

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TESIS DOCTORAL

**APLICACIÓN DE LA RADIOMETRÍA INFRARROJA
A LAS OBSERVACIONES OCEANOGRÁFICAS
EN EL ATLÁNTICO CENTRO ORIENTAL**

JAVIER PÉREZ MARRERO

Las Palmas de Gran Canaria, Abril de 1998

54/1997-98

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
UNIDAD DE TERCER CICLO Y POSTGRADO

Reunido el día de la fecha, el Tribunal nombrado por el Excmo. Sr. Rector Magfco. de esta Universidad, el/a aspirante expuso esta TESIS DOCTORAL.

Terminada la lectura y contestadas por el/a Doctorando/a las objeciones formuladas por los señores miembros del Tribunal, éste calificó dicho trabajo con la nota de Sobresaliente *con la calificación por unanimidad.*
Las Palmas de Gran Canaria a 5 de junio de 1998.

El/a Presidente/a: Dr. D. Carlos Hernández Sande,

El/a Secretario/a: Dra. D^a Esther Pérez Martín,

El/a Vocal: Dr. D. Félix Herrera Cabello,

El/a Vocal: Dr. D. Jesús Morales Cañavate,

El/a Vocal: Dr. D. ~~Juan Antonio Pérez Marrero,~~

El/a Doctorando/a: D. Francisco Javier Pérez Marrero,



BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
LAS PALMAS DE G. CANARIA
N.º Documento 482.914
N.º Copia 536.414

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



TESIS DOCTORAL

APLICACIÓN DE LA RADIOMETRÍA INFRARROJA A LAS
OBSERVACIONES OCEANOGRÁFICAS EN EL ATLÁNTICO
CENTRO ORIENTAL

JAVIER PÉREZ MARRERO

Abril de 1998

UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA



APLICACIÓN DE LA RADIOMETRÍA INFRARROJA A LAS
OBSERVACIONES OCEANOGRÁFICAS EN EL ATLÁNTICO
CENTRO ORIENTAL

Memoria presentada por el Licenciado Don JAVIER PÉREZ
MARRERO para optar al grado de Doctor en Ciencias del Mar. Dirigida por
el Dr. Don OCTAVIO LLINÁS GONZÁLEZ.

El Director

El Doctorando

Telde, Abril de 1998

A la memoria de mis Padres

A Lola y a Paula

OCTAVIO LLINÁS GONZÁLEZ, Profesor Asociado del Departamento de Física de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria y Director del Instituto Canario de Ciencias Marinas,

CERTIFICA: Que la presente memoria titulada: **APLICACIÓN DE LA RADIOMETRIA INFRARROJA A LOS ESTUDIOS OCEANOGRÁFICOS EN EL ATLANTICO CENTRO- ORIENTAL.** Ha sido realizada bajo mi dirección por el Licenciado Don Javier Pérez Marrero y constituye su Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias del Mar.

Y para que así conste, a los efectos oportunos, firmo la presente en Telde a tres de Abril de mil novecientos noventa y ocho.

AGRADECIMIENTOS:

Antes de cometer el error de olvidar a alguien, quiero expresar mi gratitud a todos aquellos que de alguna forma han apoyado este trabajo.

En especial deseo agradecer su apoyo y colaboración a las siguientes personas e instituciones:

A Octavio Llinás, director de este trabajo y del Instituto Canario de Ciencias Marinas por compartir conmigo sus grandes conocimientos sobre oceanografía, así como por su aliento constante y su paciencia durante las largas sesiones de trabajo que hemos compartido durante estos años.

A los compañeros del departamento de Oceanografía del Instituto Canario de Ciencias Marinas: María José, Rosa, Mimi, Cristina, Marimar, Jani, Andrés, Paco, Antonio y Pepín por su constante colaboración y por la amistad que me han demostrado, que para mí ha sido, y es, fundamental. También a Miguel y a Paula que siempre me han resuelto los problemas administrativos y logísticos con que me he encontrado.

Al Instituto Social de la Marina, en particular a la tripulación y oficiales del Buque Hospital Esperanza del Mar, que han llevado a cabo el extenso muestreo oceanográfico imprescindible para gran parte de este trabajo. Y a todo el personal del ICCM que coordinado por M^a José Rueda, ha hecho posible este programa de observación durante diez años.

A Pablo Clemente Colón, de NOAA NESDIS con quién me inicié en las alegrías y las penas de la teledetección, y que me ha proporcionado gran cantidad de información.

A Gerold Siedler, Tom Müller y Walter Zenk del Institut für Mereeskunde de Kiel, con cuya cooperación se ha hecho posible la obtención gran parte de los datos oceanográficos con los que se ha llevado a cabo el presente trabajo.

A la Fundación Universitaria de Las Palmas de Gran Canaria, que me concedió

ayudas económicas los años 93 y 94 gracias a las que he podido asistir a cursos de formación especializada en La Universidad de Dundee en Escocia y el University College en Cork, Irlanda, que han sido de gran ayuda para la realización de esta Tesis

Deseo también expresar mi reconocimiento a las instituciones que han contribuido a la financiación de los proyectos en los que participo dentro del Grupo de Oceanografía del Instituto Canario de Ciencias Marinas, que de alguna manera, han ido conformando el presente trabajo: Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias a través de los proyectos: “Aplicación de las observaciones de parámetros ambientales a la actividad de la flota pesquera en el Atlántico Centro Oriental” (PI:48/31.07.98) y ”Estudio de los episodios de afloramiento en el Noroeste Africano entre Canarias y Cabo Blanco” (PI:93/021). National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de USA con el proyecto “Aerosol Optical Measurements off Northwest Africa” perteneciente al programa “Climate and Global Change”. Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología mediante la acción especial: “Aprovechamiento de imágenes de color de la superficie del océano en el estudio de sistemas de afloramiento costero de margen oriental” (ESP94-0990). Agencia Espacial Europea (ESA) por el proyecto “Accurate Remotely Sensed Observation of Sea Surface Conditions in The Canaries. Validation and Applicability to Mesoscale Dynamics Observations” (AOT E-301).

A todos, sinceramente, gracias.

ÍNDICE:

1: INTRODUCCIÓN: TELEDTECCIÓN ÓPTICA DE LA SUPERFICIE DEL MAR	1
1.1.- ANTECEDENTES	1
1.1.1.- Desarrollo histórico de la aplicación oceanográfica de la teledetección	1
1.1.2.- Aplicaciones en el Atlántico Centro- Oriental.	3
1.2.- FUNDAMENTOS DE TELEDTECCIÓN ÓPTICA DE LA SUPERFICIE MARINA	5
1.2.1.- Características de los sensores pasivos	5
1.2.2.- Calibración geofísica de los radiómetros	12
1.2.3.- Corrección atmosférica	18
1.2.4.- Transmitancia de la atmósfera.	22
1.3.- ASPECTOS REGIONALES DE LA TRANSFERENCIA RADIATIVA	26
1.3.1.- Factores atmosféricos locales con influencia en la ETR	23
1.3.2.- Aerosoles oceánicos: tipificación	29
1.3.3.- Principales características de los aerosoles saharianos	31
2: OBJETIVOS	33
3: MATERIAL Y MÉTODOS	36
3.1.- GENERALIDADES	36
3.2.- CASOS DE ESTUDIO	37
3.2.1.- Estudio de series temporales de temperatura superficial del mar (1985-1995), a partir de los radiómetros AVHRR y ATSR y de medidas in situ para el área entre Canarias y Cabo Blanco.	37
3.2.2.- Validación de la temperatura superficial del mar (algoritmo MCSST) frente a medidas in situ por sensores a la deriva	44
3.2.3.- Comparación de los campos superficiales de temperatura por satélite frente a los que se derivan de las campañas oceanográficas convencionales	48

1: INTRODUCCIÓN: TELEDETECCIÓN ÓPTICA DE LA SUPERFICIE MARINA

1.1 ANTECEDENTES:

1.1.1-Desarrollo histórico de la aplicación oceanográfica de la teledetección:

La teledetección por satélite ha contribuido enormemente al desarrollo del estudio del océano, especialmente de su capa superficial, dado que permite la *vigilancia* continuada y sinóptica de grandes áreas del océano, pudiendo medirse fundamentalmente propiedades ópticas inherentes, emisión infrarroja, la rugosidad de la superficie y la altura de la superficie marina sobre el geoide. Estos parámetros físicos están claramente asociados a los fenómenos dinámicos y productivos de la capa superficial del océano, que son tópicos del mayor interés en oceanografía.

La gran complejidad de una medición indirecta, a gran distancia, a través de una atmósfera que interacciona con el observable físico y la propia complejidad intrínseca de la capa superficial del mar; hace que la utilización adecuada de estas técnicas implique el uso y desarrollo de diversos modelos, cada vez mas detallados, que permitan la interpretación en términos oceanográficos de las medidas físicas realizadas por los sensores instalados en las plataformas actuales. Amén del desarrollo de los propios sistemas de observación.

Las aplicaciones oceanográficas de la teledetección incluyen el uso de sensores activos y pasivos en diversas franjas del espectro electromagnético, a bordo de aviones o satélites. Comienzan a principio de la década de los 60, con el desarrollo de la serie TIROS (Televisión and Infrared Observation Satellite) en los EE.UU. Que proporcionaba un sistema de monitorización del tiempo atmosférico durante 24 horas al día. A partir del TIROS-2 entre la carga útil aparecen los radiómetros infrarrojos (IR). La serie NIMBUS fue la primera de las diseñadas con propósitos predictivos (NIMBUS-1 lanzado en 1964), esta plataforma portó el sensor HRIR (High Resolution Infrared Radiometer). En la década de los 70 con el lanzamiento de los NIMBUS 5 y 7, que llevaron a bordo los sensores

ESMR (Electronically Scanning Microwave Radiometers) y CZCS (Coastal Zone Color Scanner), las aplicaciones oceanográficas de la teledetección cobraron un mayor impulso.

En la antigua Unión Soviética se desarrollaron en la misma época las series Kosmos y Meteor, portando cámaras de televisión e infrarrojas. El Meteor 1-01 lanzado en 1969 fue la primera contribución a la red meteorológica de aquel país. El Kosmos-243 (1968) llevó a bordo cuatro radiómetros de microondas capaces de medir la temperatura de la superficie del océano y puede considerarse el primer satélite de teledetección oceanográfico.

En los años 70 aparece una segunda generación de satélites norteamericanos denominados ITOS (Improved Tiros Operational System), así el ITOS-D (1972) portó el primer VHRR (Very High Resolution Radiometer), en 1978 comenzó la tercera generación de satélites ambientales con el lanzamiento del TIROS-N en el que voló el primer sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), esta tecnología se desarrolló en la serie NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), el primero de los cuales NOAA-6 fue lanzado en 1979.

Fueron estos años 70 los que vieron los primeros satélites con diseño específicamente oceanográfico por parte de los Estados Unidos. Al mismo tiempo que se ponían los primeros satélites meteorológicos en órbita geoestacionaria. En 1973 volaron el primer altímetro y el primer dispersómetro de microondas a bordo del Skylab, si bien estos sensores carecían de la resolución suficiente para propósitos oceanográficos. No obstante otros altímetros se hicieron volar en las plataformas GEOS-3 (Gedynamic Experimental Ocean Satellite) en 1975 y a bordo del Seasat en 1978 que fue el primero de los satélites dedicados específicamente a propósitos oceanográficos.

También durante los años 70, se estableció el programa internacional GARP (Global Atmospheric Research Plan) para la constitución de un sistema mundial de observación meteorológica, a través del cual se colocaron 6 satélites en órbita geoestacionaria capaces de dar cobertura global ininterrumpidamente, complementando las observaciones de los satélites polares, barcos, boyas y globos meteorológicos. En 1977

Europa contribuyó al proyecto GARP con el lanzamiento del Meteosat-1 equipado con el sensor VISSR (Visible / Infrared Spin Scan Radiometer), al tiempo que Japón puso en órbita el GMS (Geostationary Meteorological Satellite) equipado también con VISSR. En 1979 se unió La India con el lanzamiento del Bhaskara-1 con el sensor VNR (Visible and Near Infrared) y un radiómetro de microondas.

Durante los años 80 hasta el presente ha continuado el desarrollo de sistemas algunos de ellos específicamente diseñados con fines oceanográficos, desarrollándose la tecnología SAR (Synthetic Aperture Radar) así como RAR (Real Aperture Radar). La plataforma ERS-1, desarrollada por la agencia espacial europea (ESA), incluye SAR y un sensor infrarrojo de escaneo cónico ATSR (Along Track Scanning Radiometer) junto a un altímetro radar y dispersómetro, también las plataformas Seasat y Topex/Poseidon van equipadas con altímetros.

Ientile [1993] atribuye a Stommel y colaboradores en 1953, la demostración de la utilidad de los sensores infrarrojos para la elucidación de fenómenos oceanográficos, en concreto en la delineación de los frentes en la Corriente del Golfo. El uso de los sensores ópticos a aumentado sensiblemente el conocimiento de las características físicas del océano, siendo el conjunto de los datos provenientes de los sensores visibles e infrarrojos, los más extendidos entre la comunidad oceanográfica.

A partir del (HRIR), los sensores infrarrojos son capaces de medir la Temperatura Superficial del Mar (TSM) con cierta precisión, sus principales aplicaciones versan sobre las siguientes líneas principales:

- Delineación de frentes y eddies
- Patrones de circulación
- Afloramiento costero
- Variabilidad del campo de TSM

1.1.2.-Aplicaciones en el Atlántico Centro Oriental:

En el ámbito de la Cuenca Centro oriental del Atlántico la región delimitada por la costa Sahariana y las Islas Canarias es una zona ampliamente estudiada usando técnicas de teledetección. Trabajos representativos son, La Violette [1974], Sturm y Schlitenhardt [1985] son de los primeros que mostraron imágenes de los sensores AVHRR y CZCS del sistema de afloramiento del noroeste africano.

Van Camp y Nykjaer [1988] pusieron a punto códigos para producir, de forma operativa, parámetros geofísicos a partir de las cintas de los datos del sensor AVHRR, aplicandolo al estudio de imágenes del afloramiento del Noroeste Africano. Estos códigos son la base del actual sistema de procesamiento de datos del sensor AVHRR de la agencia europea del espacio (ESA). Van Camp, et.al. [1991] relacionaron los patrones multitemporales de temperatura superficial del mar y de la concentración de pigmentos, del sistema de afloramiento, con la circulación atmosférica producida por modelos meteorológicos a escala regional.

El uso de imágenes multitemporales del afloramiento ha permitido su caracterización estacional a través de diversos índices, Llinás, et al [1989] delimitó la extensión de las aguas afloradas al sur de las Canarias y su ciclo de variación anual. Hernández-Guerra [1990], elucidó las principales estructuras oceanográficas observadas a través de los sensores AVHRR y CZCS alrededor de las Islas Canarias, clasificandolas según su dependencia del sistema de afloramiento costero. Se han caracterizado giros mesoescalares inducidos por las islas, Aristegui et. Al. [1994], Hernández-Guerra, et. Al. [1993], relacionandose con medidas de productividad y de temperatura en la zona.

La variabilidad espacio temporal del Afloramiento, detectado a través de imágenes de TSM, se ha mostrado bien correlacionado con el estrés del viento y con el transporte de Ekman, Gonzalez-Muñoz [1995], en escalas de corta duración espacial días-semanas.

En aplicaciones pesqueras, Ramos, et al. [1990], ha aplicado las imágenes de estos satélites ha la pesquería de túnidos en diversas áreas del océano Atlántico. Las condiciones ambientales asociadas a la captura estacional de cefalópodos en Guinea Conakry también se han estudiado, usando éste tipo de datos Llinás, et al. [1996].

También se han abordado los aspectos de la corrección atmosférica para la determinación de la TSM, Arbelo, et.al. [1996] Han parametrizado el efecto del contenido atmosférico de vapor de agua local sobre la determinación de esta temperatura. Utilizando datos del perfilador vertical TOVS en la estimación del contenido atmosférico del vapor de agua.

A través de escenas consecutivas de los sensores AVHRR y CZCS, García Weil [1994] ha calculado velocidades de advección superficial en el Noroeste de África, aplicando un método de correlaciones cruzadas máximas.

1.2 FUNDAMENTOS DE TELEDETECCIÓN ÓPTICA DE LA SUPERFICIE MARINA

1.2.1.-Características de los sensores pasivos:

Es importante conocer la manera en que operan los sensores, ya que en parte la calidad y significancia de la medida va a depender de ello. En el pasado las funciones de captación de información se cumplieron mediante cámaras fotográficas, hoy día el término sensor se aplica a aquellos dispositivos que producen una señal eléctrica que puede transmitirse por radio. Esta señal es luego interpretada en tierra y con ello la imagen en pseudo color de la escena primitiva es restituida como un mosaico de elementos de imagen o pixels cuya intensidad es proporcional a la señal eléctrica producida en el sensor.

Se construyen detectores sensibles en cualquier parte del espectro electromagnético desde el ultravioleta hasta el infrarrojo, el diseñador tiene que decidir que elementos: detectores, escaners y sistemas ópticos emplear en función de la misión del sensor, esto es: parámetros a medir, geometría de la visualización, elevación solar, precisión radiométrica y geométrica. Algunas de estas características que hacen que el sensor tenga sentido para el usuario final son: la relación señal a ruido, la función de transferencia de los filtros (de paso de banda) asociados a los detectores, la fidelidad geométrica o la posibilidad de calibración.

El esquema de funcionamiento de todos los sensores es, básicamente, el mismo: mediante un sistema óptico con una abertura efectiva determinada, se enfoca cada punto del blanco sobre una superficie fotosensible, el área visualizada en un instante, o campo de visión instantánea, depende del área de la superficie fotosensible y de la geometría de la visualización. La señal eléctrica producida en el detector es etiquetada convenientemente y almacenada o bien transmitida a tierra, para mediante tratamiento digital obtener una imagen de la escena original.

La señal recibida en el detector, contiene información de la superficie del mar y también de la atmósfera. El análisis oceanográfico de esta información exige por tanto el conocimiento y/o la eliminación de esta segunda contribución, para poder interpretar la primera en términos de propiedades físicas de la superficie del mar.

Sistemas de captación

Un sensor pasivo de radiación electromagnética consta de detectores y sistema óptico-mecánico, el segundo es el que se encarga de dirigir la radiación al primero, que es el que va a medir la cantidad de radiación emitida por la superficie bajo estudio o "blanco". Otra de las funciones del sistema óptico es la de separar las distintas componentes de la radiación que llega al sensor en función de las diversas longitudes de onda. De esta manera el detector mide la cantidad de energía radiante monocromática, que es, en general, la que tiene sentido para el analista. Las cualidades que se le exigen a un sensor son las de medir la cantidad, calidad y dirección de la radiación que procede del blanco.

Los sensores pasivos que se usan para la observación de la Tierra desde satélites se pueden agrupar en tres grandes tipos, atendiendo al subsistema mecánico: sensores de marco, de barrido y de espejo colector.

Los sensores de marco, al estilo de las cámaras fotográficas no necesitan del movimiento de la plataforma para captar la radiación. El ejemplo clásico es la "Return Beam Vidicom" una videocámara digital que voló en las primeras misiones lunares y en los primeros satélites de la serie TIROS. Dispone de una matriz cuadrada de elementos

fotosensibles, hasta tres mil por lado, que junto a una óptica gran angular permite captar imágenes de alta calidad en el rango visible del espectro.

Los sensores de barrido o "push broom" contienen una línea de elementos detectores, con orientación perpendicular al movimiento del satélite. Es el movimiento del satélite el que genera la segunda dimensión en estas imágenes. Este tipo de sensor está operativo actualmente en el sensor MOS (Modular Optoelectronic Sensor) dedicado a la observación del mar en el visible, a bordo de la plataforma IRS (Indian Remote Sensing Satellite) [Zimmermann y Neuman, 1997]

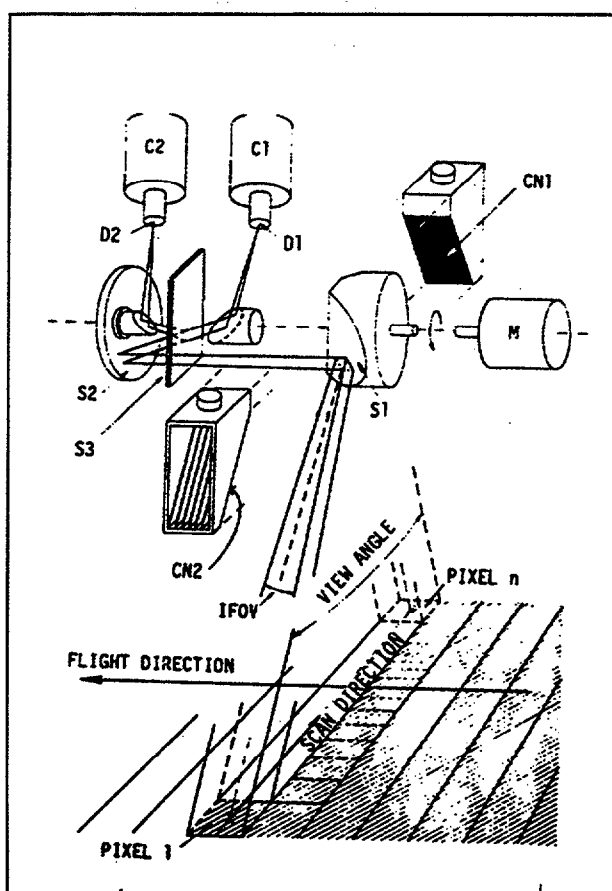


Figura 1-1: Elementos principales de los sensores de barrido: S1: espejo colector (paraboloide), S2, S3 :sistema de difracción. M: motor rotatorio. D1,D2: detectores. C1,C2: sistema de refrigeración. CN1, CN2: radiadores para la calibración IR. Tomado de: Gomasasca y Lechi, (1988).

Los sistemas mencionados anteriormente pueden presentar problemas de dispersión debidos a la disposición geométrica, lo que hace que la responsividad espectral de cada detector varíe con su posición en la matriz. Además cada uno de los detectores debe ser calibrado independientemente, lo que puede limitar, en cierto modo, su aplicabilidad especialmente en el infrarrojo.

Los sensores de espejo colector giratorio o "scanners": a este grupo pertenecen la mayoría de los sensores electro ópticos que producen imagen que actualmente vuelan a bordo de los satélites de observación de La Tierra. Constan de un espejo giratorio que recoge la radiación y la enfoca sobre uno o varios elementos detectores. El ángulo barrido por el espejo durante

una medida individual, ángulo de visión instantáneo, junto con la altura y la velocidad del satélite va a determinar la superficie del campo instantáneo de visión sobre el suelo. Durante cada giro, el sensor mide la radiación de uno o dos cuerpos negros, de temperatura conocida, además realiza algunas mediciones en el espacio exterior (del que se asume temperatura de 0°K) con lo que se pueden calibrar los datos obtenidos por el sensor en cada giro del espejo colector, esto es, en principio, cada línea de la imagen.

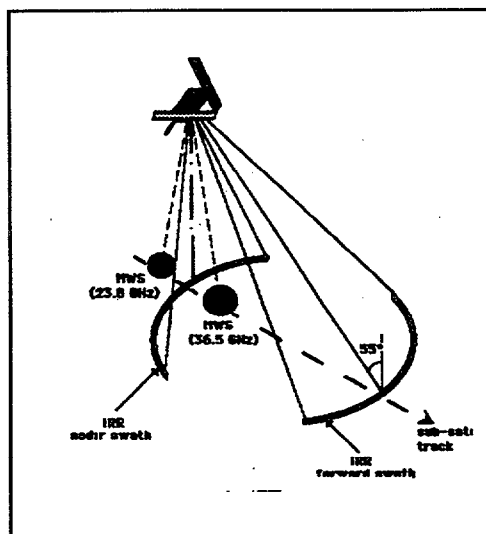


Figura 1-2: Modelo de radiómetro de barrido cónico utilizado en el sensor ATSR, tomado de ESA,1994

Detectores:

Son aquellos sistemas que producen un cambio físico observable, usualmente una señal eléctrica, como respuesta a una señal indicadora. En este caso, el flujo de radiación electromagnética, que incide sobre él. En teledetección espacial se usan detectores de dos tipos principalmente: los detectores térmicos y los fotodetectores. En los primeros, un fotón incidente produce una variación en su temperatura, si el detector está configurado en forma de termopar o de termopila, este cambio de temperatura se traduce en una tensión eléctrica. Los fotodetectores, son los elementos mas difundidos (Tabla I-1) basados en semiconductores, en ellos la absorción de un fotón produce la activación de un electrón; que promociona a la banda de conducción generando el correspondiente hueco en la red cristalina. Después de un tiempo de residencia, característico de cada material, los electrones y los huecos se recombinan. Este proceso es más rápido que el que tiene lugar en los detectores térmicos. Sin embargo, requieren generalmente sistemas de refrigeración dado que las propiedades dieléctricas de los semiconductores varían con la temperatura.

Las configuraciones de los fotodetectores mas usadas en satélites son los fotoconductores y los fotodiodos. En todos los casos el dopaje de los semiconductores influye sobre la mínima longitud de onda de los fotones que hacen promocionar a los

Tabla I-1: Detectores satelarios infrarrojos. (Norwood, 1983)

$\lambda < 1 \mu$	$1 < \lambda < 3 \mu$	$10 < \lambda < 13 \mu$
Tubo fotomultiplicador	Fotodiodo de Ge	Fotoconductor HgCdTe
	Fotoconductor de Ge	
Fotodiodo de Si	Fotodiodo InSb	Fotodiodo PbSnTe
	Fotodiodo InAs	
	Fotodiodo HgCdTe	

electrones. Las impurezas de tipo n (As, Sb) aumentan la energía necesaria para liberar a los electrones, por lo que los fotones activos tendrán menores longitudes de onda. Por contra, las impurezas de tipo p modifican el umbral a longitudes de onda más largas. El Silicio puede emplearse como detector a temperatura ambiente, aunque solo es válido para longitudes de onda menores de 1μ . Los detectores que trabajan a longitudes de onda mayor van a necesitar sistemas de refrigeración. En la tabla I-2 se dan las características operativas de los detectores empleados en los sensores AVHRR y ATSR.

La señal eléctrica producida por un fotodiodo toma la forma $I = \eta e N_\lambda$ siendo η la eficiencia cuántica del detector, la probabilidad de que un fotón haga promocionar a un electrón; e la carga del electrón y N_λ el número de fotones, con longitud de onda λ , que alcanza el detector por unidad de tiempo. Para un fotoconductor la señal se incrementa proporcionalmente a su ganancia G , $I = G \eta e N_\lambda$

Procedimiento de outgassing: consiste en la desactivación temporal de los refrigeradores que mantienen la temperatura de operación correcta de los radiadores de calibrado, con objeto de volatilizar las partículas que se hayan condensado sobre los detectores y que degradan su respuesta. Con la realización periódica de este procedimiento se consigue estabilizar en el tiempo la respuesta de los detectores

Factor de respuesta espectral:

Resulta más útil considerar el cambio de corriente eléctrica generada en el detector en función de la potencia radiante que incide sobre él, relación que se denomina responsividad o factor de respuesta R:

$$R = \frac{\Delta I}{\Delta \Phi} \quad \text{ó} \quad \Delta I = R \cdot \Delta \Phi \quad (1)$$

Idealmente la señal (ΔI) seguiría una relación lineal con la intensidad de flujo incidente ($\Delta \Phi$). Esta circunstancia no se da en la práctica: R no es uniforme en el intervalo de longitudes de onda en el que el detector es activo. Se tiene que determinar el factor R a diferentes longitudes de onda dentro del rango del sensor, lo que se conoce como responsividad espectral R_λ . De esta manera la señal eléctrica será:

$$S = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} R_\lambda \cdot \Phi d\lambda \quad (2)$$

Tabla I-2 Características espectrales nominales de los sensores AVHRR y ATSR

AVHRR canal	λ	$\Delta\lambda$	Detector
1	0.63 μ	100 nm	Si
2	0.91 μ	375 nm	Si
3	3.74 μ	42 nm	InSb
4	10.8 μ	100 nm	HgCdTe
5	12.0 μ	100 nm	HgCdTe
ATSR canal	λ	$\Delta\lambda$	Detector
1	1.6 μ	60 nm	InSb
2	3.7 μ	380 nm	InSb
3	11 μ	90 nm	HgCdTe
4	12 μ	100 nm	HgCdTe

Tabla I-3: Comparación de las características de los sistemas de captación de los sensores AVHRR y ATSR

	AVHRR	ATSR
Escaneo	Perpendicular al vector velocidad del satélite. 6 r.p.s.	Cónico: El eje del cono forma 23.45° con respecto al vector velocidad. 6.6 r.p.s.
IFOV	1.3 mrad.	0.45 mrad
Cobertura	2750 km	512 km
Prof. Radiométrica	10 bits	12 bits
Señal/Ruido NeDT	Canales 1 y 2: 3 Canales 3,4 y 5: 0.12 (a 300°K)	Canal 1:20 Canal 2:0.08 (a 270° K) Canales 3 y 4:0.05 (a 270 °K)
Calib Térmica	1 Radiador (105°K) 4 PRTs	2 Radiadores (77°K)

La integral de normalización para esta señal

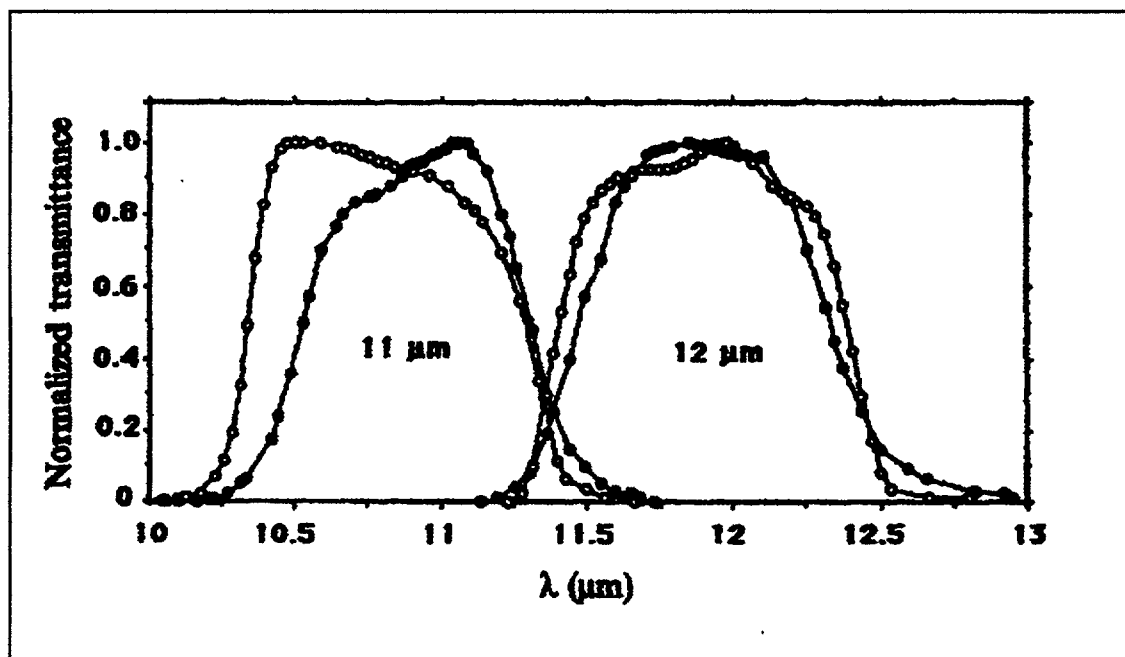


Figura 1-3: Función de respuesta espectral de los detectores de los canales del infrarrojo térmico para los sensores AVHRR (puntos blancos) y ATSR (puntos negros). Tomado de Sobrino, et al, (1996)

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} R_{\lambda}(\lambda) d\lambda \quad (3)$$

En algunas aplicaciones se asume $R=R_p \cdot (\lambda_2-\lambda_1)$ siendo R_p la responsividad de pico, es decir, el máximo valor del factor de respuesta en el intervalo efectivo de longitudes de onda $(\lambda_2 - \lambda_1)/2$. Entonces la señal eléctrica producida por el detector es: $S = R_p \cdot \Phi(\lambda)$. Actualmente para aplicaciones cuantitativas de caracterización atmosférica se usa la función de respuesta espectral en su forma completa. En la figura 1-3 se ha representado $R(\lambda)$ para los detectores de los canales en el infrarrojo térmico de los sensores AVHRR y ATSR.

1.2.2-Calibración geofísica de los radiómetros:

Tabla I-3: Coeficientes de conversión cuentas digitales a albedo para los detectores visibles de los sensores AVHRR a partir de (Kidwell, 1995) Para usar con ec.4

SATÉLITE	CANAL 1		CANAL 2	
	A	B	A	B
NOAA10	-3.5279	0.1059	-3.4766	0.1061
NOAA11	-3.730	0.0906	-3.390	0.0900
NOAA12	-4.4491	0.1042	-3.9925	0.1014
NOAA13	-3.9747	0.1076	-3.8280	0.1035
NOAA14	-3.8648	0.1081	-3.6749	0.1090

Los detectores para el rango de longitudes de onda del visible e infrarrojo próximo, en general fotodiodos de silicio, han de calibrarse antes del vuelo con respecto a lámparas normalizadas. Mientras que los detectores en el infrarrojo medio y térmico están dotados de uno o dos radiadores o cuerpos negros, de calibración con temperatura y radiancia

controlada, que son vistos por el sistema de captación una vez en cada línea de visualización. En el caso de estos detectores es necesario otro punto de calibración, para lo que el colector toma algunas medidas mirando al espacio exterior. En primera aproximación, tanto la radiancia como la temperatura del espacio exterior, se toman como cero.

Canales visibles:

Tanto el AVHRR en los canales 1 y 2 como el canal 1 del ATSR proporcionan medidas de albedo. Se asume una relación lineal entre el valor de cuenta digital y la reflectancia, o albedo, medida por el detector:

$$A(\lambda) = A(\lambda) + B(\lambda) \cdot X \quad (4)$$

los coeficientes de esta relación lineal correspondientes a la calibración prevuelo de cada uno de los sensores AVHRR se dan en la tabla I-3 [Kidwell, 1995]

En el ATSR-1 los coeficientes de calibración dependen del tiempo para tener en cuenta el efecto de la distancia Sol-Tierra y son proporcionados para cada escena o bien como una tabla en función de la fecha de adquisición.

El significado físico de esta reflectancia, A_i en el canal i -ésimo, es la proporción entre la radiancia medida por el detector L_i y la radiancia solar L_s para el mismo canal, en tanto por ciento:

$$A_i = \frac{L_i}{L_s} \cdot 100 \quad (5)$$

El valor de la radiancia solar extraterrestre se obtiene a partir de la irradiancia solar extraterrestre precalculada, $I_{0\lambda}$ Neckel y Labs [1974] Recogida en Llinás, et al [1996], integrada según la función de respuesta del detector, $R(\lambda)$, a lo largo del intervalo de longitudes de onda correspondientes al filtro de paso de banda del canal considerado. Asumiendo que la atmósfera se comporta como una superficie lambertiana la radiancia solar espectral queda:

$$L_s(\lambda) = \frac{1}{\pi} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_0(\lambda) R(\lambda) d\lambda \quad (6)$$

Los valores de esta integral, están tabulados [Kidwell, 1995], Tabla I-4, en términos de Irradiancia integrada para el ancho de banda del detector F_0 ($W \cdot m^{-2}$). Conociendo el ancho de banda efectivo w (μ) del detector se puede convertir fácilmente los valores de reflectancia porcentual en radiancias ($W m^{-2} sr^{-1} \mu^{-1}$):

$$L = A \left(\frac{F_0}{100\pi\omega} \right) \quad (7)$$

Canales infrarrojos:

Al contrario que en el caso de los detectores de silicio, los detectores de los canales del infrarrojo medio y térmico pueden calibrarse continuamente en vuelo, una vez en cada línea de escaneo. Para esto están provistos de radiadores que se comportan como cuerpos negros, y por tanto, su radiancia espectral es sólo función de su temperatura, que está controlada a través de cuatro termómetros de resistencia de platino (PRT). Un radiador en el caso del AVHRR visualizado al principio de cada línea de escaneo. En el ATSR son dos radiadores que se visualizan en cada cambio de visualización. En el caso del AVHRR en cada línea de escaneo se miden valores correspondientes al espacio exterior, lo que establece otro punto de calibración.

Tabla I-4: Valores de Irradiancia solar espectral integrada a través de la función de respuesta espectral de los detectores visible e infrarrojo próximo, F_0 , de los AVHRR y anchos de banda efectivos para dichos detectores (w). Ec 7

SATELITE	CANAL 1 (0.64 μ)		CANAL 2 (0.86 μ)	
	F_0	w	F_0	w
NOAA-10	178.8	0.108	231.5	0.222
NOAA-11	184.1	0.113	241.1	0.229
NOAA-12	200.1	0.124	229.9	0.219
NOAA-13	194.09	0.121	249.42	0.243
NOAA-14	221.42	0.136	252.29	0.245

Existen dos aproximaciones para la calibración geofísico de los detectores infrarrojos, la primera de ellas operativa hasta el NOAA-12 considera en primer lugar una relación lineal entre las cuentas digitales de cada detector, X, y la radiancia medida por el mismo, L.

Método 1

$$L = A + B \cdot X \quad (8)$$

Los coeficientes A y B se extraen de la siguiente información de calibración

$$A = L_{sp}$$

$$B = \frac{L_{cn} - L_{sp}}{X_{cn} - X_{sp}} \quad (9)$$

siendo:

L_{sp} : radiancia del espacio exterior,

L_{cn} : radiancia del radiador cuerpo negro, extraída de su temperatura a través de la función de Plank (ecuación 10).

$$L(\lambda, T) = \frac{c_1}{2\pi(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1)} \quad (10)$$

La temperatura del radiador cuerpo negro ha de ser obtenida a partir de los valores telemétricos, X, que acompañan a la transmisión de las imágenes HRPT a través de su ajuste a un polinomio de grado 4, cuyos coeficientes son conocidos [Schwalb, 1982, Kidwel, 1995].

Una vez obtenidos los valores de radiancias, la temperatura de brillo, o temperatura radiométrica, se obtiene invirtiendo la ecuación de Plank:

$$T(L) = \frac{C_2 v}{\ln\left(1 + \frac{C_1 v^3}{L}\right)} \quad (11)$$

Siendo v el número de onda central de cada detector (Tabla I-5) y

$$C_1 = 1.11910659 \cdot 10^{-5} \text{ mW m}^{-2} \text{ sr}^{-1} \text{ cm}^{-4}$$

$$C_2 = 1.438833 \text{ cm} \cdot \text{°K}$$

Tabla I-5: valores del número de onda central correspondientes a los detectores de los AVHRR y correspondientes radiancias del espacio exterior.

SAT	CANAL 3 * (3.7 μ)		CANAL 4 * (11 μ)		CANAL 5 * (12 μ)	
	v	L _{sp}	v		v	L _{sp}
N10	2660.35		909.52			
N11	2670.96		927.75		842.14	
N12	2639.61		921.0291		837.3641	
N13	2643.153		924.9732	-5.31	836.7651	-3.28
N14	2645.899	0.0069	929.3323	-4.05	835.1647	-2.29

* Rango de aplicabilidad 270°K a 310°K (válido para TSM [Kidwel, 1995])

La no-linealidad del factor de respuesta de los detectores se tiene en cuenta en este momento añadiendo factores de corrección, δT Tabla I-6, que se aplican a las temperaturas de brillo. Estos dependen del rango de temperaturas a considerar en la escena:

$$T = T_b + \delta T \quad (12)$$

Método 2:

En este método se considera inicialmente la no-linealidad en la respuesta del detector con la radiancia, para ello una vez establecido el valor de la radiancia linealmente calculada, L_L como en el caso anterior, se corrige ésta ajustandola al polinomio:

$$L_c = A + BL_L + CL_L^2 \quad (13)$$

Tabla I-6: Factores de corrección de la temperatura de brillo en función de la temperatura. Ec 12. Temperatura de operación del radiador 105°K

T (°K)	NOAA-11		NOAA-12		NOAA-13	
	C4	C5	C4	C5	C4	C5
305	1.32	0.47	0.52	0.18	-0.09	-0.06
295	0.22	0.09	-0.16	-0.08	-0.00	0.01
285	-0.67	-0.23	-0.7	-0.31	0.07	0.01
275	-1.15	-0.47	-1.19	-0.41	0.24	0.13
265	-1.66	-0.60	-1.32	-0.53	0.87	0.40

Cuyos coeficientes vienen dados en la Tabla I-7.

A partir de esta radiancia corregida se obtiene por inversión de la ecuación de Plank, la temperatura de brillo corregida. Hay que mencionar que el canal en 3.7μ por su posición en el espectro electromagnético mide componentes tanto reflectiva como emisiva de la radiación que le llega, usualmente, se calcula la contribución térmica por inversión de la ecuación de Plank para la temperatura de brillo del canal 4 o 5 del mismo sensor,

Tabla I-7: coeficientes para la corrección de la no-linealidad de la respuesta espectral. Ec 13

SAT	CANAL	A	B	C	L _{sp}
NOAA 13	4	0.91159	0.0003820	5.01	-5.31
	5	0.94784	0.0002057	3.24	-3.28
NOAA 14	3	1.00359	0	-0.0031	0.0069
	4	0.92378	0.0003822	3.72	-4.05
	5	0.96194	0.0001742	2.00	-2.29

i.e. $B(3.7\mu, T_{11\mu})$.

1.2.3-Corrección Atmosférica:

La corrección se efectúa solucionando la Ecuación de Transferencia Radiativa (ETR). Para la propagación de la radiación global en términos no direccionales (de Irradiancias E [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{cm}^{-1}$]), se tiene la ecuación espectral para el caso de un radiómetro de satélite:

$$E_{toa}(\lambda) = E_0(\lambda) + E_{sky}(\lambda) \quad (14)$$

E_{toa} Representa la irradiancia en el exterior de la atmósfera, que es la que detecta el sensor, E_0 es la irradiancia saliente del blanco y E_{sky} es la irradiancia del cielo que tiene componentes en la dirección del sensor y en la dirección opuesta.

En términos de densidad de flujo en la dirección de la observación (Radiancia L [$\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{sr}^{-1}$]) se escribe:

$$L_{toa}(\lambda) = \tau(\lambda)\epsilon(\lambda)L_0 + (1 - \tau(\lambda))L_{atm} \quad (15)$$

donde se ha remarcado el carácter espectral de las ecuaciones. Se ha representado por τ la transmitancia de la atmósfera y por ϵ el coeficiente de emisividad de la superficie. Esta es la ecuación a solucionar. Generalmente, el tipo de solución depende de la zona espectral, así en el infrarrojo térmico, los mecanismos que determinan la transmitancia τ de la atmósfera son de absorción y de emisión, por lo que la radiancia puede obtenerse por la ecuación de Plank [Hernández-Guerra, 1990]:

$$L=B(\lambda,T)=\frac{2\cdot h\cdot c^2\cdot\pi}{\lambda^5(e^{hc/\lambda KT}-1)} \quad (16)$$

donde: h es la constante de Plank, c es la velocidad de la luz y K la constante de Boltzman. Esta dependencia de la temperatura se ha tomado como base para las ecuaciones de corrección atmosférica para los datos del AVHRR y ATSR:

$$T_{sati}=\tau_i\epsilon_i T_0+(1-\tau_i)T_a \quad (17)$$

donde T_{sati} representa la temperatura de brillo en el canal i y T_a la temperatura de la atmósfera ($T_a = T_a(z)$).

La superficie del océano en aguas claras (baja concentración de pigmentos y de sólidos en suspensión) se asemeja bastante a un cuerpo negro. Así para $\lambda=11 \mu$, ϵ varía desde 0.99, para un ángulo de visualización de 0° , hasta 0.96 para ángulos de visualización de 60° ; mientras que para el canal centrado en 12μ se tienen emisividades entre 0.986 y 0.947 para los mismos ángulos de visualización [Masuda, 1988]. No obstante, se ha estudiado el efecto de la emisividad de la superficie, en la determinación de la TSM, [Coll, et al,1993] ha calculado sus efectos sobre la estimación de la temperatura, induciendo errores que pueden llegar al 30% en el valor de la temperatura para una imprecisión de un 1% en la determinación de ϵ . A nivel físico el valor del coeficiente de emisividad está controlado por la rugosidad de la superficie, la temperatura y en menor medida la salinidad, no obstante estos factores no se tienen en cuenta dado su escaso peso frente a la dependencia de λ . [Masuda, et al., 1996]

Para el término de la temperatura de la atmósfera se han dado diversas aproximaciones, se ha empleado el Teorema del Valor Medio para asignar un valor a T_a

independiente de la altitud (z) [Hernández Guerra, 1990]. Mientras que McMillin y Crosby, [1984] proponen que se calcule por inversión de la ecuación de Plank, lo que supone un conocimiento a priori de $\delta T_a/\delta z$.

Arbelo, [1996] y Coll, [1993] han utilizado datos de sondeadores verticales (TOVS) para calcular la transmitancia atmosférica como función del contenido de vapor de agua, que está a su vez relacionado con el perfil vertical de temperatura de la atmósfera.

El factor mas controvertido es el de la transmitancia atmosférica ($T=I/I_0$), sección 1.2.4, resulta conveniente expresarla en términos del espesor óptico, se puede poner por la ley de Lambert_Bouger para la trasmisión:

$$T=e^{-\tau} \quad (18)$$

el término de espesor óptico (τ) de la atmósfera es la suma de los espesores ópticos de los componentes que interactúan con la radiación: gases y partículas

$$\tau = \sum_{comp.} \tau_i \quad (19)$$

Para eliminar el efecto atmosférico, en la determinación de la temperatura superficial del mar, se han desarrollado métodos que explotan la doble dependencia $L=L(\lambda, \theta)$, así a partir de un número de mediciones dimensionalmente independientes puede evaluarse el efecto atmosférico. Cuando se combinan dos ecuaciones monocanal (ecuación 17) la solución se denomina Split Window, otra posibilidad es la combinación de ecuaciones direccionales, dando lugar a los algoritmos de doble visualización.

En los primeros, combinando dos ecuaciones monocanal se llega a expresiones del tipo de la ecuación 20 [McMillin y Crosby, 1984, May y Holyer, 1993], los autores estimaron que se necesitan tres medidas independientes en determinadas ventanas espectrales para poder solucionar la siguiente ecuación teórica, ventanas espectrales estrechas centradas en 10, 11 y 12 μ :

$$T_{sm} = \left(\frac{1-\tau_j}{\tau_j-\tau_i}\right)T_i + \left(\frac{1-\tau_i}{\tau_j-\tau_i}\right)T_j \quad (20)$$

Para el sensor AVHRR no se dispone del suficiente número de medidas independientes necesarias, para solucionar esta ecuación, en un solo pase del satélite. De manera análoga se pueden combinar dos ecuaciones monocanal con ángulos de visualización θ_1 y θ_2 , para dar lugar a ecuaciones de corrección atmosférica que podemos denominar como “de doble mirada” [Zádovy, et al.,1995]:

$$T_{sm} = a_0 + T_{\theta_1} + \frac{1-\tau_\lambda(\theta_1)}{\tau_\lambda(\theta_1)-\tau_\lambda(\theta_2)}(T_{\theta_1}-T_{\theta_2}) \quad (21)$$

En términos operativos la corrección atmosférica, para AVHRR, descansa sobre la temperatura medida in situ medida generalmente a una profundidad de 1 m. Las ecuaciones operativas split window, tienen forma análoga a la ecuación 20 cuyos coeficientes se calculan por regresión [McClain,et al., 1985, Pichel,1991]. Se han introducido términos de corrección atmosférica proporcionales a la masa de aire atravesada. En términos globales la imprecisión en la temperatura absoluta obtenida por este algoritmo se cifra en 0.62°C [Brown,1991, Reynolds,1991].

$$T_{sm} = 1.0155T_{11} + 2.5(T_{11}-T_{12}) + 0.73(T_{11}-T_{12})(\sec\theta - 1) - 277.99 \quad (22)$$

La eficacia de la introducción del término en $\sec\theta$ para la corrección del efecto de los aerosoles ha sido cuestionada, [Kazansky y Goncharenco, 1993, Pichel, 1991] muestran que ésta no es la mejor aproximación desde el punto de vista teórico, lo que ha sido comprobado experimentalmente mediante trabajos realizados en diversas localizaciones a escala planetaria.

Esta solución es un caso particular de una solución general (ecuación 23) [Barton et al., 1989]. Se ha estimado que con los radiómetros actuales, el límite de la precisión absoluta en la determinación de la temperatura superficial del mar era de 0.5°C para áreas de 50x50 Km

$$T_{sm} = aT_i + \sum b_i T_i^n \quad (23)$$

Otros algoritmos para la determinación de la temperatura superficial del mar hacen uso del mismo conjunto de pares boya satélite son la Temperatura superficial del mar de productos cruzados (CPSST) que aplican métodos de regresión múltiples y no lineales, dando lugar a ecuaciones del tipo [Walton ,1988, May,et al.,1992]:

$$T = 0.9291 \cdot T_5 + \frac{(0.1907 \cdot T_5 - 49.16)}{(0.2052 \cdot T_5 - 0.1733 \cdot T_4 - 6.78)} (T_4 - T_5 + 0.789) + 0.81(T_4 - T_5)(\sec\theta - 1) - 254.1 \quad (24)$$

Más recientemente se han desarrollado métodos que incluyen de forma explícita una relación entre el espesor óptico de los aerosoles y la temperatura superficial del mar. [May, et al ,1992, Takashima y Takayama, 1986, Griggs, 1985].

La solución de la ETR en la parte reflectiva del espectro electromagnético, se usa muy comúnmente en términos de Reflectancias ($\rho = E\uparrow/E\downarrow$)

$$\rho_{toa} = \rho_w + \rho_{dir} + \rho_{dif} \quad (25)$$

Muchos de los sensores se han diseñado para eliminar la componente directa, así en general

$$\rho_{sat}(\lambda) = \tau \rho_w(\lambda) + \rho_{dis}(\lambda) \quad (26)$$

Nuevamente la transmitancia es el parámetro clave en la solución de la ETR. En la parte reflectiva del espectro se consideran mecanismos de absorción de vapor de agua del CO2 y del Ozono, y hay que tener en consideración los efectos de dispersión por partículas en suspensión, dispersión de Mie, y por moléculas dispersión de Rayleigh.

1.2.4.-Transmitancia de la Atmósfera:

En la figura 1-4 hemos representado el espectro de Irradiancias hacia el exterior de la atmósfera,, en función de la transparencia atmosférica, expresada en términos de

visibilidad (en Km), para un ángulo cenital solar de 40°, en función del contenido atmosférico de vapor de agua (en g cm⁻²). Se ha calculado a través del modelo DISORT de transferencia radiativa [Gautier, et al,1996]

La interacción de la radiación y la materia puede parametrizarse en términos de extinción: un rayo de luz monocromática que atraviesa una porción de material, de espesor Δx , es atenuado una cantidad T (transmitancia) que en tanto por uno viene dada por la expresión:

$$T = \frac{I}{I_0} = e^{-\tau} = e^{-\beta \Delta x} \quad (27)$$

El coeficiente de extinción $\beta = \beta(\lambda)$, usualmente en km⁻¹, tiene componentes debida a la absorción y a la dispersión. En general $\beta = \beta(z)$ y al ser una propiedad extensiva el modo de variación con la altura sigue el modelo:

$$\beta(z) = \beta(0) e^{-\frac{z}{H}} \quad (28)$$

donde z representa la altitud y H la altura de escala, altura que ocuparía todo el gas contenido en la atmósfera si estuviera en condiciones normales. La integral de τ a lo largo de z tiene la forma de la ec 26, los términos de absorción puede ser calculado para cada sustancia dado que se conoce su coeficiente de absorción específico a [Neckel y Labs, 1984,]. Así para un componente i su espesor óptico monocromático viene dado por expresiones del tipo:

$$\tau_i(\lambda) = a_i(\lambda) H_i M(\theta) \quad (29)$$

donde $M(\theta)$ es la masa de aire atravesado. El efecto de la dispersión debida a moléculas debe tenerse en cuenta para λ del visible y del infrarrojo próximo, depende exclusivamente de λ y viene dado por la ecuación de Rayleigh. Al tratar con los detectores de radiómetros de satélite, que permiten el paso de bandas relativamente anchas, hablamos de espesores ópticos de banda ancha, τ_{BA} , es decir el valor integrado del espesor óptico para todo el intervalo de longitudes de onda del filtro de cada detector.

$$\tau_{BA} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau(\lambda) d\lambda \quad (30)$$

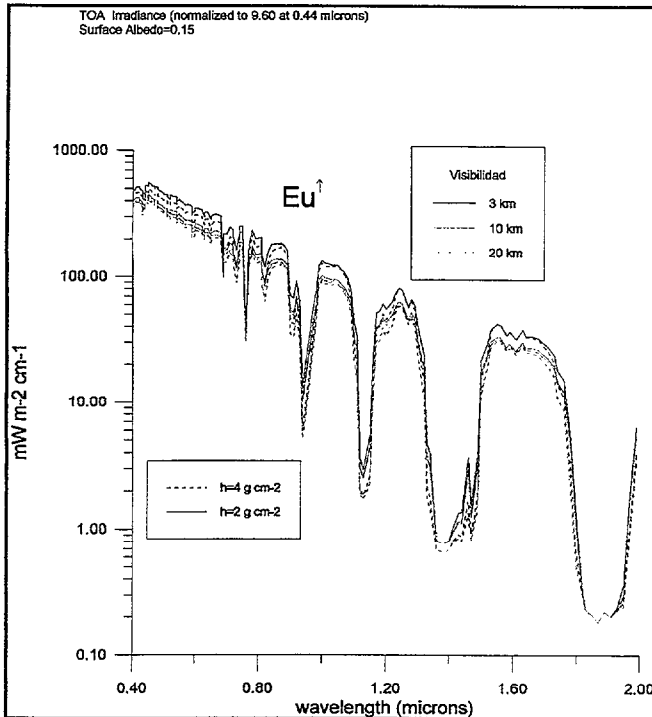


Figura 1-4: Irradiancia hacia el exterior de la atmósfera en el intervalo de longitud de onda 0.4- 2.0 μ , para diferentes situaciones atmosféricas (típicas de la atmósfera tropical), dadas por la visibilidad y el contenido de vapor de agua h . El ángulo zenital solar es 40°.

El espesor óptico de dispersión por partículas de tamaño comparable a λ (dispersión de Mie) es algo más complejo de determinar, no obstante existen modelos teóricos [Lui, et al. 1996], que permiten aproximarlos en función del tamaño de la partícula y su índice de refracción exclusivamente:

Es necesario distinguir formalmente entre aerosoles y nubes, esta distinción es artificial dado que las gotículas que forman las nubes encajan perfectamente en la definición de aerosoles, esto es,

partículas o gotículas suficientemente pequeñas como para permanecer en suspensión aérea un intervalo relativamente largo de tiempo (horas). En el presente trabajo el término aerosol se usa para denominar suspensiones atmosféricas de partículas de sal marina, polvo, partículas de suelo, y otro material antropogénico o de origen natural que pueden encontrarse parcialmente en estado de gotículas pero que no forman nubes, dado que éstas tienen origen en procesos termodinámicos, de acuerdo con Stowe, [1989]

Los aerosoles representan “inhomogeneidades” a la propagación de la radiación electromagnética a través de la atmósfera, a través de los mecanismos de absorción y dispersión. La absorción da lugar a un aumento de la energía interna de las partículas calentando por tanto las capas de la atmósfera en las que se sitúan. La dispersión origina

la redistribución de la radiación, incluyendo la pérdida hacia el espacio exterior. Tanto las propiedades absorptivas como dispersivas determinan el flujo de radiación solar y de onda larga en la atmósfera.

La magnitud de estos efectos sobre la radiación está determinada, además de por la cantidad de partículas presentes en la atmósfera, por el tipo de éstas. La función de distribución $n(r)$ de partículas en función de su radio se considera la propiedad más relevante de los aerosoles. Las partículas de aerosol poseen un amplio rango dinámico de radios, cuyo límite inferior viene definido por el radio de condensación y el superior dado por el radio de sedimentación de la partícula. Usualmente los aerosoles se subdividen en tres modos de acuerdo básicamente con el rango de partículas que lo conforman [Jennings, 1992]

Dada la amplitud de los rangos en distribución de tamaños y en concentración numérica la función de distribución de los aerosoles en función de sus radios se expresa normalmente en forma logarítmica:

$$\frac{dn}{d \ln r} = \frac{1 dN}{2.303 d \log r} = \frac{N}{\sqrt{2\pi \ln \sigma_g}} e^{-\frac{1}{2} \frac{(\ln r/r_g)^2}{\ln \sigma_g}} \quad (31)$$

donde N es el número total de partículas por unidad de volumen (concentración numérica) r_g es la media geométrica de los radios y σ_g es la desviación estándar de $\ln r$

[Junge en Jennings, 1992] ha encontrado que algunas distribuciones de partículas se ajustan a una ley exponencial del tipo:

$$n(r) = \frac{dN}{d \log r} = cr^{-b} \quad (32)$$

Especialmente válida para partículas de radio superior a 0.1μ . Existen otros modelos de distribución que intentan responder a las observaciones en un rango de radios superior, a través de distribuciones gamma que ajustando sus diversos parámetros son

capaces de emular satisfactoriamente la mayoría de las distribuciones observadas.

Sus efectos sobre la radiación se investigan en general en términos de su albedo de dispersión simple ω_0 que es el cociente entre los coeficientes de dispersión y de extinción de las partículas de aerosol. Cuanto más próximos a 1 menores son los efectos de la absorción, lo que se puede asumir en la parte visible del espectro. Esta simplificación no es válida en el espectro de onda larga donde los fenómenos de absorción son dominantes.

Los dispersores más eficaces son las partículas en el rango de radios de $0.1\ \mu$ hasta unas pocas μ , en general, las partículas mayores son más eficaces respecto a la dispersión dada su mayor sección transversal, sin embargo dada su menor abundancia relativa en las distribuciones, la probabilidad de dispersión por este tipo de partículas es inferior a la debida a las partículas pequeñas.

1.3 ASPECTOS REGIONALES DE LA TRANSFERENCIA RADIATIVA

1.3.1.-Factores atmosféricos locales con influencia en la ETR

En el área de estudio se dan una serie de fenómenos específicos con diversa periodicidad, dirigidos fundamentalmente por la interacción de las condiciones atmosféricas con las geográficas. Así por ejemplo los vientos alisios del nordeste que dominan la región presentan un gradiente zonal en su contenido de vapor de agua, este gradiente marcado por una frontera, que corre paralela a la costa del continente africano, dividiendo en una corriente de aire húmedo en la parte oceánica y una de aire muy seco sobre el continente [Mittelstaedt, 1991]. Este fenómeno genera muy a menudo nieblas persistentes y traslúcidas especialmente entre Cabo Ghir y Cabo Yubi, junto a la costa. Figura 1-5.

Otro de los fenómenos locales que afectan a la propagación de la radiación en la atmósfera, lo constituyen los eventos de polvo de origen Sahariano. Que, en Canarias, son relativamente frecuentes en verano, están asociados a desplazamientos hacia el oeste de

las bajas presiones, de origen térmico, del continente africano, lo que permite un flujo de partículas del desierto cuando las condiciones atmosféricas se prolongan durante el tiempo suficiente.[Kalu,1977]

Los principales factores locales a tener en cuenta son por tanto las nubes bajas o nieblas y los episodios de polvo sahariano.

Nieblas:

Las nieblas se encuentran en esta zona con relativa frecuencia, son estructuras translúcidas muy homogéneas por lo que pasan los filtros de detección de nubes al uso. Por su parte el término de transmitancia está influido principalmente por las capas bajas de la atmósfera (McClain, 1985). Se admiten dos expresiones, exponencial y polinómica, para la dependencia de la transmitancia con el contenido atmosférico de vapor de

$$\tau(\lambda) = e^{-k_\lambda w} \quad \tau(\lambda) = 1 + \alpha w + \beta w^2 \quad (33)$$

Tabla I-8: Coeficientes para el cálculo del espesor óptico debido al vapor de agua ec.33

λ	α	β	k_λ
3.7 μ	-0.0857	0.0098	0.0583
11 μ	-0.0704	-0.0103	0.1307
12 μ	-0.1328	-0.0042	0.2058

agua (Ho et al, 1986). En la tabla I-8 se dan los parámetros para el cálculo de la transmitancia para los canales 3,4 y 5 del sensor AVHRR Para un ángulo de visión normal. Otros autores han relacionado τ_{H_2O} con la cantidad de agua precipitable, que es un parámetro que puede ser medido ,desde satélites, usando sondeadores de microondas [Gautier y Jourdan, 1995] o bien relacionarse con el perfil de temperatura atmosférica [Naya, 1984]

Se ve estas expresiones sólo tienen en cuenta el contenido de vapor de agua, que es responsable del 99% de la variabilidad de la transmitancia atmosférica en los canales infrarrojos para latitudes medias. En este sentido Coll, 1991, apunta que la transmisividad de la atmósfera puede variar desde un 95% en atmósferas secas, hasta sólo un 30% cuando el contenido de agua precipitable es considerable; esto puede llevar a una infravaloración



Figura 1-5: *Escena de Cabo Ghir y Canarias, compuesta de los canales 1,2 y 3 del sensor AVHRR del satélite NOAA-11. Se aprecia una menor transparencia de la atmósfera en las proximidades de dicho Cabo, debido a la existencia de nieblas en esa zona.*

en la temperatura entre 0.5 y 8°K. Sin embargo a nivel local, la imprecisión debida a la carga atmosférica de aerosoles es sin duda comparable a la producida por el contenido de vapor de agua.

Más recientemente se han usado datos del perfilador TOVS en la parametrización del contenido atmosférico de vapor de agua, relacionado con el perfil vertical de temperatura atmosférica, este método presenta la ventaja de la simultaneidad con la adquisición de las escenas.

Aerosoles oceánicos, Tipificación:

La troposfera oceánica está rellena de una capa de aerosol de fondo bastante homogénea, formada por partículas esencialmente de radio inferior a 0.003 μ . El spray marino, $r > 20 \mu$, se limitan a las capas inferiores a 3 Km. Junge, [1972] ha realizado una clasificación de los aerosoles en función de su rango dinámico de radios y su composición:

- fracción de tamaño mayor a 20 μ
- spray marino
- aerosol de fondo
- polvo mineral
- fracción $r < 0.03 \mu$

Los datos más completos hasta ahora, que incluyen los efectos de los aerosoles saharianos fueron tomados durante un crucero del Meteor, realizado en 1971, abarcando la zona atlántica entre 10°S y 40°N, que fueron publicados por este autor en 1972. Durante 6 de los días del experimento hubo un evento de polvo sahariano. Durante 1997 ha tenido lugar un experimento de intercalibración internacional en Canarias denominado ACE (Atmospheric Chemistry Experiment) cuyos resultados no están disponibles aún, no obstante, se han hecho públicos algunos resultados preliminares a través de Internet, en especial las concentraciones de partículas y su variabilidad están en el mismo orden que las reseñadas en Junge [1977].

Fracción $r > 20 \mu$

Es un componente de fondo, mayormente origen continental, los valores

observados no cambian apreciablemente entre lugares oceánicos y en Islas (Izaña). Su composición es prácticamente orgánica al 100%. Fibras y aglomerados además de gotas de lluvia. La fracción mineral en este rango de tamaños está impedida por procesos de sedimentación.

Fracción de sales marinas: (spray marino)

Se ha determinado un valor de altura de escala bastante estable $\sim 1\text{km}$ que es prácticamente independiente del peso de las partículas. Se puede asumir la condición de estado estacionario, para un balance de materia, solo en caso de Alisios. En este caso la función de distribución se aproxima bastante a la ley exponencial. La altura máxima que alcanzan estas partículas se sitúa en torno a 3 Km. Las nubes actúan en los modelos como sumideros de este tipo de partículas.

Fracción de aerosoles de fondo:

Representa hasta el 85% del contenido total de aerosoles en la troposfera. Presenta una distribución temporal y espacial bastante uniforme, debido a procesos rápidos de mezcla horizontal. Las fuentes son continentales y esto hace que su concentración sobre tierra sea siempre superior, del orden de 300 a 1000 $\text{part}\cdot\text{cm}^{-3}$. Hacia la costa la concentración va disminuyendo hasta estabilizarse sobre el océano abierto donde las concentraciones típicas son del orden de 200 a 400 $\text{part}\cdot\text{cm}^{-3}$. Esto da lugar a gradientes longitudinales, mas o menos homogéneos, del espesor óptico en las zonas costeras.

Fracción Mineral:

Los tamaños mínimos de partícula se dan en torno a $0.1\ \mu$, siendo probable que la fracción 0.1 a $0.3\ \mu$ sea realmente escasa. Las partículas mayores tienen en torno a $10\ \mu$ de radio. Su composición es básicamente cuarzo, feldespato y dolomitas, estas últimas solo se encuentran cerca de su origen en el desierto, para las partículas de radio superior a $2\ \mu$. La composición de las partículas de la fracción inferior a $2\ \mu$ en radio tiene una proporción de arcillas y cuarzo muy similar a la de los sedimentos de las cuencas oceánicas. Parece claro que la fracción por encima de $10\ \mu$ no está influida por el polvo sahariano.

Polvo Sahariano:

Forma parte de la fracción de aerosoles de tipo mineral, muy probablemente están constituidas por partículas de radios comprendidos entre $0.3 \mu - 10 \mu$. El contenido medio de partículas en este intervalo para todas las estaciones del crucero mencionado fue de 510 cm^{-3} , en ausencia de eventos de Calima, mientras que cuando éstos se dieron la concentración media de las partículas fue de 705 cm^{-3} . Con estos datos puede decirse que los eventos de polvo sahariano aumentarían la concentración de partículas aproximadamente en un 30% respecto de los niveles normalmente encontrados en el océano, para la fracción de radios entre 0.1 y 10μ .

1.3.2.-Principales características de los aerosoles saharianos:

El principal mecanismo de producción de aerosoles saharianos es la erosión debida al viento sobre planicies aluviales en el interior de África. En el caso de los aerosoles que son encontrados con frecuencia se ha identificado su fuente cerca de Tamanraset (25°N , 4°E) en Argelia (figura 1-8,a). Se ha calculado en unos tres días el intervalo de tiempo entre la movilización de la pluma de polvo y su arribada a las Islas en torno a 3 días. Las trayectorias de estas plumas han sido seguidas desde satélite y también a través de la red de estaciones meteorológicas y su influencia ha sido detectada en el Caribe.

Existe una configuración isobárico típica de los eventos de polvo en las islas Canarias (fig, 1-8,b) que consiste básicamente en un desplazamiento de las bajas presiones de origen térmico desde el interior del continente africano hacia la costa occidental unida a altas presiones relativas sobre las montañas del Atlas, generando un flujo en dirección Este que transporta aerosoles siempre que se hayan dado las condiciones favorables a su movilización. La llegada de aerosoles a las Islas queda también evidenciada en el perfil vertical de temperatura atmosférica que se obtiene del radiosondeo diario del Instituto Nacional de Meteorología en Santa Cruz de Tenerife, en caso de calimas se destruye la capa de inversión térmica habitual, apareciendo varias inversiones de magnitud muy inferior a cotas muy bajas 200 a 400m de altura.

Durante su trayecto la nube de polvo va sufriendo modificaciones debido

principalmente a los mecanismos de deposición, húmeda o seca, lo que produce un fraccionamiento a medida que se desplaza Junge, [1977], haciendo que solo las partículas más ligeras alcancen las mayores distancias, así aunque en la fase de movilización se pueden detectar hasta cuatro ordenes de magnitud en los tamaños, las partículas que se detectan en Canarias solo cubre usualmente el rango de diámetros entre 0.1 y 2 μ , en concentraciones de 300 a 500 partículas \cdot cm⁻³ [Kalu, 1977]. El valor medio del índice de refracción complejo para este área se cifra en $m=1.56-0.006i$ [Cachorro, 1997].

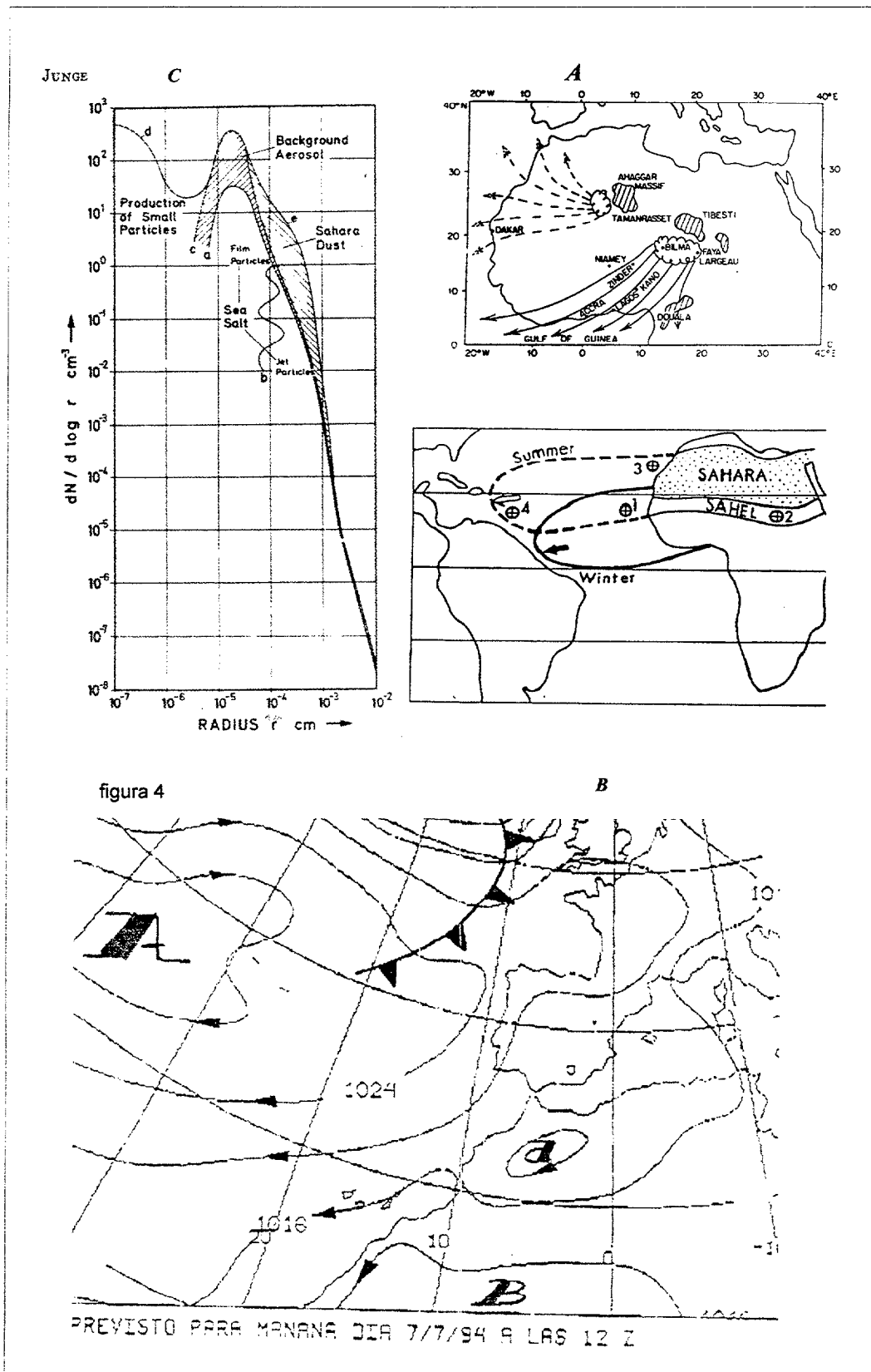


Figura 1-8: Algunas características de los aerosoles saharianos. A) origen, B) configuración favorecedora de los eventos en el área de Canarias. C) distribución densidad-radio para los aerosoles oceánicos

2: OBJETIVOS

La temperatura superficial del mar es un parámetro relevante para la comprensión y cuantificación de los intercambios atmósfera-océano y por tanto del papel de los océanos en la regulación climática, también es crucial en el desarrollo de los sistemas biológicos y eventualmente puede usarse como trazador del dinamismo superficial. A través de sensores como el AVHRR y ATSR instalados sobre los satélites de observación de la tierra de las series NOAA y ERS, se puede determinar este parámetro sinópticamente sobre grandes superficies de manera reiterada. Estas características confieren a este tipo de observaciones un valor incalculable para los estudios oceanográficos. Sin embargo la explotación adecuada de este potencial necesita de ciertas cualificaciones que permitan asignarles un nivel de significancia y de precisión.

El dinamismo del entorno de Canarias en el Alántico Centro Oriental, así como los fenómenos físicos, químicos y biológicos que en él ocurren son de gran interés, tanto para el propio archipiélago como a escala global. A nivel local por la influencia en su clima y sobre los procesos que controlan la producción; que soporta las pesquerías a nivel insular y las que, con base en Canarias, se desarrollan en la costa africana próxima. También es útil para una adecuada gestión del medio litoral tanto en actividades de recreo, como en la selección de lugares para la implantación de la acuicultura o de vertidos. A escala global se necesita entender el papel que juega el sistema de afloramiento sobre los balances biogeoquímicos y los procesos que dominan la interacción entre el afloramiento y las aguas oceánicas.

En este contexto, queda claro que la observación remota de propiedades del océano y en particular de la temperatura superficial, se constituye en un herramienta de gran importancia dada su capacidad de observación sinóptica y su alta repetitividad. Mientras que la cualificación de las medidas remotas a nivel global es tarea que llevan a cabo las grandes agencias propietarias de estos sensores, existe una necesidad de caracterización de las mismas a nivel regional, máxime cuando en el área de estudio se producen las mayores entradas de aerosoles a la atmósfera, a nivel mundial lo que constituye una especial dificultad para la aplicación de este tipo de medidas.

El eje central de esta tesis es la cualificación de las observaciones remotas de los radiómetros AVHRR y ATSR para su uso habitual y continuado en los estudios que se desarrollan en el departamento de oceanografía del ICCM. Se pretende contribuir a la validación general de las medidas de satélite a través del entendimiento de los factores que inciden sobre la calidad de las observaciones a nivel regional, con el ánimo de aportar datos de calidad a los modelos de entendimiento y predicción del comportamiento oceánico en este área.

La asignación de un nivel de confianza y/o precisión a este tipo de observación, descansa finalmente sobre la contrastación de ésta frente a la verdad terrena, obtenida mediante estudios oceanográficos que podemos denominar convencionales. Idealmente el proceso de validación de la información de satélite se llevará a cabo mediante una red lo mas amplia posible de puntos de observación simultánea al paso del satélite, incluyendo campañas oceanográficas específicamente diseñadas. A nivel práctico, sin embargo, la mayor parte del conocimiento que se tiene sobre la oceanografía de la región procede de campañas que no fueron específicamente diseñadas con propósitos de validación.

Con el propósito de elucidar el grado de validación de las medidas de los radiómetros a nivel regional se planteó la recopilación de información sinérgica tanto de satélite como de medidas oceanográficas “convencionales” y al desarrollo de una serie de herramientas que permitieran establecer la compatibilización de las medidas y ajustar las necesidades de proceso a las características específicas del área bajo estudio.

Específicamente los objetivos del presente trabajo son:

.- Comparar la información de satélite respecto de las medidas in situ, en diversas escalas espacio-temporales, analizando en su caso las diferencias que pudieran observarse, intentando acotarlas y eventualmente explicarlas y predecirlas.

.- Conocer que supone la incorporación de las medidas obtenidas a través del radiómetro ATSR con respecto a la información aportada por el AVHRR y las medidas in situ..

.- Conocer y cuantificar la relación que existe entre la temperatura superficial del mar que son capaces de medir los satélites y la estructura térmica de la capa superficial del océano.

.- Establecer los patrones de la estructura térmica superficial a nivel regional y su nivel de confianza para posteriormente aplicarlos adecuadamente en estudios y modelizaciones de tipo oceanográfico o climatológico.

.- Desarrollar una herramienta comprensiva capaz de realizar el proceso de la información de satélite y de establecer las comparaciones entre estos datos y los que proceden de las campañas convencionales.

3: MATERIAL Y METODOS

3.1 GENERALIDADES

La metodología que se ha seguido ha sido el estudio de la información disponible a partir de los radiómetros AVHRR y ATSR en relación con la información oceanográfica general de la zona (medidas a través de los métodos de la oceanografía convencional) y a la luz de las condiciones atmosféricas particulares de la región. Se ha organizado en torno a tres casos de estudio que cubren diferentes escalas de variación de la temperatura superficial del mar. En cada uno de ellos se ha usado, junto a los datos de satélite, diversas medidas in situ con escalas comparables a las de las imágenes utilizadas.

Básicamente se estudian los diversos modelos de corrección atmosférica, tanto operativos como experimentales, aplicandolos a las condiciones del área estudiada. Los resultados, relativos a cada caso de estudio, se comparan entre sí y con los que se obtienen de las medidas oceanográficas “in situ”. El análisis comparativo descrito se efectúa a diversas escalas espacio temporales utilizando todas las fuentes de información oceanográfica disponibles.

Hay que tener en cuenta que la comparación que se aborda tiene la dificultad implícita que deriva de la diferente naturaleza física de las medidas que aunque corresponden a un mismo fenómeno, representan medidas puntuales en el caso de las estaciones oceanográficas frente a áreas relativamente grandes (Km^2) muestreadas radiométricamente.

Tanto en el caso de las imágenes de satélite como en el de las medidas “in situ”, las observaciones informan de los estados del sistema en el momento de la realización de las medidas, careciendo de información de como se ha alcanzado ese estado, asumimos que las transiciones entre tales estados se alcanzan de manera continua de acuerdo con el segundo principio de la termodinámica.

3.2 CASOS DE ESTUDIO

3.2.1.-Estudio de series temporales de temperatura superficial del mar (1985-1995), a partir de los Radiómetros AVHRR y ATSR y de medidas in situ, para el área entre Canarias y Cabo Blanco.

En primer lugar analizamos el campo de temperatura superficial del mar a escala mensual en el área comprendida entre el sur del Archipiélago Canario hasta la costa Africana, es en este área en la que tiene lugar el grueso de la actividad pesquera de la flota internacional que faena en el caladero Sahariano. Asociada a uno de los fenómenos de afloramiento más importante a nivel global.

Datos in situ:

Aprovechando la actividad del Buque hospital Esperanza del mar que ha muestreado la zona extensivamente a nivel superficial [Llinás, et al.,1996]. Durante 10 años se han tomado medidas de temperatura, salinidad y nutrientes. Junto a este muestreo, desde éste mismo buque, se ha realizado mensualmente un transecto de 10 sondas XBT

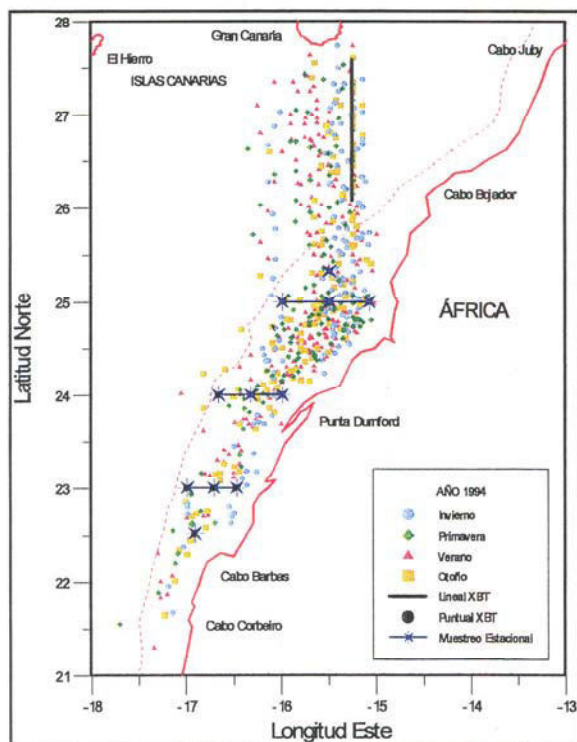


Figura 3-1: Muestreo superficial realizado por el B/H Esperanza del Mar durante 1994

(transecto 15,25°W entre 27,6°N y 26°N) que permiten una caracterización detallada de la estructura térmica de la columna de agua en esta sección y su variabilidad estacional y mesoescalar.

Adicionalmente se han realizado campañas estacionales a bordo de este buque de oportunidad en la que se realizaron un conjunto de 11 estaciones sobre la plataforma continental africana. En la figura 3-1 presentamos como ejemplo el muestreo superficial realizado durante el año 1994 por el buque Hospital. En la tabla III-1 damos las posiciones de

los lanzamientos de los XBT y de las estaciones sobre la plataforma.

La medida de la temperatura superficial del mar a bordo del buque se obtiene gracias a un sensor instalado en una toma de agua de gran caudal, que está situada por término medio a unos 2.5 m de profundidad. La precisión del sensor es mejor de 0.5°C, periódicamente las temperaturas se calibran usando termómetros oceanográficos. Las medidas se toman generalmente a las horas de observación meteorológica (00:00, 06:00, 12:00 y 18:00), al tiempo que se toman muestras de dicho agua para el análisis de salinidad y nutrientes. Los datos obtenidos para la temperatura, así como los resultados de los análisis de salinidad y nutrientes se promedian para cada mes en un retículo latitudinal de 1° de arco, (figura 3-2). Este promediado espacial y mensual va a definir la extracción de los datos de satélite y el agrupamiento de los perfiles de XBT.

Tabla III-1: Relación de posiciones muestreadas con XBT

Buque	Sondas: Tipo (n°)	Periodicidad	n°	Lat (°N), Lon (°W)
E.D.M.	T7 (10)	mensual (08/85 - 12/95)	1	-15.25 , 27.583
			2	-15.25 , 27.416
			3	-15.25 , 27.25
			4	-15.25 , 27.083
			5	-15.25 , 26.916
			6	-15.25 , 26.75
			7	-15.25 , 26.583
			8	-15.25 , 26.416
			9	-15.25 , 26.25
			10	-15.25 , 26.083
E.D.M	T7 (11)	05/94	11	-15.5 , 25.333
			12	-15.08 , 25.00
			13	-15.5 , 25.00
			14	-16.00 , 25.00
			15	-16.00 , 24.00
			16	-16.33 , 24.00
			17	-16.667 , 24.00
			18	-16.50 , 23.00
			19	-16.75 , 23.00
			20	-17.00 , 23.00
			21	-16.917,22.583

Los XBT utilizados , modelos Sparton y Sippican T7, consisten en termistores PLC que caen en el seno de la columna de agua con velocidad conocida, son capaces de medir la temperatura con una precisión absoluta de 10^{-3} °C, una vez que se equilibran con la temperatura ambiente, lo que se considera que ha ocurrido tras atravesar los 5 metros iniciales de la columna de agua. Obteniendo un valor de temperatura cada 0.5 m aproximadamente. La calidad de esta medida se ha controlado eliminando los registros afectados de variación en el aislamiento y los datos anómalos utilizando filtros basados en el valor de dT/dz . [Walsh, 1996]

Los perfiles de temperatura así obtenidos se interpolan cada metro de profundidad a fin de comparar entre si distintos lanzamientos. Finalmente se realiza un promediado en cada grado latitudinal, para asimilar, en la escala espacial, estas medidas a las que se obtienen a partir del los muestreos superficiales.

Datos de satélite:

Las temperaturas superficiales medias mensuales obtenidas por los radiómetros AVHRR y ATSR se obtuvieron a partir de los archivos históricos de datos distribuidos del Jet Propulsion Laboratory (JPL) de la NASA en Pasadena, California, E.U.A. y del Rutherford Appelton Laboratory (RAL) del Natural Environmental Research Council (NERC) en el Reino Unido respectivamente.

Un proyecto conjunto de las agencias NOAA y NASA denominado *Oceans Pathfinder* a puesto a disposición de la comunidad científica el conjunto global de los datos de temperatura superficial del mar a escala mensual. Para elaborar éstos, se

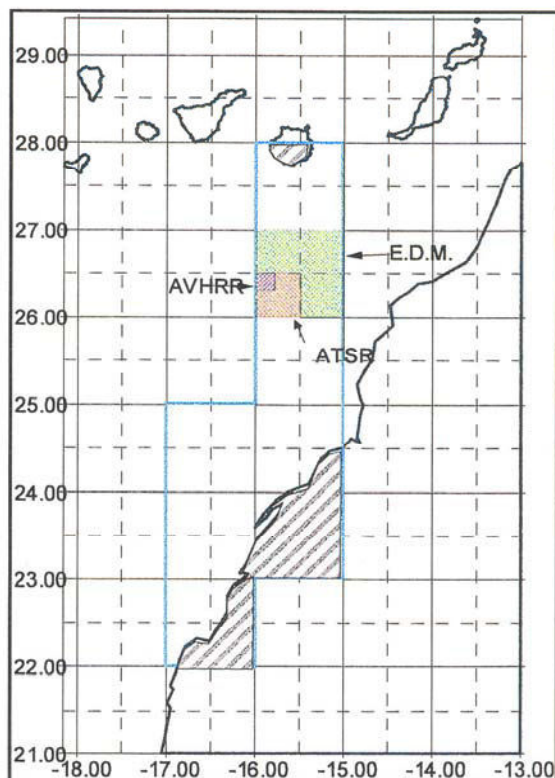


Figura 3-2: Área muestreada en la comparación a nivel de medias mensuales, limitada por la línea azul, y celdas básicas de observación.

han tomado como base la Temperatura superficial del mar (TSM) GAC (Global Area Coverage) de 4km de resolución espacial. obtenidos por los distintos sensores AVHRR-2 (cinco canales).

Estos datos se someten a un proceso extensivo de eliminación de nubes [Mc Clain, et al., 1985, Barton, et al., 1989] tras lo cual la temperatura se calcula usando algoritmos del tipo split window [Pichel, 1991]. Cuyos coeficientes se obtienen por regresión múltiple enfrentando estas temperaturas obtenidas radiométricamente a un conjunto extenso de temperaturas in situ a escala global. Que se obtienen a través de boyas a la deriva y anclajes a una profundidad típica de 1 m .[Brown, et al.,1991]. Finalmente todos los datos mensuales se promedian geolocalizados sobre una rejilla de $1/5^\circ$ de arco, por mes y por separado los pases diurnos y los nocturnos.

Se extrajo de éstos los promedios mensuales correspondientes al área cubierta por las observaciones del Esperanza del Mar. Estos datos se promediaron por grado latitudinal para ajustarlos la matriz de promedios mensuales del Esperanza del Mar, a fin de poder compararlos espacial y temporalmente. Se han extraído los datos correspondientes al periodo 1985 a 1995 en coincidencia con los diez años de muestreo desde el buque hospital esperanza del mar. En la figura 3-3 se presenta, como ejemplo, la serie de imágenes de temperatura media mensual de la superficie del mar para la región del Atlántico centro-oriental para el año 1992.

La temperatura superficial del mar a partir del sensor ATSR corresponde al producto operativo Spatially Averaged Sea Surface Temperature (ASST), tienen una resolución espacial de medio grado, promediada mensualmente. También se proporciona información auxiliar sobre la cobertura temporal, cobertura espacial y fiabilidad. En el mapa de promedios mensuales la TSM se obtiene por combinación lineal de las temperaturas de brillo de los canales infrarrojos, tanto de la mirada del nadir como las de la mirada adelantada. Hasta seis medidas independientes, 3.7μ , 11μ , 12μ , en cada una de las visualizaciones pueden entrar en la obtención de un dato simple de TSM, cada una de estas observaciones individuales se geolocaliza sobre el globo, con una precisión mejor de 2 Km. A continuación estos datos de alta resolución se someten a un proceso exhaustivo

de eliminación de nubes [Saunders y Kriebel, 1988]

Se promedian los valores de alta resolución, sobre celdas de 10 minutos de arco, la temperatura superficial del mar se calcula de la manera usual en cada una de dichas celdas de 10 min. Promediando 9 de estas celdas de 10 minutos se obtiene el producto “envasado” de medio grado de resolución espacial. Para cada una de estas celdas la temperatura superficial del mar se obtiene :

$$TSM = a_0 + \sum_{i=1}^N a_i T_i \quad (34)$$

Siendo T_i la temperatura individual de cada sub celda, los coeficientes se derivan de radiosondeos a escala global y modelos de transferencia radiativa, [Zádov, et.al., 1994, 1995], dando lugar a tres conjuntos de coeficientes para atmósferas: polares, de latitudes medias y tropicales.

Por efecto de las diferencias en cobertura nubosa entre las dos visualizaciones, el

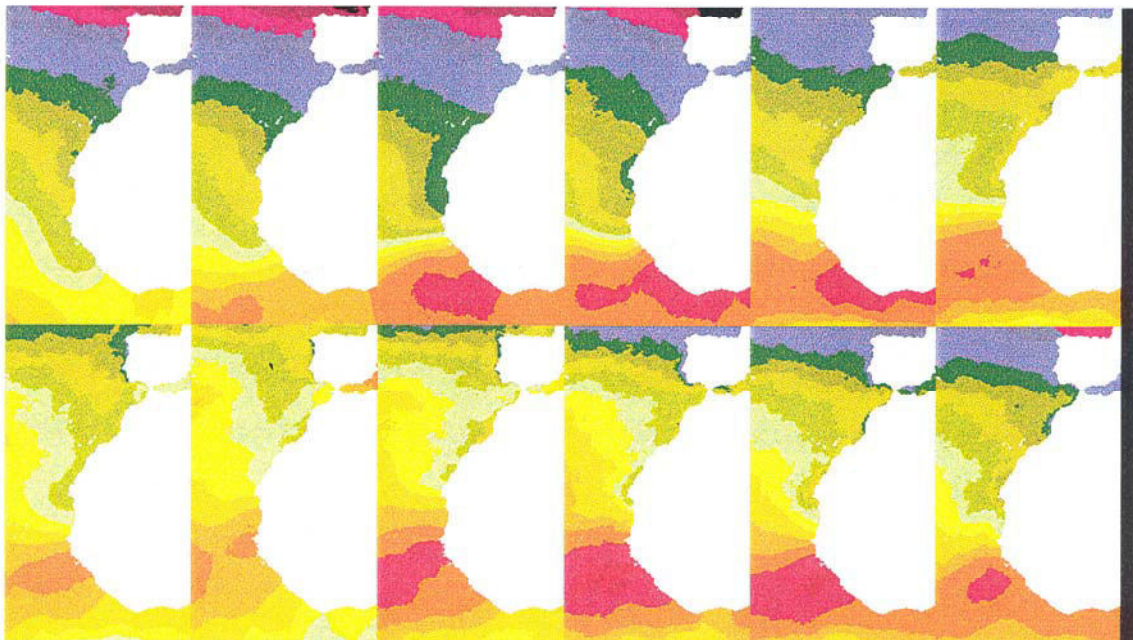


Figura 3-3: Temperatura Superficial del Mar a escala mensual para 1992, a partir de los datos del AVHRR

número de visualizaciones de cada dirección que se usan en la determinación de cada valor

individual de temperatura es variable dando lugar a una serie de diferentes calidades de productos que se envasan conjuntamente (en medio grado).

Se considera, a priori, que la doble visualización produce la mejor estimación en la TSM, ya que la resolución de la ecuación de transferencia radiativa no necesita de simplificaciones sobre el contenido atmosférico. Del mismo modo el proceso de eliminación de nubes es mas preciso, sin embargo, el uso de estos datos exclusivamente reduce la cobertura por lo que en cada caso se utiliza la mejor de las aproximaciones disponibles.

Se han eliminado los datos inválidos por operaciones de mantenimiento del ERS-1 y /o del ATSR. Estas operaciones incluyen: El apagado del sistema refrigerador de los detectores del ATSR periodicamente con el fin de que los posibles restos acumulados en los detectores se evaporen, *proceso de outgassing*, durante este periodo es evidente que los detectores pierden su sensibilidad. Asimismo las maniobras orbitales del satélite afectan la calidad de los datos, especialmente la mirada “adelantada”. También se emplean tests climatológicos (se usa la climatología de GOSTA (Bottomley, et. al., 1990), con resolución de 1 grado de arco. Interpolando a partir de los vecinos el valor para las celdas en las que se carece de valor) los datos ASST que caen fuera del rango climatológico $\pm 6^{\circ}\text{K}$, no se tienen en cuenta, descartando aquellos en los que se verifica:mas del 10% de los datos “de día” caen fuera de los límites climatológicos, o bien,mas del 40% de los datos “de noche” caen fuera del rango climatológico.

La cobertura geográfica de estos datos depende de la órbita del satélite ERS-1 que ha ido cambiando durante su periodo de vida útil para atender a las distintas misiones para las que fue comisionado:

Fases orbitales del ERS-1

31/07/91-10/12/91 ciclo de 3 días (fase de comissioning)

10/12/91- 26/12/91 maniobras orbitales

26/12/91- 30/03/92 ciclo de 3 días (fase del hielo)

30/03/92- 14/04/92 maniobras orbitales

14/04/92- 17/12/93 ciclo de 35 días (fase global)

17/12/93- 21/12/93 maniobras orbitales
21/12/93- 10/04/94 ciclo de 3 días (segunda fase del hielo)
10/04/94- 19/03/95 ciclo de 165 días (fase geodética)
19/03/95- 21/03/95 maniobras orbitales
21/03/95- Ciclo de 35 días (fase global)

Los datos ASST distribuidos por RAL abarcan el periodo de agosto de 1991 a julio de 1995 [Murray, 1996]. En la figura 3-4 reproducimos la imagen de temperatura promedio mensual para la región del Atlántico centro-oriental.

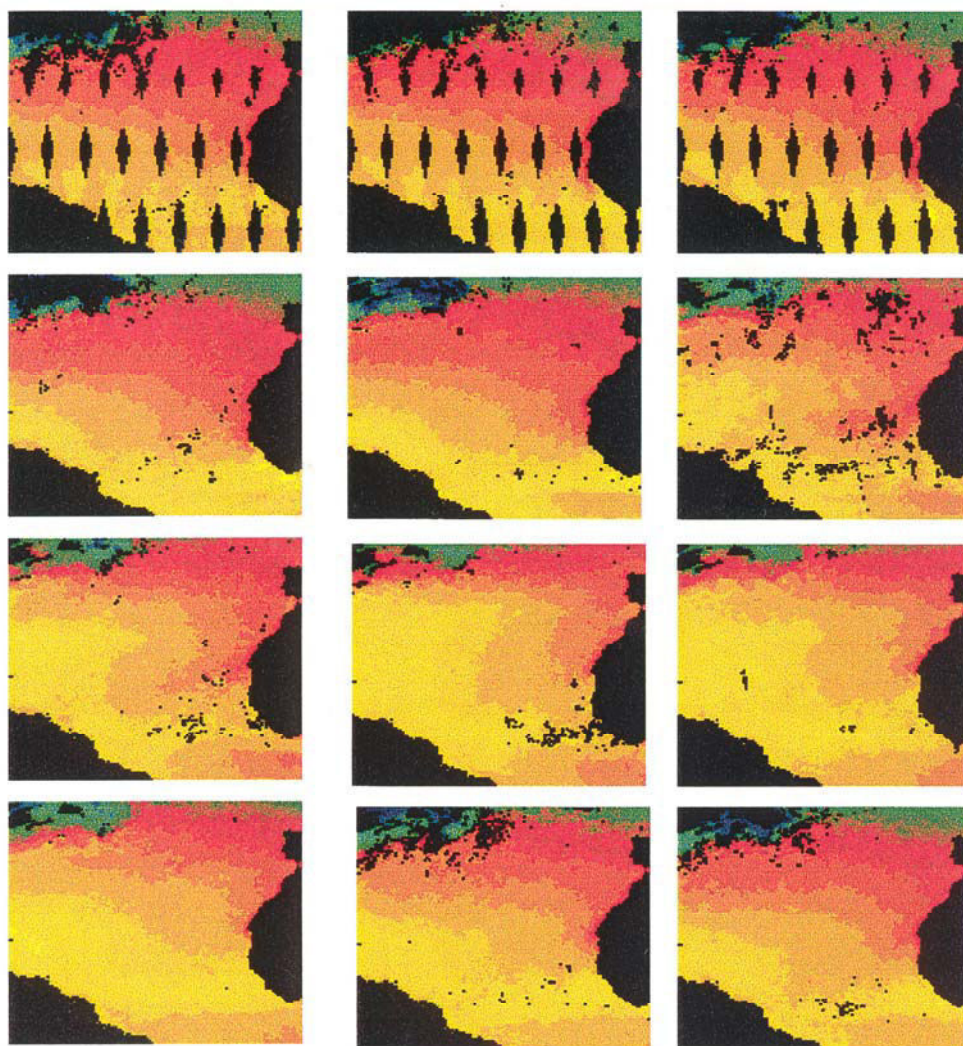


Figura 3-4: *Temperatura mensual para 1992 a partir de los datos ATSR, se puede apreciar el efecto de la fase orbital del satélite ERS-1 sobre la cobertura. Hasta el 30 de marzo se operó con un ciclo orbital de 3 días (fase del hielo), a partir del 14 de abril el satélite se encuentra en el ciclo de 35 días (fase global)*

3.2.2 Validación de la temperatura superficial del mar (algoritmo MCSST) frente a medidas in situ obtenidas por sensores a la deriva.

En este caso de estudio se emplearon imágenes de TSM del satélite NOAA-11

conjuntamente con las medidas in situ de cuatro boyas derivantes equipadas con sensores (Tipo Suonobuoy Sized Databuoys) para la medida de la temperatura del agua del mar, aproximadamente a un metro de profundidad, además de la temperatura y la presión atmosféricas. [Pickett, et al.,1992] Estos dispositivos son actualmente el método de calibración validación mas importante en lo que se refiere a imágenes térmicas [Reynolds, 1991]. En el contexto global de las boyas de calibración validación el área al sur de las Canarias está muy poco muestreada (figura 3-5) debido a que la circulación superficial las dirige hacia el oeste. Además muy a menudo las boyas de la zona no se incluyen en la SBMDB (Satellite Buoy Matchup Database) ya que no cumplen el criterio $|T_s - T_a| \leq 2^\circ\text{C}$. [May, et al.,1992] De hecho las cuatro boyas aquí consideradas constituyen un intento específico de incrementar la información en el área al sur de Canarias.

Los datos corresponden a los meses de junio y julio de 1990, dentro del contexto de un experimento llevado a cabo por NORDA en el Atlántico oriental entre los años 90 y 94. Sólo se han considerado los correspondientes a 1990 dado que las trayectorias seguidas por los dispositivos empleados en los sucesivos años no caen dentro del área de estudio. Estos dispositivos almacenan los valores de temperatura superficial del mar, temperatura del aire y presión atmosférica, estos valores se promedian cada diez minutos, liberando los datos registrados a los satélites del sistema ARGOS.

Tabla III-2: Características de vida útil de las cuatro boyas equipadas con sensores utilizadas.

Identificador	Punto de Lanzamiento	Lanzamiento (días del año)	Ultimo registro (días del año)
B12412	14.07W28.01N	167.793 (16 junio)	232.667 (20 agosto)
B12413	14.70W27.48N	167.792	274.699 (1 octubre)
B12414	15.74W27.50N	167.791	242.663 (30 agosto)
B12415	16.00W27.99N	167.789	233.664 (21 agosto)

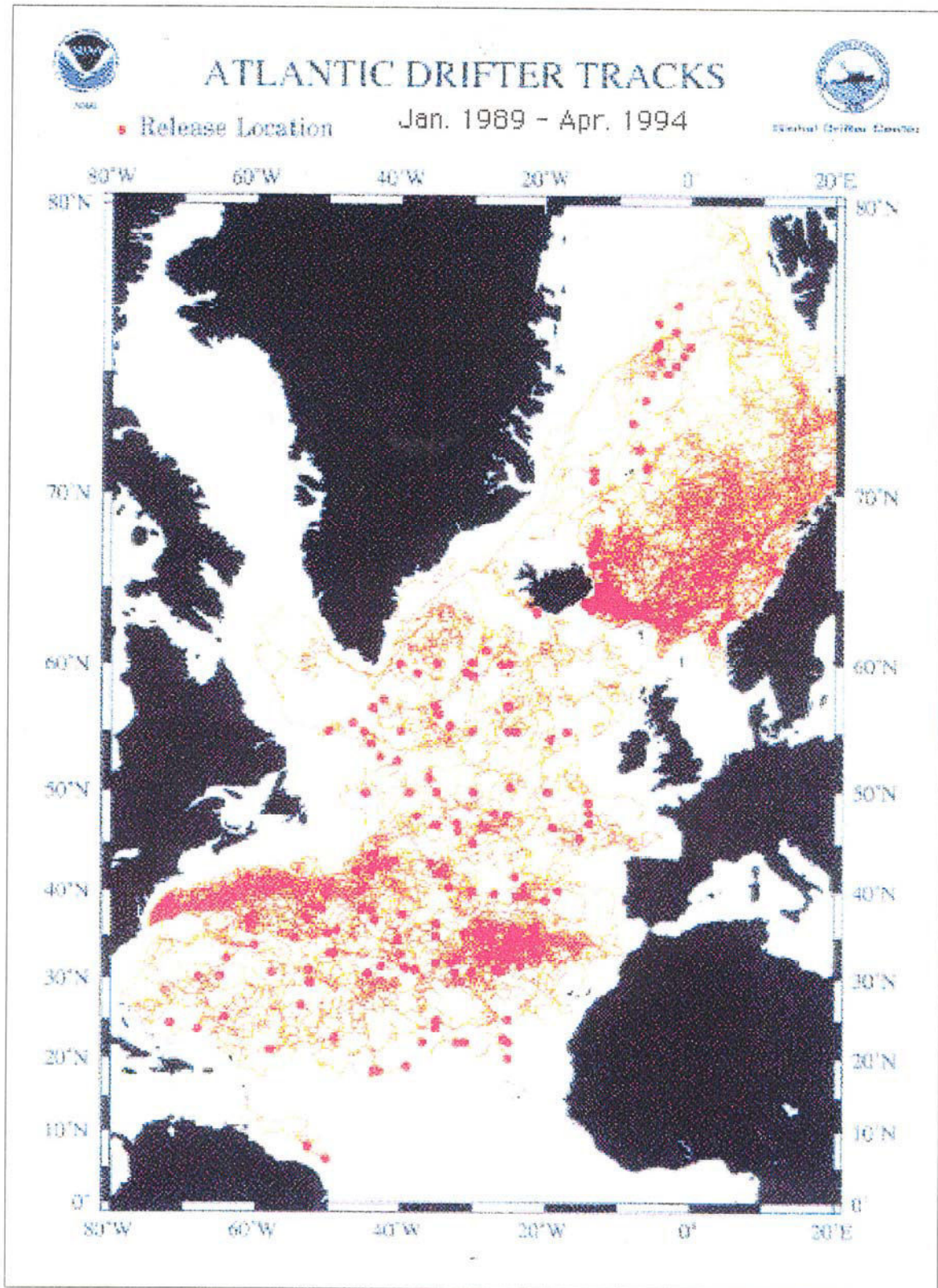


Figura 3-5: Distribución de boyas a la deriva empleadas por NOAA para la calibración de sus algoritmos de TSM

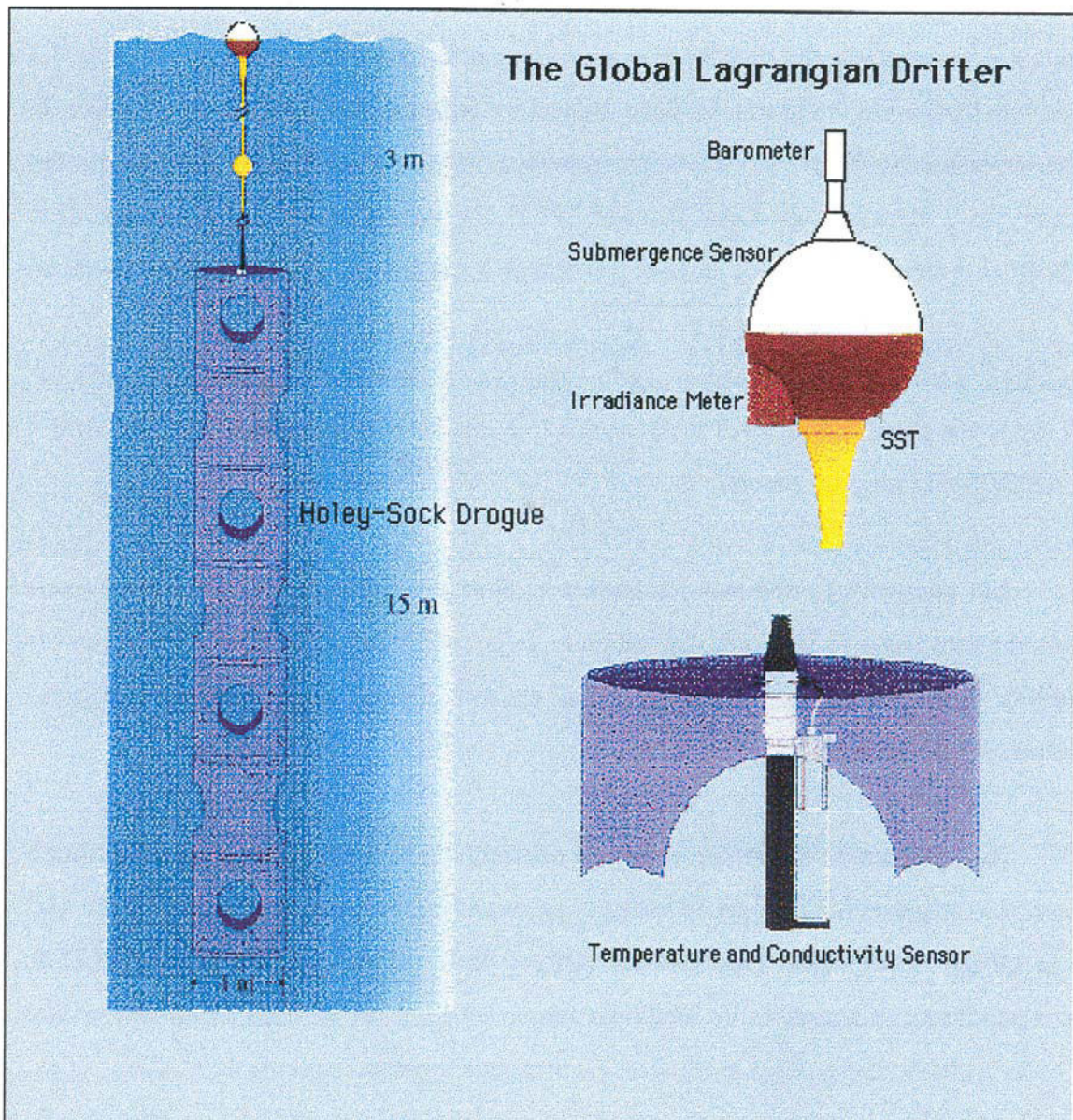


Figura 3-5 bis: *Esquema de diseño de las boyas de deriva usadas actualmente en los procesos de calibración y validación de la temperatura superficial del mar del sensor AVHRR en los satélites de la serie NOAA. Cortesía de NOAA AOML.*

Las boyas empleadas desarrolladas por NORDA organismo de la US Navy, para la ayuda a la navegación son dispositivos cilíndricos dotados de una draga de 8 m, con 1.5 m de longitud emergida lo que les hace útiles para seguir el movimiento de las masas de agua superficiales siendo su desplazamiento una función lineal de las velocidades del viento y de la corriente superficial [Kirwan,1975]. Cada vez que uno de los satélites de la serie NOAA sobrevuela una de estas boyas recoge los datos que éstas han almacenado en las últimas horas, al tiempo que se fija su posición con un error de unos 300 m. Estos satélites son los que simultáneamente adquieren las imágenes de temperatura superficial. Los datos son almacenados en el satélite hasta que este los descarga en el centro de control de ARGOS en Lanion, Francia.

Los intervalos de tiempo a los que estos datos son registrados son variables desde pocos minutos hasta varias horas dependiendo de la visibilidad de los dispositivos por los satélites. Las cuatro boyas a consideradas en este trabajo tienen las características reseñadas en la tabla III-2.

La información de satélite sinérgica con esta experiencia consiste en un conjunto de catorce imágenes MCSST procedentes de los archivos de Local Area Coverage (LAC) de la Office of Research Applications (ORA) de la NOAA en Washington E.U.A. correspondientes a los pases de mediodía (entre las 15 y las 17 hora local) del satélite NOAA-11 (tabla III-3) . Tras la eliminación de nubes según el esquema de McClain, et al., [1985] se realizó la corrección atmosférica según el algoritmo de Strong y McClain de 1984:

$$T_s = -283.21 + 1.0346 \cdot T_4 + 2.5779(T_4 - T_5) \quad (35)$$

Georreferenciándose luego según una proyección cónica conforme de Lambert, con una resolución espacial final de 2x2 km y una precisión radiométrica relativa de 0.125°K/nivel de gris.

Tabla III-3: Relación de imágenes LAC MCSST encontradas para el periodo de operación de las boyas. (Todos los pases entre las 14 y 16 horas UTC)

fecha	fecha	fecha
20/06/90	30/06/90	17/07/90
21/06/90	02/07/90	18/07/90
22/06/90	09/07/90	19/07/90
23/06/90	11/07/90	20/07/90
29/06/90	12/07/90	

3.2.3-Comparación de los campos de temperatura superficial del mar por satélite, frente a observaciones oceanográficas convencionales

Se abordan ahora el estudio comparativo de la observación remota e in situ de la temperatura superficial del mar a escala sinóptica, es decir de observación coincidente en el tiempo. Esta denominación de la escala sólo es rigurosamente cierta cuando se aplica a las observaciones de satélite, no obstante es usual considerar que las observaciones realizadas en campañas oceanográficas medias son simultaneas (una o dos semanas de duración).

Se estudian dos campañas oceanográficas correspondientes a los meses de Mayo de 1994, que se ha dado en llamar campaña COMPLEX-94, realizada desde el buque hospital Esperanza del Mar y Septiembre-Octubre de 1995 desde el Buque Oceanográfico alemán Poseidon, que se denominó POSEIDON-212. El area cubierta por la primera de las campañas es la misma que la referida en la sección 3.2.1, mientras que en el segundo caso la zona muestreada cubre desde las Islas Canarias al paralelo 30°N. También son diferentes los tipos de datos y tratamientos, tanto remotos como in situ, empleados en cada caso, lo que se detalla a continuación.

Campaña COMPLEX-94

observaciones in situ:

La estructura térmica in situ observada desde el Buque Hospital Esperanza del Mar. Las estaciones de muestreo in situ corresponden a las 21 estaciones reseñadas en la sección correspondiente al estudio del campo medio de temperatura superficial del mar, en la que se lanzaron un total de 21 sondas XBT. (Tabla III-4)

Durante esta campaña se efectuaron medidas de la transmitancia atmosférica directa utilizando un fotómetro solar desarrollado en la Universidad de Arizona [Clemente-Colón et al. 1995].

Tabla III-4: Definición de las estaciones de XBT realizadas

Est.nº	Fecha	Hora	Posición
1	02/05/94	22:42	-15.25 , 27.583
2	03/05/94	00:29	-15.25 , 27.416
3	03/05/94	01:28	-15.25 , 27.25
4	03/05/94	02:10	-15.25 , 27.083
5	03/05/94	02:57	-15.25 , 26.916
6	03/05/94		-15.25 , 26.75
7	03/05/94	04:30	-15.25 , 26.583
8	03/05/94	05:19	-15.25 , 26.416
9	03/05/94	06:37	-15.25 , 26.25
10	03/05/94	07:58	-15.25 , 26.083
11	03/05/94	13:03	-15.5 , 25.333
12	03/05/94	17:33	-15.08 , 25.00
13	03/05/94	08:41	-15.5 , 25.00
14	22/05/94	05:00	-16.00 , 25.00
15	03/05/94	16:00	-16.00 , 24.00
16	05/05/94	08:12	-16.33 , 24.00
17	12/05/94	23:16	-16.667 , 24.00
18	11/05/94	13:01	-16.50 , 23.00
19	10/05/94	15:34	-16.75 , 23.00
20	10/05/94	12:02	-17.00 , 23.00
21	10/05/94	06:57	-16.917,22.583

Imágenes de satélite:

Se estudian a nivel individual un conjunto de escenas de los sensores AVHRR y ATSR en los formatos operativos distribuidos por la agencia europea del espacio ESA siguiendo las especificaciones CEOS (Committee for Earth Observation from Satellites).

Las características más relevantes del formato CEOS para AVHRR pueden resumirse en los siguientes párrafos: La información se proporciona en exabyte con la siguiente estructura: un fichero de descripción del volumen para toda la cinta donde se refleja el número de ficheros, el tipo de datos, el número de registros y la máxima longitud de los mismos, a continuación cada pase comprende tres ficheros; descripción de los registros o "leader file", los datos propiamente dichos "imagery file" y fichero de cola o "trailer file", los ficheros que anteceden y suceden a los datos proporcionan información para el procesado y evaluación de los datos.

Cada fichero de imagen corresponde a cuatro minutos de transmisión en alta resolución, en total 1440 registros de 22680 bytes cada uno en los que cada canal del AVHRR corresponde a 2048 bytes y el resto a datos prefijos y sufijos que contienen información para la calibración, temperatura y radiancia del cuerpo negro de a bordo y del espacio exterior. Están ordenadas en sentido norte sur con los pixels orientados de oeste a este en cada línea, el archivo se genera en 2 bytes (16 bits) donde los 10 bits correspondientes a la lectura del sensor AVHRR corresponden a las posiciones de la derecha. Los 6 bits restantes se utilizan como información complementaria de la manera siguiente: bit 6 es 1 si el pixel pertenece a la rejilla de latitud y longitud, que se puede emplear para la georreferenciación, la resolución de la rejilla es de 5° en latitud y 10° en longitud, el bit 5 indica si el pixel pertenece a la línea de costa y el 4 indica si pertenece a las fronteras políticas, los bits 1 al 3 indican una clasificación en tierra mar, nubes, hielo nieve con la que se generan los quicklooks, esta clasificación no es del todo satisfactoria para el área bajo estudio en la presente memoria.

El grado de procesamiento con el que se sirven las imágenes depende de la plataforma: así, las imágenes del satélite NOAA-11 captadas en la estación de Maspalomas tienen un nivel de proceso de productos geofísicos 2B, es decir con la TSM y el NDVI

Tabla III-5: Relación de imágenes AVHRR procesadas en relación a la campaña COMPLEX-94

Fecha	Hora (UTC)	Escena ESA
27-Abril-1994	17:30	MP119404271730
28-Abril-1994	17:18	MP119404281718
04-Mayo-1994	17:45	MP119405041745
05-Mayo-1994	17:32	MP119405051732
06-Mayo-1994	17:19	MP119405061719
12-Mayo-1994	17:47	MP119405121747
14-Mayo-1994	17:23	MP119405141723
15-Mayo-1994	17:10	MP119405151710
22-Mayo-1994	17:24	MP119405221724

(Normalized difference vegetation index) calculados. A partir del NOAA 12 y siguientes, solo se producen a nivel 1B es decir a nivel de cuentas digitales procedentes del sensor, mas cierta información auxiliar para la calibración y georreferenciación.

Características del formato CEOS para imágenes de ATSR: existen dos formatos básicos denominados IBT (Infrared Brightness Temperature) y SST (Sea Surface Temperature) que se pueden asimilar a los niveles de proceso 2A y 2B respectivamente [Wilson, 1995]. El formato IBT comprende además de los correspondientes Volume descriptor file y Leader file preceptivos de los formatos CEOS, ficheros de imagen de los que se puede extraer por separado cada una de las temperaturas de brillo (3.7, 11 y 12 μ) en cada una de las visualizaciones, así como la reflectancia en 1.6 μ para las escenas diurnas. En cada caso se da una matriz de 512x512 pixels de 2 bytes de profundidad, aunque el sensor solo produce una salida de 11 bits, con una resolución radiométrica de 10^{-2} °K.

Tabla III-6: relación de pases ATSR-1 procesados para la campaña COMPLEX94

Fecha	Pases	Archivo
02-Mayo-1994	Diurno Nocturno	R94050211 R94050223
05-Mayo-1994	D N	R94050511 R94050523
08-Mayo-1994	D	R94050811
11-Mayo-1994	D	R94051111
13-Mayo-1994	N	R94051323
14-Mayo-1994	D	R94051411
16-Mayo-1994	N	R94051623
17-Mayo-1994	D	R94051711
19-Mayo-1994	N	R94051923
22-Mayo-1994	D N	R94052211 R94052223
25-Mayo-1994	D	R94052511

Claramente la geometría de la visualización hace que la densidad de muestreo difiera en cada una de las dos visualizaciones, así la visualización nadir se compone de 512 pixels por línea mientras que la visualización adelantada solo está compuesta por 371 pixels. La solución adoptada es la de asignar a cada uno de los pixels vacíos de la visualización adelantada el valor correspondiente a su vecino mas próximo de entre sus ocho pixels circundantes. A los pixels que han sido asignados mediante este proceso se les distingue por su signo negativo.

El modo de operación de este sensor transmite el canal 1 solo durante la parte diurna de la órbita, mientras que durante el sector nocturno de ésta, se transmite la información del canal de 3.7μ . A partir de Mayo de 1992 este canal falló y no se obtiene esta información desde ese momento.[Bailey, 1993]

Como información auxiliar este formato contiene los ángulos de elevación solar en 11 puntos de anclaje igualmente espaciados tanto en la visualización nadir como en la adelantada, también se dan, para estos mismos puntos, las diferencias azimutales solares. Los ángulos de visualización de cada pixel los obtenemos mediante un modelo geométrico. Para la geolocalización se incluye la posición de cada pixel sobre el globo terrestre en grados centesimales con una precisión hasta las milésimas de grado de arco.

En coincidencia con la campaña se realizó una búsqueda de imágenes AVHRR correspondientes al satélite NOAA-11 en los archivos de la estación de Maspalomas, encontrándose un total de 9 imágenes con cobertura nubosa menor del 50%, que se listan en la tabla III-5. Las imágenes corresponden a un formato SHARP 2B es decir (albedo 0.67μ , y 0.86μ , temperatura de brillo corregida $3,7\mu$ 11μ y temperatura superficial del agua del mar)

Para el mismo periodo se obtuvo del Rutherford Appellton Laboratory (RAL) en el Reino unido la cobertura mensual del ATSR en la zona,. Las imágenes de temperatura superficial del mar (nivel 2B) que se obtuvo de esta fuente se relacionan en la tabla III-6. En este periodo, la fase orbital del ERS-1 tuvo un ciclo de repetición de 165 días (fase geodética 10/04/94 al 19/03/95) con lo que se produjo una cobertura relativamente buena (un pase diurno y nocturno cada 3 días aproximadamente)

Se consiguen en principio 3 coincidencias de cobertura los días 5, 14 y 22 del mes y una cobertura temporal bastante aceptable combinando los datos de ambos sensores, desafortunadamente, la cobertura espacial de los pases diurnos y nocturnos del ATSR-1 no es del todo coincidente dentro del área de estudio. Podemos entonces, comparar los productos operativos de TSM de ambos sensores, distanciados por horas, a nivel de escenas individuales.

Campaña POSEIDON 212

Llevada a cabo entre finales de septiembre y la primera quincena de octubre de 1995 por el buque alemán Poseidón, en los alrededores de las Islas Canarias (figura 3-5).

En este caso la estructura térmica vertical se estudia mediante un instrumento CTD (Conductivity Temperature and Depth), incluyendo también las medidas del sensor, termosalinómetro, instalado en el casco del buque a una profundidad aproximada de 2m.

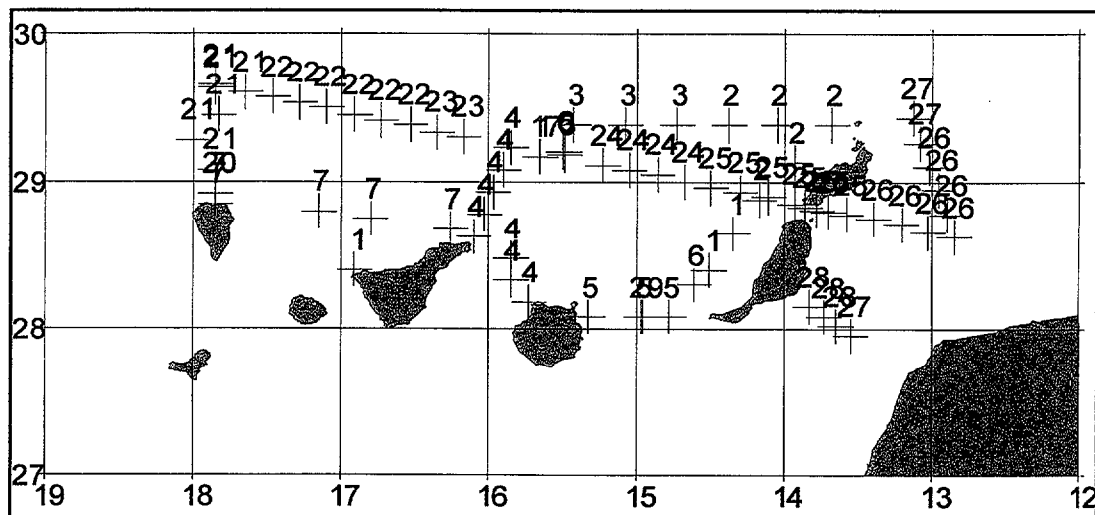


Figura 3-6: Distribución de las estaciones de la campaña POSEIDON-212. Los números corresponden al día del mes (septiembre u octubre) en que se efectuó cada estación

Tabla III-7: Relación de imágenes AVHRR SHARP 1B para la campaña Poseidon 212

Fecha	Hora (UTC)	Escena ESA
26- Sep -95	14:43	MP149509261443
27- Sep -95	14:33	MP149509271433
28- Sep -95	14:21	MP149509281421
05- Oct -95	14:45	MP149510051445
06- Oct -95	14:37	MP149510061437
07- Oct -95	14:24	MP149510071424
14- Oct -95	14:50	MP149510141450
15- Oct -95	14:39	MP149510151439

El empleo de este instrumento permite conocer, no solo la estructura térmica de la columna de agua, sino que permite también conocer su salinidad y por ende su densidad, lo que va a proporcionar una información valiosa a la hora de la validación de las imágenes de satélites en términos de las propiedades físicas del agua del mar.

Este sensor es capaz de medir la temperatura con una precisión de 10^{-4} °C y la salinidad a partir de la conductividad con una precisión de 10^{-2} PSU (Practical Salinity Units). Los datos se calibran usando termómetros reversibles (modelo SIS) y la salinidad medida en el laboratorio. Los perfiles se interpolan a presiones estándar de 2 db con lo que se pueden comparar entre si.

Tabla III-8: Relación de imágenes ATSR seleccionadas para la Campaña POSEIDON 212

Fecha	Hora	Archivo
30- Sep -95	23:07	R9509302307
03- Oct -95	23:12	R9510032312
06- Oct -95	23:18	R9510062318
10- Oct -95	11:43	R9510101143

Las imágenes de satélite seleccionadas para este caso en los archivos de la estación de Maspalomas para el sensor AVHRR del satélite NOAA-14 a través de los quick looks fueron proporcionadas en formato CEOS SHARP con un nivel de proceso 1B y se relacionan en la tabla III-7.

Para el mismo periodo se obtuvieron 4 escenas de ATSR en formato CEOS (1B) a través del centro de la ESA en Esrin, Italia. Para su localización se empleó el sistema DESCW de la ESA para el satélite ERS-1. En la tabla III-8 se da la relación de escenas.

3.3.-PROCESO DE LOS DATOS:

Imágenes de satélite:

Se procesaron usando rutinas expresamente desarrolladas en lenguaje IDL versión 4 [RSI, 1995], también se empleó software estándar para procesado de imágenes y sistemas de información geográfica ERDAS v 8.0 [ERDAS INC, 1995]. El conjunto de rutinas implementadas comprende las siguientes categorías:

Rutinas de Preproceso: Extracción de la información en formato de bandas, eliminación de los bits auxiliares (6 bits izquierda), calibración geofísica, incorporación de información auxiliar a la imagen.

Rutinas Atmosféricas: Eliminación de nubes, cálculo del espesor óptico aparente, corrección atmosférica para la TSM.

Rutinas de extracción: De pixeles concretos o ventanas en base a puntos en los que es conocida la verdad del terreno.

Rutinas de Postproceso: Georreferenciación asignación de paletas y representación de los resultados.

3.3.1.-Procedimientos para el tratamiento de la información del sensor AVHRR:

Rutinas de preproceso: Los ficheros de imagen en formato CEOS se presentan en formato BIL (Band Interleaved by Line) en los que cada línea de la imagen en un canal es seguida de la misma línea en el siguiente canal y así sucesivamente hasta completar los cinco canales del sensor AVHRR. Los registros de este archivo incluyen también datos, denominados prefijos y sufijos por su posición respecto de los datos del sensor propiamente dicho, en formatos diversos que son útiles para la corrección radiométrica y geométrica.

El primer paso es la extracción de las cinco bandas como matrices separadas,

corresponden a 4 minutos de pase HRPT (High Resolution Picture Transmission) en 2048 columnas y 1440 filas. Junto a la extracción los 6 bits de la izquierda se eliminan para obtener limpias las medidas del radiómetro. Se extraen también en el mismo proceso los datos necesarios para la calibración geofísica en cada banda :A y B en la ecuación 4, capítulo 1, y L_{sp} , L_{cn} , X_{sp} y X_{cn} para las ecuaciones 8 y 9 del mismo capítulo. Por último se extraen y se formatean como matrices independientes toda la información relativa a los puntos de anclaje: Latitud y Longitud, así como elevación y azimut del satélite y del sol.

Tras la extracción de los elementos anteriores se procede a la calibración geofísica, empleando las ecuaciones 4 y 7 para los canales 1 y 2. Para los canales 3,4 y 5 de los satélites NOAA 11 y NOAA 12, primero calculamos, para cada línea de la imagen, la temperatura de operación del radiador cuerpo negro para calcular luego la temperatura de brillo en cada canal empleando las ecuaciones 8,9,10,11, corregimos la temperatura de brillo pixel a pixel aplicando la ecuación 12 obteniendo el δT por interpolación en la tabla 6 del capítulo 1. En el caso del satélite NOAA 14 hemos aplicado el método no lineal: ecuaciones 8, 9, 13 obteniendo la temperatura de brillo corregida en cada canal por inversión de la ecuación de Plank (ec 11).

Obtenemos por los procedimientos anteriores los productos geofísicos calibrados necesarios para la extracción de los parámetros que interesan: Albedos de los canales 1 y 2 en tanto por ciento, radiancias para esos mismos canales en $mW m^2 sr^{-1}$ y temperaturas de brillo corregidas ($^{\circ}K$) en los canales 3, 4 y 5 del AVHRR.

Procedimientos atmosféricos:

Eliminación de nubes: se realiza pixel a pixel a través de una batería la aplicación de sucesivos criterios de selección: en primer lugar se aplica un test de reflectancia del canal 1 [McClain, et al.,1985] considerando solo los pixels con un albedo inferior al 15 %, con el que se eliminan las nubes mas reflectivas. No obstante, algunas nubes debido a su naturaleza, no son detectadas por este test. Los autores proponen un test complementario de invarianza de la relación $(T_{11}-T_{12})/(T_{3,7}-T_{11})$ que se verifica solo para los pixels marinos y no se da para los que están parcialmente cubiertos por nubes. El uso del canal 3 para imágenes diurnas necesita de la extracción de la componente reflectiva, además en este

canal está presente un ruido altamente variable de unas imágenes a otras [González, 1997]. En la figura 3-7, se han representado los valores de esta relación para 86 puntos de muestreo correspondientes a las estaciones oceanográficas muestreadas en la campaña Poseidon 212 extraídos de la imagen AVHRR correspondiente al 6 de Octubre de 1995. Se observa que el valor del invariante está entre 0.18 y 0.19

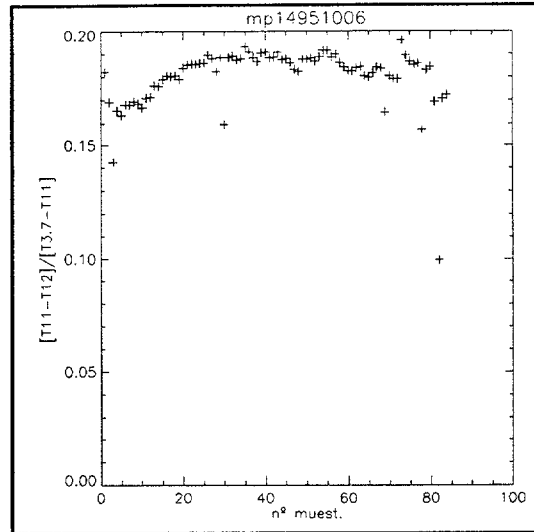


Figura 3-7: Aplicación del test de homogeneidad infrarroja a 86 puntos de muestreo sobre la imagen AVHRR del 6/10/95. El valor del invariante esta entre 0.18 y 0.19

Para evitar el uso del canal de 3.7μ en las imágenes diurnas se ha buscado alguna relación alternativa, se encontró que el uso de la tasa de radiancias en los canales 1 y 2 del AVHRR, produce segmentaciones de los datos equivalentes (figura 3-8). Encontrando un límite inferior de la tasa de radiancias para que un pixel pueda considerarse marino de 2.5. equivalente al valor del invariante encontrado.

Cálculo del espesor óptico aparente: La solución de la ETR como se ha dicho implica como problema principal una estimación de la transmitancia atmosférica, que es una magnitud espectral, se han apuntado el vapor de agua y los aerosoles como los principales causas de la variabilidad de este parámetro. Tras revisar diversas aproximaciones al problema de la transmitancia, se ha optado por emplear un modelo paramétrico original que hace uso de los resultados de un modelo de

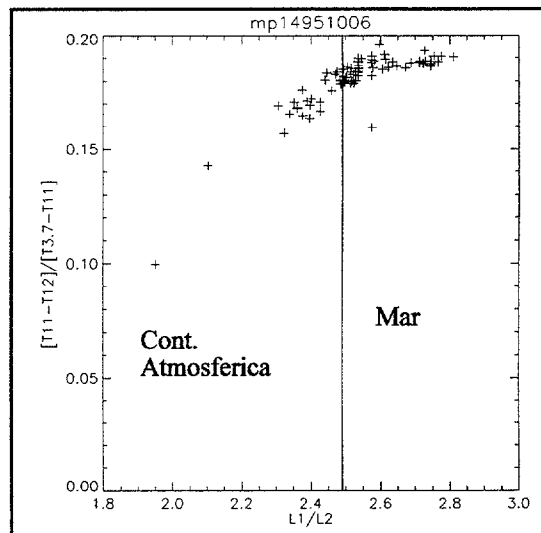


Figura 3-8: Comparación del test de homogeneidad en el infrarrojo con el de la tasa de radiancias en los canales 1 y 2. Para los mismos puntos de muestreo de la figura 3-7

transferencia radiativa junto a resultados empíricos.

En la actualidad, la medida del espesor óptico debido a aerosoles a través de imágenes de satélite sobre el mar es una metodología aceptada, tiene como base los trabajos de Griggs [1975,1983], quien mostró que el espesor óptico debido a aerosoles es una función lineal de la radiancia medida en la parte reflectiva del espectro electromagnético (canal 1 del sensor AVHRR) sobre aguas oceánicas claras, aguas tipo 1 [Gordon y Clark., 1981]. Esta relación se ha tomado como base para la producción operativa de mapas de espesor óptico debido a aerosoles. Estos mapas se generan a nivel global, a escala semanal, con resolución espacial de 100 km [Rao, et al.,1992] y están disponibles para la comunidad científica a través del NCDC (National Climatic Data Centre) de NOAA.

$$\tau_{\lambda} = A_{\lambda} \cdot V^{B_{\lambda}} \quad (36)$$

Esta metodología emplea resultados del modelo LOWTRAN de transferencia radiativa para diferentes tipos de aerosoles (Rural, litoral y marítimo) los resultados de este modelo siguen la relación de Voltz, (ecuación 36) es decir una relación potencial entre la visibilidad ,V, y el espesor óptico de los aerosoles, τ_{λ} . En la tabla III-9 se dan los valores de los coeficientes para la atmósfera tropical en los canales infrarrojos del sensor AVHRR y para 0.55μ que es la longitud de onda a la que usualmente se expresan la visibilidad y el espesor óptico.

canal está presente un ruido altamente variable de unas imágenes a otras [González, 1997]. En la figura 3-7, se han representado los valores de esta relación para 86 puntos de muestreo correspondientes a las estaciones oceanográficas muestreadas en la campaña Poseidon 212 extraídos de la imagen AVHRR correspondiente al 6 de Octubre de 1995. Se observa que el valor del invariante está entre 0.18 y 0.19

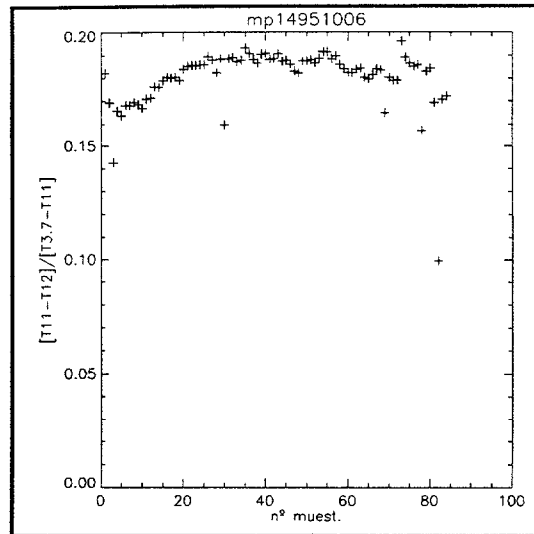


Figura 3-7: Aplicación del test de homogeneidad infrarroja a 86 puntos de muestreo sobre la imagen AVHRR del 6/10/95. El valor del invariante esta entre 0.18 y 0.19

Para evitar el uso del canal de 3.7μ en las imágenes diurnas se ha buscado alguna relación alternativa, se encontró que el uso de la tasa de radiancias en los canales 1 y 2 del AVHRR, produce segmentaciones de los datos equivalentes (figura 3-8). Encontrando un límite inferior de la tasa de radiancias para que un pixel pueda considerarse marino de 2.5. equivalente al valor del invariante encontrado.

Cálculo del espesor óptico aparente: La solución de la ETR como se ha dicho implica como problema principal una estimación de la transmitancia atmosférica, que es una magnitud espectral, se han apuntado el vapor de agua y los aerosoles como los principales causas de la variabilidad de este parámetro. Tras revisar diversas aproximaciones al problema de la transmitancia, se ha optado por emplear un modelo paramétrico original que hace uso de los resultados de un modelo de

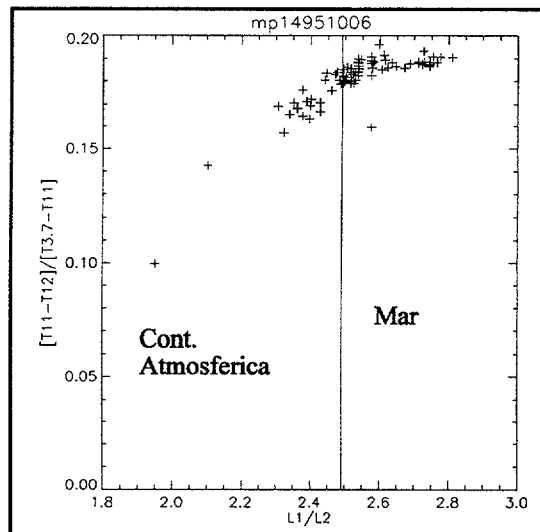


Figura 3-8: Comparación del test de homogeneidad en el infrarrojo con el de la tasa de radiancias en los canales 1 y 2. Para los mismos puntos de muestreo de la figura 3-7

transferencia radiativa junto a resultados empíricos.

En la actualidad, la medida del espesor óptico debido a aerosoles a través de imágenes de satélite sobre el mar es una metodología aceptada, tiene como base los trabajos de Griggs [1975,1983], quien mostró que el espesor óptico debido a aerosoles es una función lineal de la radiancia medida en la parte reflectiva del espectro electromagnético (canal 1 del sensor AVHRR) sobre aguas oceánicas claras, aguas tipo 1 [Gordon y Clark., 1981]. Esta relación se ha tomado como base para la producción operativa de mapas de espesor óptico debido a aerosoles. Estos mapas se generan a nivel global, a escala semanal, con resolución espacial de 100 km [Rao, et al.,1992] y están disponibles para la comunidad científica a través del NCDC (National Climatic Data Centre) de NOAA.

$$\tau_{\lambda} = A_{\lambda} \cdot V^{B_{\lambda}} \quad (36)$$

Esta metodología emplea resultados del modelo LOWTRAN de transferencia radiativa para diferentes tipos de aerosoles (Rural, litoral y marítimo) los resultados de este modelo siguen la relación de Voltz, (ecuación 36) es decir una relación potencial entre la visibilidad ,V, y el espesor óptico de los aerosoles, τ_{λ} . En la tabla III-9 se dan los valores de los coeficientes para la atmósfera tropical en los canales infrarrojos del sensor AVHRR y para 0.55μ que es la longitud de onda a la que usualmente se expresan la visibilidad y el espesor óptico.

Tabla III-9: Relación entre visibilidad y τ_λ para el modelo LOWTRAN 7 a partir de Rao,1992 (ecuación 36)

$\lambda(\mu)$	Aerosol Rural		Aerosol Litoral		Aerosol Marítimo	
	A	B	A	B	A	B
0.55	5.21213	-0.83990	4.77890	-0.83677	5.44454	-0.85001
3.7	0.50992	-0.90694	2.34072	-0.97632	0.53775	-0.95607
11	0.38411	-0.94335	0.57565	-0.96004	0.24085	-0.92724
12	0.34548	-0.95294	0.61842	-0.95888	0.35386	-0.96122

De la tabla III-9 se desprende la fuerte correlación lineal entre el espesor óptico de aerosoles a la longitud de onda de 0.55 μ y el espesor óptico en cada uno de los canales infrarrojos del AVHRR,(tabla III-10) lo que equivale a decir que este modelo corrobora la ley de Armstrong con un exponente $\alpha=1$.

Tabla III-10: Ajuste por mínimos cuadrados de la ecuación $\tau_{IR} = A+B \tau_{0.55\mu}$ para diversos modelos de aerosol según el código LOWTRAN. A partir de Rao, et al., 1992

$\lambda(\mu)$	Aerosol Rural			Aerosol Litoral			Aerosol Marítimo		
	A	B	r^2	A	B	r^2	A	B	r^2
3.7	0.0058	0.0932	0.9996	0.0498	0.4399	0.9985	0.0086	0.0911	0.9991
11	0.0063	0.0681	0.9992	0.011	0.1095	0.9988	0.0029	0.0417	0.9995
12	0.0060	0.0609	0.9990	0.011	0.1187	0.9990	0.0058	0.0598	0.9991

De esta forma en base a una relación del tipo $\tau_{0.55\mu} = m \cdot L_{0.67\mu} + b$ puede estimarse el espesor óptico debido a aerosoles a través de la radiancia medida por el sensor AVHRR, siempre que los coeficientes, A y B, de la recta puedan ser determinados. En el algoritmo operativo de determinación de aerosoles del NCDC se hace uso del código de transferencia radiativa de Davé [1970] para calcular dichos coeficientes. El uso de las relaciones anteriores permite el cálculo del espesor óptico debido a los aerosoles en función de un solo parámetro, la visibilidad o alternativamente, a partir de la radiancia medida en el canal

1 del AVHRR si se asume la relación de Griggs. [Stowe, 1991]. Alternativamente, para el calculo de la relación entre la reflectancia difusa bidireccional (que se mide radiometricamente) y el espesor óptico de aerosoles se puede emplear el siguiente modelo [Gordon,1992] que es el que hemos empleado en el presente trabajo, este modelo asume dispersión simple sin interacción entre mecanismos de Rayleigh y Mie (reflectancia de Fresnel)

$$\rho_a(\lambda) = \omega_a(\lambda) \tau_a(\lambda) P(\theta, \theta_0) / [4 \cos(\theta) \cos(\theta_0)] \quad (37)$$

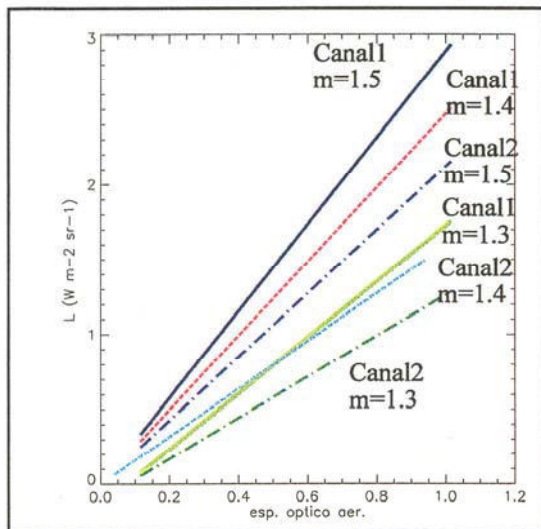


Figura 3-9: *relación entre el albedo y el espesor óptico normal debido a aerosoles para los canales 1 y 2 del AVHRR (albedo disp simple: 0.900, índice de refracción: 1.3, 1.4, 1.5 ; cenit satélite : 53.8853°; cenit solar: 14.9045; azimut solar 180.0°; albedo mar: 0.0150)*

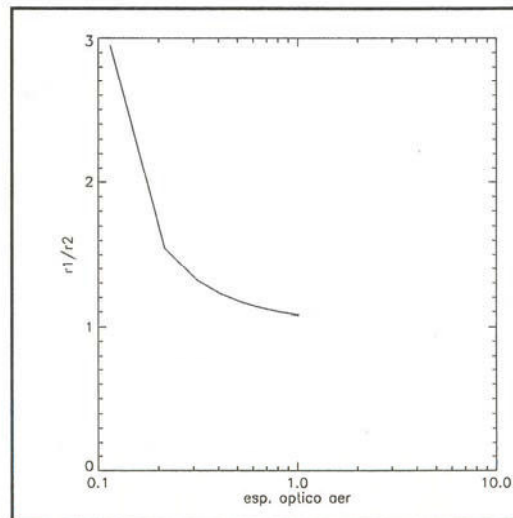


Figura 3-10: *representación de la tasa de reflectancias entre los canales 1 y 2 del AVHRR y el espesor óptico debido a los aerosoles para el modelo de la figura 3-9.*

siendo: ρ_a la reflectancia difusa bidireccional debido a aerosoles, w_a el albedo de dispersión simple de aerosoles, P_a la función de fase de la dispersión; Probabilidad de que un fotón sea dispersado en la dirección del sensor y $\theta, \theta_{0 \text{ los}}$ ángulos cenitales del satélite y del sol respectivamente.

Utilizando las funciones de transferencia de los canales 1 y 2 del AVHRR (ecuación 7, capítulo 1) calculamos las radiancias en el detector como función del espesor

óptico para un ángulo de visualización y del satélite dados. En la figura 3-9 se muestra un ejemplo de esta relación en los canales 1 y 2 del AVHRR como función del índice de refracción de los aerosoles.

En base a este modelo se calcula el espesor óptico debido a los aerosoles, a partir de la radiancia medida por el AVHRR, para ello hay que asumir un índice de refracción. Cachorro[1997] usando medidas de campo ha calculado como mas probable un valor $m=1.5$ para aerosoles saharianos, mientras que para vapor de agua se asume un índice de refracción de 1.33

En este modelo, al igual que el empleado de manera operacional en NCDC, no se tiene en cuenta ni la dispersión múltiple ni la interacción entre los mecanismos de Mie y



Figura 3-11: Imagen multiespectral (canales 1,2 y 3) del sensor AVHRR a bordo del satélite NOAA-11 correspondiente al 28/04/94 a las 17:18 horas, en la que se observa una lengua de aerosoles saharianos que alcanza el archipiélago Canario desde el sureste.

de Rayleigh, además se asume que los aerosoles no absorben (índice de refracción real) y no tiene en cuenta, la dependencia espectral del albedo de dispersión simple para los aerosoles.

Rao, [1992] y May, [1993] señalan la existencia de una relación entre el espesor óptico de los aerosoles y la tasa de reflectancias entre los canales 1 y 2 del AVHRR, Se ha explorado esta posibilidad ya que implica un avance en tiempo y en simplicidad de cálculo. En la figura 3-10 se observa el comportamiento de esta tasa de reflectancias frente al espesor óptico de los aerosoles. Se ha encontrado una buena correlación estadística entre la tasa de reflectancias y el espesor óptico normal, para el intervalo de tasas de reflectancia (1.1, 1.7), que sigue la siguiente ecuación obtenida por mínimos cuadrados. ($r^2=0.935$, $rms=0.018$)

$$\tau(0.67\mu) = 1.1013 \left(\frac{\rho(0.67\mu)}{\rho(0.86\mu)} \right)^{-4.07} \quad (38)$$

Los resultados de esta implementación concuerdan con los expuestos en Rao, et al., [1992], y se han usado para evaluar el efecto de estos aerosoles sobre la determinación de la temperatura superficial del mar.

En base a algunas escenas del periodo abril-mayo de 1994 del sensor AVHRR del

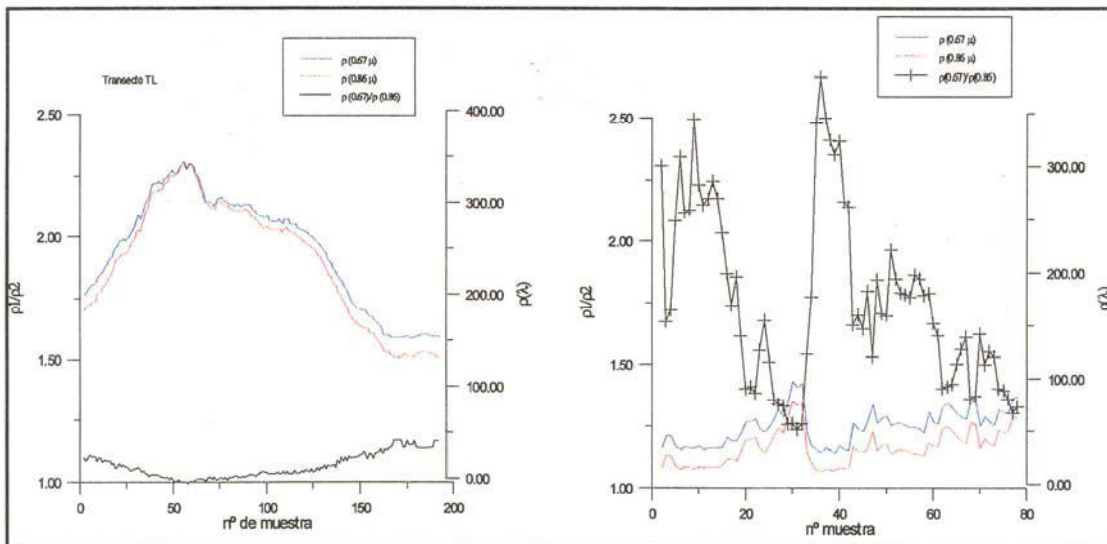


Figura 3-12: *Reflectancias ,en tanto por mil sobre el eje vertical derecho, para los canales 1 y 2 del AVHRR y tasa de reflectancias,(eje izquierdo) para situaciones en presencia de aerosoles (izquierda) y en ausencia de ellos (derecha).*

satélite NOAA-11, se realizó la verificación empírica del modelo propuesto para el cálculo del espesor óptico. En la figura 3-11 se presenta una imagen de los canales reflectivos (1,2 y 3) de dicho sensor correspondiente al pase de mediodía el 28 de abril de 1994. Se aprecia con claridad una lengua de polvo sahariano que alcanza el Archipiélago Canario desde el SE. Se definió un transecto (TL en la imagen) que corta transversalmente la pluma de polvo.

A través de esta línea se ha caracterizado la distribución de polvo sahariano desde el punto de vista del sensor: en la figura 3-12 a se han representado los albedos de los canales 1 y 2 del AVHRR, junto a su cociente para un total de 191 puntos pertenecientes al mismo. En la parte b de la misma figura, se ha hecho la misma representación para un total de 77 pixels no nubosos de la parte antisolar de las imágenes correspondientes a los días 14,15 y 22 de mayo de 1994.

Los eventos de polvo sahariano se caracterizan, como puede verse, por valores altos de albedo en ambos canales (0.67μ y 0.86μ), junto a una tasa de reflectancias baja, que tiende a un valor de 1 para las mayores concentraciones de aerosoles, valores inferiores a 1 corresponden a contaminación nubosa [Rao,1992]. En el caso de ausencia de aerosoles, la tasa de reflectancias aumenta considerablemente, con lo que esta tasa de reflectancias en los canales 1 y 2 del sensor está relacionada con la transparencia atmosférica.

Se puede ahora encontrar la relación lineal entre el espesor óptico debido a aerosoles en 0.67μ y la radiancia medida por el AVHRR a la misma longitud de onda. En la figura 3-13, se ha representado los resultados del modelo de Gordon para la reflectancia de Fresnel (ecuación 37) para un índice de refracción $m=1.5$. Se ha sobrepuesto el gráfico de tasa de reflectancias frente a la radiancia normalizada del canal 1, obtenido empíricamente a partir de las imágenes antes señaladas. Se comprueba en este gráfico la

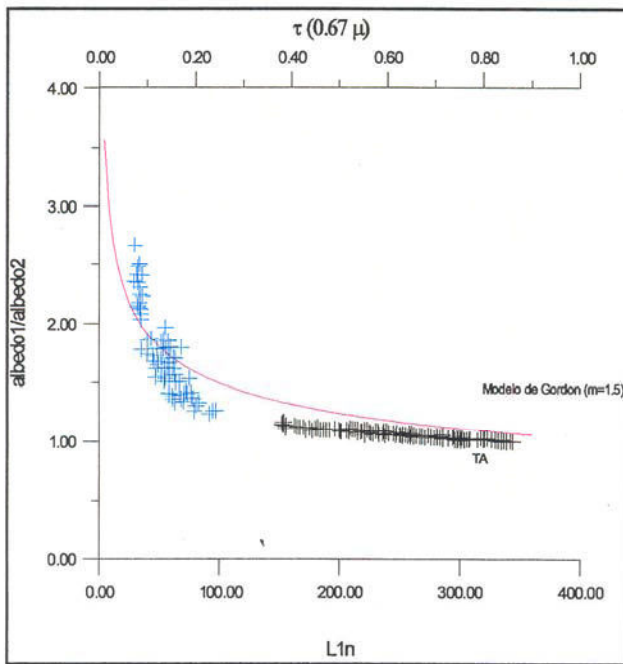


Figura 3-13: *Relación entre la tasa de reflectancias y el espesor óptico normal debido a los aerosoles y la reflectancia difusa bidireccional, para el modelo de Gordon,1992 (línea continua) y para los datos de satélite: en presencia de alta concentración de aerosoles (negro) o de concentraciones bajas a moderadas(azul)*

validez del modelo lineal para la relación entre $\tau_{0.67\mu}$ y $\rho \sec\theta$. En el caso considerado la relación $\Delta\tau / \Delta\rho$, toma un valor de 0.25, cuando la tasa de reflectancias es igual o inferior a 1.5, o lo que es lo mismo, $\tau_{0.67} > 0.2$.

Corrección atmosférica para la TSM: Se han utilizado tres diferentes algoritmos de corrección atmosférica para imágenes diurnas de AVHRR, representativos de los tres tipos de algoritmos a nivel histórico. En primer lugar se ha calculado la TSM según el algoritmo de Strong y McClain [1984], a partir de aquí denominaremos a este algoritmo

SWSST, este algoritmo se obtuvo por regresión a nivel global frente a un conjunto extenso de temperaturas “in situ” medidas a una profundidad típica de 1 m. Tiene la forma semejante a los algoritmos teóricos propuestos por Maul, [1983].

$$TSM(^{\circ}C)=1.0346T_{11}+2.5799(T_{11}-T_{12})-283.21 \quad (39)$$

El modelo operativo en NOAA que llamaremos algoritmo MCSST intenta corregir la atenuación atmosférica en base a la masa de aire ($\sec\theta$), atravesada por la radiación, como ejemplo de esta categoría de algoritmos hemos calculado la temperatura según el algoritmo diario tomado de Rao, et al.[1992].

$$TSM(^{\circ}C)=1.0155T_{11}+2.5(T_{11}-T_{12})+0.73(T_{11}-T_{12})(\sec\theta-1)-277.79 \quad (40)$$

La mejora en el cálculo que introduce este algoritmo está muy cuestionada,[Pichel,1991], [Kazansky y Goncharenco, 1995]. El efecto de los aerosoles litogénicos de origen sahariano ha merecido el desarrollo de un algoritmo específico para contemplar su efecto en la determinación de la TSM,[May et al.,1992]. Este algoritmo hace uso del espesor óptico de aerosoles calculado según los modelos de Davé [1970] y Griggs [1985], esto es: en base a la radiancia medida en el canal 1 del AVHRR. Este algoritmo debe emplearse, de acuerdo con los autores, para valores de $\tau_{0.55\mu}$ superiores a 0.2; permitiendo utilizar los datos procedentes de boyas en las que la diferencia de temperaturas atmósfera océano supera los 2°C. La forma de esta ecuación, que a partir de este punto denominaremos AERSST es la siguiente:

$$TSM(^{\circ}C)=0.956T_{11}+2.27(T_{11}-T_{12})+4.7665\tau\sec\theta+1.41(\sec\theta-1)-255.66 \quad (41)$$

Rutinas de extracción: Se realizan para la validación de las imágenes, en general la extracción se lleva a cabo antes de la georreferenciación ya que esta última, en general, implica una reducción de la resolución espacial. El esquema que se sigue es: en base a los puntos de anclaje, tomamos en primer lugar el más próximo a la posición a extraer, determinada ésta con precisión de milésimas de grado, seguidamente se determina las

posiciones de los vecinos mas próximos dentro de la matriz de puntos de anclaje, (resolución 16 x 32 Km) el valor de la posición sobre el globo terrestre se encuentra por interpolación bilineal entre los vecinos que lo encuadran. De igual manera se obtienen los valores angulares del satélite y el sol en los puntos muestreados.

El error típico del posicionamiento según este método es de 0.6 Km aproximadamente. Para cada punto de muestreo, una vez determinada su posición en coordenadas de la imagen, ésta se toma como centro de una ventana de nueve pixels de la que se calculan promedio, suma total y desviación estándar, esto conduce a una reducción de la resolución espacial pero permite una mejor selección de pares de validación válidos.

Cada una de estas ventanas se evalúa en base a los criterios anteriormente reseñados para la eliminación de nubes, las ventanas que pasan estos tests, son evaluadas en términos de su variabilidad interna, para detectar aquellas que puedan encontrarse en bordes de nubes, caracterizados por su gran variabilidad en el campo de radiancias y/ o temperaturas de brillo. El canal mas sensible desde el punto de vista de la variabilidad interna es el canal 3, debido a su doble composición: reflectiva y térmica además de ser sensible al contenido de vapor de agua. Cuando la variabilidad (desviación estándar) de $T_b(3.7 \mu)$ en una ventana es superior a 2°K se considera afectada de contaminación nubosa y no se utiliza en la validación.

Sobre las ventanas que pasan todos los tests atmosféricos se calcula la temperatura superficial del mar en cada uno de los algoritmos elegidos y con todos los pares válidos se genera una matriz de validación, que es la que se usa en las comparaciones estadísticas.

Rutinas de postproceso: Para la georreferenciación de las imágenes hemos utilizado un sistema de interpolación cúbica, para la geolocalización de los puntos, a los que se asigna, como valor digital, el correspondiente al vecino mas próximo en la imagen original [Jensen,1992] preferimos este sistema a los que asignan a cada punto del espacio un valor interpolado, ya que este proporciona valores verdaderos de la imagen, a costa de un menor suavizado que el que proporcionan los métodos de asignación por interpolación.

Para la obtención de los coeficientes del polinomio de georreferenciación utilizamos los puntos de control en tierra (Ground Control Points) que proporciona la matriz de anclaje. El número de GCPs necesarios depende de la elevación del pase (Relativo a Gran Canaria), para pases relativamente elevados $\theta_s \leq 40^\circ$ empleamos un conjunto de 237 puntos de control en tierra, igualmente espaciados seleccionados de la zona central de la imagen, (50%) lo que proporciona un error cuadrático medio del orden de 0.8 pixels y una resolución espacial de $1.8 \times 1.8 \text{ Km pixel}^{-1}$ en los mapas representados. En los pases bajos para alcanzar el mismo nivel de precisión es necesario utilizar el 75% central de la imagen.

Asignación de paletas: Se utiliza una paleta de colores asignando una tonalidad cada 0.1°C , sólo para dar una continuidad y mejorar el aspecto visual, obviamente la precisión relativa en la determinación de la temperatura superficial del mar es inferior a 0.1 por lo que la interpretación de la imagen en falso color debe hacerse en base a variaciones de 0.25°C como mínimo, (dos veces la precisión radiométrica de los detectores) la interpretabilidad desde el punto de vista oceanográfico y la precisión absoluta en la determinación de la temperatura es algo que se intentará determinar en el curso del presente trabajo.

Se ha procurado asignar siempre la misma paleta de colores para facilitar la comparación visual de las imágenes, se ha intentado un compromiso entre el uso de la calidez de los colores como indicador de la temperatura y el uso del contraste para la elucidación de estructuras.

Elucidación de estructuras: se llevan a cabo visualmente usando una técnica de ocultación del fondo, basandonos en el histograma de una imagen, ecualizamos la parte central de la campana de Gauss asignando un color único a un intervalo relativamente extenso (2 a 3°C), con lo que resaltamos los efectos extremos fríos y cálidos. Seguidamente desplazamos la zona homogénea a través de todo el intervalo de valores de la imagen, lo que permite al analista fraccionar patrones superficiales que pueden quedar enmascarados usando una paleta estática.

3.3.2.-Procesado de la información del sensor ATSR:

Rutinas de preproceso: A diferencia de las imágenes SHARP, las escenas en formato CEOS del sensor ATSR tienen un nivel de proceso mínimo de 2A, esto es a nivel de temperaturas de brillo corregidas en el caso de los canales infrarrojos y radiancia en el caso del canal visible de 1.7μ . El primero de los procedimientos implementados ha sido la extracción como matrices de imagen independientes (512x512 pixels) cada una de las visualizaciones (nadir y adelantada) para cada una de las tres ventanas incluidas en el “imagery file”.

Al mismo tiempo se extrae la matriz de geolocalización, que proporciona la posición sobre el globo de cada uno de los 512x512 elementos que conforman la imagen, esto hace posible la localización de cada pixel sin más que interrogar esta matriz en la posición deseada.

Debido a la geometría de la visualización cónica oblicua de este sensor, la resolución espacial varía desde aproximadamente $1.1 \times 1.1 \text{ Km pixel}^{-1}$ en la mirada perpendicular hasta $2 \times 1.5 \text{ Km pixel}^{-1}$ en la mirada adelantada, sin embargo, ambas “subescenas” se proporcionan en formato de 512x512 pixels, para ello algunos pixels de la visualización adelantada son copiados - “cosmeticamente” - de sus vecinos más próximos. [Bailey, 1996] Esto tiene como consecuencia la posibilidad de diferente cobertura nubosa en cada una de las visualizaciones.

Acompañando a las imágenes, las escenas de nivel 2B, (temperatura superficial del mar, algoritmo de Zádov, et al [1995]) se proporciona información sobre la calidad de la observación, de esta manera puede saberse si en un pixel dado ha estado cubierto por nubes en alguna o ambas visualizaciones, también si la temperatura de la mirada adelantada es una medición real o “cosmética”. Esta información se ha tenido en cuenta al implementar los procedimientos atmosféricos.

Otra información que se extrae de los archivos de imagen en formato CEOS para el ATSR es la concerniente a los ángulos cenital y azimutal del sol en el momento de

adquisición de la escena, sin embargo el ángulo de elevación del satélite para cada punto tiene que ser calculado de manera independiente. Para el caso de la visualización nadir se ha empleado un modelo lineal en Δx (distancia de un pixel de coordenadas de imagen x,y al pixel central de la línea x_0,y), mientras que para la visualización adelantada se ha utilizado un modelo cuadrático en Δx . Así el ángulo cenital del satélite para un pixel (x,y) viene dado por las expresiones siguientes [Barton, et al., 1989]:

$$\begin{aligned} \theta_v &= -0.148095 + 0.0859314\Delta x \quad \text{nadir} \\ \theta_v &= 54.9718 + 0.00185217\Delta x - 4.807 \cdot 10^{-5}\Delta x^2 \quad \text{adelantada} \end{aligned} \quad (41)$$

Unión de escenas: El formato CEOS para el ATSR proporciona escenas que cubren un área de 512x512 Km. Resulta útil unir las escenas consecutivas que forman un pase del satélite, para ello una vez que se han extraído de los “imagery files” las escenas

Tabla III-11: coeficientes para determinación de la TSM a partir de las temperaturas de brillo del ATSR, para atmósfera tropical. Según Zádov, et al., 1995, en función del ángulo de visualización

sec θ	a_0	a_1	a_2	a_3	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4	b_5	b_6
1	-12.128		3.9383	-2.898	4.978		6.561	-4.840		-3.395	2.657
1.25	-12.223		3.9454	-2.905	4.982		6.619	-4.866		-3.471	2.699
1.5	-12.425		3.9604	-2.919	4.979		6.747	-4.919		-3.634	2.788
1.75	-12.749		3.9840	-2.942	4.961		6.960	-4.997		-3.912	2.930
2	-13.229		4.0177	-2.974	4.886		7.291	-5.109		-4.334	3.133
1	-8.675	1.1347	0.4259	-0.525	-0.483	2.187	0.306	-0.545	-1.108	0.074	0.089
1.25	-8.731	1.1359	0.4237	-0.524	-0.532	2.202	0.312	-0.549	-1.124	0.067	0.095
1.5	-8.850	1.1385	0.4190	-0.521	-0.639	2.235	0.326	-0.558	-1.157	0.051	0.107
1.75	-9.039	1.1426	0.4116	-0.517	-0.831	2.287	0.350	-0.572	-1.210	0.023	0.126
2	-9.316	1.1484	0.4010	-0.512	-1.144	2.362	0.386	-0.589	-1.286	-0.020	0.153

individuales hay que acoplarlas unas a otras en dirección norte sur. Existe un solapamiento de seis líneas entre cada escena y la siguiente que se han de eliminar cuando se construye el mosaico.

Corrección atmosférica: El esquema empleado se basa en la aplicación de la ecuación 21, del capítulo 1. Para obtener los coeficientes de la misma Zádový [1995] utilizó un conjunto de radiosondeos realizados a nivel global, de los que se derivan los

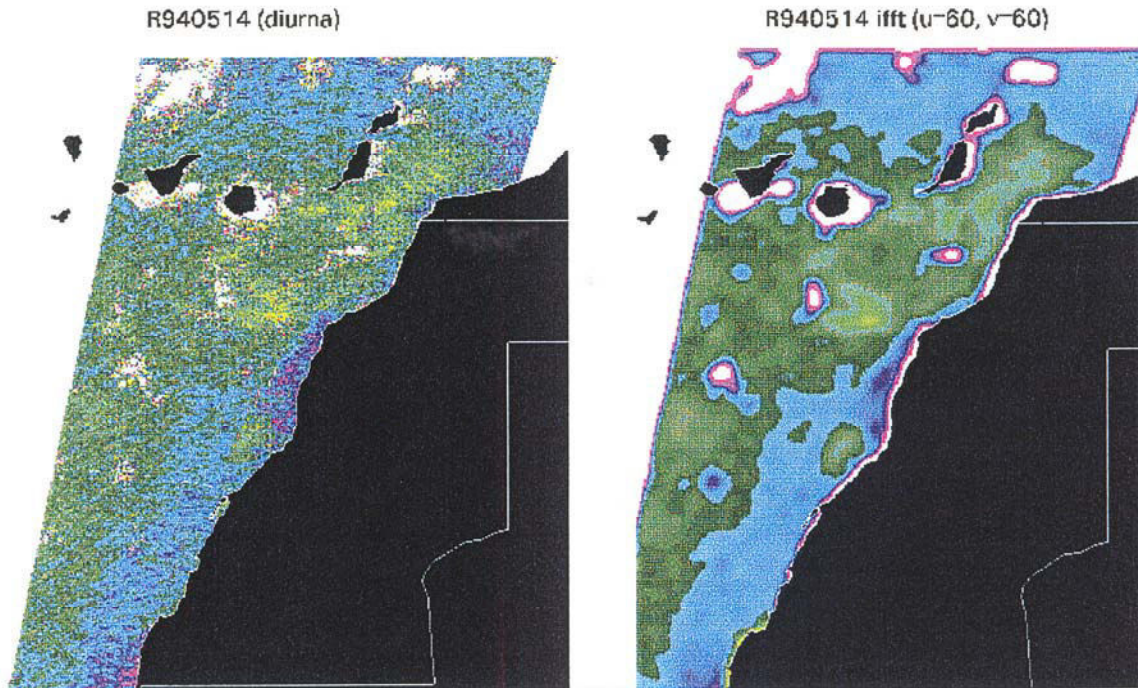


Figura 3-11: Efecto de la aplicación de un filtro frecuencial de paso bajo sobre una escena ATSR. A la izquierda escena original del 14 de mayo de 1994. A la derecha la misma escena para frecuencias espaciales superiores a $1.7 \cdot 10^{-4}$ mts. La amplitud de este ruido es $\sim 0.25^\circ\text{K}$

coeficientes, en función del ángulo cenital del satélite (tabla III-11) para atmósfera tropical. El autor proporciona dos conjuntos de coeficientes: para una corrección tipo split window han de usarse los coeficientes "b" (usando solo la visualización nadir), Usando los coeficientes "a" la corrección atmosférica tiene en cuenta tanto diferencias espectrales como de ángulo de visualización en las temperaturas de brillo. (Nota: los subíndices 1,2,3 corresponden a las visualizaciones nadir en 3.7, 11 y 12 μ respectivamente, 4,5 y 6 se refieren a las visualizaciones adelantadas para las mismas longitudes de onda.

Se han propuesto modificaciones al algoritmo estándar para el ATSR, consistente en incluir en los coeficientes el contenido atmosférico de vapor de agua, utilizando

medidas del sondeador de microondas (SMU) del propio ATSR, aunque la mejora introducida es solo marginal [Barton, et al., 1989]. Otros [Gohil, et al., 1994] proponen la estimación de la dependencia de los coeficientes con el contenido atmosférico de vapor de agua, como una función polinómica en $(T_{IN}-T_{IF})$, aunque estos resultados no se han confrontado a medidas reales.

Los resultados de los estudios de validación de la temperatura ATSR, frente a las boyas derivantes empleadas en la validación de los algoritmos NOAA, se dan en Harris y Saunders [1996], encontrando como mejor algoritmo el que utiliza los canales 3.7 y 11 μ , tanto para la aproximación split window, como para la que emplea la capacidad de doble visualización. Como se ha dicho a partir de 1992 se ha dejado de obtener la temperatura de brillo en 3.7 μ . A nivel global el error típico encontrado en las estimaciones es del orden 0.3°K , lo que cumpliría las especificaciones climatológicas, si bien se detecta una subestimación de la temperatura próxima a 1°C del ATSR respecto a las medidas de las boyas.

Realce visual: El tipo de escaneó cónico, junto a probables interferencias con instrumentos activos [Mutlow, et al., 1994], dan a las escenas ATSR una apariencia ruidosa, comparadas con las escenas ya clásicas del AVHRR (figura 3-11 izquierda). Usando filtros de paso bajo en el dominio de la frecuencia [Tobar, 1991] puede eliminarse este ruido (moteado, o *speckle*), al mismo tiempo se determina la escala espacial del mismo. El procedimiento implementado consiste en utilizar la transformada de Fourier para pasar al dominio de las frecuencias, a esta transformada se aplica un filtro de paso bajo, frecuencia de corte igual a $1.7 \cdot 10^{-4}$ m. Es decir la escala característica de estos ruidos es inferior a 17 km, este resultado es equivalente al que obtienen Harris y Saunders [1996] para imágenes del Mar Rojo. El resultado de la filtración se restituye en el dominio espacial a través de la transformación inversa de Fourier.. Por su parte la amplitud de este ruido , estimada en 0.1°K para las mencionadas imágenes del periodo febrero-marzo de 1992 , resulta ser próxima a 0.25°K para las imágenes del afloramiento del NW africano correspondientes al mes de mayo de 1994.

El resultado de esta operación, de realce visual, se puede apreciar en la parte

derecha de la figura 3-11. El tipo de filtro de paso bajo empleado, en este caso “recto”, incide sobre la aparición de cercos redondos en las zonas de gran variación (nubes y costa). Pese a este efecto las imágenes filtradas se comparan mucho mejor con las imágenes clásicas del sensor AVHRR. (Vease en la sección 4.3 la imagen AVHRR correspondiente al mismo día de la imagen de la figura 3-11).

Georreferenciación: Se ha seguido el mismo esquema que el reseñado para las imágenes AVHRR, debido a la menor cobertura espacial de estas escenas, el error típico de posicionamiento es siempre inferior al que se obtenía en aquellas. La paleta asignada a todas las imágenes es equivalente a la empleada con el AVHRR.

4: RESULTADOS: COMPARACIÓN ENTRE ESTRUCTURAS TÉRMICAS DE SATÉLITE E IN SITU

Para las escalas de variación estudiadas : interanuales, estacionales, del orden de días y semi diurnas, utilizamos en cada caso diversos productos ATSR y AVHRR con diferentes medidas in situ de Temperatura superficial del mar así como perfiles de temperatura, disponibles en los archivos del departamento de oceanografía del ICCM, correspondientes a las diversos programas de observación oceanográfica en las que el personal de este departamento ha participado, en el periodo comprendido entre 1985 y 1995.

4.1.- TEMPERATURA MEDIA DE LA SUPERFICIE DEL MAR Y SU VARIABILIDAD; PERIODO 1985-1995

La figura 4-1 muestra la serie de temperatura superficial media mensual por franja latitudinal de 1° , para cada uno de los conjuntos de datos para el periodo 91-95 (temperaturas medias mensuales medidas in situ, y a partir de los sensores AVHRR y ATSR), mostrando la dominancia del ciclo anual y diferencias notables entre los valores de la temperatura obtenidos por cada uno de los métodos. Las diferencias de las temperaturas superficiales muestran un comportamiento latitudinal, disminuyendo a medida que nos movemos hacia el norte del área muestreada. Así encontramos mayores diferencias sensor-sensor en la zona Sur y central del área estudiada, influida por afloramiento, mientras que en las aguas próximas a las Islas Canarias estas diferencias han disminuido considerablemente.

Estacionalmente se observa un mayor grado de coincidencia entre ambos sensores durante los máximos anuales, mientras que es en el invierno cuando se aprecian las mayores diferencias sensor-sensor, siendo mayores, como se ha dicho, en las cuadrículas situadas al Sur del área de estudio.

Vemos que tres mediciones diferentes de un mismo parámetro: la temperatura superficial del mar a escala mensual por grado latitudinal, nos lleva a resultados numéricos

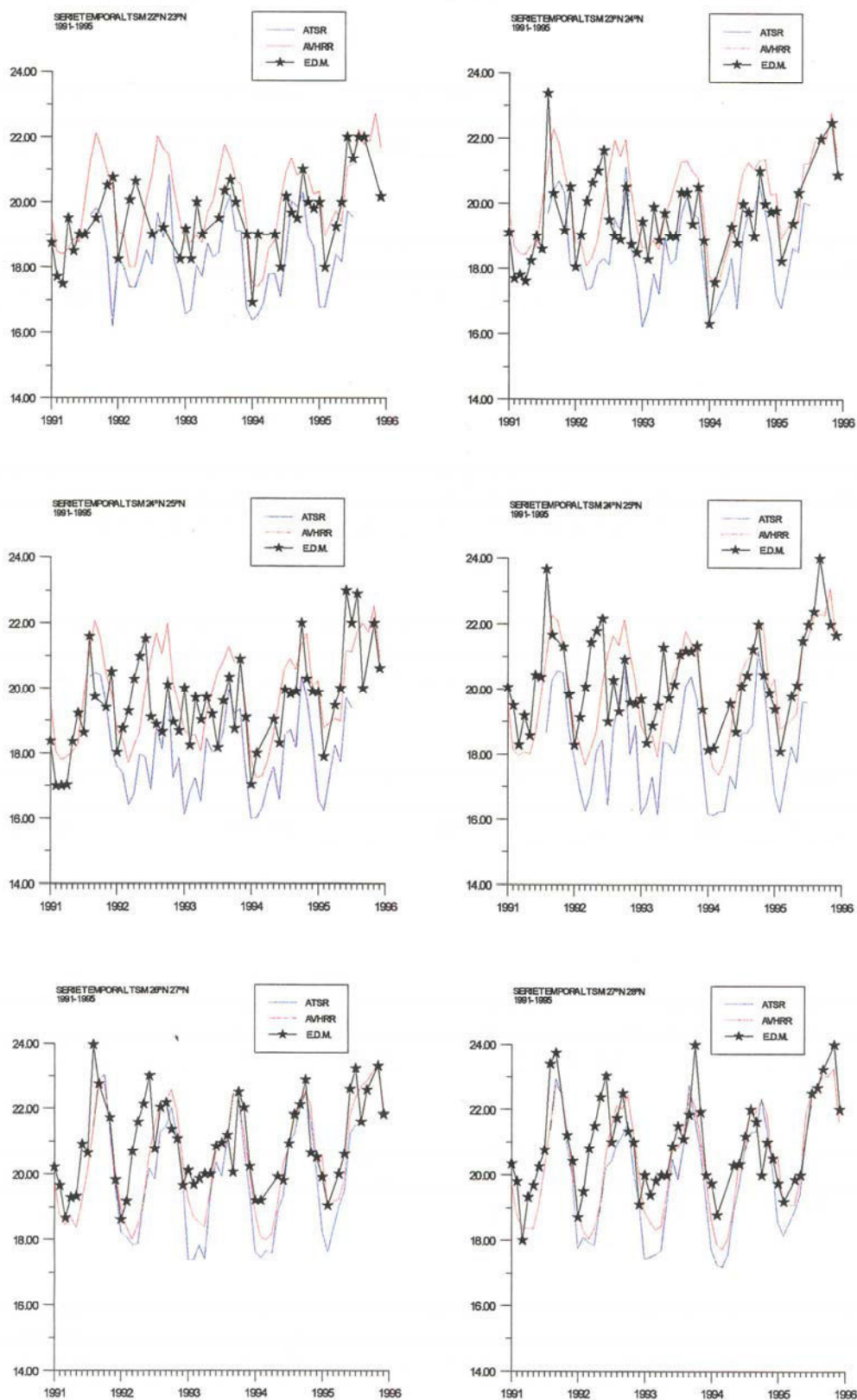


Figura 4-1: Serie temporal de Temperatura media mensual superficial del mar, por franja latitudinal, para el periodo 1991-1995, obtenidas a partir de los radiómetros AVHRR y ATSR y de medidas in situ realizadas desde el buque hospital Esperanza del Mar

diversos. No obstante los patrones anuales sí que se asemejan notablemente entre las tres medidas.

Se observa una tendencia $T_{\text{ATSR}} < T_{\text{EDM}} < T_{\text{AVHRR}}$. Existen varias razones que pueden dar lugar a diferencias entre las medidas radiométricas y las obtenidas por medidas in situ: por una parte, el carácter puntual de la temperatura medida por el buque frente a medidas de satélite que representan el promedio de áreas de varios Km^2 ; por otra, las medidas in situ se obtienen a cierta profundidad, mientras que la temperatura por satélite corresponde a una capa superficial muy delgada. En cuanto a las diferencias entre las medidas de ambos satélites, los desacuerdos deben corresponder a la diferente consideración de los fenómenos atmosféricos en cada uno de los procedimientos operativos para la determinación de la temperatura superficial del mar, dado que las diferencias entre sus detectores son mínimas [Sobrino, et al., 1996],

Las series temporales de temperatura superficial del mar, al estar influidas por fenómenos periódicos de diversa escala caen dentro de la categoría de las no estacionarias. Una de las formas de convertirlas en pseudo estacionarias es sustrayendo de ellas la señal cíclica promedio [Wilkins, 1995]. La señal periódica más importante en esta serie temporal es obviamente la de periodo anual. Esta señal es de importancia en si misma porque sirve como base para enmarcar otras variaciones tanto de mayor como de menor frecuencia. Definiendo así las características típicas del área de estudio.

4.1.1.- Temperatura media anual por latitud y variaciones interanuales; análisis comparativo entre datos de satélite e in situ.

Análisis exploratorio en el dominio del tiempo

Los años promedio o años “típicos” se han obtenido promediando el valor medio mensual correspondiente a todo el periodo abarcado en cada cuadrícula latitudinal. Dadas las diferencias de cobertura temporal de las series utilizadas, se realizaron promedios a diferentes escalas: así los promedios globales, cubren la serie de 10 años para el caso de los datos EDM ; para el AVHRR la serie global abarca 11 años (enero 1985 a diciembre 1995), por su parte, el año típico de los datos ATSR contiene solo el periodo comprendido entre agosto del 91 y julio del 95 . Se efectuó un análisis por separado de dos subseries de

cinco años de datos AVHRR para las que no se encontraron diferencias significativas en sus años típicos, por lo que en adelante nos referimos generalmente a la serie global de 11 años para el AVHRR. No obstante en los análisis de correlación, se han empleado estrictamente datos coincidentes, lo mismo que para el estudio cuantitativo de las diferencias sensor-sensor y sensor-in situ.

Observaciones de la temperatura media mensual in situ desde el buque E.D.M.:

En la figura 4-2 se han representado los años promedios para cada latitud, es decir, la media mensual de la temperatura superficial del mar para todo el conjunto de datos del E.D.M. (agosto 1985 a diciembre de 1995) Se ha sobrepuesto a cada promedio mensual la desviación estándar de cada mes para todo el conjunto de datos plurianual en cada una de las cuadrículas latitudinales consideradas, esta desviación estándar es una medida de la variabilidad interanual. En la tabla IV-1 se dan resumidos los valores que conforman estos gráficos.

A la hora de analizar estos resultados, se debe tener en cuenta un posible sesgo de los datos, debido a que el mes de octubre está relativamente poco muestreado. Esto se debe a los paros biológicos que afectan en esta época a la flota europea en el caladero sahariano y por ende a los muestreos realizados por el Esperanza del Mar, que como se ha dicho opera como apoyo logístico a dicha flota.

La temperatura del año promedio oscila entre los 17.9°C de febrero, para la cuadrícula 24°N 25°N y una temperatura máxima de aproximadamente 22.2°C distribuida entre los meses de septiembre y noviembre en la cuadrícula 26°N-27°N. El mínimo de febrero se observa para toda el área muestreada, mientras que el máximo anual por latitud se distribuye entre los meses de septiembre y noviembre, con una tendencia hacia el primero en la zona sur del área muestreada, mientras que en la franja 26°N 28°N el máximo anual se retrasa al mes de noviembre.

Los gradientes latitudinales de temperatura máximos se sitúan sobre el paralelo 25°N durante todo el año, alcanzando valores de hasta 1°C/60 millas entre los meses de agosto y octubre. Al sur de esta franja los valores son bajos durante todo el año (entre 0 y 0.2°C /60 millas), esto indica un comportamiento homogéneo de las aguas superficiales a

la escala tratada. Al norte de 25°N se dan valores relativamente altos en verano, del orden de 0.6°C en 60 millas. Esto se corresponde con la presencia de la mínima temperatura por latitud en la franja 24°-26°N durante todo el año, por efecto del afloramiento que se da permanentemente en dicha franja latitudinal.

Tabla IV-1: Valores medios y desviaciones estándar de la temperatura superficial del mar por mes y por grado de latitud según las medidas del Esperanza del Mar.

	22°N- 23°N	23°N- 24°N	24°N- 25°N	25°N- 26°N	26°N- 27°N	27°N- 28°N
E	18.44 0.98	18.5 1.15	18.46 1.15	19.02 0.91	19.75 0.60	19.80 0.56
F	18.21 0.43	18.10 0.46	17.93 0.51	18.48 0.57	19.17 0.37	19.10 0.61
M	18.92 0.98	19.16 0.83	18.64 0.94	18.96 0.62	19.38 0.76	19.40 0.93
A	19.19 1.03	18.84 1.21	18.68 1.28	19.47 1.19	19.85 0.97	19.92 1.07
M	19.12 1.54	19.08 1.31	18.93 1.27	19.50 1.36	20.17 0.83	20.23 0.95
J	19.22 1.34	19.29 1.08	19.49 1.70	20.18 1.08	21.25 0.97	21.17 0.93
J	19.72 0.77	19.22 0.73	19.18 1.22	20.19 1.09	21.17 1.09	21.30 0.80
A	20.65 1.17	20.37 1.55	20.16 1.56	21.55 1.10	22.21 0.80	22.15 1.15
S	20.71 1.58	20.57 1.33	20.32 1.24	21.69 1.38	22.29 1.00	22.27 0.80
O	20.27 0.92	20.17 0.76	20.01 1.23	21.34 0.43	22.15 0.57	22.26 1.22
N	20.53 0.81	20.48 1.31	20.32 1.19	21.27 1.12	22.29 0.96	21.76 0.66
D	19.61 1.14	19.70 1.01	19.83 0.82	20.35 0.90	20.79 0.87	20.44 0.853

La variabilidad interanual, que oscila entre 0.4°C y 1.7°C con un valor medio de 1°C aproximadamente, presenta una distribución espacio temporal semejante a la de los gradientes latitudinales, en el sentido de que puede trazarse una frontera (desviación estándar 1.2°C) que delimitaría las zonas de mayor variabilidad interanual al sur del paralelo 25°N entre los meses de mayo y octubre.

La distribución espacio temporal descrita por los años medios, obtenidos a partir de estas medidas in situ, es comparable a la distribución espacio temporal del afloramiento descrito por varios autores [Wooster, et al., 1976, Speth y Detlefsen, 1982, Bulgakov, et al., 1985] que sitúan en 25°N la frontera entre las situaciones de afloramiento permanente entre los paralelos 20°N y 25°N, y las de afloramiento estacional (mayo-noviembre) entre dicha latitud y aproximadamente 32°N.

Los autores señalados anteriormente han empleado como índice de afloramiento la anomalía térmica superficial, definida como la diferencia entre las temperaturas superficiales costeras y oceánicas de la misma latitud [Demarcq, et al., 1993]. Estudios sobre la variabilidad espacio temporal del afloramiento del noroeste africano, basados en cálculos del transporte de Ekman [González-Muñoz, 1995] muestran como la franja 22°N 26°N presenta condiciones favorables al afloramiento durante todo el año, dándose las mayores intensidades de transporte en los meses de agosto y septiembre alrededor de 24°N, con valores del orden de $3 \cdot 10^3 \text{ Kg (ms)}^{-1}$.

La temperatura media anual por latitud disminuye en sentido sur norte entre 22°N y 25°N, (tabla IV-2) a partir del cual se produce un salto cualitativo, tanto en la temperatura media como en el valor de la amplitud de la oscilación térmica anual, calculada como la diferencia entre las temperaturas máxima y mínima anual. Pueden así definirse, en base a estos datos del Esperanza del Mar, tres zonas oceanográficas diferenciadas dentro del área estudiada: una zona de afloramiento permanente entre 22°N y 25°N, una zona de transición de temperatura intermedia entre 25°N y 26°N y una zona oceánica entre 26°N y las Islas Canarias

La amplitud térmica al sur de la zona de transición es sensiblemente inferior a la de las zonas de transición y oceánicas alrededor de $2.4^{\circ}\text{C}/\text{año}$ frente a unos $3.2^{\circ}\text{C}/\text{año}$, esto se debe a la mezcla con aguas afloradas cuya temperatura original no depende de la época del año dado que proviene de profundidades a las que no existe intercambio de calor con la atmósfera; tampoco parece afectada por la variación de la cantidad de radiación solar a lo largo del año, es de hecho Agua Central NorAtlántica (ACNA)[Cruzado, 1974] con



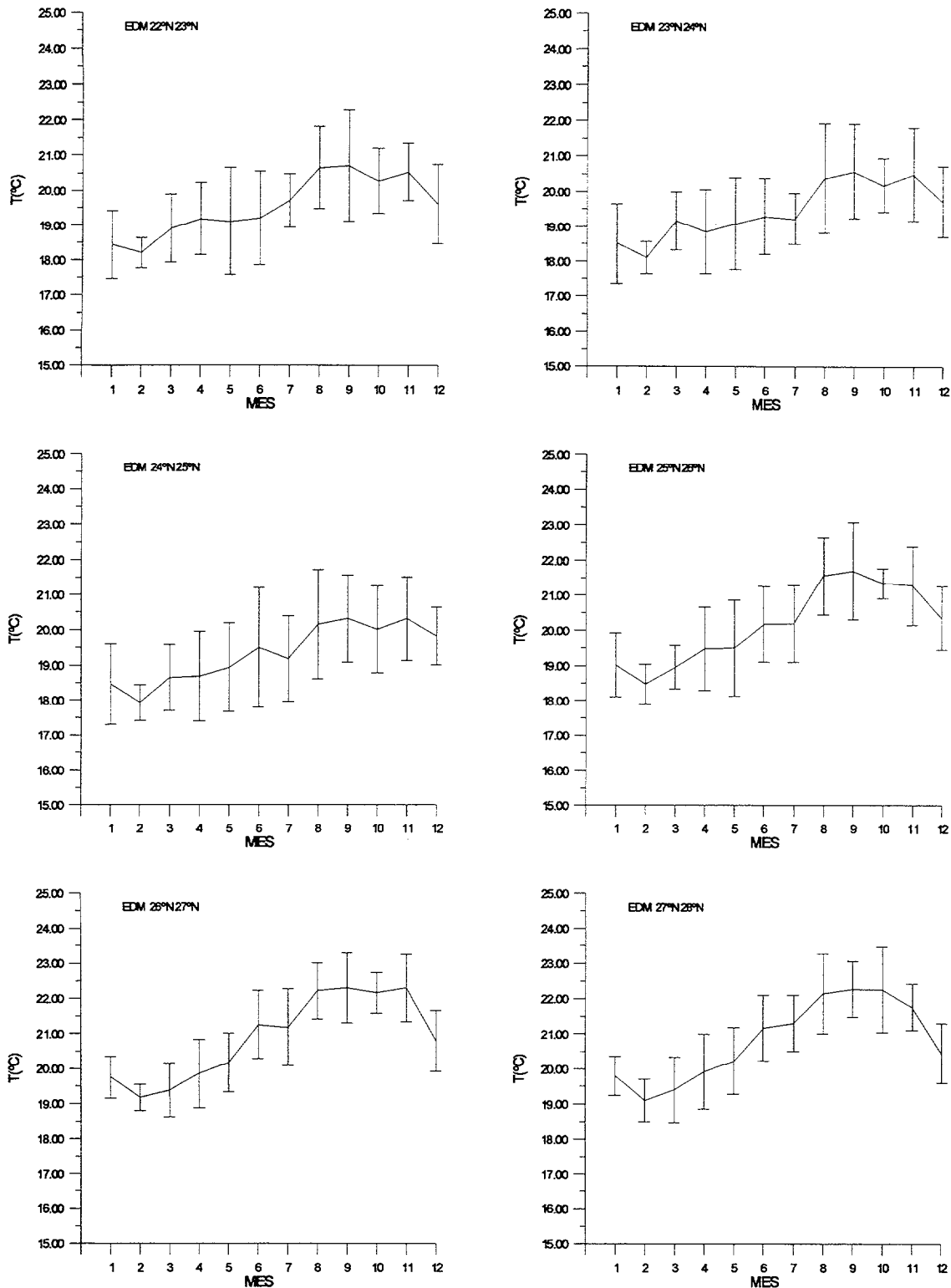


Figura 4-2: Temperatura superficial del mar promediada por mes y por grado latitudinal a partir de las medidas realizadas desde el buque hospital Esperanza del Mar, para el periodo agosto 1985 a diciembre de 1995.

unas propiedades termohalinas bien definidas y estables. Por su parte, el mínimo absoluto

para la temperatura anual en la franja 24°N-25°N define un centro de afloramiento que se observa entre Cabo Bojador y Dakhla, donde la orientación de la costa respecto del viento dominante favorece completamente la existencia de afloramiento costero debido al viento [González-Muñoz, 1995].

El hecho de que la temperatura media anual por latitud no siga el patrón lógico asociado a la insolación, es decir la temperatura no aumenta en sentido Norte-Sur, implica que existe en toda la región cierto grado de influencia del afloramiento, con efectos a escala anual.

A medida que nos movemos hacia condiciones puramente oceánicas, los gráficos de la figura 4-2 se asemejan mas a una onda armónica de periodo anual. En la zona de afloramiento, sin embargo, esta señal se observa perturbada durante todo el año.

Tabla IV-2: Resumen estadístico de los datos del E.D.M., mostrando los valores de temperatura media anual desviación estándar de las temperaturas dentro del año y oscilación térmica anual

	22°N23°N	23°N24°N	24°N25°N	25°N26°N	26°N27°N	27°N28°N
$\langle T \rangle$	19.55	19.46	19.33	20.17	20.87	20.81
σ^2	0.846	0.805	0.809	1.10	1.19	1.15
ΔT	2.49	2.47	2.40	3.21	3.13	3.17

Temperatura mensual de la superficie del mar a partir del AVHRR

Los gráficos de la figura 4-3 muestran los años promedio por latitud para la temperatura superficial del mar obtenida a partir de las medidas del sensor AVHRR (1985 a 1995). Ha sido calculada utilizando los algoritmos operacionales que NOAA/NESDIS obtiene por regresión múltiple de la ecuación de tipo Split Window, contra un conjunto elevado de medidas in situ realizadas por boyas derivantes, las cuales, miden la temperatura superficial del mar a una profundidad típica de 1m. A nivel global, el grado

de precisión alcanzado por esta estimación satelital (error típico de la estimación o error rms) es del orden de 0.62°C , como ya se ha señalado [Brown, 1991].

El comportamiento de los gráficos es mucho mas próximo a lo que cabe esperar para una onda armónica de periodo anual. Exceptuando en la franja 22° - 23°N , los meses de mínima y máxima anual son ahora los meses de marzo y octubre (si bien en el caso de octubre el bajo nivel de muestreo por el E.D.M. puede influir en esta apreciación). Para este conjunto de datos, la variabilidad interanual es en general inferior a la que presentan las medidas in situ. Hay además una tendencia clara a la sobreestimación de las temperaturas bajas por parte del satélite, en los mínimos anuales, mientras que para las temperaturas mas altas el grado de aproximación de ambas metodologías es bastante mayor, como puede observarse en la figura 4-1. Las mayores variabilidades interanuales se presentan en los meses de octubre a enero.

Los gradientes térmicos latitudinales detectados mediante el AVHRR son muy inferiores a los calculados a partir de los datos del Esperanza del Mar, alcanzando valores máximos de 0.3 - $0.4^{\circ}\text{C} / 60$ millas, en los meses de octubre y noviembre. Latitudinalmente la posición de los gradientes máximos se sitúa sobre el paralelo 26°N entre los meses de febrero y agosto, desplazándose al sur desde septiembre a enero, situándose en este periodo sobre el paralelo 25°N . Al igual que para los datos in situ, los gradientes latitudinales son mínimos en el mes de marzo para todas las latitudes estudiadas.

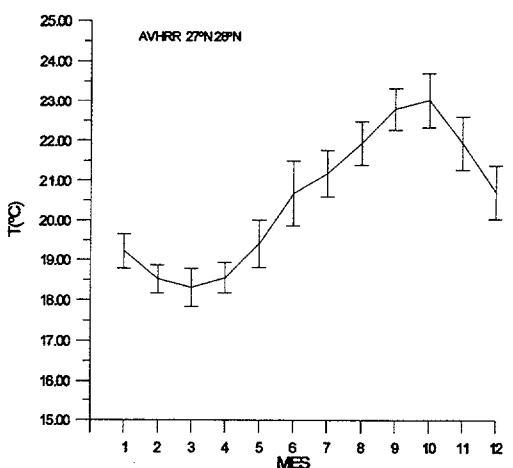
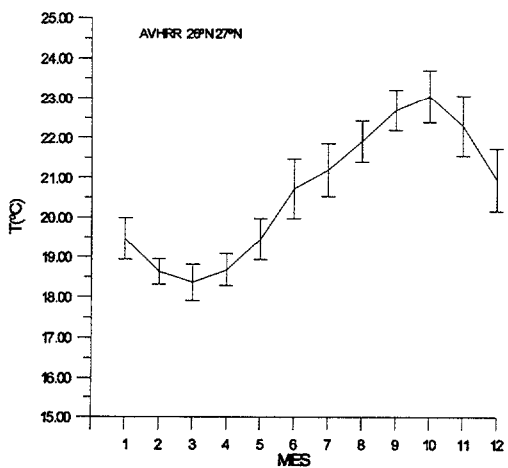
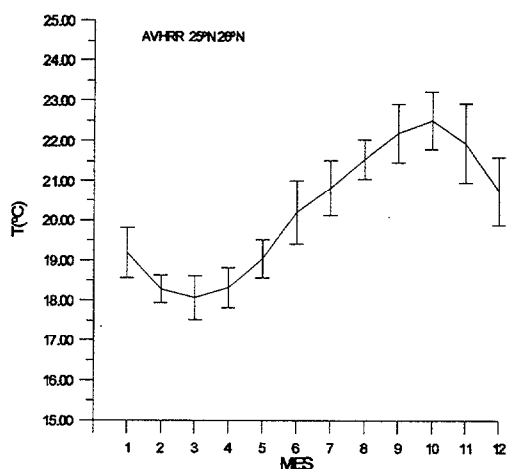
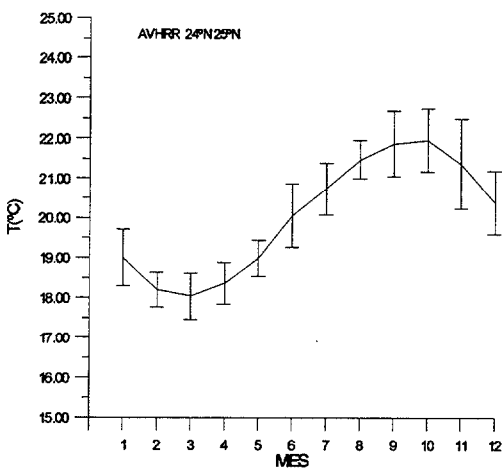
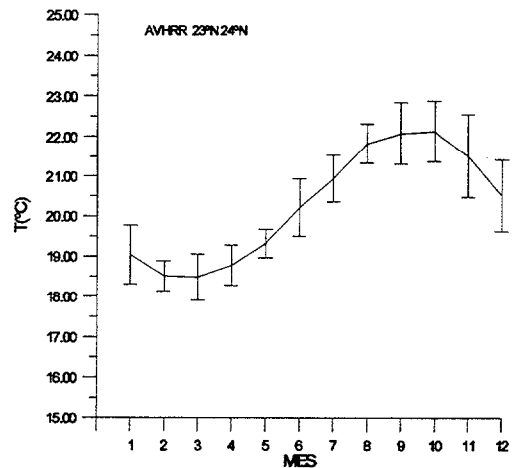
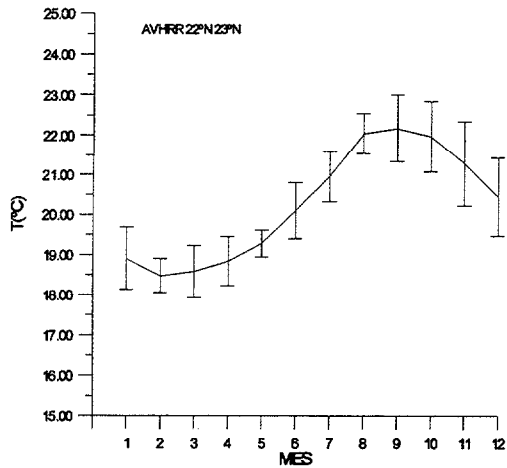


Figura 4-3: Temperatura media de la superficie del mar por mes y por grado de latitud a partir de los datos AVHRR MCSST. Las líneas verticales corresponden a una desviación estándar (variabilidad interanual). El periodo cubierto abarca desde enero de 1985 a diciembre de 1995.

Tabla IV-3: Valores medios y desviaciones estándar de la temperatura superficial del mar por mes y por grado de latitud a partir de las observaciones del sensor AVHRR

	22°N-23°N	23°N-24°N	24°N-25°N	25°N-26°N	26°N-27°N	27°N-28°N
E	18.91 0.78	19.04 0.73	19.0 0.70	19.19 0.62	19.46 0.53	19.23 0.44
F	18.48 0.43	18.51 0.38	18.20 0.43	18.29 0.35	18.63 0.32	18.52 0.34
M	18.58 0.65	18.49 0.57	18.04 0.58	18.07 0.55	18.36 0.46	18.31 0.47
A	18.84 0.61	18.78 0.50	18.36 0.52	18.33 0.50	18.68 0.40	18.55 0.38
M	19.28 0.33	19.33 0.35	18.99 0.45	19.04 0.48	19.45 0.52	19.41 0.60
J	20.10 0.70	20.22 0.72	20.06 0.80	20.21 0.80	20.72 0.75	20.68 0.82
J	20.95 0.63	20.94 0.59	20.73 0.65	20.82 0.70	21.19 0.66	21.18 0.58
A	22.03 0.50	21.82 0.49	21.47 0.48	21.54 0.50	21.92 0.52	21.94 0.54
S	22.16 0.83	22.07 0.77	21.86 0.82	22.19 0.73	22.70 0.51	22.81 0.53
O	21.96 0.88	22.13 0.76	21.95 0.79	22.51 0.72	23.05 0.65	23.02 0.68
N	21.27 1.05	21.51 1.04	21.36 1.12	21.94 0.99	22.30 0.76	21.94 0.66
D	20.44 0.98	20.52 0.90	20.38 0.80	20.74 0.86	20.95 0.78	20.71 0.67

La temperatura media anual por latitud (tabla IV-4) presenta una variación de unos

0.6°C, tan solo, frente a los aproximadamente 1.3°C que mostraron los datos del Esperanza del Mar, para toda la zona de estudio; recuerdese que las temperaturas mínimas anuales son siempre inferiores en los datos de AVHRR. El mínimo anual latitudinal se sitúa en la cuadrícula 24°N-25°N . La variabilidad dentro del año de la temperatura media es también superior en este conjunto de datos, como consecuencia de la mayor amplitud en la oscilación térmica anual. Al igual que lo observado por las medidas in situ, la amplitud térmica de la oscilación anual al sur del paralelo 25°N es inferior en aproximadamente 1°C a la que se da al norte de ese paralelo, no obstante en valor absoluto estas amplitudes térmicas son superiores a las que se observan a través de las medidas realizadas desde el barco.

Tabla IV-4: Resumen estadístico de los datos del AVHRR (85-95).

	22°N23°N	23°N24°N	24°N25°N	25°N26°N	26°N27°N	27°N28°N
$\langle T \rangle$	20.25	20.27	20.03	20.24	20.61	20.52
σ^2	1.41	1.41	1.47	1.62	1.67	1.70
ΔT	3.68	3.64	3.91	4.45	4.69	4.70

Temperatura media mensual a partir del sensor ATSR

En el caso del sensor ATSR-1 el periodo de datos disponible abarca desde agosto de 1991 hasta julio de 1995. En este caso dada la posibilidad de la doble visualización añadida a las tres ventanas espectrales en el infrarrojo y a la mayor profundidad radiométrica de este sensor (12 bits), el número de medidas independientes hace posible la resolución de las ecuaciones de Mc Millin y Crosby[1985], con lo que la corrección atmosférica se lleva a cabo independientemente de las medidas in situ. No obstante, los datos que caen fuera de los rangos climatológicos son rechazados en el proceso de obtención de estos promedios mensuales, ver sección 3.2.1.

La figura 4-4, representan los promedios de la temperatura superficial del mar a partir del producto ASST (Averaged Sea Surface Temperatures) [Murray, 1996]. Aparece

en estos datos un fenómeno de meseta , incluso de inversión térmica, entre los meses de mayo y julio. Este efecto está asociado a una los mayores valores de variabilidad interanual para todas las latitudes. Es destacable también la escasa variabilidad interanual, para el conjunto de los datos muestreados, en los alrededores de las Islas Canarias.

Los gradientes térmicos latitudinales que se obtienen de los datos de este sensor son numéricamente muy superiores a los que se derivan del AVHRR, incluso superiores a los que se detectan a partir de las medidas in situ, alcanzandose hasta $2^{\circ}\text{C} / 60$ millas para los meses de agosto y septiembre. Latitudinalmente la zona de máximos gradientes se sitúa en el paralelo 26°N durante todo el año.

El mes de la temperatura máxima es octubre, mientras que la temperatura mensual mínima presenta un comportamiento latitudinal desplazándose desde enero en la zona sur del área

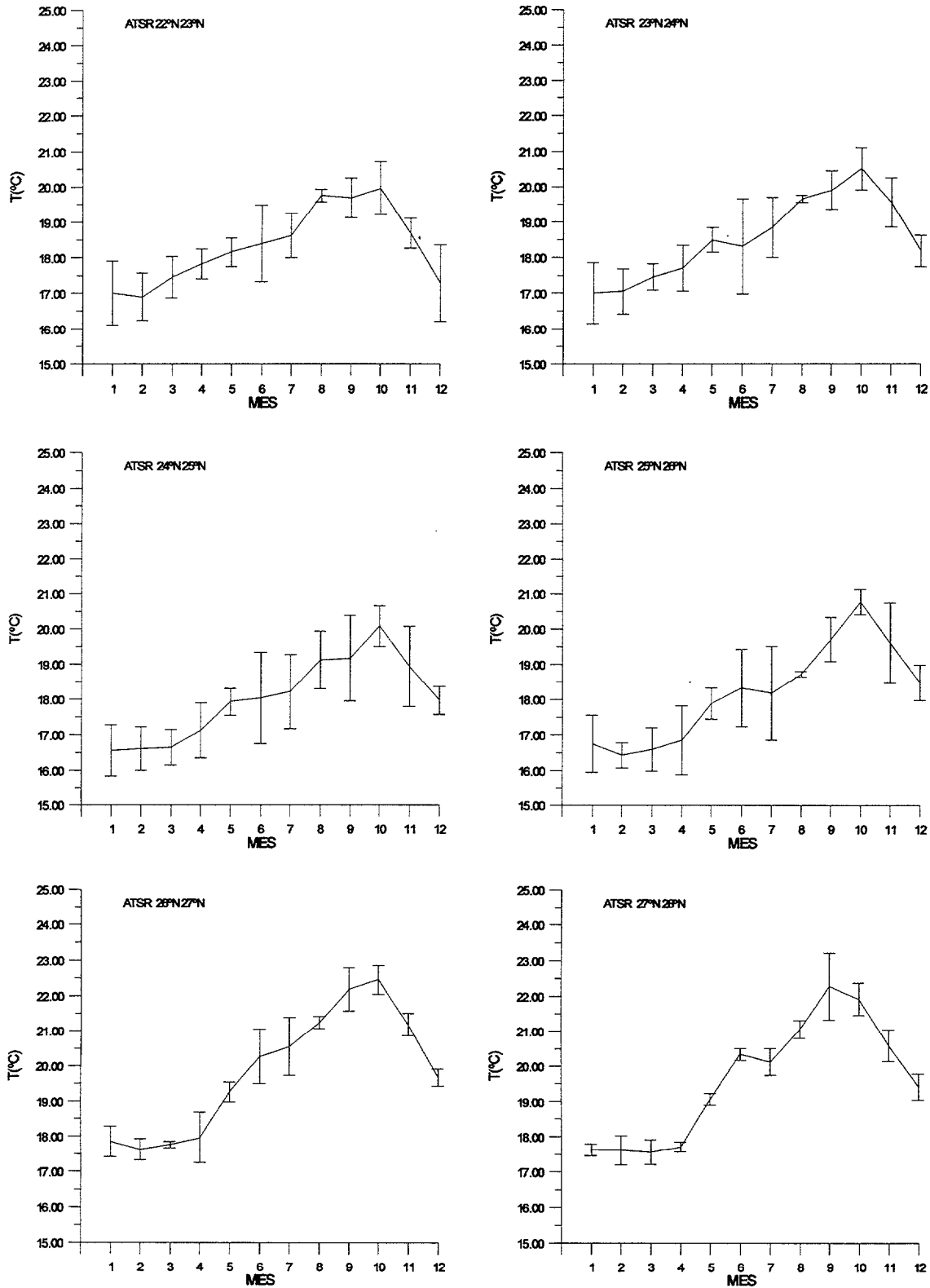


Figura 4-4: Temperatura media mensual, por grado latitudinal a partir del sensor ATSR, para el periodo entre agosto de 1991 y julio de 1995. Las barras vericales corresponden a una desviación estándar. 90

muestreada hasta marzo en la zona oceánica al sur de las Islas Canarias.

Tabla IV-5.: Valores medios y desviaciones estándar de la temperatura superficial del mar por mes y por grado de latitud a partir de las observaciones del sensor ATSR

	22°N-23°N	23°N-24°N	24°N-25°N	25°N-26°N	26°N-27°N	27°N-28°N
E	17.00 0.90	17.00 0.86	16.56 0.72	16.75 0.81	17.85 0.43	17.62 0.17
F	16.99 0.67	17.05 0.63	16.61 0.61	16.43 0.36	17.62 0.31	17.61 0.42
M	17.45 0.58	17.45 0.37	16.65 0.50	16.60 0.61	17.76 0.09	17.56 0.36
A	17.82 0.42	17.70 0.64	17.12 0.78	16.85 0.97	17.96 0.72	17.71 0.14
M	18.15 0.41	18.49 0.35	17.93 0.38	17.89 0.44	19.26 0.28	19.07 0.16
J	18.40 1.08	18.32 1.34	18.04 1.29	18.33 1.10	20.27 0.78	20.35 0.17
J	18.62 0.63	18.85 0.84	18.22 1.05	18.18 1.33	20.55 0.82	20.13 0.39
A	19.75 0.18	19.65 0.10	19.12 0.82	18.73 0.08	21.24 0.17	21.06 0.26
S	19.68 0.56	19.90 0.54	19.17 1.22	19.71 0.62	22.19 0.61	22.28 0.95
O	19.95 0.75	20.51 0.59	20.08 0.58	20.77 0.35	22.46 0.41	21.92 0.46
N	18.68 0.42	19.56 0.69	18.93 1.14	19.61 1.14	21.18 0.32	20.60 0.45
D	17.28 1.07	18.19 0.44	17.97 0.40	18.48 0.51	19.67 0.24	19.42 0.37

Las temperaturas medias anuales por franja de latitud para este sensor, (Tabla IV-6) oscilan entre los 18.3°C en 22°N hasta los 19.6°C en torno a las Islas. Como en el caso de

los anteriores conjuntos de datos, queda bien definido un salto en los valores de amplitud de la oscilación térmica que se produce alrededor del paralelo 25°N, sin embargo este conjunto de datos presenta un valor anormalmente bajo para esta amplitud en la cuadrícula 22°N- 23°N, si los comparamos con los que resultan del AVHRR y del Esperanza del Mar.

Al igual que en los conjuntos de datos anteriores queda reflejado el mínimo de temperatura en la franja 24°N 25°N, si bien las condiciones de transición de la cuadrícula 25°N-26°N quedan mejor definidas: tanto en el valor de la temperatura media anual como en el de la amplitud de la oscilación térmica; intermedios entre los que se encuentran al sur de 25°N y los de la franja 26°N 28°N, correspondientes a ciclos oceánicos no perturbados, al menos significativamente, por el afloramiento.

Tabla IV-6: Resumen estadístico de los datos del ATSR (91-95).

	22°N 23°N	23°N24°N	24°N25°N	25°N26°N	26°N27°N	27°N28°N
$\langle T \rangle$	18.31	18.56	18.03	18.19	19.83	19.61
σ^2	1.06	1.15	1.15	1.38	1.75	1.72
ΔT	2.97	3.51	3.51	4.34	4.83	4.72

Nos encontramos por tanto ante tres conjuntos de medidas del mismo fenómeno que en general no son coincidentes, lo que hace necesario un análisis comparativo entre las metodologías previo a la posible extracción de conclusiones desde el punto de vista oceanográfico. Una representación que resume lo anteriormente expuesto, resulta útil para estos estudios de comparación. Para ello hemos representado los años promedio en función de la latitud y el mes (figura 4-5).

Análisis comparativo de la temperatura superficial del mar

En la figura 4-5 se representa la distribución espacio temporal de las isotermas para los años típicos obtenidos a partir de cada uno de los conjuntos de datos que se han utilizado. En general queda patente el ciclo anual de temperaturas en todos los conjuntos

de datos, si bien se pueden apreciar diferencias, tanto en la distribución observada como en los valores numéricos.

La distribución obtenida a partir de las medidas in situ (A partir de aquí las denominamos EDM) es, en general, muy semejante a la que se obtiene para el sensor ATSR, mientras que para los datos AVHRR el patrón espacio temporal que se obtiene presenta mayores diferencias con los otros, así por ejemplo este sensor no detecta los gradientes latitudinales

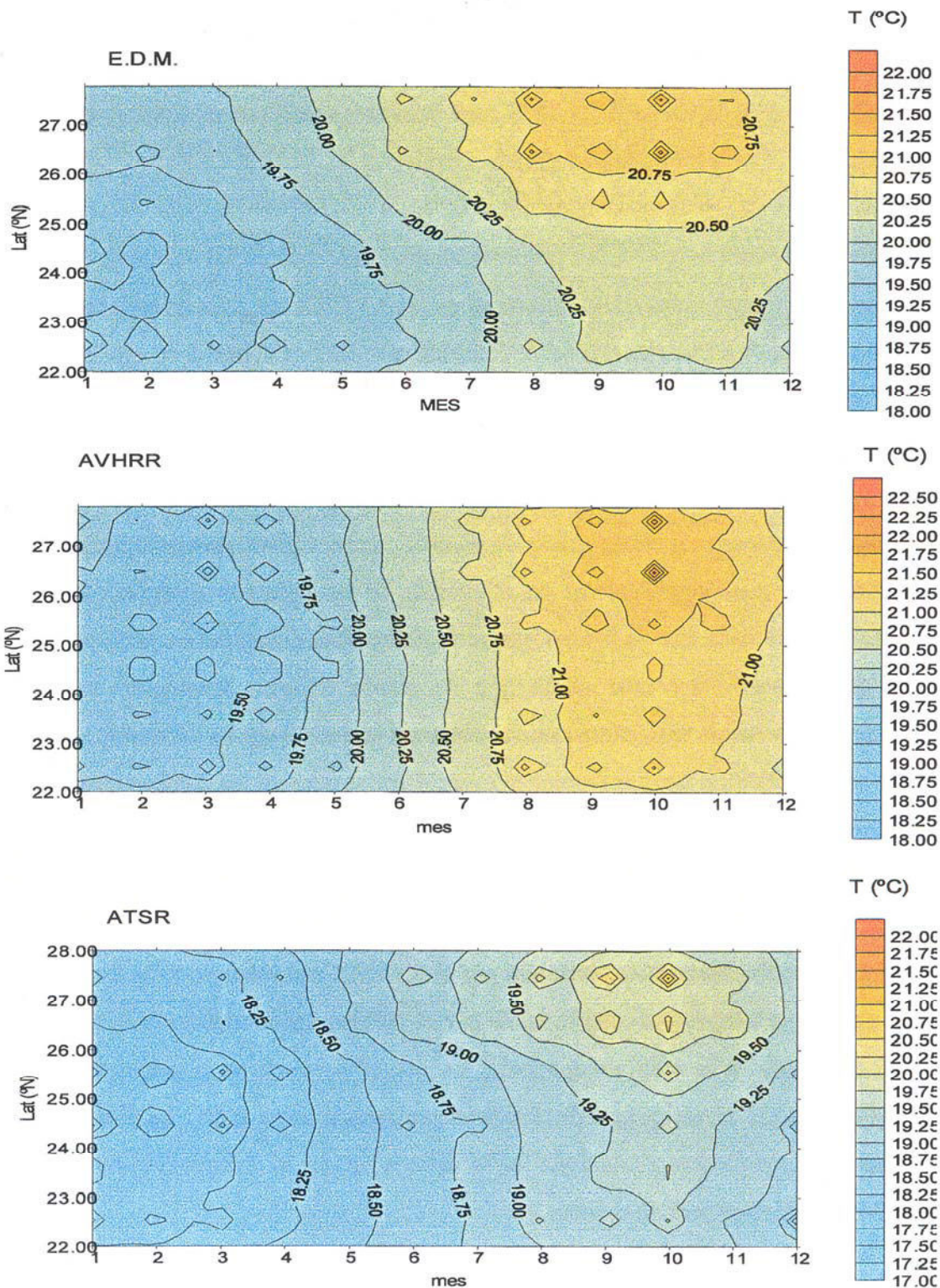


Figura 4-5: Años típicos de temperatura media mensual por latitud según las medidas del Esperanza del Mar (arriba), AVHRR (centro) y ATSR (abajo), el intervalo de contorno es de 0.25°C

que son claros en los otros conjuntos de datos, especialmente entre los meses de enero y agosto. Latitudinalmente los mínimos anuales se centran en la franja 23°N-25°N para las medidas in situ mientras que los radiómetros los sitúan más al norte (24°N-26°N). El grado de acuerdo entre las tres observaciones es mejor en la distribución de los máximos, situándose en la franja 26°N-28°N, que se corresponde con el dominio de las aguas oceánicas en el exterior de la plataforma continental.

En la componente temporal, los mínimos anuales aparecen en los meses de enero y febrero para las observaciones EDM, mientras que el AVHRR los sitúa entre febrero y marzo y el ATSR tiende a situarlos en enero. También es reseñable el hecho de que la tasa temporal de variación de la temperatura no presenta variaciones latitudinales en el caso del AVHRR, mientras que estas son importantes en el caso de los otros conjuntos de datos.

Tenemos por tanto un cierto grado de incertidumbre a nivel climatológico, que daría lugar a diferencias significativas en el cálculo de los balances energéticos que pudieran derivarse de cada uno de los conjuntos de datos. Esta dificultad en parte puede modelarse si se puede determinar algún tipo de patrón de comportamiento en las diferencias de los valores de temperatura que se obtienen por cada uno de los métodos; en este sentido se han dibujado las distribuciones espacio-temporales de las diferencias entre las temperaturas medias, figura 4-6.

En el primero de los gráficos de la figura 4-6 se ha representado la diferencia entre las temperaturas medias mensuales obtenidas por el AVHRR con respecto a las medidas in situ. En general la temperatura determinada por el radiómetro es superior a la que se observa en las medidas in situ, exceptuando los meses de invierno y principios de primavera al norte de 25°N, en que puede observarse valores de hasta -0.6°C. La diferencia entre las temperaturas medias evoluciona hacia valores máximos de aproximadamente +1.5°C en 24°-25°N, en el mes de octubre.

En la franja de latitudes 26°N-28°N las diferencias AVHRR-EDM son mucho más estables, con valores entre 0.3°C y 0.6°C durante el periodo de máximos anuales. El valor medio de la diferencia AVHRR-EDM para todo el dominio es de 0.3°C con una desviación

estándar de unos 0.8°C.

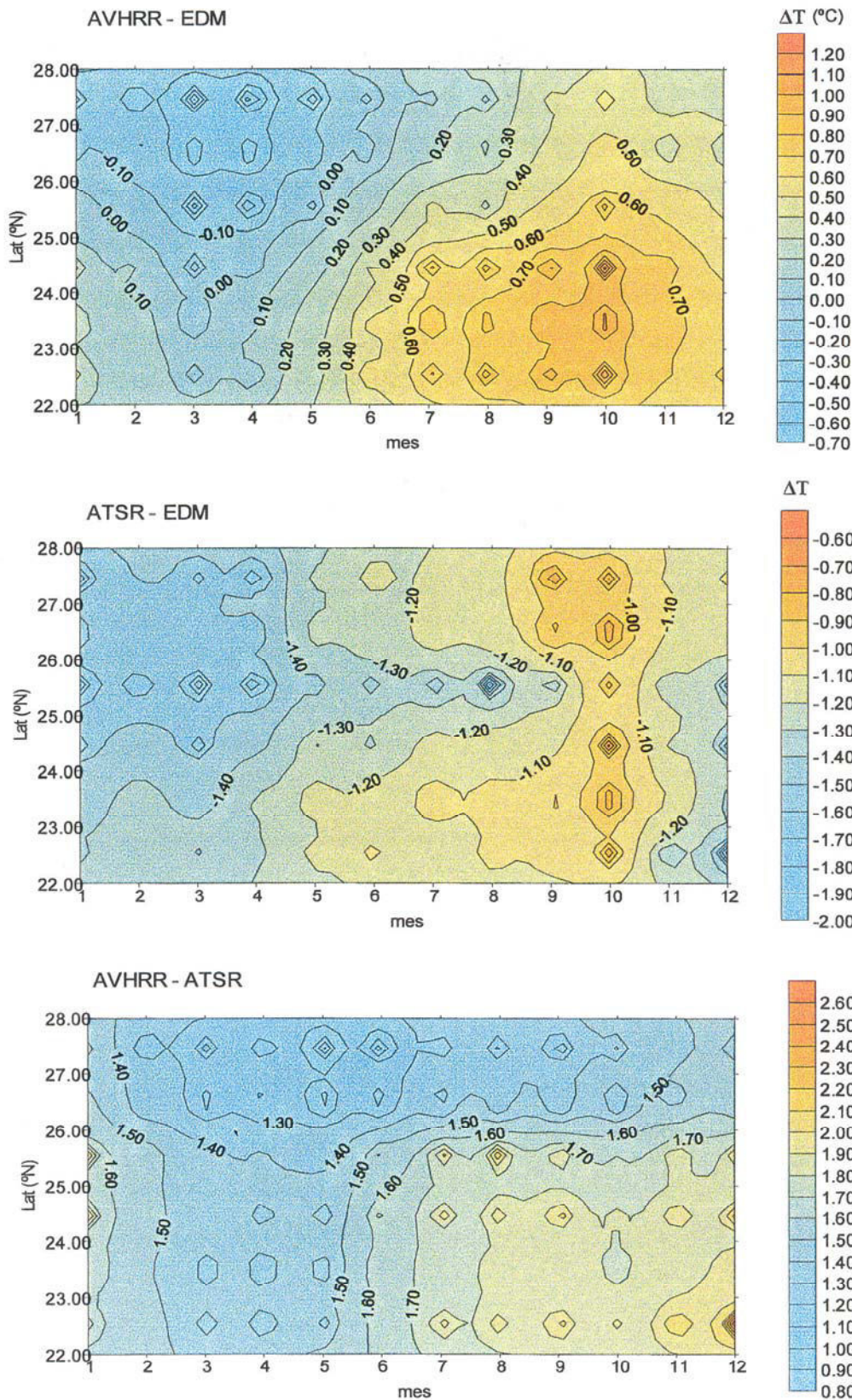


Figura 4-6: Diferencias entre los años promedio por latitud: $T_{AVHRR} - T_{EDM}$ (arriba), $T_{ATSR} - T_{EDM}$ (centro) y $T_{AVHRR} - T_{ATSR}$ (abajo) el intervalo de contorno es 0.1°C

Por su parte, las diferencias de temperatura ATSR-EDM, son negativas para todas latitudes y épocas del año, esto es que este radiómetro produce en todos los casos una temperatura media mensual inferior a la que se midió desde el buque. El valor medio de esta diferencia para toda la distribución es -1.3°C , con una desviación estándar algo menor que 0.7°C . Por latitud, las mayores diferencias se sitúan en la franja 25°N - 26°N durante todo el año, otra característica notable es la asociación entre los mínimos de las diferencias y los máximos anuales de temperatura, que en general coinciden, para todos los conjuntos de datos estudiados.

En la parte inferior de la figura 4-6 se representa las diferencias térmicas entre ambos radiómetros, se observa una distribución espacio temporal bastante estable, si se toma por ejemplo la isolínea de -1.5°C se define en primer lugar una diferenciación zonal

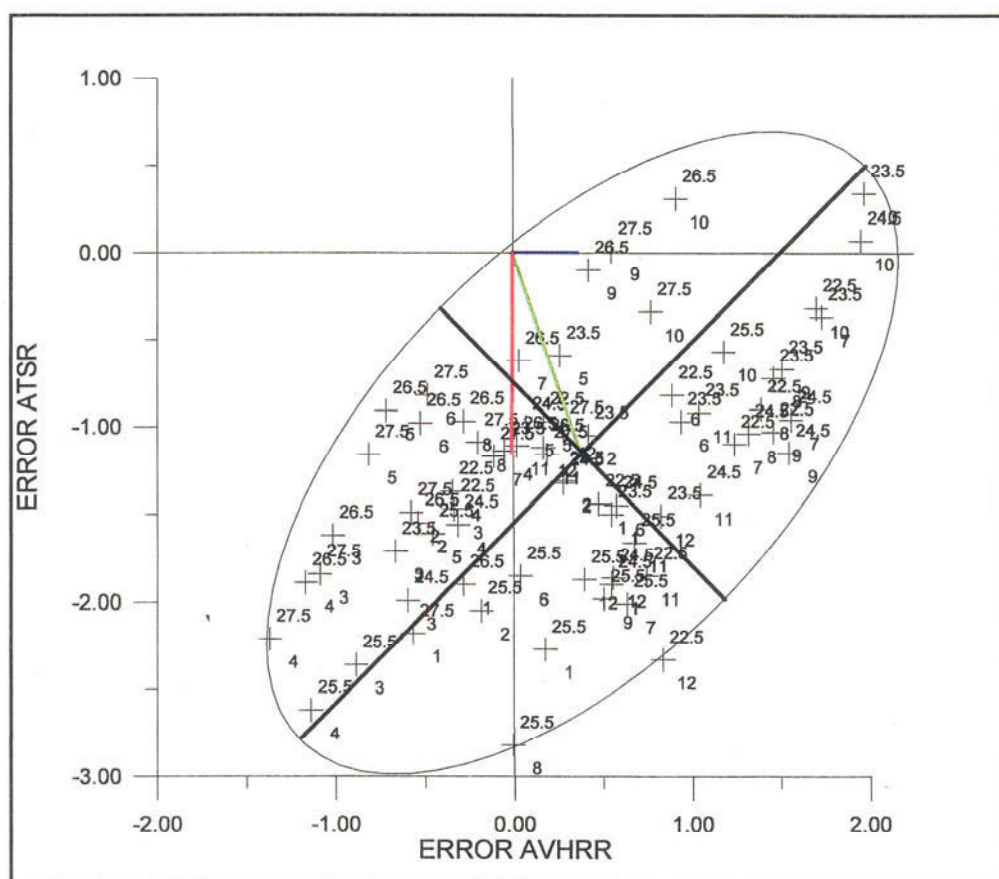


Figura 4-7: Distribución de diferencias $T_{\text{satélite}} - T_{\text{in situ}}$, a nivel de media mensual por grado de latitud, (denominadas error en el gráfico) para los dos radiómetros. La comparación con respecto a un conjunto independiente de medidas in situ, permite obtener el error sistemático a escala climatológica de cada radiómetro.

entre la zona al norte del paralelo 26°N, con diferencias homogéneas y relativamente bajas que abarca prácticamente todo el año. Al sur de esta frontera solo se producen diferencias del mismo orden entre los meses de marzo y mayo. Los máximos desacuerdos entre los radiómetros están asociados a las latitudes bajas aumentando progresivamente desde junio hasta prácticamente enero.

Dado que la corrección atmosférica es clave en la estimación radiométrica de la temperatura superficial del mar, y considerando que el promediado espacial y temporal de los datos minimiza los efectos de escala en las medidas, cabe pensar en fenómenos atmosféricos como causa de buena parte de las diferencias observadas en las distribuciones. Estudiando el comportamiento de las diferencias de las temperaturas radiométricas frente a un conjunto independiente como son las medidas in situ realizadas desde el buque, permite realizar algunas afirmaciones con respecto al comportamiento de estas diferencias.

En la figura 4-7 se representa la distribución de errores de ambos radiómetros, entendiendo por error la diferencia de la temperatura del radiómetro con respecto a las medidas in situ, se observan dos componentes principales (semieje mayor $\approx 2.5^{\circ}\text{C}$; semieje menor $\approx 1^{\circ}\text{C}$) en la varianza de estos errores. La primera componente principal estaría relacionada con el tiempo, mientras que la segunda estaría relacionada fundamentalmente con la latitud. La distancia del centro de la elipse respecto del origen es una medida del error sistemático introducido por el instrumento, encontrándose valores aproximados de -1.1°C para el ATSR frente a $+0.5^{\circ}\text{C}$ para el AVHRR.

En la componente estacional del error, los radiómetros se comportan de la misma manera, correlación positiva, mientras que para los efectos latitudinales el comportamiento de los sensores es opuesto, como indica la correlación negativa. Son estos últimos los que están relacionados con los fenómenos oceanográficos, presencia o no de afloramiento, y atmosféricos, presencia de disturbios atmosféricos -aerosoles esencialmente-.

Análisis de correlación:

Dadas las diferencias entre los años medios observadas se ha efectuado un análisis

de correlación para ver hasta que punto se está viendo el mismo fenómeno a través de los sensores y del buque. El coeficiente de regresión lineal se puede interpretar como el porcentaje de varianza explicado por la relación lineal entre las variables. Las regresiones se han llevado a cabo entre cada sensor y el conjunto de observaciones in situ, tomadas como variable independiente. (tabla IV-7). También se ha efectuado la regresión por latitud de los años medios (Tabla IV-8):

Tabla IV-7: Regresión lineal entre las temperaturas medias mensuales

Franja	AVHRR VS EDM (N=119)		ATSR VS EDM (N=45)		AVHRR VS ATSR (N=48)	
	r ²	RMS	r ²	RMS	r ²	RMS
22°23'N	0.34	1.44	0.29	1.11	0.62	0.56
23°24'N	0.29	1.48	0.24	1.19	0.73	0.43
24°25'N	0.28	1.56	0.36	1.10	0.69	0.56
25°26'N	0.47	1.32	0.41	1.25	0.75	0.57
26°27'N	0.63	0.91	0.52	1.38	0.91	0.28
27°28'N	0.61	0.98	0.51	1.29	0.93	0.19

Es claro a la vista de la tabla IV-7 que el grado de linealidad entre la temperatura medida in situ con respecto a la medida por el satélite es significativo solo fuera del área afectada por el afloramiento, también se manifiesta que los dos radiómetros se comportan de modo similar respecto de las temperaturas medidas in situ. El grado de linealidad entre las medidas de ambos satélites llega a ser aceptablemente bueno en las proximidades de las Islas Canarias al norte del área muestreada.

En todos los casos el coeficiente de regresión aumenta en sentido sur norte, en el caso del AVHRR el error típico de la estimación disminuye notablemente en la zona oceánica donde no hay influencia del afloramiento, el mismo comportamiento se deduce de la comparación sensor sensor. Estas diferencias pueden estar relacionadas con diferencias de cobertura espacio temporal dentro del “empaquetado espacio-temporal”

empleado (1 mes 1° de latitud). Los efectos de esta variabilidad interna de los datos pueden reducirse al hacer el ajuste por mínimos cuadrados de sus promedios para todo el periodo estudiado, es decir la regresión entre los años típicos por latitudes. (Tabla IV-8)

Obviamente los coeficientes de regresión aumentan considerablemente a la par que los errores típicos en la estimación se hacen mínimos. Sin embargo es notable el hecho de que mantienen el mismo tipo de comportamiento latitudinal, que los obtenidos en la tabla IV-7, si admitimos que los posibles errores debidos a las diferencias de cobertura se han eliminado al establecer los años típicos, habrá que admitir otro tipo de fenómenos como causa de estas diferencias. En especial, han de tenerse en cuenta factores atmosféricos como causas probables de los errores.

Tabla IV-8: Regresión entre temperaturas de los años medios en cada franja (N=12)

franja latitudinal	AVHRR VS EDM		ATSR VS EDM		AVHRR VS ATSR	
	R ²	RMS	R ²	RMS	R ²	RMS
22°N23°N	0.88	0.25	0.768	0.28	0.799	0.44
23°N24°N	0.812	0.41	0.807	0.28	0.807	0.25
24°N25°N	0.849	0.35	0.800	0.29	0.881	0.28
25°N26°N	0.900	0.28	0.842	0.33	0.905	0.27
26°N27°N	0.938	0.19	0.937	0.21	0.949	0.15
27°N28°N	0.938	0.19	0.941	0.19	0.947	0.16

En términos de años promedio, el ciclo anual explica entre el 80 y 95 % de la varianza de la serie temporal, aumentando este porcentaje en las zonas de aguas oceánicas de las proximidades de las Islas Canarias, en éstas la turbidez de la atmósfera es menor, dado que al estar a mayor distancia de la costa, y mas al norte, sufre en menor medida los efectos de los aerosoles continentales . El error cuadrático medio de las estimaciones de satélite con respecto a las medidas in situ es menor de 0.5° C en la escala de años

promedio, mientras que para las medidas puntuales aumenta hasta valores próximos a 1.5°C.

4.1.2.-Relación entre la temperatura media superficial y la estructura térmica de la columna de agua superficial:

De manera análoga a lo realizado para los datos de satélite se han calculado años promedio de la estructura térmica de la capa 0-100 m correspondientes al periodo 1988 a 1995. Se utilizaron los datos de la línea de 10 XBT realizados mensualmente entre Gran Canaria y el paralelo 26°N durante el trayecto que realiza el Esperanza del Mar en dirección al caladero sahariano sobre el paralelo 15.25°W. Se hicieron cuatro grupos que cubren franjas de 0.5° de latitud. El perfil promedio mensual de temperatura para cada uno de los grupos reseñados se ha representado en la figura 4-8.

En invierno la columna de agua, está bien mezclada hasta una profundidad de al menos 100 m. El desarrollo de esta capa de mezcla está impulsado por procesos convectivos asociados a un transporte importante de calor desde el océano a la atmósfera en invierno cuando la temperatura media de ésta es sensiblemente inferior a la del mar. A medida que transcurre el año el calentamiento de las capas superficiales inducen la subducción de esta masa homogénea de aguas, que contribuyen en gran medida a la renovación de las aguas centrales del Atlántico, este proceso se conoce como formación de agua modal, estas aguas mantienen durante cierto tiempo las características fisico-químicas que se dan en ellas en el momento de su formación, esto es el momento en el que han estado en contacto con la atmósfera, previo a su hundimiento.

En general existen zonas de formación de aguas modales en la zona subtropical del atlántico coincidiendo con la aparición en la superficie de la isoterma de 18°C, se han identificado dos núcleos principales de formación de aguas modales a cada lado de la dorsal medio-oceánica atlántica, al oeste situada en el Mar de los Sargazos [Cornillon, et al, 1987] y otra centrada en Madeira [Siedler, et al.,1987], denominada a menudo agua modal de Madeira, o también agua tipo A según la denominación de Fraga, et al., [1985]

La formación del agua modal contribuye a la ventilación de la termoclina (aumento de su contenido de oxígeno) y puede constituir hasta un 20% a la renovación anual de las aguas centrales. La zona de formación de estas aguas tipo coincide con la zona de afloramiento de la isoterma de 18°C a las latitudes próximas a 30°N, (ispícnas en superficie de 26.5 a 26.8 Kg m⁻³) y al de la isoterma de 17°C alrededor de 35°N, esta característica hace que el proceso pueda ser detectado con facilidad por los radiómetros infrarrojos instalados a bordo de satélites.

El espesor de esa capa de convección se asume igual a la profundidad de la isoterma de 17°C, situada aproximadamente a unos 200 metros. Con el calentamiento progresivo esta capa de aguas modales queda aislada de la superficie, comenzando su proceso de subducción, en este momento el cuerpo de agua se puede delimitar entre las isotermas de 17°C y 18°C, caracterizándose por un mínimo en el valor de la estratificación (gradiente vertical de la temperatura) [Siedler, et al., 1987].

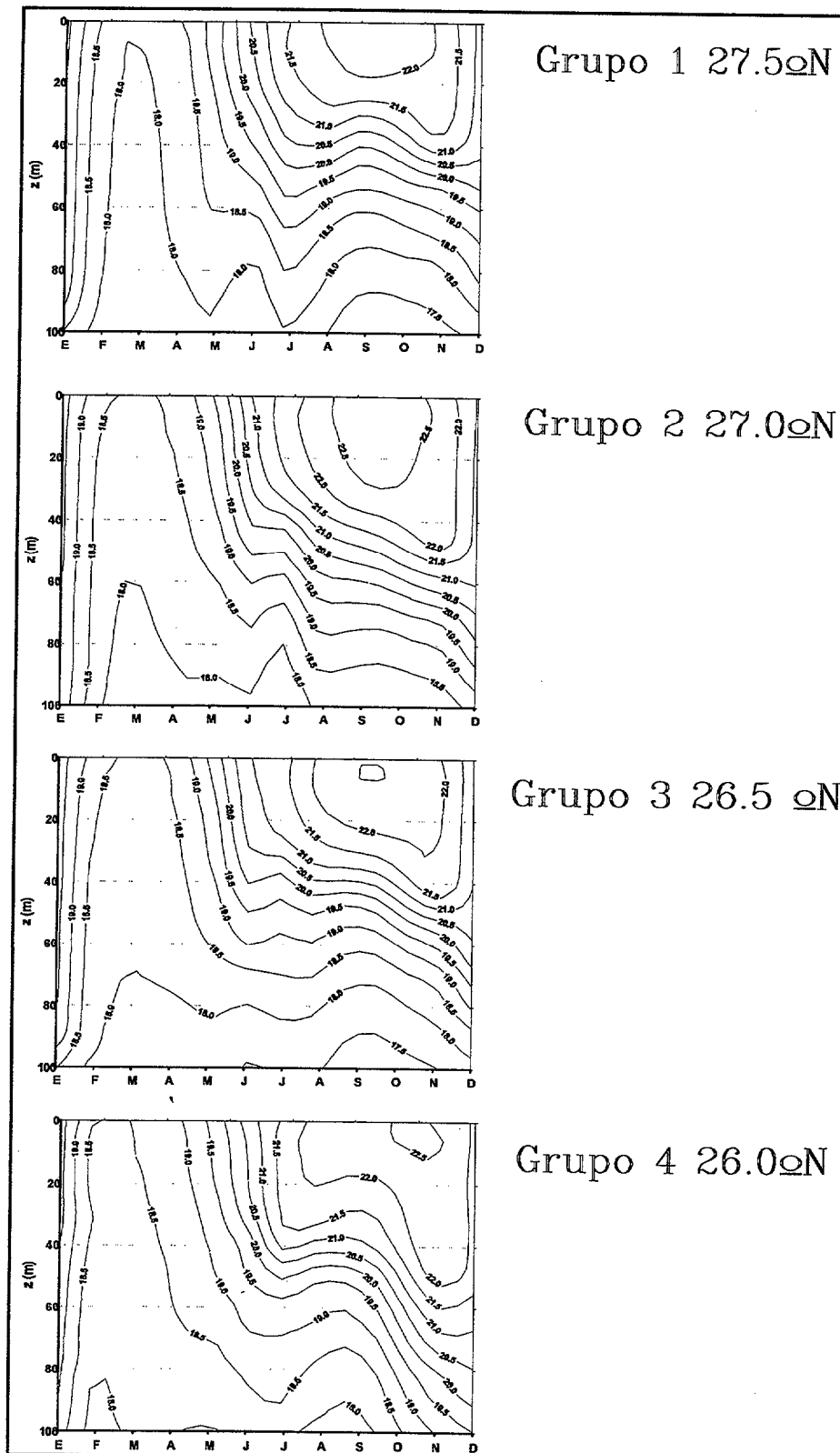


Figura 4-8: Distribución anual de temperaturas de la capa superficial 0-100m, a intervalos latitudinales de 0.5° de arco

Las aguas modales son arrastradas al sur y al oeste por el giro subtropical, pudiendo ser detectadas al sur de las Canarias algo después de su formación, puede verse en el mes de marzo en la figura 4-8. Si se toma límite superior de las aguas modales la isoterma de 18°C se puede observar a profundidad de unos 10m en el año promedio del grupo 1 centrado sobre 27.5°N. Unas treinta millas mas al sur (27°N) este límite superior se detecta ya a una profundidad próxima a los 60m , para el siguiente grupo de XBT (26.5°N) el límite se sitúa alrededor de los 70 m de profundidad.

Datos casi sinópticos aportados por varios cruceros muestran la variabilidad espacial de la zona de formación de agua modal, a escala interanual, esto aumenta la utilidad de los datos de satélite en la delimitación de la región de formación del agua modal, por lo que puede dar lugar a estimaciones mas precisas de la magnitud del transporte de material a las aguas centrales así como al transporte de calor desde el mar a la atmósfera. Las imágenes de temperatura media mensual muestran con claridad la zona de formación de las aguas modales (figura 4-9).

Durante los meses de abril y mayo puede observarse el desarrollo de una estratificación vertical que puede ser de 1°C en 40 m en junio a la latitud de 26.5°N, aumentando de valor hacia el sur. A partir de julio y hasta noviembre se puede constatar el desarrollo de una termoclina estacional, que da lugar a una capa homogénea en superficie, la profundidad de esta capa homogénea se puede cuantizar como aquella



Figura 4-9: Zona de formación de agua tipo A en febrero de 1992

profundidad a la que la temperatura a descendido 1°C respecto a la temperatura de la superficie [Houghton, 1991]. De acuerdo con esta definición el espesor de la capa estaría en torno a los 40 m de profundidad en los meses de septiembre octubre. La fuerza impulsora de esta homogeneización de la capa superficial es el viento que en esta época sopla con las mayores intensidades a las latitudes muestreadas.

A partir de noviembre la profundidad de esta capa homogénea aumenta al comenzar a notarse el efecto de procesos de convección típicos del invierno. Una consecuencia del

establecimiento de estos perfiles medios de temperatura- profundidad a lo largo del año va a ser la posibilidad de caracterizar, en estas aguas y a la escala espacio temporal presentada, la estructura térmica de la columna de agua a través de imágenes infrarrojas de satélite siempre que se de una correlación adecuada entre las temperaturas derivadas de satélite y las determinadas por los XBT.

Tabla IV-9: Resumen estadístico de los datos XBT (85-95) temperaturas a una profundidad de 5m..

	26°N	26.25-26.75°N	26.75-27.25°N	27.25-27.75°N
$\langle T \rangle$	20.42	20.63	20.77	20.74
σ^2	1.72	1.64	1.78	1.67
ΔT	4.67	4.21	4.48	4.31

La naturaleza de las medidas de los XBT hacen muy dudosos los datos que se recogen en los primeros metros de la columna de agua dado que el termistor tiene un tiempo de respuesta inicial finito (de 0.63 s para una sonda tipo Sippican T4, con una velocidad de caída dentro del agua de 6.472 ms⁻¹ y un retraso de 0.1 s desde su contacto con la misma, lo que da lugar a una profundidad de 4.08 m para el primer dato válido). [Walsh,1995] . Por este motivo solo se han considerado los datos a partir de una profundidad de 5 m tras los cuales hemos considerado que el termistor a alcanzado el equilibrio térmico con el medio y es capaz de medir cambios reales de temperatura del agua.

La temperatura superficial del mar, a una profundidad de 5m, promediada mensualmente para cada grupo y su variación interanual se ha representado en la figura 4-8. El mínimo anual se sitúa en marzo, al igual que para el AVHRR, a todas las latitudes excepto en la zona de interacción entre las condiciones oceánicas y de afloramiento en el que el mínimo ocurre en febrero, la variabilidad interanual es también mayor en los meses de transición de las estaciones. Estadísticamente (Tabla IV-9) esta serie temporal presenta valores análogos a los encontrados a partir de los datos del AVHRR., ver tabla IV-4.

El ajuste por mínimos cuadrados de estos valores frente a los datos de satélite y del

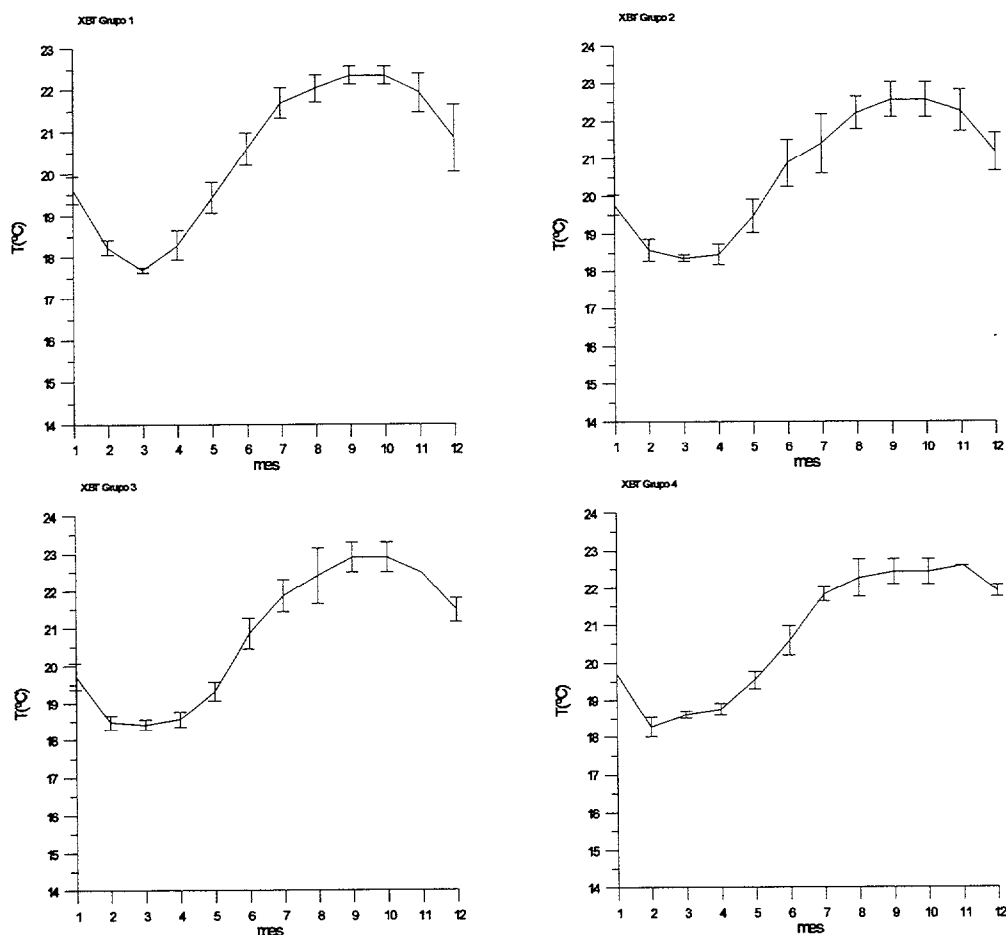


Figura 4-10: Temperatura media mensual a la profundidad de 5m. Con indicación de la variabilidad interanual, líneas verticales. Para el mes de octubre han sido copiados de los valores de septiembre dada la escasez de disparos en ese mes por causa de la parada biológica anual.

Esperanza del mar arroja los siguientes resultados en la franja latitudinal 26°N-28°N (tabla IV-10)

Tabla IV-10: Coeficientes de regresión lineal y error típico de la estimación entre los años medios de temperatura superficial y el año medio obtenido mediante la medida de los XBT a 5 m de profundidad.

26°N-27°N			27°N-28°N		
	r^2	RMS		r^2	RMS
AVHRR	0.98	0.04	AVHRR	0.97	0.06
ATSR	0.90	0.29	ATSR	0.87	0.39
EDM	0.91	0.13	EDM	0.89	0.15

Relación entre temperatura superficial media y el campo de densidad superficial:

Las medidas superficiales de temperatura y salinidad obtenidas por el buque Esperanza del Mar permiten una aproximación interesante desde el punto de vista oceanográfico como es conocer la evolución espacio temporal del campo de densidades superficiales. En la figura 3-11 se ha representado este campo de densidades. Representadas por el valor de σ -T [UNESCO, 1984]. Este es un parámetro que puede caracterizar de un modo bastante aproximado el tipo de aguas presentes en la superficie del mar. De acuerdo a esta figura el afloramiento se caracteriza por las aguas más densas detectadas en la zona de estudio durante todo el año, presentando una variación muy débil. Por su parte las aguas oceánicas presentan variaciones de densidad de acuerdo con el ciclo anual de temperaturas. Éstas son mas acusadas al norte - menor influencia del afloramiento- y mas tenues al sur de la zona de estudio donde la influencia del afloramiento es más acusada.

Considerando las condiciones de la franja 26°N 28°N como representativas de las aguas superficiales oceánicas y las de 24°N 25°N como las típicas de la zona de afloramiento permanente, se observa como los frentes termohalinos tienden a ocurrir solo durante los meses de verano, meses de mayor intensidad en el afloramiento, mientras que en invierno, la densidad del agua aflorada es muy similar a la del agua oceánica, debido al menor calentamiento solar de estas últimas.

Esta distribución espacio temporal de densidad en la superficie trae como consecuencia unas mayores flotabilidad y miscibilidad del agua aflorada respecto a las aguas circundantes durante el invierno con lo que la señal de afloramiento en los

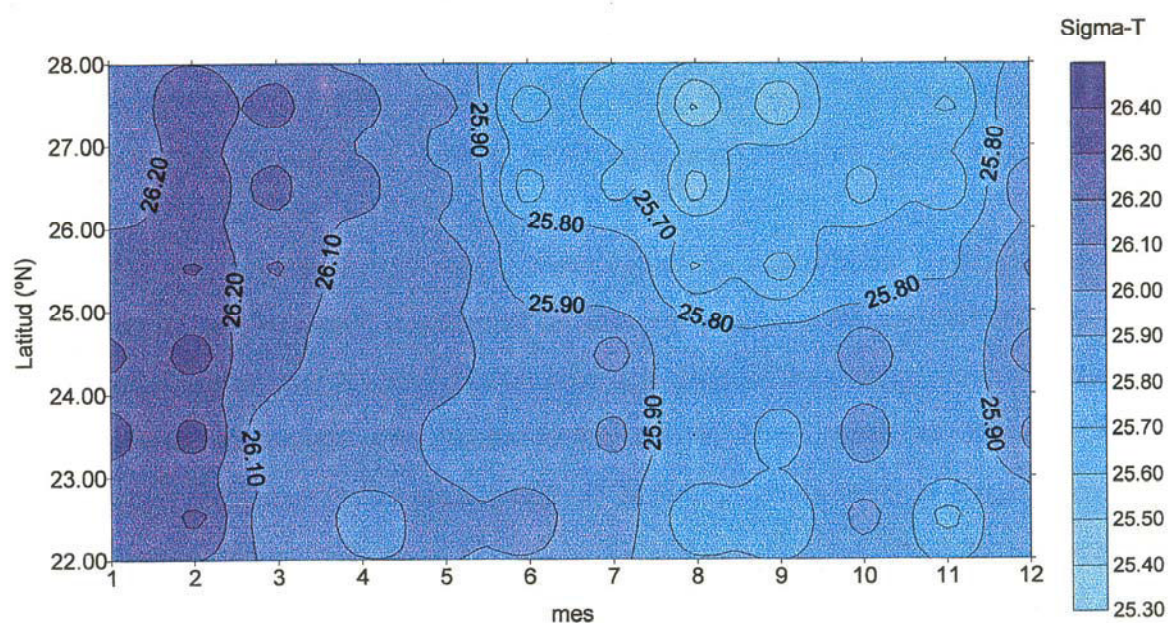


Figura 4-11: Distribución espacio temporal promedio de σ -T a partir de las muestras superficiales tomadas por el Esperanza del Mar.

radiómetros infrarrojos puede ser detectada con una extensión mayor, sin embargo este hecho de poder detectar aguas frías a gran distancia de la costa no está relacionada con una mayor intensidad del afloramiento, ya que capas muy delgadas pueden viajar a gran distancia flotando sobre el agua oceánica que presenta una densidad muy similar, lo que da lugar a imágenes en las que las aguas relativamente frías se detectan a gran distancia de la costa dando una apariencia de afloramiento intenso.

En verano, la intensidad del afloramiento es superior dado que los vientos presentan direcciones favorables e intensidades mayores, sin embargo, la existencia de barreras de densidad impide la mezcla en superficie, al mismo tiempo, la mayor densidad del agua aflorada respecto al agua oceánica induce el hundimiento rápido de ésta una vez que emerge. Esto hace que la señal de aguas afloradas detectada por satélite no se extienda mas allá de la plataforma continental a excepción de estructuras filamentosas que se desprenden desde la zona de afloramiento hacia el océano abierto. Esto explica la aparente dicotomía encontrada al analizar imágenes térmicas [Van Camp, et al. 1991]: Para los satélites la extensión del afloramiento es muy superior en invierno que en verano (figura 4-12), sin embargo la fuerza impulsora es muy superior durante los meses de verano [Mittelstaedt, 1983], [Gonzalez-Muñoz, 1995].

4.1.3.-Variabilidad de la temperatura superficial media detectada por satélite:

Variabilidad intrínseca

La componente estacional y sus variaciones interanuales contienen buena parte de la información de la varianza total espacio temporal de la serie plurianual. A la escala de años medios, el nivel de concordancia encontrado es elevado, no obstante, a nivel de medidas individuales el grado de correlación disminuye. Dado que los datos de satélite

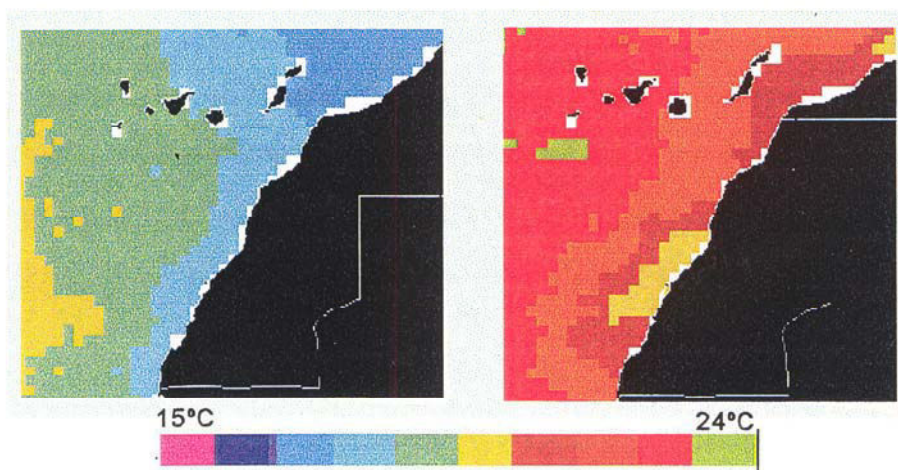


Figura 4-12: *Temperatura media para febrero (izquierda) y agosto (derecha) a escala de 18 Km a partir de los datos MCSST*

poseen una resolución espacial superior a la empleada para el estudio del ciclo estacional, puede investigarse la contribución de las variaciones de mayor frecuencia espacial a la varianza total dentro de cada cuadrícula de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$.

La desviación estándar dentro del grado de las celdas individuales de observación de los sensores $-1/5^{\circ}$ de arco en el caso del AVHRR, y $1/2^{\circ}$ de arco para el ATSR- mide la variabilidad intrínseca del conjunto de los datos. Para calcularla se han promediado para cada mes las desviaciones estándar mensuales dentro del grado. Los resultados para ambos sensores se presentan en la figura 4-13.

Esta variabilidad intrínseca contiene información acerca de los procesos de corta escala espacial, entre los que se incluyen los filamentos, los eddies de pequeña escala, así como, inestabilidades de la zona de interacción entre el afloramiento y las corrientes oceánicas entre otras. Este tratamiento se emplea en análisis de series temporales largas, para estudiar las escalas de variabilidad de fenómenos térmicos detectables desde sensores infrarrojos [Tate, et al., 1988].

La distribución anual por latitud para esta varianza intrínseca muestra como característica más relevante una disposición en franjas durante todo el año. Así en las latitudes intermedias (23°N - 26°N), se sitúan los máximos de variabilidad, lo que se corresponde con el dominio de procesos de corta escala asociados a los eventos de afloramiento. En la franja de latitudes 26°N - 28°N la característica dominante es la homogeneidad del campo de temperatura superficial a escala de 1° de arco. En estas áreas la variabilidad intrínseca aumenta en los meses de verano (julio-octubre), indicando probablemente la existencia en estos meses de mezcla con aguas afloradas, así como la posible presencia de filamentos que se desplazan sobre la superficie del mar que pueden llegar a alcanzar el sur de Gran Canaria.

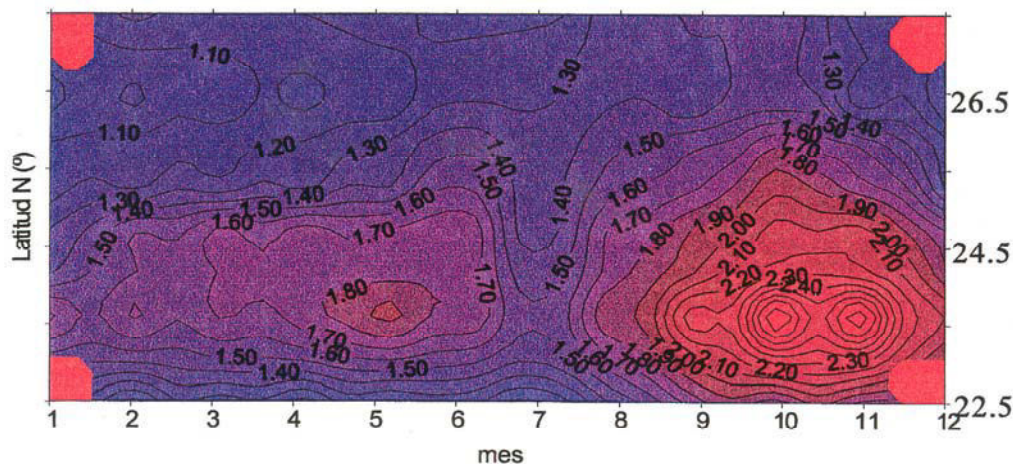
Las grandes diferencias se detectan en los valores absolutos, esto se debe al n° de medidas individuales que entran a formar parte de cada dato en la distribución (25 datos /mes x11 años para AVHRR frente a 4 datos/mes x 4 años en ATSR), mientras que la distribución temporal es análoga para ambos sensores. El ATSR que distribuye las

máximas variabilidades espaciales durante el verano, de julio a octubre. La aparente discontinuidad observada para el mes de julio en los datos AVHRR se debe a una disminución notable del número de observaciones para este mes.

La zona de variabilidad máxima no coincide en posición en los datos aportados

Variabilidad espacial promedio dentro del grado

AVHRR, periodo 1985-1995



Variabilidad espacial dentro del grado

ATSR, periodo 1991-1995

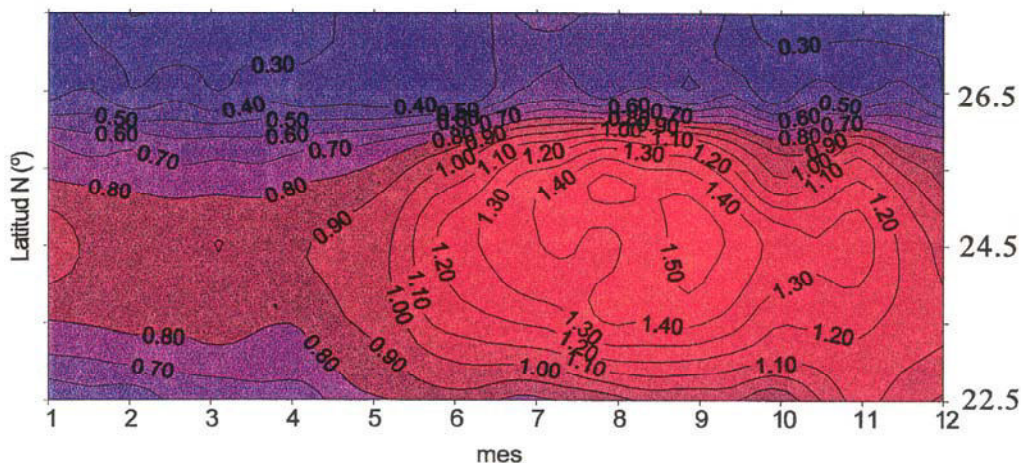


Figura 4-13: Variabilidad espacial de la Temperatura superficial del mar, mensual a partir de datos MCSST (18x18 Km) superior y a partir de los datos ASST con una resolución espacial de 55x55 km.

porcada uno de los radiómetros, al igual que ocurría en la distribución espacio temporal de los gradientes térmicos latitudinales, esto es un efecto del tamaño de las celdas individuales de observación. La zona sur estaría dominada por fenómenos de menor escala

espacial que se pueden detectar a partir del granulado de aproximadamente 18x18 Km del AVHRR, que no serían resueltos por los datos de 55x55 Km del ATSR. De hecho al observar series de imágenes individuales en 24°N-25°N se observa con frecuencia un centro de afloramiento estable, cuyas aguas advectadas hacia el S invaden la cuadrícula 23°-24°N. La temperatura en esta última cuadrícula es mucho mas variable al responder a pulsaciones del núcleo situado al norte.

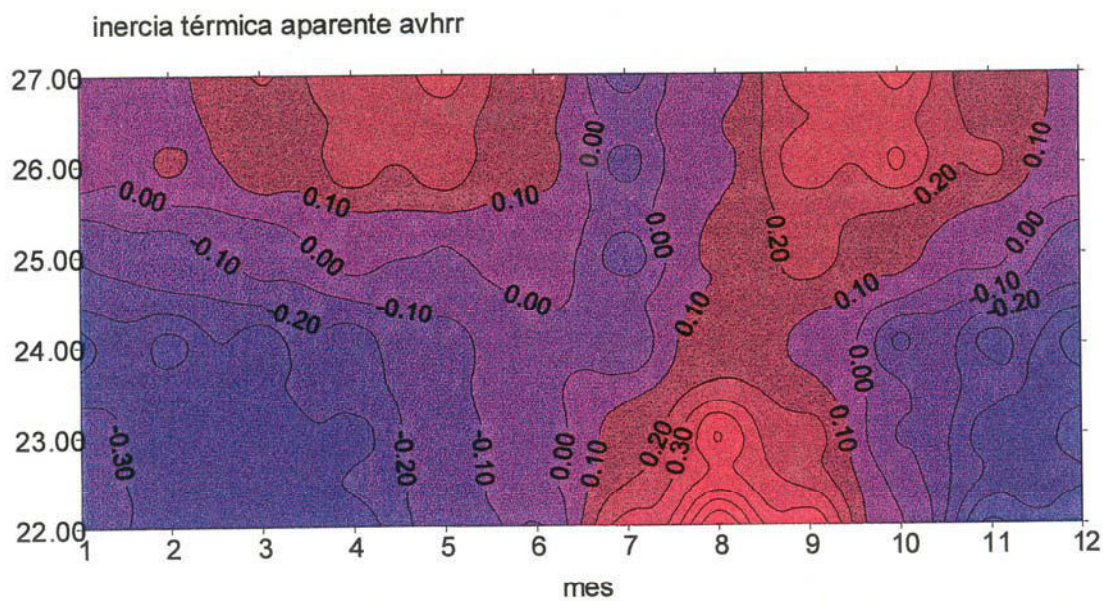


Figura 4-14: *Inercia térmica aparente de la superficie del mar a partir de las medidas AVHRR MCSST mensuales.*

Variabilidad día noche:

Otra componente importante de la variabilidad del campo de temperatura superficial marino es la asociada a los ciclos circadianos, este factor tiene importancia en el trabajo con información radiométrica en el infrarrojo, que como es sabido da la temperatura de la capa de piel del océano, ya que se sabe de efectos de calentamiento superficial debido a la irradiación solar, estos calentamientos prácticamente eliminan la significación desde el punto de vista oceanográfico las imágenes de temperatura superficial del mar. En nuestra area de estudio, tales situaciones son muy improbables dado que el viento y el oleaje garantizan la homogeneización de una capa superficial de varios metros.

En el conjunto de datos MCSST del sensor AVHRR es fácil desagregar las subseries diurnas y nocturnas. En la figura 4-14 hemos representado la inercia térmica aparente, esto es, la diferencia de las temperaturas medias diurna-nocturna. Se ha promediado por mes y por franja de latitud, a la manera usual para el periodo 1985-1995.

Si consideramos que estos datos cubren de manera homogénea ambas partes del día esta diferencia de temperaturas da una idea bastante aproximada de la magnitud del calentamiento solar. Es un valor que, a nivel de promedio mensual, oscila entre $+0.3^{\circ}\text{C}$ y -0.3°C en toda el área de estudio. Los valores positivos de este parámetro, son consistentes con los efectos del calentamiento solar durante las horas de iluminación. Los valores negativos de la inercia térmica aparente, durante el invierno, se asocian a un transporte neto de calor desde el océano a la atmósfera.

Dentro de las limitaciones de los datos de temperatura mensual por satélite (cobertura homogénea de ambos periodos, relativos a la piel del océano), la distribución espacio temporal de la inercia térmica aparente indica que para la escala estudiada el transporte neto de calor desde la atmósfera al océano está limitado a la zona influida por el afloramiento y a las estaciones de otoño, invierno y principios de primavera. Durante el verano, el comportamiento de este área es semejante al observado para la zona norte durante todo el año, donde se puede estimar a gran escala un aumento de las temperaturas diurnas entre 0 y 0.3°C por efecto del calentamiento solar.

Stramma e Isemer [1988] aportan datos sobre flujo neto de energía en la interfase atmósfera océano a nivel estacional para la atlántica centro-oriental, encontrando flujos de calor hacia la atmósfera durante primavera y verano a nivel de toda la cuenca, sin embargo estos autores reseñan para el área de afloramiento del noroeste africano, una ganancia neta de calor que abarca todo el año excepto el mes de diciembre. El periodo diciembre enero en la zona de afloramiento es en el que se han encontrado los valores mínimos absolutos (-0.3°C) en la inercia térmica aparente a partir de estos datos del sensor AVHRR

Otras escalas en la variabilidad temporal:

Hasta aquí se han descrito las oscilaciones, periódicas (años medios variaciones diurnas) y no periódicas (variabilidad interanual) que se consideran básicas para la explicación de la serie temporal experimental, para complementarlo se ha estudiado la serie en el dominio de las frecuencias, con objeto de estimar el peso de otras señales periódicas presentes en la serie plurianual.

Para este propósito, se ha calculado la densidad espectral normalizada de la serie temporal de temperatura mensual del AVHRR, por ser esta la serie mas homogéneamente cubierta así como la que posee mayor cobertura temporal. Se ha aplicado la transformada de Fourier tanto de la serie original como de la anomalía térmica (sustrayendo la onda anual de base a los datos experimentales) para cada cuadrícula latitudinal muestreada. Los coeficientes de densidad espectral normalizados informan del porcentaje de varianza explicados por cada componente [Wilkins,1995].

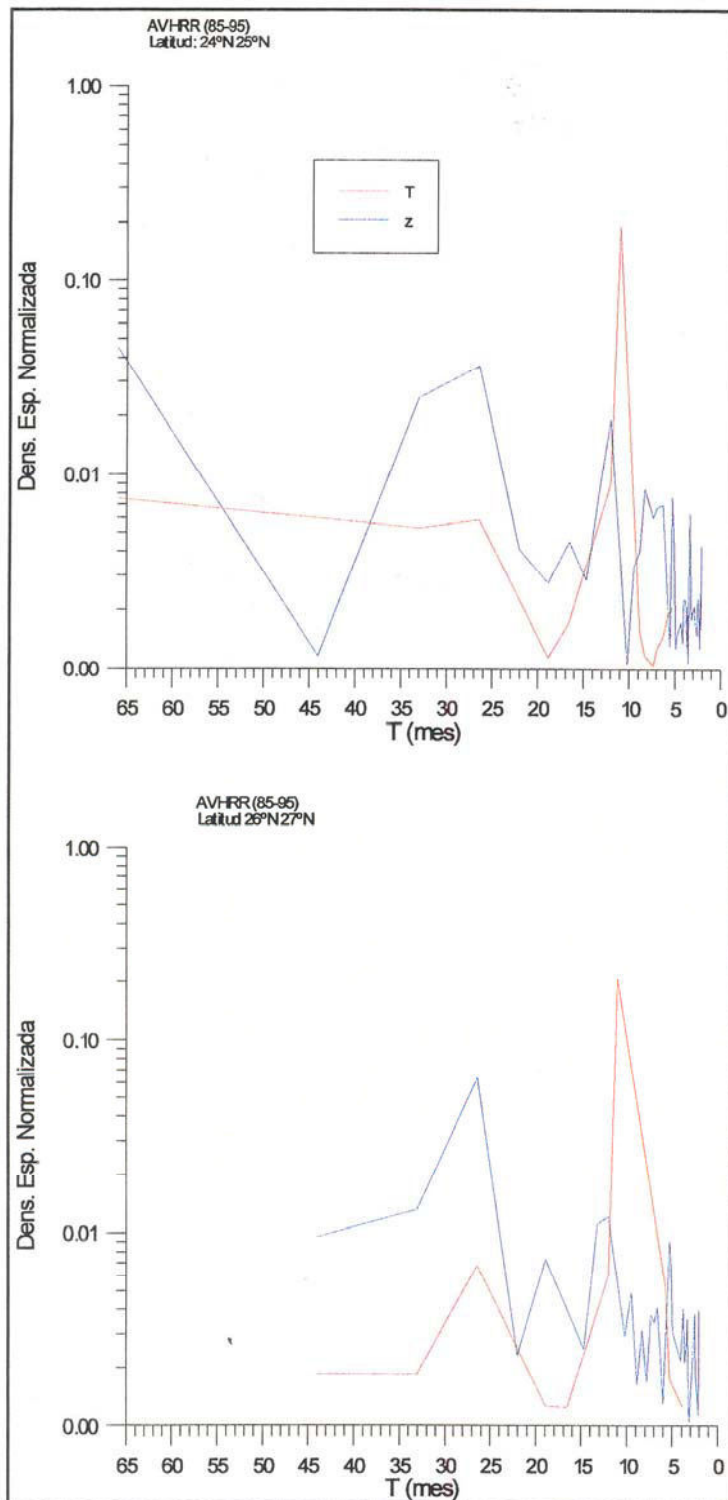


Figura 4-15: *Espetros de la serie temporal de la temperatura superficial del mar a partir de los datos MCSST, para las cuadrículas latitudinales que se indican*

Los resultados se han representado en la figura 4-15. La línea roja representa el espectro de la serie temporal original de 11 años para el AVHRR, mientras que la línea azul representa el espectro obtenido para la anomalía, esto es eliminando la componente de ciclo anual.

Se evidencia la importancia del ciclo anual para todas las latitudes, el porcentaje de varianza explicado por esta componente está alrededor del 20 o el 30% tanto para las aguas próximas a las Islas Canarias. La siguiente señal en importancia ocurre, también en ambos casos a periodos entre 24 y 30 meses, estando mas definido en las aguas de 27°N-28°N que en las del núcleo de afloramiento en las que aparece como un pico ancho.

El resto de señales periódicas solo son significativas cuando la se elimina la componente anual, apareciendo entonces las principales diferencias en los espectros de ambas zonas. Así para el afloramiento se detecta un rango amplio para las oscilaciones de alta frecuencia (periodos inferiores al año entre 6 y 9 meses), mientras que en las aguas de tipo oceánico estas señales se sitúan en un solo pico con un periodo de entre 5 y 6 meses..

Los periodos entre uno y dos años, detectados sólo en el espectro de anomalías, presentan un comportamiento similar en ambas zonas con picos en las señales de 13 y 17 meses, el segundo tiene una importancia relativa mayor en las aguas oceánicas. Se mantiene la tendencia a los picos amplios en aguas oceánicas frente a los picos bien definidos que se dan en las aguas de afloramiento.

Los resultados del análisis espectral corroboran la observación de los ciclos individuales que se presentaron en la figura 4-3, donde en las latitudes altas de la zona estudiada la señal estacional, con un periodo de seis meses es dominante. Esta señal se desdibuja hacia las latitudes del afloramiento, donde empieza a notarse la influencia de los ciclos de viento, que presentan periodos de 6 a 9 meses [Michelchen, 1981].

4.2.-VALIDACIÓN DE LA TEMPERATURA POR SATELITE (MCSST) FRENTE A SENSORES DERIVANTES

El uso de sensores térmicos instalados en boyas a la deriva, repartidas por el océano mundial, constituye en la actualidad la herramienta de validación mas importante de la temperatura superficial del mar por satélite. Los coeficientes de los algoritmos de corrección atmosférica se obtienen ajustando por mínimos cuadrados las temperaturas in situ , medidas por estos dispositivos, frente a la expresión multicanal de la forma: $T = A + BT_4 + C(T_4 - T_5)$ [McClain, et al, 1985]. La temperatura in situ de la superficie del mar se mide a 1m de profundidad aproximadamente, con esto aunque físicamente las medidas infrarrojas corresponden a la piel del océano, las temperaturas calculadas representan la temperatura de la capa superficial. A nivel global el error típico de la estimación de la temperatura superficial del mar respecto de estas medidas in situ se cifra en 0.62°C [Reynolds, 1991]

El interés de la determinación precisa de la temperatura superficial del mar, reside en que éste es el parámetro clave en la estimación del transporte calorico de la atmósfera al océano. La incertidumbre en la determinación de la TSM generará por tanto errores en la estimación del balance de calor, que pueden ser un orden de magnitud superior al de la fuerza impulsora necesaria para doblar la concentración de gases de efecto invernadero [IPCC, 1994]. La recomendación del World Climate Research Program [WRCP, 1985] para el funcionamiento riguroso de los modelos climáticos sitúa en 0.3°K el nivel de incertidumbre permisible para la TSM en áreas tropicales, referidos a una escala espacial de $2 \times 2^{\circ}$ de arco y una escala temporal de 15 días. Si el error ϵ en la determinación satelital de la TSM es aleatorio, el aumento en el muestreo y consiguiente promediado reduce el error en la estimación a razon de $\epsilon \cdot \sqrt{n}$, donde n es el número de muestras [Harris y Saunders, 1996]. De esta manera los niveles de incertidumbre requeridos para los estudios climáticos pueden alcanzarse con las determinaciones por satélite de la TSM. Obviamente cualquier disminución del valor de este ϵ , va a posibilitar el estudio de la dinámica del transporte de calor a escalas de tiempo inferiores. Un avance importante sería calcular el calor latente en cada pixel y promediarlos en el tiempo, mas que obtener el promedio temporal de los parámetros antes de aplicar la fórmula, dado que incluye términos no

lineales. Logicamente los problemas regionales específicos que se encuentran a la hora del cálculo de la temperatura superficial del mar deben tenerse en cuenta.

Mientras que a nivel global este programa de la NOAA para la calibración-validación de sus algoritmos cubre apropiadamente el océano mundial, a nivel regional, nuestra zona de estudio está caracterizada por una cobertura extremadamente baja (figura 3-5). Esto se debe al transporte de masa de agua superficial en dirección al océano inducido por el giro subtropical del Atlántico Norte. Lo que hace que la zona próxima a la costa de Africa, no esté representada en estas validaciones.

Para solucionar en parte esta falta de información en el área, se lanzaron algunos de estos dispositivos al sur de las Islas Canarias, el 16 de junio de 1990. Las características de estos dispositivos se han expuesto en la sección 3.2.2.

Se han señalado problemas en la precisión de los algoritmos en el área de estudio debidos a fenómenos atmosféricos, especialmente la presencia de aerosoles saharianos, de hecho los datos de estas boyas no figuran en la base de datos de validación del algoritmo MCSST a nivel global, denominada SBMDB (Satellite-Buoy Matchup Data Base) a partir de la cual se obtienen los coeficientes Split Window. Esto se debe a que presentan diferencias de temperatura atmósfera océano (a partir de ahora DTAO) superiores a 2°C en valor absoluto, hecho que no concuerda con lo esperado en los modelos de atmósfera tropical [Stowe,1992], [May, 1993]. Este rango de $\pm 2^\circ\text{C}$ engloba la mayoría de las posibles diferencias entre las temperaturas atmosférica y marina, sin embargo una variación de 2°K en el valor de esta DTAO, produciría un error en la estimación de la TSM del orden de 0.03 a 0.04°K, tanto para algoritmos split-window como para los que incluyen la doble visualización [Harris y Saunders, 1996].

Se han utilizado los datos de estas boyas [May, et al,1993] para establecer las mejores correlaciones entre las temperaturas in situ y de satélite, llegando a la conclusión de que la introducción, de términos atmosféricos como la tasa de reflectancias entre los canales 1 y 2, o el espesor óptico normal debido a los aerosoles, reducen el error típico de la estimación en la temperatura superficial del mar de los algoritmos split-window.

Haciendolo comparable al que se obtiene a nivel global, para este conjunto de boyas , al tiempo que se mantiene un alto nivel de significancia estadística. Los parámetros atmosféricos necesarios se calculan a partir de las medidas, en el visible, de los radiómetros AVHRR de acuerdo a lo expuesto en Griggs (1975) usando el modelo propuesto por Rao (1992)

Los registros de estas boyas se obtuvieron dentro de los proyectos cooperativos entre el ICCM y ORA-NESDIS de la NOAA, junto a éstos se procesó un conjunto de quince imágenes en formato LAC de temperatura superficial del mar correspondientes al NOAA-11. Se rectificaron geoméricamente proyectandose según un sistema cónico conforme de Lambert, dando lugar a mapas de temperatura superficial del mar con 2x2 km de resolución geométrica y una precisión radiométrica relativa de 0.125°K. El algoritmo MCSST empleado con estas escenas es el de Brown y Evans [1982].

El uso de éstos datos permite una aproximación detallada al proceso de validación en las condiciones particulares de la región bajo estudio. La selección de un algoritmo alternativo en condiciones de carga moderada de aerosoles saharianos ha sido realizada en el referido trabajo de May y colaboradores [1992].

El hecho de que estos dispositivos se muevan en el seno de las corrientes superficiales, midiendo en continuo las condiciones ambientales (temperatura del mar a 1 m aproximadamente, temperatura atmosférica a 1 m sobre la superficie y presión atmosférica), permite conocer éstas condiciones reales y su variabilidad durante su periodo de vida útil (2 meses aproximadamente). Además las trayectorias seguidas proporcionan una idea de la circulación superficial en la zona (sólo una idea, debido a que son pocos los dispositivos y por ello no se pueden extraer conclusiones determinantes). Veremos la relación entre las trayectorias y los patrones superficiales que se observan en las imágenes de temperatura superficial. Finalmente haremos comparaciones de las temperaturas MCSST del AVHRR con las obtenidas in situ coincidentes espacial y temporalmente y estudiaremos el papel que juegan el resto de parámetros medidos in situ en el grado de precisión del algoritmo.

4.2.1.- Relación entre la circulación superficial y los patrones térmicos observados en las imágenes:

En la figura 4-16 se representaron las trayectorias que siguieron las boyas, durante su vida útil, prácticamente todo este periodo se encuentran en el interior de la región de

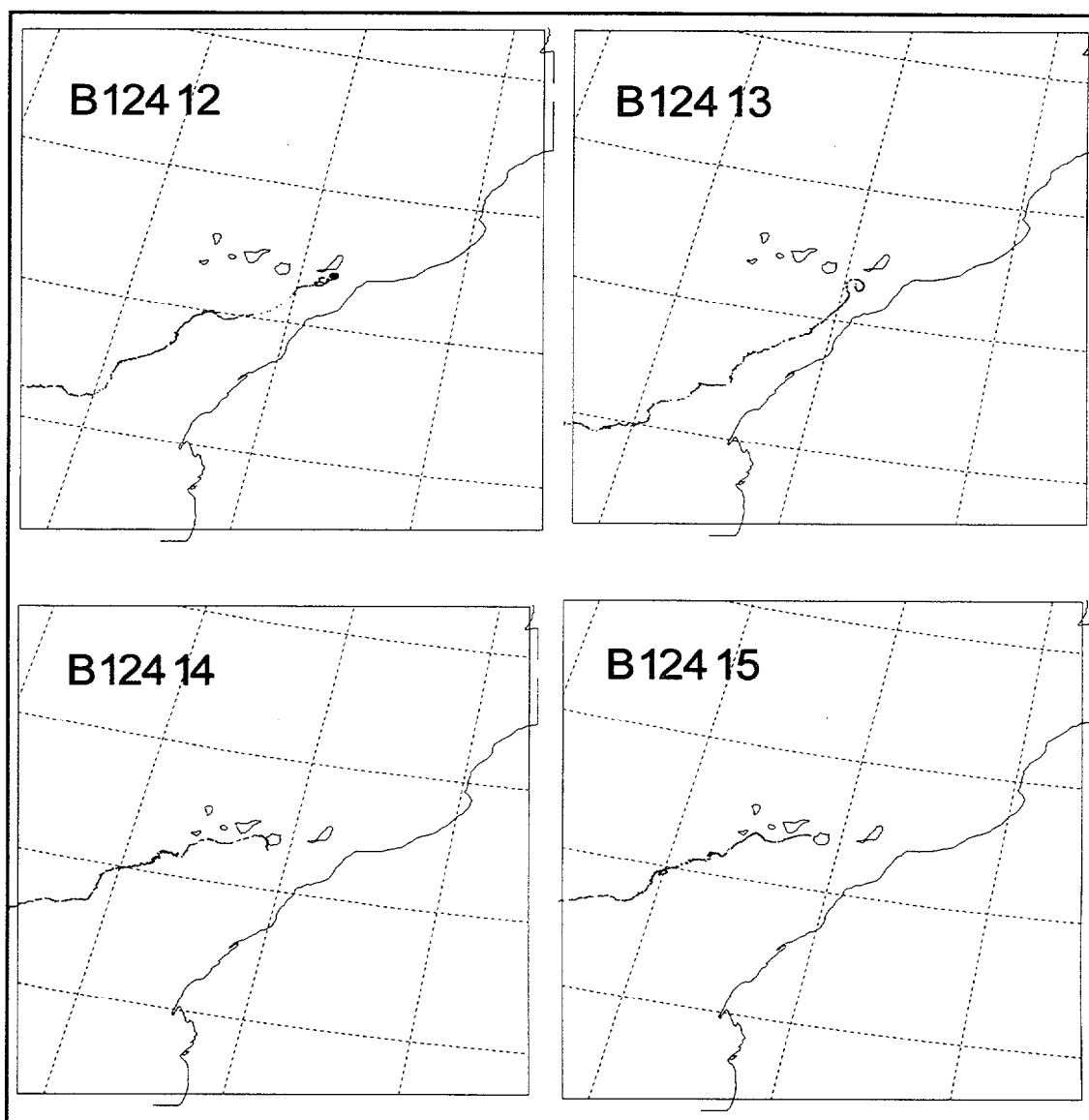


Figura 4-16: Trayectorias seguidas por los cuatro dispositivos derivantes, lanzados por NORDA, dentro del área de estudio, cada gráfico corresponde a una boya, cuyo denominador se señala.

estudio, lo que nos da una primera idea de la lenta circulación de la masa de agua

superficial en el área. Los fenómenos mas relevantes que se observan en dicha figura son: 1) Ondas de tipo inercial descritas por la boya B12412 al sur (sotavento) de la isla de Fuerteventura. 2) La trayectoria prácticamente circular descrita por la boya B12413 frente a Cabo Yubi. 3) La gran semejanza de las trayectorias descritas por el resto de los dispositivos en dirección W a sotavento de las Islas occidentales y 4) la zona de estancamiento que se observa al SW de la Isla del Hierro.

La ecuación de movimiento de estos dispositivos lagrangianos viene dada por la combinación de los efectos de la velocidad de la corriente superficial y del viento en la superficie del mar. Kirwan, [1975] estudió los efectos dinámicos sobre estas boyas, cilíndricas con 8m de longitud de draga, llegando a la siguiente ecuación para describir su movimiento:

$$v_b = a \cdot v_w + b \cdot v_s$$

siendo v_b la velocidad de la boya v_w la velocidad del viento (se considera medido a 10m de altura sobre la superficie del mar) y v_s la velocidad de la corriente superficial. Vemos que podemos estimar los valores de la corriente superficial si conocemos la velocidad del viento.

Volviendo a los patrones de circulación superficial que se infieren de los dispositivos derivantes, se puede apuntar la existencia de ondas de tipo inercial al sur de las islas (B12412), este tipo de movimiento se mantuvo por espacio de 12 días con un desplazamiento neto nulo, a partir de ese momento continúa el movimiento circular pero ya en el seno de la corriente en dirección suroeste. En la serie de imágenes que se presentan (figura 4-17) es fácil encontrar en esta zona estelas cálidas, situadas a sotavento de las islas [Llinás, 1988], aunque no tan intensas como las que se encuentran al SW de las islas mas occidentales; debido con toda probabilidad a la mezcla con aguas mas frías procedentes del afloramiento. Estas estelas descritas también en Hernández-Guerra [1990] parecen estar asociadas a la acción de escudo de las islas respecto de los vientos alisios del NE dominantes durante el verano.

Llinás [1988] ha estudiado desde el punto de vista oceanográfico estas estructuras,

encontrando en ellas movimientos rotatorios. Se comprueba que no se trata de fenómenos puramente inerciales ya que el periodo de rotación muy estable en torno a 3.7 días y su radio prácticamente constante alrededor de 11 km no coinciden con el periodo inercial que para esta latitud es de aproximadamente 1.2 días. Además el sentido de giro es opuesto al inercial, luego este movimiento casi circular y uniforme podría estar asociado a la circulación en superficie de las estelas de las Islas, mas que a la ausencia de fuerzas exteriores sobre las boyas.

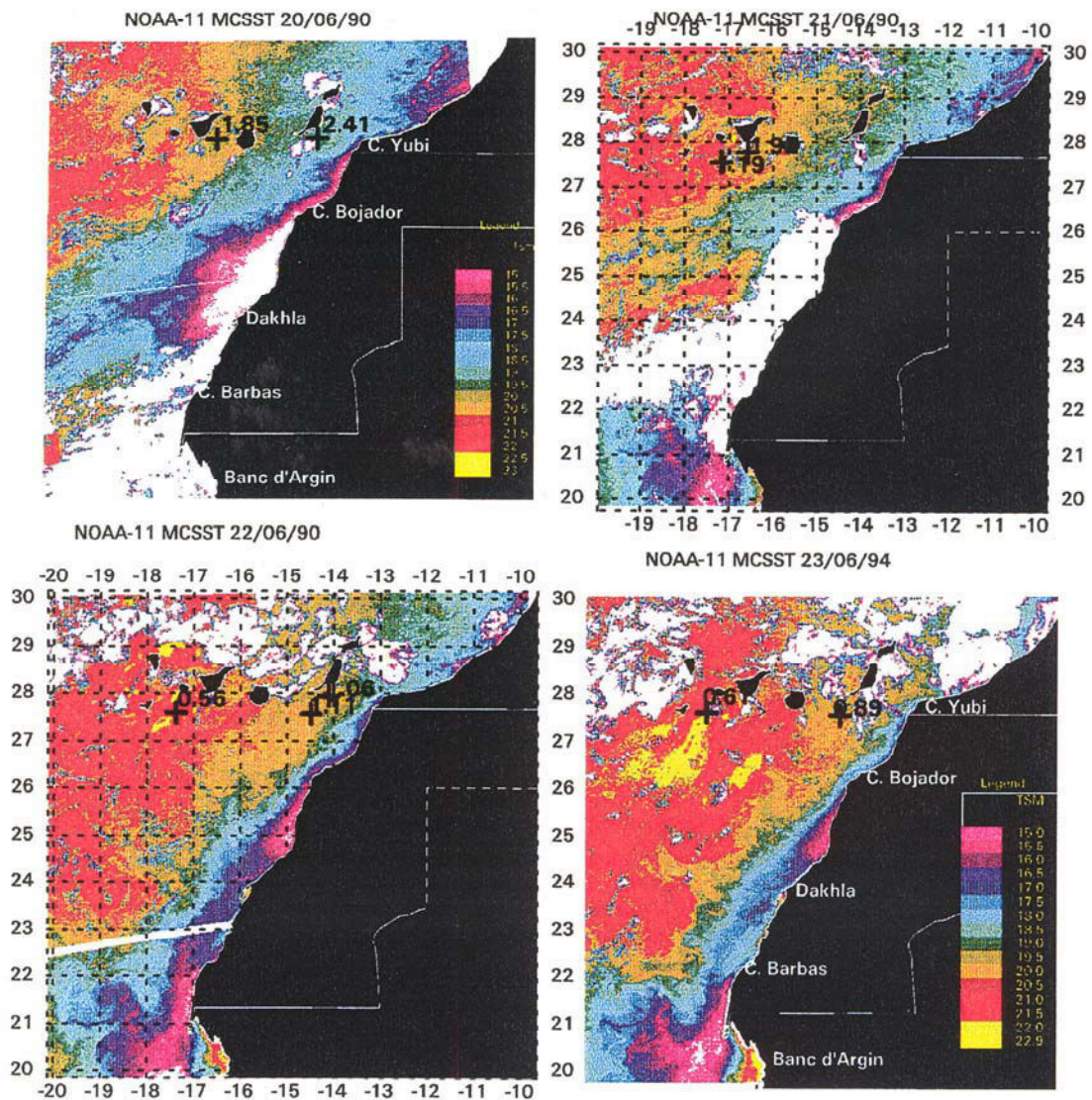


Figura 4-17: *Imágenes MCSST para el periodo de operación de las boyas derivantes. Se ha sobrepuesto en cada una de ellas la posición de cada una de las boyas en el momento de adquisición de la imagen y la diferencia entre las temperaturas entre el sensor de la boya y la imagen*

La boya B12413 lanzada ligeramente al sur de Cabo Yubi describe un movimiento circular, ciclónico, distorsionado en dirección W. El radio de giro es de 120 Km aproximadamente y tarda 4 días en describirlo completamente (3/4 de giro), a partir de ese momento es arrastrado por la corriente superficial en dirección S. En las imágenes para los días 20, 21 y en menor medida 22 y 23 de junio se observa al sur de Cabo Yubi un

filamento de aguas de afloramiento, que se va debilitando en la secuencia de imágenes. Esto apunta a un destino para los filamentos de esta región, que pasarían a formar parte de eddies ciclónicos superficiales una vez que abandonan la plataforma continental. Dado que la temperatura posee una gran difusividad turbulenta, estos eddies ya no son detectables a través de la TSM debido a que prácticamente se ha producido ya la mezcla completa. En estos casos la temperatura superficial funciona como trazador y puede emplearse para estudiar la cinética de estos fenómenos, aunque estos giros pasarán desapercibidos en las imágenes da satélite cuando no se produzcan tales filamentos.

En las imágenes correspondientes a los días 12 y especialmente 17 de julio se

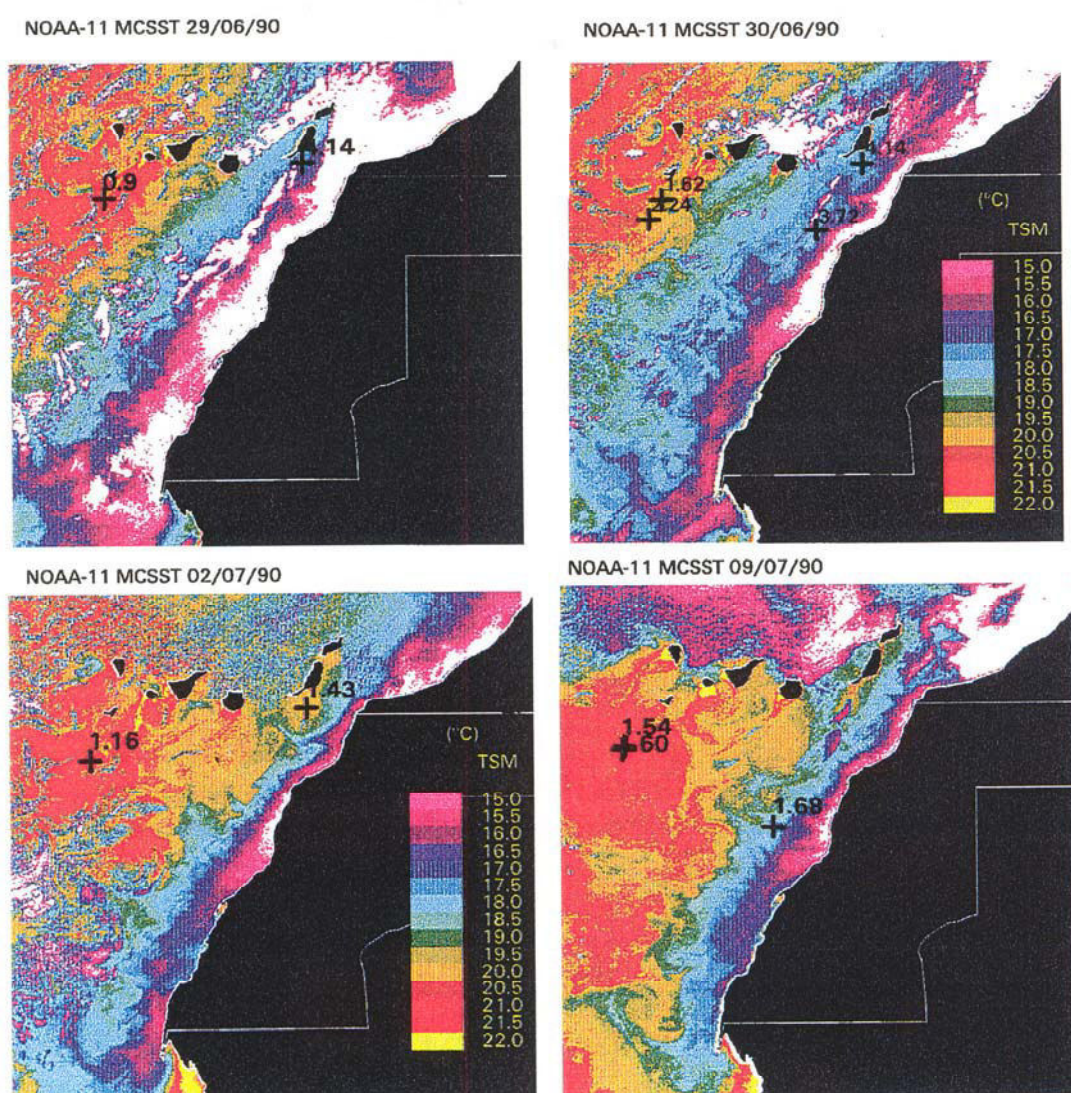


Figura 4-17: continuación

aprecia la aparición de un remolino de núcleo cálido (por tanto anticiclónico) Al Sur de las

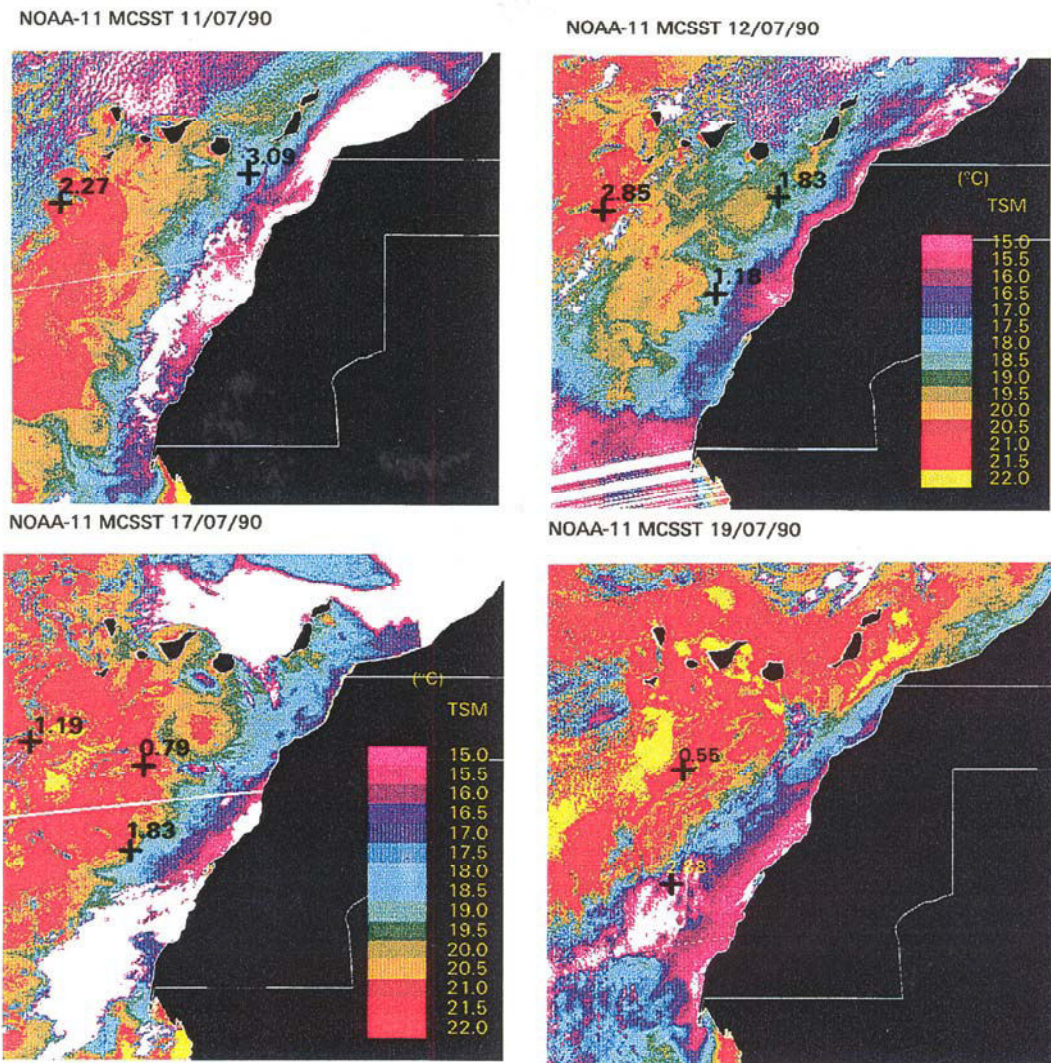


Figura 4-17: continuación

islas centrado aproximadamente en 26°N, 16°W, que puede ser trazado aunque mas difícilmente sobre la imagen correspondiente al 18 de julio, lo que sería el par conjugado del supuesto eddie ciclónico en el que el dispositivo derivante B12413 se vio atrapado.

Las boyas nombradas B12414 y B12415 están animadas con las mayores velocidades que se encuentran para todo el conjunto de boyas estudiado (velocidades de ~ 30 40 cm s^{-1}). La gran semejanza en las trayectorias descritas (por cuatro boyas) le confieren una gran significancia, son notorias las impulsiones que sufren hacia el interior de los canales Gran Canaria - Tenerife y Gomera - Hierro, en los que penetran por la parte

oriental para ser expelidos en la parte occidental de los mismos, esto está en concordancia parcial con el sistema de giros inducido por la presencia de islas en el seno de corrientes . [Aristegui, et al, 1994, Hernández-Guerra, 1993], parcial porque en principio cada isla genera un par de vortices y eso no se corresponde con el movimiento observado. Finalmente es notable la convergencia de las trayectorias al SW de la Isla del Hierro, en un área caracterizada permanentemente por las zonas de aguas mas cálidas en casi todas las imágenes de que se dispone, en esta zona es frecuente la distinción meandros y remolinos en las imágenes térmicas, el movimiento detectado para las boyas en esta zona es de tipo inercial.

4.2.2.-Condiciones físicas en la interfase atmósfera-océano durante el periodo de operación de las boyas:

Los registros de los sensores portados en las boyas nos permiten una imagen clara de las condiciones ambientales y su variabilidad, a escala corta, que se dieron durante el presente caso de estudio. También nos permiten estimar cuales fueron las condiciones de la interfase atmósfera océano en ese periodo, y en especial en el momento de adquisición de las escenas.

En la figura 4-18 hemos representado las temperaturas registradas por cada una de las cuatro boyas tanto para la superficie del mar como la temperatura atmosférica para todo el periodo de operación de cada una de las boyas. Es notable la naturaleza periódica de la variación día noche en ambas temperaturas. Se observa un calentamiento generalizado en ambas temperaturas (atmósfera y océano) a medida que transcurre el tiempo, consistente con el avance del verano. El valor de dT/dt difiere de unas boyas a otras siendo mas acusado cuanto mas próxima a la costa es la trayectoria. La boya B12412 está en un ambiente muy estable, sin variación neta de la temperatura, mientras se encuentra al abrigo de la isla de Fuerteventura , desde el inicio hasta el día juliano 190 (9 de julio). También presenta una variación nula la temperatura medida por la B12413, hasta el mismo momento. Entre el 9 y el 19 de julio (julianos 190 a 200) la B12413 atraviesa una pluma de afloramiento, como lo muestra su gráfico de temperaturas y que puede observarse también sobre las imágenes correspondientes.

Estadísticamente la temperatura mínima diaria a 1m de profundidad se produce alrededor de las 7.45 horas GMT, con una oscilación máxima de ± 2.8 horas. La máxima diaria se centra sobre las 16.40 GMT con muy escasa variación ± 1.03 horas. Para la temperatura atmosférica los mínimos se encuentran a las 10.50 GMT, con los máximos aproximadamente a las 14 horas, en ambos casos la oscilación en la hora está en torno a ± 3 horas. La oscilación diaria de la temperatura atmosférica se sitúa en torno a 3°C en las boyas orientales, siendo algo superior para las boyas occidentales, esto es en parte debido a la mezcla de aguas de afloramiento que suaviza el efecto del calentamiento solar. La oscilación diaria que se produce en la temperatura del agua a 1 m de profundidad es inferior en general a 0.5°C en un día. Es también interesante hacer notar que, en este periodo al menos, el desfase entre los máximos atmosférico y marino es muy pequeño (< 2 hr), mientras que el mínimo atmosférico aparece retrasado respecto al marino.

Lo anterior implica una diferencia notable en las condiciones ambientales que se dan a diario, a las horas de pase de los satélites. Así por ejemplo, el pase de mediodía del satélite NOAA-11 coincide, en verano, con la temperatura máxima diaria, tanto de la superficie del mar como de la atmósfera. A la hora del pase matinal del ERS-1 se da, en esta época, el mínimo diario de temperatura atmosférica, lo que implica una DTAO negativa. Es de esperar que estas diferencias en las condiciones ambientales en el momento de la adquisición contribuyan al error en la determinación radiométrica de la TSM .[Minnet, 1990, May y Holyer, 1993]

Los valores encontrados para diferencia media de temperaturas día noche, son mínimos y están en muy buena concordancia con los encontrados como promedio para ésta época y zona cuando se calcularon los años típicos. En esta época la diferencia de temperaturas entre la atmósfera y el océano (en adelante DTAO) media fue de 0.12°C es decir muy semejante a la diferencia media de temperaturas día noche para el año típico. (Sección 4.1.3).

En el periodo inicial de la boya B12412 podemos ver las características de la estela de la Isla de Fuerteventura, por ejemplo, presenta una temperatura a 1 m de profundidad

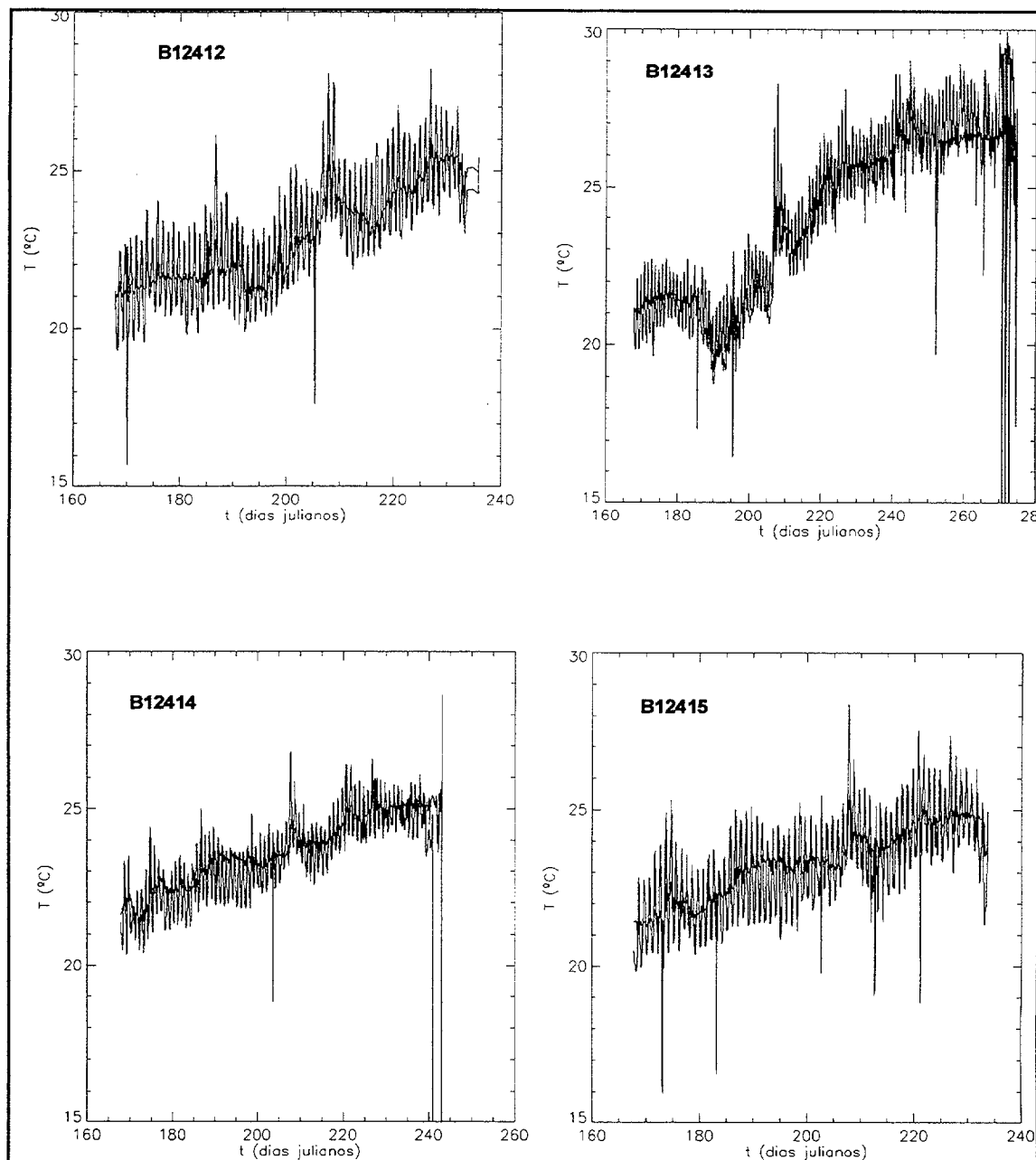


Figura 4-18: *Temperatura atmosférica y de la superficie del mar, a una profundidad de 1m, registrada en continuo por las boyas derivantes*

entre 21 y 21.5°C, aumentando ligeramente a medida que transcurre el tiempo, las condiciones de temperatura atmosférica son también muy estables, con una oscilación día-noche en torno a 3°C.

4.2.3.-Temperaturas MCSST frente a temperaturas in situ: predicción del error de la estimación satelital en función de la diferencia de temperaturas en la interfase atmósfera- océano:

Las doce imágenes que se presentan para este periodo (figura 4-17) fueron procesadas en la ORA (Office of Research Applications) de NOAA-NESDIS en Washington por P. Clemente-Colón. En la eliminación de nubes se siguió el esquema propuesto en McClain, et al. (1985). Se utilizó para el cálculo de la temperatura el algoritmo split window diurno de Brown y Evans (1982) que implica los canales 4 y 5 del AVHRR. Presentadas en una proyección cónica conforme de Lambert, con una resolución geométrica de 2x2 Km pixel-1, y una precisión relativa en la temperatura de 0.125°K.

Los registros de las boyas de deriva y su posición, obtenidos via ARGOS, conforman una serie irregular en el tiempo, los intervalos a los que se producen dependen de la efemerisis de los satélites. Los registros de los parámetros se han promediado cada hora a partir del registro de tiempo de la propia boya. La hora central de adquisición de la escena define el instante a determinar en el registro de la boya, el registro de tiempo mas próximo de ésta; dentro de un intervalo de $\pm 1/2$ hora respecto del tiempo de pase, promediado para la hora anterior se toma como valor de la verdad terrena. La posición sobre el globo terrestre, obtenida por el sistema ARGOS, para ese instante define el punto de la imagen a considerar en el par boya satélite.

Existen indeterminaciones en el posicionamiento del par boya-satélite: en primer lugar existe una imprecisión de alrededor de 300m en el posicionamiento de los dispositivos a la deriva intrínseco al propio sistema Argos. Por otra parte el tamaño de los pixels 4 km² limita la precisión de la geolocalización de los puntos (~0.8 pixels tomando la posición con una precisión de tres decimales). Finalmente la medida del satélite corresponde a un instante sobre un pixel, mientras que el valor in situ corresponde a 1 hora en la que la boya ha estado cambiando su posición.

Este ultimo condicionante es irrelevante a efectos prácticos dada la escasa

variación de la temperatura a 1 m a escala de horas, tal y como se ha visto anteriormente. La variación térmica diaria a 1 m de profundidad es del orden de la precisión relativa del radiómetro del satélite. La imprecisión debida al posicionamiento se ha solventado extrayendo de la imagen ventanas de 3x3 pixels y usando su temperatura media en el par boya-satélite. Estas ventanas se admiten para la comparación siempre que: 1) su temperatura media sea superior a 15°C, en caso contrario se considera que la ventana corresponde a nubes. 2) su variabilidad interna (desviación estándar) sea igual o inferior a 0.5°K, equivalente a 4 veces la precisión del instrumento, esto elimina en la mayoría de los casos ventanas situadas en bordes de nubes, que se caracterizan por una gran variabilidad. Los pares boya-satélite que son clasificados como marinos se someten a comparación.

Los pares de comparación que se han empleado por tanto presentan una coincidencia espacial de 6 km y temporal inferior a 2 horas, podemos mencionar que los pares que se consideran a nivel global para el establecimiento de los algoritmos operativos MCSST se consideran válidos con una coincidencia de 4 horas y 25 Km [McClain, et al, 1985] o hasta 6 horas en el caso del ATSR [Harris y Saunders, 1996]. Dada la gran variabilidad espacio temporal que se ha observado en el área de estudio consideramos interesante reducir este rango de compatibilidad. De hecho se ha ensayado el uso de ventanas de 5x5 y de 7x7 pixels, pero el grado de acuerdo entre las temperaturas encontrado es inferior al que se obtiene en las de 3x3 pixels. Esto se debe a que en tales ventanas, en zonas de frontera oeste afectadas de disturbios atmosféricos, el grado de variabilidad interna de las mismas puede ser similar al que se observaría para ventanas con contaminación nubosa.

De los posibles 60 pares de comparación boya-satélite, se ha encontrado un total de 34 válidos según los criterios anteriores. En la figura 4-20 se representa la temperatura atmosférica, la temperatura a 1 m de profundidad y la temperatura MCSST para cada una de las posiciones en que se encontraban las boyas en el momento de adquisición de las imágenes. La diferencia media entre las temperaturas encontrada es de 1.8°C.

El ajuste a una recta por mínimos cuadrados de los 34 pares válidos para las quince imágenes arroja los siguientes resultados: coeficiente de correlación $r=0.70$, que da un

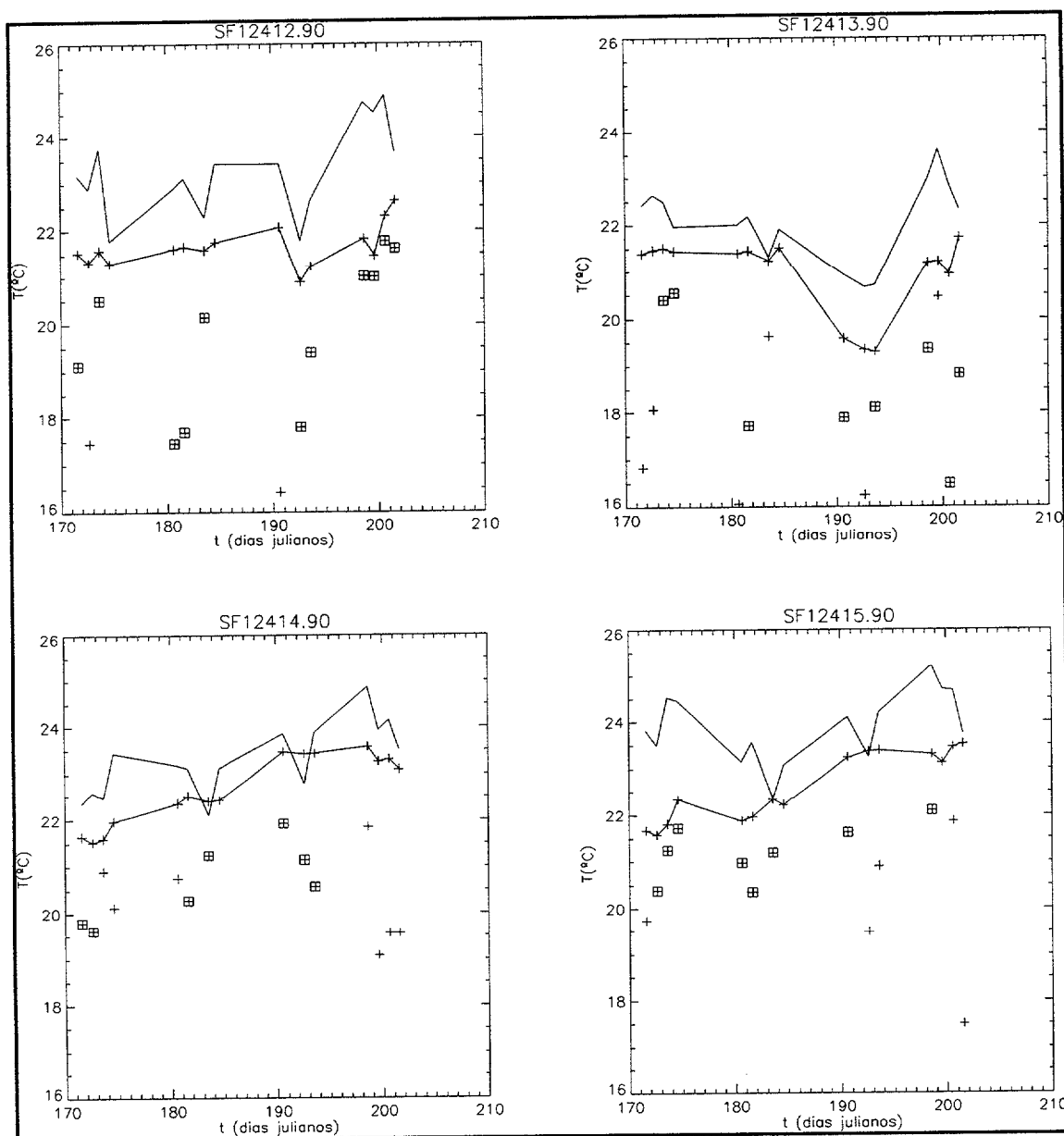


Figura 4-19: Resultados de la extracción de temperaturas: las líneas representan la temperatura media atmosférica y del agua del mar a la hora previa al pase de satélite, las cruces representan la temperatura MCSST para las ventanas de 9 pixels, los cuadros marcan aquellas ventanas que pasan los test de rechazo de nubes

grado de significancia del 99% para 32 grados de libertad [Downie y Heath, 1983], con un error típico de la estimación de 0.5°C . La recta de regresión para todos los pares encontrados tiene entonces un grado de predictabilidad relativamente bajo $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ para un 68% de probabilidad ($\pm 1^{\circ}\text{C}$ para un 95 %). Las diferencias significativas observadas

en el comportamiento de cada una de las boyas, induce a desagregar el conjunto por dispositivos y estudiar la contribución al error global de la estimación por cada uno de los puntos individualmente.

La primera observación que puede hacerse es que la temperatura derivada del algoritmo empleado es siempre inferior a la que se mide mediante los sensores de las boyas. Además es evidente la estabilidad en la DTAO a la hora de pase del satélite, así como los casos de disminución drástica de la temperatura atmosférica a la hora del pase detectado por todos los dispositivos los días 184 (3 de julio), 192 (12 de julio) y 202 (21 de julio). El análisis de correlación para cada una de las boyas se resume en la tabla IV-11

Tabla IV-11: Correlación T_{boya} frente a $T_{\text{satélite}}$ para cada boya (rms=error típico de la estimación, t=intervalo de confianza.

boya	N	r	rms	t
b12412	11	0.65	1.88	95%
b12413	8	0.41	2.22	<90%
b12414	7	0.78	1.98	95%
b12415	8	0.80	1.11	98%

Puede verse que el grado de correlación es muy dependiente de la boya, se puede apreciar que está asociado a las condiciones oceanográficas, las boyas que discurren en la parte mas occidental del área de estudio presentan un mejor ajuste con lo medido por el satélite. La boya B12413 discurre en una zona de transición entre el sistema de afloramiento y la corriente oceánica.

Se ha estudiado la aportación de cada par boya-satélite al error típico de la estimación, en relación a las características de las imágenes. En la tabla IV-12 se recogen las posiciones de los pares válidos (error típico en el posicionamiento de los puntos sobre

la imagen < 1 pixel), las posiciones sobre la imagen se han representado en la figura 4-17.

Tabla IV-12: Pares válidos boya-satélite encontrados para el periodo 20/06 a 20/07 de 1990, y diferencias de temperatura boya-satélite observadas

t	B12412			B12413			B12414			B12415		
	dT	(°N)	(°W)	dT	(°N)	(°W)	dT	(°N)	(°W)	dT	(°N)	(°W)
171	2.41	27.99	-13.95				1.85	27.97	-16.26			
172							1.92	27.78	-16.57	1.19	27.56	-17.16
173	1.06	27.94	-14.11	1.11	27.57	-14.49				0.56	27.60	-17.38
174				0.89	27.65	-14.63				0.61	27.68	-17.49
180	4.14	27.96	-14.11							0.9	27.25	-18.17
181	3.95	27.93	-14.03	3.72	26.54	-14.99	2.24	26.77	-18.49	1.62	27.20	-18.23
183	1.43	27.80	-14.16				1.16	26.79	-18.44	1.14	27.86	-18.39
190				1.68	25.23	-15.95	1.54	26.85	-18.85	1.60	26.79	-18.89
192	3.09	27.36	-14.97				2.27	26.71	-19.06			
193	1.83	26.95	-15.18	1.18	24.80	-16.54	2.85	26.62	-19.00			
198	0.79	25.86	-17.18	1.83	24.14	-17.43				1.19	26.35	-19.44
199	0.468	25.96	-17.31									
200	0.55	25.97	-17.38	4.45	23.64	-17.61						
201	1.02	25.95	-17.51	2.88	23.45	-17.63						

La observación de las imágenes de TSM permite establecer algunas consecuencias. En primer lugar el algoritmo de Brown y Evans empleado tiende a subestimar la Temperatura superficial del mar no sólo con respecto a la medida de las boyas a 1 m de profundidad, sino también por el hecho de señalar temperatura del agua del mar del orden de a 15°C, lo cual es realmente improbable, dado que esa isoterma se encuentra en la masa central de agua a profundidades superiores a los 250 m. En la bibliografía sobre las condiciones oceanográficas de la zona no se citan valores inferiores a 16°C para el agua aflorada, en esta época del año.

También puede observarse que la diferencia de temperaturas boyas satélite sigue un patrón temporal, por ejemplo un aumento generalizado de las diferencias el 30 de junio, o las homogeneidades del valor de los días 2 y 9 de julio. También se aprecia una tendencia general a una mayor diferencia en las proximidades de la costa de Africa. Se comprueba también que el método de selección de pares permite eliminar la mayoría de los que están afectados por contaminación nubosa, no obstante se encuentran algunos valores asociados a bordes de nubes muy homogéneos que no son rechazados por los criterios implementados, como el caso inmediatamente al sur de Tenerife el 21 de junio.

El patrón zonal apunta claramente a disturbios atmosféricos en la temperatura determinada por el satélite, así por ejemplo los dos puntos de validación de la imagen del 20 de junio definen una perpendicular a un gradiente que térmico de la imagen, en la imagen del día siguiente se sigue observando, aunque más débilmente, este mismo patrón sobre la imagen, la forma de esta estructura parece responder más a un frente atmosférico que a un fenómeno de la superficie del océano, o bien a una combinación de ambos.

La secuencia 20-23 de junio muestra una disminución paulatina en el grado de desacuerdo entre las temperaturas, manteniendo siempre un aumento en dirección a la costa. Esto puede explicarse en términos de la progresiva desaparición del disturbio atmosférico señalado en las imágenes del 20 y 21 de junio. El aumento de la discrepancia al acercarnos al continente está de acuerdo con la existencia de mayor concentración de aerosoles sobre los continentes, y su progresiva disminución sobre los océanos. Este es un hecho comprobado y medido [Junge, 1972], que introduce una limitación al uso cuantitativo de imágenes ópticas en la región. Se observa también que los días de Alisio estable que se identifica en las imágenes por un estancamiento del mar de nubes al norte de las islas, producen una homogeneización zonal de la diferencia satélite-boya (2 de julio y 9 de julio).

Lo encontrado en las comparaciones sugiere la necesidad de un tratamiento específico del problema atmosférico para el uso cuantitativo de la temperatura superficial del mar obtenida por satélite, dado que como se ha comprobado concurren en la zona una serie de factores tanto oceánicos como atmosféricos que dan lugar a patrones muy

semejantes sobre las imágenes.

Otro factor que apunta a los disturbios atmosféricos como causa de los desacuerdos entre las temperaturas está en que la magnitud del desacuerdo está correlacionada con la diferencia de temperaturas atmósfera océano [Pérez Marrero, et al, 1997][May, 1992]. La DTAO a la hora del pase oscila entre 0.2 y 2.5°C, con un valor medio de 1.25°C y una desviación estándar de 0.54°C (para las 60 observaciones disponibles). De los 34 pares satélite-boya válidos para la comparación 23 de ellos presentan una DTAO inferior a 2.2°C, para ellos se ha encontrado una buena correlación ($r=0.92$) entre la diferencia de temperaturas marinas (ΔT_m) y la DTAO ($T_a - T_m$). Para el resto de los pares se encontró también una buena correlación entre estos parámetros ($r=0.89$). Las ecuaciones encontradas para tales correlaciones fueron:

$$\begin{aligned}\Delta T_m &= -0.75 \cdot (T_a - T_m); \text{ para } T_a - T_m \leq 2.2^\circ\text{C} \\ \Delta T_m &= -3.12(T_a - T_m); \text{ para } T_a - T_m > 2.2^\circ\text{C}\end{aligned}$$

4.3.-CAMPO DE TEMPERATURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR POR SATÉLITE FRENTE AL QUE SE DERIVA DE CAMPAÑAS OCEANOGRÁFICAS.

Estudiamos en este epígrafe, los resultados obtenidos a partir de los radiómetros ATSR y AVHRR durante dos campañas oceanográficas: la primera de ellas se llevó a cabo desde el buque Hospital Esperanza del Mar, en mayo de 1994, denominada COMPLEX-94. La segunda, denominada POSEIDON-212, fue realizada durante los meses de septiembre y octubre de 1995, en el buque oceanográfico alemán del mismo nombre. Estas campañas tuvieron una duración aproximada de 3 semanas en ambos casos y se sitúan en las épocas del año de mayor variabilidad (primavera y final de verano). Como se ha detallado en la sección 3.2.3, la verdad del terreno de la primera de las campañas corresponde a 21 estaciones XBT realizadas desde el buque hospital, el área muestreada comprende desde Gran Canaria a Cabo Barbas coincidiendo por tanto con la región a la que se refieren los resultados de la sección 4.1. El área cubierta por la segunda de las campañas comprende los alrededores del archipiélago entre los paralelos 28°N y 30°N, con un total de 86 estaciones CTD. (Ver sección 3.2.3)

4.3.1.-Campaña Complex-94.

La campaña se diseñó teniendo en cuenta el área de operaciones del Buque Hospital Esperanza del Mar. La verdad terrena corresponde a 21 estaciones XBT, ver sección 3.1.2.. En diversas posiciones en aguas oceánicas (10 estaciones) y sobre la plataforma continental (11 estaciones).

Las imágenes AVHRR utilizadas corresponden a un nivel de proceso 2B, es decir se usan los valores de reflectancia de los canales 1 y 2 , temperaturas de brillo para los canales 3 y 4 y temperatura superficial del mar, algoritmo de ESA [Arino, et al,1994]. Sólo se seleccionaron los pases de mediodía, correspondientes al satélite NOAA-11, en los que la cobertura nubosa fuese inferior al 50%. En cuanto a las escenas del sensor ATSR corresponden a escenas de temperatura superficial del mar ,operacional, calculada mediante el algoritmo de Zádovy, et al, (1995). La hora solar de pase fue en torno a las 11 am y pm.

La primera consecuencia del uso combinado de ambos sensores es una gran mejora en la cobertura del área, el número total de escenas seleccionadas es de 20, 13 de ellas corresponden al ATSR de las cuales 7 corresponden a pases diurnos y 6 a pases nocturnos, (figura 4-20). Se consiguen durante esta campaña tres coincidencias totales de imágenes (distanciadas en el tiempo alrededor de 6 horas) los días 5, 14 y 22 del mes. Un total de 15 estaciones XBT se llevaron a cabo durante el día 3 de mayo de 1994, para el cual ninguno de los sensores ofrece cobertura. Las imágenes mas próximas en el tiempo, a la realización de los muestreos, corresponden al 2 de mayo para el ATSR (pase nocturno), y para el 4 de mayo en el caso del AVHRR. Las coincidencias sensor-sensor que se obtuvieron en este mes fueron dos, los días 5 y 14 de mayo, en el primer caso se tiene un pase nocturno de ATSR frente a uno diurno del AVHRR (diferencia de 15 o 16 horas). Para el 14 de mayo conseguimos la mayor de las coberturas con un total de 3 imágenes (2 ATSR + 1 AVHRR) del área bajo estudio.

Descripción de la serie temporal combinada de TSM

En la figura 4-21 podemos ver la imagen de TSM correspondiente al sensor ATSR

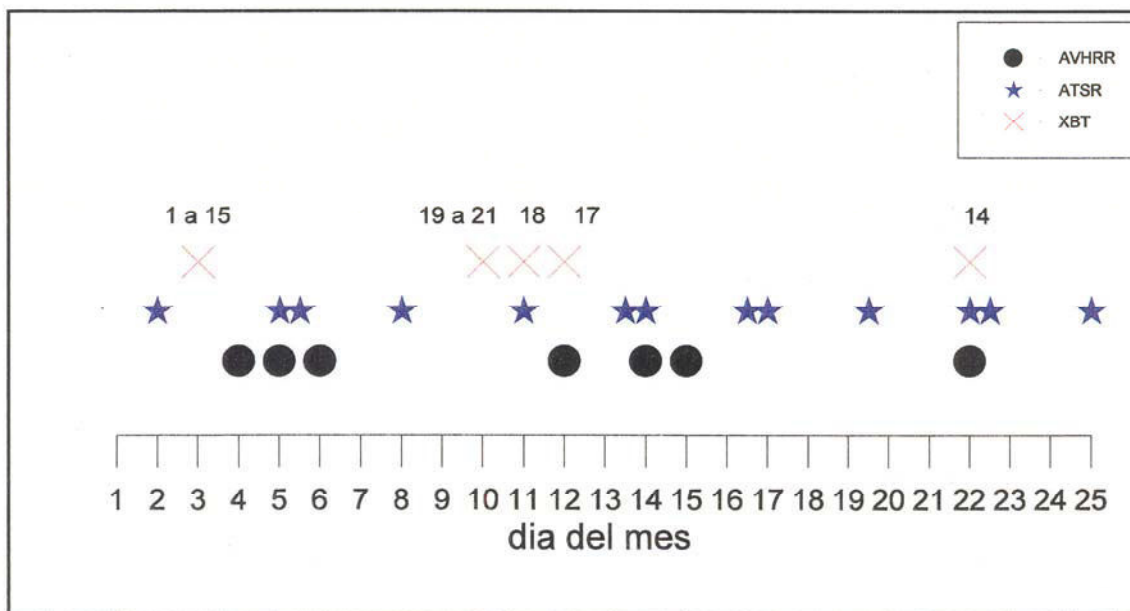


Figura 4-20: Cobertura de Imágenes y XBT durante la campaña COMPLEX-94, los números indican los lanzamientos de las sondas, de acuerdo a la tabla III-4.

para el día 2 de mayo de 1994 (~23 horas), es un ejemplo de TSM operacional en el

sentido de que el algoritmo empleado en su obtención, representa el estado del arte para

ERS-1 ATSR SST 02/05/94 23

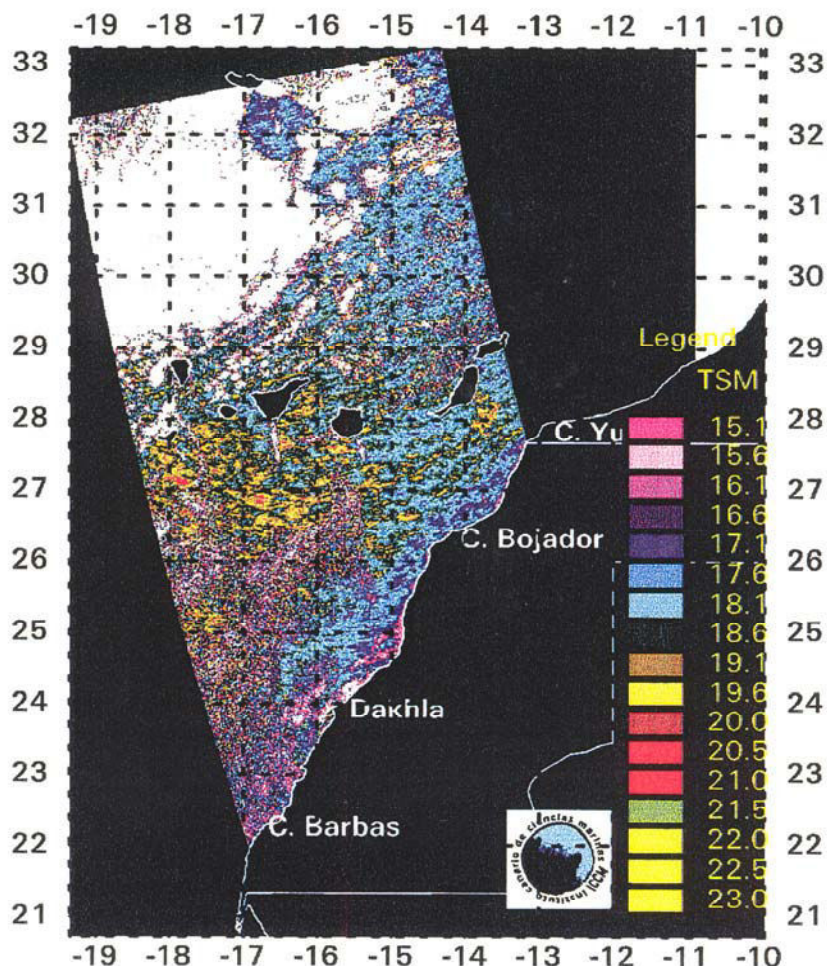
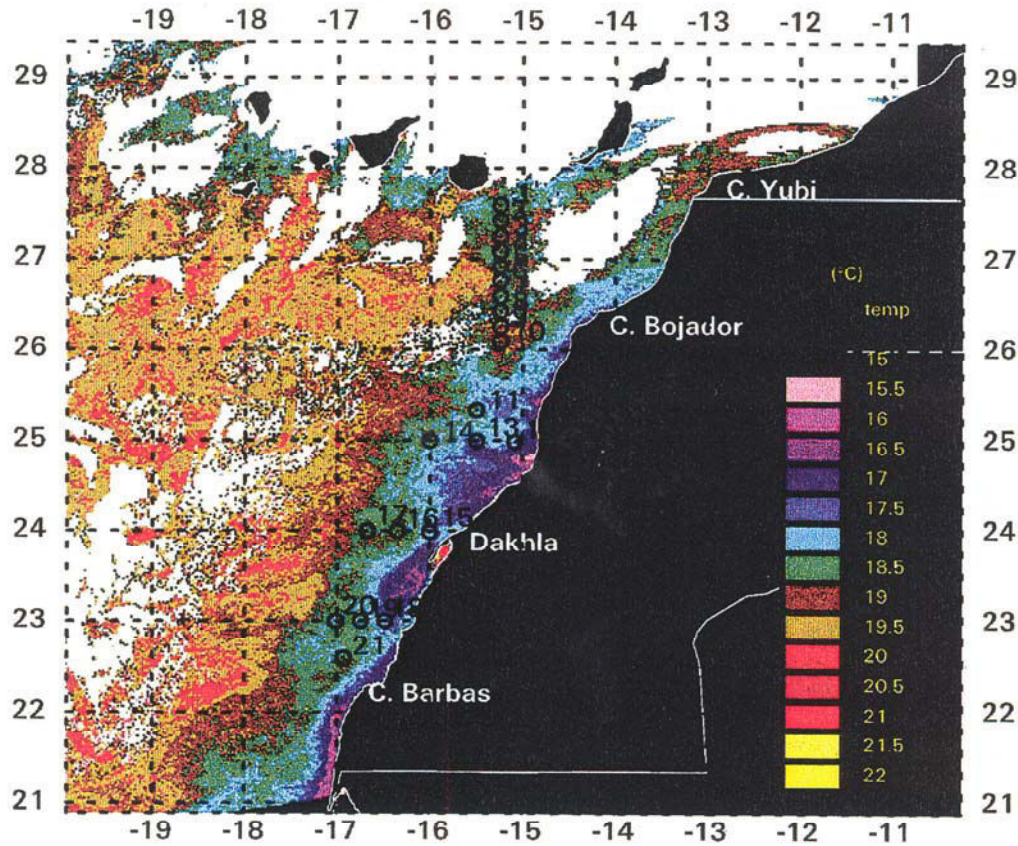


Figura 4-21: Serie de imágenes de temperatura superficial del mar para la campaña COMPLEX-94. Algoritmos: Standard SST para ATSR y MCSST para AVHRR.

este sensor. Puede observarse que el sistema de captación empleado introduce en las imágenes diferencias de aspecto notables, con respecto a las imágenes usuales AVHRR. Existe además una contribución a este ruido producida por el sistema de refrigeración de los detectores, del orden de 0.1°K [Harris y Saunders, 1996].

Las imágenes de TSM del ATSR muestran una especie de moteado, a consecuencia

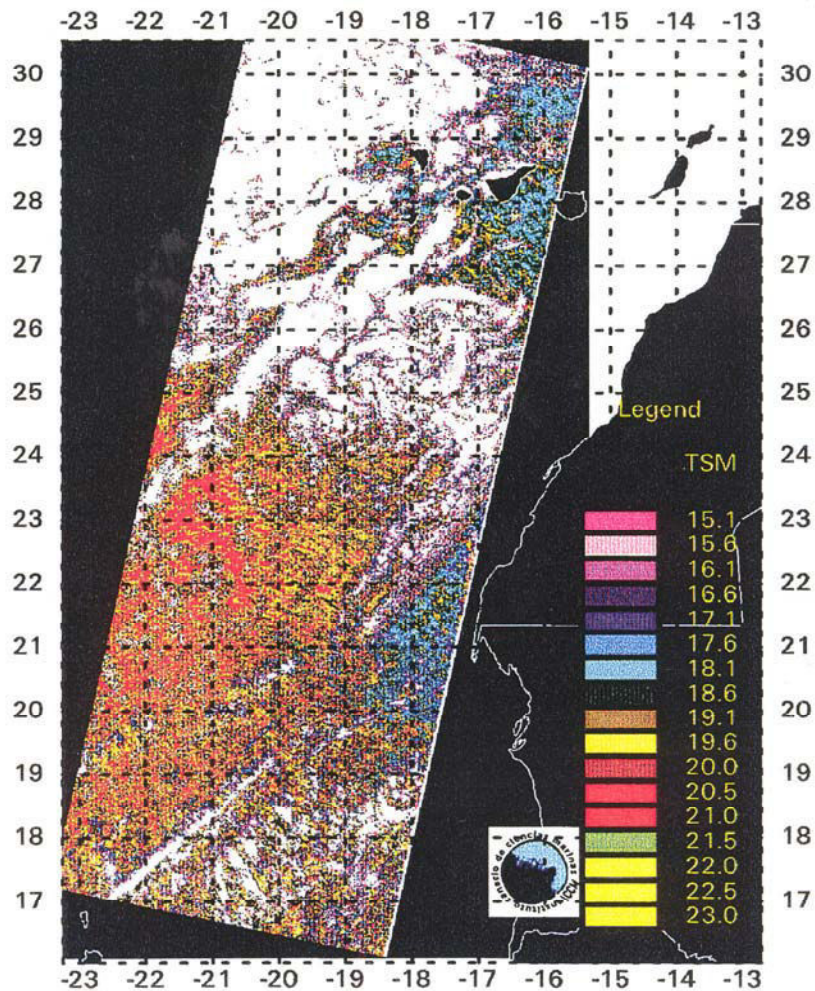


del sistema utilizado para escanear, y al relleno “cosmético” de muchos de los pixels de la visión adelantada. Como se determinó en la sección 3.2 la escala espacial típica de este ruido, similar al *speckle* de las imágenes de radar, es de $1.7 \cdot 10^{-4}$ m y puede eliminarse sin dificultad empleando técnicas de filtrado en el dominio de las frecuencias. En esta imagen las estructuras filamentosas que asociadas al afloramiento se desplazan hacia el oeste, tienen una apariencia mas difusa, sin embargo, el patrón general de temperaturas se mantiene.

Al norte del archipiélago dominan aguas homogéneas de unos 18°C que se extienden difusas hasta el sur de las Islas, en estas latitudes, se observan grupos homogéneos o “clusters” de estas aguas de 18.5°C insertas en una masa de aguas oceánicas de $19-19.5^{\circ}\text{C}$. En las áreas de costa se observa señal de afloramiento con aguas en torno

a los 18°C extendidas sobre la plataforma, en la que aparecen insertas áreas de 17°C al Norte de C. Bojador, mientras que al Sur de este punto las temperaturas de los núcleos de

ERS-1 ATSR SST 05/05/94 11

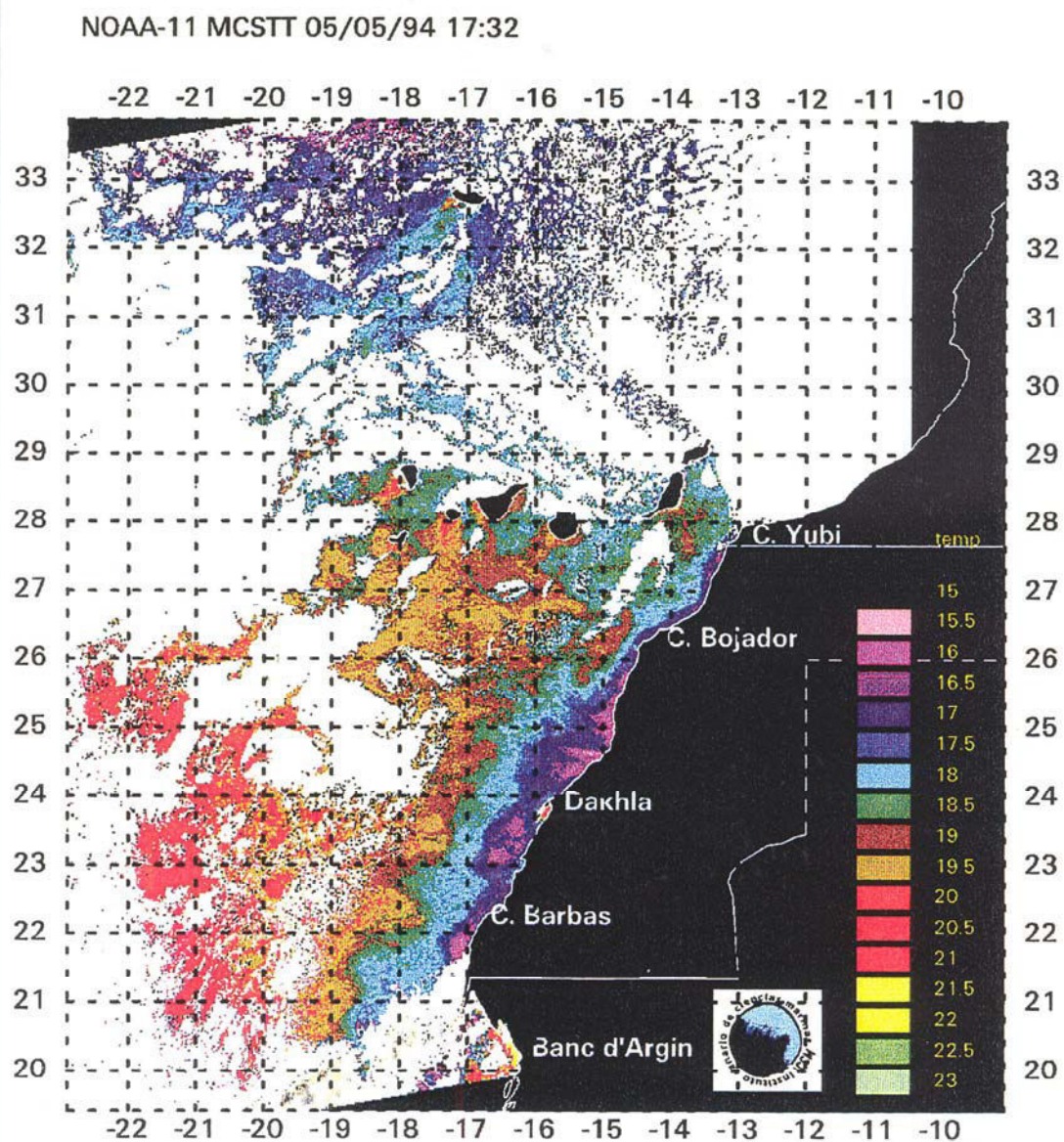


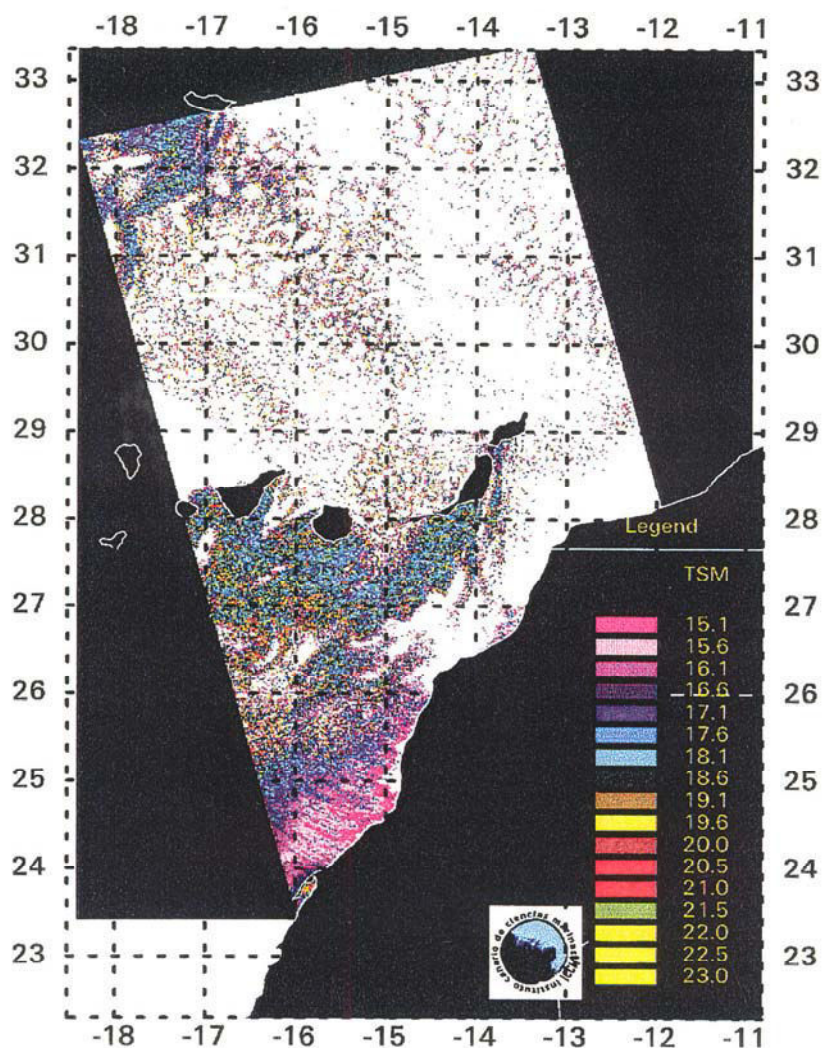
afloramiento son verdaderamente inferiores alrededor de 16.5°C.

La primera de las imágenes de AVHRR para la campaña se obtiene el 4 de mayo, las cruces sobrepuestas corresponden a los puntos de lanzamiento de las sondas XBT. Aparte de la diferencia en apariencia entre ambas imágenes, los patrones de temperatura son bastante similares, así se observan las aguas de 18 a 18.5°C hasta los canales entre las islas. Al sur de las mismas se extienden las aguas oceánicas entre 19 y 20°C. El

afloramiento costero en esta imagen se caracteriza por la extensión sobre la plataforma de aguas de 18 a 18.5°C, dentro de las cuales se observan, junto a la costa, los núcleos de afloramiento, especialmente importantes son los núcleos que se sitúan en: la cuadrícula 24-25°N, al sur de la ría de Dakhla (22-23°N) y al sur de C. Barbas, con temperaturas mínimas de 15.5 a 16°C.

El área cubierta por la imagen ATSR para el 5 de mayo no cubre la zona de afloramiento, las aguas de 18°C se observan mas extensas circundando las islas. Con una diferencia de 6 horas tenemos la imagen AVHRR correspondiente al mismo día, en ella,

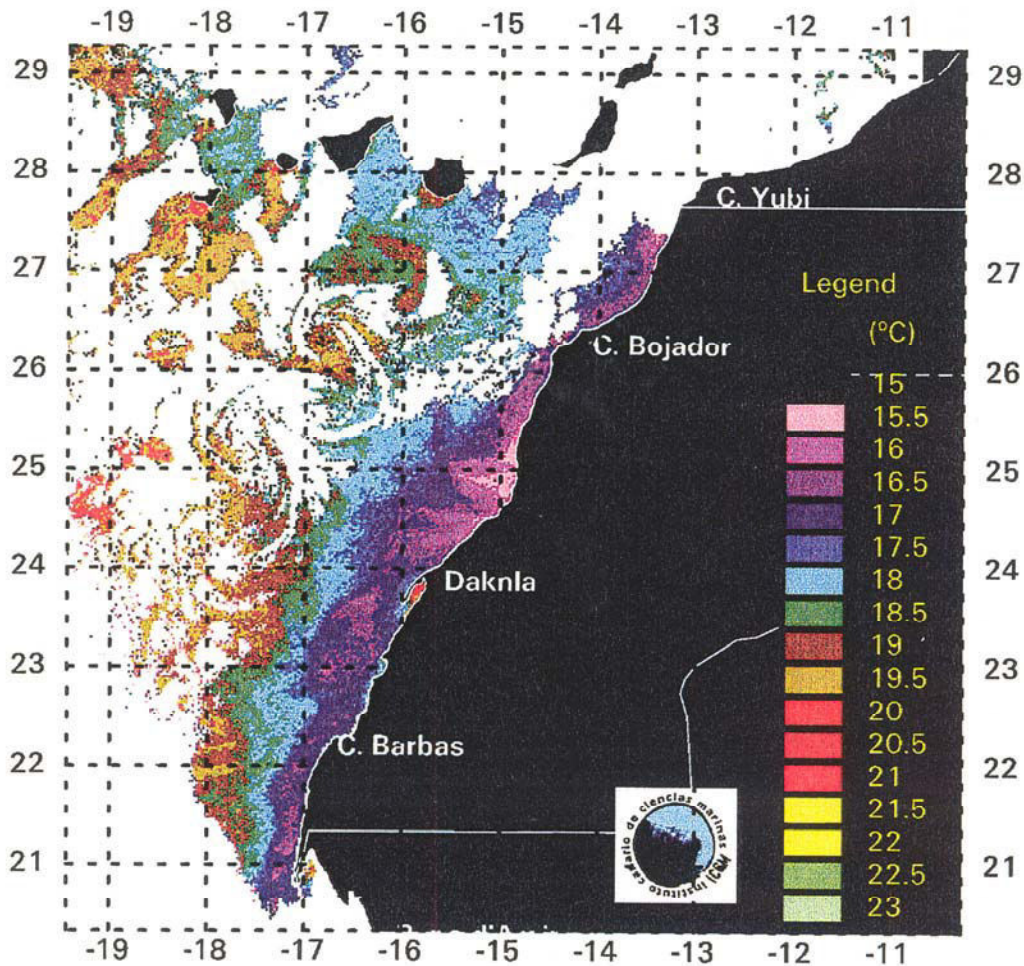




el límite de la isoterma de 18.5°C se sitúa al sur de las islas; junto a Gran Canaria alcanza el paralelo 27°N. Se evidencian las estelas cálidas al SO de las islas (alrededor de 20°C), las aguas oceánicas continúan en torno a los 19-20°C, la extensión de la isoterma de 18-18.5°C sobre la plataforma ha aumentado considerablemente respecto de la imagen del día anterior, también se observa un aumento en extensión de los núcleos de afloramiento y su generalización a lo largo de la costa. Sin embargo la temperatura mínima en el núcleo principal del afloramiento continúa aproximadamente en 15.5-16°C. La imagen de las 23 horas, de ATSR deja ver entre las nubes las aguas de 18.5°C entre las islas y aguas de afloramiento junto a la costa con temperaturas de 15.6 a 16.1°C.

En la imagen correspondiente al día 6 de mayo, es evidente que el evento de

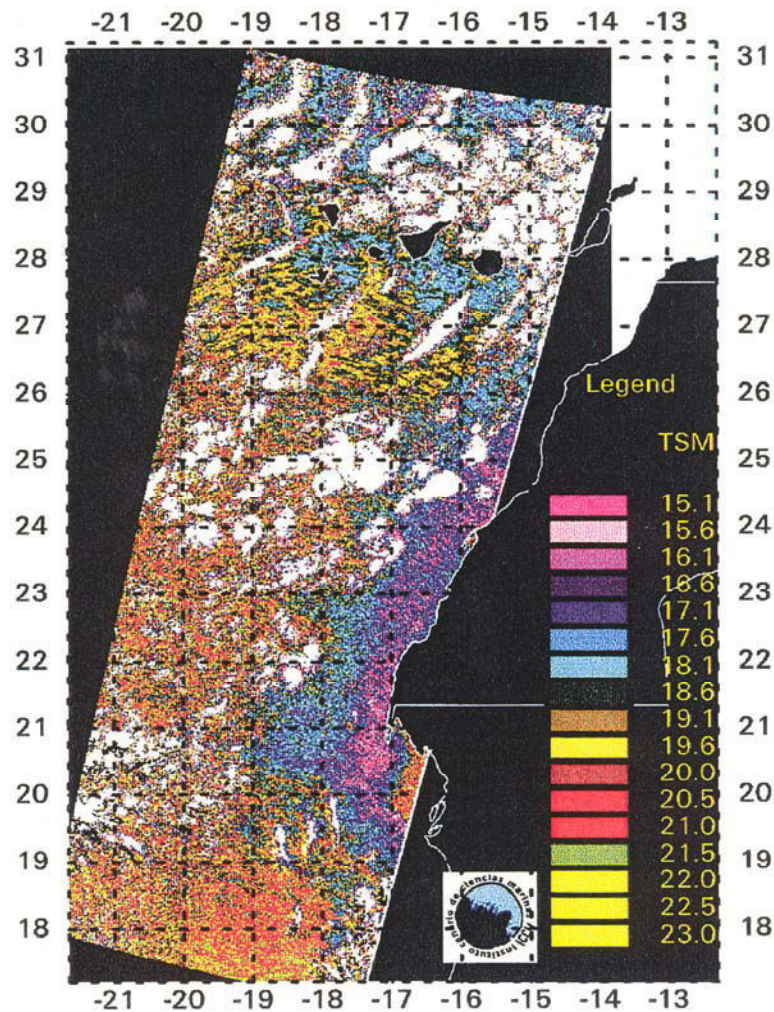
NOAA-11 MCSST 06/05/94 17:19



afloramiento continúa su intensificación, con un aumento de la mezcla lateral, o advección, en superficie, generalizándose la presencia de las aguas de 18.5°C al sur de todas las islas, esta mezcla disminuye la intensidad de la señal de la estela cálida de Gran Canaria. Se aprecia claramente un aumento de la cantidad de agua aflorada junto a la costa, respecto de las imágenes precedentes, sin embargo, la temperatura mínima del agua aflorada no ha variado. En el afloramiento del noroeste africano es típica esta variabilidad de ciclo corto, eventos de afloramiento, en los que se manifiestan pulsos de aguas subsuperficiales emergentes, que siguen a los picos de intensidad del viento, con tiempos de respuesta característicos para cada isoterma [Gonzalez -Muñoz, 1995].

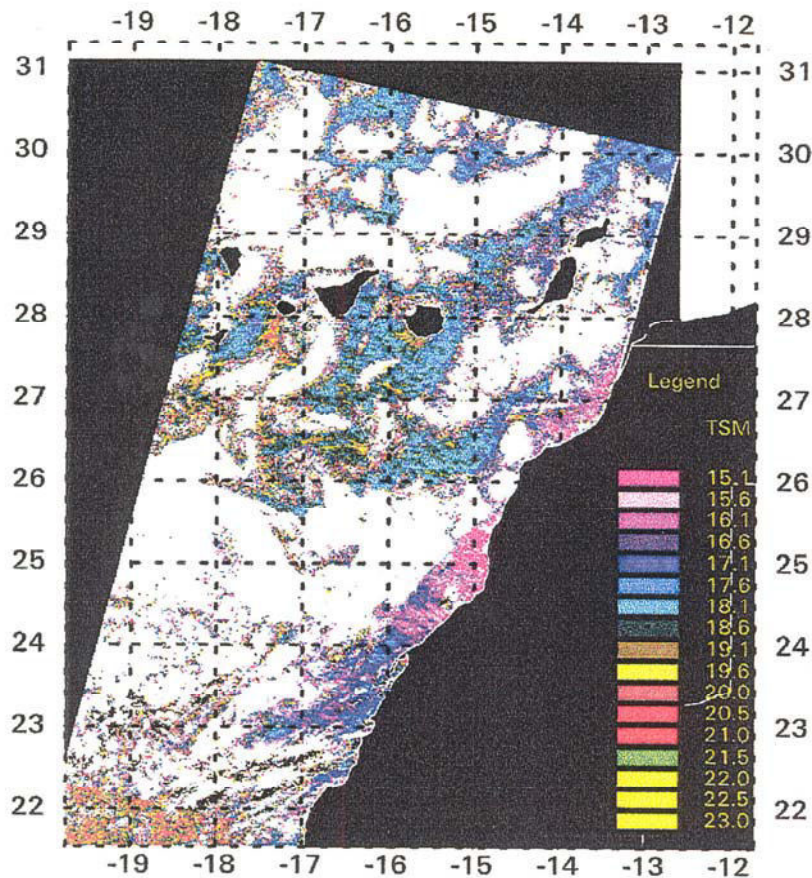
La siguiente imagen en la secuencia corresponde al pase diurno del sensor ATSR

ERS-1 ATSR SST 08/05/94 11



el día 8 de mayo. En general el patrón térmico observado es el mismo: aguas relativamente frías en torno a 18°C en los alrededores de las Islas, aguas oceánicas en torno a 19-20°C al sur del archipiélago y afloramiento costero generalizado hasta el Sur de Cabo Blanco. Las aguas de afloramiento mantienen temperaturas de 15.5 a 16°C, el afloramiento se mantiene en la imagen correspondiente al 11 de mayo, aunque la gran nubosidad presente en esta escena limita la observación mesoescalar.

En la imagen diurna ATSR correspondiente al 14 de mayo se aprecia un cierto

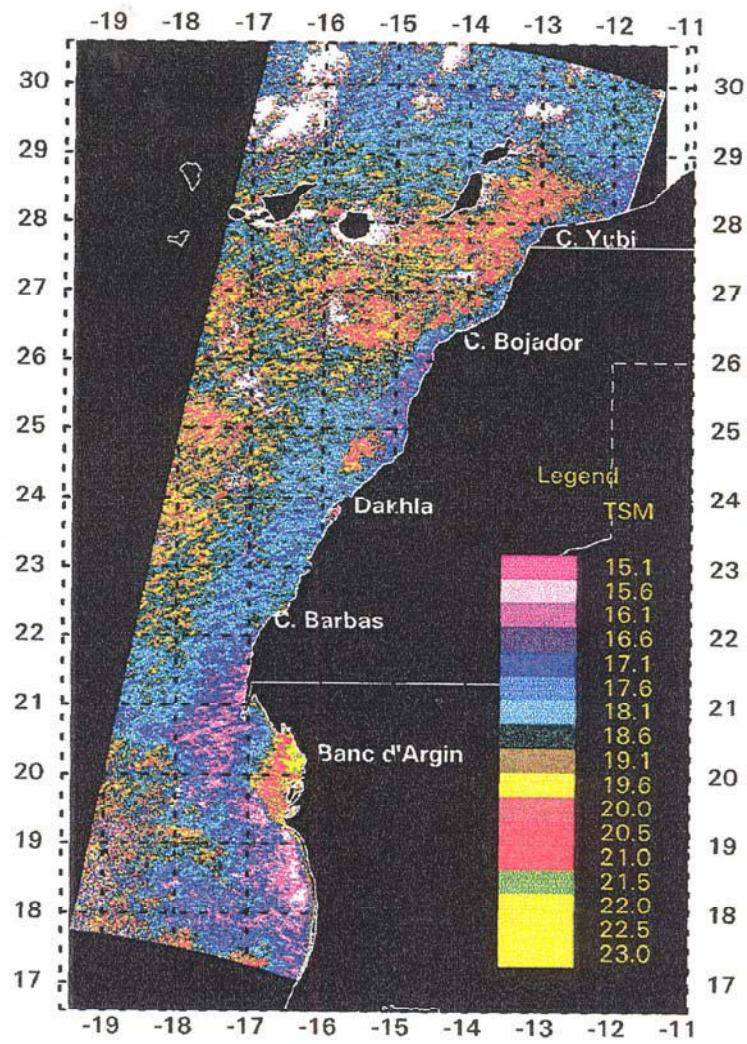


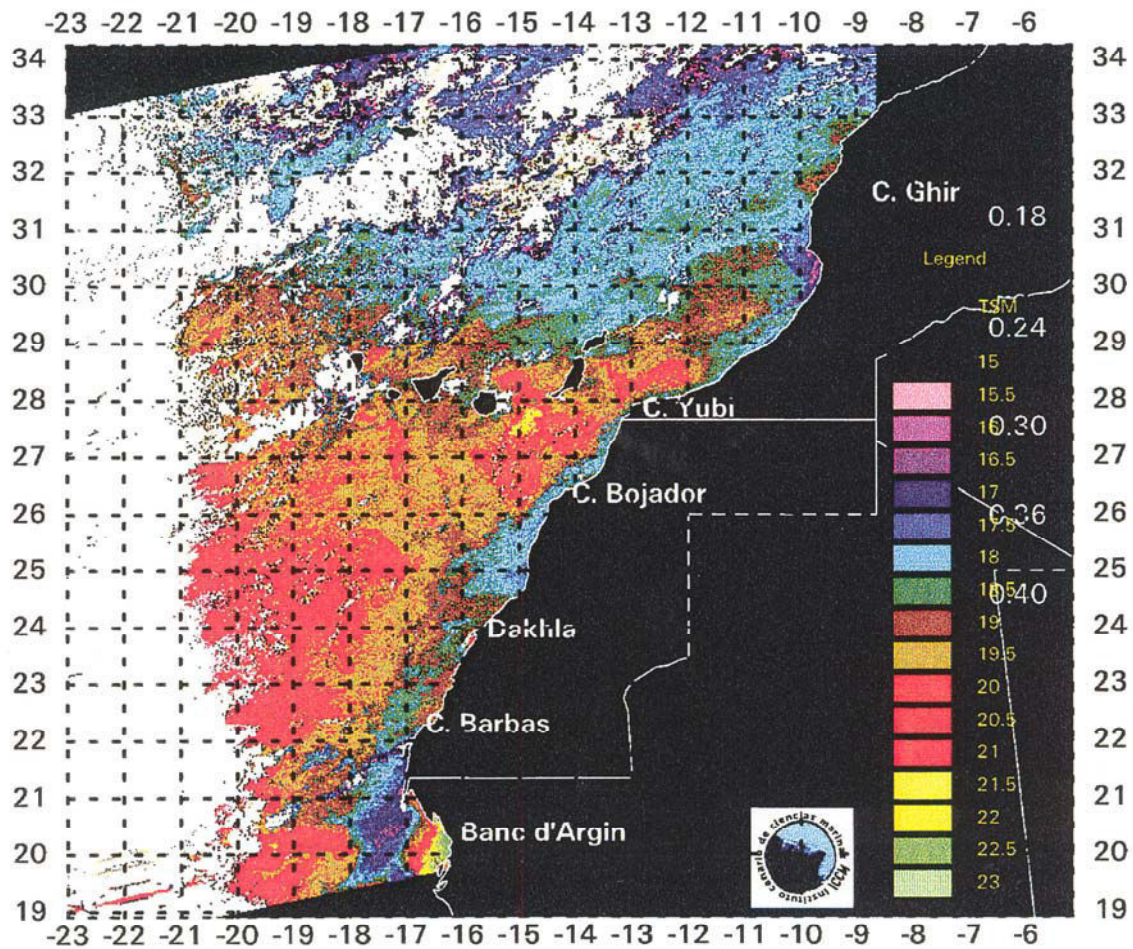
debilitamiento en el afloramiento, las aguas de 15.5 a 16°C han desaparecido de la superficie al norte del paralelo 22°N, los núcleos de afloramiento se reducen ahora a las proximidades de Cabo Bojador, el centro de afloramiento que se detectaba usualmente junto a la costa en 24°N-25°N ha desaparecido, siendo sustituido por una mancha de aguas con temperatura entorno a 20°C. Al sur de las Islas orientales se ha situado una región extensa con aguas de la misma temperatura. Con una diferencia de unas seis horas se obtiene una imagen AVHRR, en la que el debilitamiento del afloramiento se evidencia aún mas entre Dakhla y Cabo Barbas. El núcleo al sur de Cabo Bojador donde se detectan restos de afloramiento previo presenta en esta imágen temperaturas de 18°C. Se detectan también las aguas cálidas al sur de las Islas de Gran Canaria y Fuerteventura, si bien la forma que adoptan estos núcleos cálidos difiere bastante de la que se observó a través de la imagen ATSR. Junto a Gran Canaria la temperatura alcanza valores de 21.5 a 22°C. Se presume un

colapso de los vientos Alisios que ha dado lugar a zonas de calma al sur de las islas donde la insolación ha producido estos calentamientos acusados en la piel del océano. Este tipo de calentamientos anulan prácticamente la significación oceanográfica de las medidas de los radiómetros [Schluessel, et al., 1987]

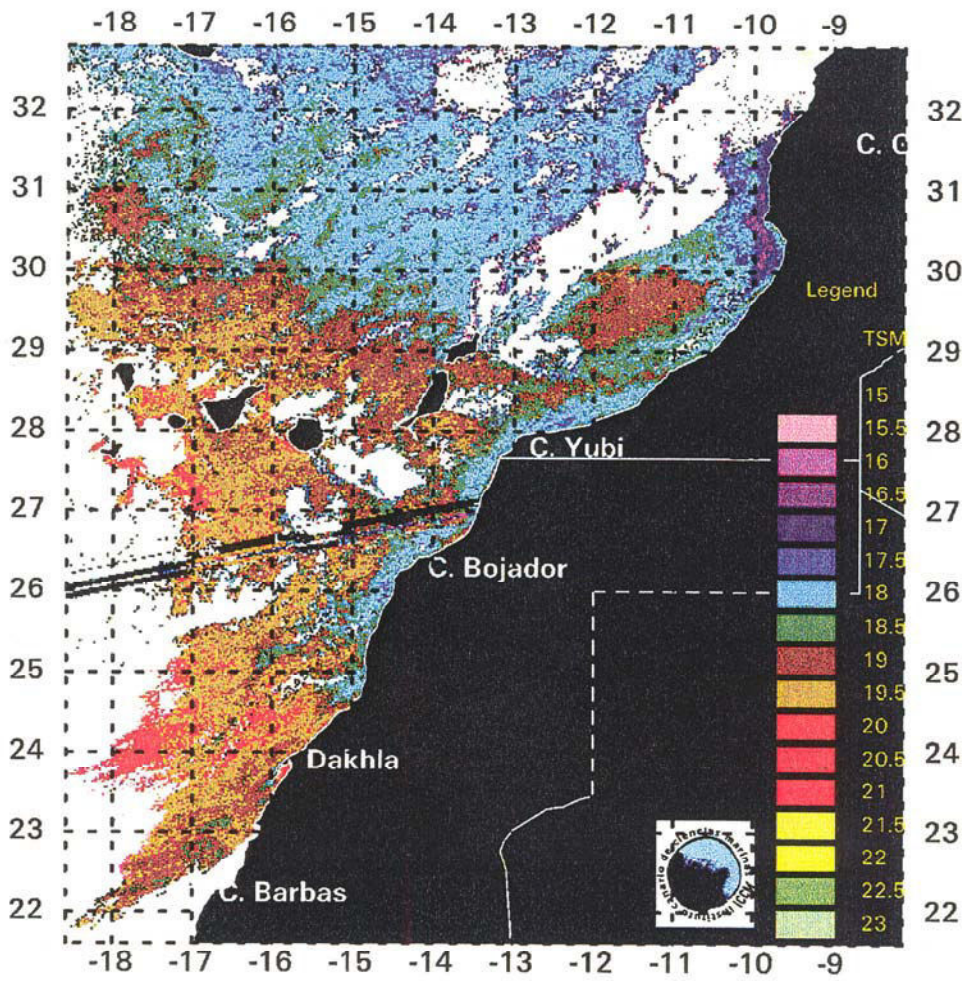
El afloramiento es aún más débil en la imagen AVHRR que corresponde al día 15 de mayo, las aguas que rodean las islas están ahora en torno a 19°C, el límite de las aguas de 18°C en superficie se ha desplazado bastante al norte entorno a 29°N. Alrededor de 36 horas más tarde la imagen ATSR correspondiente al 16 de mayo muestra un enfriamiento generalizado, situando de nuevo aguas de 18°C entre las islas. Aunque las bandas nubosas impiden una delimitación clara, se aprecia cierta señal de afloramiento al sur de Cabo Bojador. La siguiente imagen en la secuencia corresponde al 17 de mayo, en ella el afloramiento se ha generalizado al sur de Cabo Bojador, junto a la costa se detectan aguas de unos 16°C. Al norte de Cabo Yubi, se puede observar también afloramiento con temperaturas en costa de unos 17°C. Las aguas que circundan las islas presentan temperaturas próximas a 18°C.

ERS-1 ATSR SST 14/05/94 11



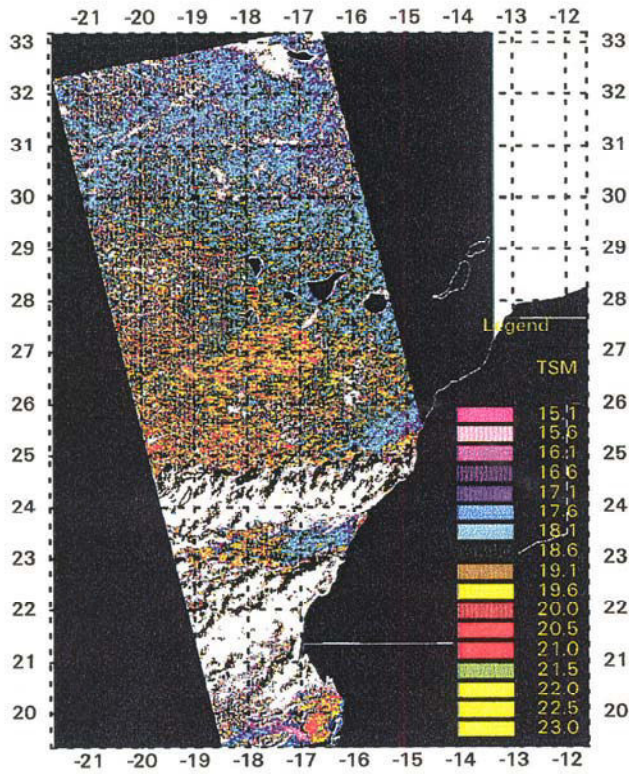


Carecemos de información de satélite adecuada hasta el 22 de mayo a las 17 horas, en la correspondiente imagen se observa un centro de afloramiento bien definido con temperatura de 15.5 a 16°C junto a la costa en 25°N. Se observa también un calentamiento considerable al SO del archipiélago, en donde se alcanza puntualmente temperaturas de 22-22.5°C. El frente homogéneo que se detecta alineado en la dirección NE-SO, puede estar relacionado con fenómenos atmosféricos: se dan gradientes zonales de contenido atmosférico de vapor de agua entre los alisios continentales y oceánicos que pueden enmascarar los gradientes térmicos de la superficie del mar. La imagen nocturna correspondiente al mismo día evidencia el mismo núcleo de afloramiento. En la imagen correspondiente al 25 de mayo, sólo cabe decir algo acerca del calentamiento generalizado

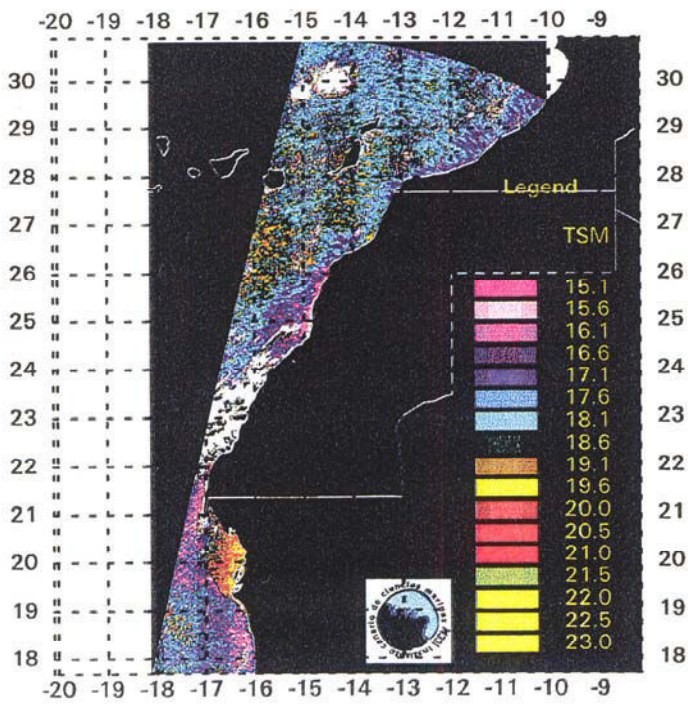


al SO de las islas . . .

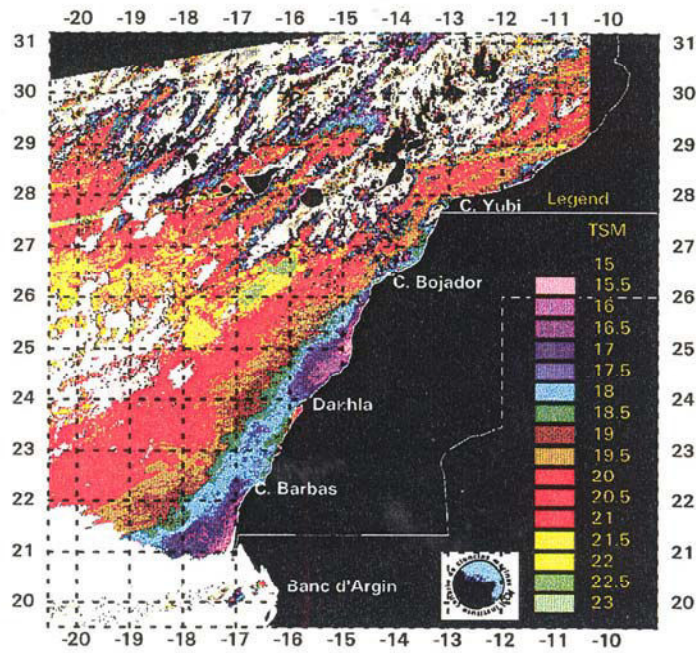
ERS-1 ATSR SST 16/05/94 23



ERS-1 ATSR SST 17/05/94 11

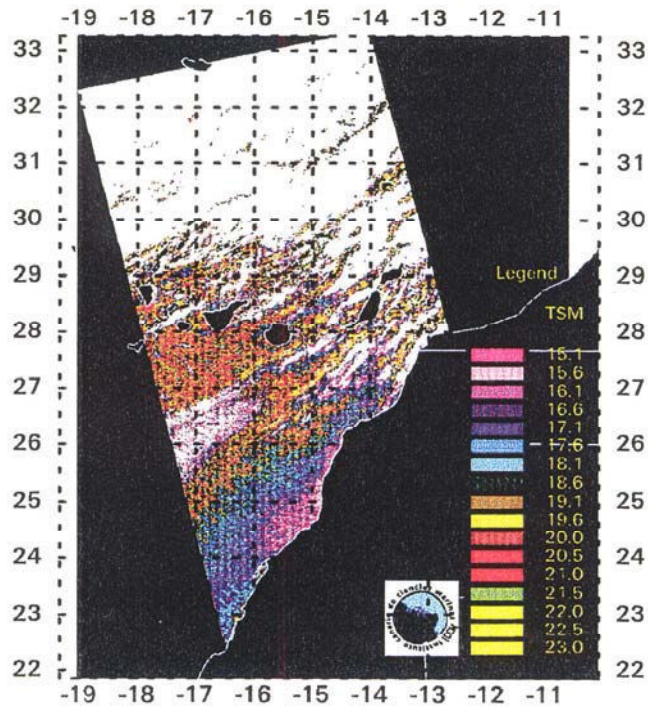


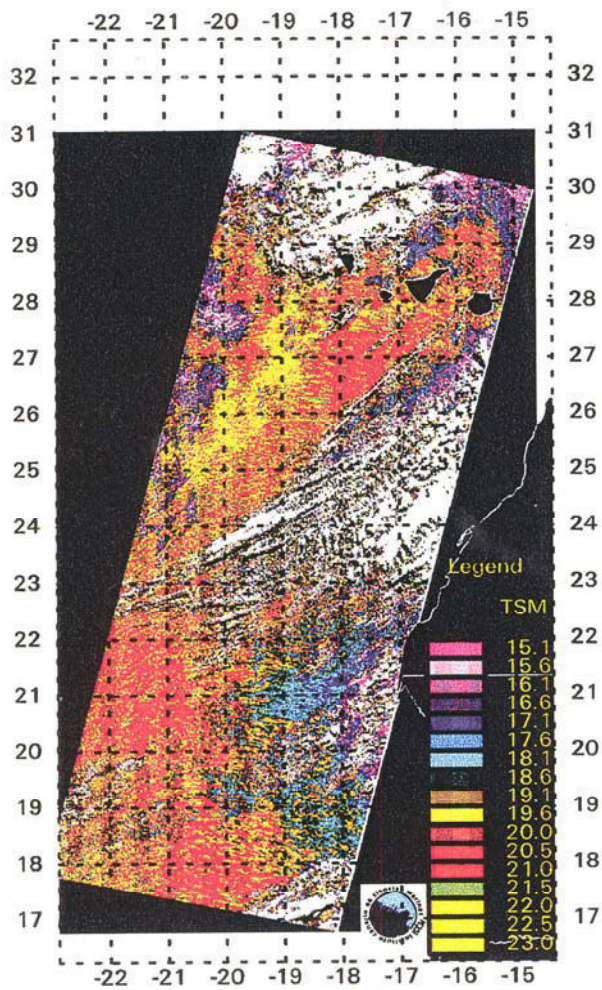
NOAA-11 MCSST 22/05/94 17:24



INSTITUTO CANARIO DE CIENCIAS MARINAS

ERS-1 ATSR SST 22/05/94 23





Comparación de temperaturas de satélite e in situ:

En la selección de pares válidos de comparación en las imágenes se ha seguido el mismo esquema que en el apartado (boyas), basado en criterios de umbral y estadísticos. La distancia en el tiempo mínima para la comparación entre las temperaturas de satélite e in situ, con cierta significancia estadística (15 pares válidos, que corresponden a los lanzamientos efectuados el 3 de mayo), se sitúa entre 24 y 48 horas tanto para la imagen del AVHRR que es posterior, como para la imagen del ATSR que es anterior a la toma de las muestras. La temperatura (MCSST)

promedio de las ventanas de 9 pixels centradas sobre los puntos de muestreo, se presenta en la figura 4-22, junto a las temperaturas (a profundidades de 5 y 8 m) correspondiente 15 estaciones XBT, las ventanas correspondientes a las estaciones 6 y 9 fueron rechazadas por contaminación nubosa. El acuerdo entre las temperaturas AVHRR y la temperatura obtenida a partir de los XBT es notable, especialmente para los disparos oceánicos (1 a 11). La diferencia media entre la MCSST y la temperatura a 5 m es

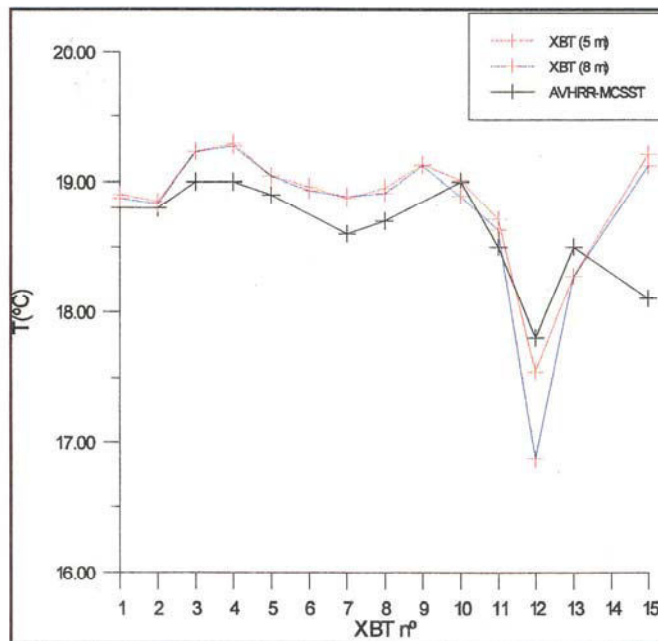


Figura 4-22: Comparación de las temperaturas del AVHRR (MCSST) con las obtenidas con los XBT a profundidades de 5 y 8 m, para los disparos 1 al 11

del orden de 0.2°C. Aún con mas de 24 horas de diferencia. Solo se encontraron diferencias notables en las estaciones 15 (24.0°N, 16.0°W), situada muy próxima a la localización de los núcleos de afloramiento permanente, y en la estación 12 (25.0°N, 15.08°W) muy cerca de costa, el grado de desacuerdo es importante, llegando a invertirse la situación normal en la que la temperatura determinada por el satélite es siempre inferior a la medida in situ. Esto implica una diferencia clara en las escalas temporales de variación térmica. Así en las aguas oceánicas, los tiempos característicos relativamente largos permiten una comparación adecuada con una distancia entre observaciones (satélite in situ) del orden de 24 horas, lo que no es posible en aguas de afloramiento en las que los tiempos característicos son mas cortos: En el trabajo de González-Muñoz [1995], se determinan las escalas de variación temporal del afloramiento que a corta escala responden a los cambios en la tensión de arrastre del viento sobre la superficie del mar, así por ejemplo, en el centro de afloramiento situado en 24°40' N, se determinó un tiempo de respuesta de las isotermas del orden de 1 día. Se estableció que existe una respuesta específica de cada isoterma a estas variaciones, con movimientos de dirección perpendicular a costa de entre 20 y 30 Km por día, para fluctuaciones en la velocidad del

viento del orden de 7 a 10 m/s. También se comprobó que los frentes térmicos asociados al afloramiento, quedan mas resaltados en las imágenes de satélite durante los periodos de relajación. También a través de medidas oceanográficas Brink [1984] ha observado esta característica de los frentes de afloramiento.

La temperatura obtenida por satélite es siempre inferior a la medida a 5 m de profundidad, esto está de acuerdo con lo reseñado en la bibliografía respecto a la diferencia negativa que normalmente se encuentra entre la temperatura de la piel del océano y la de la masa de agua superficial [Mutlow, 1994, Robinson, 1984, Emery, et al., 1993]. Asimismo no se aprecia variación de la temperatura con la profundidad entre 5 y 8 m excepto en el caso de la estación 12, en la que el gradiente térmico vertical indica una relajación en el proceso de afloramiento.

Así pues si excluimos las aguas de la plataforma interna, afectadas de procesos de afloramiento, la temperatura del agua de mar se muestra bastante estable hasta profundidades entre 5 y 10 m, estando además en buen acuerdo con las observadas por el AVHRR. En otras palabras: En el periodo estudiado, la validación de las imágenes de temperatura superficial del mar se puede llevar a cabo con sondas XBT con separaciones temporales entre 24 y 48 horas, siempre que los puntos sobre el terreno se encuentren en zonas de variabilidad moderada (océano), mientras que en zonas de alta variabilidad temporal como el afloramiento costero esta diferencia temporal introduce diferencias notables entre ambas medidas.

Es interesante conocer también el grado de representatividad de la temperatura detectada por satélite, respecto de la estructura térmica de la columna de agua. En la figura 4-23, hemos representado la sección de temperaturas (0 a 100 m) entre 27.6°N y 26.08°N obtenida a partir de los XBT (disparos 1 a 10). Hemos sobrepuesto a esta sección la línea que corresponde a la profundidad a la que la temperatura es 1°C inferior a la que se encuentra en superficie, que se usa como definición de la profundidad de la capa homogénea superficial [Houghton, 1991]. En este caso debida a la mezcla turbulenta inducida por el viento. Como se observa esta línea oscila en torno a un valor medio de unos 30 m aproximadamente. La oscilación, con una amplitud de unos 10 a 15 m es el resultado

de variaciones de corta duración en la capa superficial (ondas de marea, ondas inerciales,...) En este sentido cabe reseñar que el periodo de muestreo para estas 10 estaciones fue de unas 14 horas. El valor de 30 m como límite superior de la termoclina estacional es bastante consistente con el que se encuentra para esta época del año en los años típicos (sección 4.1).

Dada la variabilidad que se observa en esta sección, resulta interesante plantearse el grado de linealidad entre la temperatura medida mediante el satélite respecto de la encontrada en la columna de agua, para ello se ha calculado el coeficiente de correlación entre el conjunto de las temperaturas que se obtienen desde el satélite con el conjunto de las medidas de temperatura de los XBT a diversas profundidades.

Los coeficientes de correlación se refieren a las estaciones XBT 1 a 10 (tabla IV-13), que consideramos representativas de las condiciones oceánicas y de transición dentro del área de estudio. La gran variabilidad espacio temporal que se presupone a las aguas directamente influidas por el afloramiento, impide que se pueda extender a éstas los resultados de este análisis.

El análisis de regresión entre la temperatura extraída de las imágenes AVHRR y las temperaturas XBT desde 5 a 26 m a intervalos de 3 m permite obtener unos perfiles de coeficiente de correlación con la profundidad (Tabla IV-13). De éstos se deduce claramente una relación de proporcionalidad inversa entre la distancia temporal de las medidas y el grado de significancia de la regresión lineal. Se observa también que la profundidad a la que el intervalo de confianza de las rectas de regresión cae por debajo del 90% decrece al aumentar el periodo de tiempo transcurrido entre las medidas. De igual manera, el coeficiente de correlación cae bruscamente a partir de tal profundidad. Consideramos a esta profundidad como el límite de la linealidad entre ambas observaciones, aunque como se ha visto, la medida superficial es representativa de una

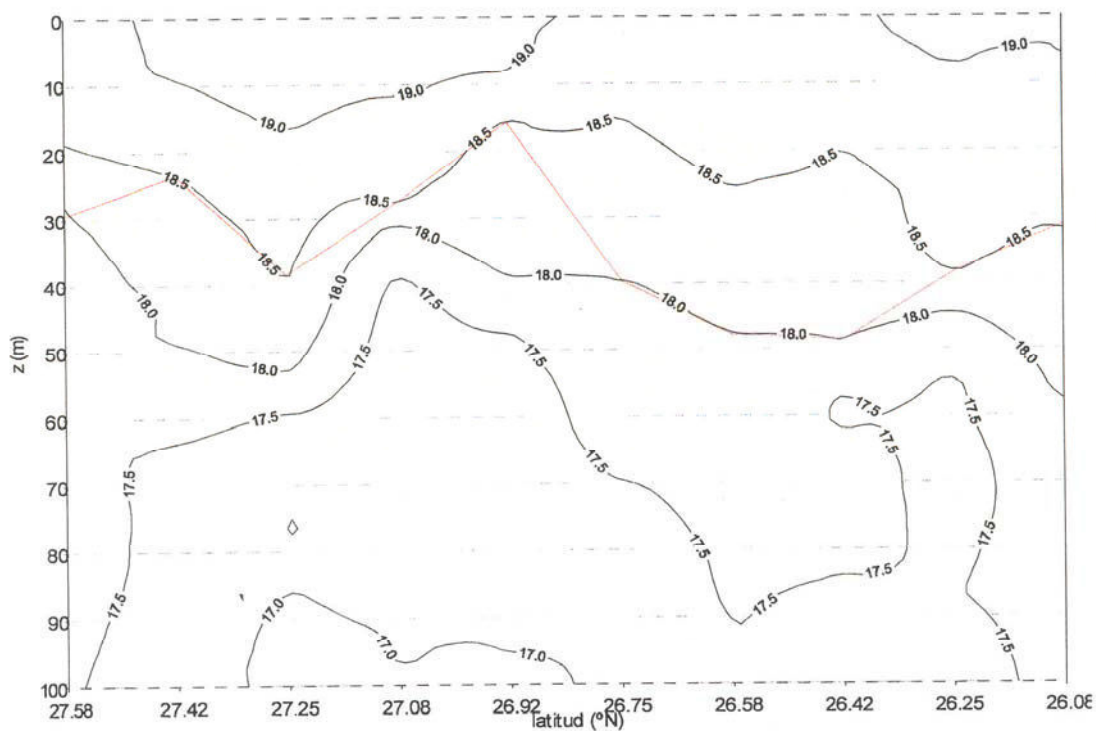


Figura 4-23: *Sección de temperatura de la capa superficial (0-100m) en el transecto 15.15°W, a través de las estaciones (1 a 10) XBT, el intervalo de contorno es 0.5°C. La línea roja representa la profundidad de la capa homogénea superficial, según la definición de Houghton [1991]*

capa de un espesor de unos 30 m, en la cual la temperatura varía menos de 1°C con respecto a la que existe en la superficie.

Tabla IV-13: Coeficiente de correlación entre T_{AVHRR} y $T_{in situ}$ en función de la profundidad, estaciones 1 a 10, para las escenas que se indican, con retrasos entre 24 y 72 horas respecto de las medidas in situ. En cada caso se señala el número de pares de comparación válidos encontrado. Así como el intervalo de confianza de la regresión calculada, de acuerdo al test t [Downie y Heath, 1983].

Escena N pares	5m	8m	11m	14m	17m	20m	23m	26m
MP11940504 N=8 (24 h)	0.67 90%	0.66 90%	0.70 95%	0.27	0.21	0.20	0.25	0.33
MP11940505 N=4 (48 h)	0.90 90%	0.90 90%	0.86	-0.03	-0.05	0.14	0.25	0.39
MP11940506 N=5 (72 h)	-0.28	-0.31	-0.33	-0.51	-0.79	-0.81	-0.74	-0.6

En el caso estudiado, el grado de significancia permanece dentro de límites aceptables (superior al 90%) hasta una diferencia temporal del orden de hasta 48 horas. El coeficiente de correlación es significativo hasta una profundidad de 11 m para una distancia entre observaciones de 24 horas, a partir de esa profundidad el grado de ajuste lineal cae, con lo cual se puede asumir esta como la máxima profundidad correlacionada con las temperaturas derivadas de satélite. Para una diferencia entre observaciones del orden de 48 horas esta profundidad disminuye a unos 8 metros, para retardos mayores desaparece la correlación lineal entre ambas medidas.

Comparación de imágenes coincidentes de TSM para los radiómetros estudiados:

Comparación de las imágenes del día 14 de mayo:

Hemos visto que a escala de promedios mensuales por grado latitudinal, el algoritmo operacional para el radiómetro ATSR produce siempre temperaturas inferiores que el equivalente para el sensor AVHRR. También se destacó que esta diferencia tiene un carácter zonal, siendo mínimas en las proximidades de las Islas Canarias y mayores en

las zonas de transición y de afloramiento. Se ha detectado que las diferencias máximas sensor- sensor ocurren entre junio y septiembre, disminuyendo en el máximo anual de octubre, para crecer ligeramente en los meses de diciembre y enero.

Podemos ver si estas consideraciones globales se mantienen para escenas individuales, para ello se ha obtenido la imagen diferencia TSM AVHRR - TSM ATSR

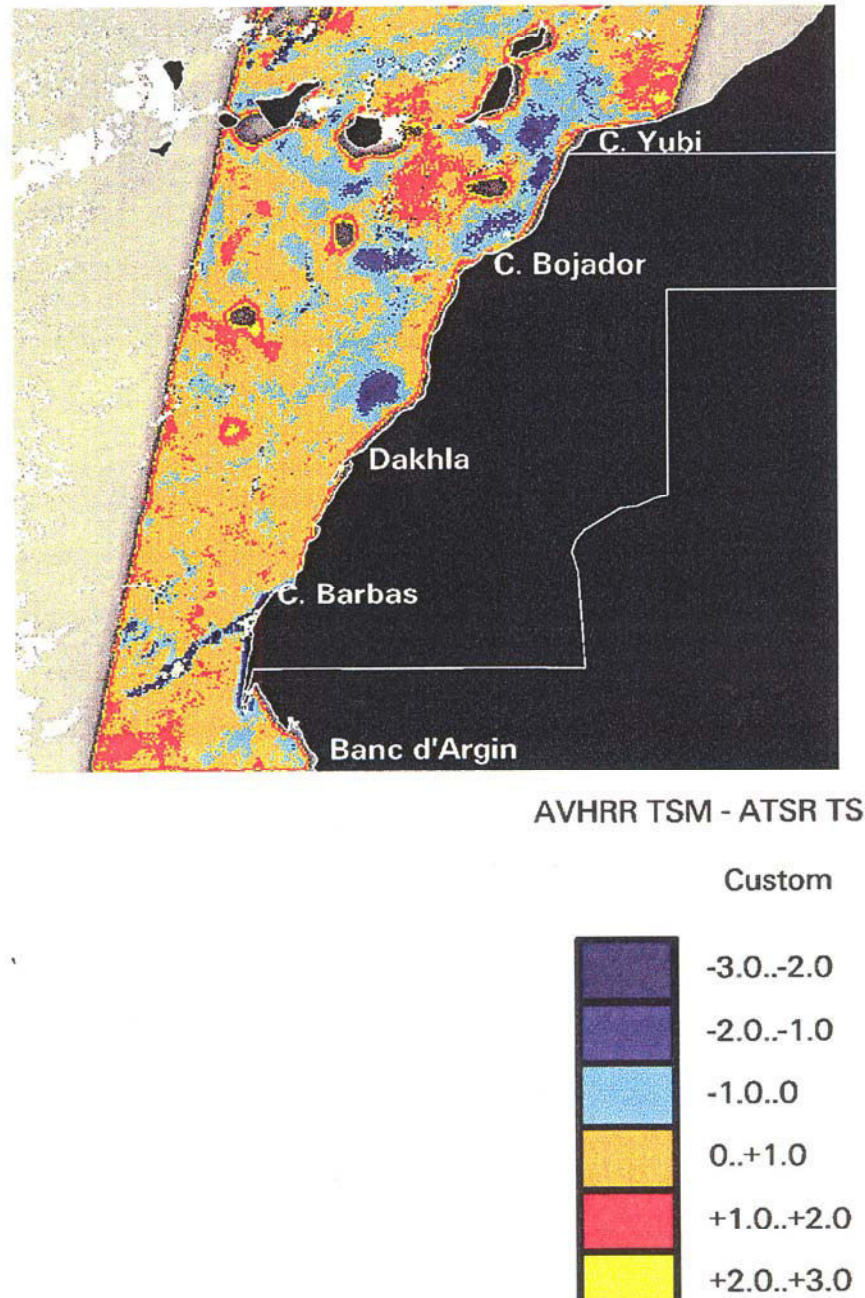


Figura 4-22: Imagen diferencia entre las correspondientes AVHRR y ATSR al 14 de mayo 1994, separados por 6 horas aproximadamente. La imagen ATSR fue filtrada según el esquema indicado en la sección 3.3.2

para las imágenes correspondientes al 14 de mayo de 1994. La diferencia entre ambos pases es de 6 horas aproximadamente. El resultado, con una resolución espacial de 2x2 Km se ha representado en la figura 4-24. Este par de imágenes representa la mejor de las coincidencias de cobertura con una nubosidad bastante baja.

La imagen AVHRR para este día (figura 4-22) presenta afloramiento débil o mas bien una señal fosil de un afloramiento previo, señalada por aguas de aproximadamente 18.5°C, que se extiende desde Cabo Bojador hasta aproximadamente 24.5°N, que es la zona de afloramiento persistente. A la latitud de Cabo Blanco se registra un afloramiento intenso. Otras estructuras fácilmente identificables corresponden a estructuras cálidas, la mas importante con aguas de unos 22-23°C al SE de la Isla de Gran Canaria y otra de menor temperatura puede ser detectada al E de Fuerteventura, centrada aproximadamente en 28.5°N, 12.5°W

En la imagen ATSR coincidente (figura 4-22), la zona de afloramiento intenso está circunscrito a la franja 25-26°N, detectandose temperaturas de 17°C aproximadamente. El área 22°N 25°N presenta restos de afloramiento, temperaturas entre 18-18.5 °C, con áreas difusas de temperaturas de 17.5°C en su seno. La estructura cálida al SE de Gran Canaria alrededor de 22°C es difusa comparada con la que presenta el AVHRR. Al S de Cabo Blanco, el patrón térmico es bastante similar al que se observa con el AVHRR.

La gran variación en forma y extensión de la estructura cálida, en un intervalo de tiempo tan corto, le confiere un carácter efímero y está causada con toda probabilidad por calentamiento superficial, asociado a áreas de calma y sin viento [Cornillon, et al., 1987].

La imagen de diferencia presenta mayoritariamente áreas con diferencias positivas, lo que está de acuerdo con la generalidad de las observaciones, a nivel de promedios, las diferencias en las aguas oceánicas al norte del archipiélago son del orden de 0.5°C, al igual que al SW de Gran Canaria. Valores mayores de esta diferencia entre 1 y 2°C pueden observarse hacia el S y hacia el W.

Las áreas de afloramiento se encuentran entre las de mayor diferencia (área 25°N

26°N y Cabo blanco). La zona entre Dakhla y Cabo Blanco presenta también grandes diferencias, las causas pueden corresponder a fenómenos atmosféricos, o bien ser consecuencia del propio dinamismo del fenómeno oceanográfico. Se observan áreas en las que la temperatura medida por el ATSR es superior a la medida por el AVHRR, lo cual es anómalo respecto a la generalidad representada por las diferencias de las temperaturas medias. Estas áreas anómalas circundantes a un máximo local en las diferencias están asociadas a los fenómenos de calentamiento superficial descritas anteriormente. Dado que estos fenómenos no son frecuentes en el área, a excepción probablemente de las estelas de las Islas, la diferencia encontrada a nivel de escenas individuales concuerda esencialmente con lo observado a partir de la serie temporal 1991-1995, que asignaba a la diferencia un valor medio de 1°C, prácticamente a cualquiera de las latitudes para éste mes.

Comparación de las series temporales de TSM que se derivan de cada uno de los radiómetros:

Tomando como base las posiciones de las estaciones XBT 1 a 10, se realizó la comparación de las series temporales de temperatura que se derivan del conjunto de las 20 escenas para dichas posiciones, durante el mes de mayo de 1994. Para tener en cuenta el papel de la escala espacial, la extracción de las temperaturas se llevó a cabo sobre ventanas de 0.1x0.1° de arco (aproximadamente 11x11 km) y también a partir de ventanas de 0.4x0.4° de arco que representa a esta latitud un área de unos 44x44 Km, esto es, del mismo orden que las usadas en la estimación de los promedios mensuales.

La extracción se realizó, en este caso, sobre las imágenes ya geolocalizadas, para imitar el procedimiento empleado en la obtención de las medias mensuales referidas en la sección 4.1. Los pixels afectados de contaminación nubosa fueron eliminados de los cálculos, también se eliminaron las ventanas en las que los pixels nubosos fueran el 50% o más. Se obtuvieron un total de 66 pares válidos para la comparación en el caso de las ventanas de 11km. En el caso de las ventanas de 44km el número de pares encontrado fue 93.

En la figura 4.25 se presentan el conjunto de las temperaturas obtenidas para toda

la serie temporal, para cada uno de los radiómetros en las 10 posiciones indicadas. Se observa bastante similitud en los patrones térmicos encontrados por ambos radiómetros. Se mantiene, en general, la inferioridad de la temperatura medida por el ATSR.

La escala espacial a la que se mide la TSM influye en su valor, como se comprueba al obtener la temperatura media del periodo cubierto: la temperatura promedio para todo el periodo cubierto fue de 18.84°C para el ATSR y 19.37°C para el AVHRR en la escala de 11 Km; la ampliación de la escala a 44 Km produce una convergencia de ambas temperaturas que se sitúan respectivamente en 18.96°C y 19.09°C. Estos resultados están completamente de acuerdo, dentro de los márgenes de error encontrados hasta ahora, con

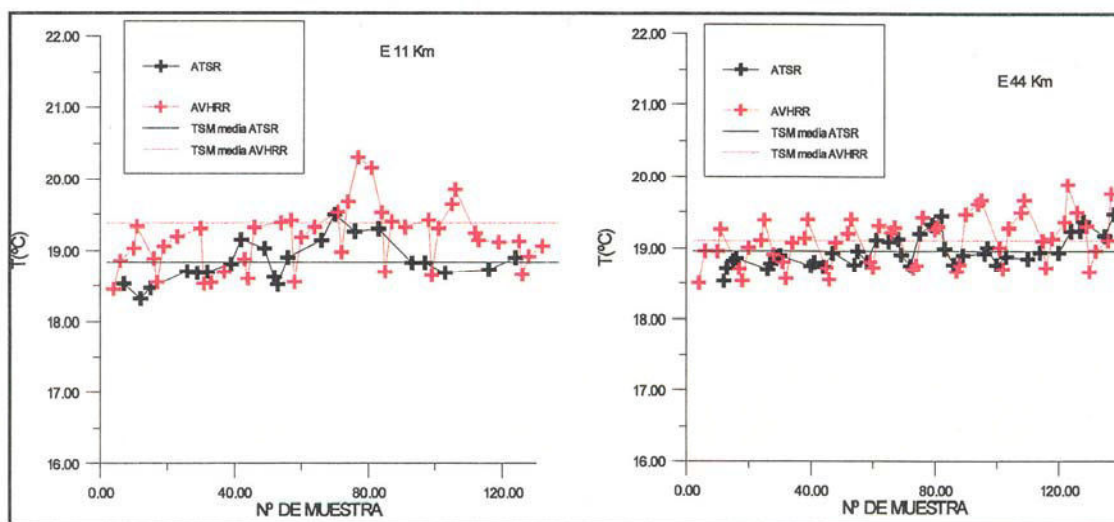


Figura 4-25: Comparación de la temperatura superficial del mar ATSR y AVHRR a escalas de 11x11 km (izquierda) y 44x44 km (derecha). Para ventanas centradas en las estaciones XBT 1 a 10 para el conjunto de imágenes correspondientes a mayo de 1994

los que se obtienen de los años típicos (sección 4.1.1). Claramente el nivel de detalle en la caracterización del campo de temperatura superficial del mar utilizando mediciones remotas es superior al que se obtiene de utilizar medidas in situ, que son siempre puntuales y de menor cobertura temporal.

La temperatura media a partir de las 10 medidas XBT a 5m de profundidad es de unos 19°C, lo que da validez a la práctica usual de considerar ésta como representativa para el mes, a una escala espacial como la estudiada.

Existen varias posibilidades para explicar la diferencia de temperatura observada:

- diferencias en la calibración geofísica de los radiómetros
- diferencias de temperaturas reales en la temperatura superficial del mar, que se dan en periodos cortos.
- diferencias entre la temperatura de la piel (algoritmo ATSR) y la temperatura de la capa superficial (algoritmo AVHRR)

En cualquier caso, en la caracterización de los eventos superficiales de escala corta, pueden usarse series temporales de TSM combinado los resultados de ambos radiómetros, previa normalización de los datos, máxime cuando los gradientes detectados son prácticamente iguales a nivel de escenas individuales. Sin embargo el factor de normalización va a depender de la época del año , de las condiciones oceanográficas del área y de la escala espacial, lo que va a condicionar el tipo de fenómenos que se puedan estudiar conjuntamente.

4.3.2. Resultados relativos a la campaña Poseidon 212

El Atlántico Centro-Oriental es una zona relativamente bien estudiada desde el punto de vista oceanográfico, debido en parte, a la importancia económica del afloramiento costero. También desde el punto de vista de la teledetección el área se ha estudiado extensamente, sin embargo son muy escasos los estudios que hacen uso simultáneo de ambos tipos de observaciones. Gran parte del conocimiento de las condiciones hidrográficas de la región es resultado de programas internacionales de investigación, llevados a cabo durante la década internacional de exploración de los océanos en los años 70, [González-Muñoz, 1995] dentro de los proyectos denominados CINECA (Cooperative Investigation of the Northern part of the Eastern Atlantic.) Y CUEA (Coastal Upwelling Ecosystem Analysis). En esa época la aplicación de la teledetección a la oceanografía no se había desarrollado suficientemente, y sin embargo fue objeto de alguna de las primeras experiencias de aplicación de la teledetección a la oceanografía [La Violette, 1974].

El uso sinérgico de los datos de teledetección y oceanográfico, en un sistema con afloramiento costero, tiene su mayor exponente en la costa occidental de Norteamérica, a través de investigaciones desarrolladas en el marco de los proyectos CODE y OPUS. Son clásicos los trabajos de Ikeda y Emery [1984, a,b,c] entorno al afloramiento de la isla de Vancouver en Canadá. La mayoría de los trabajos tienen como escenario las costas de Oregon y California [Washburn, et al, 1988, Flament, et al, 1985, Reinecker, et al., 1985], en ellos se hace uso extensivo de la teledetección, especialmente el sensor AVHRR, junto a todo tipo de observaciones oceanográficas (cruceros, anclajes, boyas de deriva).

El comportamiento mesoescalar en ese área se conoce con bastante precisión, ha sido modelizado, con éxito notable, tanto de forma numérica [Suginohara, et al., 1984] como física [Narimousa y Maxworthy, 1985, 1987, 1989]. En base a estos trabajos se ha establecido un patrón de comportamiento de este sistema de afloramiento costero que explica esencialmente las características observadas desde sensores remotos: formación y desarrollo de plumas, centros de afloramiento y frentes asociados. Así por ejemplo, las plumas serían el producto de inestabilidades baroclínicas, debidas a su vez a fenómenos de fricción entre diferentes cuerpos de agua [Wang, 1993]. Existe una asociación clara

entre la topografía del fondo y la localización preferente de estas inestabilidades, como se ha demostrado mediante experimentos con mesas rotatorias, que reproducen la topografía de la región, en ellos se evidencia el papel de promontorios y cañones submarinos como causa de las inestabilidades. Asimismo se ha determinado la relación espacial que existe entre tales plumas y los denominados centros de afloramiento: zonas de afloramiento máximo que se encuentran frecuentemente en posiciones predecibles, corriente abajo de las plumas más importantes. Otros trabajos [Korso, 1987, Reinecker, et al., 1985, Ramp, et al., 1987, Flament, et al., 1985] han establecido los patrones de circulación intrínsecos a tales plumas.

El patrón que puede observarse usando imágenes térmicas del afloramiento costero del noroeste de África es relativamente más complejo que el que se da en la costa de Oregón y California, no obstante se pueden identificar estructuras filamentosas, o plumas, a veces asociadas a los Cabos; así como centros de afloramiento permanente, que en este caso se sitúa junto a la costa a la latitud de 24°40' N, en uno de los lugares en los que la plataforma continental es más extensa. Los frentes térmicos homogéneos paralelos a la costa también se detectan pero solamente en periodos de máxima intensificación del afloramiento, durante el verano. Aunque los patrones que se observan en la capa superficial son semejantes, las condiciones hidrográficas y oceanográficas son bien diferentes en ambos afloramientos, por lo que cabe esperar que las dinámicas de ambos sistemas sean también diferentes.

En primer lugar, existen diferencias topográficas notables, así las costas de Oregón prácticamente carecen de una plataforma continental suave, su pendiente media es del orden del 1% frente a 0.3% en la costa noroccidental africana, de la misma manera el talud es mucho más pronunciado en la costa sahariana que en la occidental norteamericana. Desde el punto de vista hidrográfico y de la circulación, también se señalan diferencias notables [Huyer, et al., 1976, Smith, 1981, Mittelstaedt, 1977], así frente a la gran estratificación que se da en la costa de Oregón (3 uds σ -T en 30 m) la encontrada en la costa africana es muy débil (del orden de 0.5 uds σ -T en 150 m). Además, en Oregón, el flujo compensatorio subsuperficial hacia costa procede de una profundidad mínima de unos 30 m, este límite coincide con el máximo gradiente vertical de densidad. Frente a

esto, el límite superior de esta contracorriente se encuentra a una profundidad mayor (aproximadamente equivalente a la mitad de la profundidad de la plataforma en su punto medio) en el caso de Africa. De igual manera, la profundidad máxima a la que puede detectarse el esfuerzo del viento sobre las isopíneas es muy superior en el caso del afloramiento del noroeste africano. Aunque en ambos sistemas las isopíneas emergen como respuesta a pulsos de viento favorable en tiempo semejante (del orden de 1 día o ligeramente inferiores), las velocidades verticales que se alcanzan son muy superiores en el caso del noroeste africano. De hecho en éste parece ser que todas, o la mayor parte de, las fluctuaciones de corriente están asociadas a la variabilidad de los vientos, lo que no es cierto para el afloramiento norteamericano.

Como resultado de los párrafos precedentes el modelo de afloramiento bidimensional válido para Oregón, no es aplicable en el caso del noroeste africano [Smith, 1981, Mittelstaedt, 1977] de la misma manera, los resultados de los estudios realizados en la costa del Pacífico norteamericano no son trasladables directamente a nuestro área de estudio.

La comparabilidad entre los datos de satélite e in situ a mesoescala no es trivial, dada la diferente naturaleza de los muestreos. Es usual considerar como sinópticas las observaciones realizadas durante una campaña oceanográfica de algunas semanas de duración. Sin embargo, dentro de tales periodos de observación existen variaciones de alta frecuencia: ondas de marea, ondas inerciales y ondas internas; que se acoplan a la estructura de mesoescala que se trata de observar. Frente a esto, las observaciones desde satélite son absolutamente sinópticas. La influencia de estas oscilaciones de alta frecuencia puede obviarse solamente cuando la energía asociada a las mismas es baja, lo que coincide en general con escalas cortas de decorrelación espacial [Korso, 1987]. En otras palabras, los patrones mas energéticos poseen mayores escalas de decorrelación espacial.

En la figura 4-26, se presenta la estructura vertical de la columna de agua superficial en la estación ESTOC (29.10°N, 15.5°W) que fue muestreada cuatro veces durante la campaña POSEIDON 212. Los perfiles fueron tomados dos veces cada día los días 17 y 23 de septiembre de 1995. Se evidencia una capa homogénea de entre 40 y 50

metros a partir de los cuales se desarrolla la termoclina estacional. Existe una variación, entre las distintas observaciones del mismo punto, así la temperatura de la capa homogénea presenta una variación del orden de 0.6°C , que se corresponde en una variación aproximada de 12 metros en la profundidad del límite superior de la termoclina estacional. Podemos considerar que esta variabilidad es del orden de la asociada a las oscilaciones de alta frecuencia reseñadas anteriormente. Así pues, la gran estabilidad de las condiciones que se encuentran con frecuencia en las áreas oceánicas al norte del archipiélago Canario, tiene un límite, que viene dado por esta oscilación encontrada: 0.6°C en temperatura y aproximadamente 0.1 uds de σ_T . Estas oscilaciones de base en la observación oceanográfica definen el orden de variación con que se debe abordar la comparación de los datos en la interpretación de estructuras mesoescalares.

Dentro de la parte mas superficial de la columna de agua, la que está relacionada con las observaciones remotas, también se dan variaciones verticales importantes. Si se toma como referencia la capa entre 0 y 10 m de profundidad y se calcula la recta de regresión entre las medidas de temperatura de todas estaciones tomadas por el sensor del casco del buque frente a las medidas del CTD a diferentes profundidades, se obtienen los resultados representados en la figura 4-27.

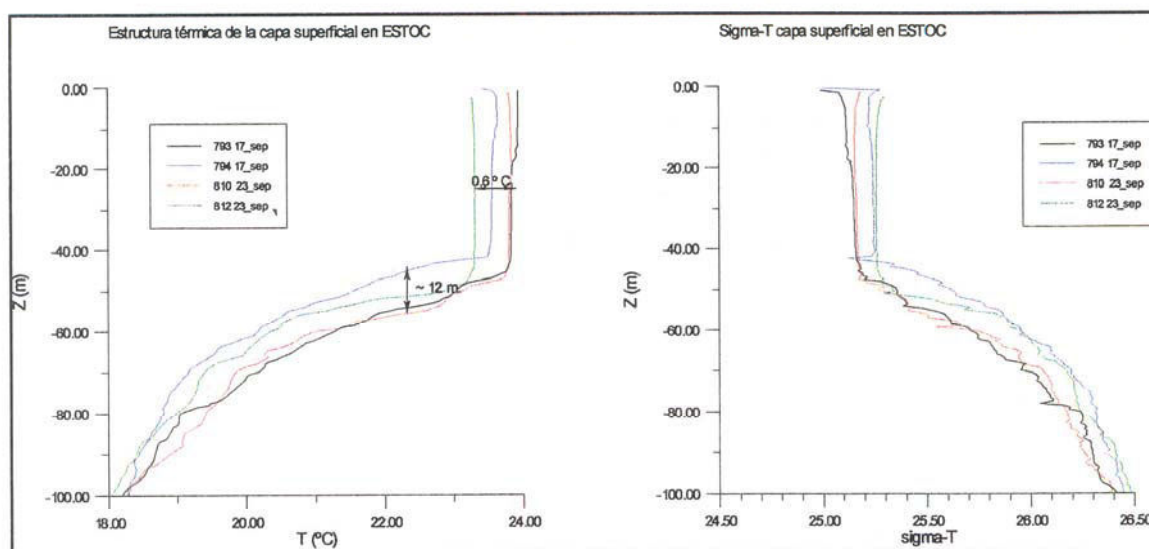


Figura 4-26: *Perfiles de temperatura y densidad de la capa 0-100 m en la estación ESTOC (29.10°N, 15.30°W). Este punto fue muestreado 4 veces durante la campaña POSEIDON-212 los días 17 y 23 de septiembre 1995.*

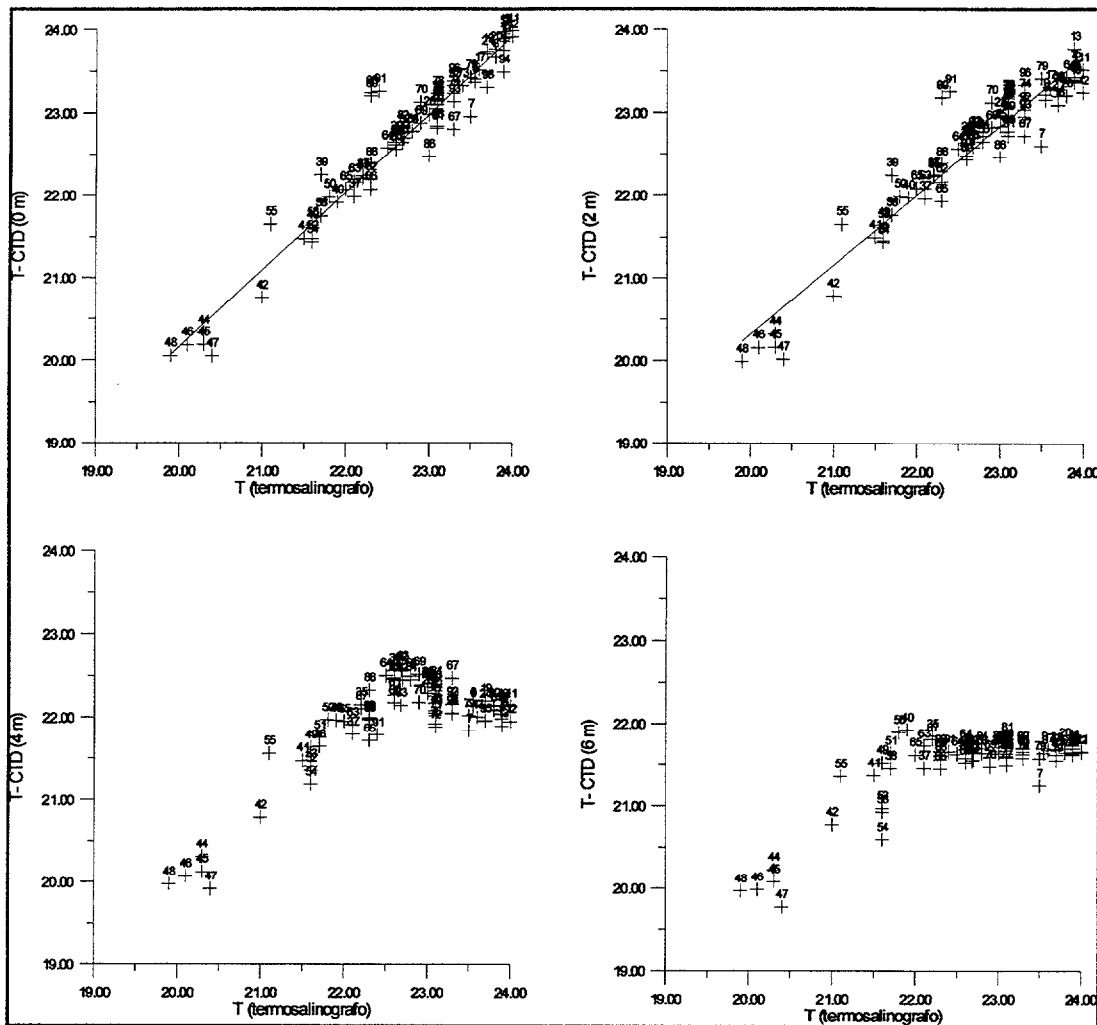


Figura 4-27: Comparación entre las temperaturas medidas por el termosalinógrafo del buque (abcisas) y la medida por el CTD a 0,2,4 y 6 m (ordenadas), para todas las estaciones durante la campaña POSEIDON 212.

La correlación lineal entre ambas temperaturas es muy buena a 0m y 2m, sin embargo a 4 m observamos que la correlación se pierde para un grupo importante de medidas. A 6 m de profundidad el gráfico evidencia una variación en torno a 2°C (de 22°C a 24°C) que se detecta en superficie que es inexistente a 6 m de profundidad, donde se observa una temperatura prácticamente constante de unos 21.6°C dentro de un intervalo de 0.5°C. Esta observación que es independiente del tiempo puesto que todas las medidas son simultáneas, no está asociada a los ciclos diarios de calentamiento superficial por insolación.

En consecuencia puede señalarse que: 1) en las observaciones oceanográficas

convencionales, a escala cuasi sinóptica en aguas canarias, existe una variabilidad en la temperatura, del orden de 0.5-0.6°C (0.1 unidades de σ -T), no asociada a fenómenos mesoescalares. 2) En esta época del año se detectan variaciones térmicas en la capa mas superficial (0- 3 m) que no se transmiten a profundidades mayores. Las primeras se atribuyen a oscilaciones naturales de alta frecuencia que afectan a toda la masa de agua superficial, mientras que las segundas pueden atribuirse a fenómenos de intercambio de calor con la atmósfera o bien a mezcla con aguas afloradas o a una combinación de ambos procesos.

En la escala espacial también se pone de manifiesto la existencia de variaciones superficiales que no se corresponden con las que se observan en la columna de agua. En la figuras 4-28 a 4-30 se representan los campos escalares de temperatura, salinidad y densidad observados durante la campaña POSEIDON-212 entre 0 y 10 m de profundidad cada 2 m. En los diagramas de temperatura se puede observar el gradiente zonal este oeste que a 0m presenta un valor de unos 3°C (la longitud real del mapa representado es de unos 570 km este-oeste). Esto podría interpretarse como la variación en el grado de mezcla de las aguas oceánicas con aguas frías procedentes del afloramiento, que tendría efectos a lo largo de prácticamente toda el área muestreada. La característica mas importante de estos mapas térmicos es la presencia de aguas de afloramiento al este de las islas de Lanzarote y Fuerteventura. En el correspondiente mapa a 2 m el gradiente térmico zonal se ha reducido en aproximadamente 0.5°C, si bien la temperatura del agua del afloramiento permanece invariante. A partir 4 m de profundidad prácticamente ha desaparecido toda variación térmica al oeste de Lanzarote-Fuerteventura, A 10 m la única estructura térmica detectable es la lengua de aguas afloradas.

Si se representa del mismo modo la salinidad (figura 4-29) se comprueba como también las estructuras mesoescalares mas superficiales se desvanecen a medida que aumenta la profundidad. Lógicamente, la salinidad es un parámetro mas conservativo, por lo que representa mejor los tipos de aguas presentes. Otra vez la característica principal que muestran los mapas es la presencia de aguas de afloramiento, de baja salinidad.

Los correspondientes mapas de densidad (σ -T) para la campaña POSEIDON 212

se presentan en la figura 4-30. La densidad es el parámetro relacionado con los movimientos de masa de agua. La mayor densidad de las aguas afloradas hacen que estas se hundan hasta alcanzar el nivel que les corresponde por su densidad. El hecho de que estas aguas densas se observen en superficie, a una distancia de unos 100 km de su lugar de afloramiento, da una idea del poder de bombeo del sistema de afloramiento costero. Una vez mas la única característica mesoescalar persistente es la presencia del afloramiento. El resto de características visibles en estos mapas han de tomarse con mucha precaución dado que el intervalo de contorno representado (0.05 uds σ -T) es inferior al orden de las variaciones de alta frecuencia que se observaron para las aguas oceánicas en el ESTOC (del orden de 0.1 uds σ -T).

Las imágenes AVHRR correspondientes a los días 26, 27 y 28 de septiembre de 1995 se han representado en la figura 4-31. El algoritmo de corrección atmosférica empleado es el de Strong y McClain [1984]. Durante estas fechas se realizaron un total de 13 estaciones CTD, éstas junto a las llevadas a cabo el día 25 aparecen representadas como los transectos (A,B,C), también se ha sobrepuesto el recuadro correspondiente a la campaña para una mejor comparación visual. En el área cubierta por el crucero, la

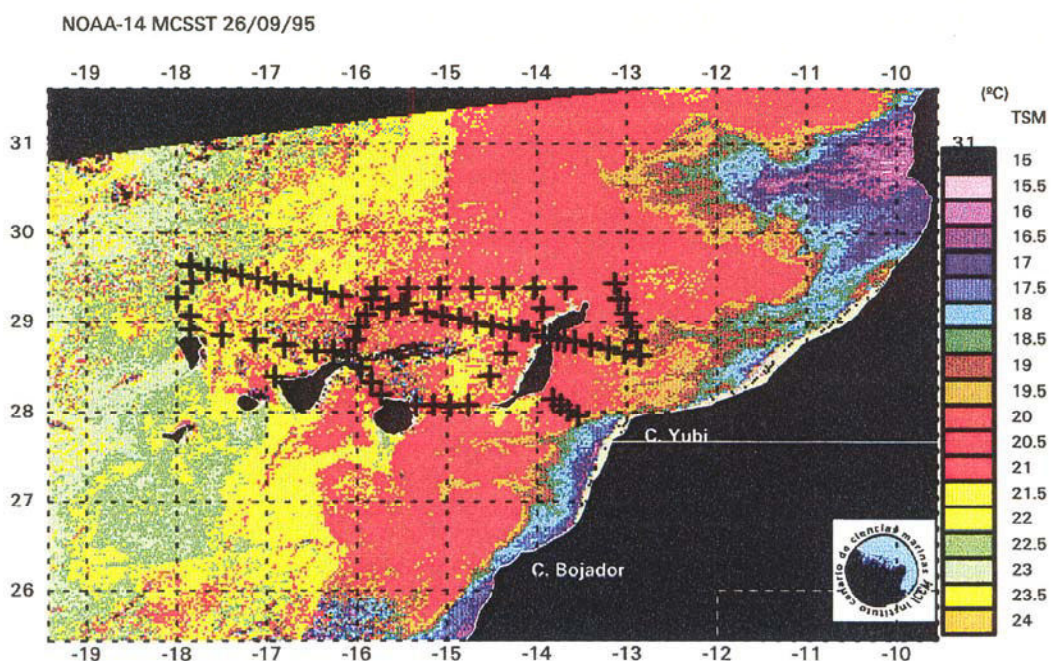
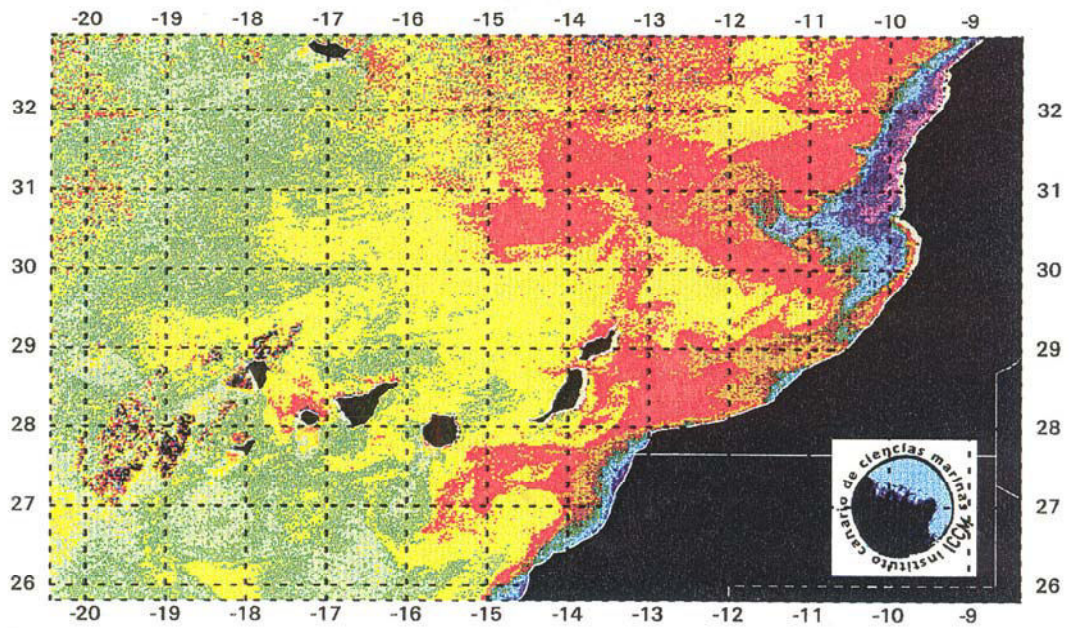


Figura 4-31: Imágenes MCSST para los días 26, 27 y 28 de septiembre de 1995 coincidiendo con la campaña Poseidon 212, cuyas estaciones se han sobrepuesto. Se indican también los transectos A, B y C.

característica mas notable es la arribada a las islas de Lanzarote y Fuerteventura de aguas frías afloradas con temperaturas de 21°C aproximadamente, el centro de afloramiento en el que estas aguas se generan está situado aproximadamente en 28.5°N, 11.2°W, la temperatura que se encuentra junto a la costa en ese punto es de aproximadamente 18°C , la distancia entre ambos puntos es de unos 212 Km en línea recta.

NOAA-14 MCSST 27/09/95



NOAA-14 MCSST 28/09/95

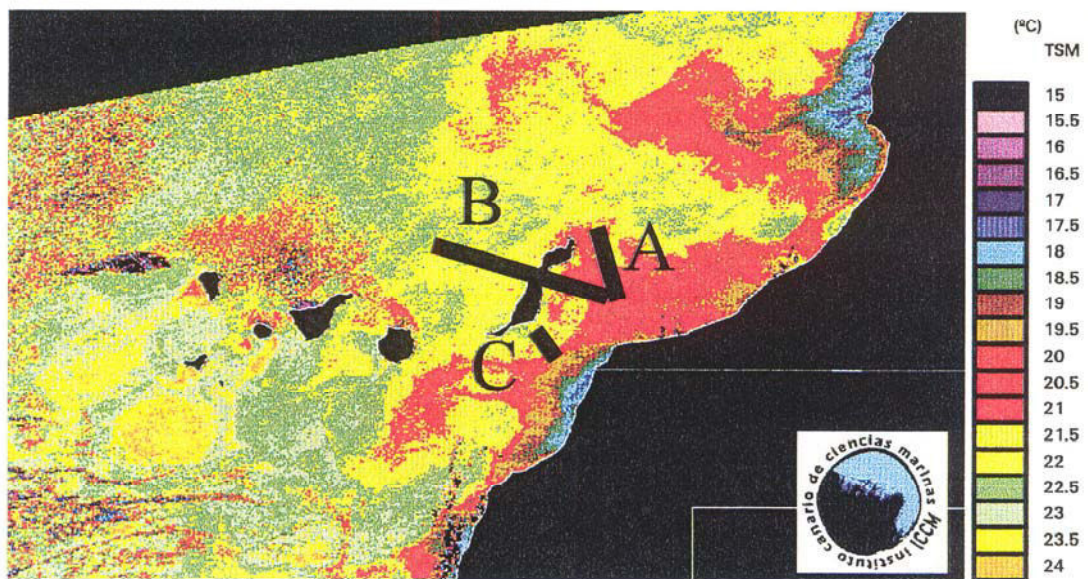


Figura 4-31: Continuación

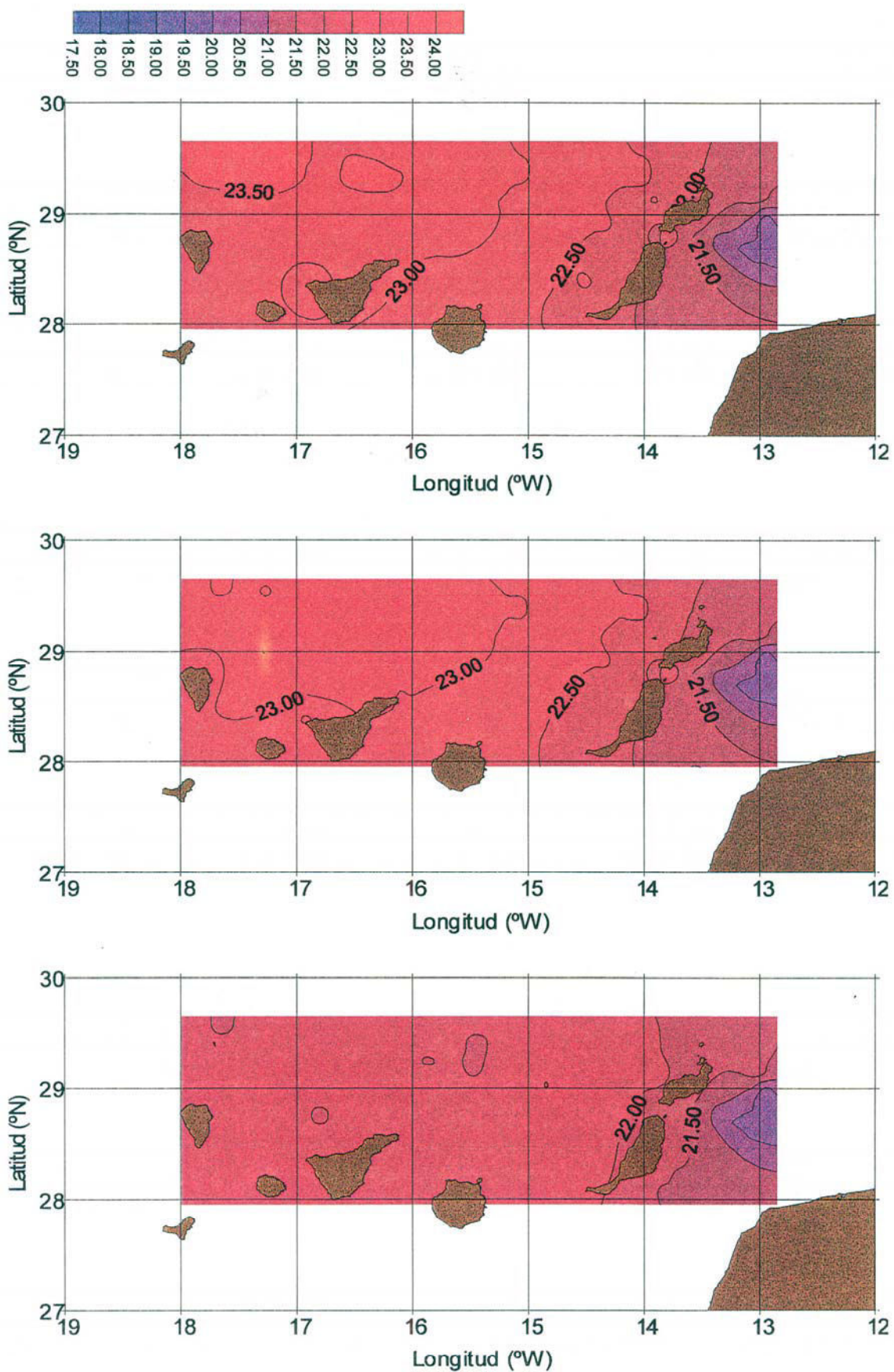


Figura 4-28: Distribución espacial de Temperatura cada 2 m de profundidad a partir de los datos CTD de la campaña POSEIDON-212

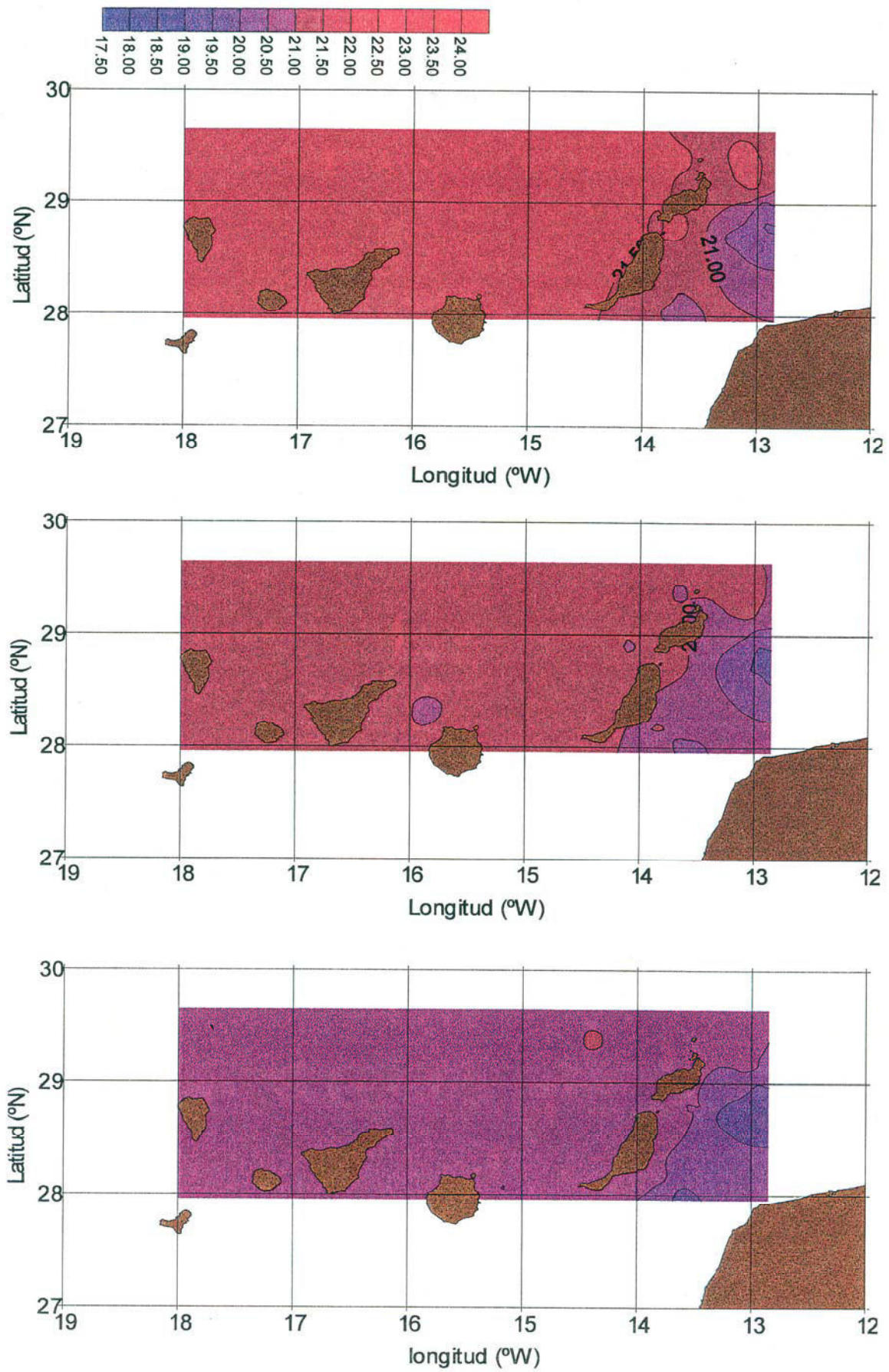


Figura 4-28: (continuación)

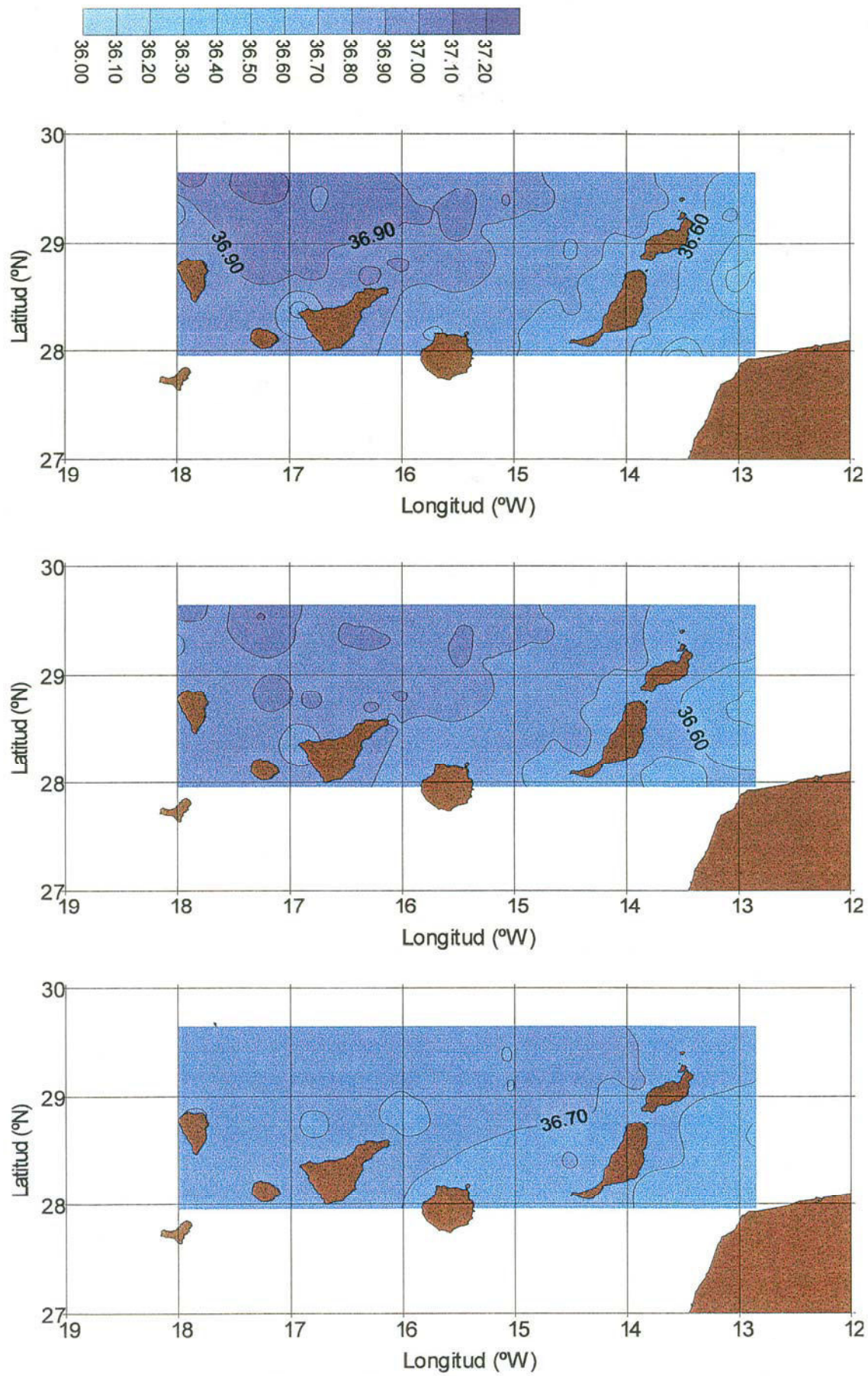


Figura 4-29: Igual que la figura 4-28, para la salinidad

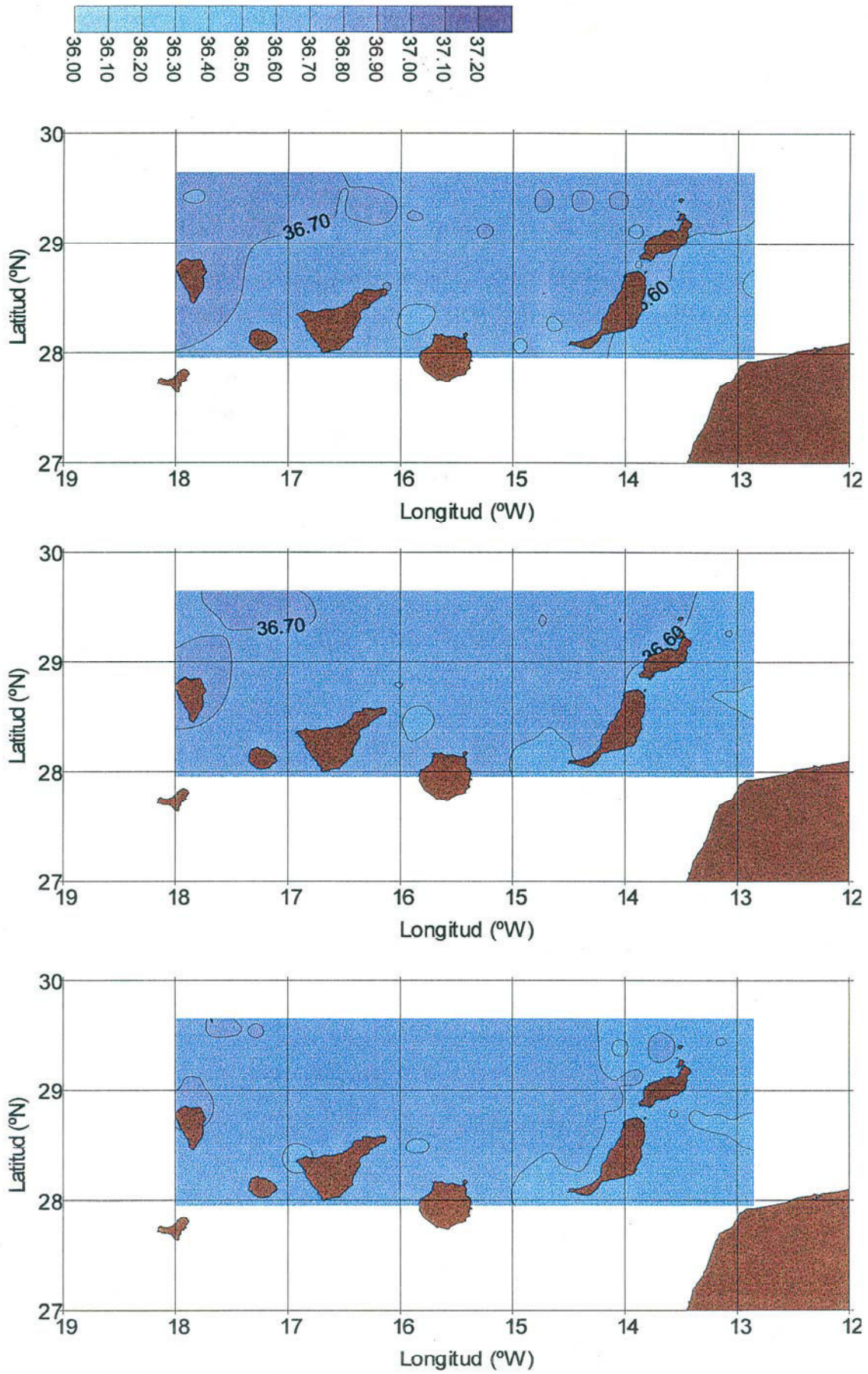


Figura 4-29: (continuación)

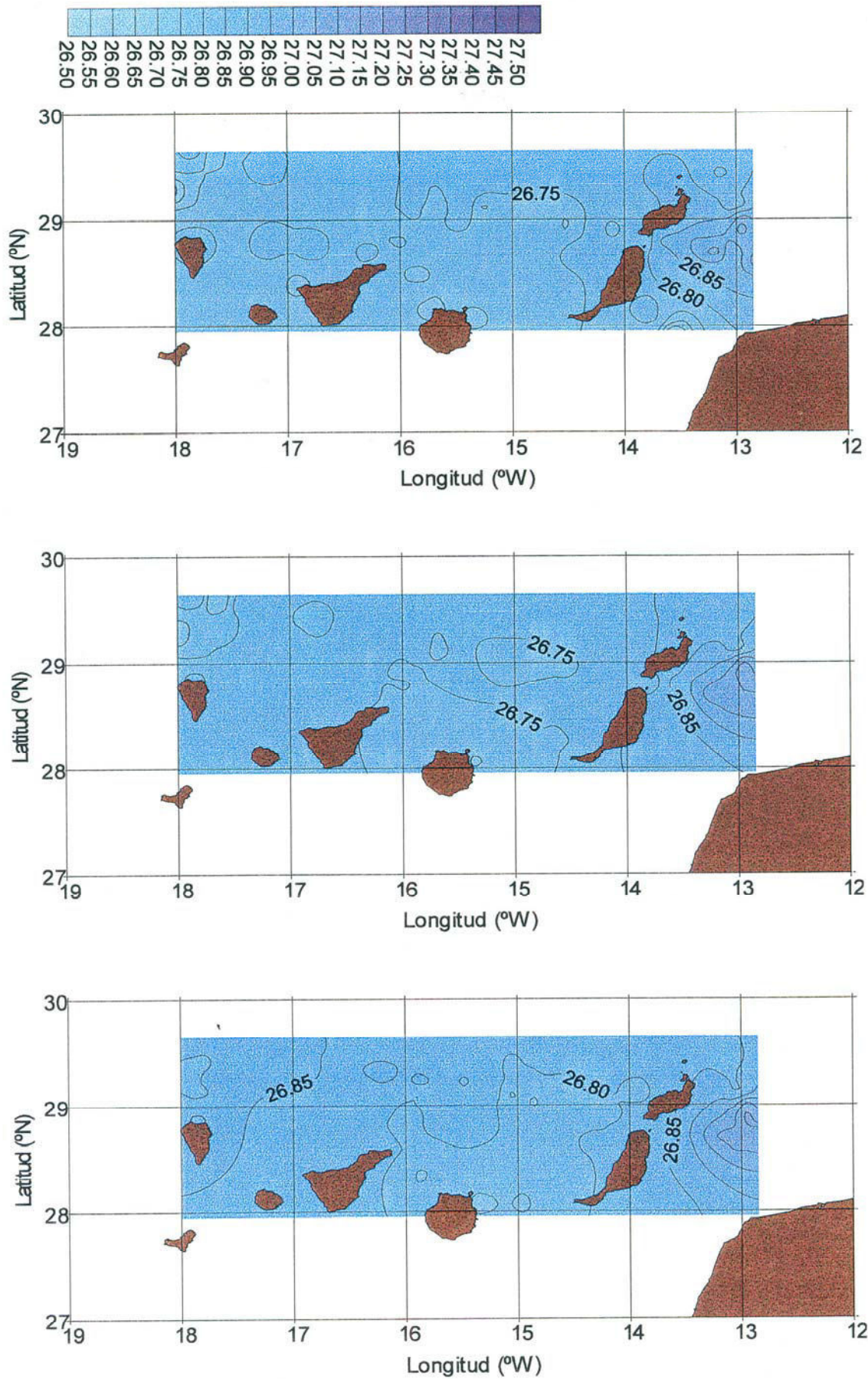


Figura 4-30: Igual que la figura 4-28 para sigma-T

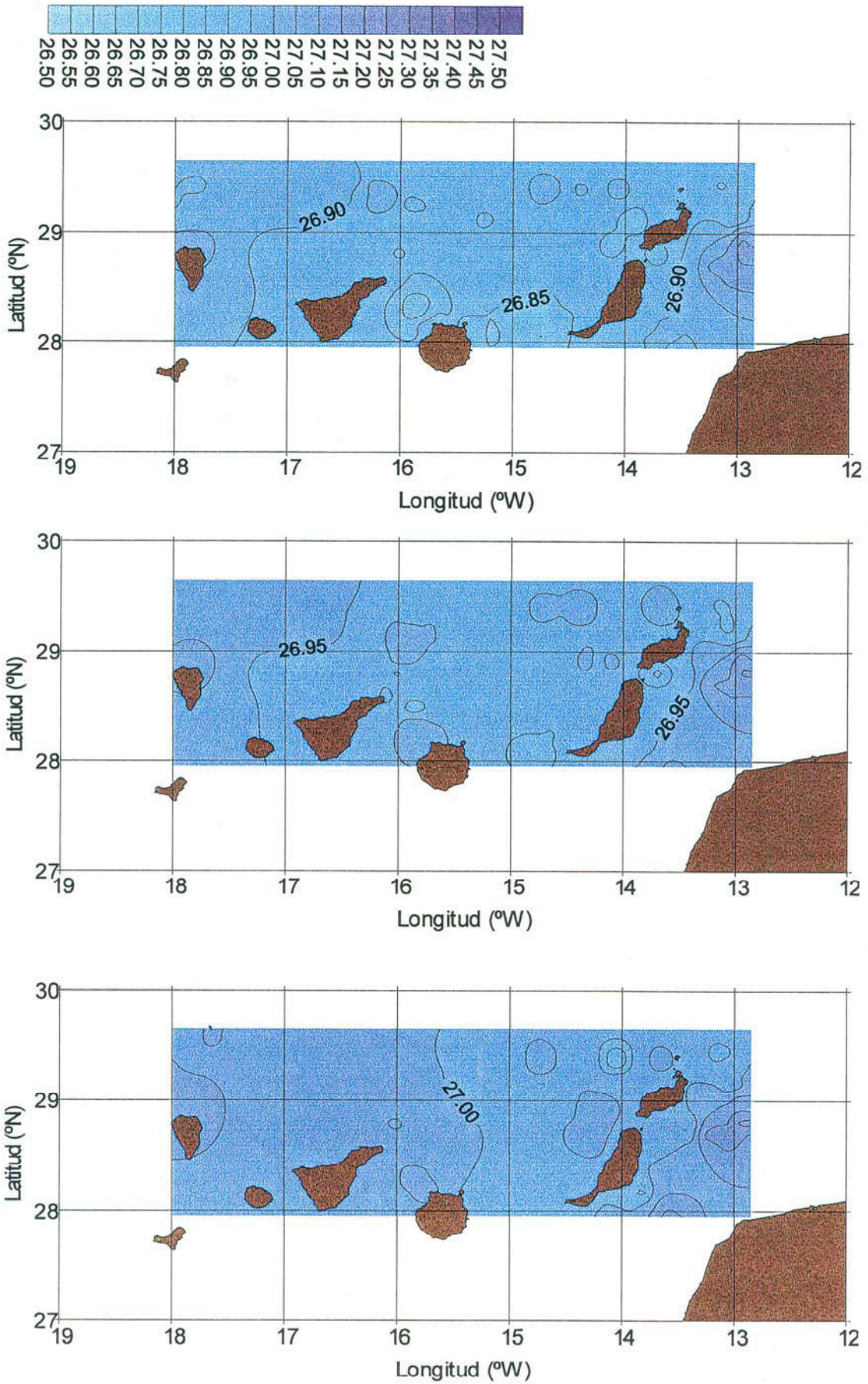


Figura 4-30: (continuación)

Al norte, Junto a Cabo Ghir se ha desarrollado una pluma de gran extensión, que avanza meandreando en dirección oeste, en el origen de esta pluma la temperatura es de 16°C aproximadamente, que es igual a la mínima temperatura encontrada en el evento de afloramiento de mayo de 1994 (sección 4.3.1), esto apunta al hecho de que el agua aflorada, agua central noratlántica [Cruzado, 1974, Huges y Barton,1974], proviene prácticamente de la misma profundidad independientemente de la época del año, y que ésta no está afectada por variaciones estacionales, al menos dentro del orden de las que se miden a través de la temperatura en superficie del agua aflorada.. En la masa de agua central noratlántica, el agua de estas características se sitúa , en las islas Canarias, a una profundidad aproximada de 150 m (figura 4-32), a la que corresponde una salinidad entorno a 36.40 (USP). [Llinás, et al., 1993]

En el diagrama T-S de las estaciones de afloramiento (figura 4-32 derecha) se comprueba que el agua de 18°C tiene aproximadamente la misma salinidad que la de 16°C, con lo que con toda probabilidad proceden de la misma masa de agua. Por tanto, si se conoce la relación entre las temperaturas radiométrica e in situ se puede usar la primera para caracterizar la masa de agua superficial, y su grado de mezcla, con una resolución espacial no abordable según los métodos convencionales. La imprecisión de 0.5°C en la

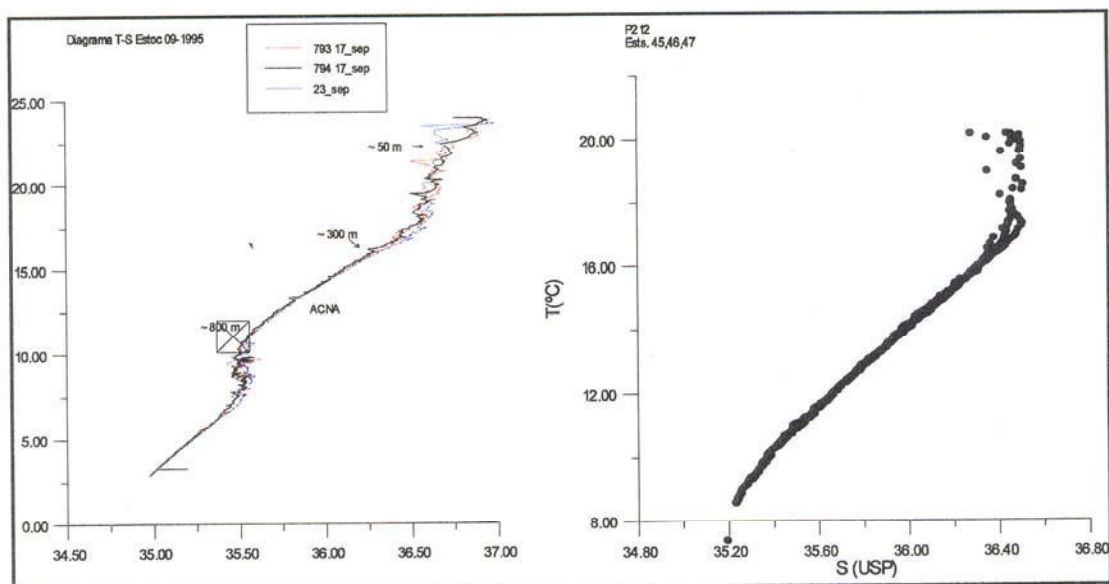


Figura 4-32:Diagrama T-S en el ESTOC a la izquierda (días 17 y 23 de septiembre de 1995). A la derecha diagrama T-S de las estaciones más próximas al afloramiento (estaciones 45,46 y 47, 26 de septiembre de 1995).

determinación de la temperatura se corresponde con una indeterminación en la salinidad de 0.1 USP.

En la figura 4-33 se representa la temperatura de la capa 0 a 10m, para las 13 estaciones realizadas los días 26 a 28 de septiembre para los que se dispone de datos AVHRR, se ha representado también la temperatura MCSST obtenida para dichas estaciones. Se trata por tanto de coincidencias en un intervalo inferior a 24 horas. Se evidencian dos regímenes bien diferenciados en la temperatura de la capa superficial: el que comprende las estaciones 42 a 48, caracterizada por temperaturas inferiores a 21.0°C en la superficie, presentan una estratificación vertical débil; del orden de 0.5°C/10 m, para las cuales la temperatura del satélite es inferior a la de la superficie del mar medida in situ. El conjunto de las estaciones 49 a 55 están influidas por el afloramiento pero no se sitúan sobre la pluma principal, en éstas la estratificación es superior (de 1 a 1.5°C en 10 m), dándose temperaturas de satélite superiores e inferiores a la que se detecta en la superficie a través de las medidas in situ.

La diferencia media entre la temperatura radiométrica y la temperatura in situ según

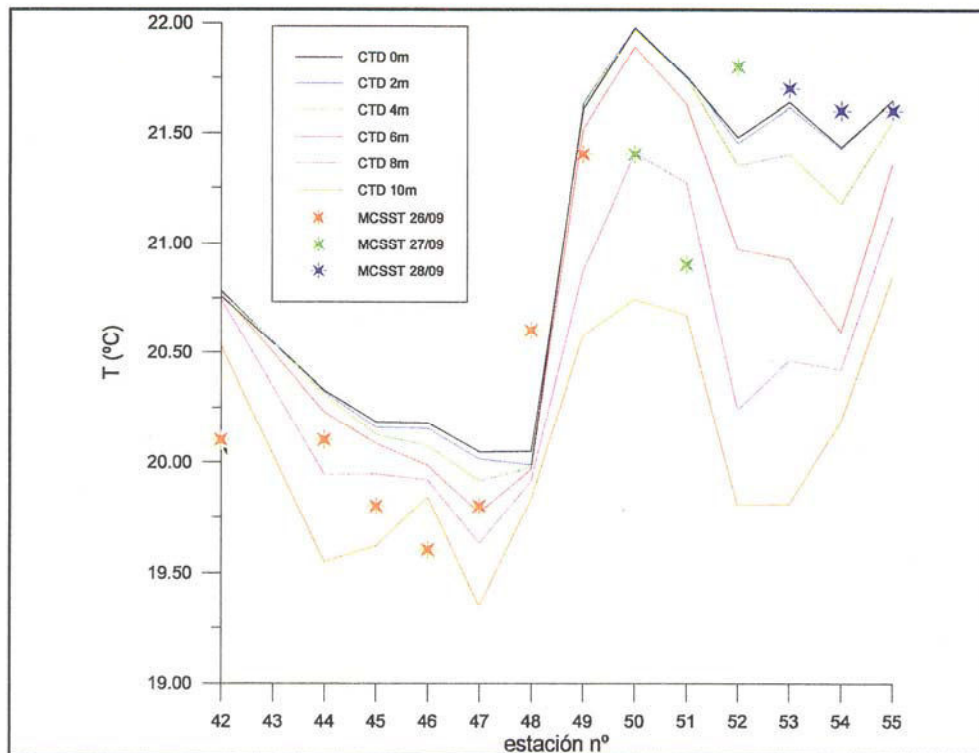


Figura 4-33: *Temperatura in situ (CTD) de 0 a 10 m cada 2 m y temperatura MCSST para los mismos días en las estaciones llevadas a cabo entre el 26 y 28 de septiembre de 1995. En todos los casos los intervalos entre observaciones fueron inferiores a 24 horas.*

el CTD varia entre 0.21°C a 0 m, hasta 0.70°C a 10m, situándose el mínimo 0.05°C a una profundidad de 4 m. La correlación entre las temperaturas es significativa (>95%) para toda la columna de 0 a 10 m. El error típico de la estimación se sitúa en torno a 0.2°C.

El grado de linealidad respecto de la columna superficial (0-10 m) se presenta en la figura 4-34: el coeficiente de correlación cruzada con retardo de 1 día, es decir el que se obtiene entre medidas que difieren en 1 día, es ligeramente inferior al que se obtiene con menor distancia temporal. Los coeficientes de correlación encontrados presentan valores en la línea de los encontrados para los XBT y muestran que aunque éste disminuye con la profundidad, el modelo lineal sigue siendo aceptable a profundidades del orden de 10 m.

No obstante, se ha comprobado también que, para los datos de que se dispone, la imprecisión de la medida resulta independiente de la hora de paso del satélite, dado que la diferencia media sensor-in situ no disminuye cuando se aproximan los instantes de muestreo dentro de un periodo de 24 horas. Es decir, no necesariamente el grado de acuerdo entre la medida del satélite y la del instrumento oceanográfico, aumenta a medida que se aproximan los instantes en que fueron tomadas ambas medidas, siempre que no se rebase un determinado umbral de distancia temporal, del orden de dos días para el área a la que se refieren las medidas.

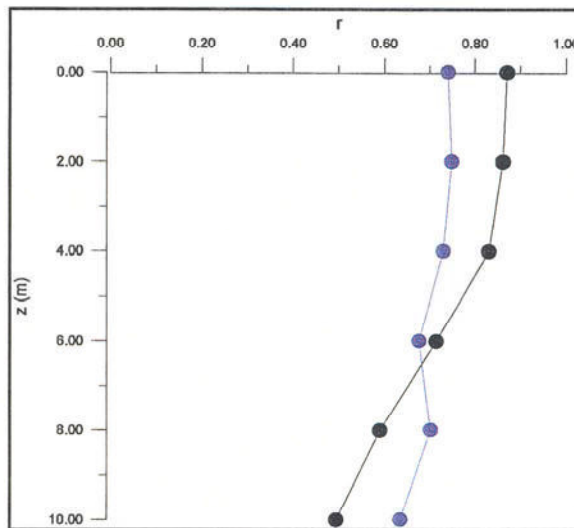


Figura 4-34: perfil de correlación entre la temperatura CTD y la MCSST, para las 13 estaciones del 26 al 28 de septiembre. En negro la correlción con un retraso entre medidas inferior a 24 horas, la línea azul para una distancia temporal superior a 24 horas.

Frentes de afloramiento:

Los frentes de afloramiento son, junto a la capa de Ekman, las principales características que los definen, de acuerdo con Brink [1983]. La capa de Ekman es la capa

turbulenta y homogénea que absorbe la energía transferida por el viento. Debido a esta mezcla tiene un carácter isotermo, la componente del transporte de masa de agua está confinada dentro de esta capa. La otra característica es la existencia de fuertes gradientes horizontales de densidad.

A través de las estaciones 45 a 52 se definieron tres transectos (A,B,C, en la figura 4-31), para los que se dispone además de los datos CTD, de imágenes AVHRR coincidentes, con lo que podemos comparar los gradientes que se estiman por ambas metodologías. En la figura 4-35 se muestran las secciones transversales correspondientes a dichos transectos hasta una profundidad de 30 m.

Los transectos no definen la localización de un frente sino un gradiente homogéneo de temperaturas, queda bien definida la influencia de las aguas afloradas por la profundidad de la capa isotérma que coincide en general con la distribución de las isopíneas. La profundidad de la capa homogénea disminuye asintóticamente desde el interior de las plumas hacia las aguas oceánicas en los transectos A y B, mientras que el transecto C no presenta una influencia del afloramiento tan acusada, dada la patente estratificación que se observa.

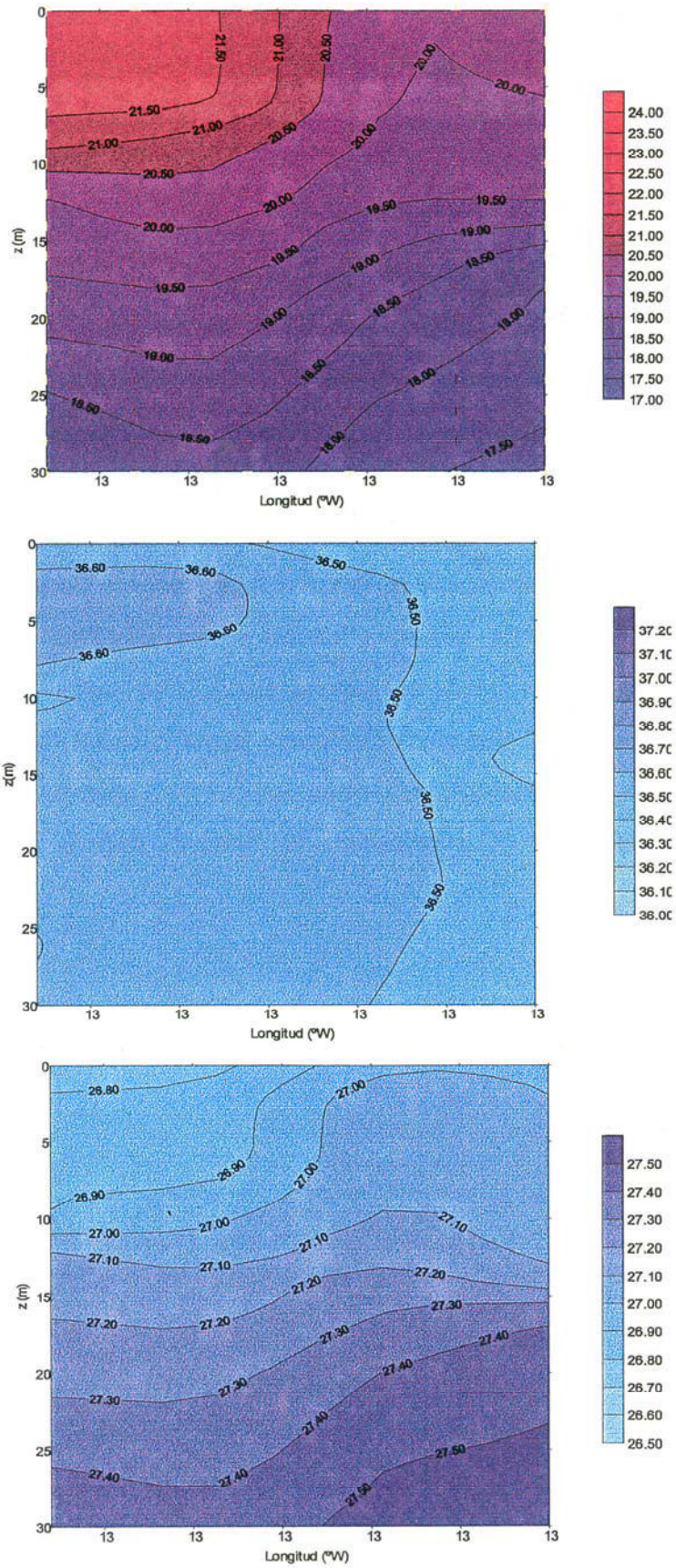


Figura 4-36: Secciones transversales de temperatura, Salinidad y densidad correspondientes al transecto A.

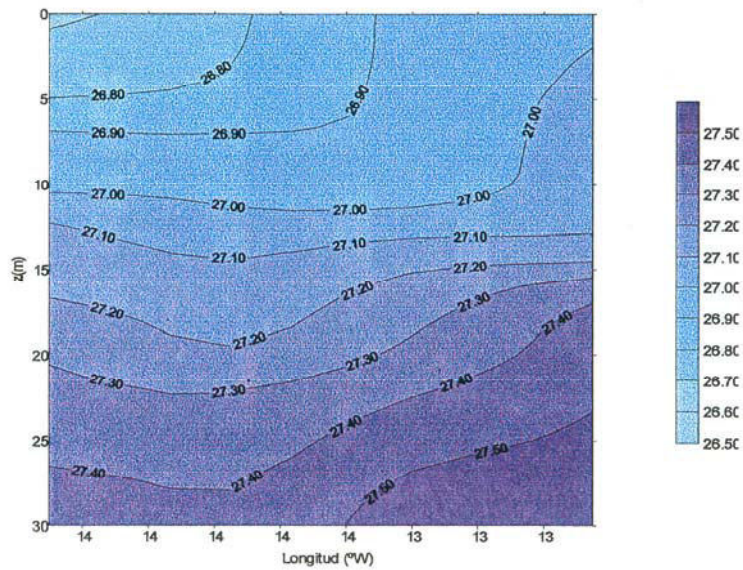
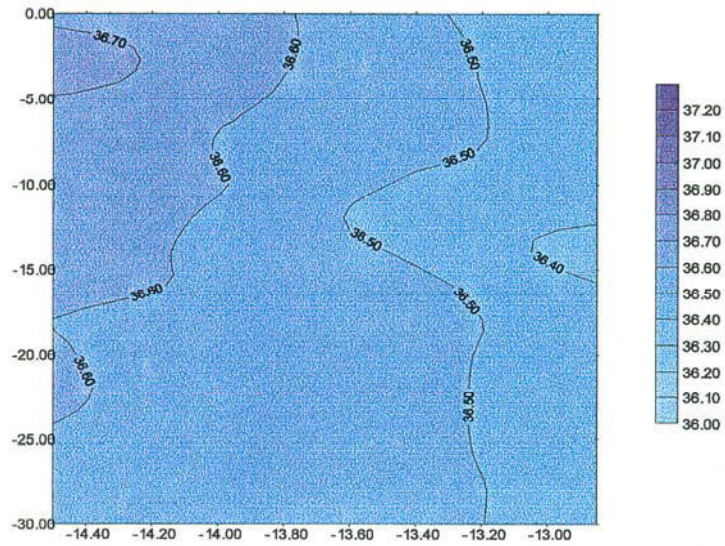
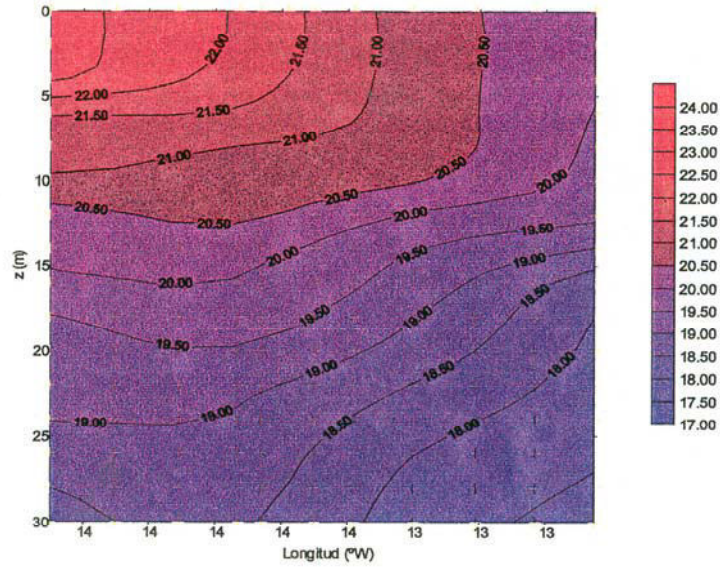


Figura 4-36: Transecto B.

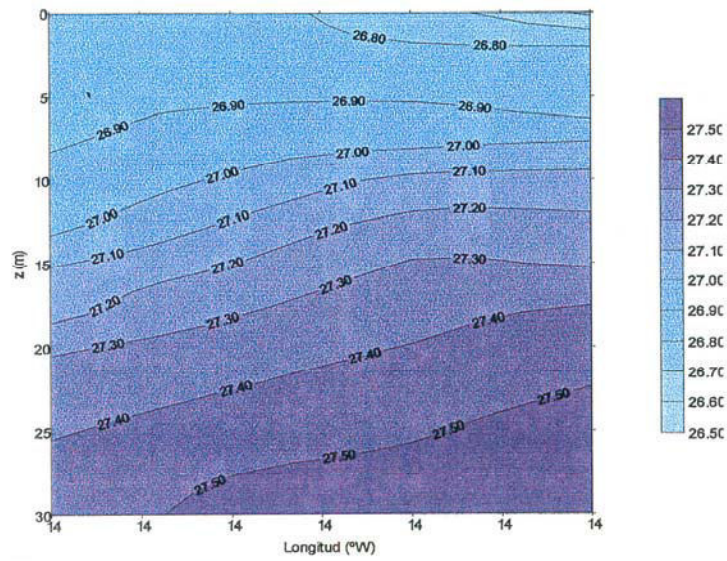
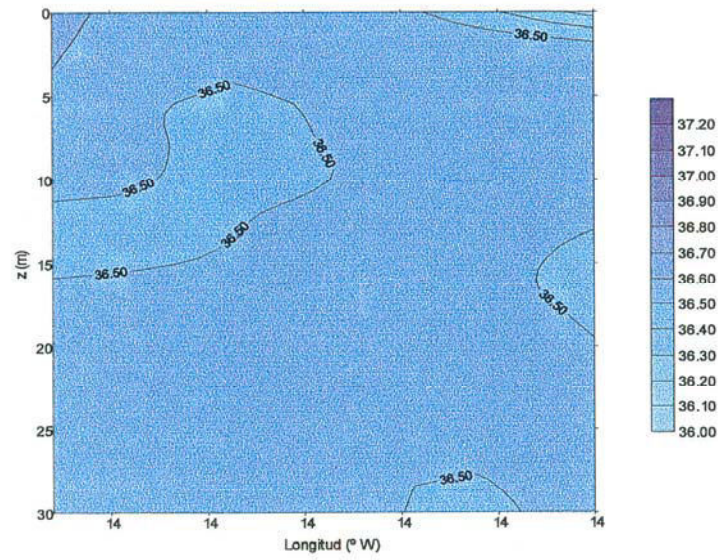
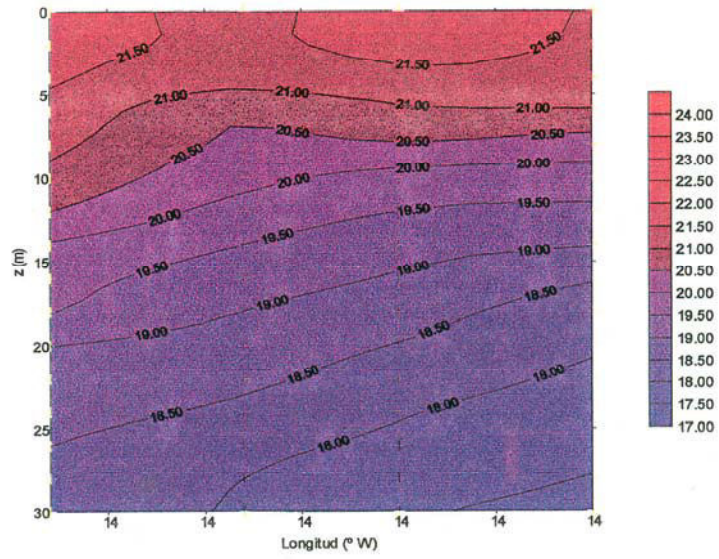


Figura 4-36: Transecto C

5: CONCLUSIONES

1.- Se determina que las diferencias entre las observaciones de temperatura a partir de los radiómetros AVHRR y ATSR son siempre mayores en el dominio de las aguas afloradas que en las oceánicas en cualquier época del año. Además, a lo largo del año, las mínimas diferencias se dan entre marzo y mayo y las máximas entre agosto y enero, para todas las latitudes. La distribución de estas diferencias se muestra bien correlacionada con la presencia variable de aerosoles en la atmósfera: mas frecuentes en la zona sur del área de estudio, aumentando su presencia en la zona norte en el verano.

2.- Se determina el espesor de la capa superficial variable representada por las observaciones de la temperatura superficial a lo largo del año para las aguas oceánicas. Estableciéndose su valor mínimo entre 2 y 3 m durante el verano.

3.- Del análisis generalizado de correlación entre las observaciones de satélite e in situ se establece que : El grado de correlación lineal es siempre superior en el dominio oceánico que en el de afloramiento, a todas las escalas tratadas y tanto para la comparación de los radiómetros entre sí como en la comparación de cada uno de ellos con las medidas in situ. Esto indica que en este último dominio existen procesos de frecuencias superiores a las que se pueden abordar a partir de la cobertura temporal actual de los sensores

4.- El desarrollo de algoritmos que contemplen la variabilidad de la atmósfera a nivel regional va a ser determinante para conseguir aumentos significativos en la precisión de estas medidas, dada la buena correlación encontrada entre la variabilidad de algunos parámetros atmosféricos y una parte significativa del error de la determinación radiométrica de la temperatura.

5.- La utilización de medidas radiométricas de la temperatura superficial del océano para establecer la extensión y/o intensidad del afloramiento requiere de información oceanográfica complementaria. Dado que, si bien la temperatura es el factor dominante en la densidad, el factor salinidad es suficiente para condicionar la distribución en superficie del agua aflorada y por tanto la posibilidad de su observación remota.

6.-La distribución espacio temporal de la anomalía de la temperatura superficial (la desviación estándar de la temperatura mensual dentro de la cuadrícula de 1°) se presenta muy bien correlacionada, en el área, con la correspondiente al transporte de Ekman, con lo cual señala bien la distribución mesoescalar del fenómeno. La dimensión del tamaño de la observación individual (pixel) resulta crítica para establecer los límites variables de estos fenómenos.

7.- Se comprueba que el estudio, aplicando técnicas de teledetección, de las condiciones de cada uno de los dominios: aguas oceánicas y de afloramiento. Necesita de una aproximación diferente en cada caso, dadas las diferentes escalas de variabilidad dominantes en cada uno de ellos.

8.- Se establece el ciclo anual de la temperatura superficial del mar a mesoescala entre Canarias y Cabo Blanco, en base a las observaciones realizadas por los radiómetros AVHRR y ATSR, de medidas de buque y de perfiles XBT

a) La variación térmica anual a mesoescala en el dominio oceánico es de 4.69°C , a partir del AVHRR, 4.83°C para el ATSR, 3.13°C para las medidas EDM y 4.21°C para la temperatura medida a 5 m realizada con XBT. Para el dominio del afloramiento la oscilación es mas suave: 3.64°C para AVHRR, 3.51°C para ATSR y 2.47°C para el E.D.M.

b) La diferencia de temperaturas día-noche promedio para los datos AVHRR varía entre 0.7°C para el mes de agosto en 22°N - 23°N y los -0.4°C de diciembre para la franja 22°N - 24°N

c) Se establece, para el área de estudio que, el valor de la desviación media de las medidas del AVHRR frente a las medidas in situ en $+0.5^\circ\text{C}$, mientras que para el ATSR este valor es de -1.2°C .

9.- Se comprueba que la temperatura media mensual estimada por el algoritmo estándar para el sensor ATSR es siempre inferior a la correspondiente para el AVHRR. No obstante, las variaciones relativas, espaciales y temporales, determinadas por cada uno de

ellos son del mismo orden y sus diferencias se mantienen por debajo de 0.5°C . Se han calculado los factores de ajuste entre las medidas para diferentes escalas espaciales, encontrándose una convergencia entre las determinaciones de la temperatura al aumentar la escala espacial

10.- Se ha desarrollado un conjunto de herramientas para el tratamiento de la información de satélite e in situ que se ajusta a los requerimientos específicos para la región del atlántico centro oriental a través de la cual se han llevado a cabo las comparaciones sistemáticas presentadas en este trabajo.

11.- Se propone un método para eliminar el ruido presente a las menores escalas en las imágenes de ATSR

12.- Se comprueban los beneficios del uso combinado de sensores de diferente plataforma dado que con el aumento de cobertura, pueden estudiarse fenómenos de mayor frecuencia, que tienen gran importancia en el dominio de afloramiento.

6: BIBLIOGRAFÍA

- Arbelo M., Herrera F., Exposito F. J., Caselles V., Coll C. (1996)** Determination of sea surface temperature using combined TOVS and AVHRR data. Application to Canary Islands area, Spain. *International Journal of Remote Sensing*, vol 17, nº2, pp 359-371.
- Aristegui J., Sangrá P., Hernández-León S., Cantón M., Hernández-Guerra A., Kerling J. L.(1994)** Island Induced eddies in the canary islands. *Deep Sea Research*, vol 41, nº 10, pp 1509-1525.
- Bailey, P.(1993)** SADIST Prtducts Version 500 ATSR Rutherford Appelton Laboratory document.
- Barton I. J., Zadovy A. M., O'Brien D. M., Cutten D. R., Saunders R. W., Llewellyn-Jones D. T.(1989)**Theoretical Algorithms for satellite derived sea surface temperatures.*Journal of Geophysical Research*, vol 94, nº d3, pp 3365-3375.
- Bottomley M., Folland C. K., Hsiung J., Newell R. E., Parker D. E.(1990)** Global Ocean Surface Temperature Atlas, UK Meteorological Office.
- Brink, K. H.(1983)** The near surface dynamics of coastal upwelling *Progress in Oceanography*, vol 12 pp 223-257.
- Brown O. B., Evans R.(1982)** Visible and infrared satellite remote sensing- A status report *Naval Review*. 31, pp 7-25.
- Brown O. B., Evans R. H., Cornillon P.(1991)**Satellite derived global sea surface temperature fields.*Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section)*, nº 90, pp 179-182.
- Bulgakov N. P., Polonsky A. B., Popov I., Artamonov, V., and Nikiforova V. P.(1985)** Variability of the temperature field off the North-Western Coast of Africa. *Symp.Upw.W.Afr.; Inst.Inv.Pesq., Barcelona*.
- Cachorro V., Durán P., de Frutos M., Hernández S., Betegón M. (1997)** Determinación de los parámetros de entrada para los algoritmos de corrección atmosférica en el rango de longitudes de onda 300-2500 nm Teledetección aplicada a la gestión de los recursos naturales y el medio ambiente marino. VIII, Congreso nacional de teledetección, Santiago de Compostela.
- Caselles,V., Coll C., Sobrino J. A., Valor E., Diez S.(1993)** Algunas sugerencias sobre el uso del método split-window para determinar la temperatura superficial del mar.*Teledetección y medio ambiente. IV Reunión Científica de la Asociación Española de Teledetección, Sevilla*.
- Clemente-Colón P., Llinás O. ,Sakerin S.**Sun photometer observations over the northwest african region. No publicado.

- Coll C., Sobrino J. A., Casselles V.(1993)** Parametrización de la Absorción del Vapor de Agua Atmosférico en el Infrarrojo Térmico. Desarrollo de un Algoritmo Split Window. IV Reunión de la Asociación Española de Teledetección, J.M. Moreira ed, pp 391-397.
- Cornillon P., Gilman C., Stramma L., Brown O., Evans R., Brown J. (1987)** Processing and analysis of large volumes of satellite derived thermal infrared data. *Journal of Geophysical Research*, vol 92, nº12, pp 12993-13002.
- Cruzado, A. (1974)** Coastal upwelling between Cape Bojador and Point Durnford (Spanish Sahara) *Thetys*, 6. pp 133-142.
- Chahine, M. T.(1983)** Interaction Mechanisms within the Atmosphere. *Manual of Remote Sensing* (Colwell,R.N. ed) American Society of Photogrametry.
- Dave J. V., Gazdag J. (1970)** A modified Fourier transform method for multiple scattering calculations in a plane parallel Mie Atmosphere. *Applied Optics* ,vol 9, nº 6.
- Demarcq H., Diop E. S., Citeau J., Pezin A. (1993)** Spatio-temporal evolution of the coastal upwelling in the Senegalese and Mauritanian littoral. *MARINF-90*, Unesco pp 35-42
- Downie N. M., Heath R. W. (1983)** *Metodos estadísticos aplicados* Ediciones del castillo, Madrid, 373 págs
- Emery W. J., Kantha L., Wick G. A., Schluessel (1993)** The relationship between skin and bulk sea surface temperatures. *Satellite remote sensing of oceanic environment*. Eds. Jones, Sugimory and Stewart. Siebutsu
- ERDAS Inc.(1995)** *Erdas Imagine field guide* 3rd Edition
- ESA(1991)** Special Issue on ERS-1. *ESA Bulletin*, nº 65
- ESA-EPO (1989)** Sharp-1 Technical Specification of CCT Format. ESA document
- ESA-EPO (1992)** Sharp-2 Technical Specification of Format. ESA document
- ESA-EPO (1987)** Standard Family HRPT Archive Request Product (Sharp) Technical Specification of CCT Format. ESA document
- Flament P., Armi L., Washburn L., (1985)** The evolving structure of an upwelling filament. *Journal of Geophysical Research*, vol 90, nº C6, pp 11756-11778.
- Fraga F., Barton E. D., and Llinás O. (1985)** The concentration of nutrient salts in "pure" north and south Atlantic Central Waters. *Int. Sym. Upw. W. Africa; Inst. Inv. Pesqu.* Barcelona.
- García-Weil L., Nykjaer L., Tejera A., Cantón M.(1994)** Calculo de velocidades superficiales en el área de afloramiento del NW de Africa mediante imágenes del

sensor AVHRR. Revista de Teledetección nº3 pp 37-41.

- Gautier C., Ricchiazzi P., Yang S. (1996)** SBDART: A practical tool for plane parallel radiative transfer in the earth atmosphere. Earth Space Research Group, institute for computational earth system science. University of Valifornia, Santa Barbara.
- Gohil B. S., Mathur A. K., Pandey P. C. (1994)** An algorithm for sea surface temperature estimation from ERS-1 ATSR using moisture dependent coefficients: a simulation study. International Journal of Remote Sensing, vol 15, nº 5, pp 1161-1167.
- Gomasasca M. A., Lechi G. M. (1989)** Fundamentals of remote sensing. Remote sensing applications to water resources. FAO/Unesco, Roma.
- González A., Pérez J. C., Herrera F., Rosa F., Rodríguez S. (1997)** Separación de las componentes térmica y solar del canal 3 del NOAA- AVHRR. Teledetección aplicada a la gestión de recursos naturales y medio litoral marino. Eds Hernández-Sande, C. y Arias, J.E., Asociación española de teledetección. Santiago de Compostela.
- González-Muñoz, A. (1995)** Análisis de la variabilidad espacio temporal del afloramiento del noroeste africano. Tesis doctoral, departamento de física, Universidad de Las Palmas de Gran Canaria.
- Gordon H. R., Clark D. (1981)** Clear water radiances for atmospheric corrections of coastal zone color scanner imagery. Applied Optics, vol 20, nº4, pp 4175-4180
- Gordon H. R., Wang, M.(1994)** Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWIFS: A preliminary Algorithm. Applied Optics, vol 33, nº 3, pp 443-452.
- Griggs, M.(1975)** Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data. Journal of the Air Pollution Control Association, vol 25, nº6, pp 622-626.
- Griggs, M.(1985)** A method to correct satellite measurements of sea surface temperature for the effects of atmospheric aerosols. Journal of Geophysical Research, vol 90, nº d7, pp 12951-12959
- Griggs, M. (1983)** Satellite measurements of tropospheric aerosols. Advances in Space Research. vol 2.nº5. pp 109-118
- Harris A. R., Saunders M. A.(1996)** Global validation of the along track scanning radiometer against drifting buoys. Journal of Geophysical Research, vol 101, nº c5, pp 12127- 12140
- Hernández-Guerra, A.(1990)** Estructuras oceanográficas observadas en las aguas que rodean las islas canarias mediante escenas de los sensores AVHRR y CZCS. Tesis doctoral, departamento de física Universidad de las Palmas de Gran Canaria.

- Hernández-Guerra A., Arístegui J., Cantón M., Nykjaer L.(1993)** Phytoplankton pigment patterns in the Canary Islands as determined using Coastal Zone Colour Scanner International Journal of Remote Sensing. vol 14, n° 7, pp 1431-1437.
- Ho D., Asem A., Deschamps P. Y. (1986)** Atmospheric Correction for the Sea Surface Temperature using NOAA-7 AVHRR and METEOSAT infrared data. International Journal of Remote Sensing, vol 7 n° 10, pp 1323-1333.
- Houghton, R. W. (1991)** The relationship of sea surface temperature to thermocline depth at annual and interannual time scales in the tropical atlantic ocean. Journal of Geophysical Research, vol 96, n° c8, pp 15173-15185.
- Hughes P., Barton E. D.(1974)** Stratification and water mass structure in the upwelling area off northwest Africa in April-May 1969. Deep Sea Research, vol 21, pp 611-628.
- Huyer, A.(1976)** A comparison of upwelling events in two locations: Oregon and Northwest Africa. Journal of Marine Research, vol 34, n° 4, pp 531-548.
- Ientile, F.(1993)** The History of satellite remote sensing Satellite. Remote sensing of the oceanic environment. Jones, Sugimori y Stewart eds. Siebutsu, Japón.
- Ikeda M., Emery W. J.(1984)** A continental shelf upwelling event off Vancouver island as revealed by satellite infrared imagery. Journal of Marine Research, vol 42, pp 303-317
- Ikeda M., Emery W. J. (1984)** Satellite observations and modelling of meanders in the California Current system off Oregon and Northern California. Journal of Physical Oceanography, vol 14, pp 1434-1450
- Ikeda M., Mysak L. A., Emery W. J. (1984)** Observation and modelling of satellite sensed meanders and eddies off Vancouver Island. Journal of Physical Oceanography, vol 14, pp 3-21
- IPCC, (1994)** Intergovernmental panel on climate change, Radiative forcing of climate change. The 1994 report of the scientific assesment working group of IPCC. Ginebra.
- Jennings, S. G. (1992)** Atmospheric trace gases and aerosols. Remote Sensing and Global Climate Change. R. Vaughan y A. C. Cranknell eds. NATO ASI Series on Global Environmental Change vol 24.
- Jensen, J. R.(1992)** Introductory Digital Image Processing a Remote sensing perspective Prentice Hall, Nueva York.
- Jones M. S., Saunders M. A., Guymer T. H.(1996)** Global remnant cloud contamination in the along track scanning radiometer. Journal of Geophysical Research, vol 101, n° c5, pp 12141-12147
- Junge, C. (1977)** The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. Saharan

Dust. Mobilization, transport, deposition. SCOPE,14. C.Morales Ed.

Junge, C. E. (1972) Our knowlwdge of the Physico-Chemistry of aerosols in the undisturbed marine environment. *Journal of Geophysical Research*, vol 77,nº27

Kalu, A. E. (1977) The african dust plume: Its characteristics and propagation across West Africa in winter. *Saharan Dust. Mobilization, transport, deposition. SCOPE,14.* C.Morales Ed.

Kazansky A. V., Goncharenko I. A. (1993) Atmospheric correction of AVHRR imagery . *Satellite Remote Sensing of the Oceanic Environment.* Jones, Sugimori y Stewart eds. Seibutsu, Japón.

Kidwell, C. (1995) NOAA polar orbiter user guide. Tiros N, NOAA-6,NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9, NOAA-10,NOAA-11,NOAA-12,NOAA-13 AND NOAA-14NOAA NESDIS NCDC SDS

Kirwan A. D., McNally G., Chang M. S., Molinary (1975) The effect of wind and surface currents on drifters. *Journal of Geophysical Research*, vol5, pp 361-368

Korso, P. M. (1987) Structure of the coastal current field off Northern California during the coastal ocean dynamics experiment. *Journal of Geophysical Research*, vol 92, nº C2, pp 1637-1654.

La Violette, P. E.(1974) A Satellite-Aircraft thermal Study of the upwelled Waters off Spanish Sahara. *Journal of Physical Oceanography*, vol 4, pp 676-684.

Lui C. W., Clarkson M., Nichols R. W.(1996) An approximation for spectral extinction of atmospheric aerosols. *Journal of Quantum Spectroscopy and Radiative Transfer* , vol 55, nº4, pp 519-531.

Llinás, O.(1988) Analisis de nutrientes en la masa de agua central noratlanticaTesis doctoral, Universidad de La Laguna.

Llinás O., Rueda M.J., Pérez-Martell E. (1993) Variabilidad de parámetros oceanográficos en aguas de Canarias. *Boletín del Instituto Español de Oceanografía*, vol 9 nº 1, pp 89-100.

Llinás O., Pérez-Marrero J., Clemente-Colón P.(1996) Estudio de las Capturas de Octopus en la costa de Guinea Conakry en relación a las distribuciones térmicas observadas desde satélite. *Oceanografía y Recursos Marinos en el Atlántico Centro Oriental.* Las Palmas de Gran Canaria. Llinás,O., Gonzalez,J., Rueda,M.J. Eds.

LLlinás O., Rodríguez C., Cosmen J., García J. R.(1996) Ocean Primary Production Processor: Algorithm Theoretical Basis Definition. ESA ESRIN Contract nº 11672/91/I-HGE, (c) ICCM-GMV SA

Llinás O., Rueda M. J., Gonzalez-Muñoz A., Santana R., Pérez-Marrero J., Pérez-Martell E., Rodríguez C., Cianca A. ,Delgado E., Clemente-Colón P.(1996) Diez años de observaciones desde el B/H Esperanza del Mar. Informes técnicos del

Instituto Canario de Ciencias Marinas, nº2.

- Llinás O., Rueda M. J., Pérez-Martell E.(1989)** Aportación de la teledetección a la cuantificación de algunos fenómenos oceanográficos de interés en Canarias. III Reunión Científica del grupo de Trabajo en Teledetección. Sevilla
- Masuda K., Takashima T.(1996)** The effect of solar zenith angle and surface wind speed on water surface reflectivity. *Remote Sensing of Environment*, vol 57, pp 58-62.
- Masuda K., Takashima T., Takayama Y.(1988)** Emissivity of pure and sea waters for the model sea surface temperature in the infrared region. *Remote Sensing of Environment*, vol 24, pp 313-329.
- Maul, G. M. (1983)** Zenith angle effects in multichannel infrared sea surface remote sensing. *Remote Sensing of the Environment*, vol 13, pp 439-451.
- May D. A., Holyer R. J. (1993)** Sensitivity of satellite multichannel sea surface temperature retrievals to the air sea temperature difference. *Journal of Geophysical Research*, vol 98,nº7, pp 12567-12577.
- May D. A., Stowe L. L., Hawkins J. D., McClain E. P. (1992)** A correction for saharan dust effects on satellite sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, vol 97,nº3, pp 3611-3619.
- Mc Clain E. P., Pichel W. G., Walton C. G. (1985)** Comparative performance of AVHRR based Multichannel Sea Surface Temperature. *Journal of Geophysical Research* vol 90, c6 pp 11587-11601.
- McMillin L. M., Crosby D. S. (1984)** Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research*, vol 89,nº c3, pp 3655-3661.
- Michelchen, N. (1981)** Estimates of large scale atmospheric pressure variations in the upwelling area off Northwest Africa Coastal upwelling. *American Geophysical Union*. pp 17- 20.
- Minnet, P. J. (1990)** The regional optimization of infrared measurements of sea surface temperature from space. *Journal of Geophysical Research*, vol 95,nº c8, pp 13497-13510.
- Mittelstaedt, E. (1991)**The ocean boundary along the northwest African coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, vol 26, pp 307-355.
- Mittelstaedt, E.(1983)** The upwelling area of northwest Africa - A description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography*, vol 12, pp 307-331.
- Mittelstaedt E., Pillsbury D., Smith R. L.(1975)** Flow patterns in the Northwest African upwelling. *Deustche Hydrographische Zeitschrift*, Jahrgang 28, Heft,4.

- Murray, J.(1995)** Sea surface temperatures from ATSR, August 1991, July 1995. ESA/CLR/BNSC/NERC special publication.
- Mutlow C. T., Zádový A. M., Barton I. J., Llewellyn-Jones D. T.(1994)** Sea surface temperature measurements by the along track scanning radiometer on the ERS-1 satellite:early results. *Journal of Geophysical Research*, vol 99,nºc11, pp 22575-22588.
- Narimousa S., Mathworthy T. (1989)** Application of a laboratory model to the interpretation of satellite and field observations of coastal upwelling. *Dynamics of Atmosphere and Oceans*, vol 13. pp 1-46
- Narimousa S., Maxworthy T.(1987)** Coastal upwelling on a sloping bottom: the formation of plumes, jets and pinched off cyclones. *Journal of Fluid Mechanics*, vol 176, pp 169-190
- Narimousa S., Maxworthy T. (1985)** Two layer model of shear driven coastal upwelling in the presence of bottom topography. *Journal of Fluids Mechanics*, vol 159, pp 503-531
- Norwood V. T., Lansing J. C.(1983)** *Electro Optical Imaging Sensors Manual of Remote Sensing*. Colowell,R.N. Ed. American Society of Photogrametry
- Pérez-Marrero J., Llinás O., Clemente-Colón P.(1997)** Efecto de los aerosoles saharianos sobre la temperatura superficial del mar detectada por satélite. Teledetección aplicada a la gestión de los recursos naturales y el medio ambiente marino. Hernández-Sande y Arias Eds. Santiago de Compostela.
- Picket R. L., Selsor H. D., Mac Adam A. C. (1990).** US Navy test of sonoboy-sized oceanographic buoys. *Naval Oceanographic and Atmospheric Laboratory. Technical note nº90.*
- Pichel, W. G.(1991)** Operational production of multichannel sea surface temperatures from NOAA polar satellite AVHRR data. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology (Global and Planetary Change Section)*, nº 90, pp 173-178.
- Ramos A., Sangrá P., Cantón M., Hernández A. (1993)** Relación entre la pesquería canaria del atún listado (*Katsuwonus Pelamis*) y las características oceanográficas observadas mediante imágenes AVHRR de alta y baja resolución. *Teledetección y medio ambiente*, pp 366-372. Sevilla.
- Ramp S. R., Jessen P. F., Brink K. H., Niller P. P., Dagget F. L., Best J. S. (1991)** The Physical structure of cold filaments near Point Arena, California, During June 1987. *Journal of Geophysical Research*, vol 96, nº c8, pp 14859-14883.
- Rao, C. R. N. (1992)** Aerosol radiative corrections to the retrieval of sea surface temperatures from infrared radiances measured by the advanced high resolution radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing*, vol 13, nº9,pp 1757-1769.

- Rao C. R. N., Stowe L. L., McClain E. P. (1989)** Remote sensing of aerosols over the oceans using AVHRR data. Theory, practice and applications. *International Journal of Remote Sensing*, vol 10, n° 4,5, pp 743-749.
- Reinecker M. M., Mooers N. K., Hagan D. E., Robinson A. R. (1985)** A cool anomaly off Northern California: An investigation using IR imagery and in situ data. *Journal of Geophysical Research*, vol 90, n° C3, pp 4807-4818.
- Reynolds, R. W. (1991)** Sea surface temperature analysis from in situ and satellite data. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (global and planetary change section)* n°90 pp 183-187.
- Robinson I. S., Wells N. C., Charnock H. (1984)** The sea surface thermal boundary layers and its relevance to the measurement of sea surface temperature by airborne and spaceborne radiometers. *International Journal of Remote Sensing*, vol 5, pp 19-46.
- RSI, Inc. (1995)** Interactive Data Language, ver 4.0. User's Guide Research Systems Inc. Boulder.
- Saunders R. W., Kriebel K. T. (1988)** An improved method for detecting clear sky and cloudy radiances from AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol 9, pp 123-150.
- Schwalb, A. (1982)** Modified version of the TIROS N/ NOAA (A-G) satellite series (NOAA E-J) - advanced TIROS N. NOAA Technical Memorandum, NESS 116
- Schwalb, A. (1982)** The TIROS N/NOAA A-G satellite series NOAA Technical Memorandum, NESS 95.
- Siedler G., Kuhl A., Zenk, W. (1987)** The Madeira Mode Water. *Journal of Physical Oceanography*, vol 17, n° 10, pp 1561-1570.
- Smith, R. L. (1981)** A comparison of the structure and variability of the flow field in three coastal upwelling regions: Oregon, Northwest Africa, and Peru. *Coastal Upwelling* pp 107-117. Coastal and Estuarine Sciences, 1. Ed. Richards, F.A., American Geophysical Union. Washington, D.C.
- Sobrino J. A., Li Z. L., Stoll P., Becker F. (1996)** Multi-channel and multi-angle algorithms for estimating sea and land surface temperature with ATSR data. *International Journal of Remote Sensing*, vol 17, n°11, pp 2089-2114
- Speth P., Detlefsen, H. (1982)** Meteorological influences on upwelling off Northwest Africa. *Rapp. P.-v. Cons. int. Explor. Mer.*
- Stowe, L. L. (1991)** Cloud and aerosol products at NOAA/NESDIS. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology (Global and Planetary Change Section)*, n° 90, pp 25-32.
- Stowe L. L., Hitzenberger R., Deepak A. Eds. (1989)** Report of the: Experts meeting on space observations of tropospheric aerosols and complementary measurements.

.World Meteorological Organization, Hapton, Virginia.

Stramma L., Isemer H. J. (1988) Seasonal variability of meridional temperature fluxes in the eastern north Atlantic. *Journal of Marine Research*, vol 46, pp 281-299.

Strong E., McClain E. P.(1984) Improved ocean surface temperatures from space, comparisons with drifting buoys. *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol 65, pp 138-142.

Strum B., Schlittenhardt P. (1985) Coastal zone color scanner (CZCS) imagery from northwest african coast. *International Symposium on Upwelling Systems in Northwest Africa*, vol I, pp 253-280.

Suginohara N., Kitamura Y. (1984) Long-term coastal upwelling over a continental shelf-slope. *Journal of Physical Oceanography*, vol 14, pp 1095-1104.

Takashima T., Takayama Y. (1986) Sea surface temperature measurement from space allowing for the effects of the stratospheric aerosols. *Papers in Meteorology and Geophysics*, vol 37,nº3, pp 193-204.

Tate P., Jones I. S. F., Hamon V. (1989) Time and space scales of surface temperatures in the Tasman Sea, from satellite data. *Deep Sea Research*, vol 36, nº3, pp 419-430

Tobar-Qintanar, J. A. (1992) Clasificación de recursos terrestres utilizando metodos hibridos, lógica difusa y redes neuronales a partir de imágenes multiespectrales. Tesis Doctoral, Universidad de Santiago de Compostela.

Unesco (1984) La escala de salinidades prácticas de 1978 y la ecuación internacional de estado del agua de mar de 1980. Documentos técnicos de la Unesco sobre Ciencias del Mar nº 36.

Van Camp L., Nykjaer L., Mittelstaedt E., Schlittenhardt P. (1991) Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography*, vol 26, pp 357-402.

Van Camp L. , Nyjaer, L. (1988) Remote sensing of the northwest African upwelling area. J.R.C. Special Publications.

Walsh, A. (1995) Quality control of XBT data. Australian Oceanographic Data Centre. Special publication.

Walton, C. C. (1988) Nonlinear multichannel algorithms for estimating sea surface temperature with ATSR satellite data. *Journal of Applied Meteorology*, vol 27, pp 115-124.

Walton, C. C. (1985) Satellite measurements of sea surface temperature in presence of volcanic aerosols. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, vol 24, pp

Wang, D. P. (1993) Model of frontogenesis: subduction and upwelling. *Journal of Marine Research*, vol 51, pp 497-513.

- Washburn, L. Armi L. (1988)** Observations of frontal instabilities on an Upwelling filament. *Journal of Physical Oceanography*, vol --, pp 1075-1092.
- WCRP (1985)** World Climate Research Program, Scientific plan for the tropical ocean and global atmosphere programme. World Meteorological Organization, Publications. serie 3.
- Wilkins, D. S. (1995)** Statistical methods in the atmospheric sciences. Academic Press, New York, 464 págs.
- Wooster W. S., Bakun A., McLain D. R. (1976)** The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of the north Atlantic. *Journal of Marine Research*, vol 34, n° 2, pp 131-141.
- Zádový A. M., Mutlow C. T., Lewellyn-Jones D. T.(1995)** A Radiative transfer model for sea surface temperature retrieval for the along track scanning radiometer. *Journal of Geophysic Research*, vol 100, n° c1, pp 937-952
- Zimmermann G., Neuman A. (1997)** The spaceborne MOS for ocean remote sensing. Proceedings of the 1st international workshop on MOS-IRS and ocean colour. Berlín, 28-30 April.