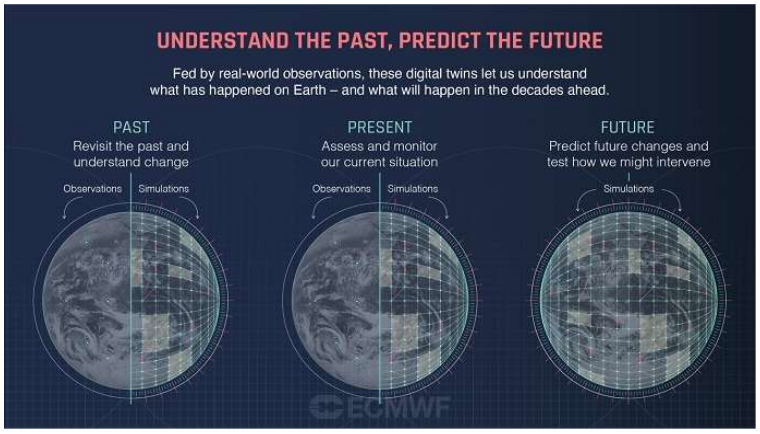


Figura 2-22: Ilustración del Proyecto Twin Earth ECMWF (*Destination Earth*, 2023).

Simplificando. Suponemos longitudes de onda donde no hay emisión de radiación dentro del volumen atmosférico considerado y despreciamos el posible aumento de radiación debida a dispersiones múltiples adyacentes, y también despreciamos los intercambios de energía entre los fotones y la materia dispersante, que podrían ocasionar cambios en las longitudes de ondas salientes respecto del incidente, dispersión de Stokes-Raman, o anti-Stokes Raman (si parte de la energía interna de las moléculas es transferida a la radiación saliente dispersada). Nos queda sin el término de emisión:

$$\frac{dI_\lambda}{k_\lambda \rho\, ds} = -I_\lambda \tag{2.7}$$

Integrando entre el inicio (0) y el final (S1) de una capa considerada.

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \exp\left(-\int_0^{s_1} k_\lambda \rho \, ds\right) \tag{2.8}$$

Suponiendo medio homogéneo, de manera que el coeficiente de extinción no cambia a lo largo del recorrido, y definiendo el camino óptico.

$$u = \int_0^{s_1} \rho \, ds \tag{2.9}$$

Podemos expresarlo de la manera,

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) e^{-k_\lambda u} \tag{2.10}$$

Nos queda la ley de Beer, o ley de Bouguer, o también conocida como ley de Lambert, que nos indica que la intensidad de la radiación que atraviesa un medio homogéneo decrece de manera exponencial, con un exponente dónde tenemos el camino óptico y la sección eficaz de extinción de masa.

Este exponente, $k_\lambda \cdot u$, también es conocido como espesor óptico, τ, que depende de la longitud de onda considerada , τ_λ. Es una medida de la transparencia de la atmósfera para esa longitud de onda (Figura 2-23).

A partir de ella podemos definir la transmisividad para cada longitud de onda. Nos indica que porcentaje de la radiación incidente es atenuada (dispersada o absorbida) cuando atraviesa esa zona de la atmósfera, en función de la cantidad del componente atmosférico considerado en el camino de la radiación.

$$T_\lambda = I_\lambda(s_1)/I_\lambda(0) = e^{-k_\lambda u} \tag{2.11}$$

Tabla 2-2: Porcentaje de energía transmitida según espesor óptico.

ESPESOR ÓPTICO	TRANSMISIVIDAD	PORCENTAJE DE ENERGÍA TRASMITIDA DE LA INCIDENTE
0,1	0,9	90%
0,5	0,6	60%
1	0,37	37%
2	0,135	13,5%
5	0,006	0,6%

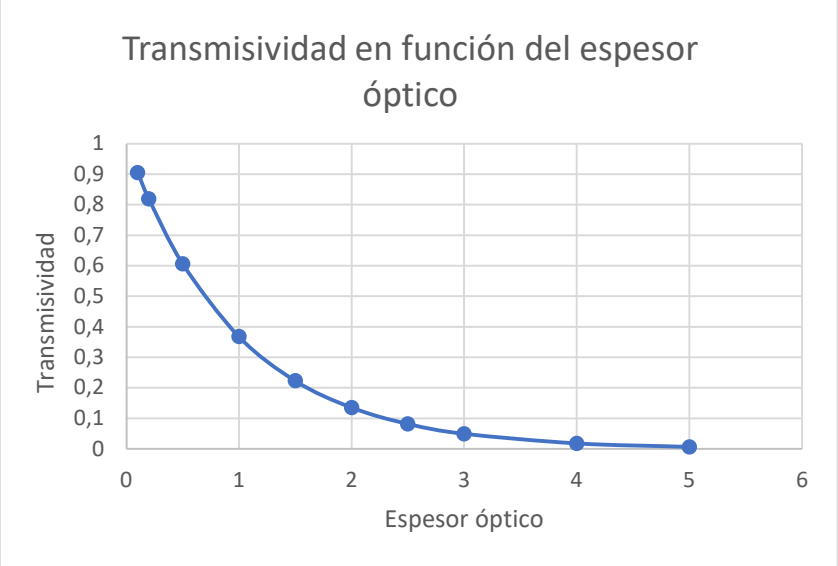


Figura 2-23: Variación de la transmisividad en función del espesor óptico.

La energía no transmitida sería la absorbida, siempre que no hubiera dispersión. Si consideramos que hay dispersión, parte de la radiación incidente podría ser dispersa en la dirección incidente. En este caso definimos la reflectividad, como el cociente entre la intensidad de energía reflejada e incidente.

La conservación de la energía nos lleva a que, para cada longitud de onda, la transmisividad sumada a la absortividad y a la reflectividad de la capa considerada tiene que ser 1:

$$T_\lambda + A_\lambda + R_\lambda = 1 \tag{2.12}$$

Extinción será combinación de absorción (a) y dispersión (s).

$$k_\lambda = k_{a,\lambda} + k_{s,\lambda} \tag{2.13}$$

La atenuación de la radiación solar o térmica al atravesar la atmósfera es debida a procesos de absorción y de dispersión. En el caso de la radiación térmica la absorción es la parte más destacable, en el caso de la radiación solar la dispersión y la absorción tienen diferente contribución dependiendo de la longitud de onda considerada.

2.3.2. Transmisividad total atmosférica.

En la transmisión de la radiación a través de la atmósfera se considera que la moléculas y partículas dispersoras están lo suficientemente separadas como para considerar que la dispersión de una partícula siempre es independiente del resto de dispersiones de las demás partículas, por ello se habla de cantidad de energía y no de campos eléctricos (Liou, 2002).

El efecto combinado de absorción y dispersión provoca una transmisividad total de la atmósfera diferente para cada longitud de onda (Figura 2-24).

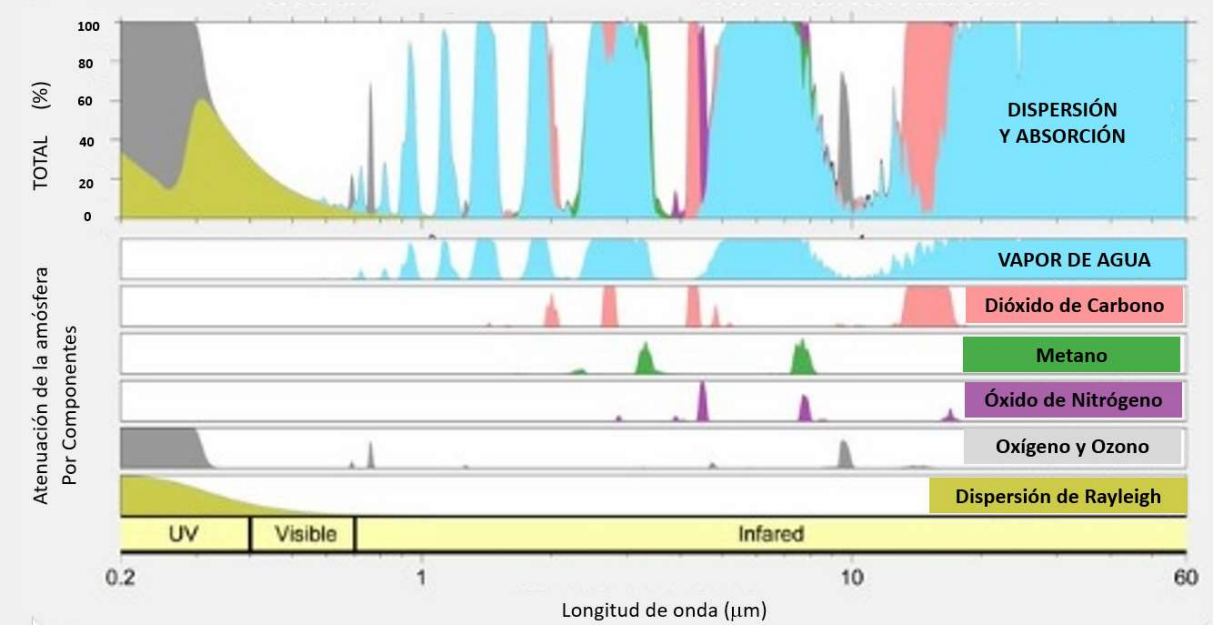


Figura 2-24: Atenuación total espectral de la atmósfera por componentes entre 0,2 μm y 60 μm (Rohde, 2022).

En las longitudes de onda corta aparece, por un lado, la gran absorción del ozono y del oxígeno, y por otro, la dispersión de Rayleigh. Para longitudes de onda larga, la absorción de vapor de agua es muy importante. El vapor de agua se encuentra en su mayor parte situado en las capas inferiores de la troposfera y tiene un gran efecto de absorción. Esto hace que sea importante considerar desacopladas la absorción y la dispersión en cada capa atmosférica, debido a la variación notable en la distribución de algunos componentes atmosféricos.

Los sensores se diseñan buscando las ventanas de absorción o buscando las zonas de más absorción para algunos gases, o de mayor dispersión para algunos aerosoles. El objetivo es poder observar la superficie, pero también obtener información de la concentración y distribución de diferentes componentes atmosféricos, que nos permita realizar una buena valoración del efecto total de la atmósfera en nuestra observación. La ubicación y anchura de las bandas espectrales cambia de manera notable entre sensores con diferentes objetivos. En la figura 2-26 podemos observar la diferencia en número y anchura de las bandas del sensor Floris LR con respecto a sensores como OLCI y SLSTR

Para aprovechar y combinar las observaciones realizadas desde diferentes plataformas espaciales, se realizan diseños de misiones conjuntas, volando diferentes satélites en tándem (Figura 2-25), de manera que la información de uno de ellos sea útil para el otro, como es el caso de Flex y Sentinel-3 (Drusch et al. , 2017).

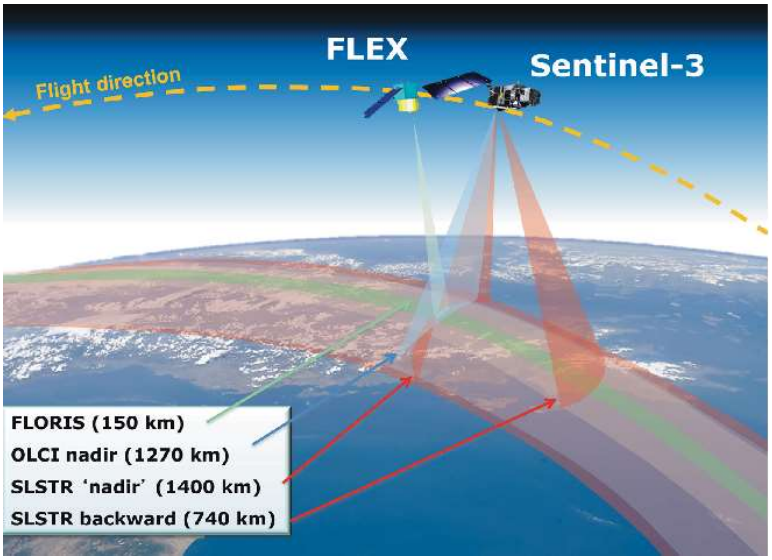


Figura 2-25: Configuración en tándem de los satélites Sentinel-3 y FLEX

La misión The FLuorescence Explorer (FLEX) fue seleccionada en 2015 como la octava misión de la ESA dentro de la serie Earth Explorer. FLEX es una misión orientada a observar la radiación emitida por las plantas dentro del proceso de la fotosíntesis. Se busca validar la calidad de los datos obtenidos desde satélite con datos clásicos desde la superficie. Estudiar el estrés de las plantas observando directamente la realización de su fotosíntesis. Esta misión abrirá la puerta a nuevas misiones que estudien la fluorescencia como vía de seguimiento de la salud real de la vegetación.

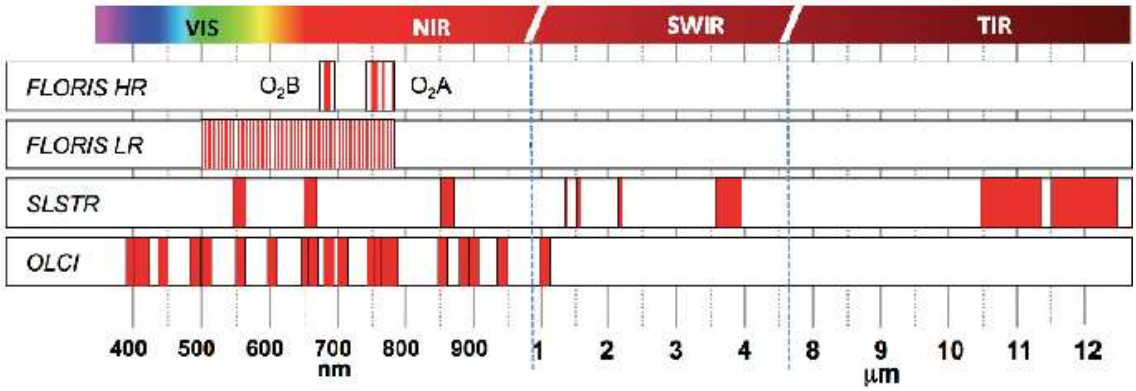


Figura 2.26: Bandas espectrales de los sensores en los satélites FLEX Y Sentinel-3.

La situación en el espectro de radiación de cada banda espectral dependerá de su objetivo. En el caso de estar interesados en observar la superficie, la banda espectral del sensor se sitúa en una zona de 'ventana' atmosférica, es decir, zona de mayor transmisividad atmosférica. Cuando nuestro objetivo es estudiar la atmósfera, las bandas espectrales están situadas alrededor, o dentro, de las longitudes de onda de absorción de los componentes de interés. Es el llamado método de absorción diferencial (Figura 2-27), de manera que podamos obtener

información del contenido en la atmósfera del componente que provoca esa banda de absorción (Schläpfer et al., 1996).

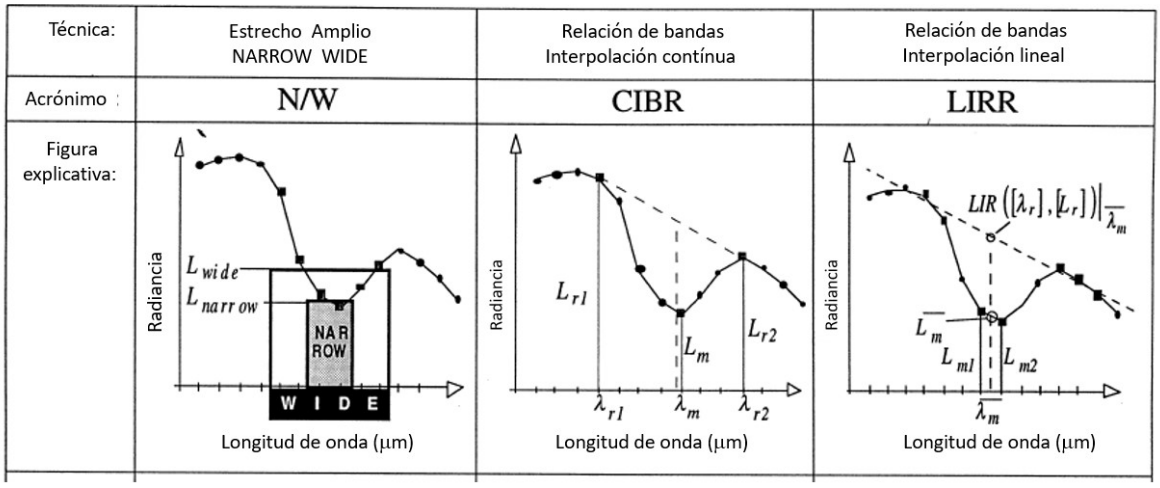


Figura 2-27: Ejemplos de métodos de absorción diferencial.

En el caso de vapor de agua, que presenta las mayores concentraciones en las capas más bajas de la atmósfera, algunos canales de observación desde el espacio están situados en las bandas de absorción de vapor de agua, de manera que pueda llegar radiación al sensor solamente de las capas atmosféricas medias o más altas de la troposfera.

En nuestro estudio, es importante la absorción del vapor de agua en una zona donde cada vez se sitúan más sensores, la zona espectral de 1,3 μm a 1,4 μm, dónde la absorción de vapor de agua es significativa. En la figura 2-28 podemos observar la transmisividad espectral total de la atmósfera entre 1,2 μm y 1,5 μm estimada con el programa MODTRAN 5.2.1, donde se observa que la transmisividad es nula. En la zona espectral de 1,35 μm a 1,4 μm no llega radiación al detector.

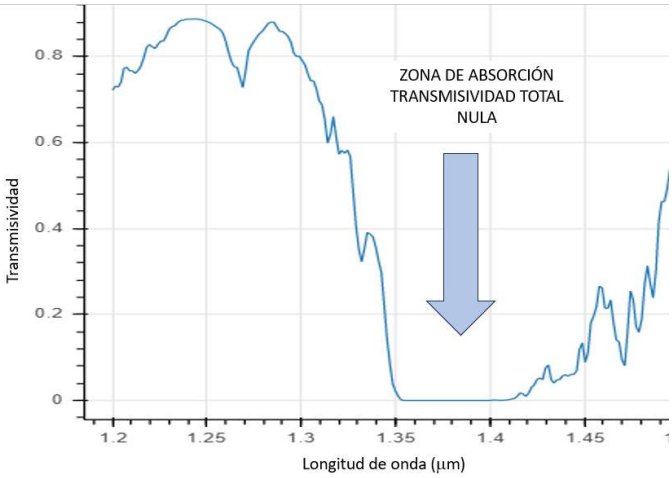


Figura 2-28: Detalle de la banda de absorción del vapor de agua de 1,375 μm.

Esta simulación ha sido realizada con unas condiciones determinadas atmosféricas y de observación. La observación era cenital, con modelo de aerosoles rural, con visibilidad horizontal de 23 km, con una temperatura de la superficie de 294 K y un perfil de atmósfera de los que dispone el programa por defecto, en este caso atmósfera de latitudes medias de verano, con un contenido total de vapor de agua de 2,92 g/cm^2.

Otra banda de absorción de gran utilidad para estudiar la nubosidad es la banda del oxígeno O_2-A. En particular es utilizada para estimar la presión, altura, de la parte superior de las nubes detectadas. Fue sugerido por primera en 1961 por Yamamoto y Wark, haciendo un primer estudio detallado Wark and Mercer en 1965 (Kuze & Chance, 1994). El cálculo de la altura del techo nuboso mediante esta técnica se está realizando y dando como producto en Sentinel-2 (Krauß, 2021), y en Sentinel-3 (Preusker et al, 2021). Nuevos métodos para la estimación del techo de la nube se han realizado con Sentinel-3 haciendo uso del paralaje con sus diferentes ángulos de observación (Fernandez-Moran et al., 2021).

Otra vía muy utilizada para estimar la altura del techo de las nubes es mediante la observación de la radiación emitida en el infrarrojo térmico. En este caso no buscamos la zona de absorción de la atmósfera, observamos en la zona de 'ventana' atmosférica para observar la radiación emitida, y estimar la temperatura de emisión, que nos informará de la altura a la que está situado el techo nuboso. Estas imágenes térmicas son utilizadas de manera rutinaria en la previsión meteorológica, sobre todo en el caso de tormentas intensas, puesto que nos indica la velocidad de ascenso de la parte superior del cumulonimbus y el techo nuboso de la tormenta, que habitualmente relacionado con la severidad de esta.

Capítulo 3: Las nubes. Definición.

Puede parecer sencillo definir que es una nube, pero no lo es. La definición elegida implica toda una seria de criterios y campo de trabajo. Una nube es un proceso, no es estática, está en continuo cambio. Las nubes están dentro de la atmósfera y son consideradas un hidrometeoro.

Entre las definiciones que nos da la Real Academia de la Lengua española:

1.- Agregado visible de minúsculas gotitas de agua, cristales de hielo o de ambos, suspendidos en la atmósfera y producido por la condensación de agua.

2.- Agregado o cantidad muy grande de algo que va por el aire. Nubes de polvo, de humo, de pájaros, de insectos.

3.- Cantidad grande de personas o cosas juntas.

4.- Cosa que oscurece o encubre otra, como lo hacen las nubes con el sol.

5.-Entre los lapidarios, sombra que aparece en las piedras preciosas, oscureciendo sus luces.

6.- Pequeña mancha blanquecina que se forma en la capa exterior de la córnea.

7.- Espacio de almacenamiento y procesamiento de datos y archivos ubicado en internet, al que se puede acceder el usuario desde cualquier dispositivo.

Aquí estamos hablando de su primera definición, aunque en ella no se especifica, se sobreentiende, que son visibles para el ojo humano, por tanto, es una definición que

implícitamente la define en una zona del espectro electromagnético y con un sensor determinado, como es el ojo humano. Aunque no se indica, también se supone que la observación es desde la superficie de la Tierra.

Las nubes son observadas por el ojo humano y pueden ser detectadas desde diferentes sensores pasivos o activos, que pueden estar situados en la superficie de la Tierra o en el espacio. Podemos utilizar la zona del espectro electromagnético 'visible' por el ojo humano u otras zonas espectrales. Surge la pregunta de si llamaremos nubes, a aquellas 'nubes' no visibles para el ojo humano, pero que sean detectadas por sensores que trabajan en otras longitudes de onda.

Si entramos en más detalle y preguntamos cómo definen una nube la Organización Meteorológica Mundial (WMO en inglés) o a la Sociedad Americana de Meteorología (AMS en inglés), nos encontramos con unas algunas diferencias (Spänkuch et al., 2022).

De acuerdo con la AMS, las nubes son agregados de gotas de agua, de partículas de hielo, o de ambos, que son visibles por el ojo humano. La WMO define nube como un agregado de gotas de agua, o partículas de hielo, o de ambos, percibidos desde una observación local, no precisando si tiene que ser el ojo humano o cualquier otro instrumento.

Son dos definiciones prácticas, basadas en la observación, aunque una de ellas especifica el detector utilizado para la observación. Las dos definiciones implicarían definir umbrales más o menos detallados del espesor óptico de las nubes tanto para las observaciones o las medidas realizadas.

Hay una necesidad de intentar homogeneizar los criterios para definir una nube desde los diferentes campos de estudio, sean estudios meteorológicos, de estudios de radiación, de teledetección o de modelización numérica del tiempo (Spänkuch et al.,2022). En particular cada campo de investigación puede hacer uso de diferentes parámetros para definir la presencia de una nube o no, la cuestión es buscar aquel parámetro que sea más transversal y con significado común a diferentes campos de estudio.

Cada sensor utilizado tiene unos umbrales con determinados parámetros de detección, sean decibelios, radiancia, reflectividad, que se pueden asimilar al espesor óptico mínimo en el visible para que la nube sea detectada. De esta manera (Spänkuch et al., 2022) indica que el lídar CALIOP no detecta nubes con espesor óptico en el visible inferior a 0,01. Así mismo, nubes con espesores ópticos en el visible inferiores a 0,3 no son detectadas por métodos multiespectrales con los sensores MODIS o AVHRR.

Otro tema de discusión actualmente son aquellas nubes sub visuales, muy finas y altas, no observables, pero detectables con medidas in situ. ¿Se las puede considerar nubes? Los estudios realizados (Lawson et al., 2008; Schoeberl et al., 2019) muestran sus efectos en el balance de radiación global y en el transporte de vapor de agua entre la troposfera y la estratosfera. Actualmente se las considera sub visuales a aquellas nubes con espesor óptico en el visible inferior a 0,03. Otros autores plantean nubes más allá, las nubes ultrafinas.

Las definiciones clásicas de nube no concretan sobre unos valores de concentración mínima de partículas para ser considerada nube, ni tampoco especifican un tamaño mínimo de

partícula para hablar de nube. Es por ello que algunos autores han propuesto la definición de nube en base al espesor óptico en el visible, proponiendo que se considere nube cuando tenemos espesores ópticos en la dirección de observación superiores a 0,03 de día y superiores a 0,05 de noche (Spänkuch et al., 2022). Estos umbrales están basados en observaciones visuales del ojo humano sobre el fondo del cielo. El problema es que estos umbrales no se pueden aplicar a la detección desde el espacio, puesto que en ese caso dependerán de la superficie sobre la que observamos la nube.

En el campo de la teledetección, está abierta la discusión a la hora de diferenciar nubes muy finas y aerosoles, o entre el efecto producido por los aerosoles y las nubes de tamaños inferiores al píxel de observación. Hay muchas situaciones que se encuentran en esa zona de transición entre la identificación como aerosol o como nube, según (Schwarz et al., 2017) alrededor del 20% de casos identificados como nubes en el sensor MODIS están en esta zona intermedia.

Nos centramos aquí en observación pasiva de las nubes, haciendo referencia a que la radiación que observamos o detectamos es emitida o reflejada por la nube. La detección activa de las nubes se realiza mediante el uso de radar o láser, en este caso, emitimos un haz de radiación en una longitud de onda determinada y observamos la reflectividad. Según la longitud de onda podemos observar las gotas de agua o los cristales de hielo que forman las nubes o podemos observar las gotas de lluvia o el granizo cuando precipitan, o su tamaño. Las observaciones realizadas mediante radar y microondas desde el espacio están permitiendo observar cómo aumenta el tamaño de las gotas de lluvia en diferentes alturas dentro de las nubes de tormenta (Figura 3-1).

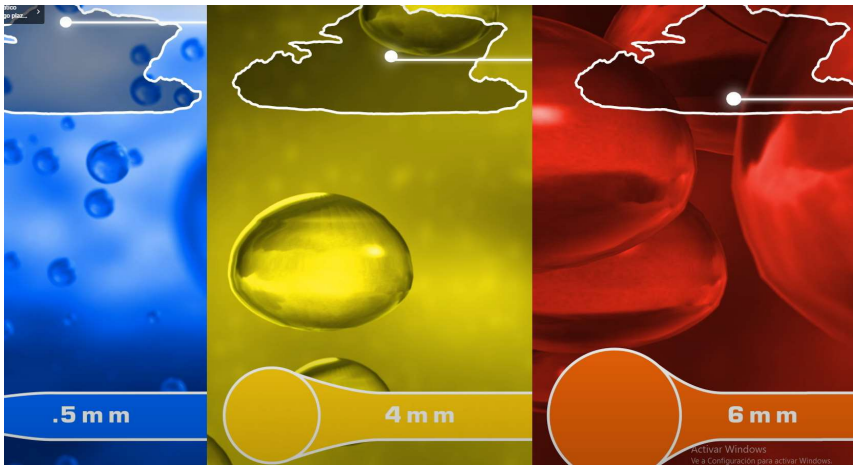


Figura 3-1: Evolución del tamaño de las gotas de lluvia dentro de tormentas (*GPM-NASA*, 2023).

Una nube observada desde el espacio o desde la superficie puede ocultar, desde nuestro punto de vista, otras nubes. La cantidad y tipos de nubes observadas puede ser diferente dependiendo de nuestro punto de observación.

El año 2017 fue el año de las nubes, o por lo menos así lo decidió la OMM (Organización Meteorológica mundial). Era un intento de transmitir la importancia de las nubes, de su observación, de su comprensión, de 'ENTENDER LAS NUBES', como indicaba su eslogan. Ese año, el día meteorológico mundial se dedicó para hacer pública la última versión del Atlas Internacional de Nubes, en este caso digital y con una extensa colección de fotografías. Antes de entrar en más detalles de los tipos o géneros de nubes, veamos dónde están las nubes.

3.1. La altura de las nubes

Las nubes pueden estar por encima o por debajo del observador, dependiendo de su posición relativa. En el caso que nos ocupa, vamos a observar las nubes tanto desde el espacio como desde la superficie, para poder comparar ambas observaciones.

Las nubes que vamos a estudiar están en la atmósfera de la Tierra. La mayoría de las nubes las tenemos situadas en la troposfera, la primera capa de la atmósfera situada en contacto con la litosfera y la hidrosfera.

Habitualmente en la troposfera, la temperatura desciende según nos alejamos de la superficie, a un ritmo medio de 6,5 °C cada 100 metros. La temperatura en las zonas medias de la troposfera puede estar entre -10 °C y -40 °C, llegando a la zona superior en las proximidades de la tropopausa a valores de -50 °C a -70 °C.

Esto hace que podamos tener nubes:

-formadas por gotas de agua líquida a temperaturas positivas,

-nubes formadas por gotas de agua líquida a temperatura negativa, agua sub-fusión,

-nubes formadas por cristales de hielo a temperaturas negativas,

- y nubes formadas por una mezcla de gotas de agua líquida y cristales de hielo a temperatura negativa.

En general se establece que tenemos tres pisos o zonas en la troposfera donde están situadas casi todas las nubes: un piso bajo, un piso medio y un piso alto. Hemos visto que la tropopausa varía su altitud con la latitud, esto hace que los dos pisos superiores de nubes también cambien ligeramente con la latitud.

Nos referimos a la altura de una nube, cuando hacemos referencia a la distancia vertical de la base de la nube hasta la superficie del lugar de la observación. Normalmente las observaciones de nubes están referidas a la localización del observador, sobre todo en las zonas de aeropuertos, y se suele dar la altura de la nube referida a la superficie de observación.

Pero hay que tener en cuenta que la referencia también puede ser el nivel del mar, en este caso hablamos de la altitud. La altitud de las bases de las nubes estará referida al nivel de

mar, para referirlas al lugar de observación habrá que corregir el valor y dar la altura de la base de la nube.

Tabla 3-1: Alturas aproximadas de cada piso de nubes para diferentes latitudes (Gallego & Quirantes, 2011)

PISO	REGIONES	POLARES	REGIONES	TEMPLADAS	REGIONES	TROPICALES
	INVIERNO	VERANO	INVIERNO	VERANO	INVIERNO	VERANO
ALTO	4-6 km	5-8 km	6-10 km	8-13 km	8-13 km	10-18 km
MEDIO	2-4 km	2-5 km	3-6 km	3-8 km	3-8 km	3-10 km
BAJO	Superficie -	2 km	Superficie -	2-3 km	Superficie -	3-4 km

Vamos a trabajar con **las nubes troposféricas**, en particular con aquellas situadas en la parte superior de la troposfera. Pero también podemos encontrar nubes en las capas más altas de la atmósfera, por encima de la troposfera: **Nubes estratosféricas** y también **mesosféricas**. La existencia de muchas de ellas ha sido descubierta recientemente gracias a los nuevos sensores a bordo de satélites, permitiendo el estudio de las capas más altas de la atmósfera.

Nubes estratosféricas polares: se forman a alturas entre los 15 km y los 30 km, en la estratosfera y en los dos hemisferios en latitudes elevadas, cerca de los círculos polares. Se producen a muy bajas temperaturas, asociadas habitualmente al vórtice estratosférico polar que se forma durante el invierno. El vórtice polar estratosférico austral es más estable que el boreal, es por ello por lo que son más frecuentes en el polo sur. Formadas por condensación de ácido nítrico y agua, también se las denomina nubes nacaradas o madreperla, por las vistosas mezclas de colores que desarrollan (Figura 3-2).

Figura 3-2: Nubes mesosféricas, nacaradas. Foto realizada en la Antártida (Remae Baker, Australian Antartic Division).

Nubes mesosféricas polares: Se forman en la mesosfera, en las zonas polares a alturas entre 80 km y 85 km, en la zona de la mesopausa y son más frecuentes en el verano. Estas nubes también son llamadas nubes noctilucentes, porque debido a su elevada altura, el sol las ilumina cuando es casi de noche. Las primeras hipótesis apuntan que su aumento puede estar relacionado por la gran actividad espacial de la humanidad las últimas décadas (Figura 3-3).

Figura 3-3: Nubes noctilucentes. Fotografía realizada en Alaska (Lee Robertson, NOAA).

Desde el punto de vista de la comunidad de teledetección las nubes son un problema, porque interfieren en la observación de la superficie terrestre. También lo son para la comunidad de ingenieros que buscan lugares óptimos para la instalación de plantas fotovoltaicas o solares.

Desde el punto de vista de los físicos de la atmósfera las nubes son uno de los objetivos de estudio. El análisis de los tipos y evolución de nubosidad, la observación desde la Tierra o desde el espacio, su predicción, su comportamiento en la transmisión de la radiación solar y térmica son actualmente centros de miles de trabajos y grupos científicos.

Más allá de su observación como mero disfrute, las nubes pueden, y son, utilizadas como 'marcadores'. Si sabemos 'leerlas', ellas nos informan de las condiciones existentes en la zona de la atmósfera dónde están presentes, así como de la dinámica atmosférica en ese nivel. Son indicadores y predictores a corto plazo.

En este trabajo nos centramos en un tipo particular de nubes situadas en la zona más elevada de la troposfera, los cirrus.

3.2. Formación de las nubes

La formación de las nubes se produce cuando la humedad relativa es suficientemente alta como para que el vapor de agua, presente en la atmósfera, condense en forma de gotas de agua o de cristales de hielo. A este proceso se le llama nucleación, y no sería posible si no hubiera partículas sobre las que el vapor de agua condensara o solidificara.

Sin estos núcleos de condensación podríamos tener humedades relativas muy superiores al 100% y no aparecer gotas de agua o cristales de hielo, debido a la enorme energía que se requiere para formar una primera gota de agua líquida directamente a partir de moléculas de vapor de agua. En la atmósfera podemos encontrar condiciones de sobresaturación, humedad relativa superior al 100%. La elevada presencia de núcleos de condensación hace que rápidamente condense el exceso de humedad (Figura 3-4). Se necesita de estos núcleos

de condensación para iniciar el proceso. A estos aerosoles se les denomina núcleos higroscópicos de condensación y núcleos glaciogénicos, respectivamente (Rogers, 1976). La formación de gotas de agua o cristales de hielo sobre estos núcleos de condensación se denomina nucleación heterogénea.

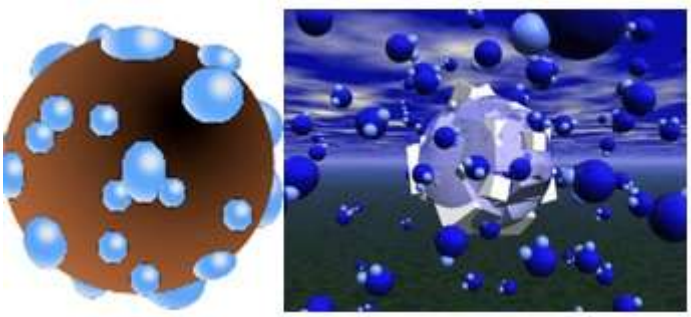


Figura 3-4: Núcleos de condensación, donde condensa o solidifica el vapor de agua.

Sin los núcleos de condensación o congelación sería muy complicado tener nubes. La nucleación homogénea, formación de gotas de agua o cristales de hielo sin núcleos de condensación, requeriría humedades relativas del 300% o temperaturas bajísimas, afectando el ciclo del agua de manera directa.

La relación entre la tensión superficial del agua y los núcleos de condensación son tema todavía de estudio actualmente (Davies et al., 2019). Hay ocasiones que la condensación puede iniciarse con humedades inferiores al 100%, sobre todo con la presencia de aerosoles marítimos. Suele suceder que, en los niveles altos de la troposfera, la falta de núcleos de condensación naturales para iniciar el proceso es compensada con el paso de un avión, que aporta mediante la combustión, vapor de agua y aerosoles, que pasan a ser los nuevos núcleos de condensación.

Es más normal de lo que parece tener gotas de agua líquida a temperaturas negativas en la atmósfera, llegando incluso a los -20 °C, teniendo en este caso agua en estado de subfusión, que puede solidificar bajo pequeñas perturbaciones exteriores. En este caso se genera un tipo de nube identificada como cavum, como se observa en la figura 3-5. En esta imagen observamos cavum, o skypunch, provocados por el tráfico aéreo.

Para llegar a la condensación o solidificación del vapor de agua necesitamos condiciones adecuadas de temperatura, presión y concentración de vapor de agua. Necesitamos saturación de la masa de aire, lo cual puede producirse por contacto con superficies más frías, por movimientos dinámicos a zonas más frías o zonas de menor presión dónde se produce una expansión, o por aumento del vapor de agua dentro de la masa de aire.

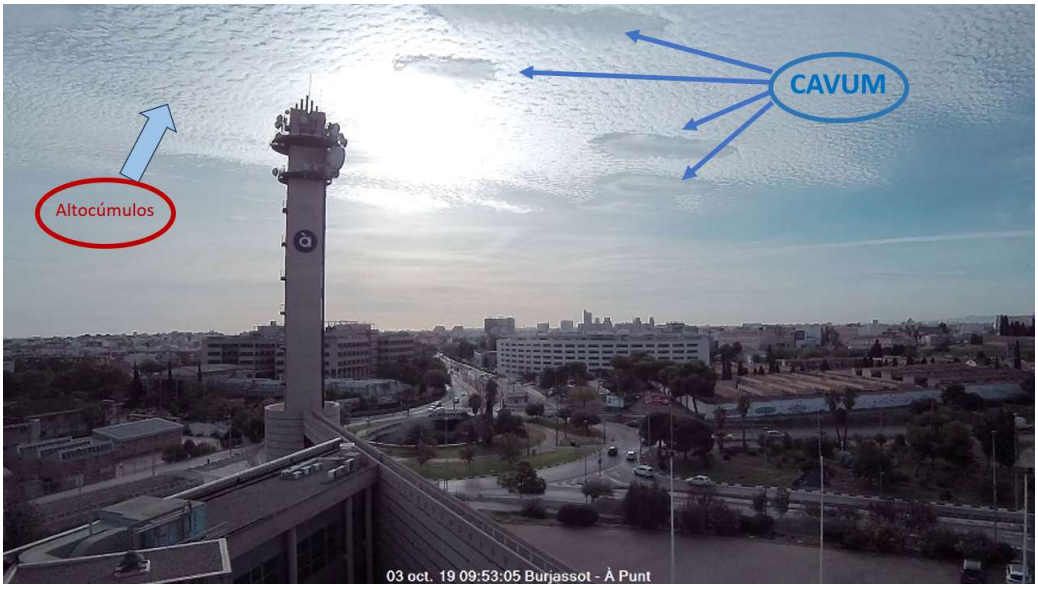


Figura 3-5: Altocumuls y cavum. Webcam AVAMET de Burjassot del 3 de octubre del 2019.

Según la teoría Bergeron-Findeisen, el hecho que la presión de vapor de agua sobre hielo sea menor que sobre agua, provoca que cuando conviven agua líquida y hielo en una nube, los cristales de hielo crecen a costa de las gotas, por la difusión del agua de las gotas a los cristales (Rogers, 1976).

Con todos estos procesos llegamos a la formación de gotas o cristales de hielo, que conforman las nubes, pero no de la precipitación, para lo cual hay que tener en cuenta otros procesos de crecimiento, coalescencia, que no son objetivo de este trabajo. Que haya nubes no quiere decir que habrá precipitación. Se necesitan más procesos de crecimiento de las gotas de lluvia, hasta llegar a tamaños suficientemente grandes para que precipiten.

El diámetro de una gota de agua media de una nube es 100 veces mayor que el de un núcleo de condensación y unas 100 veces menor que una gota de lluvia, es decir, una gota de lluvia contiene un millón de gotas de nubes, aproximadamente.

Hay que recordar que el tamaño de las gotas de agua o cristales de hielo de las nubes son varios órdenes de magnitud superiores a los núcleos de condensación, y que esto hace que la dispersión de la radiación por las nubes venga dominada por la dispersión de Mie, haciendo que el color de las nubes en el visible sea blanco.

Las nubes altas, cirros, están formadas mayoritariamente por cristales de hielo de tamaños que oscilan desde de décimas de milímetro hasta varias decenas de milímetros, y con formas variadas, predominando la formas planas y alargadas hexagonales, y los aglomerados de ellas. En la figura 3-6 se observa una muestra de cristales de hielo tomada de una nube en el momento en que se formaban diferentes halos.

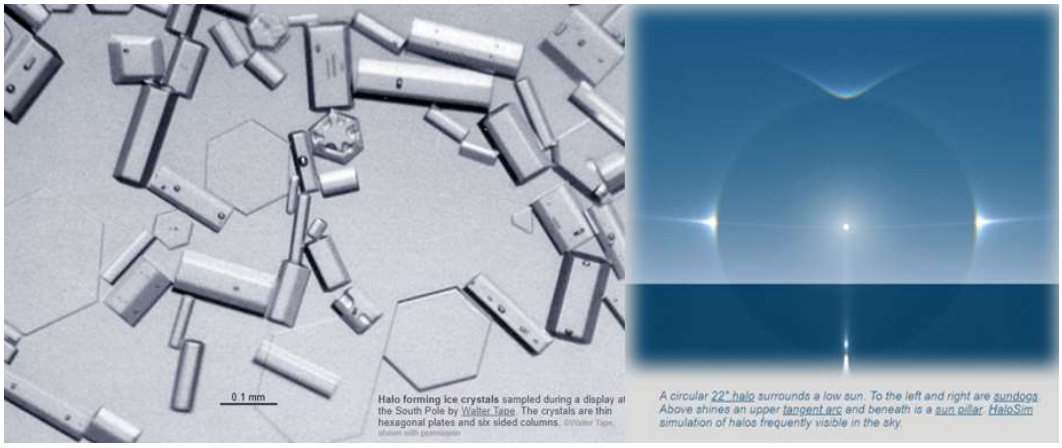


Figura 3-6: Muestra de cristales de hielo de agua de nube alta formando halos solares (Cowley, 2023).

3.3. Clasificación de las nubes

Clasificar las nubes implica categorizarlas en base a ciertas propiedades: observacionales, de composición, de altura, de formación, de evolución, o de transmisión y reflexión de ciertas radiaciones.

No sabemos exactamente desde cuando la humanidad ha intentado clasificar las nubes de manera sistemática, pero es evidente que las nubes siempre han sido observadas, valoradas y asociadas a diferentes fenómenos meteorológicos, usándose para realizar previsiones a corto plazo.

Históricamente ha sido difícil establecer a qué distancia está la nube de nosotros, y saber si está más o menos alta, aunque las sombras nos dan información. Tampoco es fácil obtener información de su composición y cuando están formadas por gotas de agua o cristales de hielo, excepto cuando tenemos niebla y la nube la tenemos tocando la superficie. Antes de iniciar las observaciones en globos y después en avión, las únicas observaciones eran precisamente de las nubes que tocaban la superficie de la tierra en algún momento.

Las nubes presentan todas ellas dos características: no hay dos nubes iguales y no son estáticas, siempre están en movimiento. Cada nube es un proceso en evolución, en una zona de la nube tenemos evaporación o sublimación y en otra condensación o sublimación inversa.

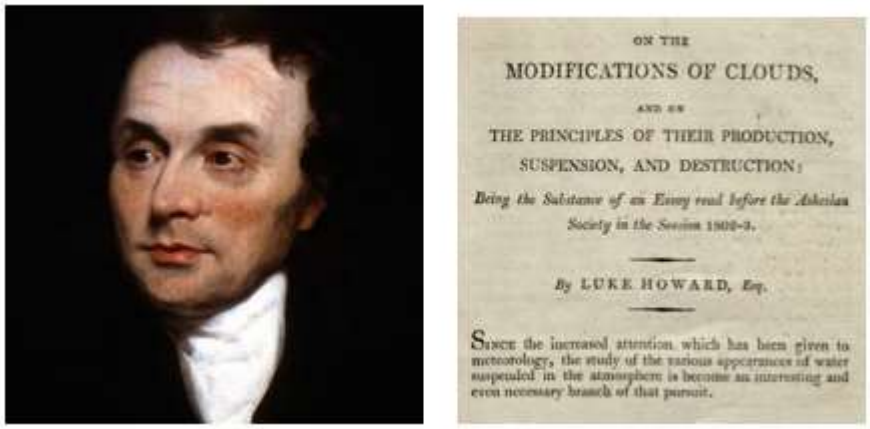
3.3.1. Clasificación por géneros

La clasificación que actualmente se utiliza está basada en una clasificación de hace 200 años. La clasificación de la Organización Meteorológica Mundial (WMO en inglés) está basada en la clasificación realizada por un farmacéutico inglés Luke Howard (1772-1864), persona interesada por muchas cuestiones del ámbito natural, entre otras las nubes. Su clasificación

se presentó en una sociedad científica de Londres en una conferencia titulada: 'On the Modificaction of Clouds' (Sobre las modificaciones de las nubes). Posteriormente a la conferencia publicó el ensayo donde describía con detalle su clasificación, que acompañaba con dibujos, figura 3-7 y figura 3-8.

Una fantástica revisión histórica desde la Grecia clásica y de cómo se han observado y valorado las nubes la podemos encontrar en el artículo de Jorge Olcina (Olcina, 1996). El catedrático Olcina repasa diferentes tratados y explicaciones sobre las nubes. Empezando con Aristóteles (s. IV a. de C.), que hablaba de la existencia de una 'región' de nubes en la atmósfera entre una capa cálida y húmeda inferior y una capa cálida y seca superior, donde se generaban las nubes y las precipitaciones, considerando a la niebla como una nube estéril. Pasando por Arato de Solos (310-240 a. de C.) que incluye referencias en su obra a las nubes como fenómeno que era signo de estados del tiempo o de cambios que pueden ocurrir, haciendo referencia a su utilidad como pronóstico o previsión. Olcina también cita al autor Varenio, que en el siglo XVII ya incluía referencias a las nubes como elemento para el pronóstico del tiempo. Así mismo Olcina destaca la figura del literato y científico Johann Wolfgang von Goethe, que manifestó en sus obras gran admiración por los cielos de nubes y contribuyó de manera decisiva a la difusión de la clasificación o catálogo de nubes de Luke Howard.

En los primeros años del siglo XIX surgen diferentes propuestas para la clasificación de las nubes, en un entorno social y científico marcados por la tendencia a la clasificación biológica y la gran influencia de Carlos Linneo (El botánico que ordenó la naturaleza).



ON THE

MODIFICATIONS OF CLOUDS,

AND ON

THE PRINCIPLES OF THEIR PRODUCTION,

SUSPENSION, AND DESTRUCTION:

Being the Substance of an Essay read before the Askesian Society in the Session 1802-3.

By LUKE HOWARD, Esq.

Since the increased attention which has been given to meteorology, the study of the various appearances of water suspended in the atmosphere is become an interesting and even necessary branch of that pursuit.

Figura 3-7: Luke Howard. Modifications of Clouds.

Fue en 1801 cuando Jean-Baptiste-Pierre-Antoine de Monet de Lamarck presentó la que era la primera propuesta de clasificación de nubes. Era una clasificación basada, según indicaba el científico, en que las nubes poseían unas ciertas características comunes. Esta clasificación tuvo poco éxito científico y seguimiento en general, pero planteó ya la división en tres alturas o niveles. El catedrático Olcina justifica que esta clasificación no tuviera éxito por el hecho de que los nombres propuestos eran en francés, y con términos relacionados con la vida en el campo, limitando mucho su divulgación mundial, justo en el contexto de las guerras

napoleónicas. Era también poco razonable proponer un pequeño grupo de clases y después pretender que toda nube observada estuviera dentro de alguno de estos grupos.

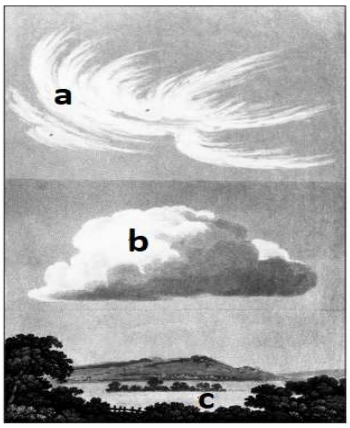


Figura 3-8: Ilustración en el artículo de Luke Howard. Aparacen diferentes cirrus (a), un cumulus común (b) y un stratus, que ocupaba el fondo de un valle (c).

Fue finalmente la clasificación propuesta por Luke Howard la que triunfó, se aceptó y prosperó con diferentes modificaciones. La clasificación de Luke Howard está basada en nombres latinos y descripciones muy genéricas de algunas propiedades observadas en las nubes: ***cirrus***, mechón de pelo, cabellera, rizo; ***cúmulus***, montón, acumulación; ***stratus***, extendida, ensanchada; ***nimbus***, precipitación.

Con estos 4 elementos y combinaciones de ellos formó las 7 categorías básicas, o géneros, de su clasificación:

cirrus, cumulus, stratus,

cirro-cumulus, cirro-stratus, cumulo-stratus y

cumulo-cirro-stratus (nimbus).

Una clasificación que acompañó con dibujos elaborados por pintores de la época o hechos por él mismo. La clasificación de Howard vino acompañada de sus teorías de la formación de las nubes, señalando que dependían de las condiciones de temperatura, humedad y presión del aire en que el vapor de agua estaba presente. Señaló también que cuanto más caliente estaba el aire más vapor de agua podía contener. Según se enfriaba la masa de aire menos vapor podía contener, llegando a la condensación del vapor si la temperatura bajaba lo suficiente.

Esta clasificación tuvo gran acogida y se extendió rápidamente. El pintor de nubes John Constable se basó en esta clasificación al realizar series de sus trabajos sobre nubes, y el mismo J. W. Goethe valoró positivamente la clasificación y la utilizó posteriormente.

Los años posteriores se fueron añadiendo variedades a los tipos de nubes iniciales y, también se fueron traduciendo los tipos iniciales a las diferentes lenguas, necesitando un criterio internacional que llegó en 1896 con el primer Atlas Internacional de Nubes.

A finales del siglo XIX, en los manuales de meteorología se mencionaba la clasificación de Howard. A principios del siglo XX, el astrónomo Camille Flammarion comentó que esta aportación de Howard había dado claridad en este estudio tan nebuloso, señalando unos tipos principales de nubes que ayudan a reconocer y clasificar el resto de las nubes.

Como indica Ernesto Rodríguez Camino, científico de Aemet y miembro de la AME, en (GALLEGO, 2011), al final del siglo XIX se fueron haciendo modificaciones y añadidos a la clasificación inicial, gracias a Kaemtz, Renou y Poey. Manteniendo el espíritu original de la clasificación, se realizaron modificaciones hasta llegar al primer gran trabajo de síntesis, que se realizó a finales del siglo XIX por Hildebrandsson y Abercombry.

El mismo Abercromby se embarcó en dos viajes alrededor del mundo para comprobar que las formas de las nubes eran efectivamente las mismas en todo en todos los continentes, dando finalmente lugar al primer Atlas Internacional de Nubes, publicado en 1896, junto con 28 láminas, definiciones, descripciones y recomendaciones de cómo observar las nubes. Se publicó en alemán, francés e inglés. Tuvo una reedición en París en 1910.

Posteriormente se publicó la segunda edición del Atlas Internacional de Nubes en 1932 (con más ediciones hasta 1939) donde jugó un papel destacable la reunión realizada en Barcelona en junio de 1929, donde se pusieron las bases para aceptar nuevas propuestas, siempre manteniendo los géneros de nubes iniciales. Jugó papel importante Eduard Fontserè, gran figura de la meteorología catalana y mundial.

En 1956 apareció una nueva edición, con un volumen dedicado a fotografías. Esta edición fue sustituida por una nueva en 1975, con el detalle de que el volumen de fotografías se publicó 12 años después, en 1987. Se mantenían los géneros, se extendían las variedades y las especies. Se definió a las nubes como hidrometeoros y se introdujo el concepto de nube madre, nube origen. En 1993 se presentó una edición en español del volumen I.

En 2017 se publicó el actual Atlas Internacional de nubes de la OMM (Organización Meteorológica Mundial). La última versión del atlas internacional es digital y se puede consultar en (WMO, 2017). La clasificación actual distingue 10 géneros, figura 3-9, con diferentes especies, variedades, rasgos suplementarios y nubes accesorias.

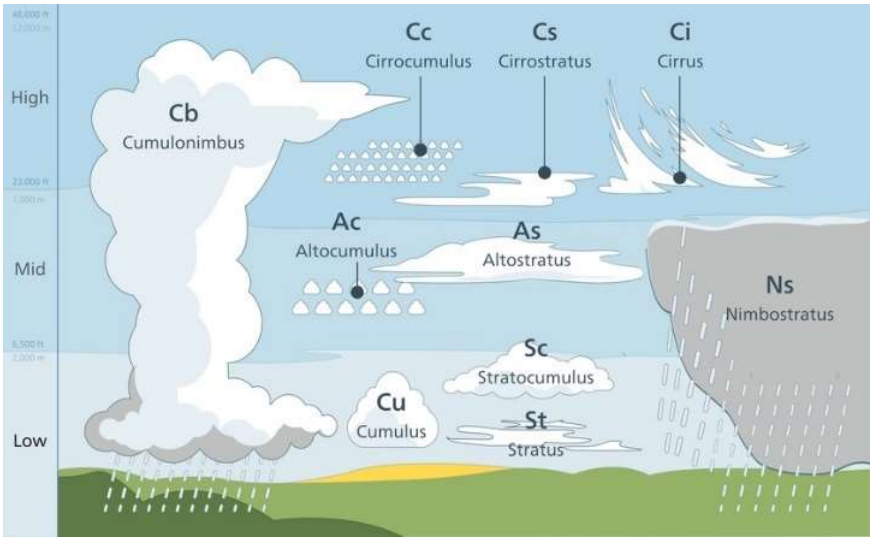


Figura 3-9: Clasificación por géneros de nubes (WMO, 2017).

Los 10 géneros: Cirrus, Cirrocumulus, Cirrostratus, Altocumulus, Altostratus, Nimbostratus, Stratocumulus, Stratus, Cumulus y Cumulonimbus, se excluyen mutuamente. Una nube sólo puede pertenecer a uno de estos géneros. Cada género tiene un símbolo internacional de identificación. Podemos ver ejemplos en la figura 3-10.

La mayoría de los géneros de nubes están divididos en especies, basándose en peculiaridades en la forma de las nubes o en su estructura interna. Las especies también son mutuamente excluyentes, tabla 3-2.

Un cumulus será mediocris o congestus, pero no las dos especies al mismo tiempo. Por otro lado, las especies no están asociadas a un género, y pueden aparecer en cualquier género. Podemos tener la especie letincularis, con el género altocumulus o con el cirrocumulus.

Hay dos géneros que no presentan especies: Altostratus y Nimbostratus. No es necesario utilizar las especies siempre, puede suceder que no se pueda aplicar ninguna en algún caso particular, quedando el género solamente. Las variedades indican características especiales, según su transparencia o la disposición de sus elementos macroscópicos. Los Cumulonimbus no presentan ninguna variedad.

Hay ocasiones que, con la identificación de género, especie y variedad, no es suficiente para describir la nube. Puede tener rasgos suplementarios agregados a ella, o presentar nubes accesorias, que no son mutuamente excluyentes.

Y por último hablamos de las Nubes-Madre. Una nube puede generarse del aire despejado directamente por condensación o sublimación inversa, pero hay ocasiones que puede generarse a partir de otra nube. En este caso si la nueva nube se origina de una parte pequeña de la nube original, se añade el sufijo -GENITUS, o si la nube se genera de una gran parte o de casi toda la nube original, en este caso se añade el sufijo -MUTATUS.

*Tabla 3-2: 10 géneros de nubes y principales especies con sus abreviaturas y símbolos (*WMO, 2017).

Géneros			*Especies*	
Denominación	*Abreviatura*	*Símbolo*	*Denominación*	*Abreviatura*
Cirrus	Ci		fibratus	fib
Cirrocumulus	Cc		uncinus	unc
Cirrostratus	Cs		spissatus	spi
Altocumulus	Ac		castellanus	cas
Altostratus	As		floccus	flo
Nimbostratus	Ns		stratiformis	str
Stratocumulus	Sc		nebulosus	neb
Stratus	St		lenticularis	len
Cumulus	Cu		fractus	fra
Cumulonimbus	Cb		humilis	hum
			mediocris	med
			congestus	con
			volutus	vol
			calvus	cal
			capillatus	cap

La última versión del Atlas Internacional de Nubes también viene con recomendaciones a la hora de hacer las observaciones y especifica que las definiciones que se dan responden a observaciones realizadas con condiciones de horizonte libre de obstáculos, aire limpio (sin niebla, calima, polvo o humo), con el sol suficientemente alto para proporcionar a las nubes la luminancia y coloración habituales, y con las nubes lo suficientemente altas sobre el horizonte para despreciar el efecto de perspectiva.

Los pasos para seguir para realizar la observación serán, primero estimar la cobertura total de nubes, medida como fracción de cielo cubierto por todas las nubes visibles, habitualmente en octavos. Posteriormente, habría que identificar las nubes por su género, y si es posible, las especies, variedades, rasgos suplementarios, las nubes accesorias, las nubes madre y cualquier otro meteoro asociado con la nube. Sería deseable estimar o medir la altura de las nubes, la cantidad de nubes por género o por capas y estimar la dirección del movimiento. Ejemplos de los 10 géneros podemos verlos en la figura 3-10.

La última versión del Atlas de nubes vino también con algunas novedades. Una nueva especie: volutus. Nuevos rasgos suplementarios, muchos ya observados e identificados, pero ahora con nombre reconocido: asperitas, cavum, cauda, fluctus y murus. Una nueva nube accesoria: flumen. Hasta ahora se hablaba de pirocúmulo, ahora tenemos un cúmulo generado por una llama: flammagenitus.

También en la nueva versión de 2017 se decidió que las estelas de los aviones, llamadas contrails, (condesation trail o rastro de condensación), se consideren una nube. Este tipo de nube generada a gran altura, a causa del tráfico aéreo, y cuando las condiciones de temperatura y humedad son adecuadas para que se formen cristales de hielo, tiene también

un efecto en el balance de radiación global. Es por ello, que las compañías aéreas estudian cambiar la altura de los vuelos comerciales, así como cambiar el combustible o la eficiencia de los motores, de manera que produzca menos estelas y sobre todo emita menos CO_2. La emisión de gases de efecto invernadero procedente de la aviación supone entre un 3% y un 5% del total, y es el que más ha aumentado desde 1990.

Figura 3-10: Ejemplos de diferentes géneros de nubes. Webcams AVAMET.
De izquierda a derecha, y de arriba abajo: Cirrus, cirrostratus, cirrocumulus, altocumulus, altostratus, nimbostratus, cumulus, stratocumulus, stratus, Cumulonimbus.

En el caso de cirros, que tengamos conocimiento de, que han evolucionado a partir de estelas de aviones, pero ya se encuentran en un estado donde parecen nubes de origen natural, tendrían su identificación habitual, por ejemplo, cirros fibratus, pero habría que añadir homomutatus para identificar que su origen era humano y después han sufrido una mutación.

En este trabajo nos vamos a centrar en las nubes del género cirros. Estas nubes muy altas formadas por cristales de hielo ya fueron planteadas por Anaxágoras de Clazomenae (500-428 antes de Cristo), aunque de momento sin bautizarlas como cirros (Gallego & Quirantes, 2011).

Descartes, en 1637, demuestra que los halos de 22° observados en el cielo deben de estar producidos por la refracción de la luz en cristales de hielo, que se corresponden con un tipo de nubes muy altas. Los fenómenos ópticos como parhelios o la mayoría de los halos están asociados a la refracción de la luz en cristales de hielo, y son explicados por la geometría hexagonal de estos cristales. Según el tipo de halo observado nos da información del predominio y distribución de cierto tipo de formas de cristales (Cowley, 2023).

3.3.2. Clasificación por altitud, por pisos

La mayoría de las nubes están situadas en la troposfera, cuyo techo máximo oscila entre 7 y 18 km. Esta variación de la tropopausa provoca que las nubes de las capas medias o altas de la troposfera se sitúen en alturas más altas o bajas según se sitúe la tropoausa. La altura de la nube será la distancia vertical entre la base de la nube y el punto de observación en la Tierra. La altitud de la nube será la distancia vertical desde la base de la nube considerada hasta el nivel medio del mar.

La extensión vertical de la nube será la distancia vertical entre la base de una nube y su cima, o parte superior. La clasificación más extendida y utilizada hace referencia a la división de la troposfera en tres zonas o alturas, dentro de las cuales tendremos un tipo de nubes u otras. Hablaremos por tanto de tres 'pisos' o alturas: bajo, medio y alto.

El rango de alturas dependerá de la latitud, pero en general se pueden definir esas tres zonas de manera genérica, encontrando con más frecuencia en cada zona nubes de un determinado género que de otros, tabla 3-3.

Tabla 3-3: Alturas aproximadas y géneros de nubes más frecuentes en cada nivel (WMO, 2017).

Nivel	*Géneros*	*Región polar*	*Región templada*	*Región tropical*
Alto	Cirrus Cirrocumulus Cirrostratus	3 – 8 km (10 000 – 25 000 pies)	5 – 13 km (16 500 – 45 000 pies)	6 –18 km (20 000 – 60 000 pies)
Medio	Altocumulus Altostratus Nimbostratus	2 – 4km (6 500 – 13 000 pies)	2 – 7 km (6 500 – 23 000 pies)	2 – 8 km (6 500 – 25 000 pies)
Bajo	Stratus Stratocumulus Cumulus Cumulonimbus	Desde la superficie de la Tierra hasta 2 km (0 – 6 500 pies)	Desde la superficie de la Tierra hasta 2 km (0 – 6 500 pies)	Desde la superficie de la Tierra hasta 2 km (0 – 6 500 pies)

Hay que mencionar algunas excepciones a esta generalización:

1) Los cúmulus y cumulonimbus tiene la base en el nivel más bajo habitualmente, pero su crecimiento vertical los puede llevar a que sus cimas lleguen al nivel medio o alto.
2) Los altostratus suelen aparecer en el nivel medio, pero en ocasiones evolucionan y se extienden al nivel alto.

3) Los nimbostratus suelen aparecer en el nivel medio, pero de manera habitual se extiende tanto al nivel bajo como al alto.

La identificación de un género puede ayudar a identificar en qué nivel se encuentra dicha nube. La identificación como nubes bajas, medias y altas es habitual en las observaciones oficiales de los centros meteorológicos y en los medios de comunicación, aunque no está demostrado que exista un conocimiento genérico entre la población.

3.3.3. Clasificación por origen

Otra posible clasificación es por el mecanismo de formación de la nube, es decir, el mecanismo que genera la saturación de la masa de aire bien sea por el enfriamiento de esta o por el aumento de la cantidad de vapor de agua en dicha masa de aire.

Mecanismos de saturación por aporte de humedad:

- Mezcla de masas de aire
- Convergencia de humedad
- Turbulencias

Mecanismos de saturación por enfriamiento:

- Enfriamiento por irradiación
- Enfriamiento por ascensos (la mayoría)
    - Frentes
    - Convección
    - Convergencia de viento
    - Orografía

3.3.4. Clasificación por composición y temperatura

Según la temperatura en toda la nube, podemos distinguir entre:

- Nubes cálidas, con temperaturas positivas en gran parte de la nube, donde el mecanismo de crecimiento es mediante colisiones y coalescencia.
- Nubes mixtas o frías, con temperaturas negativas en toda o gran parte de la nube, donde interviene la fase de hielo en la formación. Conviven gotas de agua líquida mezcladas con cristales de hielo, o presentan sólo cristales de hielo.

  Es frecuente tener nubes con agua en estado de subfusión, gotas de agua líquida a temperaturas negativas de hasta -35 °C. En estas situaciones, si aparece un cristal de hielo por cualquier perturbación, el hielo crece a costa de las gotas de agua, pues su presión de vapor (hielo-vapor) es menor que la de agua-vapor. Para temperaturas inferiores a -40 °C básicamente tenemos cristales de hielo.

Podemos generalizar y decir que tenemos nubes de agua y nubes de hielo, aunque parte de las nubes de agua estén a temperaturas negativas. Las nubes formadas por gotas de agua líquida a temperaturas positivas o negativas ocupan mayoritariamente los niveles o pisos bajo y medio, mientras que las nubes frías formadas por cristales de hielo ocupan el nivel alto, que son las nubes que ocupan este trabajo.

Las nubes frías suelen ser más finas que las cálidas. Las nubes heladas habitualmente dejan pasar más radiación solar y son menos compactas, siendo las nubes más cálidas y de agua líquida más densas habitualmente y con mayor espesor óptico. Las nuevas nubes observadas desde finales del siglo XX y principios del siglo XXI, a alturas muy superiores a la tropopausa, nos permite realizar una modificación de las alturas o pisos de las nubes entre los tres básicos de bajas, medias y altas, apareciendo las muy altas y las extremadamente altas.

De la misma forma podemos hablar de aquellas nubes que tienen desarrollo vertical moderado y pueden estar en dos niveles, y las de gran desarrollo vertical, como los cumulonimbus, en los que una misma nube ocuparía los tres niveles.

3.3.5. Clasificación por convección

También se pueden clasificar los diferentes tipos de nubes de acuerdo con su convección o inestabilidad asociada, es decir, si dentro de cada nube predominan los movimientos verticales más que los movimientos horizontales (Tabla 3-4). Podemos distinguir nubes con fuerte convección, como los cumulonimbus; nubes con una convección libre moderada, donde se incluyen diferentes tipos de cumulus; las nubes con una convección limitada y aquellas que no presentan movimientos convectivos o son muy pequeños.

Tabla 3-4: Clasificación de nubes considerando altura y convección (WMO, 2017).

FORMA / NIVEL	ESTRATIFORME NO CONVECTIVA	CIRRIFORME GENERALMENTE NO CONVECTIVA	ESTRATOCUMULIFORME CONVECCIÓN LIMITADA	CUMULIFORME CONVECCIÓN LIBRE	CUMULONIMBIFORME CONVECCIÓN PROFUNDA
EXTREMADAMENTE ALTO	Nubes noctilucentes	Nubes noctilucentes	Nubes noctilucentes		
MUY ALTO	Polares Estratosféricas	Polares Estratosféricas cirriformes	Polares Estratosféricas lenticulares		
ALTO	Cirrostratus	Cirrus	Cirrocumulus		
MEDIO	Altostratus		Altocumulus		
BAJO	Stratus		Stratocumulus	Cumulus humilis fractus	
MULTINIVEL MODERADAMENTE VERTICAL	Nimbostratus			Cumulus mediocris	
GRAN CRECIMIENTO VERTICAL				Cumulus congestus	Cumulonimbus

3.3.6. Clasificación por espesor óptico de las nubes

El espesor óptico de una nube depende principalmente de la densidad de elementos que la forman y de qué tipo de elementos está formada: cristales, gotitas de agua o gotas de lluvia, y también de sus formas. Las funciones de fase que definen la dependencia angular de la dispersión de la radiación vienen determinadas por los tamaños y las formas predominantes. La atenuación final de una nube también estará afectada por la concentración por volumen de sus elementos y su espesor total vertical (AMS, 2022).

El espesor óptico depende de la longitud de onda considerada. En el caso de las nubes se refiere de manera genérica al espesor óptico en las longitudes de onda del espectro visible. Cuando no se especifica, se habla del espesor óptico en la zona visible, aunque habría que diferenciar de qué longitud de onda hablamos para definir el espesor óptico de las nubes. Trabajos de diferentes autores (Serrano et al., 2015) demuestran que la variabilidad del espesor óptico de las nubes cálidas, formadas por gotas de agua líquida, viene determinada principalmente por el coeficiente de extinción, que varía del orden del 2% dentro del rango de tamaños de las gotas de nubes cálidas (de 8 a 12 micras). Mediante observaciones en el ultravioleta y en todo el rango visible, este autor muestra que el espesor óptico de las nubes cálidas muestra poca sensibilidad a la longitud de onda en el rango espectral solar. El espesor óptico total será el resultado de integrar, en todo el grosor vertical de la nube, el coeficiente de extinción (absorción más dispersión) para cada altura considerada.

Hay que destacar que el criterio seguido por la Organización Meteorológica Mundial (WMO, 1993) para identificar cada nube con un espesor óptico, no coincide con el criterio del ISCCP. El criterio de la OMM hace mención del espesor óptico como una característica observacional y cualitativa que depende de la estructura global de la nube y de sus dimensiones, y de si la nube deja pasar más o menos radiación a través de ella, tabla 3-5. La nube puede presentar un espesor óptico: muy débil, débil, moderado, fuerte y muy fuerte, con una escala de espesor óptico de nube de 1 a 5, en este caso el número solamente identifica el grupo o nivel, sin tener relación con las propiedades microfísicas de las nubes, más bien con su apariencia más o menos transparente, y más o menos opaca u oscura.

De acuerdo con esta escala, en este trabajo nos ocupamos de las nubes que tienen un espesor óptico débil o muy débil. El espesor óptico de las nubes en las longitudes de onda visibles no tiene una elevada dependencia con la longitud de onda, y aumenta rápidamente su valor en el infrarrojo a causa de las bandas de absorción del vapor de agua. En la zona del espectro visible el espesor óptico de las nubes es debido principalmente a la dispersión por las gotas de agua y cristales de hielo.

Tabla 3-5: Espesor óptico de las nubes según el Atlas Internacional de nubes

ESCALA	DESCRIPCIÓN	COMENTARIOS
1	MUY DÉBIL	SE OBSERVA EL CIELO AZUL A TRAVÉS DE LA NUBE
2	DÉBIL	LA NUBE OCULTA EL AZUL DEL CIELO, PERO EL SOL PROVOCA SOMBRAS EN LOS OBJETOS
3	MODERADA	LA NUBE TIENE ALTA LUMINOSIDAD, CON ZONAS DE SOMBRAS. CUANDO LA NUBE ES EXTENSA, LA CAPA ES LIGERAMENTE GRIS
4	FUERTE	LA NUBE APARECE CON COLOR GRIS OSCURO CUANDO ES EXTENSA HORIZONTALMENTE. SI ES DISCONTÍNUA, LAS PARTE EXPUESTAS AL SOL SON BLANCAS Y BRILLANTES
5	MUY FUERTE	LA NUBE ES OSCURA, EXCEPTO LA ZONA EXPUESTAS AL SOL, QUE APARECEN BRILLANTES. LA NUBE TIENE ASPECTO AMENAZADOR (IMAGINAMOS DE LLUVIA Y TORMENTA)

El espesor óptico de la nube (COD, Cloud Optical Depth, en inglés) nos informa de cuanta radiación transmite la nube y de la transparencia de la nube en esa longitud de onda. Una nube será densa ópticamente, cuando lo sea desde el punto de vista de contenido de humedad y de gotas de agua o cristales de hielo. Estas nubes reflejarán más radiación solar en su parte superior hacia el espacio, siendo más brillantes cuando se las observa desde satélite. Una nube fina ópticamente, suele ser fría y con poco contenido de humedad y baja densidad de cristales o gotas de agua. Estas nubes tienen un albedo más bajo.

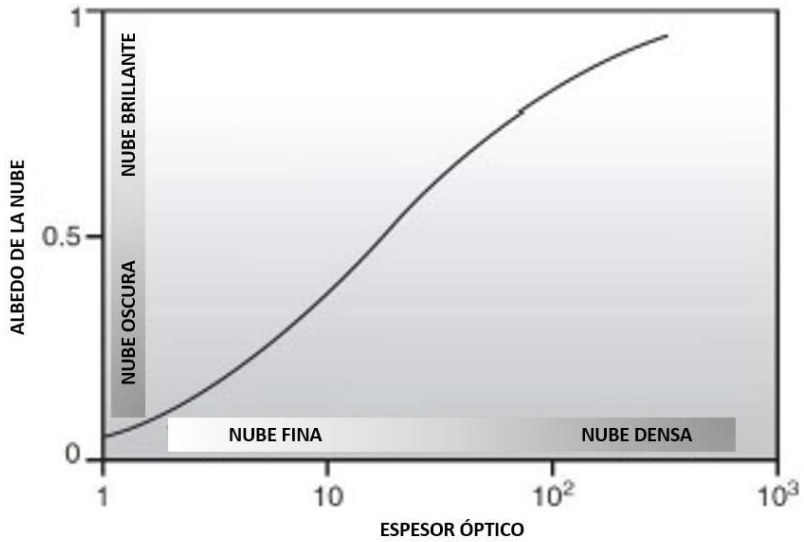


Figura 3-11: Relación entre el albedo de la nube y su espesor óptico.
Gráfica de Lamb and Verlinde, vía (Freile, 2018).

Las nubes más densas no dejan penetrar la radiación de onda corta y son grandes reflectores en el espectro visible. Las nubes finas presentan una mayor transparencia en todas las longitudes de onda, reflejando menos radiación solar de onda corta, y dejando 'ver' en algunas ocasiones la superficie, es decir, dejando transmitir radiación de onda corta reflejada

por la superficie. Esta nubes más finas, más delgadas y normalmente más frías, suelen estar situadas en las capas más altas de la troposfera, y desde hace unos años se dedican bandas espectrales específicas para su detección (Gao et al., 2002).

Los órdenes de magnitud de los espesores ópticos de las nubes oscilan entre valores de 0,1 a 3, para nubes finas y altas, hasta valores superiores a 300 para cumulonimbus, pasando por valores de 3 a 23 para nubes del género cirroestrato, altoestrato o estratocúmulo (Rossow & Schiffer, 1991). No siempre una altura elevada de una nube implica un espesor óptico elevado (Figura 3-13).

Para estimaciones de espesores ópticos realizadas desde la superficie, se observan grandes diferencias entre los valores obtenidos para cirrus y para stratus o altostratus (Figura 3-12). La dispersión de los valores obtenidos también es alta (Aebi et al., 2020).

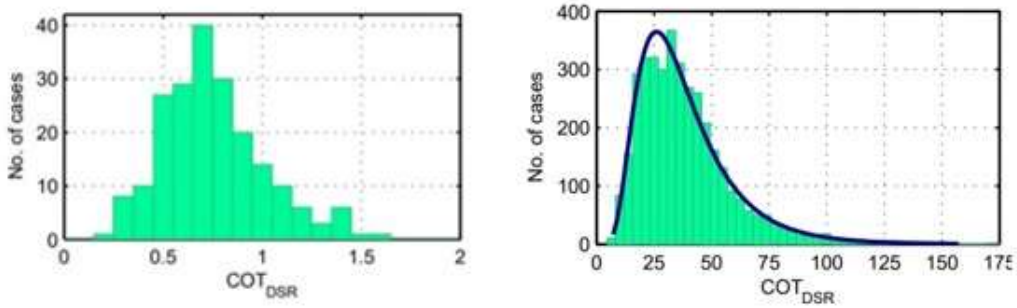


Figura 3-12: Variación del espesor óptico para cirrus (izquierda) y para stratus o altostratus (derecha) (Aebi et al., 2020).

El estudio del espesor óptico de las nubes es un parámetro clave para caracterizar las propiedades ópticas de las nubes. Las hipótesis y modelizaciones que se hacen de la microfísica de las nubes aumenta las incertidumbres en las estimaciones de los espesores ópticos de nubes (Zeng et al., 2012).

El espesor óptico de las nubes formadas por gotas de agua líquida está relacionado con el espesor físico de las nubes, la cantidad de agua líquida que contiene la nube, y con la distribución y concentración de gotas de agua dentro de la nube. Este valor nos relaciona la cantidad de radiación que se extingue al atravesar la nube con el espesor físico de la nube. Valores más elevados indican más extinción de radiación.

En el estudio realizado por (Freile, 2018) se detallada como la relación entre el espesor óptico de las nubes con las variables microfísicas depende del tipo de nube y si está formada por gotas de agua o cristales de hielo. En el caso de nubes formadas por gotas de agua, con un promedio del tamaño de la gota de 10 μm, se pueden utilizan aproximaciones de óptica geométrica debido al mayor tamaño relativo de las gotas respecto de las longitudes de onda del espectro solar (Liou, 1993). De esta manera se pueden obtener expresiones más sencillas que relacionan el espesor óptico de la nube con las variables microfísicas de las nubes.

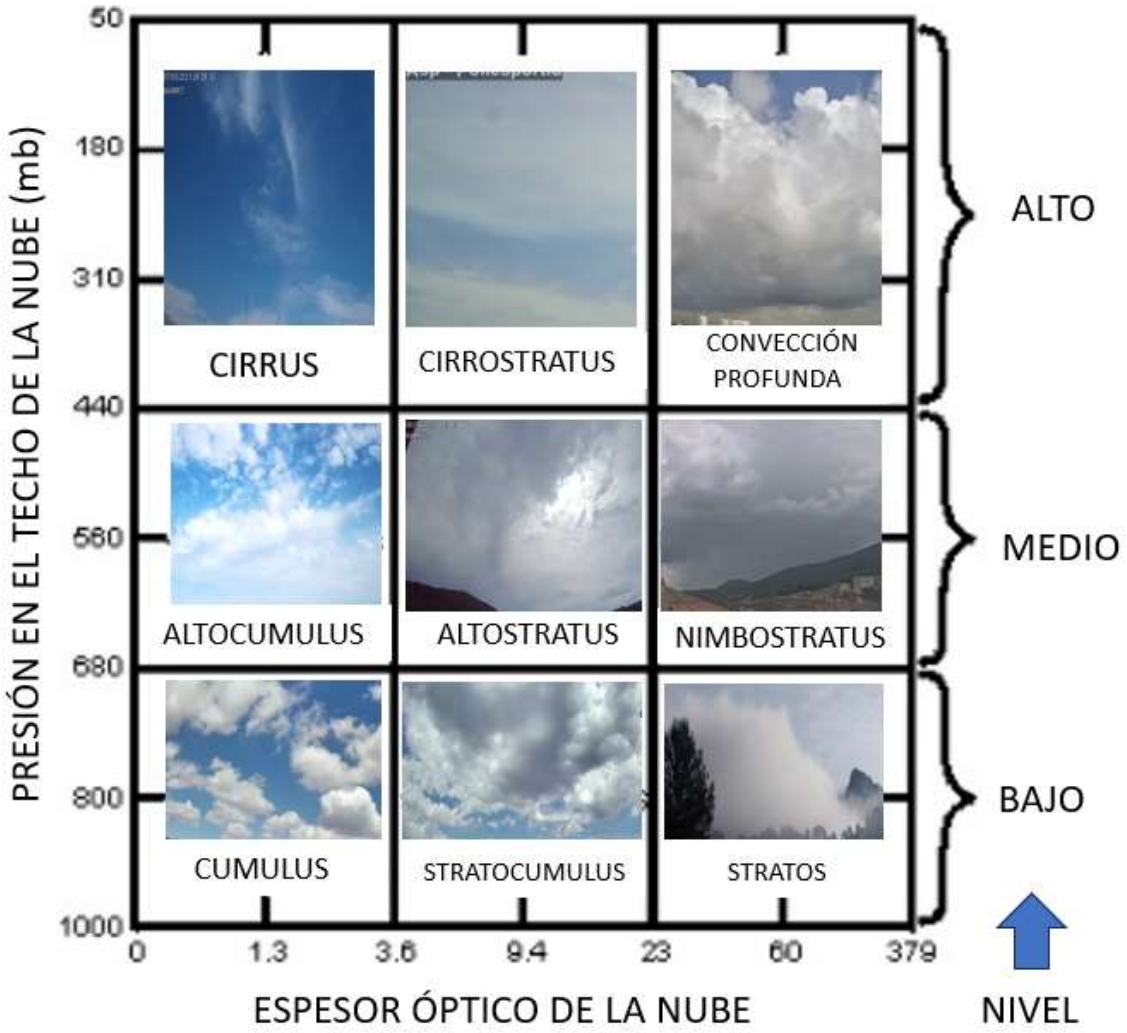


Figura 3-13: Referencia del ISCCP de espesor óptico de nubes.
Espesor óptico de nubes con la presión en el techo de la nube y nivel de la nube, con fotografías de las webcams de AVAMET.

En el caso de las nubes formadas por cristales de hielo, los cristales suelen presentarse en aglomeraciones, con menos densidad media de agua que en las nubes formadas por gotas líquidas. En estas aglomeraciones de cristales no predomina la forma esférica y son de mayor tamaño que las gotas de agua. En estos casos las relaciones entre el espesor óptico de la nube con las propiedades microfísicas presentan más incertidumbres. Aun así, se utilizan parametrizaciones del espesor óptico de las nubes de hielo en función del contenido vertical de agua congelada dentro de la nube (Freile, 2018).

El comportamiento de la reflectividad para una nube densa que no deje pasar nada de radiación, transmisividad nula, presenta un comportamiento espectral como muestra la figura 3-14 (Xu et al., 2016), con pocas variaciones espectrales en la zona solar y del infrarrojo próximo.

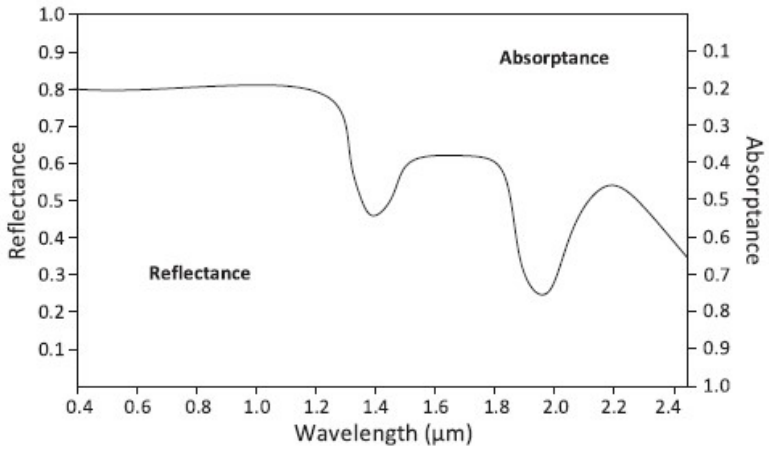


Figura 3-14: Reflectividad espectral de una nube opaca (Xu et al., 2016).

Las propiedades ópticas de las nubes las podemos describir en base a su microfísica, concentración, tipo y distribución de las gotas de agua y/o cristales de hielo; o podemos recurrir a información más global, como puede ser su cobertura o porcentaje de cobertura del cielo, junto con su espesor óptico (Richter et al., 2013).

Se han realizado estudios de la homogeneidad de las nubes estudiando la dependencia del espesor óptico con el ángulo de observación. Para ello se ha hecho uso del sensor MODIS, a bordo de los satélites AQUA y TERRA, realizando observaciones del espesor óptico de las nubes con ángulos cenitales de observación de hasta 60° (Várnai & Marshak, 2007).

3.4. Los cirrus, cirrocumulus y cirrostratus

Los Cirros, abreviatura CI, forman parte de las nubes más altas en la troposfera y habitualmente están situadas a alturas superiores a los 6.000 m. Pueden estar asociados a las corrientes en chorro que circulan en la parte alta de troposfera y por tanto estar situados en una zona de la troposfera donde el viento puede soplar persistente y con intensidades superiores a los 200 km/h. Estas condiciones afectan significativamente la evolución y distribución de este tipo de nubosidad. De la misma manera la observación de su movimiento nos permite estimar los vientos presentes en las capas próximas a la tropopausa.

Este tipo de nubes suelen presentarse en forma extensa horizontalmente y en general con cierta transparencia a la radiación, de manera totalmente diferente a los cumulus, que se presentan de manera más agrupada, siendo más opacos a la radiación, pero dejando en muchas ocasiones más huecos entre ellos de cielo despejado.

Los cirros tienen un aspecto de fibras deshilachadas, de lo cual reciben su nombre (figura 3-15). Suelen presentar un color blanco, excepto en las puestas y salidas del sol cuando a esas altitudes dominan los colores naranja i rojizos. Son nubes que no están asociadas a precipitaciones, aunque pueden ser anuncio de llegada de lluvias frontales, o en otras ocasiones de viento fuerte.

Figura 3-15: Cirros captados el 23 de abril del 2023 en Portell, Comunidad Valenciana, España (40,53° N, 0,26°W). Webcam de Avamet.

Estas nubes se forman en zonas de la atmósfera donde las temperaturas son inferiores a -30 °C, por ello estas nubes están formadas por cristales de hielo de agua, ya sean cristales individuales o aglomeraciones de cristales.

Dentro del tercer piso de la troposfera, encontramos también otro género de nubes altas, formadas también por cristales de hielo, pero que se diferencian de los cirros en su extensión horizontal y apariencia en el cielo.

Los Cirrocumulus, abreviatura CC, están también en la parte alta de la troposfera, y suelen estar formados por pequeñas unidades en forma de glóbulos u ondas, que se disponen de forma regular y no presentan sombras. Estas unidades suelen estar separadas entre ellas y dejan ver el cielo azul entre ellas (figura 3-16). Están formadas básicamente por cristales de hielo de agua y tampoco están asociadas a precipitaciones directamente.

Los Cirrostratus, abreviatura CS, también aparecen por encima de los 6.000 metros y forman un velo que cubre gran parte del cielo observado, con un color blanco y transparente. Se puede observar el sol a través de ellos, sin llegar a ser tan densos como los altoestratos (figura 3-16). Este tipo de nube alta puede estar asociado al yunque de grandes tormentas o a la llegada de un frente frío.

Figura 3-16: Cirrocumulus i cirrostratus en Llucena, l'Alcalatén, 25 de abril del 2023 (AVAMET, 2023).

Estos géneros de nube altas están formados por cristales de hielo hexagonales o por aglomeraciones de ellos. Según la distribución de cristales que predomina en la nube se pueden observar diferentes fotometeoros asociados a la refracción y reflexión de la luz solar en ellos: halos, parhelios (Figura 3-17), arcos cincumhorizontales u otros relacionados (Cowley, 2023). La observación de parhelios nos informa que la forma de cristales que predomina en los cirros es forma plana y hexagonal, con orientaciones horizontales muy similares en toda la nube.

Figura 3-17: Parhelios observados en València el 6 de noviembre de 2021.

Si las condiciones meteorológicas son las adecuadas, las estelas de condensación de los aviones que vuelan en la zona alta de la troposfera pueden ser persistentes y extenderse con los fuertes vientos que pueden registrarse a esas alturas, provocando la formación de nubes del género cirros. Si la nube formada todavía permite reconocer su origen, tenemos los llamados cirros homogenitus (Figura 3-18).

Figura 3-18: Cirros homogenitus, València, 25 de abril del 2023 (Avamet, 2023).

Si la nube alta formada tiene su origen en la estela de aviones, pero ha sufrido una transformación por el fuerte viento a esas alturas y la forma de la nube final ya no nos recuerda su origen en los aviones, y presenta un aspecto de origen natural, les pondremos el nombre correspondiente, género con su especie, variedad y rasgo suplementario, y finalmente con el nombre de nube especial 'homomutatus'. En la figura 3.19 podemos observar cirros uncinus homomutatus, porque sabemos que su origen es de estelas de aviones y que después han evolucionado. En este caso aparecen junto a algunos cumulus cerca de la Sierra de Bèrnia, Alicante.

Figura 3-19: Cirros homomutatus, 19 de abril del 2023 (Avamet, 2023).

3.4.1. Características de los cirros

Los tres géneros de nubes altas: cirrus, cirrocumulus y cirrostratus, son nubes que crecen y se desarrollan a alturas entre 8 y 15 km y están situadas a temperaturas normalmente inferiores a -30 °C. La frecuencia de aparición de este tipo de nubes, entre los demás géneros, desde los trópicos hasta las zonas polares disminuye desde un 33% a un 7% (Heymsfield et al., 2017).

Desde las zonas tropicales hasta las zonas polares la altura media de estas nubes pasa de 14 a 8 km (Figura 3-21), su espesor medio es de 2 km (Figura 3-22), y sus temperaturas en la parte superior de la nube están alrededor de -73 °C a -60 °C.

Estudios realizados mediante Lidar (Sassen et al., 1992) estiman que los cirros que tiene espesores ópticos inferiores a 0,03 están en el límite de ser visibles, y son los llamados subvisuales. Espesores ópticos entre 0,03 y 0,3 son nubes altas muy transparentes con

tonalidades azuladas del fondo del cielo, mientras que espesores ópticos entre 0,3 y 3 serían nubes altas más opacas, con tonalidades blancas o grises.

Los cirros pueden estar asociados a las zonas superiores de grandes tormentas, a la parte delantera de frentes o aparecer en zonas de fuertes vientos asociados a la corriente en chorro tropical o polar, donde se producen ondulaciones. La máxima cobertura de cirros aparece entre las latitudes 15° S y 15° N, a alturas muy elevadas, directamente asociados a los yunques de las grandes tormentas tropicales. En la figura 3-20 mostramos el promedio anual de datos diurnos y nocturnos obtenidos por sensores activos CloudSat/CALIPSO. Son cirros en una y múltiples capas. Los mínimos de frecuencia de observación de cirros están situados en las zonas polares y en los límites exteriores del cinturón tropical (Sassen et al., 2008).

Las nubes altas, como el resto de nubosidad, modulan la energía incidente del sol y la saliente hacia el espacio desde la Tierra. Las nubes altas más finas, que dejan pasar suficiente radiación solar incidente, tienen un efecto neto en el balance de radiación global positivo, mientras que las nubes altas más gruesas, normalmente tienen un efecto de enfriamiento. Según apunta (Heymsfield et al., 2017) si hay más partículas que actúen como núcleos de solidificación del hielo, la nucleación heterogénea produce nubes un poco más bajas, menos frías y más compactas. Si, por el contrario, hay pocas partículas disponibles para que solidifique el hielo, la formación de los cirros no es eficiente y se forman nubes más finas, más frías y con cristales más pequeños.

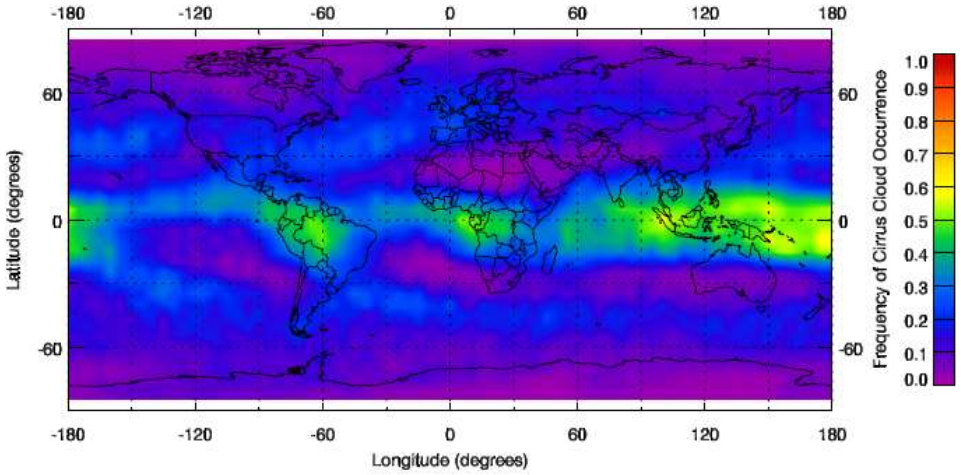


Figura 3-20: Distribución media de la frecuencia de presencia de cirros (Sassen et al., 2008).

Hay trabajos que intentan clasificar las diferentes etapas en la evolución de un cirros, de manera que podamos tener una mejor valoración de su efecto en el balance de radiación en el momento de su creación y posteriormente en los diferentes estados de evolución (Urbanek et al., 2017). Las observaciones realizadas desde barcos y desde tierra entre 1971 y 1996 mostraban variaciones destacables de frecuencia de observación de cirros entre unos continentes y otros, aunque este tipo de observaciones no tienen una validez general de todo el planeta. La altura media de los cirros oscila entre los 10 km a 16 km en latitudes de -30° a

+30°, y entre 6 km y 10 km para latitudes superiores a 60° e inferiores a -60° (Figura 3-21). La situación de los cirros sigue la evolución media de la tropopausa.

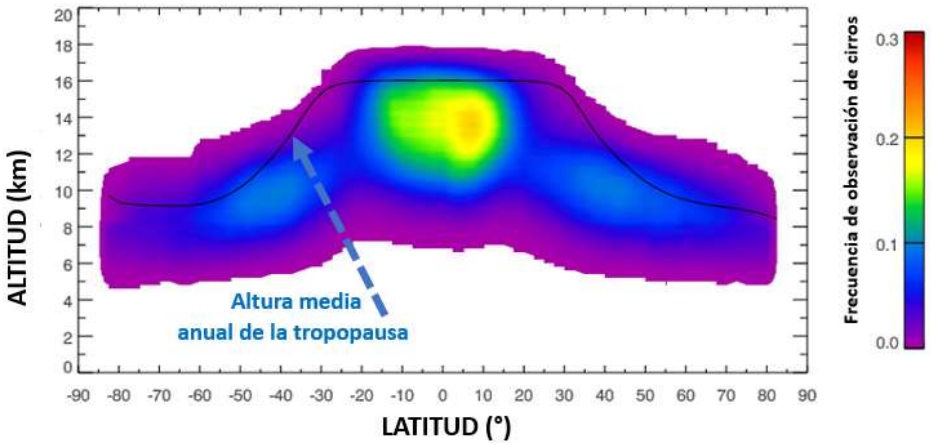


Figura 3-21: Distribución latitudinal de la altura media de los cirros observados por CALIPSO (Sassen et al., 2008).

En la figura 3-22 podemos observar como el grosor medio de los cirros se mantiene con un valor alrededor de los 2 km en todas las latitudes, pero resulta también destacable que si los cirros se presentan en multicapas su grosor es menor (Sassen et al., 2008).

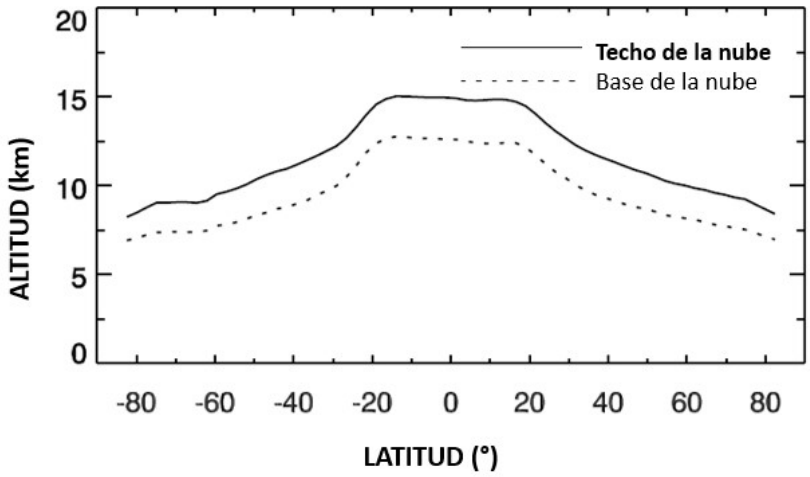


Figura 3-22: Techo y base promedio de los cirros según CloudSat-radar/CALIPSO-lidar (Sassen et al., 2008).

Para intentar simular los efectos de estas nubes altas en la radiación solar y térmica, se trabaja con diferentes modelos de distribución de los cristales de hielo en las nubes altas. (Baran et al., 2004) demostraron que los modelos que trabajan con simulaciones de agregados de cristales, más que con cristales aislados, reproducen mejor las propiedades de transmisión de la radiación por este tipo de nubes, tanto en la zona del visible como del infrarrojo, estimando

un tamaño medio de 36 μm, aunque en este caso no se pudieron realizar medidas in situ de los tamaños.

3.4.2. Los cristales de los cirros

Se han realizado múltiples campañas de vuelos dirigidas a estudiar la composición y distribución de las partículas dentro de los cirros. En 2014 se realizó una gran campaña, ML-CIRROS (Voigt, 2017) combinando datos desde satélite junto con medidas realizadas con sensores aerotransportados, donde se estudiaron los cirros naturales y los generados a partir de estelas de avión.

La transparencia que presentan los cirros a la radiación supone una dificultad añadida para su detección desde el espacio. Aparecen en cualquier latitud, con un promedio de cobertura global del 20%-30%. El 70% de los cirros observados se ha realizado en la zona tropical, donde suelen aparecer de manera más persistente (Liou, 1986).

La microfísica de este tipo de nubes sigue siendo estudiada, para intentar mejorar la comprensión de cómo crecen los cristales de hielo de agua en estas nubes (Heymsfield et al., 2017). La combinación de la gravedad con las corrientes ascendentes turbulentas dentro de estas nubes genera choques entre los cristales que les hacen crecer. Sus formas, desde más planas a las más alargadas en forma de tubo, se combinan para formar agregados de formas más variables y grandes. Los tamaños pueden variar desde 10 micras hasta llegar a órdenes del milímetro.

El grafismo de la figura 3-23 muestra el crecimiento de los cristales que forman los cirros en su movimiento de descenso dentro de la nube. Las medidas fueron realizadas a -43 °C. Los cristales más grandes llegaron a tamaños de 300 micras de diámetro medio, mostrándose como aglomerados de gran complejidad (Heymsfield et al., 2017)

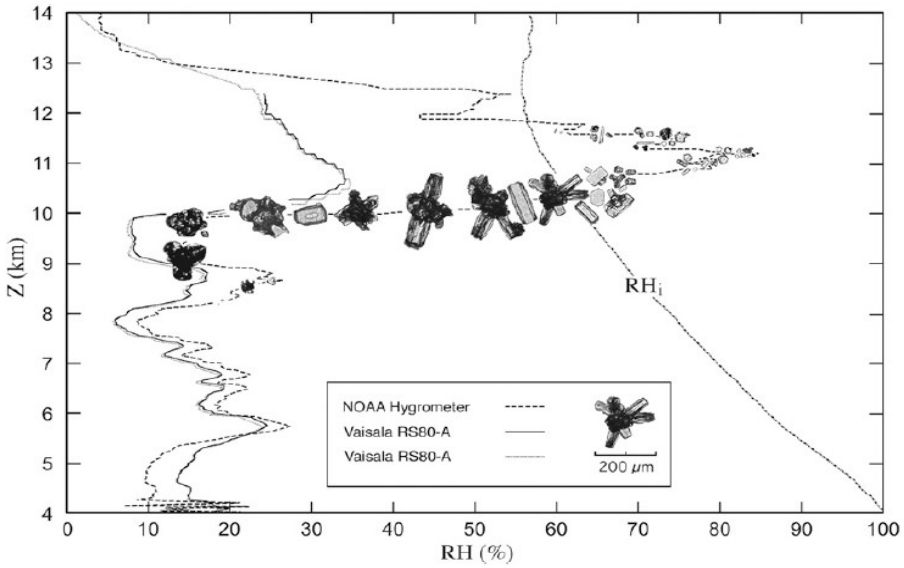


Figura 3-23: El crecimiento de los cristales que forman los cirros (Heymsfield et al., 2017).

Se ha observado que, en latitudes medias, los cristales en la zona superior de la nube alta son más puros y pequeños (Liou, 2002), predominando los agregados con tamaños más grandes en la parte inferior de la nube. La forma y tamaño de los cristales que forman estas nubes también cambia según la latitud, encontrando diferentes patrones en los trópicos que, en las zonas polares, predominando formas más finas y alargadas en la zona antártica.

Gran parte de los cirros observados en latitudes medias estaban influenciados por el tráfico aéreo (Voigt et al., 2017). Este estudio mostró que la distribución de tamaños de cristales de hielo difiere de manera clara entre regiones del mundo, incluso estando a la misma latitud, mostrando para una misma zona gran variabilidad estacional, posiblemente relacionada con el diferente proceso de formación de la nube en verano y en invierno.

3.4.3. Cirros, contrails y el balance de radiación.

Las estelas dejadas por los aviones que vuelan en la zona más alta de la troposfera son denominadas 'condensation trails' o contrails, nada relacionado con teorías de la conspiración de control del clima.

Como se indica en diferentes informes al respecto (EPA, 2000), no tienen un efecto dañino directo a la población. Recordemos que están formados por cristales de hielo, que crecen o subliman según evolucionan dentro de las condiciones meteorológicas de la zona donde se encuentran (Liou, 2002). Su principal efecto es en el balance de radiación global, cuestión sobre la que existe todavía hoy gran incertidumbre.

Los estudios sobre los contrails se remontan a 1919, cuando se empezaron a generar modelos que explicaran la persistencia de algunas estelas de aviones. Las estelas no están formadas sólo por el vapor de agua que expulsan los motores de los aviones, básicamente el paso del avión es el disparador de la sublimación inversa del vapor de agua que hay en esas capas de la troposfera. Tiene que haber por tanto suficiente vapor de agua de partida en esa zona de la troposfera, y tener una temperatura suficientemente baja, normalmente inferior a -40 °C para tener condiciones de saturación o sobresaturación del vapor de agua sobre la fase de hielo, no sobre la fase de agua líquida.

Se ha comprobado que los cirros generados a partir de estelas de avión son diferentes a los iniciados de manera natural, incluso aquellos que han evolucionado después de pasar horas desde su generación. El trabajo de (Sausen et al., 1998) concluye que no se pueden generalizar las propiedades de las nubes cirros en base a zonas de latitud o temperatura, mostrando variaciones que pueden estar relacionadas con específicos momentos del año y la meteorología local.

El tamaño medio de los cristales que forman los cirros/contrails van evolucionando a lo largo del tiempo, según se expande la estela del avión (Langford et al., 2005) en una zona donde haya suficiente humedad, pasando de tamaños alrededor de 10 a 20 micras al principio, a

tamaños de 30 a 40 micras. A partir de estos tamaños empiezan a caer, a precipitar hacia altitudes inferiores, donde se evaporan si la capa inferior está más seca.

Se puede realizar una simulación de las condiciones que debería de haber a esas alturas para que la estela de condensación perdure en el tiempo (NOAA). Las diferentes condiciones de temperatura y humedad son la clave para su persistencia y evolución. Una explicación detallada en base a sondeos meteorológicos se puede encontrar en (Fuentes, 2022). La formación de estelas de avión es predecible en gran medida y los modelos utilizados en el proyecto CoCiP (Contrail y cirros simuladores) daban buenos resultados en sus simulaciones. La potencial formación de contrails está concentrada en la zona de 150 hPa a 200 hPa, justo en la zona cercana a la tropopausa (Sausen et al., 1998). A niveles inferiores la temperatura es demasiado alta, y aunque pueden formar estelas temporalmente, desaparecen rápidamente. En las capas superiores, ya en la estratosfera, tampoco aparecen estelas debido a que la humedad es muy baja.

Analizando las condiciones meteorológicas previstas, se puede estimar la probabilidad que se formen estelas de avión a lo largo del globo. Se ha estimado que la cobertura global media de cirros homogenitus o cirros homomutatus, es alrededor del 0,10%, llegando al 5% en algunas zonas de los Estados Unidos, con potencialidad de aumento debido al aumento del tráfico aéreo.

El tráfico aéreo ha aumentado los últimos años y ello ha implicado un aumento en la cantidad de nubes altas generadas por este motivo, cuestión estudiada tanto después del 11-S en Estados Unidos como con la disminución del tráfico aéreo debido a la pandemia. Otros trabajos más recientes (Li & Groß, 2021) también han demostrado la conexión de los cirros con el tráfico aéreo sobre Europa, en particular durante la pandemia del COVID-19 y la reducción de vuelos internacionales, supuso una reducción del 30% en la observación de cirros en Europa y una disminución de grosor medio en abril de 1,40 km a 1,18 km en abril del 2020.

Hay que recordar que muchos satélites de los llamados de la constelación matinal, se busca que pasen a horas anteriores al mediodía para evitar las nubes de evolución del género cumulus, que aparece a partir del mediodía. Por otra parte, ahora hay que empezar a considerar seriamente el problema que supone las nubes altas generadas por el tráfico aéreo justamente en las horas de la mañana, principalmente en las autovías aéreas de mayor tránsito de vuelos a más de 10 km de altitud.

Los nuevos combustibles y motores de los aviones, con mayor eficiencia, tenderán a disminuir la formación de este tipo de nubes. También se están estudiando aumentar o disminuir las alturas de las autopistas de aviones cercanas a la tropopausa para disminuir su generación y por tanto su contribución al balance de radiación global. En este sentido, hay estudios recientes (Teoh et al., 2020), que muestran que un cambio de altura de circulación entre 500 y 1000 metros del 2% de determinados vuelos, podrían suponer una reducción de más de 55% del efecto de estos contrails en el balance de radiación (Figura 3-25). Así mismo, se estudia el impacto que tendría estos cambios de altura de vuelo en el consumo de combustible y emisión de CO_2.

Eurocontrol es consciente de esta preocupación y tiene prevista una conferencia mundial a inicios de noviembre de 2023 en Bruselas focalizada en las contrails (Sustainable Skies Conference: Contrails in Focus, 7-8 November 2023, Brussels). En esta conferencia se van a mostrar los estudios más recientes sobre la detección, seguimiento y formación de las contrails y de los cirros generados a partir de ellas. Una

Figura 3-24: Planificación de rutas para evitar formación de estelas (Liu et al., 2020).

Es curioso e interesante ver recientes trabajos, que aprovechan la distribución particular de los sensores del detector multiespectral MSI del Sentinel-2 y el diferente paralaje observado de las nubes más altas en diferentes bandas espectrales, para detectar y hacer un seguimiento de las estelas de los aviones (Heiselberg & Heiselberg, 2021; Liu et al., 2020).

El efecto de las estelas de los aviones en el balance de radiación global aparece detallado en el informe AR-6 del IPCC como un efecto estimado de calentamiento neto, pero con muy poca confianza en su estimación. Los datos están obtenidos de estudios donde se valoran todos los efectos de la aviación en general en el balance de radiación (Lee et al., 2021).

Todas las propiedades microscópicas de los cristales que forman estas nubes determinan su comportamiento final respecto de sus propiedades globales de transmisividad o reflectividad, y por tanto su influencia en el balance de radiación global (Finger et al., 2016). Su impacto se valora con el término 'forzamiento radiativo nuboso', que compara el balance de radiación global en el techo de la atmósfera sin nubes y con nubes, en este caso sería referido a los cirros generados por el tráfico aéreo, para indicar si estas nubes dejan escapar más o menos radiación total que si no estuvieran presentes.

Las nubes altas suelen presentar una gran variabilidad en su transparencia. Pueden llegar a cubrir casi todo el cielo y ser casi indetectables, es lo que se denominan nubes subvisuales. Este tipo de nubosidad alta muy fina, casi indetectable desde satélite, es considerada como subvisual por algunos autores (Lee et al., 2009) cuando su espesor óptico es inferior a 0,3. Son nubes que solo son detectables si utilizamos la banda espectral de 1,375 micras. Según el estudio anteriormente citado, realizado en la zona tropical para este tipo de nubes finas, se demuestra que en el techo de la atmósfera tienen un efecto positivo en el balance de radiación, debido a que domina el efecto de captura sobre la radiación de onda larga. Por otro lado, el mismo estudio muestra que en el caso de la superficie terrestre el efecto de estas

nubes en el balance de radiación es negativo, predominando en este caso el efecto sobre la radiación de onda corta.

Por un lado, toda nube tiene un efecto enfriamiento en el espectro solar y un efecto calentamiento en el espectro térmico, reteniendo más energía en el sistema tierra-atmósfera. Las observaciones realizadas para este tipo de nubes indican que la contribución de retención de energía, en la zona del espectro térmico, en general domina a la contribución refrigerante en el espectro solar, por tanto, estas nubes tendrían efecto invernadero positivo. Aunque su comportamiento es muy dependiente del tipo y tamaño de cristal que los forma, puesto que cristales más grandes rápidamente aumenta la reflexión solar. Su efecto neto en el balance de radiación es foco de estudio disminuyendo la incertidumbre de su efecto neto en el balance de radiación global.

La contribución neta al balance de radiación global de las nubes generadas a partir del tráfico aéreo tiene una incertidumbre del 60% respecto de valor estimado positivo de 0,06 W m^{-2} (Forster et al., 2021).

¿Son las nubes cirros estudiadas en una zona del planeta representativos del resto de cirros del globo? Para responder a esta pregunta se ha intentado utilizar medidas en vuelos comerciales para muestrear a nivel mundial ciertas propiedades de los cirros (Beswick et al., 2015). Se estudiaron cirros en 6 zonas geográficas diferentes, tropicales y extra tropicales, entre 2012 y 2014. Se estudiaron para cada región y estación del año, la distribución de masa y cantidad de cristales en las nubes, así como el contenido de agua congelada y la distribución de radio efectivo de los cristales. Una de las principales conclusiones es que no se pueden generalizar unas propiedades determinadas para los cirros por latitud o temperatura de la nube y que sus propiedades microscópicas dependen de la época del año y la meteorología local. El diámetro óptico equivalente muestra dos picos de tamaño más frecuente para los cristales, alrededor de 20 y 45 micras. Estos picos son más definidos en la distribución de tamaños para temperaturas más altas que para temperaturas más bajas.

Se observaron variaciones estacionales más marcadas fuera de las zonas tropicales. Los radios medios de los cristales de los cirros presentan un máximo para el verano de las zonas extra tropicales y un mínimo para los meses de invierno, indicando que los fenómenos de convección de verano provocan movimientos verticales más rápidos no dejando crecer a los cristales a la misma velocidad que en los ascensos asociados a frentes, más frecuentes en meses invernales.

Capítulo 4: Observación de las nubes

4.1. Introducción

Para poder cuantificar el efecto de la nubosidad en el ciclo del agua y en el balance global de radiación debemos tener observaciones sistemáticas, que permitan seguir su evolución según cantidad y tipo de nube, y que estas observaciones sean comparables en diferentes partes del mundo. Las observaciones desde la superficie terrestre, manuales o automáticas, son puntuales habitualmente, y es necesario compararlas entre ellas (Utrillas et al., 2022). La comparación entre observaciones desde la superficie y observaciones desde el espacio es compleja y no siempre posible (Figura 4-1).

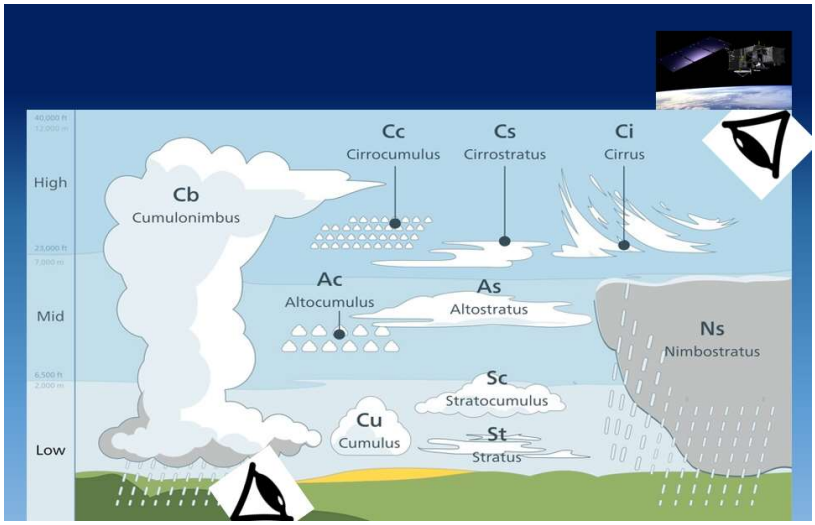


Figura 4-1: Los 10 géneros de nubes observados desde diferentes puntos de vista

Las observaciones de la nubosidad realizadas desde el espacio ofrecen una gran cobertura espacial y en muchos casos también temporal, haciendo también necesaria una comparación entre los diferentes datos obtenidos desde espacio, así como entre las observaciones realizadas desde la superficie y las observaciones desde el espacio (Noaa et al., 2016).

Disponer de una buena base de datos de observación de nubes en superficie, que se corresponda con observaciones de satélite, es un objetivo prioritario a nivel global. La falta de observaciones extensas y de calidad son un problema para la calibración de los programas que identifican nubes en las imágenes de satélite, y también para su posterior validación. Destacan las iniciativas a nivel global, tanto profesional como aficionados, que se han promovido para aumentar estas bases de datos (Robles et al., 2020).

4.2. Observaciones desde la superficie.

4.2.1. Observaciones visuales

La observación de las nubes desde la superficie terrestre se realiza de acuerdo con criterios internacionales estandarizados por la OMM para tener una homogeneidad mundial de los datos. La observación se realiza de manera visual estimando el porcentaje de cielo cubierto y del tipo de nube observado.

En el año 2022 la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) tenía 41 oficinas meteorológicas en aeropuertos con personal y equipos adecuados para realizar tareas de vigilancia y observación meteorológica continuada (Estaciones Meteorológicas Aeronáuticas, EMAe). Existen observaciones realizadas por el personal de la agencia y observaciones automáticas, todas ellas controladas y supervisadas por el personal de la agencia. Existen mediciones cada hora y cada media hora, en nuestro caso vamos a estudiar las observaciones que son almacenadas dentro de la red de climatología de la Aemet.

Las mediciones oficiales almacenadas en la base de datos climática se realizan a tres horas del día (7:00, 13:00 y 18:00, UTC), y se miden los octavos (octas) de cielo cubierto. En cada observación se anota el género de nubes bajas, medias y altas, a continuación, se detalla el porcentaje de cielo cubierto de nubes bajas, en octas, y al lado el porcentaje de cielo cubierto por todos los géneros de nubes presentes, también en octas.

Puede suceder que tengamos 2 octas de nubes bajas y 6 octas de nubes altas, siendo la cobertura nubosa total de 6 octas. En este caso las nubes bajas están situadas en la misma zona del cielo donde observamos las nubes altas, unas están situadas en una capa inferior y otras en una capa más alta justo en la misma dirección de observación.

Se divide el cielo observable en 8 parte iguales. Si el cielo está completamente despejado la anotación será de 0 octas. Si hay alguna nube dispersa, por pequeña que sea la anotación pasará a ser 1 octa de cielo cubierto de nubes. Cuando hay poca nubosidad los valores oscilan entre 1 y 3, sobre 8. Cuando tenemos un cielo nuboso la cobertura está entre 4 y 5 octas. Se considera cielo muy nuboso valores de 6 y 7 octas. Si todo el cielo observable se encuentra cubierto de nubes la anotación será de 8 octas. Curiosamente, el servicio meteorológico de China calcula el porcentaje de cielo cubierto sobre 10, y no sobre 8 (Huo & Lu, 2012).

Valores válidos de etiquetas de nubes bajas utilizados en las observaciones visuales en aeropuertos y centros de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET):

CU: Cumulus SC: Stratocumulus

ST: Stratus NS: Nimbostratus

CB: Cumulonimbus FS: Fractostratus

FC: Fractocumulus GC: Grandes cumulus

NI: Cielo invisible por niebla PV: Cielo invisible por polvo

HM: Cielo invisible por humo

Valores válidos de etiquetas como clase de nubes medias:

NS: Nimbostratus AS: Altostratus

AC: Altocumulus

Valores válidos de etiquetas como clase de nubes altas:

CI: Cirros CC: Cirrocumulus CS: Cirrostratus

Al ser observaciones realizadas a tres horas fijas cada día y no coincidir con pasos de satélites polares simultáneos, estos datos solamente pueden compararse con los datos de nubosidad facilitados por los satélites geoestacionarios u otras observaciones automáticas realizadas en las proximidades del observador. Estas observaciones de la nubosidad son de un gran valor científico climático, mostrando la evolución climática del tipo y la cantidad de la nubosidad en esa zona. Son observaciones realizadas de manera diaria por personal especializado en la

observación de nubes y que están generando series de datos, en muchos casos, de más de 50 años.

En el aeropuerto de València, situado a 56 metros sobre el nivel del mar, se realizan observaciones de nubosidad de manera sistemática cada día desde enero de 1966. Las observaciones se realizan a las 7:00, 13:00 y 18:00 UTC. La serie de datos comienza el día 3 de enero de 1966. Hasta finales de 2022 se habían realizado 56 años de observaciones, tres veces al día. Hasta marzo del 2023 había un total de 62.433 observaciones, en 20.885 días de observación.

Para poder realizar un estudio comparativo de observaciones representativas de la zona oeste del mediterráneo, tenemos aeropuertos próximos al de Valencia como el aeropuerto de Alicante, situado a 43 metros sobre el nivel del mar y con observaciones diarias desde 1967, el aeropuerto de Barcelona con datos desde 1960, el de Ibiza desde 1965 y el aeropuerto de Palma, situado a 8 metros sobre el nivel del mar y con observaciones desde 1972.

Las observaciones visuales desde la superficie presentan algunos problemas. La distancia a la que podemos observar una nube depende del tipo de nube. Nuestro horizonte de observación no es el mismo para cada piso de nubes. Esto hace muy complicado poder comparar observaciones desde la superficie con observaciones desde el espacio, y también comparar diferentes observaciones desde la superficie con diferentes métodos (Freile, 2018).

Otra consideración también a valorar es la sombra visual de las nubes más próximas a nosotros, que no dejan observar las nubes situadas detrás de ellas. En la figura 4-2 podemos apreciar como nubes próximas al observador ocultan otras nubes más alejadas.

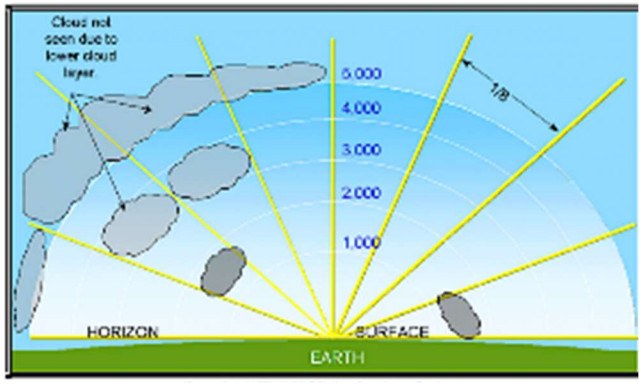


Figura 4-2: Efecto de sombra visual de nubes próximas.

En este sentido las observaciones pasivas desde el espacio tienen el mismo problema de sombra observacional de las nubes más altas densas, respecto de las nubes situadas en capas inferiores. Cabe destacar que las nubes altas finas, estudiadas en este trabajo presentan una transparencia que permite observar la nubosidad situada en capas inferiores a ellas.

Los datos de observación de la WMO tienen una serie de protocolos, que hace que los datos puedan ser comparados entre ellos a lo largo de los años, pero presentan poco detalle para para identificar las nubes altas más finas y poder valorar la identificación, o no, realizada desde satélite.

Los estudios climatológicos sobre la nubosidad en la Península Ibérica muestran incertidumbres sobre la tendencia de la nubosidad según la base de datos empleada (Calbó & Sanchez-Lorenzo, 2009), datos procedentes de satélite, datos procedentes de interpolaciones de observaciones de superficie y datos obtenidos de los modelos de previsión numérica. Según los autores, las observaciones desde el espacio tienden a aumentar la detección de nubes altas, mientras que las observaciones desde la superficie tienden a sobrestimar la cubierta nubosa cuando las nubes aparecen separadas de la zona cenital de observación.

Todas las diferencias observadas hacen concluir a los autores la imposibilidad de utilizar estos conjuntos de datos para obtener una climatología de la nubosidad conjunta, requiriendo de mayor investigación en este campo. A pesar de estar discrepancia hay autores (Sanchez-Lorenzo et al., 2017) que afirman detectar una disminución en el porcentaje de nubosidad en la zona mediterránea en las últimas décadas, y en particular a partir de la década de los 70. Estos datos concuerdan con la evolución de la nubosidad observada en un observatorio centenario de AEMET situado *a 2.364 m de altitud* en Izaña, en la isla de Tenerife de las Islas Canarias (Figura 4-3). *A partir de 2010 las observaciones de nubosidad son realizadas de manera automática con cámaras SONA.*

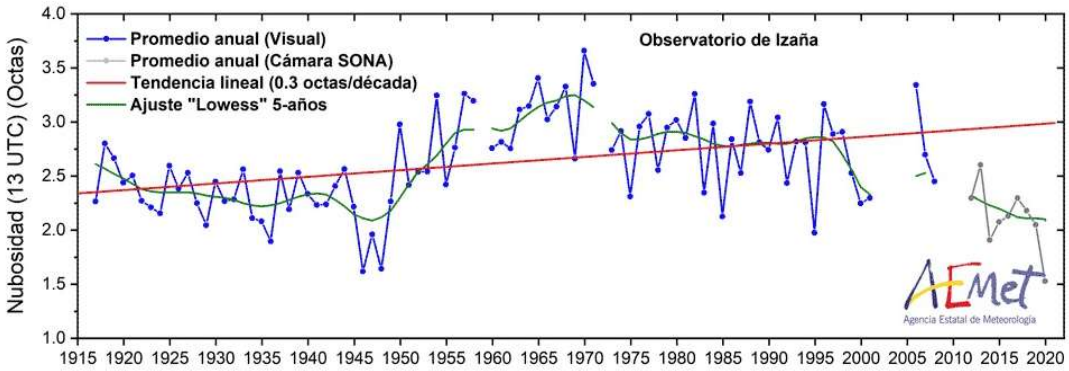


Figura 4-3: Evolución de la nubosidad media en Izaña a las 13:00 UTC.

Sería interesante analizar una comparativa, suficientemente larga en el tiempo, con datos solapados obtenidos de manera automática mediante cámaras SONA y datos obtenidos de manera visual por un observador. Habría que comprobar que la metodología utilizada para observar no afecta significativamente al valor de nubosidad media estimado.

4.2.2. Cámaras SONA.

Hay un intento de automatización de las observaciones desde la superficie utilizando las llamadas cámaras SONA (Sistema de observación de Nubosidad Automático) (Cazorla & Arboledas, 2015) o también las cámaras skyview (Noaa et al., 2016), de manera que se puedan generalizar las observaciones en el tiempo y en el espacio.

Las cámaras SONA obtienen información del cielo en tres bandas espectrales que intentan reproducir la sensibilidad del ojo humano para mostrar el color 'verdadero' del cielo. Este sistema permite de manera automática etiquetar cielo despejado, o cubierto por cumulus o stratocumulus (Serrano et al., 2015).

La observación de cierto tipo de nubes altas muy finas, creadas de manera natural o por la actividad humana, no siempre son observables con cámaras cenitales, como demuestra (Langford et al., 2005) en el estudio realizado para analizar los tamaños de los cristales de las nubes generadas por las estelas de los aviones, contrails. En la figura 4-4 podemos observar fotografías tomadas en octubre del 2022, a las 8:33 MST y a las 12:11 MST, en Boulder, Colorado (Estados Unidos). Se puede apreciar como las nubes finas, que se observan en las cámaras orientadas hacia el horizonte, se puede detectar visualmente como cirros y contrails, mientras en las cámaras de observación cenital, no aparecen de manera definida.

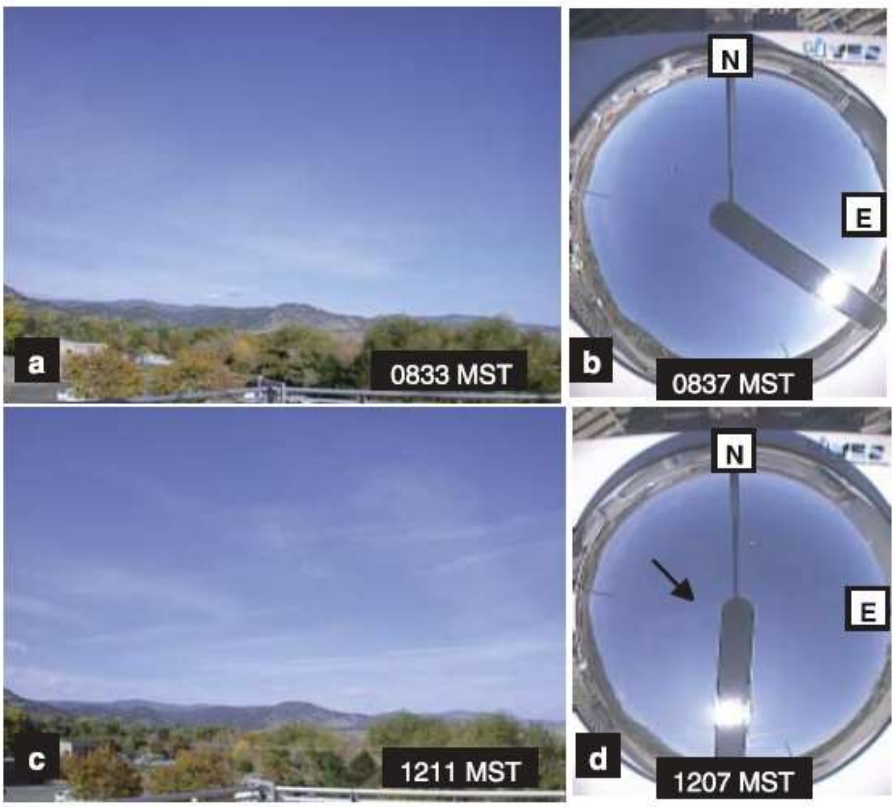


Figura 4-4: Comparativa observación vertical y hacia el horizonte.

Las cámaras de observación cenital presentan un buen comportamiento para nubes bajas y medias, pero en el caso de nubes altas en las zonas próximas al horizonte de observación la detección no es tan buena. Mas aún, si lo que buscamos es realizar una comparación o validación de las máscaras de nubes o detecciones desde satélite, parece que en el caso de cirros/contrails, las cámaras con orientaciones hacia el horizonte ofrecerán mejores prestaciones, pudiéndose combinar 4 cámaras en diferentes direcciones, como ya se realiza en algunos observatorios de la red de AVAMET. Es por ello, por lo que proponemos el uso de

esta red de cámaras para poder observar todo el cielo de toda la Comunidad Valenciana. Invitamos a aumentar de manera programada y organizada el número de estas cámaras para convertir esta red en una referencia internacional de observación del cielo, que sirva para la comparación de máscaras de nubes, principalmente de nubes altas.

4.2.3. Webcams.

Disponemos de una red inicial automática ya extendida por todo el territorio valenciano (Figura 4-5). Existen observatorios meteorológicos con cámaras con diferentes orientaciones, que permiten obtener una gran cobertura del cielo existente sobre el observatorio, sobre todo cuando se dispone de 4 o más orientaciones de observación. De esta manera, se propone la posibilidad real de llegar a tener todo el cielo de la Comunidad Valenciana observado al mismo tiempo por la red de webcams de Avamet (Avamet, 2023). Evidentemente la funcionalidad óptima sería para nubes medias y altas, que permiten mayor distancia de observación horizontal. En el caso de nubes bajas la observación de cada webcam tiene una representatividad del cielo más local. Estas webcams serían de gran utilidad para el tipo de nubes que aquí nos ocupa, las nubes altas. Se podría llegar a tener el cielo de 23.255 km² fotografiado en el momento de paso del satélite. Ahora mismo no habría ningún lugar del mundo con estas facilidades para realizar comparaciones de máscaras de nube desde satélite con información de superficie, permitiendo un seguimiento detallado de las observaciones de las nubes más finas.

Desde el punto de vista de observación e identificación del tipo de nubosidad alta de cirros, y en particular de la considerada subvisible desde satélite, nos ofrece una vía directa para su valoración, permitiendo el seguimiento en un amplio territorio. Actualmente hay cámaras que cubren casi todo el territorio, situadas a diferentes alturas entre la superficie del mar y los 1.200 metros, permitiendo en muchos casos la observación de la estratificación de la nubosidad en las primeras capas.

Observaciones realizadas mediante cámaras automáticas han sido comparadas con las medidas realizadas con ceilómetro (Román et al., 2017). En este caso podría utilizarse los diferentes ceilómetros disponibles en el territorio valenciano para dar soporte y comprobación de la estructura en capas de la nubosidad, en lugares puntuales.

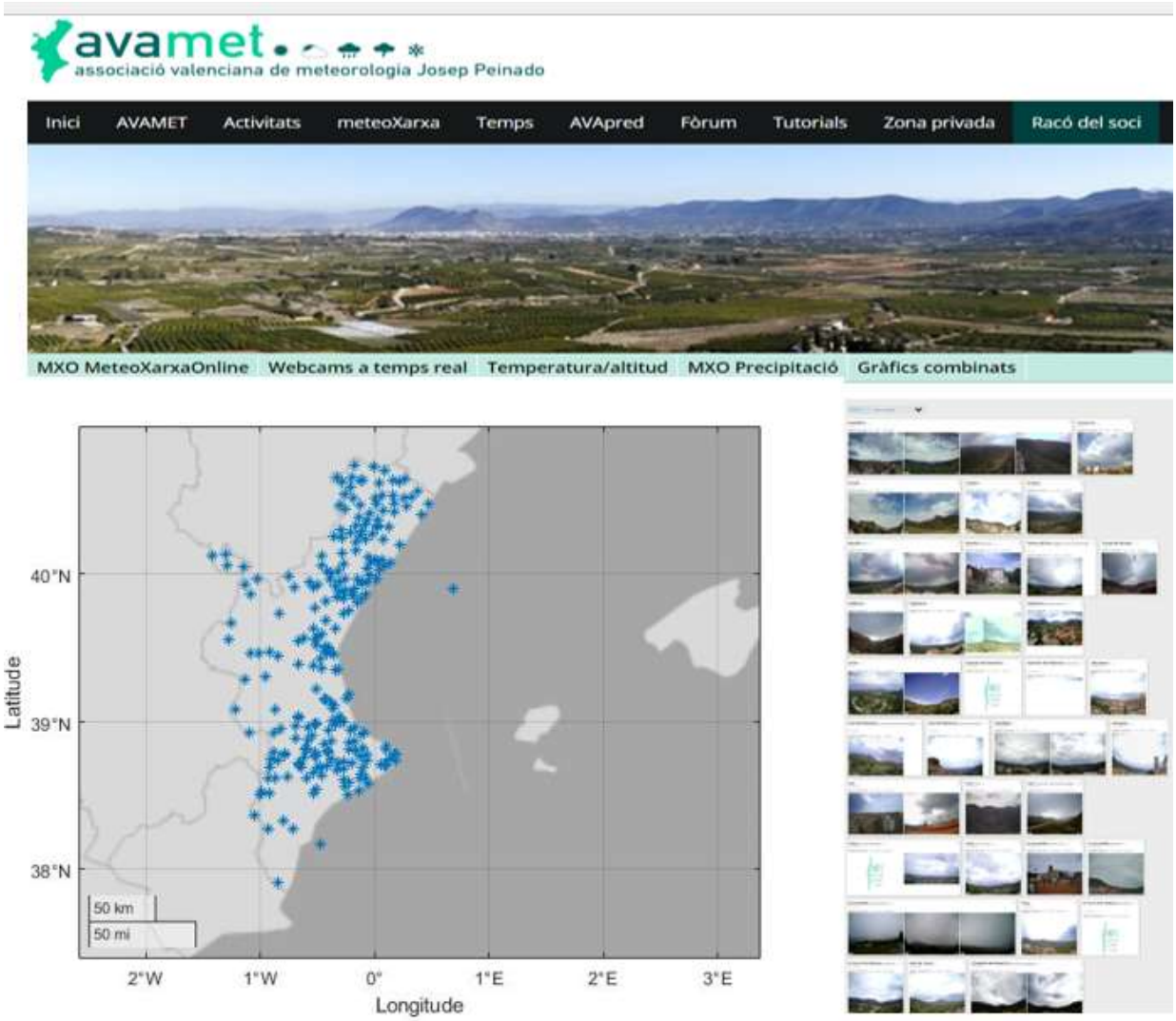


Figura 4-5: Red de las 248 webcams de AVAMET actualmente operativas.

4.2.4. El Ceilómetro

El ceilómetro, nefobasímetro o proyector de nubes, es un instrumento que utiliza un haz de láser u otra fuente luminosa para poder estimar la base de las nubes. También se pueden utilizar para estimar la concentración de aerosoles en la atmósfera. Si las nubes no tienen un grosor muy importante podemos observar más de una capa de nubes.

El instrumento emite pulsos de radiación electromagnética hacia el cielo, en este caso a una longitud de onda de 910 nm, con una frecuencia de 6,5 kHz (Figura 4-6). La energía que es dispersada de nuevo hacia el instrumento es medida y permite obtener estimaciones de la altura de la base de las nubes, visibilidad vertical y cobertura nubosa por alturas.

El haz es emitido con una inclinación de 12 grados hacia el norte, para evitar acumulación de agua y disminuir la radiación debida al sol (Freile, 2018).

Figura 4-6: Ceilómetro Vaisala (*Vaisala, 2023*).

Existen dos modelos principales de Vaisala, el modelo CL31, que permite detectar tres capas de nubes hasta alturas de 7,6 km; y el modelo CL51 y CL61, designado para un rango mayor, pudiendo llegar a los 15 km, y por tanto el modelo más adecuado para detectar las nubes más altas.

En la figura 4-7 se puede observar el diferente rango de los ceilómetros. En la figura aparecen las nubes medias, altocumulus, captadas por la webcam d'Avamet de Burjassot a las 19:25 h del día 20 de abril del 2023, y las mismas nubes captadas por los ceilómetros del Aeropuerto de València y el de la Universitat de València. Gracias a los ceilómetros podemos estimar que la altura de las nubes medias captadas era de alrededor de los 5.000 m. Podemos apreciar que los ceilómetros del aeropuerto de Valencia están preparados para nubes bajas y medias, para información de aproximación al aeropuerto, y no son útiles para el estudio de nubes altas. El ceilómetro de la Universitat de València tiene un rango adecuado para el seguimiento y observación de nubes altas.

Existe una red internacional de ceilómetros cuyos datos están disponibles a través del centro (CEDA, Centre for Environmental Data Analysis). Son una herramienta que utilizada junto con las webcams permitiría un buen seguimiento y detección de aquellas nubes más esquivas para la detección desde satélite, como son las nubes más finas y altas como los cirros. En España

hay 26 ceilómetros instalados, tres de ellos aquí en Valencia dos en el aeropuerto de València (modelo CL31) y otro situado en la Facultat de Física (modelo CL51).

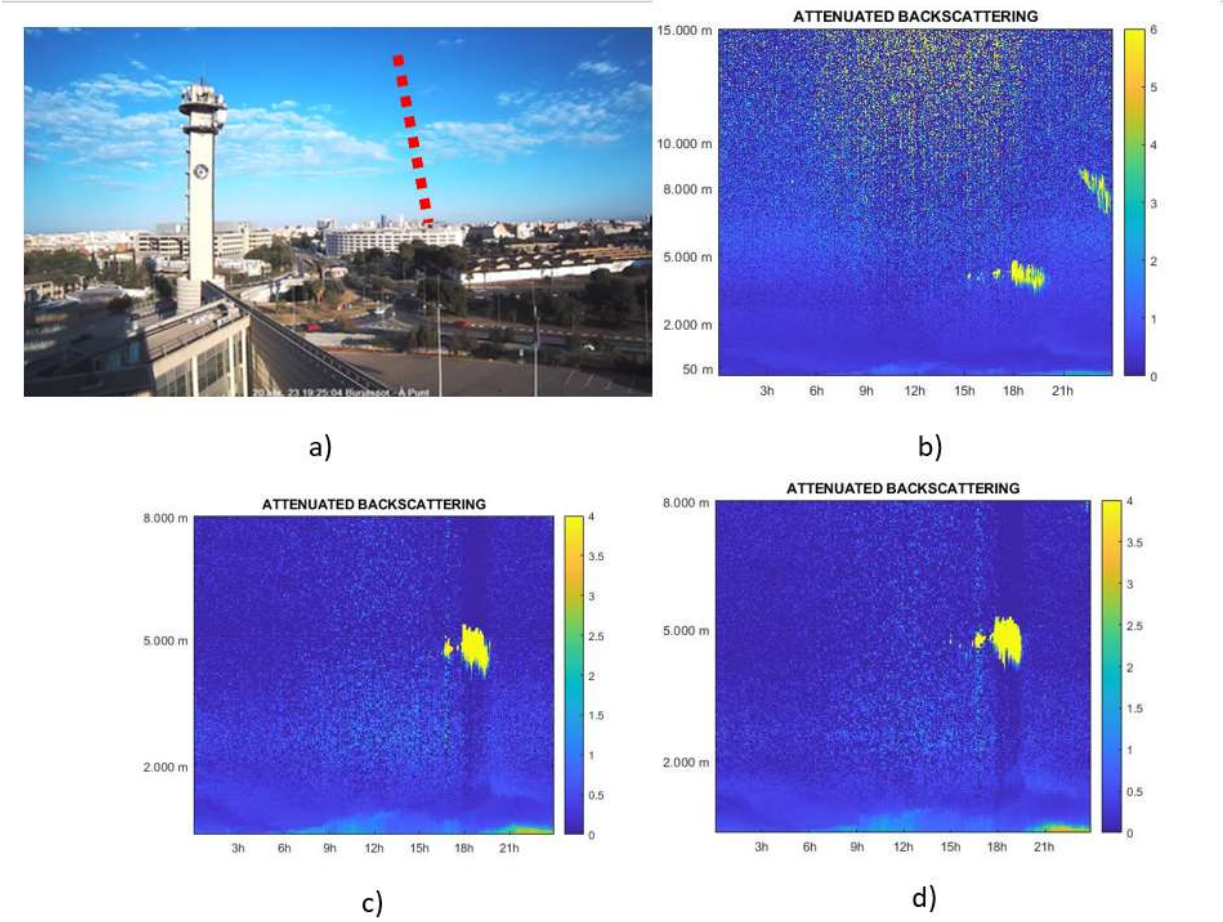


Figura 4-7: Altocumulus observados por la webcam de Avamet (a), ceilómetro de la Universitat de València (b) y ceilómetros del aeropuerto de València (c) y (d). 20 de abril de 2023.

La identificación en la base de datos internacional de los ceilómetros de la Universitat de València y del aeropuerto de València de la Agencia Estatal de Meteorología es la siguiente:

Ceilómetro de la Universitat de València:

"University of Valencia; EUMETNET (2022): EUMETNET E-PROFILE: ceilometer cloud base height and aerosol profile data from University of Valencia's Vaisala CL51 instrument deployed at Valencia University, Spain. NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis."

Ceilómetro del aeropuerto de València:

"La Agencia Estatal de Meteorología; EUMETNET (2022): EUMETNET E-PROFILE: ceilometer cloud base height and aerosol profile data from AEMET's Vaisala CL31 instrument deployed at Valencia Aeropuerto, Spain. NERC EDS Centre for Environmental Data Analysis."

4.3. Las nubes desde el espacio

La detección e identificación de las nubes desde el espacio es un punto clave en multitud de aplicaciones de teledetección. La identificación de las nubes en las imágenes de satélite es necesaria para los que estudian la superficie de la Tierra, también para los que estudian la atmósfera o el balance de radiación global, y por supuesto para los interesados en las nubes en sí mismas, aunque su estudio en detalle deriva siempre conocimiento hacia los demás campos de aplicación de la teledetección Las nubes suelen aparecen habitualmente en multicapas, de manera que la presencia de nubes finas altas permite la observación desde el espacio de nubes en capa inferiores.

En la figura figura 4-8 podemos observar una imagen falso color RGB, con las bandas S5, S3 y S2 del sensor SLSTR de Sentinel-3 del 21 de marzo de 2023 a las 10:10 UTC. Podemos observar las dos capas de nubes bajas y altas, gracias a la transparencia de casi todas las nubes altas que aparecen la imagen.

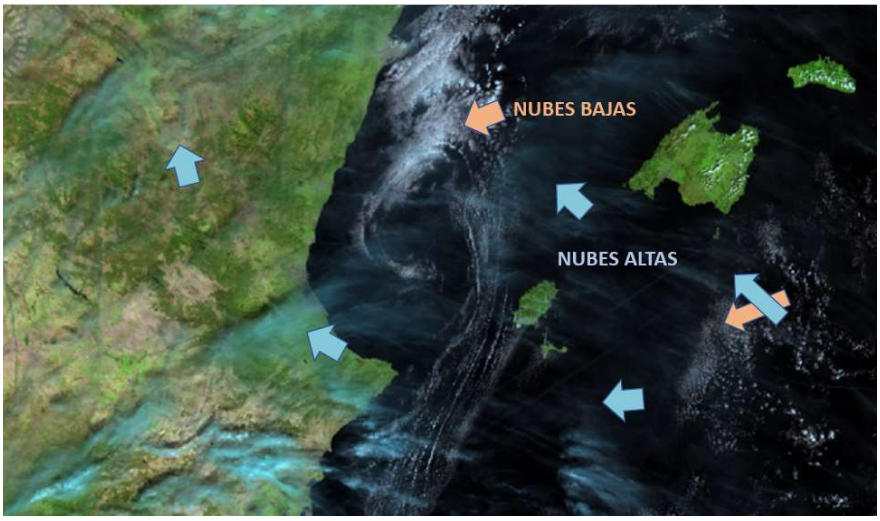


Figura 4-8: Observación desde el espació de nubes en diferentes niveles.

Desde el lanzamiento el 1 de abril de 1960 por Estados Unidos del primer satélite meteorológico TIROS-1 (Television Infrared Observational Satellite), la observación de las nubes desde el espacio ha aportado un inmenso conocimiento sobre la formación, evolución y composición de las nubes, que continúa creciendo en nuestros días. La observación desde el espacio cambió la manera de ver las nubes y su evolución, y permitió conocer mejor la evolución de la atmósfera y mejorar la previsión de su evolución.

Después de los satélite TIROS, vinieron los NIMBUS, donde se probaron nuevos sensores de infrarrojos, para llegar a los pioneros NOAA (Administración Nacional de la Atmósfera y los

Océanos). En octubre de 1972 se lanzó NOAA-2, especialmente dedicado al seguimiento de las nubes y donde ya había sensores con radiómetros en diferentes bandas espectrales.

En octubre de 1978 se inició la seria TIROS-N, donde se incluyó el sensor AVHRR (Advance Very High Resolution Radiometer), que todavía hoy se encuentra bordo de otras plataformas espaciales, para dar continuidad a las observaciones con las mismas bandas espectrales, después de más de 40 años. Todos estos satélites tenían órbitas polares.

En 1966 se lanzó el primer satélite de órbita geoestacionaria para la observación de la Tierra, abriendo la puerta a esta órbita. Fue en 1977 cuando la Agencia Espacial Europea lanzó el primer satélite de la serie Meteosat.

El lanzamiento en 2006 de dos nuevos sensores de teledetección activa, han supuesto una gran evolución en el estudio interno de las nubes, de su contenido de agua y su distribución vertical de gotas o cristales de hielo (IPPC. AR5, 2018): el CPR (Radar de perfil de nubes), en el satélite CloudSat; y CALIOP (Lidar Nubes-Aerosol con polarización ortogonal) en el satélite CALIPSO, satélite pionero de observación con Lidar.

4.3.1. Las nubes, observación pasiva y activa

La presencia de nubes en una imagen de satélite afecta de manera destacable las radiancias medidas desde el sensor y dificulta la obtención de información de la zona observada de la superficie.

La observación de las nubes y sus características puede realizarse con teledetección pasiva o activa. La observación pasiva detecta la radiación reflejada del sol, la radiación emitida por las nubes, así como la transmitida por las nubes de la emitida por la superficie de la tierra o reflejada del sol por la tierra. Todo ello nos permite identificar tipos de nubes, estudiar su evolución temporal y estimar sus propiedades internas microscópicas, sin tener que volar dentro de ellas. La teledetección activa, mediante radar y Lidar (*Light Detection and Ranging*) nos permite conocer los detalles internos de las nubes, su composición, la distribución de tamaños de sus gotas o cristales, y su distribución con la altitud (Figura 4-9).

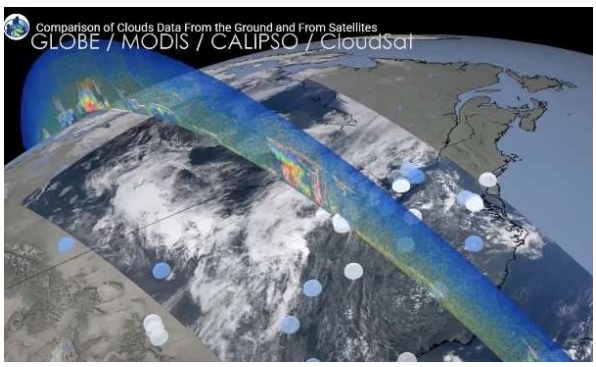


Figura 4-9: Teledetección pasiva: MODIS. Teledetección activa: CALIPSO, CloudSat.

Diferentes zonas espectrales, diferentes resoluciones espectrales y diferentes resoluciones temporales. Fuente (Chen, 2022).

La diferente resolución temporal y espectral de los detectores que usemos permitirán un mejor estudio de unos u otros componentes, o evolución de las nubes. Cloudsat y CALIPSO fueron puestos en órbita en 2006. El diseño de sus órbitas hace orbitar estos satélites junto a Aqua, con una diferencia de 2 minutos, permitiendo combinar sus observaciones. De hecho hay tres satélites más que orbitan muy juntos a estos anteriores: AURA, PARASOL, GCOM-W1, formando todos ellos la llamada constelación de la tarde o A-Train (Marchand, 2008). De manera semejante se busca hacer orbitar FLEX junto a Sentinel-3 para aprovechar la sinergia de la observación.

Si la comparación entre diferentes métodos de observación de la nubosidad desde la superficie no es directa y sencilla (Utrillas et al., 2022; Román et al., 2017), la comparación de las observaciones desde el espacio con los datos de tierra tampoco lo es. Toda mejora en esta dirección permitiría tener nuevas formas de validación de las máscaras de nubes aplicadas a las imágenes de satélite.

Hay estudios recientes (Skakun et al., 2021) buscando validación de las identificaciones de nubes realizadas mediante sensores a bordo de Landsat-8 y Sentinel-2 con observaciones desde superficie. Como apuntan los autores hay que buscar nuevas formas de validación de las máscaras de nubes, no sólo basadas en la fotointerpretación del usuario experto. Hay que explorar nuevas posibilidades con una buena cobertura de cámaras en tierra observando el cielo, como ofrece la red de cámaras de Avamet.

Otros trabajos (Marchand, 2008) han utilizado el programa ARM (Atmospheric Radiation Measurement), que lleva en marcha desde 1990, para utilizar sus observaciones como zonas de validación de las propiedades de nubes obtenidas desde satélite. Estas observaciones desde la superficie también se deberían de utilizar para validar las zonas de entrenamiento, que generan los datos de entrada de los métodos de clasificación de nubes automáticos como machine-learning.

En este caso la ciencia de la ciudadanía puede jugar un papel también importante y no despreciable. En marzo del 2018 la NASA creó el programa GLOBE (Global Learning and Observations to Benefit the Environment) para invitar a realizar observaciones de las nubes durante un mes y poder comparar con los datos de satélite. Aquella iniciativa se ha consolidado y ha cogido forma (Chen, 2022), de manera que ahora se realiza de manera global recogiendo datos facilitados desde todo el mundo, invitando a los observadores a realizar las medidas coincidiendo con el paso de satélites sobre su punto de observación.

Más allá de observaciones visuales de personas, insistimos en el uso de redes de webcams desplegadas para la observación del cielo, como la citada de Avamet (Avamet, 2023), en la que hay un conjunto de aficionados a la meteorología que hacen seguimiento diario de la estabilidad y correcto funcionamiento de la red de estaciones meteorológicas y cámaras web.

En las figuras 4-10 a 4-13 mostramos el paso del satélite Sentinel-3 por la Comunitat Valenciana y un ejemplo de captura de las cámaras web en el momento de paso. Los satélites Landsat-9 y Sentinel-2 realizaron pasadas ligeramente desplazadas hacia el este. *El 6 de abril de 2023 el satélite Sentinel-3A* pasó en órbita descendente sobre la Comunidad Valenciana a *808 km* de altitud a las *10:33.*

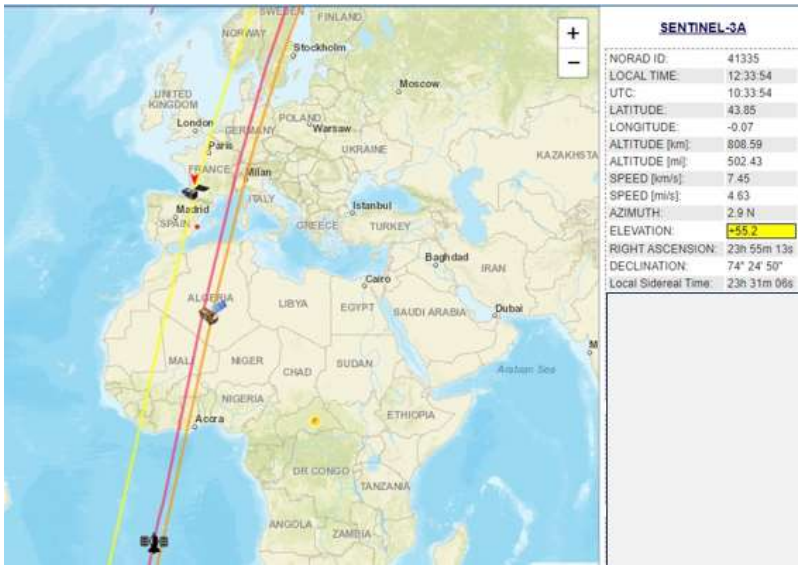


Figura 4-10: Pasos de Landsat 9, Sentinel-2A y Sentinel-3A (www.n2yo.com).

Las capturas de diferentes cámaras de la red de Avamet a la hora de paso del satélite permiten tener una fuente extensa espacialmente para validar máscaras de nubes.

Figura 4-11: Captura orientación norte desde Castellfort a las 10:33 UTC del 6 de abril del 2023 (AVAMET, 2023).

Figura 4-12: Imagen desde Alicante a las 10:17 UTC del 6 de abril del 2023.

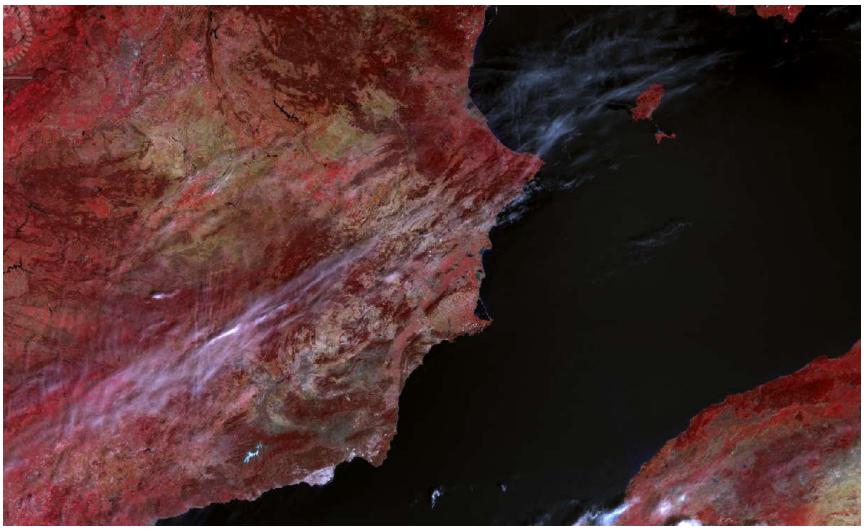


Figura 4-13: Imagen de Sentinel-3 (SLSTR) a las 10:35 UTC del 6 de abril del 2023.

La imagen de la figura 4-13 es una combinación RGB de las bandas 3, 2 y 1 del sensor SLSTR a bordo del satélite Sentinel-3. Se pueden observar los cirrus captados desde la webcam de Avamet de Alicante que aparecen en la figura 4-12.

El comportamiento o interacción de las nubes con la radiación puede ser descrito a nivel macroscópico o microscópico (Gueymard, 2004). A nivel macroscópico se trabaja con la fracción de cielo cubierto por diferentes géneros de nubes y con su espesor óptico (o profundidad óptica), midiendo cómo afectan estos parámetros a la transmisión de radiación por las nubes. A nivel microscópico se necesita conocer la distribución y concentración de las gotas de agua o los cristales de hielo, datos que habitualmente no son conocidos.

Para maximizar la detección de nubes en los sensores a bordo de satélites, se suelen utilizar bandas espectrales situadas específicamente en zonas adecuadas a los diferentes métodos empleados para la detección de nubes (Stubenrauch et al., 2013).

De la misma manera que sucede con los aerosoles, se suelen modelizar la distribución de tamaño y concentración de las gotas o cristales que forman las nubes para, utilizando

modelos de transferencia de radiación, evaluar el efecto global de la nube en la radiación detectada en el sensor. Ejecutando el modelo de transferencia de radiación para diferentes parámetros obtenemos tablas de valores de radiación, donde luego interpolamos con nuestras medidas para inferir las propiedades microscópicas de las nubes estudiadas.

Una de las características principales de las nubes es que no aparecen siempre de manera individual y excluyente por géneros en el cielo, lo más habitual es que aparezcan mezclados diferentes géneros y distribuidas en diferentes alturas, en una estructura multicapa.

Los parámetros definidos según el ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) para caracterizar las nubes son: la fracción de cobertura nubosa; la presión y la temperatura en el techo y en la base de la nube; el espesor óptico de la nube; el contenido de agua de la nube; la distribución de tamaños de gotas o cristales y los tipos de nubes, así como la estructura en capas de la nubosidad.

El proyecto ISCCP se estableció en 1982 (Rossow & Garder, 1993) con el objetivo de recopilar toda la información posible existente de observaciones desde el espacio que permitieran tener una nueva climatología global de las nubes, todo ello como parte del WCRP (World Climate Research Program). En 2005 se inició el proyecto de radiación GEWEX (Global Energy and Water Experiment) donde se buscaba comparar toda la información disponible referente a las propiedades de las nubes obtenidas desde el espacio, a nivel global y a largo plazo, con los datos del proyecto ISCCP. Se puede encontrar una recopilación de las diferentes propiedades medias de las nubes y su variabilidad obtenidas desde satélite en (Stubenrauch et al., 2013).

La cobertura media de nubes estimada de la superficie de la tierra depende de cuál sea el límite de espesor óptico que utilizamos y de las capacidades de los instrumentos empleados, pues hay cierto tipo de cirros que han sido habitualmente no clasificados como nubes.

Para nubes con espesor óptico superior a 0,1 la cobertura media de nubes global sería del 68% (±3%). Si consideramos las nubes con espesor óptico inferior a 0,1 (detectadas con CALIPSO) pasamos al 73%. Y si consideramos las nubes con espesor ópticos superior a 2 sería del 56% (Stubenrauch et al., 2013). Aunque otros trabajos posteriores consideran nubes subvisuales y extremadamente finas a aquella con espesor óptico inferior a 0,3 en el visible (Sun et al., 2011).

De acuerdo con los datos obtenidos, la superficie de los océanos tiene entre un 10% y un 15% más de cobertura nubosa que las zonas de tierra. El rango de porcentaje de cobertura nubosa de nubes altas oscila entre el 12% y el 55%, mostrando un rango de variabilidad superior a las nubes medias y bajas, demostrando que su detección depende de la sensibilidad y el tipo de los sensores empleados.

Según el tipo de sensor y configuración de observación de la superficie, los caminos ópticos de observación pueden ser muy diferentes para un mismo sensor en una misma imagen, como es el caso de los sensores SLSTR y OLCI del Sentinel-3.

4.3.2. Comportamiento espectral

La influencia que la nube tendrá en nuestra observación dependerá de la cantidad de cobertura nubosa, del tipo de nube, de la altura de la nube (su base y su techo), de su distribución dentro de la imagen y dentro del píxel (si el tamaño de nube es inferior al del píxel), del grosor de la nube y de su situación relativa respecto del sol.

Las nubes tienen cuatro características que se pueden utilizar para su identificación (Gómez-Chova et al., 2007):

- Habitualmente son más brillantes (mejores reflectoras), y más frías que la superficie que hay debajo de ellas.
- La variabilidad espacial de la radiancia detectada por los sensores aumenta con la presencia de nubes.
- La variabilidad temporal de la radiancia detectada por los sensores en una zona aumenta con la presencia de nubes.
- La respuesta espectral es habitualmente diferente a la de la superficie bajo ellas.

Todos estos factores están condicionados por la iluminación solar, los ángulos de observación, las características básicas de la atmósfera (variación del contenido de vapor de agua y de aerosoles, entre otros componentes), las características referidas a la reflectividad espectral de la superficie que hay debajo de las nubes y si la nubosidad ocupa todo o parte del píxel.

Según la zona espectral elegida para estudiar la superficie, la imagen estará más o menos afectada por la absorción de los gases presentes en la atmósfera. En el caso de las nubes, sobre todo de las altas, el grosor de la nube, la cantidad de atmósfera entre la nube y el suelo, y también entre la nube y el sensor, condicionarán la absorción final. En muchas ocasiones observar en las bandas espectrales donde hay absorción apreciable, no nos proporciona información de la superficie, pero sí nos puede dar información de la atmósfera o de la nube a diferentes alturas. La manera de abordar el problema dependerá de las características del instrumento, resolución espectral, espacial y temporal. Por otro lado, el objetivo científico del instrumento condicionará el diseño y ubicación de las bandas espectrales del sensor.

Actualmente continúan los proyectos para coordinar comparaciones de propiedades de nubes obtenidas desde satélite, como la iniciada por EUMETSAT, CREW (Cloud Retrieval Evaluation Workshop). Las nubes son habitualmente brillantes y buenas reflectoras en el rango espectral solar respecto de la superficie de tierra que cubren; y también son más frías en su parte superior, que las zonas de la superficie terrestre que cubren. Estas características generales funcionan bien para identificarlas respecto de la superficie, sobre todo en el caso de nubes bajas y medias que tengan un grosor medio o alto, y también aquellas nubes con extensión de tamaño comparable al píxel.

Para cada longitud de onda, cuanto mayor sea la diferencia entre la reflectividad de la nube y la superficie sobre la que está esa nube, mejores condiciones habrá para la identificación de nubes (Figura 4-14). En el caso de las nubes altas finas estas reglas no siempre funcionan, pues son más transparentes a la radiación solar y en muchas ocasiones la información que llega al satélite está muy 'contaminada' por radiación que llega desde la superficie terrestre.

Las nubes altas densas tienen más reflectividad que los estratos para la zona visible del espectro, pero menos reflectividad a partir de 1,6 micras.

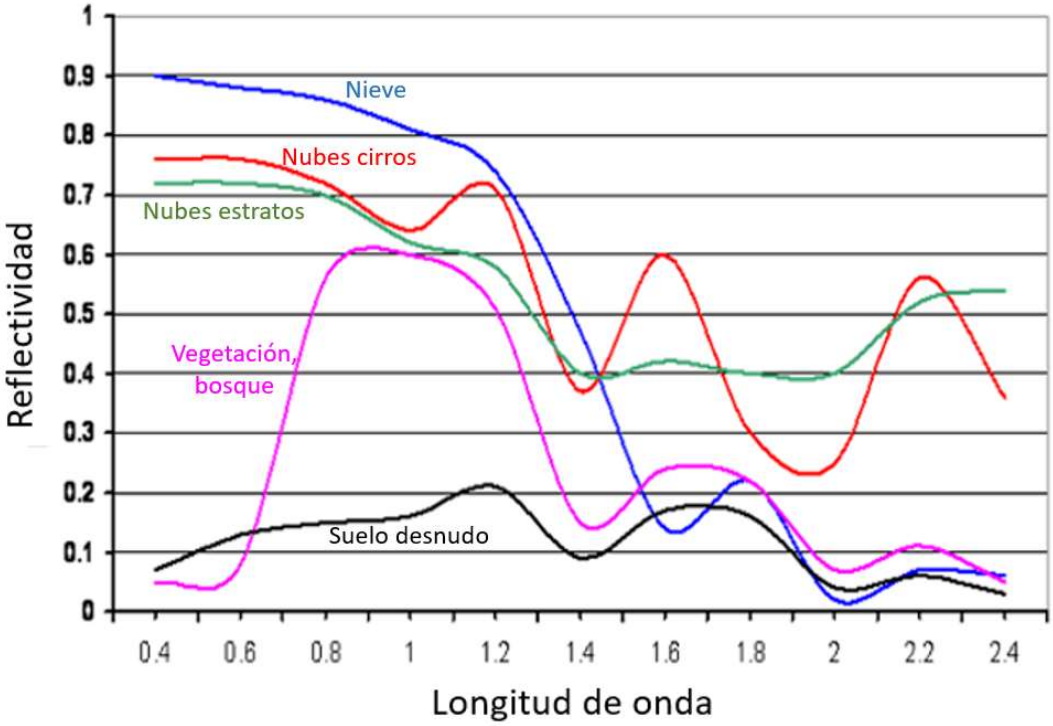


Figura 4-14: Reflectividad típica de diferentes superficie y tipos de nubes densas.
Nieve (azul), suelo desnudo (negro), Vegetación bosque (rosa), Nubes altas (naranja), Nubes estratos (verde), (Jedlovec, 2009).

Una nube con más contenido de agua líquida y más extensa vertical y horizontalmente reflejará más radiación solar que una más fina. Pero no siempre es cierto que una nube formada por gotas de agua refleje más radiación que una nube formada por cristales de hielo, en este caso dependerá de la longitud de onda que consideremos.

El tamaño de las partículas de agua o hielo que forman la nube también afectaran a su reflectividad. De esta manera según aumenta el diámetro medio de los componentes de las nubes su reflectividad disminuye, haciéndolo de manera más rápida para tamaños hasta 30 micras, y permaneciendo la reflectividad casi invariante para tamaños más grandes de 30 micras.

En la figura 4-15 se representa la simulación de la reflectividad para longitud de onda de 1,6 μm y 2,25 μm de nubes densas, en función del radio medio de las gotas de agua o los cristales de hielo que las forman. También se indica el tamaño medio de las gotas de agua de las nubes cálidas, entre 10 y 20 μm, y también se indica el rango de tamaños de los cristales de hielo de las nubes frías (entre 40 y 100 μm).

En la zona de 1,6 micras las gotas de aguas reflejan más que los cristales de hielo, que en este caso se comportan con menos reflectividad y más absorción. En esta banda la nieve tiene baja

reflectividad y puede ser aprovechado para distinguirla de las nubes bajas formadas por gotas de agua líquida.

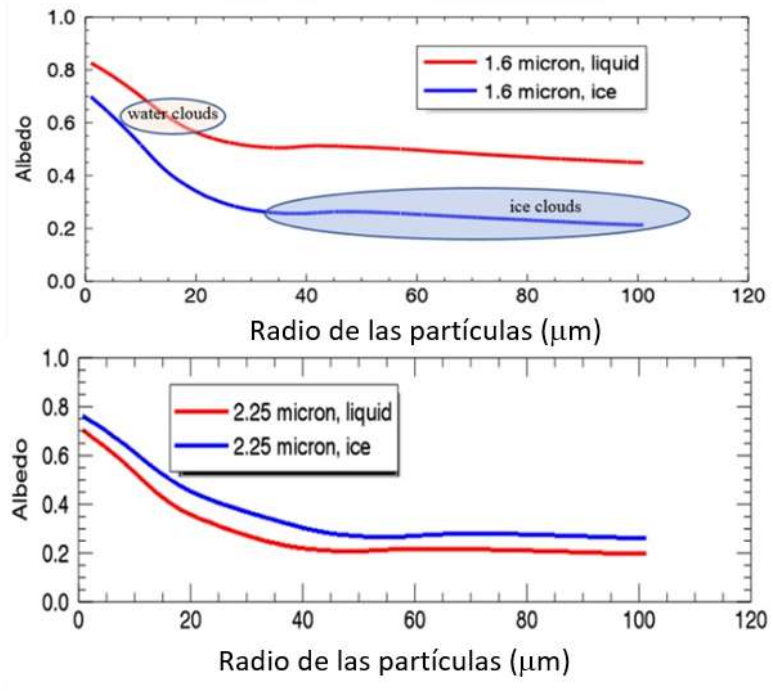


Figura 4-15: Simulación de la reflectividad de nubes densas (Bernnartz, 2022).

Para la zona espectral de 2,25 micras podemos encontrarnos nubes formadas por gotas de agua muy grandes de alrededor de 20 a 30 micras, que tengan una reflectividad inferior a una nube formada por cristales de hielo relativamente pequeños, justo en ese orden de 20 a 30 micras. En esta banda las partículas de tamaños menores tienen más reflectividad que las de tamaños más grandes, manteniendo la reflectividad constante a partir de 40 micras.

4.4. Métodos de detección de nubes: máscaras de nubes

La identificación de las nubes desde el espacio sea desde satélite en órbita geoestacionaria o polar, fue uno de los primeros objetivos en la teledetección espacial, con un claro objetivo e interés meteorológico.

La identificación de las nubes, sus movimientos, sus tipos y distribución en altitud, sus características microscópicas, y sus características desde el punto de vista de transmisión de la radiación, son necesarios para alimentar los modelos de previsión meteorológica y del clima, así como punto de partida para valorar sus efectos en los flujos de radiación locales y globales.

Según el campo donde apliquemos las observaciones desde satélite (oceanografía, estudios del suelo y de la vegetación, estudios de balance de radiación, estudios meteorológicos o climatológicos), las nubes pueden ser un problema o pueden ser nuestro objetivo de observación (Gómez-Chova, 2007).

Según la zona espectral de trabajo, la identificación de las nubes en toda imagen de satélite se convierte en uno de los primeros pasos, para poder avanzar en la obtención de información de la superficie, o para estudiar las propias nubes.

Las bandas espectrales situadas en la zona solar no pueden ser utilizadas en el modo nocturno. Las bandas situadas en la zona de solapamiento entre el espectro solar y terrestre presentan diferente comportamiento entre el día y la noche. Durante el día predomina la componente solar reflejada, y durante la noche la componente terrestre de emisión.

En la figura 4-16 podemos observar la simulación de cómo varía la reflectividad de nubes densas, para longitudes de onda de 3,9 μm, en función del radio medio de las gotas de agua de las nubes cálidas, o el tamaño medio de los cristales de hielo de las nubes frías (Bernnartz, 2022).

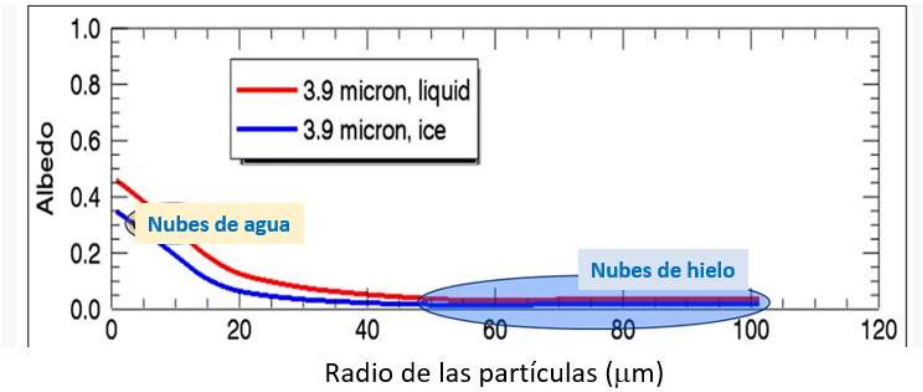


Figura 4-16: Simulación de la reflectividad de nubes densas para 3,9 μm.

Nubes altas formadas por cristales de hielo más pequeños reflejan de manera más efectiva en 3,9 μm que los cristales de hielo más grandes, que presentan menor reflectividad en esta banda. Esta propiedad puede emplearse para el estudio de los techos de las tormentas tropicales y su evolución, donde el tamaño de los cristales cambia según evoluciona la tormenta. En esta banda se pueden observar puntos calientes de incendios. Y también es una banda útil para distinguir durante la noche las nubes bajas o nieblas, que aquí presentan menos emisión que en la zona de 10 μm.

Los métodos de identificación de nubes, llamados máscaras de nubes, han ido evolucionando en los últimos años de manera creciente en calidad y generalidad en su aplicación. Para ciertas resoluciones espaciales, medias y altas, la identificación de las nubes lleva de compañera inseparable la identificación de las sombras de las nubes, que generan siempre problemas a la hora de utilizar las series temporales de las imágenes.

En el seguimiento de publicaciones realizado desde 1985 hasta 2021, por (Li et al., 2022), se muestra el aumento en número de publicaciones tratando el tema de identificación de nubes y sombras de nubes desde satélite. El aumento de la última década muestra el interés creciente por este tema (Figura 4-17).

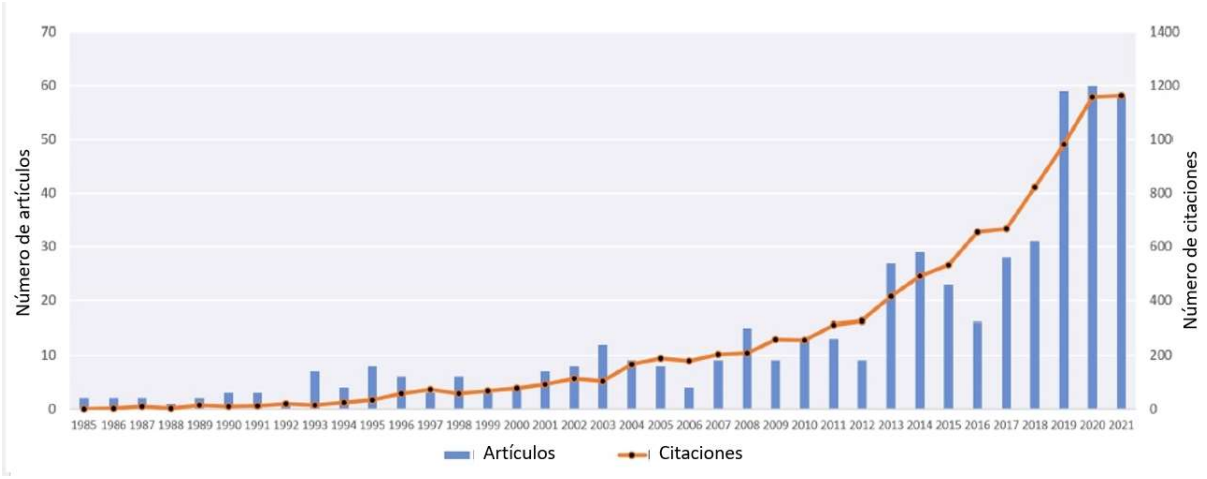


Figura 4-17: Frecuencia de artículos citando la detección de nubes y sombras de nubes. Número de artículos donde se cita la detección de nube y de sombra de nube, desde 1985 a 2021.

Los métodos más robustos de identificación de nubes buscan ser independientes de la zona observada y que el método funcione correctamente para cualquier lugar de la tierra. Esto no es del todo posible y la metodología es variada y rica, y continua en evolución. De la misma forma se busca que los métodos sean lo más automáticos posibles, evitando la dependencia de un operador experto en observación de la nubosidad desde el espacio. En este sentido las bases de referencia utilizadas para entrenar o validar los resultados obtenidos también son una fuente de error que tiende a ser minimizada.

Las máscaras de nubes para sensores de teledetección pasiva dependerán de los sensores que utilicemos, de sus propiedades espectrales (número y anchura de las bandas espectrales), sus propiedades espaciales (tamaño de los píxeles y ángulos de observación), así como temporales (frecuencia temporal de observación). Todo ello hace que no haya un método único e infalible, y que hoy en día la colección de máscaras de nubes sea casi tanta como sensores en órbita. Dependiendo de los datos espectrales disponibles y de la frecuencia temporal de la observación, los métodos de detección pueden ser monotemporales, multi temporales o con múltiples sensores.

La identificación de un píxel como no cubierto de nubes de manera errónea, o, al contrario, identificar que hay nube cuando está despejado, puede llevar a cometer errores significativos en la estimación de parámetros superficiales o atmosféricos. Estas identificaciones incorrectas también afectan a las entradas de los modelos numéricos del tiempo, y por tanto, a la previsión meteorológica (Marquis et al, 2023).

En oceanografía hay algunos intentos de 'recuperar' la información de esos píxeles afectados por nubes utilizando diferentes técnicas de interpolación. La metodología de utilización de la interpolación con funciones ortogonales empíricas, DINEOF, es utilizada para muestrear zonas cubiertas por nubes (Hilborn et al., 2018), basándose en el comportamiento estadístico de la variable calculada.

En el caso de nubes altas finas se puede intentar no eliminar, sino corregir, el efecto de la nube utilizando su respuesta espectral en otras bandas.

El objetivo de una buena máscara de nubes es buscar un método de identificación que sea preciso y que dependa lo menos posible de las condiciones de observación o la superficie sobre la que están las nubes. La máscara de nubes busca obtener con la mayor fiabilidad posible píxeles libres de nubes.

4.4.1. Métodos empíricos y estadísticos

Los métodos empíricos aplican umbrales a los valores de las radiancias o reflectividades en diferentes bandas espectrales, o umbrales a diferencias o cocientes de bandas espectrales.

Estos métodos suelen evolucionar hacia umbrales dinámicos tratando de ampliar su rango de aplicación, llegando también a dar como resultado probabilidad de nubosidad en un píxel determinado (Zhu et al., 2015). Las mayores dificultades aparecen cuando las nubes están sobre superficies de alta reflectividad en el visible. También es un gran obstáculo la gran variedad de reflectividades que ofrecen los distintos tipos de nubes y sus posibles combinaciones en diferentes capas.

Muchos de estos métodos continúan en evolución y se van adaptando a las nuevas bandas espectrales disponibles en los nuevos sensores de los nuevos satélites, como es el caso de FMask 4.0 (Qiu et al., 2019). De hecho, en los diseños de las nuevas misiones espaciales, la detección de nubes condiciona la decisión de incluir unas bandas u otras en el sensor.

Otros métodos de detección de nubes utilizan el aumento de la variabilidad espacial y temporal que introducen las nubes sobre la variabilidad natural de la superficie, que hay debajo de la nubosidad, dando mejores resultados sobre la superficie marítima. Es habitual generar máscaras diferenciadas sobre tierra y sobre mar.

Se busca también la combinación de imágenes de diferentes fechas o la observación con diferentes ángulos, para poder generar imágenes de referencia de la superficie sin nubosidad, que se utilizan posteriormente para comparar las imágenes obtenidas. Los efectos orográficos en la iluminación y observación son un factor importante para considerar en los estudios de comparación (Zhu & Woodcock, 2014).

La búsqueda de aquellos píxeles, que con más certeza están despejados, es la base para posteriormente obtener propiedades de la atmósfera, que posteriormente se utilizan para mejorar la máscara de nubes.

La diferente polarización de la radiación reflejada por la superficie, comparada con la polarización de la radiación reflejada por las nubes es otro método empleado para detección de nubes (Gao et al., 2019).

Todos estos métodos pueden necesitar de datos auxiliares de la superficie, como podría ser el modelo digital de terreno, la cobertura de nieve o hielo, mapas de uso de suelo,

temperatura de la superficie, contenido de aerosoles y vapor de agua de la atmósfera, que son incluidos en las máscaras de nubes para ganar precisión y robustez. Puede haber ocasiones que una superficie brillante puede ser confundida con nubes bajas, y hay situaciones con elevadas concentraciones de aerosoles que podrían ser identificadas como nubes finas.

4.4.2. Métodos automáticos de machine learning

Están ganando fuerza y aplicación los métodos que aplican clasificadores basados en herramientas de machine-learning, basándose en la variabilidad espectral, espacial o temporal (Kaps et al., 2023; López-Puigdollers et al., 2021; Mateo-García et al., 2018; Liu et al., 2019). El aumento de las bandas espectrales de los nuevos sensores permite caracterizar mejor la diferenciabilidad de la señal de la nubosidad, respecto de la señal de la superficie que hay debajo o en las zonas próximas de las nubes. En estos casos, las imágenes o zonas seleccionadas como entrenamiento juegan un papel importante. La generación de bases de datos en este sentido es de gran relevancia (Hollstein et al., 2016).

Los algoritmos de Machine-learning y de Deep-learning son los que más han crecido en la última década, sobre todo cuando entramos en la identificación de nubes y sus sombras. En la figura 4-18 podemos observar por décadas y por tipos, el número de artículos que hacen referencia a diferentes métodos de clasificación de nubes y de sus sombras.

El número de artículos dedicados a métodos de identificación de nubes y de sus sombras, basados en métodos de Machine-Learning y Deep-Learning, ha aumentado en la última década de manera muy significativa (Z. Li et al., 2022).

La combinación de diferentes métodos que utilizan información espectral, espacial, temporal y datos auxiliares se muestran como los métodos más automáticos, más robustos y generales en su aplicación (Li et al., 2022). Aunque tienen una alta dependencia de una buena elección de bases de entrenamiento.

Las nuevas máscaras de nubes no generan solamente información sobre la presencia de nubosidad en el píxel, además dan la información de la probabilidad de que esté afectado por nubes, así como la abundancia de nubosidad en dicho píxel, dejando al usuario, dependiendo de su restricción respecto de la nubosidad, que pueda elegir un umbral u otro para catalogar los píxeles como afectados por nubes o no.

La revisión realizada por (Mahajan & Fataniya, 2020) insiste en la idea que los tratamientos para máscaras de nubes con umbrales sobre bandas o combinaciones de bandas, umbrales sobre la variabilidad espacial o temporal, necesitan siempre de correcciones sobre superficies como desiertos, hielo y nieve. Estos umbrales suelen también estar afectados por las condiciones atmosféricas i las condiciones relativas de observación e iluminación. Por un lado, estos umbrales tienen una conexión con la física de las nubes, pero adolecen de universalidad para una aplicación con total fiabilidad.

Los modelos basados en las técnicas de machine-learning permiten mayor flexibilidad en la toma de decisiones, pero su consistencia está basada en los entrenamientos previos del modelo, que depende de los datos de entrada, con decisiones internas no siempre basadas en criterios físicos claros. Estos métodos requieren clases de entrenamiento y validación que sean lo suficientemente representativas de las clases que buscamos, como por ejemplo podrían ser: nubes, cirrus, nieve, sombras, agua y píxeles despejados (Hollstein et al., 2016). Es interesante destacar cómo las nubes más finas y transparentes, aparecen como una clase diferenciada del resto de las nubes más compactas.

Debido a la transparencia de las nubes finas, el usuario puede llegar a trabajar con los píxeles identificados con la presencia de este tipo de nubosidad. Para ello será necesario eliminar la contribución de la nubosidad a la reflectividad medida, de manera semejante a como se elimina el efecto de la atmósfera en la corrección atmosférica.

Podemos diferenciar entre tratamientos clásicos con umbrales fijos o dinámicos, y tratamientos basados en inteligencia artificial o machine-learning. Las mejoras en las clasificaciones pueden conseguirse con modelos híbridos, donde se combine modelos físicos y empíricos junto con máscaras basadas en machine-learning.

¿Cómo saber si la máscara de nubes es correcta? ¿Con qué comparamos el resultado de la máscara de nubes? ¿Cuál es la verdadera clasificación? ¿Existe una sola máscara de nubes correcta?

Como se ha comentado anteriormente, la comparación con datos de superficie es compleja y, según el tipo de nubosidad, no siempre es la más adecuada, pues son dos realidades totalmente diferentes (Skakun et al., 2021). Hay que avanzar en la generación de bases de datos de observaciones desde la superficie (Wacker et al., 2015), que puedan ser referencias válidas para comparar máscaras de nubes desde satélite. En este sentido todos los trabajos que se realizan para comparar las observaciones desde la superficie son pasos necesarios para avanzar en esta dirección (Román et al., 2017; Utrillas et al., 2022).

4.4.3. Inter comparación de la identificación de nubes desde satélite

La comparación de máscaras de nubes entre diferentes satélites también es complicada, debido a las diferentes técnicas y condiciones de observación, y los diferentes parámetros observados por cada satélite y cada sensor a bordo. La comparación entre datos de sensores de teledetección activos con datos de sensores pasivos ofrece otra ventana de posibilidades, aunque los parámetros obtenidos no son exactamente iguales y la resolución espacial es muy diferente. Se han realizado comparaciones de clasificación de nubes desde el satélite geoestacionario Himawari-8 con datos del Lídar a bordo de CALIPSO (Purbantoro et al., 2018), que resultan de gran utilidad para mejorar la detección desde sensores pasivos. Hay iniciativas enmarcadas dentro de CREW (Cloud Retrieval Evaluation Workshp) para valorar los algoritmos de máscaras de nubes en satélites geoestacionarios, como Meteosat, comparando

también con observaciones mediante sensores activos como CALIPSO (Wang et al., 1955; Chung et al., 2017).

Otros autores (Baetens et al., 2019) han comparado algoritmos mono temporales aplicados a imágenes del satélite Sentinel-2, Sen2Cor 2.5.5 y FMask 4.0, con métodos multi temporales (MAJA 3.2). Una de las principales conclusiones señala la importancia de las bases de referencia de nubes para las comparaciones, que en este caso fueron creadas mediante un método de aprendizaje supervisado. Antes de realizar las comparaciones, aquellos algoritmos que proporcionan probabilidades de nubosidad hay que convertirlos a dos opciones: si/no nube.

Por lo que respecta a las nubes altas más finas, en esta comparación (Baetens et al., 2019) los tres algoritmos tienden a infravalorar la cantidad de cirros presentes en las imágenes, siendo Sen2Cor el que parece que mejor identificación de este tipo de nubes realiza.

Se han lanzado diferentes propuestas para realizar la comparación de varios algoritmos de máscaras de nubes aplicándolos a los mismos sensores para tener una primera valoración de sus características más fuertes y de sus puntos más débiles. De esta manera se pueden obtener conclusiones de cara a nuevas misiones, y sugerir nuevas bandas espectrales o desplazamiento de algunas de ellas.

Como hemos visto, existen muchos métodos operativos para intentar identificar las nubes en las imágenes obtenidas con sensores situados en plataformas espaciales. Recientemente se ha llevado a cabo un ejercicio de inter comparación cuantitativa, el primer ejercicio de inter comparación de máscaras de nubes, CMIX (*Cloud Mask Inter-Comparison Exercise*) (Skakun et al., 2022). Hay que puntualizar que dentro de esta Inter comparación hubo que definir cualitativamente qué era una 'nube', aquellos píxeles donde de manera inequívoca se identifica como nublado o cubierto de nubes

Esta Inter comparación ha sido realizada dentro del Comité de Satélites de Observación de la Tierra (CEOS) en el Grupo de Trabajo de Calibración y Validación (WGCV). Ha sido una colaboración internacional, que comenzó en 2018 y finalizó en 2021, con la finalidad de comparar la detección de nubes en imágenes de satélite de sensores ópticos de moderada resolución espacial (10-30 metros). De hecho, hubo una convocatoria abierta a estudiantes para poder colaborar en este ejercicio a través de las imágenes de Sentinel-2 (*Sentinel-2, Space Forum*).

Los estudios de comparación se han focalizado en imágenes de libre acceso adquiridas desde los satélites Landsat 8 (NASA/USGS) y Sentinel-2 (ESA). Se han comparado 10 algoritmos desarrollados por 9 equipos de investigación, pertenecientes a 14 organizaciones diferentes entre universidades, centros de investigación, empresas y agencias espaciales (CNES, ESA, DLR, y NASA). Los algoritmos comparados tienen diferentes maneras de afrontar el problema de la identificación de nubes desde satélite: Utilizando las propiedades espectrales, las características espaciales y temporales de las nubes, así como los métodos basados en machine-learning.

La evaluación de los métodos de identificación se ha realizado comparando los resultados con bases de datos de referencia de máscaras con nubes ya identificadas por diferentes métodos. Estos conjuntos base de referencia son diversos, tanto en las formas espaciales, como en la distribución geográfica o en el método de generación: directamente por científicos expertos en nubes, con machine-learning o imágenes del cielo desde la superficie. De hecho, estas diferencias en las bases de referencia afectan a la valoración final de cada algoritmo, volviendo a resaltar la importancia de cómo se realizan las bases de referencia de nubes.

Algunas de las conclusiones fueron:

* Las nubes densas y opacas a la radiación muestran una buena identificación por todos los algoritmos y un buen acuerdo entre ellos.

* Las nubes finas o semi transparentes presentan problemas de identificación de comparación entre los algoritmos y en la creación de la base de datos de comparación.

También se puso de manifiesto el problema de definir el espesor las nubes y qué longitud de onda utilizar para esta definición. Algunas de las bases de datos de comparación habían sido generadas por fotointerpretación y no basados en umbrales numéricos definidos. Una de las sugerencias sería utilizar el espesor óptico para definir los tipos de nubes, pero habría que especificar para qué longitud de onda, o si es para toda la zona del espectro visible.

Entre los diferentes autores y algoritmos hubo consenso en la manera de definir una nube densa y opaca, pero no en como definir una nube fina y transparente, habiendo también problemas con los bordes de las nubes.

Utilizando datos desde la superficie y modelos de transferencia de radiación (Mejia et al., 2016) definió nube densa aquella con espesor óptico, en la zona del espectro visible, mayor de 30, y nube fina aquella que presenta espesor óptico inferior a 1.

Los autores recomiendan mejorar la base de datos de referencia para comparar los diferentes algoritmos, mejorando las referencias de información desde la superficie, sobre todo en el caso de las nubes finas como los cirrus.

En este trabajo se quiere apuntar la utilidad de la red de webcams activas de Avamet para generar una base de referencia de imágenes de nubes para realizar la comparación con diferentes máscaras de nubes desde satélite y sobre todo desde Sentinel-3.

4.4.4. Observación de los cirros

La observación de cirros desde la superficie y desde el espacio siempre ha sido problemática a causa de la transparencia de este tipo de nubes. Aquí es importante apuntar el diferente concepto de la palabra cirro para nubes observadas desde la superficie o desde el espacio. Genéricamente, en observaciones desde el espacio denominamos cirros a las nubes altas delgadas y semitransparentes, que permiten observar a través de ellas la superficie. En el caso de observaciones desde la superficie la denominación cirros no incluye todas las nubes altas

semitransparentes. Desde la superficie también observamos y distinguimos cirrostratus y cirrocumulus entre la categoría de nubes altas. Habitualmente, los cirrocumulus se presentan en pequeños grupos no transparentes, pero con huecos entre ellos, con un efecto conjunto de cierta transparencia. Los cirrostratus se presentan como una capa uniforme y su transparencia es muy variable, pudiendo en algunas ocasiones ser suficiente para observar la superficie. Resumiendo, el concepto nube alta delgada y transparente es resumido en la comunidad de teledetección como cirros. Mientras que en el caso de la comunidad de meteorología nubes altas delgadas y con cierta transparencia incluiría los 3 géneros de nubes altas.

La banda espectral de cirros, que centra este trabajo, muestra una excelente capacidad para detectar este tipo de nubes altas y transparentes, y ha sido incluida en las nuevas generaciones de sensores para mejorar la detección de las nubes altas más finas. En la figura 4-18, podemos observar imágenes obtenidas por el sensor SLSTR de Sentinel-3, de la costa este de la Península Ibérica y las islas Baleares el día 21 de marzo de 2023 a las 10:11 UTC. La imagen de la izquierda muestra la reflectividad observada en la banda S4 del sensor SLSTR. La imagen de la derecha es una combinación de RGB de las bandas S3-S2-S1 del mismo sensor.

Las dos imágenes muestran reflectividades en el techo de la atmósfera sin ningún tipo de corrección. En la imagen de la derecha observamos varias capas de nubes, nubes bajas en color blanco y nubes altas en color cian. Las nubes bajas son observadas a través de las nubes altas. La reflectividad de la imagen de la izquierda solo nos muestra las nubes más altas. La banda S4 está dedicada a detectar las nubes altas. La imagen de la izquierda nos permite observar que las nubes altas están presentes en toda la imagen. Esta imagen sería considerada como cubierta completamente de nubes y sería descartada. Como mostraremos más adelante algunas de las nubes altas son finas y su contribución en las imágenes del espectro visible podría ser corregida, obteniendo una nueva imagen con zonas sin nubosidad aparente.

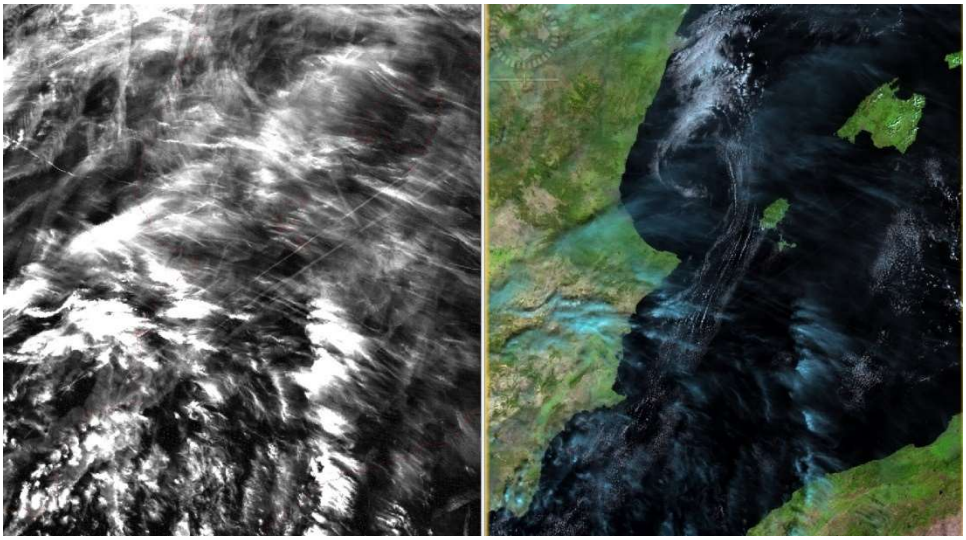


Figura 4-18: Reflectividad banda de cirros (izquierda), composición RGB bandas S3-S2-S1. (derecha). Sensor SLSTR, Sentinel-3.

Se puede observar como la banda de cirros no observa la superficie, solo detecta la nubosidad más alta. Esta banda permite distinguir con claridad las estelas de los aviones o contrails. Ese día, las condiciones meteorológicas eran adecuadas para la formación de nubes altas, para su persistencia y para su extensión horizontal a lo largo del tiempo. Este tipo situaciones permite evolucionar y transformar esos contrails en nubes altas.

Como después comprobaremos, la relación existente entre esta banda de cirros y las bandas en la zona visible del espectro permitirá estimar y eliminar la contribución de estas nubes a la radiación detectada en los canales visibles. En el próximo capítulo analizaremos el diseño y aplicación de esta banda espectral específicamente dedicada a detectar las nubes altas.

Las observaciones de nubes, y en particular de nubes altas, desde la superficie terrestre mediante métodos automáticos como son las cámaras SONA (Sistema de Observación Automático de Nubes desarrollado en Izaña) son cada vez más frecuentes y en algunos lugares han comenzado a sustituir las observaciones visuales humanas. Este tipo de observación automática fija presenta limitaciones. La observación nadir está favorecida sobre la observación del horizonte. Debido a la transparencia de las nubes altas, a su extensión horizontal y distancia al punto de observación, la detección de estas nubes no es correcta en algunas ocasiones y se produce una detección inferior a la realmente existente de este tipo de nubosidad. Este hecho pasa más habitualmente con las nubes de interés de este trabajo, los cirros más finos. Estas cámaras son una buena opción de presente y futuro, pero también presentan problemas de blanqueamiento alrededor del sol, que hace que la cámara detecte como nubes el halo blanco alrededor del sol (Calbó et al., 2008).

La observación de cirros finos siempre se hará de manera más precisa con observación visual. Como mejor opción automática a esta observación visual creemos que son las cámaras tipo webcam como las que tiene instaladas a lo largo de toda la Comunidad Valenciana la Asociación Valenciana de Meteorología (Avamet, 2023). Este tipo de cámaras nos podrían permitir, con la ubicación, distribución y orientación adecuadas, cubrir casi todo el cielo de la Comunidad Valenciana en tiempo real, alrededor de 23.000 km².

En la figura 4-19 se observan estelas de avión a diferentes alturas, así como su evolución en 4 minutos. Las imágenes son de la Plana de Utiel-Requena en España. También aparecen cirros vertebratus homomutatus generados a partir de estelas anteriores.

Figura 4-19: Webcam de Caudete de las Fuentes, 21 de marzo de 2023, 16:36 h (izquierda) i 16:40 h (derecha).

La orientación de la cámara hacia el horizonte permite una detección óptima de nubes altas finas y del seguimiento de su evolución, haciendo para este tipo de nubes una red ideal como referencia para generar bases de datos de imágenes para entrenar clasificadores de nubes que utilizan imágenes de satélite.

En muchas ocasiones las observaciones visuales, o automáticas supervisadas, nos pueden dar información del tipo de nube que tenemos y de la orientación o distribución de las partículas que la forman. Si observamos un halo solar con el tamaño y la distribución cromática como el que aparece en la figura 4-20 ya tenemos alguna información de los cristales que forman la nube. Esa nube está formada por cristales de base hexagonal de hielo de agua (Cowley, 2023). Las formas exactas de los cristales que generan estos halos no se saben con exactitud, es decir, si predominan cristales más planos o cristales alargados y cilíndricos. Los cristales de este tipo de nubes tienden a alinearse en su proceso de lenta caída. En este caso, para que se forme el halo, se necesita que todos los cristales no tengan la misma orientación, es decir, que haya cristales con diferentes orientaciones alrededor de una posición de equilibrio. Como indica Walter Tape en (Cowley, 2023) si observamos un halo solar, los cristales tienen poca organización en la nube o incluso predominan aglomeraciones de cristales con diferentes orientaciones. Su formación puede ser simulada a partir de formas digitales de cristales generados en 3 dimensiones, aplicando leyes de refracción y reflexión mediante el programa HaloSim.

Figura 4-20: Fotografía de un halo solar. 6 de abril de 2023 a las 11:52 h.
Realizada por M. Nieves Sánchez desde l'Olleria, en la Vall d'Albaida, Valencia, España.

Si lo que observamos es un parhelio, también tenemos una nube formada por cristales de hielo de agua, pero en este caso predominan las formas de cristales planas, que cayendo lentamente en el cielo se orientan con la superficie plana paralela a la superficie terrestre. La observación de una corona solar o lunar indica que la nube que lo está provocando está

formada por gotas de agua líquida. La separación de las capas de la corona nos informará de los tamaños medios de las gotas de la nube.

En todos estos casos la observación visual nos está informando de algunas propiedades de los cristales o gotas que forman las nubes. Estas propiedades son estimadas a partir de simulaciones realizadas con modelos de cristales o gotas de agua líquida donde se aplican leyes de reflexión, refracción o difracción a la radiación electromagnética.

Capítulo 5: La detección de los cirros

5.1. Dificultad en la detección de los cirros

Debido a la transparencia de las nubes altas más finas, su identificación en las imágenes de satélite siempre han sido uno de los problemas críticos en las máscaras de nubes.

Cómo afectan las nubes altas más delgadas a la radiación solar y cuál es su efecto en el forzamiento del balance de radiación de la Tierra es motivo de numerosas investigaciones. Según la estimaciones realizadas por (Barja & Antuña, 2011) los cirros tienen un efecto refrigerador en el TOA y en la superficie, y su magnitud depende de su espesor óptico y la altura solar. De la misma manera, el estudio muestra que los cirrus tienen un efecto de calentamiento en la capa atmosférica donde se encuentran.

La preocupación por las nubes más altas finas y la mejora en su detección en Landsat-8, ha llevado al desarrollado de un algoritmo CMASK (Cirrus Cloud Mask) basado en series temporales, para estudiar cómo afectan los cirros en las diferentes bandas del sensor OLI de Landsat-8. El estudio busca mejorar la identificación de aquellos píxeles de la imagen afectados por este tipo de nubosidad (Qiu et al., 2020). Los autores intentan primero definir cuando se puede afirmar que una nube del género cirro es observada con las bandas del sensor OLI de Landsat-8. Para ello, analizan series temporales de la banda espectral específica dedicada a los cirros en diferentes condiciones de vapor de agua atmosférico y diferentes lugares del mundo, para llegar a la definición de diferentes umbrales. Con este algoritmo redujeron los errores en la distinción de píxeles despejados o cubiertos por cirros del 15% anterior al 8% actual, asumiendo todavía errores en la identificación.

Una incorrecta detección de los cirros en las imágenes de satélite puede propagarse a errores en los modelos de previsión meteorológica, que se alimentan de estas imágenes(Marquis et al., 2023).

El efecto de los cirros en el balance de radiación global ha hecho siempre que este tipo de nube sea un objetivo específico en muchos estudios de detección de nubes y de balance de radiación global (Finger et al., 2016).

Son nubes esquivas en su detección, con espesores ópticos muy bajos y transmisividad alta en el visible. Estas nubes son difíciles de detectar cuando se encuentran sobre superficie con alta reflectividad. Como tiene elevada transmisividad, y baja emisividad, la señal que emite en el infrarrojo térmico aparece mezclada con la señal que llega desde la superficie.

Si no disponemos de la banda específica para detectar los cirros se recurre a diferentes combinaciones de otras bandas o al uso de las bandas en la zona térmica del espectro, aprovechando para detectarlas las temperaturas muy bajas de estas nubes. Se han intentado mejorar estas metodologías, como es el caso de MeCiDA (Meteosat cirrus detection algorithm) desarrollada por (Krebs et al., 2017), para estudiar el efecto del tráfico aéreo en el ciclo diurno de los cirros. Su estudio básicamente detecta aquellas nubes con la parte superior compuesta por cristales de hielo, entrando aquí también los techos nubosos de muchas tormentas.

De hecho, Ewald detectó problemas de sobreestimación de presencia de cirros, debido a la elevada dependencia de ciertos umbrales en ciertas bandas espectrales relacionadas con el contenido de ozono, provocando que variaciones del contenido de ozono estratosférico, provocaban desajustes notables en la sensibilidad de los techos nubosos y la detección de los cirros. Ewald propone nuevos umbrales sobre combinaciones de las bandas térmicas del sensor SEVIRI a bordo de los satélites Meteosat-8 y Meteosat-9, considerando los ángulos de observación y el efecto de las variaciones de la concentración de ozono.

Las nubes altas y finas son un tipo de nubosidad con gran variabilidad en su frecuencia de aparición según los métodos de detección (Stubenrauch et al., 2013) implicando que hay una gran dependencia en su detección según la metodología empleada. Desde el punto de vista del balance de radiación es un tipo de nube que mantiene gran incertidumbre respecto de su efecto neto al balance de radiación global. Un tipo especial de cirros, son los inducidos por la presencia del tráfico aéreo, que han aumentado en los últimos años.

Paralaje y detección de contrails.

Es curioso y merece la pena comentarlo en este punto, cómo la configuración de los detectores de ciertos sensores, como el MSI de Sentinel-2, permiten una detección muy directa de las nubes generadas por el tráfico aéreo. En las imágenes del sensor MSI de Sentinel-2, la posición de las nubes más altas, y en particular los contrails, aparecen situados sobre diferente lugar espacial para cada sensor, para cada longitud de onda, separándolos espacialmente por banda espectral, ¿qué vemos entonces? ¿Un arcoíris de aviones?

En este detector en particular, el MSI de Sentinel-2, hay paralaje entre bandas del mismo detector y entre detectores, pudiendo observarse este efecto curioso con nubes muy altas,

como los contrails, pero no con sus sombras, si se llegan a observar, porque las sombras están en la superficie donde todo está enfocado y ajustado (Figura 5-1 y 5-2). El desajuste es más evidente para objetos o nubes situadas a 10.000 metros de altitud (Erickson, 2022).

Figura 5-1: Efecto del paralaje en imágenes Sentinel-2, MSI (Erickson, 2022) .

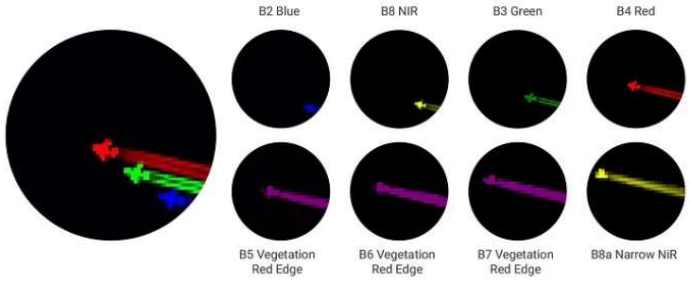


Figura 5-2: Detalle espectral del paralaje causado por los detectores de Sentinel-2 (Erickson, 2022).

Este paralaje puede ser utilizado para calcular la altura de las nubes creadas por los aviones e incluso su velocidad (Heiselberg & Heiselberg, 2021).

Metodología similar es la utilizada con los diferentes ángulos de observación que ofrece el sensor SLSTR de Sentinel-3 (Fernandez-Moran et al., 2021) para realizar una valoración de las sombras de las nubes, sobre todo de las medias y bajas, que presentan espesores ópticos mayores. Las zonas de sombras separadas de las nubes generadoras son observadas desde satélite, y su identificación permite estimar la altura de la nube, pero también permite obtener información de una zona de la superficie, que en este caso no recibe radiación directa del Sol, pero si radiación difusa.

Toda la batería de diferentes métodos utilizados para la detección de los cirros, ya sean basados en la comparación de imágenes de diferentes fechas temporales, utilizando diferencias en la temperatura estimada de la superficie, utilizando modelos atmosféricos o modelos de transferencia de radiación en la atmósfera, para simular las condiciones meteorológicas y analizar la probabilidad de tener cirros o detectar su presencia, siempre han mostrado deficiencias en su detección. Es por ello por lo que para mejorar su detección surgió la propuesta de observar en una banda espectral específica para detectar este tipo de nubosidad.

En la figura 5-3 podemos observar la situación de la banda de cirros, color azul, en la zona espectral donde la transmisividad total de una atmósfera estándar es nula.

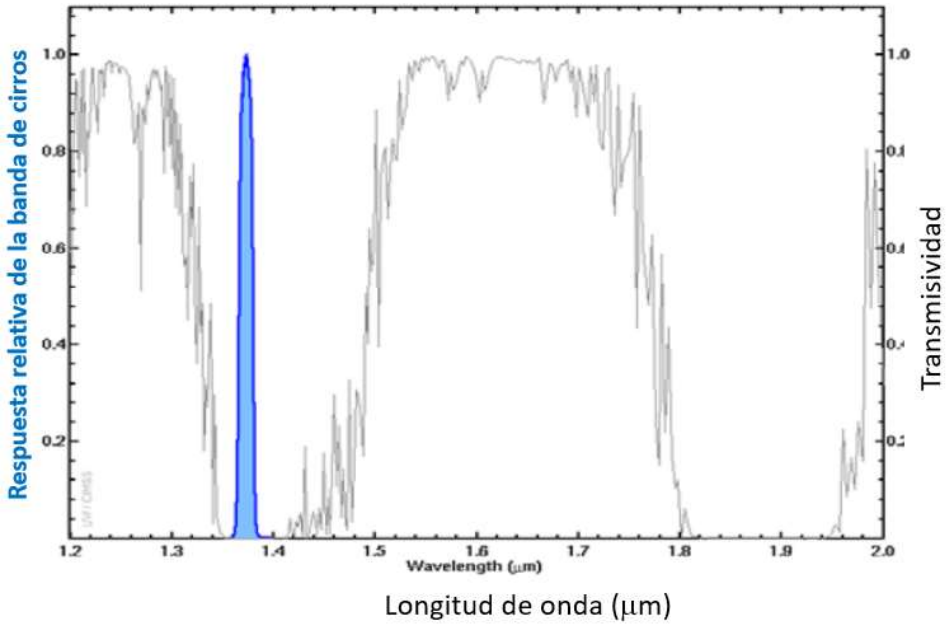


Figura 5-3: Situación espectral de la banda de cirros en el sensor ABI, GOES (Schmit et al., 2017).

5.2. La banda específica de detección de cirrus

Los primeros estudios detallados de este tipo de nubes desde plataformas espaciales se realizaron dentro del primer ISCCP (First International Satellite Cloud Climatology Project Regional Experiment Phase II Cirrus). Ya se habían realizado observaciones de nubes altas desde aviones en los años 60 en la zona espectral de 1 μm a 3 μm. Pero no fue hasta principios de los años 90 cuando se hizo patente la potencialidad de esta banda espectral para la detección de las nubes altas (Gao & Li, 2023).

Si comparamos el contenido de vapor de agua presente en las capas bajas y medias de la atmósfera con el contenido de vapor de agua en las capas más altas (Figura 5-4), su cantidad relativa y absoluta no es muy importante, pero es suficiente para tener efecto de absorción destacable en esta banda espectral situada alrededor de los 1.38 μm. Un ejemplo lo demuestran los datos estadísticos observados en las islas Canarias en el período de 1994 a 2011, las capas troposféricas superiores a 10 km tienen muy poco contenido en vapor de agua (Romero-Campos et al., 2012).

En la zona espectral de 1,38 μm no tenemos radiación térmica terrestre, solo hay radiación solar que llega al techo de la atmósfera cuando está iluminada por el Sol. La cantidad de radiación solar que llega en esa longitud de onda es del orden de 10 veces inferior a la que llega en la zona de 0,45 μm (Tabla 5-1).

Tabla 5-1 Radiación solar en el techo de la atmósfera (Iqbal, 1983)

INTERVALO ESPECTRAL (μm)	VALOR INTEGRADO (W/m^2)
0,450 - 0,455	10,26
1,370 – 1,375	1,85
1,800 – 1,805	0,84

En la figura 5-4 podemos observar el efecto del vapor de agua en la zona espectral de 1,375 μm. Para la mayoría de las situaciones atmosféricas sin nubosidad, la radiación solar en esta zona espectral es completamente absorbida y el detector del satélite no detecta ninguna radiancia. La teoría (Lindstrom et al., 2017) indica que para atmósferas con contenido total de vapor de agua precipitable superior a 1,2 cm la atmósfera absorbe completamente la radiación solar en esa zona espectral. Como vimos en el Capítulo 2 hay atmósferas en invierno en latitudes medias y altas que tienen contenido total de vapor de agua inferior a 1 cm o g/cm^2. Por tanto, puede suceder que haya zonas geográficas donde podamos observar la superficie en esta banda espectral. Por otro lado, también serán observables el techo de nubes bajas o medias, o zonas geográficas situadas a gran altura, para condiciones atmosféricas más secas. También será posible la observación en esta misma banda de polvo en suspensión situado entre 1.000 y 2.000 metros de altitud.

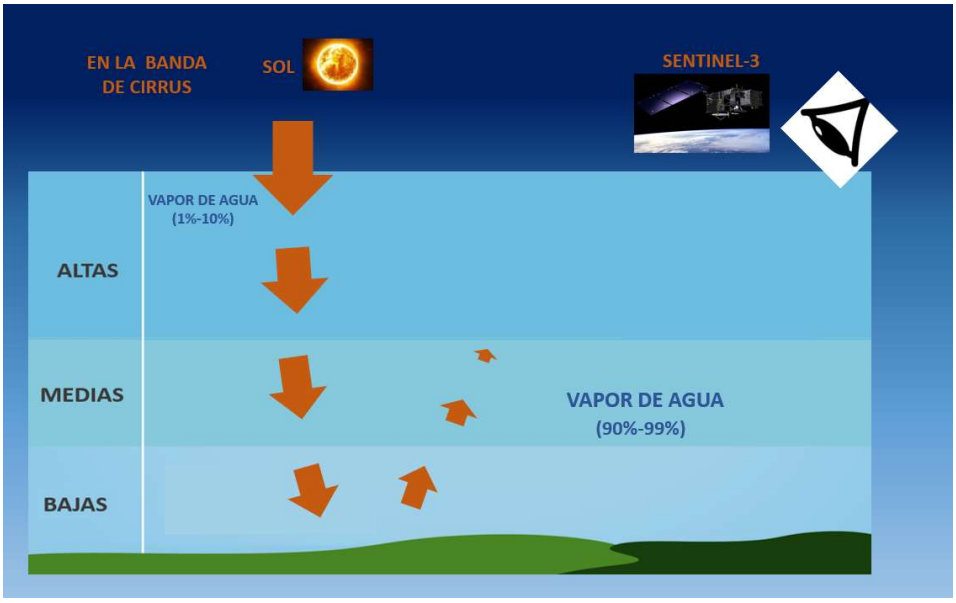


Figura 5-4: El efecto del vapor de agua en la zona espectral de 1,375 μm.

En la figura 5-5 vemos el efecto que tiene la presencia de nubes altas en esta zona espectral. Las nubes altas se encuentran en las capas más altas de la troposfera donde hay poco vapor de agua. Por tanto, la radiación incidente reflejada por estas nubes en esta zona espectral es poco atenuada. El resultado final es que el sensor en esta banda espectral situado en el satélite detecta radiación en las zonas donde hay presentes nubes altas. Esto convierte a esta zona espectral, con absorción debida al vapor de agua, en una zona óptima para la detección de nubes altas.

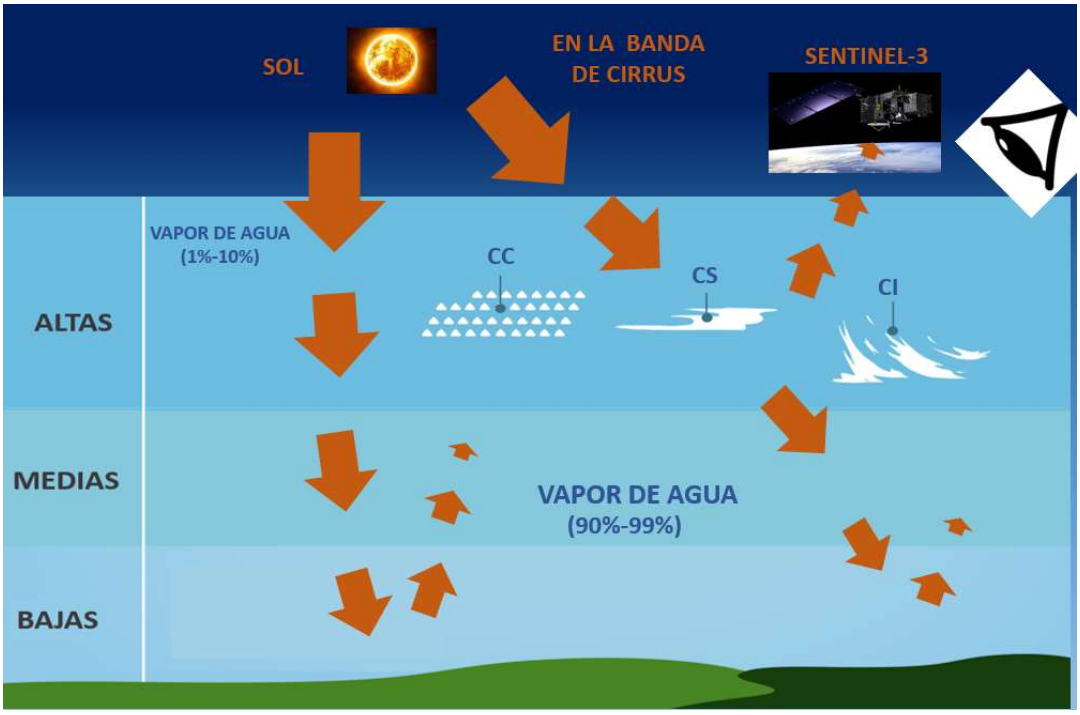


Figura 5-5: El efecto de las nubes altas en la zona espectral de 1,375 μm.

En la figura 5-6 se muestran el promedio de las estadísticas del contenido de vapor de agua por niveles en la troposfera en Tenerife. Hay que destacar el bajo contenido de vapor de agua por encima de 9 km de altitud. Los datos muestran como más del 70% del vapor de agua atmosférico se encuentra en los primeros tres quilómetros de la atmósfera para todas las estaciones del año. Los resultados muestran el promedio de los sondeos realizados a las 0:00 UTC y a las 12:00 UTC desde 1994 hasta 2011. El primer nivel es desde la superficie hasta 1,5 km, el segundo desde 1,5 km hasta 2 km, y así sucesivamente hasta llegar a los 12 km. Los sondeos utilizados para realizar esta estadística fueron realizados por la estación de sondeos de Aemet.

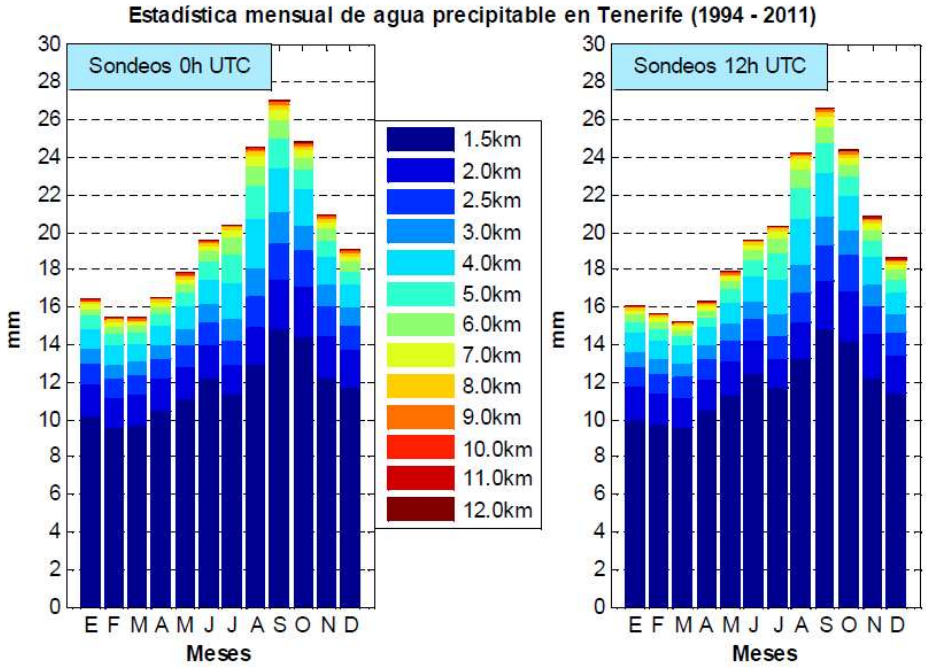


Figura 5-6: Contenido de vapor de agua por niveles troposféricos.

La radiación detectada en esta banda espectral depende en gran medida de la cantidad y tipos de nubes altas presentes en las imágenes obtenidas desde el espacio. La reflectividad estimada en esta banda de cirros nos ofrece información de la transparencia de estas nubes altas.

Dentro de los modelos de corrección atmosférica de imágenes de la superficie obtenidas desde avión o desde satélite se incluyen procesos previos de identificación y máscaras de nubes, y en particular, de nubes altas. En el modelo ATCOR (Richter & Schläpfer, 2019) se incluye una máscara automática para los cirros de acuerdo a los valores medidos en la banda específica de cirros. Según los valores de reflectividad estimados en el techo de la atmósfera en esta banda se distinguen diferentes tipos de nubes altas o cirros (Tabla 5-2).

Tabla 5-2: Clasificación de cirros según la reflectividad en el techo de la atmósfera (ρ_{TOA}) en la banda espectral de 1,37 μm.

INTERVALO DE REFLECTIVIDADES	TIPO DE CIRROS
$\rho_{TOA} < 0,01$	Sin cirros
$0,01 < \rho_{TOA} < 0,015$	Cirros semitransparentes finos
$0,015 < \rho_{TOA} < 0,025$	Cirros semitransparentes medios
$0,025 < \rho_{TOA} < 0,04$	Cirros semitransparentes espesos
$0,04 < \rho_{TOA} < 0,05$	Cirros, ópticamente espesos
$\rho_{TOA} > 0,05$	Cirros espesos

Hay que recordar que estos umbrales pueden dar problemas en situaciones específicas donde la atmósfera tiene un contenido muy bajo de vapor de agua o la superficie observada está a gran altitud. En este sentido, se han propuesto algoritmos operacionales que hacen uso de los modelos digitales de terreno para estimar la contribución de la superficie en esta banda espectral.

5.3. Historia de la banda espectral de los cirros

Como acabamos de ver, una parte de la radiación solar incidente a la longitud de onda de 1.38 μm es dispersada hacia el espacio por las nubes altas situadas a más 8 km. Como la cantidad de vapor de agua que hay en la troposfera a alturas superiores a 8 km es inferior al 10% del total en la columna atmosférica, gran parte de esta radiación llega al sensor, aunque estemos observando en una banda de absorción.

La radiación que es transmitida por los cirros hacia la superficie de la Tierra es absorbida completamente, no llegando de nuevo al sensor nada de esta radiación reflejada por la superficie. La reflectividad de los cirros en esta banda espectral no es tan elevada como en la zona del visible, pero es lo suficientemente alta como para detectarla.

Veamos un poco de su historia. En los vuelos realizados en las campañas de 1991 en Estados Unidos, utilizando el sensor hiperespectral AVIRIS a bordo de un avión tipo ER-2 a alturas alrededor de 20 km (Green et al., 1998), observaron que la zona espectral cercana a una banda de absorción importante del vapor de agua, la zona de 1.38 μm, podría ser una banda útil para el seguimiento y observación de este tipo de nubes (Gao et al., 1995).

Estos autores observaron que, en esta zona espectral de gran absorción de vapor de agua normalmente la imagen aparecía totalmente oscura, excepto en las zonas dónde había nubes altas situadas alrededor de los 10 km, de las cuales llegaba energía reflejada al sensor. Cuando observaban la misma zona geográfica con los cirros en las bandas espectrales cercanas del

visible, donde no hay absorción de vapor de agua, podían observar la superficie a través de los cirros, gracias al comportamiento transparente de los cirros en esas bandas espectrales.

Al principio fueron plantearon algunos problemas que podrían surgir con esta banda espectral de observación para los cirros (Ben-Dor, 1994), como podía ser que las zonas elevadas, con poca vegetación, brillantes y con poca humedad atmosférica pudieran llegar a observarse en la imagen y confundir la identificación de los cirros. Aunque este hecho puede suceder, las ventajas de su uso a nivel global superan los problemas que puedan surgir localmente. Al final del trabajo se mostrarán algunos resultados curiosos en esta banda espectral para zonas situadas a nivel del mar. Actualmente, se están empezando a realizar correcciones relacionadas con la altura de la superficie sobre la que se observa para mejorar el uso de esta banda (Schläpfer et al., 2020)

Inicialmente se llegó a plantear el uso de la banda de 1,8 μm, en lugar de 1,38 μm, pero se desestimó, porque la radiación solar que llega en esa banda es un 40% inferior a la que llega en 1,38 μm (Tabla 5-1), y la relación señal y ruido no eran óptimas. Finalmente, la banda elegida fue la de 1,38 μm.

Las observaciones con AVIRIS en 1991 fueron el origen de la proposición a última hora, antes de decidir el diseño final, de la banda número 26 del sensor MODIS centrada en 1,38 micras diseñada para la observación de los cirros. Según parece fue a cambio de perder una banda de observación del CO_2 en 4,5 μm.

En la figura 5-7 podemos comparar una combinación RGB de bandas del sensor SLSTR con la observación en la banda de cirros. La ubicación espectral de las bandas es: S5 (1,6 mm), S3 (0,87 mm), S2 (0,66 mm) y S4 (1,375 mm).

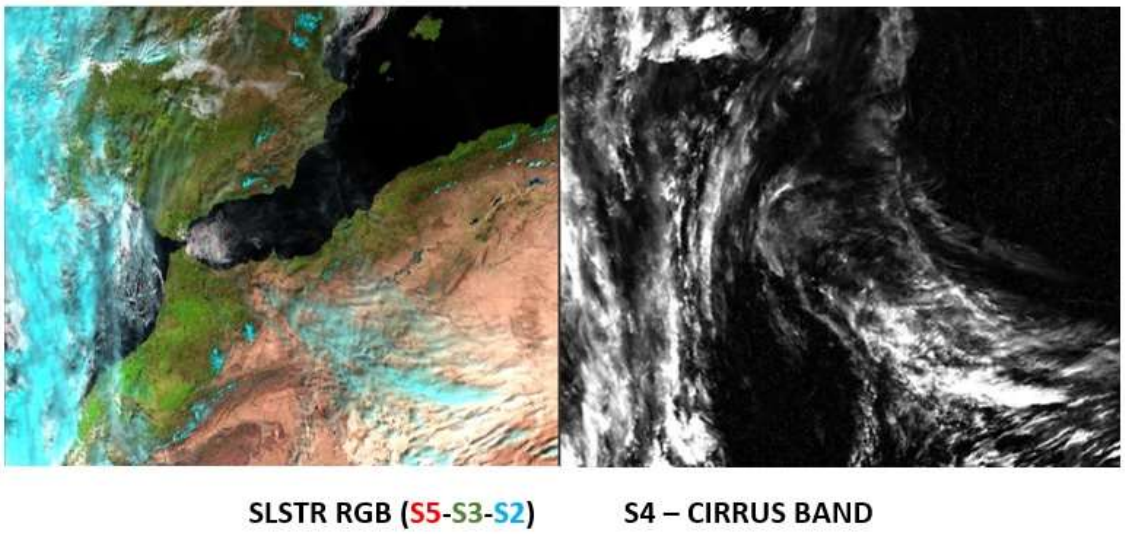


Figura 5-7: Imágenes del sensor SLSTR, de Sentinel-3 del 31 de enero de 2017.

En la imagen de la banda de cirros, S4, de la figura 5-7 se observan perfectamente las nubes altas presentes sobre el mar de Alborán, que son casi imperceptibles en la combinación RGB.

La banda de cirros nos permite obtener una clara identificación donde existe nubosidad de tipo alto y fino, que es más transparente y difícil de observar en la zona espectral visible. Por otra parte, las nubes bajas de la zona del estrecho de Gibraltar son 'visibles' en la combinación de RGB y totalmente indetectables en la banda de cirrus.

Otra posible aplicación de la banda de cirrus es que también puede darnos información del contenido de aerosoles de la capa baja de la estratosfera, cuando haya unas condiciones sin nubes medias y altas en la troposfera, y altas concentraciones de aerosoles en la estratosfera causadas por ejemplo, por una gran erupción volcánica (Gao et al., 1995).

Diferentes sensores han montado en los últimos años una banda dedicada específicamente a la detección de cirros, como podemos observar en la figura 5-8.

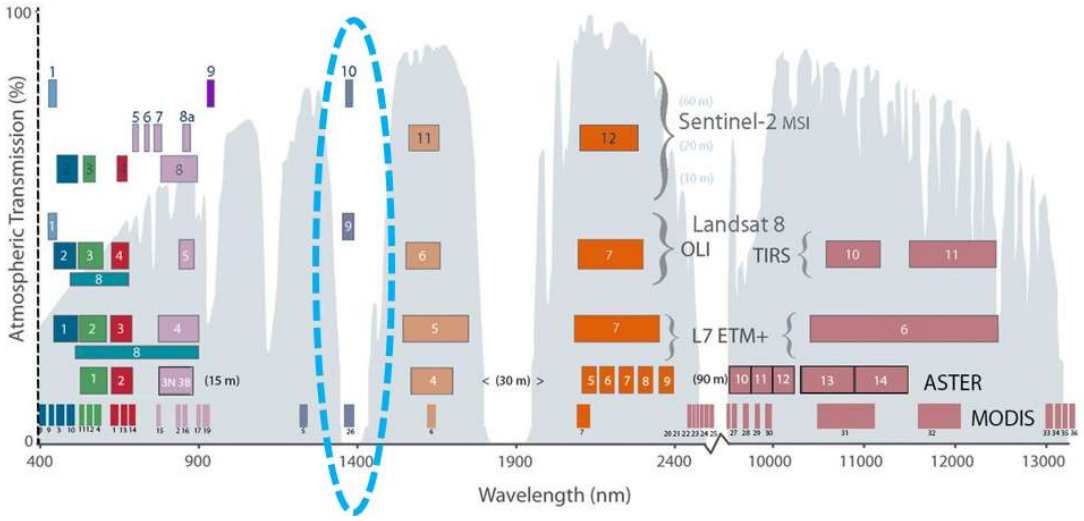


Figura 5-8: Situación de la banda de cirrus en diferentes sensores (USGS Landsat Program).

En la evolución de los sensores a bordo de la serie de satélites Landsat (Figura 5-9), podemos observar uno de los cambios que incluyó el nuevo sensor OLI respecto de los anteriores TM y ETM, que fue la incorporación de la banda de cirros.

TM bands (μm)	*ETM + bands (μm)*	*OLI/TIRS bands (μm)*
Band 1 (0.45–0.52)	Band 1 (0.45–0.515)	Band 1 (0.43–0.45)
Band 2 (0.52–0.60)	Band 2 (0.525–0.605)	Band 2 (0.45–0.51)
Band 3 (0.63–0.69)	Band 3 (0.63–0.69)	Band 3 (0.53–0.59)
Band 4 (0.76–0.90)	Band 4 (0.75–0.90)	Band 4 (0.64–0.67)
Band 5 (1.55–1.75)	Band 5 (1.55–1.75)	Band 5 (0.85–0.88)
Band 6 (10.40–12.50)	Band 6 (10.40–12.50)	Band 6 (1.57–1.65)
Band 7 (2.08–2.35)	Band 7 (2.09–2.35)	Band 7 (2.11–2.29)
	Band 8 (0.52–0.90)	Band 8 (0.50–0.68)
		Band 9 (1.36–1.38)
		Band 10 (10.60–11.19)
		Band 11 (11.50–12.51)

Figura 5-9: Evolución de las bandas espectrales de los sensores TM, ETM y OLI, a bordo de Landsat (Zhu et al., 2015).

Los resultados positivos de esta banda de absorción de vapor de agua específica para identificar cirros fueron destacados en el año 2000 por la NASA y llevaron a que esta banda

entrara en nuevos sensores diseñados por NOAA y NASA. De esta manera también se incluyó esta banda espectral en el sensor VIIRS (identificada como banda M9), a bordo del satélite Suomi-NPP, que fue lanzado en 2011. Podemos encontrar esta banda en la nueva generación de los satélites Landsat-8, -9 en el sensor OLI/TIRS (Identificada como B9). También ha sido incluida en en el sensor MSI, a bordo de Sentinel-2 (Identificada como B10) y también está incluida en el sensor que nos ocupa en este trabajo, el SLSTR de Sentinel-3, identificada como banda S4.

Su mejora de calidad y beneficios a la hora de la identificación de los cirros la ha llevado también a los satélites geoestacionarios de nueva generación, como son los nuevos GOES, en el sensor ABI (Identificada como B4). En el nuevo satélite Meteosat de tercera generación, se ha aumentado la resolución espectral y se ha incluido también la banda de cirros en el sensor FCI, como banda NIR 1,3. En la figura 5-10 podemos ver la respuesta espectral del sensor SLSTR en la zona de la banda S4 de cirros.

Una de las vías para comparar la información de nubes obtenida por diferentes sensores es realizar vuelos en tándem, como realizaron los Sentinel-3A y Sentinel-3B (Clerc et al., 2020) o aprovechar las pocas veces que dos satélites aproximan su órbita y observan la misma zona con poca diferencia temporal.

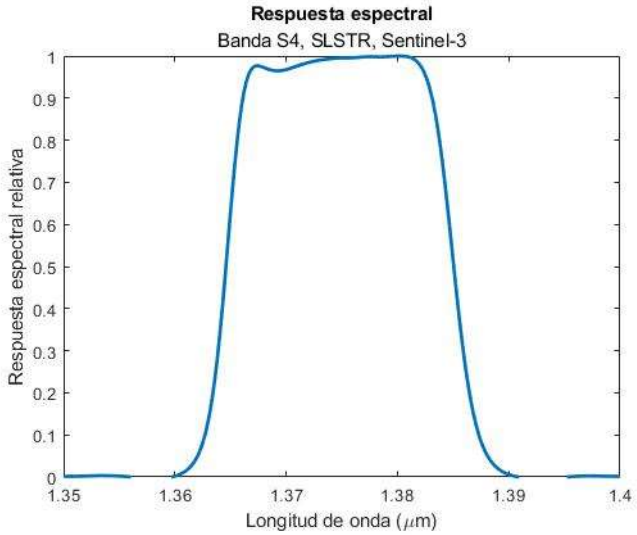


Figura 5-10: Respuesta espectral relativa del sensor SLSTR de Sentinel-3 en la banda S4 de cirros.

Queremos mostrar un ejemplo de comparación de la observación de las bandas de cirros en los satélites Landsat-8 y Sentinel-2. Buscando en los archivos hemos podido encontrar pasos muy cercanos por encima de la Comunidad Valenciana, en particular de los satélites Landsat-8 y Sentinel-2, con una separación de 20 minutos entre los dos satélites.

En las figuras 5-11 y 5-12 podemos observar combinaciones de RGB y la banda de cirros para ambos satélites.

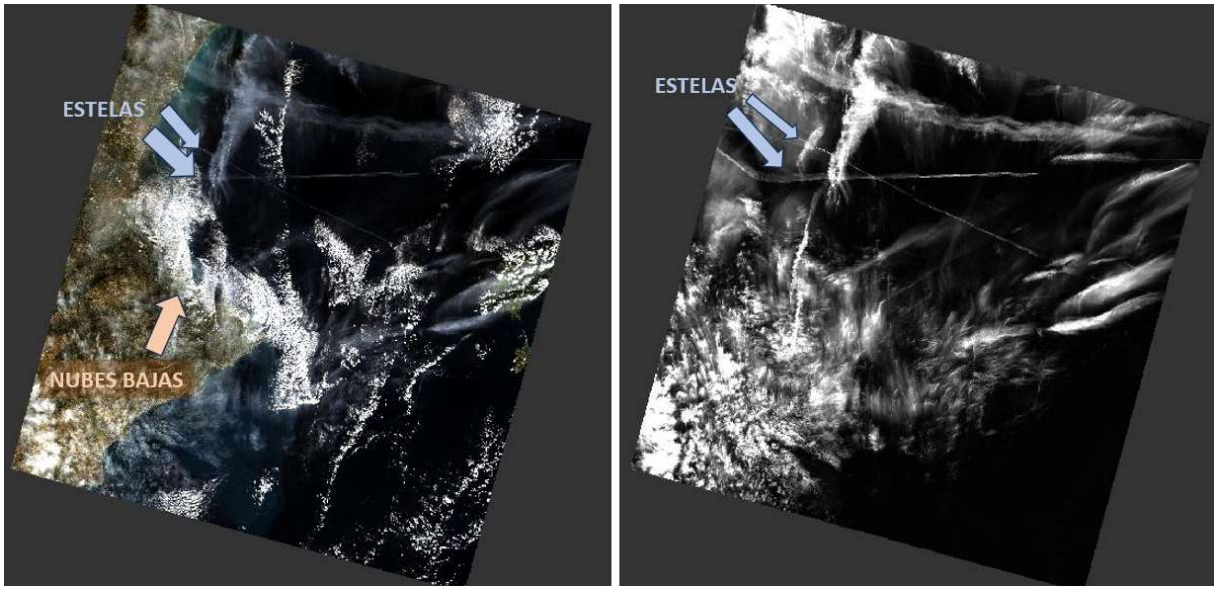


Figura 5-11: Imagen de Landsat-8 del 27 de diciembre de 2017 a las 10:37 UTC.
Imagen de la izquierda falso color RGB con las bandas de OLI (B4-B3-B2), con resolución espacial de 30 metros. Imagen de la derecha corresponde a la banda de cirrus (1,370 μm) de OLI, banda 9.

Figura 5-12: Imagen de Sentinel-2 del 27 de diciembre de 2017, a las 10:54 UTC.
Imagen de la izquierda, falso color RGB con las bandas de MSI (B4-B3-B2). Resolución espacial de 60 metros. Imagen de la derecha corresponde a la banda de cirrus (1,370 μm) del sensor MSI, banda 10.

Las dos imágenes están separadas temporalmente por 17 minutos. Podemos observar la similitud en las dos bandas de cirrus. En ninguna de las dos bandas de cirros se observa el banco de nubes bajas que hay situado al sur de la Albufera en el golfo de València. Se observa en las dos bandas de cirrus los mismos patrones de nubes altas, y las bandas de estelas de aviones (contrails). Se observa la evolución y ensanchamiento de algunas estelas de avión, entre la imagen de Landsat-8 y la posterior temporalmente de Sentinel-2. Hay dos estelas de condensación que se cruzan claramente en las dos imágenes, observándose el ensanchamiento y evolución de la nube a causa de las condiciones meteorológicas a esa altitud.

Muchas de las nubes altas observadas ese día estaban generadas por el tráfico aéreo, directamente por la actividad humana, mostrando la problemática que supone los cirros homogenitus y homomutatus para el uso de las imágenes de satélite. Como luego comprobaremos en los datos de superficie hay una disminución media de la nubosidad total observada, pero hay un aumento significativo de la cantidad de nubes altas observadas.

5.4. Algoritmos para la corrección del efecto de los cirros

Desde el primer momento que se podía identificar con mejor precisión la presencia de cirros con esta banda espectral, surgió la posibilidad de eliminar o corregir el efecto de estas nubes en el resto del espectro visible (Gao et al., 1998).

En este sentido se intentó mejorar la estimación de la reflectividad de los cirros intentando estimar y corregir la cantidad de vapor de agua que quedaba en la atmósfera por encima de ellos (Gao et al., 2002). En este caso, el comportamiento espectral de los cristales de hielo que forman los cirrus juega un papel determinante. Primero, los cristales de hielo tienen un tamaño promedio superior a 10 micras, por tanto en las longitudes de onda entre 0,45 y 1,0 μm los cristales son mucho mayores que la longitud de onda, y no hay bandas de absorción relacionadas con el agua congelada, provocando una reflectividad que se puede considerar constante (Gao et al., 1998). A partir de 1,0 μm encontramos absorciones asociadas al hielo en las zonas de 1,5 y 2,0 μm. Para 1,24 y 1,35 μm la absorción asociada al hielo que forma la nube no es tan fuerte, pero en esta zona absorbe más el vapor de agua, que lo tenemos presente en la capa nubosa y en la parte superior de la nube, aunque sea en concentraciones residuales respecto a la baja troposfera.

Utilizando esta banda espectral junto a otras bandas cercanas en el visible, mediante el sensor MODIS, a bordo de los satélite AQUA y TERRA, se realizaron estimaciones del espesor óptico de los cirros en tormentas tropicales (Meyer et al., 2004). De la misma forma se ha utilizado esta banda para estudiar las propiedades microscópicas de los cirros, observando y

modelizando el comportamiento de la polarización de la radiación reflejada en esta longitud de onda (Cheng et al., 2008).

Antes del lanzamiento del primer satélite de la serie Sentinel-2 en 2015, ya se empezó a proponer métodos para la corrección de los cirros en la imágenes del sensor MSI, usando la banda de cirros (Richter et al., 2011), basándose en los métodos aplicados en MODIS (Gao et al., 2002).

La corrección del efecto de los cirros en las bandas visibles ha tenido diferentes enfoques. Recientemente, (Salgado et al., 2019) aplicando modificaciones a correcciones anteriores, trabaja con diferentes algoritmos para Sentinel-2, distinguiendo entre situaciones donde los cirros están situados en la dirección de iluminación del píxel, pero no en la dirección de observación. Otro caso considerado es cuando los cirros están situados en la dirección de observación y no en la dirección de iluminación del píxel. El tercer caso, el más común, es cuando los cirros son extensos horizontalmente y se encuentran en la dirección de observación y de iluminación del píxel considerado.

En este tipo de nubes altas, a diferencia de las nubes bajas, es más complicado delimitar sus bordes, pues estas nubes tienen gran extensión horizontal, con bordes poco delimitados y con alta transparencia en casi todas las bandas espectrales.

La banda espectral de cirros se está utilizando como referencia de detección de cirros para comparar con otros métodos de detección de este tipo de nubes sin utilizar esta banda espectral (Makarau et al., 2016). De esta manera se intentan desarrollar y mejorar algoritmos de detección de cirros sin esta banda, para poder aplicarlos en sensores donde no esté disponible.

Los cirros pueden dividirse (Dessler & Yang, 2003) entre los densos y los finos, considerando cirros finos aquellos con espesores ópticos muy inferiores a 1. Los cirrus finos están emergiendo como un problema actualmente debido a su difícil detección, a la estimación real de su efecto en el balance de radiación global y el papel que podrían jugar en la hidratación de las capas bajas de la estratosfera (Dessler & Yang, 2003). Los autores han realizado estimaciones del espesor óptico de los cirrus más finos mediante la banda de cirros de sensor MODIS, y apuntan que la mayoría de los cirros más finos en las zonas tropicales tenían espesores ópticos inferiores a 0,05.

Se han desarrollado nuevos algoritmos para detectar cirros sobre el mar mediante el uso de la banda 4 del sensor ABI en el satélite GOES, utilizando observaciones simultáneas con el sensor CALIOP (McHardy et al., 2021). De manera operativa se utiliza esta banda de cirros en algoritmos automáticos de clasificación de nubes (Wang et al., 2012) mejorando la máscara de identificación de las nubes altas, mediante el uso de esta banda (Zhu et al., 2015).

Otras autoras utilizan la banda de cirros con metodologías de procesamiento de imágenes de componentes principales, para la identificación y corrección del efecto de las nubes finas en las imágenes de satélite (Shen et al., 2015). Estos métodos consideran el efecto de aumento de la reflectividad detectada por la presencia de las nubes y también la energía absorbida al atravesar la nube (Xu et al., 2016; Xu et al., 2014).

Esta banda espectral específica para cirros es utilizada desde 1999 en el sensor MODIS, desde 2011 en el sensor VIIRS, desde el 2013 en Landsat-8, desde 2015 en Sentinel-2, y desde 2016 en los sensores ABI de GOES-16 y SLSTR de Sentinel-3. Su utilización ha mejorado la detección de las nubes altas cirros, y ha mejorado la obtención de información microscópica de estas nubes, así como ha generado la posibilidad empírica de valorar el efecto de los cirros en otras bandas espectrales. Hay autores que sugieren que habrá que estudiar y comparar las máscaras de nubes utilizadas anteriormente, sin la ayuda de esta banda específica de los cirros, con las nuevas que hacen uso de ella. Esta sugerencia apunta a los posibles errores introducidos en análisis multitemporales por la presencia de cirros no detectados en las imágenes utilizadas.

En este trabajo hemos aplicado la corrección desarrollada por (Gao et al., 2002) donde se intenta obtener de manera operativa una estimación de la contribución de las nubes finas a la reflectividad observada en las bandas visibles y del infrarrojo cercano, usando para ello la reflectividad medida en la banda de cirros.

5.5. Corrección de la contribución de los cirros en las bandas VNIR de Sentinel-3

La metodología habitual consiste en no corregir la contribución de los cirros. Directamente se identifican los píxeles con nubosidad, sean cirros o no, y los eliminamos, o se les da un porcentaje de cobertura nubosa, para que después el usuario tome la responsabilidad de decidir si para sus objetivos hay suficiente nubosidad o no. Por un lado, trasladamos la responsabilidad al usuario, pero por otro lado le damos mucha más información.

El problema es cuando el usuario tampoco tiene, ni desea, tener conocimientos de los tipos de nubosidad, o porcentajes, o abundancias de nubosidad en cada píxel. El usuario quiere tener una imagen libre de nubes para poder obtener sus parámetros biofísicos o atmosféricos.

5.5.1. Corrección por método físico.

El tratamiento de los cirros desde el punto de vista teórico empieza a abordarse recientemente, y necesita mejorar la información que se dispone de la composición de este tipo de nubes, de su concentración de agua en forma de hielo, de la distribución del tamaño de los cristales de hielo, de los núcleos de condensación que predominan en este tipo de nubosidad, y de las formas y tipos de agregados que se forman en la evolución de las nubes tipo cirros. Hay que añadir también la influencia humana en la generación de este tipo de nubosidad, a través del tráfico aéreo, como perturbación inicial de la formación de una fracción cada vez más significativa de estas nubes.

El tamaño de los cristales de hielo que forman las nubes altas varían en varios órdenes de magnitud (Baran, 2009). El promedio de tamaño de los cristales en las nubes altas de latitudes

medias está alrededor de los 10 μm en el techo de la nube, llegando a tamaños del orden de 2.000 a 4.000 μm en la parte inferior de las nubes.

Como ya hemos comentado anteriormente no solo tenemos una gran variedad de tamaños de cristales, también hay una gran variedad de formas y agregados, partiendo de los más simples, con formas de platos o tubos hexagonales, hasta agregados muy complejos.

A estas características generales hay que añadir que su concentración también es muy variable. Todo ello hace que modelizar el comportamiento de la dispersión y absorción de la radiación electromagnética no sea tarea simple. Partiendo de modelos, más o menos simples de formas de cristales de hielo de agua en las nubes altas, se estiman las propiedades de dispersión para estos modelos básicos. Posteriormente se intenta parametrizar la dispersión real a partir de conjuntos de estos modelos iniciales (Baran et al., 2009).

Se necesitan más medidas simultáneas desde el espacio y desde la superficie al mismo tiempo que se analizan las propiedades in situ de los cristales de las nubes altas. Son proyectos costosos en los que se está trabajando actualmente (Voigt et al., 2017).

Los modelos de transferencia de radiación en la atmósfera incorporan cada vez más y mejores parametrizaciones de las propiedades de lo cirros, aumentando la cantidad de bases de datos para los coeficientes de extinción, absorción y de asimetría. En 2002 MODTRAN-4 incluyó más parametrizaciones para los cirros, adaptando el modelo de transferencia de radiación para poder incluir aquellas nubes subvisuales, con muy poca concentración de cristales por cm^3.

Incluso con todas las mejoras y el aumento de la caracterización de la dispersión y absorción de los cirros, tenemos grandes dificultades a la hora de su aplicación, puesto que la información que hay de las nubes reales existentes en nuestras imágenes es reducida y hay que aproximar su comportamiento a los modelos existentes. La gran variabilidad de extensión y grosor de las nubes altas en una imagen, así como del tamaño y tipo de cristales en una misma nube para diferentes altitudes, hacen que la corrección por métodos físicos sea poco operativa.

Hay muchas esperanzas puestas en la aplicación de métodos de Monte Carlo en 3 dimensiones, para simular la dispersión de la radiación por las gotas de agua que forman las nubes más bajas, o los cristales de hielo que forman las nubes más altas (Ren et al., 2022).

5.5.2. Corrección por método empírico.

En este caso la metodología que aquí aplicamos se utiliza por primera vez con imágenes de Sentinel-3. Esta metodología ya se ha aplicado a imágenes de MODIS (Gao et al., 2002), y a imágenes de Landsat-8 (Gao & Li, 2017), y ha mostrado potencialidad para poder quitar la contribución de los cirros a la reflectividad final de las bandas del visible e infrarrojo próximo, realizando una estimación píxel a píxel de la contribución de los cirros a la reflectividad total observada desde satélite.

La metodología busca poder trabajar con aquellos píxeles que, habiendo sido identificados como píxeles con nubes altas, también tienen información de la superficie y de la atmósfera debajo de estas nubes. El objetivo es eliminar la perturbación de los cirros y obtener una nueva imagen aparente libre de nubes altas.

La metodología aquí aplicada hace uso de la gran capacidad de detección de las nubes altas, por parte de la banda espectral diseñada para ello. También necesitamos cuantificar previamente la correlación entre las bandas espectrales, de las que queremos eliminar la contribución de los cirros, y la reflectividad de la banda de cirros (Gao et al., 2002).

La radiancia que detectamos desde el espacio, cuando observamos la superficie terrestre a través de nubes altas en cualquier banda espectral de la zona solar, será la contribución de la radiación reflejada por los cirros más la contribución de la radiación que le llega a la base de la nube y que es transmitida por ella, para después atravesar finalmente la capa de atmósfera superior a la nube antes de llegar al sensor. De esta manera podemos decir que tenemos tres capas, la capa de nubes finas, la capa atmosférica superior a ella, y toda la capa inferior donde incluimos la superficie terrestre (Figura 5-13).

En la capa inferior tenemos gran parte de la atmósfera, con la mayoría del vapor de agua troposférico, de los aerosoles, gases, nubes bajas y medias, y la superficie terrestre. A partir de ahora llamaremos a todo este conjunto observado desde el espacio 'superficie virtual'.

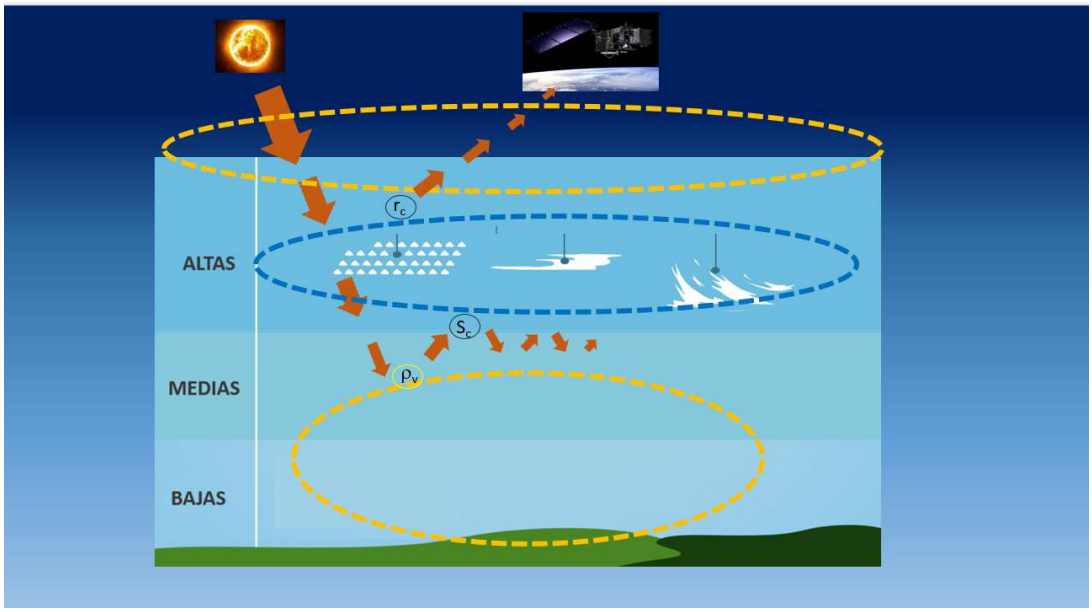


Figura 5-13: Diagrama que muestra la aproximación teórica de tres capas.
Capa central: Los cirrus; capa superior: Lo que queda de la troposfera por encima de los cirrus.
Capa inferior: Todo aquello por debajo de los cirrus (superficie, atmósfera y otras nubes).

Toda esa capa inferior tendrá una reflectividad espectral direccional $\rho_s(\lambda; \mu_o,\phi_o; \mu,\phi)$. Siendo λ la longitud de onda; μ_o, el ángulo cenital solar; ϕ_o, el ángulo acimutal solar; μ, el ángulo cenital de observación, y ϕ el ángulo acimutal de observación (Gao et al., 2002).

Habrá una transmisividad de la capa de cirros para la radiación directa descendente y ascendente, que dependerá de su espesor óptico τ. Pero también hay una transmisividad para la radiación difusa a través de la nube, tanto descendente como ascendente. Vamos a aproximar todas ellas como una transmisividad total de las nubes cirros, T_c (Gao et al., 1998). La dependencia espectral de esta transmisividad la vamos a obviar en las fórmulas.

Siendo r_c la reflectividad espectral bidireccional de la capa de cirros respecto de la radiación que incide desde la parte superior, si la integramos en todos los ángulos sería ρ_c. La reflectividad espectral bidireccional de la capa de cirrus respecto de la radiación que incide desde su parte inferior sería r_c^*, integrando para todos los ángulos sería su albedo esférico S_c.

En este algoritmo suponemos comportamiento lambertiano de la superficie superior e inferior de la capa de nubes altas. Es una aproximación buena para la longitud de onda de la banda de cirros, puesto que gran parte de la radiación en esta banda es absorbida, pero quedaría como una nueva rama del trabajo evaluar el efecto de esta aproximación para las longitudes de onda en el espectro visible.

De esta manera, siendo E_o la Irradiancia solar en el techo de la atmósfera (TOA) en la banda espectral considerada, siendo μ_o el coseno del ángulo cenital solar de incidencia, y llamando L a la radiancia detectada por el sensor en la banda espectral considerada, podemos expresar la reflectividad aparente en el techo de la atmósfera o al nivel del satélite, ρ^*, como:

$$\rho^* = (\pi \cdot L) / (\mu_0 \cdot E_0) \qquad (5.1)$$

Para relacionar esta expresión con propiedades de la nube, hacemos uso de la división genérica anterior en tres capas. La transmisión a través de la capa de nubes generará reflexiones múltiples entre la 'superficie virtual', con reflectividad ρ_v, y la base de la nube, con albedo esférico, S_c (Figura 5-13). Siendo T_c la transmisividad de la nube para la radiación directa y difusa.

$$\rho^* = \rho_c + \frac{T_c \cdot \rho_v}{(1 - Sc \cdot \rho_v)} \qquad (5.2)$$

Para cirros delgados y transparentes con $S_c < 0{,}1$,

podemos considerar que $Sc \cdot \rho_V \ll 1$; y $T_c \sim 1$:

$$\rho^*(\lambda) = \rho_c(\lambda) + T_c(\lambda) \cdot \rho_v(\lambda) \qquad (5.3)$$

La reflectividad de las nubes altas, en la banda de cirros, es inferior que en las bandas espectrales del visible a causa del vapor de agua presente en la capa atmosférica superior a la capa de nubes altas (Figura 5-14). Para eliminar la contribución de los cirros de la reflectividad en una banda espectral del espectro solar, necesitamos conocer para cada píxel, la reflectividad de las nubes cirros y la transmisividad del vapor de agua que hay en la parte superior de las nubes. Tenemos dos variables para calcular y una sola medida, en este caso recurrimos a correlacionar la reflectividad de la banda de cirros con la reflectividad en la banda espectral que queremos corregir. Esta correlación se realiza en una zona amplia con variabilidad de superficie y tipos de nubes altas, pero donde podamos asumir que la transmisividad del vapor de agua de la capa superior se mantiene constante.

Debida a la absorción del vapor de agua, la reflectividad de la capa virtual inferior a los cirros en la banda espectral de 1,375 μm, ρ_v (1,375 μm), será despreciable o nula, siempre que no estemos en una atmósfera extremadamente seca con la superficie terrestre a gran altitud, como podría ser el Tibet, o tengamos una capa de polvo en suspensión a gran altura. En la banda de cirrus la información que tendremos estará básicamente relacionada con las propiedades reflectivas de los cirrus y la cantidad de vapor de agua que haya entre ellos y el techo de la troposfera.

Vuelos realizados recientemente por el sensor hiperespctral AVIRIS-NG (Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer New Generation) a altitudes superiores a 20 km, claramente fuera de la troposfera, se ha podido medir la reflectividad aparente espectral de nubes cirros. En la figura 5-14 se representa el cociente entre la radiancia medida por el sensor y la irradiación solar para cada banda espectral de observación. En la gráfica se observan las bandas de absorción del agua en 0,94 μm; 1,14 μm; 0,76 μm y 1,26 μm. Se ha detallado también en la gráfica las bandas espectrales del sensor SLSTR de Sentinel-3.

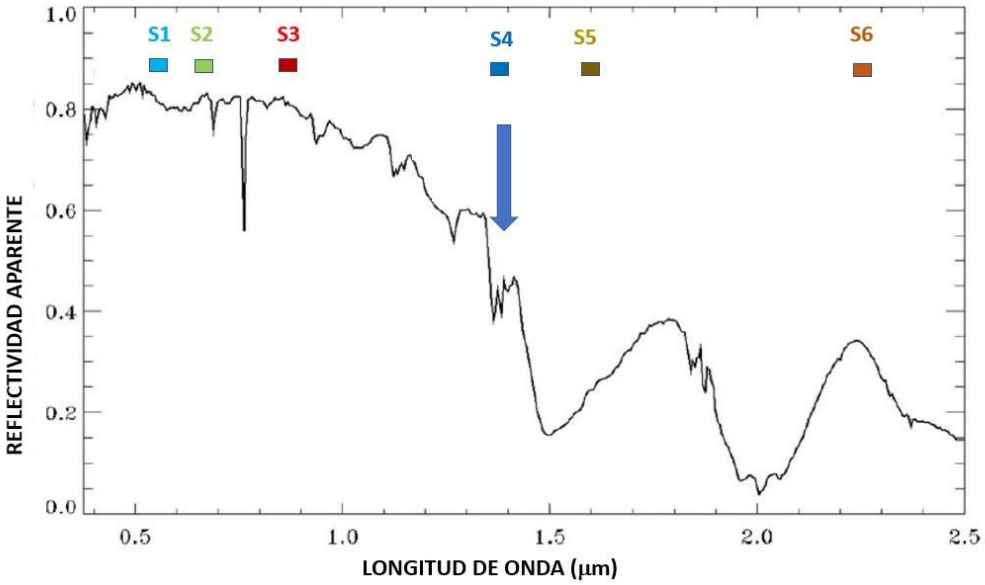


Figura 5-14. La reflectividad de nubes cirros con AVIRIS y bandas del sensor SLSTR (Gao & Li, 2023).

En el espectro de los cirros se observa que la reflectividad de los cristales de hielo se mantiene prácticamente constante en el intervalo 0,4-1,0 μm, debido a que en este intervalo el tamaño promedio de los cristales es mayor que la longitud de onda y no hay absorciones relacionadas con los cristales de hielo. Como hemos visto, aunque hay una gran variedad de tamaños y formas en los cristales que forman las nubes cirrus, el tamaño promedio de los cristales suele ser superior a 5 μm. Pasada la zona espectral de 1,0 μm, encontramos bandas de absorción relacionadas con los cristales de agua, la de 1,5 y 2,0 μm (Gao & Li, 2023). Las bandas del sensor SLSTR, S5 (1,61 μm) y S6 (2,225 μm), se encuentran situadas cerca de zonas de absorción. Aunque es la banda S5 la que se encuentra dentro de una zona de mayor absorción que la banda S6.

La reflectividad observada en la zona espectral de 1,375 μm es menor que en el intervalo de 0,4 μm a 1,0 μm, debido a la absorción del vapor agua presente en la capa de la atmósfera situada encima de la capa de nubes altas, cirrus. Este vapor de agua situado en la parte superior de las nubes deberá ser valorado para obtener la reflectividad de los cirrus en las otras bandas, partiendo de la información de la banda S4.

Con la información de la banda de cirrus no podemos calcular la reflectividad de los cirrus y la transmisividad del vapor de agua de la capa superior, pero utilizando la relación entre las imágenes del VIS y del NIR con la banda de cirrus (Gao et al., 1998), podemos tener una estimación de la reflectividad de los cirrus en la zona espectral entre 0,4-1,0 μm, sin realizar una estimación particular de la absorción del vapor de agua.

Como demuestra (Gao et al., 2002) en los píxeles cubiertos por cirros, hay una relación lineal entre los valores de reflectividad en la banda de cirros y los correspondientes valores de reflectividad más bajos de las bandas del visible. Mediante esta correlación obtenemos también una estimación del efecto del vapor de agua existente en la capa superior de la troposfera situada sobre los cirrus.

$$\rho_c(1375\,nm) = K_\lambda \cdot \rho_c(\lambda) \qquad (5.4)$$

Considerando la reflectividad de los cirros casi constante para longitudes de onda entre 0,4-1,0 μm podemos encontrar un parámetro K_λ que sea válido para todo este intervalo de longitudes de onda (Gao et al., 1998). La dispersión de Rayleigh es despreciable en la banda de cirrus, pero no en ciertas bandas de la zona espectral de 0,4 a 1,0 μm, es por ello, que a veces en el ajuste puede aparecer una ordenada en el origen distinta de cero, que nos informa del efecto de la dispersión de Rayleigh en la banda espectral considerada. Posteriormente se realizó una mejora en la corrección (Gao & Li, 2017), que consiste en obtener un parámetro K para cada banda espectral, para cada λ, de manera que podamos aplicar la metodología a longitudes de onda superiores a 1 μm.

El parámetro K_λ nos informa de la transmisividad del vapor de agua sobre estas nubes altas, y podemos llamarlo el factor de transmisividad del vapor de agua (Gao & Li, 2017). Es un parámetro que depende de los ángulos de iluminación y observación, y de la altura a que se

encuentren los cirrus. Es por ello por lo que para aplicarlo a grandes extensiones se divide la escena en zonas donde se aplica de manera específica a cada división.

Se hacen uso de segmentos de imágenes lo suficientemente grandes para que la relación obtenida sea representativa. Tampoco pueden ser segmentos de imagen demasiado grandes, para que no afecten a la relación obtenida la variación de los ángulos solares y de observación, así como tampoco la variabilidad de la cantidad de vapor de agua en la zona superior de la troposfera por encima de los cirrus.

Las aplicaciones realizadas anteriormente en el sensor VIIRS de Suomi (Gao & Li, 2023) y el sensor MODIS en AQUA y TERRA (Gao et al., 2002) sugieren segmentos más o menos cuadrados del orden de 300 a 500 km de lado, que se van desplazando a lo largo de la imagen. También se han realizado aplicaciones al sensor OLI de Landsat-8 (Gao & Li, 2017), donde se han aplicado a segmentos más pequeños del orden de 20 x 25 km².

Todas estas correcciones han obtenido la imagen de reflectividad de la superficie virtual libre de la componente de cirrus, mediante la expresión que obtenemos a partir de la ecuación (5.3):

$$T_c(\lambda) \cdot \rho_v(\lambda) = \rho^*(\lambda) - \rho_c(\lambda) \qquad (5.5)$$

Así llegamos a la expresión válida para la zona de 0,4 a 1,0 μm, donde Tc es normalmente superior a 0,9 y se aproxima a 1, y utilizando la relación de (6.4):

$$\rho_v = \rho^* - \rho_c(1{,}375\ \mu m) / K_\lambda \qquad (5.6)$$

La imagen que obtenemos, ρ_v, se conoce como la imagen corregida de cirros, recordando que es una imagen virtual, no la reflectividad de la superficie. A esta imagen es a la que se sugiere aplicar las correcciones atmosféricas correspondientes para estimar la reflectividad de la superficie.

Esta expresión es aplicable en la zona del visible y el infrarrojo cercano, donde el albedo de dispersión simple de los cirrus es próximo a 1, y por tanto domina la dispersión sobre la absorción (Baum et al., 2005; Richter et al., 2011).

Para aplicar esta corrección a zonas espectrales superiores a 1,0 μm, debemos incluir información sobre la absorción del vapor de agua presente sobre la capa de nubes altas en la banda espectral considerada. Por un lado, (Gao & Li, 2017) propone realizar correlaciones también entre las bandas situades más allá de 1,0 μm con la banda 1,375 μm, mientras (Richter et al., 2011) opta por simulaciones mediante modelos de transferencia de radiación atmosférica para estimar este efecto.

El canal de 1,24 μm no está tan afectado por la absorción del vapor de agua situado en la parte superior de la nube, como lo está la banda de 1,375 μm. De la misma forma la banda espectral de 1,375 μm no está afectada por el efecto especular de reflexión solar, 'sunglint',

como lo está la banda 1,24 μm. En este caso, la correlación se realiza entre los valores más bajos registrados en la banda 1,24 μm, y los valores correspondientes en la banda 1,375 μm.

Este método fue diseñado para aplicarlo en zonas espaciales donde las variaciones de los ángulos solares y de observación no sean muy grandes. Si la zona de aplicación es grande la recomendación es dividirla en zonas más pequeñas (Gao et al., 2002).

Con esta metodología se puede realizar la estimación de índices de vegetación con píxeles cubiertos por nubes altas (Gao & Li, 2000; Rajitha et al., 2015) sin la necesidad de eliminarlos por estar cubiertos de nubes altas finas. De la misma forma, con esta corrección se puede mejorar la estimación de las concentraciones de aerosoles, cuando los cirrus son presentes, permitiendo trabajar sobre la imagen en los canales visibles, una vez eliminada la contribución de los cirrus.

Hay dos fuentes principales de error en el procedimiento, el primero asociado al error en la estimación del coeficiente de correlación desde las imágenes, y el segundo asociado a la variabilidad del vapor de agua en la zona alta de la troposfera, además de la aproximación a la unidad de la transmisividad de los cirrus. Estos errores combinados son más pequeños para cirros finos sobre el mar, y mayores para cirros más gruesos sobre superficies más brillantes. Un punto importante de estudio es como obtener esa transmisividad de los cirros de los datos que proporcionan las imágenes.

Por otro lado, hay que recordar que la aplicación de la corrección de los cirros a las bandas a partir de 1,0 μm, como son la de 1,6 μm y 2,2 μm, tiene más dificultades debido a que en esas zonas espectrales hay absorción de vapor de agua y de los cristales de hielo de agua que forman las nubes, habiendo efectos de absorción y de dispersión. En este caso, la microfísica de la nube condiciona el efecto de los cirros, y afecta tanto las formas como la distribución de tamaños de los cristales de hielo de la nube.

El efecto de los cirros en las zonas espectrales 1,6 y 2,2 μm depende de la superficie que tenemos debajo de ellos. Si tenemos cirros sobre superficies oscura, estas nubes aumentan la reflectividad aparente debido a los efectos de dispersión de los cristales de las nubes, pero si tenemos cirros sobre superficies más brillantes, el efecto de los cirrus en estas bandas espectrales es de disminuir la reflectividad aparente, debido a que predomina más el efecto de absorción que el efecto de dispersión (Gao et al., 1998).

Actualmente, basado en esta metodología, la NASA ofrece a nivel global (Figura 5-15) la reflectividad de los cirros en visible y NIR, utilizando la información del sensor VIIRS, en la plataforma SUOMI-NPP. En la figura 5-15 podemos ver el producto ofrecido de manera operacional diaria de nivel 2 del satélite SUOMI-NPP, con resolución en el Nadir de 750 m. Puede ser utilizado para eliminar el efecto de los cirrus en las bandas M1 a M7 del sensor VIIRS de Suomi.

En este trabajo hemos realizado la aplicación del modelo de (Gao et al., 1998; Gao & Li, 2017; Gao & Li, 2023) por primera vez a imágenes de Sentinel-3, en particular en cuatro imágenes diferentes: el 31 de enero de 2017, el 17 de abril de 2018, el 21 de marzo de 2023 y el 6 de abril de 2023. Las imágenes han sido elegidas en base a la presencia más o menos general de

nubes altas transparentes, que nos permitieran observar la superficie terrestre a través de ellas. Hemos buscado imágenes en la zona del Mediterráneo occidental, alrededor de la Comunidad Valenciana, para poner de manifiesto la importancia de las observaciones desde la superficie, sean visuales o automáticas con cámaras web.

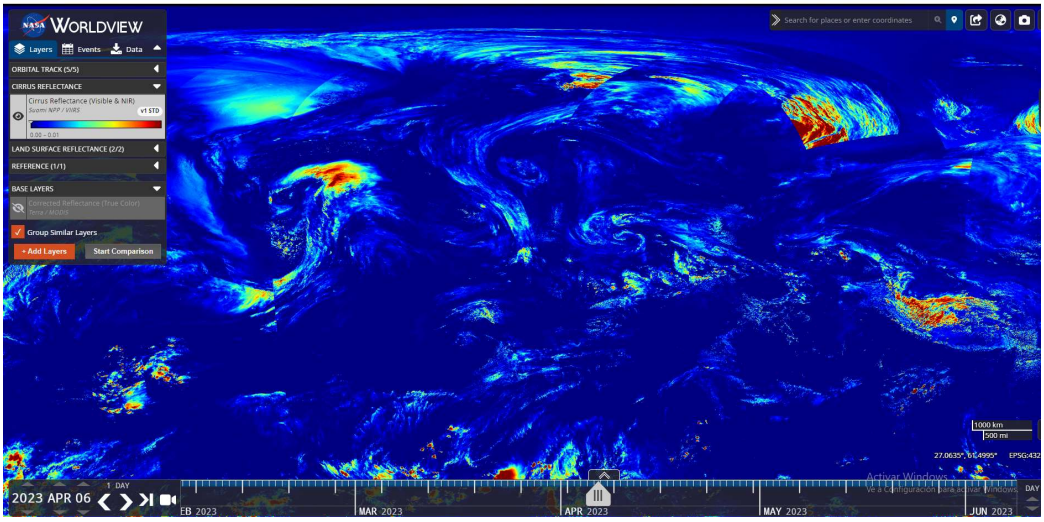


Figura 5-15. Reflectividad de nubes cirros en VIS y NIR, mediante VIIRS, SUOMI.

Las imágenes elegidas habrían sido desestimadas por estar cubiertas de nubes. Queremos demostrar con este trabajo que, si el tipo de nube es alta y con suficiente transparencia, el efecto de los cirros puede ser corregido de manera que todavía podamos obtener información de la superficie.

En la tabla I-1 especificamos los detalles de las bandas del sensor SLSTR de Sentinel-3.

El procedimiento aplicado ha seguido estos pasos:

- Elección de las imágenes mediante la observación de casi un centenar de situaciones hasta encontrar aquellas que cumplieran los requisitos buscados.
- Obtención de las imágenes del servidor de Copernicus.
- Utilización del programa SNAP de la ESA/EUMETSAT para la conversión de las radiancias en reflectividades, utilizando los ángulos solares correspondientes a cada píxel y la radiación solar espectral en cada banda corregida de la distancia Tierra-Sol.
- Elección de las zonas base para la realización de las correlaciones entre las bandas visible y la banda de cirrus.
- Valoración de diferentes zonas de acuerdo con sus características de tipo de superficie y cubierta nubosa, para el estudio de los diagramas de reflectividades. Todo ello realizado mediante programación desarrollada específicamente para este algoritmo en Matlab.

- Obtención de la reflectividad de los cirros en las bandas espectrales para corregir el efecto de las nubes altas.
- Corrección de la componente de la reflectividad causada por los cirros.
- Obtención de la reflectividad virtual libre de cirros.
- Comparación de los resultados con las imágenes originales.
- Valoración de la corrección de cirros.

Antes de pasar al análisis de las imágenes de Sentinel-3 hemos realizado un estudio detallado de observatorios visuales de nubes situados alrededor de la Comunidad Valenciana para analizar el comportamiento diferencial del número de observaciones de nubes altas respecto de la nubosidad total media anual. Después de observar este comportamiento diferencial en el observatorio oficial del aeropuerto de Valencia se estudiaron las observaciones desde aeropuertos próximos.

Este primer análisis se espera poder completarlo con más observatorios de la Península Ibérica y de la zona mediterránea, para poder realizar validaciones de esta tendencia observada. Así mismo, la disponibilidad en los próximos meses de las nuevas imágenes que se obtendrán en el nuevo satélite Meteosat de tercera generación, con la nueva banda de cirros, abren una puerta más que prometedora para la comparación de las observaciones de cirros desde la superficie con los datos de satélite.

Capítulo 6: Análisis de datos de superficie.

6.1. Observaciones visuales.

Se han analizado las observaciones realizadas en los aeropuertos próximos al aeropuerto de Valencia, para comprobar que el patrón detectado en las observaciones realizadas en este aeropuerto se mantenía en los aeropuertos próximos (Figura 6-1). Estos aeropuertos están situados en la zona occidental del mar Mediterráneo en una zona de intenso tráfico aéreo en capas altas de la troposfera.

Figura 6-1: Aeropuertos utilizados en el estudio de la nubosidad desde superficie.

6.1.1. Aeropuerto de Valencia.

El observatorio del aeropuerto de Valencia está situado a 56 metros sobre el nivel del mar. Este observatorio tiene datos continuados de observación visual de nubosidad desde 1966 hasta la actualidad. Los datos almacenados en la base de datos climatológica corresponden a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Después de la eliminación de días con falta de datos, quedan un total de 20.807 días de observación de nubosidad desde 1966 hasta 2022, con tres observaciones diarias.

En el caso de los datos obtenidos des del aeropuerto de Valencia, los porcentajes de octas de cobertura nubosa más frecuentes en las observaciones a las 7:00 h han sido, por un lado, poco nuboso o despejado, y, por otro lado, muy nuboso o cubierto. Se observa un aumento de las condiciones de cielo variable a las 13:00 y a las 18:00 UTC respecto de las observaciones a las 7:00 UTC (Figura 6-2 y 6-3). La observación matinal muestra más casos de cielo totalmente despejado o cubierto. Las coberturas nubosas más frecuentes observadas en 56 años de datos han sido poco nuboso o despejado y muy nuboso o cubierto.

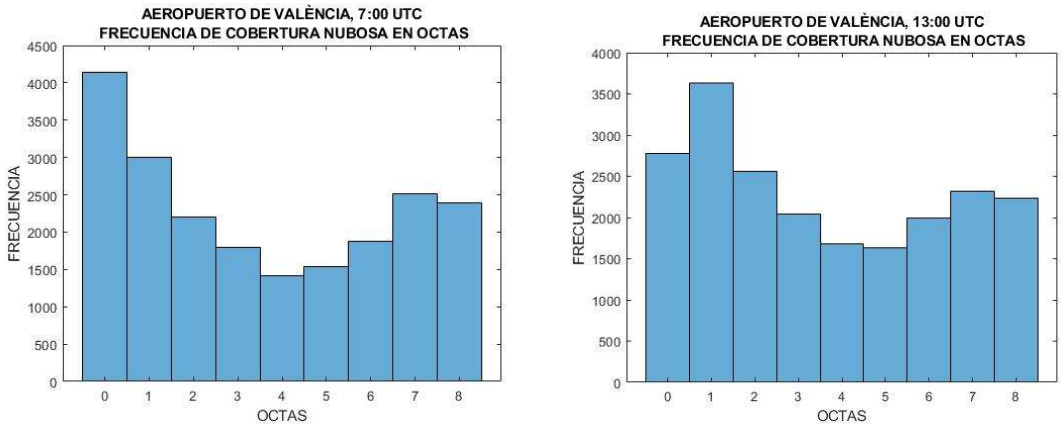


Figura 6-2: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de València, 7:00 Y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1966 a 2022.

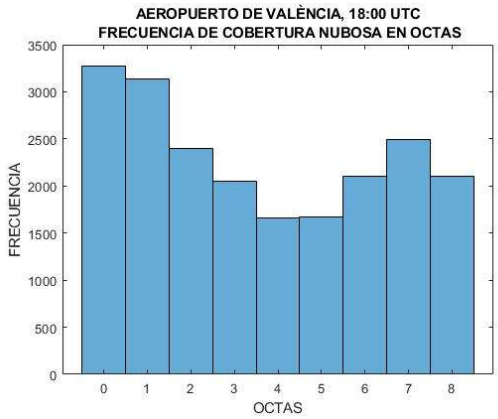


Figura 6-3: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de València, 18:00 UTC.

Para las tres horas de observación, el cielo menos frecuente es el nuboso, con cobertura nubosa de 4 y 5 octas (Figura 6-4). El cielo más frecuente observado en Valencia es cielo despejado o poco nuboso en las tres horas de observación climática.

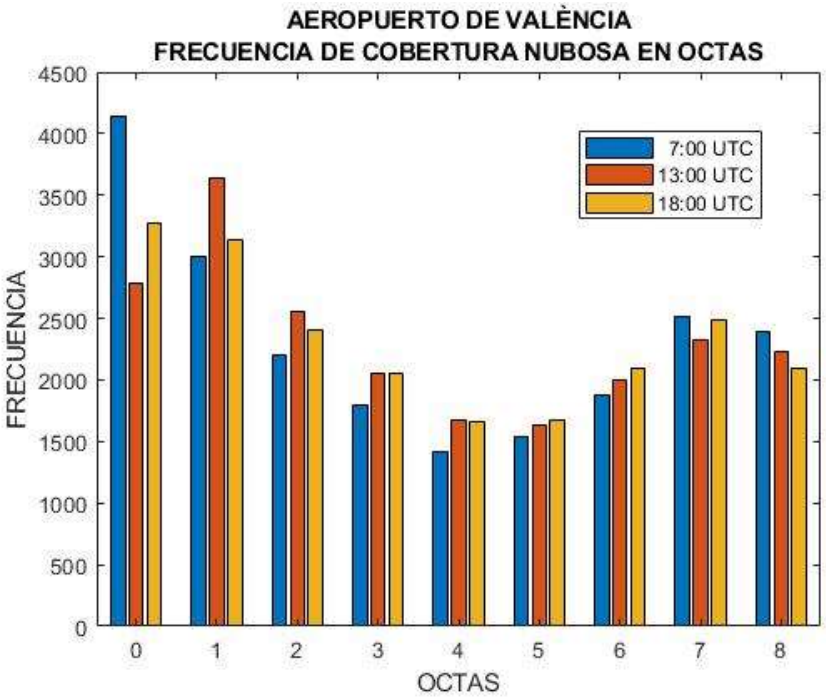


Figura 6-4: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de València a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1966 a 2022.

De las 20.807 observaciones realizadas entre 1966 y 2022, 8.829 observaciones reportaron nubes altas a las 7:00 UTC, 9.739 lo hicieron a las 13:00 UTC y 10.854 observaciones reportaron nubes altas a las 18:00 UTC. La cantidad de observaciones de nubes altas aumenta a lo largo del día.

Por lo que respecta a las posibles combinaciones de nubes altas observadas (CI, CC, CS, CI CC, CI CS, CC CS), en los 20.811 días de observación analizados entre 1966 y 2022, se observa una tendencia a aumentar su observación en el inicio del siglo XXI respecto del final del siglo XX (Figuras 6-5 y 6-6).

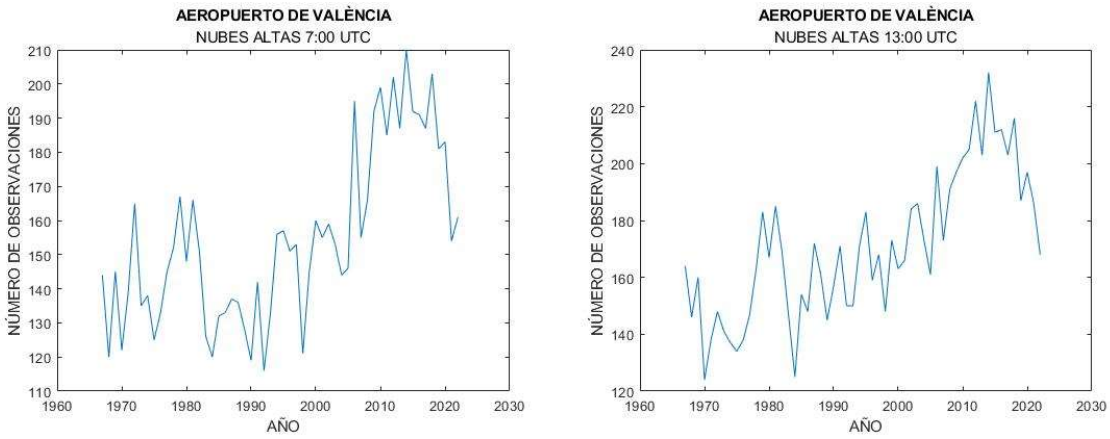


Figura 6-5: Evolución anual observación de nubes altas a las 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos del Aeropuerto de València, desde 1966 al 2022, Aemet.

En la evolución temporal a lo largo de los 57 años se muestra un claro aumento de las observaciones de nubes altas en la segunda decena del siglo XXI. Este aumento es observado de manera similar en las tres observaciones diarias.

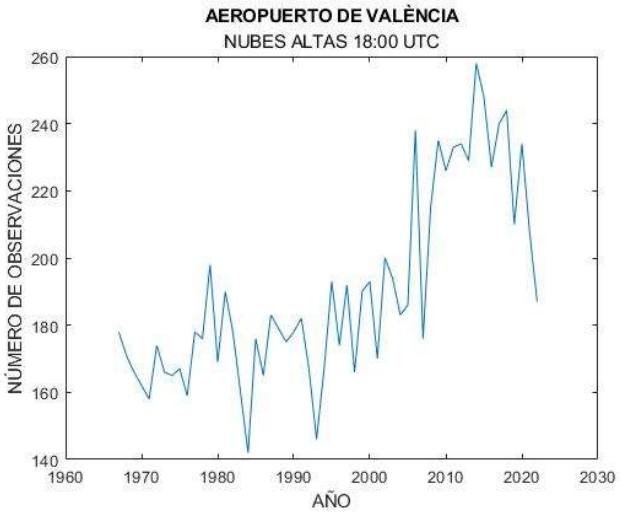


Figura 6-6: Evolución anual observación de nubes altas a las 18:00 UTC. Datos del Aeropuerto de València, desde 1966 al 2022, Aemet.

De las 9.739 observaciones realizadas de nubes altas a las 13:00 UTC en el aeropuerto de València, solo el 20,6 % (2.011) se realizaron sin la presencia de nubes medias o bajas coincidentes. La observación de nubes altas sin la presencia de otro tipo de nubes medias o bajas muestra un pico en los primeros 10 años del siglo XXI (Figura 6-7).

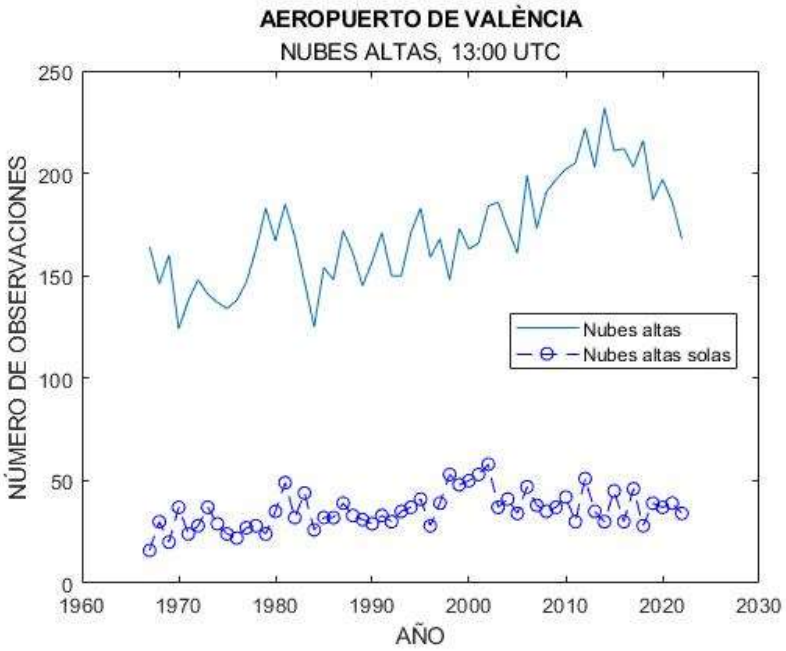


Figura 6-7: Evolución anual de nubes altas, con y sin otras nubes, a las 13:00 UTC. Datos del Aeropuerto de València, desde 1966 a 2022. Fuente: Aemet.

No aumenta la observación de nubes altas solas, pero se observa un aumento de este tipo de nubes en general. Hay que considerar que hay ocasiones que están presentes, pero no se pueden observar desde tierra por la presencia de nubes bajas o medias, que no permiten observar las nubes situadas en el techo de la troposfera.

De las 7.546 observaciones de nubes altas solo fueron del tipo cirros el 23%. 1.748 observaciones de nubes del género cirros fueron obtenidas sin la presencia de nubes bajas o medias al mismo tiempo (Figura 6-8).

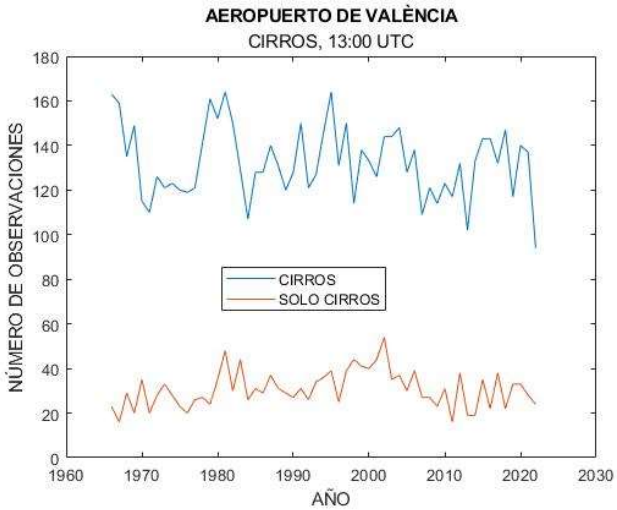


Figura 6-8: Evolución anual de cirros a las 13:00 UTC en el aeropuerto de Valencia. Datos de Aemet desde 1966 a 2022.

La figura 6-8 muestra la cantidad anual de observaciones del tipo cirros como única nube alta presente en ese momento. La gráfica compara esa observación de cirros cuando tenemos otras nubes medias y bajas, y cuando no tenemos nubes medias y bajas, solo la presencia de estas nubes altas finas, cirros. Las observaciones muestran del orden de 30 días al año, 1 mes al año, de días con la presencia de estas nubes altas solitarias.

Este dato es destacable, puesto que son nubes que presentan la mayor transparencia entre las nubes altas y son el objetico principal de la corrección de cirros que se estudia en este trabajo.

Por lo que respecta a los datos de promedios de nubosidad anual en octas del aeropuerto de València, muestran la tendencia a la disminución de la nubosidad al final del siglo XX y principios del siglo XXI (Figuras 6-9 y 6-10).

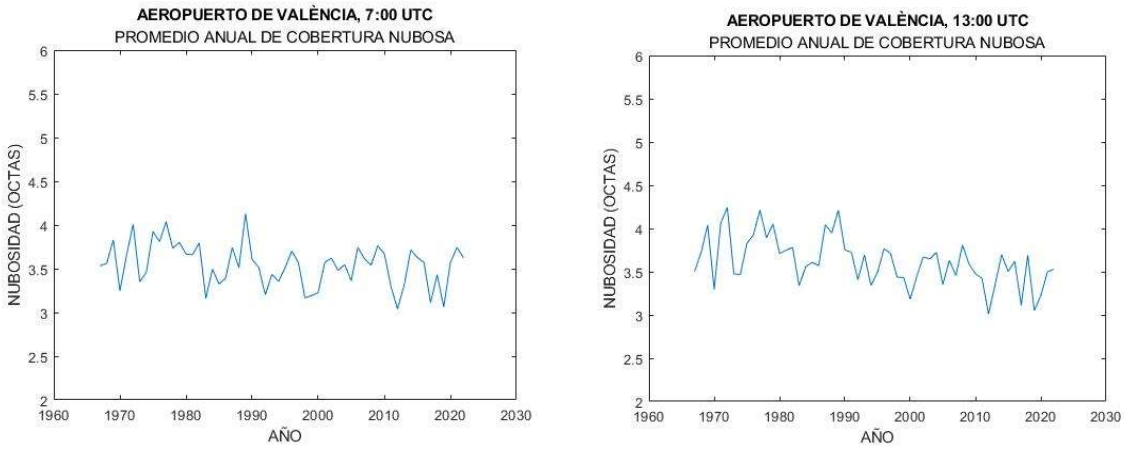


Figura 6-9. Promedio anual de nubosidad en octas, aeropuerto de València, 7:00 UTC y 13:00 UTC desde 1966 hasta 2022.

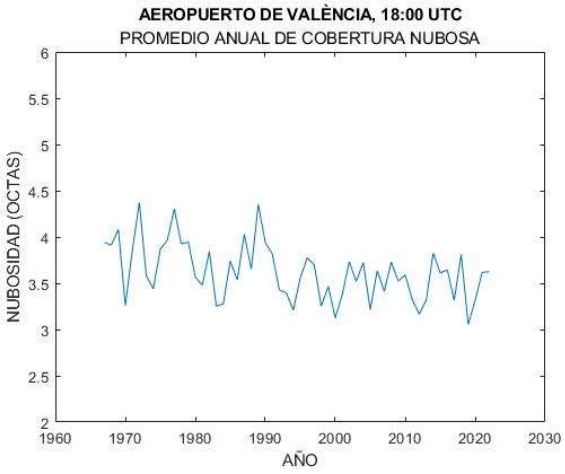


Figura 6-10. Promedio anual de nubosidad en octas, aerop. de València, 18:00 UTC.

La conclusión más importante de todo este análisis de datos es que, aunque la tendencia del promedio anual del porcentaje de nubosidad tiende a disminuir, se observa una tendencia a aumentar el número de las observaciones de nubes altas.

Los promedios cada 5 años nos muestran como la cobertura nubosa observada en el aeropuerto de València ha disminuido en el inicio del siglo XXI respecto de las observaciones de final del siglo XX (Figura 6-11).

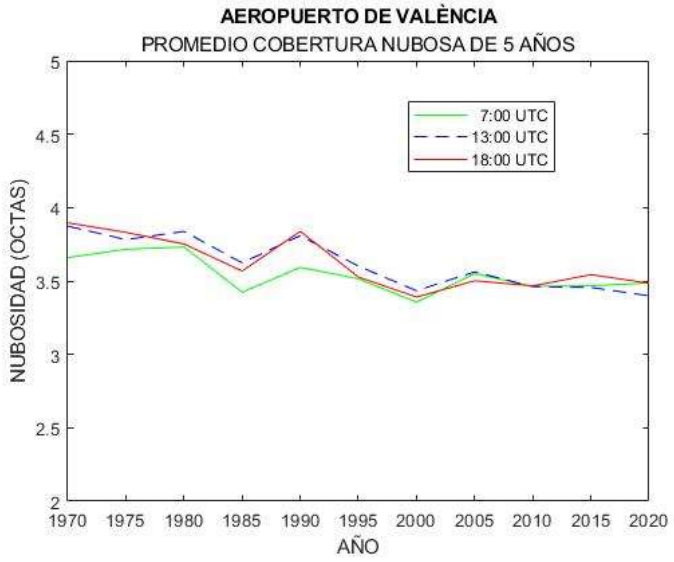


Figura 6-11. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aeropuerto de València a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1966 hasta 2022.

Es destacable la tendencia al aumento de la observación de nubes altas, que es contraria a la tendencia de la cubierta nubosa promedio anual. Dada esta conclusión, que nos parece muy destacable, desde el punto de vista de las consecuencias que tienen las nubes altas en las observaciones desde satélite, hemos decidido comprobar si en los observatorios visuales próximos a este observatorio se obtenía la misma tendencia.

6.1.2. Aeropuerto de Alicante-Elche

En el aeropuerto de Alicante-Elche se tiene registros de observaciones visuales diarias de nubosidad desde 1967 hasta la actualidad. Desde 1967 hasta 2022 se han realizado 20.441 observaciones de nubosidad almacenadas en la base de datos climática de Aemet.

Las coberturas nubosas más frecuentes observadas en este observatorio son las octas comprendidas entre 0 y 1, y las coberturas de 7 y 8 octas. Como sucede en València, este observatorio muestra un mínimo de frecuencia en los valores de octas de 3 a 5 (Figura 6-12).

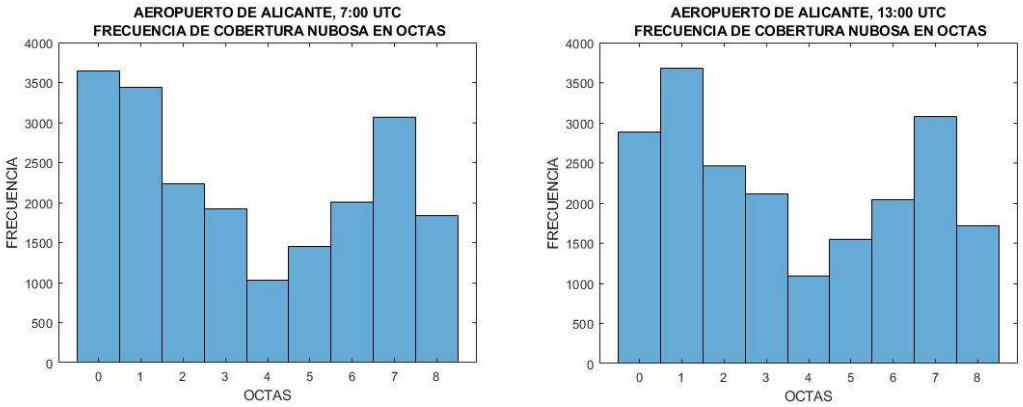


Figura 6-12: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de Alicante-Elche, 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 a 2022.

Este patrón de frecuencias se repite en los tres horarios principales de observación: 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC (Figura 6-13).

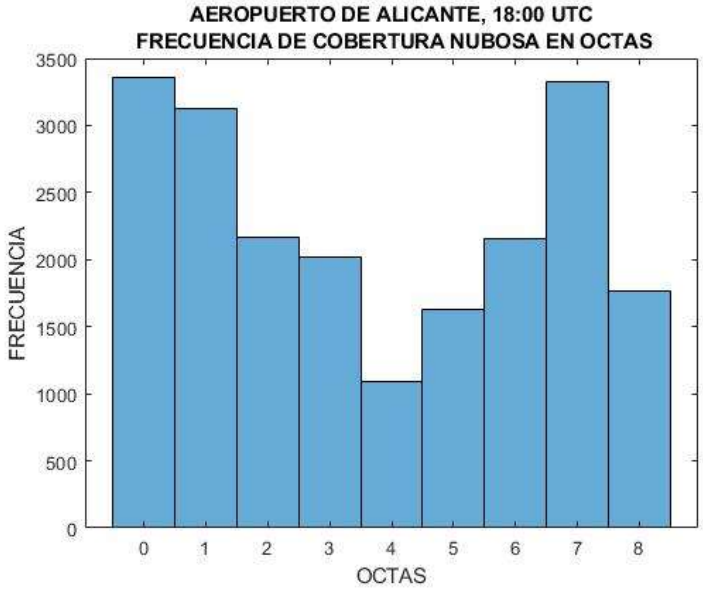


Figura 6-13: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de Alicante-Elche, 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 a 2022.

La cobertura nubosa media anual muestra, como en València, una tendencia a disminuir (Figura 6-14).

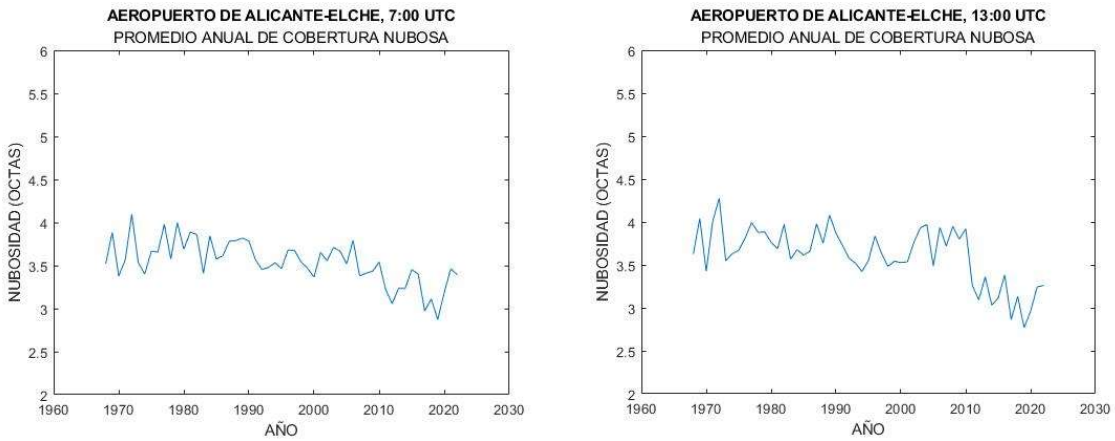


Figura 6-14: Promedio anual de nubosidad en octas en el aeropuerto de Alicante-Elche, 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 hasta 2022.

La tendencia a disminuir se observa en los tres horarios (Figura 6-15), con una tendencia más marcada al inicio del siglo XXI (Figura 6-16).

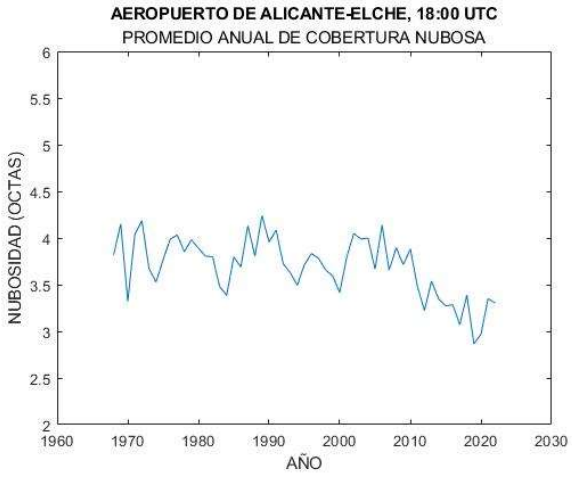


Figura 6-15: Promedio anual de nubosidad en octas observados a las 18:00 UTC en el aeropuerto de Alicante-Elche.

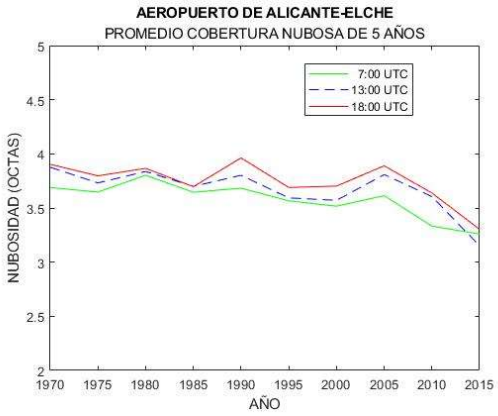


Figura 6-16. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aeropuerto de Alicante-Elche a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 hasta 2022.

La tendencia de la nubosidad media cada 5 años muestra una clara tendencia a disminuir a partir del 2005. Si analizamos la evolución del número anual de observaciones de nubes altas, observamos un aumento de la cantidad observada anualmente a inicios del siglo XXI. Aunque se observa una disminución significativa a partir de 2016 (Figura 6-17).

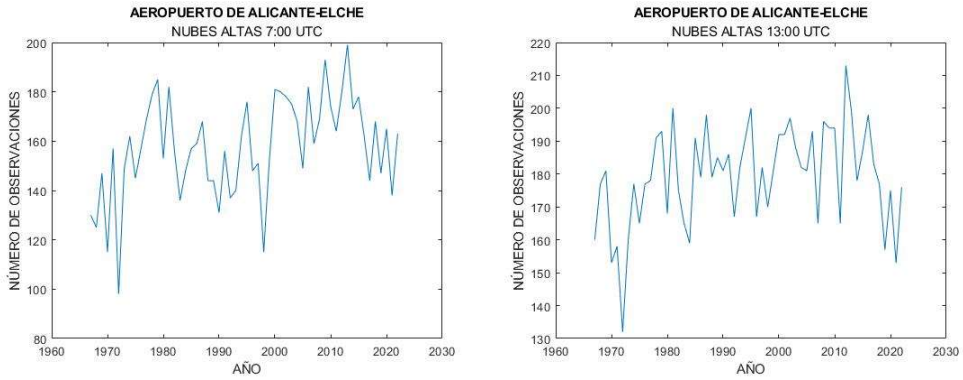


Figura 6-17: Evolución anual observación de nubes altas a las 7:00 UTC y 13:00 UTC en el aeropuerto de Alicante-Elche. Datos de Aemet desde 1967 al 2022.

El aumento de observaciones de nubes altas a principios del siglo XXI se mantiene hasta 2015, cuando inicia una tendencia al descenso. Las observaciones realizadas a las 7:00 UTC y 13:00 UTC son las más próximas a los pasos de los satélites matinales a estas latitudes (Figura 6-18).

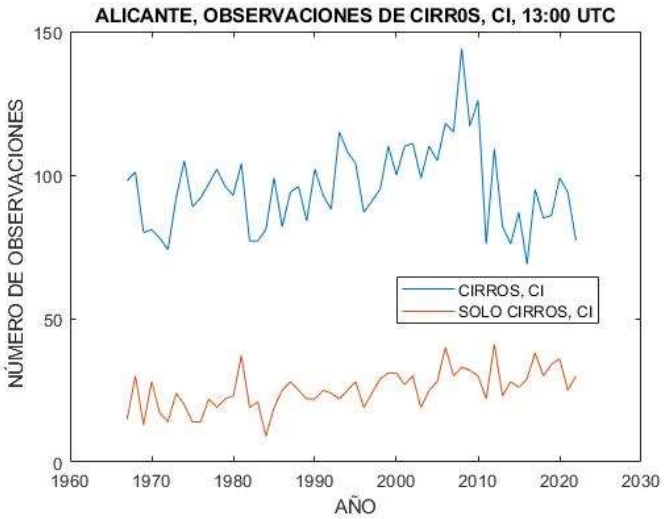


Figura 6-18: Evolución anual de nubes altas, tipo cirros, CI, a las 13:00 UTC, Alicante-Elche. Datos de Aemet del Aeropuerto de Alicante-Elche, desde 1967 al 2022.

Por lo que respecta al tipo particular de nubes altas tipo cirros, CI, más finas y transparentes, en el caso de Alicante se observa un ascenso sostenido de observaciones, hasta inicios de la década del 2010. Si restringimos las observaciones de cirros, CI, a los casos en que sólo se observa este tipo de nube, el aumento de observaciones a las 13:00 UTC es sostenido los últimos 50 años y no muestra tendencia a disminuir (Figura 6-18).

Como en el caso de València, la tendencia de las nubes altas y de los cirros en particular, muestra una tendencia los últimos 50 años diferente a la tendencia de la cobertura nubosa general. Por tanto, parece confirmar que hay un cierto patrón en esta zona geográfica.

El tipo de nubosidad alta suele extenderse horizontalmente con mayor facilidad que la nubosidad más baja, lo cual implica que puede ocupar más espacio en el cielo que la nubosidad baja. Por otro lado, estas nubes están más altas que el resto de la nubosidad y más lejanas del punto de observación, pudiendo cubrir menos porcentaje de cielo desde la perspectiva del observador.

Desde el punto de vista de la teledetección satelital, un aumento de nubes altas siempre será un problema mayor que tener nubes bajas locales. Las nubes altas son más extensas y difíciles de identificar y trabajar con las imágenes de satélite.

El siguiente observatorio que hemos analizado es el aeropuerto de la Palma, presentando como principal característica su insularidad.

6.1.3. Aeropuerto de Palma

El observatorio de Palma inició sus observaciones en 1972 de manera discontinua. En 1972 sólo hubo datos climatológicos de nubosidad desde agosto a diciembre. En 1973 no hubo datos. En 1974 se registró la cobertura nubosa desde julio a diciembre. A partir de 1975 es cuando se inicia la serie de observaciones de manera continua hasta las fechas actuales. En este observatorio y desde 1975, se han registrado en la base de datos climática 17.528 observaciones de cobertura nubosa, distribuidas en tres observaciones diarias a 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC.

Este observatorio presenta similar patrón de frecuencia de cobertura nubosa que los dos anteriores, con predominio de las situaciones de cielo casi despejado o cubierto (Figuras 6-19 y 6-20).

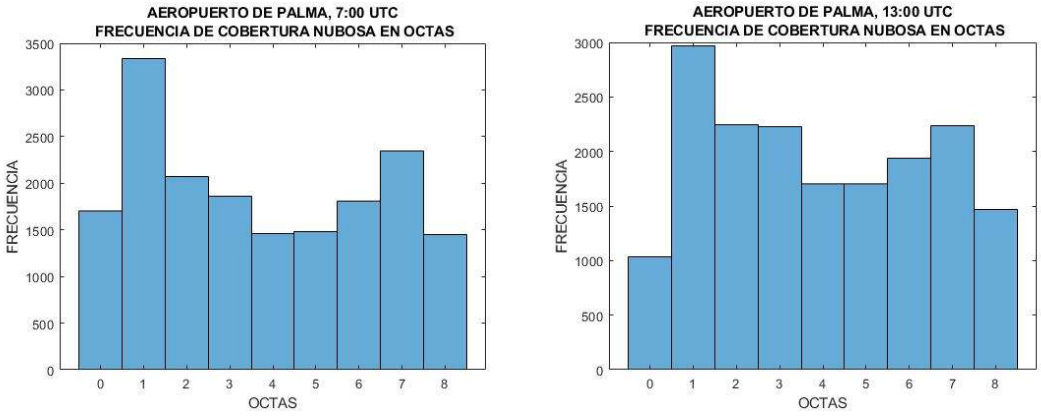


Figura 6-19: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de Palma, 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1975 a 2022.

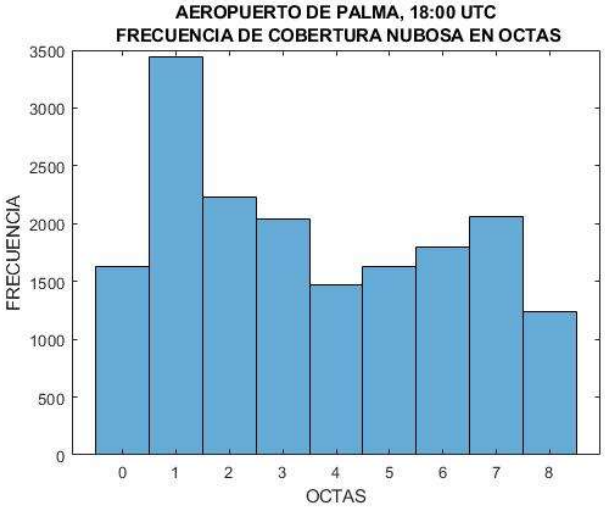


Figura 6-20: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aerop. de Palma, 18:00 UTC.

En este observatorio insular el cielo parcialmente cubierto es más frecuente que en los observatorios del litoral peninsular. La cobertura nubosa media anual no muestra la tendencia a disminuir, que sí que se observaba en los observatorios de València y de Alicante (Figura 6-21).

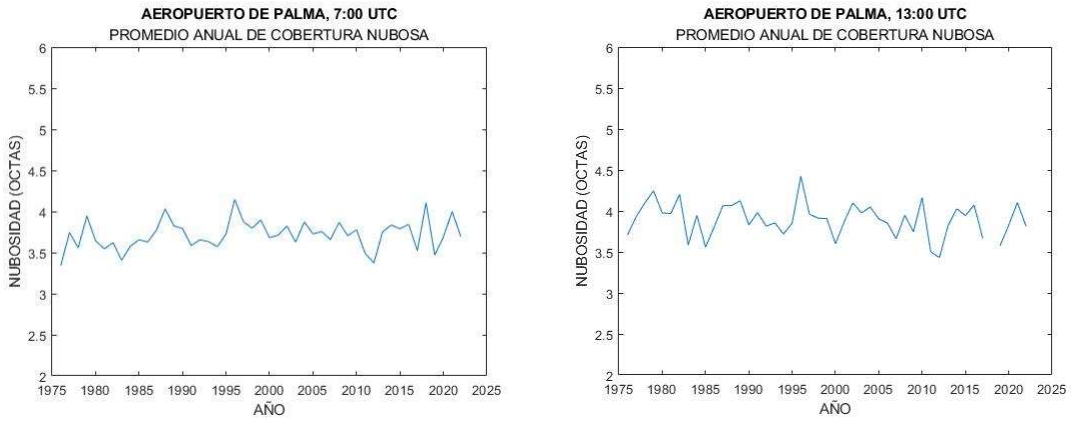


Figura 6-21: Promedio anual de nubosidad, aeropuerto de Palma, 7:00 UTC y 13:00 UTC.

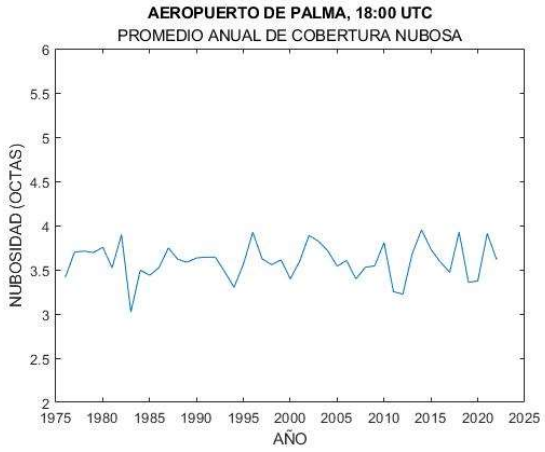


Figura 6-22: Promedio anual de nubosidad en octas, aeropuerto de Palma, 18:00 UTC.

En las medias de observaciones cada 5 años podemos comprobar como en el caso del observatorio de Palma no se observa una tendencia clara en los 47 años de observaciones (Figura 6-23).

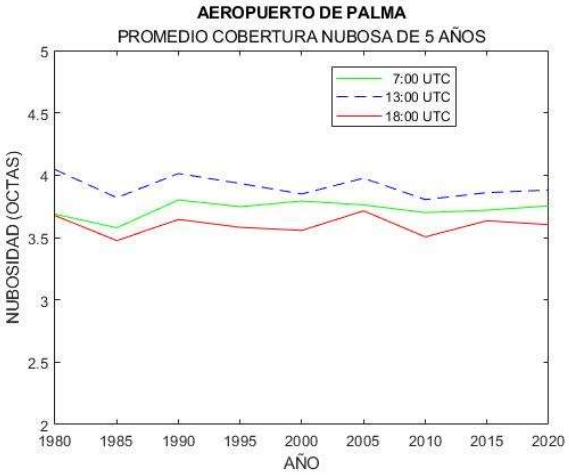


Figura 6-23: Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aeropuerto de Palma, 18:00 UTC.

Por otro lado, el número de observaciones anuales de nubes altas muestra la misma tendencia a aumentar hasta el inicio del siglo XXI, que se observada en los observatorios de Alicante y de València. Este aumento se observa a las tres horas de observación de la base climatológica (Figura 6-24).

Después de un descenso en el número de observaciones de nubes altas entre 2005 y 2010, vuelven a aumentar a partir de 2015 a las 7:00 UTC y a las 13:00 UTC. Las observaciones de nubes altas sin la presencia de nubes bajas y/o medias de manera simultánea no muestran una evolución significativa (Figura 6-24).

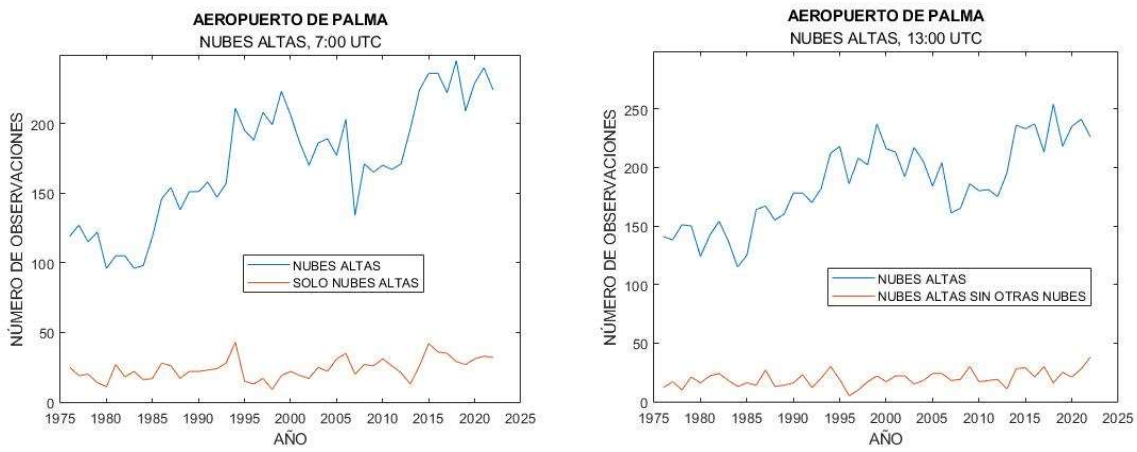


Figura 6-24: Observaciones anuales de nubes altas, aeropuerto de Palma, 7:00 UTC y 13:00 UTC.

El número de observaciones anuales de nubes altas del tipo particular de cirros, CI, muestra tendencia a aumentar hasta el final del siglo XX (Figura 6-25). Al inicio del siglo XXI, las observaciones disminuyen de manera destacable y el número de observaciones anuales pasa a ser la mitad que en el final del siglo anterior, sin encontrar una causa que lo justifique. Estas observaciones de cirros, cuando se realizan sin tener otro tipo de nubosidad simultánea, mantienen una estabilidad anual los últimos 47 años, aunque el repunte del año 2022 ha sido muy significativo (Figura 6-25).

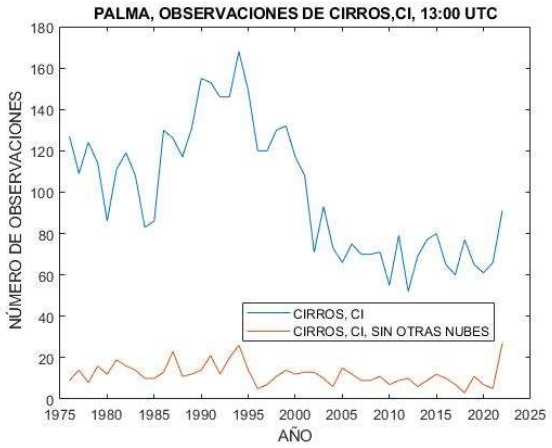


Figura 6-25: Evolución anual de nubes altas tipo cirros, CI, a las 13:00 UTC, Palma.

Este observatorio insular mantiene la tendencia a observar un aumento del número de observaciones de nubes altas, sin mostrar una clara tendencia en el promedio de nubosidad total anual. Continúa siendo muy significativo que el número de observaciones de nubes altas también aumenta en este observatorio.

6.1.4. Aeropuerto de Ibiza

El aeropuerto de Ibiza, con indicativo el climatológico B954 de Aemet, comenzó sus observaciones de manera discontinua en 1965. Entre 1965 y 1974 hay meses y años sin datos de observación. La serie de observaciones climatológica comienza sin discontinuidades a partir de 1975 hasta la actualidad, con observaciones a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC.

La frecuencia de octas de cobertura nubosa muestra el patrón similar a anteriores observatorios, con máximos de frecuencia para poco nuboso o muy nuboso. En este caso destacan que las frecuencias más altas se registran para 1 octa y 7 octas de cielo cubierto (Figura 6-26).

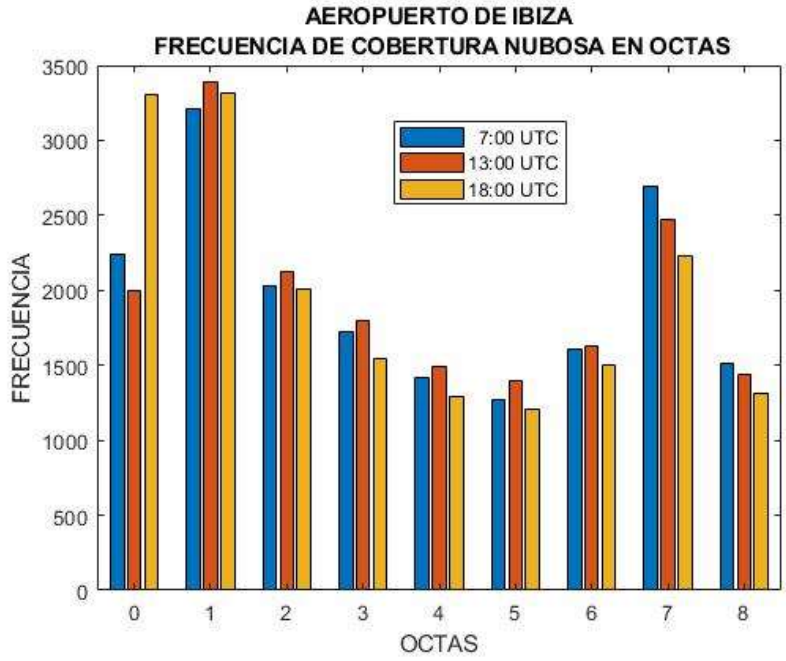


Figura 6-26: Frecuencia de octas por horas de cobertura nubosa en el aerop. de Ibiza.

La variación anual de cobertura nubosa muestra una ligera tendencia a aumentar a lo largo de los últimos 47 años, mostrando un aumento significativo en el inicio del siglo XXI (Figura 6-27).

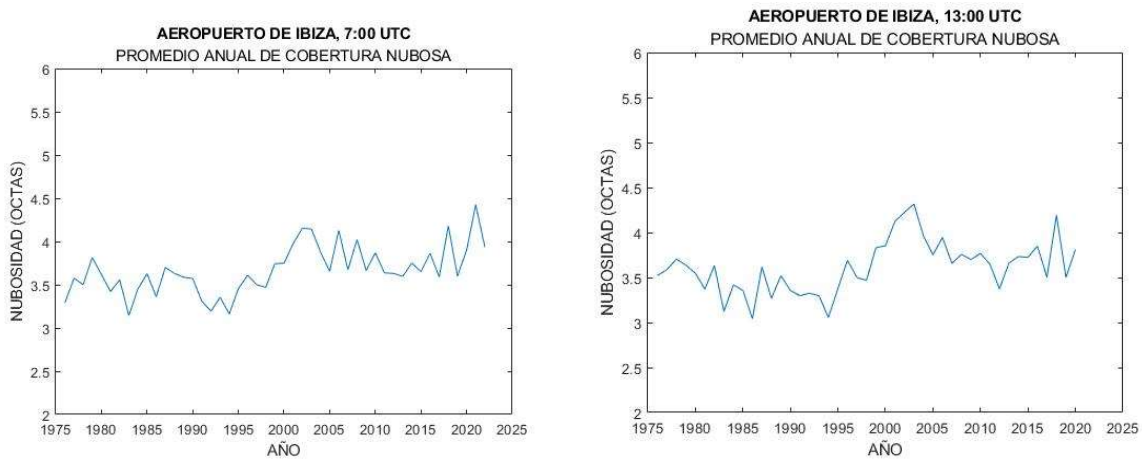


Figura 6-27. Promedio anual de nubosidad en octas, aerop. de Ibiza, 7:00 UTC y 13:00 UTC.

Esta tendencia a aumentar la nubosidad promedio anual observada se manifiesta en las medias de 5 años de cobertura nubosa (Figura 6-28). El aumento en el inicio del sigo XXI se observa a las tres horas de observación. También destaca que la nubosidad a las 7:00 y 13:00 UTC mantiene una clara tendencia siempre a ser superior a la nubosidad observada a las 18:00 UTC (Figura 6-28).

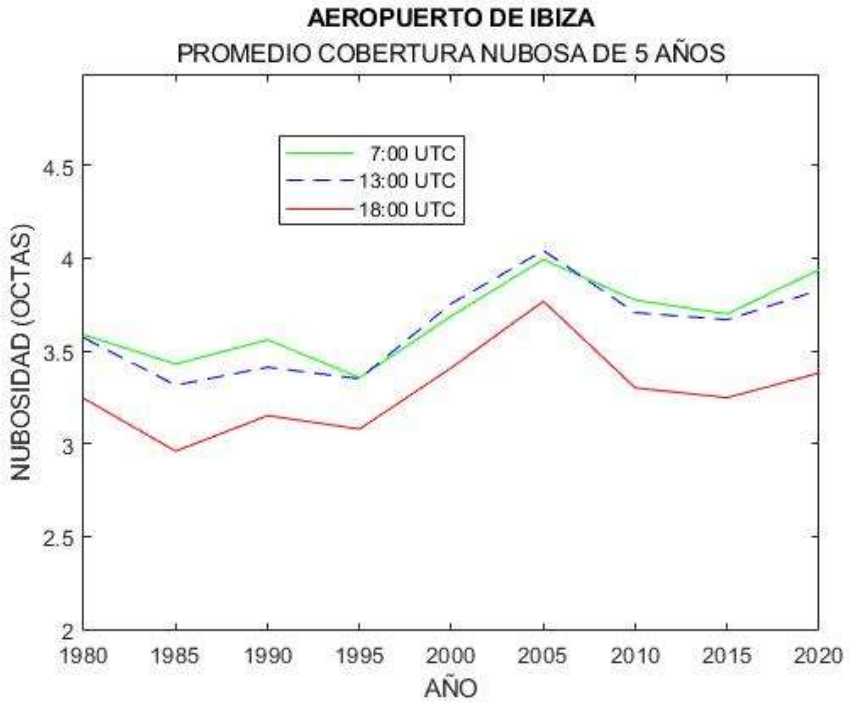


Figura 6-28. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aeropuerto de Ibiza.

La evolución en las observaciones de las nubes altas muestra un aumento significativo del número de observaciones con el inicio del siglo XXI, manteniendo el número de observaciones posteriormente (Figura 6-29).

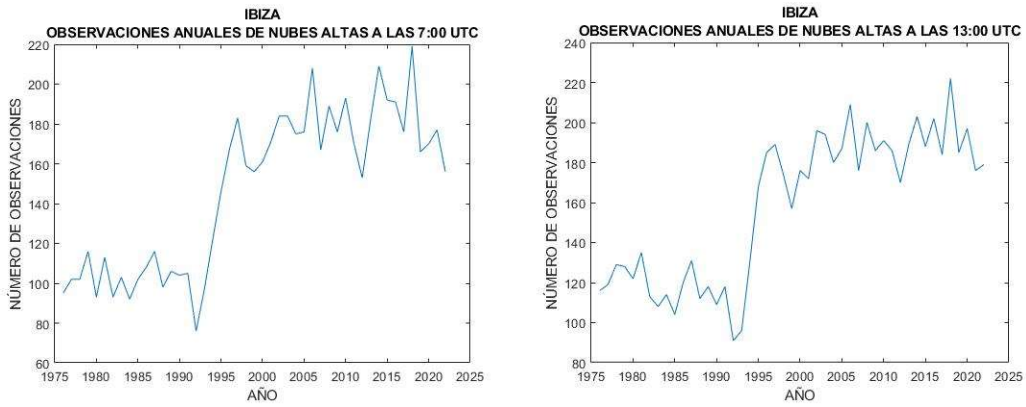


Figura 6-29. Evolución anual observación nubes altas en el aeropuerto de Ibiza.

Merece especial atención las observaciones de cirros, el género particular de nubes altas con mayor transparencia habitualmente. La observación de las nubes cirros, CI, a las 7:00 UTC y a las 13:00 UTC, muestra una disminución de observaciones al final del siglo XX, para después aumentar el número de casos a lo largo del inicio del siglo XXI (Figura 6-30).

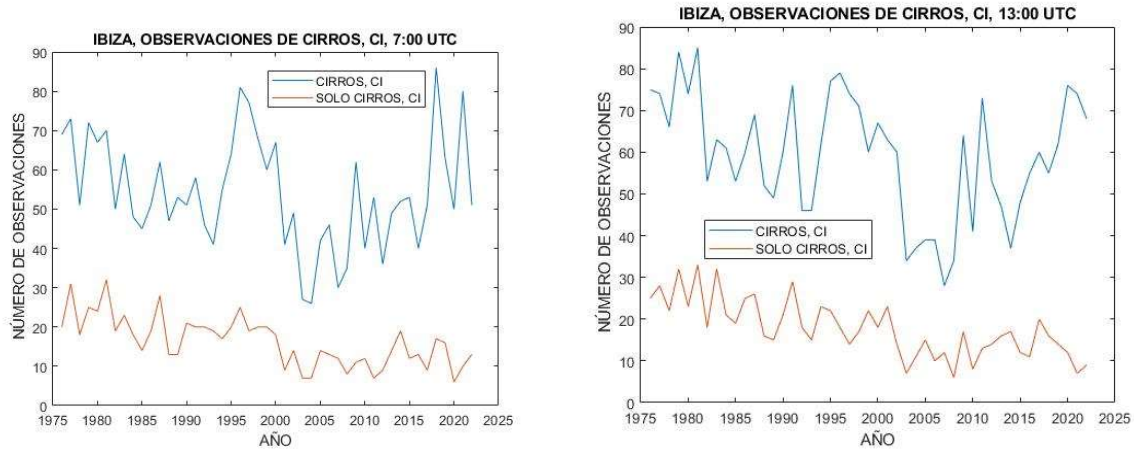


Figura 6-30. Evolución anual observación cirros, CI, en el aeropuerto de Ibiza.

En la gráfica 6-30 se muestra la evolución de las observaciones anuales de cirros, y también la evolución de las observaciones de cirros sin la presencia simultanea de nubes bajas o medias. La observación solitaria de este tipo de nube disminuye a lo largo de los años, tendencia contraria a las observaciones de nubes altas en general.

Continúa siendo significativo el aumento de observaciones de nubes altas, apuntando a un claro problema creciente en las observaciones desde satélite, como mínimo en esta zona geográfica.

6.1.5. Aeropuerto de Barcelona

El observatorio del aeropuerto de Barcelona está situado a 4 metros sobre el nivel del mar y tiene el indicativo climatológico de Aemet de '76'. Las observaciones de nubosidad se iniciaron en 1960 de manera irregular. A partir de 1961 se dispone de información continuada de nubosidad hasta la actualidad en observación climatológica a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC.

La cobertura nubosa más frecuente a las tres horas de observación son cielo despejado y el cielo muy nuboso con 7 octas (Figura 6-31). Se mantiene el patrón de los observatorios anteriores con mínimo de frecuencia en los tres horarios de cielo nuboso con 4 y 5 octas.

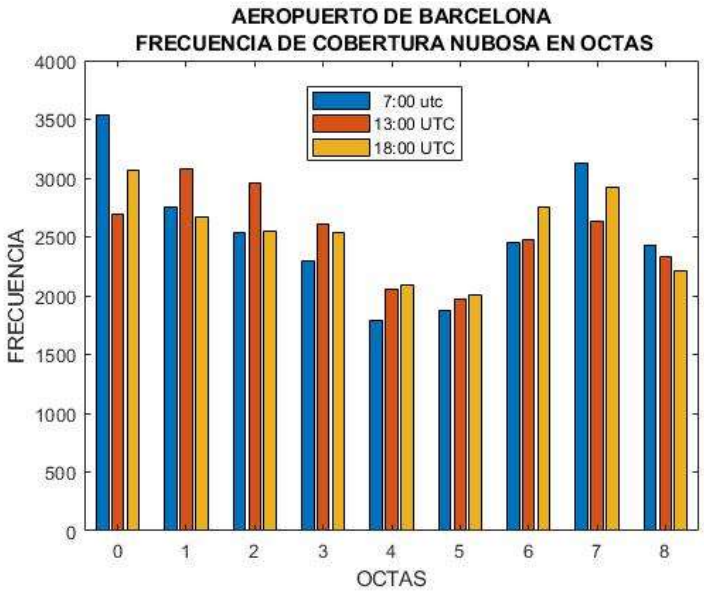


Figura 6-31: Frecuencia de octas por horas de cobertura nubosa en el aeropuerto de Barcelona. Datos de Aemet desde 1961 hasta 2022.

La cobertura nubosa media anual no muestra una tendencia clara en las observaciones a las 7:00 UTC, pero si muestra tendencia a disminuir en las observaciones a las 13:00 UTC (Figura 6-32).

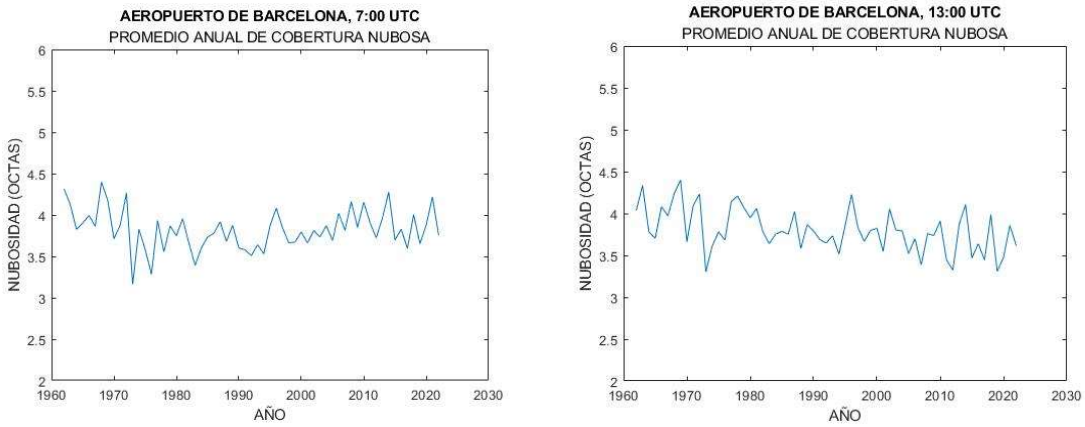


Figura 6-32. Promedio anual de nubosidad en octas en el aeropuerto de Barcelona a las 7:00 UTC y a las 13:00 UTC.

Las tendencias en cobertura nubosa total media de 5 años en los tres horarios de observación muestran, después del descenso los primeros años de observación, una tendencia a mantenerse estables, excepto las observaciones a las 13:00 UTC que han descendido los últimos años (Figura 6-33).

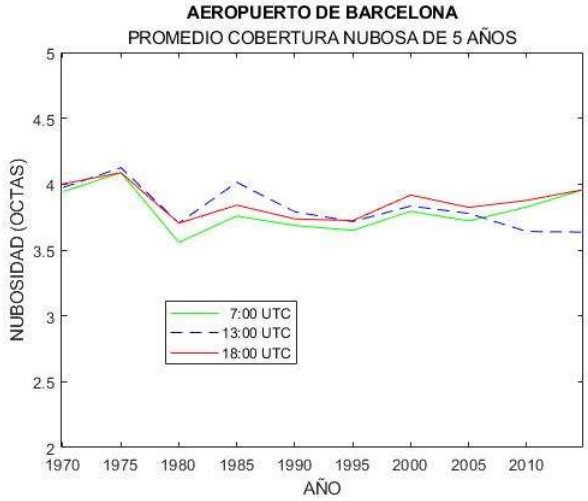


Figura 6-33. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas en el aeropuerto de Barcelona.

La evolución de las observaciones de nubes altas muestra un aumento significativo del número de observaciones con el inicio del siglo XXI, manteniendo el número de observaciones posteriormente (Figuras 6-34 y 6-35). Se mantiene la tendencia a aumentar que hemos observado en los observatorios anteriores. Por tanto, todo apunta a una tendencia como mínimo observable y significativa, en esta zona occidental del Mediterráneo, de la cantidad de días con nubes altas en el cielo, cuestión que merece la pena analizar a escalas mayores y también desde el espacio.

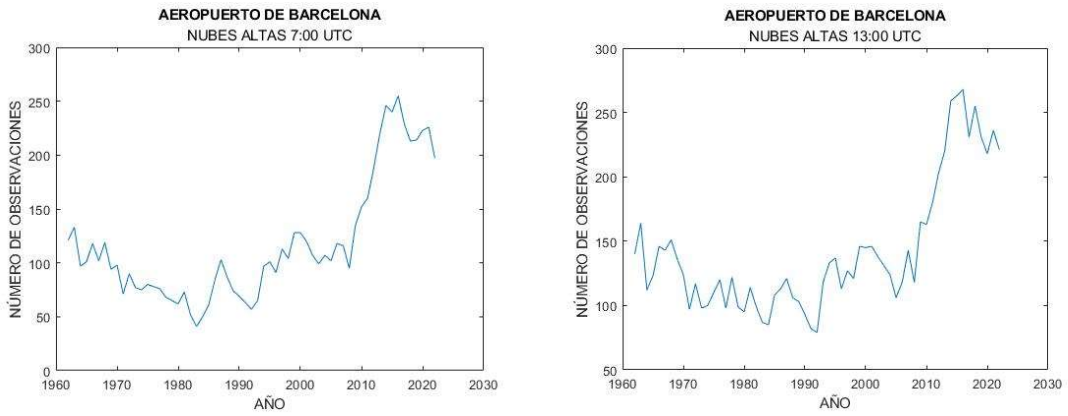


Figura 6-34. Evolución anual observación nubes altas en el aeropuerto de Barcelona a las 7:00 UTC y a las 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1961 hasta 2022.

Si analizamos el número de observaciones de nubes altas, sin la presencia de otro tipo de nubes bajas o media simultáneamente, se observa una estabilidad en el número de observaciones, excepto a partir del 2010 cuando hay una ligera tendencia a aumentar en las observaciones de las 7:00 UTC y de las 13:00 UTC (Figura 6-35).

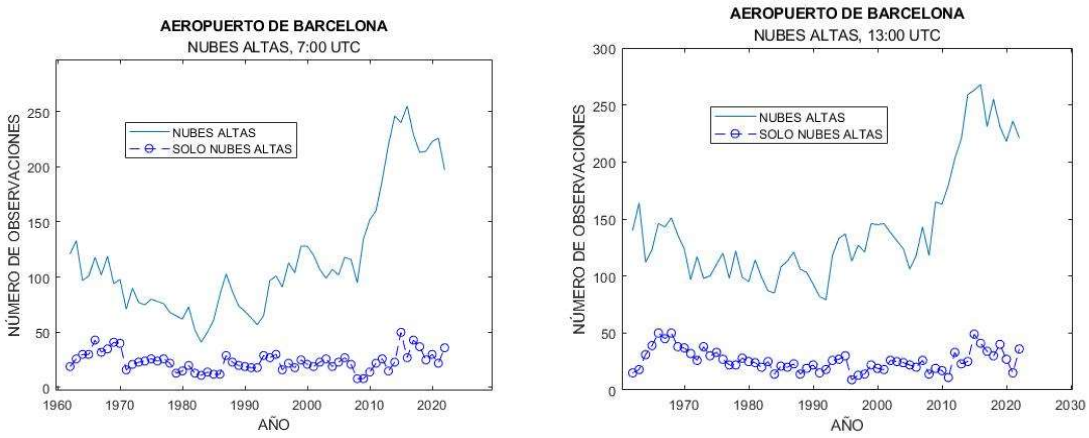


Figura 6-35. Evolución anual observación nubes altas en el aeropuerto de Barcelona a las 7:00 UTC y a las 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1961 hasta 2022.

Por lo que respecta al análisis de las observaciones del tipo particular de nubes altas del género de los cirros, CI, vuelven a aparecer un aumento notable de observaciones a partir del 2010 (Figura 6-36). La observación de cirros, sin la presencia simultánea de nubes bajas o medias, muestra un descenso de casos a principio de la década de los 70 y un aumento en la década del 2010. No tenemos datos suficientes para conectar este aumento de nubes del género cirros con el tráfico aéreo. El uso de datos de teledetección puede ser aquí básico para buscar posibles causas a estas tendencias observadas desde la superficie.

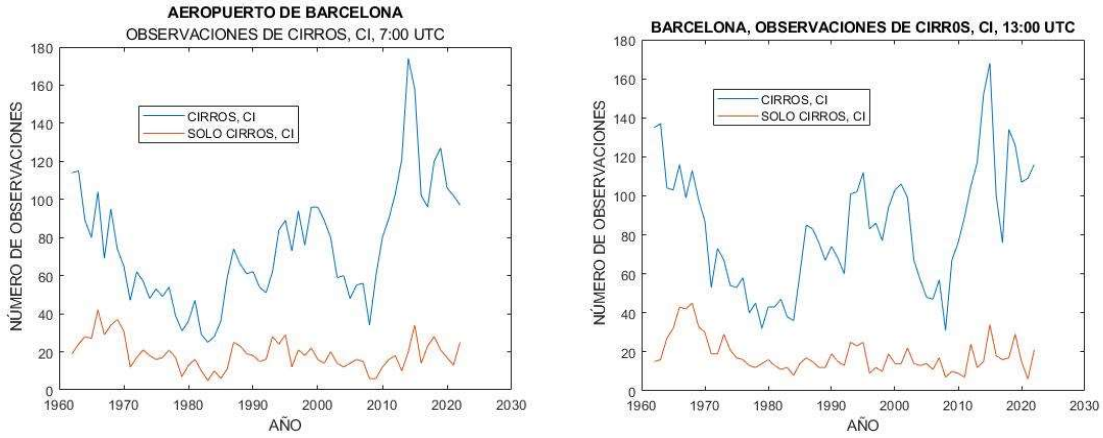


Figura 6-36. Evolución anual observación cirros, CI, en el aeropuerto de Barcelona. Datos de Aemet desde 1961 hasta 2022.

Conclusiones de las observaciones visuales.

La tendencia a la disminución del porcentaje total de nubosidad en estos observatorios situados alrededor de la Comunidad Valenciana, está dentro de los patrones encontrados en esta zona del Mediterráneo (Sanchez-Lorenzo et al., 2017). En los diferentes escenarios de previsión del cambio del clima se intenta estimar la evolución prevista de la cobertura nubosa los próximos años y sus consecuencias respecto del probable aumento de radiación solar incidente que provocaría. Esta tendencia a la disminución de la cobertura nubosa total en el inicio del siglo XXI también se observa en los datos registrados por el observatorio centenario de Izaña en las Islas Canarias de la Agencia Estatal de Meteorología (figura 4.3).

La principal conclusión de este análisis de datos de superficie es la tendencia en las observaciones de nubes altas. Es significativa, y digna de estudio más profundo, la tendencia de casos observados de nubes altas, que es contraria a la de la cobertura nubosa promedio anual. La cantidad de observaciones de nubes altas aumenta en todos los observatorios en los últimos años. Apuntamos la necesidad de profundizar en estas conclusiones para analizar si la tendencia es a nivel regional o más extensa, y qué influencia tiene en el aumento de observaciones de este tipo de nubosidad el tráfico aéreo.

El aumento de la presencia de nubes altas observada en los tres horarios de observación climatológica puede tener consecuencias significativas en el balance de radiación terrestre. El aumento de observaciones de nubes altas a 7:00 UTC y a 13:00 UTC debe de ser analizado desde el punto de vista de la teledetección como un problema a corto y medio plazo, debido a la presencia cada vez más frecuente de estas nubes en las observaciones de los satélites matinales.

Habría que profundizar en la relación del tráfico aéreo con el aumento de observaciones de este tipo de nubes. De hecho, como ya hemos visto, hay reuniones previstas en noviembre

de 2023 por la Organización Europea para la Seguridad de la Navegación Aérea (Eurocontrol) donde se quiere plantear la problemática de los contrails y la posible adopción de medidas para su reducción, sea por la vía de optimización de la combustión en los motores de los aviones o por la vía del cambio de altura de las rutas de aviación en la zona alta de troposfera.

6.2. Cámaras web y ceilómetro.

En este apartado queremos aportar una sugerencia para la generación de bases de datos de observaciones de nubes desde la superficie, que puedan ser utilizadas como base de entrenamiento de algoritmos clasificadores de nubes o como zonas test para su validación, principalmente en el caso de nubes altas.

Las webcams de Avamet, por su disponibilidad y cobertura conjunta de gran extensión geográfica, pueden ser utilizadas como referencia desde la superficie para la validación de las máscaras de nubes altas generadas desde satélite. Esta comparativa no se puede realizar cuando tenemos nubes bajas o medias, que obstaculizan la observación de las nubes altas, pero en el caso de presencia solo de nubes altas pueden ser de gran utilidad.

Para una correcta aplicación de las cámaras web de Avamet habría que realizar un estudio detallado de la cobertura del cielo de cada cámara y el solapamiento entre ellas. Aquí se muestra cómo las mismas nubes altas son buenas candidatas para ser utilizadas en el estudio de solapamiento de las cámaras web de AVAMET. En la figura 6-37 observamos el mismo grupo de nubes altas desde diferentes cámaras web.

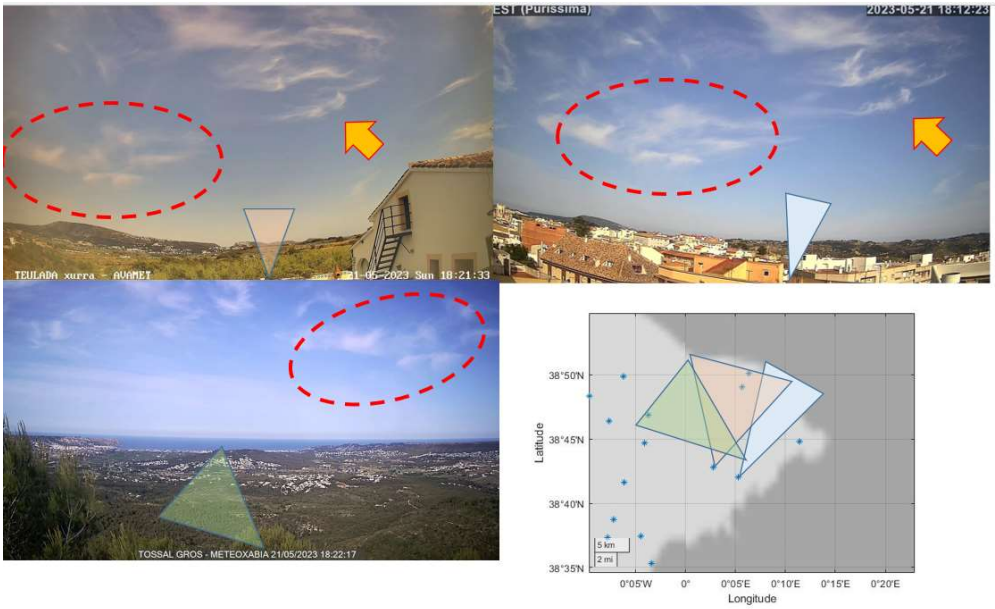


Figura 6-37: Observación de las mismas nubes desde diferentes webcams de Avamet.

La ubicación de cada webcam y su orientación permiten la observación de las nubes medias y altas desde diferentes puntos de vista, permitiendo su identificación y seguimiento. Gracias a la cantidad y distribución de las webcams de Avamet se puede tener una imagen general de gran parte del cielo del Comunidad Valenciana.

La observación de estelas de aviones o diferentes nubes con formas características ayudarán a configurar la comparación de los campos de visión de cada cámara de Avamet (Figura 6-38).

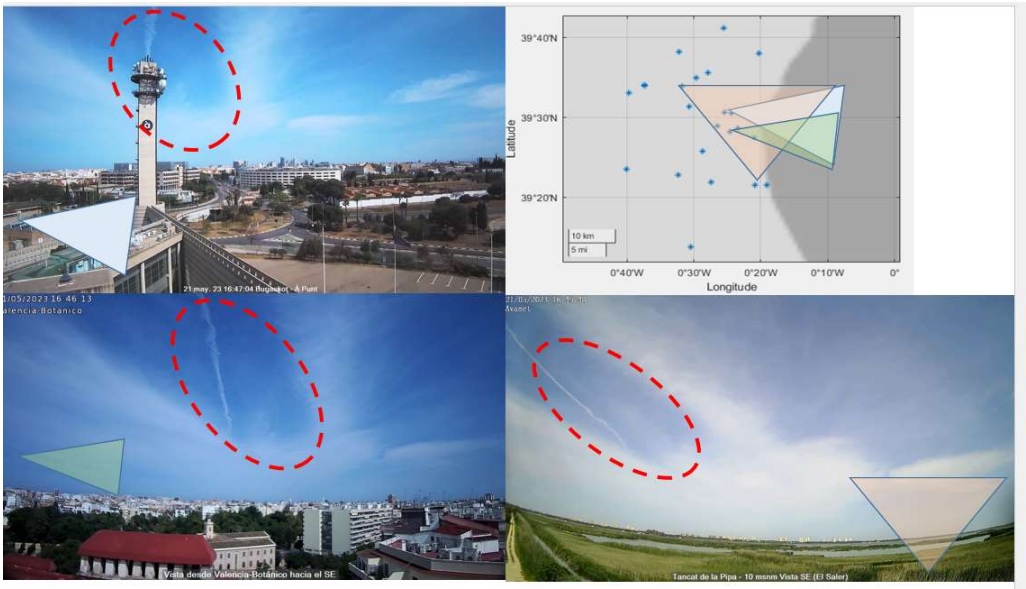


Figura 6-38: Observación de la estela de avión desde diferentes webcams de Avamet.

Las webcams meteorológicas de AVAMET son una poderosa herramienta, desde un punto de vista observacional y de seguimiento meteorológico, y ahora también de utilidad para la validación de datos desde satélite.

Con una distribución y orientación adecuadas serían la herramienta ideal para poder realizar la validación de la identificación de nubes altas finas desde satélite. Hay que indicar que también serían de gran utilidad como entrenamiento para los métodos automáticos basados en redes neuronales o *machine learning*.

El uso de los ceilómetros es una herramienta complementaria, como referencia puntual de calibración para la identificación y validación de las nubes altas. Para el estudio de las nubes altas más finas es necesario que sean ceilómetros del tipo CL51 y CL61, como el que se encuentra operativo en la Universitat de València en Burjassot, gracias al grupo de Radiación Solar del Departament de Física de la Terra i Termodinàmica. Estos modelos de ceilómetros tienen un rango máximo nominal de altura de detección superior a los ceilómetros CL31. La presencia simultánea de nubes bajas y medias, junto a las altas, limita la detección de la nubosidad más alta.

En la figura 6-39 podemos comprobar la señal registrada el 6 de abril de 2023 por los ceilómetros del aeropuerto de València i el ceilómetro situado en Burjassot, en la Universitat de València. Las nubes altas cirros, presentes en el momento de paso del satélite Sentinel-3 sólo eran detectadas por el ceilómetro de la Universitat de València, que tiene un rango de hasta 15 km de altitud. Las nubes altas no eran captadas por el ceilómetro del aeropuerto de València, con un rango de detección de hasta 8 km de altitud. En la imagen señalamos dos zonas captadas por ambos ceilómetros, una de nubes medias y otra en la capa más baja de inicio de formación de nubes bajas. También señalamos la zona ocupada por los cirros con un grosor medio aproximado de 1 km. La línea roja de puntos indica el momento de captura de la imagen de satélite.

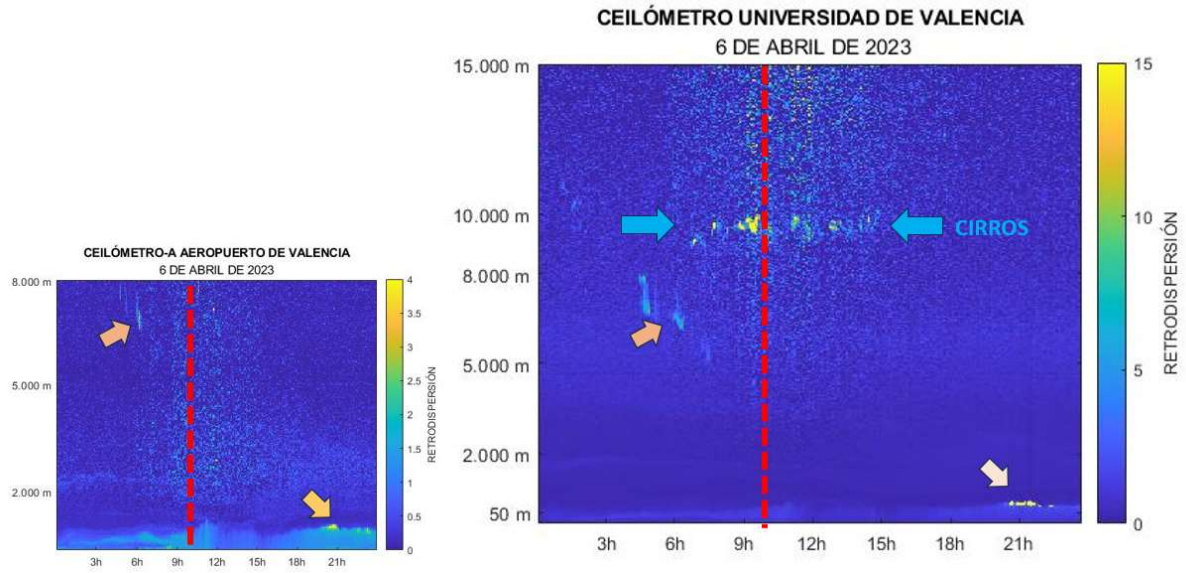


Figura 6-39: Señal registrada por los ceilómetros del aeropuerto de València (izquierda) y de Burjassot (derecha) el 6 de abril del 2023.

Al ser un día sin nubosidad de tipo bajo o medio, las nubes altas eran captadas sin obstáculos por las cámaras web de Avamet. En la zona central de la figura 6-40 podemos observar una combinación de bandas RGB del sensor SLSTR de Sentinel 3, el 6 de abril de 2023 a las 18:10 UTC. Esta imagen aparece rodeada por las observaciones realizadas a la hora de paso del satélite desde las cámaras web de Avamet situadas en Aiora (1) con observación noroeste, en la Serratella (2) con observación noreste, en València (3) con observación este y en Tabarca (4) con observación norte.

Las cámaras web nos informan de manera directa del tipo de nubes altas, su distribución espacial y el origen antropogénico de muchas de ellas.

En la figura 6-41 mostramos la máscara automática de nubes altas y cirros generada en el procesamiento de la imagen, junto con la reflectividad de la banda S$ del sensor SLSTR específica para detectar nubes altas. Podemos comprobar cómo la máscara no es efectiva y deja sin identificar muchas nubes altas que aparecen en la banda S4 y que son observadas por las cámaras web de Avamet. Se demuestra la potencia de estas cámaras como herramienta de validación y seguimiento de las máscaras automáticas de nubes, principalmente en el caso

de nubes altas. Se plantea en este punto cómo muchos de los píxeles no identificados como nubes altas, están cubiertos de nubes altas muy transparentes cuya perturbación en la reflectividad de las bandas del visible puede ser corregida con la aplicación del algoritmo descrito en el Capítulo 5.

Figura 6-40: Imágenes de las cámaras web de Avamet a las 10:18 UTC del 6 de abril del 2023.

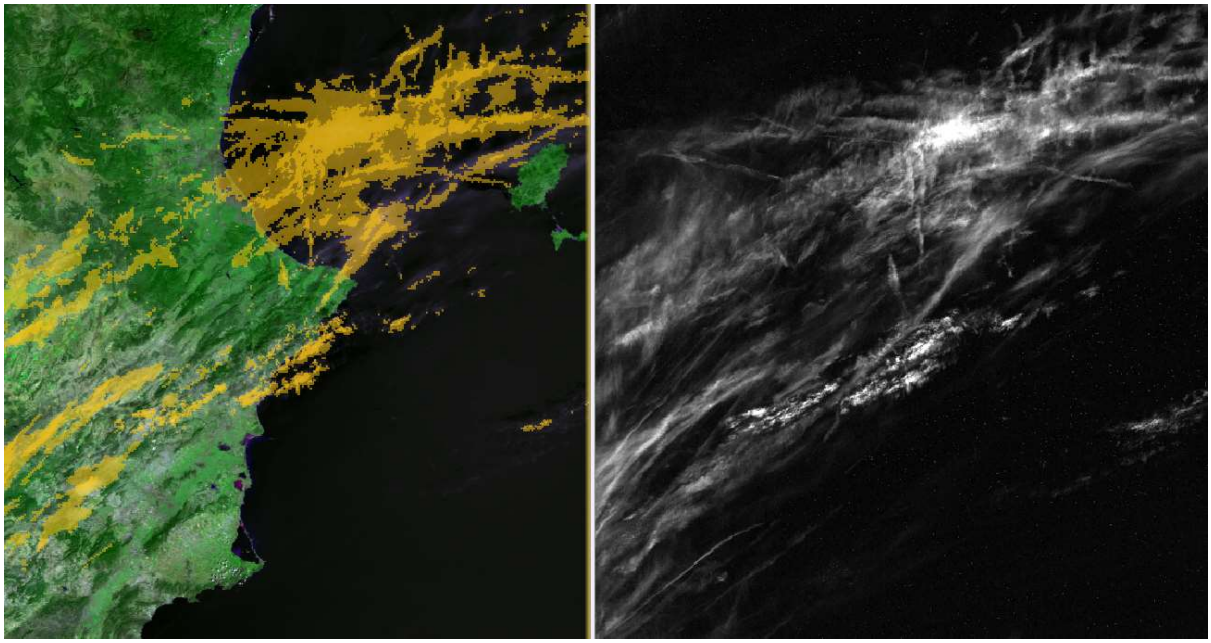


Figura 6-41: Máscara de nubes para la detección de nubes altas y cirros (izquierda). Reflectividad en la banda de cirros (derecha).

Analizaremos en el capítulo 7 los resultados obtenidos de la aplicación de este algoritmo por primera vez a imágenes de Sentinel-3, para ello estudiaremos 4 casos alrededor de la zona observada por las cámaras web de Avamet.

Capítulo 7: Análisis de datos desde el espacio. Casos particulares.

La corrección del efecto de las nubes altas más transparentes, de los cirros, mediante este algoritmo se había aplicado hasta ahora en diferentes sensores como AVIRIS, MODIS, MSI de Sentinel-2, y VIIRRS de Suomi, pero nunca se había aplicado a Sentinel-3 y a los sensores SLSTR y OLCI. Vamos a analizar algunos casos particulares para valorar su posible uso en los sensores de Sentinel-3.

Los casos particulares han sido elegidos en la zona del mediterráneo occidental, donde se han realizado los estudios de evolución de la cobertura nubosa y donde disponemos de una red de cámaras en superficie que dan información muy valiosa y extensa de la nubosidad. Así mismo se han buscado fechas de observación con la nubosidad de tipo alta y transparente.

7.1. Caso 1: aplicación a imágenes del 31 de enero de 2017

El primer caso seleccionado corresponde a una imagen del sensor SLSTR del satélite Sentinel-3 obtenida el 31 de enero de 2017 entre las 10:23 UTC y las 10:26 UTC. La imagen corresponde a la zona geográfica situada en la zona oeste del mar Mediterráneo, entre la Península Ibérica i el norte de África, con latitudes comprendidas entre 28,73° N y 39,18° N, y longitudes entre 7,14° O y 11,85° E. Se ha seleccionado esta imagen por la presencia de una banda extensa de cirrus, que se extendía desde el norte de África hasta la zona de las islas Baleares, mostrando una gran variedad de tipos de nubes altas. A la izquierda de la imagen también hay nubes altas, pero en este caso situadas sobre nubes medias y bajas, que no permiten observar la superficie en las bandas visibles (Figura 7-1).

El principal interés de la imagen está en la zona geográfica situada al sur y sureste de la Península Ibérica, en el mar de Alborán, donde aparecen nubes cirros que permiten observar la superficie terrestre y marina en las bandas espectrales visibles y del infrarrojo cercano. Por este motivo esta imagen es un primer test para la aplicación de la metodología anteriormente detallada. En la figura 7-1, en la imagen derecha podemos observar la reflectividad en el techo de la atmósfera (TOA) en la banda de cirros. En la zona seleccionada, el vapor de agua presente en la troposfera entre los cirros y la superficie terrestre es suficiente para absorber totalmente la radiación solar reflejada por la superficie en esta banda. La única información que nos ofrece esta banda está relacionada con las nubes altas situadas en el piso más alto de la troposfera. En esta banda espectral tampoco llega radiación al satélite reflejada por los bancos de nubes bajas situadas en la zona del estrecho de Gibraltar o en el golfo de València, donde hay nubes bajas con techos nubosos situados por debajo de los 3 a 4 km. La cantidad de vapor de agua en la atmósfera situada encima de estas nubes es suficiente para absorber toda la radiación solar reflejada en esta banda espectral.

Se puede observar en la figura 7-1 cómo los cirros quedan perfectamente identificados mediante esta banda espectral, siendo casi transparentes en las bandas visibles y del infrarrojo cercano. Debido a esta transparencia, la detección visual de los cirros es complicada, sobre todo cuando están situados sobre la superficie de Tierra. La presencia de estas nubes es tenue pero afecta a la reflectividad en los canales VIR.

La imagen que aparece en la figura 7-1 es la capturada en la observación Nadir, entre las 10:23 UTC y las 10:26 UTC. A la izquierda tenemos una composición de RGB de las bandas S2-S3-S1, y a la derecha la banda de cirrus S4.

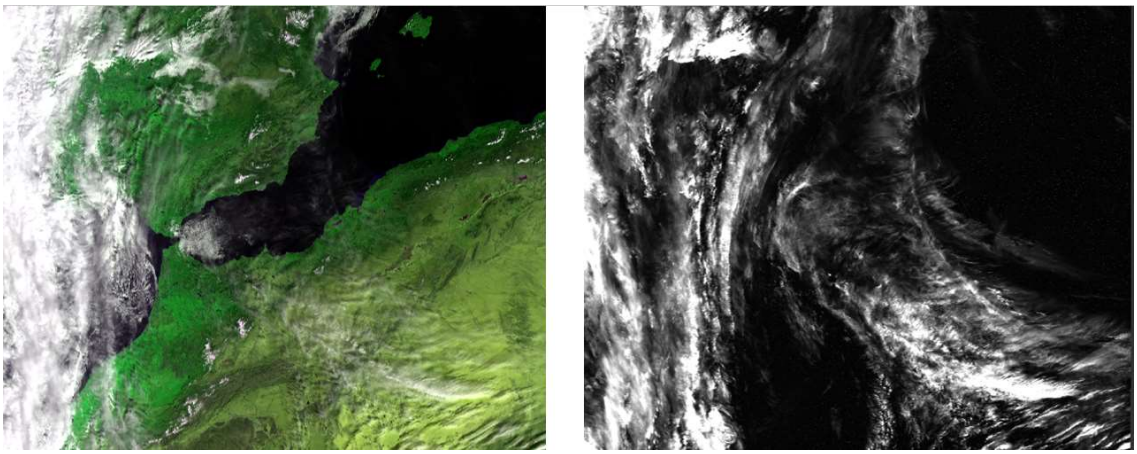


Figura 7-1: Imagen del 31 de enero de 2017 obtenida por SLSTR, de Sentinel-3.

La imagen está obtenida en un mes de pleno invierno en el hemisferio norte, y muestra la presencia de nieve en las montañas de Sierra Nevada y de Marruecos. También se observa nieve entre Castellón, València y Teruel, en la zona de Javalambre y de Gúdar (Figura 7-2). Así mismo, se pueden observar densos bancos de niebla en el valle del río Cabriel.

Figura 7-2: Falso color de SLSTR (5-3-2) del 31 de enero de 2017, señalando diferentes nubes.

Nuestro interés ahora es estimar la reflectividad de los cirros en las bandas VIS y SWIR. Para ello, calcularemos para los píxeles cubiertos por cirros, la relación lineal entre las reflectividades en la banda de cirros y la reflectividad en las bandas espectrales correspondientes. Antes de seguir con el proceso de cálculo, vamos a describir brevemente la situación meteorológica de la imagen.

La situación meteorológica estaba dominada por la llegada de un frente atlántico a las costas de Portugal (Figura 7-3), arrastrando en su parte delantera una masa de aire menos fría, de la que había en su parte posterior, desde el norte de África hacia la Península. Esta masa de aire que llega desde el sur viene con humedad en altura, y abundante nubosidad media y alta llegando a la Península. En la parte delantera del frente no hay vientos destacables en superficie y la formación de nieblas está favorecida a primeras horas del día, que persisten en el momento de observación del satélite.

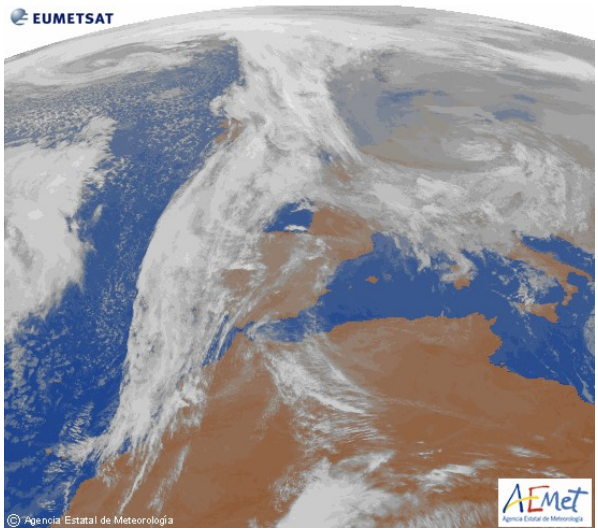


Figura 7-3: Imagen del satélite Meteosat (IR, 10,8 μm) el 31 de enero de 2017 a las 10:00 UTC.

Es una de las situaciones típicas que favorecen la formación de nubes altas de manera natural (Figura 7-4). De la misma manera es una situación meteorológica favorable para mantener la nubosidad alta creada por la perturbación del tráfico aéreo. La presencia de nubes altas finas sobre superficie marítima y sobre superficie de tierra permitirá valorar mejor las comparaciones de reflectividades entre las bandas visibles y del infrarrojo con la banda de cirros.

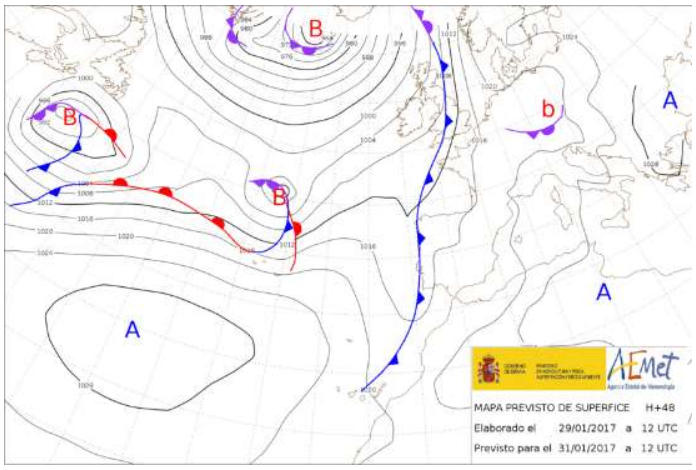


Figura 7-4: Situación sinóptica del 31 de enero de 2017 a las 12:00 UTC

Como ya hemos comentado, la imagen es de enero y en ella se observan la presencia de densas nieblas matinales y también nieve caída dos días antes. Las temperaturas en la Comunidad Valenciana el día 31 de enero oscilaron entre 9 °C y 15 °C en las zonas litorales y entre 3 °C y 12 °C a las zonas de interior y de montaña.

Las observaciones de la cobertura nubosa en octas registradas por los aeropuertos analizados en el capítulo 6, eran las que indica la tabla 7-1 el 31 de enero de 2017.

Tabla 7-1: Observaciones visuales en superficie el 31 de enero de 2017.

OBSERVATORIO	7:00 UTC	13:00 UTC	18:00 UTC
VALENCIA	0/8 CI CS 4/8	CU 1/8 CI 4/8	0/8 CI CS 6/8
PALMA	CU SC 2/8 AC CI 5/8	CU SC 1/8 CI 2/8	0/8 CI 3/8
ALICANTE-ELCHE	0/8 CI 1/8	0/8 CI CS 2/8	 0/8
IBIZA	ST SC 4/8	 CI CS 2/8	 CI CS 2/8
BARCELONA	CU SC 7/8	SC FC 4/8 CI CS 5/8	ST FS 7/8 CI CS 7/8

En la primera fila de cada observación detallamos las nubes bajas y su cobertura nubosa en octas. En la segunda fila de cada observación se detallada las nubes medias y altas, y la cobertura nubosa total en octas.

El cielo del golfo de Valencia aparecía a primeras horas de ese día con nubes altas, como se aprecia en la fotografía realizada por Clara Palomares desde Cullera, en la Ribera Baja, en la provincia de Valencia, a las 9:00 h (Figura 7-5). La imagen muestra los cirrostratus presentes y cómo la mañana era tranquila con el mar en calma y poco oleaje en la zona. También se puede observar en la montaña de la parte derecha de la fotografía la pequeña estructura donde se ubica el radar meteorológico de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) de Cullera.

Figura 7-5: Fotografía desde Cullera el 31 de enero de 2017 a las 9:00 h (@Clara Palomares).

El sondeo de Murcia de ese día, figura 7-6, muestra claramente la zona de la tropopausa (5), una capa (4) muy húmeda entre 8.000 y 12.000 metros donde tenemos la formación de la nubosidad alta observada en las imágenes de satélite, una zona más seca (3) entre 4.000 y 7.500 metros y una pequeña zona de inversión térmica (1) alrededor de los 500 metros de altitud.

En la gráfica del sondeo la línea roja es la temperatura del aire registrada por la sonda, la línea de color azul oscuro es la temperatura registrada por el termómetro húmedo y la línea de color cian es la temperatura de rocío. En este tipo de gráfico las líneas isotermas aparecen tumbadas hacia la derecha y podemos leer su valor en la parte inferior del gráfico. A la derecha del gráfico aparece la humedad relativa, la dirección e intensidad del viento a diferentes alturas que aparecen también indicadas.

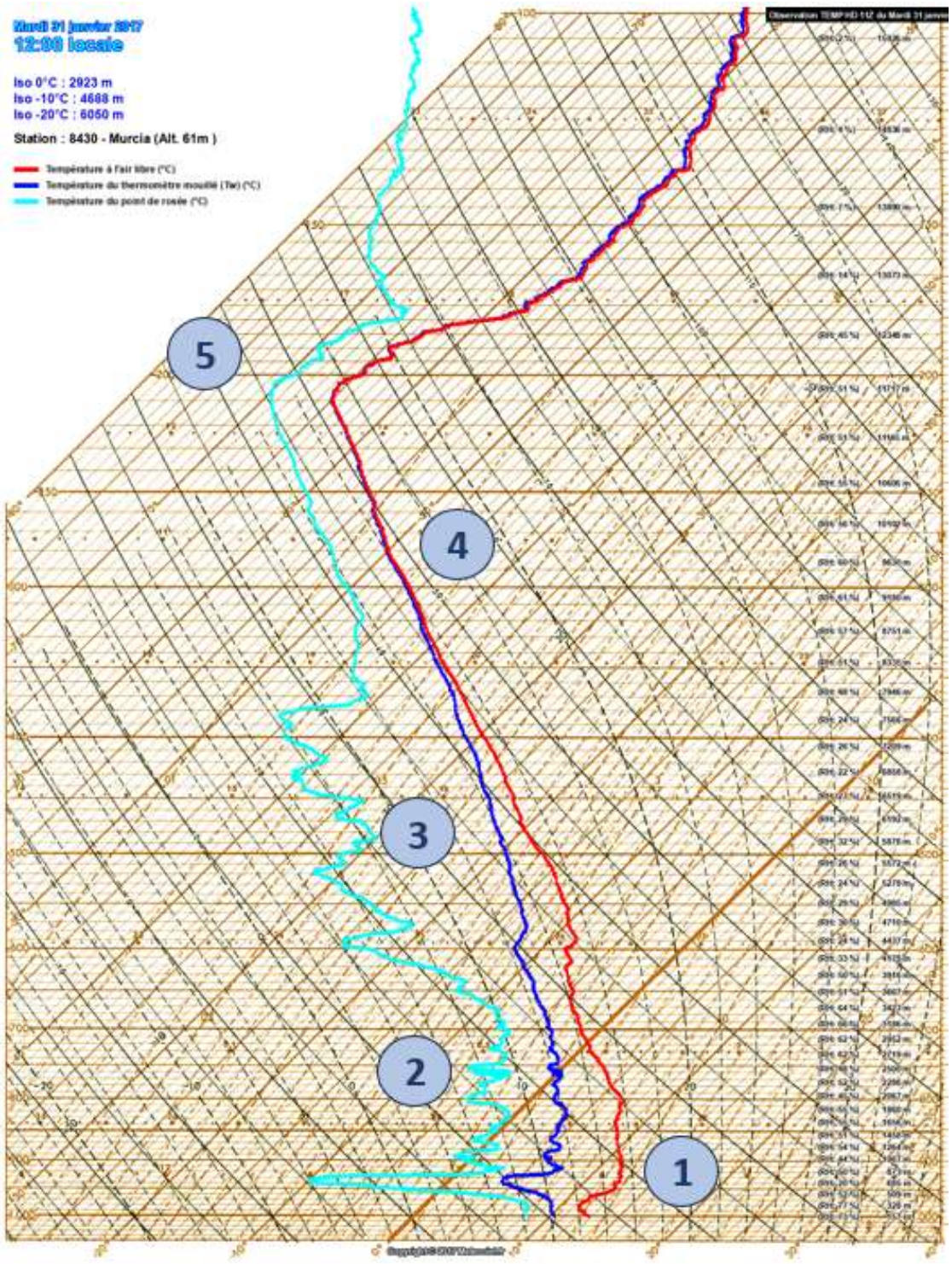


Figura 7-6: Sondeo de Murcia de Aemet, para el 31 de enero de 2017 a las 12:00 UTC.

Como hemos comentado al principio, hemos trabajado con la observación Nadir del sensor SLSTR de Sentinel-3. En las siguientes imágenes podemos apreciar la variación a lo largo de la imagen de los ángulos cenitales de observación y cenitales solares, figura 7-7 y figura 7-8.

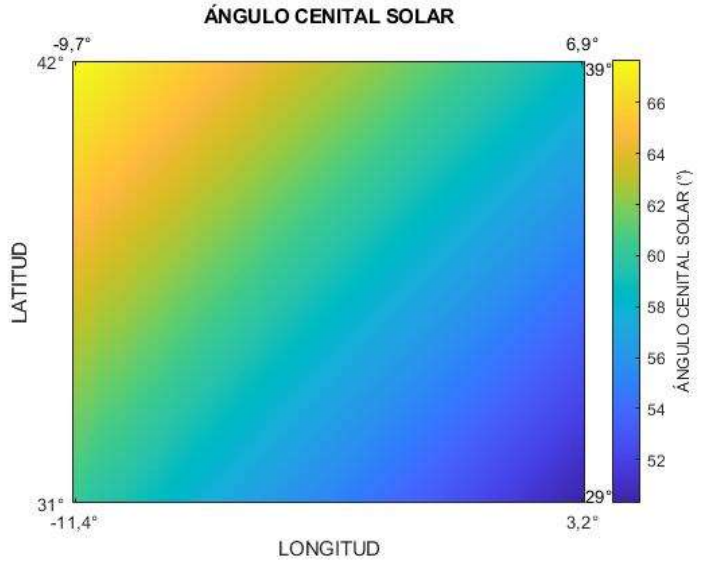


Figura 7-7: Ángulo cenital solar para la imagen del 31 de enero de 2017.

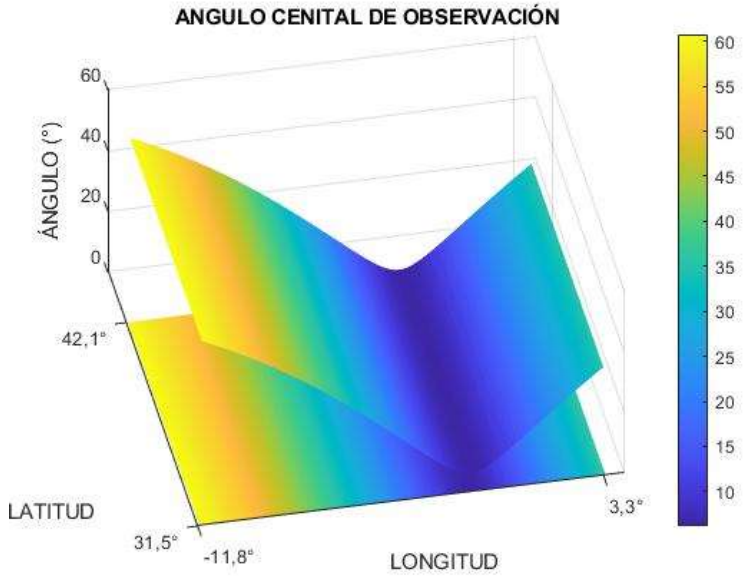


Figura 7-8: Ángulo cenital de observación para la imagen del 31 de enero de 2017.

Para estimar la relación lineal entre reflectividades de diferentes bandas espectrales con la banda de cirros necesitaremos primero analizar la estructura de los diagramas de reflectividades en aquellos píxeles cubiertos de cirros. Para ello, vamos a seleccionar diferentes zonas de la imagen (Figura 7-9), y vamos a realizar su representación. Realizamos el análisis del efecto que tiene la zona elegida en el diagrama de reflectividades de las diferentes bandas espectrales frente a la banda de cirros.

El objetivo es la elección de una zona que sea suficientemente heterogénea en las características de las nubes cirros y suficientemente homogénea en la variación de ángulos cenitales solares. Como se indicó en el capítulo 5, la extensión de la zona escogida también

está limitada por la variabilidad del contenido de vapor de agua en la capa superior de la troposfera por encima de los cirros.

La zona 1 y zona 2 corresponden a mar sin nubosidad. La zona 3 corresponde a mar con cirros. La zona 4 es tierra sin nubosidad. La zona 5 es tierra con cirros. La zona 6 corresponde a mar y tierra con cirros. La zona 7 corresponde a tierra y mar, con y sin cirros. Esta zona 7 también contiene nieve, nieblas y nubes bajas, con y sin cirros.

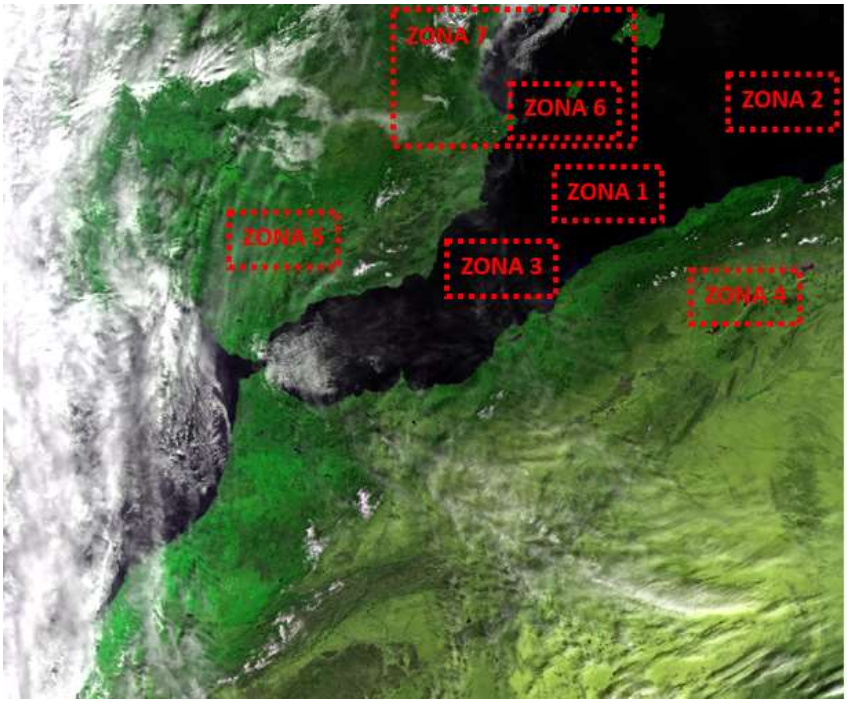
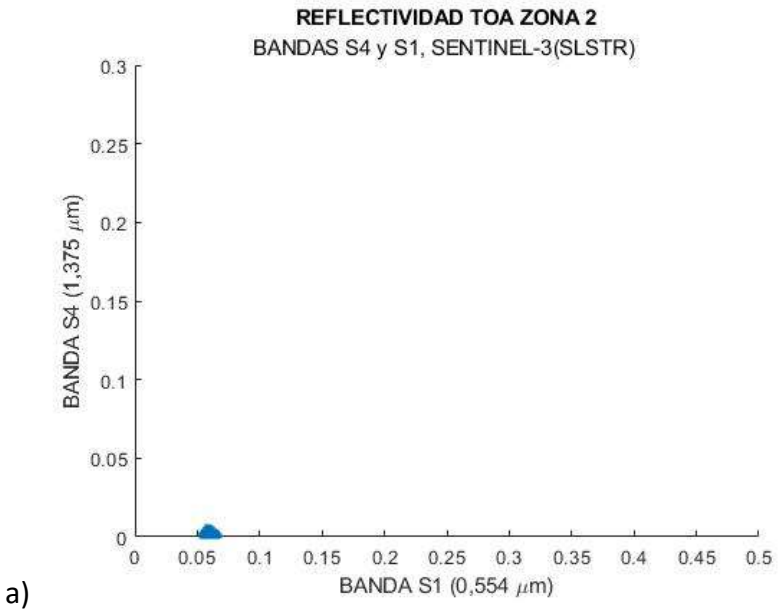


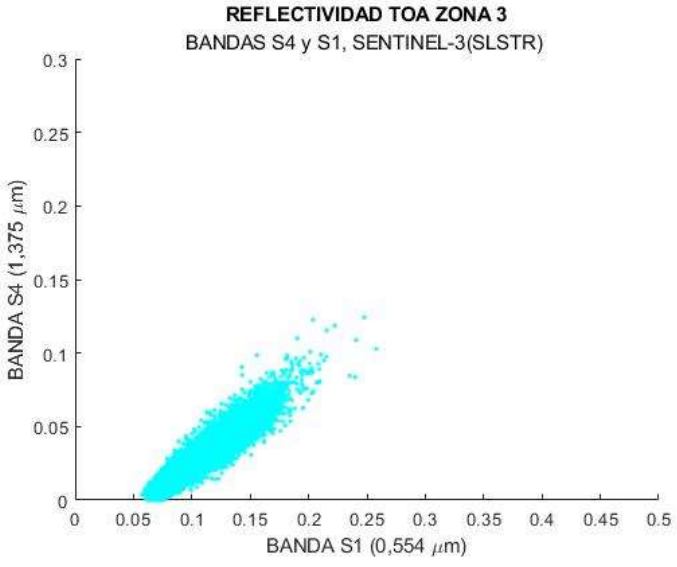
Figura 7-9: Zonas de referencia escogidas para analizar diagrama de reflectividades.

Para este análisis hemos realizado los diagramas de reflectividad entre la banda de cirros S4 (1,37 μm) y la banda S1 (0,55 μm). De esta manera podemos observar el efecto de los cirros en este diagrama. Las zonas marítimas sin nubes, zona 2, muestran en la gráfica de la figura 7-10 a), una clara agrupación a valores bajos de reflectividad en la banda S1. En la banda S4 los valores son nulos, dentro del error de la banda.

La zona 3, marítima cubierta de cirrus, muestra en la gráfica 7-10 b), el efecto de los cirros en el diagrama, incrementando las reflectividades en las dos bandas espectrales, mostrando una nube de puntos alargada. Como indican (Gao et al., 2002) la pendiente de la recta resultante del ajuste de estos puntos sería el coeficiente K_λ de la ecuación 5.4, y la ordenada en el origen nos informa de la magnitud de la dispersión atmosférica de Rayleigh superpuesto sobre la mínima reflectividad de la superficie.



a)



b)

Figura 7-10: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1, zonas 2 y 3.
Zona 2, gráfica a), corresponde a mar sin nubes. En la zona 3, gráfica b), tenemos el mar cubierto de nubes altas cirros.

En el caso de las zonas sobre tierra, que presentan mayor heterogeneidad que el mar, el efecto de los cirros es semejante, aumentando la reflectividad en la banda S4, pero en este caso las reflectividades en la banda S1 cambian de manera significativa para un mismo valor de reflectividad en la banda S4, figura 7-11 b). En estas zonas las nubes de puntos del diagrama se extienden hacia valores superiores de reflectividad de S1. Como apuntan (Gao et al., 2002), los puntos situados a la izquierda del gráfico representarían aquellos puntos sin influencia de la superficie o aquellos que representan una superficie virtual más homogénea. En este caso habría que buscar el factor K_λ mediante ajuste de los puntos situados en ese lateral izquierdo de la nube de puntos.

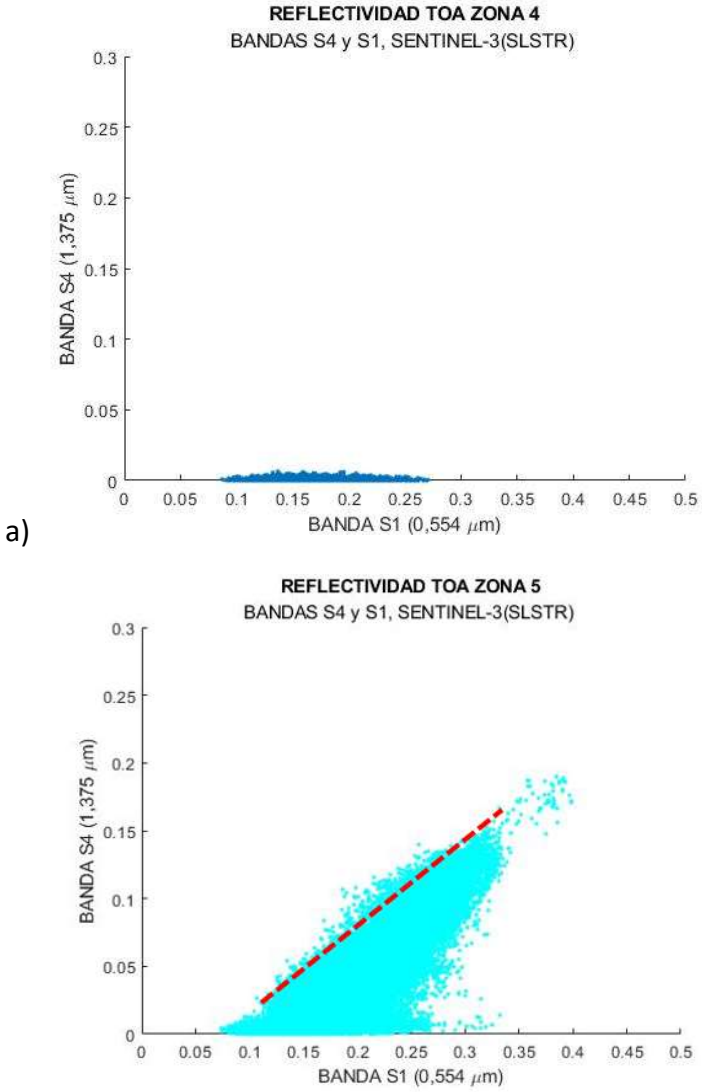


Figura 7-11: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1, zonas 4 y 5.

Si obtenemos el diagrama de puntos entre las reflectividades de las bandas S4 y S1 sobre la zona 6, obtenemos la nube que aparece en la figura 7-12. Esta zona no es muy amplia, pero es heterogénea: con mar, con superficie de tierra, con nubes altas y nubes bajas. El diagrama de puntos vuelve a mostrar su estiramiento hacia valores más altos de S1, mostrando unos límites bien definidos a la izquierda de la nube de puntos, en este caso con dos zonas diferenciadas.

El diagrama obtenido para la zona 7, lo podemos observar en la figura 7-13. Esta zona tiene una extensión similar a las propuestas por (Gao & Li, 2017) para Landsat-8, y por (Gao & Li, 2023) para Suomi-VIIRS, entre 200 km y 500 km de lado. En esta zona tenemos suficiente variabilidad espacial y podemos suponer que el contenido de vapor de agua en la capa superior de la troposfera es lo suficientemente homogéneo.

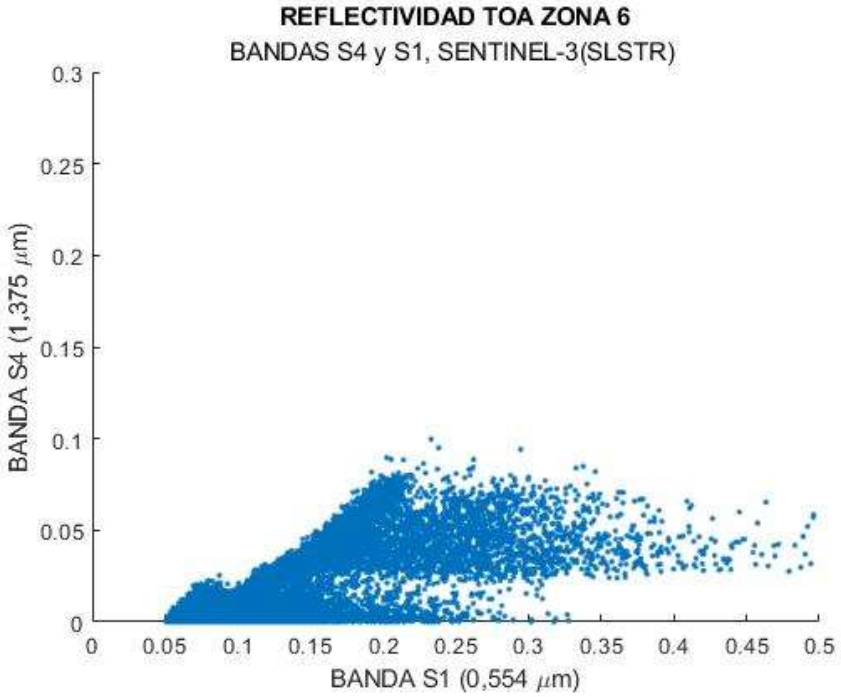


Figura 7-12: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1 en la zona 6.

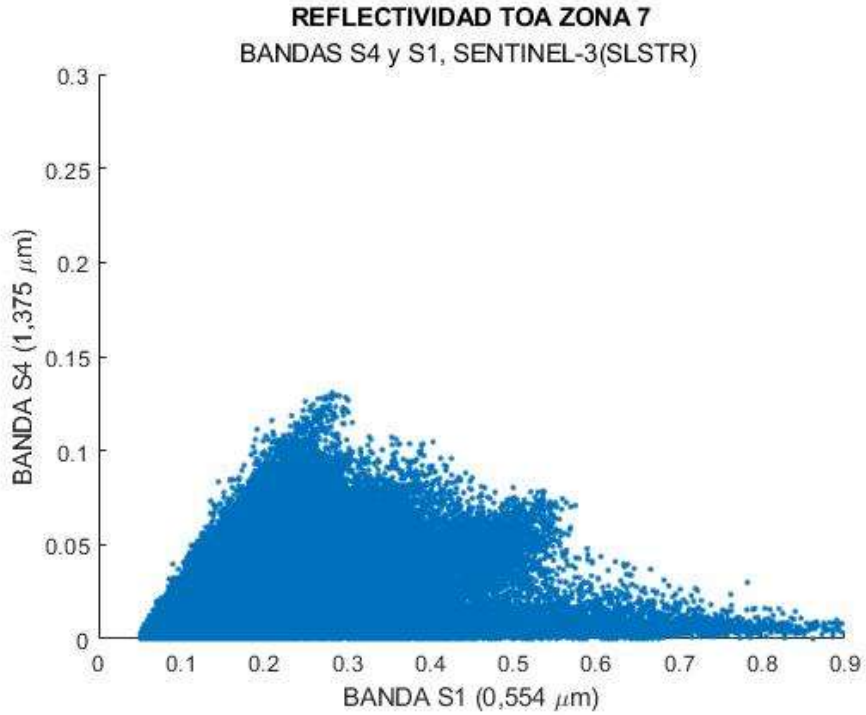


Figura 7-13: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1 en la zona 7.

Si ampliamos ligeramente la zona de cálculo, zona 8 de la figura 7-14, obtenemos el diagrama de puntos de la figura 7-15. En este diagrama aparecen cirros sobre superficies con

reflectividades más altas en la banda S1, pero se mantiene muy definida la zona izquierda de las nubes de puntos donde se calcula la relación lineal entre bandas.

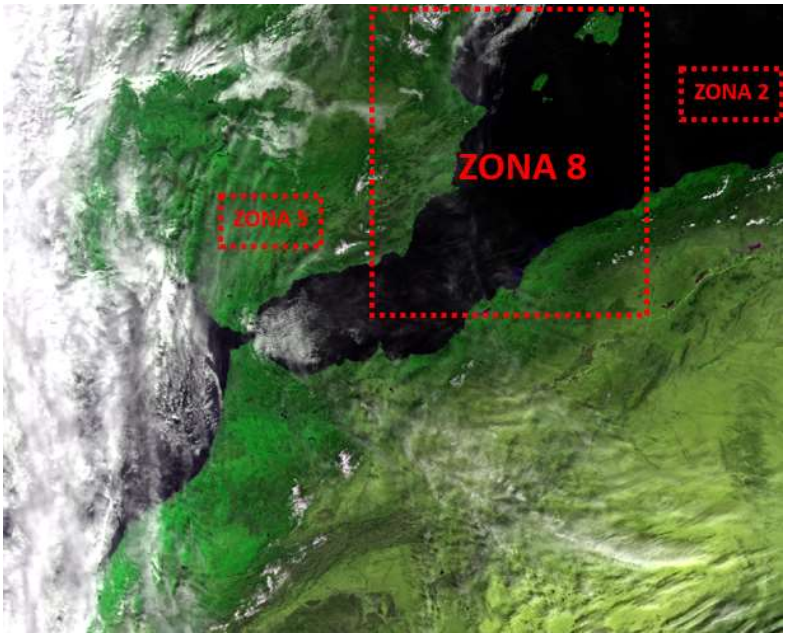


Figura 7-14: Zonas 8 de referencia para calcular diagrama de reflectividades.

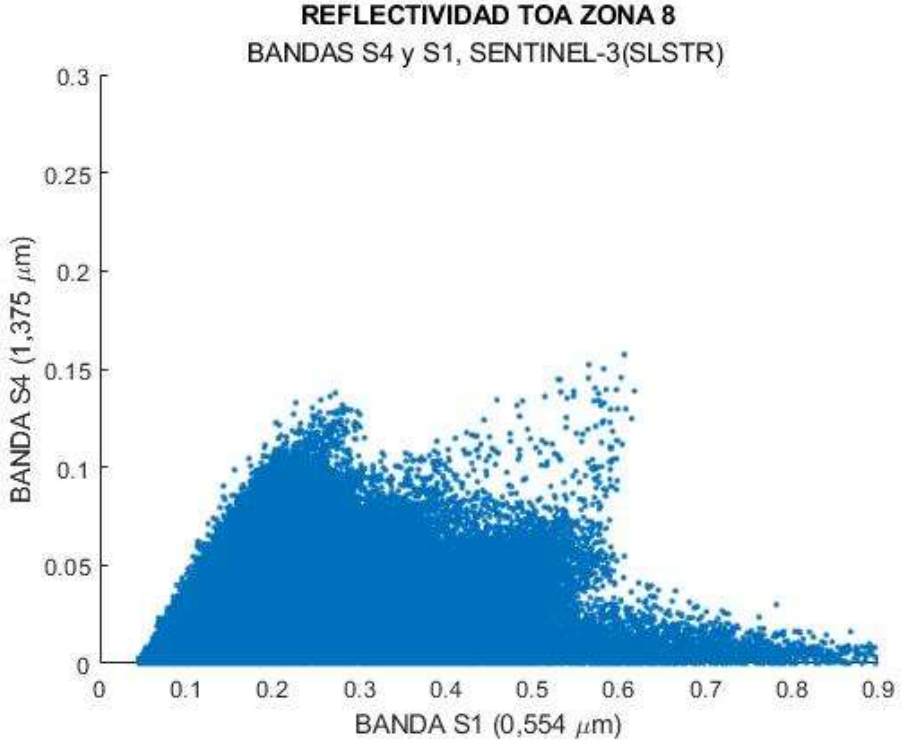


Figura 7-15: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1 en la zona 8 de la figura 7-14.

Para la obtención de la relación lineal, trabajaremos en la zona 7, y siguiendo la última adaptación del procedimiento aplicado para VIIRS de Suomi (Gao & Li, 2023), se divide la nube

de puntos en 15 zonas en la dirección vertical de la reflectividad de cirros S4. Recordemos que queremos ajustar el borde izquierdo de la nube de puntos. Ordenamos todos los puntos de esa capa en orden creciente de reflectividades de S1. Siguiendo el procedimiento (Gao & Li, 2023) y para intentar evitar ruido en los píxeles con reflectividades más bajas en S1, para cada una de estas capas son eliminados del cálculo aquellos puntos con el 5% de reflectividad más baja en la banda S1, y se trabaja con el 5% de píxeles siguientes de esta capa. Todo este procedimiento ha sido programado y automatizado en Matlab.

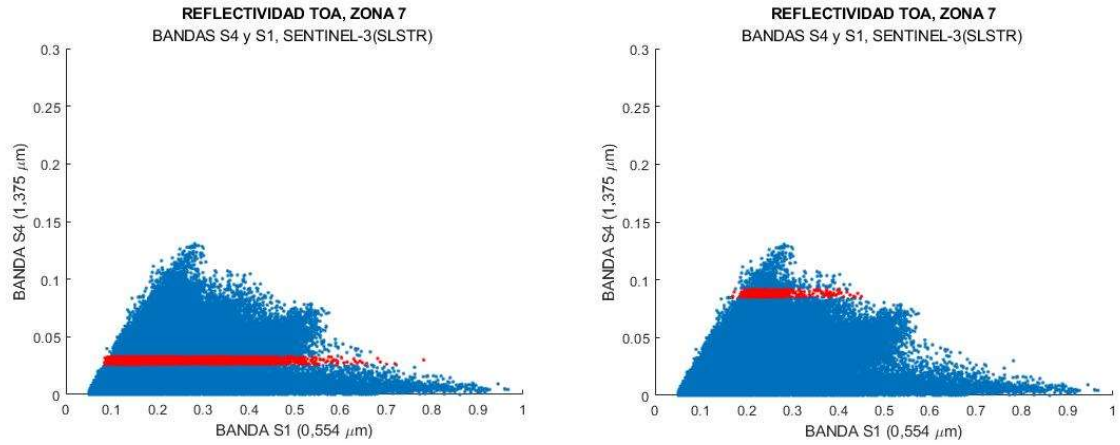


Figura 7-16: Capas en en el diagrama de reflectividades S4 y S1 en la zona.
Se muestran dos de las capas para la estimación de la relación lineal.

Para cada capa se obtiene un valor medio de los puntos seleccionados con el criterio anterior.

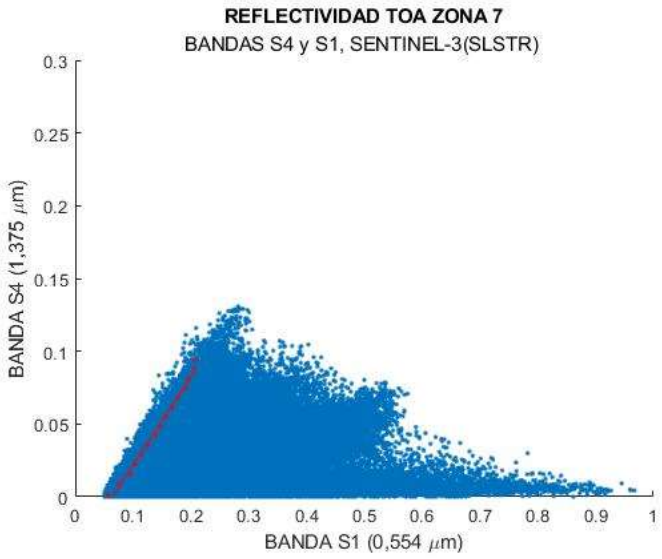


Figura 7-17: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S1, zona 7.
Se muestran los 15 puntos utilizados para la estimación de la relación lineal.

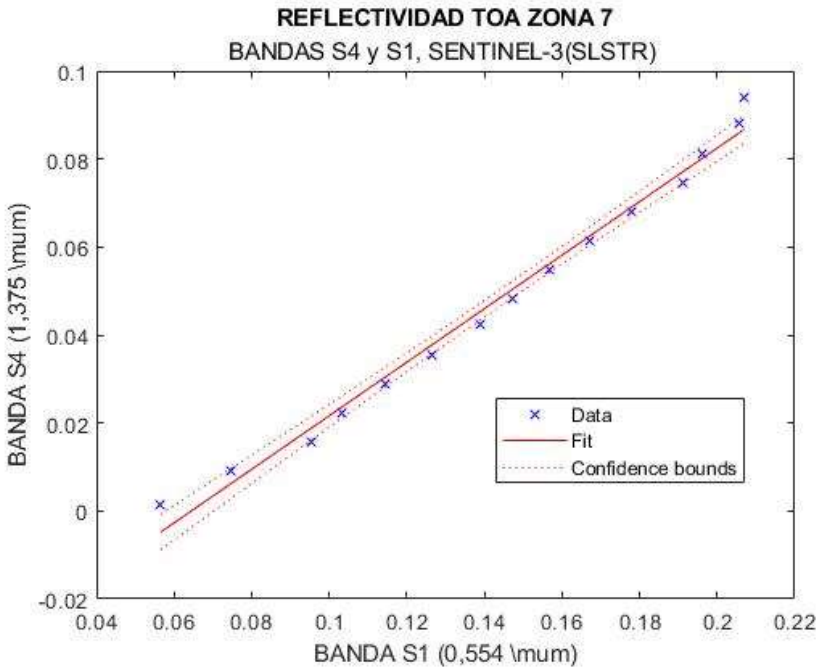


Figura 7-18: Ajuste lineal bandas S4 y S1, zona 7.

El valor obtenido para la pendiente es de 0,608, inferior a 1, ya que en la zona de la banda de cirros tenemos mayor absorción del vapor de agua que en la zona de la banda S1. El coeficiente de correlación 0,988. El ajuste se ha realizado con 15 zonas, pero se observa que, en la última zona, para valores más altos de S4 presenta valores no muy correlacionados.

Decidimos quitar esa capa y realizar el ajuste con 14 capas, figura 7-19 y 7-20.

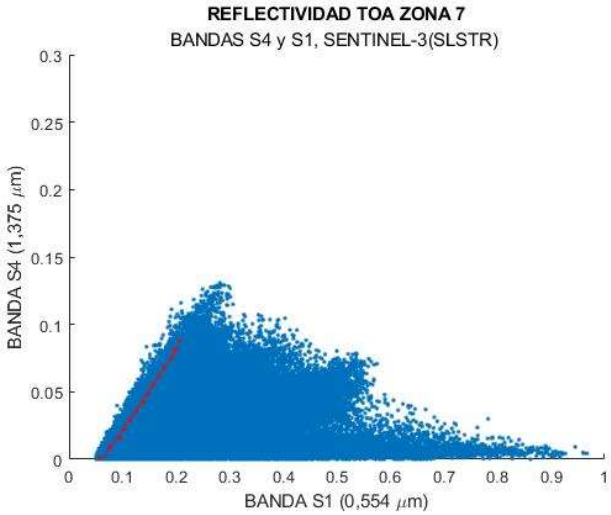


Figura 7-19: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S1, zona 7 con 14 puntos.

Con esas 14 capas el ajuste obtiene un coeficiente de correlación de 0,992 y un valor de la pendiente, o factor de corrección de banda, de 0,5906

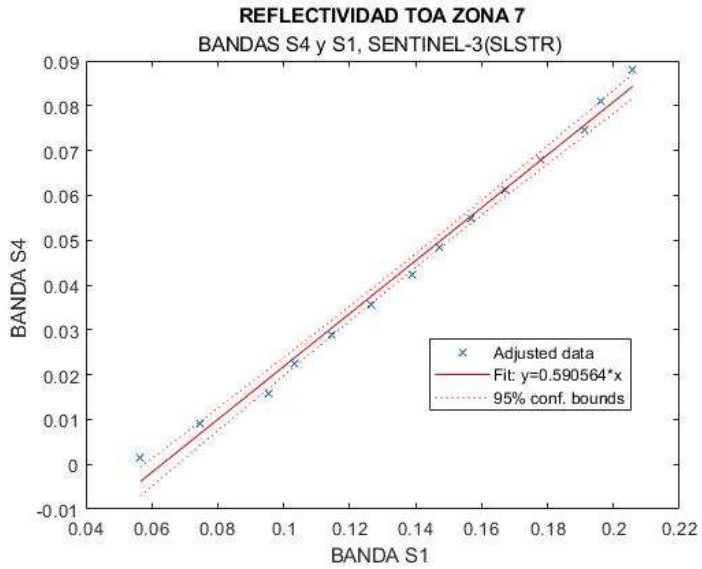


Figura 7-20: Ajuste lineal bandas S4 y S1 con 14 puntos en la zona 7.

Según la metodología empleada por (Gao & Li, 2023) la pendiente obtenida en este ajuste se utiliza para toda la zona del visible. En este caso decidimos realizar el ajuste para las bandas S2-S4 y S3-S4, para analizar la variabilidad y dependencia de este coeficiente según la banda corregida. En el primer caso (S2-S4) hemos tenido que bajar a 14 capas para mejorar la correlación, en el segundo caso (S3-S4) con 15 capas ha funcionado correctamente.

Los resultados para las bandas S2-S4 han sido de una pendiente de 0,5775 con coeficiente de correlación al cuadrado de 0,991, figura 7-21 y figura 7-22.

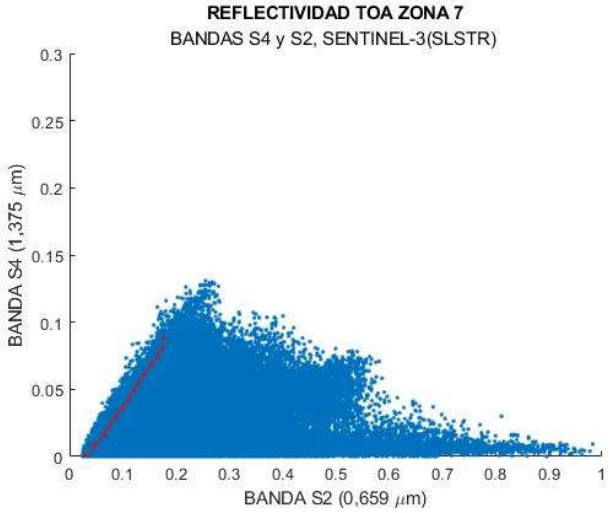


Figura 7-21: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S2, zona 7 con 14 puntos.

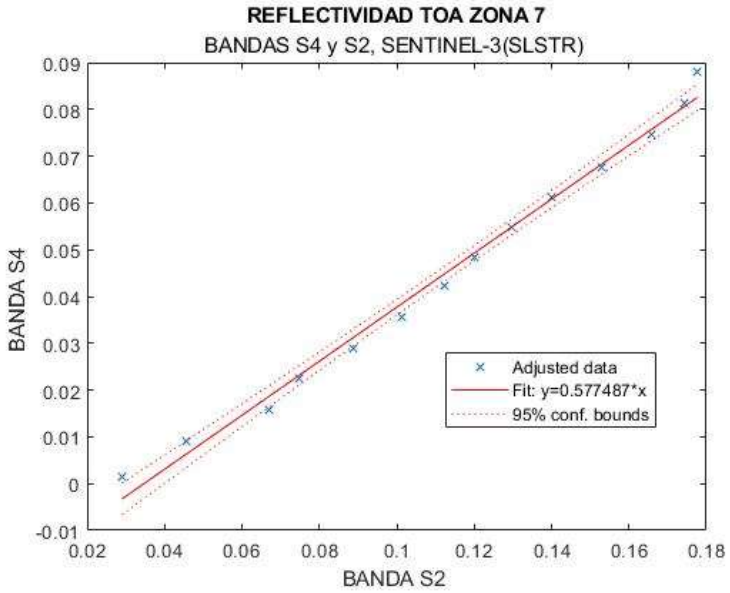


Figura 7-22: Ajuste lineal bandas S4 y S2 con 14 puntos en la zona 7.

Para la relación entre las bandas S3-S4 se han utilizado 15 capas obteniendo una pendiente de 0,5419 y coeficiente de correlación al cuadrado de 0,992, figura 7-23 y figura 7-24.

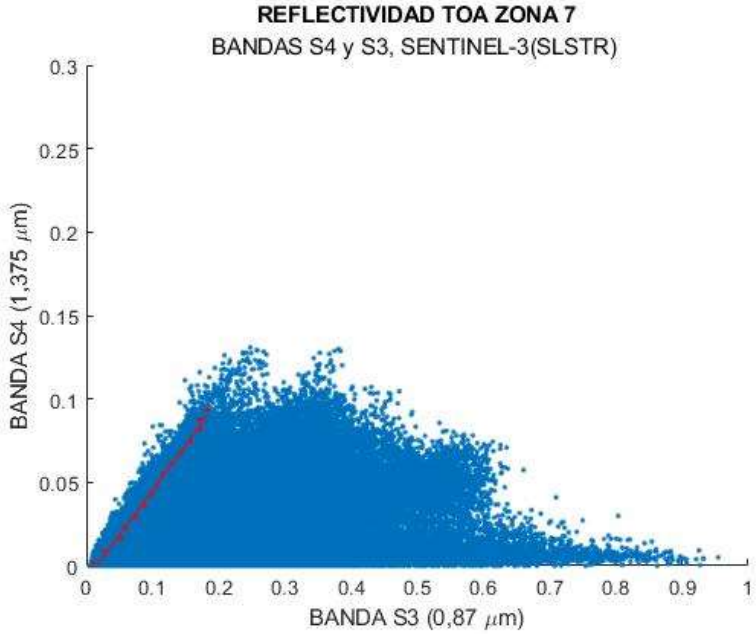


Figura 7-23: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S3, zona 7 con 15 puntos.

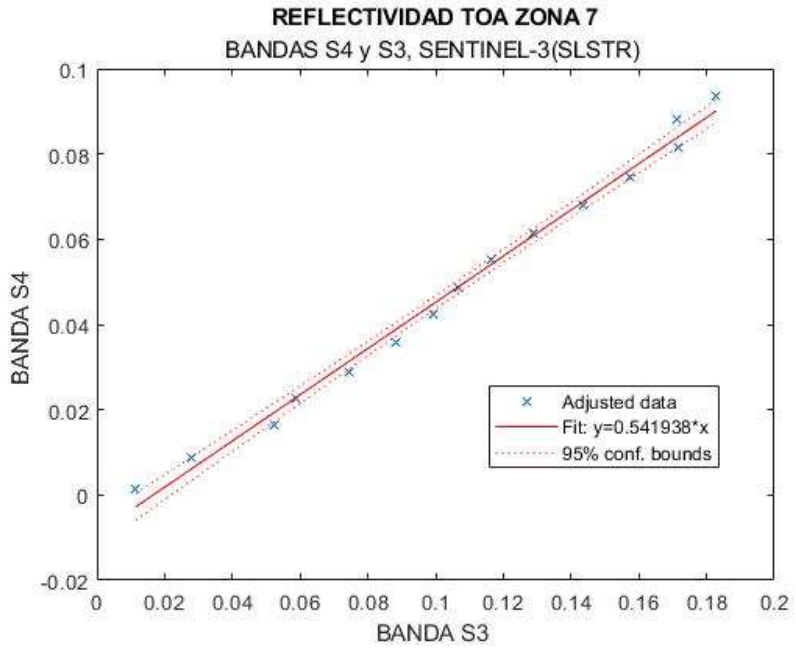


Figura 7-24: Ajuste lineal bandas S4 y S3 con 15 puntos en la zona 7.

La variabilidad de las pendientes es del 9% de su valor medio. A partir de estos valores y con la expresión (5.6) generamos primero una imagen que genera la reflectividad de los cirros en cada banda considerada, para posteriormente obtener la imagen final, que no está corregida de los efectos atmosféricos, pero sí tiene eliminada la contribución de los cirros en la reflectividad en esa banda.

Tabla 7-2: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4, 31 de nero de 2017.

BANDAS	PENDIENTE	r^2	número de capas
S1-S4	0,591	0,992	14
S2-S4	0,577	0,991	14
S3-S4	0,542	0,992	15

Generamos falso color RGB con las imágenes y las reflectividades originales, y con las reflectividades corregidas del efecto de los cirros, figura 7-25 y figura 7-26.

Figura 7-25: Combinación RGB imágenes 31 de enero de 2017 sin corrección de cirros.

Figura 7-26: Combinación RGB 31 de enero de 2017 después de la corrección de cirros.

Continuamos observando en la figura 7-26 la nieve, la niebla de los valles interiores y las nubes bajas de la costa en el golfo de València. La presencia de cirros ha desaparecido y lo que observamos ahora es una imagen nueva sin el velo de las nubes altas, cirros.

Corrección efecto cirros en el NDVI.

Uno de los resultados, que ya se había reportado en la aplicación de esta metodología en otros satélites, era la corrección del efecto de las nubes altas en los índices de vegetación, como por ejemplo el índice NDVI (Gao & Li, 2000). Hemos realizado por primera vez esta aplicación a datos proporcionados de Sentinel-3 del sensor SLSTR analizando que esta corrección es efectiva también para este índice en este caso.

Se ha realizado la corrección en la zona geográfica indicada en la figura 7-27. Sería recomendable realizar este proceso para diferentes tipos de superficie, con diferentes índices de vegetación, y diferentes tipos de nubosidad de tipo alto, para poder evaluar de manera más detallada la corrección de la contribución de los cirros.

Figura 7-27: Zona A elegida para valorar corrección en índice de vegetación.

La presencia de nubes altas disminuye el índice de vegetación. La aplicación de este algoritmo y la corrección de la contribución de los cirros permite recuperar valores más correctos de este índice de vegetación (Figura 7-28). Así mismo, en trabajos futuros se buscará valorar también la viabilidad de las posibles correcciones del efecto de los cirros en la obtención de parámetros biofísicos de las aguas superficiales.

Un análisis detallado de la corrección del efecto de los cirros dependiendo del ángulo de observación es el paso siguiente recomendado, para poder hacer uso de toda la potencialidad de este algoritmo en el caso de los píxeles con nubes de tipo alto, cirros.

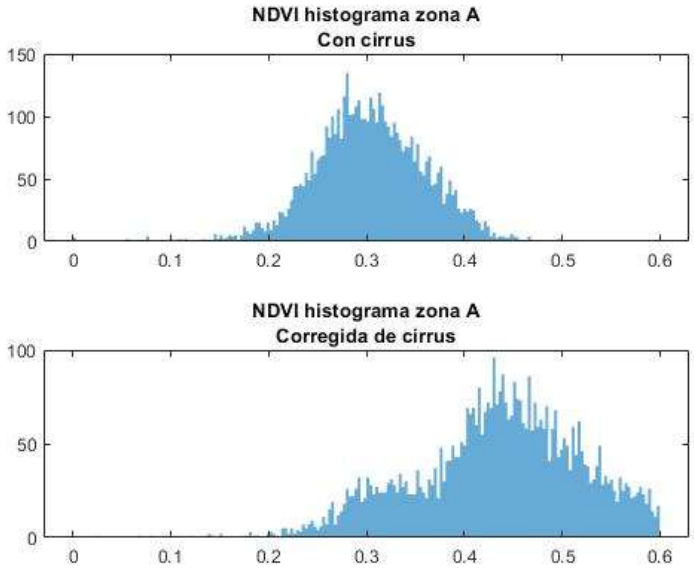


Figura 7-28: Índice de vegetación corregido y sin corregir en la zona A de la figura 7-27.

Corrección efecto cirros en el mar.

Para valorar la corrección de los cirros sobre el mar se han realizado diferentes transectos sobre la reflectividad medida en la banda S2, sobre una zona marítima con cirrus, T1, y dos zonas marítimas sin cirrus, T2 y T3, figura 7-29.

Se ha comparado la reflectividad medida con cirros con la reflectividad corregida de cirros. Se ha realizado un transecto en una zona libre de cirros en la imagen inicial para tener una referencia con cielo despejado.

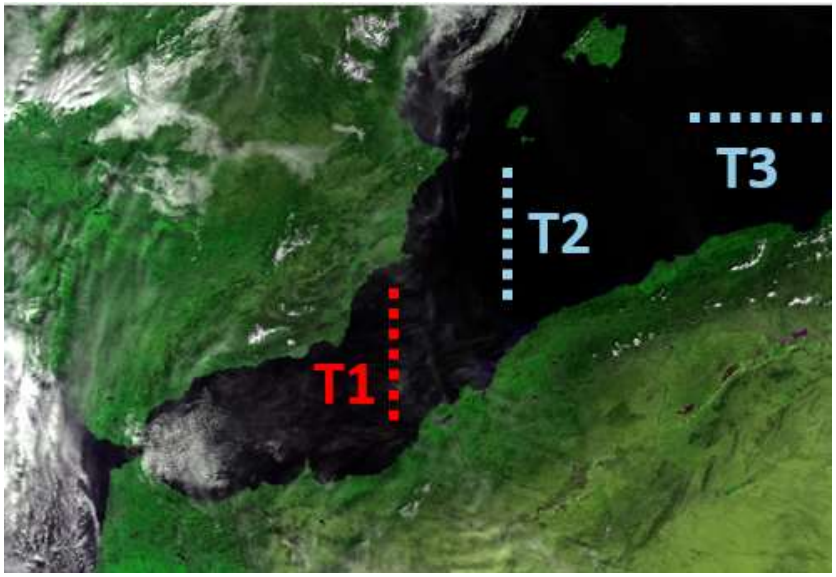


Figura 7-29: Transectos elegidos para valorar la corrección de cirrus sobre el mar.

La corrección funciona muy bien en la zona marítima, aunque realiza exceso de corrección en algunas zonas (Figura 7-30). Se repetirá la corrección realizada para otra fecha diferente, para analizar su aplicación.

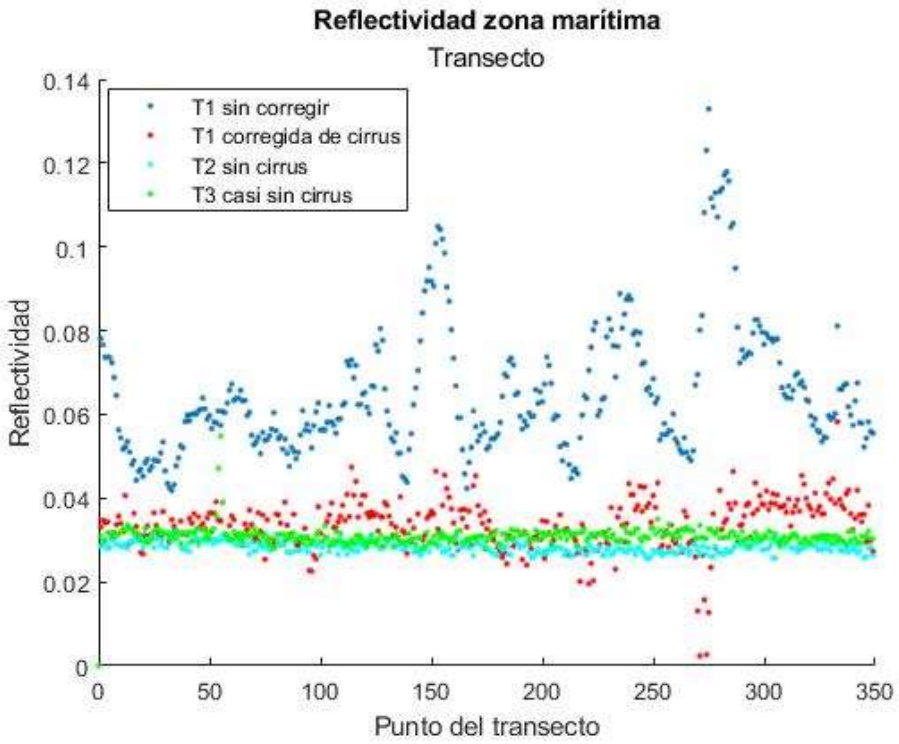


Figura 7-30: Resultado de los transectos para los diferentes transectos en la banda S2.

Por otra parte, la posible corrección de la contribución de los cirros a las bandas de OLCI Sentinel-2, es un punto de interés, donde implica la sinergia entre el uso de dos sensores que comparten observación, pero con diferentes ángulos de observación. Es el objetivo del último apartado, aprovechando que los dos sensores tienen zonas de gran solapamiento de observación con ángulo cenitales de observación muy pequeños. De hecho, en las observaciones nadir es donde tenemos la intención de realizar una primera aplicación del método y observar su aplicabilidad. Para ángulos de observación más grandes el paralaje entre imágenes, que en otros algoritmos es una potencia, aquí se puede convertir en un problema a la hora de hacer un uso de los datos de ambos sensores.

7.2. Caso 2: aplicación a imágenes del 17 de abril de 2018

En este segundo caso de aplicación, trabajamos también en la zona occidental del mar Mediterráneo en primavera, en el mes de abril de 2018. Las imágenes muestran en este caso un cielo más despejado en el litoral de la Península Ibérica, y una masa de nubes más compacta al sur de Cerdeña, que está asociada a una zona de inestabilidad que pierde energía y se desplaza hacia el este (Figura 7-31).

En la imagen izquierda de la figura 7-31 podemos observar la imagen RGB de Sentinel-3 de la combinación S2-S3-S1 del sensor SLSTR, que nos permite observar nubes altas al suroeste de Mallorca. En la imagen derecha de la figura 7-31 la imagen de la banda de cirros, S4 del sensor SLSTR de Sentinel-3, permite observar con mejor detalle y claridad los cirros presentes que cubren el cielo del mar Balear.

Así mismo, la estructura de las nubes observadas en la imagen de cirros muestra una estructura rayada típica de las estructuras de nubes generadas por el paso de aviones a gran altura, que después son desplazadas por los vientos que soplan en la zona de formación.

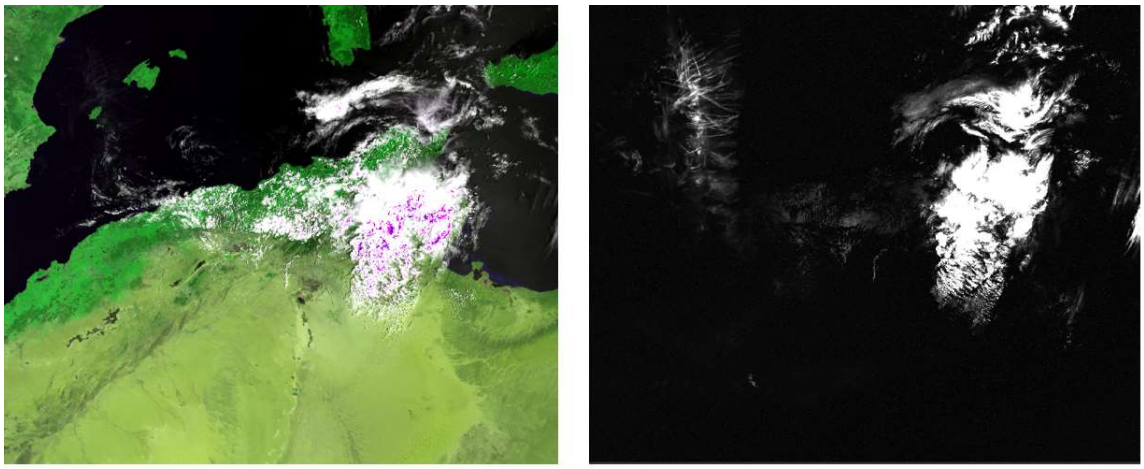


Figura 7-31: Imagenes del 17 de abril de 2018, sensor SLSTR a bordo de Sentinel-3.
La imagen fue captada entre las 9:49 y las 9:52 UTC. A la izquierda tenemos una composición de RGB de las bandas S2-S3-S1, y a la derecha la banda de cirrus S4.

Lo más destacable de la imagen RGB es la poca nubosidad aparente observada en la zona oeste de las islas Baleares, mientras que la banda de cirros nos muestra una clara estructura nubosa en esa zona. Esta estructura nubosa está formada por nubes altas con estructuras rectilíneas entrecruzadas bien definidas, que revela su probable formación por la perturbación provocada por el tráfico aéreo.

La situación sinóptica muestra una zona de aire frío en altura, en la zona de 500 hPa, situada en Argelia y con desplazamiento hacia Túnez, figura 7-32. Esta zona de inestabilidad había

pasado los días anteriores por encima de la Península Ibérica llegando desde el Atlántico. Asociada a esa bolsa de aire frío aparece la nubosidad más compacta de la zona de Túnez.

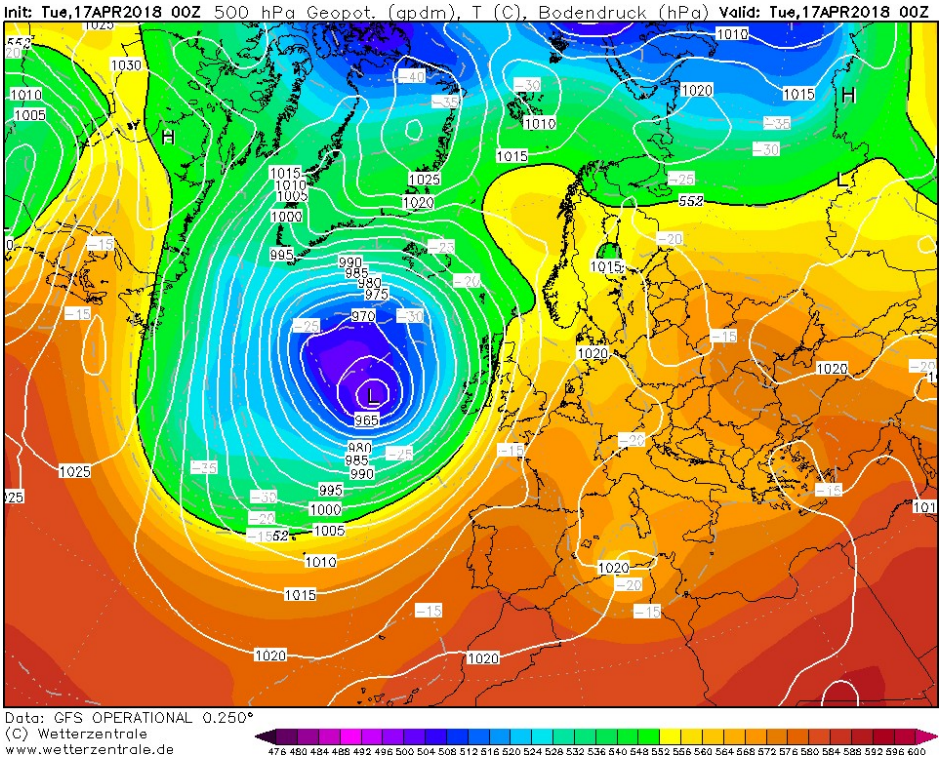


Figura 7-32: Situación en superficie y a 500 hPa, del 17 de abril de 2018 a las 0:00 h. Fuente: Wetterzentrale.de

En la figura 7-33 podemos apreciar desde la superficie las nubes altas tipo cirros, con estructuras claramente rectilíneas generadas por el tráfico aéreo. Las condiciones meteorológicas presentes a esas altitudes ese día, y a esas horas, permitieron la extensión horizontal y la persistencia en el tiempo de esta nubosidad del género cirros. Debido al origen humano de esta nubosidad, sería denominada cirros homogenitus, para posteriormente una vez modificada por los vientos en las capas altas y si continua su presencia, pasar a identificarse como cirros homomutatus.

Figura 7-33: Fotografía desde Bocairent, 17 de abril de 2018, 9:26 (*@ Jumi Beneyto*).

Las observaciones de la cobertura nubosa en octas registradas por los aeropuertos el 17 de abril de 2018 aparecen detallas en la tabla 7-3. Las observaciones de ese día corresponden de manera general a nubes altas, muchas de ellas del género cirros.

Tabla 7-3: Observaciones visuales en superficie el 17 de abril de 2018.

OBSERVATORIO	7:00 UTC	13:00 UTC	18:00 UTC
VALENCIA	0/8 CI 1/8	CU 1/8 CI 1/8	CU 1/8 CI 1/8
PALMA	0/8 CI 2/8	SC 1/8 CI 1/8	SC 1/8 CI 1/8
ALICANTE-ELCHE	0/8 CI 1/8	0/8 0/8	0/8 CI 1/8
IBIZA	SC 1/8 CI CC 2/8	CU FC 1/8 CI 2/8	0/8 CI 1/8
BARCELONA	0/8 CS CI 3/8	SC CU 1/8 CS 2/8	0/8 AS CI 1/8

En la primera fila de cada observación detallamos las nubes bajas y su cobertura nubosa en octas. En la segunda fila de cada observación se detallada las nubes medias y altas, y la cobertura nubosa total en octas.

El sondeo de Mallorca de ese día (Figura 7-34) muestra una capa alta atmosférica, zona 4, con más humedad situada por encima de los 8.000 metros, dónde se observa la formación de la nubosidad ese día.

La línea roja muestra la temperatura medida por el termómetro, la línea azul es la temperatura del termómetro húmedo y la de color cian es la temperatura de rocío.
La zona 1 de sondeo muestra la primera capa de la troposfera, con algunas pequeñas inversiones térmicas hasta unos 1.500 metros. Aparecen también dos capas más secas, la 2 y 3. La tropopausa ese día estaba situada por encima de los 10.000 metros, donde ya se observa la como para el descenso de la temperatura con la altura de manera clara.

Las nubes que nos interesan están situadas a alturas entre los 8.000 y 10.000 metros y están cubriendo el cielo de todo el mar Balear. Son nubes finas de difícil detección en las bandas visibles, pero que sí que aparecen en las bandas del infrarrojo térmico, S9, i la banda de cirros, S4, como se puede apreciar en la figura 7-35.

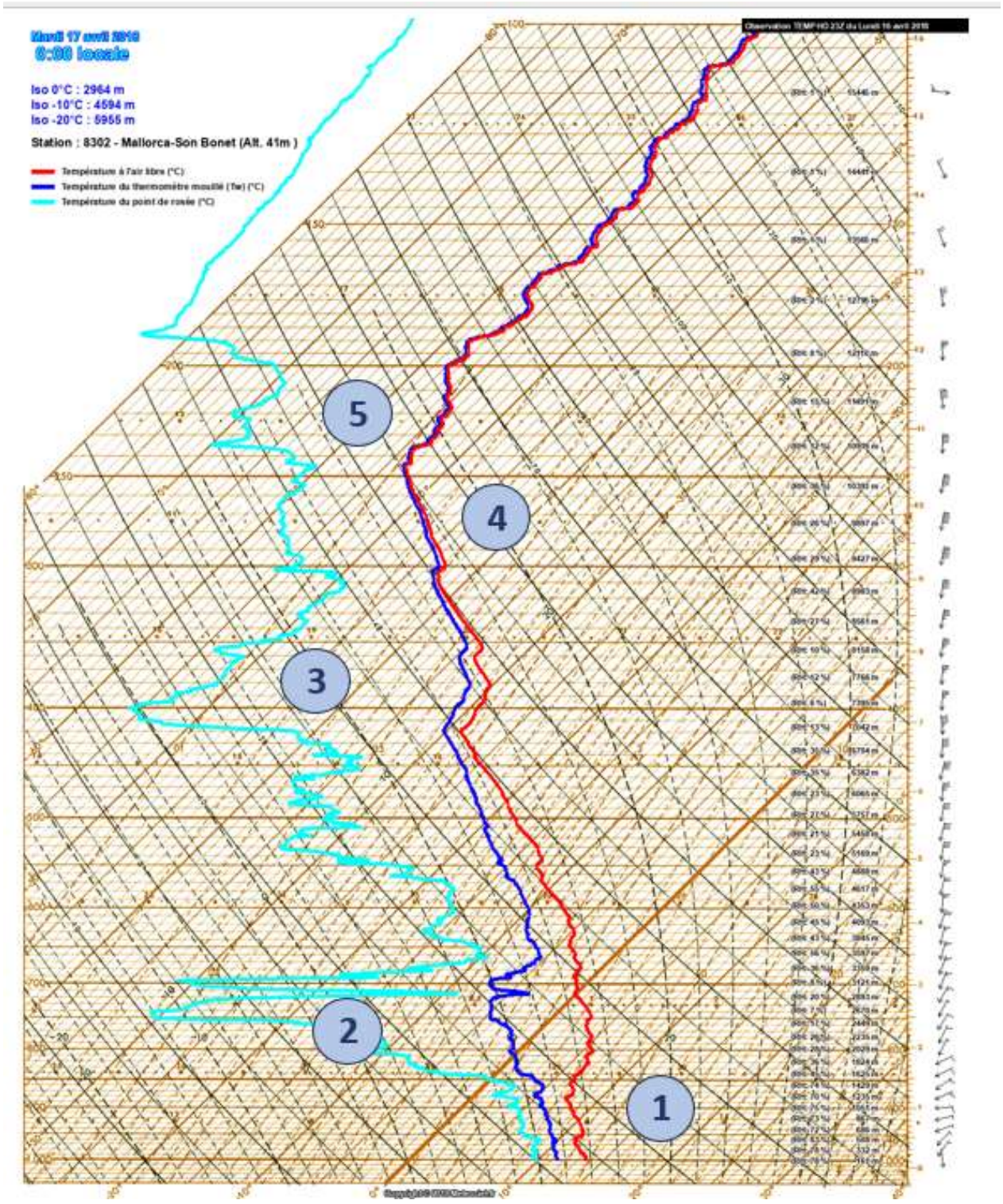


Figura 7-34: Sondeo meteorológico de Mallorca-Son Bonet, 17 de abril de 2018, 00:00 UTC (Aemet).

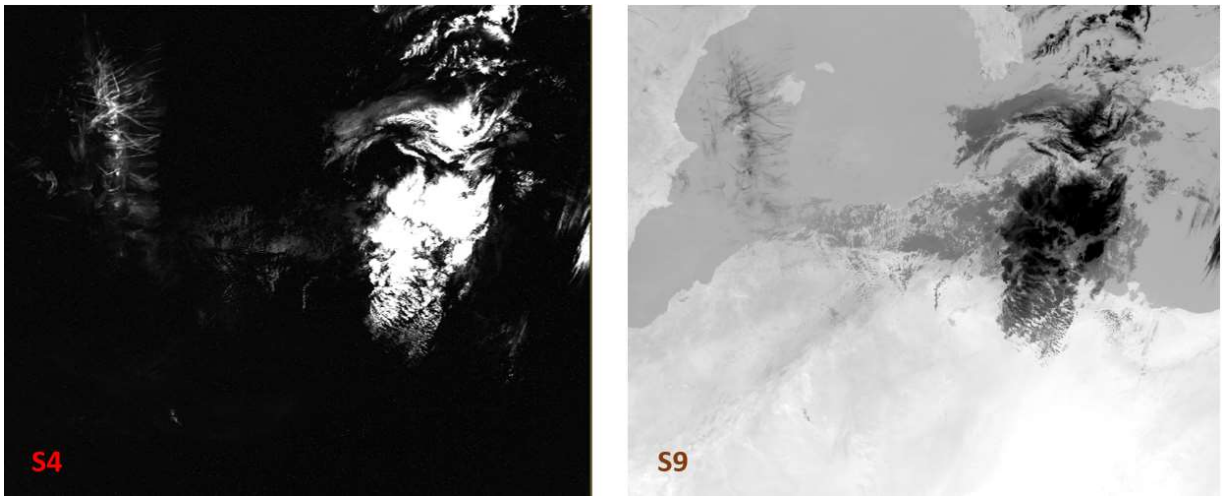


Figura 7-35: Radiancias en la banda S4 de cirros i banda S9 de 17 de abril de 2018.

Las condiciones de observación e iluminación solar de estas imágenes se pueden apreciar en las figuras que muestran la variación en la imagen de los ángulos cenitales de observación e iluminación, figuras 7-36 y 7-37.

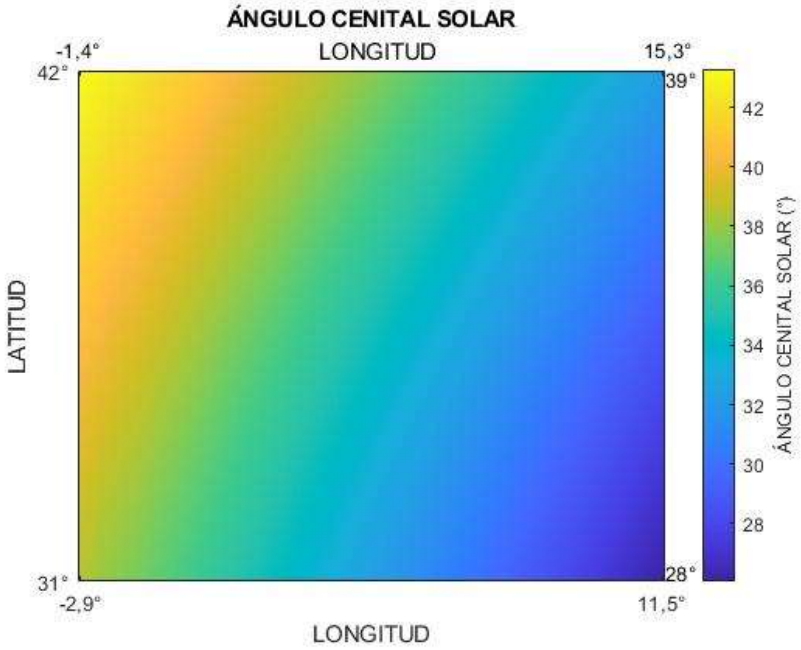


Figura 7-36: Ángulos solares cenitales para cada píxel de la imagen del 17 de abril de 2018.

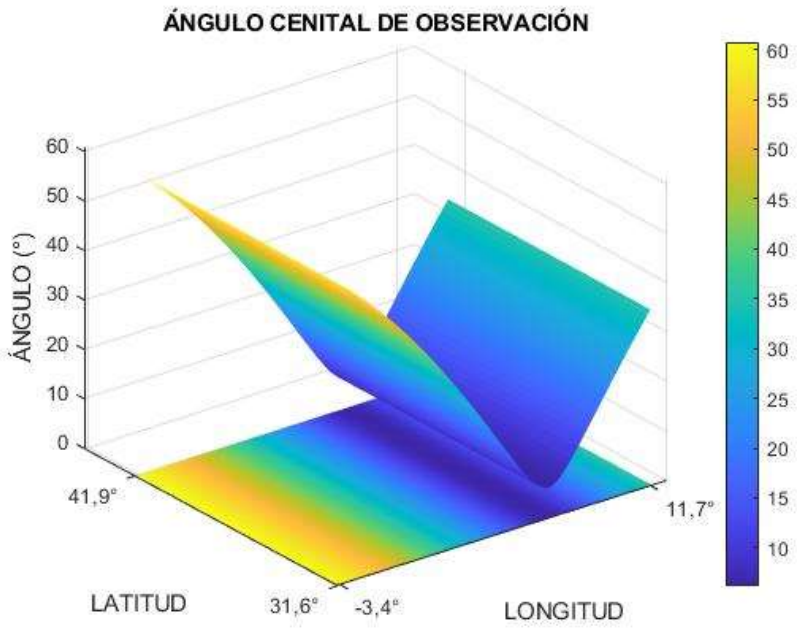


Figura 7-37: Ángulos cenitales de observación para cada píxel del 17 de abril de 2018.

Elegimos de nuevo una zona para aplicar la metodología. La zona elegida para la estimación de la pendiente es la zona 1 de la figura 7-38, de 300 km a 500 km de lado.

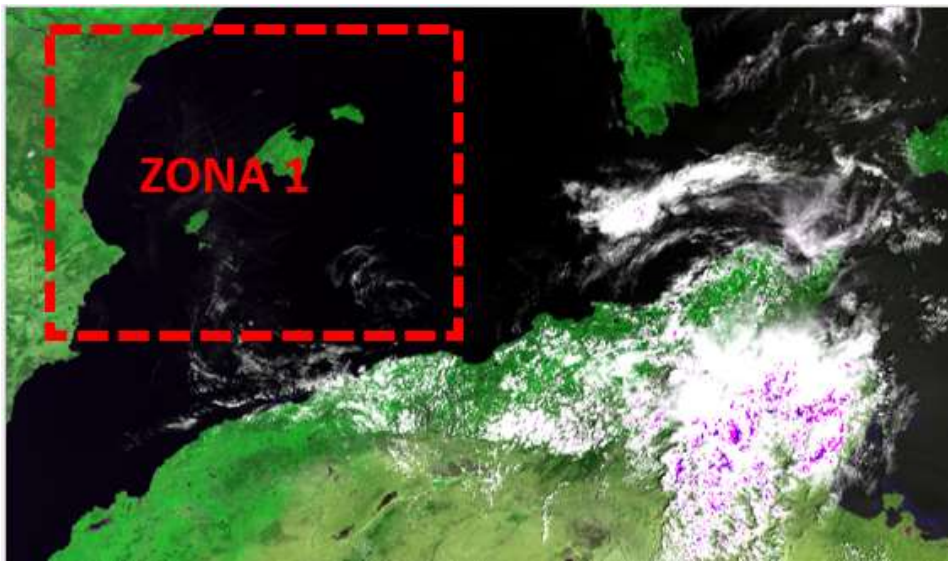


Figura 7-38: Zona de referencia para la comparación de bandas.
Imagen del 17 de abril de 2018 a las 9:50 UTC.

Las correlaciones obtenidas con las que se ha realizado la corrección de la reflectividad de los cirros aparecen a continuación, para las bandas S1, S2 y S3 respecto de la banda S4.

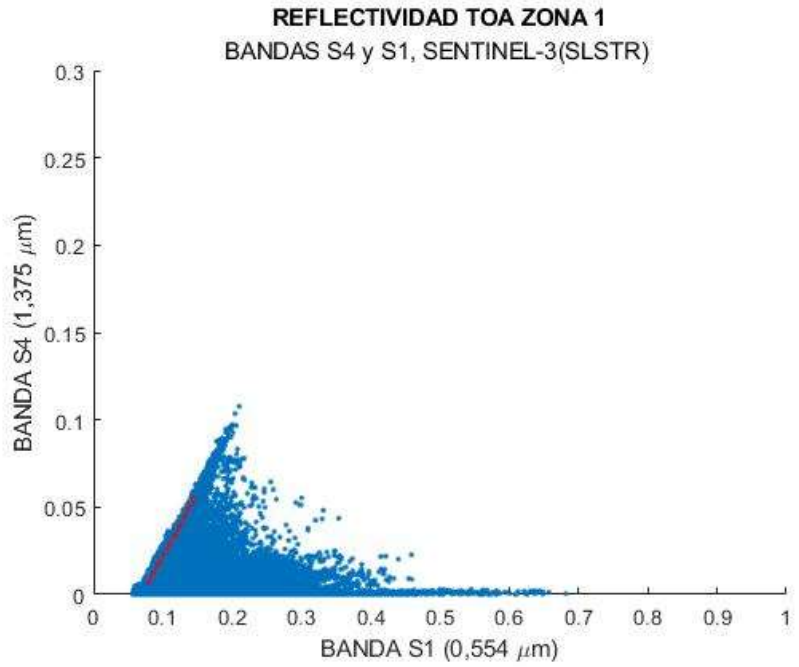


Figura 7-39: Relación obtenida entre las bandas S1 y S4 para el 17 de abril de 2018.

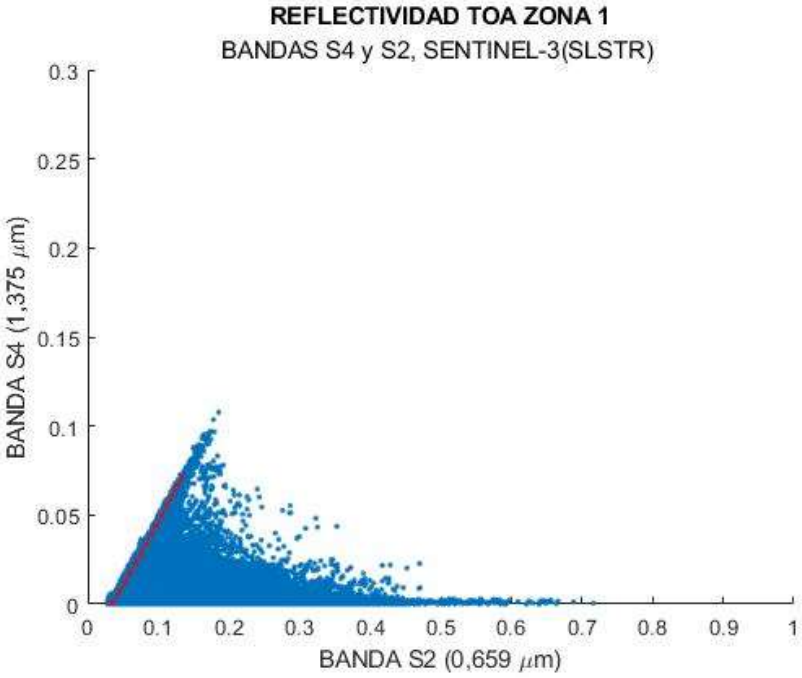


Figura 7-40: Relación obtenida entre las bandas S2 y S4 para el 17 de abril de 2018.

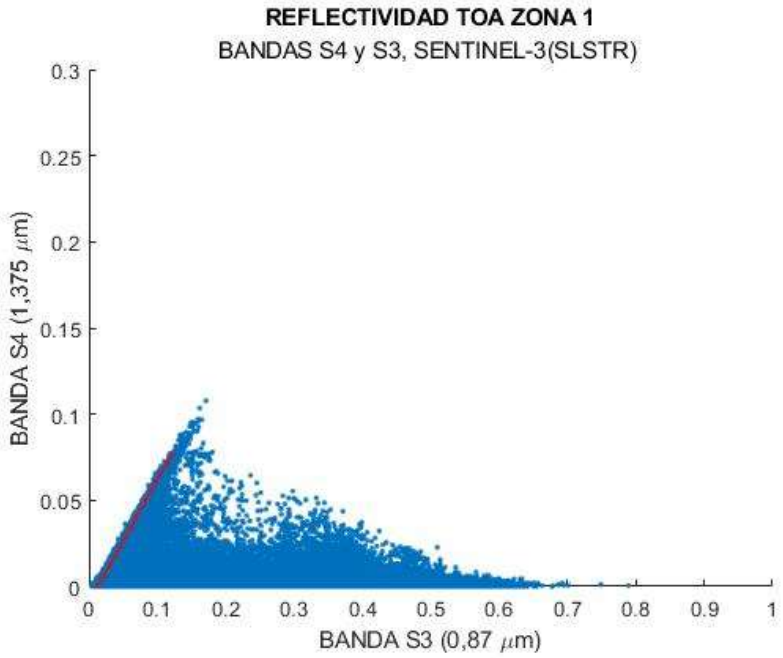


Figura 7-41: Relación obtenida entre las bandas S3 y S4 para el 17 de abril de 2018.

La variación relativa de las pendientes es inferior al 4%, reafirmando en este caso la hipótesis de aplicabilidad de una sola pendiente para toda la zona espectral VNIR.

Tabla 7-4: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4, 17 abril 2018.

BANDAS	PENDIENTE	r^2	número de capas
S1-S4	0,734	0,999	10
S2-S4	0,715	0,998	14
S3-S4	0,711	0,999	14

Una vez obtenida la relación entre la banda de cirros y las bandas de trabajo se aplica la metodología (Gao et al., 2020), obteniendo la imagen de cirros para cada banda espectral, y a partir de ella, la imagen corregida de cirros. Las imágenes resultantes mostradas en RGB muestran visualmente que la corrección de cirros ha funcionado muy bien para la zona oeste de las islas Baleares, donde los cirros eran más finos. La nubosidad de tipo medio y bajo no es eliminada de las imágenes, pero si corregida aquella contribución de los cirros que estuvieran situados por encima de las nubes bajas o medias (Figura 7-42).

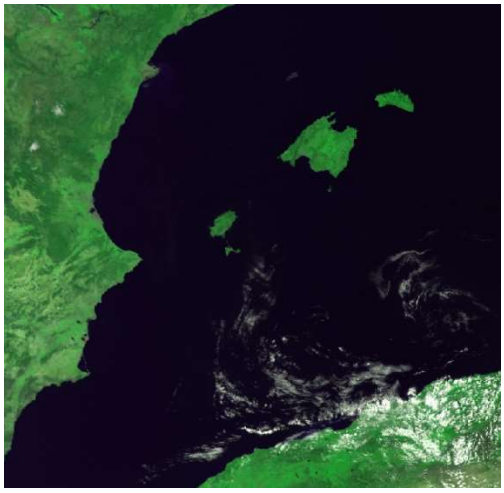
a) b) 

Figura 7-42: RGB (S2-S3-S1) para el 17 de abril, sin corregir a) y corregida de cirrus b).

Corrección efecto cirros en el mar.

Para valorar la corrección de los cirros sobre el mar, se han realizado dos transectos, T1 y T2, donde tenemos zona marítima y terrestre con cirrus. Para estos transectos comparamos la reflectividad medida en la banda S2 sin corregir y corregida del efecto de los cirros (Figura 7-43). También representamos un transecto marítimo en una zona sin nubes, T3.

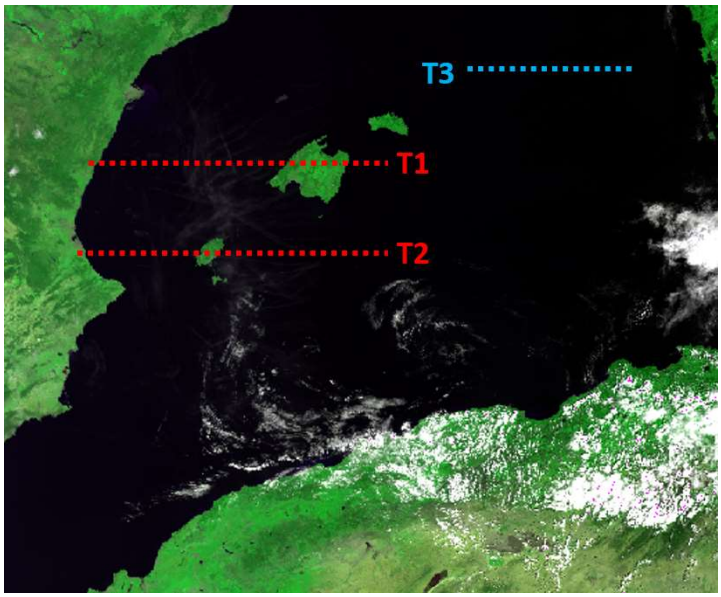


Figura 7-43: Transectos representados para el 17 de abril de 2018.

Visualmente se observan nubes finas y altas sobre la zona marítima próxima a las islas Baleares y sobre las mismas islas. En los dos transectos se puede observar cómo la variabilidad detectada en la banda S2 en la zona marítima debida a los cirros es corregida. Esta corrección también es aplicada sobre la zona de tierra de las islas, pero no funciona de manera tan efectiva (Figuras 7-44 y 7-45).

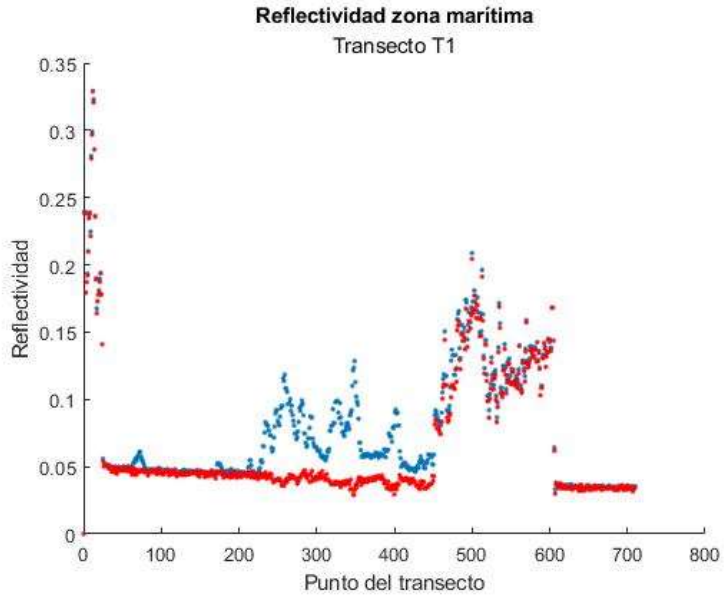


Figura 7-44: Corrección de cirros en la reflectividad en el transecto 1, 17 de abril de 2018.

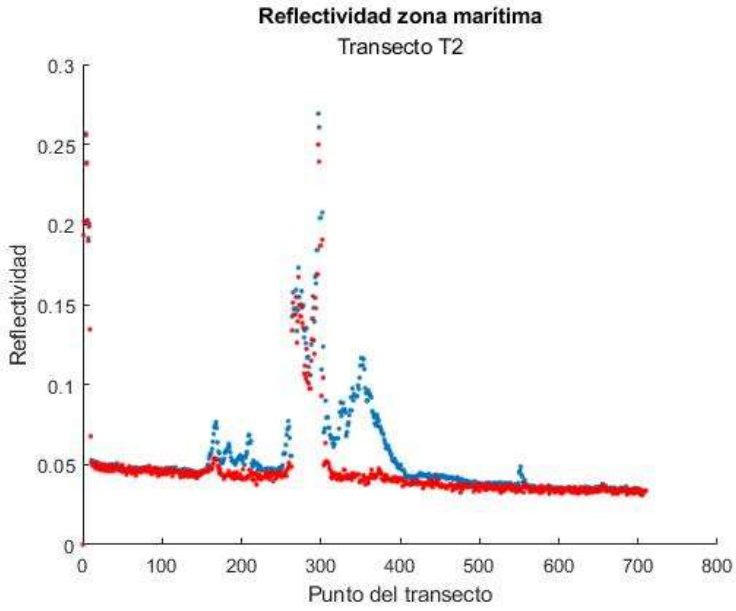


Figura 7-45: Corrección de cirros en la reflectividad en el transecto 2, 17 de abril de 2018.

Corrección efecto cirros en el NDVI.

Uno de los resultados que ya se había reportado en la aplicación de esta metodología en otros satélites, era la corrección del efecto de las nubes altas en los índices de vegetación, como por ejemplo el índice NDVI (Gao & Li, 2000). Hemos realizado por primera vez esta aplicación a datos proporcionados de Sentinel-3 del sensor SLSTR analizando que está corrección es

efectiva también para este índice en este caso. Las zonas geográficas elegidas a parecen en la figura 7-46.

Sería recomendable realizar este proceso para diferentes tipos de superficie, con diferentes índices de vegetación, y diferentes tipos de nubosidad de tipo alto, para poder evaluar de manera más detallada la corrección de la contribución de los cirros.

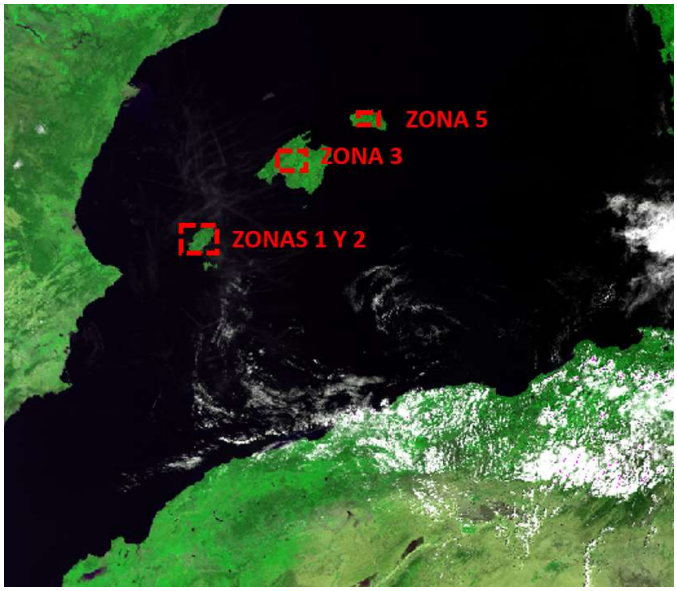


Figura 7-46: Zonas elegidas para valorar corrección en índice de vegetación. 17 de abril de 2018.

La presencia de nubes altas disminuye el índice de vegetación, recuperando valores más elevados aplicando la corrección con este algoritmo (Figura 7-47). Así mismo, en trabajos futuros se buscará valorar también la viabilidad de las posibles correcciones del efecto de los cirros en la obtención de parámetros biofísicos de las aguas superficiales.

Como ya hemos comentado, un análisis detallado de la corrección del efecto de los cirros dependiendo del ángulo de observación es el paso siguiente recomendado, para poder hacer uso de toda la potencialidad de este algoritmo en el caso de los píxeles con nubes de tipo alto, cirros.

Los cirros más densos afectaban Ibiza, que es donde se observa una mayor corrección. En el caso de Mallorca y Menorca los cirros eran más finos y delgados, y su corrección genera cambios más pequeños.

La aplicación del algoritmo por primera vez a estas imágenes del sensor SLSTR, de Sentinel-3 muestra que es efectivo y que es viable su aplicación, y la contribución espectral de este tipo de nubosidad más fina y tenue es corregida en las bandas de la zona VNIR mediante el uso de la banda de cirros, especialmente diseñada para su detección.

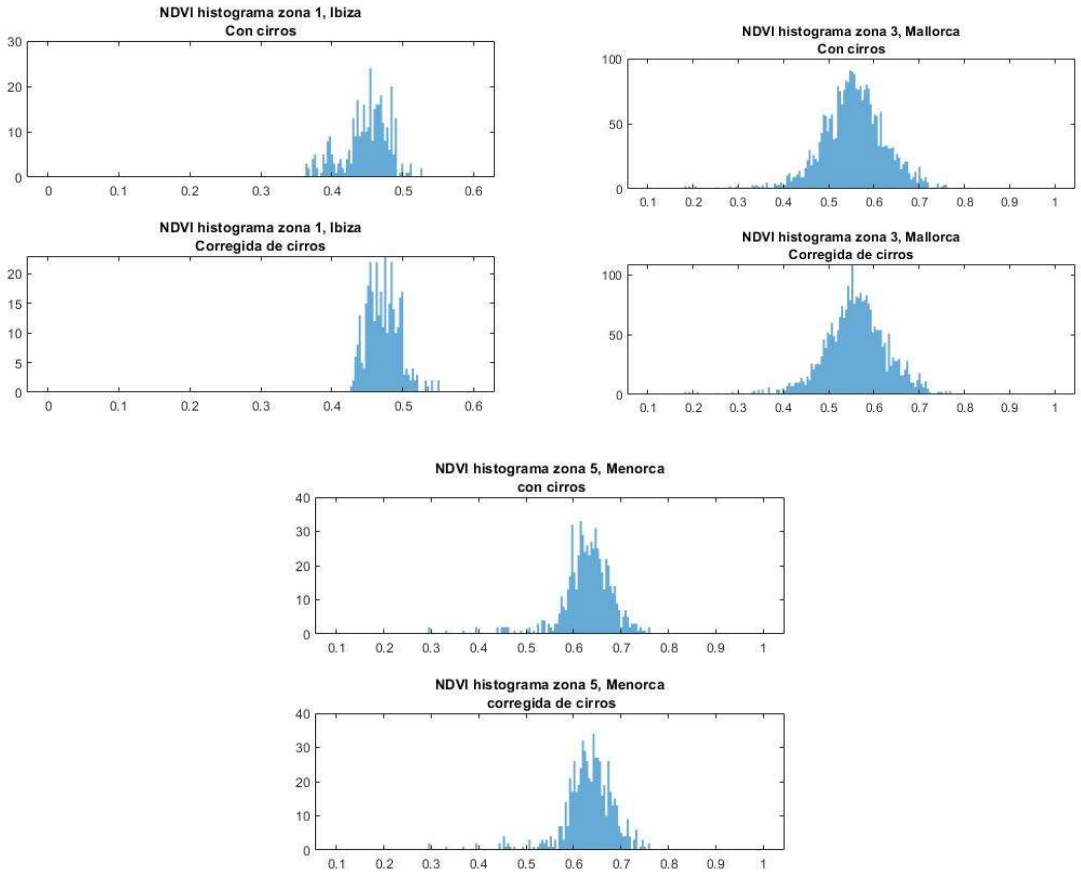


Figura 7-47: Índice de vegetación corregido y sin corregir en las tres zonas de trabajo de las islas Baleares.

Las máscaras de nubes que identifican la nubosidad de tipo cirros más finos eliminan píxeles que pueden ser utilizados con esta metodología, permitiendo obtener parámetros de la superficie, que se observan a través de los cirros. La corrección se muestra efectiva permitiendo realizar análisis más generales para este sensor, sobre diferentes superficies y diferentes contenidos de vapor de agua en la atmósfera.

Hay que analizar la variabilidad en las zona de tierra, aplicando el modelo corregido (Gao et al., 2020) donde la variabilidad terrestre y de la nubosidad modifica la nube de puntos en el gráfico de correlaciones entre bandas. La eliminación de la contribución de los cirros puede permitir analizar mejor la distribución de los núcleos de tormentas intensas.

Buscamos aplicar el algoritmo a días con una nubosidad más compleja y en diferentes capas, como se muestra en el día 21 de marzo del 2023.

7.3. Caso 3: aplicación a imágenes del 21 de marzo de 2023

La imagen del 21 de marzo de 2023 está obtenida entre las 10:10 UTC y las 10:13 UTC. Es una imagen con presencia de nubes altas de manera casi general, además de la presencia de nubes bajas marítimas en la zona marítima entre las islas Baleares y la Península Ibérica (Figura 7-48). Es una imagen con nubosidad multicapa, permitiendo la transparencia de las nubes altas la observación de las nubes más bajas.

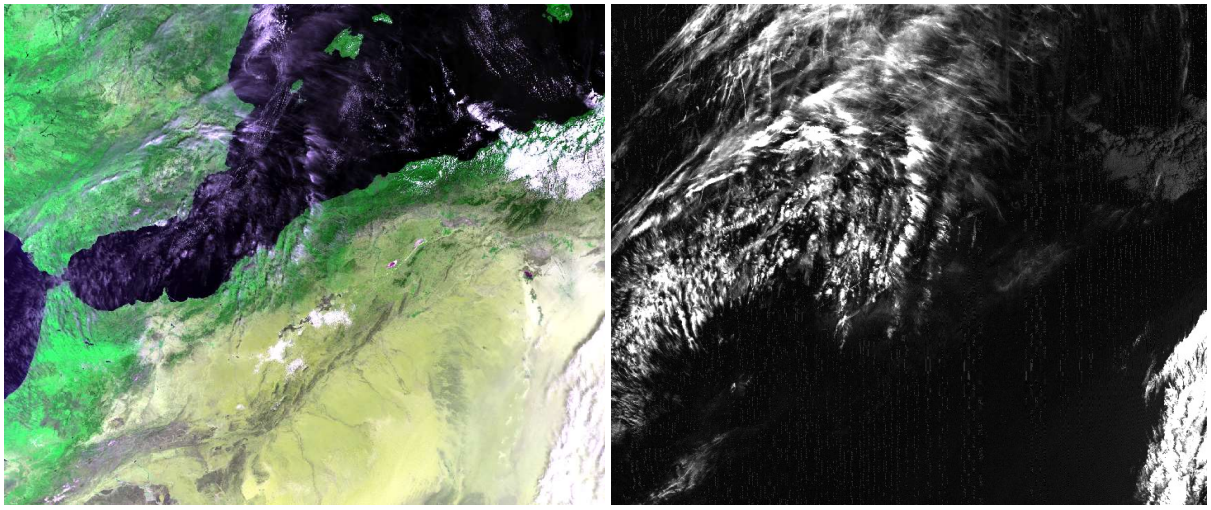


Figura 7-48: Imagen RGB (S2-S3-S1) y reflectividad banda S4 del sensor SLSTR, Sentinel-3B. Observación nadir del 21 de marzo de 2023, 10:10 UTM a 10:13 UTM.

En la imagen se puede observar las bandas de nubes altas que avanzan desde el sur y las nubes bajas más compactas de origen marítimo situadas delante del litoral de Castellón. La banda S4 nos pone de manifiesto la extensa cobertura de nubes altas en casi toda la Península. La imagen de la banda de cirros permite identificar las nubes altas originadas por los aviones a gran altura, contrails.

Los ángulos cenitales de observación son similares a las imágenes anteriores. Los ángulos cenitales solares corresponden a la iluminación de cada píxel para la hora correspondiente de adquisición del 21 de marzo de 2023 (Figura 7-49).

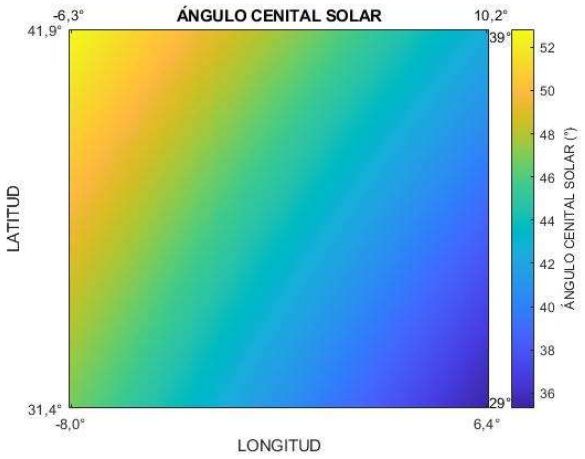


Figura 7-49: Ángulos cenitales solares a lo largo de la imagen.

El sondeo meteorológico de ese mediodía realizado en Mallorca, Son Bonet muestra varias capas bien diferenciadas (Figura 7-50). Recordamos que en el gráfico del sondeo la línea roja muestra la temperatura medida por el termómetro, la línea azul es la temperatura del termómetro húmedo y la de color cian es la temperatura de rocío.

La primera capa observada, zona 1, desde la zona de lanzamiento a 41 metros hasta los 1.400 metros aproximadamente, tenemos un estrato estable, cargado de humedad, con viento flojo y con pequeña inversión térmica en la parte superior del estrato.

Posteriormente tenemos dos capas más secas, zona 2 y zona 3, a alturas entre 1.400 y 3.000 metros la zona 2, y entre 5.700 y 8.200 metros la zona 3. En el techo de la troposfera tenemos de nuevo una capa más húmeda, zona 4, entre los 8.600 metros y los 11.500 metros, capa donde residen las nubes altas, que son nuestro interés.

El viento en esta capa superior es persistente entre 80 y 90 km/h. La tropopausa, zona 5, aparece este día situada a partir de los 11.500 metros.

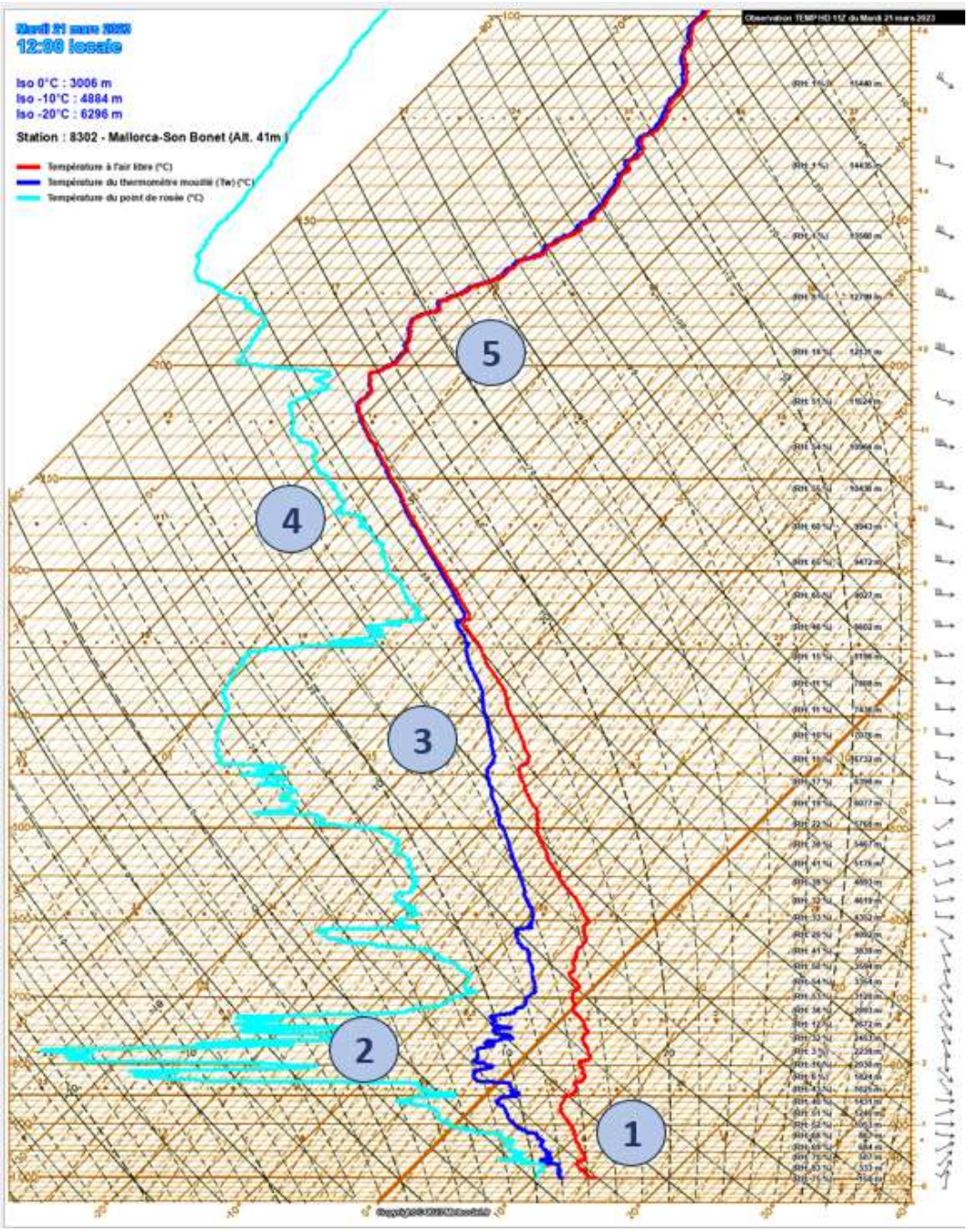


Figura 7-50: Sondeo meteorológico de Mallorca-Son Bonet, 21 de marzo de 2023, 12:00 UTC. Fuente: Aemet.

La situación sinóptica venía determinada por el paso de un frente frío poco activo por el norte de la Península. La presión en superficie era relativamente alta y las condiciones generales eran de estabilidad (Figura 7-51). Este tipo de situaciones, con frente frío no muy activo situado en la zona del noroeste de la Península Ibérica es favorable a la formación de nubes altas en la zona mediterránea.

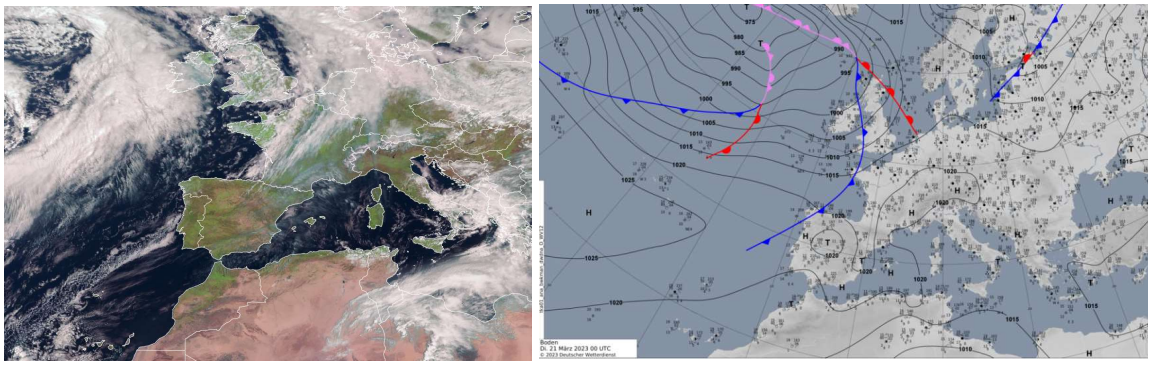


Figura 7-51: Imagen del satélite Meteosat, RGB, el 21 de marzo de 2023 a 10:15 UTC y mapa de superficie el día 21 de marzo de 2023 a 0:00 UTC (Aemet).

Las observaciones de la cobertura nubosa en octas registradas por los aeropuertos el **21 de marzo de 2023** aparecen en la tambla 7-5.

En la primera fila de cada observación detallamos las nubes bajas y su cobertura nubosa en octas. En la segunda fila de cada observación se detallada las nubes medias y altas, y la cobertura nubosa total en octas.

Tabla 7-5: Observaciones visuales en superficie el 21 de marzo de 2023

OBSERVATORIO	7:00 UTC	13:00 UTC	18:00 UTC
VALENCIA	0/8 AS CI CS 7/8	0/8 CI CS 7/8	0/8 CI CS 2/8
PALMA	CU SC 1/8 CI 6/8	CU 2/8 CI CS 7/8	CU SC 3/8 AS CI CS 7/8
ALICANTE-ELCHE	ST 1/8 CS 4/8	CU 1/8 CI CS 7/8	0/8 CI CS 7/8
IBIZA	SC CU 2/8 CI 4/8	CU SC 3/8 CI CS 6/8	CS SC 3/8 AC CI CS 6/8
BARCELONA	CU 1/8 CI 2/8	CU 1/8 CI CS 5/8	CU 1/8 AC CI 6/8

En las observaciones de nubosidad realizadas desde la superficie aparecen reflejadas principalmente dos capas de nubes, nubes bajas en forma de cúmulos con algunos estratos y nubes altas. Todos los observatorios reportan nubes altas en las tres observaciones climatológicas.

Las imágenes obtenidas desde la superficie muestran también la presencia de dos capas de nubes. La capa de nubes bajas más abundantes por la mañana en la zonas litorales y marítimas, y las nubes altas más frecuentes a lo largo de todo el día (Figura 7-52).

Figura 7-52: Captura de la webcam de Avamet de Vilafamés. 21 de marzo de 2023, 8:34 h.

Las condiciones meteorológicas a lo largo de todo el día fueron favorables para la formación de estelas de aviones por encima de 8.000 metros y también favorables para su persistencia (Figura 7-53). Esta red de webcams nos permite observar el desplazamiento y evolución de la nubosidad a lo largo de todo el día. El campo de visión para nubes altas y medias es más amplio y hace más útil esta red de cámaras.

Figura 7-53: Captura de la webcam de Avamet de Caudete de las Fentes. 21 de marzo de 2023, 16:36 h (izquierda) y 16:40 h (derecha).

Como ya hemos visto anteriormente, los ceilómetros situados en los aeropuertos no detectan la nubosidad alta situada por encima de 8.000 metros. En la figura 7-54 podemos observar las medidas registradas en los ceilómetros de los aeropuertos de Alicante-Elche y Mallora el 21 de marzo de 2023. En los dos casos no detectan la nubosidad alta presente. Detectan la capa de turbulencia más baja con algunas nubes bajas en Mallorca por la tarde, pero no detectan las nubes altas.

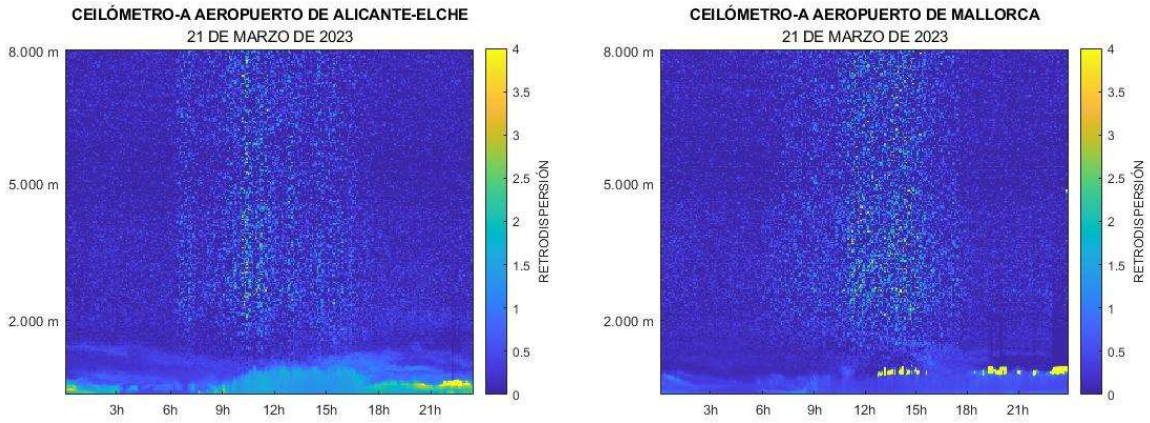


Figura 7-54: Detección de los ceilómetros de los aeropuertos de Mallorca y de Alicante-Elche el 21 de marzo de 2023.

El ceilómetro de la Universitat de València situado en Burjassot detecta las nubes altas observadas por el satélite (Figura 7-55), mientras que desde el aeropuerto de València no son detectadas. Las nubes altas situadas justo por encima de los 8.000 metros son detectadas por el ceilómetro de la Universidad de València, que posee un mayor rango de observación.

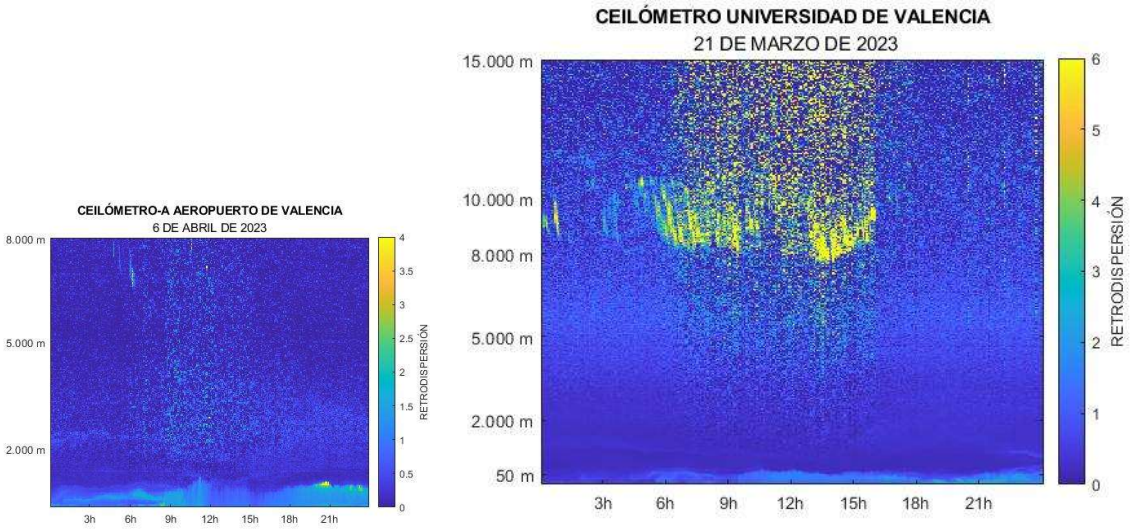


Figura 7-55: Detección de los ceilómetros del aeropuerto de Valencia-A y de la Universidad de Valencia (Burjassot). 21 de marzo de 2023.

La nubosidad alta es la que domina en la zona este de la Península y el mar Balear en las imágenes de satélite del 21 de marzo de 2023.

La zona elegida para realizar los cálculos de las relaciones entre las reflectividades de las bandas espectrales con la banda de cirros es la zona 1 (Figura 7-56).

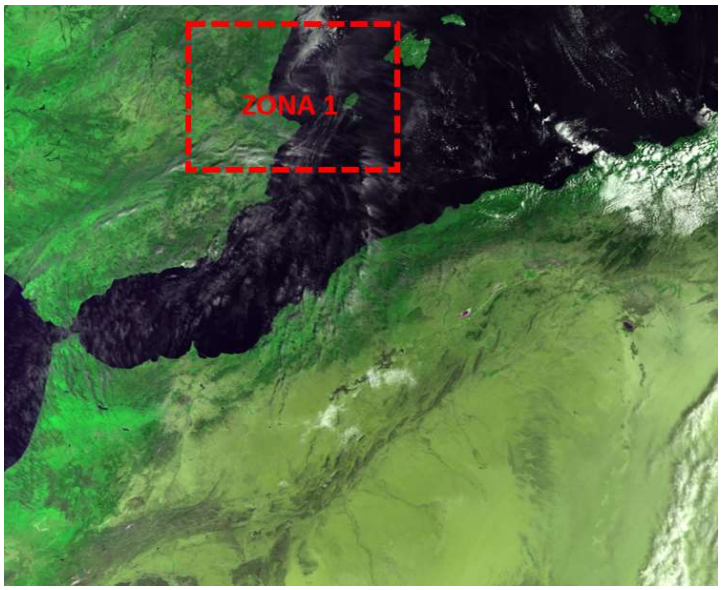


Figura 7-56: Zona elegida de referencia con lados del orden de 300 km.

Para esta zona realizamos la comparación de las reflectividades de las bandas S1, S2, S3 con la banda de cirros, S4. Las relaciones entre bandas son obtenidas considerando los puntos de la zona del diagrama con los valores reflectividad en la banda de cirros inferiores a 0,2. Los resultados de los ajustes aparecen en las figuras 7-57, 7-58 y 7-59.

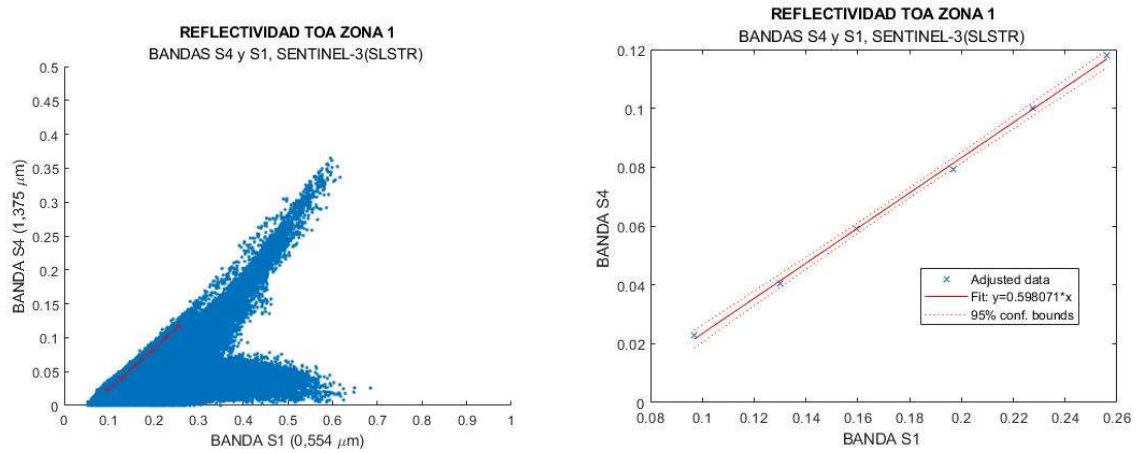


Figura 7-57: Relación obtenida entre las bandas S1 y S4 para el 21 de marzo de 2023.

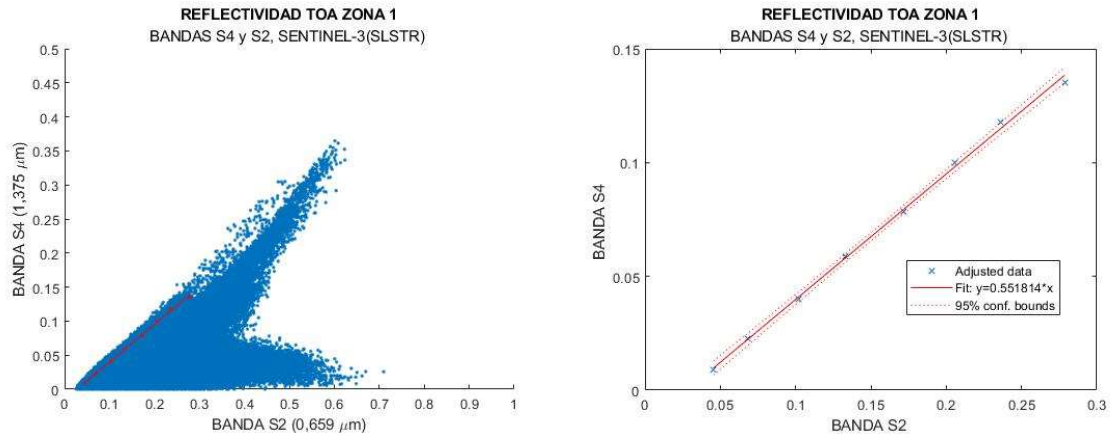


Figura 7-58: Relación obtenida entre las bandas S2 y S4 para el 21 de marzo de 2023.

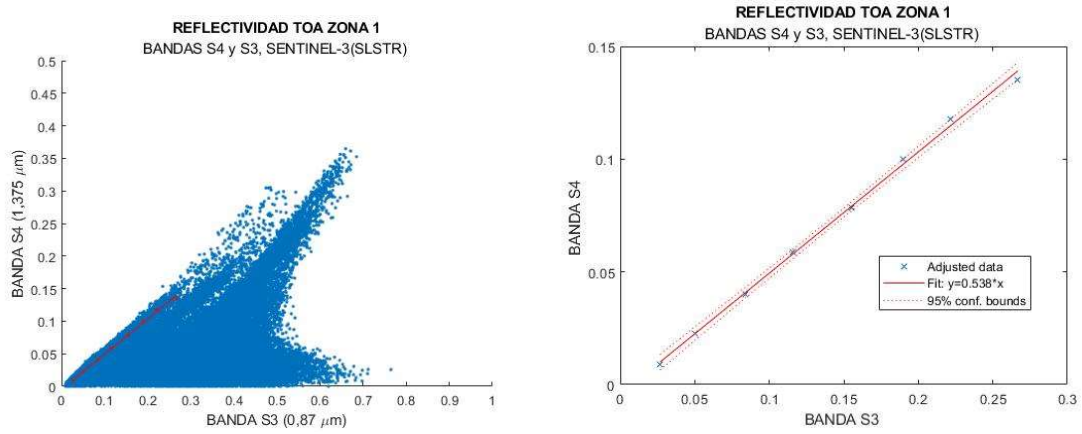


Figura 7-59: Relación obtenida entre las bandas S3 y S4 para el 21 de marzo de 2023.

Los resultados de las pendientes obtenidas para cada banda se muestran en la tabla 7-6, junto con el número de capas utilizadas.

Tabla 7-6: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4, 21 de marzo de 2023.

BANDAS	PENDIENTE	r^2	número de capas
S1-S4	0,590	0,999	6
S2-S4	0,551	0,998	8
S3-S4	0,538	0,998	8

El resultado obtenido muestra la eliminación de los cirros más transparentes. La nueva imagen generada está corregida de la contribución de los cirros, siendo una imagen virtual, en la no hay ninguna corrección atmosférica (Figura 7-60).

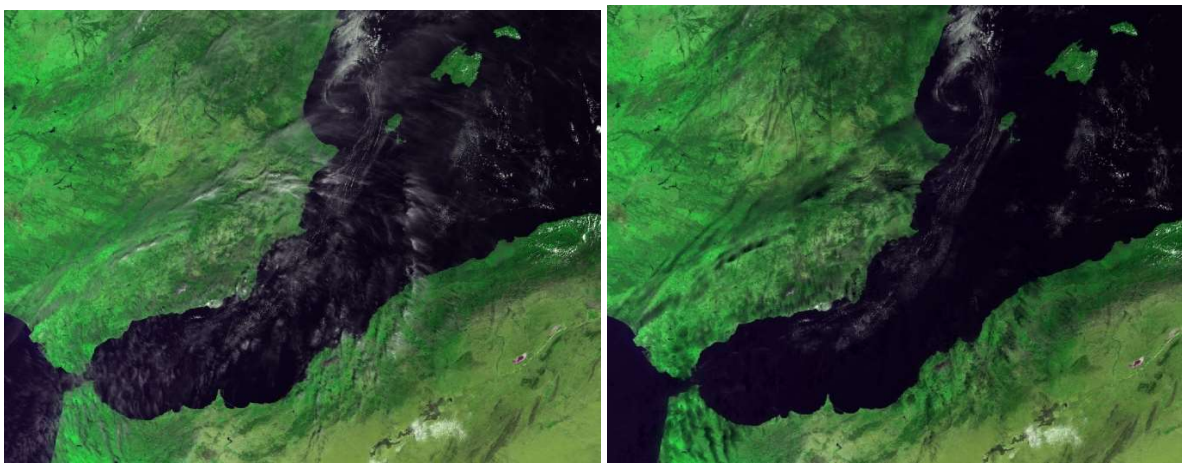


Figura 7-60: RGB (S2-S3-S1) para el 21 de marzo de 2023, sin corregir a) y corregida de cirrus b).

La imagen elegida en este caso es una imagen casi totalmente afectada por la presencia de nubes altas. En el caso que la nube alta es densa, donde no tenemos información de la superficie, esta corrección de cirros no es efectiva, generando una zona de sombra en la imagen.

Corrección efecto cirros

Para analizar con más detalle la corrección realizada hemos estudiado 4 transectos en la imagen del 21 de marzo de 2023 con los cirros y con la corrección de cirros. Los transectos seleccionados aparecen en la figura 7-61.

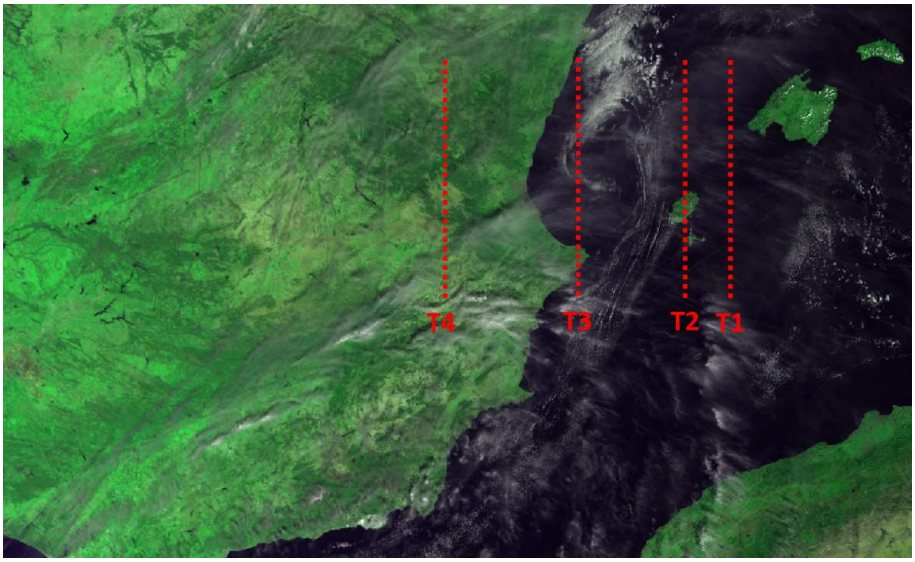


Figura 7-61: Transectos realizados para analizar el efecto de la corrección de cirros.

Los transectos son de norte a sur. El primer transecto está situado sobre zona marítima en su totalidad, con la presencia de nubes altas finas y con cierta transparencia (Figura 7-62).

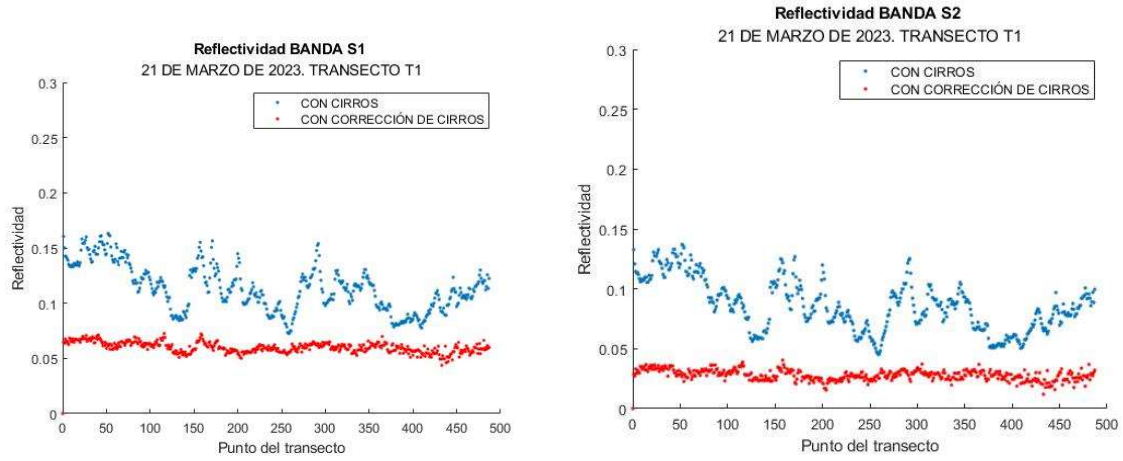


Figura 7-62: Resultado de la corrección en el transecto 1 para las bandas S1 y S2.

La corrección de la contribución de los cirros en las dos bandas es efectiva, corrigiendo el efecto de las nubes generadas por el tráfico aéreo.

El transecto 2 y 3 incluyen zonas marítimas y terrestres, así como la presencia de nubes bajas en la capa inferior de la troposfera (Figura 7-63).

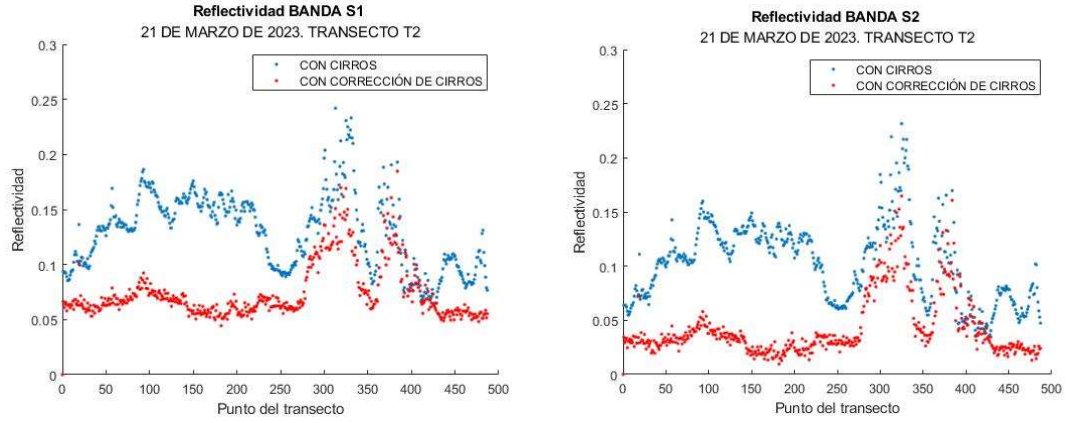


Figura 7-63: Resultado de la corrección en el transecto 2 para las bandas S1 y S2.

La zona no marítima corresponde a la isla de Ibiza, entre los puntos 280 y 322 del transecto. La transparencia de las nubes altas presentes hace posible que sea efectiva la corrección del efecto de los cirros en las bandas S1 y S2.

En el transecto 3 la zona terrestre está situada entre los puntos 378 y 424 del transecto. La presencia de las nubes bajas sobre el mar se observa porque después de la corrección

continuamos teniendo la reflectividad elevada del techo de las nubes bajas, que se observan en el golfo de Valencia (Figura 7-64).

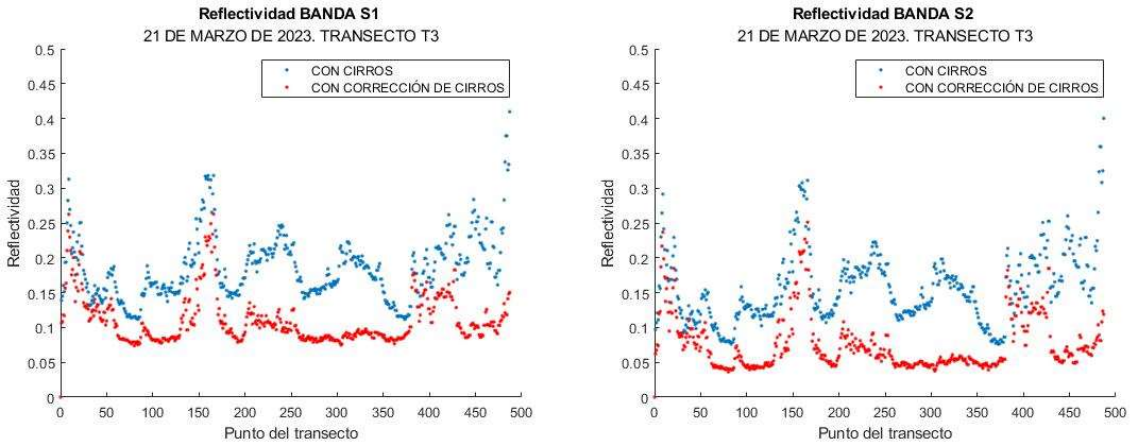


Figura 7-64: Resultado de la corrección en el transecto 3 para las bandas S1 y S2.

El transecto 4 está libre de superficie marítima. Prácticamente todo el transecto está afectado por nubes altas. La corrección del efecto de los cirros no es constante a lo largo del transecto dependiendo de la mayor o menor transparencia de la nube alta (Figura 7-65).

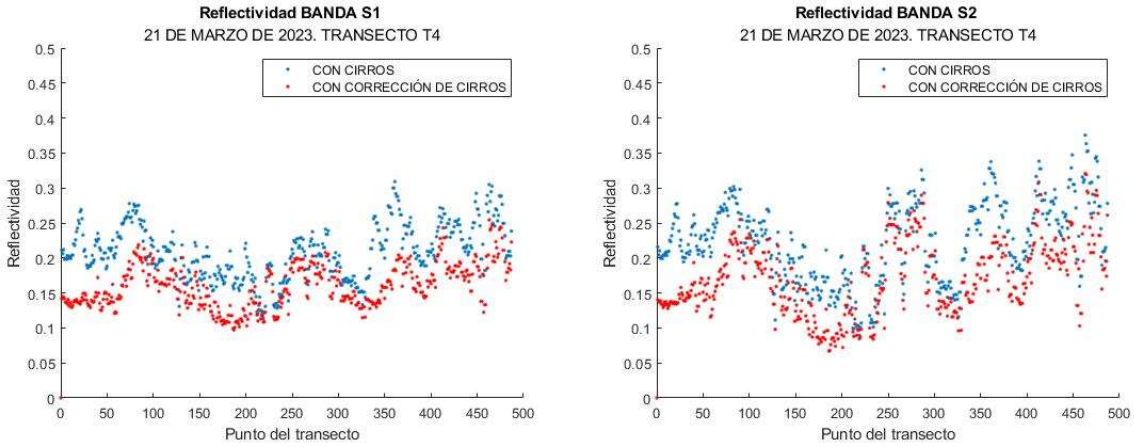


Figura 7-65: Resultado de la corrección en el transecto 4 para las bandas S1 y S2.

La corrección realizada depende de la reflectividad de los cirros en la banda S4. Esta corrección es más evidente sobre la superficie del mar que sobre la tierra. Para poder visualizar la corrección realizada con el valor de reflectividad medida en la banda S4, podemos representar para dos transectos los valores de las reflectividades en la banda S1 corregidas de cirros y si corregirlas, junto al valor medido de reflectividad en la banda de cirros S4 (Figura 7-66).

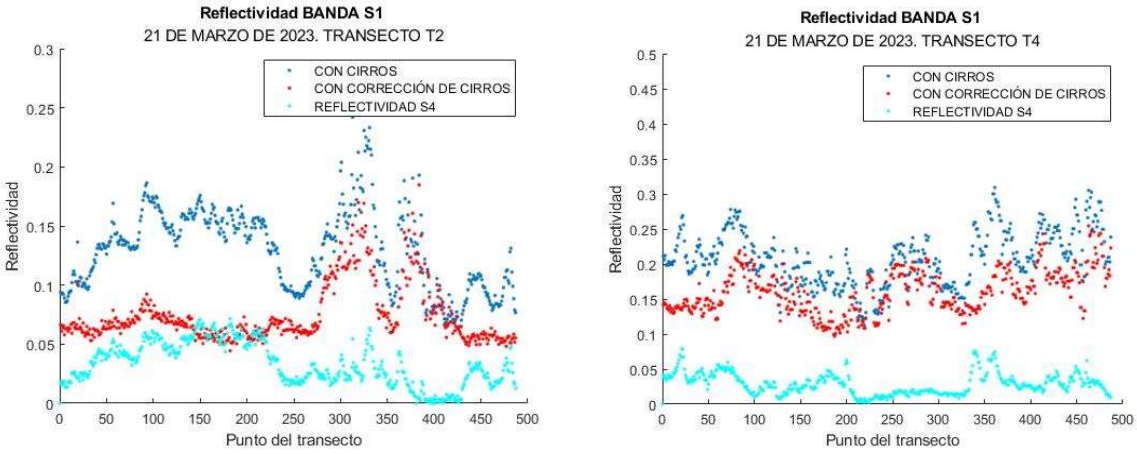


Figura 7-66: Resultado de la corrección en el transecto 2 y 4 para la banda S1, junto a la reflectividad de la banda S4 en ambos transectos.

Para cirros transparentes, la corrección se observa que es efectiva y aplicable, teniendo un resultado más evidente en el caso de superficies marítimas que terrestres.

El vapor de agua presente en las capas superiores de la tropopausa tiene un efecto en la radiación que incide y es reflejada por el techo de la nube alta, Esta contribución habría cuantificarla mediante simulaciones con modelos de transferencia de radiación atmosférica como el programa MODTRAN, para poder aplicar esta metodología a la zona espectral entre 1μm y 2,5 μm (Richter, et al., 2011).

7.4. Caso 4: aplicación a imágenes de 6 de abril de 2023

La imagen seleccionada del 6 de abril de 2023 tiene una banda de cirros fina y transparente que cubre casi todo el sur de la Península Ibérica. Al mismo tiempo podemos observar la zona marítima al norte de las Canarias cubierta por polvo en suspensión, que llega hasta el sur de la Península (Figura 7-67). La imagen está situada entre las latitudes 28,72° N y 41,9° N, y longitudes entre -14,27° y 4,09°.

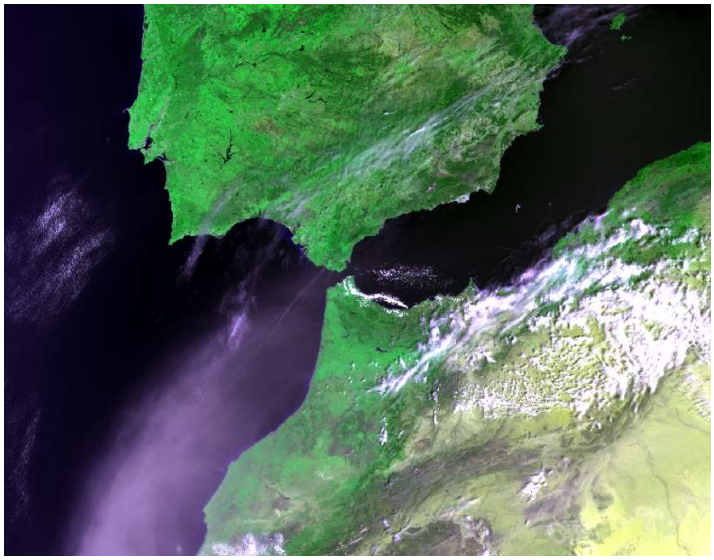


Figura 7-67: Imagen del 6 de abril de 2023, iniciada a las 10:34 UTC. Combinación RGB bandas 2-3-1 del sensor SLSTR, de Sentinel-3A.

Los ángulos cenitales de observación desde el satélite mantienen valores similares a los casos anteriores (Figura 7-68), mientras que los ángulos de iluminación solar a lo largo de la imagen corresponden al mes de abril para esta zona del norte de África (Figura 7-69).

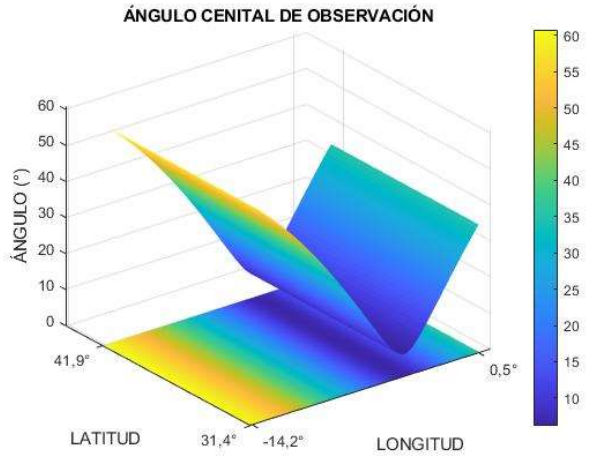


Figura 7-68: Ángulos cenitales de observación. Imagen 6 de abril de 2023.

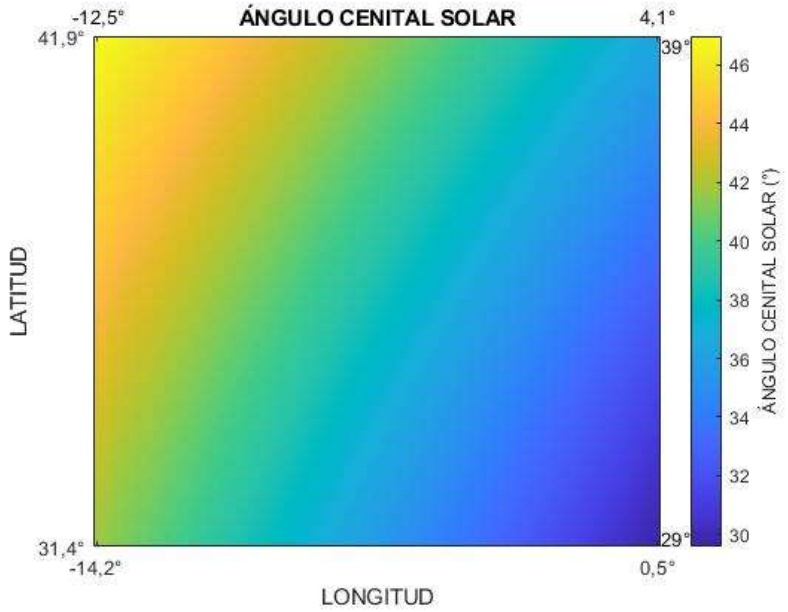


Figura 7-69: Ángulos cenitales de iluminación solar. Imagen 6 de abril de 2023

Esta imagen contiene nubes altas finas, por ello es buena imagen para la aplicación del algoritmo de corrección de la contribución de los cirros en las bandas visibles. De la misma manera, estas imágenes nos permiten comprobar como en un lugar donde no hay nubes altas, la banda de cirros también puede detectar radiancia. En este caso la presencia de polvo en suspensión provoca que la señal detectada por el sensor en la banda S4 no sea nula, aunque es muy débil (Figura 7-70).

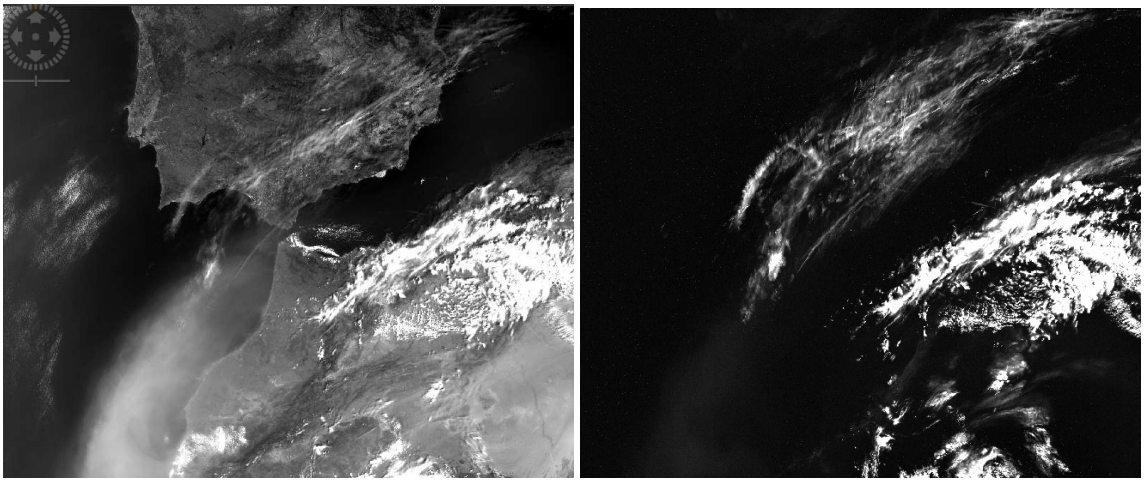


Figura 7-70: Imagen de las bandas S1 (izquierda) y S4 (derecha), del sensor SLSTR, de Sentinel-3. 6 de abril de 2023, de 10:34 UTC a 10:37 UTC.

En la detección automática de nubes se observa un exceso de identificación de nubes en la zona del mar de Alborán, donde realmente no hay nubosidad (Figura 7-71).

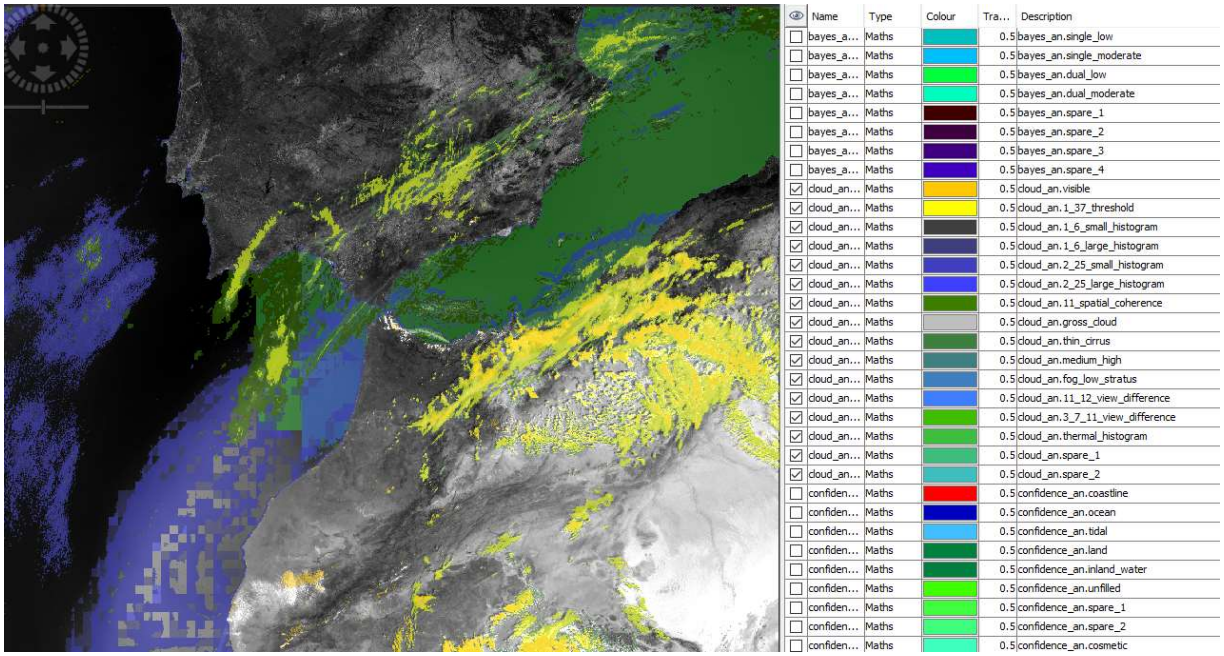


Figura 7-71: Resultado de las diferentes máscaras de nubes automáticas dentro del programa SNAP de la ESA.

También se observa un defecto de detección de nubes altas finas en la zona sur de la Península, donde la banda S4 nos indica claramente la presencia de cirros finos, aunque la máscara de nubes no los identifica como tal en su totalidad (Figura 7-72).

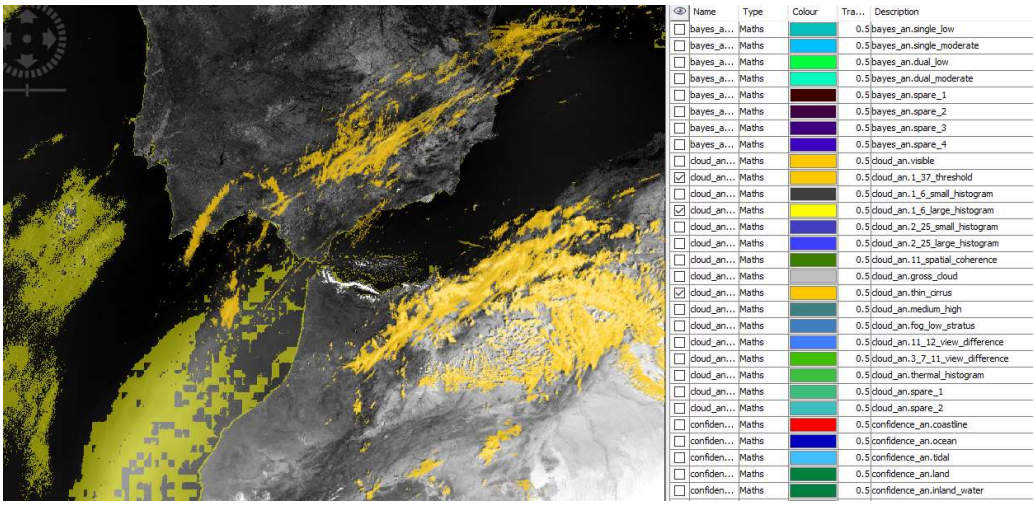


Figura 7-72: Resultado de las máscaras automáticas dedicadas a la detección de nubes altas.

En el caso de las máscaras creadas específicamente para detectar nubes altas, se observa como en este caso hay una detección de gran parte de estas nubes, quedando sin identificar aquellas nubes altas más finas. Toda Andalucía está cubierta por nubes altas muy finas que no son identificadas como nubes.

La situación sinóptica del 6 de abril de 2023 estaba dominada en la Península Ibérica por altas presiones en superficie, un frente frío debilitado circulando por el norte de la Península y un centro de bajas presiones no muy profundo en el norte de África (Figura 7-73).

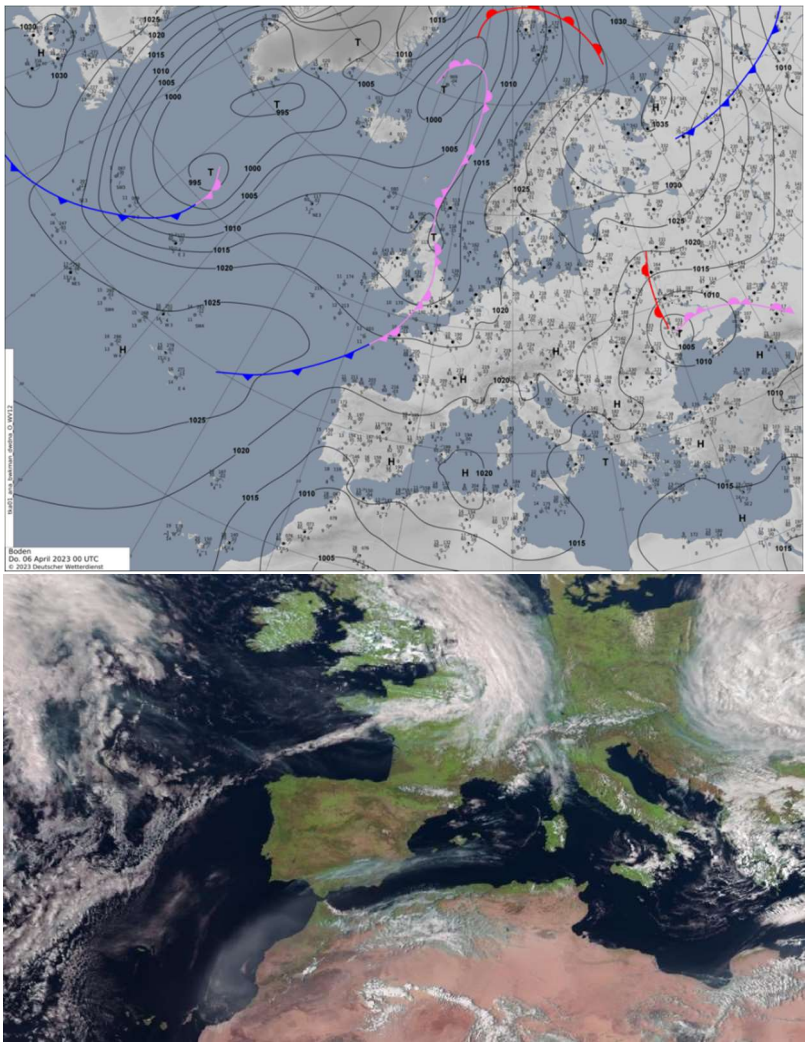


Figura 7-73: Situación sinóptica en superficie el 6 de abril de 2023, 0:00 UTC (arriba) y composición RGB Color Natural de Meteosat a las 14:30 UTC.

La banda de nubes altas que cubre el sur de la Península se encuentra sobre el límite norte de una intrusión de polvo desde el norte de África. Las nubes altas evolucionaron a lo largo del día hacia nubes más compactas y extensas, con lento desplazamiento hacia el sur.

Las observaciones realizadas desde la superficie, en los observatorios que hemos analizado en el trabajo, muestran un claro predominio de las nubes situadas en la capa más alta de la troposfera, aunque también se reportan algunas observaciones de nubes bajas y medias, predominan cirros i cirrostratos (Tabla 7-4).

Tabla 7-7: Observaciones visuales de nubosidad desde la superficie el 6 de abril de 2023.

OBSERVATORIO	7:00 UTC		13:00 UTC		18:00 UTC	
VALENCIA		0/8		0/8		0/8
	AS					
	CI	5/8	CS	4/8	CI	1/8
PALMA		0/8	CU SC	2/8	CU SC	1/8
	CI CS	2/8	CI CS	3/8	CI	3/8
ALICANTE-ELCHE		0/8		0/8		0/8
	CI	2/8	CI	7/8	CI CS	7/8
IBIZA		0/8		0/8		0/8
	CI CS	7/8	CI CS	6/8	CI CS	7/8
BARCELONA	CU SC	1/8	CU	1/8	CU	1/8
	AC					
	CI CS	4/8	CI	4/8	CI	1/8

Las imágenes captadas el 6 de abril de 2023 por las webcams de Avamet en el momento de paso de satélite, entre las 10:34 UTC y las 10:37 UTC, muestran la nubosidad alta que predominaba ese día (*Figura 7-74*).

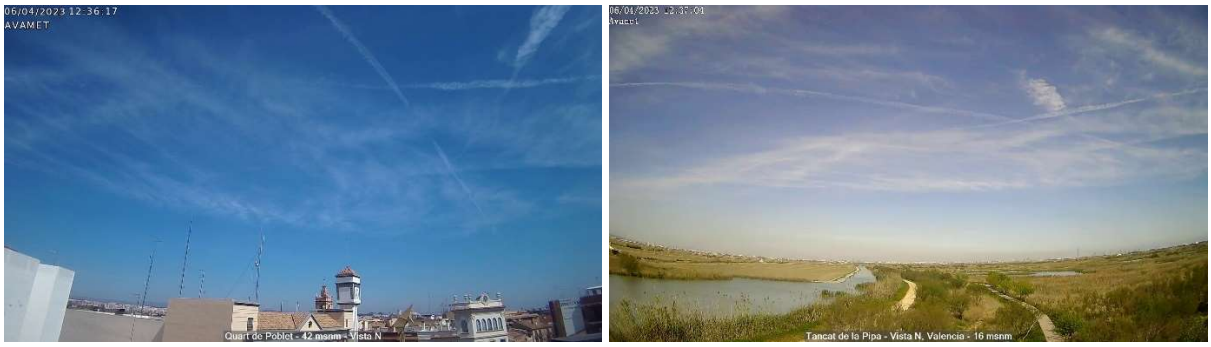


Figura 7-74: Imágenes de las webcams de Avamet, de Quart de Poblet y l'Albufera de Valencia. 6 de abril de 2023 a las 13:36 h.

La webcam de Quart de Poblet está situada a 42 metros sobre el nivel de mar, con latitud: 39° 28' 56" N, y longitud: 00° 26' 32,3" W. La webcam de l'Albufera está situada a 1 metro sobre el nivel de mar, con latitud: 39° 21' 32,6" N, y longitud: 00° 20' 49,2" W. Las dos cámaras mostraban las nubes altas presentes, generadas en su mayoría a partir de estelas de avión. Esta nubosidad estaba situada alrededor 8.000 y 10.000 metros sobre el nivel de mar.
El sondeo meteorológico realizado en Murcia al mediodía indica varias capas bien definidas y estratificadas (*Figura 7-75*).

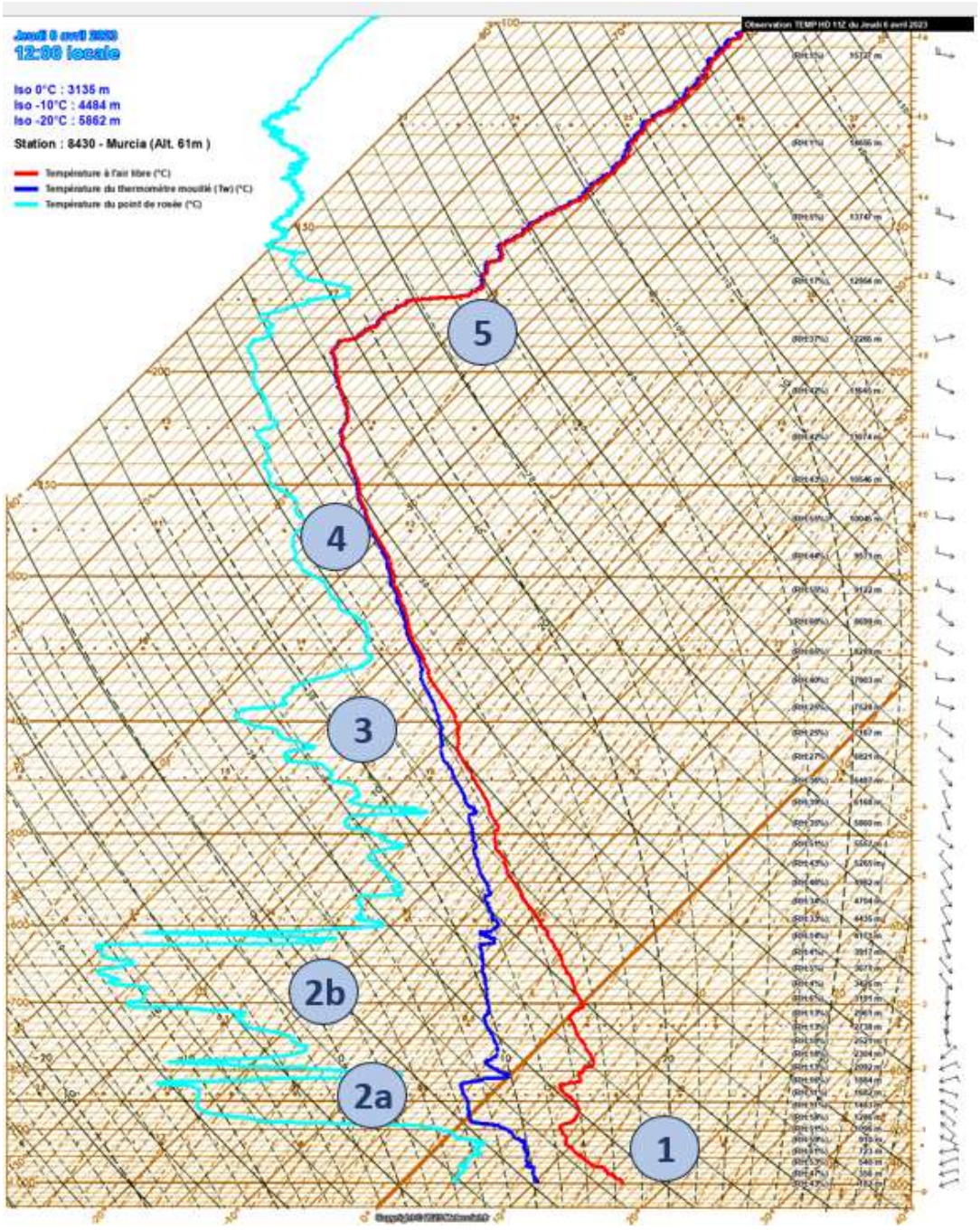


Figura 7-75. Sondeo meteorológico de Murcia 6 de abril de 2023 a las 12:00 UTC (Aemet, via @meteociel).

Aparece bien definida una primera capa con influencia marítima, zona 1, desde la superficie hasta una pequeña inversión térmica situada a 1.000 metros de altitud.

Posteriormente tenemos dos capas secas separadas por una pequeña inversión. La capa seca más amplia, zona 2b, está situada entre 2.000 y 4.000 de altitud, y la capa inferior, zona 2a, está situada entre los 1.000 y 2.000 metros de altitud, con viento flojo del sureste y del este.

A continuación, tenemos la zona 3, entre los 4.000 y 8.000 metros de altitud con una humedad superior a la capa inferior. Esta capa parece desacoplada de la inferior, con viento flojo que

predomina del noroeste y del oeste. La tropopausa aparece bien definida en el sondeo a partir de los 12.000 metros de altitud.

La capa situada entre los 8.000 y 12.000 metros es la zona de formación de las nubes altas observadas en las imágenes. Las condiciones son de viento moderado del oeste, y son favorables para generación, mantenimiento y extensión de estelas generadas por los aviones.

El ceilómetro de la Universitat de València permite situar la altura de los cirros observados desde satélite, que han sido también fotografiados y observados desde la superficie. El ceilómetro del aeropuerto no tiene suficiente rango para poder observar los cirros, que el ceilómetro de la Universitat los sitúa alrededor de 9.000 a 10.000 metros de altitud entre las 8:00 h y las 15:00 h (*Figura 7-76*).

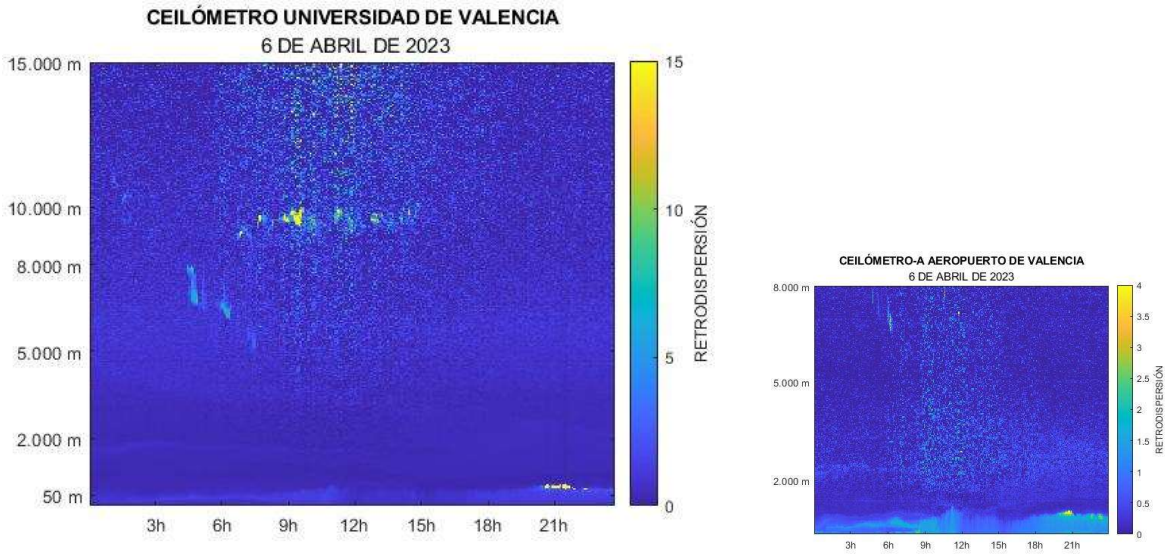


Figura 7-76: Datos de los ceilómetros de la Univesitat de València (izquierda) y del aeropuerto de Valencia (derecha) el 6 de abril de 2023.

Como curiosidad, la información facilitada por diferentes páginas web, como FlightRadar, permiten seguir con un cierto desfase el tráfico aéreo. De esta manera podemos obtener una estimación de la altura de la estela en el momento de la formación. En el ejemplo tenemos uno de los aviones que generó alguna de las estelas observadas, que sobrevoló Valencia entre las 12:29 i las 12:32 horas a una altitud de 9.000 metros aproximadamente. Esta es una referencia que puede ser utilizada para calibrar las diferentes estimaciones de altura de las nubes altas desde la superficie, como desde satélite (*Figura 7-77*).

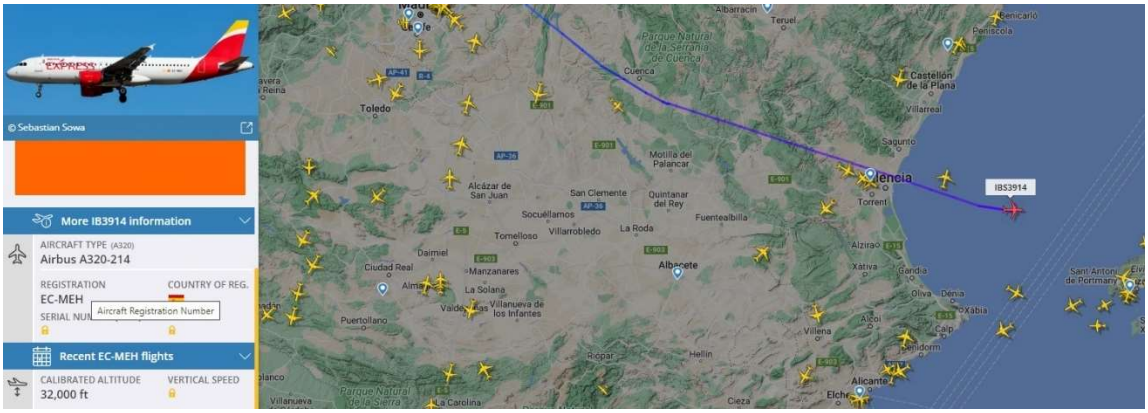


Figura 7-77: Información de altura de vuelo de los aviones generadores de estelas sobre Valencia el 6 de abril de 2023 (FlightRadar).

La banda de nubes altas que detecta el satélite estaba concentrada en la mitad sur de la Península. Las webcams de Avamet permiten detectar si hay presencia o no de nubes altas con gran detalle y extensión, gracias a sus orientaciones hacia el horizonte y su gran amplitud de campo de observación. Las capturas a las 12:36 h y 12:38 h de las cámaras de Castellfort y de Orxeta permiten comprobar la diferente cobertura nubosa que observaba el satélite, con el detalle que desde Castellfort había pequeñas nubes altas no detectadas desde el espacio (*Figura 7-78*).

La webcam de Castellfort está situada a 1.181 metros sobre el nivel de mar, con latitud: 40° 30,8’ 39” N, y longitud: 00° 11’ 26,9” W. La webcam de Orxeta está situada a 177 metros sobre el nivel de mar, con latitud: 38° 33’ 48,5” N, y longitud: 00° 15’ 40,4” W.

Figura 7-78: Capturas de las cámaras web de Avamet, de Castellfort (izquierda) y Orxeta (derecha), el 6 de abril de 2023 entre 12:35 h y 12:37 h.

Realizamos la selección de una zona de 400x400 km² donde tenemos cirros sobre mar y sobre tierra (Figura 7-79).

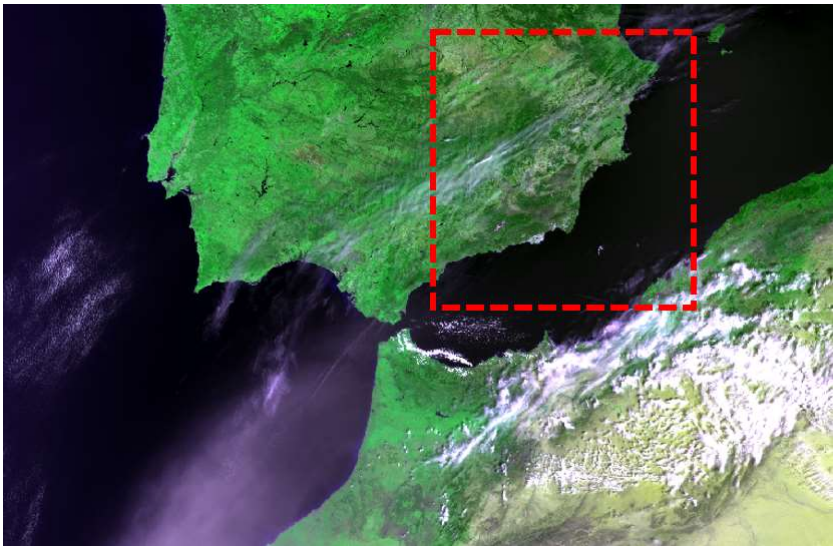


Figura 7-79: Zona de referencia para analizar la corrección del efecto de los cirros en las bandas S1, S2 y S3.

Hemos realizado las correlaciones entre bandas S1 y la banda de cirros S4 (Figura 7-80), entre la banda S2 y la banda S4 (Figura 7-81), y entre la banda S3 y S4 (Figura 7-82).

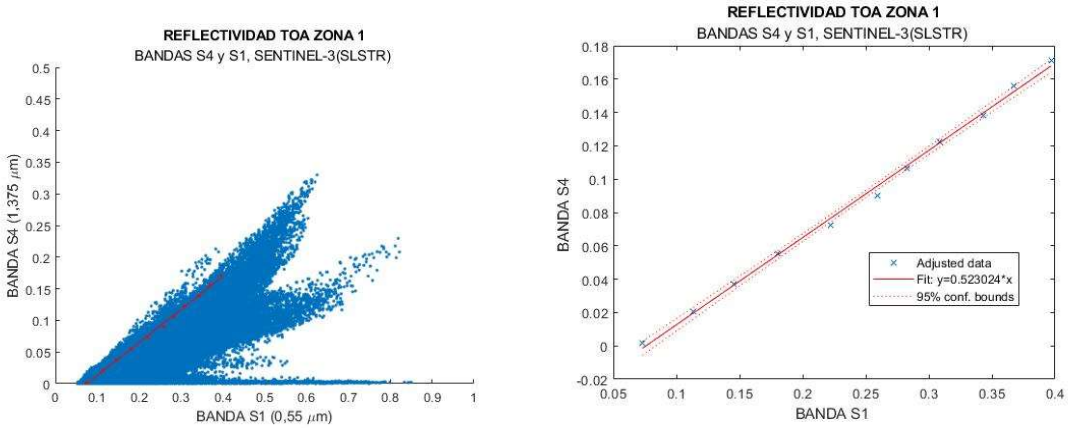


Figura 7-80: Relación obtenida, para la zona de referencia, entre las bandas S1 y S4 para 6 de abril de 2023.

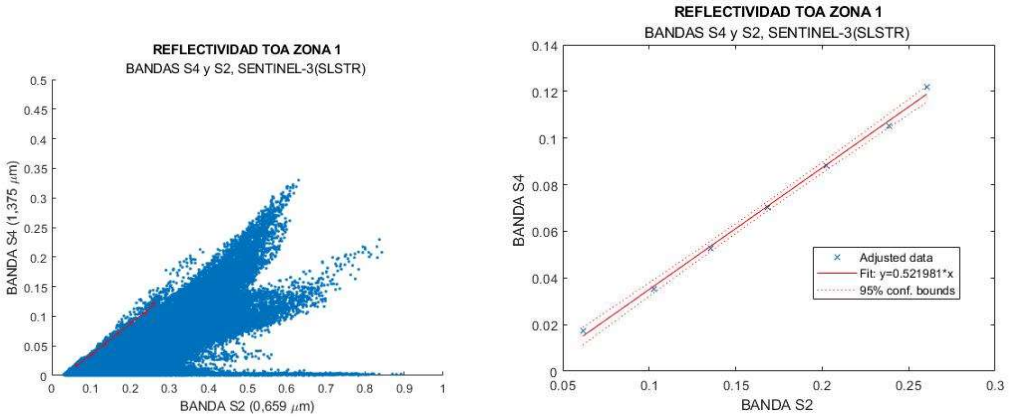


Figura 7-81: Relación obtenida, para la zona de referencia, entre las bandas S2 y S4 para 6 de abril de 2023.

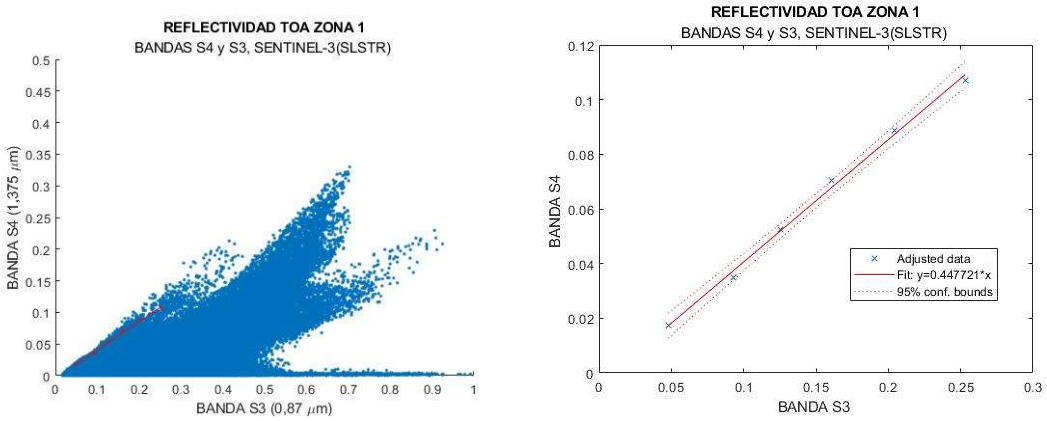


Figura 7-82: Relación obtenida, para la zona de referencia, entre las bandas S3 y S4 para 6 de abril de 2023.

En la tabla 7-8 mostramos los resultados de las correlaciones entre las bandas S1, S2 y S3, con la banda de cirros S4.

Tabla 7-8: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4, 6 de abril de 2023.

BANDAS	PENDIENTE	r^2	número de capas
S1-S4	0,523	0,997	11
S2-S4	0,522	0,997	7
S3-S4	0,447	0,996	6

El resultado de la corrección de cirros lo podemos observar en la comparación de RGB (S2-S3-S1) sin corrección y con la corrección (*Figura 7-83*).

Figura 7-83: Combinación RGB (S2-S3-S1) sin corrección y con corrección de cirros.

Para analizar la corrección de cirros en la banda S2, 0,659 μm, realizamos varios transectos en la imagen obteniendo los valores de reflectividad originales y corregidos de cirros (*Figura 7-84*).

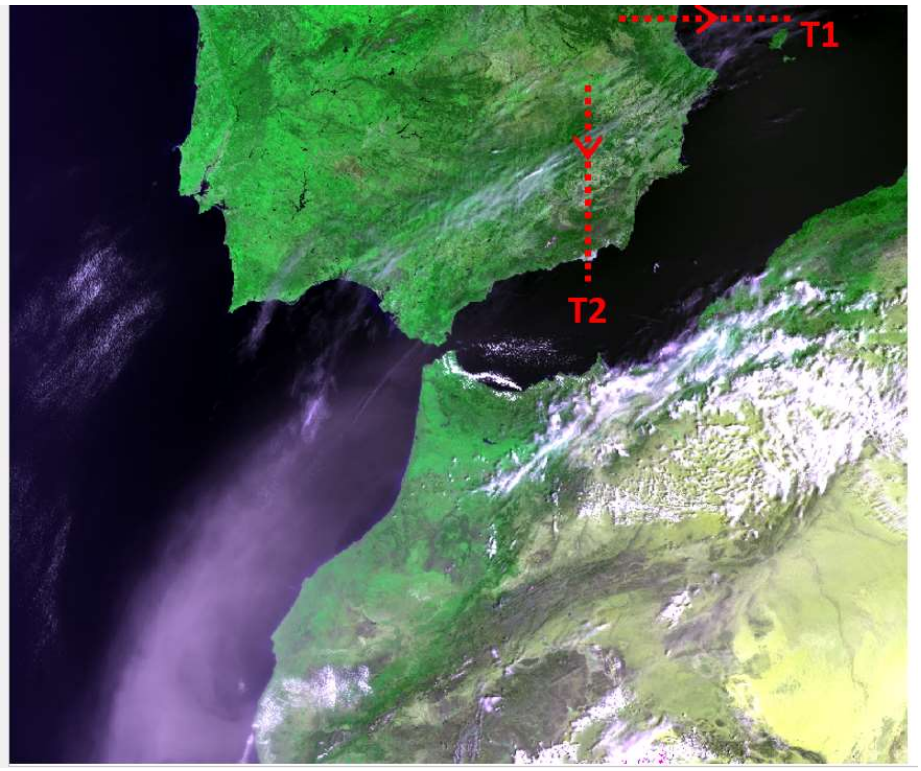


Figura 7-84: Transectos analizados para observar la corrección de cirros.

Como en los casos anteriores, la corrección sobre píxeles de mar se muestra más efectiva que sobre las zonas de tierra (*Figura 7-85*).

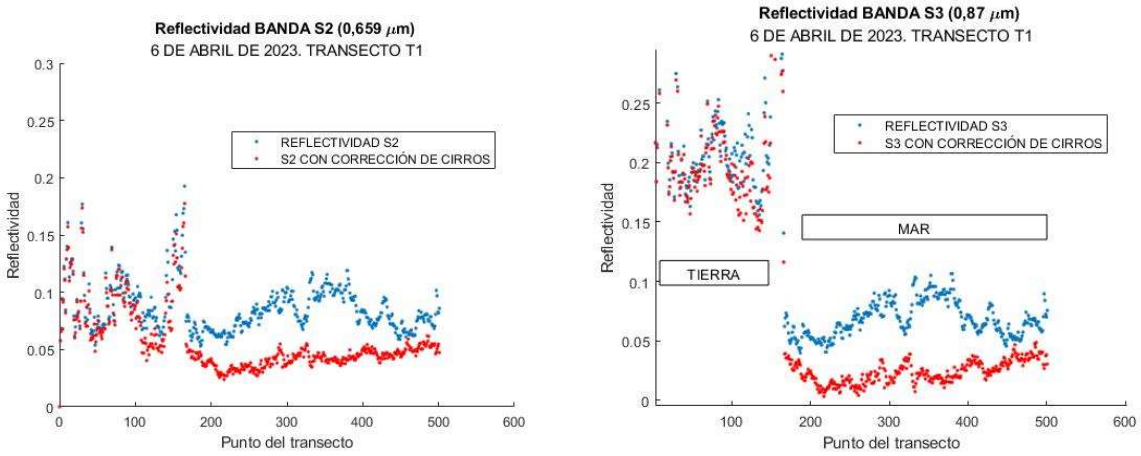


Figura 7-85: Comparación valores en la banda S2 y S3, sin corregir y con corrección de cirros, para el transecto 1.

La presencia de cirros hace duplicar la reflectividad observada en los píxeles de la zona marítima. La corrección permite recuperar los píxeles que antes habían sido eliminados como cubiertos por nubes, para poder obtener parámetros biofísicos u oceanográficos (*Figura 7-86*).

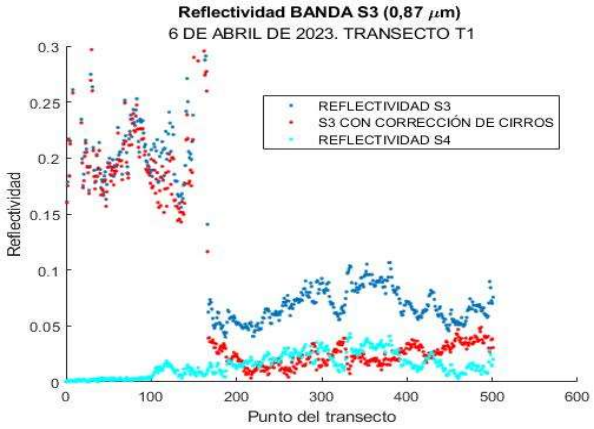


Figura 7-86: Reflectividad transecto1. Corrección banda S3 junto a la banda S4 y S3.

El transecto 2 ha sido elegido principalmente sobre superficie de tierra y con gran variedad de grosor de cirros. En la parte final del transecto está la zona de invernaderos del sur de Almería.

Las correcciones realizadas a lo largo del transecto 2 en la reflectividad de la banda S2 del sensor SLSTR están relacionadas con los valores de los cirros observados por la banda S4 (*Figura 7-87*). Se observa que hay cirros en prácticamente todo el transecto. Las correcciones realizadas en la reflectividad de S2 no están en correlación con los valores de reflectividad de esa banda. De hecho, se observa que justo los cirros más finos estaban en las zonas con mayor

reflectividad en S2. En la parte final del transecto, en la zona marítima, ya no había cirros detectables en S4.

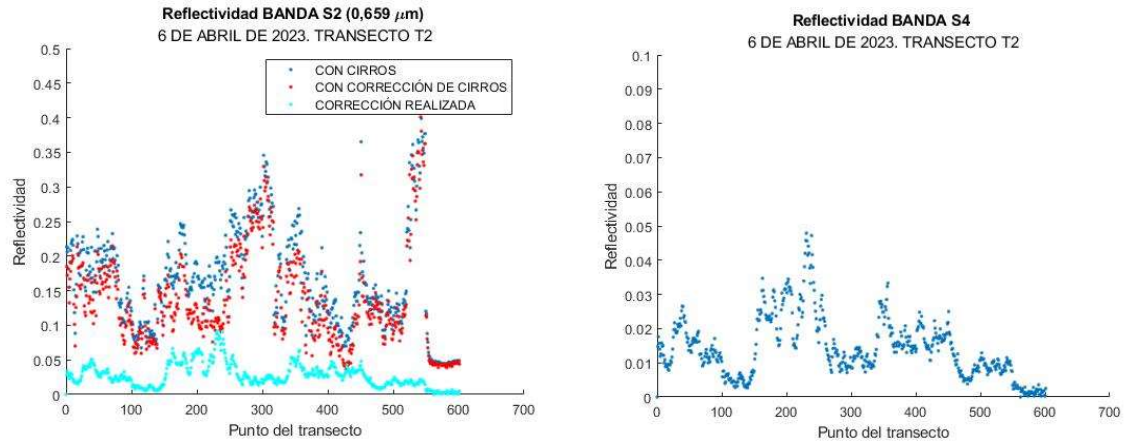


Figura 7-87: Reflectividad banda S2, S2 corregida y banda S4, en el transecto2.

7.5. Curiosidades observadas en la banda de cirros.

La superficie terrestre en la banda de cirros.

La banda de cirros situada en 1,375 μm está situada en una banda de absorción de vapor de agua. Como se ha explicado anteriormente, el objetivo es que no llegue información de la superficie y solo de la parte superior de las nubes más altas, pero si las condiciones son adecuadas podemos llegar a observar la superficie en esta banda.

Cuando la superficie está en zonas elevadas y la atmósfera contiene poco contenido de vapor de agua, podemos tener problemas para aplicar esta banda para detectar cirros (Xia et al., 2015; Ben-Dor, 1994). En principio, en el mes de abril y en el litoral de la Península Ibérica debería de haber suficiente contenido de vapor de agua para que en esta banda espectral no se observe la superficie. Como se indica en la documentación de la ESA para la obtención de productos L2A de Sentinel-2, a partir de contenidos de vapor de agua en la atmósfera superiores a 1 g/cm² no debería detectarse en esta banda espectral radiancia procedente de la superficie terrestre.

En el caso de la zona de Lisboa, Portugal, la banda S4 de cirros no detecta señal. Toda la radiación reflejada por la superficie es absorbida por el vapor de agua presente en la atmósfera en esta banda espectral (*Figura 7-88*). En la banda S1, situada en la zona del espectro visible, se observa perfectamente la superficie, libre de nubosidad en este caso.

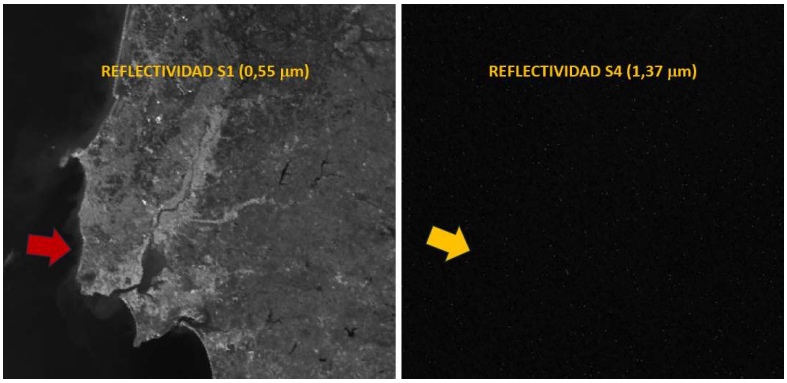


Figura 7-88: Zona de Lisboa, Portugal, en las imágenes de la banda S1 y S4 del 6 de abril de 2023.

En el caso de la zona de Almería, España, en la banda S4 se observan perfectamente los cirros, pero también se observa la superficie en esa banda, justo en la zona de cultivos en invernaderos de Almería (*Figura 7-89*). También sucede lo mismo en la zona de Argel (*Figura 7-90*) donde *puede apreciarse* el litoral norte de Argelia en la banda de cirros. Es un hecho que no hemos observado en el resto de los casos que hemos trabajado, todos ellos en la zona occidental del Mediterráneo.

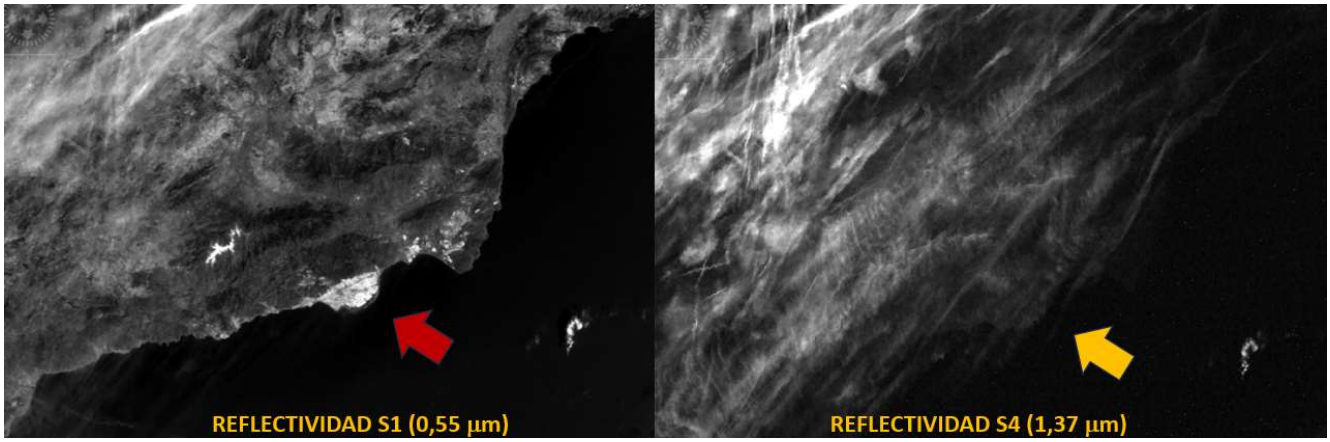


Figura 7-89: Zona de Almería, España, en las imágenes de la banda S1 y S4 del 6 de abril de 2023.

No tenemos una explicación del porqué solamente en esas zonas y en esta imagen. La superficie observada está situada casi al nivel del mar, por tanto, la radiación solar tiene que atravesar toda la atmósfera. Necesitaríamos una atmósfera con muy poca humedad para dejar transmitir suficiente radiación en esta banda espectral para ser detectada, debería de haber un contenido total de vapor de agua inferior a 1 g/cm^2. Curiosamente, solamente sucede esta observación en esa zona geográfica de toda la imagen, haciendo pensar que se debería de haber creado una zona muy estrecha y seca para la atmósfera en esa zona.

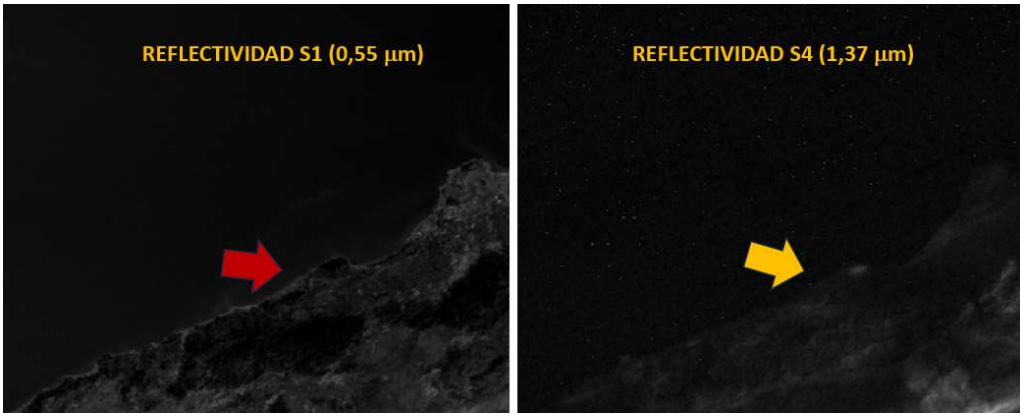


Figura 7-90: Zona de Argel, Argelia, en las imágenes de la banda S1 y S4 del 6 de abril de 2023.

Polvo en suspensión.

En las imágenes de la banda de cirros del 6 de abril de 2023 también podemos apreciar otras partículas que no son nubes altas. La nube de polvo en suspensión, que está presente en la zona marítima al oeste de Marruecos, se aprecia perfectamente en la banda S1, pero en este caso también es perceptible desde la banda S4 (*Figura 7-91*). La imagen de la izquierda corresponde a la banda S1 (0,55 µm) del sensor SLST de Sentinel-3 y la de la derecha a la banda S4 (1,375 µm) de cirros.

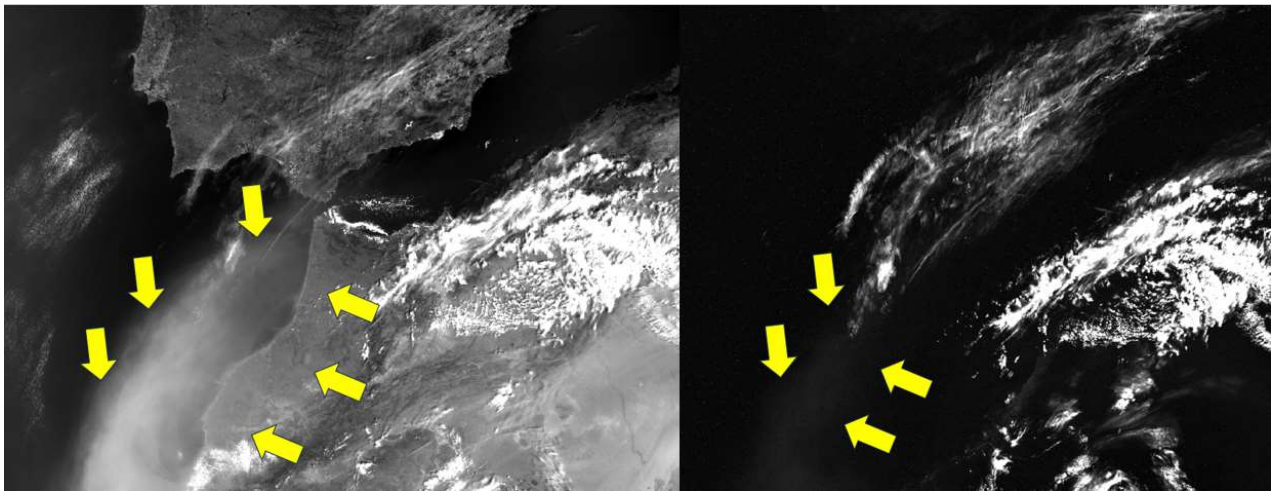


Figura 7-91: Imágenes del 6 de abril de 2023. Bandas S1 (izquierda) y S4 (derecha) del sensor SLSTR de Sentinel-3.

Esta observación vuelve a demostrar que en la banda S4, si las condiciones son adecuadas, pueden llegar a observarse capas bajas de la troposfera. Vamos a realizar dos nuevos

transectos para analizar con más detalle la observación del polvo en suspensión de origen desértico (*Figura 7-92*).

El transecto 3 está definido en gran parte sobre superficie marítima y en la zona norte de la masa de aire cargada con el polvo procedente del desierto. Es un transecto con la presencia de nubes altas de diferente espesor. El transecto 4 ha sido definido en la zona con mayor concentración de polvo en suspensión y sin la presencia detectable de nubes altas.

En el transecto 3 la banda de cirros detecta gran cantidad de nubes altas de diferente espesor (*Figura 7-93*). La corrección de reflectividad en la banda S2 se realiza de manera correcta y efectiva cuando la reflectividad en la banda de cirros es inferior a 0,02. Este valor está de acuerdo con la clasificación de cirros aplicada por (Richter & Schläpfer, 2019) en ATCOR.

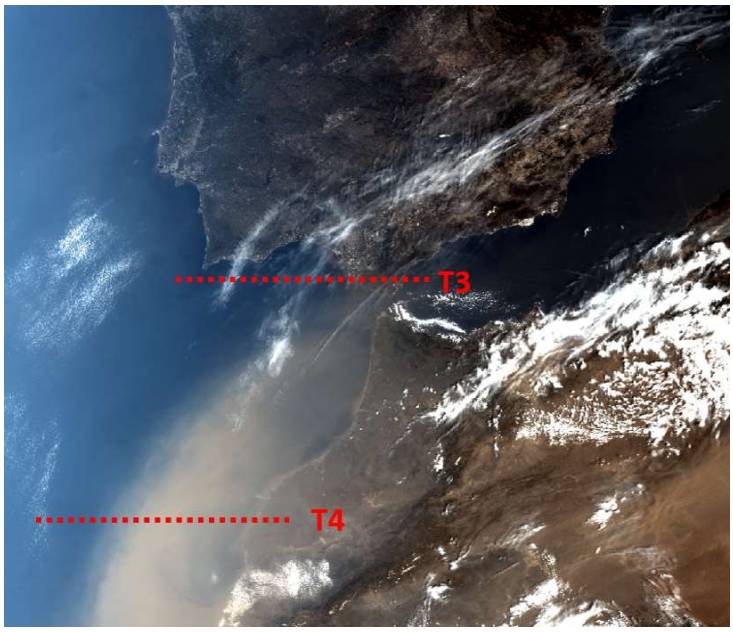


Figura 7-92: Transectos realizados para analizar la intrusión de polvo en el Atlàntico.

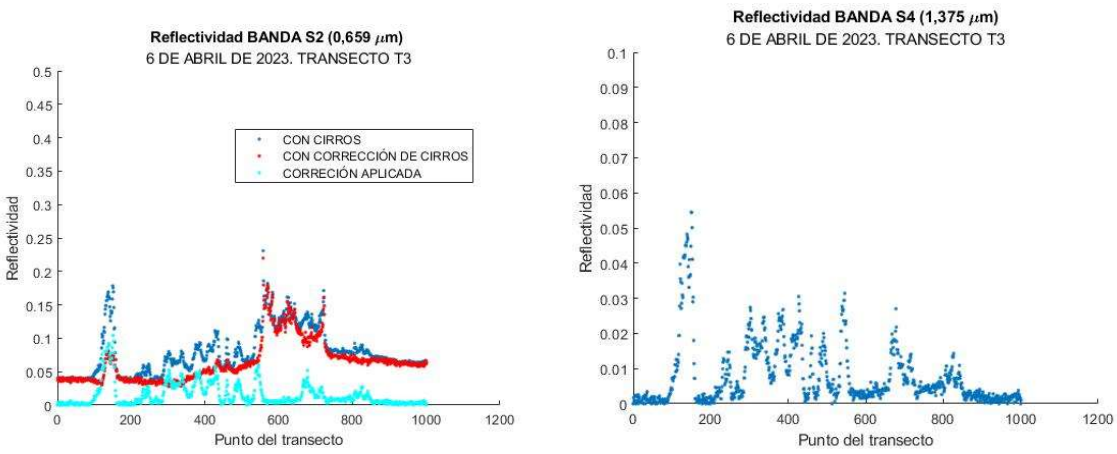


Figura 7-93: Reflectividad en la banda S2, S2 corregida y en la banda S4 para el transecto 3.

La reflectividad de 0,02 delimitaba los cirros semitransparentes espesos de los cirros medios. En este caso, el transecto nos confirma que para valores inferiores de reflectividad a 0,02 en la banda de cirros, la corrección aplicada funciona, y la información de la superficie que llega al sensor en la banda S2 es suficiente para corregir la contribución de los cirros, mediante el uso de la banda S4.

El transecto 4 nos confirma la presencia del polvo en suspensión sobre mar y sobre tierra, a partir del punto 300 del transecto. También confirma la presencia de nubes bajas, detectadas por la banda S2 y no detectadas en la banda S4 (*Figura 7-94*). El polvo en suspensión genera señal en la banda S4, y por tanto genera una pequeña corrección en la reflectividad S2, que no habría que realizar, puesto que no es debida a nubes altas. En este caso, la reflectividad detectada en la banda S4 es inferior al valor mínimo de 0,01 para ser considerada como nube (Richter & Schläpfer, 2019).

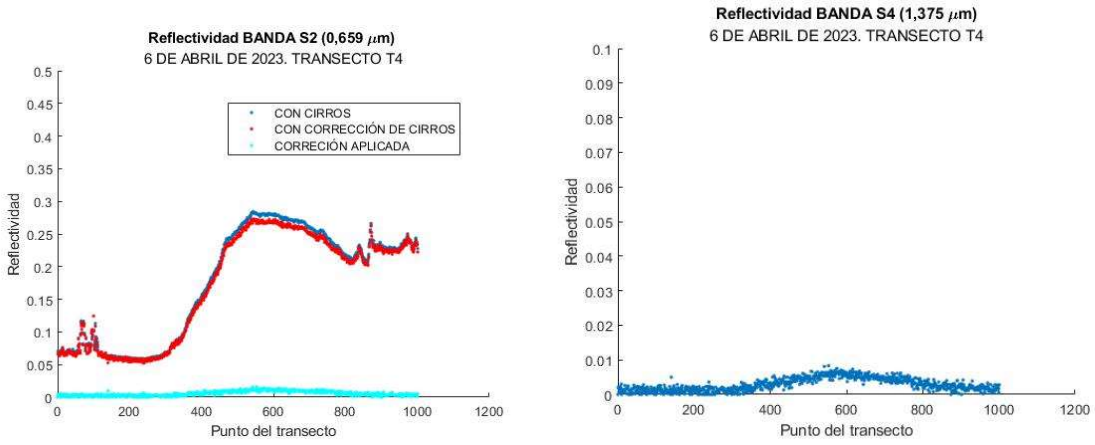


Figura 7-94: Reflectividad en la banda S2, S2 corregida y en la banda S4 para el transecto 4.

7.6. Posibilidad de sinergia entre SLSTR y OLCI

EUMETSAT han promovido entre los años 2019 y 2022, el 'Sentinel-3 synergy cloud mask development' (*Synergy Cloud Mask*), con la intención de mejorar la detección de nubes de manera complementaria con los sensores OLCI y SLSTR, principalmente para evitar los errores de clasificación y aumentar la capacidad de distinción entre cubierta nubosa y aerosoles.

Como resultado ha surgido el producto Sentinel-3 SYN-AOD y Sentinel-3 SYN-VGP, donde se combinan datos de ambos sensores muestreados a la zona de observación del sensor OLCI, ofreciendo información de espesor óptico de aerosoles y productos relacionados con la vegetación. Para ello se realiza una corrección previa de ajuste y correlación entre ambas observaciones. En este caso se utiliza la banda espectral común a ambos sensores de 0,865 μm, banda S3 en SLSTR) y banda Oa17 en OLCI (Hénocq et al., 2023).

El resultado son productos obtenidos proyectando sobre una rejilla similar a la de adquisición de OLCI, a resoluciones espaciales de 300 metros con una banda espacial de observación de 1.270 km aproximadamente, similar a la del sensor OLCI. Combinando ambos sensores se obtiene beneficio del gran rango angular y radiométrico de estos sensores.

En esta sinergia hay productos que solamente se obtienen sobre superficie de tierra, descartando las zonas marítimas, y otros, como es el caso del espesor óptico de aerosoles, que se obtienen tanto en superficie de tierra como de mar.

Este procedimiento sólo es aplicado a ciertas bandas espectrales, no a todas. Finalmente se obtienen 26 bandas espectrales, SYN-1 a SYN-26, que son resultado de la combinación de bandas de OLCI, SLSTR-nadir y SLSTR-oblicuo. Estas 26 nuevas bandas, obtenidas de las originales, se las identifica como bandas de un nuevo sensor virtual 'SYN'. El último informe actualizado es de abril de 2023 (Hénocq et al., 2023). En esta combinación han eliminado bandas de detección de nubes como es la S4 para cirros, debido que su registrado común implicaría corregir las diferencias de observación y situación de las nubes, que en el caso de los cirrus suponen distancias destacables (Fernandez-Moran et al., 2021), aunque el mismo problema lo tenemos en las otras bandas.

Las diferencias de posición en filas y columnas han sido estimadas por (Fernandez-Moran et al., 2021) para nubes situadas a 12 km de altitud observadas por los sensores OLCI y SLSTR. Las mayores diferencias aparecen en el caso de SLSTR en observación oblicua, que pueden ser utilizadas para la identificación por paralaje de este tipo de nubes.

La observación nadir del sensor SLSTR tiene una extensión geográfica similar a la del sensor OLCI. La anchura de las imágenes OLCI es aproximadamente de 1.270 km y las del SLSTR en modo nadir es de 1.400 km aproximadamente (*Figura 7-95*). En estas imágenes se han mostrado combinaciones RGB. En el caso de OLCI el RGB está formado por las bandas Oa8, Oa6 y Oa4, en el caso de SLSTR por las bandas S2, S3 y S1.

Se abre ahora la posibilidad más interesante de corregir las bandas de OLCI, todas ellas dentro de la zona VNIR del efecto de los cirrus.

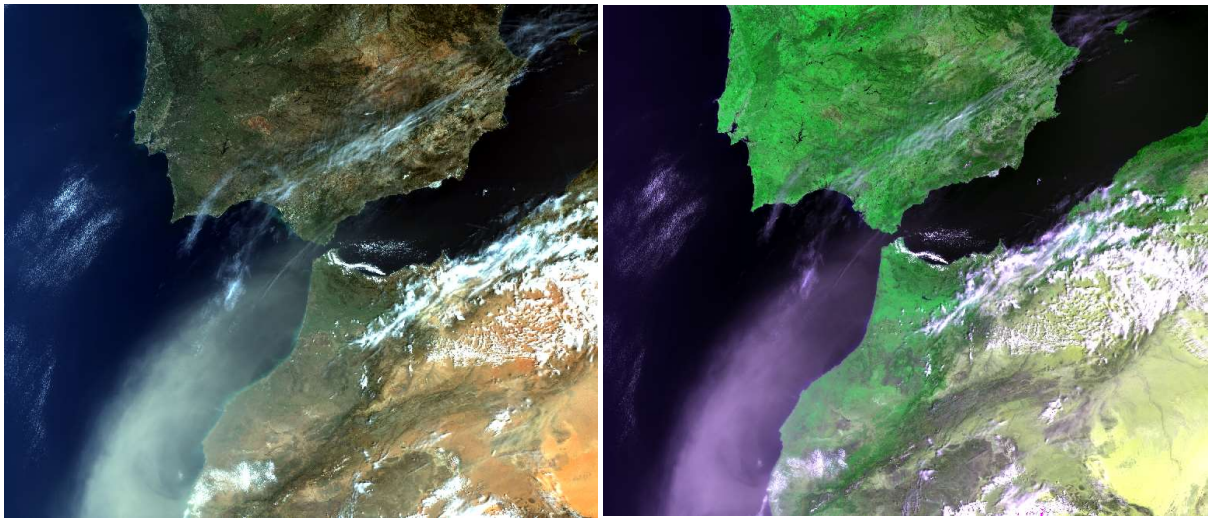


Figura 7-95: Imágenes del 6 de abril de 2023 observadas por OLCI (izquierda)y SLSTR-Nadir(derecha).

La principal ventaja que tenemos en este caso es que las observaciones se realizan desde la misma plataforma espacial, lo que implica las mismas condiciones de iluminación. El inconveniente es que los campos de visión y las resoluciones espaciales son diferentes.

Respecto de las condiciones de observación, la primera aplicación del algoritmo habría que hacerla sobre la zona de observación nadir tanto para SLSTR, como para OLCI, donde corresponde con la cámara 4. De esta manera, la variabilidad introducida por las condiciones geométricas quedaría reducida.

Por otro lado, al tener SLSTR y OLCI, resoluciones espaciales nominales al nadir de 500 y 300 m respectivamente, y al no existir un registrado geométrico píxel a píxel de las imágenes para los datos L1 (ahora ya tenemos nuevos productos de sinergia registrados), la aplicación del algoritmo ha se seguir los criterios planteados por (Gao, et al., 2002), donde se puede trabajar en zonas que se correspondan geográficamente, con pocas variaciones en las condiciones de observación, donde iremos aplicando el algoritmo y las correlaciones obtenidas en pequeños trozos de las imágenes, para ir recorriendo de manera segmentada la zona de aplicación.

Habrá que analizar el efecto de la observación en la aplicación del algoritmo, sobre todo para ángulos de observación mayores, porque el paralaje de las nubes altas y la superficie pueden generar problemas en la identificación y corrección de los cirros.

Capítulo 8: Conclusiones

En este trabajo se ha aplicado por primera vez al satélite Sentinel-3 y al sensor SLSTR, el algoritmo empírico de corrección (B. C. Gao et al., 2004) del efecto de los cirros finos sobre las bandas visibles, utilizando las medidas realizadas con la banda espectral de cirros, S4.

Se ha puesto de manifiesto la importancia y utilidad de la banda de cirros para la detección de nubes altas transparentes, mostrando comparaciones de diferentes satélites que llevan ya incorporada esta banda espectral. Se ha comparado su detección con la observación realizada por el satélite Landsat-8, en una observación casi simultánea con Sentinel-2.

Se ha valorado el efecto de la corrección para casos determinados, mostrando que se debe seguir por este camino valorando el efecto de esta corrección para otros parámetros de vegetación y sobre todo de superficie marítima. Muchas imágenes que son descartadas por estar cubiertas de nubes altas pueden ser utilizadas, aunque con errores superiores, para obtener parámetros biológicos y continuar con su seguimiento sin perder estas observaciones.

La aplicabilidad de este algoritmo para longitudes de onda inferiores a 1,0 μm, y el hecho que los sensores OLCI y SLSTR comparten campo de observación desde la misma plataforma espacial, abre la puerta al uso combinado de la banda de cirros de SLSTR a la corrección de la contribución de estas nubes en las bandas espectrales de OLCI. Este es nuestro gran objetivo a corto plazo, que implicará cuantificar el efecto del paralaje en esta corrección más allá de la observación nadir.

Se ha mostrado como el algoritmo utilizado (B. C. Gao et al., 2004) funciona de manera más efectiva en el caso de cirros sobre el mar que sobre superficie de tierra. El algoritmo hay que

adaptarlo en determinadas ocasiones para que su funcionamiento sea óptimo. Se recomienda no considerar los píxeles con reflectividades inferiores a 0,01 en la banda de cirros. Los diferentes diagramas realizados, en los casos 4 estudiados, nos hacen concluir que el valor de reflectividad de 0,15 en la banda de cirros es el límite que determina aquellos píxeles donde poder aplicar el algoritmo. Para reflectividades superiores los cirros no tienen suficiente transparencia y no tenemos información de la superficie. En estos casos la corrección realizada genera una sombra en la imagen corregida.

Las máscaras de nubes automáticas incluidas en el procesamiento de las imágenes SLSTR subestiman la presencia de nubes altas. La aplicación de este algoritmo es una herramienta muy útil tanto en algunos de los píxeles detectados como nubes altas, como en aquellos cubiertos por nubes altas que no han sido identificados.

Se ha mostrado la importancia de una buena red de observación de nubes desde la superficie, en particular de nubes altas, cirros, para poder realizar una valoración y comparación de las observaciones desde el espacio. En este punto se sugiere el cambio de paradigma, en lugar de comparar los datos de máscaras de nubes de satélite con observaciones puntuales, pasar a realizar las comparaciones con una red de cámaras en superficie que nos ofrezcan una imagen del cielo de una extensión comparable a una región europea.

La posibilidad de mejorar y de ampliar la red existente de webcams de Avamet es una realidad que se requiere fomentar con este trabajo. La mejora de esta red implicaría una mejora sin precedentes en la observación de la variabilidad de la cobertura nubosa de manera espacial y desde la superficie, sobre todo de las nubes altas. Se abre así una nueva vía a la comparación de las máscaras de nubes obtenidas desde satélite con una 'verdad' de nubes observadas en superficie que representa mejor la variabilidad espacial.

Para el caso de nubes bajas y medias, las cámaras puntuales ofrecen buena cobertura local. Para tener una buena cobertura de nubes más altas y finas, habría que reorientar o rediseñar algunas de las webcams, intentando disponer de cámaras orientadas en las 4 direcciones cardinales para determinados observatorios. Ciertos observatorios ya instalados en zonas de montaña cercanas a la costa están ofreciendo información muy valiosa de situaciones con nubosidad multicapa.

Se sugiere el acercamiento entre las instituciones de investigación, como la Universitat de València y el Departament de Física de la Terra i Termodinàmica, con la Asociación Valenciana de Meteorología, de cara a realizar futuras colaboraciones que pudieran llegar a la generación de una red más completa de cámaras de observación en tiempo real y simultáneo con el paso

de los satélites, y que sirvieran de referencia a las máscaras de nubes realizadas desde espacio.

Se enfatiza que la máxima utilidad de este tipo de red de cámaras se produciría con la observación de nubes altas, cirros. Por una parte, son nubes observadas desde grandes distancias y los campos de observación de las distintas cámaras se solapan, permitiendo la generación de un mapa del cielo de una región como la Comunidad Valenciana de manera instantánea. Las más de 400 cámaras existentes, y las futuras planificadas con este objetivo, ofrecerían una nueva panorámica del cielo de la CV, más de 23.000 km², que pasarían a convertirse una zona piloto de gran interés para la inter-comparación de máscaras de nubes desde satélite con las observaciones de superficie.

Esta red local y regional, sería también de gran utilidad para robustez inicial en la generación de zonas de entrenamiento para los algoritmos de machine-learning aplicados a la identificación de nubes. La detección de las nubes altas más finas es uno de los principales problemas actuales desde satélite. La comparación con cámaras permitiría el análisis y mejora de la detección de aquellas nubes con espesores ópticos más bajos, casi imperceptibles al satélite y/o el ojo humano, pero que perturban la señal obtenida desde el espacio.

Se han analizado las observaciones climatológicas de nubosidad realizadas desde diferentes aeropuertos situados en el entorno de la Comunidad Valenciana. Se han observado tendencias en la cobertura nubosa total media de acuerdo con la bibliografía, predominando la tendencia a la disminución de la cobertura total media en el inicio del siglo XXI.

La tendencia en el número de observaciones anuales de las nubes del tipo altas ha aumentado de manera general, mostrando una tendencia diferente a la cobertura nubosa media anual. Este tipo de tendencia de las nubes más altas podría ser comparado con las observaciones disponibles en el SAF (Satellite Application Facility) de Eumetsat. Hasta ahora no se había reportado esta tendencia en este tipo de nubes en esta zona del Mediterráneo.

Se ha planteado la problemática de la nubosidad de tipo alto generado por el tráfico aéreo. Es una cuestión que tiene implicaciones en el balance de radiación global y en la disminución de la cantidad de imágenes disponibles sin nubosidad.

También está dentro de los objetivos a corto y medio plazo valorar el efecto del vapor de agua, que queda entre este tipo de nubosidad y el techo de la atmósfera, en la banda de cirros de SLSTR, mediante simulaciones utilizando MODTRAN, de manera que la aplicación del

algoritmo sea viable también a longitudes de onda superiores a 1,0 μm, como ya se ha sugerido para Sentinel-2 (Richter et al., 2011).

¿Es este un nuevo campo de aplicación para la Inteligencia Artificial? Si. Teniendo como objetivo una banda espectral determinada y partiendo de la información proporcionada por la banda de cirros e información de superficie que tenemos bajo las nubes altas, podemos utilizar la relación entre la banda de cirros y la banda objetivo, para simular el comportamiento de los cirros en la banda espectral que es nuestro objetivo. Recientemente se ha visto la potencialidad de generación de imágenes de nubes con inteligencia artificial, partiendo de unos patrones iniciales y unas características determinadas como objetivos finales (Figura 8-1). Creemos que es un campo muy fértil para este tipo de aplicación. Aquí mostramos ejemplo de aplicación de simulación de cirros con OpenAI's DALL-E a una imagen del cielo con cirros, en la que hay un hueco sin información en la zona cenital de observación. Se observa como la aplicación rellena el hueco del cielo no observado con la información del resto de la imagen y las directrices que le indican, que sean cirrostratus sobre fondo azul.

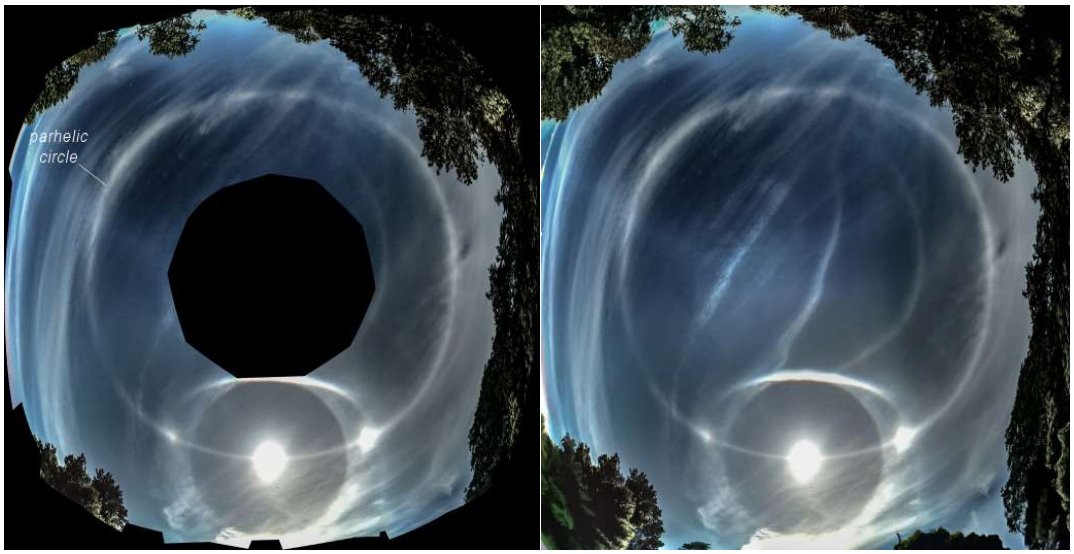


Figura 8-1: Imágenes de R. J. Cobain, en Conlig, Irlanda del Norte.

Bibliografía

Acebedo, M. Blog de Astronomía. (2022). http://mauricio1949.blogspot.com/

Acri-st, J. B., & Esa, S. D. (2022). *Copernicus Sentinel-3 OLCI Land User Handbook List of Changes*.

Aebi, C., Gröbner, J., Kazadzis, S., Vuilleumier, L., Gkikas, A., & Kämpfer, N. (2020). Estimation of cloud optical thickness, single scattering albedo and effective droplet radius using a shortwave radiative closure study in Payerne. *Atmospheric Measurement Techniques*, *13*(2), 907–923. https://doi.org/10.5194/amt-13-907-2020

Albers, S., Saleeby, S. M., Kreidenweis, S., Bian, Q., Xian, P., & Toth, Z. (2020). *A fast visible-wavelength 3D radiative transfer model for numerical weather prediction visualization and forward modeling*. 3235–3261.

AMS. (2022). *Glossary of Meteorology*. https://glossary.ametsoc.org/wiki/

Avamet, Webcams. (n.d.). https://www.avamet.org/mxo-webcams.php?territori=c22

Avamet. (2023). *Associació Valenciana de Meteorologia*.

Baetens, L., Desjardins, C., & Hagolle, O. (2019). *Validation of Copernicus Sentinel-2 Cloud Masks Obtained from MAJA , Sen2Cor , and FMask Processors Using Reference Cloud Masks Generated with a Supervised Active Learning Procedure*. 1–25. https://doi.org/10.3390/rs11040433

Baran, A.J. and Francis, P. N. (2004). On the radiative properties of cirrus cloud at solar and thermal wavelenghts: A test of model consistency using high-resolution airborne radiance measurements. *Quarterly Journal of the Meteorological Society*.

Baran, A. J. (2009). A review of the light scattering properties of cirrus Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer A review of the light scattering properties of cirrus. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer*, *110*(14–16), 1239–1260. https://doi.org/10.1016/j.jqsrt.2009.02.026

Barja, B., & Antuña, J. C. (2011). The effect of optically thin cirrus clouds on solar radiation in Camagüey, Cuba. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *11*(16), 8625–8634. https://doi.org/10.5194/acp-11-8625-2011

Baum, B. ;., Yang, P., Heymsfield, A. J., Platnick, S., King, M. D., Hu, Y. X., & Bedka, S. T. (2005). Bulk scattering properties for the remote sensing of ice clouds. Part II: Narrowband models. *Journal of Applied Meteorology*, *44*(12), 1896–1911. https://doi.org/10.1175/JAM2309.1

Ben-Dor, E. (1994). A precaution regarding cirrus cloud detection from airbone imagin spectrometer data using the 1.38 water vapor band. *Remote Sensing of Environment1*, *50*(3), 346–350. https://doi.org/0034-4257(94)90084-1

Berk, A., Anderson, G. P., Acharya, P. K., & Shettle, E. P. (2008). MODTRAN5. 2.0. 0 user's manual. *Spectral Sciences Inc., Burlington MA, Air Force Research Laboratory, Hanscom*

MA.

Bernnartz, R. (2022). *Cloud physical basis. Eumetrain*. resources.eumetrain.org

Beswick, K., et all. (2015). Properties of small cirrus ice crystals from commercial aircraft measurements and implications for flight operations. *Tellus*, *October*. https://doi.org/10.3402/tellusb.v67.27876

Calbó, J., & Sabburg, J. (2008). Feature extraction from Whole-sky ground-based images for cloud-type recognition. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *25*(1), 3–14. https://doi.org/10.1175/2007JTECHA959.1

Calbó, J., & Sanchez-Lorenzo, A. (2009). Cloudiness climatology in the Iberian Peninsula from three global gridded datasets (ISCCP, CRU TS 2.1, ERA-40). *Theoretical and Applied Climatology*, *96*(1–2), 105–115. https://doi.org/10.1007/s00704-008-0039-z

Cazorla, A., & Arboledas, L. A. (2015). *Multi-Exposure Adaptive Threshold technique for cloud detection with sky imagers*. *April*. https://doi.org/10.1016/j.solener.2015.02.006

CERES. (2022). https://ceres.larc.nasa.gov/

Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative Transfer*. DOVER PUBLICATIONS.

Chen, A. (2022). *Proyecto GLOBE*. https://observer.globe.gov/es/get-data/clouds-data

Cheng, Tianhai; Gu, Xingfa; Chen, Liangfu; Yu, T. (2008). Multiangular polarized characteristics of cirrus clouds at 1380 nm. *Igarss*, IV-974–976.

Cheng, T. H., Gu, X. F., Chen, L. F., Yu, T., & Tian, G. L. (2010). Multiangular polarized characteristics of optically thin cirrus in the visible and near-infrared spectral region. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *67*(3), 749–768. https://doi.org/10.1175/2009JAS2996.1

Chung, C. Y., Francis, P. N., Saunders, R. W., & Kim, J. (2017). Comparison of SEVIRI-derived cloud occurrence frequency and cloud-top height with a-train data. *Remote Sensing*, *9*(1). https://doi.org/10.3390/rs9010024

Clerc, S., Donlon, C., Borde, F., Lamquin, N., Hunt, S. E., Smith, D., Mcmillan, M., Mittaz, J., Woolliams, E., Hammond, M., Banks, C., Moreau, T., Picard, B., Raynal, M., Rieu, P., & Gu, A. (2020). *Benefits and Lessons Learned from the Sentinel-3 Tandem Phase*.

Cloud Mask Inter-comparison Exercise. (n.d.). https://calvalportal.ceos.org/cmix

Comet-MetEd Program. (n.d.). 2022. https://www.comet.ucar.edu/

Copernicus. (n.d.). https://www.copernicus.eu/es/sobre-copernicus

Copernicus Data Products. (n.d.).

Cowley, L. (2023). *Atmospheric Optics*. https://atoptics.co.uk/halo/crystals.htm

Davies, J. F., Zuend, A., & Wilson, K. R. (2019). *Technical note : The role of evolving surface tension in the formation of cloud droplets*. 2933–2946.

Dessler, A. E., & Yang, P. (2003). The distribution of tropical thin cirrus clouds inferred from Terra MODIS data. *Journal of Climate*, *16*(8), 1241–1248.

Destination Earth. (2023). https://destination-earth.eu/

Donlon, C., Berruti, B., Buongiorno, A., Ferreira, M. H., Féménias, P., Frerick, J., Goryl, P., Klein, U., Laur, H., Mavrocordatos, C., Nieke, J., Rebhan, H., Seitz, B., Stroede, J., & Sciarra, R. (2012). The Global Monitoring for Environment and Security (GMES) Sentinel-3 mission. *Remote Sensing of Environment*, *120*(2012), 37–57. https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.07.024

Drusch, M., Moreno, J.F., del Bello, U., Franco, R., Goulas, Y., Huth, A., Kraft, S., Middleton, E., Miglietta, F., Mohammed, G., Nedbal, L., Rascher, U., Schüttemeyer, D., Verhoef, W. (2017). The FLuorescence EXplorer Mission Concept—ESA's Earth Explorer 8. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. https://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2621820

EOBrowser. (2023). https://dataspace.copernicus.eu

EPA. (2000). *Aircraft Contrails Factsheet*. 200.

ERADIATE. (2023). https://www.eradiate.eu/site/

Erickson, T. (2022). *Planespotting*. https://medium.com/google-earth/planespotting-465ee081c168

ETRadiation. (2023). https://www.solarconsultingservices.com/etradiation.php

Fernandez-Moran, R., Gómez-Chova, L., Alonso, L., Mateo-García, G., & López-Puigdollers, D. (2021). Towards a novel approach for Sentinel-3 synergistic OLCI/SLSTR cloud and cloud shadow detection based on stereo cloud-top height estimation. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *181*(September), 238–253. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2021.09.013

Finger, F., Werner, F., Klingebiel, M., Ehrlich, A., Jäkel, E., Voigt, M., Borrmann, S., Spichtinger, P., & Wendisch, M. (2016). Spectral optical layer properties of cirrus from collocated airborne measurements and simulations. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *16*(12), 7681–7693. https://doi.org/10.5194/acp-16-7681-2016

Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J.-L. Dufresne, D. Frame, D.J. Lunt, T. Mauritsen, M.D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, and H. Z. (2021). *IPCC, 2021: Chapter 7. In: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.

Freile, D. (2018). *Sinergias entre las observaciones desde nubes y sus efectos*.

Froyd, K.D., Yu, P., Schill, G. P. et al. (2022). Dominant role of mineral dust in cirrus cloud formation revealed by global-scale measurements. *Nat. Geosci.*, *15*, 177–183. https://doi.org/https://doi.org/10.1038/s41561-022-00901-w

Fuentes, B. (2022). *Contrails*. https://twitter.com/metbeni/status/1590678935196827648

Gallego, J.A.; Quirantes, J. A. (2011). *Atlas de Nubes y Meteoros, 2011* (C. T. S. L. La Editorial de Ureña, Castilla Tradicional S.L. (Ed.)).

Gao, Bo-cai; Kaufman, Y. J. (1995). Selection of the 1.375 MODIS Channel for Remote Sensing of Cirrus Clouds and Stratospheric Aerosols from Space. *1Journal of the Atmospheric*

Sciences, *52*(23), 4231–4237.

Gao, Boi Cao; Kaufman, Yoram J.;Han, Wei; Wiscombe, W. J. (1998). Correction of thin cirrus path radiances in the 0.4-1.0 spectral region using the sensitive 1.375 cirrus detecting channel. *Journal of Geophysical Research*, *103*(D24), 32169–32176.

Gao, B. C., Han, W., Tsay, S. C., & Larsen, N. F. (1998). Cloud detection over the arctic region using airborne imaging spectrometer data during the daytime. *Journal of Applied Meteorology*, *37*(11), 1421–1429. https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<1421:CDOTAR>2.0.CO;2

Gao, B. C., & Li, R. R. (2000). Quantitative improvement in the estimates of NDVI values from remotely sensed data by correcting thin cirrus scattering effects. *Remote Sensing of Environment*, *74*(3), 494–502. https://doi.org/10.1016/S0034-4257(00)00141-3

Gao, B. C., & Li, R. R. (2017). Removal of thin cirrus scattering effects in landsat 8 OLI images using the cirrus detecting channel. *Remote Sensing*, *9*(8), 1–10. https://doi.org/10.3390/rs9080834

Gao, B. C., & Li, R. R. (2023). The VIIRS Cirrus Reflectance Algorithm. *Sensors*, *23*(4). https://doi.org/10.3390/s23042234

Gao, B. C., Meyer, K., & Yang, P. (2004). A new concept on remote sensing of cirrus optical depth and effective ice particle size using strong water vapor absorption channels near 1.38 and 1.88 µm. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *42*(9), 1891–1899. https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.833778

Gao, B. C., Yang, P., Han, W., Li, R. R., & Wiscombe, W. J. (2002). An algorithm using visible and 1.38-µm channels to retrieve cirrus cloud reflectances from aircraft and satellite data. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *40*(8), 1659–1668. https://doi.org/10.1109/TGRS.2002.802454

Gao, B., Li, R., & Division, R. S. (2020). *VIIRS Suomi-NPP Level-2 Cirrus Reflectance Product (CLDCR _ L2 _ VIIRS _ SNPP) User Guide*. *2020*(October).

Gao, X., Hu, X., Fang, W., & Yin, D. (2019). A Cloud Detection Algorithm Over Land Based on the Polarized Characteristics Difference Between Cloudless and Cloud Targets. *Earth and Space Science*, *6*(9), 1769–1780. https://doi.org/10.1029/2019EA000677

Gómez-Chova, L. et al. (2007). Cloud-screening algorithm for ENVISAT/MERIS Multspectrals Images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing2*, *45*(12), 4105–4118.

Goode, P.R.; Pallé, E.; Shoumko, A.; Shoumko, S.;Montañes-Rodriguez, P.; Koonon, S. E. (2021). *Earth ' s Albedo 1998 – 2017 as Measured From Earthshine Geophysical Research Letters*. 1–8. https://doi.org/10.1029/2021GL094888

Govaerts, Y., Nollet, Y., & Leroy, V. (2022). Radiative Transfer Model Comparison with Satellite Observations over CEOS Calibration Site Libya-4. *Atmosphere*, *13*(11). https://doi.org/10.3390/atmos13111759

GPM-NASA. (2023). https://gpm.nasa.gov/

Green, R.O.; Eastwood, M.L.; Sarture, C.

M. ;Chrien;Aronsson;Chippendale;Faust;Parvi;Chovit;Solis. (1998). Imaging spectrometry and the Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS). *Remote Sensing of Environment1*, *65*, 227–248.

Gueymard, C. A. (2004). *The sun total and spectral irradiance for solar energy applications and solar radiation models*. *76*, 423–453. https://doi.org/10.1016/j.solener.2003.08.039

Gueymard, C. A. (2018). A reevaluation of the solar constant based on a 42-year total solar irradiance time series and a reconciliation of spaceborne observations. *Solar Energy*, *168*(March), 2–9. https://doi.org/10.1016/j.solener.2018.04.001

Heiselberg, P., & Heiselberg, H. (2021). *Aircraft Detection above Clouds by Sentinel-2 MSI Parallax*.

Hénocq, C., Bruniquel, J., Dransfeld, S. (2023). *Copernicus Sentinel-3 SLSTR Land User Handbook List of Changes*.

Heymsfield, A.J.; KRÄMER, M. . et al. (2017). *AMS Monographs: Cirrus Clouds*. 1–26. https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0010.1

Hollstein, A., Segl, K., Guanter, L., Brell, M., & Enesco, M. (2016). Ready-to-use methods for the detection of clouds, cirrus, snow, shadow, water and clear sky pixels in Sentinel-2 MSI images. *Remote Sensing*, *8*(8), 1–18. https://doi.org/10.3390/rs8080666

Holton, J.R.; Hakim, G. J. (2013). *Dynamic Meteorology*.

Hormann, C. (2023). *Blog Imagico*. https://imagico.de/blog/en/about/

Huo, J., & Lu, D. (2012). Comparison of cloud cover from all-sky imager and meteorological observer. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *29*(8), 1093–1101. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-11-00006.1

Hyperphysiscs. (2023). http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/hframe.html

IPPC. AR5. (2018). *The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks and Climate Sensitivity*. https://doi.org/10.1017/9781009157896.009.923

Iqbal Muhammad. (1983). *An Introduction to Solar Radiation* (1983 ELSEVIER (Ed.)). https://doi.org/10.1016/b978-0-12-373750-2.x5001-0

Jedlovec, G. (2009). *Automated Detection of Clouds in Satellite Imagery*. 1–14.

Kanak, J. (2023). *Kanak, J.* EUMETRAIN. https://www.researchgate.net/profile/Jan-Kanak

Kaps, A., Lauer, A., Camps-Valls, G., Gentine, P., Gomez-Chova, L., & Eyring, V. (2023). Machine-Learned Cloud Classes From Satellite Data for Process-Oriented Climate Model Evaluation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *61*. https://doi.org/10.1109/TGRS.2023.3237008

Knight, E. J., & Kvaran, G. (2014). Landsat-8 operational land imager design, characterization and performance. *Remote Sensing*, *6*(11), 10286–10305. https://doi.org/10.3390/rs61110286

Kohji, A., & Ama, K. O. Y. (2021). *A P ractical S tudy on the C ourses for Finding Em ploy m ent*. *1*, 3–6.

Krauß, T. (2021). Extraction of cloud heights from Sentinel-2 Multispectral Images. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *5*(1), 17–23. https://doi.org/10.5194/isprs-annals-V-1-2021-17-2021

Kuze, A., & Chance, K. V. (1994). *Analysis of cloud top height and cloud coverage from satellites using the O2 A and B bands*. *99*(02), 481–491.

Lamquin, N., Clerc, S., Bourg, L., & Donlon, C. (2020). OLCI A/B tandem phase analysis, Part 1: Level 1 homogenisation and harmonisation. *Remote Sensing*, *12*(11). https://doi.org/10.3390/rs12111804

Langford, A. O., Portmann, R. W., Daniel, J. S., Miller, H. L., Eubank, C. S., Solomon, S., & Dutton, E. G. (2005). Retrieval of ice crystal effective diameters from ground-based near-infrared spectra of optically thin cirrus. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *110*(22), 1–11. https://doi.org/10.1029/2005JD005761

Lawson, R. P., Pilson, B., Baker, B., Mo, Q., Jensen, E., Pfister, L., & Bui, P. (2008). Aircraft measurements of microphysical properties of subvisible cirrus in the tropical tropopause layer. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *8*(6), 1609–1620. https://doi.org/10.5194/acp-8-1609-2008

Lee, D. S., Fahey, D. W., Skowron, A., Allen, M. R., Burkhardt, U., Chen, Q., Doherty, S. J., Freeman, S., Forster, P. M., Fuglestvedt, J., Gettelman, A., De León, R. R., Lim, L. L., Lund, M. T., Millar, R. J., Owen, B., Penner, J. E., Pitari, G., Prather, M. J., … Wilcox, L. J. (2021). The contribution of global aviation to anthropogenic climate forcing for 2000 to 2018. *Atmospheric Environment*, *244*(September 2020). https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2020.117834

Lee, J., Yang, P., Dessler, A. E., Gao, B. C., & Platnick, S. (2009). Distribution and radiative forcing of tropical thin cirrus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *66*(12), 3721–3731. https://doi.org/10.1175/2009JAS3183.1

Li, Q., & Groß, S. (2021). Changes of cirrus cloud properties and occurrence over Europe during the COVID-19 caused air traffic reduction. *Atmos. Chem. Phys.*, *21*, 14573–14590. https://doi.org/10.5194/acp-21-14573-2021, 2021.

Li, Z., Shen, H., Weng, Q., Zhang, Y., Dou, P., & Zhang, L. (2022). Cloud and cloud shadow detection for optical satellite imagery: Features, algorithms, validation, and prospects. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, *188*(December 2021), 89–108. https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2022.03.020

Lindstrom, S., Schmit, T., and Gerth, J. (2017). *Quick Guide ABI Band 4 (1 . 37 μ m)* (Vol. 4, Issue August).

Liou, K. N. (1986). Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. *Mont. Weather Rev.*, *114*, 1167–1199.

Liou, K. N. (1993). *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere. Oxford Monographs on Geology and Geophysics.* (Oxford & M. on G. and Geophysics. (Eds.)).

Liou, K. N. (2002). An introduction to atmospheric radiation. In A. Press (Ed.), *An Introduction to Atmospheric Radiation Second Edition* (Vol. 84, Issue C). ACADEMIC PRESS. https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80016-X

Liu, C. C., Zhang, Y. C., Chen, P. Y., Lai, C. C., Chen, Y. H., Cheng, J. H., & Ko, M. H. (2019). Clouds classification from Sentinel-2 imagery with deep residual learning and semantic image segmentation. *Remote Sensing*, *11*(2). https://doi.org/10.3390/rs11020119

Liu, Y., Xu, B., Zhi, W., Hu, C., Dong, Y., Jin, S., Lu, Y., Chen, T., & Xu, W. (2020). Space eye on flying aircraft: From Sentinel-2 MSI parallax to hybrid computing. *Remote Sensing of Environment*, *246*(September 2019), 111867. https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111867

López-Puigdollers, D., Mateo-García, G., & Gómez-Chova, L. (2021). Benchmarking deep learning models for cloud detection in landsat-8 and sentinel-2 images. *Remote Sensing*, *13*(5), 1–20. https://doi.org/10.3390/rs13050992

Mahajan, S., & Fataniya, B. (2020). Cloud detection methodologies: variants and development—a review. *Complex & Intelligent Systems*, *6*(2), 251–261. https://doi.org/10.1007/s40747-019-00128-0

Makarau, A., Richter, R., Zekoll, V., & Reinartz, P. (2016). Cirrus Removal in Multispectral Datawithout 1.38Mm Spectral Data. *ISPRS Annals of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, *III–7*(July), 41–44. https://doi.org/10.5194/isprsannals-iii-7-41-2016

Marchand, R. (2008). *ARM and Satellite Cloud Validation. AMS Monographs*. 1–11. https://doi.org/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-15-0038.1

Marquis, J. W., Dolinar, E. K., Garnier, A., Campbell, J. R., Ruston, B. C., Yang, P., & Zhang, J. (2023). Estimating the Impact of Assimilating Cirrus Cloud–Contaminated Hyperspectral Infrared Radiances for Numerical Weather Prediction. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *40*(3), 327–340. https://doi.org/10.1175/jtech-d-21-0165.1

Marquis, J. W. et al. (2023). Estimating the Impact of Assimilating Cirrus Cloud – Contaminated Hyperspectral Infrared Radiances for Numerical Weather Prediction. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *2003*, 327–340. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-21-0165.1

Masson-delmotte, V. Zhai, P., et al. (2021). *IPCC 2021. CLIMATE CHANGE 2021. THE PHYSICAL SCIENCE BASIS*.

Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, Connors SL, Péan C, Chen Y, Goldfarb L, Gomis MI, Matthews JB, Berger S, Huanhg M, Yelekçi O, Yu R, Zhou B, Lonnoy E, Maycock TK, Waterfield T, Letzell K, C. N. (2021). *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2021) The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the AR6.*

Mateo-García, G., Gómez-Chova, L., Amorós-López, J., Muñoz-Marí, J., & Camps-Valls, G. (2018). Multitemporal cloud masking in the Google Earth Engine. *Remote Sensing*, *10*(7), 7–9. https://doi.org/10.3390/rs10071079

McHardy, T. M., Campbell, J. R., Peterson, D. A., Lolli, S., Bankert, R. L., Garnier, A., Kuciauskas, A. P., Surratt, M. L., Marquis, J. W., Miller, S. D., Dolinar, E. K., & Dong, X. (2021). Advancing maritime transparent cirrus detection using the advanced baseline imager "cirrus" band. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, *38*(6), 1093–1110. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-20-0130.1

Mejia, F. A., Kurtz, B., Murray, K., Hinkelman, L. M., Sengupta, M., Xie, Y., & Kleissl, J. (2016). Coupling sky images with radiative transfer models: A new method to estimate cloud optical depth. *Atmospheric Measurement Techniques*, *9*(8), 4151–4165. https://doi.org/10.5194/amt-9-4151-2016

Meteociel. (2022). www.meteociel.fr

Meyer, K., Yang, P., & Gao, B. C. (2004). Optical thickness of tropical cirrus clouds derived from the MODIS 0.66- and 1.375-µm channels. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *42*(4), 833–841. https://doi.org/10.1109/TGRS.2003.818939

MIMIC-Total precipitable water. (2023). http://tropic.ssec.wisc.edu/real-time/mtpw2/about.html

Moreno, J., Alonso, L., Delegido, J., Rivera, J. P., Ruiz-Verdú, A., Sabater, N., Tenjo, C., Verrelst, J., & Vicent, J. (2014). Misión Flex (Fluorescence Explorer): Observación de la fluorescencia por teledetección como nueva técnica de estudio del estado de la vegetación terrestre a escala global. *Revista de Teledeteccion*, *41*, 111–119. https://doi.org/10.4995/raet.2014.2296

NOAA. (2023). *Scijinks*. https://scijinks.gov/atmosphere-formation/

Noaa, R. E. E., Group, U. N. I. M. S., & Application, S. (2016). *Comparison between Total Cloud Cover in Four Reanalysis Products and Cloud Measured by Visual Observations at U . S . Weather Stations*. *Jakob 1999*, 2015–2021. https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0637.1

Olcina, C. (1996). *Tiempos y climas mundiales. Climatología a través de mapas de tiempo e imágenes de satélite.* (oikos-tau Barcelona (Ed.)). Barcelona,oikos-tau. https://www.divulgameteo.es/uploads/Clasificación-nubes-Olcina.pdf

Periodni. (2022). www.periodni.com

Polehampton, E., Cox, C., Smith (RAL Space), D., Ghent (ULEIC), D., Wooster, M., Xu (KCL), W., Bruniquel (ACRI-ST), J., & Dransfeld (ESA), S. (2022). *Copernicus Sentinel-3 SLSTR Land User Handbook*. 3–4. https://sentinel.esa.int/documents/247904/4598082/Sentinel-3-SLSTR-Land-Handbook.pdf/

Purbantoro, B., Aminuddin, J., Manago, N., & Toyoshima, K. (2018). *Comparison of Cloud Type Classification with Split Window Algorithm Based on Different Infrared Band Combinations of Himawari-8 Satellite*. 218–234. https://doi.org/10.4236/ars.2018.73015

Qiu, S., Zhu, Z., & He, B. (2019). Fmask 4.0: Improved cloud and cloud shadow detection in Landsats 4–8 and Sentinel-2 imagery. *Remote Sensing of Environment*, *231*(August 2018). https://doi.org/10.1016/j.rse.2019.05.024

Qiu, S., Zhu, Z., & Woodcock, C. E. (2020). Cirrus clouds that adversely affect Landsat 8 images: What are they and how to detect them? *Remote Sensing of Environment*, *246*(May). https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.111884

Rajitha, K., Prakash Mohan, M. M., & Varma, M. R. R. (2015). Effect of cirrus cloud on normalized difference Vegetation Index (NDVI) and Aerosol Free Vegetation Index (AFRI): A study based on LANDSAT 8 images. *ICAPR 2015 - 2015 8th International*

Conference on Advances in Pattern Recognition, *February*. https://doi.org/10.1109/ICAPR.2015.7050710

Ren, T., Yang, P., Wei, J., Huang, X., & Sang, H. (2022). Performance of Cloud 3D Solvers in Ice Cloud Shortwave Radiation Closure Over the Equatorial Western Pacific Ocean. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *14*(2), 1–17. https://doi.org/10.1029/2021MS002754

Richter, R., & Schläpfer, D. (2019). Atmospheric and topographic correction (ATCOR theoretical background document). In *DLR IB 564-03/19* (Vol. 1).

Richter, Rudolf, Wang, X., Bachmann, M., & Schläpfer, D. (2011). Correction of cirrus effects in sentinel-2 type of imagery. *International Journal of Remote Sensing*, *32*(10), 2931–2941. https://doi.org/10.1080/01431161.2010.520346

Robles, M. C., Amos, H. M., Dodson, J. B., Bouwman, J., Rogerson, T., Bombosch, A., Farmer, L., Burdick, A., Taylor, J., & Chambers, L. H. (2020). Clouds around the World. *American Meteorological Society*, *February 2020*, 1201–1213.

Rogers, R. R. (1976). *Física de las Nubes* (S. A. REVERTE (Ed.)).

Rohde, R. (2022). *@RARohde*.

Román, R., Cazorla, A., Toledano, C., Olmo, F. J., Cachorro, V. E., & Frutos, A. De. (2017). *Cloud cover detection combining high dynamic range sky images and ceilometer measurements*. *196*(December 2016), 224–236.

Romero Campos, P. M., Marrero de la Santa Cruz, C. L., Alonso Pérez, S., Cuevas Agulló, E., Afonso Gómez, S., & Ortiz de Galisteo Marín, J. P. (2012). Una climatología del agua precipitable en la región subtropical sobre la isla de Tenerife basada en datos de radiosondeos. *Una Climatología Del Agua Precipitable En La Región Subtropical Sobre La Isla de Tenerife Basada En Datos de Radiosondeos*, *1*. https://doi.org/10.31978/281-12-007-5

Rosenfeld, D., & Woodley, W. L. (2003). Spaceborne Inferences of Cloud Microstructure and Precipitation Processes: Synthesis, Insights, and Implications. *Meteorological Monographs*, *29*(51), 59–59. https://doi.org/10.1175/0065-9401(2003)029<0059:csiocm>2.0.co;2

Rossow, W.B., Garder, L. C. (1993). Cloud detection using satellite measurements of infrared and visible radiances for ISCCP. *Journal of Climate*.

Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1991). of the American Meteorological. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *72*(1), 1–20.

Sabater, N. (2018). *Development of atmospheric correction algorithms for very high spectral and spatial resolution images: application to SEOSAT and the FLEX/Sentinel-3 missions*.

Salgado, S., Poutier, L., Briottet, X., & Mathieu, S. (2019). *Validation of an empirical method for thin cirrus correction with Sentinel-2 data*. 16. https://doi.org/10.1117/12.2533074

Sanchez-Lorenzo, A., Enriquez-Alonso, A., Calbó, J., González, J. A., Wild, M., Folini, D., Norris, J. R., & Vicente-Serrano, S. M. (2017). Fewer clouds in the Mediterranean: Consistency

of observations and climate simulations. *Scientific Reports*, *7*(January 2016), 1–10. https://doi.org/10.1038/srep41475

Sassen, K. and Sung Cho, B. (1992). Subvisual-Thin Cirrus Lidar Dataser for Satellite Verification and Climatological Research. *American Meteorological Society1*.

Sassen, K., Wang, Z., & Liu, D. (2008). *Global distribution of cirrus clouds from CloudSat / Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO) measurements*. *113*, 1–12. https://doi.org/10.1029/2008JD009972

Sausen, R., Gierens, K., Ponater, M., & Schumann, U. (1998). A diagnostic study of the global distribution of contrails Part I: Present day climate. *Theoretical and Applied Climatology*, *61*(3–4), 127–141. https://doi.org/10.1007/s007040050058

Schlaepfer, D. (1998). *Remote Sensing Series Differential Absorption Methodology for Imaging Spectroscopy of Atmospheric Water Vapor*.

Schläpfer, D. (1998). *Differential absorption methodology for imaging spectroscopy of atmospheric water vapor.* (U. of Z. Remote Sensing Laboratories, Dept. of Geography (Ed.)).

Schläpfer, Daniel, Borel, C. C., Keller, J., & Itten, K. I. (1996). *Atmospheric Precorrected Differential Absorption Technique to Retrieve Columnar Water Vapor*. *4257*(98).

Schläpfer, Daniel, Richter, R., & Reinartz, P. (2020). Elevation-dependent removal of cirrus clouds in satellite imagery. *Remote Sensing*, *12*(3), 1–15. https://doi.org/10.3390/rs12030494

Schmit, T., Griffith, P., Dunshor, M. M., Daniels, J.M., Goodman, S.J., and Lebair, W. J. (2017). A CLOSER LOOK AT THE ABI ON THE GOES-R SERIES. In *BAMS American Meteorological Society* (Issue April). https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00230.1

Schoeberl, M. R., Jensen, E. J., Pfister, L., Ueyama, R., Wang, T., Selkirk, H., Avery, M., Thornberry, T., & Dessler, A. E. (2019). Water Vapor, Clouds, and Saturation in the Tropical Tropopause Layer. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *124*(7), 3984–4003. https://doi.org/10.1029/2018JD029849

Schwarz, K., Cermak, J., Fuchs, J., & Andersen, H. (2017). *Mapping the Twilight Zone — What We Are Missing between Clouds and Aerosols*. 1–10. https://doi.org/10.3390/rs9060577

Sentinel-3, Toolbox. (2023). https://earth.esa.int/eogateway/tools/sentinel-3-toolbox

SENTINEL-3,OLCI. (2022). https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-olci/naming-convention

Sentinel Missions. (n.d.). https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions

SENTINEL3-SLSTR. (2022). https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/user-guides/sentinel-3-slstr/naming-convention

Serrano, D., Marín, M. J., Núñez, M., Utrillas, M. P., Gandía, S., & Martínez-lozano, J. A. (2015). Wavelength dependence of the effective cloud optical depth Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics Wavelength dependence of the effective cloud optical depth. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, *130–131*(November 2018), 14–22.

https://doi.org/10.1016/j.jastp.2015.05.001

Shen, Yang; Wang, Yong; Lv, Haiato and Qian, J. (2015). Removal of thin clouds in Landsat-8 OLI data with independent component analysis. *Remote Sensing of Environment*, *7*, 11481–11500. https://doi.org/10.3390/rs70911481

Skakun, S., Vermote, E. F., Eduardo, A., Artigas, S., Rountree, W. H., & Roger, J. (2021). An experimental sky-image-derived cloud validation dataset for Sentinel-2 and Landsat 8 satellites over NASA GSFC. *International Journal of Applied Earth Observations and Geoinformation*, *95*.

Skakun, S., Wevers, J., Brockmann, C., Doxani, G., Aleksandrov, M., Hagolle, O., Dan, L., & Zust, L. (2022). *Remote Sensing of Environment Cloud Mask Intercomparison eXercise (CMIX): An evaluation of cloud masking algorithms for Landsat 8 and Sentinel-2*. *274*(September 2021).

Spänkuch D., Hellmuth, O. (2022). What Is a Cloud? *BAMS American Meteorological Society*, 1894–1929. https://doi.org/https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0032.1

Sparkes, G., Kerr, A., Rafuse, H., Sparkes, G., Hinchey, J., & Sandeman, H. (2011). Geology of the Bonavista Peninsula View project Labrador Projects View project VISIBLE/INFRARED SPECTROSCOPY (VIRS) AS A RESEARCH TOOL IN ECONOMIC GEOLOGY: BACKGROUND AND PILOT STUDIES FROM NEWFOUNDLAND AND LABRADOR. *Current Research*, *March*, 145–166. https://www.researchgate.net/publication/288899855

Spectrals Sciences Inc. and Air Force Research Laboratory (AFLR). (n.d.). *MODTRAN, MODerate Resolution Atmospheric TRANsmission*. MODTRAN.SPECTRAL.COM

SSI Spectral Reference. (2023). https://shorturl.at/sEOZ1

Stephens, G. L. (1994). *Remote Sensing of the Lower Atmosphere: An Introduction*. Oxford University Press.

Stubenrauch, C.J., et al. (2013). Assessment of Global Cloud Datasets from Satellites. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *JULY*, 1031–1050. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-12-00117.1

Sun, W., Videen, G., Kato, S., Lin, B., Lukashin, C., & Hu, Y. (2011). *A study of subvisual clouds and their radiation effect with a synergy of CERES , MODIS , CALIPSO , and AIRS data*. *116*, 1–10. https://doi.org/10.1029/2011JD016422

Synergy Cloud Mask. (2022). https://www.eumetsat.int/S3-synergy-cloud-mask

Teoh, R., Schumann, U., Majumdar, A., & Stettler, M. E. J. (2020). Mitigating the Climate Forcing of Aircraft Contrails by Small-Scale Diversions and Technology Adoption. *Environmental Science and Technology*, *54*(5), 2941–2950. https://doi.org/10.1021/acs.est.9b05608

Urbanek, B., Groß, S., Schäfler, A., & Wirth, M. (2017). *Determining stages of cirrus evolution : a cloud classification scheme*. 1653–1664. https://doi.org/10.5194/amt-10-1653-2017

Utrillas, M.P.; Marín, M. J.; Estellés, V.; Marcos, C., & Freile, M.D.; Gómez-Amo, J.L.; Martínez-Lozano, J. A. (2022). *Comparison of Cloud Amounts Retrieved with Three Automatic*

Methods and Visual Observations. 1–12.

Vaisala. (2023). https://www.vaisala.com/es

Van Malderen, R., De Muer, D., De Backer, H., Poyraz, D., Verstraeten, W. W., De Bock, V., Delcloo, A. W., Mangold, A., Laffineur, Q., Allaart, M., Fierens, F., & Thouret, V. (2021). Fifty years of balloon-borne ozone profile measurements at Uccle, Belgium: A short history, the scientific relevance, and the achievements in understanding the vertical ozone distribution. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *21*(16), 12385–12411. https://doi.org/10.5194/acp-21-12385-2021

Várnai, T., & Marshak, A. (2007). View angle dependence of cloud optical thicknesses retrieved by Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, *112*(6). https://doi.org/10.1029/2005JD006912

Verhoelst, T., Compernolle, S., Pinardi, G., Lambert, J. C., Eskes, H. J., Eichmann, K. U., Fjæraa, A. M., Granville, J., Niemeijer, S., Cede, A., Tiefengraber, M., Hendrick, F., Pazmiño, A., Bais, A., Bazureau, A., Folkert Boersma, K., Bognar, K., Dehn, A., Donner, S., … Zehner, C. (2021). Ground-based validation of the Copernicus Sentinel-5P TROPOMI NO2 measurements with the NDACC ZSL-DOAS, MAX-DOAS and Pandonia global networks. *Atmospheric Measurement Techniques*, *14*(1), 481–510. https://doi.org/10.5194/amt-14-481-2021

Vicent, J., Verrelst, J., Sabater, N., Alonso, L., Pablo Rivera-Caicedo, J., Martino, L., Muñoz-Marí, J., & Moreno, J. (2020). Comparative analysis of atmospheric radiative transfer models using the Atmospheric Look-up table Generator (ALG) toolbox (version 2.0). *Geoscientific Model Development*, *13*(4), 1945–1957. https://doi.org/10.5194/gmd-13-1945-2020

Voigt, C., et al. (2017). The airborne experiment on natural cirrus and contrail cirrus with the high-altitude long-range research aircraft halo. *Americal Meteorological Society2*. https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00213.1

Wacker, S., Gröbner, J., Zysset, C., Diener, L., Kazantzidis, A., Vuilleumier, L., Stöckli, R., Nyeki, S., & Kämpfer, N. (2015). *Journal of Geophysical Research : Atmospheres Cloud observations in Switzerland using hemispherical sky cameras*. https://doi.org/10.1002/2014JD022643.Received

Wallace, John M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science. An Introduction Survey* (Second Edi). ELSEVIER.

Wang, C., Ding, S., Yang, P., Baum, B., & Dessler, A. E. (2012). A new approach to retrieving cirrus cloud height with a combination of MODIS 1.24- and 1.38-μm channels. *Geophysical Research Letters*, *39*(24), 2–7. https://doi.org/10.1029/2012GL053854

Wang, T., Fetzer, E. J., Wong, S., Kahn, B. H., & Yue, Q. (1955). Journal of geophysical research. *Nature*, *175*(4449), 238. https://doi.org/10.1038/175238c0

Wild, M. (2020). The global energy balance as represented in CMIP6 climate models. *Climate Dynamics*, *55*(3), 553–577. https://doi.org/10.1007/s00382-020-05282-7

WMO. (1993). *Atlas Internacional de Nubes*. Manual de Observación de Nubes y Otros Meteoros. https://cloudatlas.wmo.int

WMO. (2017). *Atlas Internacional de Nubes*. https://cloudatlas.wmo.int/en/home.html.

Xia, L., Hao, F., Sun, Z. W., Shen, X. Y., & Mao, K. B. (2015). An Improved Algorithm for the Detection of Cirrus Clouds in the Tibetan Plateau Using VIIRS and MODIS Data. *American Meteorological Society*, 2125–2129. https://doi.org/10.1175/JTECH-D-15-0063.1

Xu, J., Li, D., Bai, Z., Tao, M., & Bian, J. (2022). Large Amounts of Water Vapor Were Injected into the Stratosphere by the Hunga Tonga–Hunga Ha'apai Volcano Eruption. *Atmosphere*, *13*(6). https://doi.org/10.3390/atmos13060912

Xu, M., Jia, X., & Pickering, M. (2014). Automatic cloud removal for Landsat 8 OLI images using cirrus band. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, *December 2015*, 2511–2514. https://doi.org/10.1109/IGARSS.2014.6946983

Xu, M., Pickering, M., Plaza, A. J., & Jia, X. (2016). Thin cloud removal based on signal transmission principles and spectral mixture analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, *54*(3), 1659–1669. https://doi.org/10.1109/TGRS.2015.2486780

Zeng, S., Cornet, C., Parol, F., Riedi, J., & Thieuleux, F. (2012). A better understanding of cloud optical thickness derived from the passive sensors MODIS/AQUA and POLDER/PARASOL in the A-Train constellation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, *12*(23), 11245–11259. https://doi.org/10.5194/acp-12-11245-2012

Zhu, Z., Wang, S., & Woodcock, C. E. (2015). Improvement and expansion of the Fmask algorithm: Cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4-7, 8, and Sentinel 2 images. *Remote Sensing of Environment*, *159*, 269–277. https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.12.014

Zhu, Z., & Woodcock, C. E. (2014). Automated cloud, cloud shadow, and snow detection in multitemporal Landsat data: An algorithm designed specifically for monitoring land cover change. *Remote Sensing of Environment*, *152*, 217–234. https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.06.012

Lista De Tablas

Tabla 2-1: Contenido total de vapor de agua para atmósferas de referencia en MODTRAN…….24

Tabla 2-2: Porcentaje de energía transmitida según espesor óptico……..34

Tabla 3-1: Alturas aproximadas de cada piso de nubes para diferentes latitudes……..45

Tabla 3-2: 10 géneros y principales variedades con sus abreviaturas y símbolos……54

Tabla 3-3: Alturas aproximadas y géneros más frecuentes en cada nivel……..56

Tabla 3-4: Clasificación de nubes cruzando altura y convección……58

Tabla 3-5: Espesor óptico de las nubes según el Atlas Internacional de nubes……..60

Tabla 5-1: Radiación solar en el techo de la atmósfera……109

Tabla 5-2: Clasificación de cirros según la reflectividad en el techo de la atmósfera (ρ_{TOA}) en la banda espectral de 1,37 μm……*113*

Tabla 7-1: Observaciones visuales en superficie el 31 de enero de 2017…….158

Tabla 7-2: *Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4,* 31 de nero de 2017…171

*Tabla 7-*3*: Observaciones visuales en superficie el 17 de abril de 2018……..178*

Tabla 7-4: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4, 17 abril 2018……..183

*Tabla 7-*5*: Observaciones visuales en superficie el 21 de marzo de 2023……191*

*Tabla 7-*6*: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4, 21 de marzo de 2023….195*

*Tabla 7-*7*: Observaciones visuales en superficie el 6 de abril de 2023……..204*

*Tabla 7-*8*: Resultados de correlación bandas S1, S2 y S3 con la banda S4,* 6 de abril de 2023…..209

Tabla I-1: Anchura y centro de las 9 bandas espectrales del sensor SLSTR-Sentinel-3……254

Tabla I-2: Anchura y centro espectral de las 21 bandas del sensor OLCI, Sentinel-3……255

Tabla de Figuras

Figura 1-1: El planeta azul, con océanos y nubes de agua. Fuente: NASA y JAXA.....2
Figura 1-2: Componentes del balance de radiación global medio anual. 5
Figura 1-3: Efectos de los cambios en la nubosidad en el nuevo escenario climático. 6
Figura 1-4: La respuesta de la nubosidad a un aumento de la temperatura superficial.....7
Figura 1-5: Imagen de cirros y estelas de avión desde la webcam de Quart de Poblet.....8
Figura 2-1: Regiones verticales de la atmósfera en función del perfil de temperatura.....15
Figura 2-2: Diferentes alturas para la tropopausa según diferentes latitudes.....15
Figura 2-3: Sondeos de Mallorca-Son Bonet. 16
Figura 2-4: Sondeos de Murcia. 17
Figura 2-55: Perfiles de temperatura de los modelos de atmósferas de MODTRAN.....18
Figura 2-6: Distribución de la tropopausa y corrientes en chorro.....18
Figura 2-7: Transbordador orbitando la Tierra con la tripulación 22. 19
Figura 2-8: Fotografía de la Tierra el 31 de julio de 2016 desde la Estación Espacial Internacional. NASA. 20
Figura 2-9: Composición de la atmósfera de la Tierra en porcentaje de volumen. 20
Figura 2-10: Distribución vertical de componentes atmosféricos.....21
Figura 2-11: Variación del porcentaje de vapor de agua en la troposfera según latitudes. ...22
Figura 2-12: El efecto de la erupción del Pinatubo.....22
Figura 2-13: Perfiles verticales de vapor de agua y ozono incluidos en el programa MODTRAN. 24
Figura 2-14: Total agua precipitable, 18 de abril de 2023 a las 19:00 UTC. 25
Figura 2-15: Espectro electromagnético y detalle de la zona visible por el ojo humano.....26
Figura 2-16: Radiación solar espectral en el techo de la atmósfera.....27
Figura 2-17: Distribución espectral de la radiación solar y terrestre (@Yochanan Kushnir). .28
Figura 2-18: Comparación bandas espectrales Landsat, Sentinel-3 y Sentinel-2.....29
Figura 2-19: Comparación bandas espectrales MODIS, MERIS, VIRRS, SLSTR y OLCI. 30
Figura 5-14: Irradiancia solar en el techo de la atmósfera y a nivel del mar. Situación en el espectro solar de la banda de cirros (Robert A.Rohde).....31
Figura 2-21: Diagrama de disminución de la intensidad de radiación al atravesar un medio.32
Figura 2-22: Ilustración del Proyecto Twin Earth ECMWF dentro de (Destination Earth, 2023). 33
Figura 2-23: Variación de la transmisividad en función del espesor óptico.....35
Figura 2-24: Atenuación total espectral de la atmósfera por componentes entre 0,2 μm y 60 μm. 36
Figura 2-25: Configuración en tándem de los satélites Sentinel-3 y FLEX.....37
Figura 2.26: Bandas espectrales de los sensores en los satélites FLEX Y Sentinel-3. 37
Figura 2-27: Ejemplos de métodos de absorción diferencial. 38
Figura 2-28: Detalle de la banda de absorción del vapor de agua de 1,375 μm. 38
Figura 3-1: Evolución del tamaño de las gotas de lluvia dentro de tormentas. 43

Figura 3-2: Nubes mesosféricas, nacaradas.....45
Figura 3-3: Nubes noctilucentes. Fotografía realizada en Alaska.....46
Figura 3-4: Núcleos de condensación, donde condensa o solidifica el vapor de agua. 47
Figura 3-5: Altocumuls y cavum. Webcam AVAMET de Burjassot del 3 de octubre del 2019. 48
Figura 3-6: Muestra de cristales de hielo de agua de nube alta formando halos solares.....49
Figura 3-7: Luke Howard. Modifications of Clouds.....50
Figura 3-8: Ilustración de Lewis en el artículo de Luke Howard. 51
Figura 3-9: Clasificación por géneros de nubes. (WMO, 2017). 53
Figura 3-10: Ejemplos de diferentes géneros de nubes. Webcams AVAMET. 55
Figura 3-11: Relación entre el albedo de la nube y su espesor óptico. 60
Figura 3-12: Variación del espesor óptico para cirrus y para stratus o altostratus.....61
Figura 3-13: Referencia del ISCCP de espesor óptico de nubes 62
Figura 3-14: Reflectividad espectral de una nube opaca, según (Xu et al., 2016) 63
Figura 3-15: Cirros captados el 23 de abril del 2023 en Portell, Comunidad Valenciana, España (40,53° N, 0,26°W). Webcam de Avamet. 64
Figura 3-16: Cirrocumulus i cirrostratus en Llucena, l'Alcalatén. 65
Figura 3-17: Parhelios observados en València el 6 de noviembre de 2021. 65
Figura 3-18: Cirros homogenitus, València, 25 de abril del 2023 (Avamet, 2023). 66
Figura 3-19: Cirros homomutatus. (Avamet, 2023) 66
Figura 3-20: Distribución media de la frecuencia de presencia de cirros. 67
Figura 3-21: Distribución latitudinal de la altura media de los cirros observados por CALIPSO (Sassen et al., 2008). 68
Figura 3-22: Techo y base promedio de los cirros según CloudSat-radar/CALIPSO-lidar (Sassen et al., 2008). 68
Figura 3-23: El crecimiento de los cristales que forman los cirros. 69
Figura 3-24: Planificación de rutas según condiciones meteorológicas para evitar formación de estelas en las capas altas de la troposfera (Liu et al., 2020).....72
Figura 4-1: Géneros de nubes observados desde diferentes puntos de vista 76
Figura 4-2: Efecto de sombra visual de nubes próximas. 78
Figura 4-3: Evolución de la nubosidad media en Izaña a las 13:00 UTC. 79
Figura 4-4: Comparativa observación vertical y hacia el horizonte.....80
Figura 4-5: Red de las 248 webcams de AVAMET actualmente operativas. 82
Figura 4-6: Ceilómetro Vaisala. 83
Figura 4-7: Altocumulus observados por webcam y con ceilómetro. 84
Figura 4-8: Observación desde el espació de nubes en diferentes niveles. 85
Figura 4-9: Teledetección pasiva: MODIS. Teledetección activa: CALIPSO, CloudSat. 86
Figura 4-10: Ejemplo de paso seguidos de Landsat-9, Sentinel-2A y Sentinel-3A.....88
Figura 4-11: Imagen desde Castellfort a las 10:33 UTC del 6 de abril del 2023. 88
Figura 4-12: Imagen desde Alicante a las 10:17 UTC del 6 de abril del 2023. 89
Figura 4-13: Imagen de Sentinel-3 (SLSTR) a las 10:35 UTC del 6 de abril del 2023. 89
Figura 4-14: Reflectividad típica de diferentes superficie y tipos de nubes densas.....92
Figura 4-15: Simulación de la reflectividad de nubes densas (Bernnartz, 2022). 93
Figura 4-16: Simulación de la reflectividad de nubes densas para 3,9 μm. 94

Figura 4-17: Frecuencia de artículos citando la detección de nubes y sombras de nubes. 95
Figura 4-18: Reflectividad banda de cirros (izquierda), composición RGB bandas S3-S2-S1. (derecha). Sensor SLSTR, Sentinel-3. 101
Figura 4-19: Webcam de Caudete de las Fuentes, 21 de marzo de 2023, 16:36 h (izquierda) i 16:40 h (derecha). 102
Figura 4-20: Fotografía de un halo solar. 6 de abril de 2023 a las 11:52 h. 103
Figura 5-1: Efecto del paralaje en imágenes Sentinel-2, MSI (Erickson, 2022) 107
Figura 5-2: Detalle espectral del paralaje causado por los detectores de Sentinel-2 (Erickson, 2022). 107
Figura 5-3: Situación espectral de la banda de cirros en el sensor ABI, GOES (Schmit et al., 2017). 108
Figura 5-4: El efecto del vapor de agua en la zona espectral de 1,375 μm. 110
Figura 5-5: El efecto de las nubes altas en la zona espectral de 1,375 μm. 110
Figura 5-6: Contenido de vapor de agua por niveles troposféricos. 111
Figura 5-7: Imágenes del sensor SLSTR, de Sentinel-3 del 31 de enero de 2017. 113
Figura 5-8: Situación de la banda de cirrus en diferentes sensores (USGS Landsat Program). 114
Figura 5-9: Evolución de las bandas espectrales de los sensores TM, ETM y OLI, a bordo de Landsat (Zhu et al., 2015). 114
Figura 5-10: Respuesta espectral relativa del sensor SLSTR de Sentinel-3 en la banda S4 de cirros. 115
Figura 5-11: Imagen de Landsat-8 del 27 de diciembre de 2017 a las 10:37 UTC. 116
Figura 5-12: Imagen de Sentinel-2 del 27 de diciembre de 2017, a las 10:54 UTC. 116
Figura 5-15: Diagrama que muestra la aproximación teórica de tres capas. 121
Figura 5-16. La reflectividad de nubes cirrus con AVIRIS y bandas del sensor SLSTR. 123
Figura 5-17. Reflectividad de nubes cirrus en VIS y NIR, mediante VIIRS, SUOMI. 127
Figura 6-1: Aeropuertos utilizados en el estudio de la nubosidad desde superficie. 129
Figura 6-2: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de València, 7:00 Y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1966 a 2022. 130
Figura 6-3: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de València, 18:00 UTC. 130
Figura 6-4: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de València a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1966 a 2022. 131
Figura 6-5: Evolución anual observación nubes altas a las 7:00 UTC y 13:00 UTC. 132
Figura 6-6: Evolución anual observación de nubes altas a las 18:00 UTC. 132
Figura 6-7: Evolución anual de nubes altas, con y sin otras nubes, a las 13:00 UTC. 133
Figura 6-8: Evolución anual de cirros a las 13:00 UTC en el aeropuerto de Valencia.. 133
Figura 6-9. Promedio anual de nubosidad en octas, aeropuerto de València, 7:00 UTC y 13:00 UTC desde 1966 hasta 2022. 134
Figura 6-10. Promedio anual de nubosidad en octas, aerop. de València, 18:00 UTC. 134
Figura 6-11. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aeropuerto de València a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1966 hasta 2022 135
Figura 6-12: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aerop. de Alicante-Elche, 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 a 2022. 136

Figura 6-13: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aerop. de Alicante-Elche, 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 a 2022. 136
Figura 6-14: Promedio anual de nubosidad en octas en el aeropuerto de Alicante-Elche, 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 hasta 2022. 137
Figura 6-15: Promedio anual de nubosidad en octas, aerop. de Alicante-Elche, 18:00 UTC. 137
Figura 6-16. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aeropuerto de Alicante-Elche a las 7:00 UTC, 13:00 UTC y 18:00 UTC. Datos de Aemet desde 1967 hasta 2022 137
Figura 6-17: Evolución anual observación de nubes altas a las 7:00 UTC y 13:00 UTC en el aeropuerto de Alicante-Elche. Datos de Aemet desde 1967 al 2022.....138
Figura 6-18: Evolución anual de nubes altas, tipo cirros, CI, a las 13:00 UTC, Alicante-Elche. 138
Figura 6-19: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aeropuerto de Palma, 7:00 UTC y 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1975 a 2022. 139
Figura 6-20: Frecuencia de octas de cobertura nubosa en el aerop. de Palma, 18:00 UTC..140
Figura 6-21: Promedio anual de nubosidad en octas, aeropuerto de Palma, 7:00 UTC y 13:00 UTC. 140
Figura 6-22: Promedio anual de nubosidad en octas, aeropuerto de Palma, 18:00 UTC. 141
Figura 6-23: Promedio anual de nubosidad en octas, aeropuerto de Palma, 18:00 UTC. 141
Figura 6-24: Observaciones anuales de nubes altas, aeropuerto de Palma, 7:00 UTC y 13:00 UTC. 142
Figura 6-25: Evolución anual de nubes altas tipo cirros, CI, a las 13:00 UTC, Palma. 142
Figura 6-26: Frecuencia de octas por horas de cobertura nubosa en el aerop. de Ibiza. 143
Figura 6-27. Promedio anual de nubosidad en octas, aerop. de Ibiza, 7:00 UTC y 13:00 UTC. 144
Figura 6-28. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas, aerop. de Ibiza. 144
Figura 6-29. Evolución anual observación nubes altas en el aeropuerto de Ibiza. 145
Figura 6-30. Evolución anual observación cirros, CI, en el aeropuerto de Ibiza.....145
Figura 6-31: Frecuencia de octas por horas de cobertura nubosa en el aeropuerto de Barcelona. Datos de Aemet desde 1961 hasta 2022. 146
Figura 6-32. Promedio anual de nubosidad en octas en el aeropuerto de Barcelona a las 7:00 UTC y a las 13:00 UTC. 147
Figura 6-33. Promedio cada 5 años de nubosidad en octas en el aeropuerto de Barcelona. 147
Figura 6-34. Evolución anual observación nubes altas en el aeropuerto de Barcelona a las 7:00 ITC y a las 13:00 UTC. Datos de Aemet desde 1961 hast 2022. 148
Figura 6-35. Evolución anual observación nubes altas en el aeropuerto de Barcelona a las 7:00 ITC y a las 13:00 UTC, cuando hay, y cuando no hay, otro tipo de nubosidad. Datos de Aemet desde 1961 hast 2022. 148
Figura 6-36. Evolución anual observación cirros, CI, en el aeropuerto de Barcelona, cuando hay presente otra nubosidad o solo están los cirros, CI. Datos de Aemet desde 1961 hast 2022. 149
Figura 6-37: Observación de la misma nube desde diferentes webcams de Avamet.....150
Figura 6-38: Observación de la estela de avión desde diferentes webcams de Avamet. 151

Figura 6-39: Imagen del cielo de València a las 10:18 UTC del 6 de abril del 2023. 152
Figura 7-1: Imagen del 31 de enero de 2017 obtenida por SLSTR, de Sentinel-3. 156
Figura 7-2: Falso color de SLSTR (5-3-2) del 31 de enero de 2017, señalando diferentes nubes. 157
Figura 7-3: Imagen del satélite Meteosat (IR, 10,8 μm) el 31 de enero de 2017 a las 10:00 UTC. 157
Figura 7-4: Situación sinóptica prevista el 31 de enero de 2017 a las 12:00 UTC.....158
Figura 7-5: Fotografía desde Cullera el 31 de enero de 2017 a las 9:00 h. 159
Figura 7-6: Sondeo de Murcia de Aemet, para el 31 de enero de 2017 a las 12:00 UTC.....160
Figura 7-7: Ángulo cenital solar para la imagen de la figura 6-37. 161
Figura 7-8: Ángulo cenital de observación para la imagen de la figura 6-37. 161
Figura 7-9: Zonas de referencia escogidas para analizar diagrama de reflectividades. 162
Figura 7-10: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1, zonas 2 y 3 de la figura 6-46. ...163
Figura 7-11: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1, zonas 4 y 5 de la figura 6-46. ...164
Figura 7-12: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1 en la zona 6 de la figura 6-46. ...165
Figura 7-13: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1 en la zona 7 de la figura 6-10. ...165
Figura 7-14: Zonas 8 de referencia para calcular diagrama de reflectividades.....166
Figura 7-15: Diagramas de reflectividades bandas S4 y S1 en la zona 8 de la figura 6-51. ...166
Figura 7-16: Capas en en el diagrama de reflectividades S4 y S1 en la zona 7 de la figura 6-46. 167
Figura 7-17: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S1, zona 7 de la figura 6-46. 167
Figura 7-18: Ajuste lineal bandas S4 y S1, zona 7 de la figura 6-10.....168
Figura 7-19: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S1, zona 7 con 14 puntos. ..168
Figura 7-20: Ajuste lineal bandas S4 y S1 con 14 puntos, zona 7 de la figura 6-46.....169
Figura 7-21: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S2, zona 7 con 14 puntos. ..169
Figura 7-22: Ajuste lineal bandas S4 y S2 con 14 puntos, zona 7. 170
Figura 7-23: Estimación pendiente relación lineal bandas S4 y S3, zona 7 con 15 puntos. ..170
Figura 7-24: Ajuste lineal bandas S4 y S3 con 15 puntos, zona 7. 171
Figura 7-25: Combinación RGB imágenes 31 de enero de 2017 sin corrección de cirros. 172
Figura 7-26: Combinación RGB 31 de enero de 2017 después de la corrección de cirros. 172
Figura 7-27: Zona A elegida para valorar corrección en índice de vegetación.....173
Figura 7-28: Índice de vegetación corregido y sin corregir en la zona A de la figura 6-63. 174
Figura 7-29: Transectos elegidos para valorar la corrección de cirrus sobre el mar.....174
Figura 7-30: Resultado de los transectos para los diferentes transectos en la banda S2. 175
Figura 7-31: Imagenes del 17 de abril de 2018, sensor SLSTR a bordo de Sentinel-3.....176
Figura 7-32: Situación en superficie y a 500 hPa, del 17 de abril de 2018 a las 0:00 h. 177
Figura 7-33: Fotografía desde Bocairent, 17 de abril de 2018, 9:26 h. 177
Figura 7-34: Sondeo meteorológico de Mallorca-Son Bonet, 17 de abril de 2018, 00:00 UTC. 179
Figura 7-35: Radiancias en la banda S4 de cirros i banda S9 de la imagen 6-23. 180
Figura 7-36: Ángulos solares cenitales para cada píxel de la imagen del caso 2.....180
Figura 7-37: Zona de referencia para la comparación de bandas. 181
Figura 7-38: Relación obtenida entre las bandas S1 y S4 para el 17 de abril de 2018 182

Figura 7-39: Relación obtenida entre las bandas S2 y S4 para el 17 de abril de 2018 182
Figura 7-40: Relación obtenida entre las bandas S3 y S4 para el 17 de abril de 2018 183
Figura 7-41: RGB (S2-S3-S1) para el 17 de abril, sin corregir a) y corregida de cirrus b) 184
Figura 7-42: Transectos representados para el 17 de abril de 2018. 184
Figura 7-43: Corrección de cirros en la reflectividad en el transecto 1, 17 de abril de 2018. 185
Figura 7-44: Corrección de cirros en la reflectividad en el transecto 2, 17 de abril de 2018. 185
Figura 7-45: Zonas elegidas para valorar corrección en índice de vegetación. 17 de abril de 2018. 186
Figura 7-46: Índice de vegetación corregido y sin corregir en las tres zonas de trabajo de las islas Baleares. 187
Figura 7-47: Imagen RGB (S2-S3-S1) y reflectividad banda S4 del sensor SLSTR, Sentinel-3B. Observación nadir del 21 de marzo de 2023, 10:10 UTM a 10:13 UTM. 188
Figura 7-48: Ángulos cenitales solares a lo largo de la imagen. 189
Figura 7-49: Sondeo meteorológico de Mallorca-Son Bonet, 21 de marzo de 2023, 12:00 UTC. 190
Figura 7-50: Imagen del satélite Meteosat, RGB, el 21 de marzo de 2023 a 10:15 UTC y mapa de superficie el día 21 de marzo de 2023 a 0:00 UTC. 191
Figura 7-51: Captura de la webcam de Avamet de Vilafamés. 21 de marzo de 2023, 8:34 h. 192
Figura 7-52: Captura de la webcam de Avamet de Caudete de las Fentes. 21 de marzo de 2023, 16:36 h (izquierda) y 16:40 h (derecha). 192
Figura 7-53: Detección de los ceilómetros de los aeropuertos de Mallorca y de Alicante-Elche el 21 de marzo de 2023. 193
Figura 7-54: Detección de los ceilómetros del aeropuerto de Valencia-A y de la Universidad de Valencia (Burjassot). 193
Figura 7-55: Zona elegida de referencia con lados del orden de 300 km. 194
Figura 7-56: Relación obtenida entre las bandas S1 y S4 para el 21 de marzo de 2023 194
Figura 7-57: Relación obtenida entre las bandas S2 y S4 para el 21 de marzo de 2023 195
Figura 7-58: Relación obtenida entre las bandas S3 y S4 para el 21 de marzo de 2023 195
Figura 7-59: RGB (S2-S3-S1) para el 21 de marzo de 2023, sin corregir a) y corregida de cirrus b). 196
Figura 7-60: Transectos realizados para analizar el efecto de la corrección de cirros. 196
Figura 7-61: Resultado de la corrección en el transecto 1 para las bandas S1 y S2. 197
Figura 7-62: Resultado de la corrección en el transecto 2 para las bandas S1 y S2. 197
Figura 7-63: Resultado de la corrección en el transecto 3 para las bandas S1 y S2. 198
Figura 7-64: Resultado de la corrección en el transecto 4 para las bandas S1 y S2. 198
Figura 7-65: Resultado de la corrección en el transecto 2 y 4 para la banda S1, junto a la reflectividad de la banda S4 en ambos transectos. 199
Figura 7-66: Imagen del 6 de abril de 2023, iniciada a las 10:34 UTC. Combinación RGB bandas 2-3-1 del sensor SLSTR, de Sentinel-3A. 200
Figura 7-67: Ángulos cenitales de observación. Imagen 6 de abril de 2023. 200
Figura 7-68: Ángulos cenitales de iluminación solar. Imagen 6 de abril de 2023 201

Figura 7-69: Imagen de las bandas S1 (izquierda) y S4 (derecha), del sensor SLSTR, de Sentinel-3. 6 de abril de 2023, de 10:34 UTC a 10:37 UTC. 201
Figura 7-70: Resultado de las diferentes máscaras de nubes automáticas dentro del programa SNAP de la ESA. 202
Figura 7-71: Resultado de las máscaras automáticas dedicadas a la detección de nubes altas. 202
Figura 7-72: Situación sinóptica en superficie el 6 de abril de 2023, 0:00 UTC (arriba) y composición RGB Color Natural de Meteosat a las 14:30 UTC. 203
Figura 7-73: Imágenes de las webcams de Avamet, de Quart de Poblet y l'Albufera de Valencia. 204
Figura 7-74. Sondeo meteorológico de Murcia 6 de abril de 2023 a las 12:00 UTC. 205
Figura 7-75: Datos de los ceilómetros de la Univesitat de València (izquierda) y del aeropuerto de Valencia (derecha) el 6 de abril de 2023. 206
Figura 7-76: Información de altura de vuelo de los aviones generadores de estelas sobre Valencia el 6 de abril de 2023. 207
Figura 7-77: Capturas de las cámaras web de Avamet, de Castellfort (izquierda) y Orxeta (derecha), el 6 de abril de 2023 entre 12:35 h y 12:37 h. 207
Figura 7-78: Zona de referencia para analizar la corrección del efecto de los cirros en las bandas S1, S2 y S3. 208
Figura 7-79: Relación obtenida, para la zona de referencia, entre las bandas S1 y S4 para 6 de abril de 2023. 208
Figura 7-80: Relación obtenida, para la zona de referencia, entre las bandas S2 y S4 para 6 de abril de 2023. 209
Figura 7-81: Combinación RGB (S2-S3-S1) sin corrección y con corrección de cirros. 210
Figura 7-82: Transectos analizados para observar la corrección de cirros. 210
Figura 7-83: Comparación valores en la banda S2 y S3, sin corregir i con corrección de cirros, para el transecto 1. 211
Figura 7-84: Reflectividad transecto1. Corrección banda S3 junto a la banda S4 y S3. 211
Figura 7-85: Zona de Lisboa, Portugal, en las imágenes de la banda S1 y S4 del 6 de abril de 2023. 213
Figura 7-86: Zona de Lisboa, Portugal, en las imágenes de la banda S1 y S4 del 6 de abril de 2023. 213
Figura 7-87: Zona de Argel, Argelia, en las imágenes de la banda S1 y S4 del 6 de abril de 2023. 214
Figura 7-88: Imágenes del 6 de abril de 2023 observadas por OLCI (izquierda)y SLSTR-Nadir(derecha). 218
Figura 8-1: Imágenes de R. J. Cobain, en Conlig, Irlanda del Norte. 223

Anexo I: El Programa Copernicus. Los Sentinel: Sentinel-3

Copernicus

La ESA (Agencia Espacial Europea) es una organización internacional creada en 1975, actualmente con 22 países miembros, y otros países colaboradores como por ejemplo Canadá. La ESA desarrolla programas de observación para investigar la Tierra, el espacio interplanetario próximo, nuestro sistema solar y el Universo. Para ello colabora con agencias espaciales fuera de Europa y desarrolla tecnología y servicios para satélites, además de promover la industria aeroespacial. Dentro de estos programas está el programa COPERNICUS.

El programa COPERNICUS es el programa de observación de la Tierra de la Unión Europea, que en junio de 2023 ha cumplido 25 años, que surgió con la proposición de Baveno de crear un programa europeo de seguimiento y monitorización del medio ambiente.

La política del programa es la de dar acceso gratuito a servicios y datos para los usuarios. Copernicus es la contribución europea a la red mundial de sistemas de observación de la Tierra (GEOSS).

La Comisión Europea coordina y gestiona el programa. En la ejecución colaboran los estados miembros, la Agencia Espacial Europea (ESA), el centro europeo de previsiones meteorológicas a medio plazo (ECMWF), la organización europea para la explotación de satélites meteorológicos (EUMETSAT), las agencias de la Unión Europea y la empresa Mercator Océan (*Copernicus, 2023*).

Los datos medioambientales recogidos por los satélites de observación de la Tierra y los datos de superficie son la base de la prestación de los servicios de Copernicus: Seguimiento de la superficie terrestre, de la superficie de los océanos, de la atmósfera, del cambio del clima y de la gestión y seguridad de la respuesta ante emergencias.

El programa contribuye, colabora y coordina con EUMETSAT el suministro de datos procedentes de alrededor de 30 misiones nacionales, europeas e internacionales. La valoración del proyecto indica que los beneficios obtenidos entre 2017 y 2035 multiplicarán entre 10 y 20 veces la gran inversión realizada.

La familia de satélites dedicados a Copernicus se han bautizado como Sentinels. Desde la puesta en órbita del primer Sentinel-1 en 2014, no se ha dejado de ampliar la familia de Sentinels, y la Unión Europea se ha planteado poner en órbita 20 satélites más antes de 2030.

La ESA gestiona los satélites Sentinel-1, Sentinel-2 y Sentinel-5P. EUMETSAT es responsable del funcionamiento de los satélites Sentinel-3 y de la misión marina, y gestionará la entrega de productos de los instrumentos de Sentinel-4, Sentinel-5 y Sentinel-6.

Copernicus ha estrenado a lo largo de 2023 un nuevo portal de acceso a datos (Copernicus Data Space Ecosystem), que viene a ser una continuidad del portal anterior (Copernicus Data Hub), que cuenta con más de 600.000 usuarios registrados y más de 500 PB de datos descargados (*EOBrowser, 2023*) .

Según indica la Comisión Europea se han creado 5 plataformas en la nube, DIAS (Data and Information Access Services), desde donde poder acceder a los datos Sentinel, así como de disponer de herramientas (algunas vías pago previo) para trabajar sin necesidad de descargar las imágenes de satélite. Esperemos que no sea esta una vía para una futura privatización del tratamiento de los datos.

Figura I-1: Grafisme resumen de Copernicus.

La Constelación Sentinel

La serie de satélite del programa Sentinel quiere sustituir y prolongar en el futuro toda la herencia de observación realizada por las misiones que han acabado, como son el ERS/ENVISAT. Se han planificado diferentes satélites Sentinel: 1, 2, 3, 4, 5, 5p y 6.

Cada número hace referencia a un modelo de satélite, con diferentes sensores orientados a un tipo de observación en particular, teniendo en órbita en muchas ocasiones dos satélites idénticos como es el caso de Sentinel-3A y 3B, para ofrecer una mayor cobertura temporal.

Se puede encontrar todos los detalles en (*Sentinel Missions*).

- A grandes rasgos, **Sentinel-1** lleva a cabo observaciones de Radar. Tenemos Sentinel 1A y 1B. El primer satélite se puso en órbita en abril del 2014.

- **Sentinel-2**, también con dos satélites, Sentinel 2A y 2B, está orientado a una observación con gran resolución espacial de la superficie de la Tierra. Los objetivos primordiales son vegetación, suelo y costas, entre otros. El primer satélite de esta serie es de junio del 2015.
- **Sentinel 3**, del que también hay dos satélites en órbita actualmente, Sentinel 3A y 3B, está focalizado en la observación marina, estimando la temperatura de la superficie de la tierra y del mar. La misión lleva un radar para estimar la altura de la superficie y sensores ópticos y en el infrarrojo térmico, como son el OLCI y el SLSTR. El primer satélite se lanzó en febrero del 2016.

Los tres sentinels anteriores son satélites de órbita polar y están situados alturas alrededor de los 700 a 900 km de la superficie.

- Sentinel-4, -5, y -5p, son satélites diseñados para ofrecer seguimiento detallado de la composición de la atmósfera dentro de las necesidades de CAMS (Copernicus Atmospheric Monitoring Service, Serivicio de seguimiento atmosférico de COPERNICUS). En particular Sentinel-4, será un satélite geoestacionario, formando parte de la constelación de los Meteosat tercera generación, y hará un seguimiento detallado de componentes como óxidos de nitrógeno, ozono y dióxidos de azufre, entre otros.

Sentinel -5 y -5p, serán satélites también de órbita polar que trabajarán en coordinación con Sentinel -4. El satélite Sentinel-5p está en órbita desde 2017 y el Sentinel-4A y Sentinel-5A está previsto lanzarlos a finales del 2023.

- Sentinel -6 está dedicado a mantener la referencia de la altura del mar, mediante un radar de altimetría. Esta misión está realizada en colaboración con la NASA. El satélite Sentinle-6A está órbita desde finales del 2020.

Los lanzamientos previstos próximamente son los Sentinel-1C, -2C, 2D, y 6B.

Sentinel-3

Este tipo de satélite tiene como principal objetivo estimar la topografía de la superficie de los océanos y la temperatura de la superficie terrestre (tierra y mar). El objetivo es también seguir desde diferentes bandas espectrales la superficie terrestre para ofrecer datos que puedan ser utilizados en el seguimiento del clima, del medio ambiente y la evolución de los océanos. También tiene como objetivos que los productos ofrecidos sean de aplicación tanto en el seguimiento de la criosfera, como de cuestiones de seguridad y emergencia (Donlon et al., 2012).

Es una misión operada conjuntamente por la ESA y EUMETSAT, proporcionando datos de manera operacional para la observación de la superficie de tierra y de mar. Esta misión busca

también mantener una cierta continuidad con los datos que ofrecían ERS, ENVISAT y SPOT (vegetación).

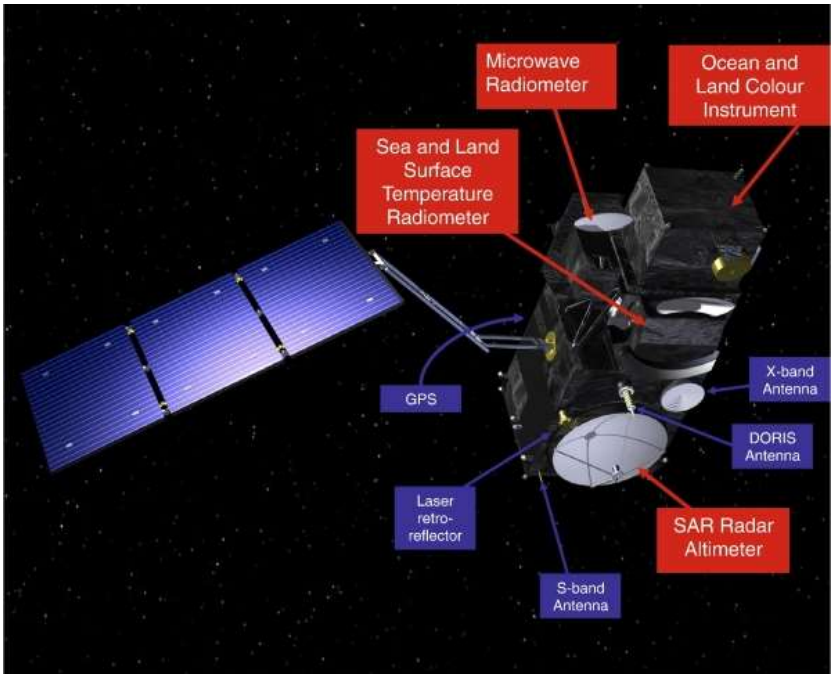


Figura I-2: Detalle de los sensores a bordo de la plataforma de Sentinel-3

El primer Sentinel-3A fue puesto en órbita el 16 de febrero de 2016, y el Sentinel-3B fue lanzado el 25 de abril de 2018.

Pocas semanas después de su puesta en órbita, Sentinel-3B se colocó en tándem junto a Sentinel-3A , de manera que estuvieron 'volando' juntos entre junio y octubre de 2018, para realizar calibraciones y ajustes entre los sensores de ambos satélites (Lamquin et al., 2020). Posteriormente se hizo maniobrar Sentinel-3B hasta llegar a su órbita actual.

La órbita de Sentinel-3 es similar a la órbita que tenía ERS/ENVISAT. La inclinación de la órbita es de 98,65°, permitiendo una buena cobertura global y el seguimiento de las zonas polares. La inclinación de la órbita y su altura hace que esté sincronizada con el sol (sun-synchronus) permitiendo observar cada zona de la Tierra a la misma hora solar. El paso del ecuador en la órbita descendente diurna, de norte a sur, es alrededor de las 10:00 UTC, 2 horas antes del mediodía solar.

Actualmente, hay dos satélites en órbita permitiendo repetición de observación en la zona ecuatorial en menos de dos días con el sensor OLCI, y en menos de 1 día con el sensor SLSTR.

La altitud de referencia es 814 km, y el satélite 3B está separado 140° del 3A.

La órbita de los satélites Sentinel-3 es similar a la del gran satélite europeo ENVISAT, todavía en órbita, pero sin control, para poder tener una continuidad temporal en el producto ERS/Envisat.

Sobre la Comunidad Valenciana tienen pasos descendentes orbitales, hacia el sur, un poco antes de las 10:00 UTC y pasos ascendentes, hacia el norte, minutos después de las 22:00 UTC.

Se consideran satélites de la mañana, pues observan en las horas diurnas antes del mediodía, buscando tener menos nubosidad de evolución, que surge con el calentamiento solar en las zonas de tierra, e intentando que las nubes bajas o nieblas de la mañana ya hayan desaparecido. Aunque ahora surge la nueva problemática con el tráfico aéreo y el aumento de contrails, que ha hecho aumentar de manera destacable la cantidad de nubes altas, en este caso homogenitus a las horas de paso de los satélites.

Tiene un ciclo orbital de 27 días, tiempo que necesita el satélite para pasar por encima del mismo punto geográfico. La altitud de referencia es de 814,5 km sobre el nivel del mar, con un período de la órbita de 100,99 minutos.

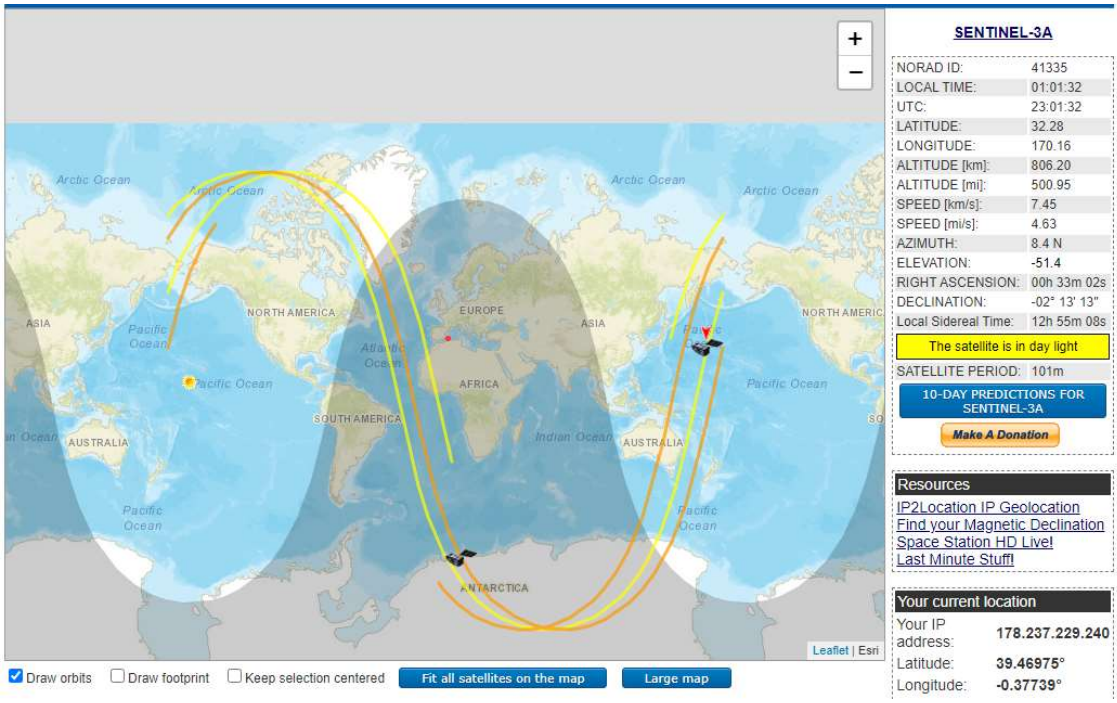


Figura I-3: Ejemplo de captura situación en órbita relativa Sentinel-3A y -3B

Ahora mismo hay dos satélites en órbita: Sentinel-3A y -3B separados 140° en longitud. Sentinel-3 es una misión de observación de la superficie terrestre y marina, que se espera tendrá operativos tres satélites idénticos en 2024.

Dispone de 5 instrumentos principales de observación pasiva y activa.

Los instrumentos que lleva a bordo son:

OLCI: Ocean and Land Colour Instrument

SLSTR: Sea and Land Surface Temperatures Instrument

OLCI y **SLSTR** son instrumentos ópticos. El sensor SLSTR tiene dos modos de observación, uno en modo nadir y otro en modo oblicuo.

SRAL: SAR Radar Altimeter

MWR: Microwave Radiometer

Estos instrumentos están acompañados por otros que permiten una determinación precisa de la órbita. El principal instrumento topográfico es el SRAL. El MWR proporciona medidas del vapor de agua, contenido de agua de las nubes y radiaciación térmica emitida por las nubes.

Los sensores que utilizaremos en el trabajo son SLSTR y OLCI, que son instrumentos ópticos de observación pasiva. Los dos sensores tienen campos de observación que se solapan, permitiendo la combinación de ambas informaciones espectrales.

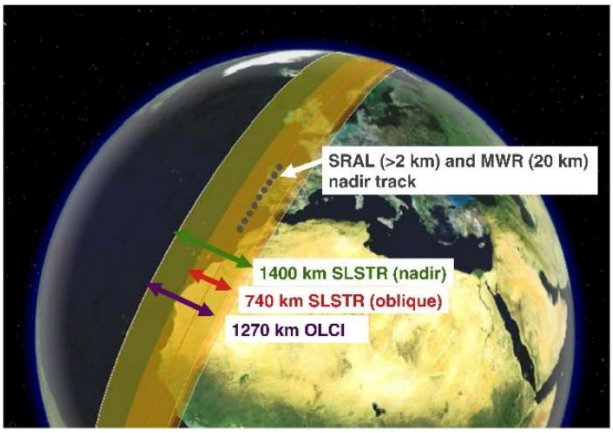


Figura I-4: Solapamiento en superficie de los campos de observación de SLSTR y OLCI.

OLCI es un espectrómetro de resolución espacial media, que utiliza 5 cámaras para proporcionar un amplio campo de visión. Para el caso del sensor OLCI las observaciones se realizan con ángulos cenitales desde 0°, observación nadir del satélite, hasta un máximo de 55° (Acri-st & Esa, 2022).

Los 1.270 km de anchura de cada imagen del sensor OLCI son captados por 5 cámaras CCD. Toda la observación está desplazada hacia el oeste para evitar la zona de reflexión especular del sol o 'sunglint'. La resolución espacial nominal en el punto de observación nadir de 300 m (Figura I-5).

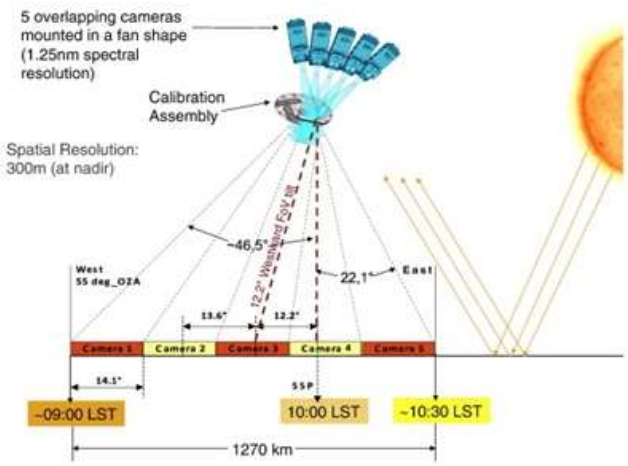


Figura I-5: Esquema de observación del sensor OLCI en Sentinel-3.

El sensor SLSTR realiza observaciones en el nadir (n) y con un ángulo de 55° en la dirección contraria al desplazamiento del satélite, observación oblicua (o).

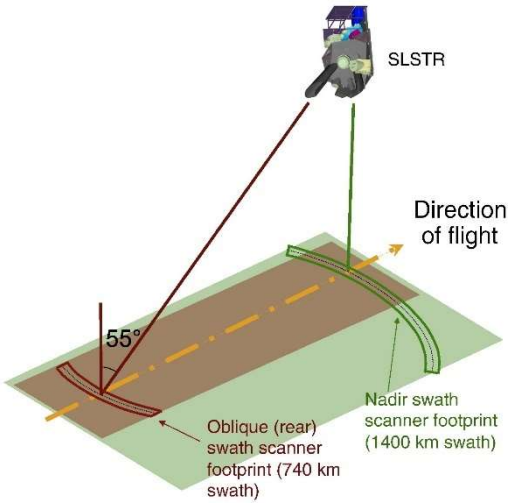


Figura I-6: Geometría de las observaciones nadir i oblicua del sensor SLSTR de Sentinel-3.

Los espejos que envían la radiación a los detectores giran a un ritmo de 200 giros por minuto. Como la velocidad del satélite es aproximadamente 7,4 km/s, esto genera una banda de observación de 2 km en cada giro de los espejos. Según la cantidad de detectores en cada banda espectral tenemos 500 m o 1.000 metros de resolución espacial. La anchura espacial en la zona de observación nadir es de 1.400 km y en la observación oblicua 740 km.

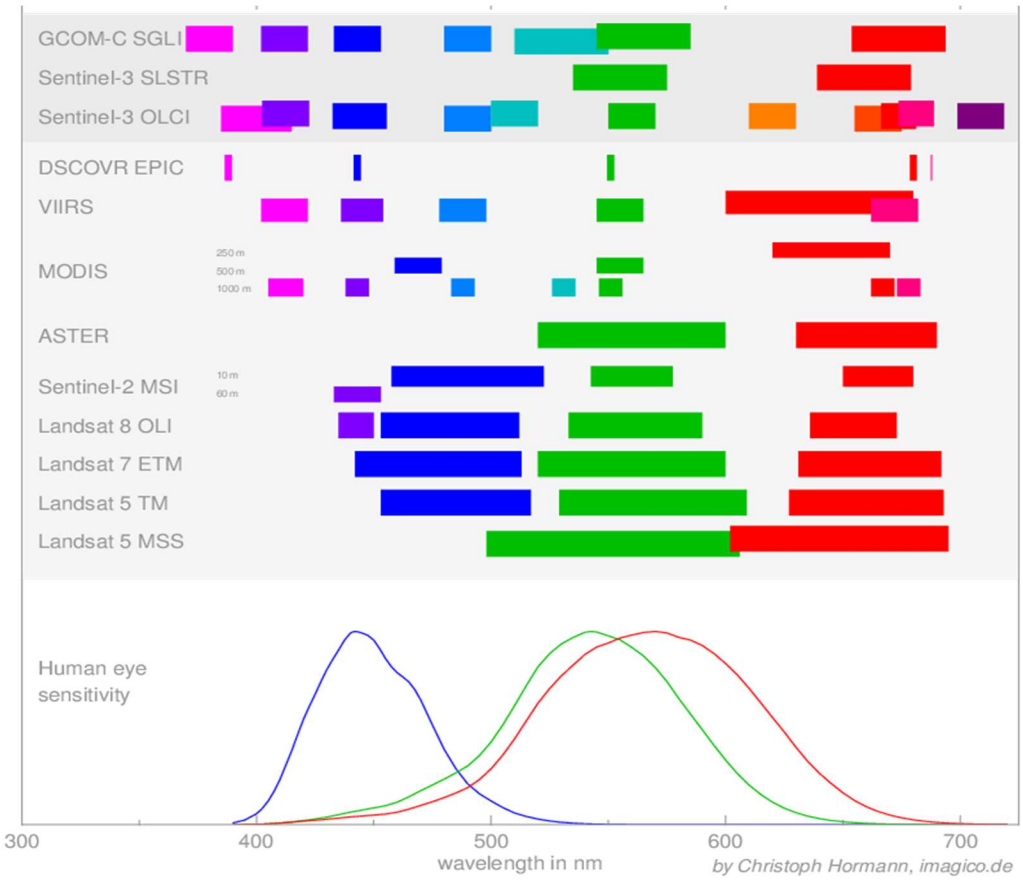


Figura I-7: Comparativa bandas espectrales diferentes satélites entre 400 nm i 70 nm.

Las primeras 12 bandas espectrales de OLCI y las primeras 2 bandas de SLSTR se encuentran en la zona del espectro visible, como sucede con las 4 primeras bandas del sensor OLI de Landsat-8. (Donlon et al., 2012)(Polehampton et al., 2022).

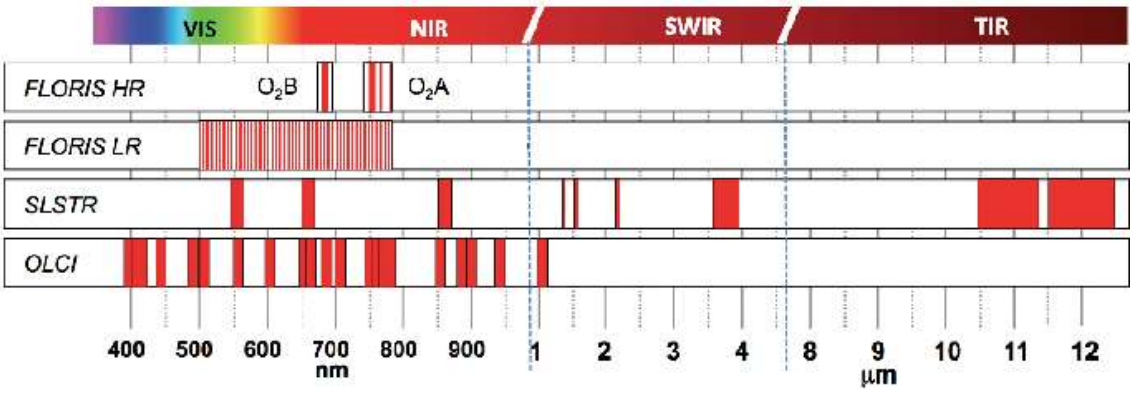


Figura I-8: Comparación de las bandas espectrales de OLCI y SLSTR con las bandas espectrales de FLORIS/FLEX.

En la tabla I-1 aparace la resolución espacial en el punto de observación cenital. Las bandas S8 y S9 también se usan con un rango radiométrico diferente para detección de puntos calientes en incendios.

Tabla I-1: Anchura y centro de las 9 bandas espectrales del sensor SLSTR-Sentinel-3.

Nombre	**Centro de la banda (μm)**	**Anchura de la banda (μm)**	**Resolución espacial en el nadir (km)**	**Principal aplicación**
S1	0,555	0,020	0,5	Clorofila, espesor óptico aerosoles
S2	0,659	0,020	0,5	Índice vegetación, espesor óptico aerosoles, nubes, detección incendios
S3	0,870	0,020	0,5	Índice vegetación, espesor óptico aerosoles
S4	1,375	0,015	0,5	Detección cirrus finos
S5	1,610	0,060	0,5	Nubes, detección nubes de hielo, detección incendios
S6	2,225	0,050	0,5	Nubes, detección incendios (noche)
S7	3,700	0,380	1,0	Temperatura superficie mar, detección incendios
S8	10,850	0,900	1,0	Temperatura de la superficie, detección incendios
S9	12,000	1,000	1,0	Temperatura de la superficie
F1	3,700	0,380	1,0	Detección incendios
F2	12,000	0,900	1,0	Detección incendios

En la primavera del 2023 hay dos satélites Sentinel-3 (S3-A y S3-B) operacionales en órbita permitiendo resolución temporal entre 1 y 2 días. Las imágenes Sentinel-3 pueden ser adquiridas en menos de 3 horas, productos NRT, o pueden ser obtenidas después de un procesamiento más detallado, antes de un mes, productos NTC.

Podemos encontrar imágenes SLSTR L1/L2 duplicadas, unas NRT y otras NTC. En teoría los productos NTC deberían de ser mejores que los NRT, pues utilizan productos orbitales con información consolidada y calibración para los canales visibles de la misma órbita. Por tanto, para usuarios que no sean de carácter operacional y previsión a corto plazo, la recomendación del equipo Sentinel-3 SLSTR es de usar los productos NTC.

Tabla I-2: Anchura y centro espectral de las 21 bandas del sensor OLCI, Sentinel-3.

Nombre	Centro de la banda (nm)	Anchura de la banda (nm)		Principal aplicación
OA 1	400	15		Corrección aerosoles, recursos
OA2	412,5	10		Pigmentos, turbidez
OA3	442,5	10		Absorción clorofila
OA4	490	10		Clorofila
OA5	510	10		Clorofila, turbidez
OA6	560	10		Sedimentos
OA7	620	10		Sedimentos
OA8	665	10		Clorofila, sedimentos
OA9	673,75	7,5		Mejora estimación Fluorescencia
OA10	681,25	7,5		Fluorescencia
OA11	708,25	10		Fluorescencia
OA12	753,75	7,5		Absorción oxígeno
OA13	761,25	2,5		Absorción oxígeno
OA14	764,375	3,75		Corrección atmosférica
OA15	767,5	2,5		Presión techo nubes, fluorescencia en tierra
OA16	778,75	15		Corrección atmosférica
OA17	865	20		Corrección atm. /aerosoles/nubes/corregistrado
OA18	885	10		Vapor de agua, banda similar SLSTR
OA19	900	10		Vapor de agua/vegetación
OA20	940	20		Vapor de agua/corrección atmosférica
OA21	1020	40		Corrección atmosférica/aerosoles

La ESA a través de los diferentes portales de Copernicus ha facilitado diferentes programas (TOOLBOX) dentro del programa SNAP, que permiten visualizar y operar de manera cómoda con las imágenes de los satélites de la serie Sentinel.

En este caso hemos utilizado la toolbox específicamente diseñada para Sentinel-3 (*Sentinel-3, Toolbox*), realizando parte del procesamiento de las imágenes con la aplicación informática MATLAB.

El solapamiento en superficie de las zonas observadas por OLCI y SLSTR y su adquisición simultánea permite que los datos de ambos instrumentos puedan utilizarse conjuntamente en sinergia. Debido a los diferentes ángulos de observación y los tiempos ligeramente diferentes de adquisición de cada imagen, además de los errores de geolocalización, la correlación geográfica y radiométrica a nivel de la superficie no es exacta. Esta situación afecta también a la georreferenciación de la situación de las nubes respecto de la superficie.

Como muestra (Fernandez-Moran et al., 2021) el desplazamiento de la sombra y la situación en cada imagen de la nube y la sombra cambian según el sensor y su ángulo de observación, siendo un cambio más destacable para las nubes más altas.

Sinergia Sentinel-3 con FLEX

El satélite FLEX (FLuorescence EXplorer) medirá mediante el sensor FLORIS la radiación de fluorescencia de las plantas inducida por la radiación solar. FLEX volará en tándem con el satélite Sentinel-3, FLEX/S3.

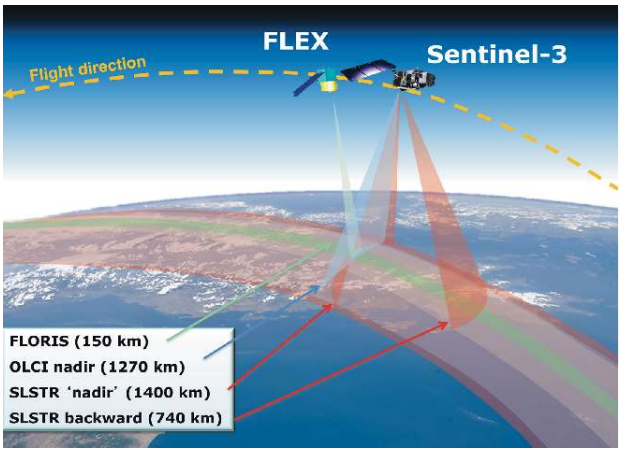


Figura I-9: Observación en tándem de los satélites FLEX y SENTINEL-3

FLEX se beneficiará de todos los productos obtenidos a partir de los sensores de Sentinel-3. Para ello el campo de observación de FLORIS estará contenido dentro del campo de la cámara 4 del sensor OLCI, y por tanto también dentro del campo de observación del sensor SLSTR. Todos estos sensores realizarán la observación casi simultáneamente, teniendo iluminaciones solares muy semejantes. Esto permitirá que FLEX pueda utilizar todas aquellas máscaras de nubes generadas para los sensores OLCI/SLSTR.

El objetivo del trabajo es analizar la viabilidad de corrección del efecto de los cirrus en las bandas espectrales solares de SLSTR y de OLCI haciendo uso de la banda espectral específicamente diseñada para la de detección de cirrus que lleva el sensor SLSTR.

Selección y acceso a las imágenes en el nuevo ecosistema Copernicus

Los datos de los diferentes sensores son accesibles gratuitamente en diferentes portales de la ESA y de EUMETSAT, como política general del programa COPERNICUS de facilitar el acceso a los datos (*Copernicus Data Products*).

Copernicus ha realizado a lo largo del año 2023 un cambio en los servidores y accesos a las imágenes de los Sentinel.

Haciendo uso de Eumetview hemos podido valorar la cantidad de nubes altas existentes en las imágenes. Para muchas investigaciones, la presencia de nubes sería motivo de eliminación de estas imágenes, pero para nosotros son motivo de su selección positiva. Buscamos aquellas imágenes con nubes, pero no de cualquier tipo, buscamos nubes altas, finas y transparentes del género cirros.

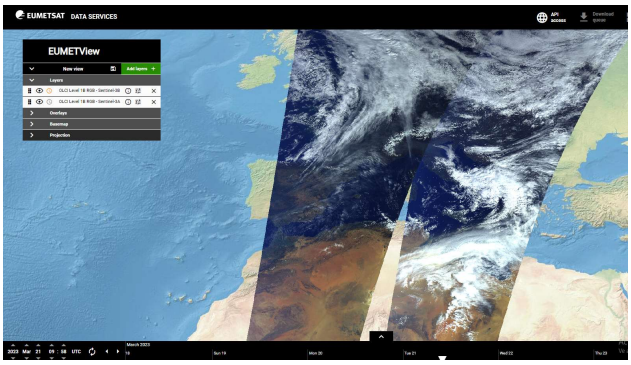


Figura I-10: Ejemplo de visualización con EUMETView.

Una vez seleccionado el día, de acuerdo con el tipo de nubosidad observada, se recurre a uno de los portales de datos de Copernicus donde poder acceder a las imágenes. Los segmentos o paquetes de imágenes se trocean en períodos temporales de 3 minutos.

Ejemplo de identificador de fichero de imagen de Sentinel-3 OLCI

S3A_OL_1_EFR____20230321T104951_20230321T105251_20230322T112831_0179_096_379_2340_PS1_O_NT_003.SEN3

Imagen de Sentinel3A, el sensor OLCI, de fecha 21 de marzo del 2023, entre el período temporal de las 10:49:51 UTC a las 10:52:51 UTC.

Convención de nombres sensor SLSTR en (*SENTINEL3-SLSTR*) y convención nombres sensor OLCI en (*SENTINEL-3,OLCI*).

Level 1, Nivel 1: Producto de radiación (o temperatura equivalente para espectro de radiación térmica) medida desde el satélite y con corrección geométrica.

Level 2, Nivel 2: Producto secundario, elaborado a partir del nivel 1, a nivel de la superficie terrestre.

EFR: Level 1, TOA a resolución máxima (OLCI)

ERR: Level 1, TOA a resolución reducida (OLCI)

LFR: Level 2, parámetros atmosféricos y color de la tierra, máxima resolución (OLCI)

LRR: Level 2, parámetros atmosféricos y color de la tierra, resolución reducida (OLCI)

WFR: Level 2, parámetros atmosféricos y del océano, y color del agua, resolución máxima (OLCI)

RBT: Level 1, TOA tadiancias y temperaturas de brillo.

WST: Level 2, temperatura superficie agua del mar.

LST: Level 2, temperatura superficie de la tierra.

LFR resolución aproximada de 300 m, LRR resolución aproximada de 1,2 km.

NRT, productos procesados casi en tiempo real, proporcionados 3 horas después de su obtención.

NTC, productos no procesados en tiempo real, puede pasar hasta 1 mes de su procesamiento o reprocesamiento desde su adquisición.

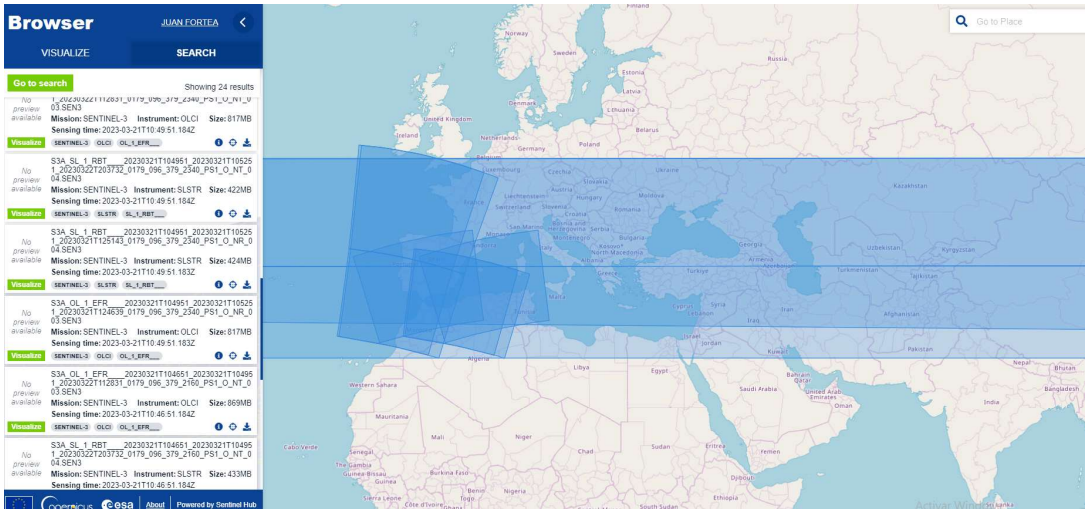


Figura I-11: Ejemplo de visualización EOBrowser.

Ejemplos de falso color RGB creados con las bandas SLSTR de Sentinel-3.

Es difícil a veces saber que combinación de bandas interesa más a la hora de crear un RGB (rojo, verde, azul). Según el objetivo de la visualización, según aquellas superficies o nubes que se quieran resaltar más, serán más eficientes unas combinaciones u otras de bandas en el RGB.

En el caso del sensor SLSTR no tenemos suficientes bandas espectrales situadas en la zona del visible para poder generar un falso color más parecido al color verdadero, que observaría un 'ojo' humano desde la posición del satélite. Como se ha podido apreciar en la figura I-1, el sensor SLSTR tiene dos bandas en la zona visible, una banda espectral en la zona del verde (S1 - 0,55 μm) y una banda en la zona del rojo (S2 - 0,65 μm). Las demás bandas espectrales están

situadas fuera de la zona visible, una tercera banda en la zona del infrarrojo cercano, NIR, (S3 - 0,87 μm), cuatro bandas en la zona del infrarojo de onda corta, SWIR, (S4 – 1,37 μm; S5 – 1,6 μm; S6 – 2,2 μm; S7 – 3,7 μm), y finalmente dos bandas en el infrarojo térmico, TIR, (S8 - 10,85 μm; S9 - 12,00 μm).

Recopilamos aquí algunos ejemplos de combinaciones de las bandas SLSTR en RGB, que pudieran ser útiles al lector como ejemplo de visualización. Las imágenes son del sur de la Península Ibérica adquiridas el 6 de abril de 2023 entre las 10:34 UTC y las 10:37 UTC.

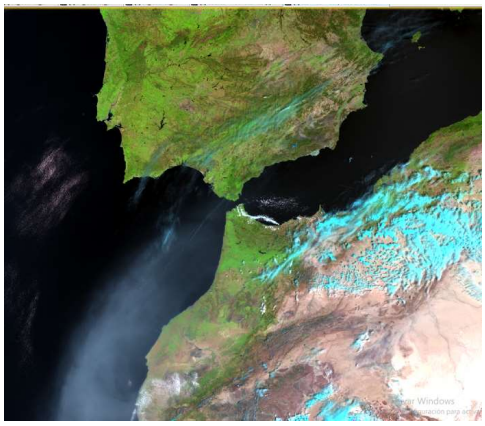
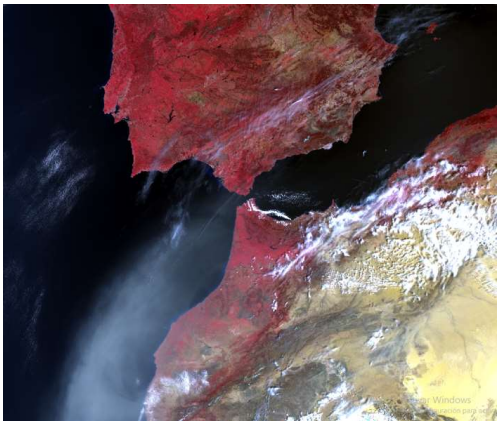
a)  b) 

Figura I-12: Combinaciones RGB de bandas del sensor SLSTR, a) S5-S3-S2, b) S3-S2-S1.

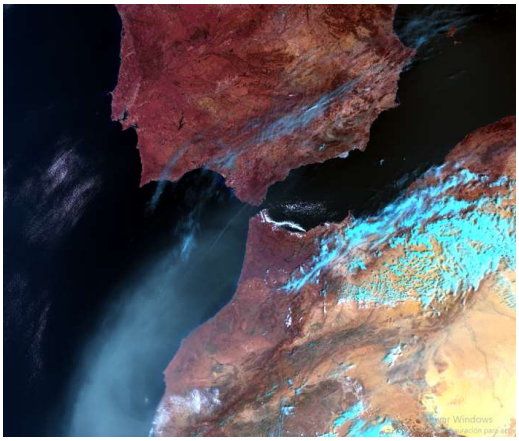
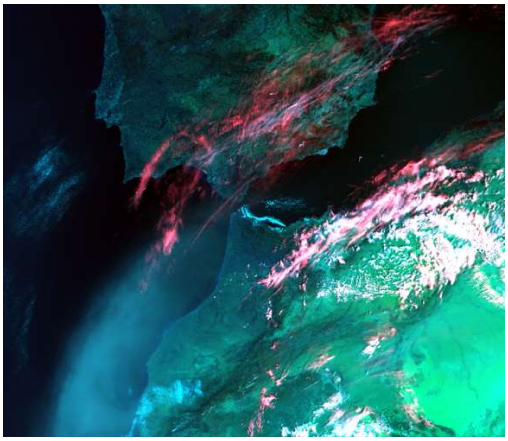
a)  *b)* 

Figura I-13: Combinaciones RGB de bandas del sensor SLSTR, a) S5-S2-S1, b) S4-S2-S1.

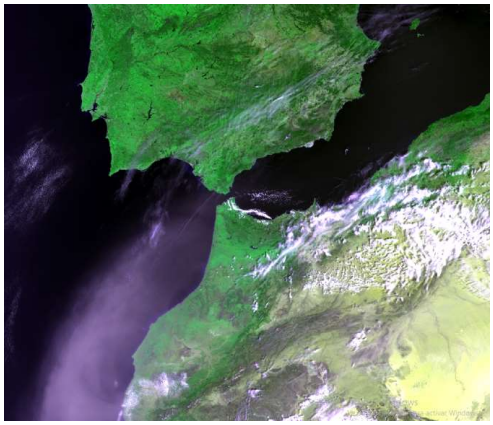


Figura I-14: Combinaciones RGB de bandas del sensor SLSTR, S2-S3-S1.

Anexo II: Absorción y dispersión atmosférica

Absorción

Si solamente consideramos la absorción para cada longitud de onda, los componentes gaseosos de la atmósfera absorben energía en determinadas zonas del espectro electromagnético en base a su estructura atómica o molecular, absorbiendo de manera selectiva energía en unas determinadas longitudes de onda o en otras. Esto hace que aparezcan las llamadas bandas de absorción asociadas a diferentes componentes atmosféricos.

Hay zonas espectrales donde la absorción de radiación puede estar realizada por diferentes compuestos atmosféricos al mismo tiempo, y zonas de absorción que son específicas solamente de algunos componentes. Midiendo la transmisividad o absorción en longitudes de onda alrededor de las bandas de absorción concretas, se puede estimar la concentración de dicho componente, o incluso estimar un perfil de concentración con la altura (Schläpfer et al., 1998).

Podemos comparar la radiación solar espectral que llegaría sin absorción atmosférica y la que llaga al nivel del mar después de atravesar la atmósfera. También aparece para comparar la curva teórica de radiación espectral emitida por un cuerpo negro, de acuerdo con la ley de Planck, para una temperatura de 4.977 K (Figura II-1).

En algunos gases podemos calcular el espesor óptico total como producto de su abundancia total integrada en la columna atmosférica y su coeficiente de absorción, Pero esta aproximación no siempre es válida, sobre todo en el caso del vapor de agua, dónde nos encontramos con variaciones muy destacable con la altura en cortos períodos de tiempo.

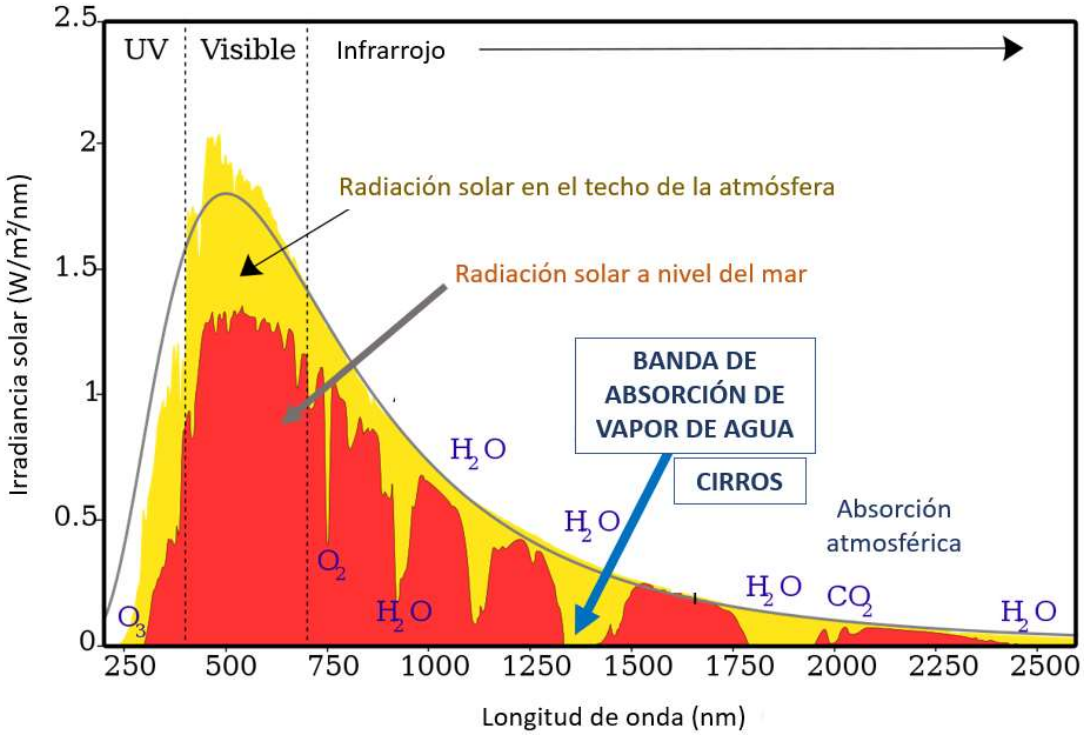


Figura II-1: Absorción espectral de la radiación solar incidente.
La radiación solar incidente en el techo de la atmósfera es absorbida por diferentes componentes atmosféricos cómo ozono, oxígeno, vapor de agua y dióxido de carbono, apareciendo señaladas con diferentes colores cada zona espectral correspondiente a cada compuesto.

En la figura II-2 aparecen destacadas las absorciones de 4 de los componentes atmosféricos más importantes en las longitudes de onda de radiación de onda corta y de onda larga. Aparece representada la absorción diferencial de cada componente por longitud de onda entre 0,1 y 30 micras, y también al final la absorción total, dónde se puede observar las 'ventanas' atmosféricas dónde más radiación solar llega a la superficie la Tierra y la zona dónde más radiación térmica escapa al espacio directamente desde la superficie terrestre.

La importancia de cada componente gaseoso en la radiación que llega a los sensores a bordo de las plataformas espaciales es simulada por los códigos de transferencia de radiación, donde la atenuación de la radiación debida a la absorción o dispersión es calculada espectralmente para cada componente atmosférico.

Nuevas misiones espaciales están destinadas a observar en zonas espectrales muy concretas para hacer seguimiento de diferentes componentes atmosféricos, cómo pueden ser el satélite TEMPO (Tropospheric Emissions: Monitoring Pollution), lanzado al espacio el 7 de abril del 2023, o también el futuro Sentinel-5 precursor o Sentinel-5, de la ESA, dentro de Copernicus.

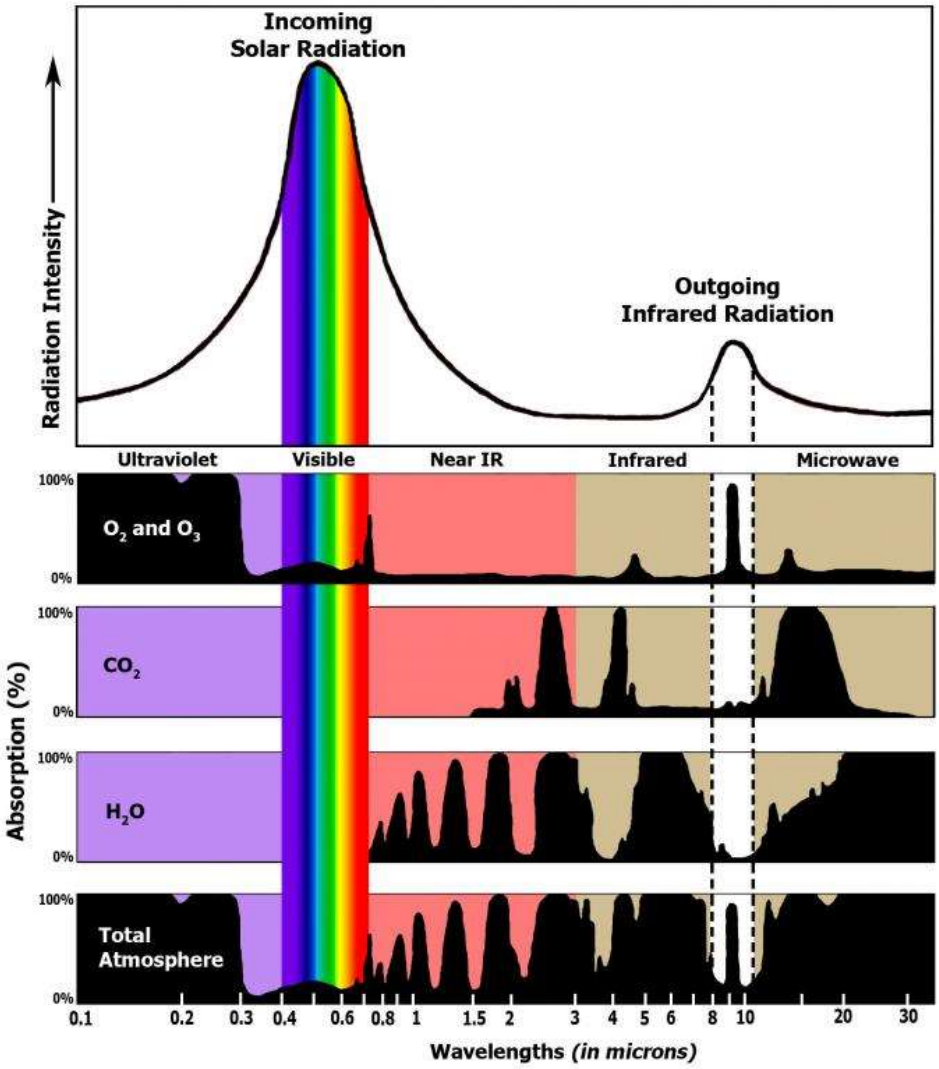


Figura II-2: Absorciones diferenciales por longitud de onda y componentes.
Imagen que muestra las absorciones diferenciales por longitud de onda de 4 de los componentes atmosféricos más importantes respecto de la absorción de radiación de onda corta y de onda larga (NASA, https://www.ces.fau.edu/).

Aproximadamente el 70% de la energía que llega del Sol llega a la superficie terrestre, pero sólo el 20% de la radiación térmica emitida por la Tierra escapa al espacio.

El gas más importante, desde el punto de vista de la absorción de radiación térmica terrestre y, por tanto, en el efecto invernadero atmosférico, es el vapor de agua. El segundo más significativo es el dióxido de carbono (CO_2). La actividad humana está provocando un aumento destacable en las concentraciones de dióxido de carbono, metano (CH_4) y óxido nitroso (N_2O), convirtiéndose en las principales causas del calentamiento global observado.

El vapor de agua es uno de los gases atmosféricos con más bandas de absorción en la zona espectral óptica de longitudes de onda corta y larga, es un gas que requiere un estudio

detallado para conocer su distribución y variación espacial y temporal, que son muy significativas.

Dos de los componentes que juegan un papel más destacado en teledetección, a parte de las nubes, y su eliminación, son los aerosoles y el contenido de vapor de agua. Los aerosoles son principalmente dispersores en longitudes de onda visibles e infrarrojo cercano, y el vapor de agua juega un papel destacado en la absorción intensa, en gran número de longitudes de onda, además de contribuir en la dispersión, como una molécula más en la atmósfera, en las longitudes onda más cortas.

Dispersión

La dispersión es el proceso físico por el cuál una partícula que se encuentra en el camino de una onda electromagnética, que se propaga en una dirección, interacciona y extrae energía de la onda incidente y la irradia de nuevo en todas las direcciones. La partícula actúa como una nueva fuente de energía. La energía es dispersada en todas las direcciones con diferentes distribuciones angulares y de intensidad, teniendo dispersión de Rayleigh o Mie dependiendo de los tamaños de las partículas relativos a la longitud de onda incidente. Cada partícula es considerada como un centro de dispersión independiente del resto (Chandrasekhar, 1960).

La dispersión es un fenómeno físico fundamental asociado al espectro electromagnético y su interaccionan con la materia (Liou, 2002). El tamaño de la partícula afecta a la manera como la radiación es dispersada. En la atmósfera las partículas o moléculas responsables de la dispersión de la radiación están en órdenes de magnitud que comprenden desde el tamaño de las moléculas de los gases (~ 10-4 mm), hasta los aerosoles (~ 1 mm), llegando a las gotas de agua (2 a 10-mm) y cristales de hielo o piedras de granizo (de 100 mm a cm). Hay saltos de varios órdenes de magnitud entre sus tamaños (FiguraII-3).

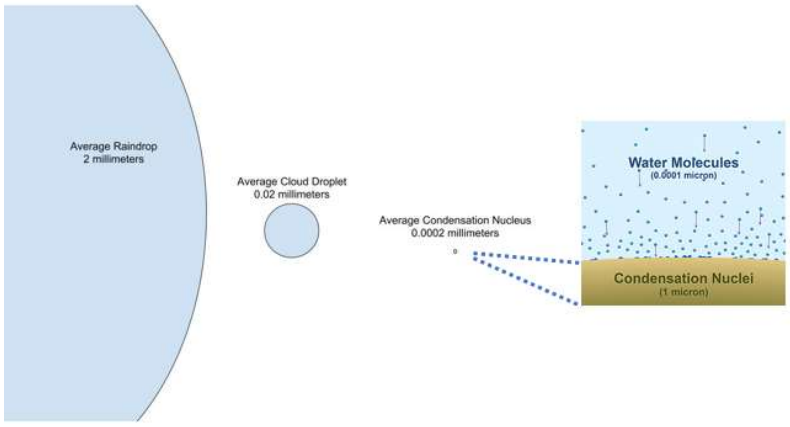


Figura II-3: Comparación de tamaños: Gota de lluvia, de nube y núcleo de condensación (@ Britt Seifert & NWS).

Cómo afecta el tamaño de la partícula en la dispersión es estimado mediante la magnitud parámetro de tamaño ('size parameter'), donde se compara el tamaño de la partícula con la longitud de onda incidente.

$$x = \frac{2\pi a}{\lambda} \qquad \text{(II.1)}$$

Siendo a, el radio de la partícula y λ, la longitud de onda incidente. En la figura II-4 podemos observar cómo dependiendo del valor de x tenemos un tipo de dispersión u otro.

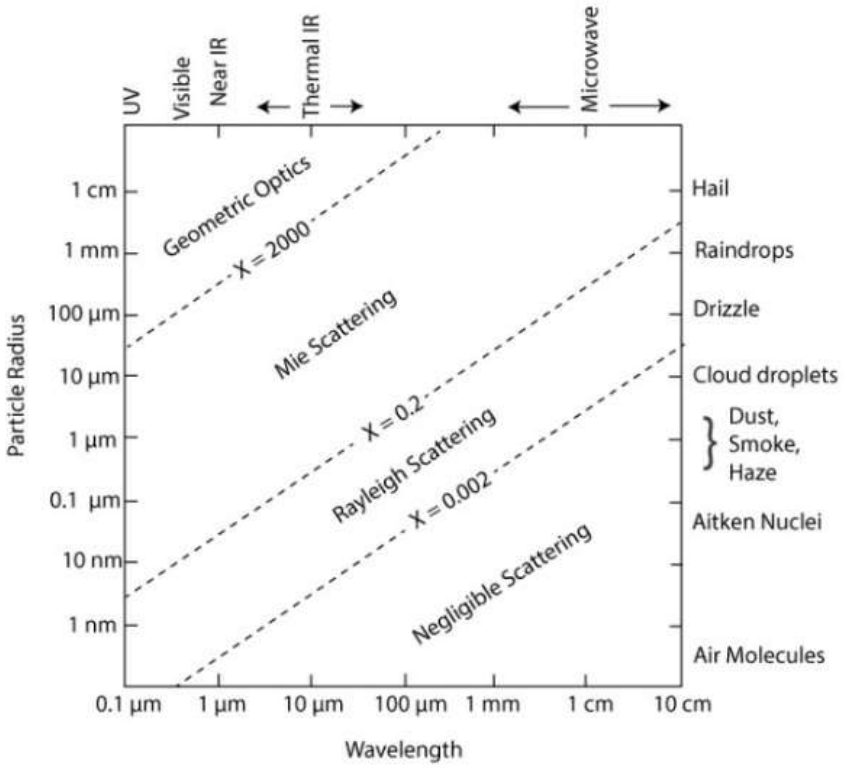


Figura II-4: Tipo de dispersión según el parámetro de tamaño, x (@Brune).

Si el tamaño de las partículas dispersoras es mucho mayor que la longitud de onda considerada: x> 2.000, tenemos las leyes de la óptica geométrica.

Para las longitudes de onda visibles, las gotas de agua de lluvia y las gotas en las nubes, presentan tamaños relativos permiten tener difracción, reflexión, refracción o combinaciones de ellos, y estaríamos dentro de las leyes de la óptica geométrica.

Para relaciones de tamaño entre x=0,2 y x=2.000 tenemos la llamada dispersión de Lorentz,1890-Mie,1908, de manera general, dispersión de Mie (Liou, 2002). Esta dispersión se produce cuando los tamaños de los dispersores son comparables a las longitudes de onda incidentes. Estos órdenes de magnitudes comparables pasan con muchas de las partículas

presentes en la atmósfera para las longitudes de onda desde el UV hasta las Microondas (Figura II-5).

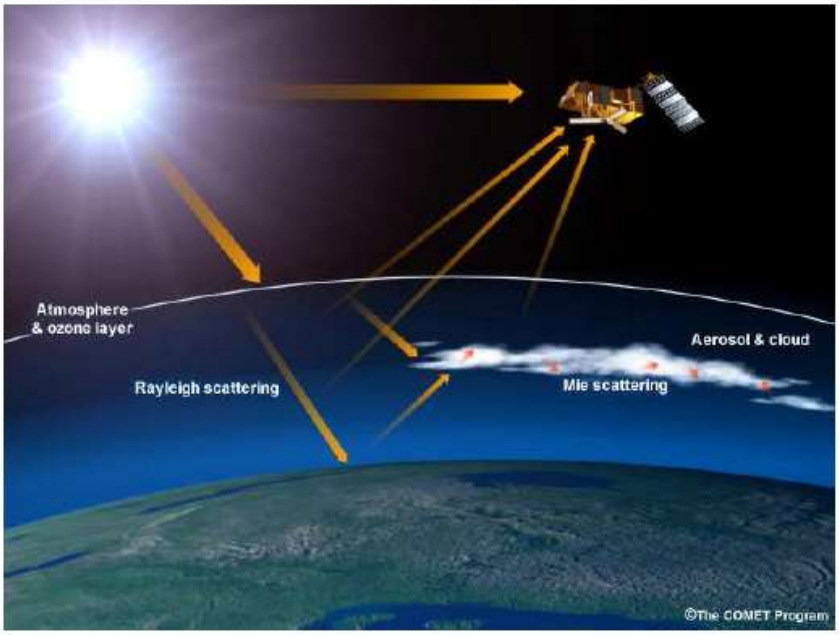


Figura II-5: Diferentes procesos de dispersión en la atmósfera (*Comet-MetEd Program*, 2023).

Esta dispersión tiene una pequeña dependencia con la longitud de onda, y su distribución angular está muy orientada a favorecer la dispersión en la misma dirección que la radiación incidente. La mayor dependencia de esta dispersión es respecto del tamaño de la partícula dispersora. Es por lo que las nubes aparecen en general de color blanco, predominando la dispersión de Mie en todas las longitudes de onda de manera similar.

Si la longitud de onda de la radiación considerada es mucho más grande que el radio de los dispersores (moléculas o partículas), la dispersión dominante es la llamada dispersión de Rayleigh. Esta dispersión no tiene una dirección preferente tan clara como la dispersión de Mie. La dispersión de Rayleigh es proporcional a $r^{6} \cdot \lambda^{-4}$, siendo r el radio promedio de la partícula dispersora y λ la longitud de onda de la radiación incidente. Presentando una gran dependencia con la longitud de onda (Figura II-6).

Para longitudes de onda más pequeña, la dispersión es mayor. Es por lo que el color del cielo presenta más radiación azul que roja dispersada en todas las direcciones. Según ascendemos en altura, cada vez hay menos concentración de gases, por lo que el color del cielo cada vez es más oscuro hasta llegar al cielo negro en el techo de la atmósfera.

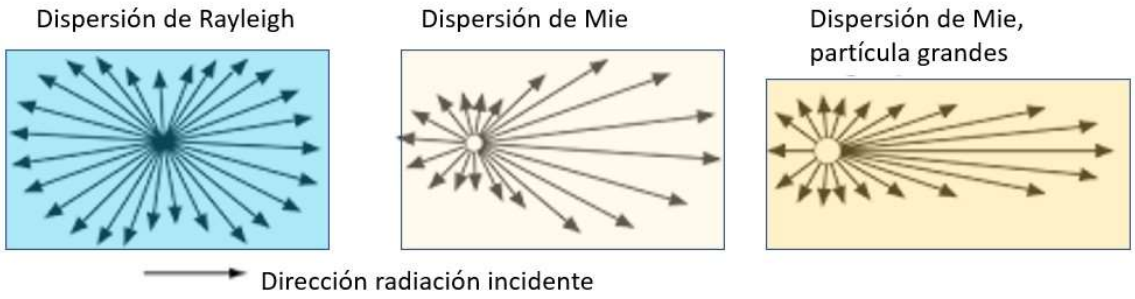


Figura II-6: Dependencia angular según el tipo de dispersión (Samuel Barnhart , Hyperphysiscs).

La luz violeta (alrededor de 405 nm) tiene la longitud de onda más corta que el azul, por tanto, el cielo debería ser violeta y no azul. Esto no sucede porque en esa longitud de onda llega menos energía que en la zona azul, y también porque nuestro sensor principal, el ojo humano, tiene una respuesta inferior en esa longitud de onda.

De la misma manera, cuando tenemos el Sol a poca altura del horizonte gran parte de la radiación azul es totalmente dispersada y solamente los colores amarillos o rojizos iluminan el cielo o las nubes presentes en esta zona de la amtósfera (Figura II-7).

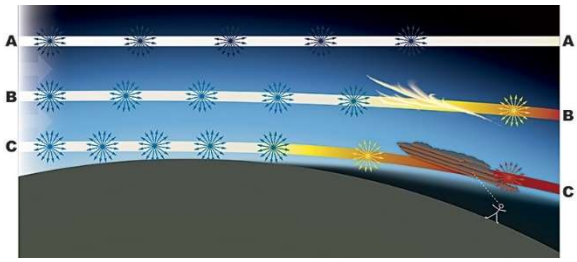


Figura II-7: Explicación del color del cielo.
El mismo efecto que provoca que el cielo sea azul, provoca el color rojizo de las nubes al atardecer o al amanecer (https://www.weather.gov/jetstream/color).

La radiación solar que llega al techo de la atmósfera no está polarizada, pero la dispersión de Rayleigh polariza la luz al dispersarla. La dispersión de Rayleigh no polariza la luz siguiendo la dirección incidente, ni tampoco en la dirección contraria, pero la radiación dispersada con ángulos de 90° está totalmente polarizada (vibración de los campos electromagnéticos de la radiación en unos planos perpendiculares a la propagación y no en todos). En el resto de las direcciones el porcentaje de polarización está entre el 0% y el 100% (Figura II-8).

Figura II-8: Polarización de la luz dispersada por la atmósfera (Módulos de formación de Aemet).

Una gran parte de la radiación que observamos en la atmósfera está polarizada. La mayor parte de la luz polarizada viene de la zona del cielo perpendicular al plano solar. Si tenemos al sol cerca del horizonte, la zona de mayor polarización es una zona del cielo de unos 30 grados de anchura alrededor del arco que pasaría por nuestro cenit y por el horizonte a 90 grados del sol.

Antes de poner en órbita los sensores de radiación son calibrados y analizadas sus sensibilidades a la polarización (Knight & Kvaran, 2014). La diferente polarización de la radiación en el visible y el infrarrojo cercano contiene información que puede ser utilizada para la obtención de propiedades de las nubes, en este caso de los cirros (Cheng et al., 2010).

Otra consideración que realizar es que aquí hemos considerado una sola dispersión, pero en la atmósfera la radiación dispersada una vez, puede volver a ser dispersada nuevamente por otras partículas, originando la radiación de dispersión múltiple.

Para una superficie determinada el albedo hace referencia a la relación entre todo el flujo de energía reflejado respecto del incidente. Se suele considerar albedo cuando hablamos de amplitudes espectrales grandes, como toda la zona de radiación solar.

En el caso de relacionar la fracción de energía reflejada por unidad de longitudes de onda respecto del incidente, hablamos de reflectividad espectral. Hay que mencionar que la reflectividad dependerá del ángulo de la radiación incidente, así como del ángulo considerado para la radiación reflejada, hablamos de reflectividad espectrales direccionales. $\rho(\theta_s,\theta_v,\phi)$, siendo ϕ el ángulo acimutal relativo entre la dirección de la radiación incidente y la dirección reflejada (Figura II-9).

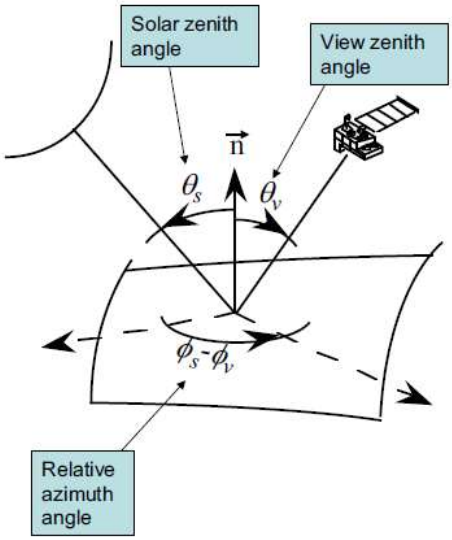


Figura II-9: Geometría general de observación desde satélite.

Cuando suponemos que una superficie reflejada igual en todas las direcciones decimos que es lambertiana (Figura II-10).

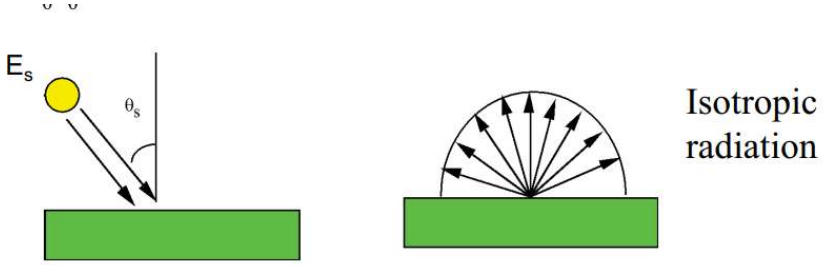


Figura II-10: Comportamiento lambertiano de la superficie.

En el caso de la atmósfera hablamos también del albedo esférico atmosférico, que puede considerarse espectral i direccional, y nos indica el porcentaje de radiación reflejada respecto del incidente, normalmente identificado como S o ω.

De esta manera la radiación que llega al sensor a bordo del satélite puede tener diferentes orígenes (Figura II-11):

- Dispersada por la atmósfera, sin llegar a la superficie.
- Directamente reflejada desde la superficie terrestre, iluminada directamente.
- Directamente reflejada desde la superficie terrestre, iluminada indirectamente.
- Dispersada por la atmósfera, después de ser reflejada por la superficie.
- Dispersión múltiple.

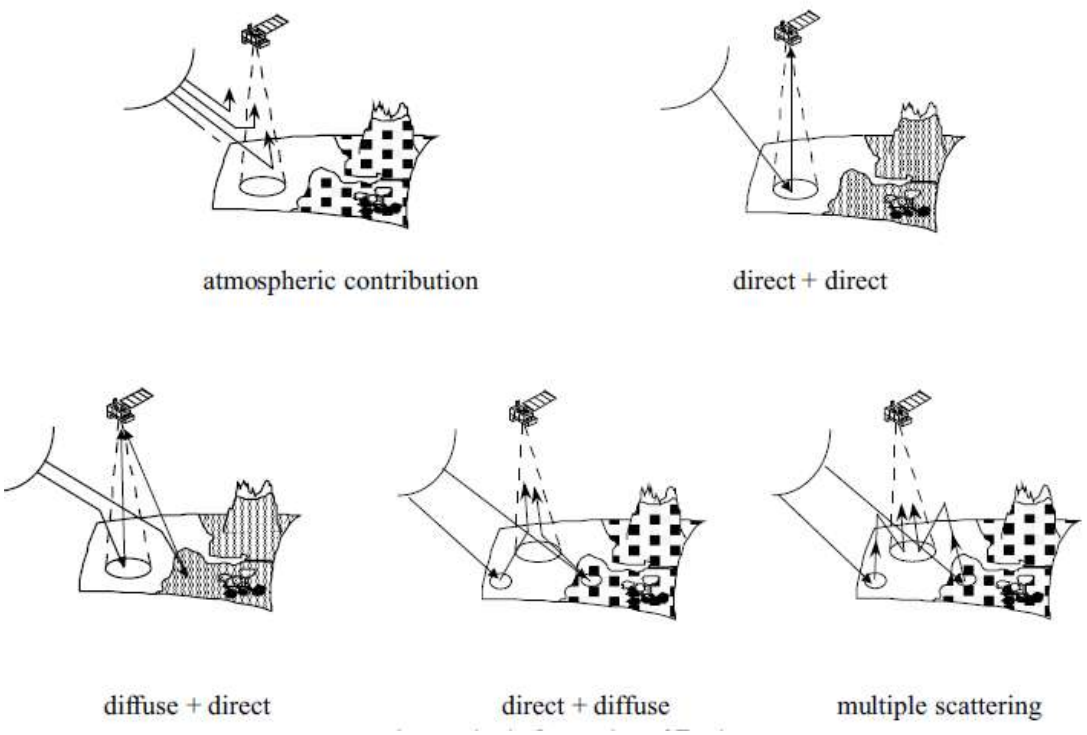


Figura II-11: Múltiples posibilidades de radiación llegando al sensor.

Considerando las múltiples reflexiones entre la superficie y la atmósfera, podemos llegar a una expresión que relaciona la reflectividad aparente a nivel del satélite, en el techo de la atmósfera (TOA), con la reflectividad de la superficie, la transmisión atmosférica en el camino de bajada y de subida en la atmósfera, y con el albedo esférico (Figura II-12).

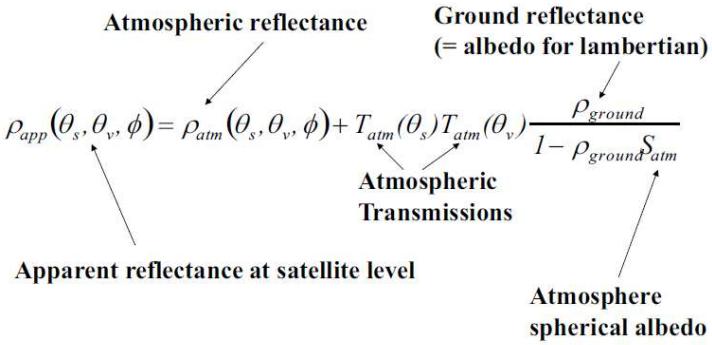


Figura II-12: Relación entre la reflectividad en superficie y a nivel del satélite (TOA)

Cuando se observa la superficie de la Tierra desde el espacio, esta radiación originada de múltiples dispersiones se acumula a la radiación reflejada de la superficie. Esta contribución depende de la longitud de onda, y deberá ser evaluada y corregida.

Para la obtención de los valores de reflectividad de la superficie partiendo de los valores de reflectividad calculados en el techo de la atmósfera (TOA) mediante los satélites, no se puede

resolver la ecuación de transferencia de radiación. En su lugar, se realizan simulaciones para valorar cómo afectan las condiciones de iluminación y observación, y las diferentes concentraciones y distribución de los componentes atmosféricos, obteniendo tabla, las llamadas 'Look Up Table', a partir de las cuales podemos interpolar para los valores medidos en el TOA y los valores que parametrizan nuestra atmósfera cuál será la reflectividad o radiancia reflejada de nuestro objeto observado (Sabater, 2018; Schlaepfer, 1998).

En la figura II-13 vemos dos fotografías, una en el visible y otra en el infrarrojo. Ambas fotos observan radiación solar reflejada. En la primera foto se observa la dispersión de Rayleigh y los tonos azulados de la imagen, en la segunda destaca el contraste entre el agua y la tierra. Em las dos imágenes los cumulus aparecen como buenos reflectores de la radiación solar.

Figura II-13: Escena fotografiada en el visible y en el infrarrojo cercano.

Para valorar qué porcentaje de la radiación atenuada, lo ha sido por la dispersión, aparece el albedo esférico de la atmósfera, que valora qué parte de toda la atenuación producida por la atmósfera es debido a la dispersión. El resto habrá sido absorción.

No se entra en este trabajo en cambios en la frecuencia de la radiación dispersada respecto de la radiación incidente (Efecto Raman, efecto Stokes-Raman).

Camino óptico y ángulo cenital.

Muchas de las propiedades y concentraciones de los componentes atmosféricos se dan en función de la altura, z. La estimación del espesor óptico se realiza en la dirección de propagación de la radiación. Tomando como referencia la vertical sobre la superficie, se

define el ángulo cenital como el ángulo entre la radiación incidente o saliente de la superficie y la línea vertical (Figura II-14).

Se suele definir la masa óptica relativa como la magnitud adimensional ideal que compara el camino realizado por un fotón desde el espacio hasta el punto considerado, comparado con el camino realizado si hubiera seguido la vertical en ese punto (American Meteorological Society).

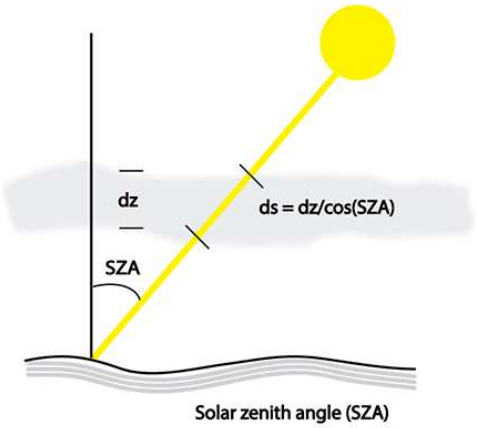


Figura II-14: Relación del camino óptico con el ángulo cenital.

Relación entre el camino óptico, ds, y la altura, dz, en función del ángulo cenital, en este caso ángulo solar cenital, SZA.

$$ds = \frac{dz}{\cos(SZA)} = \sec(SZA)\cdot dz = m\cdot dz \qquad \text{(II.2)}$$

Según el ángulo cenital aumenta, el camino seguido por la radiación al atravesar la atmósfera entre dos alturas interaccionará con más moléculas o partículas de la atmósfera, que si el camino sigue la vertical. Para unas condiciones atmosféricas determinadas, la transmisividad disminuye según aumenta el ángulo cenital.

Una masa óptica relativa de 1 corresponde a camino vertical, con ángulo cenital de 0°, una masa óptica relativa de 38 corresponde con ángulo cenital de 88,5° (despreciando el efecto de curvatura provocado por la refracción de la atmósfera).

Habría que hacer un cálculo para cada componente atmosférico, pues para ángulos mayores de 80° la refracción de cada componente será diferente de acuerdo con su distribución con la temperatura y la presión. Para estudios atmosféricos en estos ángulos extremos habría de distinguir ente los gases que hay situados cerca de la superficie y aquellos, como el ozono, situados en altitudes elevadas.

Despreciando el efecto de curvatura causado por la refracción de la atmósfera para ángulos cenitales no muy grandes, podríamos expresar la transmisividad espectral en función del factor geométrico (masa óptica relativa, m), y del espesor (en este caso profundidad) óptico evaluado en la dirección vertical al punto estudiado, $\tau_{0,\lambda}$.

$$T_\lambda = e^{(-m\,\tau_{0,\lambda})} \qquad \text{(II.3)}$$

En la figura II-15 vemos la variación de la transmisividad respecto de la variación del ángulo cenital solar. En este ejemplo partimos de una transmisividad en la dirección vertical de 0,38 (espesor óptico τ=1).

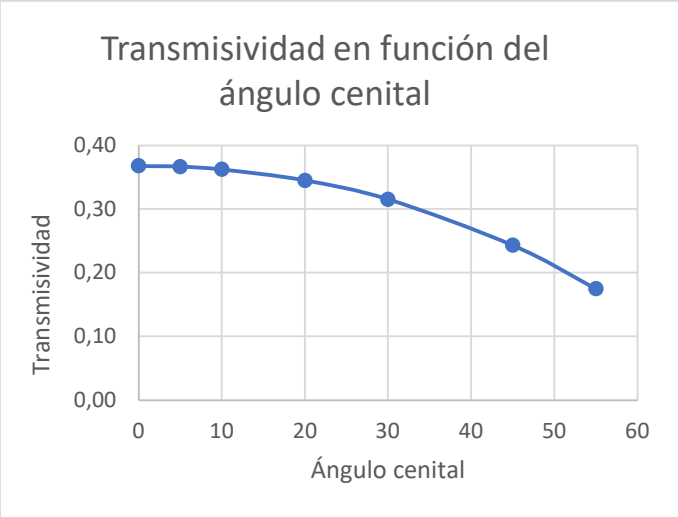


Figura II-15: Dependencia de la transmisividad con el ángulo cenital.