

**UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA**

**Extracción de parámetros característicos de  
estratocúmulos marinos a partir de  
las imágenes nocturnas del sensor NOAA-AVHRR**

**Autor: Pérez Darías, Juan Carlos**

**Directores: Félix Herrera Cabello  
y Fernando Rosa González**

**Departamento de Física Fundamental y Experimental**





UNIVERSIDAD DE LA LAGUNA  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA  
FUNDAMENTAL Y EXPERIMENTAL

---

D. Félix Herrera Cabello, Catedrático de Física Aplicada del Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna, y D. Fernando Rosa González, Profesor Titular de Física Aplicada del Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna,

CERTIFICAN: Que la presente Memoria “Extracción de parámetros característicos de estratocúmulos marinos a partir de las imágenes nocturnas del sensor NOAA-AVHRR”, ha sido realizada bajo nuestra dirección en el Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna por Juan Carlos Pérez Darias, y constituye su Tesis Doctoral para optar al grado de Doctor en Física.

Y para que así conste, en cumplimiento de la legislación vigente, firmamos el presente certificado en La Laguna, a 24 de Enero de dos mil uno.

Fdo.: Félix Herrera Cabello

Fdo.: Fernando Rosa González



## **AGRADECIMIENTOS**

Deseo expresar mi gratitud a todas aquellas personas e instituciones que han colaborado de alguna manera en la elaboración de este trabajo.

En primer lugar me gustaría expresar mi más sincero agradecimiento a mis directores, el Dr. Félix Herrera Cabello y el Dr. Fernando Rosa González. Al Dr. Herrera, Director del Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección, por introducirme en el mundo de la investigación así como por su esfuerzo y tenacidad en la creación y desarrollo del Laboratorio, sacrificando muchas horas de su tiempo libre, vacaciones e incluso su promoción personal. Gracias por sus enseñanzas, consejos y por inculcar en mí su espíritu de trabajo y superación. Al Dr. Rosa por poner a mi disposición sus amplios conocimientos científicos. Su valiosa colaboración y su enorme capacidad han permitido encontrar salidas aún en las situaciones más adversas aparecidas durante la elaboración de este trabajo.

A todos y cada uno los compañeros del Grupo de Comunicaciones y Teledetección del Departamento de Física Fundamental y Experimental de la Universidad de La Laguna por su inestimable ayuda y apoyo constante. De manera muy especial a Albano, con quien he compartido todos aquellos momentos de alegría y de desánimo característicos de un trabajo de investigación y que, con su capacidad de trabajo, su ayuda constante y su paciencia infinita ha hecho posible este trabajo. ¡Gracias, amigo!

Al Instituto de Investigaciones Desérticas de Nevada y en particular a los doctores Borys, Lowenthal y Wetzel que, a través de un proyecto de colaboración firmado con la Universidad de La Laguna, realizaron las medidas desde tierra utilizadas en el presente trabajo. Las largas conversaciones mantenidas con ellos durante las campañas de medida han permitido enriquecer el conocimiento en esta materia.

Al Instituto Nacional de Meteorología y en especial al Dr. Emilio Cuevas, Director del Observatorio de Izaña, por proporcionarnos los radiosondeos utilizados en el presente trabajo.

Durante la realización del presente trabajo hemos disfrutado de las ayudas económicas concedidas por la Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias a través del Proyecto de Investigación 4/95, así como por La Universidad de La Laguna a través del Proyecto PPC1802260005/2000.

Quiero tener un especial recuerdo para las personas que con su sacrificio y apoyo han sido los promotores de este trabajo: mis padres. El espíritu de lucha de mi padre ha servido de guía en este trabajo.

Finalmente, quiero agradecer de forma muy particular a mi esposa Ruth por su constante apoyo y paciencia durante estos años. Gracias por cederme buena parte del tiempo que te correspondía y por tu continuo ánimo.





# ÍNDICE

LISTA DE ABREVIATURAS .....	<i>ix</i>
RESUMEN .....	<i>xi</i>
ABSTRACT .....	<i>xii</i>
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1. INFLUENCIA DE LAS NUBES EN EL BALANCE RADIATIVO GLOBAL.....	1
1.2. LA CUBIERTA NUBOSA EN LA REGIÓN CANARIA.....	2
1.2.1. Procesos de formación de nubes.....	4
1.2.2. Estratocúmulos marinos en la región canaria.....	5
1.3. TELEDETECCIÓN APLICADA AL ESTUDIO DE LAS NUBES ....	9
1.3.1. Introducción a la teledetección.....	10
1.3.2. Estudio de nubes mediante la teledetección.....	12
1.4. ANTECEDENTES Y OBJETIVOS DEL TRABAJO.....	14
1.5. ESTRUCTURA DEL TRABAJO .....	17
<b>2. MODELO RADIATIVO PARA LA DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS DE LAS NUBES.....</b>	<b>19</b>
2.1. PROCESO DE TRANSFERENCIA DE RADIACIÓN EN LA ATMÓSFERA.....	20
2.2. DISPERSIÓN DE LA RADIACIÓN POR PARTÍCULAS .....	23
2.2.1. Dispersión Rayleigh.....	24

2.2.2. Dispersión Mie .....	25
2.3. DISPERSIÓN MÚLTIPLE EN ATMÓSFERAS PLANO- PARALELAS .....	30
2.3.1. Ecuación de transferencia radiativa .....	31
2.3.2. Método de ordenadas discretas para la resolución de la ecuación de transferencia radiativa .....	39
2.4. PERSPECTIVA HISTÓRICA DE LA EXTRACCIÓN DE PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS DE LAS NUBES.....	43
2.4.1. Métodos de reflectancia solar.....	44
2.4.2. Técnicas de emisión en el infrarrojo.....	46
2.4.3. Técnicas híbridas.....	48
<b>3. ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS: SATÉLITES NOAA Y MEDIDAS DE CAMPO.....</b>	<b>51</b>
3.1. DATOS DE SATÉLITE .....	52
3.1.1. Satélites NOAA.....	52
3.1.1.1. <i>Sensor AVHRR</i> .....	55
3.1.1.2. <i>Subsistema TOVS</i> .....	57
3.1.1.2.1. HIRS/2.....	57
3.1.1.2.2. SSU.....	58
3.1.1.2.3. MSU.....	58
3.1.1.3. <i>ARGOS DCS</i> .....	59
3.1.2. Estación de recepción .....	59
3.1.3. Preprocesamiento de los datos .....	63
3.1.3.1. <i>Calibración de los datos</i> .....	64
3.1.3.2. <i>Navegación de las imágenes</i> .....	67
3.2. MEDIDAS IN-SITU DE ESTRATOCÚMULOS MARINOS .....	70
3.2.1. Instrumentación. FSSP-100.....	71

3.2.2. Campaña de medidas .....	73
<b>4. MÉTODO CONTEXTUAL DE EXTRACCIÓN DE PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS DE LAS NUBES ...</b>	<b>75</b>
4.1.  MODELO DE TRANSFERENCIA RADIATIVA .....	76
4.1.1. Descripción física del modelo propuesto .....	76
4.1.2. Descripción matemática del modelo .....	78
4.2.  ESTUDIO DEL COMPORTAMIENTO DEL MODELO .....	81
4.3.  MÉTODO CONTEXTUAL PROPUESTO PARA LA INVERSIÓN DEL MODELO .....	89
4.3.1. Primer caso de estudio: 26 de Julio de 1996 .....	91
4.3.2. Segundo caso de estudio: 19 de Julio de 1996 .....	100
4.4.  ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MÉTODO PROPUESTO .....	103
4.4.1. Incertidumbres físicas .....	104
4.4.2. Incertidumbres de las hipótesis del modelo .....	104
4.4.2.1. <i>Temperaturas de brillo de cielo despejado</i> .....	104
4.4.2.2. <i>Píxeles parcialmente cubiertos</i> .....	107
4.4.2.3. <i>Determinación de la temperatura de la nube...</i>	109
4.4.2.4. <i>Utilización de la longitud de onda efectiva de los canales</i> .....	109
4.4.3. Estimación de los errores sobre los casos de estudio.	111
<b>5. MÉTODO DE PÍXELES INDEPENDIENTES PARA LA EXTRACCIÓN DE CARACTERÍSTICAS DE ESTRATOCÚMULOS.....</b>	<b>119</b>
5.1.  MOTIVACIÓN.....	120
5.2.  MODELO DE TRANSFERENCIA RADIATIVA .....	120
5.3.  EXTRACCIÓN DE LOS PARÁMETROS DE LA NUBE. INVERSIÓN DEL MODELO .....	127

5.3.1. Métodos de búsqueda de extremos. Algoritmos genéticos .....	131
5.3.1.1. <i>Algoritmos genéticos</i> .....	132
5.4. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DEL MÉTODO .....	136
5.4.1. Incertidumbres físicas .....	136
5.4.2. Incertidumbres del modelo .....	141
5.4.2.1. <i>Incertidumbres en la determinación de la radiancia que llega a la base de la nube</i> .....	141
5.4.2.2. <i>Sensibilidad del método al vapor de agua sobre la capa de nube</i> .....	146
5.4.2.3. <i>Sensibilidad del método a píxeles parcialmente cubiertos</i> .....	149
5.5. APLICACIÓN DEL MÉTODO A LA REGIÓN CANARIA.....	151
5.5.1. Caso A. 26 de Julio de 1996.....	152
5.5.2. Caso B. 8 de Julio de 1996.....	155
<b>6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....</b>	<b>159</b>
6.1. MÉTODO CONTEXTUAL DE EXTRACCIÓN.....	160
6.1.1. Aplicabilidad del método .....	163
6.2. MÉTODO DE PÍXELES INDEPENDIENTES .....	165
6.2.1. Aplicabilidad del método .....	167
<b>7. CONCLUSIONES Y PRINCIPALES APORTACIONES ....</b>	<b>171</b>
<b>8. ÁREAS DE FUTURAS INVESTIGACIONES.....</b>	<b>175</b>
<b>9. BIBLIOGRAFÍA.....</b>	<b>179</b>

## LISTA DE ABREVIATURAS

---

ADEOS	Advanced Earth Observing System
ASTEX	Atlantic Stratocumulus Transition Experiment
ATN	Advanced TIROS-N
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BTD	Brightness Temperature Difference
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CERES	Cloud and the Earth's Radiant Energy System Network
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
DCS	Data Collection System
DMSP	Defense Meteorological Satellite Program
DRI	Desert Research Institute
ENVISAT	Environmental Satellite
EOS	Earth Observing System
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
FSSP	Forward Scattering Spectrometer Probe
FIRE	First International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Regional Experiment
GCM	General Circulation Model
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellite
HRPT	High Resolution Picture Transmission
IFOV	Instantaneous Field of View
IPCC	International Panel on Climate Change
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LAC	Local Area Coverage

LCT	Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección
LNA	Low Noise Amplifier
LUT	Look-Up Table
LWC	Liquid Water Content
METEOSAT	Meteorological Satellite
MODIS	MODERate-resolution Imaging Spectroradiometer
MODTRAN	MODERate resolution TRANsmittance
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NESDIS	National Environmental Satellite, Data and Information Service
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRZ	NonReturn to Zero
OLS	Operational Linescan System
OPC	Optical Particle Counter
PMS	Particle Measuring Systems
SBUV	Solar Backscatter UltraViolet Spectral Radiometer
SEM	Space Environment Monitor
SSM/I	Special Sensor Microwave. Imager
SSM/T	Special Sensor Microwave. Temperature
TOA	Top of Atmosphere
TCP	Tenerife Cloud Project
TIROS	Television InfraRed Operational Satellite
TOVS	TIROS Operational Vertical Sounder
ULL	Universidad de La Laguna
USSC	United States Space Command

## RESUMEN

En el presente trabajo se aborda el estudio de la extracción de parámetros característicos de estratocúmulos marinos a partir de los datos multiespectrales de alta resolución proporcionados por los satélites NOAA. En concreto, se proponen dos nuevos métodos operacionales de recuperación de estos parámetros utilizando las imágenes nocturnas de dichos satélites. Estos métodos hacen uso de un modelo de transferencia radiativa en el cual se supone una capa nubosa plano-paralela situada sobre una superficie oceánica que se comporta como un cuerpo negro, siendo el único componente atmosférico considerado, el vapor de agua que se encuentra debajo de la capa nubosa. Con este modelo, y usando un código de transferencia radiativa denominado DISORT que tiene en cuenta los procesos de absorción, emisión y dispersión múltiple en el interior de la nube, es posible simular la radiancia que llega a los distintos canales del satélite a partir de una configuración dada de los parámetros nubosos.

El primero de los métodos propuestos, extrae el radio efectivo de las gotas y la temperatura de la nube representativa de una zona de la imagen seleccionada por el usuario. Para esta área y usando métodos numéricos de minimización, el método busca los parámetros que mejor se ajusten a las radiancias recibidas por el satélite en las distintas bandas espectrales.

El segundo de los procedimientos utiliza un método de discretización propuesto para el radio efectivo y el espesor óptico que permite obtener para cada píxel de la imagen el radio efectivo, el espesor óptico y la temperatura de la nube haciendo uso de métodos basados en algoritmos genéticos para la inversión de la ecuación de transferencia radiativa propuesta.

## **ABSTRACT**

In this work, the retrieval of stratocumulus clouds characteristic parameters is carried out using the high resolution multispectral data supplied by NOAA satellites. Specifically, two new operational methods are proposed in order to retrieve these parameters from the nighttime imagery supplied by these satellites. These methods are based on a theoretical radiative transfer model which assumes a plane-parallel cloud layer placed over a black-body behaved oceanic surface, being the water vapour located under the cloud, the sole atmospheric specie considered. With this theoretical model and using a radiative transfer code called DISORT, which takes into account the absorption, emission and multiple scattering processes inside the cloud layer, the radiances reaching the satellite sensors are simulated for a specified set of cloud parameters.

The first proposed method retrieves the effective cloud droplet radius and the cloud temperature given a user selected area from the image. For this area and using numerical minimization techniques, the method searches the set of parameters that best fit the set of radiances detected by the sensors in each spectral band.

The second proposed method uses a discretization procedure for the effective radius and optical thickness that allows to obtain for every pixel of the image, the effective droplet radius, the cloud temperature and the optical thickness, making use of numerical methods based on genetic algorithms in order to invert the proposed radiative transfer equation.

## **CAPÍTULO 1**

---

# **INTRODUCCIÓN AL ESTUDIO DE LAS NUBES MEDIANTE TELEDETECCIÓN**

La característica más notable de la Tierra cuando es observada desde un satélite o vehículo espacial es su cubierta nubosa. En cualquier instante, aproximadamente la mitad de la superficie terrestre está cubierta por nubes, las cuales se pueden encontrar en altitudes que van desde aquellas que se desarrollan muy cerca de la superficie hasta las que se extienden más allá de los 20 kilómetros.

Además, las nubes pueden ser consideradas como los componentes más importantes y sensibles del sistema Tierra-atmósfera y uno de los más difíciles de simular correctamente. Por tanto, la correcta representación de las nubes en modelos climáticos a gran escala es uno de los grandes retos de la comunidad científica en nuestros días debido a la gran variabilidad tanto espacial como temporal que presentan las propiedades de las mismas. En este sentido, los datos suministrados por los satélites se presentan como una herramienta esencial para la comprensión de las nubes y su interacción con el medioambiente.

## **1.1 Influencia de las nubes en el balance radiativo global.**

La respuesta del clima terrestre a la perturbación introducida en el balance radiativo como consecuencia del incremento de las concentraciones en la atmósfera de los gases de efecto invernadero, ha sido el objeto de intensos trabajos de investigación. Estos trabajos han sido posibles debido a la buena documentación existente de los incrementos de estas concentraciones y al reconocimiento de la importancia de estos gases en el balance radiativo de la atmósfera y, consecuentemente en el clima. En esta misma dirección pero más recientemente se ha demostrado que los aerosoles de origen antropogénico también ejercen una influencia radiativa sustancial en el clima, aunque este efecto ha recibido menor atención que el provocado por los gases de efecto invernadero.

Por otra parte, también es conocido que las nubes modulan fuertemente el balance de energía en el sistema Tierra-atmósfera como consecuencia de su interacción con la radiación tanto solar como terrestre, lo cual ha sido demostrado con observaciones desde tierra y desde satélite (Ramanathan, 1987, Ramanathan et al., 1989), así como con el uso de modelos atmosféricos (Cess et al., 1989). Sin embargo, su influencia es más difícil de estimar debido a que las nubes varían de forma considerable cambiando, muy rápidamente, su distribución horizontal y vertical como describen Stowe et al., 1989 y Rossow et al., 1989. De estos estudios se deduce que un mejor conocimiento de las propiedades de las nubes y su variación espacial y temporal es fundamental para incluir el efecto de las mismas en los estudios de cambio climático global.

Por tanto, cuando se evalúa la magnitud y el sentido del cambio climático, se hace imprescindible la inclusión de las nubes, como ha quedado demostrado en trabajos de diversos autores. Por ejemplo, Wetherald y Manabe, en 1988 realizando simulaciones con Modelos de Circulación General (GCM), observaron cómo la cantidad de nubes, así como su estructura vertical, podrían inducir cambios en el clima a través de un calentamiento de la atmósfera. Sin embargo, otros trabajos usando simulaciones GCM (Roeckner et al., 1987, y Mitchell et al., 1989) sugieren que los cambios en las propiedades de las nubes (contenido de agua y espesor óptico) provocan

cambios de signo contrario que aquellos causados por la abundancia de la cubierta nubosa. Además, se deja constancia de la necesidad de incluir en estas simulaciones de cambio climático las propiedades microfísicas de las nubes como son el tamaño de las partículas y su distribución.

Sin embargo, el balance neto de los distintos factores que contribuyen al cambio climático no está bien definido. Parece claro que el agua, en todas sus fases, es la especie más importante desde un punto de vista radiativo en la atmósfera. Así, trabajos realizados por diversos investigadores del efecto radiativo de las nubes comparado con regiones no cubiertas, indican que a una escala global, las nubes tienen una influencia de enfriamiento, aunque la magnitud estimada de este cambio (*forcing*) varía entre los distintos estudios (Arking, 1999). Por otra parte, otros autores sugieren que las crecientes emisiones de azufre antropogénico también contribuyen a controlar el calentamiento provocado por los gases de efecto invernadero (Twomey, 1977, Twomey et al., 1984). Así, al aumentar las emisiones antropogénicas de partículas de sulfato, éstas actúan como núcleos de condensación de gotas de agua, lo que revierte en un incremento del número de gotas de agua presentes en las nubes. Además, como se asume que el contenido de agua líquida (LWC) es invariante, el parámetro que se ve afectado con las emisiones es la distribución en número y en tamaño de las gotas de agua. Como consecuencia, esta redistribución reduce la radiación de onda corta que alcanza la superficie terrestre, provocando consecuentemente, un enfriamiento en la atmósfera. En el trabajo de Charlson, (Charlson et al., 1992) se sugiere que el efecto radiativo promedio global causado por el incremento de núcleos de condensación de nubes (CCN) puede ser equivalente y de signo contrario al calentamiento atribuido al efecto invernadero.

Un ejemplo interesante de los efectos de las emisiones de CCN antropogénicos sobre la reflectividad de las nubes y consecuentemente, en el cambio climático es el fenómeno conocido como “estelas de barco” (“*ship track*”) (Coakley et al., 1987, Radke et al., 1989, King et al., 1993) en el cual, bajo condiciones meteorológicas estables, se demuestra que las emisiones de gases de los barcos modifican la estructura de nubes bajas. Realizando observaciones simultáneas desde satélite y desde avión de estelas de barco en estratocúmulos, se observa que en la estela de los barcos los tamaños de las

gotas que componen la nube se reduce y la concentración total de gotas se incrementa en relación con las nubes adyacentes. Al mismo tiempo, se observa un incremento de la radiación visible reflejada desde la región de las estelas.

Sin embargo, el efecto a más largo plazo es difícil de evaluar puesto que al reducirse el tamaño medio de la gota por el aumento de la concentración de las mismas, la velocidad de crecimiento por condensación de las pequeñas gotas de agua que constituyen la nube se reduce, dado que existen más gotas compitiendo por la misma cantidad de agua disponible. Esta ralentización puede retrasar e incluso evitar el inicio de los procesos de colisión-coalescencia necesarios para la producción de precipitaciones (Takahashi, 1976, Porter, 1988) y por tanto, el aumento del tiempo de vida de las nubes, lo que provoca una mayor cobertura nubosa. Por otra parte, la disminución del desarrollo de precipitaciones también puede alterar la distribución del agua en la atmósfera y por tanto, la modificación del ciclo hidrológico de la Tierra, con lo que es predecible que estos cambios afecten a los patrones climáticos globales así como a la concentración del gas de efecto invernadero más importante: el vapor de agua.

Estos estudios han puesto de manifiesto que para un correcto entendimiento del clima en la Tierra y de su respuesta a cambios tanto naturales como antropogénicos, es necesario un conocimiento a escala global, de las propiedades características de las nubes, las cuales pueden ser determinadas haciendo uso de la teledetección y de algoritmos teóricos de extracción de parámetros.

## **1.2 La cubierta nubosa en la región canaria.**

El clima de las Islas Canarias debe sus rasgos fundamentales a la ubicación del Archipiélago en una zona importante dentro de la zona de circulación atmosférica general: las altas presiones subtropicales. Una de estas celdas anticiclónicas, la de las Azores, está presente prácticamente todo el año y es la causante de los vientos Alisios (Font Tullot, 1956). Esto, unido a los vientos predominantemente del Oeste-Noroeste en la capa atmosférica superior, con poco contenido de agua, hace que las nubes predominantes en esta región del Atlántico sean los estratocúmulos marinos. Este tipo de nubes,

las cuales se estudiarán en el presente trabajo, han sido objeto de numerosos estudios ya que modulan el balance radiativo del sistema océano-atmósfera debido a su amplia extensión, su persistencia y la alta reflectancia que presentan frente a la radiación solar (Nakajima y King, 1990, Nakajima et al., 1991). A continuación se describen los procesos que conducen a la formación de las nubes de agua y se analiza la estructura de los estratocúmulos marinos.

### **1.2.1 Procesos de formación de nubes**

Como es conocido, la formación de las nubes se produce cuando una parcela de aire se encuentra supersaturada respecto al agua líquida o, en su caso, al hielo. En estas condiciones, y con la presencia de núcleos de condensación, el vapor de agua presente en la parcela se condensa sobre estos núcleos para formar las pequeñas gotas de agua que componen las nubes. Sin la presencia de estos aerosoles, se requerirían altos grados de supersaturación para la formación de gotas, mientras que las supersaturaciones que se desarrollan en nubes naturales debido a la ascensión adiabática de aire, raramente superan el 1% . Además, la atmósfera contiene aerosoles suspendidos con tamaños que van desde las décimas de micra hasta aquellos mayores de decenas de micras, de origen tanto natural como antropogénico, que pueden servir como núcleos sobre los cuales el vapor de agua puede condensarse. En esta situación, las gotas pueden formarse y crecer sobre estos aerosoles a más bajas supersaturaciones que las requeridas para el caso de agua pura. Por ejemplo, si suficiente agua se condensa sobre un aerosol de 0.3  $\mu\text{m}$  de radio para formar una fina película de agua sobre la superficie del aerosol, se necesitaría una supersaturación de 0.4% para que se condense más agua , aumentando el tamaño de la gota.

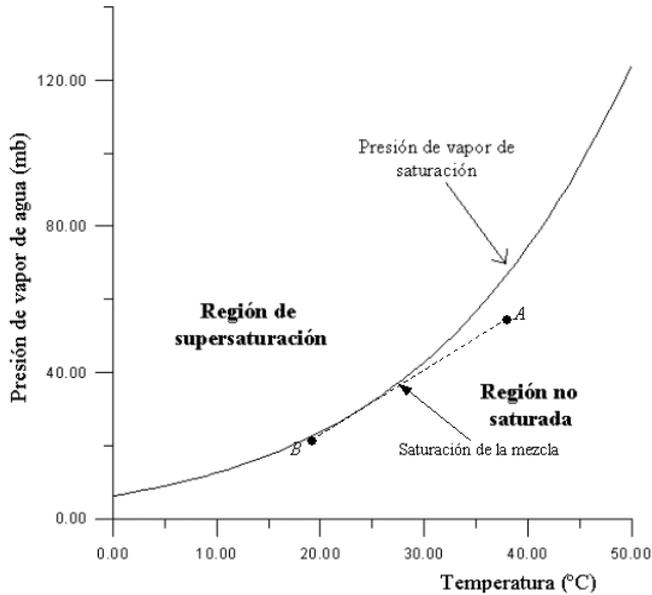
Otro factor que favorece el crecimiento de las gotas de nubes es la solubilidad de algunos aerosoles como el cloruro sódico o el sulfato de amonio en agua. Cuando el agua se condensa sobre ellos, éstos se disuelven causando que la presión de vapor de saturación en equilibrio sea menor que para una gota de agua pura del mismo tamaño. Esto es debido a que la presión de vapor de saturación es proporcional a la concentración de moléculas de agua sobre la superficie de la gota y, en estas condiciones, alguno de los espacios

moleculares de la superficie están ocupados por moléculas de sal (o iones en el caso de que la sal se disocie) con lo que la presión de vapor se reduce por la presencia del soluto.

Con los aerosoles actuando como núcleos de condensación de las gotas, los principales mecanismos que ocurren en la atmósfera que provocan un enfriamiento del aire a su punto de rocío con la consiguiente formación de nubes son:

1. Convección. El calentamiento solar de la superficie terrestre lleva asociado la evaporación del agua. Al mismo tiempo, el aire en contacto con la superficie, absorbe calor del suelo, y se hace menos denso que el aire que lo rodea, lo que induce a que la parcela empiece a ascender y a sufrir expansión y enfriamiento adiabático. Este proceso continúa hasta que la presión de vapor de esta parcela de aire se iguale a la presión de vapor de saturación para esa temperatura, momento en el cual se produce la condensación.
2. Mezcla de parcelas de aire de diferente temperatura y humedad. Atendiendo a la ecuación de Clausius-Clapeyron, cuando se mezclan dos parcelas de aire A y B que se encuentran en la región no saturada, siendo la parcela A cálida y húmeda mientras que la B fría y seca, la parcela resultante puede tener una presión de vapor igual a la presión de vapor de saturación  $e_s$ , ocurriendo la condensación. En la Figura 1.1 se muestra la superposición de las dos parcelas y el punto en el que se alcanza la saturación.
3. Advección. En este caso, los procesos atmosféricos a gran escala son los responsables de la condensación de parcelas de aire. Por ejemplo, supongamos un frente frío moviéndose hacia una región donde el aire es cálido. El aire frío, más denso, se introduce bajo el aire caliente con lo cual se produce una elevación de la masa cálida. A medida que este

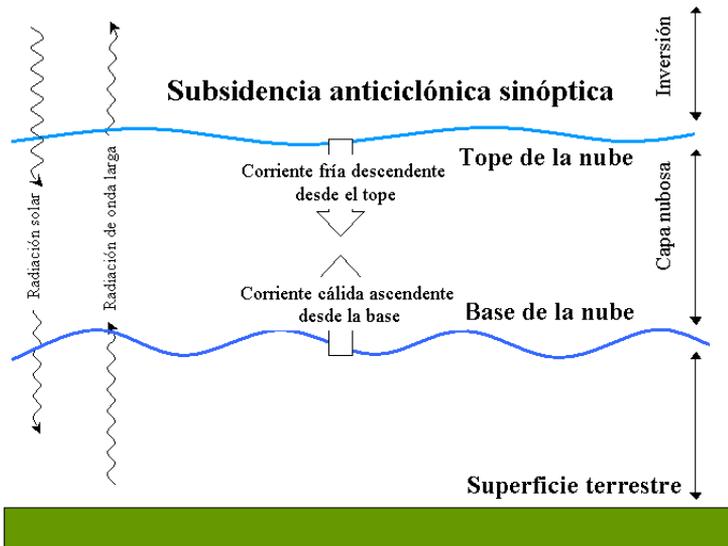
aire va ascendiendo, se va enfriando hasta que, finalmente, alcanza la temperatura de condensación.



**Figura 1.1.- Superposición de dos parcelas de aire que produce la formación de nubes.**

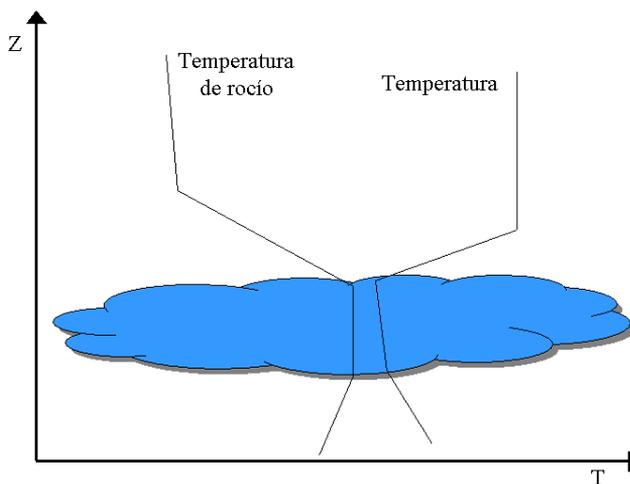
En particular, la formación de estratocúmulos depende de factores físicos de escala variable. Por una parte, a una escala sinóptica, la advección de humedad por las corrientes de aire tiene un efecto inmediato en la formación de la capa nubosa. Así, en la vecindad de anticiclones, la divergencia presente en la baja troposfera produce el fenómeno de subsidencia que provoca una inversión en la parte superior de la *capa límite*. De esta forma, cuando esta capa húmeda se enfría, aumenta la probabilidad de formación de estratocúmulos.

Por otra parte, el desarrollo y posterior permanencia de estratocúmulos también está controlado por factores a pequeña escala en la atmósfera, tal como la mezcla turbulenta en la nube la cual es producida por fenómenos radiativos en la parte superior, interna e inferior de la capa de estratocúmulos. La figura 1.2 muestra esquemáticamente cómo se distribuyen verticalmente el conjunto de estos fenómenos en una capa de estratocúmulos.



**Figura 1.2.- Procesos que se producen en estratocúmulos delimitados por la capa de subsidencia.**

En la Figura 1.3 se puede apreciar la estructura vertical típica en la formación de estratocúmulos, donde cabe destacar la inversión de temperatura justo a partir del tope de la nube y cómo el punto de rocío disminuye bruscamente encima de la capa nubosa debido a la subsidencia, lo que explica la apariencia de esta estructura nubosa.



**Figura 1.3.- Estructura vertical típica de la temperatura y el punto de rocío en una formación de estratocúmulos.**

### 1.2.2 Estratocúmulos marinos en la región canaria.

La estratificación de la troposfera inferior en la región de Canarias presenta de forma muy destacada una de las características más importantes de las regiones tropicales y subtropicales donde soplan los vientos alisios, como es la presencia de una capa superficial húmeda a la que se superpone otra seca, estando separadas ambas capas por una inversión de temperatura que, en nuestra región, alcanza con frecuencia valores superiores a 10 °C. Esta configuración es, en general, muy estable, quedando limitada a la capa inferior todos los posibles procesos de convección y turbulencia, lo que se traduce en la formación de la característica capa de estratocúmulos cuyo límite superior, como se mencionó en el apartado anterior, queda justo por debajo de la inversión de temperatura, la cual actúa a modo de tapadera que impide todo desarrollo vertical de nubes cumuliformes. Precisamente esta característica, que se presenta con una frecuencia media del 95.7% de los días del año (Dorta, 1996), es la que marca el carácter de “buen tiempo” que reina en las Islas Canarias bajo el dominio de los alisios pues, a lo sumo, pueden producirse algunas precipitaciones ligeras en aquellos lugares donde el espesor de los estratocúmulos adquiere valores excepcionales.

Esta capa de estratocúmulos conocida también como “mar de nubes” alcanza un notable desarrollo horizontal. Su espesor es muy variable como consecuencia de factores de carácter tanto dinámico, como pueden ser la estratificación y estabilidad de la atmósfera regional, como de carácter geográfico como son la altitud y orientación de la orografía local (Marzol, 1990, Marzol, 1993, Marzol et al., 1994).

El *mar de nubes* no mantiene los mismos rasgos durante todo el año y muestra una dinámica caracterizada por la variación estacional. Esta estacionalidad se refleja en más nubosidad en verano, debido a un reforzamiento del régimen de alisios, que en invierno, cuando es más probable que haya inestabilidad atmosférica sobre Canarias. El espesor de la nube también es sensible a esta estacionalidad, ya que por lo general, aumenta en la primavera, otoño e invierno, coincidiendo con la irrupción de aire polar marítimo hasta estas latitudes, mientras que disminuye en verano cuando son frecuentes las advecciones de aire cálido del Sáhara. Tampoco la altitud en la

que se encuentra esta capa de estratocúmulos es ajena a estas variaciones de modo que, si durante la primavera, el otoño y el invierno su cima asciende hasta los 2000 metros, en el estío rara vez supera los 1100 metros, debido a que la capa húmeda inferior de los alisios queda comprimida por el aire subsidente. Aparte de esta estacionalidad, existe también una fluctuación diaria de esta nubosidad estratiforme, vinculada estrechamente al régimen de las brisas, al relieve y a la oscilación de la inversión térmica (Marzol et al., 1998, Valladares, 1996). En las vertientes a barlovento la dinámica del mar de nubes responde a la acción de las brisas, estancándose a partir del mediodía por efecto de la brisa marina y alejándose hacia el mar, empujada por la brisa terral, durante la noche. En las cumbres, sin embargo, es independiente de esos vientos locales y es más frecuente durante la noche y apenas se presentan en las horas centrales del día.

### **1.3 Teledetección aplicada al estudio de las nubes.**

La teledetección se ha convertido en una herramienta fundamental para el estudio del medio que nos rodea. Los datos proporcionados mediante esta técnica nos permite obtener información periódica de amplias zonas de la cubierta terrestre, incluidas aquellas de difícil acceso para el hombre como son las zonas polares o desérticas. En la actualidad estos datos, tomados desde una posición privilegiada, se usan como fuente imprescindible de información en disciplinas tan diversas como la Geografía, Geología, Biología, Oceanografía, Física de la Atmósfera, etc., lo que permite conocer la estructura del medio donde vivimos desde una perspectiva global.

#### **1.3.1 Introducción a la teledetección.**

El término *teledetección*, que es una traducción latina del término inglés *remote sensing*, se utiliza a partir de los años 60 para describir las observaciones de un objeto efectuadas sin mediar contacto físico con él. Este tipo de adquisición de información solamente es posible mediante la detección y medida de los cambios que el objeto observado induce en su entorno, bien sea en forma de perturbaciones electromagnéticas, bien como ondas acústicas reflejadas o alteradas, o bien como perturbaciones del campo magnético o

gravitatorio debidas a la presencia del objeto. En el caso que nos ocupa, el *objeto* del que queremos conocer sus características es nuestro medio ambiente con lo cual, la definición de teledetección la podemos expresar como la medida a distancia y registro, de la energía electromagnética reflejada o emitida por la superficie terrestre y la atmósfera junto con el estudio de la relación de estas medidas con la naturaleza y distribución de los materiales de la superficie así como de las condiciones atmosféricas.

Estas medidas son realizadas normalmente por instrumentos situados a bordo de distintas plataformas como son satélites o aviones, aunque en la presente memoria se trata exclusivamente con la información proporcionada por vehículos espaciales. Estos vehículos van dotados con sistemas que permiten la detección de radiación electromagnética en una serie de bandas del espectro electromagnético rigurosamente seleccionadas. Esta información es almacenada en el satélite hasta sobrevolar alguna de las estaciones terrestres destinadas a la recepción y adquisición; además es enviada constantemente a la superficie terrestre, con lo que puede ser recibida por cualquier estación receptora convenientemente equipada. Una vez almacenados, y tras una primera fase de preprocesamiento que, como se comentará posteriormente en el capítulo 3, elimina todas aquellas contribuciones no deseadas en cada estudio, este gran volumen de datos es utilizado como entrada de múltiples modelos. Entre los distintos tipos de estudios de los datos están los basados en modelos físicos que permiten la extracción de las características físicas de un objeto concreto bajo estudio. Estos modelos hacen uso de una serie de hipótesis para simplificar el complejo sistema tierra-atmósfera e intentan simular la radiación detectada en cada longitud de onda por el satélite para, posteriormente, invertir el modelo infiriendo así los parámetros característicos del objeto de interés a partir de los datos suministrados por el satélite. La exactitud de estos modelos físicos va a fijar la precisión con la que se pueden determinar los diversos parámetros, siendo necesario para el preciso desarrollo y validación de los mismos, campañas de medida desde tierra que permitan correlacionar los datos adquiridos tanto desde la superficie terrestre con aquellos suministrados por los vehículos espaciales (Arbelo, 1997, Ayala et al., 1995).

### **1.3.2 Estudio de nubes mediante la teledetección.**

Como se ha mencionado previamente, las nubes juegan un papel primordial en el clima debido a su interacción tanto con la radiación solar de onda corta como con la radiación terrestre de onda larga, produciendo una modificación en el balance de energía en el sistema tierra-atmósfera. Desde un punto de vista cuantitativo, esta influencia depende tanto de parámetros macrofísicos, como son el desarrollo horizontal y vertical de las nubes o la persistencia de las mismas, como microfísicos en los que se incluye la fase del agua, el tamaño de las partículas que la componen o la geometría de estas partículas. Sin embargo, la relación entre estos parámetros y su impacto sobre las propiedades radiativas de las nubes no es del todo bien conocida.

Desde el inicio de los años 70, se han venido realizando estudios de la relación de las nubes con el clima. Estos estudios se han centrado principalmente en observaciones terrestres (Budyko, 1969, Cess, 1976) así como en la simulación con modelos teóricos (Schneider, 1972, Ramanathan, 1985). Además, se han desarrollado recientemente diversas campañas de medida para complementar estos estudios. Entre las más destacadas caben resaltar los proyectos ASTEX (Atlantic Stratocumulus Transition Experiment) enfocado principalmente al estudio de nubes compuestas por agua en fase líquida (Albretch et al., 1995, Randall, 1995, Cox et al., 1987), así como el First International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Regional Experiment (FIRE) en sus fases I, II y III cuyo objetivo principal han sido las nubes altas de hielo (Starr y Wylie, 1990, Stephens, 1995). Durante el desarrollo de estas campañas se han realizado medidas de las propiedades geométricas, radiativas y microfísicas de las nubes usando instrumentación situada en tierra, globos o a bordo de aviones.

Sin embargo, los datos proporcionados durante estas campañas intensivas tienen una serie de inconvenientes. Por una parte, las medidas realizadas son representativas sólo de la zona donde se han tomado, por lo que su validez espacial está limitada a una región concreta en el globo. Por otra parte, estos datos no permiten realizar un estudio temporal que nos proporcione información de la evolución de los parámetros de interés. Esto, unido a la inaccesibilidad de algunas regiones como las polares, y a la gran

evolución de las técnicas aeroespaciales han hecho imprescindible el uso de satélites para los estudios de las nubes y su impacto en el clima, teniendo estos métodos la gran ventaja de su amplia cobertura, tanto espacial como temporal, de la superficie terrestre frente a los métodos tradicionales de medida con instrumentos a bordo de aviones.

Para estudios de radiación atmosférica y dinámica, dos plataformas espaciales se han mostrado como las más versátiles. Por un lado están los satélites de órbita polar NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), de cuyo estudio nos ocuparemos en el capítulo 3 de la presente memoria y que están equipados con el radiómetro de alta resolución AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) y el sondeador vertical de atmósfera TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder). Por otro, también se pueden destacar los satélites de órbita polar DMSP (Defense Meteorological Satellite Program) equipados con los subsistemas OLS (Operational Linescan System) y los radiómetros de microondas SSM/I y SSM/T (Special Sensor Microwave ). Las principales ventajas de estos sistemas son, por un lado, que ambos forman parte de una serie de vehículos de las mismas características, lo cual permite realizar estudios temporales y por otra parte, los datos de estos satélites en la actualidad pueden ser adquiridos usando equipos de seguimiento relativamente baratos (Pérez et al., 1995).

Sin embargo, y aunque los aproximadamente 20 años de datos de satélite disponibles han proporcionado una visión global de las interacciones entre el clima y la biosfera, estas medidas han sido realizadas en la mayoría de los casos por instrumentos que no fueron diseñados para los estudios a los que fueron aplicados, como ha sido el caso del AVHRR, GOES o METEOSAT. Así, en la actualidad, un número importante de países están colaborando para construir una nueva generación de sensores que permitan reducir las incertidumbres en predicciones climáticas tal como se desprende de las conclusiones del IPCC (International Panel on Climate Change). Fruto de estas colaboraciones, una serie de proyectos se están desarrollando para la fabricación y puesta en órbita de instrumentos precisos para la medida de los parámetros claves que afectan al cambio climático. Por una parte, el programa EOS de NASA ha lanzado en diciembre de 1999 el primer satélite de la serie

EOS (EOS-AM1) equipado con diversos subsistemas como el Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) o el Clouds and the Earth's Radiant Energy System Network (CERES) con resoluciones espaciales y espectrales adecuadas para estudios de nubes (King et al., 1997, Minnis et al., 1997). Paralelamente se están realizando importantes esfuerzos en Japón (ADEOS) y Europa (ENVISAT) para situar en órbita instrumentos que permitan una observación exhaustiva de las interacciones entre la atmósfera, océanos y tierra con la radiación tanto solar como terrestre.

#### **1.4 Antecedentes y objetivos del trabajo.**

Desde sus inicios, el Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección de la Universidad de La Laguna se fijó como uno de sus principales objetivos disponer de una estación de recepción de satélites que permitiera la adquisición y procesado de imágenes de alta resolución. Así, en el año 1992, se adquirió a la empresa SeaSpace un sistema de recepción de datos HRPT (High Resolution Picture Transmission), modelo TeraScan que presenta unas excelentes prestaciones desde el punto de vista tanto de seguimiento y adquisición, como por las herramientas que dispone para el procesamiento de la información. Paralelamente, en el Laboratorio se fueron diseñando e implementando algunos de los módulos necesarios para la construcción de una estación que, con un coste muy inferior a la primera, proporcionara similares prestaciones. Tras el diseño de la antena y de los módulos de seguimiento y recepción, en 1995 se finalizó el primer prototipo que, usando un ordenador personal y una tarjeta microcontroladora, realiza la adquisición de los datos proporcionados por el sensor AVHRR de los satélites de órbita polar NOAA.

Con los sistemas de adquisición completamente operativos, en noviembre de 1993 comienza la captura sistemática de la información enviada por los satélites de la familia TIROS (los vehículos operativos en aquellas fechas eran los NOAA-9,10,11 y 12 y posteriormente a medida que han sido puesto en órbita, los satélites NOAA-14, 15 y 16), creando una base de datos que continúa de forma ininterrumpida hasta la actualidad.

Este volumen de información ha permitido el desarrollo de diferentes líneas de investigación relacionadas con el medio ambiente en la región

canaria tales como la determinación de la temperatura superficial del mar (SST) (Arbelo et al., 1997), la determinación del espesor óptico de aerosoles (Expósito et al., 1997, Expósito, 1999), la detección y evaluación de incendios (González et al., 1995, Rosa et al., 1995) o la determinación de los parámetros microfísicos de las nubes (Pérez et al., 2000, González et al., 2000).

El Archipiélago Canario, debido a su situación estratégica en el Atlántico Norte y a su abrupta orografía, se presenta como un marco ideal para la realización de estudios que van desde la determinación de los fenómenos de *aflorescimientos*, característicos del banco pesquero canario-sahariano, (Arbelo et al., 1996) hasta estudios de circulación atmosférica y de cambio climático (Proserpio, 1996a;1996b). De hecho, las Islas Canarias han sido elegidas como escenario de múltiples campañas internacionales de medidas destacando en lo que a nubes y cambio climático se refiere los proyectos ASTEX en 1992, AEROCE, ACE-2 y TCP. Es precisamente este último proyecto, que surgió de un convenio de colaboración entre el DRI (Desert Research Institute) de Nevada y la Universidad de La Laguna, el que posibilitó la toma de medidas con estaciones situadas en tierra, de los parámetros característicos de los estratocúmulos marinos.

Durante este proyecto, y mediante complejos procesos de medida, se determinaron por una parte, la composición química de los CCN que forman las gotas de nubes y, por otra, la distribución de tamaños de gotas recogidas de los estratocúmulos (Borys et al., 1998). Sin embargo, los datos adquiridos en estaciones de estas características son representativos de una zona muy específica sobre la superficie terrestre durante un número de días limitado, con lo cual no pueden ser usados para realizar estudios temporales a una escala sinóptica, ya que los parámetros medidos son altamente variables. Es precisamente en este punto donde la teledetección puede aportar sus grandes ventajas tanto desde el punto de vista espacial como temporal para la observación de la Tierra. Sin embargo, el uso de técnicas de teledetección para la extracción de los parámetros característicos de las nubes plantea multitud de dificultades debido a las correcciones que hay que introducir para corregir los diferentes procesos que ocurren durante la fase de adquisición, tales como el movimiento del satélite, el ángulo de visión, la esfericidad de la Tierra, su rotación durante la adquisición, etc. Además, se requieren modelos de

transferencia radiativa muy complejos que permitan obtener, a partir de las radiancias medidas por el instrumento, los parámetros de interés.

Desde el lanzamiento del primer satélite de la serie TIROS en 1960, se han dirigido múltiples esfuerzos a la utilización de estos datos para cuantificar las propiedades de las nubes tales como cubierta nubosa, fase termodinámica de las partículas que las componen, espesor óptico, radio efectivo de dichas partículas así como la altitud y temperatura de las mismas.

De estos trabajos, un número importante de ellos han ido enfocados a la determinación del espesor óptico y del radio efectivo en distintas nubes usando radiómetros situados a bordo de aviones y satélites, sensibles a la radiación en las bandas correspondientes al visible y al infrarrojo cercano. Ejemplo de estos trabajos pueden ser los desarrollados por Hansen y Pollack, (1970), Twomey y Cocks, (1982), King, (1987), Foot, (1988), Rawlins y Foot, (1990), Nakajima y King, (1990), Nakajima et al., (1991), Curran y Wu, (1982), Rossow et al., (1989) y cuyo principio de funcionamiento se analiza en el Capítulo 2.

Estos estudios han demostrado la aplicabilidad de técnicas de teledetección para la determinación de las propiedades ópticas y microfísicas de las nubes. Además, han puesto de manifiesto que la precisión de los mismos está en función de las hipótesis realizadas en los modelos físicos empleados así como en la limitación tanto espacial como espectral de los sensores empleados. De esta manera, la determinación precisa de estos parámetros a escala global se ha convertido en un objetivo prioritario de la comunidad científica.

Con los antecedentes descritos, los objetivos del presente trabajo se centran en la elaboración de técnicas operacionales que permitan extraer los parámetros característicos de las nubes: radio efectivo, temperatura y espesor óptico, a partir de los datos nocturnos suministrados por los satélites NOAA, haciendo uso de modelos físicos de transferencia radiativa para la caracterización de cada uno de los componentes del sistema tierra-nube-atmósfera.

## **1.5 Estructura del trabajo.**

La presente memoria se ha estructurado en una serie de capítulos cuyos contenidos son los que se resumen a continuación.

En el Capítulo 2 se presentan los modelos matemáticos que nos van a permitir caracterizar los distintos procesos radiativos que ocurren en la atmósfera. Esto nos conducirá al planteamiento de la ecuación de transferencia radiativa general para atmósferas plano-paralelas donde se tiene en cuenta el mecanismo de dispersión múltiple y se describe el método de ordenadas discretas para la resolución de esta ecuación. Posteriormente se revisa el estado actual de la investigación por lo que a extracción de parámetros de nubes se refiere, analizando las distintas técnicas utilizadas para este fin.

En el Capítulo 3 se analiza el origen y las características de los datos usados en el presente trabajo. Inicialmente se muestran las principales características de los satélites NOAA y de los instrumentos con los que dichos satélites van equipados, prestando especial atención al sensor AVHRR, cuyos datos son la fuente principal de los métodos propuesto para la extracción de los parámetros de las nubes. Posteriormente se presenta la configuración de la estación receptora y se enumeran los diferentes procedimientos que hay que aplicar a los datos de satélite para corregir las contribuciones no deseadas presentes en los mismos. En la segunda parte del capítulo se describen las características del instrumento con el que se realizaron las medidas de estratocúmulos desde tierra y se expone el procedimiento seguido para la toma de los datos.

En el siguiente capítulo se presenta un método contextual propuesto para la determinación de los parámetros característicos de las nubes a partir de los datos del sensor AVHRR. Tras plantear la ecuación de transferencia radiativa aplicable al estudio de las nubes, describe el procedimiento propuesto para la determinación del radio efectivo y la temperatura de la nube representativa de una capa de estratocúmulos en imágenes nocturnas. Finalmente se realiza un análisis de cómo las distintas fuentes de error pueden afectar a los valores obtenidos usando el método propuesto.

En el Capítulo 5 se describe un método de píxeles independientes desarrollado para la obtención del radio efectivo, espesor óptico y temperatura en cada píxel de la imagen. Se aborda el proceso de la discretización del radio efectivo y del espesor óptico, lo que nos permite crear una tabla donde, para cada valor de espesor óptico, se almacenan un conjunto discreto de radios efectivos que evitan el comportamiento oscilante característico de la teoría de Mie. Además, se introduce el procedimiento basado en algoritmos genéticos implementado para la resolución, para cada píxel de la imagen, del sistema no lineal de tres ecuaciones con tres incógnitas planteado. Posteriormente, se evalúa la precisión con la que han de obtenerse cada uno de los parámetros de entrada, para que distintas fuentes de error no afecten de forma significativa a los valores extraídos de los parámetros característicos de las nubes.

El Capítulo 6, muestra los resultados obtenidos tanto en las campañas desarrolladas desde tierra, como los obtenidos usando las imágenes de satélite siguiendo los procedimientos indicados en los capítulos anteriores. Las imágenes utilizadas en el presente trabajo son aquellas cronológicamente más próximas a las medidas realizadas desde tierra con el objeto de poder validar los métodos propuestos. Finalmente, en el Capítulo 7 se presentan las conclusiones más destacadas que se pueden extraer de la labor realizada.

# MODELO RADIATIVO PARA LA DETERMINACIÓN DE LOS PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS DE LAS NUBES

La transferencia radiativa es el mecanismo por el cual la Tierra intercambia energía con el resto del Universo. De hecho, la Tierra y su atmósfera están continuamente absorbiendo la radiación solar y emitiendo su propia radiación al espacio de tal forma que se puede considerar que el sistema tierra-atmósfera se encuentra prácticamente en equilibrio radiativo con el Sol.

En este Capítulo se describen los principales procesos de transferencia de radiación que ocurren en la atmósfera para, a continuación, mostrar la ecuación que nos permite describir analíticamente el conjunto de estos procesos así como el método que se usará en la presente memoria para la resolución de la misma. Por último, se revisan las distintas técnicas empleadas en la actualidad para la determinación de los parámetros característicos de las nubes a partir de los datos de satélites.

## 2.1 Proceso de transferencia de radiación en la atmósfera.

Para una correcta descripción de la interacción de la radiación con la atmósfera, es necesario el conocimiento de su composición química. Como es bien conocido, la atmósfera está compuesta por una serie de gases tales como el nitrógeno, oxígeno y argón cuya concentración prácticamente no varía ni temporal ni espacialmente. Sin embargo, existen otros gases con un comportamiento completamente distinto. Es el caso del vapor de agua, cuya concentración varía de forma significativa dependiendo de las condiciones atmosféricas, o del dióxido de carbono, cuya concentración varía como consecuencia de la combustión de hidrocarburos, de la absorción y emisión del océano y del proceso de fotosíntesis, o del ozono, el cual puede variar su concentración como consecuencia de la aportación antropogénica de NO y Cl. Por otra parte, la atmósfera también contiene diversas partículas tanto sólidas como líquidas tales como aerosoles, gotas de agua o cristales de hielo, cuya distribución es altamente variable tanto en el espacio como en el tiempo. Como consecuencia de todo lo anterior, para una correcta interpretación del proceso de transferencia radiativa, es necesario cuantificar la interacción de la radiación con cada uno de los componentes presentes en la atmósfera. Esta interacción se produce a través de tres procesos distintos como son la absorción, la dispersión y la emisión de la radiación.

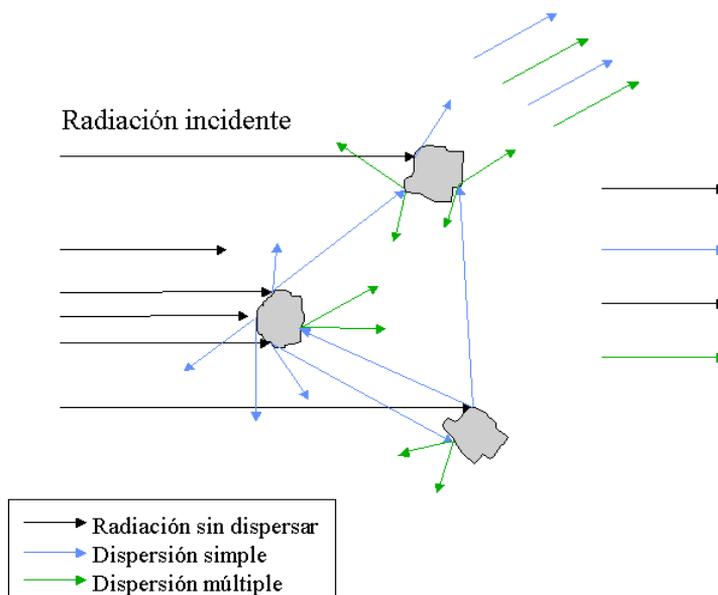
La dispersión (del término inglés *scattering*<sup>1</sup>), es un proceso físico por el cual cuando una onda electromagnética incide sobre una partícula, ésta puede extraer una porción de la energía de la onda incidente y reemitirla en todas las direcciones. Esto permite considerar a la partícula como una fuente puntual de energía cuya distribución después de ser dispersada puede ser descrita a partir de las ecuaciones de Maxwell. El problema se simplifica si las partículas con las que interactúa la radiación incidente presentan alguna simetría. Además, el patrón de intensidad de energía dispersada depende de

---

<sup>1</sup> Aunque en la literatura se pueden encontrar otras traducciones para *scattering*, dispersión es el término más empleado.

factores tales como la relación entre el tamaño de la partícula y la longitud de onda de la radiación incidente. Así, una partícula pequeña tiende a dispersar la radiación de igual forma en la dirección de propagación de la onda incidente como en la dirección contraria, mientras que cuando la partícula se hace más grande, la energía dispersada se concentra principalmente en la dirección de propagación de la onda incidente. En la atmósfera, las partículas que originan dispersión tienen tamaños que cubren desde las moléculas de gas ( $\sim 10^{-8}$  cm) hasta las gotas de lluvia o granizos ( $\sim 1$  cm).

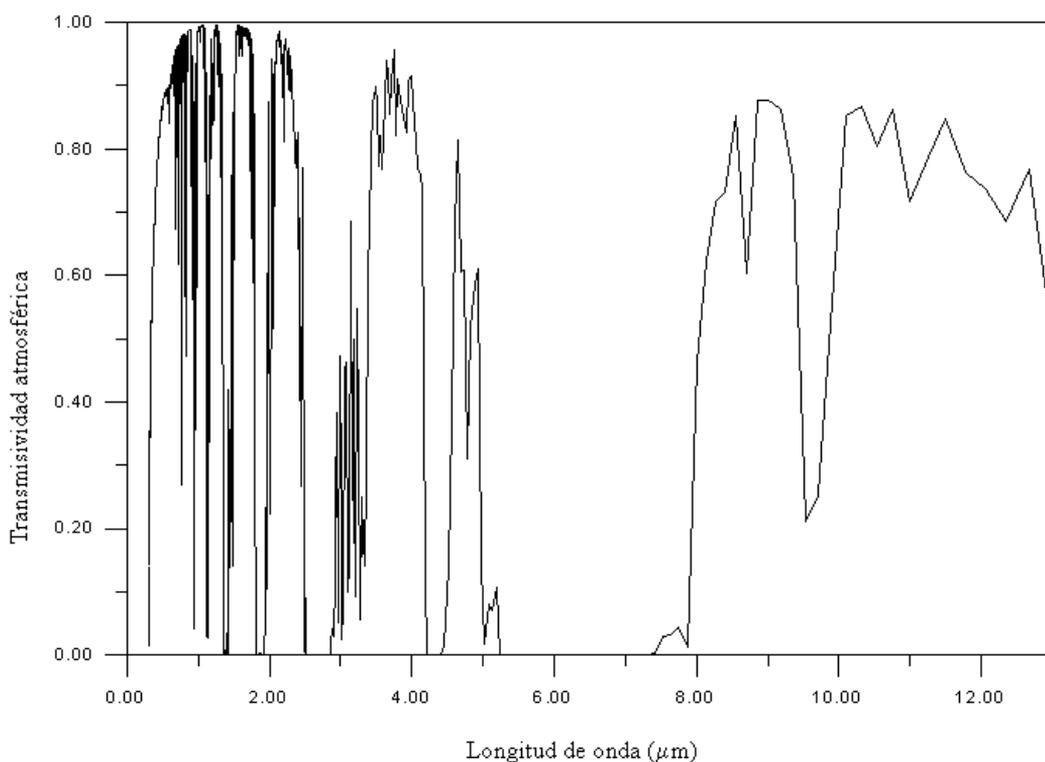
Además, cuando en un volumen tenemos un cierto número de partículas dispersoras, cada una de ellas está expuesta a dispersar la radiación que previamente ya había sido dispersada por otras partículas. Este proceso, conocido como dispersión múltiple es el que se ilustra en la Figura 2.1, y es un mecanismo que juega un papel importante en la transferencia de radiación en la atmósfera en la presencia de nubes o aerosoles.



**Figura 2.1.- Diagrama representativo del proceso de dispersión múltiple.**

El otro proceso importante en la transferencia radiativa es la absorción de energía por las partículas y moléculas presentes en la atmósfera, lo cual a su vez implica el proceso de emisión asociado a la radiación de cuerpo negro. Si

bien la dispersión es un fenómeno que ocurre prácticamente a cualquier longitud de onda, la absorción es un fenómeno discreto, teniendo lugar únicamente a determinadas longitudes de onda. Este hecho puede apreciarse en la Figura 2.2, donde se muestra la transmisividad atmosférica en función de la longitud de onda, obtenida mediante simulaciones realizadas con el código de transferencia radiativa MODTRAN (Kneizys et al., 1988), para una atmósfera estándar de latitudes medias, sin tener en cuenta la presencia de aerosoles o nubes.



**Figura 2.2.- Transmisividad atmosférica en función de la longitud de onda para una atmósfera estándar.**

Como se deduce de la Figura 2.2, existen regiones en el espectro donde la atmósfera es casi opaca, mientras en otras regiones, los componentes presentes prácticamente no absorben la radiación. Son precisamente estas bandas, denominadas ventanas espectrales, las que se aprovechan

principalmente para el diseño de los detectores que se instalan a bordo de los satélites.

## 2.2 Dispersión de la radiación por partículas.

Por la influencia que este fenómeno tiene en la transferencia de radiación en la atmósfera en la presencia de nubes, vamos a analizar con más detalle el proceso de dispersión por partículas. Para su estudio, se define el “parámetro de tamaño”,  $x$ , como la relación entre el radio de la partícula,  $r$ , supuesta esférica y la longitud de onda de la radiación incidente  $\lambda$ .

$$x = \frac{2\pi r}{\lambda} \quad (2.1)$$

Cuando las partículas en estudio son mucho más pequeñas que la longitud de la onda incidente ( $x \ll 1$ ), este proceso puede ser descrito siguiendo la aproximación de Rayleigh, donde la solución a las ecuaciones de Maxwell es particularmente simple. Por ejemplo, la dispersión de la radiación solar por moléculas de aire, la cual es la responsable del color azul del cielo, puede ser justificada siguiendo esta aproximación.

Por el contrario, si el tamaño de las partículas es del orden o mayor que la longitud de onda de la radiación incidente, la aproximación anterior no es válida y en este caso, la solución de las ecuaciones de Maxwell para el caso de partículas esféricas, recibe el nombre de Mie, siendo la solución de Rayleigh un caso particular de esta última.

En la figura 2.3 se muestran los intervalos en los que son aplicables las aproximaciones anteriormente citadas observando, por ejemplo, como la dispersión de radiación en la región de microondas por gotas de lluvia puede ser tratada por la aproximación de Rayleigh. En las siguientes secciones se describen más en profundidad estas dos aproximaciones a la dispersión de la radiación por las partículas.

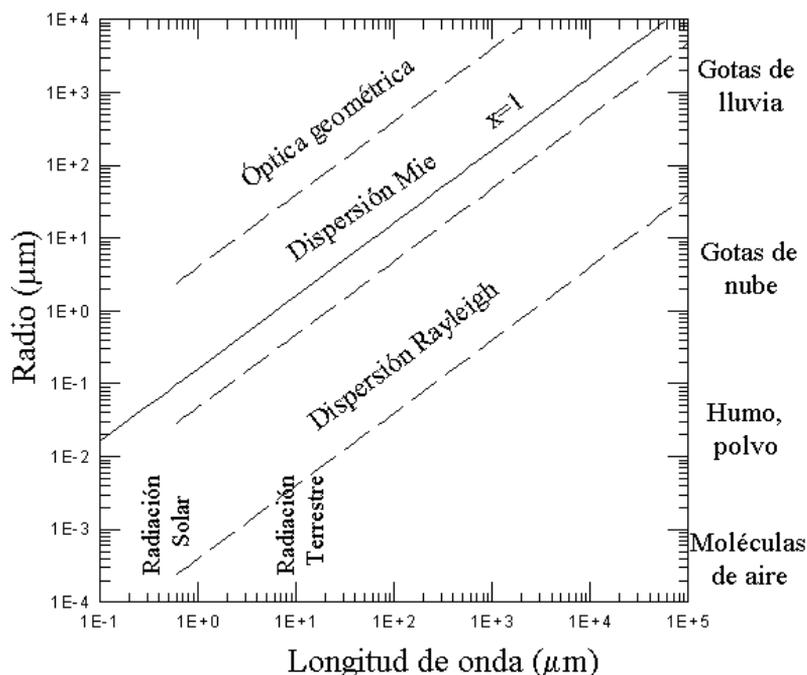


Figura 2.3.- Rangos de aplicación de las distintas aproximaciones de la teoría de dispersión.

### 2.2.1 Dispersión Rayleigh.

Constituye la teoría más simple para la dispersión de la luz y fue enunciada por Rayleigh en 1871. Se considera un haz de radiación no polarizada incidiendo sobre una pequeña partícula esférica homogénea cuyo radio es mucho menor que la longitud de onda de la radiación incidente. Esta radiación produce un campo eléctrico  $E_0$ , el cual genera una configuración de dipolo en la partícula, oscilando en una dirección determinada, lo que a su vez produce una onda electromagnética, que constituirá la onda dispersada. De acuerdo al electromagnetismo clásico, la intensidad de radiación dispersada en un ángulo  $\Theta$  con respecto a la dirección del haz incidente, se puede expresar como (Liou, 1980):

$$I = \frac{I_0}{r^2} \mathbf{a}^2 \left( \frac{2\mathbf{p}}{\mathbf{l}} \right)^4 \frac{1 + \cos^2(\Theta)}{2} \quad (2.2)$$

donde  $I_0$  es la intensidad del haz incidente,  $\mathbf{l}$  su longitud de onda,  $r$  es la distancia al punto de observación y  $\mathbf{a}$  es la polarizabilidad de la partícula que puede ser obtenida a partir del índice de refracción de la misma usando la aproximación de Lorentz-Lorenz. Además, el flujo de energía dispersado,  $f$ , puede ser evaluado integrando la densidad de flujo dispersada sobre una determinada superficie a una distancia  $r$  de la partícula, de modo que:

$$f = F_0 \mathbf{a}^2 128 \mathbf{p}^5 / (3\mathbf{l}^4) \quad (2.3)$$

donde  $F_0$  es la densidad de flujo incidente  $I_0 \Delta\Omega$ , con  $\Delta\Omega$  representando el diferencial de ángulo sólido. Esto nos permite definir la sección eficaz de dispersión por molécula,  $\sigma_s$  como:

$$\sigma_s = f / F_0 = \mathbf{a}^2 128 \mathbf{p}^5 / (3\mathbf{l}^4) \quad (2.4)$$

donde  $\sigma_s$  representa, en unidades de área, la cantidad de energía incidente que es eliminada de la dirección original como consecuencia de un evento de dispersión simple y es redistribuida isotrópicamente sobre la superficie de una esfera de radio  $r$  cuyo centro es la partícula dispersora.

### 2.2.2 Dispersión Mie.

Cuando el tamaño de las partículas es del orden o mayor que la longitud de onda incidente ( $x \gg 1$ ), la aproximación de Rayleigh deja de ser válida. En este caso, y para valores del parámetro de tamaño inferiores a 50, en el que ya se entra en la aproximación de la óptica geométrica, la resolución de las ecuaciones de Maxwell se hace más compleja puesto que la radiación incidente sobre la partícula induce modos de polarización de órdenes superiores no tenidos en cuenta en la consideración dipolar de Rayleigh. En 1908 Mie propuso una solución a este problema para partículas esféricas homogéneas, la cual recibe el nombre de teoría de dispersión de Mie. Esta aproximación, ampliamente utilizada aún en nuestros días es la que se

empleará en la presente memoria para el estudio de la dispersión de la radiación por parte de las gotas de nubes, ya que atendiendo a la Figura 2.3, el parámetro de tamaño corresponde a esta aproximación.

La teoría propuesta consiste inicialmente en la obtención de la solución de la ecuación de onda vectorial en coordenadas esféricas. Una vez obtenida esta solución, se analiza la dispersión de una onda por una esfera homogénea, para lo cual se asume que el medio exterior a la partícula es el vacío, que el material de la esfera tiene un índice de refracción  $m$  y que la radiación incidente está linealmente polarizada. Con estas hipótesis y considerando que el observador se encuentra a gran distancia de la partícula, lo cual se justifica sobradamente en nuestra situación, la intensidad de la radiación dispersada puede ser escrita en función de la intensidad incidente de la siguiente forma (Liou, 1980):

$$I_{\perp}^S = I_{\perp}^i \frac{i_1}{k^2 r^2} \quad I_{\parallel}^S = I_{\parallel}^i \frac{i_2}{k^2 r^2} \quad (2.5)$$

donde  $I_{\perp}^S$  e  $I_{\parallel}^S$  representan, respectivamente, la componentes perpendicular y paralela de la intensidad dispersada,  $k$  es el número de ondas,  $r$  representa la distancia de la partícula al observador e  $i_1$  e  $i_2$  son las denominadas funciones de intensidad que para las componentes perpendicular y paralela respectivamente se evalúan de la siguiente forma:

$$i_1(\mathbf{q}) = |S_1(\mathbf{q})|^2 \quad i_2(\mathbf{q}) = |S_2(\mathbf{q})|^2 \quad (2.6)$$

siendo  $S_1(\theta)$  y  $S_2(\theta)$  las funciones de dispersión definidas como:

$$S_1(\mathbf{q}) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [a_n \mathbf{p}_n(\cos \mathbf{q}) + b_n \mathbf{t}_n(\cos \mathbf{q})] \quad (2.7)$$

$$S_2(\mathbf{q}) = \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2n+1}{n(n+1)} [b_n \mathbf{p}_n(\cos \mathbf{q}) + a_n \mathbf{t}_n(\cos \mathbf{q})]$$

donde  $\mathbf{p}_n(\cos \mathbf{q})$  y  $\mathbf{t}_n(\cos \mathbf{q})$  se definen en función de los polinomios asociados de Legendre como muestra la ecuación 2.8:

$$\begin{aligned}
 p_n(\cos q) &= \frac{1}{\sin(q)} P_n^1(\cos q), \\
 t_n(\cos q) &= \frac{d}{dq} P_n^1(\cos q)
 \end{aligned}
 \tag{2.8}$$

y  $a_n$  y  $b_n$  son los denominados coeficientes de dispersión que se obtienen de la solución formal de las ecuaciones de Maxwell para el caso de dispersión, a partir del índice de refracción y del parámetro de tamaño de la partícula.

Como consecuencia de todo lo anterior, puede deducirse que la determinación de las intensidades dispersadas según la teoría de Mie incluye el cálculo de las funciones de dispersión a partir del índice de refracción de la partícula, el ángulo de dispersión y el parámetro de tamaño de la partícula dispersora. Además, a partir del cálculo del campo eléctrico dispersado se pueden deducir otros parámetros que son interesantes desde el punto de vista de la caracterización de las partículas dispersoras. Así, se define la *sección eficaz de extinción*,  $s_e$ , como una medida de la cantidad de radiación incidente que se extingue por la presencia de la partícula. Desde el punto de vista físico, esto se interpreta como si de la radiación incidente, una fracción fuese eliminada debido a la presencia de una esfera de área transversal  $\pi a^2$ , de la cual una porción  $s_e$ , es completamente opaca a la radiación. Expresada en término de la función de dispersión, la sección eficaz de extinción queda de la forma:

$$s_e = \frac{4p}{k^2} \text{Re}[S(0)]
 \tag{2.9}$$

donde  $\text{Re}[S(0)]$  representa la parte real de cualquiera de las dos funciones de dispersión, las cuales en la dirección de incidencia, ( $\theta=0$ ) y para el caso de una partícula isótropa y homogénea, poseen la misma magnitud. Además, se define la eficiencia de extinción para una esfera de radio  $a$  como

$$Q_e = \frac{\mathbf{s}_e}{\mathbf{p}a^2} = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) \operatorname{Re}[a_n + b_n] \quad (2.10)$$

Por otra parte, igual que se hizo en la sección anterior para la dispersión Rayleigh, se puede definir la sección eficaz de dispersión como el cociente entre el flujo de energía dispersado y la densidad de flujo incidente

$$\mathbf{s}_s = \frac{f}{F_0} = \frac{\mathbf{p}}{k^2} \int_0^p [i_1(\mathbf{q}) + i_2(\mathbf{q})] \operatorname{sen} \mathbf{q} d\mathbf{q} \quad (2.11)$$

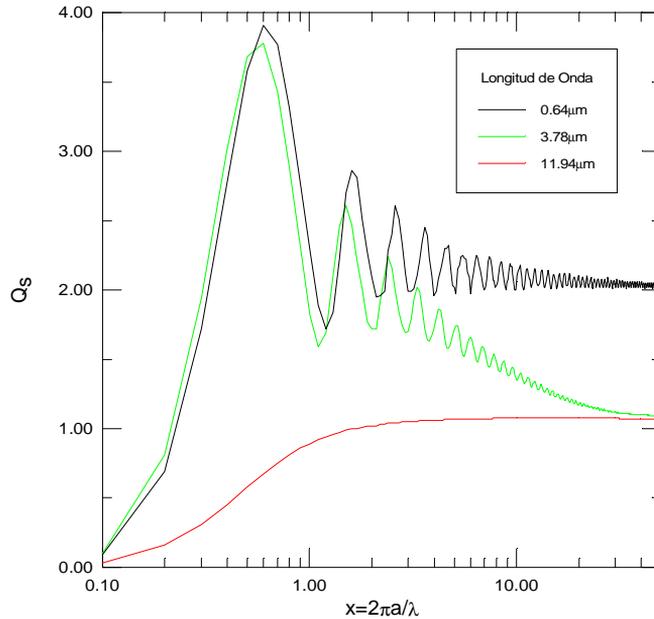
También se define la eficiencia de dispersión para una esfera de radio  $a$  de forma análoga al caso de extinción como:

$$Q_s = \frac{\mathbf{s}_s}{\mathbf{p}a^2} = \frac{1}{x^2} \int_0^p [i_1(\mathbf{q}) + i_2(\mathbf{q})] \operatorname{sen} \mathbf{q} d\mathbf{q} \quad (2.12)$$

la cual puede ser expresada usando las propiedades de los polinomios asociados de Legendre como:

$$Q_s = \frac{2}{x^2} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1) (|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (2.13)$$

En la Figura 2.4 se presenta el comportamiento del factor de eficiencia de dispersión,  $Q_s$ , en función del parámetro de tamaño para el caso de gotas de agua con distintos índices de refracción complejos. Una característica que se puede extraer de la Figura 2.4 es el comportamiento oscilante que presenta la eficiencia de dispersión con el parámetro de tamaño, lo cual va a producir, como se abordará posteriormente, incertidumbres en la inversión de los modelos propuestos, que se basan en la teoría de Mie, para el cálculo de las características radiativas de las gotas de nube.



**Figura 2.4.- Factor de eficiencia de dispersión  $Q_s$  en función del parámetro de tamaño para gotas de agua con índices de refracción correspondientes a 3 longitudes de onda.**

De las ecuaciones (2.9) - (2.13), también podemos extraer los correspondientes parámetros para la sección eficaz de absorción y eficiencia de absorción como:

$$s_a = s_e - s_s \quad Q_a = Q_e - Q_s \quad (2.14)$$

Los desarrollos realizados hasta el momento, referidos a la dispersión ocasionada por una única partícula esférica, pueden ser extendidos a una distribución de partículas. Así, si se considera que las partículas están suficientemente lejos entre sí como para suponer que la distancia entre ellas es mucho mayor que la longitud de la onda incidente, se pueden definir respectivamente los coeficientes de dispersión y extinción como:

$$\begin{aligned} \mathbf{b}_s &= \int_{a_1}^{a_2} \mathbf{s}_s(a) \frac{dn(a)}{da} da \\ \mathbf{b}_e &= \int_{a_1}^{a_2} \mathbf{s}_e(a) \frac{dn(a)}{da} da \end{aligned} \quad (2.15)$$

donde  $\frac{dn(a)}{da}$  describe la distribución de partículas y  $\int_{a_1}^{a_2} \frac{dn(a)}{da} da$  representa el número total de partículas con tamaños comprendidos entre  $a_1$  y  $a_2$ . A partir de aquí, también se define el *albedo de dispersión simple*  $\mathbf{w}$  para una distribución de partículas, como la fracción del rayo incidente que sufre dispersión en un evento de dispersión simple, esto es:

$$\mathbf{w} = \frac{\mathbf{b}_s}{\mathbf{b}_e} \quad (2.16)$$

Por último, para describir la distribución angular de la energía dispersada, se define un parámetro físico adimensional denominado *función de fase*, que representa angularmente la intensidad dispersada y el estado de polarización de un conjunto de partículas. Este parámetro viene dado por una matriz 4x4, aunque para el caso de una esfera dispersora, los elementos independientes se reducen a 4. Además, si la luz incidente es no polarizada, como es el caso que nos ocupa, sólo uno de estas 4 componentes toma un valor distinto de cero. Este elemento, que tiene que satisfacer la condición de normalización expresada en (2.17), viene dado por (2.18).

$$\int_0^{2\pi} \int_0^{\pi} \frac{p_{11}(\mathbf{q})}{4\mathbf{p}} \text{sen}(\mathbf{q}) d\mathbf{q} d\mathbf{f} = 1 \quad (2.17)$$

$$p_{11} = \frac{4\mathbf{p}}{k^2 \mathbf{b}_s} \int_{a_1}^{a_2} [i_1(a) + i_2(a)] \frac{dn(a)}{da} da \quad (2.18)$$

## 2.3 Dispersión múltiple en atmósferas plano-paralelas.

Los procesos de dispersión expuestos en el apartado anterior, describen la distribución de la energía después de un evento de dispersión de la radiación

por una partícula esférica. Sin embargo, como ya se enunció en un apartado previo, la radiación puede sufrir más de un evento de dispersión por parte de las moléculas y partículas que componen una determinada parcela atmosférica. En esta sección se presenta la ecuación de transferencia radiativa que contempla los diferentes mecanismos de interacción de la atmósfera con la radiación incidente, donde se han utilizado los parámetros de dispersión simple presentados en la sección anterior para describir los procesos de dispersión múltiple. Posteriormente se expone un algoritmo de ordenadas discretas para la resolución de esta ecuación para una atmósfera plano-paralela verticalmente no homogénea y no isotérmica, en la que los procesos de absorción, emisión térmica y dispersión son no despreciables.

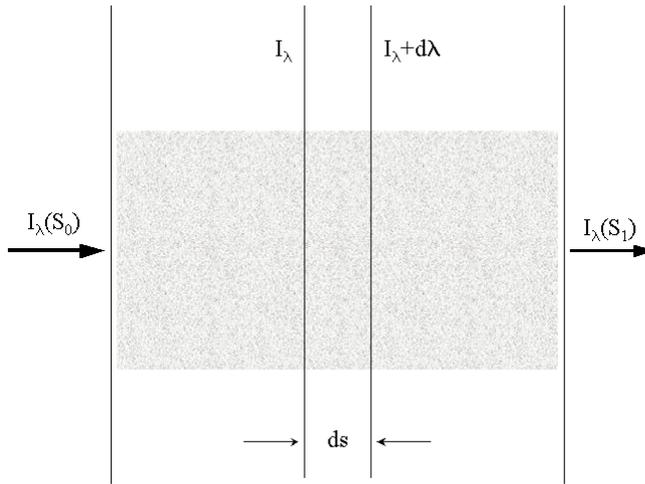
### 2.3.1 Ecuación de transferencia radiativa.

En el caso más general, un haz de radiación que atraviesa un medio se atenúa al interactuar con las partículas que lo componen. Así, si denotamos por  $I_\lambda$  la intensidad monocromática incidiendo en el medio como se muestra en la Figura 2.5, e  $I_\lambda + dI_\lambda$  a la intensidad de la radiación a la salida del mismo, se puede expresar:

$$dI_\lambda = -k_\lambda r I_\lambda ds \quad (2.19)$$

donde  $r$  es la densidad del material y  $k_\lambda$  representa la sección eficaz de extinción (en unidades de área por unidad de masa) para una longitud de onda  $\lambda$ . La atenuación experimentada por la radiación incidente se debe a la suma de las contribuciones tanto de los procesos de dispersión como de absorción.

Por otra parte, la intensidad a la salida del medio puede incrementarse como consecuencia de la emisión del propio medio, así como por el efecto de la dispersión múltiple, lo que origina que la dispersión de la radiación proveniente de todas las otras direcciones, abandone el medio en la dirección considerada.



**Figura 2.5.- Atenuación de la radiación al incidir sobre un medio absorbente y dispersor.**

Para tener en cuenta esta contribución, se define el *coeficiente de la función fuente*  $j_1$ , con el mismo significado físico que  $k_1$ , de modo que el incremento de intensidad debido a los dos mecanismos (emisión y dispersión múltiple) puede ser expresado como:

$$dI_1 = j_1 r ds \quad (2.20)$$

Además, si se define la función fuente  $J_1$  (en unidades de intensidad) como:

$$J_1 \equiv \frac{j_1}{k_1} \quad (2.21)$$

la ecuación general de transferencia radiativa puede ser escrita de la siguiente forma:

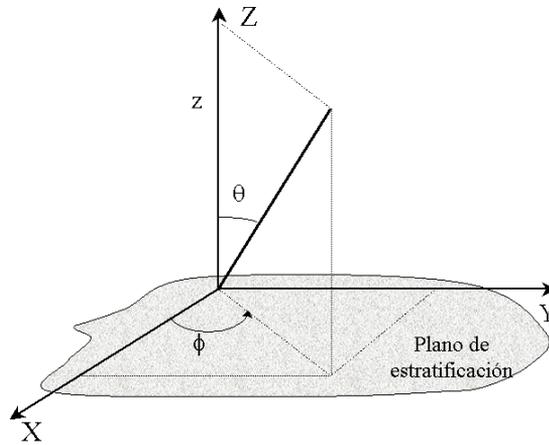
$$\frac{dI_1}{k_1 r ds} = -I_1 + J_1 \quad (2.22)$$

Para el caso de atmósferas plano-paralelas, si se toma como referencia el plano de estratificación, y consideramos la coordenada  $z$  en la dirección

perpendicular a este plano, como se muestra en la Figura 2.6, la ecuación anterior puede ser expresada como:

$$\cos \theta \frac{dI(z; \mathbf{q}, \mathbf{f})}{k\mathbf{r}dz} = -I(z; \mathbf{q}, \mathbf{f}) + J(z; \mathbf{q}, \mathbf{f}) \quad (2.23)$$

donde  $\theta$  es el ángulo respecto a la normal (ángulo cenital) y  $\phi$  expresa el ángulo acimutal.



**Figura 2.6.- Geometría utilizada para el estudio de atmósferas plano-paralelas.**

Atendiendo a la definición de espesor óptico monocromático normal dada por la expresión:

$$\mathbf{t} = \int_z^{\infty} k\mathbf{r}dz' \quad (2.24)$$

la ecuación (2.23) para un observador situado en lo alto de la atmósfera, podría expresarse como:

$$\mathbf{m} \frac{dI(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f})}{d\mathbf{t}} = I(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f}) - J(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f}) \quad (2.25)$$

Esta es la ecuación básica para el problema de transferencia radiativa en atmósferas plano-paralelas, siendo  $\mu = \cos\theta$ . El principal problema se centra

ahora en la determinación de la expresión para la función fuente  $J(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f})$  para el caso concreto de estudio.

Considérese una atmósfera plano-paralela iluminada por un flujo de radiación  $\pi F_0$  procedente del Sol, a una longitud de onda  $\lambda$  determinada. Esta atmósfera además se caracteriza por poseer una distribución de temperaturas  $T$  que es función de la altura. Si se considera una capa diferencial de esta atmósfera de espesor  $dz$  y se asume que la radiación difusa proviene de la capa inferior (haz de radiación representado por “a” en la figura 2.7), la reducción de la intensidad difusa producida por los efectos de absorción y dispersión simple dentro de esta capa diferencial puede ser expresada, como ya se introdujo en (2.19), por:

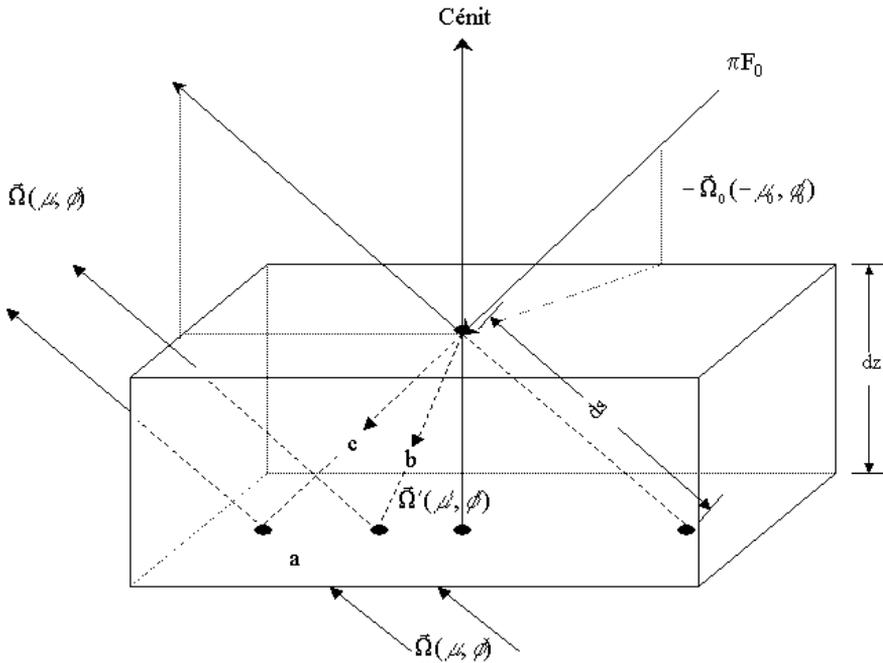
$$dI(z, \Omega) = -\bar{s}_{ext} N \frac{I(z, \Omega) dz}{\cos \mathbf{q}} \quad (2.26)$$

donde  $\bar{s}_{ext}$  es la sección eficaz de extinción promedio de todas las partículas,  $N$  es el número total de partículas por unidad de volumen y  $\mathbf{W}$  es el elemento de ángulo sólido que representa el haz de radiación.

Por otra parte, la intensidad difusa que abandona el elemento diferencial en la dirección  $\mathbf{W}$ , puede verse incrementada como consecuencia de la dispersión múltiple de un haz de radiación de ángulo sólido  $d\mathbf{W}'$  en la dirección definida por  $\mathbf{W}'$  (haz de radiación “b” en la figura 2.7). Esta intensidad puede ser expresada por la ecuación:

$$dI(z, \Omega) = \frac{\bar{s}_s N dz}{\cos \mathbf{q}} \int_{4\mathbf{p}} I(z, \Omega') \frac{P(\Omega, \Omega')}{4\mathbf{p}} d\Omega \quad (2.27)$$

donde  $\bar{s}_s$  representa la sección eficaz de dispersión media y  $P(\Omega, \Omega')$  es la función de fase que permite describir la radiación que tras un proceso de dispersión, abandona la dirección  $\Omega$  para dirigirse a la dirección  $\Omega'$ . Así, la integral sobre todo el ángulo sólido permite evaluar todas las posibles contribuciones de la radiación que ha sufrido dispersión múltiple desde  $\Omega'$  en  $\Omega$ .



**Figura 2.7.-** Procesos involucrados en la transferencia de radiación en una capa diferencial de atmósfera: atenuación por extinción de la radiación difusa (a), dispersión múltiple (b) y dispersión simple de la radiación directa (c).

Por otra parte, la radiación difusa en la dirección  $\mathbf{W}$  puede proceder de la dispersión simple de la radiación solar directa en la dirección  $-\mathbf{W}_0$ , donde el signo negativo indica que la iluminación solar se produce en sentido descendente. Así, si el flujo solar directo a una altura  $z$  en la atmósfera viene dado por  $F(z)$ , esta contribución puede ser calculada usando la siguiente expresión:

$$dI(z, \Omega) = \frac{\bar{S}_s N dz}{\cos q} F(z) \frac{P(\Omega, -\Omega_0)}{4p} \quad (2.28)$$

La función  $F(z)$  puede ser evaluada a una altura  $z$  de la atmósfera, usando la ley de Lambert-Beer-Bouguer, suponiendo un flujo solar extraterrestre  $\pi F_0$  incidiendo en lo alto de la atmósfera (Liou, 1980):

$$F(z) = \mathbf{p}F_0 \exp\left(-\frac{1}{\cos \mathbf{q}} \int_z^{\infty} \bar{\mathbf{S}}_{ext}(z')N(z')dz'\right) \quad (2.29)$$

Combinando las ecuaciones (2.26) a (2.29), e introduciendo el espesor óptico definido en (2.24) así como el albedo de dispersión simple,  $\mathbf{w}$ , definido en la sección anterior, ecuación (2.16), se obtiene la ecuación básica de transferencia radiativa en atmósferas plano-paralelas.

$$\mathbf{m} \frac{dI(\mathbf{t}, \Omega)}{d\mathbf{t}} = I(\mathbf{t}, \Omega) - \frac{\mathbf{w}}{4\mathbf{p}} \int_{4\mathbf{p}} I(\mathbf{t}, \Omega')P(\Omega, \Omega')d\Omega' - \frac{\mathbf{w}}{4\mathbf{p}} \mathbf{p}F_0 P(\Omega, -\Omega_0) e^{-\frac{\mathbf{t}}{\mathbf{m}_0}}$$

donde  $\mu = \cos\theta$ ,  $\mu_0 = \cos\theta_0$ ,  $d\Omega = d\mu d\phi$ ,  $\Omega = (\mu, \phi)$  siendo  $\phi$  el ángulo acimutal.

Sin embargo, la ecuación (2.30) sólo tiene en cuenta la dispersión de la radiación solar, lo que es suficiente cuando se realizan estudios en la región espectral solar. Si además se considera la emisión de la capa atmosférica, es necesario añadir un término a la expresión anterior. Así, para una atmósfera en equilibrio termodinámico local, la emisión térmica de la capa diferencial puede ser derivada de:

$$J^{(t\acute{e}rmica)} = [1 - \mathbf{w}]B[T(\mathbf{t})] \quad (2.31)$$

donde  $B[T(\mathbf{t})]$  es la función de Planck a la frecuencia de trabajo y a la temperatura de la capa  $T$ . Además, relacionando (2.30) y (2.31) con la ecuación general de transferencia radiativa expresada en (2.25), podemos deducir que la función fuente viene dada por:

$$\begin{aligned}
 J(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f}) &= J^{(t\acute{e}rmica)}(\mathbf{t}) + J^{(solar)}(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = \\
 &= \frac{w}{4p} \int_0^{2p} \int_{-1}^1 I(\mathbf{t}; \mathbf{m}', \mathbf{f}') P(\mathbf{m}, \mathbf{f}; \mathbf{m}', \mathbf{f}') d\mathbf{m}' d\mathbf{f}' + \frac{w}{4p} p F_0 P(\mathbf{m}, \mathbf{f}; -\mathbf{m}_0, \mathbf{f}_0) e^{-\frac{t}{m_0}} + \\
 &\quad + [1 - w] B[T(\mathbf{t})]
 \end{aligned} \tag{2.32}$$

La ecuación (2.30) es, por tanto, la expresión que ha de considerarse para el cálculo de la radiación que llega a los sensores situados a bordo de satélites. Sin embargo, la complejidad de la misma hace inviable su resolución analítica, con lo cual se hace necesario recurrir a simplificaciones y a transformaciones matemáticas que permitan abordar numéricamente este problema. Así, si se define el ángulo de dispersión como el ángulo que forma la onda incidente con la dispersada, atendiendo a la geometría del problema ilustrada en la Figura 2.8, se puede expresar el coseno del ángulo de dispersión como:

$$\begin{aligned}
 \cos \Theta &= \cos \mathbf{q} \cos \mathbf{q}' + \text{sen } \mathbf{q} \text{ sen } \mathbf{q}' \cos(\mathbf{f}' - \mathbf{f}) \\
 &= \mathbf{m} \mathbf{m}' + (1 - \mathbf{m}^2)^{1/2} (1 - \mathbf{m}'^2)^{1/2} \cos(\mathbf{f}' - \mathbf{f})
 \end{aligned} \tag{2.33}$$

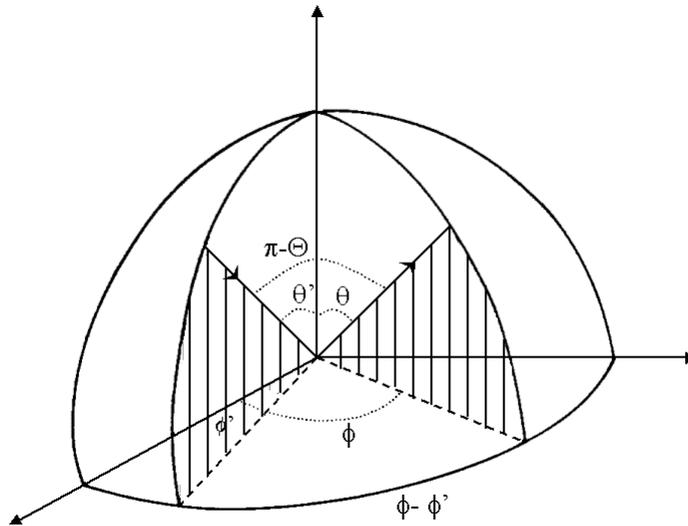


Figura 2.8.- Esquema de la geometría de dispersión.

Expandiendo la función de fase  $P(\cos\Theta)$  en términos de polinomios de Legendre con un número finito de términos  $2N$ ,

$$P(\cos\Theta) = \sum_{l=0}^{2N-1} g_l P_l(\cos\Theta) \quad (2.34)$$

donde  $g_l$  son el conjunto de  $2N$  constantes, con  $g_0=1$ . Haciendo uso de (2.33), (2.34) puede ser expresada como:

$$P(\mathbf{m}, \mathbf{f}, \mathbf{m}', \mathbf{f}') = \sum_{l=0}^{2N-1} g_l P_l \left[ \mathbf{m}\mathbf{m}' + (1 - \mathbf{m}^2)^{1/2} (1 - \mathbf{m}'^2)^{1/2} \cos(\mathbf{f}' - \mathbf{f}) \right] \quad (2.35)$$

Además, si se hace uso del teorema de la suma para los armónicos esféricos en (2.35), el desarrollo de la función de fase queda de la forma:

$$P(\mathbf{m}, \mathbf{f}) = \sum_{m=0}^{2N-1} \sum_{l=m}^{2N-1} g_l^m P_l^m(\mathbf{m}) P_l^m(\mathbf{m}') \cos m(\mathbf{f}' - \mathbf{f}) \quad (2.36)$$

donde  $P_l^m$  representa los polinomios asociados de Legendre y

$$g_l^m = (2 - \mathbf{d}_{0,m}) g_l \frac{(l-m)!}{(l+m)!} \quad (l = m, \dots, 2N-1; 0 \leq m \leq 2N-1);$$

$$\mathbf{d}_{0,m} = \begin{cases} 1 & \text{si } m = 0 \\ 0 & \text{otro caso} \end{cases} \quad (2.37)$$

De forma análoga, se puede desarrollar la intensidad en una serie de cosenos de Fourier:

$$I(\mathbf{t}; \mathbf{m}, \mathbf{f}) = \sum_{m=0}^{2N-1} I^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}) \cos m(\mathbf{f}_0 - \mathbf{f}) \quad (2.38)$$

Por tanto, si se utilizan las expresiones obtenidas para la función de fase (2.36) y para la intensidad dispersada (2.38) en la ecuación general de transferencia radiativa, ecuación (2.30) y teniendo en cuenta la ortogonalidad de los polinomios asociados de Legendre, podemos dividir (2.30) en  $2N$  ecuaciones independientes (una para cada componente de Fourier):

$$\mathbf{m} \frac{dI^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}')}{dt} = I^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}) - \int_{-1}^1 D^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{m}') I^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}') d\mathbf{m}' - Q^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}) \quad (2.39)$$

(m = 0, 1, ..., 2N - 1)

donde

$$D^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{m}') = \frac{\mathbf{w}(\mathbf{t})}{2} \sum_{l=m}^{2N-1} (2l+1) g_l^m(\mathbf{t}) P_l^m(\mathbf{m}) P_l^m(\mathbf{m}') \quad (2.40)$$

$$Q^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}) = X_o^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}) \exp(-\mathbf{t} / \mathbf{m}_0) + \mathbf{d}_{m,0} J^{termica}(\mathbf{t}),$$

$$X_o^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}) = \frac{\mathbf{w}(\mathbf{t}) I_0}{4p} (2 - \mathbf{d}_{m,0}) \sum_{l=0}^{2N-1} (-1)^{l+m} (2l+1) g_l^m(\mathbf{t}) P_l^m(\mathbf{m}) P_l^m(\mathbf{m}_0) \quad (2.41)$$

Así, la ecuación general de transferencia radiativa queda expresada como 2N ecuaciones independientes, donde las soluciones a las ecuaciones (2.39) proporcionan las componentes acimutales, mientras que la ecuación (2.38) proporciona la dependencia acimutal completa de la intensidad dispersada. Por tanto, el problema se reduce a la resolución de estas aún complicadas ecuaciones.

### 2.3.2 Método de ordenadas discretas para la resolución de la ecuación de transferencia radiativa

Para desarrollar un método numérico para la resolución de la ecuación de transferencia radiativa, es necesario aproximar la integral presente en la ecuación (2.39) por una suma sobre un número finito de ángulos de cuadratura. La fórmula de Gauss para la determinación de estos puntos se presenta como una buena opción cuando se utiliza en el intervalo (-1,1). Así, para cualquier función f(μ), la fórmula de Gauss se expresa como:

$$\int_{-1}^1 f(\mathbf{m}) \approx \sum_{j=-n}^n a_j f(\mathbf{m}_j) \quad (2.42)$$

donde los pesos  $a_j$  se determinan por:

$$a_j = \frac{1}{P'_{2n}(\mathbf{m}_j)} \int_{-1}^1 \frac{P_{2n}(\mathbf{m})}{\mathbf{m} - \mathbf{m}_j} d\mathbf{m} \quad (2.43)$$

y  $\mu_j$  que son los ceros de los Polinomios de Legendre de orden par  $P_{2n}(\mathbf{m})$ , deben satisfacer las siguientes relaciones:

$$a_{-j} = a_j, \quad \mathbf{m}_j = -\mathbf{m}_j, \quad \sum_{j=-n}^n a_j = 2 \quad (2.44)$$

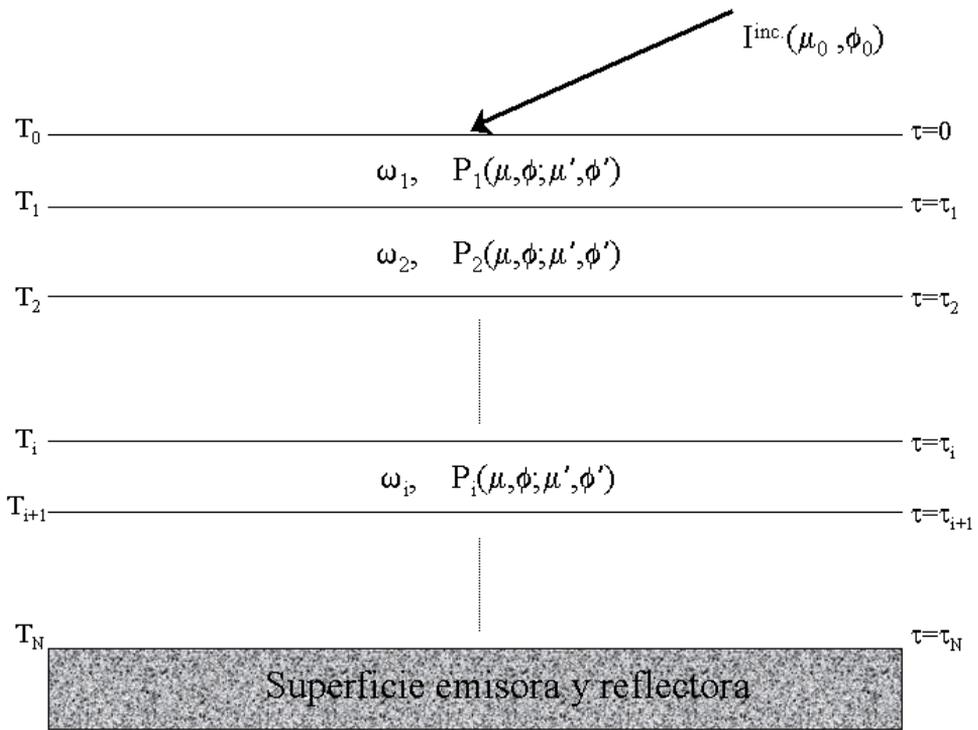
Usando la fórmula de Gauss, la aproximación de ordenadas discretas a la ecuación (2.39) puede ser escrita como:

$$\mathbf{m}_i \frac{dI^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}_i)}{d\mathbf{t}} = I^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}_i) - \sum_{\substack{j=-N \\ j \neq 0}}^N p_j D^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}_i, \mathbf{m}_j) I^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}_j) - Q^m(\mathbf{t}, \mathbf{m}_i) \quad (2.45)$$

$$(i = \pm 1, \dots, \pm N)$$

donde  $\mathbf{m}_i$  y  $p_i$  son respectivamente, los puntos de cuadratura y los pesos correspondientes.

Puesto que el albedo de dispersión simple  $w(\mathbf{t})$  y la función de fase  $P(\mathbf{t}, \mathbf{m}; \mathbf{m}, \mathbf{f}, \mathbf{f}, \mathbf{f})$  son funciones de  $\mathbf{t}$  en un medio verticalmente inhomogéneo, las ecuaciones (2.45) forman, para cada  $m$ , un sistema de  $2N$  ecuaciones diferenciales acopladas con coeficientes variables para las cuales no existen soluciones analíticas. Por lo tanto, para conseguir soluciones, es necesario realizar una serie de hipótesis que permitan simplificar el problema. Así, en la aproximación de ordenadas discretas se supone que el medio está constituido por  $L$  capas homogéneas adyacentes, como se muestra en la Figura 2.9, en las cuales el albedo de dispersión simple y la función de fase pueden ser considerados como constantes en el interior de cada capa (aunque puede variar de capa a capa), y la función fuente correspondiente a la contribución térmica es aproximada por un polinomio en  $\mathbf{t}$ .



**Figura 2.9.-** Esquema de una atmósfera multicapa donde el albedo de dispersión simple y la función de fase son constantes en cada una de las capas.

Utilizando las hipótesis enumeradas, para cada capa de nuestro medio, las ecuaciones (2.45) pueden expresarse en forma matricial (Stamnes y Swanson, 1981, Nakajima y Tanaka, 1986) como:

$$\begin{pmatrix} \frac{dI^+}{dt} \\ \frac{dI^-}{dt} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -\mathbf{a} & -\mathbf{b} \\ \mathbf{b} & \mathbf{a} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} I^+ \\ I^- \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \bar{Q}^+ \\ \bar{Q}^- \end{pmatrix} \quad (2.46)$$

donde,

$$\begin{aligned}
I^\pm &= [I^m(\mathbf{t}, \pm \mathbf{m}_i)] \quad i = 1, \dots, N \\
\bar{Q}^\pm &= M^{-1} Q^\pm \\
Q^\pm &= Q^m(\mathbf{t}, \pm \mathbf{m}_i) \quad i = 1, \dots, N \\
M &= (\mathbf{m}_i \mathbf{d}_{ij}) \quad i, j = 1, \dots, N \\
D^+ &= [D^m(\mathbf{m}_i, \mathbf{m}_j)] = [D^m(\mathbf{m}_{-i}, \mathbf{m}_{-j})] \quad i, j = 1, \dots, N \\
D^- &= [D^m(-\mathbf{m}_i, \mathbf{m}_j)] = [D^m(\mathbf{m}_i, -\mathbf{m}_j)] \quad i, j = 1, \dots, N \\
P &= (p_i \mathbf{d}_{ij}) \quad i, j = 1, \dots, N \\
\mathbf{a} &= M^{-1}(D^+ P - I) \\
\mathbf{b} &= M^{-1} D^- P
\end{aligned} \tag{2.47}$$

La expresión (2.46) representa un sistema de  $2N$  ecuaciones diferenciales acopladas con coeficientes constantes. Si se ensaya para la resolución de la ecuación homogénea ( $\bar{Q} = 0$ ), una solución de la forma:

$$I^\pm = G^\pm \exp(-\mathbf{k}t) \tag{2.48}$$

encontramos el siguiente problema algebraico de autovalores de orden  $2N \times 2N$ ,

$$\begin{vmatrix} \mathbf{a} & \mathbf{b} \\ -\mathbf{b} & -\mathbf{a} \end{vmatrix} \begin{vmatrix} G^+ \\ G^- \end{vmatrix} = \mathbf{k} \begin{vmatrix} G^+ \\ G^- \end{vmatrix} \tag{2.49}$$

con  $\kappa$  siendo los autovalores y  $G^\pm$  los correspondientes autovectores. Además, para resolver la ecuación no homogénea, en el caso en el que la única contribución a la función fuente se deba a la radiación solar, una solución particular de la ecuación (2.46) es:

$$I(\mathbf{t}, \mathbf{m}_i) = Z_0(\mathbf{m}_i) \exp(-\mathbf{t} / \mathbf{m}_0) \tag{2.50}$$

mientras que para el caso con radiación térmica como función fuente, la solución particular puede ser expresada como un polinomio en  $\tau$ :

$$I(\mathbf{t}, \mathbf{m}_l) = \sum_{l=0}^K Y_l(\mathbf{m}_l) \mathbf{t}^l \quad (2.51)$$

donde los coeficientes  $Z_0$  e  $Y_l$  pueden ser determinados resolviendo sistemas de ecuaciones lineales (Stamnes y Swanson, 1981). Por tanto, la solución a la aproximación de ordenadas discretas de la ecuación de transferencia radiativa general, puede ser expresada como:

$$I(\mathbf{t}, \mathbf{m}_l) = \sum_{j=-N}^N C_j G_j(\mathbf{m}_l) \exp(-\mathbf{k}_j \mathbf{t}) + \mathbf{d}_{m_0} \sum_{l=0}^K Y_l(\mathbf{m}_l) \mathbf{t}^l \quad (2.52)$$

En la expresión anterior,  $\mathbf{k}_j$  y  $G_j(\mathbf{m})$  son respectivamente, los autovalores y autovectores descritos en (2.49), los  $\mathbf{m}$  representan los ángulos de cuadratura y los  $C_j$  las constantes de integración, donde se ha introducido en el término  $j=0$  la solución particular para la función fuente solar (2.50) siendo por tanto:

$$C_0 G_0(\mathbf{m}) \equiv Z_0(\mathbf{m}), \quad \mathbf{k}_0 \equiv 1 / \mathbf{m}_0 \quad (2.53)$$

## 2.4 Perspectiva histórica de la extracción de los parámetros característicos de las nubes.

Una vez descrito el modelo que nos permite evaluar la transferencia de radiación en una sección de atmósfera y el modelo numérico de resolución del mismo, el siguiente paso es incluir en el modelo los componentes específicos que se pretenden estudiar. En nuestro caso, el objetivo consiste en la evaluación cuantitativa del efecto sobre el balance radiativo en la atmósfera de una capa nubosa caracterizada por una serie de parámetros macrofísicos y microfísicos.

Las características microfísicas de las nubes vienen determinadas por la fase (líquida o sólida) en la que se encuentran las gotas que la componen, la forma de las partículas y la distribución de tamaños de las mismas que, a su vez, determinan la profundidad óptica de la nube y el contenido de agua cuando se integra a lo largo del espesor de la nube.

Por su parte, las características microfísicas vienen expresadas en función de la extensión horizontal, el espesor y la altura de la nube, lo que va a determinar la cantidad de radiación que se transmitirá a través de la nube así como la absorción dentro de la misma.

En la actualidad existen numerosas aproximaciones para la detección remota con satélites de los parámetros característicos de las nubes: su fase, su espesor óptico, el tamaño de sus partículas y su temperatura. En general, estos métodos están basados en la transferencia radiativa en una nube plano-paralela y utilizan la dependencia espectral de la extinción de la radiación por las gotas de agua o hielo usando aquellas longitudes de onda donde la absorción por el vapor de agua y el resto de los gases es mínima. Estas técnicas pueden ser agrupadas en dos clases atendiendo a la radiación con la que trabajan. Mientras que las técnicas de reflectancia solar son aplicables exclusivamente durante el día, las técnicas de emisión en el infrarrojo son aplicables en todo momento puesto que sólo dependen de la radiación emitida por los distintos componentes en las bandas correspondientes al infrarrojo y al infrarrojo cercano. También son de gran utilidad aquellas técnicas híbridas que usan tanto los canales visibles como los térmicos o incluso algún canal en la zona central, es decir, que sea sensible tanto a la radiación solar reflejada como a la radiación térmica emitida por la superficie terrestre.

Para analizar las diferencias entre las distintas técnicas, a continuación se describe cada una de ellas, indicando los trabajos más significativos que las usan.

### **2.4.1 Métodos de reflectancia solar.**

Estas técnicas están basadas en la relación existente entre la energía solar reflejada por las nubes en las longitudes de onda correspondientes al visible y las características propias de la nube bajo estudio.

Si se considera que la reflectancia bidireccional espectral viene dada por:

$$r_1(t_1; m_0, m, f) = \frac{I_1(m_0, m, f)}{m_0 p E_{01}} \quad (2.54)$$

siendo  $E_{0\lambda}$  la irradiancia solar a la longitud de onda  $\lambda$ , y  $\mu_0$ ,  $\mu$  y  $\phi$  los ángulos que caracterizan la geometría del problema, ángulo cenital solar, ángulo cenital del satélite y ángulo acimutal relativo satélite-Sol, respectivamente, en primera aproximación, (Rossow et al., 1985, Rossow et al., 1992), la profundidad óptica de la nube puede ser determinada directamente de los datos de reflectancia en el visible ( $0.65 \mu\text{m}$ ) especificando un tamaño de partícula (por ejemplo  $10 \mu\text{m}$ ), ajustando los datos experimentales obtenidos a los generados usando un modelo teórico para diferentes alturas de la nube, albedo de la superficie y profundidad óptica.

Sin embargo, esta aproximación es excesivamente simple puesto que, en realidad, la reflectancia depende no sólo del espesor óptico sino del tamaño de las partículas que componen la nube, con lo cual se hace necesario la inclusión de este parámetro en los modelos teóricos. En esta línea, se ha demostrado que medidas de reflectancia en  $3.7 \mu\text{m}$  pueden ser muy útiles para este fin (Coakley et al., 1987, Radke et al., 1989), siendo capaces estos modelos de detectar incluso las trayectorias de los barcos en la presencia de nubes estratiformes debido a que, como se comentó en la introducción, en la porción de nube afectada por la expulsión de humo de los barcos, las gotas de agua son más pequeñas. Así, usando cálculos teóricos en  $0.75$ ,  $1.65$ ,  $2.16$  y  $3.7 \mu\text{m}$  (Nakajima y King, 1990), se demostró que las medidas de la reflectancia en  $0.75\mu\text{m}$  y en cualquiera de las otras longitudes de onda pueden ser usadas para la extracción del espesor óptico y el radio efectivo, aunque la inclusión de un tercer canal puede ser deseable para eliminar el comportamiento no monótono del albedo de dispersión simple con el radio. Además, estos mismos estudios demostraron que el valor obtenido para el radio no representaba el radio efectivo de toda la nube, sino el radio efectivo de la capa superior de la misma, aunque en posteriores estudios realizados con estratocúmulos y observaciones de reflexión desde aviones en  $0.75$ ,  $1.65$  y  $2.16\mu\text{m}$  (Nakajima et al., 1991) se obtienen excelentes resultados de la correlación entre los datos de radio efectivo obtenidos usando técnicas de teledetección y aquellos medidos in-situ.

En general, existen numerosos estudios para la determinación del espesor óptico y radio efectivo de la nube usando radiómetros en el visible, infrarrojo próximo e infrarrojo medio. Muchos de ellos son realizados utilizando los datos proporcionados en estas bandas por el sensor AVHRR de los NOAA (Arking y Childs, 1985, Durkee, 1989, Platnick y Twomey, 1994, Han et al., 1994,1995, Nakajima y Nakajima, 1995, Platnick y Valero, 1995,...). El principio básico en el que se fundamentan estas técnicas es que la reflexión de las nubes en una banda no absorbente en la región del visible es función, fundamentalmente, del espesor óptico mientras que la reflexión del agua o hielo en una banda absorbente en el infrarrojo cercano, es función del tamaño de la partícula de la nube.

El principal inconveniente de estos métodos es, por una parte, su alto coste computacional para el cálculo de las radiancias que llegan al satélite a partir de un conjunto de parámetros de nubes y, por otra, la compleja inversión de los mismos, es decir, el proceso de obtención de los parámetros del modelo a partir de las radiancias en las bandas seleccionadas. Este problema *inverso* se resuelve típicamente comparando las radiancias obtenidas por el sensor con las entradas en una tabla generada previamente para diversas condiciones de los parámetros de entrada, buscando la entrada que mejor se ajuste a los datos obtenidos.

## 2.4.2 Técnicas de emisión en el infrarrojo.

En estas técnicas se trabaja en la región del espectro correspondiente al infrarrojo térmico y, por tanto, el Sol no es ya la única fuente de radiación. En esta situación, un modelo simple que permite el cálculo de la radiancia que llega al sensor puede ser expresado como:

$$B_1(T_1) = \mathbf{z}_1(r_e, \mathbf{t}) \left[ (1 - \mathbf{e}_{s1}) B_1(T_{ds}) + \mathbf{e}_{s1} B_1(T_s) \right] + \mathbf{e}_1(\mathbf{m}, \mathbf{t}_1) B(T_c) \quad (2.55)$$

donde  $T_s$  es la temperatura de la superficie,  $T_c$  la temperatura de la nube,  $T_{Ds}$  la temperatura de brillo equivalente de la radiación en sentido descendente que llega a la superficie y  $T_\lambda$  es la temperatura equivalente de cuerpo negro del sistema en su conjunto, donde B representa la función de Planck. Además,  $\epsilon_{s\lambda}$

representa la emisividad de la superficie y  $\epsilon_\lambda$  la emisividad efectiva de la nube, la cual tiende a la unidad a medida que la nube se hace más densa. El factor  $\zeta$  representa la transmisividad de la nube y es función tanto del radio efectivo como del espesor óptico.

En estas condiciones, es posible estimar los parámetros de nubes semitransparentes incluidos en  $\zeta$  en la ecuación (2.55), si se usan medidas en distintas longitudes de onda y haciendo uso de una serie de hipótesis:

- El término  $\epsilon_{s\lambda}B_\lambda(T_s)$  puede ser sustituido por  $B_\lambda(T_{cs\lambda})$ , donde  $T_{cs\lambda}$  es la temperatura de brillo obtenida en píxeles despejados la cual, a su vez, ya incluye el efecto de la absorción en la atmósfera que no se ha incluido explícitamente en la expresión anterior.
- Se asume que la superficie se comporta como un cuerpo negro a estas longitudes de onda, es decir,  $\epsilon_{s\lambda} = 1$ . En realidad, esta emitancia puede llegar a un valor de hasta 0.9 para algunas superficies, pero la hipótesis es válida sobre todo cuando el estudio se realiza con nubes que se encuentran sobre mar.

Al igual que ocurría en las técnicas de reflectancia solar, se eligen longitudes de onda para las cuales las propiedades ópticas de las nubes sean diferentes. Se ha demostrado (Hunt, 1973) que la emitancia de la nube en  $3.7\mu\text{m}$  es más sensible a cambios en la profundidad óptica y al tamaño de las partículas que la correspondiente a longitudes de onda más largas como pueden ser las bandas de  $11$  y  $12\mu\text{m}$ . Precisamente estas tres bandas espectrales han sido empleadas en los instrumentos a bordo de satélites y por tanto han sido ampliamente utilizadas con este fin.

Muchas de las técnicas que emplean estas tres bandas, utilizan la diferencia de temperaturas de brillo para obtener más información del tamaño de las partículas y del espesor óptico. Así, se ha utilizado la dependencia de las diferencias de temperatura de brillo (Brightness Temperature Differences) de los canales 3 y 4 del AVHRR ( $BTD_{34}$ ) con el tamaño de las partículas para determinar la presencia de nubes bajas y niebla durante la noche (d'Entremont, 1986). Usando estas diferencias de temperaturas, además, se ha llegado a la

conclusión que el fenómeno de dispersión tiene que ser considerado a la hora de interpretar los diagramas de BTD. Otros trabajos (Lin y Coakley, 1993) proponen también un método para extraer de forma simultánea la emitancia y la fracción nubosa usando un modelo de transferencia radiativa para un grupo de píxeles en las bandas correspondientes a los canales 4 y 5 del mismo sensor AVHRR.

Es de destacar también otros trabajos que, haciendo uso de un modelo radiativo que tiene en cuenta el fenómeno de dispersión a partir de la teoría de Mie, permite explicar los datos obtenidos en observaciones tomadas sobre cirros, estratocúmulos e incluso sobre nubes multicapa, por ejemplo, cirros sobre estratocúmulos, a partir de los diagramas BTD<sub>34</sub> y BTD<sub>45</sub> (Baum et al., 1994). Con el modelo propuesto, se permite la extracción del radio efectivo, la temperatura de la nube, el espesor óptico y la fase de las gotas de forma simultánea, haciendo una serie de simplificaciones relacionadas con los valores posibles de radio efectivo de las gotas.

### **2.4.3 Técnicas híbridas.**

En esta clase de métodos se hace uso de una combinación de las dos técnicas enunciadas anteriormente, es decir, se estudia la radiación solar reflejada, para lo cual se usan los canales situados en el visible e infrarrojo próximo, y la radiación emitida desde la superficie terrestre, para lo cual se utilizan los canales situados en el infrarrojo térmico. Además, es habitual la utilización de canales que sean sensibles a ambas fuentes como lo son aquellos ubicados en el infrarrojo medio. Para estos canales, el estudio teórico de la radiación que llega al detector durante el día se complica, puesto que la radiación solar reflejada deja de ser despreciable, pudiéndose expresar la radiancia que llega al sensor como:

$$B(T) = \mathbf{e}_c(\mathbf{t}, r_e; \mathbf{m})B(T_c) + \mathbf{z}_c(\mathbf{t}, r_e)\mathbf{e}_s B(T_s) + \frac{\mathbf{m}_0 E_0}{\mathbf{p}} * \left\{ \mathbf{r}(\mathbf{t}, r_e; \mathbf{m}_0, \mathbf{m}, \mathbf{f}) + \frac{[1 - \mathbf{a}_c(\mathbf{t}, r_e; \mathbf{m}_0) - \mathbf{e}_c(\mathbf{t}, r_e; \mathbf{m}_0)][1 - \mathbf{a}_c(\mathbf{t}, r_e; \mathbf{m})]\mathbf{r}_s}{1 - \mathbf{a}_{sd}\mathbf{a}_{cd}(\mathbf{t}, r_e)} \right\} \quad (2.56)$$

donde se ha omitido por simplicidad el subíndice  $\lambda$  que denota la dependencia espectral de cada componente de la ecuación (2.56). En el primer término de la expresión anterior que representa la radiancia emitida por la nube, la emisividad efectiva  $\epsilon_c$  incluye tanto los efectos de absorción como de dispersión de la nube. El segundo término tiene en cuenta la radiancia emitida por la superficie y la capa atmosférica situada bajo la nube que se transmite a través de la misma (con transmisividad  $\zeta_c$ ), y el tercer término considera la radiación solar que a la longitud de onda de trabajo se refleja hacia el espacio. Así, el primer término dentro de las llaves representa la función de reflectancia bidireccional de la nube, mientras que el segundo término aproxima la fracción de radiación solar que transmitida a través de la nube hacia la superficie, se refleja en ésta y es capaz de transmitirse de nuevo a través de la nube hacia el espacio. En esta expresión aparecen, por un lado, la reflectancia bidireccional y el albedo difuso de la superficie denotados como  $\rho_s$  y  $\alpha_{sd}$  respectivamente, y por otro, el albedo direccional y difuso de la nube, expresados como  $\alpha_c$  y  $\alpha_{cd}$  respectivamente, (Minnis et al., 1993). En esta expresión ya se supone que las longitudes de onda de trabajo son aquellas en las que los efectos de absorción y dispersión atmosféricas pueden ser despreciados.

En la práctica, la resolución de la ecuación (2.56) plantea múltiples dificultades por la gran cantidad de variables desconocidas presentes en la misma, por lo que es frecuente utilizar la información suministrada por los canales térmicos para eliminar la componente emitida por el sistema tierra-nube-atmósfera que llega al sensor en estas bandas. Sin embargo, la utilización de esta aproximación puede dar lugar a errores de hasta el 200% en la radiación reflejada tal y como se analiza en los trabajos realizados por González y Pérez (González et al., 1997, Pérez et al., 1998). En este sentido, Herrera (Herrera et al., 1999) propone un método operacional alternativo para

la separación de ambas contribuciones solar y térmica en aquellos píxeles cubiertos de nubes basado en un modelo sencillo de transferencia radiativa.

Esta técnica híbrida ha sido utilizada por ejemplo para realizar un catálogo a nivel global de radios efectivos para nubes de agua a partir de los datos del AVHRR (Han, 1992). El método propuesto resuelve (2.56) para obtener el espesor óptico, el radio efectivo y la temperatura de la nube a través de una técnica iterativa a partir de los canales 1, 3 y 4 del citado sensor y un modelo de transferencia radiativa, obteniendo buenos resultados principalmente en latitudes medias y bajas.

Posteriormente, (Young et al., 1993; 1994) se profundizó en esta técnica contemplando no sólo la presencia de nubes bajas sino aquellas compuestas por partículas de hielo.

Aunque estos estudios han demostrado que los métodos basados en teledetección pueden ser aplicados a la determinación de las propiedades ópticas y microfísicas de las nubes, se requieren más estudios tanto teóricos como experimentales para comprobar la fiabilidad de estos métodos cuando se aplican a una escala global.

Como se abordará en el Capítulo 4, en el presente trabajo la técnica que se emplea para la extracción de los parámetros de las nubes se debe incluir en este último tipo estudiado, aunque para el caso de imágenes nocturnas como se puede derivar directamente de la ecuación (2.56), se reduce a la técnica de emisión analizada en la sección 2.4.2.

## CAPÍTULO 3

---

# ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS: SATÉLITES NOAA Y MEDIDAS DE CAMPO.

En este capítulo se analizan los procedimientos utilizados para la adquisición, registro y procesado de los datos usados en la presente memoria para la extracción de los parámetros de las nubes. En primer lugar se presentan los satélites NOAA, enumerando sus características orbitales y describiendo los diferentes subsistemas con los que van equipados. Se presta especial atención al estudio del subsistema AVHRR, el cual proporciona la información que es utilizada como entrada en nuestro modelo radiativo. Además, se describe la estación receptora encargada de capturar y almacenar los datos enviados por estos satélites en cada pasada sobre nuestro horizonte y, a continuación se presenta el conjunto de transformaciones que ha de aplicarse a estos datos para corregir las distorsiones tanto geométricas como radiométricas presentes en los mismos como consecuencia de la geometría sensor-objeto a estudio. Finalmente, dedicaremos la última parte del capítulo a la descripción del instrumento utilizado para la medida *in-situ* de los parámetros microfísicos de las nubes así como el método utilizado para la realización de dichas medidas en la costa norte de la Isla de Tenerife durante los veranos de los años 1995 y 1996.

### **3.1 Datos de satélite.**

Los métodos propuestos para la determinación de los parámetros característicos de las nubes utilizan la información multiespectral suministrada por los satélites meteorológicos. En concreto, los satélites utilizados son los pertenecientes a la familia NOAA que se describen a continuación.

#### **3.1.1 Satélites NOAA.**

Los satélites de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) son vehículos espaciales cuya misión principal es la de proporcionar información meteorológica para dar soporte a los servicios de predicción del tiempo. El sistema de satélites meteorológicos NOAA está compuesto por dos tipos de vehículos con objetivos distintos pero complementarios para una monitorización global del clima. Por un lado, los GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites) son satélites que circunvalan la Tierra en una órbita geosíncrona a unos 35800 Km de altura, lo que significa que orbitan el plano ecuatorial de la Tierra a una velocidad igual a la de ésta, permitiendo una vigilancia constante de los fenómenos ambientales del planeta. Estos vehículos están diseñados para la predicción a corto plazo como puede ser la generación de alarmas ante eventos tales como tornados, huracanes o tormentas de granizos, puesto que cuando estas condiciones se desarrollan, estos satélites son capaces de monitorizar su evolución y de seguir sus trayectorias.

Como complemento a estos satélites geoestacionarios, NOAA ha puesto en órbita otros vehículos, que han tomado el nombre de la propia Administración Americana, de órbita polar y cuya principal misión es el suministro de datos útiles para realizar predicciones a largo plazo. Sin embargo, como queda demostrado en el presente trabajo, la instrumentación que portan estos vehículos proporciona información que puede ser útil en otros múltiples campos relacionados con el conocimiento de nuestro medio ambiente. Estos satélites, que pertenecen a la serie TIROS-N o ATN (Advanced Television InfraRed Observation Satellite) han sido diseñados para operar en una órbita heliosíncrona que circunvale la Tierra muy cerca de los polos. El primer vehículo de esta serie fue lanzado el 13 de octubre de 1978 a

las 11:23 Z y fue el inicio de una serie de satélites de investigación denominados de “cuarta generación” que perduran con ligeras modificaciones hasta nuestros días permaneciendo simultáneamente operativos al menos dos de estos vehículos durante este largo intervalo de tiempo.

La órbita que describen estas naves es prácticamente circular, rodeando la Tierra en una trayectoria que pasa muy cerca de ambos polos. La altitud varía desde los 830 a los 870 Km y el período orbital es de aproximadamente 102 minutos, lo que produce un total de 14.1 órbitas al día. Puesto que el número de órbitas diarias no es un número entero, las trayectorias sub-orbitales no se repiten diariamente, aunque al ser la órbita heliosíncrona, la hora solar de los pases de los satélites permanece prácticamente constante para cualquier latitud. Sin embargo en la práctica, la órbita de los satélites sufre modificaciones (Price, 1991), lo que causa un cambio en la hora local de observación que a su vez implica un cambio en las condiciones de iluminación, efecto que ha de tenerse en cuenta cuando se realicen series temporales multianuales. Este efecto de la degradación de la órbita puede apreciarse en la Tabla 3.1 donde se observa para distintos vehículos, la hora solar del nodo ascendente (cruce del satélite con el plano ecuatorial en la trayectoria ascendente) tanto en la fecha del lanzamiento del vehículo así como en marzo del año 1995.

Satélite	Nodo ascendente (Lanzamiento)	Nodo ascendente (Marzo/95)
NOAA-10	19:30	17:53
NOAA-11	13:30	17:23
NOAA-12	19:30	19:15

**Tabla 3.1. Horas solares locales del paso ascendente por el plano ecuatorial de tres satélites NOAA tanto en el momento del lanzamiento como el observado en marzo de 1995.**

La inclinación de la órbita respecto al plano ecuatorial es de 98.7°. Esto implica que en cada revolución el satélite se encuentra, en promedio, 72 minutos en el lado con iluminación solar y 30 minutos en la porción oscura. Además, el plano nominal de la órbita rota aproximadamente 1° al Este al día

(la misma magnitud y dirección que la rotación de la Tierra respecto al Sol), lo que hace que el satélite mantenga una posición constante respecto al Sol, lo cual es adecuado para conseguir unas condiciones de iluminación constante a lo largo del año.

Para una correcta determinación de la órbita, el USSC (United States Space Command) suministra diariamente los elementos orbitales de los satélites NOAA, que pueden ser accedidos a través del NESDIS (National Environmental Satellite, Data and Information Service).

Estos satélites van dotados con una instrumentación muy variada que suministra datos de distinta naturaleza tanto en tiempo real en formato HRPT (High Resolution Picture Transmission) como en tiempo diferido a través del volcado sobre las estaciones de control, de la información adquirida y almacenada a bordo durante un tiempo máximo de 10 minutos. A estos últimos datos se le conocen como LAC (Local Area Coverage), y la porción de Tierra que cubren así como la órbita de retransmisión a la superficie terrestre es programable desde las estaciones de control. Además, estos datos de alta resolución son también procesados a bordo para generar los datos GAC (Global Area Coverage) que también son retransmitidos a las estaciones de control. Estos datos, de unos 4 Km. de resolución, contienen sólo una de cada tres líneas de los datos de alta resolución iniciales y cada muestra final consiste en el promedio de cuatro muestras iniciales y la eliminación de la quinta muestra.

Desde el punto de vista de las medidas ambientales, los instrumentos más relevantes que portan estos vehículos incluyen: a) el AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) que es un radiómetro de alta resolución que usa 5 detectores para la medida de la radiación incidente en distintas bandas espectrales, b) el TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder) que consiste a su vez de 3 instrumentos que permiten la medida de la energía radiada en distintas capas atmosféricas e, indirectamente, la obtención de distintos parámetros atmosféricos como la distribución de temperaturas o vientos a distintos niveles de la atmósfera, c) el ARGOS DCS (Data Collection System), el cual se comporta como un repetidor de la información enviada al satélite desde plataformas fijas o móviles distribuidas alrededor del planeta.

Además, estos vehículos cuentan con otros subsistemas menos conocidos que los anteriores como pueden ser el SEM (Space Environment Monitor) que es un espectrómetro que mide el comportamiento de los cinturones de radiación de la Tierra y la precipitación de partículas resultante de la actividad solar o el SBUV/2 (Solar Backscatter Ultraviolet Spectral Radiometer, Mod. 2) que a bordo de los satélites NOAA's 9, 11 y 14 se encarga de la medida de la radiación en el rango espectral correspondiente al ultravioleta (160 a 400 nanómetros). A continuación se describen más detalladamente los tres instrumentos de los que se disponen datos en nuestra estación.

### **3.1.1.1 Sensor AVHRR.**

El radiómetro de alta resolución AVHRR es un sensor de los denominados genéricamente óptico-electrónicos, los cuales combinan un sistema óptico similar a los fotográficos con un sistema de detección electrónica. Su principio de funcionamiento se basa en un espejo móvil que oscila perpendicularmente a la trayectoria del satélite cubriendo de este modo una franja de terreno a ambos lados de dicha trayectoria, que en el caso del AVHRR es de unos 2700 Km de ancho. La radiación electromagnética reflejada por este espejo se descompone en distintas bandas espectrales, denominadas canales, para a continuación, ser muestreada a intervalos regulares y enviada a unos detectores sensibles a este tipo de energía, los cuales amplifican la señal y la transforman a otra de tipo eléctrico. Es precisamente este intervalo de muestreo el que marca el tamaño mínimo de información que representará a cada elemento de imagen (píxel) y viene expresado en función del campo instantáneo de visión o IFOV (Instantaneous Field of View).

Mientras que el primer AVHRR a bordo de los primeros vehículos de la serie TIROS era un radiómetro de 4 canales espectrales, con los NOAA-7, NOAA-9 e ininterrumpidamente a partir del NOAA-11, este instrumento fue sustituido por el AVHRR/2, el cual posee 5 canales. Además, los vehículos de la nueva familia, que comenzó con el lanzamiento en mayo de 1998 del NOAA-15 van dotados con una versión mejorada de dicho instrumento, denominado AVHRR/3, con 6 canales como consecuencia del desdoblamiento del canal 3.

La situación espectral de los distintos canales del sensor AVHRR/2 se muestra en la Tabla 3.2, donde se puede observar que los canales están distribuidos en el visible (canal 1), infrarrojo cercano (canal 2), infrarrojo medio (canal 3) e infrarrojo térmico (canales 4 y 5). Además, también se muestra una columna indicando el IFOV, expresado en miliradianes para cada canal. Las funciones de respuesta espectral para cada canal de los distintos satélites se pueden obtener de la Guía para Usuarios de los satélites NOAA (Kidwell, 1995).

Como se puede apreciar en la tabla 3.2, el IFOV de los canales es aproximadamente de 1.4 miliradianes, por lo que para una altura nominal de los satélites de 833 Km., la resolución espacial sobre la superficie terrestre es de aproximadamente 1.1 Km. en el nadir, siendo la velocidad de barrido de 360 líneas por minuto.

<b>Canal</b>	<b>Ancho de banda espectral del AVHRR (nm) (NOAA-11,12 y 14)</b>	<b>IFOV (mrad)</b>
1	0.58-0.68	1.39
2	0.725-1.1	1.41
3	3.55-3.93	1.51
4	10.3-11.3	1.41
5	11.5-12.5	1.30

**Tabla 3.2. Anchos de banda y campos instantáneos de visión de los canales del AVHRR de los satélites NOAA-11, NOAA-12 y NOAA-14.**

La radiación recibida por los detectores de cada banda espectral se convierte a la correspondiente señal eléctrica que se muestrea, para cada canal, a una velocidad de 39936 muestras por segundo, conteniendo cada muestra la energía recibida durante una rotación del sistema de barrido de aproximadamente 0.95 miliradianes. Esta frecuencia de muestreo hace que el ángulo definido para el IFOV se corresponda a 1.3 muestras, de lo cual se deduce que existe un solapamiento de la información entre píxeles vecinos. Además, el sistema adquiere un total de 2048 muestras para cada canal en cada

línea de barrido, por lo que la distancia angular que cubre el sensor abarca hasta los  $\pm 55.4^\circ$  respecto al nadir.

### **3.1.1.2 Subsistema TOVS.**

Este subsistema consiste a su vez de tres instrumentos conocidos como HIRS, SSU y MSU los cuales detectan la energía emitida a distintas alturas en la atmósfera. La información procedente de estos sensores se usa, en su conjunto, para la determinación del perfil de temperaturas desde la superficie terrestre hasta las capas altas de la estratosfera. El procesamiento de estos datos por medio de modelos de transferencia radiativa, permite la obtención indirecta con mayor o menor precisión de otros parámetros como el contenido de vapor de agua a distintos niveles atmosféricos o el contenido total de ozono en una determinada región.

#### **3.1.1.2.1 HIRS/2.**

El HIRS/2 es un instrumento que es capaz de detectar radiación en veinte bandas espectrales que cubren la región visible (un canal) y el infrarrojo, con 19 canales que van desde las 4.3  $\mu\text{m}$  hasta las 15  $\mu\text{m}$ . Las principales características del sensor se pueden observar en la Tabla 3.3 donde destaca la pobre resolución espacial que ofrece (17.4 Km. en el nadir) respecto al sensor AVHRR.

La situación espectral de los distintos canales viene determinada por la característica específica a medir. Así, por un lado, los canales en longitudes de onda larga, por encima de las 13  $\mu\text{m}$ , debido a la fuerte absorción que experimenta el  $\text{CO}_2$  en estas longitudes de onda y a la distribución de este componente en la atmósfera, son útiles para la determinación de la temperatura de las capas más frías, mientras que en el extremo opuesto, los canales situados en las 3-4  $\mu\text{m}$  o los situados en 11-12  $\mu\text{m}$  son más sensibles a la radiación emitida por la superficie. Otros canales se usan para evaluar el efecto de la absorción de distintos gases así como para corregir la radiación obtenida en otras bandas afectadas en menor medida por esos componentes atmosféricos. Una descripción más detallada de las características y objetivos de los canales de este instrumento puede encontrarse en Smith et al., 1979 y Werbowetski, 1981.

---

Tiempo de barrido	6.4 seg.
Ángulo máximo de barrido	$\pm 49.5^\circ$
Tiempo de paso del espejo	0.1 seg.
Ángulo de paso	$1.8^\circ$
Campo de Visión óptico	$1.25^\circ$
Resolución espacial en el nadir	17.4 Km.
Resolución en ángulos máximos	54.5 Km.

---

**Tabla 3.3.- Características del sensor HIRS/2 del subsistema TOVS (Aoki, 1985, Kidwell, 1995).**

### **3.1.1.2.2 SSU.**

El Stratospheric Sounding Unit es un instrumento aportado por el gobierno británico a la serie TIROS-N. Es un espectrómetro que opera en el infrarrojo lejano ( $15 \mu\text{m}$ ) con una resolución espacial de aproximadamente 147 Km. en el nadir y cuya función es la determinación de la temperatura en las capas altas de la atmósfera. Utiliza la técnica de modulación de presión para medir la radiación emitida por el dióxido de carbono en estas capas. Su principio de funcionamiento (Rao et al., 1990, Colwell, 1983, Cornillou, 1982) consiste en una celda de  $\text{CO}_2$  que cambia su presión de forma cíclica (40 veces por segundo) y que se sitúa en el camino óptico de la radiación. Los valores obtenidos en cada uno de los 3 canales, los cuales tienen la misma frecuencia pero diferente presión de la celda de  $\text{CO}_2$ , vienen determinados por la presión de la celda durante el tiempo de integración, con lo cual usando 3 celdas a diferentes presiones (100, 35 y 10 mb), se obtienen funciones de peso con máxima sensibilidad a 3 alturas diferentes (29, 37 y 45 Km.).

### **3.1.1.2.3 MSU.**

Este instrumento es básicamente un radiómetro que efectúa medidas en 4 regiones dentro de la banda del oxígeno en 5.5  $\mu\text{m}$ . Los sensores MSU consisten en dos antenas de 4 pulgadas de diámetro, que son rotadas por unidades mecánicas de precisión en pasos de 1.84 segundos, lo que proporciona un IFOV de  $7.5^\circ$  o 124 Km. en el nadir. La radiación detectada

durante el tiempo de integración se interpreta como una temperatura de brillo equivalente, para lo que se necesita un proceso de calibración, el cual se realiza utilizando un cuerpo caliente situado a bordo y usando también la radiación detectada del espacio profundo.

### **3.1.1.3 ARGOS DCS.**

Otro de los sistemas instalados en las plataformas NOAA es un instrumento desarrollado por el Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) de Francia, al que han denominado ARGOS. Este sistema sirve como complemento a los anteriores en la misión medioambiental de la familia NOAA. Su función es posibilitar a plataformas de muy diversa naturaleza (boyas, globos, estaciones meteorológicas remotas, animales salvajes, etc.) recoger datos relevantes en cada caso y transmitirlos al satélite. El sistema de adquisición DCS (Data Collection System) recibe la señal, mide la frecuencia e instante de cada transmisión y lo retransmite a las estaciones de control, las cuales lo reenvían al centro de procesamiento ARGOS donde la información es procesada y distribuida a los diferentes usuarios propietarios de cada plataforma.

### **3.1.2 Estación de recepción.**

El Laboratorio de Comunicaciones y Teledetección LCT de la Universidad de La Laguna, ULL, desde sus inicios en el año 1992, se fijó como objetivo disponer de una estación de recepción de imágenes de alta resolución que complementase el conjunto de receptores de satélites de baja resolución tanto geoestacionarios (METEOSAT) como no geoestacionarios (METEOR, NOAA,...) que el Prof. Félix Herrera Cabello había diseñado e instalado previamente. Con este objetivo, y de forma paralela se procedió, por una parte, a la adquisición de una estación comercial de estas características, y por otro, al diseño e implementación de una estación propia con un presupuesto muy inferior a la primera. El diseño, puesta en marcha y optimización de esta segunda estación ha sido el resultado de dos tesinas y diversos proyectos fin de carrera de alumnos del Centro Superior de Informática de esta Universidad, lo que ha dado lugar a un sistema de muy bajo coste para la adquisición y procesado de datos HRPT.

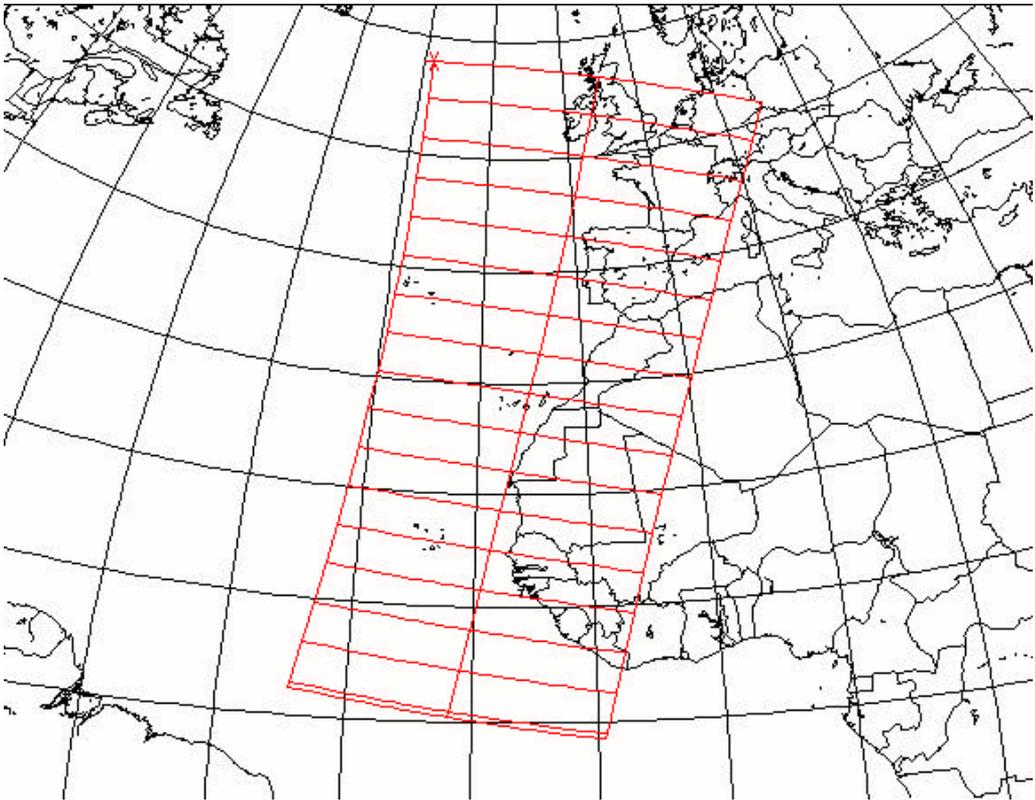
En la Figura 3.1 se puede observar la antena de este sistema que, ubicada sobre un par de motores controlados por una tarjeta microcontroladora basada en el 80c51, permite el seguimiento y adquisición de la información HRPT suministrada por los satélites NOAA (Pérez et al., 1995, Rodríguez, 1997, Felipe y García, 1996, García, 1997).

Aunque el estudio detallado de la estación de recepción está fuera de la intención de la presente memoria, a continuación se presentan las principales características del sistema utilizado para la recepción y el procesamiento de los datos. El sistema comercial con el cual se han obtenido los datos utilizados en el presente trabajo, se denomina TeraScan y fue adquirido en 1992 a la empresa SeaSpace Corp. (San Diego, California). Este sistema está diseñado para la adquisición de datos de diferentes tipos de satélites como los NOAA, SEASTAR, DMSP, GOES o SPOT y del procesamiento de los datos proporcionados por sus sensores principales AVHRR, TOVS, SeaWiFS, etc.



**Figura 3.1.- Sistema de seguimiento y adquisición de imágenes HRPT desarrollado en la Universidad de La Laguna.**

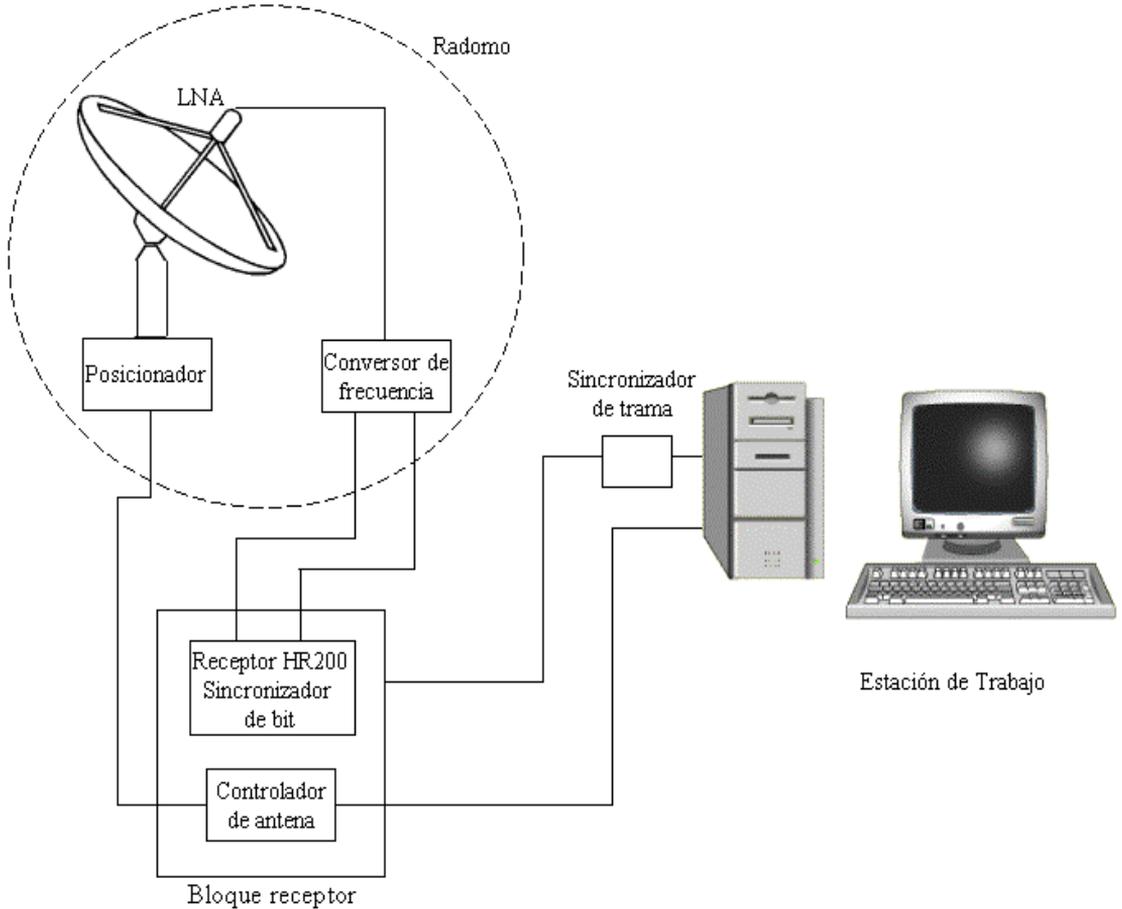
Un aspecto importante que hay que considerar para la instalación de un equipo de estas características es su ubicación, ya que esto condiciona la “cobertura” de la estación. En nuestro caso, la antena está situada en la azotea del Edificio de Física y Matemáticas de La Universidad de La Laguna (28.49° N, 16.3° W) a una altura de 577.4m sobre el nivel del mar. Además, la posición del edificio permite que la antena no tenga prácticamente “obstáculos”, con lo cual está en disposición de adquirir los datos desde que el satélite asoma por el horizonte hasta que se vuelva a ocultar, independientemente de la trayectoria del mismo. En la Figura 3.2 se puede observar el área de cobertura de la estación donde se ha superpuesto la trayectoria típica de un satélite NOAA y el área que el sensor AVHRR es capaz de observar en cada pasada (mostrado en color rojo en la figura).



**Figura 3.2.- Cobertura de la estación HRPT ubicada en la ULL, junto con un pase norte-sur típico.**

El diagrama de bloques del sistema se muestra en la Figura 3.3 (Young, 1992), en el que se pueden apreciar las distintas etapas por las que ha

de atravesar la señal procedente del satélite hasta el almacenamiento final de la información digital.



**Figura 3.3.- Esquema de la estación de recepción HRPT.**

El primer bloque consiste en un paraboloide de 1.2m de diámetro instalado sobre un sistema giroscópico de precisión que permite estabilizar la posición de la antena aún cuando ésta se encuentre en una plataforma móvil como puede ser un barco (SeaTel, 1991). En el foco del paraboloide, se encuentra el amplificador de bajo ruido LNA (Low Noise Amplifier) que opera a 1700Mhz y que se encarga de amplificar la débil señal colectada por la antena. A continuación la señal se envía al bloque convertor HD100 que la convierte a frecuencia intermedia y la vuelve a amplificar para enviarla al bloque receptor. Tanto la antena con el LNA, como el bloque convertor y el

sistema de posicionamiento de antena (motores y sistema giroscópico) están cubiertos por un radomo de fibra de vidrio que protege al sistema de corrosión así como de las condiciones meteorológicas adversas (viento, lluvia, nieve,...).

La señal en frecuencia intermedia es conducida mediante 30 metros de cable coaxial al interior del Laboratorio, donde se introduce en el receptor HR-200 que convierte la señal de entrada, en el rango 127-145 Mhz, a una segunda frecuencia intermedia donde se demodula la señal PSK (phase-shift-keyed) a banda base. A continuación esta señal se introduce en un sincronizador de bit, de donde se extrae tanto la señal de reloj como los datos ya en formato NRZ (sin retorno a cero). Por último, este flujo de información se introduce en el sincronizador de tramas que organiza la información en líneas que se envían a la estación de trabajo tipo Sun Sparc-2 donde se almacenan para su posterior procesamiento.

Los datos recibidos son almacenados en cintas DAT 4mm y temporalmente permanecen en el disco local del ordenador. De todas las imágenes se extrae una primera imagen rápida en papel denominada “quick-look”, que permitirá preseleccionar de forma rápida los pases de interés en función de la materia a estudiar (nubes, vegetación, temperatura de mar, etc.).

De esta forma, el sistema TeraScan lleva funcionando en nuestro laboratorio ininterrumpidamente desde finales del año 1993, generando una base de datos que incluye los suministrados por los satélites NOAA-9, 11, 12, 14, 15 y 16 que supera los 7000 pases.

### **3.1.3 Preprocesamiento de los datos.**

Como se ha mencionado previamente, los datos adquiridos en formato HRPT no han sido sometidos a ningún tipo de procesamiento a bordo de los satélites, con lo cual será necesario realizar una serie de “transformaciones” sobre estos datos si se pretende utilizarlos para inferir cualquier magnitud física relacionada con el medio ambiente, ya sean temperaturas, distribuciones de partículas en la atmósfera, índices de vegetación u otras. Estos procedimientos dependen del estudio en concreto que se pretende realizar. A

continuación se describen las transformaciones aplicadas a los datos del sensor AVHRR en el presente trabajo.

### 3.1.3.1 Calibración de los datos.

En lo que al sensor AVHRR se refiere, la información transmitida consiste en un conjunto de líneas (aproximadamente 5000 para la cobertura de nuestra estación) cada una de ellas formada por 2048 muestras por canal. La resolución radiométrica del sensor es de 10 bits, con lo que se dispone de hasta 1024 niveles radiométricos distintos. El valor transmitido para cada píxel, que representa la salida digital proporcionada por el sensor, es lo que se conoce como “cuenta digital” (C), y está relacionada con la radiancia según una expresión determinada por el fabricante. Esta relación cuentas-radiancia, conocida como “calibración”, consiste en una transformación que, para el caso del AVHRR, es dependiente del canal utilizado.

Para los canales 1 y 2 (visible e infrarrojo próximo), la calibración se realiza en una fase previa al lanzamiento del vehículo. En este proceso, en el que se utilizan fuentes de iluminación de respuesta conocida, se determina la relación que se debe aplicar durante toda la vida del sensor puesto que no existe ningún instrumento a bordo que permita la recalibración del mismo. De esta forma, la ecuación de calibración que relaciona las cuentas digitales medidas con la radiancia de entrada para los canales 1 y 2 tiene la forma de una recta:

$$R = mC + I \quad (3.1)$$

donde R es la radiancia medida por el AVHRR ( $W/(m^2 \text{ sr})$ ) y C son las cuentas digitales suministradas por el mismo, siendo m la pendiente expresada en unidades de  $W/(m^2 \text{ sr cuenta})$  e I el punto de intersección en unidades de  $W/(m^2 \text{ sr})$ . Generalmente, los datos proporcionados por estos dos canales se expresan en función del “factor de reflectancia” o “albedo” que representa el porcentaje de la radiación solar incidente que es reflejada de nuevo hacia el espacio exterior. Este factor “A” se define como:

$$A = 100 \frac{pR}{F} \quad (3.2)$$

siendo  $F$  la irradiancia solar extraterrestre en  $W/m^2$  que debe ser corregida en función de las variaciones estacionales de la radiación solar incidente en lo alto de la atmósfera. Los objetivos de diseño para estos canales limitan la precisión en la estimación del albedo al 0.5% (Kidwell, 1995).

Sin embargo, durante la vida del satélite, estos instrumentos van sufriendo una degeneración que afecta a las medidas realizadas (Brest y Rossow, 1992, Rao y Chen, 1993, Kaufman y Price, 1993) y que debe ser tomada en cuenta a la hora de utilizarlos para extraer un valor de radiancia o reflectancia recibida en lo alto de la atmósfera. Para la corrección de esta degradación en la calibración del instrumento, se han propuesto distintos métodos que utilizan las medidas de radiancia recibidas por el satélite sobre objetivos radiométricamente estables como pueden ser el mar o, principalmente, zonas extensas de desierto. Así, Rao y Chen, 1996 usando procedimientos estadísticos sobre medidas obtenidas por los diferentes NOAA desde 1981 hasta 1996 sobre la zona del sudeste del desierto de Libia (21-23°N; 28-29°E), proponen una fórmula que permite estimar la degradación del sensor, obteniendo un valor para la pendiente de la recta de calibración que depende del número de días transcurridos desde el lanzamiento del vehículo hasta la fecha de utilización del instrumento. Estas expresiones, para el caso de los canales 1 y 2 del sensor AVHRR del NOAA-14 toman la forma mostrada en las ecuaciones (3.3) siendo  $d$  el número de días desde el lanzamiento.

$$\begin{aligned} m1 &= 0.000118d + 0.557 \\ m2 &= 0.000122d + 0.423 \end{aligned} \quad (3.3)$$

La calibración de los canales infrarrojos (3,4,5) se realiza usando una expresión análoga a la utilizada para los canales 1 y 2. Así, la radiancia medida por el sensor en el canal  $i$  se calcula como una función lineal de los valores de los datos de entrada como:

$$R_i = m_i C + I_i \quad (3.4)$$

donde  $R_i$  es la radiancia espectral en  $mW/(m^2 \text{ sr cm}^{-1})$ ,  $C$  representa las cuentas digitales y  $m_i$  e  $I_i$  son la pendiente y el punto de intersección respectivamente.

Sin embargo, al contrario que ocurría con los canales 1 y 2, los valores para la ganancia  $m$  y la ordenada en el origen  $I$  no son prefijados antes del lanzamiento, sino que se calculan en función de las cuentas que proporciona el sensor cuando éste apunta tanto al espacio profundo (radiancia 0) como a un cuerpo de unos 290K de temperatura que fue diseñado con un comportamiento de cuerpo negro y cuya temperatura se determina por 4 termómetros de platino (PTR), cuyas lecturas también son enviadas junto con los datos en la trama HRPT.

Con esta información, la ganancia  $m$  para cada canal se calcula mediante la expresión:

$$m = \frac{R_{esp} - R_{\bar{T}}}{\bar{C}_{esp} - \bar{C}_T} \quad (3.5)$$

donde  $R_{esp}$  es la radiancia correspondiente al espacio profundo,  $R_{\bar{T}}$  es la radiancia media del cuerpo negro a bordo del satélite durante el tiempo que el sensor está apuntando hacia él y  $\bar{C}_{esp}$  y  $\bar{C}_T$  son las cuentas digitales detectadas por los sensores cuando miran al espacio profundo y al cuerpo de calibración a bordo, respectivamente. De forma análoga, la ordenada en el origen viene dada por:

$$I = R_{esp} - m\bar{C}_{esp} \quad (3.6)$$

Una vez determinada la radiancia  $R$  en cada canal (3, 4 ó 5), ésta puede ser convertida a temperatura radiométrica utilizando la inversa de la función de Planck:

$$T(R) = \frac{c_2 \nu}{\ln \left( 1 + \frac{c_1 \nu^3}{R} \right)} \quad (3.7)$$

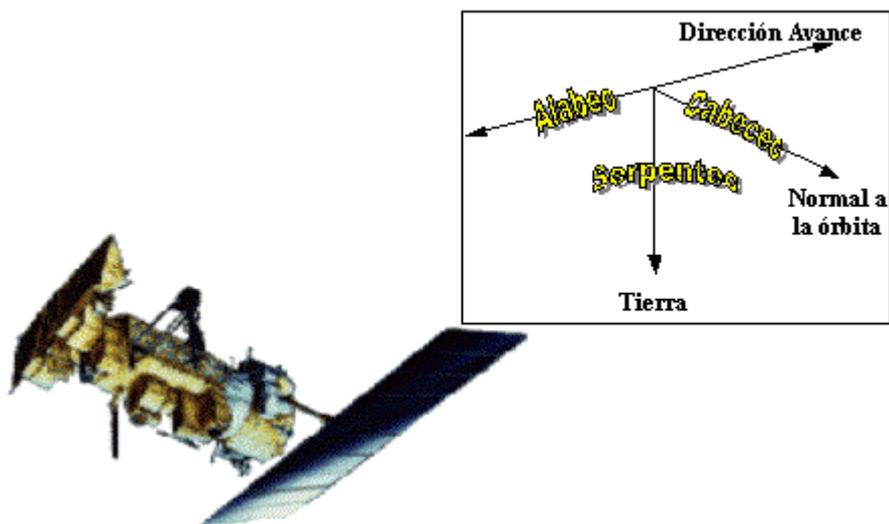
donde  $\nu$  es el número de onda central de cada canal en unidades de  $\text{cm}^{-1}$  y  $c_1$  y  $c_2$  son constantes dependientes de las constantes de Planck, Boltzmann y de la velocidad de la luz en el vacío:

$$\begin{aligned}c_1 &= 2hc^2 = 1.1910659 \times 10^{-5} \text{ mW}/(\text{m}^2 \text{ srcm}^{-4}) \\c_2 &= \frac{hc}{k_b} = 1.438833 \text{ cm K}\end{aligned}\tag{3.8}$$

Sin embargo, el método de calibración expuesto no es del todo preciso puesto que los detectores utilizados en estos sensores responden de forma no lineal ante determinadas condiciones (Weinreb et al., 1990). Por tanto es necesario realizar una corrección a los valores de radiancia obtenidos mediante la calibración lineal. Para ello, NESDIS proporciona una tabla con las correcciones que hay que efectuar en las temperaturas de brillo, obtenidas por el procedimiento lineal, para distintos valores de la temperatura del objeto de calibración. Además, a partir del NOAA-13, se propone una ecuación cuadrática para esta corrección que no es función de la temperatura del objeto (Kidwell, 1995). Los objetivos de diseño para estos canales infrarrojos fijan una temperatura equivalente de ruido de 0.12 K (Kidwell, 1995).

### 3.1.3.2 Navegación de las imágenes

El proceso de navegación, consiste en asociar a cada píxel de la imagen sus coordenadas geográficas correctas. Este proceso tiene gran trascendencia y es conveniente aplicarlo de forma precisa si se pretende realizar estudios para zonas geográficas concretas sobre la superficie terrestre o realizar estudios multitemporales. Además se debe corregir con este procedimiento la alteración que por distintos motivos sufre la órbita del satélite a medida que éste va circunvalando la Tierra. Esta alteración se debe generalmente a rotaciones del propio vehículo respecto a su centro de masas, pudiendo ser en cualquiera de los 3 ejes de rotación, conocidas estas rotaciones como cabeceo (pitch), alabeo (roll) y serpenteo (yaw) tal como se muestra en la Figura 3.4. Otra fuente de errores en la asignación de coordenadas a los píxeles de la imagen es la sincronización de los relojes de la estación de recepción respecto a los del propio satélite.



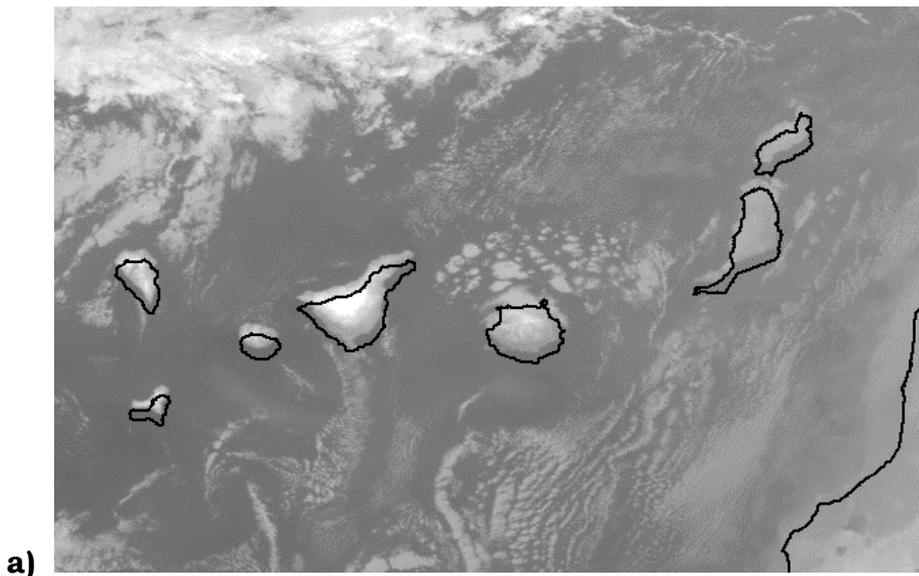
**Figura 3.4.- Rotaciones que provocan desviaciones de la trayectoria nominal del satélite**

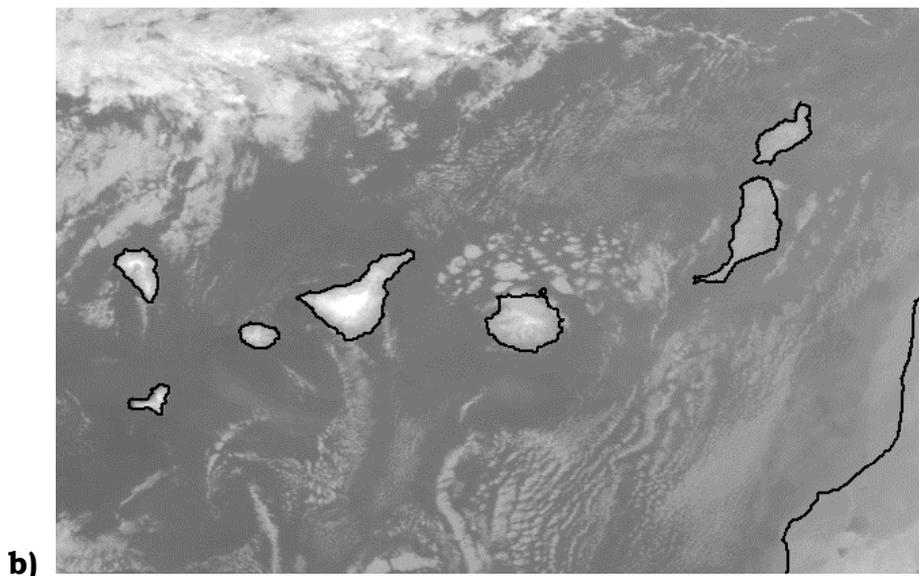
Uno de los métodos utilizados para una primera corrección de estas anomalías consiste en la utilización de los elementos orbitales o efemérides del satélite que son los parámetros keplerianos que describen su órbita (Emery et al., 1989). Estos parámetros se miden diariamente desde tierra y se reciben por nuestra estación vía Internet. Con esta información, se puede calcular de forma precisa cuál es la posición teórica del vehículo en cada instante, que unido a la información de tiempo de adquisición enviada en cada línea de datos, permite determinar cuál es la franja de terreno que el sensor cubrió en ese instante. Por lo tanto, con unos elementos orbitales apropiadamente actualizados, es posible realizar una primera etapa de navegación “*gruesa*”, es decir, aproximar el ajuste de la información obtenida del satélite con una base de datos de costas almacenada en el sistema. Sin embargo, tras aplicar este método, normalmente se observa cómo todavía existe una cierta distancia entre unos y otros valores.

Al ser esta corrección insuficiente, es aconsejable efectuar una segunda etapa de navegación que permita corregir los efectos de rotación que se producen, como pueden ser los movimientos de cabeceo, alabeo y serpenteo. Puesto que estos efectos se producen de forma aleatoria, hay que recurrir a procedimientos automáticos basados en la correlación entre la escena enviada por el satélite y las costas de una base de datos. Estos procedimientos se aplican sobre un conjunto de cajas libres de nube y definidas alrededor de las

líneas de costa (Monaldo, 1996). Sin embargo, la complejidad de estos métodos no garantizan resultados satisfactorios por lo que se hace necesario recurrir a métodos visuales interactivos, en los cuales el usuario modifica los tiempos de reloj y los efectos de cabeceo, alabeo y serpenteo del satélite en sucesivas iteraciones hasta que la línea de costa de la base de datos coincida con la línea de costa observada en la escena.

Otra técnica que se suele emplear para esta segunda etapa (Felipe y García, 1996) es la conocida como de “puntos de control”. Consiste en un método interactivo en el cual el usuario “identifica” sobre la imagen una serie de “puntos conocidos”, como pueden ser puntas o cabos en las zonas de costa, de los cuales se conoce con precisión sus coordenadas geográficas (latitud, longitud). Tras la identificación de estos puntos conocidos, el algoritmo realiza una interpolación usando todos los puntos de control introducidos, remuestreando finalmente toda la imagen. La bondad de este procedimiento depende del número de puntos de control y de cómo estén distribuidos por la imagen, además del método de interpolación utilizado para el remuestreo.





**Figura 3.5.-** Proceso de navegación de las imágenes del AVHRR. a) Imagen sin navegar, b) imagen navegada.

En el presente estudio, la técnica aplicada a todas las imágenes es la combinación de corrección orbital para la primera etapa y un método completamente interactivo para la segunda. Aunque este método es muy costoso en tiempo de usuario ya que implica prueba y error, garantiza buenos resultados, por lo menos cuando se realiza sobre porciones de imagen no muy amplias.

En la Figura 3.5 se puede observar el efecto de aplicar este método de corrección sobre una imagen correspondiente al canal 4 del sensor AVHRR. Como se aprecia en la Figura 3.5.a, utilizando la información de tiempo almacenada en cada línea HRPT, no se es capaz de ajustar con precisión las costas de la imagen con las almacenadas en la base de datos de costa. Por tanto, es necesario recurrir al método interactivo para efectuar dicho ajuste, el cual se muestra en la Figura 3.5.b.

### **3.2 Medidas in-situ de estratocúmulos marinos.**

Para la validación de los métodos propuestos en el presente trabajo para la determinación de las propiedades microfísicas de las nubes usando

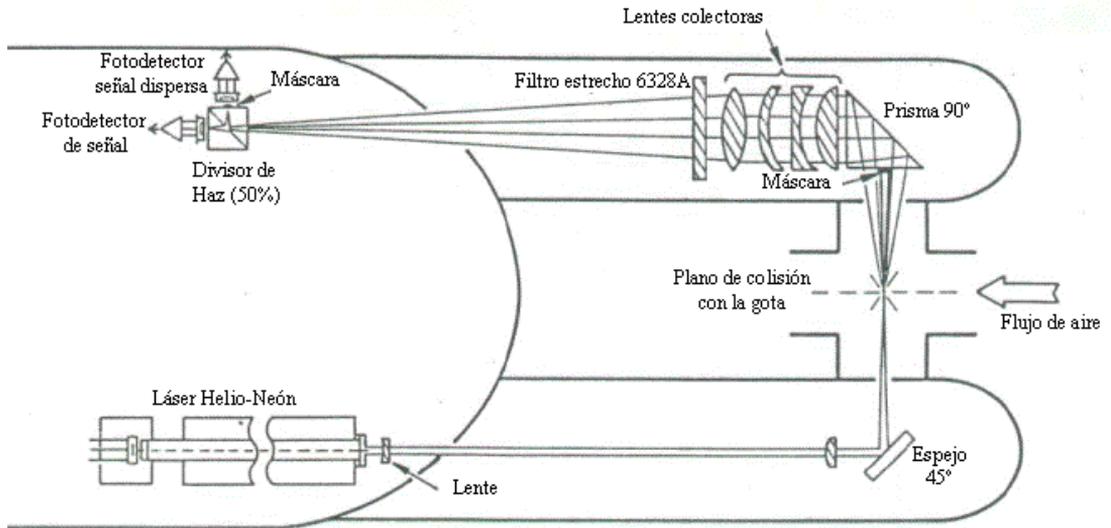
datos de satélites, se utilizaron las medidas efectuadas por el Dr. R.D. Borys y el Dr. D.H. Lowenthal del Atmospheric Science Center perteneciente al Desert Research Institute de Nevada durante los veranos de 1995 y 1996 en la costa norte de la Isla de Tenerife correspondientes al proyecto TCP (Tenerife Cloud Project). Durante estas campañas se tomaron datos de la concentración y tamaños de las gotas de agua de los estratocúmulos marinos y por otra parte, de la composición química de estas gotas (Borys et al., 1998). Estos datos fueron obtenidos con un espectrómetro denominado FSSP-100 (Forward Scattering Spectrometer Probe) que pasamos a describir a continuación.

### **3.2.1 Instrumentación. FSSP-100.**

El Forward Scattering Spectrometer Probe ha sido desarrollado por la empresa Particle Measuring Systems (PMS Inc., Boulder, Colorado) para la medida de distribuciones de tamaño de gotas de nubes y su principal aplicación es el estudio de los procesos microfísicos de las nubes como son la formación y crecimiento de las gotas de nube por condensación y coalescencia. Este instrumento ha sido utilizado en numerosas campañas internacionales de medida siendo instalado en la mayoría de los casos a bordo de aviones que realizan transectos a través de las nubes.

El FSSP pertenece a la clase de instrumentos conocidos como contadores de partículas ópticos (OPC) los cuales detectan y miden partículas individuales a partir de la intensidad de luz que la partícula dispersa cuando pasa a través de un rayo de luz.

El esquema del instrumento se muestra en la Figura 3.6. Un láser de Helio-Neón se focaliza en el centro de una cavidad a través de la cual circula la corriente de aire incidente (nube). La luz directa procedente del láser es bloqueada al otro extremo de la cavidad usando una máscara óptica. De esta forma, se evita que la luz que no sufre dispersión pase a los fotodetectores. Por otra parte, la luz dispersada por las gotas en la dirección de propagación se hace pasar a través de un prisma que unido a un conjunto de lentes dirigen la radiación a un divisor de haz. Estas lentes, junto con la máscara, definen el intervalo de ángulos en que es colectada la radiación dispersada, que es de 4 a 12°.



**Figura 3.6.- Esquema del “Forward Scattering Spectrometer Probe”, modelo 100.**

Como se observa en la Figura 3.6, el divisor de haz separa la luz dispersada en dos componentes, cada una de las cuales incide sobre un fotodetector. Sin embargo, ante uno de estos dos fotodetectores se introduce otra máscara con el fin de recibir sólo aquella luz dispersada por las partículas que se encuentren más allá de 1.5 mm alejadas del plano de colisión. Así, cuando la señal del detector con la máscara supera a la del detector sin máscara, se desecha la partícula en cuestión. En caso contrario, se determina el tamaño de la partícula midiendo la intensidad de la luz dispersada usando la teoría de dispersión de Mie para relacionar esta intensidad con el tamaño de la partícula.

El procedimiento de medida utilizado hace que la precisión de los datos proporcionados por el instrumento se encuentre limitada por las suposiciones realizadas en el diseño del mismo. Así, en lo que a medida del tamaño se refiere, el FSSP asume que la luz detectada proviene de una gota esférica de índice de refracción 1.33 por lo que las medidas no son válidas cuando la nube contiene partículas de hielo. Además, es probable que más de una partícula coincida en el haz incidente, causando medidas erróneas.

Con estas consideraciones, las especificaciones del fabricante para este instrumento son las siguientes:

- Rango de medida:  $2.0 \mu\text{m} - 47.0 \mu\text{m}$
- Precisión en la determinación del tamaño:  $\pm 20\%$
- Precisión en la determinación de la concentración:  $\pm 16\%$

### **3.2.2 Campaña de medidas**

Las medidas in-situ se realizaron en el noreste de la Isla de Tenerife en los periodos comprendidos entre el 10 de Junio y 7 de Julio de 1995 y desde el 4 de Julio y el 25 de Julio de 1996, aprovechando aquellos días en los cuales hubiera presencia de nubes en la zona (típicamente estratocúmulos marinos). El lugar elegido para el muestreo fue el Pico del Inglés (28.5N, 16.3W) que está situado en lo alto de una colina a una altura de 990 m sobre el nivel del mar. Las medidas fueron realizadas desde una torre de 10 metros durante la noche para evitar, por un lado el calor inducido por la tierra y consecuentemente la disipación de la nube y por otro, la contaminación producida por los vehículos. Durante el periodo en el que se tomaron las muestras, la base de la nube se encontraba como máximo 200 metros por debajo del lugar de medida y al menos 300 metros por debajo del tope de la inversión térmica. Además, la situación de la estación aseguraba que el flujo dentro de la capa de mezcla no era dificultado por la orografía de la propia isla, con lo cual se garantiza que las medidas son representativas de las nubes observadas sobre el océano.

Las distribuciones de tamaños obtenidos por el FSSP-100 eran integradas continuamente en intervalos de 60 segundos y promediadas para periodos de media hora obteniendo así valores representativos del grueso de las medidas. El instrumento fue calibrado para cada campaña usando microesferas de vidrio de tamaño equivalente de gotas de agua de 2.1, 8.2, 15.7, 21.9 y 40  $\mu\text{m}$ .



## CAPÍTULO 4

---

# MÉTODO CONTEXTUAL DE EXTRACCIÓN DE PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS DE LAS NUBES

En el presente capítulo se propone un método para la extracción de los parámetros característicos de las nubes (radio efectivo de las gotas de agua y temperatura) usando los datos proporcionados por el sensor AVHRR en pases nocturnos. Inicialmente se plantea el modelo radiativo que permite caracterizar los distintos componentes presentes en las condiciones de estudio. Este modelo se utilizará para el cálculo teórico de las radiancias que llegan al sensor en cada una de las bandas espectrales empleadas. Posteriormente, se analiza el comportamiento de dicho modelo bajo distintas condiciones para comprobar que es capaz de explicar los datos obtenidos por el satélite. A continuación se estudia el proceso inverso, es decir, el procedimiento para la obtención de los parámetros característicos de las nubes a partir de las radiancias detectadas por el sensor y se describe el método en su conjunto haciendo uso de imágenes reales. Por último, se presenta un análisis exhaustivo de la sensibilidad que presenta el método a las posibles incertidumbres, tanto en el proceso de medida de la radiación como en las hipótesis realizadas en el modelo propuesto.

## **4.1 Modelo de transferencia radiativa.**

El desarrollo de un método que permita extraer los parámetros macroscópicos y microscópicos de una zona cubierta de nubes implica la elaboración de un modelo que sea capaz de caracterizar de la forma más precisa posible, la influencia de cada uno de los componentes del sistema en el proceso de transferencia radiativa global. Debido a la complejidad del sistema, se hace necesario realizar una serie de hipótesis que permitan representar la cubierta nubosa, la superficie bajo la misma y la atmósfera situada tanto entre la superficie y la nube, como entre ésta y el satélite (Pérez et al., 2000).

### **4.1.1 Descripción física del modelo propuesto.**

En el modelo propuesto se considera una capa de nube plana y homogénea paralela a la superficie del mar. Además, se supone que esta superficie, la cual vamos a considerar también homogénea, se comporta como un cuerpo negro y por tanto con emisividad 1, lo cual para el caso del mar y las longitudes de onda largas de trabajo no supone ninguna restricción importante al modelo (Masuda et al., 1988, Arbelo, 1997). Por otra parte, se supone que la atmósfera sobre la nube se comporta como una ventana espectral para las bandas donde se realiza el estudio y que la capa situada entre la superficie y la nube sólo contiene vapor de agua, que es el componente atmosférico más importante desde el punto de vista radiativo en las bandas de trabajo. Esta aproximación es aplicable en nuestra región pues, como se describe en el apartado 1.2.2 de la presente memoria, el fenómeno de subsidencia típico en la región canaria, limita la mayor parte del vapor de agua a la capa situada bajo la capa nubosa.

Para el modelado de la capa de estratocúmulos, se supone que está compuesta por gotas de agua esféricas con una relación de tamaños que se ajusta a una distribución gamma con un radio efectivo  $r_{\text{eff}}$  definido como (Hansen y Travis, 1974),

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (4.1)$$

donde  $n(r)$  representa la concentración de gotas de nubes con radios comprendidos entre  $r$  y  $r+dr$ . El ancho de esta distribución de tamaños, que viene fijado por la varianza efectiva de la distribución  $\sigma_{eff}$ , es desconocido a priori (Rosa et al., 1998), por lo que se asume una distribución muy estrecha, que representa la situación más adversa pues, como se podrá comprobar más adelante en este capítulo, este tipo de distribuciones genera un comportamiento altamente oscilante del modelo, con la consiguiente complejidad de la inversión del mismo.

Para incluir la geometría de la nube y la cantidad de gotas que la constituye, haremos uso del espesor óptico, definido como:

$$t = \int Q_e(r/I) p r^2 n(r) dr \Delta h \quad (4.2)$$

donde  $\Delta h$  es el espesor geométrico de la nube y  $Q_e$  es la eficiencia de extinción que, para partículas esféricas puede calcularse siguiendo la teoría de Mie, expuesta en la sección 2.2.2, usando para ello los índices de refracción complejos propuestos por Seglestein para el agua (Seglestein, 1981) en las longitudes de onda de interés. Para mantener una referencia común, el espesor óptico será expresado en términos del espesor óptico a  $10.8 \mu\text{m}$  teniendo en cuenta que, para cualquier tamaño efectivo de las partículas, el espesor óptico a una longitud de onda dada  $\lambda_1$  puede relacionarse con el correspondiente a otra longitud de onda  $\lambda_2$  mediante la siguiente expresión:

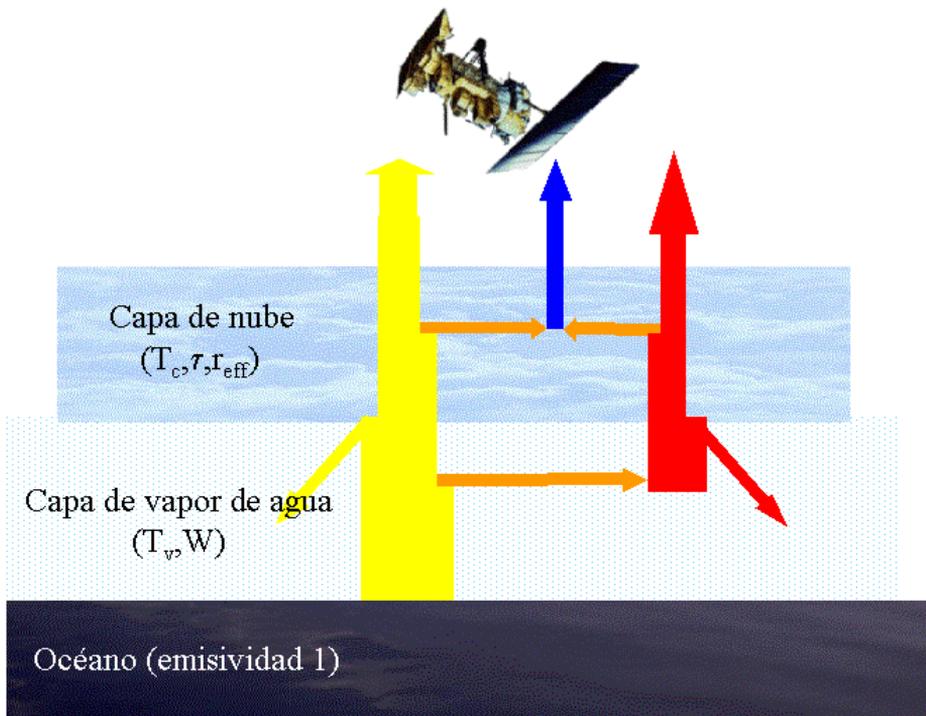
$$t_{11} = t_{12} \frac{Q_{e11}}{Q_{e12}} \quad (4.3)$$

Por último, la capa nubosa estará situada a una altura “ $h$ ” sobre el nivel del mar y vendrá representada por una temperatura que denotaremos como  $T_c$ .

Además se supone que la capa nubosa es lo suficientemente extensa como para cubrir completamente el área representada por un píxel.

#### 4.1.2 Descripción matemática del modelo

Una vez descrito el modelo físico que representa el problema, y los parámetros que caracterizan cada uno de los componentes del mismo, hay que recurrir a los mecanismos matemáticos introducidos en el Capítulo 2 para realizar los cálculos que permitan estimar las radiancias detectadas en lo alto de la atmósfera para distintas condiciones del modelo. La Figura 4.1 ilustra de forma esquemática las hipótesis del modelo así como las distintas componentes radiativas que hay que considerar para realizar las simulaciones.



**Figura 4.1.- Procesos de interacción de la radiación con los componentes del sistema tierra-nube-atmósfera.**

Como se aprecia en la Figura 4.1, con las hipótesis realizadas en el modelo propuesto, la radiancia que llega al sensor es la suma de tres

contribuciones. Por una parte, la radiación emitida por la superficie del mar como cuerpo negro, que es capaz de transmitirse tanto a través de la capa atmosférica bajo la nube como a través de ésta; por otra parte, la radiación emitida por la capa de vapor de agua que se transmite a través de la nube y por último, la emitida por la capa nubosa. Si denotamos por  $R_i$  la radiancia recibida en el canal infrarrojo  $i$  del AVHRR, ésta se puede escribir como:

$$R_i = B(T_s)\mathbf{z}_v(W)\mathbf{z}_c(r_{eff}, \mathbf{t}) + \mathbf{e}_v(W)B(T_v)\mathbf{z}_c(r_{eff}, \mathbf{t}) + \mathbf{e}_c(r_{eff}, \mathbf{t})B(T_c), \quad i=3,4,5 \quad (4.4)$$

donde  $\epsilon_v$  representa la emisividad de la capa de vapor bajo la nube,  $\epsilon_c$  la emisividad de la capa nubosa y  $\zeta_v$  y  $\zeta_c$  las transmisividades de las capas de vapor y nube respectivamente, siendo  $W$  la cantidad total de vapor contenida en la capa. Además,  $T_s$  indica la temperatura de la superficie de mar,  $T_v$  la temperatura media de la capa de vapor y  $T_c$  la temperatura de la capa nubosa, siendo  $B(T)$  la función de Planck para el cuerpo negro a la temperatura  $T$ . Por simplicidad en la notación, la dependencia espectral de todos los miembros no ha sido declarada explícitamente en (4.4). Agrupando términos, esta ecuación puede ser rescrita como:

$$R_i = \mathbf{z}_c(r_{eff}, \mathbf{t})\left[B(T_s)\mathbf{z}_v(W) + \mathbf{e}_v(W)B(T_v)\right] + \mathbf{e}_c(r_{eff}, \mathbf{t})B(T_c) \quad i=3,4,5 \quad (4.5)$$

La expresión (4.5) representa lo que vamos a denominar “*modelo directo*” en el cual, a partir de un conjunto de parámetros ( $T_s$ ,  $W$ ,  $T_v$ ,  $r_{eff}$ ,  $\tau$ ,  $T_c$ ) se simulan las radiancias recibidas en los distintos canales del sensor AVHRR. Sin embargo, el objetivo es la obtención de los parámetros de las nubes a partir de las radiancias del satélite, es decir, la inversión de la ecuación (4.5). Esta ecuación representa un sistema de 3 ecuaciones, una por cada canal térmico, con 6 incógnitas que evidentemente no puede ser resuelto sin información adicional. Esta información puede ser obtenida de aquellos píxeles despejados. Así, atendiendo al modelo propuesto, la radiancia que detectaría el satélite en estos píxeles vendría dada por:

$$R_{d,i} = B(T_s)\mathbf{z}_v(W) + \mathbf{e}_v(W)B(T_v) \quad i=3,4,5 \quad (4.6)$$

es decir, la suma de las contribuciones de la superficie y la atmósfera, representada en el modelo por una capa de vapor de agua situada entre la superficie y la altura de formación de la nube. Asumiendo que la temperatura de la superficie es homogénea en la región de estudio y que la cantidad de vapor de agua permanece aproximadamente constante en regiones no muy extensas, la ecuación (4.5) puede ser expresada como:

$$R_i = \mathbf{z}_c(r_{eff}, \mathbf{t})R_{d,i} + \mathbf{e}_c(r_{eff}, \mathbf{t})B(T_c) \quad i=3,4,5 \quad (4.7)$$

donde  $R_{d,i}$  es la radiancia detectada por el satélite en los píxeles despejados cercanos a la capa nubosa bajo estudio.

Dentro de la nube, y a las longitudes de onda de trabajo, se han de considerar los procesos de dispersión y de absorción. Para ello, y tal como se describió en el Capítulo 2, se puede usar la teoría de Mie para cuantificar dichos procesos para una partícula esférica. Así, a partir del radio efectivo de la gota y la longitud de onda de la radiación incidente, se puede obtener el *albedo de dispersión simple*  $w$  y la *función de fase*  $p$  que representan el diagrama de radiación tras un evento de dispersión simple. Estos parámetros son introducidos posteriormente en un método de ordenadas discretas que se ajusta al estudiado en el Capítulo 2, denominado DISORT (Stamnes et al., 1988, Tsay et al., 1990) para evaluar los efectos de dispersión múltiple, absorción y emisión dentro de la capa nubosa, obteniendo a la salida del mismo los parámetros de transmisión y emisión de la capa,  $\zeta_c$  y  $\epsilon_c$  respectivamente.

Siguiendo este esquema, se obtienen las radiancias simuladas a partir de los parámetros característicos de las nubes y de las radiancias obtenidas en píxeles no cubiertos. Estas radiancias son convertidas posteriormente a temperaturas de brillo a partir de la inversa de la función de Planck usando para ello el número de onda efectivo de cada canal (Sospedra et al., 1998). El uso de temperaturas de brillo en lugar de radiancias viene determinado, por una parte, por la facilidad de interpretación de los resultados, y por otra, por la posterior necesidad de homogeneizar los resultados del modelo. Expresados como temperaturas, todos los canales poseen la misma magnitud, mientras que

cuando se expresan como radiancias existen varios órdenes de magnitud de diferencia entre ellos.

Además, para analizar de una forma más directa la diferencia de comportamiento entre las distintas bandas, los resultados de las simulaciones son expresados en diagramas de diferencias de temperatura de brillo (BTD) entre los canales 3 y 4 y entre los canales 4 y 5, tomando como eje de referencia, la temperatura de brillo en el canal 4.

Sin embargo, antes de invertir el modelo es preciso evaluar su comportamiento frente a variaciones de los parámetros de entrada para comprobar que es capaz de explicar los datos experimentales.

## **4.2 Estudio del comportamiento del modelo.**

Con el fin de analizar el comportamiento del modelo, se han realizado múltiples simulaciones para evaluar cómo las variaciones de sus parámetros afectan a las temperaturas de brillo de los distintos canales sobre los diagramas BTD.

Inicialmente se presentan los resultados obtenidos para la dependencia con el radio efectivo manteniendo unos valores específicos de la temperatura del sistema superficie-atmósfera bajo la nube ( $T_{s,i}$ ) y de la nube ( $T_c$ ). En estas simulaciones, para cada valor asignado al radio efectivo, se varía el espesor óptico a la longitud de onda correspondiente al canal 4 desde 0 a 50, consiguiendo simular de esta forma todas las situaciones de espesor de la nube, es decir, desde píxeles completamente despejados hasta áreas de nubes tan densas que se comportan de forma prácticamente opaca a la radiación procedente de la superficie.

El resultado de una de estas simulaciones se presenta en la Figura 4.2.a, donde se aprecia el efecto de la variación del radio efectivo en el diagrama  $BTD_{3,4}$  para las siguientes condiciones: Temperatura en la capa nubosa de 285K y temperaturas de cielo despejado de 290K para el canal 4 y 291.5K para el canal 3. Esta diferencia de temperaturas en los píxeles despejados tiene en cuenta, como se explicó en la sección anterior, el diferente comportamiento espectral de la absorción del vapor de agua en la atmósfera, donde se observa

que la absorción en el canal 3 es menor que en el canal 4 y ésta, a su vez, está menos afectada que la correspondiente en el canal 5 como se observa en la Figura 2.2. Cada una de las curvas mostradas en la Figura 4.2 representan un valor específico del radio efectivo y el rango de valores antes mencionado para el espesor óptico, mientras que las distintas curvas se corresponden a valores de radio efectivo de 4, 6, 8, 10 y 12 $\mu\text{m}$  que son valores típicos de tamaño de gotas para estratocúmulos. Del comportamiento de las curvas se puede deducir que para espesores ópticos pequeños, la influencia del radio efectivo no es demasiado importante desde el punto de vista radiativo, puesto que se observan cómo las distintas curvas aparecen próximas entre sí y al punto de inicio, entendiendo como punto de inicio el correspondiente a un píxel despejado con espesor óptico nulo. Sin embargo, a medida que la nube se hace más densa, una variación del radio implica una mayor separación entre las distintas curvas, comprobándose que todas tienden a la misma temperatura de canal 4 para espesores ópticos elevados. Esta separación de las curvas, originada por las propiedades intrínsecas de la nube, pone de manifiesto que las propiedades ópticas de la misma, esto es, transmisividad, emisividad y reflectividad en las bandas espectrales utilizadas dependen en gran medida del tamaño de las gotas.

Otra característica que se puede extraer de la Figura 4.2.a es la dependencia del comportamiento radiativo de la nube con el espesor óptico. Así, aunque para píxeles despejados  $\text{BTD}_{3-4}$  es mayor que cero, a medida que la nube se hace más densa,  $\text{BTD}_{3-4}$  va disminuyendo debido a los procesos de dispersión que son más importantes en la región del infrarrojo medio, pasando por cero y haciéndose cada vez más negativo hasta llegar a una situación en la que la nube es suficientemente densa como para que la transmisividad de la misma sea nula. También se puede observar que este comportamiento es diferente para aquellas nubes con gotas más grandes en las cuales los diagramas obtenidos se asemejan a aquellos observados para nubes altas del tipo cirros (Hutchison et al., 1995, Herrera et al., 2000).

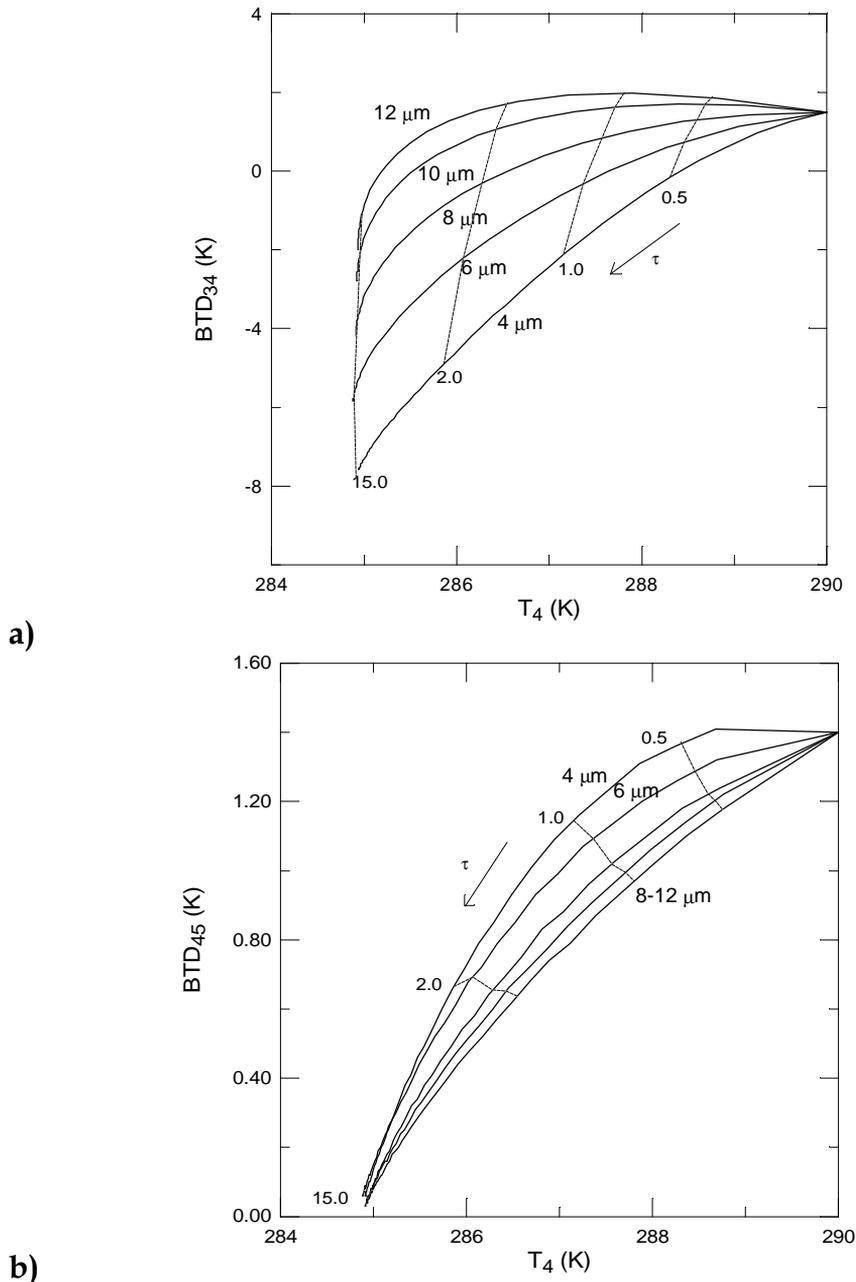


Figura 4.2.- Comportamiento del modelo propuesto frente a la variación del radio efectivo y el espesor óptico. a) Diagrama  $BT_{D_{3-4}}$  y b) diagrama  $BT_{D_{4-5}}$

Un estudio similar es realizado para observar el efecto de la variación de este parámetro en los diagramas  $BT_{D_{4-5}}$ . En la Figura 4.2.b se muestra el

comportamiento del modelo en los canales 4 y 5 para el mismo conjunto de curvas analizadas en el caso anterior y una temperatura de píxel despejado en el canal 5 ( $12\mu\text{m}$ ) de 288.6K. Se puede apreciar en este caso que el comportamiento difiere del analizado para el diagrama  $\text{BTD}_{3,4}$  debido principalmente a que los procesos de dispersión a estas longitudes de onda son prácticamente despreciables, dominando los procesos de absorción. Esto se aprecia con claridad en la figura donde, para nubes densas las diferencias de temperatura entre los canales 4 y 5 tiende a cero lo que indica que en esta situación, la emisividad en estas dos bandas es prácticamente la misma, próxima a la unidad. Además se puede observar cómo las diferencias de temperatura son más pequeñas que en el caso del diagrama  $\text{BTD}_{3,4}$  puesto que las propiedades radiativas que caracterizan las gotas de agua, albedo de dispersión simple y función de fase, son similares en las longitudes de onda correspondientes a estos dos canales.

Otras simulaciones fueron efectuadas para comprobar el efecto de la temperatura de la nube sobre las curvas del modelo. Para ello, se supuso una capa nubosa caracterizada por un radio efectivo fijo y se variaron tanto el espesor óptico como la temperatura de la misma. Se consideró el mismo conjunto de temperaturas de cielo despejado que en las simulaciones de la Figura 4.2.

La Figura 4.3 muestra los resultados de estas simulaciones para temperaturas de nube de 284, 285, 286 y 287K con variaciones del espesor óptico a  $10.8\mu\text{m}$  de 0 a 50. La Figura 4.3.a ilustra el efecto de este parámetro en el diagrama  $\text{BTD}_{3,4}$  donde se pueden apreciar grandes desplazamientos en las curvas al variar la temperatura de la nube. Obviamente, cuando la nube es suficientemente densa, la temperatura que detecta el satélite en las bandas térmicas, poco afectadas por la dispersión, se corresponde con la temperatura de la nube debido a que la emisividad a estas longitudes de onda está próxima a la unidad. Resultados similares se obtienen en el diagrama  $\text{BTD}_{4,5}$  en el cual se vuelve a comprobar que las diferencias de temperaturas entre estos dos canales son inferiores a las correspondientes a los canales 3 y 4.

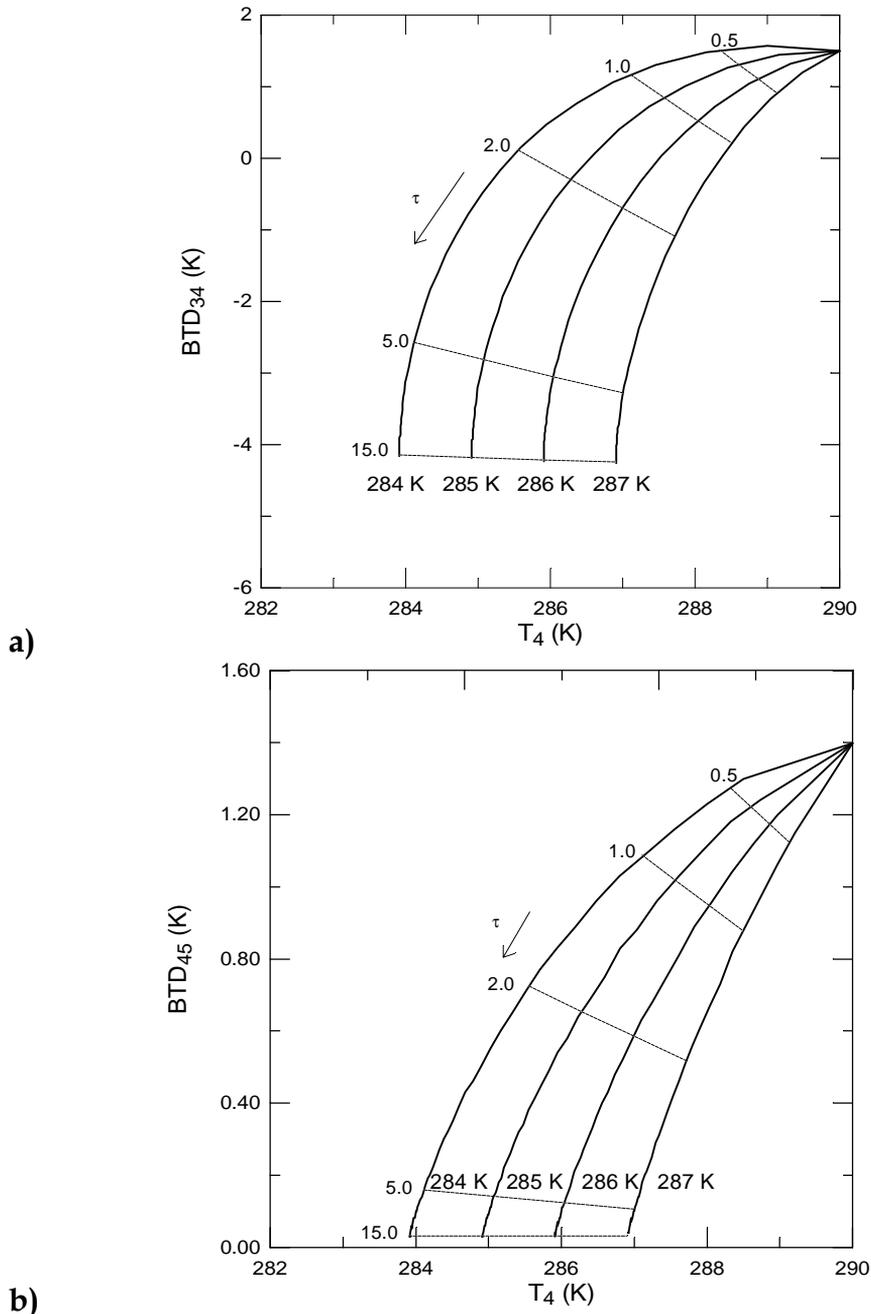
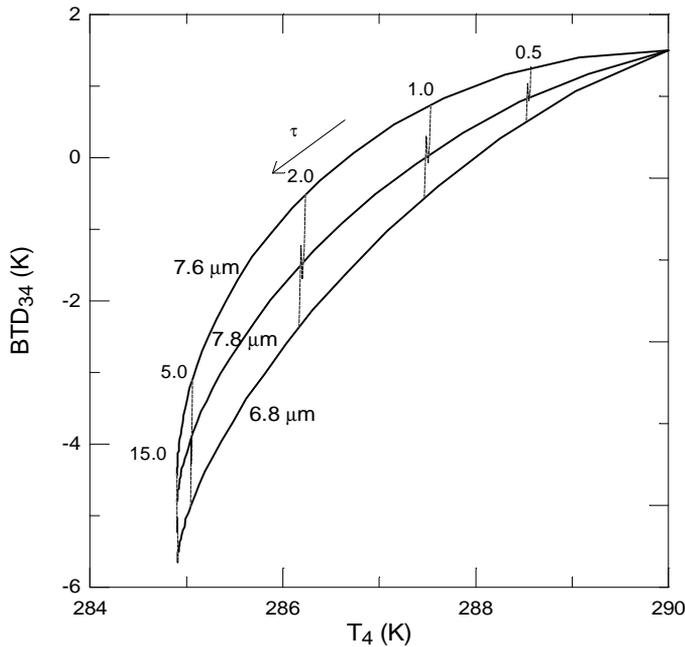


Figura 4.3.- Resultados de las simulaciones para variaciones de la temperatura de la nube y espesor óptico. a) Diagrama  $BTD_{3-4}$  y b) diagrama  $BTD_{4-5}$

A primera vista, como se desprende de la Figura 4.2, parece deducirse que el comportamiento del modelo con el radio efectivo sigue una relación monótona, desplazándose las curvas en la misma dirección cuando se incrementa el valor de  $r_{\text{eff}}$ . Esto permitiría interpolar entre dos de estas curvas para obtener el radio efectivo que representase una curva intermedia. Sin embargo, si se realiza un muestreo más fino, es decir, se seleccionan radios más próximos entre sí para generar las curvas, se puede comprobar que realmente el desplazamiento de las curvas no es uniforme cuando se incrementa el radio. La Figura 4.4 pone de manifiesto este comportamiento oscilante del modelo con el radio efectivo. Se pueden apreciar las curvas correspondientes a los radios efectivos 6.8, 7.6 y 7.8  $\mu\text{m}$  con las mismas condiciones para los restantes parámetros que en la Figura 4.2.a y se observa que la curva correspondiente a un radio efectivo de 7.8  $\mu\text{m}$  no sigue la misma tendencia de desplazamiento de las restantes curvas. Este mismo efecto oscilante, aunque de una forma menos notoria, también se produce en los diagramas  $\text{BTD}_{4-5}$ .



**Figura 4.4.- Comportamiento no monótono de las curvas del modelo con el radio efectivo en el diagrama  $\text{BTD}_{3-4}$ .**

Para realizar un análisis más detallado de la posición de las curvas del modelo cuando se varía el radio efectivo, se define un nuevo parámetro que permite visualizar con más claridad este comportamiento. Este parámetro, que se ha denominado *área normalizada*  $A$ , representa el área incluida entre la curva correspondiente a un radio efectivo  $r_{\text{eff}}$  y la línea paralela al eje  $T_4$  que pasa por el punto que representa al píxel despejado como se muestra en la Figura 4.5, es decir, espesor óptico cero (Wen y Rose, 1994). Este parámetro de área, que ha sido normalizado, nos permite generar una función,  $A(r_{\text{eff}})$ , dependiente del radio efectivo que indica la posición de cada curva en el diagrama BTD correspondiente. Esta relación entre el valor del área y la posición de la curva se puede establecer debido a que todas las curvas llegan, para espesores ópticos grandes, a la misma temperatura en el canal 4 (aproximadamente la temperatura de la nube).

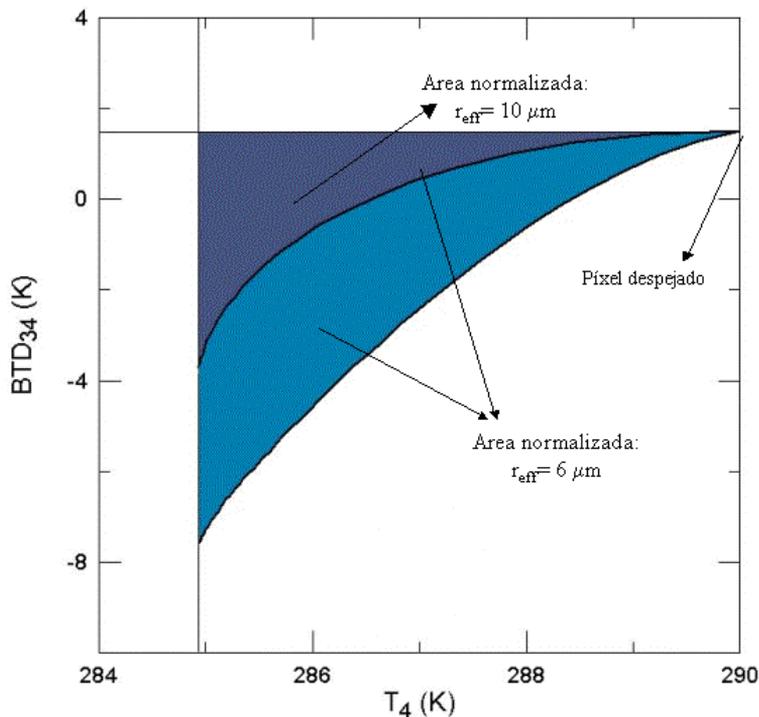
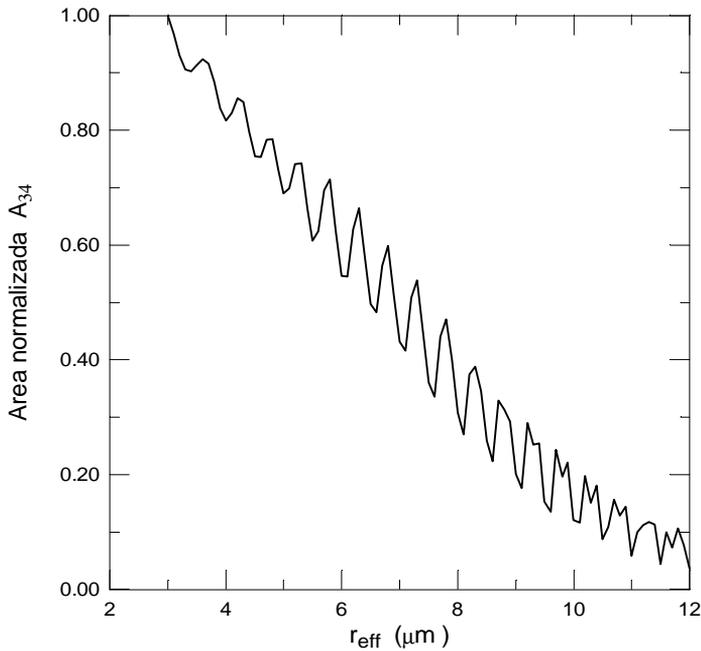
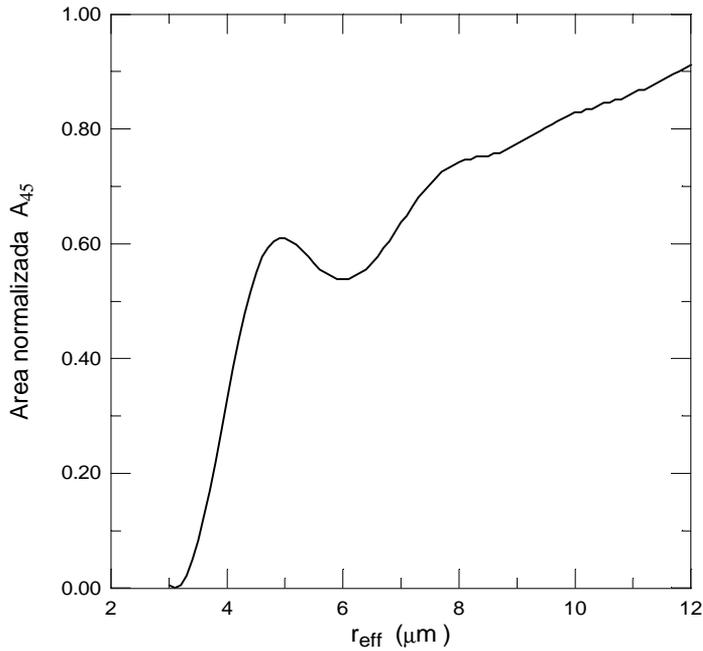


Figura 4.5.- Definición de área normalizada para las curvas teóricas correspondientes a nubes con temperatura 285.0K y radios efectivo 6 y 10 mm.

Haciendo uso de este nuevo parámetro, en la Figura 4.6 se representa el área normalizada para el diagrama  $BTD_{3-4}$ , Figura 4.6.a, y para el diagrama  $BTD_{4-5}$ , Figura 4.6.b, en función del radio, para unos valores determinados de los otros parámetros del modelo. Como se puede apreciar, la función de área normalizada presenta un comportamiento no monótono con el radio, especialmente en el diagrama  $BTD_{3-4}$ . En este caso se puede observar que existen varios radios efectivos que proporcionan la misma curva en el diagrama  $BTD_{3-4}$  para unos valores determinados de temperatura de nube y de píxel despejado. Una consecuencia inmediata que se deriva de la forma de esta función es que el radio efectivo de la gota de nube no puede ser recuperado unívocamente usando sólo los canales propuestos, necesitando información adicional para su extracción. Una conclusión similar pero no tan notoria se obtiene al analizar la Figura 4.6.b, donde se observa que para el rango de radios efectivos entre 4 y 7  $\mu\text{m}$ , la función de área normalizada muestra un comportamiento oscilante.



a)



b)

**Figura 4.6.- Representación del área normalizada frente al radio efectivo en los diagramas  $\text{BTD}_{3-4}$  (A) y  $\text{BTD}_{4-5}$  (B) para una capa nubosa de temperatura 286.0 K.**

Aunque los resultados de las simulaciones muestran que los canales del AVHRR seleccionados son sensibles a cambios en los parámetros característicos de las nubes (radio efectivo de gota, espesor óptico y temperatura), la inversión del modelo no se presenta como una tarea directa puesto que se observa que al incluir la teoría de Mie para el cálculo de los procesos de dispersión que sufre la radiación en la presencia de gotas de agua, existen distintos conjuntos de parámetros que generan las mismas radiancias simuladas en los canales seleccionados. Por otro lado, estas simulaciones ponen de manifiesto que el modelo radiativo propuesto permite explicar teóricamente los valores de temperaturas de brillo proporcionadas por los canales térmicos del sensor AVHRR.

### **4.3 Método contextual propuesto para la inversión del modelo**

Para la extracción de los parámetros característicos de los estratocúmulos marinos a partir de las imágenes nocturnas proporcionadas por

el sensor AVHRR, se ha desarrollado un procedimiento que se ha denominado “*Método de la caja o método contextual*”.

De la imagen nocturna del sensor AVHRR, se selecciona una región en torno al punto o área de interés que contenga píxeles despejados además de zonas cubiertas por nubes densas. A esta región seleccionada se le denomina “*caja*” y se le imponen los requerimientos anteriores con la intención de que estén presentes dentro de la misma, puntos con diversos espesores ópticos. Esto permite superponer sobre ellos las curvas simuladas generadas con el modelo teórico. Así, si dentro de la caja no existieran píxeles despejados, no se podrían determinar las radiancias que llegan a la base de la nube para ninguno de los 3 canales, lo que se ha denotado como radiancias de cielo despejado o  $R_{d,i}$ . Por otra parte, si no existieran nubes ópticamente densas, no se podría estimar la temperatura de la capa nubosa y por último, si no existieran puntos intermedios podrían existir múltiples curvas con distintos radios que se ajustasen a los datos, es decir, que partiesen del mismo punto (píxel despejado) y llegasen al mismo punto (nube densa), con lo cual no se podría estimar el radio efectivo característico de la nube.

Una vez seleccionada la caja apropiada, el siguiente paso es la inversión del modelo radiativo propuesto para la extracción de los parámetros de las nubes. Sin embargo, debido a la complejidad matemática del mismo, esta inversión no puede ser realizada de forma analítica por lo que hay recurrir a otros métodos para este fin. Si se representan los histogramas bidimensionales  $T_3-T_4$  (BTD<sub>3-4</sub>) frente a  $T_4$  y  $T_4-T_5$  (BTD<sub>4-5</sub>) frente a  $T_4$  para todos los píxeles de la caja elegida, se podría decir que la inversión del modelo se reduce a elegir la curva que mejor se ajuste a ambos histogramas. Con este objetivo, se ha definido una función de coste que depende del radio efectivo,  $r_{eff}$ , y de la temperatura de la nube,  $T_c$ , y que tiene en cuenta la suma de las distancias de cada punto de la caja sobre los histogramas anteriormente mencionados, a la curva correspondiente del modelo. Por tanto, el proceso de inversión del modelo se traduce a la búsqueda de la curva para la cual la función de coste sea mínima. Para realizar esta búsqueda, se recurre a métodos numéricos que se describirán sobre casos de estudio.

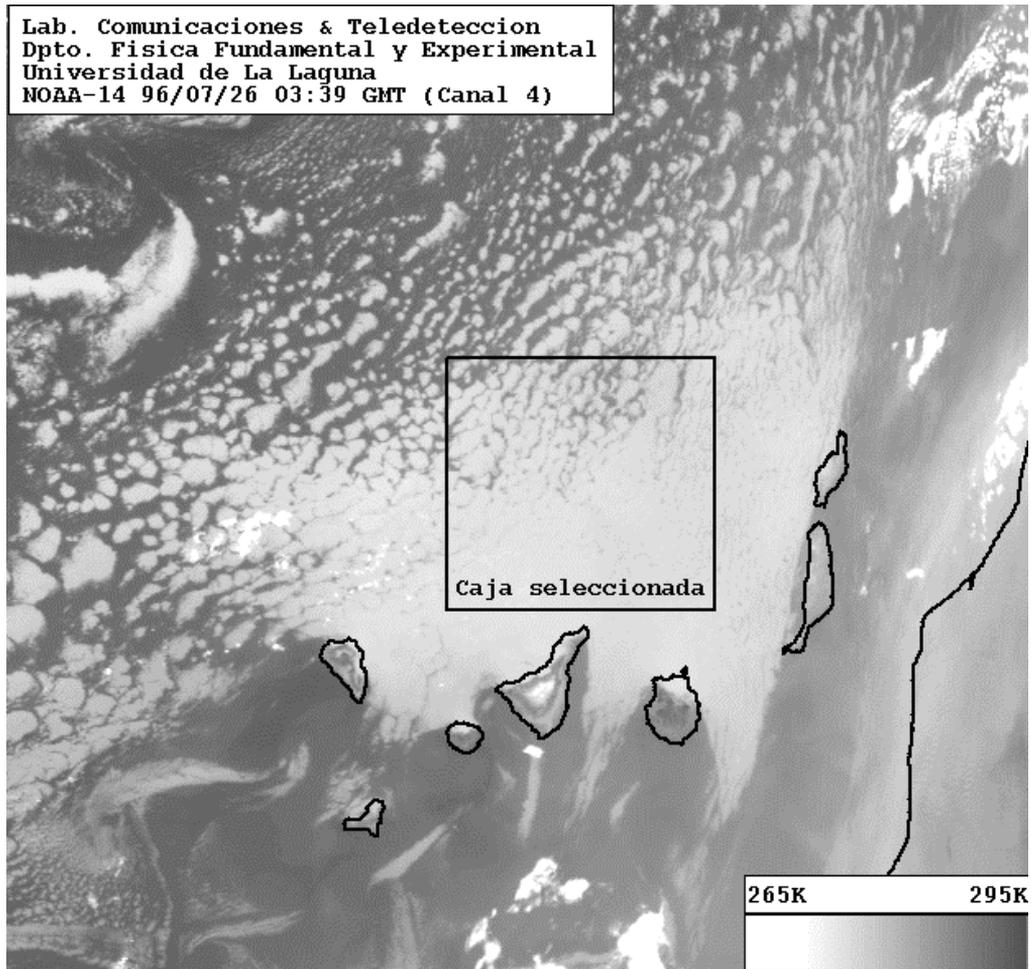
Para explicar el método de extracción propuesto, se presentan dos situaciones seleccionadas del conjunto de días para los cuales se habían realizado medidas de los parámetros característicos de los estratocúmulos marinos en la zona norte de la Isla de Tenerife.

#### **4.3.1 Primer caso de estudio: 26 de Julio de 1996.**

La primera situación a estudiar, que denominaremos caso A, pertenece al día 26 de Julio de 1996 y la imagen correspondiente se presenta en la Figura 4.7. Esta imagen, perteneciente al canal 4 del sensor AVHRR muestra una capa de estratocúmulos de gran extensión horizontal y de aspecto homogéneo situada a baja altura al norte de las Islas Canarias.

Como se comentó en la sección anterior, el método de extracción de parámetros se inicia con la selección de una región o caja en las proximidades de la zona de interés a partir de la inspección visual de la imagen bajo estudio. En este caso, se ha elegido una caja situada cerca de la región de medidas al norte de Tenerife cumpliendo con las especificaciones mencionadas previamente, esto es, con zonas despejadas y zonas con densa cobertura nubosa.

A continuación se elaboran los histogramas  $BTD_{3-4}$  y  $BTD_{4-5}$  frente a  $T_4$  para la caja seleccionada. En las Figuras 4.8 y 4.9 se pueden observar estos histogramas a los cuales se les han superpuesto las mismas curvas generadas con el modelo teórico presentadas en las Figuras 4.2 y 4.3. En estas figuras se puede apreciar que, en general, las curvas simuladas siguen la misma tendencia que los datos de satélite en las distintas bandas espectrales.



**Figura 4.7.-Imagen correspondiente al canal 4 del sensor AVHRR del día 26 de Julio de 1996 donde se destaca la región seleccionada para la extracción de los parámetros.**

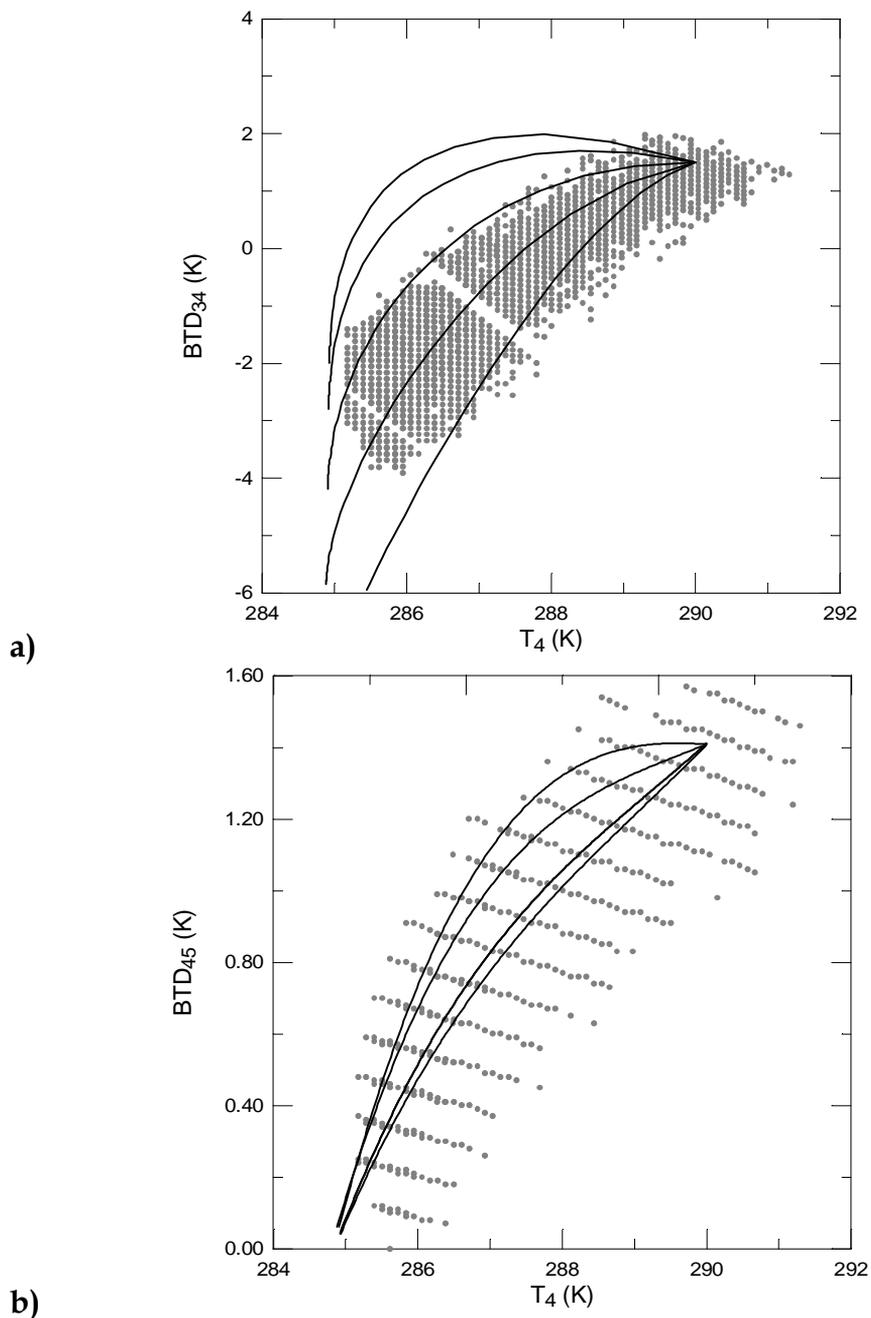
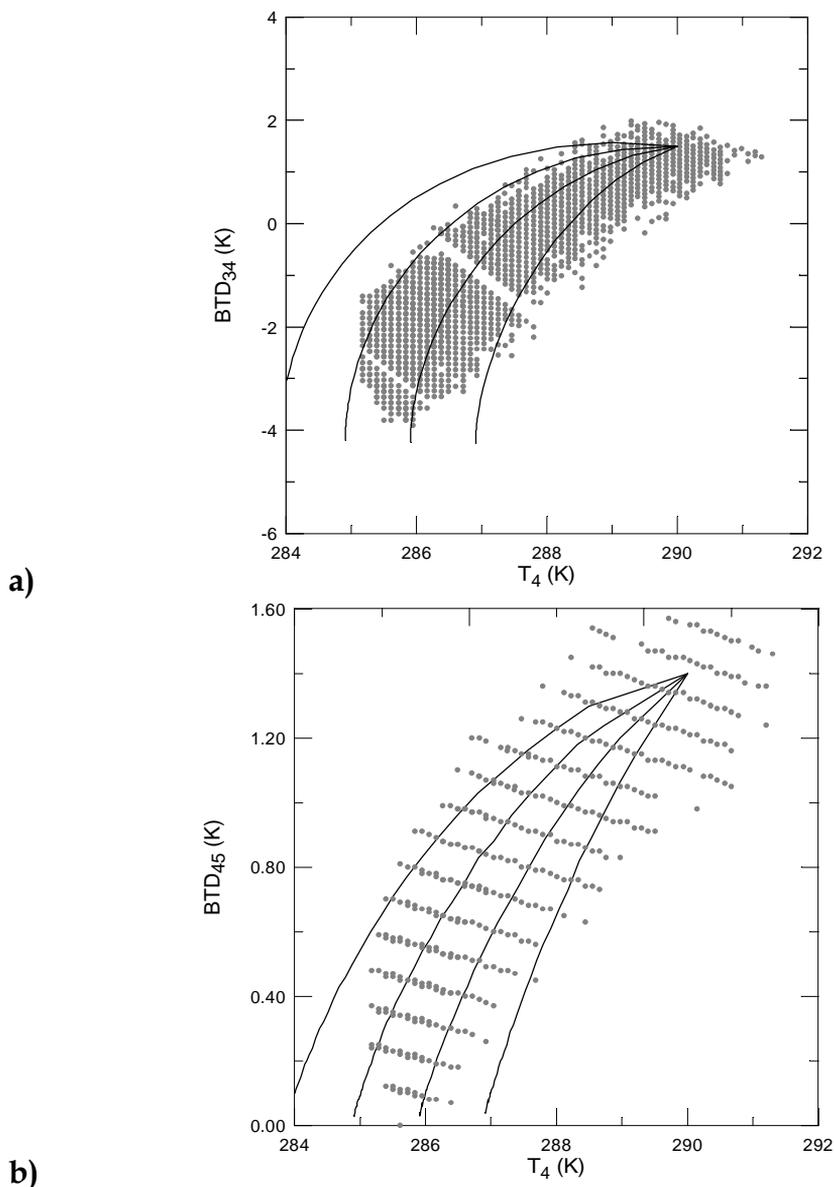


Figura 4.8.-Histogramas  $BTD_{3-4}$  (a) y  $BTD_{4-5}$  (a) con las curvas del modelo para distintos radios.



**Figura 4.9.-Histogramas  $BTD_{3-4}$  y  $BTD_{4-5}$  para el caso A con las curvas del modelo presentadas en la Figura 4.3 superpuestas.**

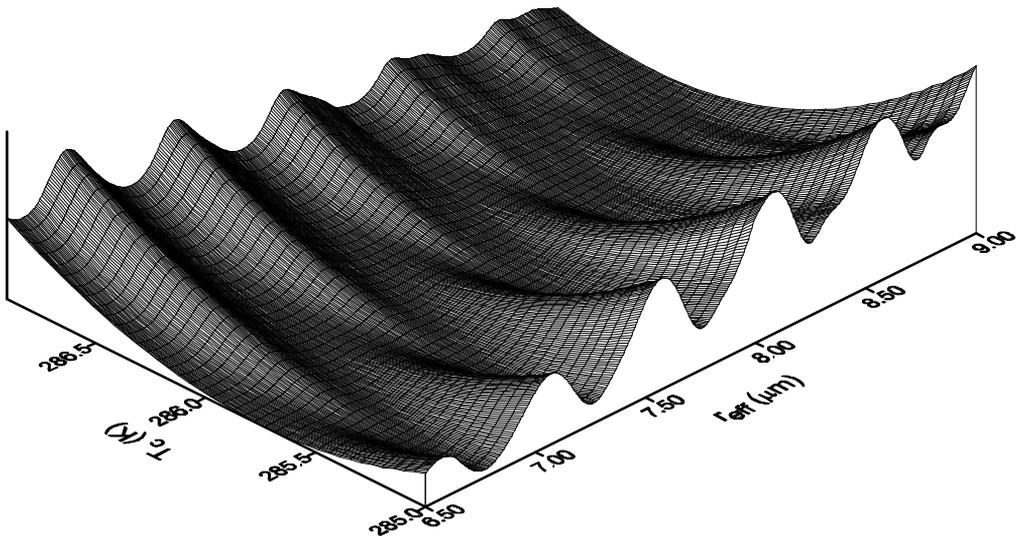
Sin embargo, para elegir la curva que mejor se ajusta en los dos histogramas se debe buscar el conjunto de parámetros que proporcionen el mínimo de la función de coste. Aunque existen múltiples métodos numéricos de búsqueda de mínimos de funciones, es necesario conocer la forma de la función a minimizar para decidir cuál de ellos es el apropiado. Con este

propósito, se han realizado múltiples simulaciones para estudiar el comportamiento de la función de coste para diversas condiciones de temperatura de cielo despejado, radios efectivos y temperaturas de nube. La Figura 4.10 muestra los resultados obtenidos con una de estas simulaciones tanto para el diagrama  $BTD_{3-4}$  como para el diagrama  $BTD_{4-5}$ .

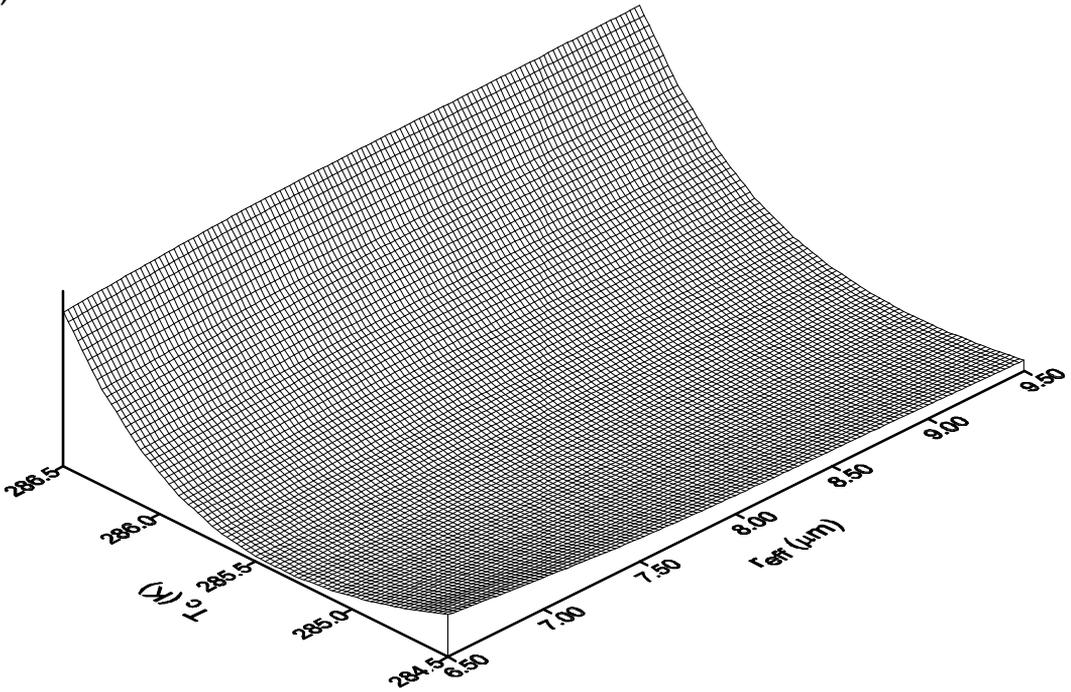
En la Figura 4.10.a se observa el comportamiento de la función de coste en el diagrama  $BTD_{3-4}$  donde destaca la presencia de numerosas colinas y valles. En estas situaciones los métodos tradicionales de búsqueda de mínimos basados en el uso de la pendiente no son apropiados, puesto que la solución que generan depende fuertemente del punto inicial de búsqueda.

En el diagrama  $BTD_{4-5}$  de la Figura 4.10.b, el comportamiento de la función de coste es más suave. En este caso, para cualquier par de valores de prueba inicial ( $r_{\text{eff}}$ ,  $T_c$ ), un método tradicional de búsqueda de mínimos alcanza sin mayores dificultades una convergencia para el valor de  $T_c$ . Sin embargo, aunque la temperatura de la nube es encontrada sin mucha dificultad, presenta el inconveniente que este diagrama no es muy sensible a las variaciones del radio efectivo.

a)



b)



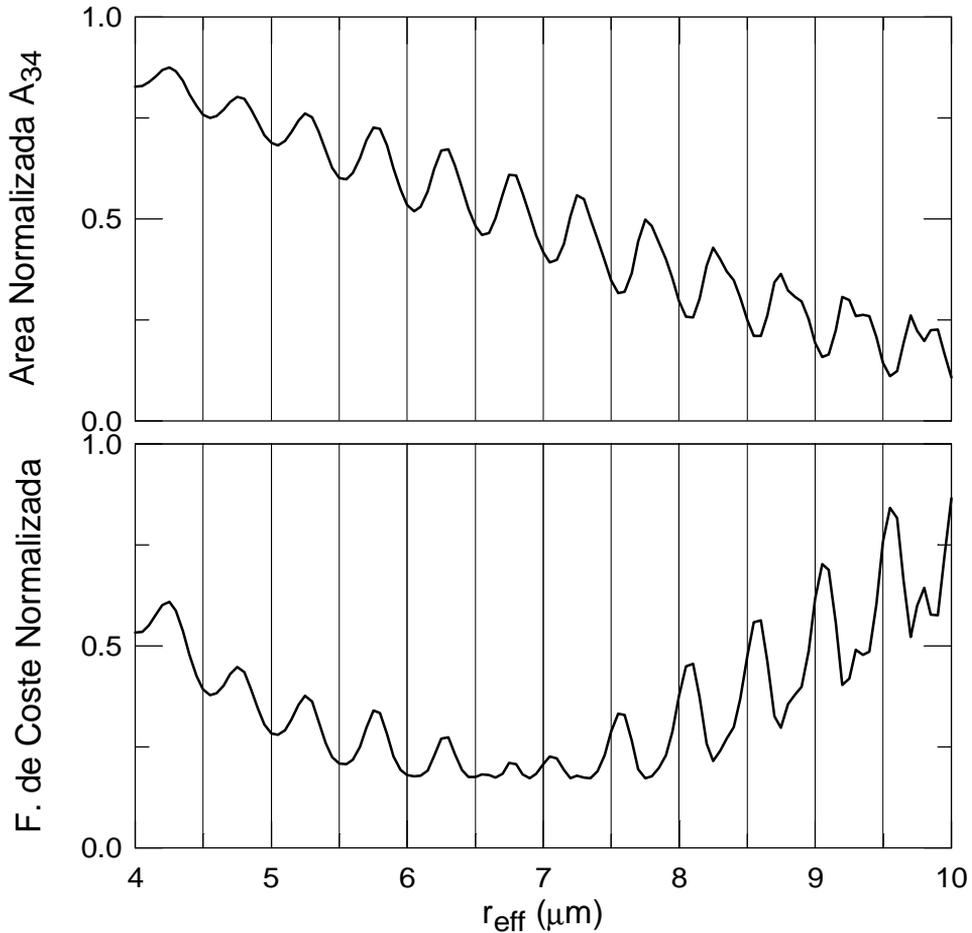
**Figura 4.10.-Función de coste expresada como suma de las distancias de todos los puntos del histograma correspondiente a la región seleccionada del caso de pruebas A, a la curva teórica para un rango de temperaturas de nube y radio efectivo: a) para el diagrama  $BTD_{3-4}$  y b) para el diagrama  $BTD_{4-5}$ .**

Tras analizar el comportamiento de la función de coste en los dos diagramas, el método propuesto para la extracción de los parámetros se divide en dos pasos. Inicialmente, se obtiene la temperatura de la nube minimizando la función de coste en el diagrama  $BTD_{4-5}$  usando para ello el método denominado Downhill Simplex (Press et al., 1992). A partir de aquí, y usando esta temperatura, el problema se reduce a buscar el radio efectivo que minimice la función de coste en el diagrama  $BTD_{3-4}$ . Para ello, se calcula el resultado del modelo teórico en los canales 3 y 4 del AVHRR para un elevado número de posibles radios efectivos. De aquí se extrae el conjunto de valores de  $r_{\text{eff}}$  que minimizan la función de coste, realizando ahora esta búsqueda en una única dimensión.

Sin embargo, como se anticipó en la sección 4.2, existen varios radios efectivos que proporcionan el mismo comportamiento radiativo de la capa nubosa, con lo que la inversión no proporciona un único valor de radio efectivo. La dificultad se plantea en el momento de decidir cuál es este conjunto de radios de entre la multitud de mínimos locales que presenta la función de coste. Para realizar esta elección, en lugar de elegir un valor umbral de la función de coste por debajo del cual se considere que se ha alcanzado una solución al problema, se utiliza la información de cambios de fase que proporciona la función de coste para la obtención de este conjunto de soluciones y que se describe a continuación.

El método propuesto para la obtención de estos mínimos se desprende del análisis de la Figura 4.11, en la cual se presenta en una misma figura la función de área normalizada  $A_{34}$  y la función de coste en el diagrama  $BTD_{3-4}$  para las condiciones de temperatura de nube obtenidas al minimizar la función de coste  $BTD_{4-5}$  correspondiente a la imagen del caso A y que se mostró en la Figura 4.7. Por definición, la función de área normalizada,  $A_{34}(r_{\text{eff}})$ , representa la distancia de la curva de radio  $r_{\text{eff}}$  al eje horizontal que pasa por el píxel despejado, mientras que la función de coste,  $f(r_{\text{eff}})$ , da cuenta de la distancia de la curva de radio  $r_{\text{eff}}$  a la curva que mejor ajuste proporciona. Como consecuencia, cuando la función de coste cruza por la curva que proporciona el mejor ajuste, se produce un cambio de fase respecto a la función  $A_{34}$ .

Así, en la Figura 4.11 se aprecia que para radios efectivos menores a  $6.4\mu\text{m}$  las dos funciones se encuentran en fase, es decir, alcanzan sus máximos y mínimos para los mismos valores de  $r_{\text{eff}}$ . A partir de este punto, se producen diversos cambios de fase y, para valores grandes del radio efectivo, ambas funciones se encuentran en contrafase. Usando esta propiedad y detectando aquellos puntos donde se producen los cambios de fase, se puede obtener el conjunto de valores de radio efectivo que proporcionan el mínimo de la función de coste.



**Figura 4.11.- Detección de cambios de fase para el cálculo de los mínimos de la función de coste. Comprobando los puntos donde se produce el desfase entre las dos funciones, se pueden obtener dichos mínimos.**

Aplicando el método propuesto a la caja seleccionada de la imagen correspondiente al caso A, se obtiene una temperatura para la capa nubosa de 285.2K y los radios efectivos donde se detectan los cambios de fase anteriormente indicados son,  $r_{\text{eff}}=6.45, 6.65, 6.9, 7.2$  y  $7.35\mu\text{m}$ . En la Figura 4.12 se observan las curvas simuladas con estos valores que proporcionan el mejor ajuste superpuestas a los histogramas de los datos tanto en el diagrama  $\text{BTD}_{3-4}$  como en el diagrama  $\text{BTD}_{4-5}$ . Para este día, las medidas tomadas *in-situ* con el espectrómetro FSSP-100 entre las 20:30 y 22:30 GMT proporcionaban un valor promedio del radio efectivo de  $7.7 \mu\text{m}$ , para la capa de estratocúmulos presente.

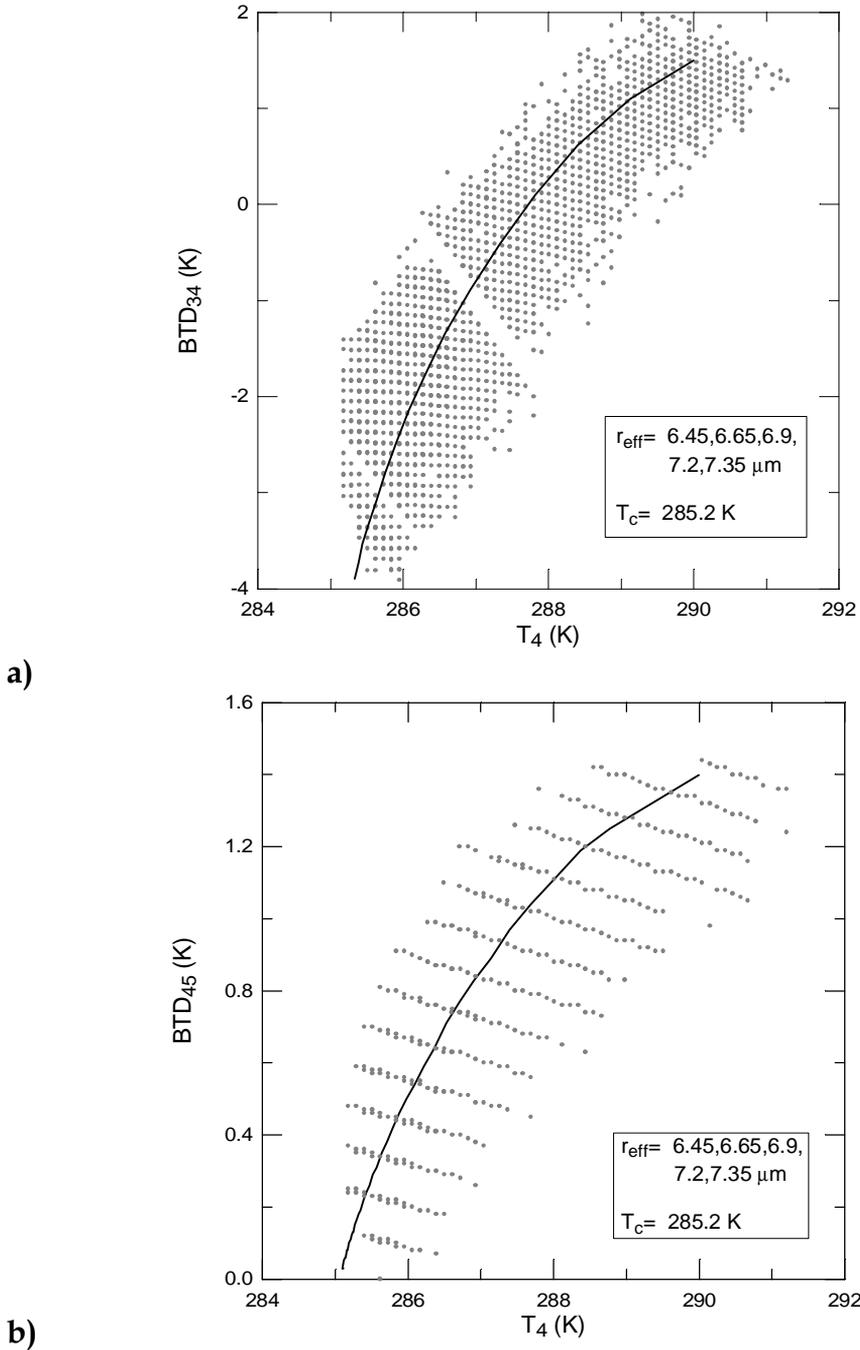
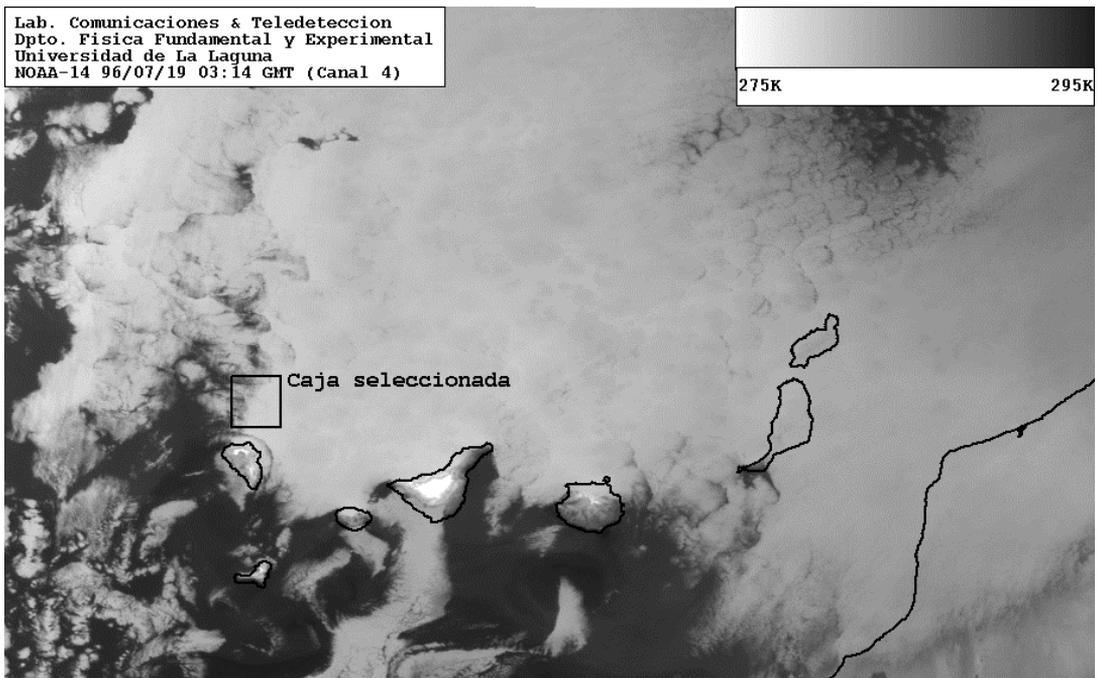


Figura 4.12.-Histogramas correspondientes a la caja seleccionada para el caso A con la curva que proporciona el mejor ajuste a los datos: a) Diagrama  $BTD_{3-4}$ , y b) diagrama  $BTD_{4-5}$ .

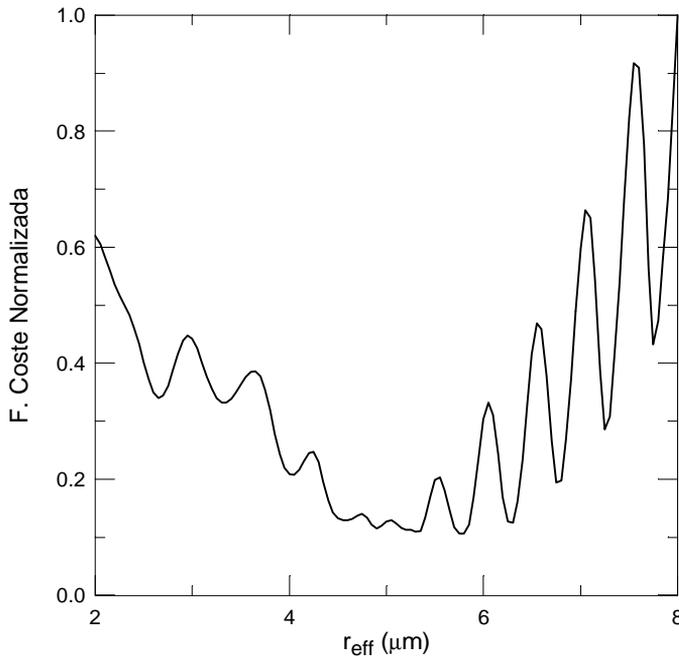
### 4.3.2 Segundo caso de estudio: 19 de Julio de 1996.

Para ilustrar el método de extracción de parámetros propuesto, se presenta otro caso incluido en la campaña de medidas llevadas a cabo en el norte de Tenerife durante los veranos de 1995 y 1996 que denominaremos caso B. En la Figura 4.13 se presenta la imagen correspondiente a un pase nocturno del NOAA-14 del día 19 de Julio de 1996 sobre la región canaria. En esta imagen se puede observar una capa de nubes de gran extensión horizontal y que presenta un aspecto bastante denso y homogéneo. También puede extraerse de dicha imagen que estas nubes se corresponden con el régimen típico en la región canaria durante el verano, es decir, una capa de estratocúmulos marinos procedentes del noreste situados a una altura por debajo de los 1500 metros de altitud, lo que se desprende del hecho observado en la imagen en la cual se observa que dicha formación no es capaz de superar la orografía de las islas occidentales aunque sí supera las islas orientales, Lanzarote y Fuerteventura, de menor relieve.



**Figura 4.13.-Imagen de la región canaria correspondiente al canal 4 del sensor AVHRR del día 19 de Julio de 1996. La caja seleccionada para el estudio se sitúa al norte de la Isla de la Palma.**

La aplicación del método de recuperación de parámetros en situaciones como las que se muestra en esta imagen, presenta dificultades puesto que como se describió en la sección anterior, se necesita seleccionar una caja en las proximidades de la zona de interés que contenga píxeles cubiertos y píxeles despejados. Como se aprecia en la imagen, esta selección es difícil debido al extenso desarrollo horizontal de la nube.



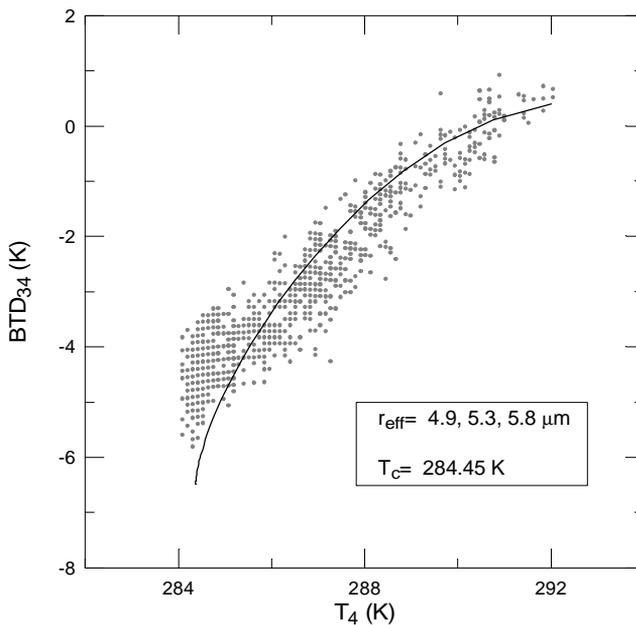
**Figura 4.14.- Función de coste correspondiente al diagrama  $\text{BTD}_{3-4}$  obtenido para la caja seleccionada de la Figura 4.13 y una temperatura de nube  $T_c=284.45$  K.**

Por este motivo, se ha seleccionado para el caso B una región situada al norte de la Isla de La Palma que reúne los requisitos requeridos para la aplicación del método. En un primer momento se podría pensar que existen regiones más próximas a la zona de interés que reúnen las condiciones necesarias como, por ejemplo, la zona situada entre las islas de Tenerife y Gran Canaria. Sin embargo, la elección de estas zonas llevaría a la obtención de resultados totalmente engañosos puesto que la situación atmosférica al norte y al sur de las islas occidentales es completamente distinta. Así, en la vertiente norte de las islas la atmósfera contiene un alto contenido de humedad debido a la presencia de los vientos alisios. No obstante, esta humedad no es

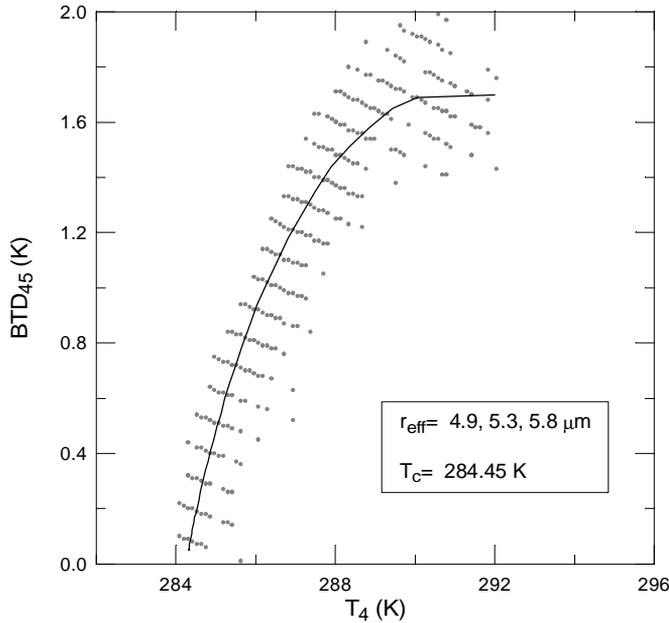
capaz de superar la orografía de las islas lo que implica que en la zona sur de éstas, el ambiente sea seco. Por tanto, si se eligiera una caja que contuviese píxeles despejados en la zona de sotavento, las temperaturas de cielo despejado que nos proporcionan no sólo la temperatura de la superficie sino el contenido de vapor de agua debajo de la nube, no se corresponderían a la situación real de la zona de estudio, situada en la zona de barlovento.

Aplicando el método en dos fases como se explicó en la sección anterior, se obtiene una temperatura de 284.45K para la nube y unos radios efectivos de 4.9, 5.3 y 5.8  $\mu\text{m}$ . En la Figura 4.14 se observa la función de coste en el diagrama  $\text{BTD}_{3-4}$  con una temperatura de nube de 284.45K obtenida aplicando el método de minimización Downhill Simplex en el diagrama  $\text{BTD}_{4-5}$ .

Las curvas teóricas simuladas para estos valores en los que la función de coste es mínima se muestran en el diagrama  $\text{BTD}_{3-4}$  de la Figura 4.15.a y en el diagrama  $\text{BTD}_{4-5}$  de la Figura 4.15.b, en las cuales se aprecia el ajuste con los datos proporcionados por el satélite.



a)



**Figura 4.15.- Histogramas de los datos correspondientes a la caja del caso B con las curvas del modelo que proporcionan el mejor ajuste: a) diagrama  $BTD_{3-4}$  y b) diagrama  $BTD_{4-5}$ .**

Respecto a los resultados experimentales, las medidas realizadas desde tierra para este día fueron efectuadas entre las 19:30 y las 21:15 GMT obteniendo un radio efectivo promedio en este intervalo de  $5.9 \mu\text{m}$ .

#### **4.4 Análisis de sensibilidad del método propuesto.**

En esta sección se realiza un análisis de las incertidumbres del método propuesto para la determinación de los parámetros de las nubes. Estas incertidumbres se pueden clasificar atendiendo a la fuente que las genera. Por una parte, los errores en la extracción de los parámetros pueden ser originados por las hipótesis planteadas en el modelo propuesto y por otra parte, estos errores pueden ser causados por las incertidumbres físicas tales como los efectos atmosféricos o los errores introducidos por la degradación de los instrumentos de medida a bordo del satélite. Aunque es difícil establecer una línea clara de separación entre los efectos de ambas fuentes, a continuación se consideran las incertidumbres más significativas.

#### **4.4.1 Incertidumbres físicas**

Por lo que respecta a las incertidumbres físicas del método, éstas tienen su origen en cambios en las cantidades físicas tales como las variaciones en la calibración del instrumento. Estos cambios modifican el valor físico asociado (radiancia) interpretado por el instrumento.

Para tener en cuenta los errores introducidos por el instrumento, se tiene en cuenta que un cambio en los parámetros de calibración implica el desplazamiento de los datos en su conjunto en los correspondientes histogramas BTD<sub>3-4</sub> y BTD<sub>4-5</sub>. Este desplazamiento obviamente lleva asociado errores en los valores recuperados para los parámetros de las nubes, puesto que es necesario modificar estos parámetros para que se ajusten a los nuevos valores de temperatura de brillo de los datos de satélite. La estimación cualitativa de estos errores puede ser deducida del estudio del comportamiento del modelo ilustrado en las Figuras 4.2 y 4.3.

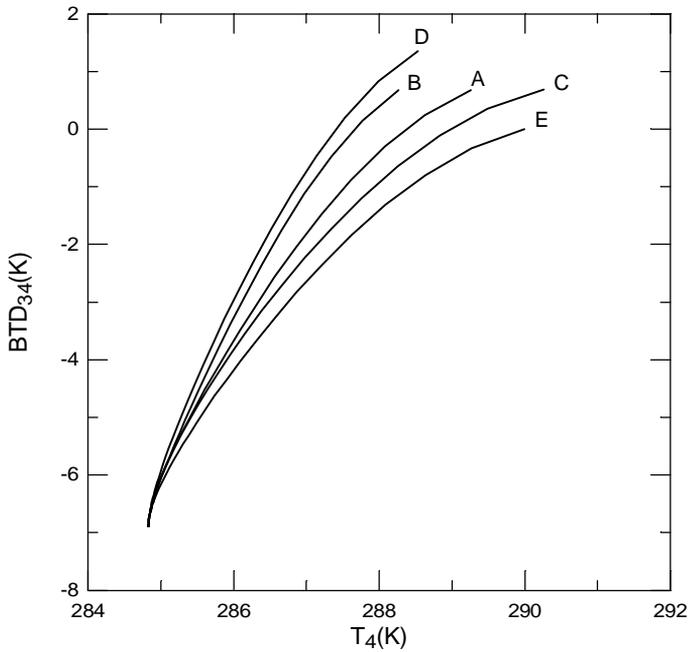
#### **4.4.2 Incertidumbres de las hipótesis del modelo.**

Por otra parte, si se analiza el procedimiento empleado para la obtención del radio efectivo de las partículas de la nube y de la temperatura de la misma, se observa que el modelo directo usado para la simulación de las temperaturas de brillo detectadas por el satélite, ecuación 4.7, es función de las temperaturas de brillo de los píxeles despejados en la región seleccionada para cada uno de los canales, con lo cual incertidumbres en estos valores llevan asociadas errores en la determinación de las temperaturas de brillo teóricas. Además, al secuenciarse el método en dos fases, esto es, primero la extracción de la temperatura de la nube y a continuación la extracción del radio efectivo, un error en los valores obtenidos de la temperatura de nube durante la primera etapa, influye en el valor extraído para el radio efectivo de las gotas. Otra fuente de error en las hipótesis del modelo es la suposición de nube plano-paralela y de píxel totalmente cubierto, que analizamos a continuación.

##### **4.4.2.1 Temperaturas de brillo de cielo despejado**

Atendiendo a la ecuación de transferencia radiativa propuesta, ecuaciones (4.5) y (4.7), la radiación emitida por la superficie bajo la nube,

así como los fenómenos de absorción y dispersión de la capa de vapor de agua situada entre la nube y la propia superficie se estiman a partir de las temperaturas de brillo de aquellos píxeles despejados de nube en las proximidades de la zona de estudio. Por tanto, esta hipótesis juega un papel importante en el método de extracción ya que estas temperaturas que simulan las radiancias que llegan a la base de la nube fijan el origen de las curvas del modelo, tanto en el diagrama  $BTD_{3-4}$  como en el diagrama  $BTD_{4-5}$ .



**Figura 4.16.- Dependencia del modelo con la temperatura de la superficie y las condiciones atmosféricas debajo de la nube.**

Para evaluar el efecto de estas incertidumbres, se han realizado diversas simulaciones. En la Figura 4.16 se muestra cómo se desvían las curvas del modelo cuando se tienen en cuenta estas fuentes de errores. En ella se observan las curvas simuladas para el caso de una nube con  $r_{\text{eff}}=5\mu\text{m}$ ,  $T_c=285\text{ K}$  y distintas condiciones para la temperatura de la superficie y la capa atmosférica debajo de la nube. La curva representada como “A” es la simulada en las condiciones nominales de píxel despejado. A partir de ella se han realizado modificaciones en la temperatura de la superficie supuesta una atmósfera compuesta por una cierta cantidad de vapor de agua “W”. De esta manera se obtienen las curvas “B” y “C” que, como se puede apreciar,

presentan un desplazamiento respecto a la original siendo éste más notorio en el eje correspondiente a  $T_4$ , lo cual indica que las incertidumbres en este parámetro afectan de forma similar a las radiancias simuladas para los canales 3 y 4.

Las curvas “D” y “E” muestran el resultado de la simulación del modelo para una temperatura de superficie dada y distintas cantidades de vapor de agua en la capa atmosférica. En este caso, el desplazamiento que sufren las curvas no se reduce al eje  $T_4$  sino que afecta a los dos canales. Obviamente, este comportamiento obedece al fenómeno de absorción del vapor de agua. Puesto que esta absorción es más importante en las bandas correspondientes al infrarrojo térmico, en ausencia de nubes, un aumento de la cantidad de vapor de agua en la atmósfera significa una disminución en la temperatura de brillo correspondiente al canal 4, así como un incremento en la diferencia  $T_3 - T_4$  (curva D). Por el contrario, una disminución del contenido de vapor de agua implica un incremento en la radiancia correspondiente a la banda espectral de  $10.8 \mu\text{m}$  y una disminución de la diferencia  $T_3 - T_4$  (curva E). También se observa en esta figura cómo el efecto de estos errores va disminuyendo a medida que la nube se hace más densa, ya que en estas situaciones prevalece el proceso de emisión de la nube, siendo menos importantes las condiciones bajo la misma.

Otra consecuencia que se puede extraer de estas simulaciones es que la combinación de ambas fuentes de error puede provocar desplazamientos en las curvas teóricas en cualquier dirección y, por lo tanto, el error que se comete en la extracción del radio efectivo de las gotas puede ser por exceso o por defecto. Como tendencia general, y atendiendo al comportamiento de las curvas con el radio (Figura 4.2) se puede decir que, cuando la curva perturbada se encuentra a la izquierda de la curva nominal, los radios recuperados por el modelo son menores que los reales, mientras que un desplazamiento a la derecha de la curva de referencia implica una sobreestimación del radio.

Resultados similares se obtienen para el diagrama  $\text{BTD}_{4-5}$ , donde en este caso el comportamiento viene fijado por el hecho que la absorción del vapor de agua en el canal 5 es más importante que la correspondiente al canal 4.

#### 4.4.2.2 Píxeles parcialmente cubiertos.

Otra de las hipótesis del modelo que se presenta como una fuente potencial de errores es la consideración de que los píxeles de las imágenes pueden estar despejados o totalmente cubiertos, descartando la posibilidad de píxeles parcialmente cubiertos. Para evaluar las incertidumbres que introduce esta hipótesis, se modifica el modelo para tener en cuenta la situación de píxeles parcialmente cubiertos. Si se denota por  $\alpha$  la fracción de píxel que está cubierta, la ecuación (4.7) puede ser expresada como:

$$R_i = \alpha [z_c(r_{eff}, t)R_{d,i} + e_c(r_{eff}, t)B(T_c)] + (1 - \alpha)R_{d,i} \quad i=3,4,5 \quad (4.8)$$

Esta ecuación nos indica que la radiancia que detecta el sensor en cada píxel para una banda infrarroja durante la noche es la suma de dos términos, la contribución de la fracción de píxel cubierta y la radiancia emitida por el sistema superficie-atmósfera en la fracción de píxel despejada. Utilizando esta ecuación, se realizan simulaciones para analizar el error cometido para nubes de distintas características cuando se varía la cubierta nubosa desde 0 a 1, es decir, desde píxel totalmente despejado a píxel totalmente cubierto.

En la Figura 4.17 se presentan los resultados de una de estas simulaciones sobre el diagrama  $BTD_{3-4}$  en la cual se puede apreciar el comportamiento del modelo con la fracción nubosa para el caso de dos radios efectivos de gotas: a)  $r_{eff}=5\mu\text{m}$  y b)  $r_{eff}=8\mu\text{m}$ . Estas gráficas muestran que el efecto principal de la cobertura nubosa es el ensanchamiento del diagrama. Así, las curvas correspondientes a una cobertura nubosa menor que 1 se encuentran por debajo de la curva que representa el píxel totalmente cubierto pero manteniendo la forma de la misma.

De este comportamiento se podría pensar que ajustando las curvas teóricas al extremo superior del histograma de datos, se estaría ajustando a la situación de píxeles totalmente cubiertos. Sin embargo, el ensanchamiento del histograma no se debe solamente a este efecto, sino que como se ha visto, depende de otros factores tales como la temperatura de los píxeles despejados o la temperatura de nube como se analizará a continuación, por lo que este tipo de ajuste no reduciría los errores en su conjunto.

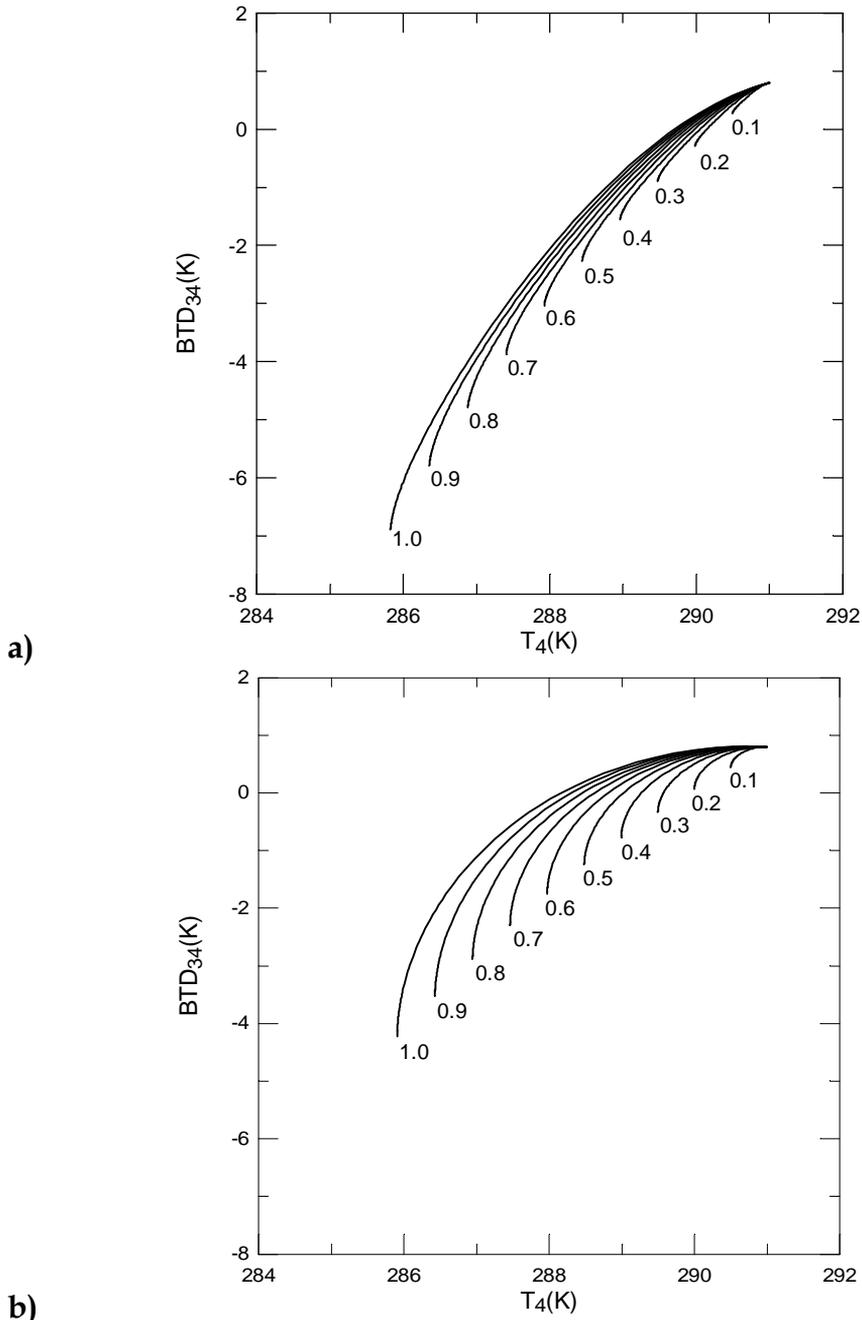


Figura 4.17.- Efecto de la cobertura nubosa en el diagrama  $BTD_{3-4}$  para nubes compuestas de gotas de distinto tamaño: a)  $r_{\text{eff}}=5\text{mm}$ , b)  $r_{\text{eff}}=8\text{mm}$ .

### 4.4.2.3 Determinación de la temperatura de la nube.

Como se ha mencionado en la descripción del método de extracción, la temperatura de la nube se recupera a partir del diagrama  $BTD_{4-5}$  y esta temperatura se usa posteriormente en el proceso de extracción del radio efectivo de las gotas. Por tanto, un error en la determinación de dicha temperatura implica un desplazamiento en las curvas teóricas en el diagrama  $BTD_{3-4}$  tal y como se mostró en la Figura 4.3. En general, como se puede deducir del comportamiento del modelo ilustrado en las Figuras 4.2.a y 4.3.a, si se subestima la temperatura de la nube, el radio efectivo que se obtiene también será inferior al correcto y viceversa. Sin embargo, estas desviaciones son sólo una tendencia general debido al comportamiento oscilante que presenta el modelo que ya se ha analizado en secciones anteriores.

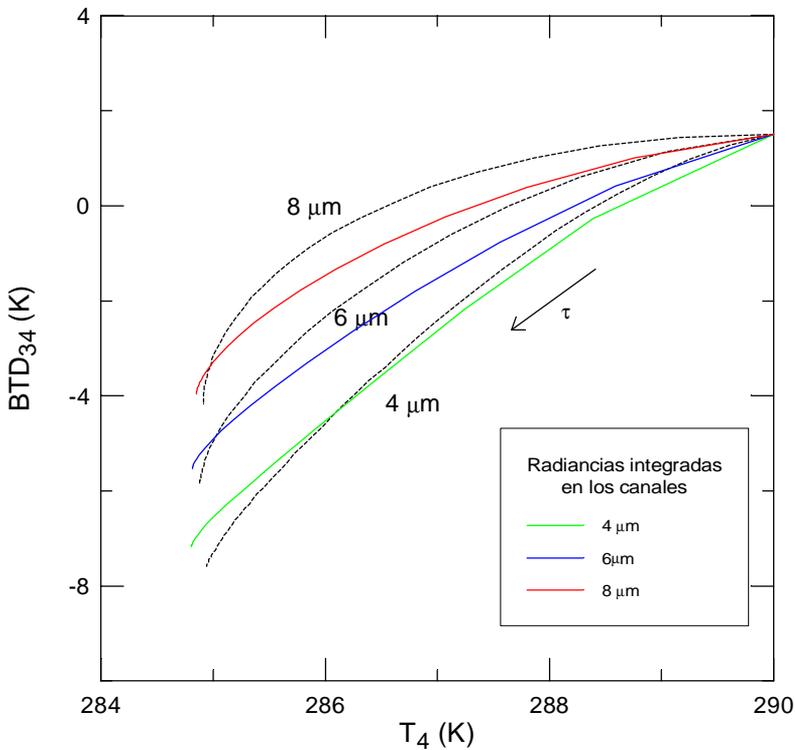
### 4.4.2.4 Utilización de la longitud de onda efectiva de los canales.

Otra de las fuentes de error asociadas al método propuesto es la utilización para el cálculo de las radiancias que llegan a lo alto de la atmósfera, de la longitud de onda efectiva de cada uno de los canales infrarrojos del AVHRR en lugar de utilizar la integración sobre las longitudes de onda correspondientes a los filtros de los canales. Para evaluar el impacto de esta hipótesis en la extracción de los parámetros, se realizaron simulaciones con el fin de comparar las curvas del modelo generadas usando una única longitud de onda y aquellas generadas cuando se usa la integración a lo largo del filtro correspondiente.

Para realizar estas simulaciones, se divide cada uno de los canales en 15 longitudes de onda igualmente espaciadas. Para cada una de estas longitudes de onda se simula la radiancia siguiendo la ecuación (4.7) usando para ello, el índice de refracción complejo para el agua a la longitud de onda correspondiente. Finalmente, se calcula la radiancia equivalente integrando las calculadas para cada longitud de onda y pesándolas por la respuesta espectral del filtro del canal,

$$R_{canal} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} R(\lambda)F(\lambda)d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} F(\lambda)d\lambda} \tag{4.9}$$

donde  $F(\lambda)$  representa la respuesta espectral del canal y  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  son los límites del mismo. En la Figura 4.18 se muestran las curvas en el diagrama  $BTD_{3-4}$  calculadas usando la longitud de onda efectiva de los canales y esas mismas curvas calculadas usando la radiancia integrada.



**Figura 4.18.-** Curvas del modelo en el diagrama  $BTD_{3-4}$  para nubes compuestas por gotas de distintos radios efectivos, generadas con la longitud de onda efectiva del canal (líneas discontinuas) y las generadas integrando a todo el canal (líneas continuas).

Como se ilustra en la Figura 4.18, la utilización de la longitud de onda efectiva del canal provoca que las curvas del modelo en el diagrama  $BTD_{3-4}$  posean mayor curvatura que aquellas calculadas usando el filtro del canal. Por tanto, para aquellos píxeles correspondientes a nubes no muy densas con

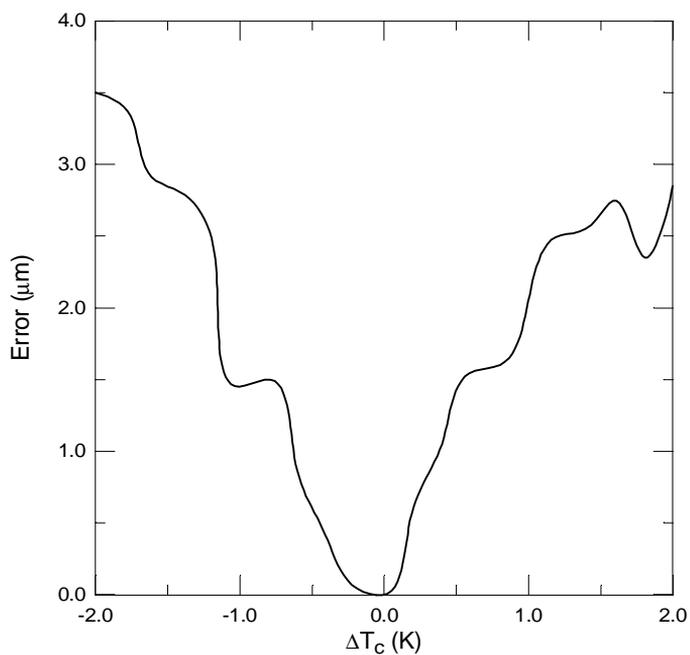
radios efectivos grandes, este efecto puede causar diferencias de hasta 1K en las diferencias de temperaturas simuladas con los dos métodos. Como tendencia general, se puede observar que esta hipótesis subestima el radio efectivo recuperado para las gotas de agua de las nubes.

#### **4.4.3 Estimación de los errores sobre los casos de estudio.**

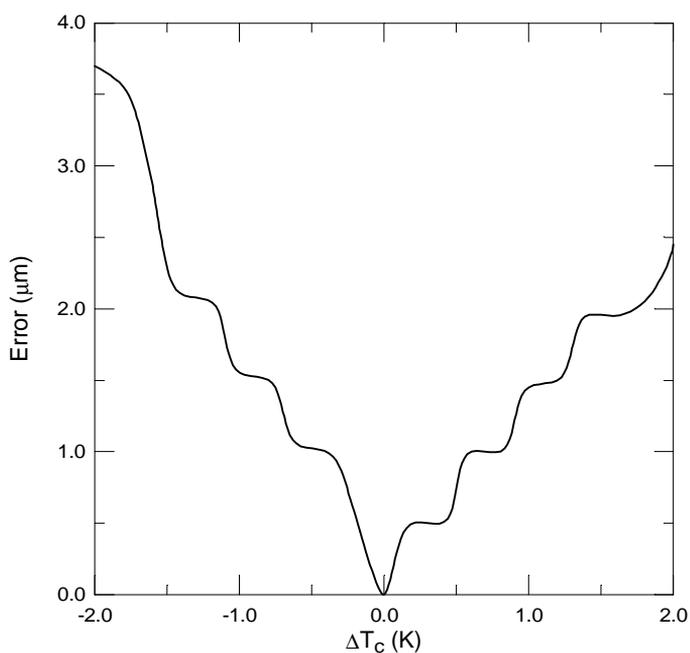
Una vez analizados los efectos de las distintas fuentes de error en las curvas del modelo, con el objeto de finalizar el análisis de sensibilidad del método se evalúa, de forma numérica, el impacto de estas incertidumbres en los valores de temperatura de nube y en el radio efectivo de las partículas extraídos usando el método propuesto. Para ello, se utilizan los dos casos de estudio analizados en el presente capítulo.

Inicialmente se evalúa cómo la incertidumbre en la determinación de la temperatura de la nube afecta a los valores recuperados para el radio efectivo. Suponiendo que la temperatura de nube obtenida es  $T_{c,eff}$ , y el radio efectivo central, tomado del conjunto de radios efectivos extraídos usando esta temperatura, es  $r_{eff}$ , se introducen variaciones en  $T_c$  de hasta  $\pm 2K$  y se representa el radio central del nuevo conjunto de radios efectivos proporcionado por el método.

La Figura 4.19.a corresponde a los datos del caso A y la Figura 4.19.b al caso B. Como se puede apreciar, se producen errores superiores a  $3\mu m$  cuando se tienen incertidumbres en la temperatura de la nube de 2K. Sin embargo, errores de esta magnitud en la temperatura de la nube son poco probables debido a la sensibilidad que a este parámetro presenta el método de extracción usando el diagrama  $BTD_{4-5}$ .



a)

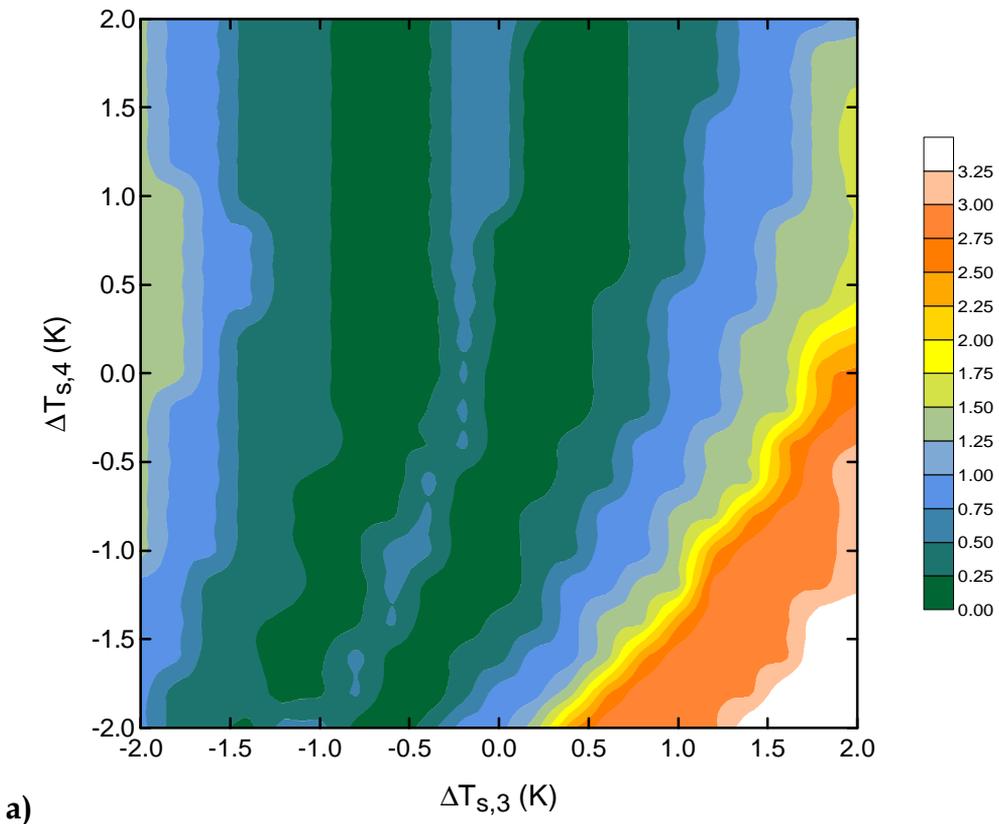


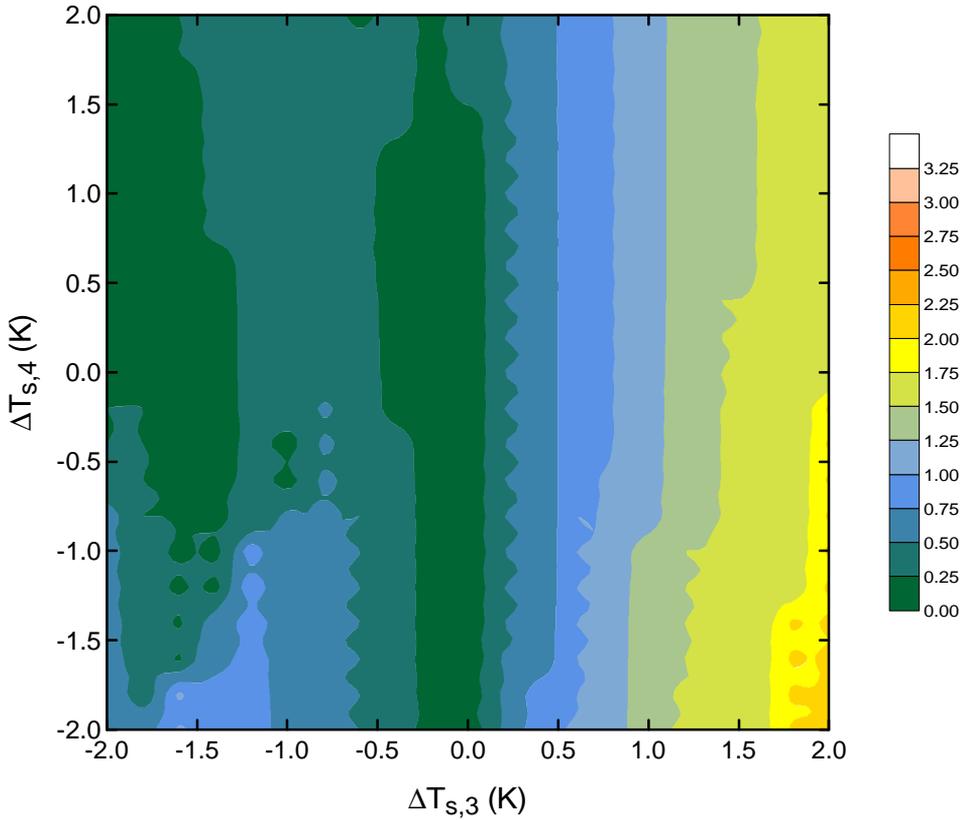
b)

**Figura 4.19.- Sensibilidad del método de extracción del radio efectivo a las incertidumbres en la extracción de la temperatura de la nube aplicada a los casos de estudio: a) día 26 de Julio de 1996 y b) día 19 de Julio de 1996.**

De forma análoga, se analiza el efecto sobre la obtención del radio efectivo, de la precisión en la determinación de las temperaturas de cielo despejado. La Figura 4.20 muestra los errores cometidos en la extracción del radio efectivo cuando se producen errores, en la determinación de la temperatura de la superficie o en la determinación del contenido de vapor de agua bajo la nube (temperaturas de píxel despejado) tanto en el canal 3 como en el canal 4.

Como se aprecia en la figura, existe una mayor dependencia de los errores con la incertidumbre en las temperaturas en el canal 3 de píxel despejado, debido a que estas variaciones producen un desplazamiento vertical en el punto de inicio (espesor óptico 0) de las curvas en el diagrama  $BTD_{3,4}$ , lo que hace más difícil encontrar el conjunto de radios que proporcione buenos ajustes a los datos obtenidos por el satélite.





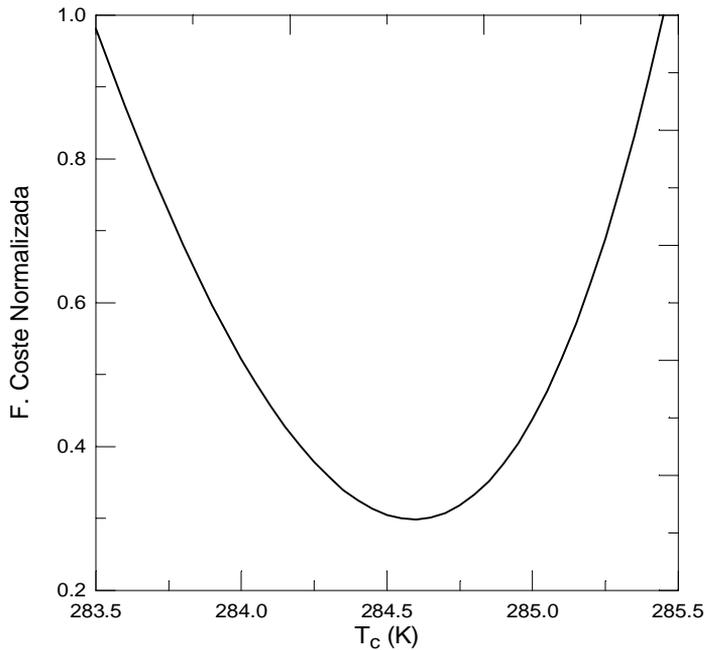
b)

**Figura 4.20.-Sensibilidad del método de extracción de radio a incertidumbres en la temperatura de píxel despejado para los casos de estudio: a) día 26 de Julio y b) día 19 de Julio.**

Sin embargo, desviaciones de esta magnitud en las temperaturas de cielo despejado se pueden detectar con facilidad superponiendo las curvas del modelo a los datos del satélite. Errores de menor magnitud (por debajo de  $0.5\mu\text{m}$ ) se obtienen para incertidumbres más probables en  $T_s$  de hasta 0.5K que son las que se esperan encontrar.

Para finalizar, se presenta de forma cuantitativa la sensibilidad del método de extracción a la utilización de la longitud de onda efectiva del canal para la realización de los cálculos de transferencia radiativa. En el diagrama  $\text{BTD}_{4-5}$  de la Figura 4.21 se muestra la función de coste en función de la temperatura de la nube correspondiente a los datos de la caja del caso B. Usando el método “Downhill-Simplex” de búsqueda de mínimos, se obtiene como solución para la temperatura de la nube, 284.6K, frente a los 284.45K

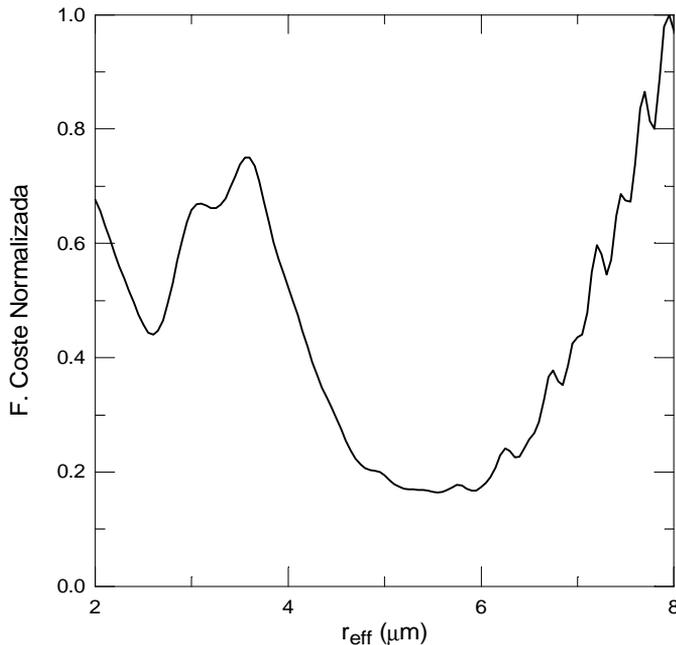
obtenidos usando la longitud de onda efectiva. Este valor de temperatura de nube se introduce en el modelo radiativo correspondiente al diagrama  $BTD_{3-4}$  y se calcula el conjunto de valores de radios efectivos que minimizan la función de coste en dicho diagrama.



**Figura 4.21.- Función de coste normalizada para la caja seleccionada del día 19 de Julio, calculada a partir de las radiancias integradas en los canales 4 y 5. El mínimo de la función se obtiene para una temperatura de nube de 285.05K.**

La Figura 4.22 muestra la función de coste calculada haciendo uso de la radiancia integrada en los canales 3 y 4 y de la temperatura de nube obtenida a partir de la Figura 4.21. Si se compara esta figura con la correspondiente calculada usando la longitud de onda efectiva del canal que se muestra en la Figura 4.14, se observa que esta última presenta un comportamiento más oscilante con el radio que la obtenida usando la radiancia integrada a lo largo del filtro. Sin embargo, aunque en un primer momento podría parecer que este comportamiento más suave permitiría extraer un único radio efectivo, un análisis más detallado de la región donde se encuentran los mínimos muestra que el comportamiento también es oscilante y que existen varios radios que proporcionan el mismo valor para la función de coste. Estos

valores, para la caja del caso B son 5.4, 5.55 y 5.9  $\mu\text{m}$  que como se deduce de la inspección visual de las gráficas son un poco mayores que los obtenidos usando la longitud de onda efectiva.



**Figura 4.22.- Función de coste generada usando el modelo de radiancia integrada en las bandas 3 y 4 correspondiente a la caja del día 19 de Julio.**

El principal inconveniente que plantea la utilización de este modelo de radiancia integrada en el método de extracción, es su alto coste computacional pues para cada conjunto de parámetros (radio efectivo, temperatura de nube y espesor óptico) es necesario calcular un número importante de veces la ecuación de transferencia radiativa para generar las temperaturas de brillo simulada en cada banda ( $T_3$ ,  $T_4$  y  $T_5$ ). Una solución alternativa podría ser la integración espectral sobre el canal de las propiedades ópticas de la gota de agua, esto es, eficiencia de extinción, eficiencia de dispersión, albedo de dispersión simple y función de fase y usar estas propiedades ópticas integradas para el cálculo de la ecuación de transferencia radiativa usando la longitud de onda efectiva del canal correspondiente. Sin embargo, aunque el coste computacional no es tan elevado como el correspondiente al modelo de radiancia integrada, los resultados obtenidos no presentan grandes diferencias

respecto a los obtenidos usando exclusivamente la longitud de onda efectiva de cada canal.

Del análisis de sensibilidad del método propuesto se deduce que existen diversas fuentes de error que provocan desplazamientos en las curvas del modelo. Estos desplazamientos no siguen ninguna tendencia general por lo que se ha optado por realizar el ajuste a los datos en términos de mínimos cuadrados con el fin de reducir en conjunto los errores asociados al método.



## **CAPÍTULO 5**

---

# **MÉTODO DE PÍXELES INDEPENDIENTES PARA LA EXTRACCIÓN DE CARACTERÍSTICAS DE ESTRATOCÚMULOS.**

En este capítulo se propone otro método para la obtención de los parámetros característicos de las nubes a partir de las imágenes nocturnas suministradas por el sensor AVHRR. Este método, a diferencia del presentado en el Capítulo 4 permite la determinación, para cada píxel de la imagen, de los parámetros que caracterizan la cubierta nubosa, esto es, la temperatura de la nube, el espesor óptico y el radio efectivo de las gotas que la componen. Inicialmente se introducirá el modelo radiativo utilizado y se planteará la necesidad de discretizar los parámetros microfísicos para la resolución inversa del modelo. Posteriormente se analizará el procedimiento utilizado para efectuar esta discretización y se presentará el algoritmo propuesto para la obtención de los parámetros de la nube, incluyendo la técnica basada en algoritmos genéticos para la resolución del problema de minimización de la función de coste. A continuación se presentará el análisis de sensibilidad del método y, finalmente se mostrarán los resultados obtenidos al aplicar este procedimiento a algunas imágenes de prueba.

## 5.1 Motivación.

El método de extracción propuesto en el Capítulo 4 permite obtener los parámetros característicos de una capa nubosa a partir de imágenes infrarrojas de satélite. Sin embargo, y a pesar de la homogeneidad espacial que presentan los estratocúmulos marinos, hay situaciones en las que se precisa conocer las características espaciales de dicha capa nubosa. En estos casos, el método de la caja no es apropiado puesto que en él se extraen las características “promedio” de la capa nubosa seleccionada. Así, este método asume que la temperatura de la nube es homogénea en toda la capa y el espesor óptico que va a determinar en última instancia el espesor físico de la nube y el contenido total de agua (*liquid water content*), es una entrada más en el método, pues se necesita seleccionar una caja que posea píxeles con distintas situaciones de espesor óptico (sección 4.3).

Con estos antecedentes, el objetivo del método presentado en este capítulo es la extracción para cada píxel de la imagen de los parámetros temperatura de nube, radio efectivo de las gotas y espesor óptico, usando para ello los datos disponibles en las imágenes nocturnas suministradas por el sensor AVHRR y un modelo de transferencia radiativa que permita cuantificar la aportación de cada componente en el sistema superficie-nube-atmósfera.

## 5.2 Modelo de transferencia radiativa.

El modelo teórico empleado en este caso para caracterizar la transferencia de radiación es muy similar al utilizado en el Capítulo 4 y cuyo esquema se mostró en la Figura 4.1. Una vez más, al estar considerando una capa de estratocúmulos marinos y como consecuencia del fenómeno de subsidencia típico de la región canaria, se sigue asumiendo que la mayor concentración de vapor de agua se encuentra concentrado por debajo de la capa de inversión.

Además, para simular las radiancias detectadas por el satélite se vuelve a considerar que la nube está compuesta por una distribución de gotas de agua esféricas caracterizadas por un radio efectivo  $r_{\text{eff}}$ . A partir de este radio y siguiendo la teoría de dispersión de Mie, se calculan el albedo de dispersión

simple y la distribución angular de la energía dispersada para un evento de dispersión. A continuación, se hace uso del método de ordenadas discretas para el cálculo de las propiedades radiativas de la capa nubosa, las cuales son a su vez introducidas en la ecuación de transferencia radiativa para obtener las radiancias simuladas en lo alto de la atmósfera. Esta ecuación de transferencia radiativa se expresa ahora como:

$$R_i = z_c(r_{eff}, \mathbf{t})R_{b,i} + e_c(r_{eff}, \mathbf{t})B(T_c) \quad i=3,4,5 \quad (5.1)$$

que difiere de la ecuación (4.7) utilizada en el modelo del Capítulo 4, en el término  $R_{b,i}$  que da cuenta de la radiancia que llega a la nube procedente de la superficie terrestre y de la capa atmosférica bajo la nube en el píxel analizado. En el caso de la ecuación (4.7), este término se denotó como  $R_{d,i}$  y se calculó usando la radiancia detectada por el satélite en el píxel despejado más próximo al píxel bajo estudio.

Este modelo radiativo propuesto permite simular, tras aplicar la inversa de la ecuación de Planck a la ecuación (5.1), las temperaturas de brillo recibidas por el sensor AVHRR a partir de una serie de parámetros como son la radiancia que llega a la base de la nube en cada banda, el radio efectivo de las gotas, el espesor óptico y la temperatura de la nube. Estas temperaturas de brillo calculadas teóricamente pueden ser comparadas con las obtenidas por el sensor para determinar el conjunto de parámetros que explican de forma teórica los datos obtenidos en los tres canales. Este proceso de búsqueda de los parámetros constituye el “*problema inverso*” que, como se analizó en el Capítulo 4, debe ser abordado con cuidado debido al comportamiento no monótono del modelo teórico.

En la Figura 5.1 se muestran las temperaturas de brillo simuladas para los canales 3 y 4 ( $T_3$  y  $T_4$ ) en función del radio efectivo para nubes de distinto espesor óptico. Como se desprende de esta figura, cuando la radiación solar no está presente, la radiancia que llega a lo alto de la atmósfera en estas bandas espectrales depende tanto del radio efectivo como del espesor óptico, para unos valores determinados de temperatura de la superficie y de la nube.

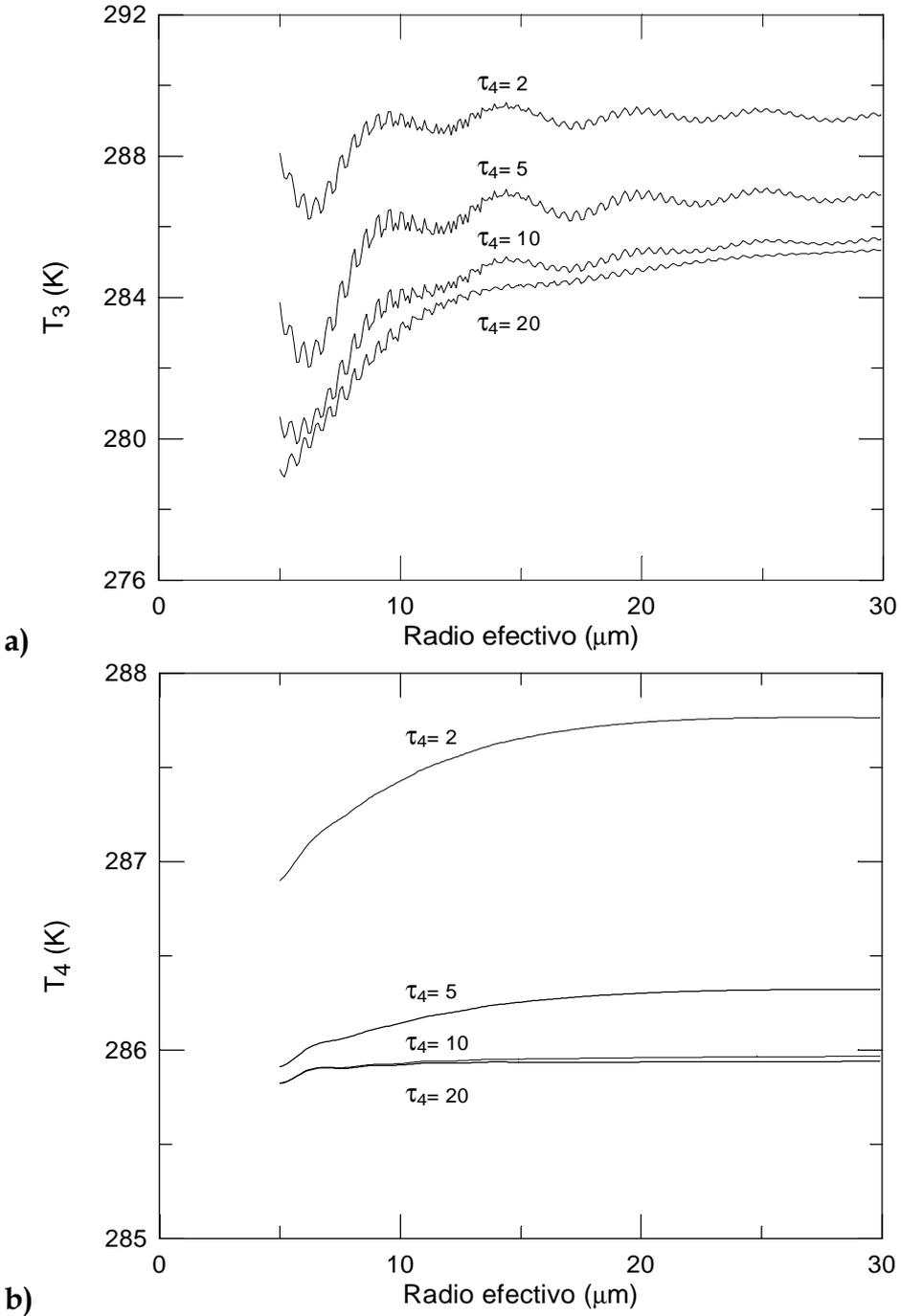
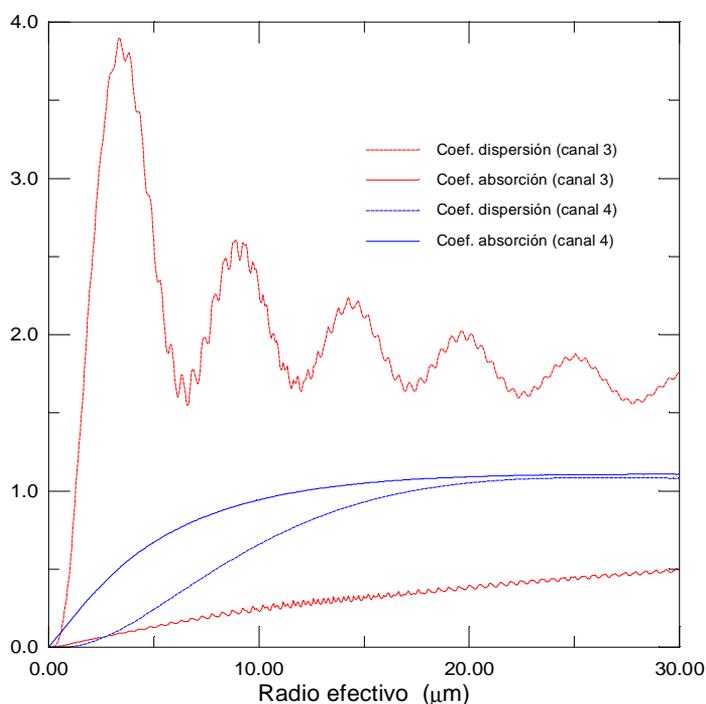


Figura 5.1.-Temperaturas de brillo simuladas para dos canales AVHRR en función del radio efectivo para distintas condiciones de espesor óptico: a) Canal 3, b) Canal 4.

De la figura anterior, también se deduce que el comportamiento del modelo en la banda correspondiente a  $3.7\mu\text{m}$  (canal 3) es más complejo que el presentado en los canales térmicos por encima de  $10\mu\text{m}$  (canales 4 y 5) mostrando las curvas correspondientes un aspecto muy oscilante al variar el radio. Como consecuencia de estas oscilaciones, incluso para el mismo valor de espesor óptico, valores diferentes de radio efectivo proporcionan la misma  $T_3$  complicándose el mecanismo de inversión del modelo. Los resultados obtenidos en las simulaciones para la banda de  $12\mu\text{m}$  (canal 5) son muy similares a los presentados en la Figura 5.1.b para  $T_4$ .

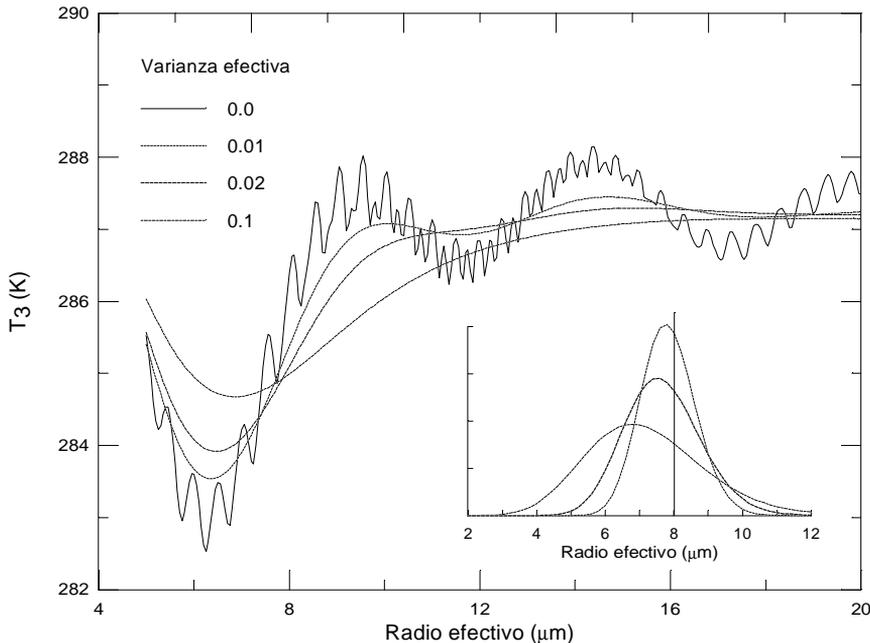


**Figura 5.2.- Dependencia de los coeficientes de dispersión y de absorción con el radio a las longitudes de onda efectiva de los canales 3 y 4.**

Esta diferencia de comportamiento en los distintos canales viene marcada por los fenómenos de interacción de la radiación incidente con las gotas de agua. En la Figura 5.2 se muestran las curvas correspondientes a los coeficientes de dispersión y de absorción obtenidos siguiendo la teoría de Mie para el infrarrojo medio ( $3.7\mu\text{m}$ ) e infrarrojo térmico ( $10.7\mu\text{m}$ ). Como se desprende de esta figura, el fenómeno predominante en la región del canal 3 es la dispersión mientras que en el infrarrojo térmico, el término dominante

corresponde a la absorción. Además, la figura pone de manifiesto el comportamiento oscilante presente ya en los coeficientes de dispersión y absorción con el radio para  $3.7 \mu\text{m}$ .

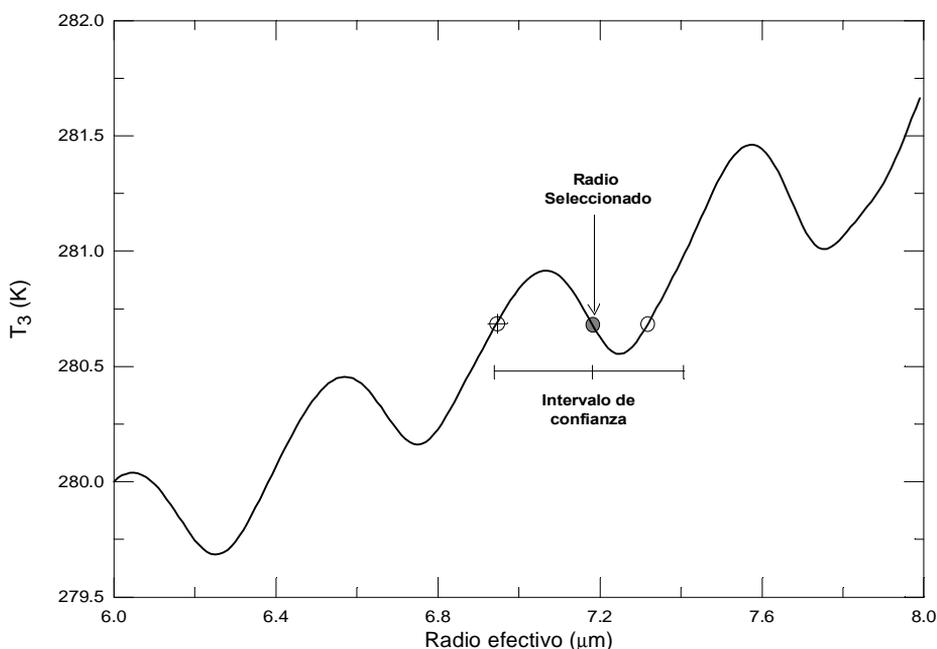
Otro aspecto a tener en cuenta es la suposición realizada para la distribución de las gotas de agua. Las simulaciones anteriores han sido realizadas suponiendo una distribución de partículas infinitamente estrecha. La Figura 5.3 ilustra el efecto sobre  $T_3$  cuando se consideran diversos anchos de esta distribución para un espesor óptico de 4. Como se puede observar, la amplitud de las oscilaciones va disminuyendo a medida que la varianza efectiva de la distribución  $\sigma_{\text{eff}}$  aumenta y las oscilaciones de alta frecuencia también se extinguen al aumentar el ancho de la distribución. Puesto que en el caso general esta distribución de tamaños es desconocida, en el presente trabajo se ha asumido la situación más desfavorable, es decir, la distribución con  $\sigma_{\text{eff}}=0$  que es la que proporciona las mayores oscilaciones en el modelo.



**Figura 5.3.- Efecto en las temperaturas de brillo simuladas para el canal 3 del ancho efectivo de una distribución de gotas con  $r_{\text{eff}}=8\text{mm}$ .**

Por tanto, para poder invertir el modelo radiativo propuesto, es necesario resolver el problema de función multivaluada que presenta el

mismo. Para ello, se propone un método de discretización del radio efectivo (González et al., 2000). De esta manera, para el conjunto de valores discretos propuestos se consigue obtener un comportamiento monótono de los parámetros radiativos con el radio efectivo en la banda correspondiente a  $3.7\mu\text{m}$ . Como parece evidente de la Figura 5.1.a, es necesario generar un conjunto discreto de estos radios para cada valor de espesor óptico. Como consecuencia, el espesor óptico también se ha discretizado generando de esta manera, una tabla de búsqueda de radios discretos para valores de  $\tau$  entre 0 y 30 con una resolución de 0.25.

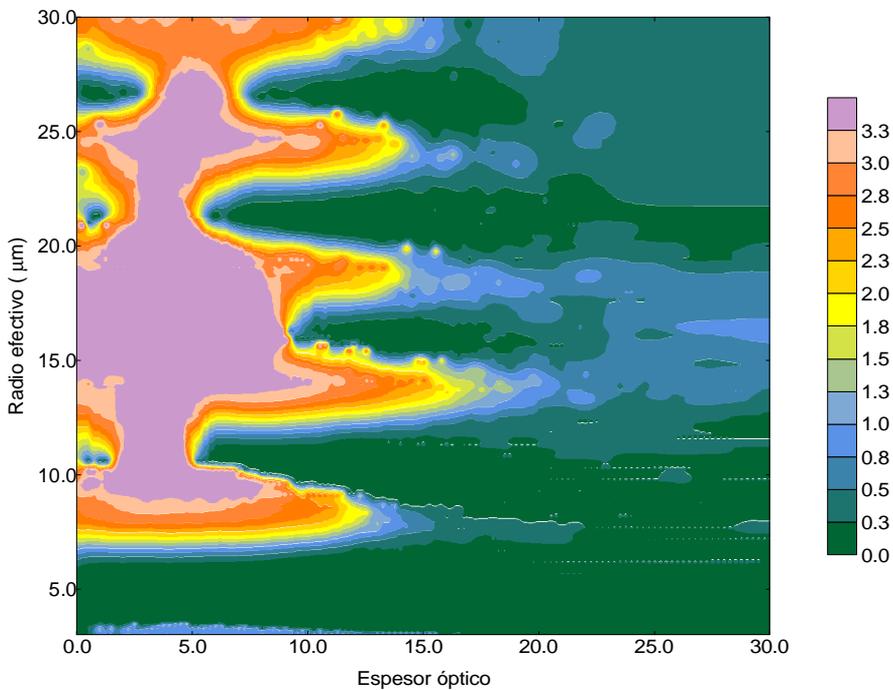


**Figura 5.4.- Proceso de selección del radio discreto y del intervalo de confianza.**

La elección del conjunto discreto de radios efectivos se ha realizado de la siguiente manera (González et al., 1998). Inicialmente, se le asignan unos valores tanto a la temperatura de la nube como a la radiancia que llega a la base de la misma. A continuación, se fija el valor del espesor óptico y para estos valores, se recorren las posibles temperaturas de brillo del canal 3 con una resolución de 0.1 K y, para cada temperatura se comprueban todos los valores de  $r_{\text{eff}}$  que proporcionan esta  $T_3$ . De este conjunto de radios efectivos se selecciona el radio central y se define el “*intervalo de confianza*” como la

mayor de las distancias en  $r_{\text{eff}}$  entre el valor central y cualquiera de los radios del conjunto.

En la Figura 5.4, se presenta ampliada una región de una de las curvas mostradas en la Figura 5.1.a donde se observa el proceso de selección del radio central y el intervalo de confianza para un valor específico de  $T_3$ . También queda patente en esta figura, que sólo algunos de los radios incluidos en el intervalo de confianza proporcionan ese valor de temperatura, representando este intervalo por tanto, un conjunto discreto de valores de radios efectivos.



**Figura 5.5.- Valor del intervalo de confianza en función del radio efectivo y del espesor óptico.**

Lógicamente, como se observa en la Figura 5.5, el intervalo de confianza que se genera con este método de discretización, depende tanto del espesor óptico como del radio. En esta figura se observa que los errores mayores (intervalo de confianza mayores) se producen para valores bajos de espesor óptico y para gotas de tamaño medio – alto (por encima de 10  $\mu\text{m}$ ).

Estos resultados también se pueden deducir directamente de la inspección visual de las oscilaciones del modelo mostradas en la Figura 5.1.a.

Aunque en el proceso descrito para la creación de la tabla se han supuesto unos valores específicos para la temperatura de la superficie y para la de la nube, múltiples simulaciones han demostrado que los resultados obtenidos no dependen de estas temperaturas. Estas simulaciones muestran que los máximos y mínimos de las oscilaciones presentes en la Figura 5.1.a coinciden en los mismos valores de radio efectivo independientemente de los valores de temperatura elegidos.

Una vez creada la tabla de radios efectivos y espesores ópticos discretos, se genera otra tabla con las propiedades radiativas de las nubes para estos valores discretos, con el fin de reducir el coste computacional del cálculo de la transferencia radiativa en el interior de la capa nubosa. Así, para cada par de valores discretos ( $r_{\text{eff}}$ ,  $\tau$ ) se generan seis entradas en la tabla correspondientes a los valores de transmisividad y emisividad en cada canal  $\zeta_3$ ,  $\epsilon_3$ ,  $\zeta_4$ ,  $\epsilon_4$ ,  $\zeta_5$ ,  $\epsilon_5$ , además del valor calculado para el intervalo de confianza para esa entrada, que también se devuelve como salida al modelo. Evidentemente, esta tabla se calcula sólo una vez, con lo cual el proceso de resolución de la ecuación (5.1) se acelera considerablemente.

En síntesis, la resolución del modelo radiativo directo se realiza de la siguiente forma: dados unos valores de temperatura de superficie, temperatura de nube, espesor óptico y radio efectivo, se accede inicialmente a la LUT para obtener, para cada canal, la transmisividad y emisividad. Estos valores de  $\zeta_i$  y  $\epsilon_i$ , junto con las radiancias calculadas a partir de las temperaturas de suelo y nube,  $R_b$  y  $B(T_c)$  son introducidos en la ecuación (5.1) obteniéndose de esta manera, las radiancias simuladas en lo alto de la atmósfera.

### **5.3 Extracción de los parámetros de la nube. Inversión del modelo.**

De lo expuesto en las secciones anteriores se deduce que para obtener el radio efectivo de las gotas de agua, el espesor óptico y la temperatura de la nube a partir de las radiancias recibidas por el sensor, es necesario la inversión

del modelo propuesto en la ecuación (5.1). Sin embargo, si atendemos a la expresión matemática del mismo, se observa que se trata de un conjunto de tres ecuaciones, una por canal, con seis incógnitas ( $r_{\text{eff}}$ ,  $\tau$ ,  $T_c$ ,  $T_{s,i}$ ) que no tiene solución a menos que se introduzca información adicional al mismo. Por tanto, si el interés se centra en la determinación de los parámetros nubosos, la inversión del modelo implica la introducción en el mismo de las radiancias que, procedentes de la superficie y de la capa atmosférica bajo la nube, llegan a la base de la misma en cada banda espectral. Estas radiancias, que están afectadas de distinta manera debido al proceso de absorción del vapor de agua, se calculan a partir de los píxeles despejados. Al contrario de lo que se realiza en el método expuesto en el Capítulo 4 en el que se selecciona un píxel despejado en la proximidad del píxel bajo estudio, en este método propuesto se usa la estructura espacial local de la banda de  $10.8 \mu\text{m}$  del sensor AVHRR para identificar aquellas regiones que contienen píxeles despejados espacialmente uniforme siguiendo el método propuesto por Coakley y Bretherton, (1982). Una vez seleccionadas aquellas zonas despejadas, la radiancia que llega a la base de la nube en aquellos píxeles cubiertos se calcula a partir de las radiancias detectadas en los píxeles despejados usando para ello un método de interpolación basado en la inversa de la distancia al cuadrado. Aplicando estas técnicas se generan tres imágenes, una por cada canal infrarrojo que contienen para cada píxel, la radiancia estimada que llega a la basa de la nube.

Estas imágenes de  $R_{b,i}$  son usadas posteriormente como entradas al modelo expresado según la ecuación (5.1). En la Figura 5.6.a se observa una imagen correspondiente a las temperaturas de brillo del canal 4 y en la Figura 5.6.b se muestra la correspondiente imagen de temperaturas equivalentes en la base de la nube calculadas siguiendo el procedimiento descrito. En esta imagen se puede apreciar el efecto de aplicar el método de interpolación a partir de los píxeles detectados como despejados. Este efecto se aprecia de forma notoria en aquellas imágenes en las que el número de píxeles completamente despejados es escaso como es el caso representado en la Figura 5.6.a.

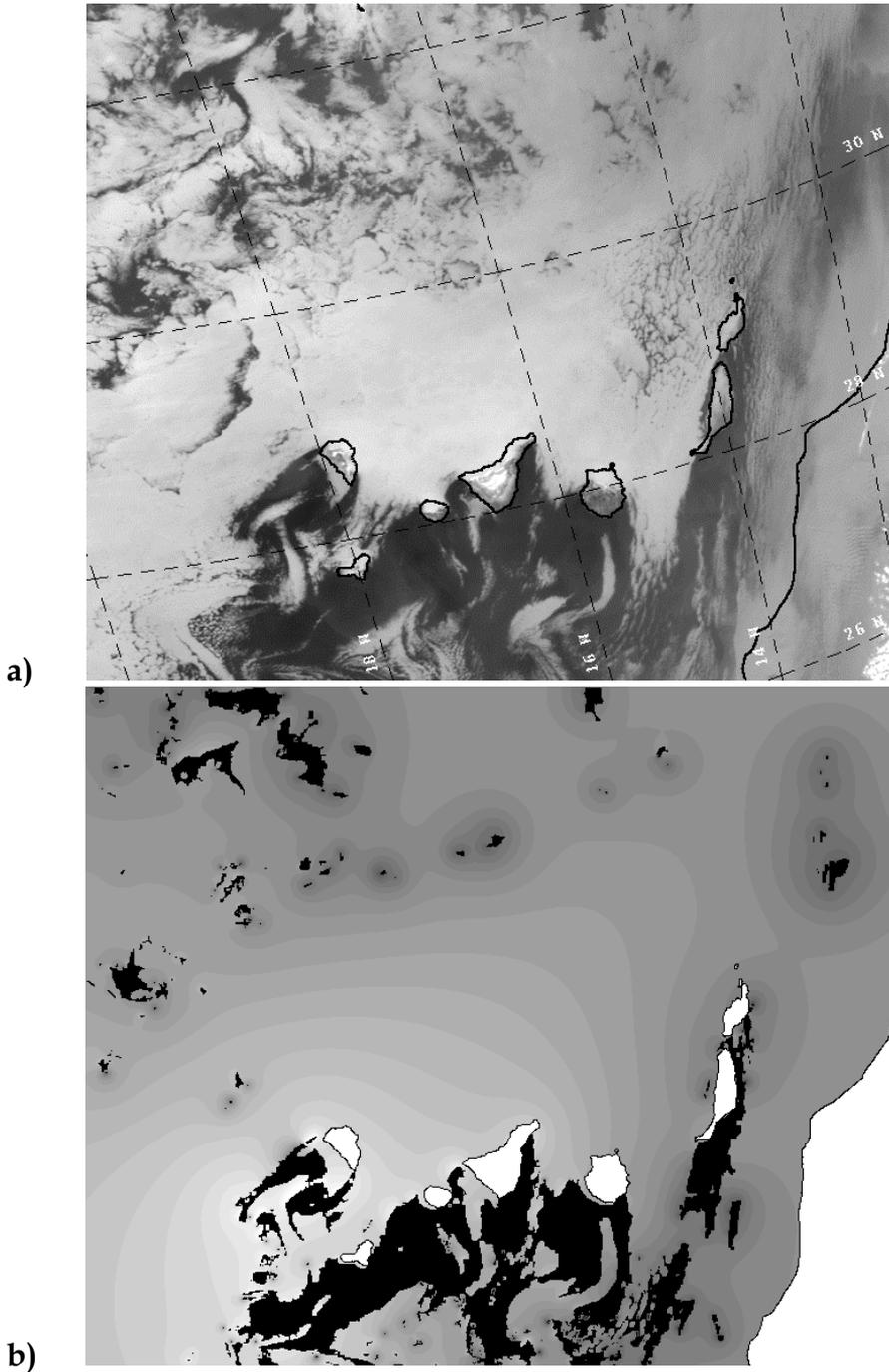


Figura 5.6.- Imagen correspondiente al canal 4 generada usando el método de interpolación de las temperaturas de brillo de los píxeles despejados. a) Imagen original del canal 4. b) Imagen de  $T_{s,4}$  interpoladas.

De esta manera, el problema se reduce a la obtención de los tres parámetros característicos de las nubes a partir de las tres radiancias recibidas por el satélite usando la ecuación de transferencia radiativa propuesta en la ecuación (5.1). Sin embargo, la inversión de esta ecuación no se puede realizar de forma analítica debido a la compleja relación existente entre las propiedades radiativas de la nube (emisividad y transmisividad) y los parámetros de la misma (radio efectivo y espesor óptico). Por esta razón, es necesario recurrir a métodos numéricos para realizar esta inversión. Con este fin, inicialmente se define una función de coste que registre la distancia entre las temperaturas de brillo obtenidas por el satélite y las calculadas teóricamente:

$$Coste = \sum_{i=3}^5 \left[ T_{\text{modelo},i}(r_{\text{eff}}, \tau, T_c) - T_{\text{satelite},i} \right]^2 \quad (5.2)$$

donde  $T_{\text{modelo},i}$  representa la temperatura de brillo obtenida a partir del modelo para unos valores determinados de  $r_{\text{eff}}, \tau$  y  $T_c$  y  $T_{\text{satelite},i}$  es la temperatura de brillo obtenida por el sensor en la misma banda espectral. Al igual que se realizó en el método descrito en el Capítulo 4, se ha elegido la función de coste en términos de temperatura de brillo en lugar de radiancias para pesar por igual las diferencias en cada uno de los canales.

En estas condiciones, la inversión del modelo se reduce a buscar el conjunto de parámetros que minimicen la función de coste, lo que es equivalente a realizar un ajuste por mínimos cuadrados a los datos (Bevington y Robinson, 1992).

Aunque existen numerosos métodos numéricos de minimización de funciones, la aplicabilidad de cada uno de ellos depende de la forma de la función a minimizar. Por tanto, antes de elegir uno de estos métodos, es necesario realizar un análisis tanto del comportamiento de la función de coste como de los métodos numéricos disponibles. Con este objetivo se utilizaron imágenes de prueba simuladas, a partir de distintas situaciones de los parámetros de las nubes y de los píxeles despejados, así como pequeños fragmentos de imágenes reales. Para cada píxel de estas imágenes se realizó un análisis del comportamiento de la función de coste con los distintos

parámetros del modelo encontrando que, aunque existe un mínimo absoluto como consecuencia de la discretización del radio efectivo y el espesor óptico, existen distintas combinaciones de los parámetros de entrada que generan resultados similares a la solución correcta, presentando la función de coste, por tanto, multitud de mínimos locales. En estas condiciones, la elección de un algoritmo clásico de minimización basado en el gradiente no proporciona buenos resultados ya que éstos no son capaces de “salir” de los mínimos locales, siendo el resultado obtenido altamente dependiente del punto de partida elegido para realizar la búsqueda.

### **5.3.1 Métodos de búsqueda de extremos. Algoritmos genéticos.**

Se pueden usar diversos métodos numéricos para realizar la búsqueda de extremos cuando la función de coste presenta multitud de mínimos locales. Algunos de los más empleados se analizan a continuación:

- Búsqueda aleatoria “*Random Search*”: Es un método de “*fuerza bruta*” que busca de forma completamente aleatoria en todo el espacio de posibles soluciones. Es útil para funciones extremadamente complicadas pero no gestiona información de su forma.
- Método de caída por la colina iterado “*Iterated downhill*”: Es una combinación del método anterior de búsqueda aleatoria con el método del gradiente tradicional. Partiendo de este último, cuando se alcanza un extremo, se vuelve a ejecutar este algoritmo partiendo de otro punto generado aleatoriamente en todo el espacio de soluciones. El principal inconveniente que presenta es que cada intento se realiza de forma aislada con lo cual no se obtiene idea de la forma de la función de coste, realizando intentos tanto en regiones con poca probabilidad de presencia del extremo como en aquéllas de alta probabilidad.
- Recocido simulado “*Simulated Annealing*”: Este método es una aproximación Monte Carlo para minimización de funciones (Rutenbar, 1989). El nombre deriva de la analogía del método al proceso físico de calentamiento y enfriado lento de una sustancia para

obtener una estructura cristalina fuerte. Su principio de funcionamiento se basa en una modificación del “*downhill*”. A partir de un punto aleatorio en el espacio de soluciones, se realiza un movimiento aleatorio. Si este punto recién generado es mejor que el anterior, se acepta. En caso contrario, el nuevo punto se acepta con una probabilidad  $p(t)$  donde  $t$  es el tiempo. Así,  $p(t)$  vale aproximadamente 1 inicialmente pero tiende a 0 con el tiempo. De esta forma, inicialmente todo movimiento es aceptado, pero a medida que la “temperatura” baja, la probabilidad de aceptar un movimiento con aumento de la función de coste también se reduce. Estos movimientos negativos al inicio de la búsqueda son esenciales para poder escapar de los extremos locales, pero demasiados movimientos negativos nos llevaría a una solución muy lejana del extremo global. El principal inconveniente que presenta este método es que sólo trabaja con un candidato en todo momento y que no usa la información de los movimientos previos para guiar la selección de los nuevos movimientos.

- Los inconvenientes que presentan estos algoritmos tradicionales se solucionan en parte por un método relativamente reciente basado en “*algoritmos genéticos*” (Holland, 1975) el cual ha sido utilizado en el método presentado en este Capítulo para la inversión del modelo propuesto. Este algoritmo por su adecuación al tipo de problema planteado, se describe más en profundidad a continuación.

### 5.3.1.1 Algoritmos genéticos.

Los algoritmos genéticos son métodos adaptativos que se usan para resolver problemas de búsqueda y de optimización. Estos métodos, incluidos en el grupo de técnicas conocidas como “evolutivas”, están basados en los procesos genéticos que ocurren en los organismos biológicos. Así, como enunció Charles Darwin en la obra “*El Origen de las Especies*”, las poblaciones evolucionan de acuerdo a la selección natural y a la supervivencia de los “mejores”. Simulando este proceso, los algoritmos genéticos son capaces de hacer “*evolucionar*” las soluciones de un determinado problema.

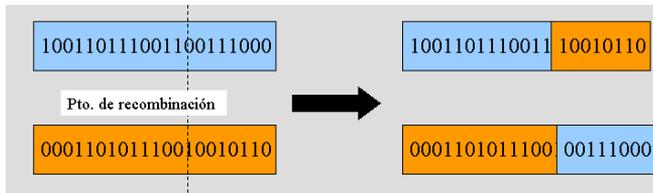
Estos algoritmos han sido empleados frecuentemente para realizar la búsqueda de extremos de funciones arbitrarias (Bandyopadhyay et al., 1995, Parker, 1997), especialmente en aquellas situaciones donde los métodos tradicionales encuentran más problemas (funciones discontinuas, multidimensionales o multimodales).

Un algoritmo genético es un procedimiento estocástico iterativo que consiste en una población de individuos de tamaño constante. Cada uno de estos individuos se representa por un conjunto de símbolos conocido como “*cromosoma*”, el cual codifica una posible solución en el espacio de soluciones del problema planteado. Cada *cromosoma* se representa habitualmente por una cadena binaria de longitud  $L$  y está constituida por un vector de parámetros conocidos como “*genes*”.

El algoritmo opera inicialmente, generando de forma aleatoria una población de estos individuos. A partir de aquí, en cada paso evolutivo conocido como “*generación*”, los individuos pertenecientes a la generación actual son decodificados y evaluados de acuerdo a algún criterio de calidad normalmente asociado al mejor ajuste a la solución deseada, mínimo de la función de coste en el caso planteado. Una vez evaluados todos los miembros de la población, se crea la nueva generación a partir de una selección realizada en función de la evaluación anterior. Existen múltiples criterios para realizar esta selección, siendo el más común el “*roulette wheel*” (Baker, 1987) en el cual los individuos son seleccionados con una probabilidad que es proporcional a su “*bondad*”. Este procedimiento asegura que el número de veces que un individuo es seleccionado es proporcional a su relativa adecuación al problema y, por tanto, los “buenos” cromosomas van a tener más oportunidad de reproducirse que aquellos menos adaptados que tienen mayor probabilidad de desaparecer.

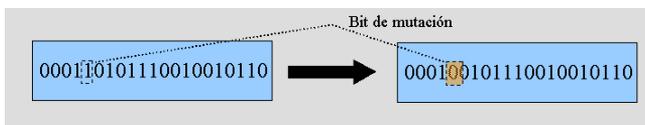
Sin embargo, este proceso de selección por sí sólo no permite la introducción de nuevos individuos a las poblaciones, es decir, nuevos puntos en el espacio de búsqueda. Estos nuevos miembros son generados usando operadores inspirados en la genética, de los cuales los más comunes son la “*recombinación*” y la “*mutación*”.

- Recombinación (“*crossover*”): Es un mecanismo que produce nuevos individuos combinando la información contenida en los padres. Así, los dos cromosomas originales entran en “contacto físico” y se reconectan entre sí. El resultado es que parte del primer cromosoma se une a parte del segundo, produciendo los cromosomas “hijos”. En la situación más sencilla, esta recombinación se realiza a partir de un sólo punto en los cromosomas originales elegido de forma aleatoria, conocido como punto de recombinación, y se intercambian los segmentos a la derecha de este punto, como se muestra en la Figura 5.7. Este mecanismo permite al proceso evolutivo moverse hacia regiones previsiblemente “mejores” en el espacio de soluciones.



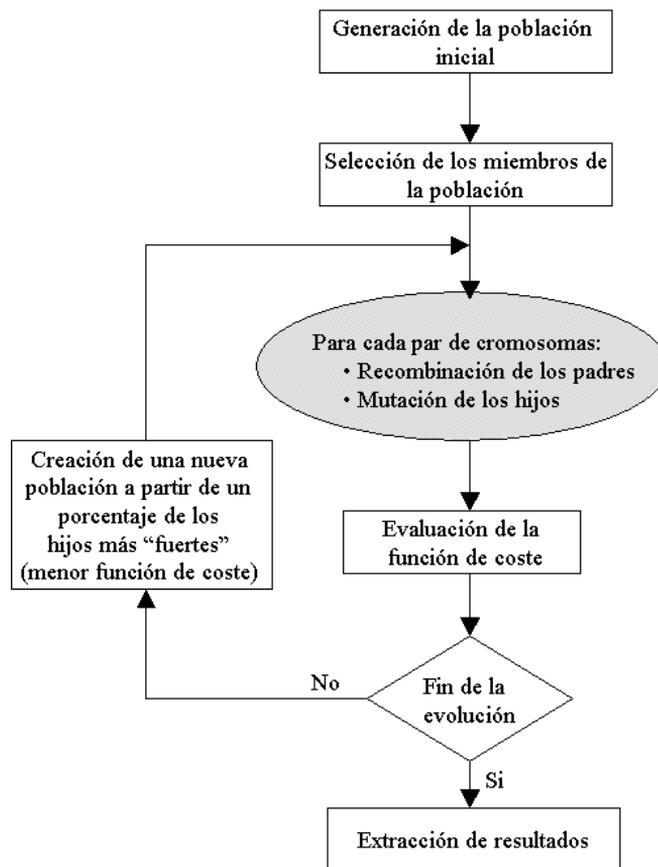
**Figura 5.7.- Mecanismo de recombinación sobre un punto.**

- Mutación (“*mutation*”): Esta operación genética, que se muestra en la Figura 5.8 previene al método de una convergencia prematura en un extremo local, cambiando aleatoriamente alguna característica de algún gen (1 ó varios bits en el cromosoma) con una probabilidad normalmente baja.



**Figura 5.8.- Mecanismo de mutación de un gen.**

En resumen, el procedimiento de minimización de la función de coste que se mostró en la ecuación (5.2) sigue el diagrama de flujo presentado en la Figura 5.9. El bucle finaliza atendiendo a condiciones especificadas por el usuario tales como número de “generaciones” o estabilidad de las poblaciones (soluciones).



**Figura 5.9.- Esquema del proceso de minimización de la función de coste usando algoritmos genéticos.**

Para la inclusión de este algoritmo de minimización en el presente estudio se han considerado cromosomas de 24 bits de longitud compuestos por 3 genes de 8 bits correspondientes al radio efectivo, espesor óptico y temperatura de la nube respectivamente. Los valores asignados a los parámetros del algoritmo son:

- Tamaño de la población: 200 individuos
- Porcentaje de los cromosomas que sobreviven en cada generación: 15%
- Número de generaciones: 100

Estos valores han sido asignados por inspección del tiempo de computación para la obtención del mínimo después de realizar múltiples simulaciones con diferentes configuraciones de los citados parámetros.

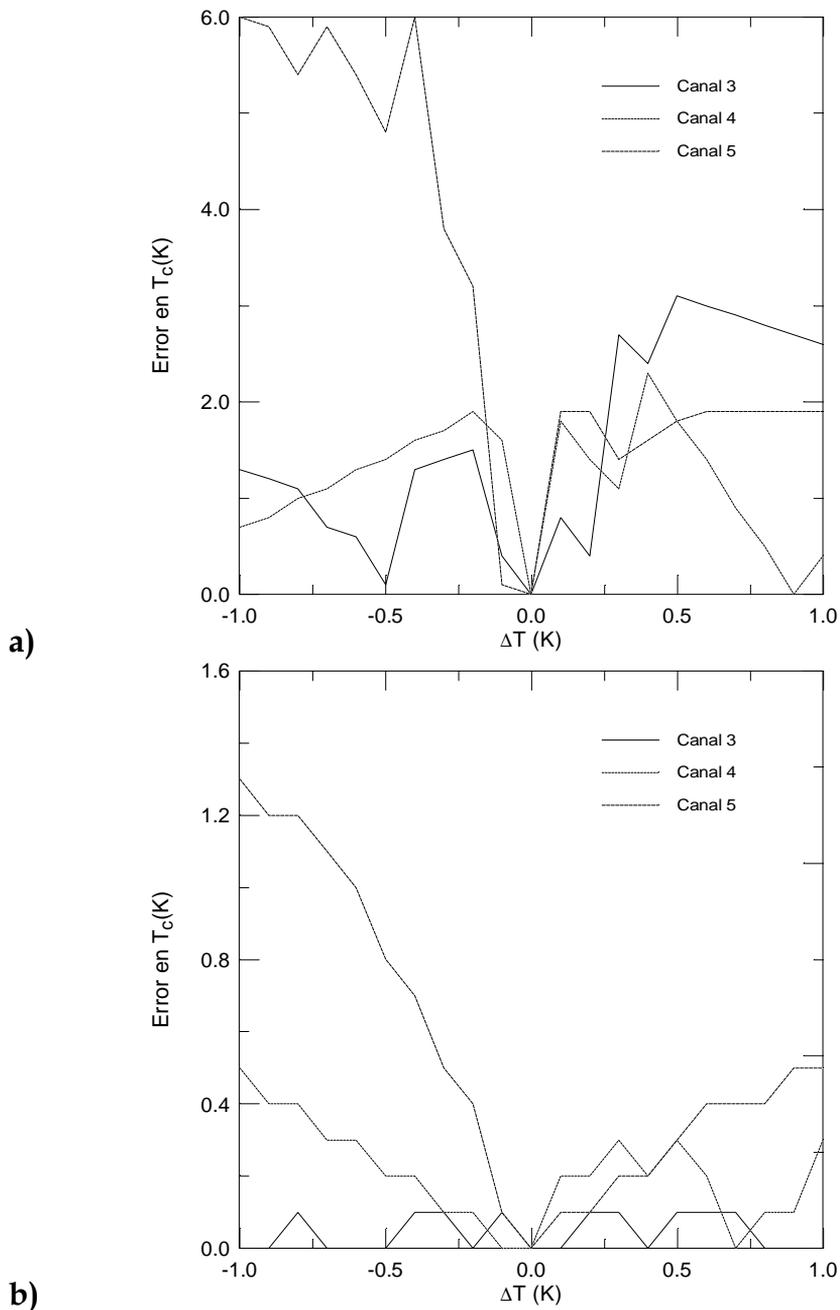
## **5.4 Análisis de sensibilidad del método.**

Igual que se realizó en el sección 4.4 para el método contextual, en esta sección se presenta el análisis de sensibilidad del método propuesto. Este análisis permite evaluar los errores que se cometen en la extracción de los parámetros de las nubes como consecuencia de las incertidumbres asociadas al propio método. Como se comentó en la sección 4.4, estas incertidumbres se pueden clasificar en dos grupos, los errores asociados al modelo de transferencia radiativa utilizado y las incertidumbres físicas tales como los efectos atmosféricos o los errores introducidos por la degradación de los instrumentos de medida a bordo del satélite. A continuación vamos a analizar ambos efectos por separado.

### **5.4.1 Incertidumbres físicas.**

Inicialmente se analiza la sensibilidad del método a la precisión en las temperaturas de brillo suministradas por el satélite. La precisión de las medidas realizadas depende de la calibración del instrumento que, por lo general, se degrada con el paso del tiempo (Mekler y Kaufman, 1995). Para evaluar estos errores, se estudian por separado dos situaciones distintas, la primera en la que se considera una capa de nube de espesor óptico bajo y la segunda en la que se introduce una capa nubosa espesa. En cada una de estas situaciones se asumen errores de hasta  $\pm 1\text{K}$  en el valor de temperatura de brillo detectado por el satélite en cada uno de los canales térmicos y se representan los errores que se cometen en la extracción de la temperatura de la nube, el espesor óptico y el radio efectivo de las gotas.

En las Figuras 5.10.a y 5.10.b se observan los errores cometidos en la extracción de la temperatura de la nube debido a estas incertidumbres para los casos de nube fina y nube gruesa respectivamente. En cada figura se representan estos errores para las incertidumbres de cada canal por separado.



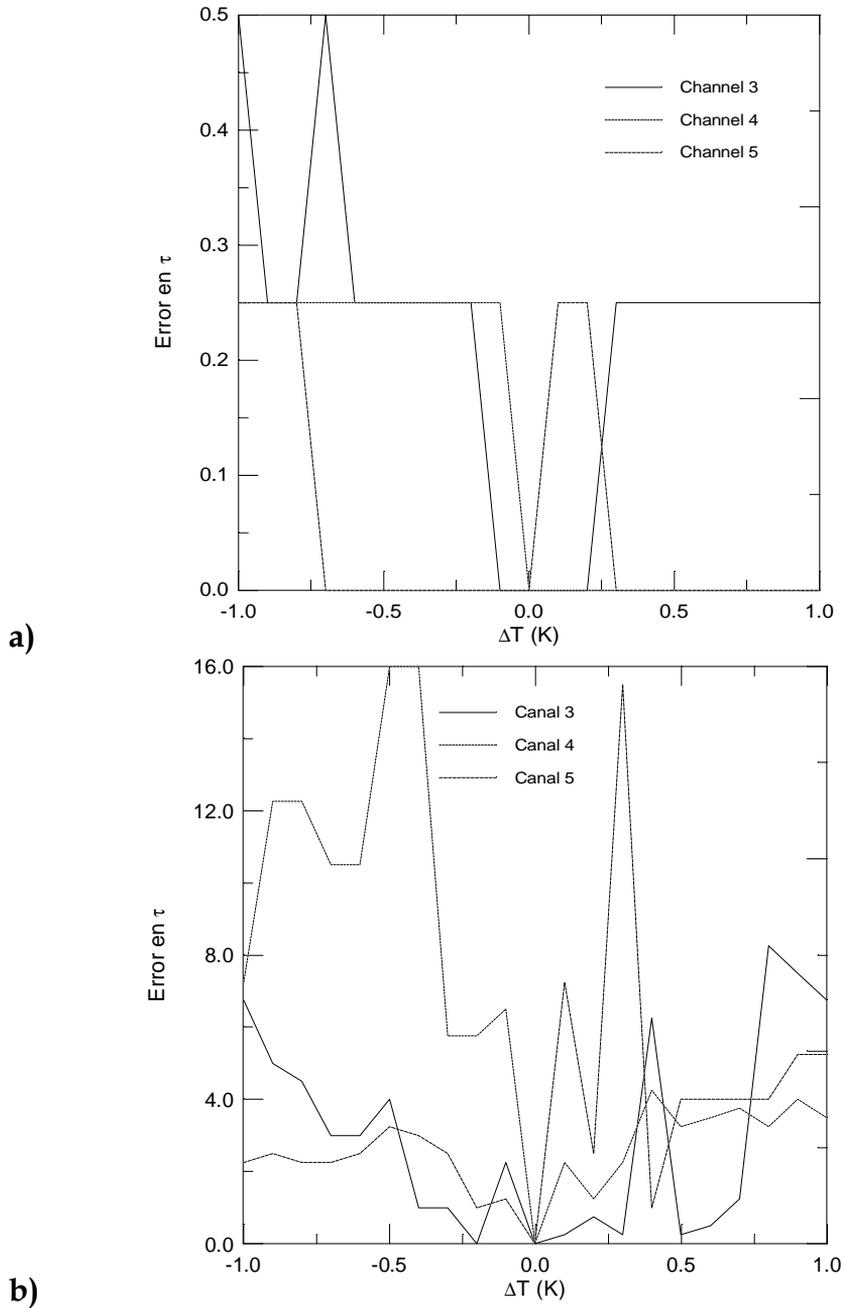
**Figura 5.10.- Sensibilidad de la temperatura de nube recuperada a incertidumbres en las temperaturas de brillo obtenidas para el satélite para dos situaciones nubosas: a) nube ópticamente fina ( $T_n=286.0\text{K}$ ,  $t=0.5$ ,  $r_{\text{eff}}=9.7\text{mm}$ ) y b) nube densa ( $T_n=285.0\text{K}$ ,  $t=10.0$ ,  $r_{\text{eff}}=5.6\text{mm}$ ).**

Se observa que, en general, errores en las temperaturas de brillo del satélite afectan en mayor medida cuanto más transparente sea la nube considerada. Además, también se puede deducir de la figura que los mayores errores se producen con las incertidumbres en las temperaturas de brillo del canal 5, siendo la dependencia con el canal 3 mucho menos importante para este parámetro.

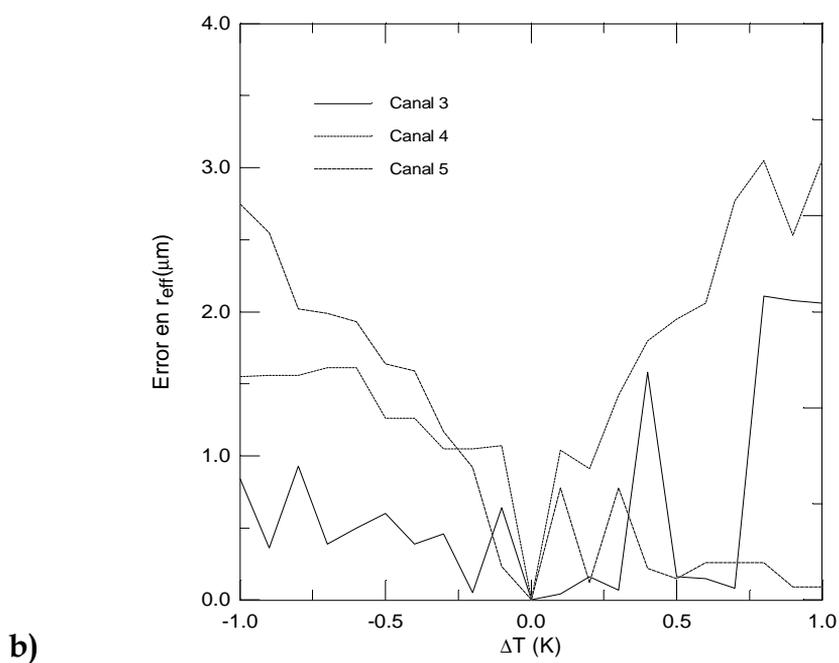
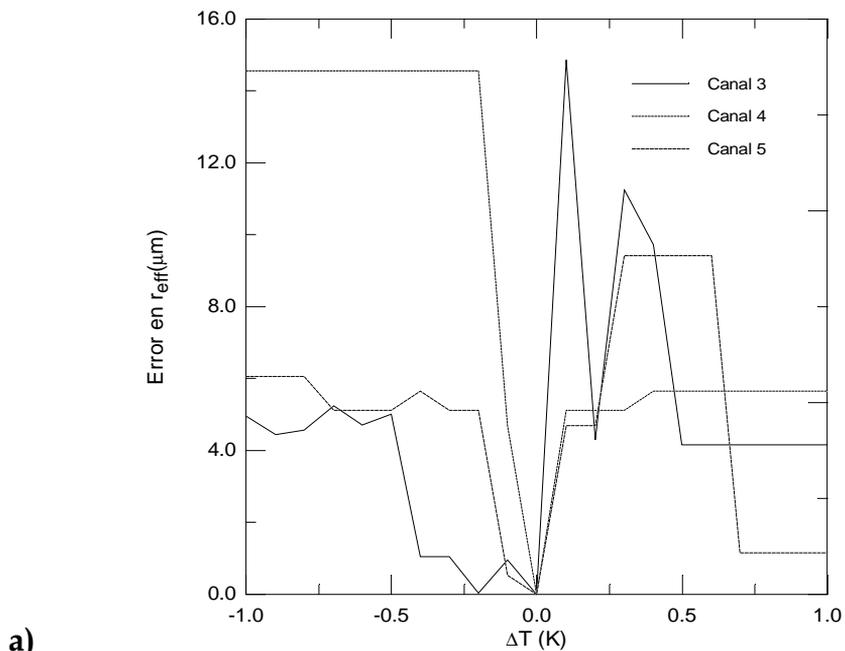
Una característica que se puede destacar de estas gráficas y, en general, de todas las gráficas que se van a mostrar correspondientes al análisis de sensibilidad, es el comportamiento altamente irregular que presentan. Esto es consecuencia de la discretización de los parámetros que hace que el conjunto de soluciones no sea continuo sino discreto y no equiespaciado.

De forma análoga, las Figuras 5.11.a y 5.11.b muestran los errores cometidos en la estimación del espesor óptico causados por los posibles errores en las temperaturas suministradas por el sensor. En este caso se puede apreciar que los mayores errores aparecen cuando la nube tiene un espesor elevado. Esto se debe a que en situaciones de nubes densas, el comportamiento radiativo de las mismas tiene una tendencia asintótica con el espesor óptico y por lo tanto, variaciones de este parámetro prácticamente no modifican sus características radiativas (transmisividad y emisividad). Por lo tanto, pequeñas variaciones en las temperaturas proporcionadas por el satélite tienen que ser compensadas con grandes variaciones en el espesor óptico.

Por su parte, en la situación contraria de nube ópticamente fina, los errores que se obtienen en el espesor óptico son menores debido a que, en estos casos, pequeñas variaciones del espesor óptico producen grandes variaciones en las propiedades ópticas de las nubes. En este caso, pequeñas modificaciones de las temperaturas de los canales son compensadas con pequeñas variaciones en este parámetro.



**Figura 5.11.- Errores obtenidos en el espesor óptico como consecuencia de errores en las temperaturas suministradas por el satélite. a) Nube ópticamente fina, b) Nube densa.**



**Figura 5.12.- Errores en el radio efectivo recuperado debido a incertidumbres en las temperaturas obtenidas por el satélite. a) Nube delgada, b) Nube gruesa.**

Para finalizar con las incertidumbres físicas, la Figura 5.12 ilustra los errores obtenidos en la recuperación del radio efectivo para incertidumbres en las temperaturas de brillo del satélite de hasta  $\pm 1$  K. En este caso, al igual que ocurría con la temperatura de la nube, los mayores errores se producen cuando la nube es ópticamente fina, puesto que las variaciones de la temperatura del satélite, principalmente la de los canales 4 y 5, se intentan compensar con grandes variaciones en el radio efectivo.

### **5.4.2 Incertidumbres del modelo.**

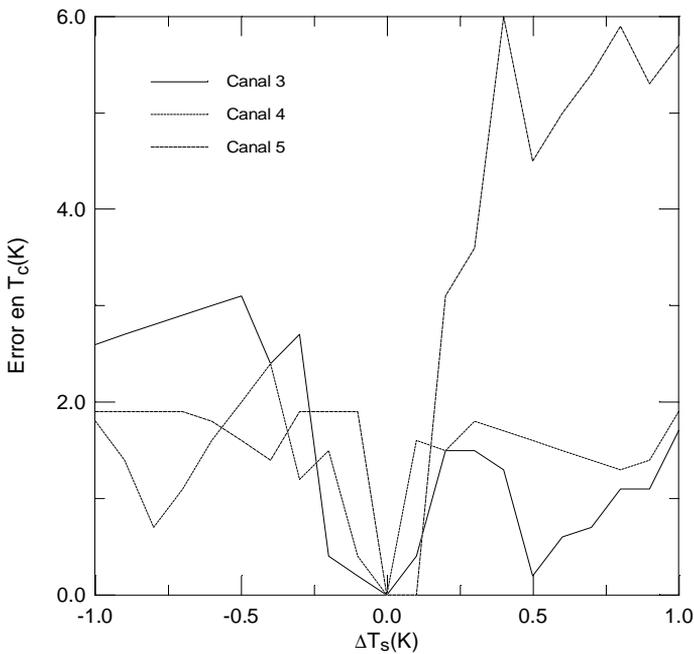
La otra fuente de error en el método de recuperación de parámetros viene determinada por las incertidumbres presentes en el modelo propuesto de transferencia de radiación en la atmósfera. Las hipótesis realizadas en este modelo simple hacen que los valores obtenidos difieran de los que se obtendrían usando un modelo más completo pero a la vez menos operativo. En esta sección se evalúan estos errores para las tres hipótesis más importantes: conocimiento de la radiación que llega a la base de la nube, suposición de ausencia de vapor de agua sobre la nube y consideración de píxel totalmente cubierto.

#### **5.4.2.1 Incertidumbres en la determinación de la radiancia que llega a la base de la nube.**

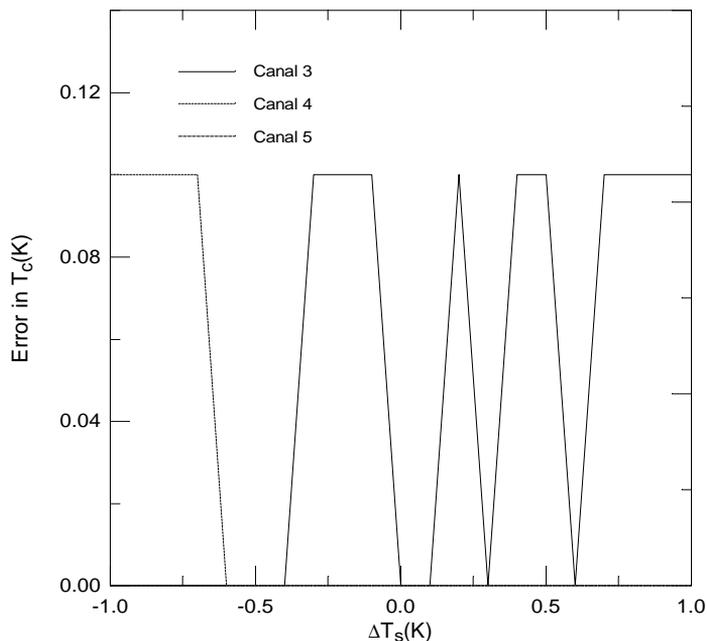
Como se explicó en la sección 5.3, el cálculo de la radiancia que llega a la base de la nube en el área representada por un píxel se realiza a partir de la interpolación de la radiancia recibida por el satélite en aquellos píxeles detectados como despejados en la imagen. En principio, esta hipótesis parece válida en las condiciones del estudio, ya que tanto la temperatura del océano como la cantidad de vapor de agua debajo de la nube no sufren variaciones bruscas en áreas no demasiado extensas. Sin embargo, es conveniente analizar los errores que se producen al recuperar los parámetros de la nube debido a las incertidumbres en estos dos parámetros de entrada al modelo (representados como  $R_{b,i}$  en la ecuación 5.1). Para cuantificar estos errores, se suponen incertidumbres en las temperaturas de brillo equivalentes  $T_{s,i}$  de hasta  $\pm 1$  K (siendo  $T_{s,i} = B^{-1}[R_{b,i}]$ ) y se ejecuta el método para dos capas de nubes típicas

diferentes, una considerada ópticamente fina ( $\tau=0.5$ ,  $T_c=286.0\text{K}$  y  $r_{\text{eff}}=9.7\mu\text{m}$ ) y la otra considerada ópticamente gruesa ( $\tau=10.0$ ,  $T_c=285.0\text{K}$  y  $r_{\text{eff}}=5.6\mu\text{m}$ ).

La Figura 5.13.a muestra el error en la extracción de la temperatura de la nube para el caso de una nube ópticamente fina y la Figura 5.13.b para el caso de nube densa. Se puede observar que los errores mayores se obtienen para espesores ópticos bajos puesto que en estas condiciones el método intenta compensar los errores en la estimación de la radiancia que llega a la base de la nube con variaciones en la temperatura de la nube. Sin embargo, cuando la nube es lo suficientemente densa, la radiación que detecta el satélite se debe casi exclusivamente a la contribución de la capa nubosa, independientemente de lo que ocurra bajo la misma, lo cual justifica los pequeños errores que se obtienen en la recuperación de la temperatura de la nube.



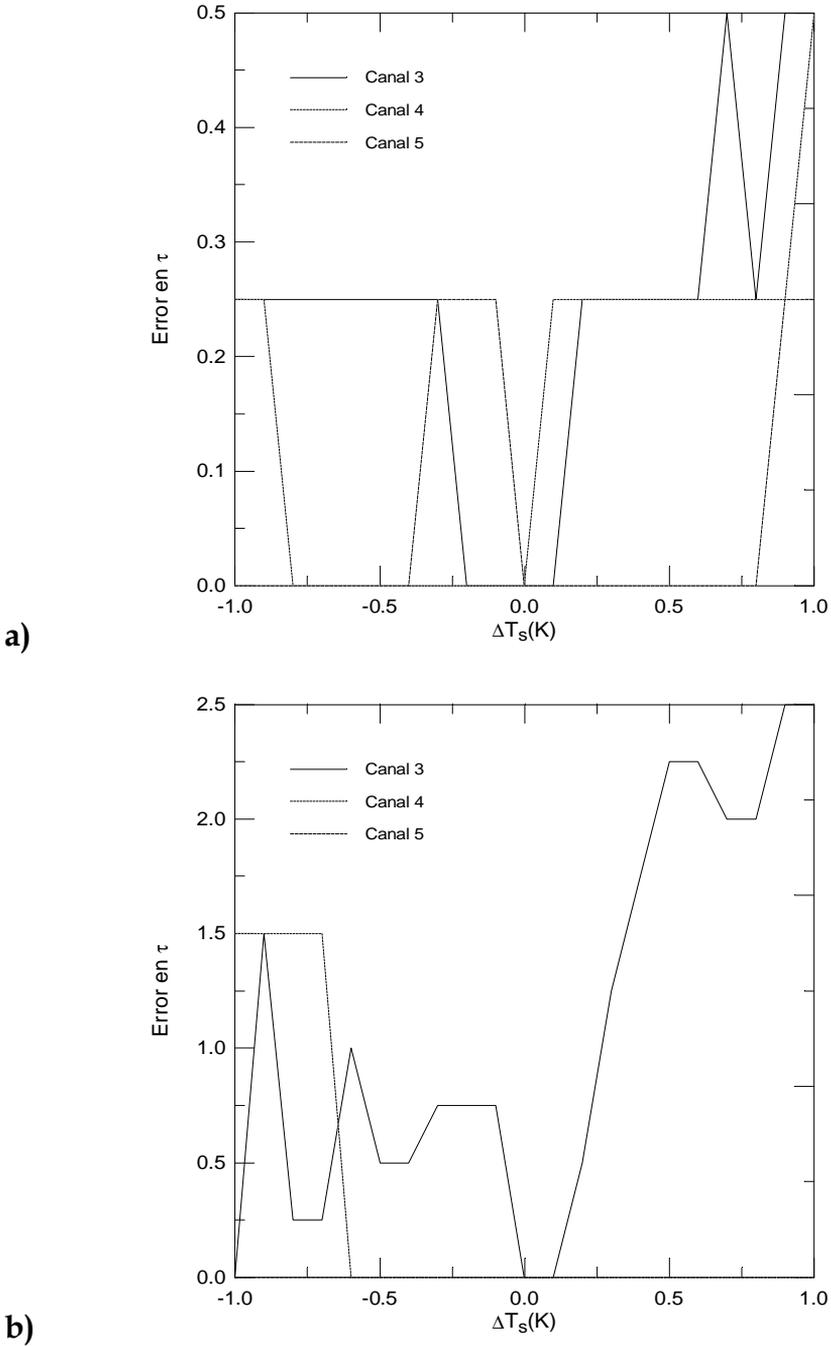
a)



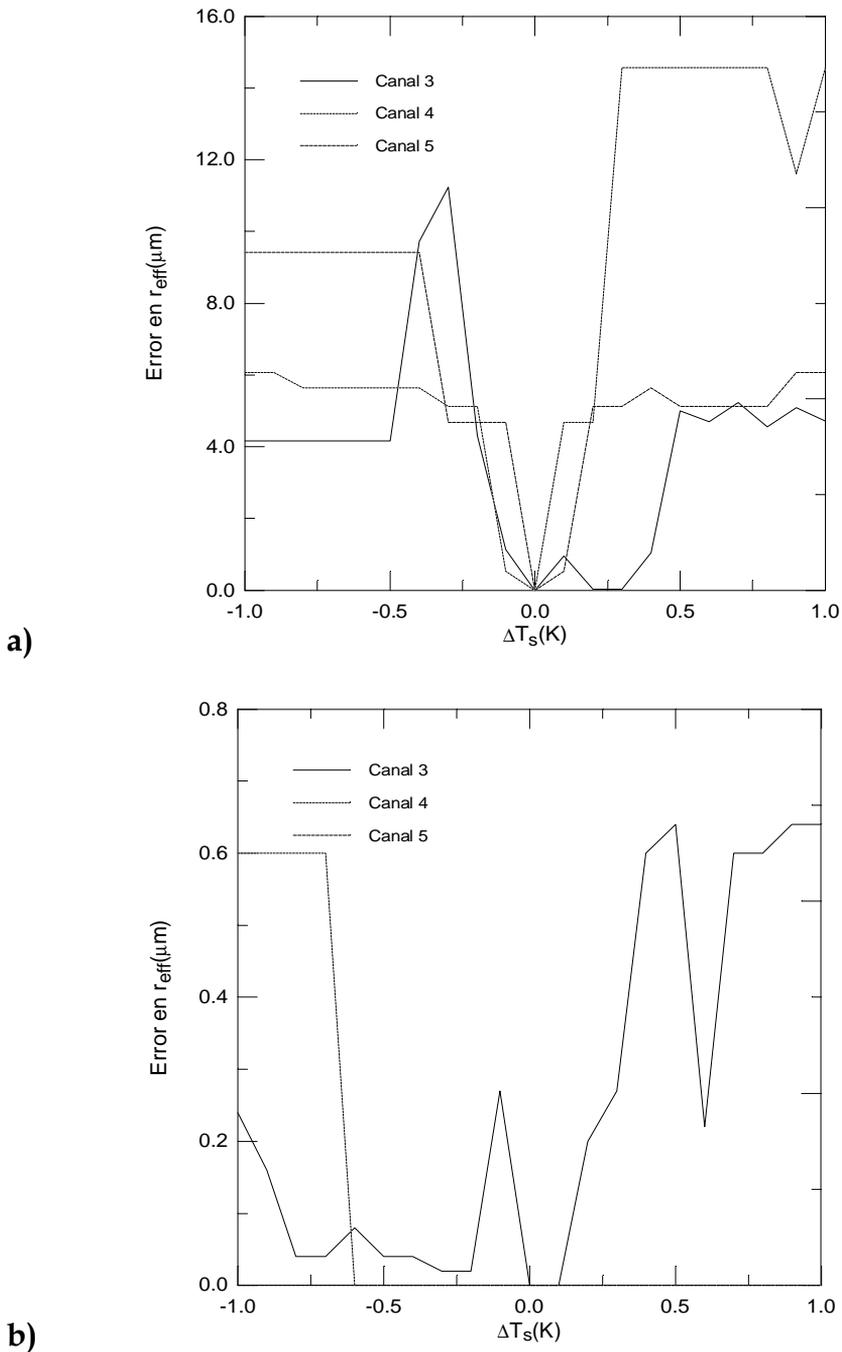
b)

**Figura 5.13.- Errores en la extracción de la temperatura de nube en función de las incertidumbres en la estimación de la radiancia que llega a la base de la nube. a) Nube densa, b) nube fina.**

En lo referente a la recuperación del espesor óptico, en la Figura 5.14 se ilustran las gráficas correspondientes para las dos situaciones consideradas. Se deduce que, cuando la nube es poco densa, pequeñas variaciones en el espesor óptico son suficientes para producir grandes alteraciones en las propiedades ópticas de la nube y de esta forma compensar los errores en la estimación de la radiación que llega de las capas inferiores. Lo contrario ocurre para el caso de nubes ópticamente densas, en las cuales hay que realizar grandes alteraciones en los valores del espesor óptico para modificar apreciablemente el comportamiento radiativo de la capa nubosa y de esta manera compensar los errores en la determinación de la temperatura de superficie.



**Figura 5.14.- Errores en la recuperación del espesor óptico para las mismas incertidumbres en la determinación de la temperatura equivalente de la capa bajo la nube usadas en la Figura 5.10.**



**Figura 5.15.- Sensibilidad del radio efectivo a las incertidumbres en la radiación procedente de la capa bajo la nube. a) Nube delgada, b) Nube densa.**

Por último, la sensibilidad del radio efectivo obtenido a las incertidumbres en la radiancia procedente de la capa bajo la nube se ilustra en la Figura 5.15. Una vez más, se puede observar que los mayores errores se producen cuando la nube es ópticamente fina, como podría deducirse de la Figura 5.5. Estos errores son menores cuando la nube es prácticamente opaca a la radiación incidente por la base.

#### **5.4.2.2 Sensibilidad del método al vapor de agua sobre la capa de nube.**

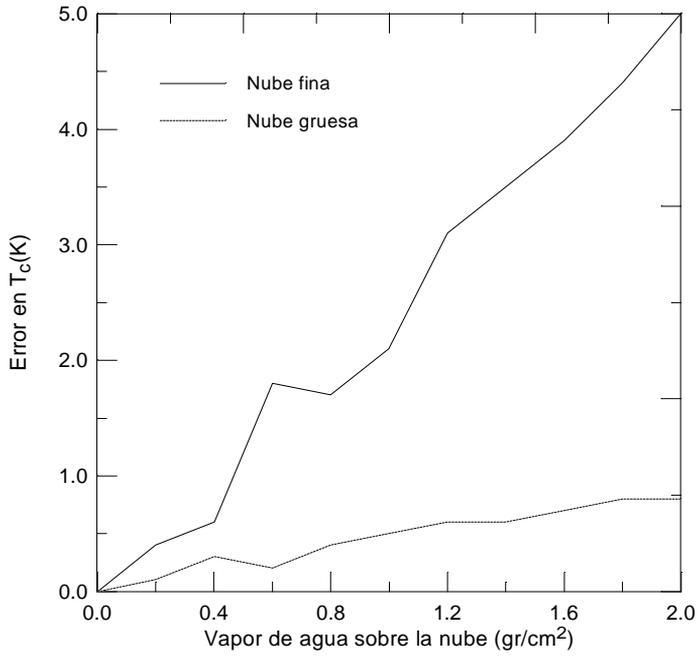
En los modelos radiativos propuestos para la extracción de los parámetros tanto por el método de la caja como a partir del método de píxeles independientes, se ha asumido que la atmósfera sobre la capa nubosa se comporta como una ventana de absorción a las longitudes de onda de trabajo. De hecho, se ha asumido que todo el vapor de agua, que es el principal absorbente en estas bandas espectrales, se encuentra situado debajo de la capa de la nube. Aunque en la situación típica de subsidencia presente en Canarias esto es una buena aproximación, en realidad existe una pequeña cantidad de este componente atmosférico sobre la nube que, por lo tanto, afecta a la radiancia detectada por el satélite.

Para evaluar el efecto de este gas, se han usado los perfiles verticales de vapor de agua obtenidos a partir de los radiosondeos realizados diariamente por el Instituto Nacional de Meteorología en Canarias y suministrados por el Dr. Emilio Cuevas. Usando estos radiosondeos para todos los días de los que se disponía medidas de campo de radio efectivo, se encontró que el valor más elevado de concentración de vapor de agua sobre la nube durante este periodo correspondía al 26 de Julio de 1996, para el cual el radiosondeo proporcionaba una cantidad de vapor de agua integrada sobre la nube de  $1.29\text{gr/cm}^2$ .

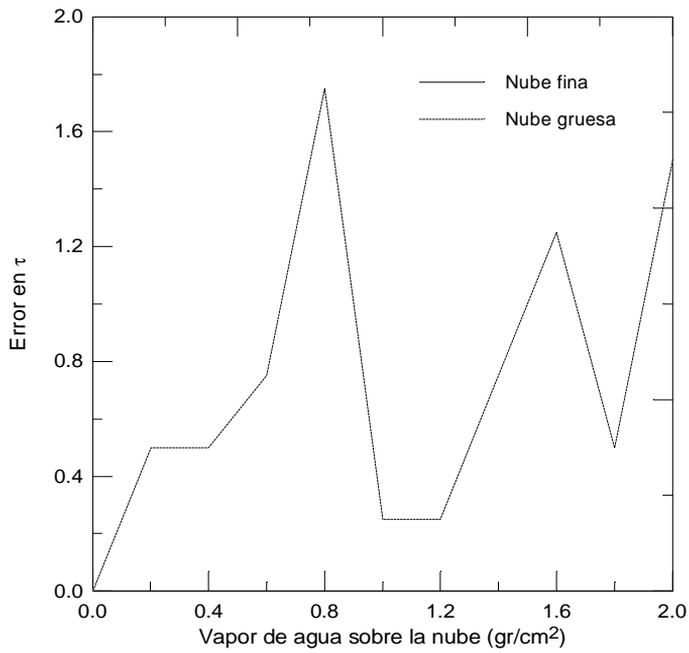
Para el análisis de sensibilidad, inicialmente se considera el error que introduce esta cantidad de vapor de agua en las temperaturas equivalentes que llegan a la base de la nube que, como se ha enunciado previamente, se calculan mediante la interpolación de las radiancias detectadas en los píxeles despejados. Puesto que estas últimas radiancias están afectadas por la capa

superior de vapor de agua, las radiancias obtenidas mediante interpolación van a llevar asociadas un error como consecuencia de esta incertidumbre. Para cuantificar este error, se ha supuesto que la atmósfera sobre la nube está dividida en una serie de capas, cada una de las cuales se caracteriza por una temperatura y por una densidad de vapor de agua, las cuales se suministran en los datos del radiosondeo. A partir de aquí se aplica la ecuación de transferencia radiativa calculando las radiancias simuladas en lo alto de la atmósfera para cada canal. Comparando las correspondientes temperaturas de brillo con aquellas obtenidas con la hipótesis de ausencia de vapor sobre la capa de nube, se obtiene para el día 19 de julio, el día más desfavorable, un error máximo de 0.6K para el canal 5, siendo los errores en los canales 3 y 4 de 0.2 y 0.5 K respectivamente. Con estas incertidumbres en la concentración de vapor de agua sobre la nube, el efecto sobre los valores recuperados por el método puede ser incluido en las incertidumbres presentes en la determinación de la radiancia que llega a la base de la nube en cada banda  $T_{s,i}$ .

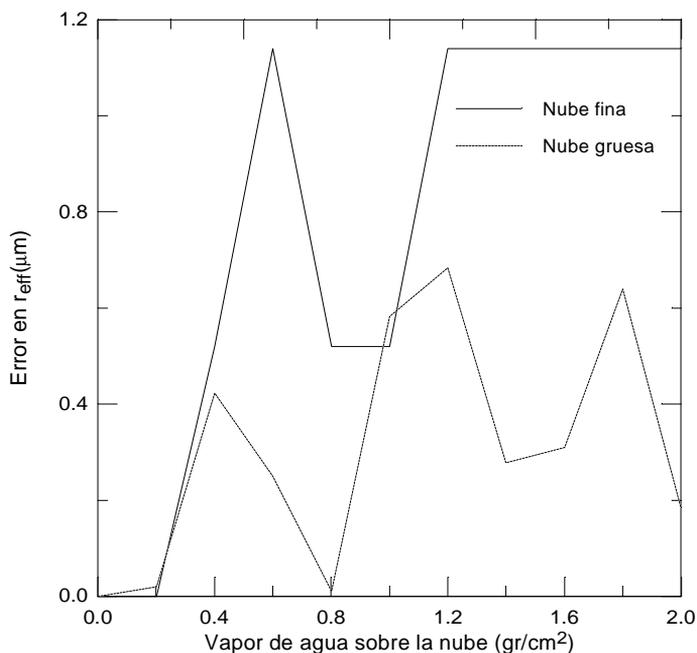
De forma análoga se procede para estimar los errores en los parámetros de las nubes como consecuencia de la presencia de vapor de agua sobre las mismas. Para realizar estas simulaciones, se ha supuesto una vez más que la atmósfera sobre la nube está dividida en una serie de capas caracterizadas por los datos proporcionados por los radiosondeos. Suponiendo que esta distribución vertical permanece constante, pero variando el contenido total de vapor de agua presente, se analizan los errores cometidos en los tres parámetros en función de la cantidad de vapor de agua total sobre la nube. Las Figuras 5.16.a, 5.16.b y 5.16.c muestran los errores cometidos en la determinación de la temperatura de la nube, espesor óptico y radio efectivo respectivamente cuando la cantidad de vapor de agua sobre la nube varía de 0 a 2 gr/cm<sup>2</sup>. Un análisis de estas figuras nos permite confirmar que estas incertidumbres pueden ser incluidas en las incertidumbres físicas analizadas en la sección 5.4.1.



a)



b)



c)

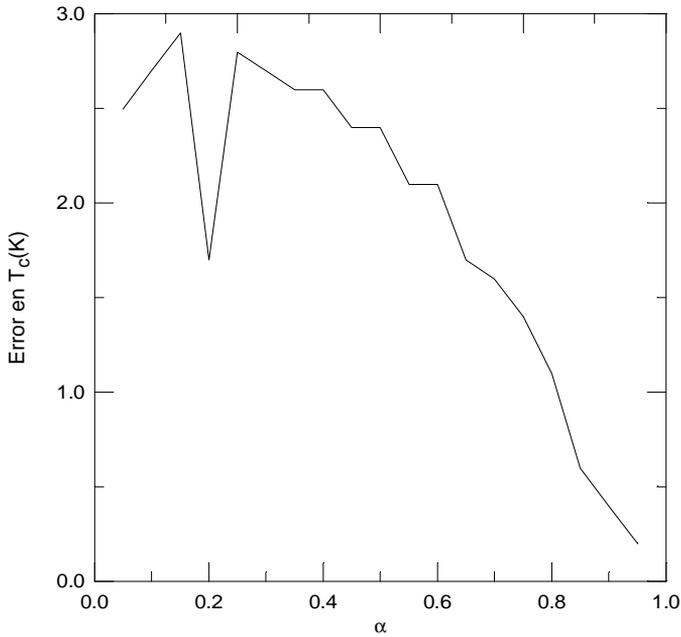
**Figura 5.16.- Sensibilidad a la cantidad integrada de vapor de agua sobre la nube de: a) temperatura de la nube, (b) espesor óptico y (c) radio efectivo para una nube fina ( $T_c=286.0$ ,  $t=0.5$ ,  $r_{eff}=9.7\text{mm}$ ) y otra moderadamente gruesa ( $T_c=285.0$ ,  $t=10.0$ ,  $r_{eff}=5.6\text{mm}$ )**

### 5.4.2.3 Sensibilidad del método a píxeles parcialmente cubiertos.

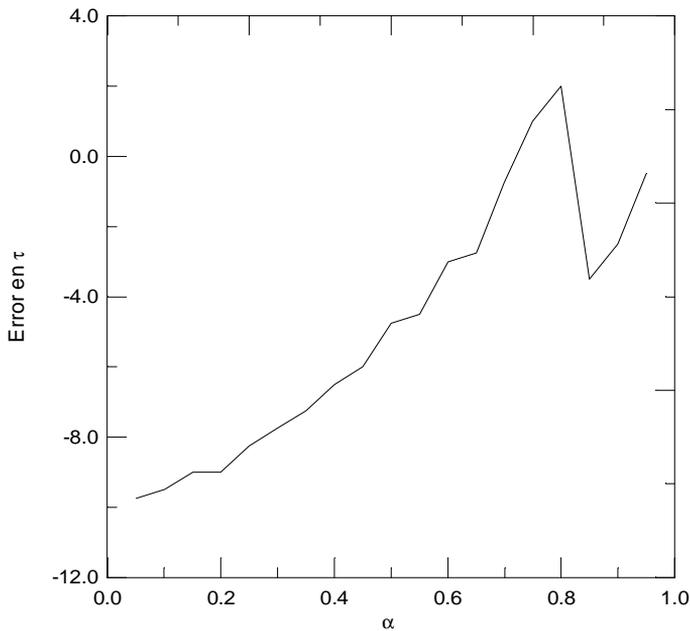
Para finalizar el estudio del efecto de las fuentes de errores del método, a continuación se presenta el análisis de sensibilidad del mismo a la hipótesis de píxeles totalmente cubiertos propuesta en el modelo. La resolución espacial del sensor AVHRR hace posible que un píxel que aparentemente se encuentra totalmente cubierto, solamente lo esté una fracción del mismo. Para evaluar este efecto, se modifica el modelo tal como se expuso en la sección 4.4.1.2 y se realizan simulaciones variando la cubierta nubosa desde píxeles totalmente despejados a píxeles completamente cubiertos. La Figura 5.17 muestra los resultados de estas simulaciones donde se evalúan los errores que se obtienen para cada uno de los parámetros.

La Figura 5.17.a refleja los errores cometidos en la temperatura de la nube en función de la fracción nubosa. De esta figura se deduce que la

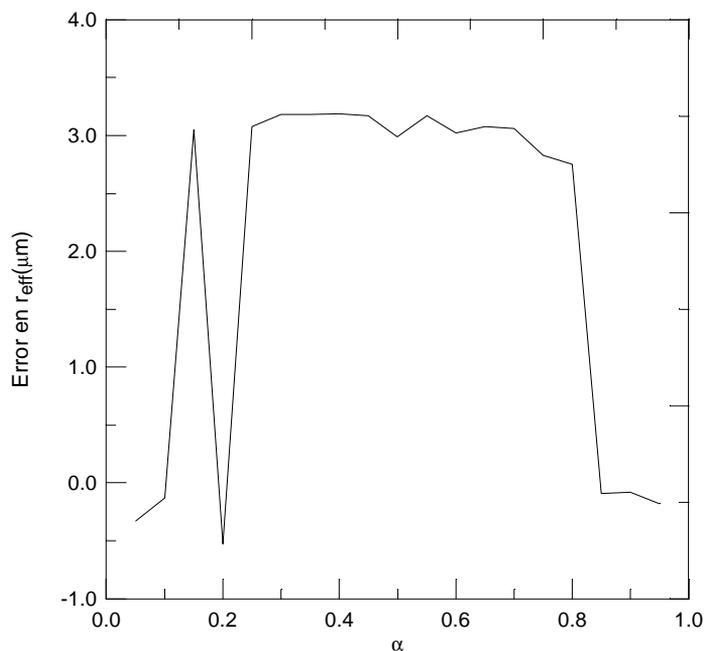
temperatura de la nube es sobreestimada cuando el píxel no está totalmente cubierto. Además, como parece lógico, el espesor óptico proporcionado por el método es menor cuando la nube no cubre completamente el píxel (Figura 5.17.b). En ambos casos, el comportamiento del error es inversamente proporcional a la fracción nubosa.



a)



b)



c)

**Figura 5.17.- Sensibilidad del método a la fracción de píxel cubierta por la nube expresada en función del parámetro recuperado: a) temperatura de la nube, b) espesor óptico y c) radio efectivo.**

Por último, de la Figura 5.17.c se deduce que las desviaciones del radio efectivo como consecuencia de este efecto son considerables incluso para fracciones nubosas por encima del 80%. Esto nos demuestra que este parámetro depende en gran medida de la fracción  $\alpha$ .

## **5.5 Aplicación del método a la región canaria.**

Para probar la bondad del método propuesto, se ha aplicado a imágenes correspondientes a pases nocturnos del satélite NOAA-14 sobre la región canaria. Con el fin de comprobar la bondad de los resultados obtenidos para el radio efectivo de las gotas usando este método, las imágenes utilizadas han sido aquellas adquiridas los días en que, desde tierra, se realizaron medidas del tamaño de gotas de agua durante el proyecto TCP en los años 1995 y 1996. De este periodo se han seleccionado dos casos representativos observados durante el citado proyecto, uno correspondiente al día 26 de Julio de 1996 y el otro correspondiente al día 8 de Julio del mismo año.

### 5.5.1 Caso A. 26 de Julio de 1996

En la Figura 5.18, adquirida la madrugada del 26 de Julio, se muestran las temperaturas de brillo del canal 4 . En ella se puede observar una capa extensa y homogénea de estratocúmulos marinos situada al norte de las Islas Canarias.

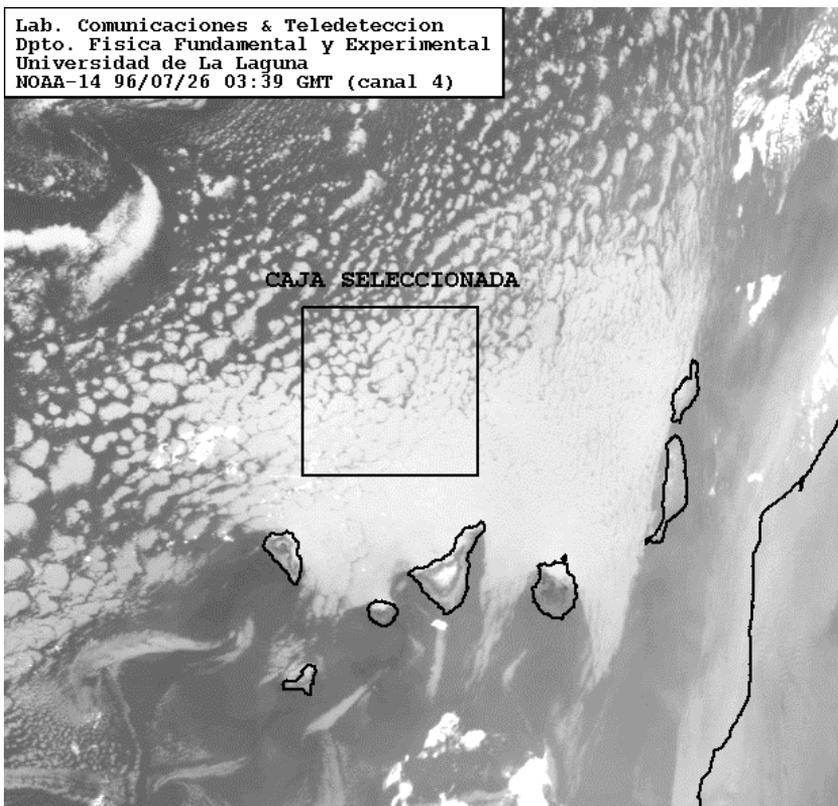
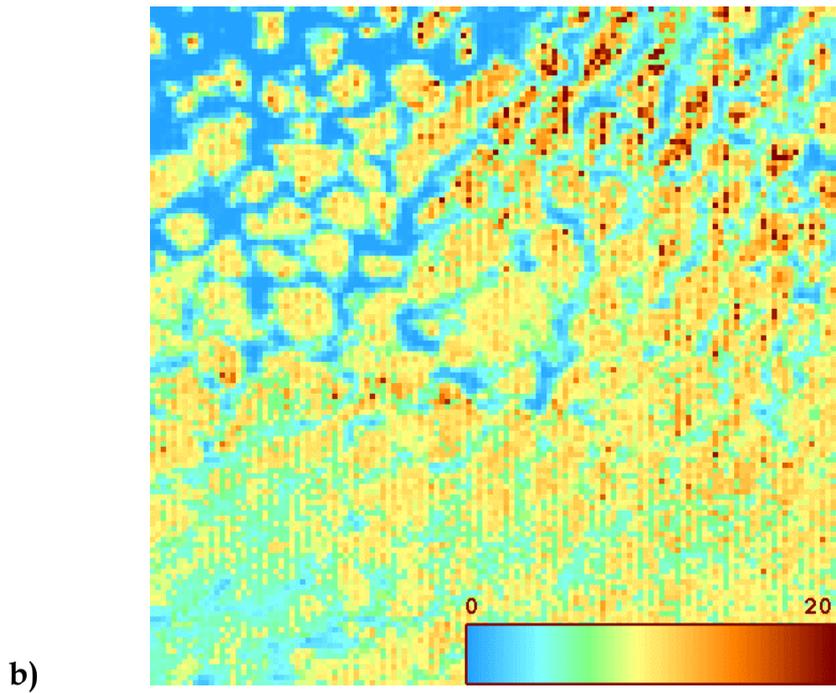
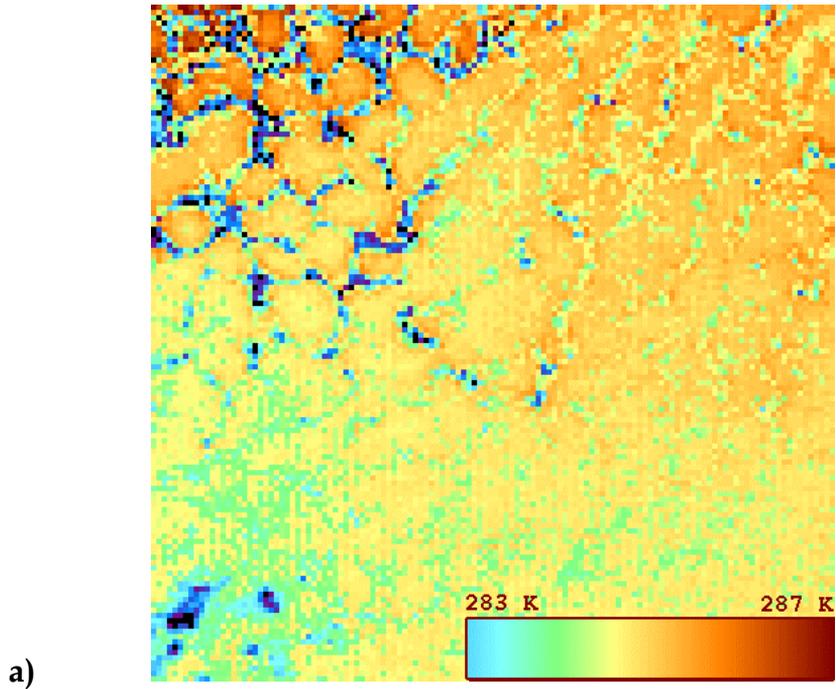


Figura 5.18.- Imagen del canal 4 correspondiente al día 26 de Julio de 1996.

Aplicando el método descrito a esta imagen, se obtienen los resultados que se muestran en la Figura 5.19. Como se aprecia en esta figura, la temperatura de la nube tiene un comportamiento bastante uniforme como cabría esperar en este tipo de nubes estratiformes. Respecto al espesor óptico, Figura 5.19.b, se observa que disminuye a medida que nos acercamos al borde de la nube, siendo 0 en los píxeles despejados. Sin embargo, tanto el radio efectivo como el intervalo de confianza aumentan a medida que nos acercamos a los bordes de las nubes, debido a la sensibilidad del método a píxeles parcialmente cubiertos como se describió en la sección 5.4.2.3.



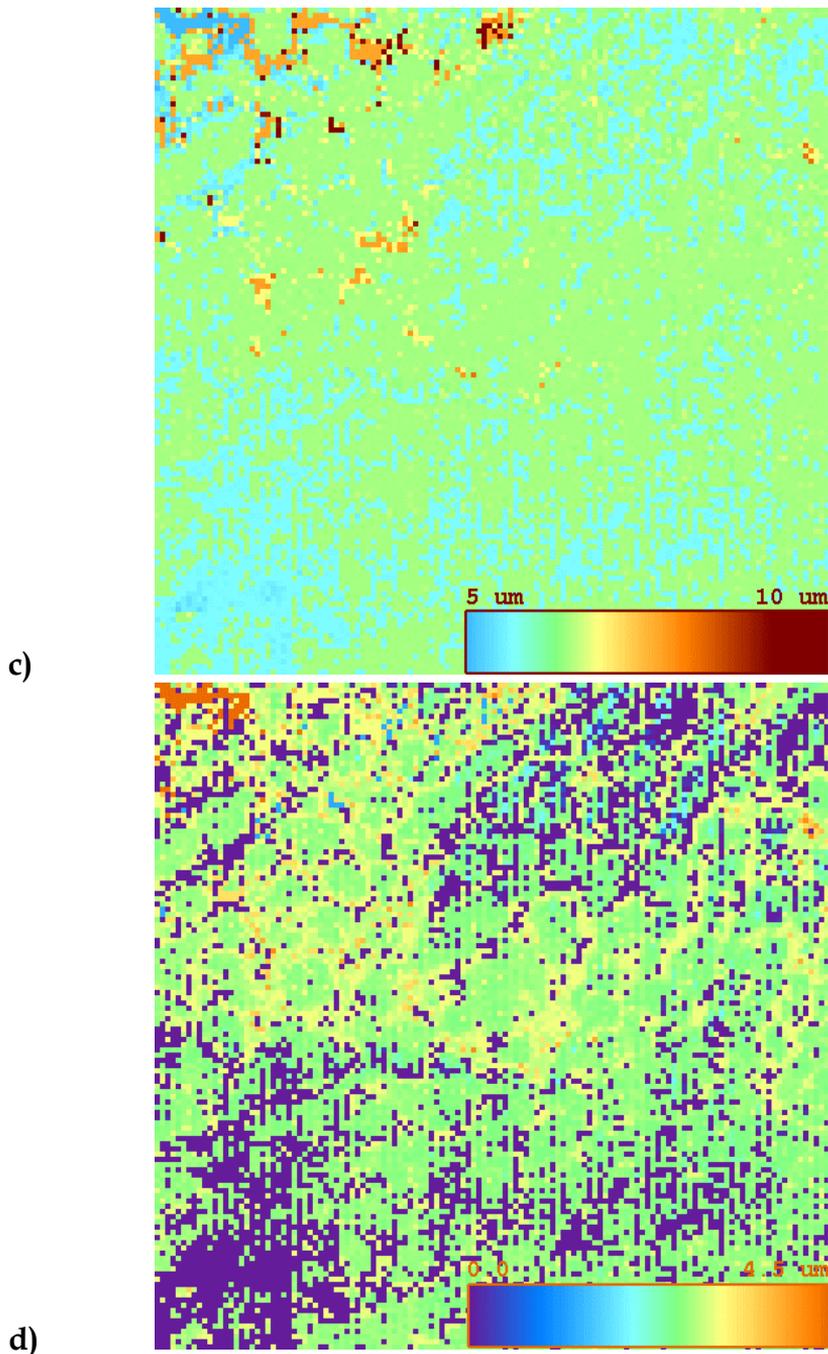


Figura 5.19.- Parámetros de las nubes correspondientes al día 19 de Julio de 1996 calculados a partir del método propuesto en la caja seleccionada de la Figura 5.18. a) temperatura de la nube, b) espesor óptico, c) radio efectivo y d) intervalo de confianza.

Aunque el método fue aplicado a toda la imagen, con el fin de realizar la comparación con los datos tomados desde tierra, se calculó el radio efectivo medio de la caja seleccionada, obteniéndose  $8.07\mu\text{m}$ , mientras que el medido desde tierra fue de  $7.70\mu\text{m}$ . El intervalo de confianza, que se muestra en la Figura 5.19.d da idea de la representatividad del valor elegido para el radio efectivo.

### 5.5.2 Caso B. 8 de Julio de 1996

El segundo ejemplo que se muestra, corresponde a los datos adquiridos el día 8 de Julio de 1996. Igual que en el caso anterior, la imagen del canal 4 (Figura 5.20) muestra una capa extensa y homogénea de estratocúmulos marinos al norte de las Islas Canarias.

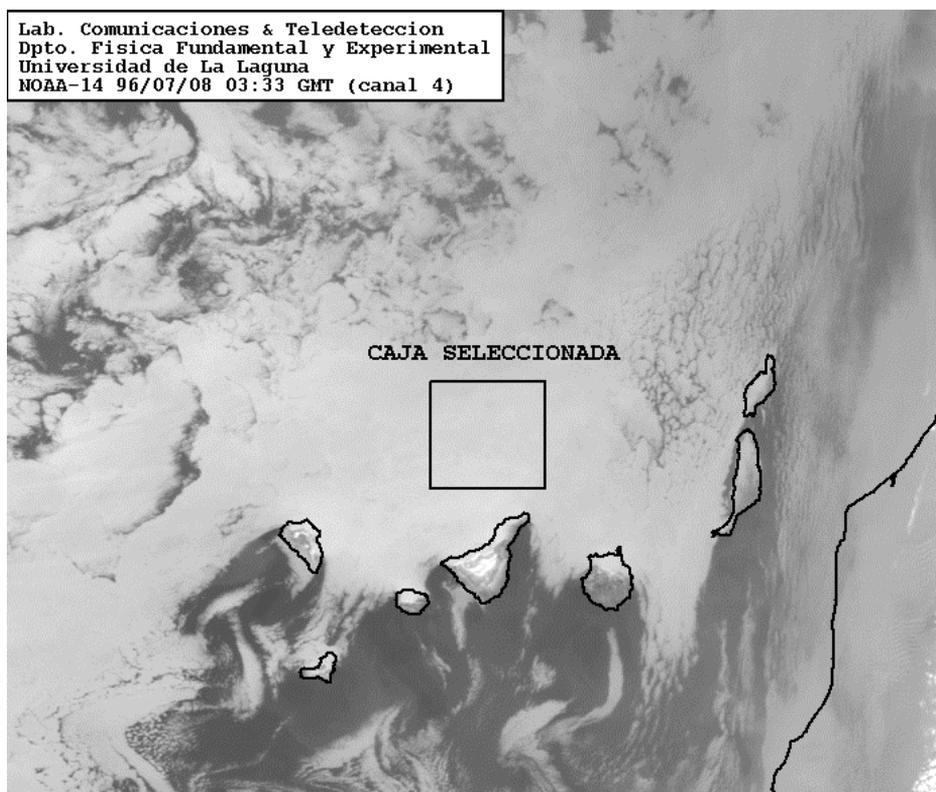
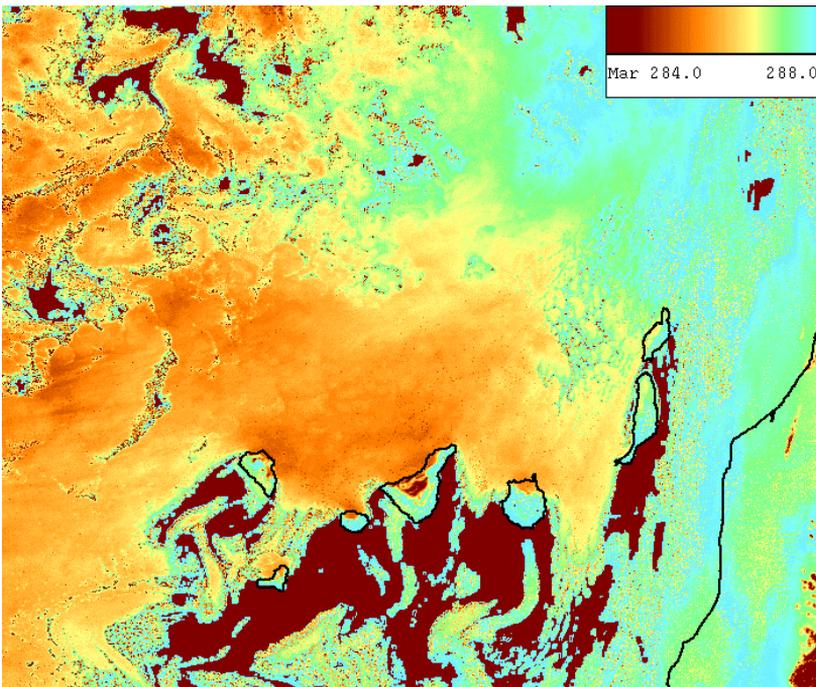
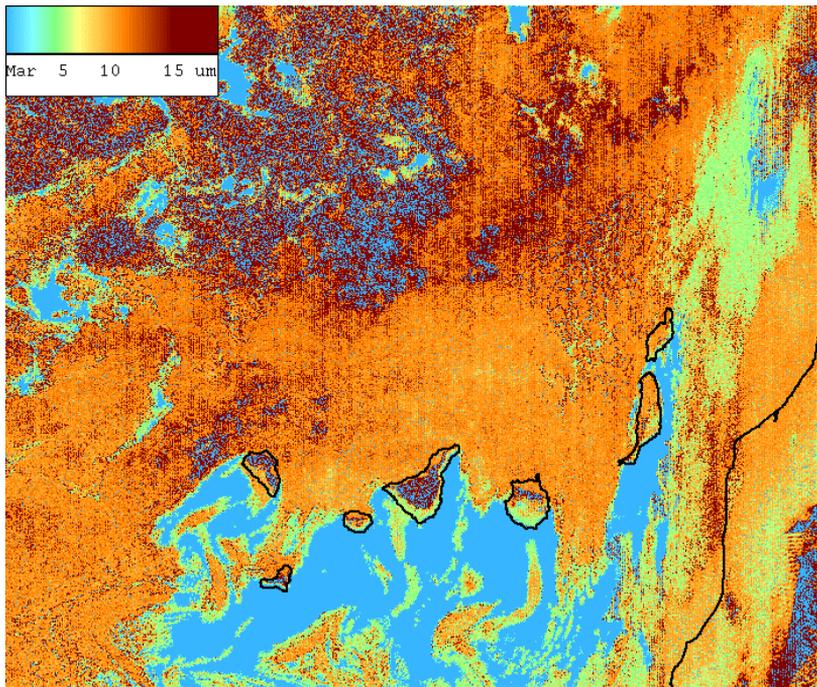
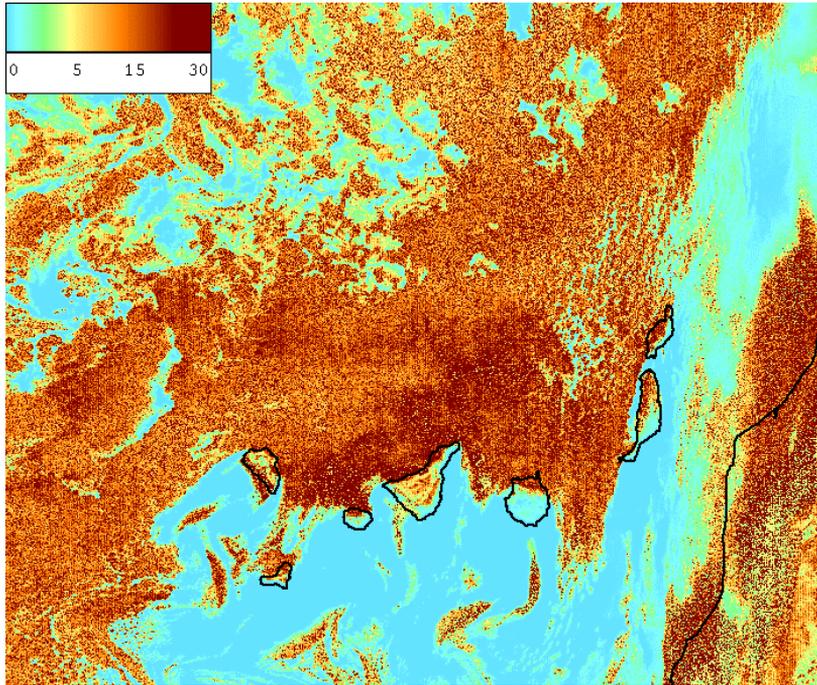


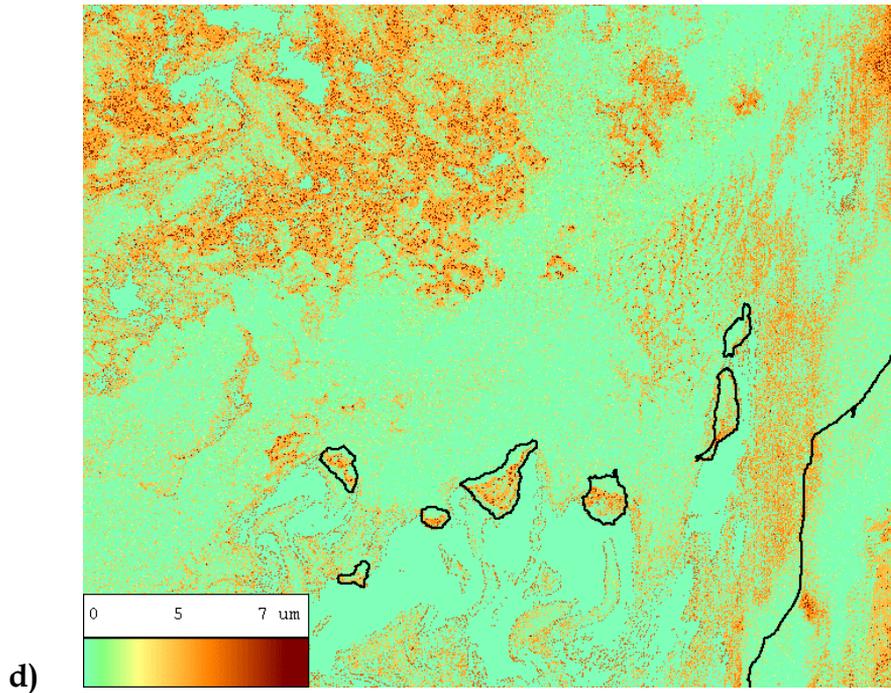
Figura 5.20.- Imagen correspondiente al canal 4 del día 8 de Julio de 1996.

El método se ha aplicado a toda la imagen, obteniendo a partir de los 3 canales térmicos los valores de temperatura de nube, espesor óptico y radio efectivo para cada píxel. Con el objeto de comparar los datos extraídos por el método con las medidas realizadas desde tierra, se ha realizado la media de los valores obtenidos en la caja seleccionada cerca del punto de medida.

En la Figura 5.21 se muestran las imágenes generadas con los valores de los parámetros obtenidos por el método. En estas imágenes se observa el mismo comportamiento mostrado el día 26 de Julio, es decir, temperatura de nube homogénea, espesor óptico decreciendo cerca de los bordes y radio efectivo homogéneo salvo en los bordes de las nubes, donde el efecto de la fracción nubosa queda patente. El resultado obtenido de las medidas de campo fue de  $7.94\mu\text{m}$  mientras que la media realizada en la caja seleccionada proporciona un radio efectivo de  $7.99\mu\text{m}$ , lo cual muestra la bondad del método.







**Figura 5.21.-** Parámetros de las nubes calculados a partir de las imágenes térmicas del día 8 de Julio de 1996. a) Temperatura de nube, b)Espesor óptico, c) Radio efectivo, d) Intervalo de confianza.

## **CAPÍTULO 6**

---

### **RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos al aplicar los dos métodos de extracción propuestos, a las imágenes de satélites correspondientes al conjunto de días en los que se realizaron medidas desde tierra durante el proyecto Tenerife Cloud Project (TCP). Estos resultados se comparan con los valores medidos in-situ analizando posteriormente los resultados de esta comparación así como la aplicabilidad de ambos métodos a un procedimiento rutinario de extracción de parámetros característicos de las nubes.

## **6.1 Método contextual de extracción.**

El primer método de recuperación de parámetros, descrito en el Capítulo 4, fue aplicado a todos aquellos días en los que se realizaron medidas desde tierra y existían disponibles datos nocturnos del sensor AVHRR. Aplicando el procedimiento detallado para los dos casos de prueba expuestos en las secciones 4.3.1 y 4.3.2, se recuperaron los parámetros característicos de las nubes para el resto de las imágenes. En la Tabla 6.1 se muestran, por una parte, los resultados obtenidos para el radio efectivo y por otra, los radios efectivos promediados en el tiempo medidos durante las campañas de los veranos de 1995 y 1996 del proyecto TCP. Como ya se introdujo en el Capítulo 4, los radios proporcionados para cada día por el método consisten de un conjunto de radios discretos que, para el modelo de transferencia radiativa utilizado, proporcionan las mismas temperaturas de brillo simuladas en lo alto de la atmósfera siendo el método incapaz de discernir entre cualquiera de estos valores sin información adicional. Sin embargo, este conjunto discreto de radios no ha de entenderse como un intervalo puesto que, existen radios dentro de este intervalo que proporcionan propiedades ópticas de las nubes que difieren apreciablemente de las proporcionadas por este conjunto.

De los datos presentados en esta tabla se puede observar que los radios de gota medidos durante la campaña de verano de 1995 son parecidos entre sí debido a las condiciones atmosféricas estables durante ese período. Sin embargo, no ocurre lo mismo para los radios medidos en el verano de 1996 donde se aprecian para los días 5,8 y 26 de Julio valores más altos en los radios de las gotas de agua, que para el resto de los días.

La justificación de estos valores es propuesta en el estudio de Borys et al., 1998, donde se indica que estos valores obtenidos están directamente relacionados con la fuente de CCN predominante en cada caso. De hecho, de las concentraciones de partículas medidas en la costa de Tenerife, así como del análisis químico de las mismas y del estudio de las retrotrayectorias de las masas de aire se puede concluir que, en las condiciones normales presentes en Canarias de vientos procedentes del Noreste, éstos arrastran hasta el Archipiélago la polución que tiene su origen en Europa actuando estos contaminantes como núcleos de condensación de nubes (CCN). Por tanto, en

estas condiciones normales, que fueron las observadas durante la campaña de 1995 y la mayor parte de la campaña de 1996, los estratocúmulos están formados por gotas de agua de menor tamaño que aquellos formados en condiciones de aire limpio procedente del oeste, como corresponde a los estratocúmulos observados los días 5,8 y 26 de Julio de 1996.

Día (día-mes-año)	Medidas in-situ	Valores recuperados
	Radio efectivo promediado en el tiempo ( $\mu\text{m}$ )	Radio efectivo $r_{\text{eff}}$ ( $\mu\text{m}$ )
11-06-95	5.41	5.35, 5.80, 6.30
29-06-95	5.67	5.70, 5.85, 6.30
30-06-95	5.07	4.85, 5.30, 5.80
05-07-95	4.81	5.90, 6.15, 6.40, 6.70, 6.85
05-07-96	9.14	7.85, 8.25, 8.55, 8.75
08-07-96	7.94	7.35, 7.60, 7.75, 8.05, 8.25
19-07-96	5.91	4.90, 5.30, 5.80
20-07-96	5.76	5.40, 5.65, 5.85
25-07-96	6.29	6.45, 6.65, 6.90, 7.05, 7.30
26-07-96	7.70	6.45, 6.65, 6.90, 7.20, 7.35

**Tabla 6.1.- Resultados obtenidos usando el método contextual durante los días correspondientes a las campañas del proyecto TCP.**

Como se deduce de la Tabla 6.1 los radios efectivos recuperados usando el método de la caja proporcionan un conjunto de radios que, en general, se ajustan bastante bien a los valores medidos desde la estación situada en el Pico del Inglés. Sin embargo existen algunos días donde las diferencias son más apreciables, como es el caso del día 5 de Julio de 1995 donde se observan diferencias de hasta  $2\mu\text{m}$ . Este hecho es debido a la

restricción que impone el método propuesto de seleccionar una caja en las proximidades de la zona de interés que contenga tanto píxeles despejados como píxeles completamente cubiertos y situaciones intermedias. Sin embargo, cuando la capa nubosa posee una gran extensión horizontal hay que recurrir a zonas de la imagen muy distantes del área de interés para encontrar una zona que satisfaga las restricciones anteriores. Esto puede llevar asociado errores importantes en lo que a temperatura de superficie y cantidad de vapor de agua debajo de la capa nubosa se refiere que, como se analizó en la sección 4.4.2.1, a su vez va a introducir errores en los parámetros extraídos.

No obstante, cuando se pretende comparar los datos medidos in-situ con los valores obtenidos de las medidas de satélite, es necesario tener en cuenta una serie de consideraciones. Por una parte, las medidas realizadas por el PMS FSSP-100 desde el Pico del Inglés se efectuaron a un nivel concreto dentro de la capa nubosa, aproximadamente la mitad de la nube, mientras que la distribución de gotas dentro de la misma no es verticalmente uniforme siendo, generalmente, mayor a medida que nos acercamos a la cima de la misma como consecuencia de los fenómenos de colisión y coalescencia (Austin et al., 1995, Pruppacher y Klett, 1998). Sin embargo, este factor no parece afectar en gran medida a los valores obtenidos debido a la limitada extensión vertical de los estratocúmulos analizados, inferior a 400 m., con lo que no se espera variabilidad en el tamaño de las gotas.

Otro factor que hay que considerar a la hora de comparar los datos de radio efectivo medidos desde tierra con los suministrados por el método, es la diferencia horaria entre las medidas realizadas in-situ y la imagen de satélite utilizada para aplicar el método de extracción. Mientras las primeras fueron tomadas durante el período comprendido entre las 20:00 y 23:00GMT, las imágenes empleadas corresponden al pase de la tarde del satélite NOAA-12, que cruza el ecuador aproximadamente a las 19:00GMT, para la campaña de 1995 y los pases de madrugada del satélite NOAA-14, aproximadamente a las 03:00GMT para la campaña de 1996. Sin embargo, se puede asumir que las medidas de las nubes desde satélite durante la tarde o la madrugada pueden ser comparadas directamente con las medidas microfísicas realizadas in-situ durante la noche debido a la relativa constancia del campo de nubes observada entre las imágenes de satélite de la tarde y las de noche, la pequeña variación

en las propiedades químicas y microfísicas observadas durante los periodos de 3 horas durante los que se realizaba el muestreo y la uniformidad espacial que muestran las nubes en las imágenes de satélite en la dirección predominante del viento.

Por último, otro factor que juega un papel importante en la determinación de los parámetros de los estratocúmulos siguiendo el método propuesto, es la elección de la caja cerca del área de interés que contenga los píxeles necesarios para poder aplicar el procedimiento. Como se comentó anteriormente, en caso de nubes de gran extensión horizontal, la elección de esta caja lejos de la zona de muestreo puede implicar diferentes situaciones a lo que a temperatura de la superficie y vapor de agua se refiere.

En cuanto a los resultados de la comparación, atendiendo a la Tabla 6.1 se deriva que la diferencia entre los valores recuperados por el método y los medidos in-situ no sigue un comportamiento general, sino que en algunos casos los radios efectivos recuperados son sobreestimados mientras que, para otros días, estos radios efectivos son subestimados respecto a los obtenidos en el Pico del Inglés. Aplicando una estadística sencilla a los valores de la tabla, se obtiene que, de entre el conjunto de radios efectivos extraídos por el método, en promedio, uno de ellos se encuentra a menos de  $0.25\mu\text{m}$  del radio verdadero mientras que la peor de las soluciones no se desvía más de  $1\mu\text{m}$  de este valor real.

Por lo que respecta a los valores obtenidos para la temperatura de la nube, éstos no se expresan en la tabla debido a la ausencia de medidas desde tierra o desde avión que permitan contrastar los valores obtenidos por el método. Sin embargo, estos valores que se sitúan entre los 281 y los 286 K son valores razonables teniendo en cuenta la altura a la que se sitúa esta capa nubosa y la hora de obtención de las mismas.

### **6.1.1 Aplicabilidad del método.**

De los resultados analizados en el apartado anterior se deduce que el método propuesto es capaz de extraer con cierta precisión el radio efectivo de una capa de estratocúmulos marinos. Sin embargo, la inclusión de este método

en un procedimiento automático de generación de mapas de radio efectivo plantea algunas dificultades debido a la necesidad de la interacción del usuario para ejecutar el mismo. Concretamente, hay dos pasos del proceso que necesitan la supervisión del usuario. Estos son:

- Selección de la caja que permita obtener píxeles con diversidad de condiciones de espesor óptico como se explicó en el Capítulo 4. Para ello, es necesario que el usuario realice una inspección visual de la imagen y compruebe en el histograma que la caja elegida es válida para aplicar el método.
- Elección de la temperatura equivalente del sistema superficie-capa atmosférica bajo la nube. Sobre el histograma, el usuario debe seleccionar el punto inicial de las simulaciones en los 3 canales térmicos, es decir, las temperaturas de los píxeles despejados. Aunque en el método propuesto esto se hace de forma manual, se pueden aplicar cualquiera de los métodos de detección de píxeles despejados disponibles en la literatura para realizar esta labor (McClain et al., 1985, Saunders y Kriebel, 1988, Pérez et al., 1997).

Otro aspecto importante a considerar para evaluar la aplicabilidad de un método es el coste computacional asociado al mismo. En este caso, y con la capacidad de cálculo de los computadores modernos, el método puede ser implementado para generar imágenes de radio efectivo y temperatura de nube, puesto que tanto la búsqueda del mínimo en los canales 4 y 5 usando los métodos tradicionales de minimización, como el cálculo en una dimensión de los mínimos de la función de coste en el diagrama  $BTD_{3-4}$  se pueden afrontar usando ordenadores personales de última generación.

Por tanto, la sencillez de este método, la bondad de los resultados que proporciona y la uniformidad que presentan los estratocúmulos marinos permiten que éste pueda ser utilizado para generar mapas a escala global de radios efectivos de gotas en nubes de agua y su posterior inclusión en modelos climáticos globales.

## 6.2 Método de píxeles independientes.

De forma análoga a lo realizado para el método contextual, el método de extracción de parámetros para píxeles independientes descrito en el Capítulo 5 fue aplicado a las imágenes nocturnas de aquellos días en los que se realizaron medidas desde tierra. Siguiendo el procedimiento explicado en la sección 5.3 se calcularon los parámetros temperatura de nube, espesor óptico y radio efectivo para todos los píxeles de una región que incluye las Islas Canarias (figura 5.6).

En la Tabla 6.2 se muestran los resultados de radio efectivo obtenidos de las medidas directas en la nube así como los obtenidos al aplicar el método. Estos últimos corresponden al valor promedio de radio efectivo obtenido para los píxeles de una caja seleccionada en la vecindad del punto de muestreo.

Día (día-mes-año)	Medidas in-situ	Valores recuperados (promedio)
	Radio efectivo promediado en el tiempo ( $\mu\text{m}$ )	Radio efectivo $r_{\text{eff.}}(\mu\text{m})$
11-06-95	5.41	4.90
29-06-95	5.67	6.34
30-06-95	5.07	4.49
05-07-95	4.81	4.49
05-07-96	9.14	9.15
08-07-96	7.94	7.99
19-07-96	5.91	5.61
20-07-96	5.76	5.77
25-07-96	6.29	7.12
26-07-96	7.70	8.07

**Tabla 6.2.- Resultados obtenidos usando el método de píxeles independientes durante los días correspondientes a las campañas del proyecto TCP.**

De los resultados mostrados en la tabla se observa un gran acuerdo entre las medidas extraídas desde satélite y las realizadas en el Pico del Inglés. De ella, se obtiene que el mayor desacuerdo se produce el día 25 de Julio de 1996 con una diferencia de  $0.83\mu\text{m}$  mientras que para algunos días como el 5 de Julio o el 20 de Julio de 1996, las diferencias son de  $0.01\mu\text{m}$ ). En promedio, las diferencias encontradas entre ambas medidas están por debajo de las  $0.4\mu\text{m}$ .

En cuanto a las incertidumbres en la comparación de los resultados, se pueden aplicar los mismos razonamientos seguidos para el método de la caja, es decir, diferencia horaria entre las medidas desde tierra y el pase del satélite o la representatividad de los datos adquiridos a una altura determinada dentro de la nube. La excepción en este caso la constituye el proceso de selección de la caja que en el método de píxeles independientes no es necesario.

Otro aspecto a considerar, aparte de los buenos resultados obtenidos con los datos de satélite para el radio efectivo, es la capacidad del método propuesto para suministrar otros dos parámetros importantes para la caracterización de las capas nubosas como son la temperatura de la nube y el espesor óptico. Aunque no se disponen de medidas in-situ de estos parámetros, los resultados obtenidos dejan entrever la bondad de los mismos pues, en el caso de la temperatura de la nube, como se comentó en la sección 6.1, los valores obtenidos se corresponden con las temperaturas esperadas en esos niveles. Por lo que respecta al espesor óptico, las imágenes generadas con el método muestran cómo los valores de espesor óptico permanecen prácticamente constantes en el cuerpo principal de la nube, mientras que estos valores decaen en los bordes de la misma, lo cual se ajusta al comportamiento más general de las nubes estratiformes.

Además, el análisis de sensibilidad realizado en la sección 5.4 muestra que este método es sensible principalmente a las radiancias detectadas por el satélite, con lo cual, usando los mecanismos de calibración que proporcionan los propios satélites (fuentes de calibración internas) y las correcciones no lineales aplicadas, cabe esperar una cierta precisión en el método de extracción propuesto especialmente para el caso de píxeles completamente cubiertos y nubes densas. Este análisis también pone de manifiesto que la extracción del

radio efectivo tiene una fuerte dependencia de la cobertura nubosa del píxel analizado.

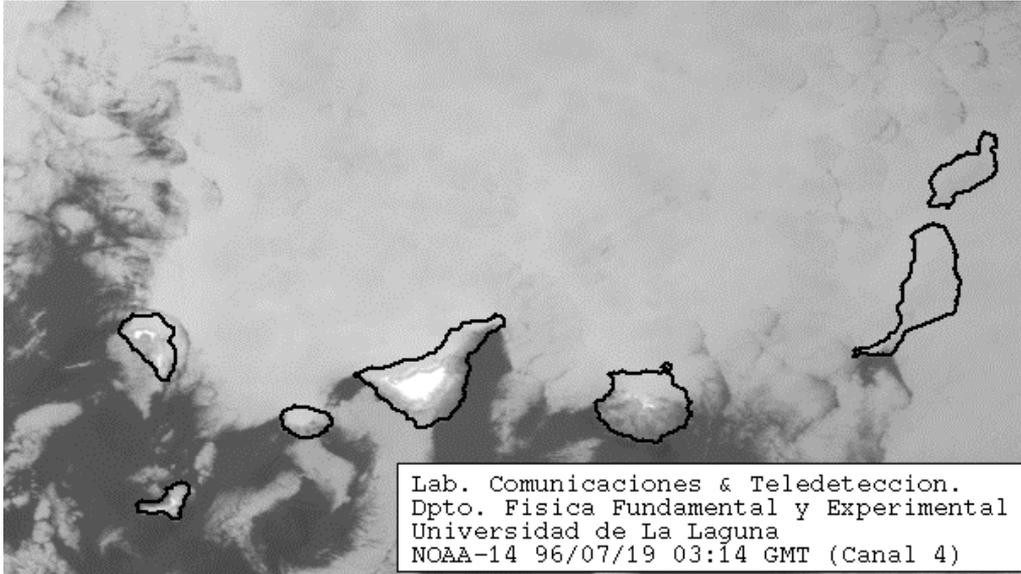
### **6.2.1 Aplicabilidad del método.**

Por lo que concierne a la posibilidad de incluir el método de píxeles independientes en un proceso automático de generación de mapas de características de las nubes, es necesario tener en cuenta las siguientes consideraciones:

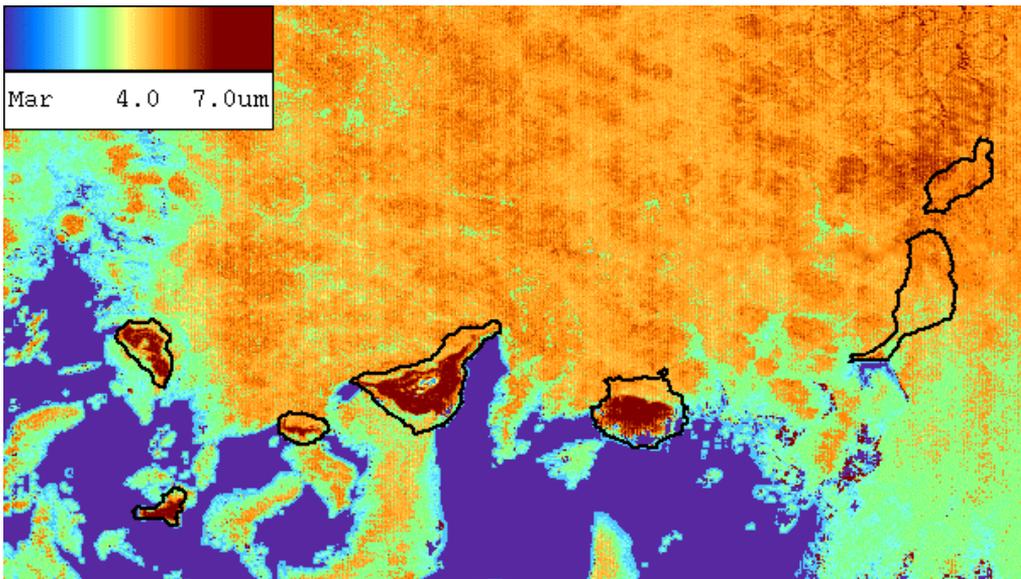
- El método es completamente automático y no requiere la supervisión del usuario para su funcionamiento.
- Requiere un paso previo que es la generación de 3 imágenes correspondiente a las temperaturas equivalentes de superficie en los 3 canales térmicos.
- El coste computacional del método depende de los parámetros elegidos para la ejecución del método de algoritmos genéticos utilizado para la minimización de la función de coste, esto es, número de generaciones, número de individuos en la población y porcentaje de miembros de la población que sobreviven en cada generación. Aunque el procedimiento es costoso computacionalmente, la potencia de cálculo de los computadores actuales así como la facilidad de paralelización de los algoritmos empleados hace viable el uso de esta técnica para la generación de mapas de características de nubes que puedan ser incluidos en modelos climáticos a escala sinóptica.

Este método se muestra adecuado para la determinación de los parámetros característicos de las nubes con gran resolución espacial así como para el estudio de dichas propiedades en regiones concretas de una imagen. Por ejemplo, en la Figura 6.1 se muestra el resultado de aplicar este método a la región canaria para la imagen correspondiente a la madrugada del día 19 de Julio de 1996. En la Figura 6.1.a se presenta la imagen original perteneciente al canal 4 del AVHRR donde se observa una capa de estratocúmulos de gran extensión horizontal al norte de las Islas Canarias. En las Figuras 6.1.b, 6.1.c y

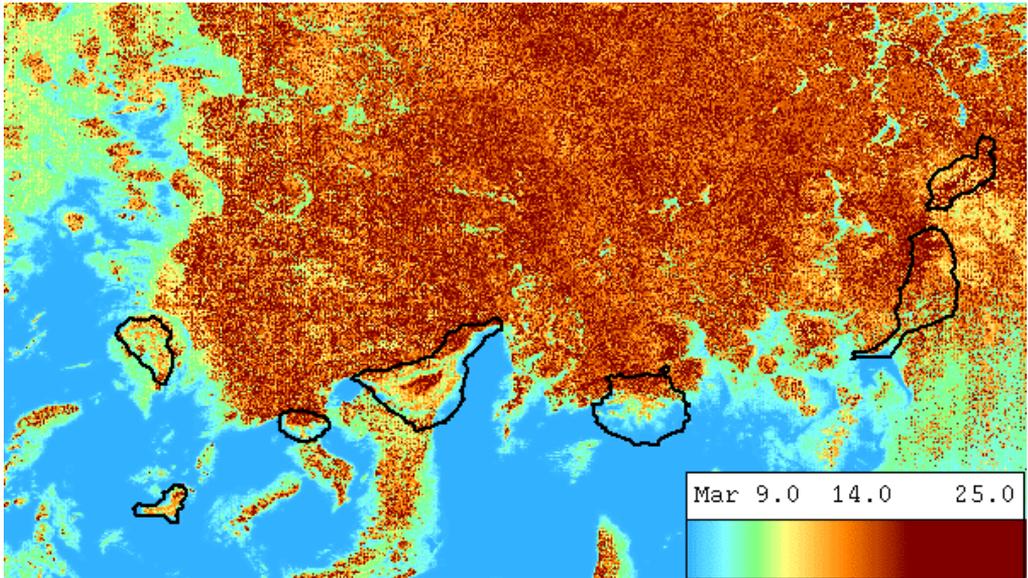
6.1.d se muestran las imágenes obtenidas para radio efectivo, espesor óptico y temperatura de nube respectivamente.



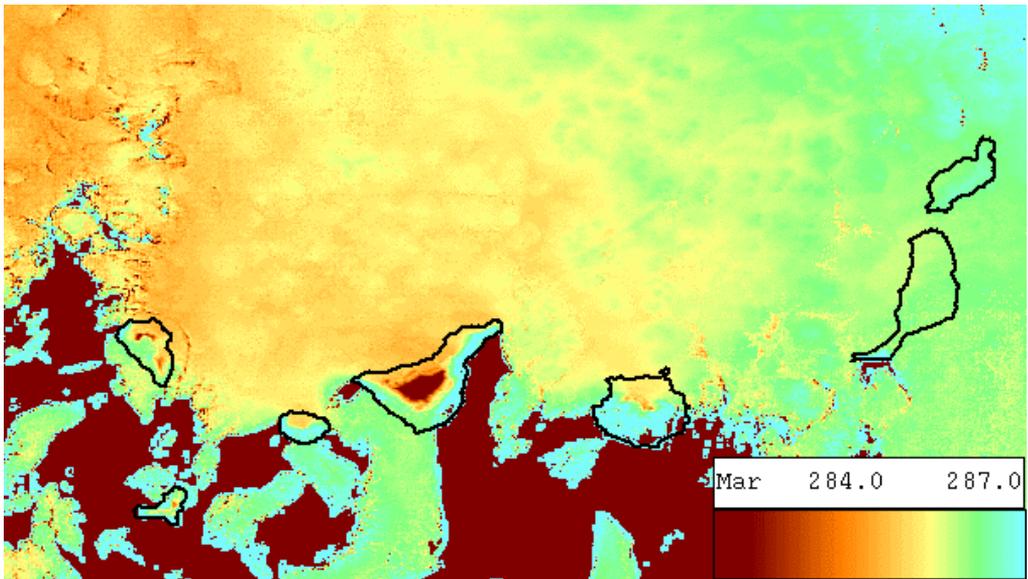
a)



b)



c)



d)

**Figura 6.1.-** Aplicación del método de extracción de píxeles independientes a una fracción de imagen del día 19 de Julio de 1996. Usando los canales térmicos del AVHRR, a) Imagen del canal 4 original, se obtienen los parámetros característicos: b) radio efectivo , c) espesor óptico y d) temperatura de nube.

Sin embargo, aunque los algoritmos proporcionan buenos resultados, sería conveniente disponer de un conjunto de medidas de tierra más amplio así como de medidas efectuadas por aviones en transectos realizados dentro de los estratocúmulos simultáneamente a los pases de los satélites.

## **CAPÍTULO 7**

---

# **CONCLUSIONES Y PRINCIPALES APORTACIONES**

1. Se ha realizado una revisión bibliográfica con el fin de conocer el “*estado del arte*” en extracción de parámetros de nubes haciendo uso de datos multiespectrales de satélites y modelos de transferencia radiativa. De esta revisión se deduce que, aunque diversos algoritmos son utilizados con este fin, la mayoría son aplicables exclusivamente durante el día, prestándose menor atención a la extracción de parámetros durante la noche donde se incrementa la complejidad de los algoritmos a emplear. Sin embargo, el conocimiento de la evolución nocturna de estos parámetros juega un papel importante en el estudio del balance radiativo global en la atmósfera.

2. Se ha diseñado, implementado y puesto a punto un sistema de bajo coste para la adquisición de los datos suministrados por los satélites de órbita polar de la serie NOAA en formato HRPT. Asimismo se ha desarrollado un software de tratamiento de estos datos que incluye las operaciones básicas de tratamiento de imágenes así como algoritmos específicos de teledetección como calibración, registro, navegación, operaciones de combinación de imágenes, etc.

3. Se ha propuesto una aproximación a la ecuación de transferencia radiativa durante la noche. Para ello, se ha planteado un modelo radiativo para el sistema tierra-atmósfera que se aproxima a la situación característica de estratocúmulos marinos al norte de las Islas Canarias. Este modelo está compuesto por una capa nubosa plano-paralela situada sobre una superficie oceánica homogénea, siendo el único componente atmosférico considerado el vapor de agua situado entre la superficie y la nube, lo cual se justifica a partir de los radiosondeos realizados por el Instituto Nacional de Meteorología en Santa Cruz de Tenerife.

Para la resolución de la ecuación de transferencia se ha tenido en cuenta los fenómenos de absorción y dispersión múltiple que tienen lugar dentro de la nube. Para ello, se ha hecho uso de la teoría de Mie y de un método de ordenadas discretas conocido como DISORT. Se

comprueba que este modelo es capaz de simular teóricamente las radiancias obtenidas por el satélite en las distintas bandas espectrales.

4. Se ha realizado un análisis exhaustivo del comportamiento del modelo propuesto, examinando la sensibilidad del mismo a variaciones de los parámetros de entrada, esto es, temperatura de la nube, radio efectivo de las gotas de agua que la componen y espesor óptico de la misma. Este análisis se ha efectuado para distintas situaciones de temperatura de superficie y vapor de agua bajo la nube. Los resultados obtenidos se han expresado en término de diferencias de temperatura entre los canales 3 y 4 (BTD<sub>3-4</sub>) y entre los canales 4 y 5 (BTD<sub>4-5</sub>) comprobando que las variaciones de los parámetros de las nubes permiten justificar la distribución observada en los histogramas de las imágenes térmicas del AVHRR.

5. La inversión del modelo radiativo propuesto ha sido examinada, comprobando que ésta presenta complicaciones como consecuencia del comportamiento oscilante con el radio efectivo de las propiedades radiativas derivadas de la teoría de dispersión de Mie. Esto implica que distintos radios proporcionan las mismas características radiativas de la capa nubosa para unas condiciones de temperatura y espesor óptico dadas. En estas condiciones, los métodos tradicionales de discretización e interpolación de resultados dejan de ser válidos por lo que se proponen métodos alternativos de extracción de los parámetros característicos de las nubes a partir de datos de satélite.

6. Se propone un primer método de extracción que tiene en cuenta la información espectral contextual de un área seleccionada en la imagen. La elección de esta “caja” ha de realizarse de tal manera que en ella aparezcan píxeles despejados, píxeles completamente cubiertos y zonas de cobertura intermedia. En estas condiciones, el método permite la determinación de la temperatura de la nube mediante un ajuste por mínimos cuadrados de las curvas teóricas generadas para el diagrama BTD<sub>4-5</sub> a los datos de satélite en este mismo histograma.

Esta temperatura de nube es usada posteriormente para la determinación del conjunto de radios efectivos de las gotas que minimizan la distancia de las curvas teóricas a cada punto del histograma  $BTD_{3-4}$ . La búsqueda de estos radios se ha realizado usando la información de cambios de fase que aparecen entre dos funciones definidas sobre el diagrama  $BTD_{3-4}$ , la función de coste y el área normalizada  $A_{34}$ .

7. Se propone un segundo método que permite la determinación simultánea para cada píxel de la imagen de la temperatura de la nube, espesor óptico y radio efectivo. Este método se basa en una técnica propuesta para la discretización del radio efectivo y del espesor óptico y en un método de detección de píxeles despejados que permite inferir mediante interpolación, la temperatura del océano y la cantidad de vapor de agua bajo la nube de todos los píxeles cubiertos.

Además, se propone un método numérico basado en algoritmos genéticos para la inversión del modelo radiativo. Esta técnica permite encontrar entre todas las posibles soluciones a la ecuación de transferencia radiativa, aquella que se ajusta mejor a los valores de temperatura de brillo observados por el satélite.

8. Se ha realizado un análisis exhaustivo de la sensibilidad de los dos métodos propuestos a las posibles fuentes de errores. Entre estas fuentes de incertidumbre se distinguen aquellas cuyo origen son los instrumentos a bordo de los satélites y los errores introducidos por las simplificaciones del modelo radiativo utilizado. Dentro de estas últimas, se cuantifican los errores que se introducen al no considerar vapor de agua sobre la capa nubosa, haciendo uso de los datos de contenido de este componente atmosférico proporcionados por los radiosondeos realizados por el Instituto Nacional de Meteorología. También se evalúa el efecto de considerar una distribución de gotas infinitamente estrecha así como el error que se introduce en aquellas situaciones de píxeles parcialmente cubiertos.

9. Se han aplicado los métodos de extracción a imágenes nocturnas de los satélites NOAA. Los resultados obtenidos se han comparado con los datos de tamaño de gotas medidos en el Pico del Inglés (Tenerife) en el proyecto TCP durante las campañas de los veranos de 1995 y 1996. Estos resultados demuestran que los valores obtenidos se ajustan muy bien a los medidos in-situ (errores máximos promedio menores a  $1\mu\text{m}$  para el método de la caja y errores por debajo de  $0.4\mu\text{m}$  para el método de píxeles independientes).

Estos resultados han demostrado la aplicabilidad de los métodos propuestos para la generación de mapas a escala sinóptica de parámetros característicos de las nubes.



## **CAPÍTULO 8**

---

### **ÁREAS DE FUTURAS INVESTIGACIONES**

**1.** La validación de los métodos de extracción requieren más campañas de medida que permitan evaluar el comportamiento de los mismos frente a diferentes situaciones atmosféricas como nubes procedentes del sur o nubes con un rango de tamaños más amplio. Además, sería conveniente disponer de medidas que permitan conocer la distribución vertical de las partículas así como la validación de los valores de espesor óptico proporcionados por el método de píxeles independientes.

Con este fin, se pretende realizar una campaña de medidas de los estratocúmulos marinos desde tierra usando radiómetros que permitan medir el comportamiento radiativo de estas nubes desde arriba, desde abajo y desde el interior de la misma. Al mismo tiempo, se está realizando el diseño de instrumentación que permita medir directamente en la nube el tamaño de las gotas de agua.

**2.** Análisis de nuevos modelos de transferencia radiativa que posibiliten una mayor precisión en la determinación de las radiancias que llegan al satélite. Por ejemplo, la utilización de modelos radiativos en 3 dimensiones (Cahalan et al., 1994) permite conocer, entre otros efectos, el efecto del transporte radiativo horizontal dentro de la nube, lo cual podría limitar la hipótesis de píxeles independientes (Marshak et al., 1999).

**3.** Extrapolar los estudios realizados a imágenes diurnas, teniendo en cuenta la contribución de la iluminación solar a la radiación detectada por aquellos canales situados en el infrarrojo medio. Aunque algunos trabajos se han hecho al respecto (Herrera et al., 1999), se necesitarían desarrollar nuevas técnicas que permitan separar la contribución solar de la radiancia global detectada por el satélite.

**4.** Uso de nuevos satélites y nuevos sensores. Así, el lanzamiento en diciembre de 1999 del satélite Terra AM-1 con sensores específicos para el estudio de la influencia de las nubes en el balance radiativo global, como es el caso del sensor MODIS, hace necesario el desarrollo de nuevos métodos que permitan el uso de la gran cantidad de

información que suministran estos satélites para la extracción de los parámetros microfísicos de las nubes. Aunque un estudio teórico ha sido desarrollado para este fin (Pérez et al., 2000), se necesitan aplicarlos sobre datos reales para estudiar el comportamiento de estos métodos.

**5.** Creación de mapas a escala sinóptica con los parámetros característicos de las nubes (fase, espesor óptico, tamaño de las partículas) que permitan evaluar de forma precisa y continua el efecto de las nubes en el balance radiativo global así como el efecto de la contaminación antropogénica en la formación y persistencia de las nubes.



## Capítulo 9

---

## BIBLIOGRAFÍA

- ALBRETCH, B.A., BRETHERTON, C.S., JOHNSON, D., SCHUBERT, W.H. Y FRISCH, A.S. (1995). "The Atlantic Stratocumulus Transition Experiment –ASTEX". *Bulletin of American Meteorological Society*. Vol. 76, pp. 889-904.
- AOKI, T. (1985). "A method for matching the HIRS/2 and AVHRR pictures of TIROS-N satellites". *The Technical Proceedings of the Second International TOVS Study Conference*. Incls, Austria, 18-22 Febrero de 1985, pp. 349-368.
- ARBELO, M. (1997). *Determinación de la temperatura superficial del mar mediante la sinergia de los sensores AVHRR y TOVS. Aplicación a Canarias*. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, La Laguna, Sta. Cruz de Tenerife.
- ARKING, A., Y CHILDS, J.D. (1985). "Retrieval of cloud cover parameters from multispectral satellite images". *J. Climat. & Appl. Meterol.* Vol. 24, pp. 322-333.
- ARKING, A. (1999). "The influence of clouds and water vapor on atmospheric absorption". *Geophys. Res. Lett.* Vol. 12, pp. 2729-2732.
- AUSTIN, P.H., SIEMS, S. Y WANG, Y. (1995). "Constraints on droplet growth in radiatively cooled stratocumulus clouds". *J. Geophys. Res.* Vol 100, pp. 14231-14243.
- AYALA, A., PÉREZ, J.C., RODRÍGUEZ, M. Y HERRERA, F. (1995). "Un sistema electrónico de bajo coste para la determinación de parámetros ambientales de utilidad en el calibrado del TOVS". *6ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Valladolid, pp. 455-458.
- BAKER, J.E. (1987). "Reducing Bias and Inefficiency in the Selection Algorithm". *International Conference on Genetic Algorithms and their Application*. Hillsdale, New Jersey, USA: Lawrence Erlbaum Associates, pp. 14-21.

- BANDYOPADHYAY, S., MURTHY, C. A., Y PAL, S. K. (1995). "Pattern Classification with genetic algorithms". *Pattern Recognition Letters*, Vol. 16, pp.801-808.
- BAUM, B., ARDUINI, R.F., WIELICKI, B.A., MINNIS, P. Y TSAY S. (1994). "Multilevel cloud retrieval using multispectral HIRS and AVHRR data: Nighttime oceanic analysis". *J. Geophys. Res.* Vol. 99, pp. 5499-5514.
- BORYS, R.D., LOWENTHAL, D.H., WETZEL, M.A., HERRERA, F., GONZÁLEZ, A. Y HARRIS, J. (1998). "Chemical And microphysical properties of marine stratiform cloud in the North Atlantic". *J. Geophys. Res.* Vol. 103, pp. 22073-22085.
- BREST, C. Y ROSSOW, W.R. (1992). "Radiometric calibration and monitoring of NOAA AVHRR data for ISCCP". *Int. J. Remote Sensing.* Vol. 13pp. 235-273
- BUDYKO, M. (1969). "The effect of solar radiation variations on the climate of the earth". *Tellus.* Vol. 2, pp. 611-619.
- CAHALAN, R. F., RIDGWAY, W., WISCOMBE, W., BELL, T. Y SNIDER, J. (1994) "The Albedo of Fractal Stratocumulus Clouds". *J. Atmos. Sci.* Vol. 51, pp. 2434-2455.
- CESS, R. D. (1976). "Climate change: an appraisal of atmospheric feedback mechanism employing zonal climatology". *J. of Atmospheric Sciences.* Vol. 33, pp. 1831-1843.
- CESS, R.D., POTTER, G.L., BLANCHET, J.P., BOER, G.J., GHAN, S.J., KIEHL, J.T., LE TREUT, H., LI, Z.X., LIANG, X.Z., MITCHELL, J.F.B., MORCRETTE, J.J., RANDALL, D.A., RICHES, M.R., ROECKNER, E., SCHELSE, U., SLINGO, A., TAYLOR, K.E., WASHINGTON, W.M., WETHERHALD, R.T. Y YAGAI, I. (1989). "Intercomparison of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models". *Science*, Vol. 245, pp. 513-516.

- CHARLSON, R.J., SCHWARTZ, S.E., HALES, J.M., CESS, R.D., COAKLEY, JR., J.A., HANSEN, J.E. Y HOFMANN, D.J. (1992). "Climate forcing by anthropogenic aerosols". *Science*. Vol. 255, pp. 423-430.
- COAKLEY, JR., J.A., BERNSTEIN, R.L. Y DURKEE, P.A. (1987). "Effect of ship-stack effluents on cloud reflectivity". *Science*. Vol. 237, pp. 1020-1022.
- COLWELL, R.N. (1983). *Manual of Remote Sensing*. 2ª Edición, Vol. 1, American Society of Photogrammetry, Falls Church, Virginia.
- CORNILLON, P.A. (1982). *A Guide to Environmental Satellite Data*. University of Rhode Island, Marine Technical Report 79, EEUU
- COX, S.K., MCDUGAL, D.S., RANDALL, D.A. Y SCHIFFER, R.A. (1987). "FIRE – the first ISCCP regional experiment". *Bulletin of American Meteorological Society*. Vol. 68, pp. 114-118.
- CURRAN, R.J. Y WU, M.L.C. (1982). "Skylab near-infrared observations of clouds indicating supercooled liquid water droplets". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 39, pp. 635-647.
- d'ENTREMONT, R.P. (1986). "Low- and mid-level cloud analysis using nighttime multispectral imagery". *J. Climat. & Appl. Meteorol.* Vol. 25, pp. 1853-1869.
- DORTA, P. (1996). "Las inversiones térmicas en Canarias". *Investigaciones geográficas*. Vol. 15, pp. 109-124.
- DURKEE, P.A. (1989). "Observations of aerosol-cloud interactions in satellite-detected visible and near-infrared radiance". *Proc. Symposium on the Role of Clouds in Atmospheric Chemistry and Global Climate. American Meteorol. Soc.* Pp. 157-160.

- EMERY, W.J., BROWN, J. Y NOWAK, Z.P. (1989). "AVHRR image navigation: Summary and review". *Photogrammetric Engin. and Rem. Sensing*. Vol. 55, nº 8, pp. 1175-1183.
- EXPÓSITO, F.J., DÍAZ, J.P., ARBELO, M., HERRERA, F. Y GUERRA, J.C. (1997). "First intercomparison between the Aerosols Optical Depth data obtained by the NOAA satellites and the Optronics OL752 spectroradiometer in the Canary Islands". *Int. J. Rem. Sensing*. Vol. 18, pp.2247-2252.
- EXPÓSITO, F.J. (1999). *Determinación del espesor óptico de aerosoles mediante técnicas de teledetección en la región de Canarias*. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, La Laguna, Sta. Cruz de Tenerife.
- FELIPE, O.L., GARCÍA, S.M. (1996). *Tratamiento de Imágenes de Satélite. Algoritmos de Procesamiento e Interfaz Gráfica*. Proyecto Fin de Carrera Centro Superior de Informática. Universidad La Laguna.
- FONT TULLOT, I. (1956). *El tiempo atmosférico en las Islas Canarias*. Publicaciones Servicio Meteorológico Nacional. Publicaciones Serie A, núm. 26.
- FOOT, J.S. (1988). "Some observations of the optical properties of clouds. I: Stratocumulus". *Quart. Journal Royal Meteorological Society*. Vol. 114, pp. 129-144.
- GARCÍA, E. (1997). *Seguimiento de satélites de órbita polar NOAA. Algoritmos de optimización del seguimiento e interfaz gráfica*. Proyecto Fin de Carrera Centro Superior de Informática. Universidad La Laguna.
- GONZÁLEZ, A., PÉREZ, J.C., ROSA, F. Y HERRERA, F. (1995). "Detección, seguimiento y evaluación de incendios en Canarias". *6ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Valladolid, pp. 295-300.

- GONZÁLEZ, A., PÉREZ, J.C., HERRERA, F., ROSA, F. Y RODRÍGUEZ, S. (1997). "Separación de las componentes térmica y solar del Canal3 del NOAA-AVHRR". *7ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Santiago de Compostela, pp. 269-272.
- GONZÁLEZ, A., HERRERA, F., ROSA, F. Y PÉREZ, J.C. (1998). "Discretization of effective droplet radius in order to extract stratocumulus cloud parameters". *The International Symposium on Remote Sensing (SPIE-EUROPTO)*. Vol. 3495, pp. 43-50.
- GONZÁLEZ, A., PÉREZ, J.C., HERRERA, F. Y ROSA, F. (2000). "Stratocumulus properties retrieval method from NOAA-AVHRR data based on the discretization of cloud parameters.". *Int. J. Rem. Sensing*. Aceptado.
- HAN, Q. (1992). "*Global Survey of effective particle size in liquid water clouds*". Ph. D. Diss., Columbia University, New York.
- HAN, Q., ROSSOW, W.B. Y LACIS, A.A. (1994). "Near-global survey of effective droplet radius in liquid water clouds using ISCCP data". *J. Climate*. Vol. 7, pp. 465-497.
- HAN, Q., ROSSOW, W.B., WELCH, R., WHITE, A. Y CHOU, J. (1995). "Validation of satellite retrievals of cloud microphysics and liquid water path using observations from FIRE". *J. Atmos. Sci.* Vol. 52, pp. 4183-4195.
- HANSEN, J.E. Y POLLACK, J.B. (1970). "Near-infrared light scattering by terrestrial clouds". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 27, pp. 265-281.
- HANSEN, J.E. Y TRAVIS, L.D. (1974). "Light scattering in planetary atmospheres". *Space Sci. Rev.* Vol. 16, pp. 527-610.
- HERRERA, F., ROSA, F., GONZÁLEZ, A. Y PÉREZ, J.C. (1999). "Method based in a Radiative Transfer Model to extract the solar component from NOAA-AVHRR channel 3". *Int. J. Remote Sensing*. Vol. 20, pp. 699-710

- 
- HOLLAND, J.H. (1975). *Adaptation in Natural and Artificial Systems*. University of Michigan, Ann Arbor.
- HUNT, G.E. (1973). "Radiative properties of terrestrial clouds at visible and infra-red thermal window wavelenghts". *Quat. J. R. Meteorol. Soc.* Vol. 99, pp. 346-369.
- KAUFMAN, Y. Y PRICE, J.C. (1993) "Calibration of AVHRR visible and near-IR bands by atmospheric scattering, ocean glint and desert reflection". *Int. J. Remote Sensing*. Vol. 14, pp. 21-52
- KIDWELL, K.B. (1995). "NOAA Polar Orbiter Data User Guide". *NOAA NESDIS, National Climatic Data Center, Satellite Data Service Division, Washington D.C., EE.UU.*.
- KING, M.D. (1987). "Determination of the scaled optical thickness of clouds from reflected solar radiation measurements". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 44, pp. 1734-1751.
- KING, M.D., RADKE, L.F., Y HOBBS, P.V. (1993). "Optical properties of marine stratus clouds modified by ships" . *J. Geophys. Res.* Vol. 98, pp. 2729-2739.
- KING, M.D., TSAY, S., PLATNICK, S. E., WANG, M. Y LIU, K. N. (1997) *Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase* , ATBD MOD-05, NASA Goddard Space Flight Center, 79 pp.
- KNEIZYS, F.X., SHETTLE, E. P., ABREU, L. W., CHETWYND, J. H., ANDERSON, G. P., GALLERY, W.O. , SELBY, J. E. A. Y CLOUGH, S. A. (1988) "Users Guide to Lowtran 7", AFGL-TR-88-0177, Air Force Geophys. Lab., Bedford, Mass.
- LIN, X. Y COAKLEY, J.A.JR. (1993). "Retrieval of properties for semitransparent clouds from multispectral infrared imagery data". *J. Geophys. Res.* Vol. 98, pp. 18501-18514.

- LIU, K.N. (1980). *An introduction to atmospheric radiation*. Ed. Academic Press Inc. San Diego, California. 392 pp.
- McCLAIN, E.P., PICHEL, W.G. Y WALTON, C.C. (1985). "Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperatures". *J. Geophys. Res.* Vol. 90, pp. 11587-11601.
- MARSHAK, A., OREOPOULOS, L., DAVIS, A., WISCOMBE, W. Y CAHALAN, R.F. (1999). "Horizontal radiative fluxes in clouds and accuracy of the Independent Pixel Approximation at absorbing wavelengths". *Geophys. Res. Lett.* Vol. 26, pp. 1585-1588.
- MARZOL, M.V., RODRÍGUEZ, J., AROZENA, C. Y LUIS, M. (1988). "Rapport entre la dynamique de la mer de nuages et la vegetation au Nord de Tenerife (Iles Canaries). *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*. Vol. 1, pp. 273-283.
- MARZOL, M.V. (1990). "Los factores atmosféricos y geográficos que definen el clima del archipiélago canario". *Climatología y Medio Ambiente*. Homenaje al profesor Luis Albentosa Sánchez, Universidad de Barcelona, pp.151-176.
- MARZOL, M.V. (1993). "Tipificación de las tres situaciones atmosféricas más importantes en las Islas Canarias". *Strenae Emmanuelae Marrero Oblatae*. Universidad de La Laguna, pp. 79-85.
- MARZOL, M.V., DORTA, P., VALLADARES, P., MORIN, P., SÁNCHEZ MEGÍA, J.L. Y ABREU, M. (1994). "La captation de l'eau à Tenerife (Iles Canaries). L'utilisation des brouillards". *Publications de l'Association Internationale de Climatologie*. Vol. 7, pp.83-91.
- MASUDA, K., TAKASHIMA, T. Y TAKAJAMA, Y. (1988). "Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface in the infrared window regions". *Rem. Sens. Environment*. Vol. 24, pp. 313-329.

- MEKLER, Y. Y KAUFMAN, Y. J. (1995). "On possible causes of calibration degradation of the AVHRR visible and near IR channels". *Applied Optics*. Vol.34, pp. 1059-1062.
- MINNIS, P., YOUNG, D. F., KRATZ, D. P., COAKLEY, J. A. JR., KING, M. D., GARBER, D. P., HECK, P. W., MAYOR, S. Y ARDUINI, R. F. (1997). *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES). Algorithm Theoretical Basis Document. Cloud Optical Property Retrieval*. NASA Goddard Space Flight Center, 60 pp.
- MITCHELL, J.F.B., SENIOR, A. Y INGRAM, W.J. (1989). "CO<sub>2</sub> and climate: A missing feedback?". *Nature*. Vol. 341, pp. 132-134.
- MONALDO, F. (1996) *Primer*. Space Oceanographic Group, Johns Hopkins University. Applied Physics Laboratory. EEUU
- NAKAJIMA, T. Y TANAKA, M. (1986). "Matriz formulations for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere". *J. of Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. Vol. 35, pp. 13-21.
- NAKAJIMA, T. Y KING, M.D. (1990). "Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part I: Theory". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 47, pp. 1878-1893.
- NAKAJIMA, T., KING, M.D., SPINHIRNE, J.D. Y RADKE, L.F. (1991). "Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. Part II: Marine stratocumulus observations". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 48, pp. 728-750.
- NAKAJIMA, T. Y. Y NAKAJIMA, T. (1995). "Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA-AVHRR measurements for FIRE and ASTEX regions". *J. Atmos. Sci.* Vol. 52, pp. 4043-4059.
- PARKER, J. R. (1997). *Algorithms for image processing and computer vision*. Ed. John Wiley & Sons , New York. 417 pp.

- PLATNICK, S. Y TWOMEY, S. (1994). "Determining the susceptibility of cloud albedo to changes in droplet concentration with the Advanced Very High Resolution Radiometer". *J. Appl. Meteorol.* Vol. 33, pp. 334-346.
- PLATNICK, S. Y VALERO, F.P.J. (1995). "A validation study of a satellite cloud retrieval during ASTEX". *J. Atmos. Sci.* Vol. 52, pp. 2985-3001.
- PÉREZ, J.C., HERRERA, F., AYALA, A. (1995). "Diseño de un sistema de recepción de imágenes de alta resolución para los satélites NOAA". *6ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Valladolid, pp. 431-438.
- PÉREZ, J.C., GONZÁLEZ, A., HERRERA, F., ROSA, F. Y DE LA CRUZ, D.M. (1997). "Segmentación de las nubes en las imágenes del NOAA-AVHRR basada en los diagramas T34 vs. T4". *7ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Santiago de Compostela, pp. 50-53.
- PÉREZ, J.C., GONZÁLEZ, A., HERRERA, F., ROSA, F. Y DE LA CRUZ, D.M. (1997). "Segmentación de las nubes en las imágenes del NOAA-AVHRR basada en los diagramas T34 vs. T4". *7ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Santiago de Compostela, pp. 50-53.
- PÉREZ, J.C., HERRERA, F., ROSA, F. Y GONZÁLEZ, A. (1998). "Removing the thermal component of the NOAA-AVHRR channel 3 in cloudy conditions". *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Seattle, Washington, EEUU (ISBN 0-7803-4406-5 Softbound edition).
- PÉREZ, J.C., HERRERA, F., ROSA, F., GONZÁLEZ, A., WETZEL, M.A., BORYS, R.D. Y LOWENTHAL, D.H. (2000). "Retrieval of marine stratus cloud droplet size from NOAA-AVHRR nighttime imagery", *Rem. Sens. Environ.*, Vol. 73, pp.31-45.
- PÉREZ, J.C., GONZÁLEZ, A., ROSA, F., HERRERA, F. Y DE LA CRUZ, D.M. (2000). "Stratocumulus parameters retrieval using MODIS night-time

- imagery: A theoretical approach". *The International Symposium on Remote Sensing (SPIE-EUROPTO)*. Barcelona. En prensa
- PORTER, J.N. (1988). "Marine aerosol: Their measurement and influence on cloud base properties". *Master Thesis*. University of Hawaii. EE.UU.
- PRICE, J.C. (1991). "Timing of NOAA afternoon passes". *Int. J. Remote Sensing*. Vol. 12, pp. 193-198.
- PROSPERO, J.M. (1996a). "Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean", en *The Impact of African Dust Across the Mediterranean*. Guerzony and Chester eds., Kluwer Academic, Norwell, Massachusetts, EEUU, pp. 123-132.
- PROSPERO, J.M. (1996b). "The atmospheric transport of particles to the ocean", en *Particle flux in the ocean*, Ittekkott, V.S., S. Honjo y P.J. Depetris (Eds), SCOPE Report 57, John Wiley & Sons Ltd., New York, EEUU, pp. 19-52.
- PRUPPACHER, H.R. Y KLETT, J.D. (1997). *Microphysics of clouds and precipitation*. 2. Edición. Ed. Kluwer Academic Publishers. Holanda.
- RADKE, L.F., COAKLEY, JR., J.A. Y KING, M.D. (1989). "Direct and remote sensing observations of the effects of ships on clouds". *Science*. Vol. 246, pp. 1146-1149.
- RAMANATHAN, V. (1985). "Modelling studies of cloud radiation feedback problems in the earth's atmosphere". *Proceedings of The Seymour Hess Memorial Symposium. Recent Advances in Planetary Meteorology*. International Union of Geodesy and Geophysics, XVIII General Assembly, Hamburg, Germany, p. 373.
- RAMANATHAN, V. (1987). "The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research". *J. of Geophysical Research*. Vol. 92, pp. 4075-4095.

- RAMANATHAN, V., CESS, R.D., HARRISON E.F., MINNIS, P., BARKSTROM, B.R., AHMAD, E. Y HARTMANN, D. (1989). "Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment". *Science*. Vol. 243, pp. 57-63.
- RANDALL, D. A. (1995). "Atlantic stratocumulus transition experiment". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 52, pp. 2705-2706.
- RAO, C.R.N. Y CHEN, J. (1993) "Calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) after launch". *Proc. SPIE Conference on Recent Advances in Sensors, Radiometric Calibration and Processing of Remotely Sensed Data*. pp. 56-66.
- RAO, C.R.N. Y CHEN, J. (1996) "Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft". *Int. J. Remote Sensing*. Vol. 17 pp. 2743-2747.
- RAO, P.K., HOLMES, S.J., ANDERSON, R.K., WINSTON, J.S. Y LEHR, P.E. (1990). *Weather Satellites: Systems, Data and Environmental Applications*. American Meteorological Society, Boston.
- RAWLINS, F. Y FOOT, J.S. (1990). "Remotely sensed measurements of stratocumulus properties during FIRE using the C130 aircraft multichannel radiometer". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 47, pp. 2488-2503.
- RODRÍGUEZ, S. (1997). *Tarjeta de decodificación y adquisición HRPT para satélites NOAA*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Física Fundamental y Experimental. Universidad de La Laguna.
- ROECKNER, E., SCHLESE, U., BIERCAMP, J. Y LOEWE, P. (1987). "Cloud optical depth feedbacks and climate modelling". *Nature*. Vol. 329, pp.138-140.

- ROSA, F., PÉREZ, J.C., GONZÁLEZ, A. Y HERRERA, F. (1995). "Modelo de la emisión de incendio en terrenos abruptos". *6ª Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección*. Valladolid, pp. 301-306.
- ROSA, F., HERRERA, F., PÉREZ, J.C. Y GONZÁLEZ, A. (1998). "Method to estimate the emissivity from NOAA-AVHRR channel 3 in order to extract a distribution of droplets effective radius of stratocumulus clouds". *The International Symposium on Remote Sensing (SPIE-EUROPTO)*. Vol. 3495, pp. 38-42.
- ROSSOW, W.B., GARDER, L.C. Y LACIS, A.A. (1989). "Global, seasonal cloud variations from satellite radiance measurements. Part I: Sensitivity of analysis". *J. of Climate*. Vol. 2, pp. 419-458.
- ROSSOW, W.B., MOSHER, F., KINSELLA, E., ARKING, A. Y HARRISON, E. (1985) "ISCCP Cloud algorithm intercomparison". *J. Climat. & Appl. Meteorol.* Vol. 24, pp. 877-903.
- ROSSOW, W.B., GARDER, L.C., LU, P. Y WALKER, A. (1992) *International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP): Documentation of cloud data*. Central Federal Services Corp., New York.
- RUTENBAR, R.A. (1989). "Simulated annealing algorithms: an overview". *IEEE circuits and devices magazine*. Vol. Enero, pp. 19-26.
- SAUNDERS, P.M. Y KRIEBEL, K.T. (1988). "An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *Int. J. Remote Sensing*. Vol. 9, pp. 123-150.
- SCHNEIDER, S.H. (1972). "Cloudiness as a global climatic feedback mechanism: the effects on the radiation balance and surface temperature of variations in cloudiness". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 29, pp. 1413-1422.
- SEATEL (1991). *Installation and Operational Manual for Sea Tel model 4884L Shipboard Satellite Tracking Antenna System*. Doc. No. 110761. Sea Tel Inc., Concord, California.

- SEGLESTEIN, D. (1981). "The complex refractive index of water". M. S. Thesis. University of Missouri-Kansas City.
- SMITH, W.L., WOOLF, H.M., HAYDEN, C.M. Y SCHREINER, A.J. (1979). "The TIROS-N Operational Vertical Sounder". *Bulletin of American Meteorological Society*. Vol. 58, pp. 1177-1187.
- SOSPEDRA, F., CASELLES, V. Y VALOR, E. (1998). "Effective wavenumber for thermal infrared bands-application to Landsat-TM". *Int. J. Rem. Sensing*. Vol. 19, pp.2105-2117.
- STAMNES, K. Y SWANSON, R.A. (1981). "A new look at the discrete ordinate method for radiative transfer calculations in anisotropically scattering atmospheres". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 38, pp. 387-399
- STAMNES, K., TSAY, S., WISCOMBE, W. Y JAYAWEERA, K. (1988). "Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media". *Appl. Optics*. Vol. 27, pp. 2502-2509.
- STARR, D. O'C. Y WYLIE, D.P. (1990). "The 27-28 October 1986 FIRE cirrus case study: Meteorology and clouds". *Monthly Weather Review*. Vol. 118, pp. 2259-2287.
- STEPHENS, G.L. (1995). "First ISCCP Regional Experiment Intensive field Operations II". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 52, pp. 4041-4042.
- STOWE, L.L., YEH, H.Y.M., ECK, T.F., WELLEMAYER, C.G., KYLE, H.L. Y THE NIMBUS-7 CLOUD DATA PROCESSING TEAM (1989). "Nimbus-7 global cloud climatology. Part II: First year results". *J. of Climate*. Vol. 2, pp. 671-709.
- TSAY, S., STAMNES, K. Y JAYAWEERA, K. (1990). "Radiative transfer in stratified atmospheres: development and verification of a unified model". *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. Vol. 43, pp. 133-148.
- TWOMEY, S. (1977). *Atmospheric Aerosols*. Elsevier, Amsterdam .

- TWOMEY, S. Y COCKS, T. (1982). "Spectral reflectance of clouds in the near infrared: Comparison of measurements and calculations". *J. Meteor. Society Japan*. Vol. 60, pp. 583-592.
- TWOMEY S., PIEPGRASS, M., Y WOLFE, T.L. (1984). "An assessment of the impact of pollution on global cloud albedo". *Tellus*. Vol. 36B, pp. 356-366.
- VALLADARES, P. (1996). "Propuesta metodológica para el estudio del mar de nubes: el caso del año 1989 en el norte de Tenerife". *Investigaciones Geográficas*. Vol. 15, pp. 99-108.
- WEINREB, M.P., HAMILTON, G., BROWN, S. Y KOCZOR, R.J. (1990). "Nonlinearity corrections in calibration of Advanced Very High Resolution Radiometer infrared channels". *J. Geophys. Res.* Vol. 95, pp. 7381-7388.
- WEN, S. Y ROSE, W.I. (1994). "Retrieval of sizes and total masses of particles in volcanic clouds using AVHRR bands 4 and 5". *J. Geophys. Res.* Vol. 99, pp. 5421-5431.
- WERBOWETSKI, A. (1981). *Atmospheric Sounding User's guide*. NOAA Technical Report, NESS 83, EEUU.
- WETHERHALD, R.T. Y MANABE, S. (1988) "Cloud feedback processes in a general circulation model". *J. of Atmospheric Sciences*. Vol. 45, pp. 1397-1415.
- YOUNG, D.F., MINNIS, P., SNIDER, J.B., UTTAL, T., INTRIERI, J.M. Y MATROSOV, S. (1993). "Comparison of cloud microphysical parameters derived from surface and satellite measurements during FIRE phase II". *Proc. of the FIRE Cirrus Sci. Conf.* Pp. 52-55.
- YOUNG, D.F., MAYOR, S., MINNIS, P., INTRIERI, J.M., MATROSOV, S., Y SNIDER, J.B. (1994). "Comparison of satellite and surface-based remote sensing of cloud microphysical properties during FIRE cirrus phase II". *Eighth conf. On Atmos. Radiation. Amer. Meteorol. Soc.* Pp. 231-233.

YOUNG, T.L. (1992). *TeraScan Operations Manual 057-01003, Rev. 1.0*. SeaSpace, San Diego, California.