

**UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA**

**DEPARTAMENTO DE FÍSICA APLICADA**



**TESIS DOCTORAL**

**ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS OBSERVADAS  
EN LAS AGUAS QUE RODEAN LAS ISLAS CANARIAS  
MEDIANTE ESCENAS DE LOS SENSORES AVHRR Y CZCS**

**ALONSO HERNÁNDEZ GUERRA**

Las Palmas de Gran Canaria, Julio de 1990

Departamento de Física Aplicada

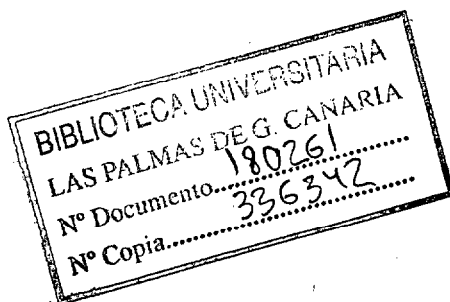
Facultad de Ciencias del Mar

Universidad de Las Palmas de Gran Canaria

TESIS DOCTORAL



ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS OBSERVADAS  
EN LAS AGUAS QUE RODEAN LAS ISLAS CANARIAS  
MEDIANTE ESCENAS DE LOS SENSORES AVHRR Y CZCS



Autor: Alonso Hernández Guerra

Director: Manuel Cantón Garbín

Julio, 1990

D. MANUEL CANTON GARBIN, PROFESOR TITULAR DE UNIVERSIDAD DEL AREA DE CONOCIMIENTO DE FISICA APLICADA, DE LA UNIVERSIDAD DE LAS PALMAS DE GRAN CANARIA (ULPGC),

CERTIFICA:

Que D. Alonso Hernández Guerra, Licenciado en Ciencias Físicas, ha efectuado bajo mi dirección en el Departamento de Física de la ULPGC durante los años 1987-90, los trabajos conducentes a la realización de su Tesis Doctoral que presenta en esta Memoria titulada: "Estructuras oceanográficas observadas en las aguas que rodean las Islas Canarias mediante escenas de los sensores AVHRR y CZCS", para optar al grado de Doctor en Ciencias del Mar.

Las Palmas, 20 de Mayo de 1990

Vº Bº

EL DIRECTOR DEL  
DEPARTAMENTO  
DE FISICA

EL DIRECTOR DE LA TESIS

M. Cantón Garbín



L. Tejedor Martínez

**A mis padres**

**A Bado**

**son los que más quiero**

## AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar, en primer lugar, mi más sincera gratitud a Manuel Cantón Garbín, Director de este trabajo de investigación. Sin su aportación científica y sin los ánimos que me ha infundido cuando muchas veces faltan a la hora de emprender un trabajo como éste, esta obra no se habría podido realizar.

Mi agradecimiento a Luis Tejedor Martínez, Director del Departamento de Física, por las facilidades prestadas en el desarrollo de este trabajo.

Gran parte de este trabajo se ha realizado en el Joint Research Centre (JRC) de la C.E. en Ispra (Italia), al que agradezco el haberme permitido hacer uso de sus instalaciones. De este centro quisiera agradecer a Peter Schlittenhardt su actitud colaboradora hacia este trabajo, y mostrar mi especial reconocimiento a Leo Nykjaer y Lieve Van Camp quienes me ayudaron constantemente y respondieron pacientemente a todas mis preguntas. Las discusiones científicas mantenidas con José Peláez Hudlet me han sido especialmente útiles en la realización de este trabajo. A todos ellos, muchísimas gracias.

Mi agradecimiento, también, a todos los compañeros del Departamento de Física y de la Facultad de Ciencias del Mar que, de una forma u otra, han colaborado en la realización de este trabajo. En especial a Alberto del Campo por su ayuda en la realización de trabajos en el ordenador, y a Gheorghe Pop por su ayuda en la realización de las figuras y mapas. Quiero expresar mi gratitud a Germán Rodríguez Rodríguez por hacer posible mis estancias en el JRC.

Gracias especiales a Silberio Acerbis, JRC, por la reproducción vizir de las imágenes, y a Jean Paul Malingreau, JRC, quien amablemente me proporcionó parte de sus escenas AVHRR-GAC.

Y sobre todo a quien con todo su apoyo, ayuda y comprensión, ha sido el estímulo imprescindible para hacer efectivo el desarrollo de este trabajo, a Bado.

Las escenas CZCS y parte de las escenas AVHRR-HRPT fueron adquiridas por nuestro grupo de investigación a través del Proyecto de Investigación nº 71/02.06.87 de la Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias. Mi primera estancia en el JRC fue posible gracias a una ayuda concedida por este mismo centro, y mi segunda estancia por ser beneficiario de una ayuda para estancias en universidades y centros de investigación nacionales y extranjeros, de la Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias. La Fundación Universitaria de Las Palmas me concedió una beca para la realización de parte de este trabajo.

## ÍNDICE

	<b>Pag.</b>
Antecedentes	v
Objetivos de este estudio	vii
Estructura y resumen de este trabajo	ix
<b>1. Introducción</b>	
1.1. Orígenes de la teledetección	1
1.2. Los satélites y sus órbitas	3
1.3. Sensores instalados en satélites	6
1.4. Aplicaciones en oceanografía	8
<b>2. Sensor AVHRR y método de obtención de la temperatura superficial del mar</b>	
2.1. Generalidades	13
2.2. Características del sensor AVHRR	15
2.2.1 Tipos de datos	16
2.3. Calibración geofísica	17
2.3.1. Corrección atmosférica	22
2.3.2. Método multibanda para la corrección atmosférica	24
2.3.3. Algoritmos para la temperatura superficial del mar	32
<b>3. Sensor CZCS y método de obtención de la Concentración de Pigmento de tipo Clorofílico</b>	
3.1. Generalidades	45
3.2. Características del sensor CZCS	46
3.3. Propiedades ópticas del agua del mar	48
3.4. Calibración geofísica	55
3.4.1. Corrección atmosférica	56
3.4.2. Pérdida de sensibilidad del CZCS	71
3.4.3. Algoritmos para la concentración de pigmento de tipo clorofílico	72

<b>4. Estructuras oceanográficas recurrentes en las Islas Canarias</b>	
4.1. Introducción	75
4.2. Area bajo estudio	80
4.3. Estructuras oceanográficas recurrentes en las imágenes de Concentración de Pigmento de tipo Clorofílico	83
4.3.1. El afloramiento del Noroeste de Africa cercano a las Islas Canarias	89
4.3.2. La repercusión del afloramiento en las Islas Canarias	95
4.3.3. Las estructuras oceanográficas de las Islas Canarias independientes del afloramiento	105
4.4. Estudio de una imagen de Concentración de Pigmento de tipo Clorofílico	111
4.5. Estructuras oceanográficas recurrentes en relación con la batimetría	122
4.6. Imágenes de Temperatura Superficial del Mar	141
4.6.1. Estructuras oceanográficas recurrentes en las imágenes de Temperatura Superficial del Mar	142
4.6.2. Estudio de estructuras oceanográficas en imágenes consecutivas de Temperatura Superficial del Mar	149
Conclusiones y principales aportaciones	181
Areas de futuras investigaciones	184
Bibliografía	187



## ANTECEDENTES

Este trabajo, iniciado en el año 1987, es el primero de una serie que ha abierto una nueva línea de investigación en nuestra Universidad, en el campo de la teledetección aplicada al estudio del océano.

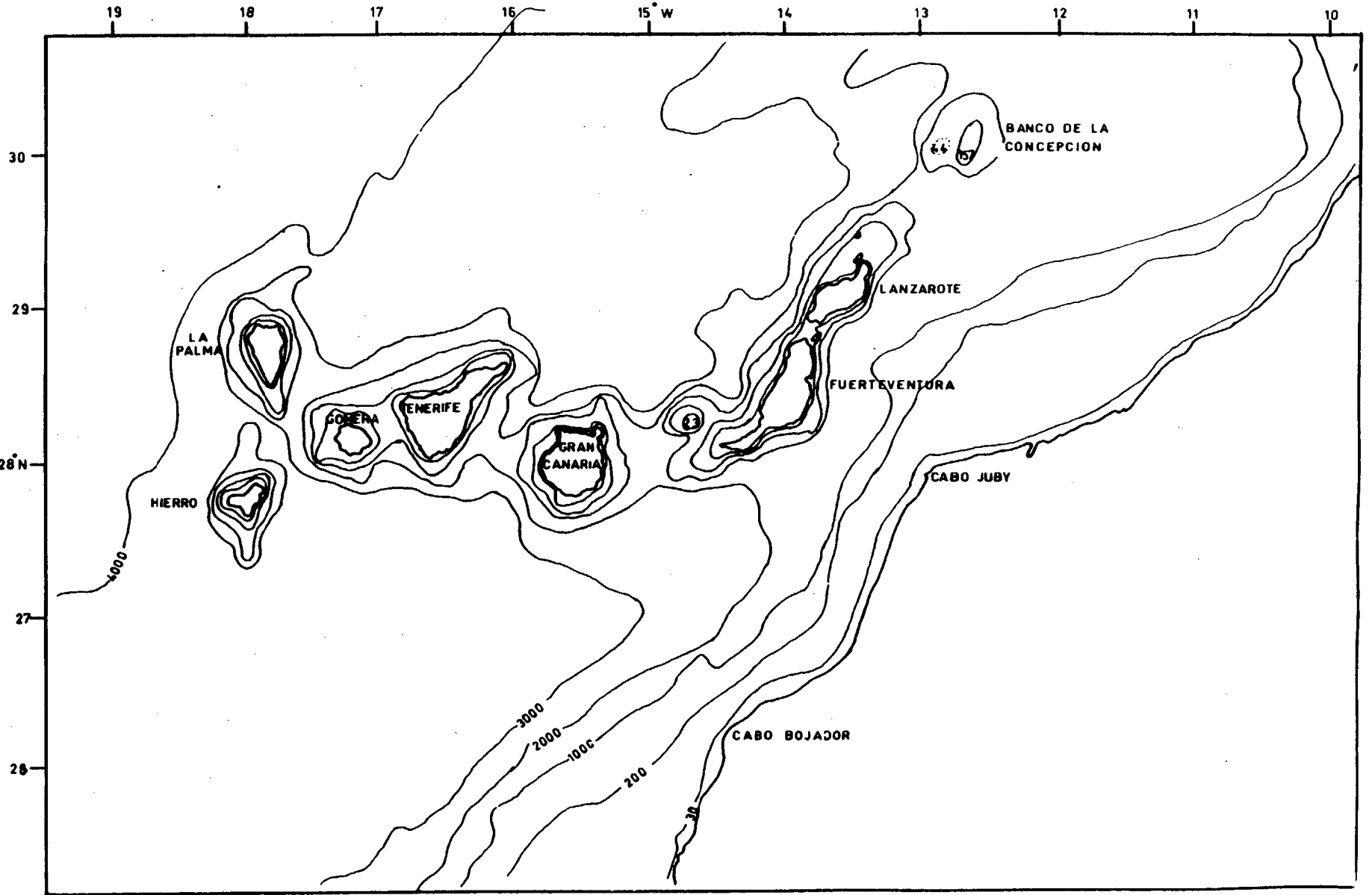
Se pretende con ello, entre otras cosas, contribuir con esta potente herramienta a los proyectos de investigación que se vienen desarrollando en la joven Facultad de Ciencias del Mar de la ULPGC, así como desarrollar otros de forma independiente. Los datos suministrados por sensores instalados en plataformas espaciales (aviones, lanzaderas, satélites) son hoy imprescindibles para la investigación oceanográfica en general. Desde hace años esto es algo incuestionable entre la comunidad científica internacional y por supuesto, entre los científicos de nuestra Facultad, con algunos de los cuales formamos parte importante de proyectos de investigación regionales, nacionales e internacionales, aparte de los que nuestro grupo desarrolla de forma independiente.

Nuestro acercamiento a la Oceanografía por Satélite se ha producido no desde la Oceanografía, sino desde el campo del procesamiento de imágenes, lo que supone una grave desventaja a la hora de la interpretación de resultados. Sin embargo, el autor de este trabajo ha realizado un gran esfuerzo en salvar este obstáculo, y si se tiene en cuenta mi interesada opinión y el hecho de que para el periodo de estudio no se ha dispuesto prácticamente de datos in situ, pese a la exhaustiva búsqueda realizada, pensamos que los resultados finales se han explotado al máximo desde un punto de vista Oceanográfico.

No quisiera finalizar estos antecedentes sin resaltar el papel que jugaron en el arranque de esta línea de trabajo, las estancias del director del trabajo en la estación de recepción y laboratorio de teledetección del Applied Physics Department de la Universidad de Dundee (Escocia) y, sobre todo, la estancia de nueve meses del autor del trabajo, en el Instituto de Teledetección del Joint Research Centre de la C.E. en Ispra (Italia).

Dr. Manuel Cantón Garbín

Mapa 1.1. Area bajo estudio.  
VI



## OBJETIVOS DE ESTE ESTUDIO

Este trabajo tiene como principal objetivo el estudio oceanográfico de las estructuras a mesoscala de las aguas que rodean las Islas Canarias, (mapa 1.1) mediante la aplicación de los datos suministrados por los sensores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) y CZCS (Coastal Zone Color Scanner). No nos ha sido posible realizar un estudio de las causas que pudieran producir las estructuras observadas, debido a la carencia de medidas in situ simultáneas en el tiempo a las escenas procesadas de los sensores mencionados.

De todos los sensores instalados en satélites en órbita alrededor de la Tierra, hemos escogido el AVHRR y el CZCS para el desarrollo de nuestro estudio, y ello por varias razones fundamentales. En primer lugar, por el tipo de parámetros suministrados, temperatura superficial del mar en el caso del sensor AVHRR y concentración de pigmentos de tipo clorofílico en el caso del sensor CZCS. En segundo lugar, porque la estación de Maspalomas, estación que cubre perfectamente el área bajo estudio, dispone de un extenso archivo de datos de ambos sensores. En tercer lugar, porque ambos sensores están destinados, por su resolución espacial, a estudios de fenómenos a mesoscala. Los restantes sensores de cuyos datos posee la estación de Maspalomas un amplio archivo están destinados, por su resolución espacial, a aplicaciones costeras y, consecuentemente, no son útiles para nuestros fines.

Nuestro propósito inicial, surgido a partir de la bibliografía consultada, la cual afirma el carácter oligotrófico de las aguas que rodean al Archipiélago a excepción del máximo primaveral, era el de procesar una escena CZCS al mes. Para ello, analizamos los quick-looks de las escenas correspondientes a todos los años recogidos en el archivo de la estación de Maspalomas (del orden de 3500), con el objeto de seleccionar aquel año que nos pudiera proporcionar doce escenas -una al mes- libres de nubes. El procesamiento de las escenas seleccionadas nos permitió descubrir con sorpresa que las afirmaciones vertidas en la bibliografía consultada no se correspondían exactamente con nuestros resultados. Consecuentemente, este hallazgo nos obligó a modificar el objetivo inicial de nuestro estudio.

Otro de los objetivos de nuestro trabajo consistía en la realización

de un estudio simultáneo de las imágenes de Temperatura Superficial del Mar (TSM) obtenidas por medio de los datos del sensor AVHRR, y de las imágenes de Concentración de Pigmento de tipo Clorofílico (CPC) obtenidas por medio de los datos del sensor CZCS. Para ello tuvimos que recurrir a los datos de baja resolución espacial, datos GAC (Global Area Coverage), del sensor AVHRR, debido a que la estación de Maspalomas empezó a adquirir los datos de alta resolución espacial, datos HRPT (High Resolution Picture Transmission), de este sensor en 1986, cuando el sensor CZCS había dejado de operar, y debido también a que la estación de Lannion en Francia que cubre también el área de las Islas Canarias, sólo conservaba su archivo de datos durante un año. Ante la imposibilidad de obtener estos datos de alta resolución del sensor AVHRR, orientamos nuestro estudio a comprobar que las mismas estructuras oceanográficas observadas en las imágenes de CPC tienen su correspondencia en las imágenes de TSM, a excepción de una de estas estructuras que también estudiaremos.

Queremos resaltar la novedad de este estudio por ser el primero en aplicar los datos de los sensores AVHRR y CZCS de manera específica a esta área. Esperamos contribuir con ello a un mayor conocimiento oceanográfico de estas aguas.

## ESTRUCTURA Y RESUMEN DE ESTE TRABAJO

Comenzamos esta memoria con un capítulo en el que introducimos los términos fundamentales empleados en teledetección desde satélite, al mismo tiempo que describimos brevemente los sensores que se utilizan más a menudo en Oceanografía, indicando bajo qué condiciones y a qué tipo de fenómenos son útiles los datos que suministran.

En los capítulos 2 y 3 exponemos, tras una descripción de los sensores AVHRR y CZCS respectivamente, el método seguido para el procesamiento de los datos suministrados por ambos sensores hasta la obtención de los parámetros geofísicos requeridos, incluyendo una amplia justificación física del mismo para obtener, así, imágenes de Temperatura Superficial del Mar (TSM) e imágenes de Concentración de Pigmento de tipo Clorofílico (CPC).

En estos dos capítulos, y para no extendernos en conceptos básicos recogidos en numerosos manuales (ver, p. ej., Jerlov y Nielsen 1974, Jerlov 1976, Maul 1985), suponemos que el lector está familiarizado con los términos y conceptos empleados en Oceanografía Óptica. Teniendo en cuenta las diferentes terminologías manejadas en esta ciencia, hemos escogido la recomendada por el IAPSO (International Association for the Physical Science of the Ocean) y recogida en Morel y Smith (1982). Del mismo modo, señalamos algunos conceptos relativos a los procesos que tienen lugar en la atmósfera relacionados con la señal procedente del océano que, de un modo más extenso, podemos encontrar en textos básicos (ver, p. ej., Van de Hulst 1957, Sobolev 1975).

La temperatura superficial del mar la hemos calculado utilizando la expresión que, para la corrección atmosférica, Castagné *et al.* (1986) obtuvieron un poco al Norte del área bajo estudio (en el océano Atlántico: 35-53°N, 1-21°W) por ser la más próxima a dicha área. Analizamos también los problemas que podríamos encontrar una vez realizada la corrección atmosférica, como la presencia de grandes cantidades de aerosoles en la atmósfera, la presencia de nubes y los efectos superficiales.

La concentración de pigmento de tipo clorofílico la hemos calculado mediante la expresión obtenida por Sturm, no publicada, quien ajustó datos de pigmentos medidos *in situ*, obtenidos en el afloramiento del Suroeste de Africa en

Febrero de 1980, a reflectancias subsuperficiales obtenidas de los datos del CZCS.

Las imágenes, tanto de TSM como de CPC, las hemos corregido geoméricamente con el método llamado *Punto de Control de Tierra* (Langemann y Popella 1983, Ho y Asem 1986) en proyección de Mercator, para facilitar la comparación entre imágenes pertenecientes a días diferentes. Las presentaremos en colores para poder apreciar mejor la distribución de temperatura y clorofila, de manera que cada color cubre un intervalo de temperatura superficial del mar y de concentración de pigmento de tipo clorofílico. Junto a estas imágenes en color, las imágenes de CPC, y no las de TSM porque no ha sido necesario, aparecen también en niveles de grises, elaboradas con técnicas de mejora de imagen, con el objeto de distinguir con mayor claridad las estructuras que señalaremos. Las cruces blancas presentes en las imágenes indican 1 grado en latitud y longitud, y la línea blanca a lo largo de la costa africana representa la isóbata de 200 m que coincide aproximadamente con el fin de la plataforma. Por otro lado, las imágenes de TSM y de CPC presentan ciertas diferencias:

1. En las imágenes de TSM hemos enmascarado el Continente Africano y lo representamos en color negro; las nubes las hemos enmascarado según un criterio basado en temperatura: si la temperatura de un pixel es inferior a 15°C lo interpretamos como una nube y lo representamos en color blanco.
2. En las imágenes de CPC representamos en color negro la tierra, nubes y áreas de aerosoles que saturan la banda 4.

En el capítulo 4, tras describir las particularidades oceanográficas del área bajo estudio limitándonos al propósito de nuestro trabajo y, por tanto, a la capa superficial del océano, realizamos varios estudios utilizando las imágenes de CPC y de TSM procesadas en este trabajo.

El primero de ellos, el estudio de las imágenes de CPC, lo hemos realizado procesando 25 escenas del CZCS, publicadas en Hernández-Guerra (1989). Nuestro propósito inicial, como ya indicamos en los objetivos, era el de procesar una escena CZCS al mes para confirmar el carácter oligotrófico de las aguas que rodean a las Islas Canarias a excepción del máximo primaveral apuntado en la bibliografía. El procesamiento de estas escenas nos obligó a modificar este propósito inicial, convertido entonces en un estudio oceanográfico de las estructuras a mesoscala de las aguas que

rodean el Archipiélago. Al estudiar dichas imágenes hemos comprobado que, además de existir estructuras propias en el Archipiélago, el afloramiento ejerce una gran influencia en el mismo. Es por ello por lo que hemos dividido este estudio en tres apartados referentes a:

1. El afloramiento del Noroeste de Africa cercano a las Islas Canarias.
2. La repercusión del afloramiento en las Islas Canarias.
3. Las estructuras oceanográficas de las Islas Canarias independientes del afloramiento.

Las estructuras oceanográficas observadas en relación con el primer apartado no nos han producido sorpresa ya que han sido referenciadas en otros afloramientos y en este mismo. Sin embargo, las estructuras incluidas en el segundo y, sobre todo, en el tercer apartado, suponen una nueva contribución al estudio oceanográfico del área, puesto que en ningún momento han sido reseñadas con anterioridad.

El **segundo** de ellos consiste en el estudio de una imagen de CPC en la que analizaremos nuevamente las estructuras oceanográficas recurrentes de los tres apartados mencionados. Nuestro propósito es constatar que estas estructuras no constituyen fenómenos excepcionales sino que, por el contrario, coinciden con la tónica general de los estudios oceanográficos realizados en otras áreas. En este mismo sentido, examinamos también los trabajos realizados en nuestra área de estudio que insinúan o señalan algunas de las estructuras que nosotros encontramos.

Analizamos también en este segundo estudio, una estructura presente en esta imagen y en dos imágenes de TSM de datos GAC (Global Area Coverage) de dos días consecutivos en relación con la imagen de CPC.

El **tercero** de ellos consiste en el estudio comparativo entre las estructuras oceanográficas observadas y la batimetría, con el propósito de analizar la posible relación existente entre ellas. Hemos limitado este estudio a esta relación y no lo hemos extendido a todas las posibles causas que pudieran producir la presencia de estas estructuras, debido a que precisaríamos de una gran variedad de datos oceanográficos (físicos, químicos y biológicos) simultáneos a las imágenes, inexistentes en el área bajo estudio. Presentamos también aquí, un mapa de interés porque nos podría mostrar el origen y evolución del remolino ciclónico de la isla de Gran

Canaria.

El cuarto de ellos, el estudio de las imágenes de TSM de datos HRPT (High Resolution Picture Transmission), lo hemos realizado procesando 53 escenas HRPT del AVHRR y publicadas en Hernández-Guerra (1988) y Hernández-Guerra (1989).

En primer lugar mostramos una imagen de TSM con el objeto de comprobar que las mismas estructuras oceanográficas observadas en las imágenes de CPC tienen su correspondencia en las imágenes de TSM, si bien por utilizar una sola imagen no podremos referirnos a todas ellas.

En segundo lugar presentamos 4 imágenes consecutivas de TSM para estudiar uno de los fenómenos más sorprendentes que hemos podido observar y que no tiene su correspondiente manifestación en las imágenes de CPC, como son las largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas, y una estructura de la isla de Gran Canaria presente tanto en las imágenes de CPC como de TSM, donde además presentamos datos AXBT (Airborne expendable bathythermographs) que también muestran esta estructura.



# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

You, Sir ... will easily conceive with what pleasure a philosopher, furnished with wings, and hovering in the sky, would see the earth, and all its inhabitants, rolling beneath him, and presenting to him successively, by its diurnal motion, all the countries within the same parallel. How it must amuse the pendant spectator to see the moving scene of land and ocean, cities and deserts!

To survey with equal security the marts of trade, ... mountains infested by barbarians and fruitful regions gladdened by plenty. How easily shall we then examine the face of nature from one extremity of the earth to the other.

Dr. Samuel Johnson, History of Rasselas, 1759

### 1.1. ORÍGENES DE LA TELEDETECCIÓN

El nacimiento de una nueva tecnología, los sensores instalados en satélites artificiales en órbita alrededor de la Tierra, nos ha aportado medios para el estudio del océano inimaginables hasta entonces.

Hasta años recientes, la mayoría de las observaciones oceanográficas se han realizado de un modo puntual mediante barcos oceanográficos, en campañas muy distanciadas en el espacio y en el tiempo y con una extensión superficial limitada. Frente a ello, el empleo de los sensores instalados en satélites presenta una serie de ventajas y, como contrapartida, una serie de inconvenientes.

Las ventajas de esta nueva tecnología frente al método tradicional vienen determinadas por dos propiedades esenciales: la observación sinóptica y reiterativa de los océanos.

La observación sinóptica permite la obtención de una visión global de una gran parte del océano en un periodo corto de tiempo con lo que podemos ampliar nuestro conocimiento de estructuras espaciales horizontales y la observación reiterativa proporciona datos oceanográficos con una alta frecuencia, facilitándonos el conocimiento de la evolución de estas estructuras en el tiempo. Como sabemos, ambos tipos de observación serían de difícil obtención y sumamente costosas a través de medios convencionales.

El empleo de esta tecnología resulta aun más ventajoso si nos ceñimos a nuestra área bajo estudio (ver mapa 1.1), teniendo en cuenta que no constituye una región oceanográfica conocida exhaustivamente puesto que las campañas realizadas han sido escasas y esporádicas.

Sin embargo, como señalamos con anterioridad, esta nueva tecnología presenta también inconvenientes. De un lado, la atmósfera interfiere la señal procedente del océano alterándola e introduciendo ruido, con el agravante de que los sensores del visible y del infrarrojo sólo serán útiles en condiciones libres de nubes. De otro, esta tecnología únicamente nos aporta información de la capa superficial del océano.

La situación en que se encuentran actualmente los estudios de teledetección nos ofrece un panorama radicalmente distinto al de sus orígenes. Desde que en el año 1858, el fotógrafo francés Gaspar-Félix Tournachon elevó su globo sobre París para obtener la primera fotografía aérea, la teledetección ha tenido un desarrollo espectacular, en especial a partir de los años 60 hasta alcanzar la moderna sofisticación de sensores instalados en satélites en órbita alrededor de la Tierra.

Antes de continuar, hemos de definir en primer lugar el término "teledetección". Remontándonos a sus orígenes, el término teledetección es la transcripción del francés *télé-détection*, que a su vez es el equivalente de la expresión anglosajona *remote sensing*. En un principio esta expresión fue traducida en España como *percepción remota*, y aunque así se emplea todavía en varios países hispanoamericanos, finalmente, se ha impuesto en nuestro país el término teledetección.

Según la definición dada por el ISPRS (International Society for Photogrammetry and Remote Sensing), la teledetección es la medida o adquisición de información de ciertas propiedades de un objeto o fenómeno, según un sistema de registro que no está en contacto físico con el objeto o fenómeno estudiado. En nuestro caso, hemos de restringir esta definición puesto que el sistema de registro estará siempre constituido por sensores instalados en satélites artificiales en órbita alrededor de la Tierra, que operan en un rango del espectro electromagnético. Los rangos del espectro electromagnético utilizados en teledetección son: el visible e infrarrojo cercano (0,4-1,1  $\mu\text{m}$ ); el infrarrojo, que incluye el infrarrojo térmico (3-14  $\mu\text{m}$ ); y las microondas (1-500 mm). En todos ellos, la atmósfera presenta ventanas.

## 1.2. LOS SATÉLITES Y SUS ÓRBITAS

La mayor parte de los satélites de uso terrestre describen una trayectoria elíptica de excentricidad muy ligera, trayectoria que, por tanto, puede considerarse a efectos prácticos como casi circular. Esta trayectoria es mantenida durante el periodo de vida de la nave gracias a una adecuada velocidad tangencial imprimida en su puesta en órbita y a la fuerza de gravedad de la Tierra.

La trayectoria orbital del satélite está regida por diversos principios y leyes físicas, en cuya formulación no vamos a entrar: son básicamente el principio de inercia de Galileo, la ley de gravitación universal de Newton y las leyes de Kepler. Asimismo se encuentra afectada por un conjunto de perturbaciones que son:

- i) **El abombamiento ecuatorial.** El incremento de la atracción gravitatoria en el ecuador, debido al mayor diámetro de la Tierra en esta región, provoca un desplazamiento de la órbita del satélite perpendicularmente a su trayectoria al cruzar dicha región. Poco después la trayectoria continúa paralela a la anterior. El desplazamiento depende en gran parte de la inclinación de la órbita, ángulo formado entre el plano de la órbita y el plano ecuatorial terrestre, siendo particularmente notable para inclinaciones pequeñas y nulo para órbitas polares ( $i=90^\circ$ ).

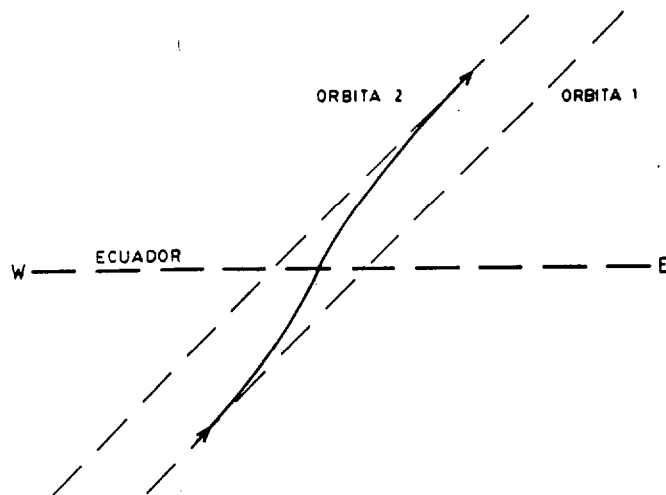


Figura 1.1. Efecto del abombamiento ecuatorial.

ii) La fricción atmosférica, producida en la parte de la órbita en que el satélite atraviesa las capas externas de la atmósfera. Como consecuencia tendremos la pérdida progresiva de altitud, especialmente la reducción de la altura del apogeo, debido a la disminución de la velocidad, y la consiguiente reducción de la vida del satélite. Un efecto secundario es también el ligero desplazamiento de la franja de terreno observada en diferentes pasos del satélite.

Esta fricción atmosférica se deja sentir a alturas iguales o inferiores a 600 Km, por lo que afecta a las naves de órbita baja, fundamentalmente a las heliosíncronas, es decir, órbitas en que el satélite sobrevuela la misma latitud a la misma hora local.

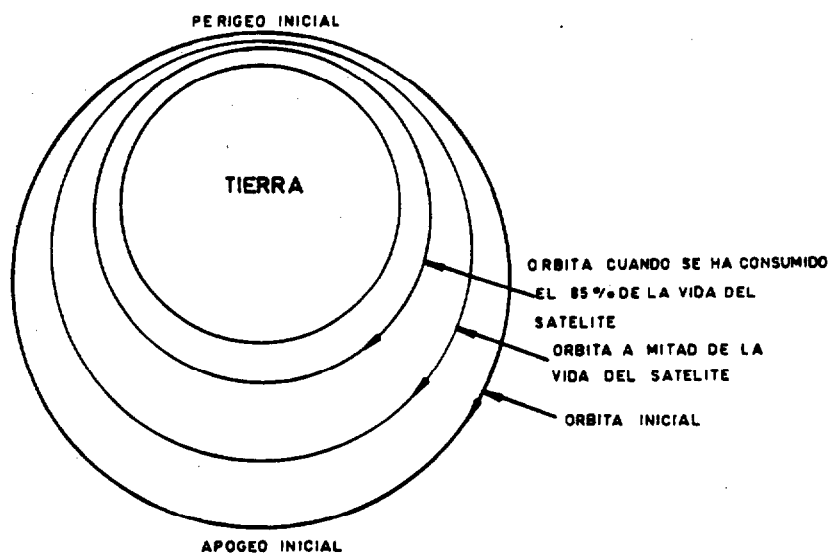


Figura 1.2. Efecto de la fricción atmosférica.

- iii) La presión de la radiación solar, cuya magnitud es función principalmente de la posición y volumen del satélite. Su efecto se deja sentir generalmente a altitudes orbitales superiores a 1000 Km.
- iv) Cambio de excentricidad con el tiempo, producido por la forma de pera de la Tierra, con mayor masa en el hemisferio Sur, que origina una atracción gravitatoria diferencial sobre la nave, tendiendo así las órbitas elípticas a hacerse más circulares a largo plazo.

Según su altitud, podemos clasificar los satélites en dos grandes grupos: satélites de órbita baja y satélites de órbita alta.

### 1. Satélites de órbita baja

Se consideran como tales aquellos cuya altitud se encuentra aproximadamente entre los 700 y 1500 Km. Tienen como propiedad común el sobrevolar gran parte del globo terráqueo debido a la rotación de la Tierra dentro de sus órbitas.

Para órbitas circulares, el ángulo de inclinación determina los límites en latitud de la superficie terrestre sobrevolados por el satélite. Estos se pueden dividir en tres grupos según la inclinación de sus órbitas:

- i) de órbita polar ( $i=90^\circ$ ), que permite al satélite sobrevolar las regiones polares.
- ii) de órbita oblicua ( $0^\circ \neq i \neq 90^\circ$ ), por lo que no es posible sobrevolar regiones de la Tierra por encima de ciertas latitudes, dependiendo del valor de dicho ángulo. A este grupo pertenecen los satélites de órbita casi polar, como son los de la serie NOAA, Landsat y SPOT, así como el Nimbus-7, el Seasat y el futuro ERS-1.
- iii) de órbita ecuatorial ( $i=0^\circ$ ), con lo que la observación de la Tierra se limita a una estrecha franja paralela al ecuador, por lo que se trata de una órbita muy poco utilizada en satélites de órbita baja.

### 2. Satélites de órbita alta

Aunque el intervalo de distancia orbital es aproximado, se denominan así los satélites cuya órbita se sitúa a varios miles de kilómetros de la Tierra, generalmente en torno a los 36.000 Km.

La más utilizada de estas órbitas es la denominada *geosíncrona*, en la que el satélite se desplaza en el sentido y a la misma velocidad angular de la rotación terrestre, manteniéndose sobre una estrecha banda en longitud. Esta órbita es utilizada frecuentemente por satélites de comunicaciones y meteorológicos, tanto por su gran cobertura geográfica como por la repetitividad de observaciones realizadas.

Un tipo muy especial de órbita geosíncrona es la denominada *geoestacionaria*, llamada así porque el satélite aparece inmóvil para un observador terrestre. Posee una inclinación nula, por lo que el satélite se mantiene siempre aproximadamente en el plano del ecuador.

El satélite geoestacionario actual para los países europeos es el *Meteosat-2* que lleva instalado a bordo un sensor con tres bandas: la primera de ellas situada en el visible e infrarrojo cercano ( $0,4-1,1 \mu\text{m}$ ) con una resolución espacial de 2,5 Km; la segunda, en la banda de absorción del vapor de agua ( $5,7-7,1 \mu\text{m}$ ); y la tercera en el infrarrojo térmico ( $10,5-12,5 \mu\text{m}$ ), teniendo las dos últimas una resolución espacial de 5 Km.

### 1.3. SENSORES INSTALADOS EN SATÉLITES

Una vez analizados los satélites artificiales en órbita alrededor de la Tierra, procederemos a la descripción de los sensores instalados en estos satélites.

Estos sensores recogen la radiación electromagnética reflejada o emitida por la superficie de la Tierra y masas nubosas fundamentalmente, para transformarla en señales que pueden ser registradas y, posteriormente, analizadas.

Tradicionalmente se dividen los sensores en dos grandes grupos: *pasivos* y *activos*. Los primeros son los que captan la radiación de fuentes naturales reflejada por los objetos, o la emitida directamente por éstos. Los sensores activos, por el contrario, emiten su propia fuente de radiación sobre los objetos terrestres, que después vuelven a recoger una vez reflejada por éstos. Los sensores pueden subdividirse, a su vez, según el rango espectral en el que operan: visible, infrarrojo y microondas.

El concepto de resolución es fundamental para el estudio del funcionamiento y las aplicaciones de un sensor. En teledetección este concepto se puede descomponer en cuatro tipos: resolución espacial, espectral, radiométrica y temporal.

### **1. Resolución espacial**

No existe una definición única de resolución espacial, si bien y de una forma intuitiva se refiere a la finura de detalle exhibida en la imagen, describiendo el tamaño mínimo de los objetos del terreno que pueden ser discriminados por el sensor. Esta resolución espacial es función, fundamentalmente, del IFOV (Instantaneous Field of View) del sensor, que es el área cubierta por el sensor, y de la altitud del satélite. No debe confundirse IFOV con pixel (abreviatura de picture element), el paralelogramo que aparece en la imagen final, resultado del muestreo realizado sobre la señal eléctrica para convertirla en un número digital que representa un valor radiométrico.

Es interesante destacar el equilibrio requerido entre la resolución espacial y el contenido de información de la imagen, el cual depende de aquella, en las aplicaciones de la teledetección. Resoluciones espaciales altas permiten observaciones detalladas pero en pequeñas áreas de estudio, impidiendo por tanto una visión sinóptica. Por el contrario, resoluciones espaciales bajas permiten observar grandes regiones, pero suponen, a su vez, una pérdida de información al promediar distintos objetos dentro de cada pixel.

### **2. Resolución espectral**

Este concepto se refiere estrictamente a las bandas espectrales, y a sus anchos respectivos, de las que dispone un sensor determinado.

Las bandas disponibles y su anchura son, junto a la resolución espacial, los primeros requisitos que hemos de considerar a la hora de seleccionar un sensor para su utilización en una aplicación determinada.

### **3. Resolución radiométrica**

Está determinada por el número de niveles discretos en los que queda dividida la señal eléctrica. Se refiere, por tanto, al número de valores digitales en los que se divide la radiación recogida después de convertirla

en señal eléctrica.

En general, para una resolución espacial determinada, un aumento de la resolución radiométrica favorece una mejor discriminación entre los objetos o fenómenos detectados.

#### 4. Resolución temporal

Es el intervalo de tiempo con el que se realiza la toma de datos sobre una misma zona. La resolución temporal se traduce, consecuentemente, en el número de horas o días en que el satélite vuelve a sobrevolar la misma zona.

### 1.4. APLICACIONES EN OCEANOGRAFÍA

Tras describir las generalidades propias de la teledetección, nos ocuparemos a continuación de la aplicación de esta técnica a estudios oceanográficos a mesoscala.

No fue un comienzo precisamente brillante el simposio celebrado en 1964 en el Instituto Oceanográfico de Woods Hole titulado *Oceanography from Space*. Sólo habían transcurrido unos cuantos años desde el lanzamiento de los primeros satélites y la comunidad científica formada en los métodos tradicionales del estudio del mar mostró un cierto escepticismo ante lo que podría lograrse de un satélite que viajaba a velocidades de varios kilómetros por segundo, a cientos de kilómetros por encima del mar. Este escepticismo estaba de algún modo justificado debido a que hasta 1964 los sensores instalados en los satélites no tenían la resolución y precisión requerida para estudios científicos. Sin embargo, y a pesar de ello, algunos científicos intuyeron ya la magnitud de la contribución que los satélites podrían hacer a los estudios oceanográficos si se pudiesen desarrollar los sensores correctos.

El rápido progreso experimentado por los sensores de alta resolución durante la década de los setenta culminó en 1978 con el lanzamiento de tres satélites destinados a aplicaciones marinas: el *Seasat* que disponía de una serie de sensores en el microondas, el *Nimbus-7* con el sensor CZCS (Coastal Zone Color Scanner) y la serie de satélite operacionales NOAA (TIROS-N) con el sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Tres satélites que



han contribuído a restituir la confianza de la comunidad científica, parcialmente erosionada por la euforia prematura de los sesenta.

En la tabla 1.1 mostramos los sensores utilizados con mayor frecuencia en estudios oceanográficos a mesoscala, el satélite en que iba o irá instalado, el rango del espectro electromagnético y el tipo de sensor.

Abrev.	Nombre del sensor	Satélite	Espectro EM.	Activo Pasivo
ALT	Altimeter	*Seasat ERS-1	Microondas	Activo
ATSR	Along Track Scanning Radiom.	*ERS-1	IR. cercano y térmico	Pasivo
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiom.	TIROS-N NOAA-6⇒11	Visible, IR. cercano y térmico	Pasivo
CZCS	Coastal Zone Color Scanner	NIMBUS-7	Visible, IR. térmico	Pasivo
SAR	Synthetic Aperture Radar	*Seasat ERS-1	Microondas	Activo
SASS (AMI)	Scatterometer	*Seasat ERS-1	Microondas	Activo

\* Próximo lanzamiento

**Tabla 1.1.** Sensores utilizados con mayor frecuencia en aplicaciones oceanográficas.

Los sensores instalados en satélites dedicados a estudios oceanográficos detectan algunas de las siguientes propiedades de la superficie del mar:

- \* Temperatura
- \* Color
- \* Pendiente
- \* Rugosidad

Es por ello por lo que cualquier parámetro oceanográfico que queramos medir debe producir una variación en una de estas cuatro propiedades superficiales.

En la tabla 1.2 mostramos la escala de longitud y tiempo, de una forma aproximada, de varios fenómenos oceanográficos dinámicos y el tipo de propiedad superficial que podemos detectar a través de la teledetección.

	Amplitud del desplazamiento superficial (m)	Longitud horizontal (Km)	Escala de tiempo	Propiedad de la superficie del mar detectable
Corrientes ecuatoriales	0,3	5000	Meses a años	Pendiente
Corrientes de frontera Oeste	1,5	100	Días a años	Pendiente Color Temperatura Rugosidad
Corrientes de frontera Este	0,3	100	Días a años	Pendiente Color Temperatura
Remolinos a mesoscala	0,25	100	100 días	Pendiente Color Temperatura
Frentes oceánicos	0,05	10	10 días	Color Temperatura Rugosidad
Ondas internas	0,10 cm	0,1-100	Segundos horas	Rugosidad

Tabla 1.2. Escala de longitud y tiempo de varios fenómenos oceanográficos dinámicos y el tipo de propiedad superficial que podemos detectar a través de la teledetección.

El sensor que habitualmente se ha utilizado para medir la temperatura de la superficie del mar es el AVHRR instalado en la serie operacional de satélites NOAA. Esta es la única propiedad de la superficie del mar, de las

cuatro anteriormente citadas, que aún hoy podemos continuar midiendo puesto que los demás sensores dedicados a medir alguna otra han dejado de operar. Es uno de los sensores seleccionados para realizar este trabajo y a él, precisamente, está dedicado al capítulo 2.

El sensor empleado preferentemente para medir el color del océano es el CZCS instalado en el Nimbus-7. Este sensor, que dejó de operar en 1986, ha producido cientos de escenas de todos los océanos del mundo que aún no han sido procesadas. Es el segundo de los sensores escogidos para la realización de este trabajo y a él le dedicaremos el capítulo 3.

Aunque fuera ya del objeto de nuestro estudio, examinaremos a continuación, de un modo somero, aquellos otros sensores que miden las otras dos propiedades de la superficie del mar indicadas anteriormente: la **pendiente** y la **rugosidad**. Estos sensores los llevará instalado el satélite ERS-1 (ESA's Remote Sensing Satellite) primer satélite europeo de uso terrestre, que será lanzado próximamente.

### 1. El altímetro

A través de este sensor podemos conocer la **pendiente** absoluta de la superficie del mar ya que puede medir la distancia entre el satélite y la superficie del mar con un error de 10 cm. Si podemos conocer la pendiente de la superficie del mar, podremos conocer entonces las corrientes en balance geostrófico: los intensos flujos asociados a las Corrientes de Frontera Oeste están confinados horizontalmente en un ancho no muy superior a 100 Km, sobre el cual la altura superficial puede variar tanto como 100-150 cm, variación que es fácilmente detectable por el altímetro. Sin embargo, la mayor parte del flujo en el océano es considerablemente más lento: gradientes de pocas decenas de centímetros a través de distancias horizontales de 1000 Km pueden presentar mayores dificultades para su detección. De igual forma, a través de la pendiente de la superficie del mar, podemos detectar los remolinos a mesoscala puesto que pueden producir diferencias verticales a través de su diámetro del orden de 20-40 cm.

Además de la **pendiente**, el altímetro nos permite conocer también la **rugosidad** de la superficie del mar producida por los vientos. Con ello podemos estimar la velocidad del viento, aunque no su dirección, y la altura de onda significativa.

Por último y para finalizar con esta breve descripción del altímetro, hemos de señalar que otra de sus aplicaciones es el poder determinar las estructuras batimétricas del fondo marino.

## 2. El escaterómetro

El escaterómetro es un sensor diseñado para medir la rugosidad de la superficie del mar. Estas ondulaciones superficiales son producidas por los vientos. Por ello, con la señal recibida por el escaterómetro, podemos estimar la velocidad del viento superficial con un error de  $\pm 2$  m/s y, al disponer de antenas alineadas de forma diferente, la dirección del viento con un error de  $\pm 20^\circ$ , con una resolución espacial de 50 Km. Esta medida, la velocidad y dirección del viento en la superficie del mar, es esencial para el estudio de las corrientes generadas por el viento.

## 3. El radar de apertura sintética

El radar de apertura sintética es un sensor diseñado para medir la rugosidad de la superficie del mar con el objeto de estimar las ondas superficiales del océano.

Uno de los aspectos más interesantes relacionados con el uso del radar de apertura sintética es la posibilidad que nos ofrece de observar las ondas internas, posibilidad que causó enorme sorpresa ya que el radar de apertura sintética es un sensor que sólo mide la superficie del mar pero, sin embargo, puede detectar procesos dinámicos que deben su existencia a gradientes de densidad vertical, originados fundamentalmente en la termoclina, entre 100 y 200 m de profundidad.

Queremos finalizar esta introducción señalando que cometeríamos un grave error si consideráramos que los sensores instalados en satélites desplazan o sustituyen al método tradicional. Por el contrario, ofrecen un conjunto de medidas complementarias que nos permiten tener una mayor perspectiva de los datos obtenidos con el método tradicional. Teniendo en cuenta, además, que los fenómenos oceanográficos son generalmente complejos, con múltiples factores (físicos, químicos y biológicos) que interactúan simultáneamente, debemos acompañar en todo momento las medidas de estos sensores con medidas in situ para obtener, así, un mejor conocimiento de los fenómenos y procesos oceanográficos.

## CAPÍTULO 2

### SENSOR AVHRR Y MÉTODO DE OBTENCIÓN DE LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

#### 2.1. GENERALIDADES

El sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) es uno de los sensores a bordo de la serie de satélites operacionales TIROS y NOAA administrados por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Fue inicialmente diseñado para estudios meteorológicos pero tiene una gran aplicación en estudios de oceanografía, glaciología y tierra. Con respecto a otros sensores instalados en otros satélites (el IR en el METEOSAT, el CZCS en el Nimbus-7, el VISSR en el GOES, el HCMR en el HCMM, el TM en los Landsat, etc.), presenta algunas de las siguientes ventajas:

- Los NOAA constituyen una serie operacional de satélites: cuando uno de ellos falla hay otro listo para su lanzamiento.
- El AVHRR dispone de una mayor resolución espacial y está mejor calibrado.
- Algunos satélites NOAA llevan instalado un sensor AVHRR con dos bandas en el infrarrojo térmico con el que se ha mejorado la corrección atmosférica.
- El sensor AVHRR tiene una banda en el infrarrojo cercano que proporciona una mejora en la corrección atmosférica durante la noche.
- Posee un sistema de recolección de datos, el sistema ARGOS, para retransmitir datos de lugares inaccesibles.

El otro sensor a bordo de los satélites NOAA es el TOVS (Tiros Operational Vertical Sounder), que consta de tres sensores: HIRS/2 (High Resolution Infrared Radiation Sounder/2), MSU (Microwave Sounding Unit) y SSU (Stratospheric Sounding Unit). Los datos que proporciona el TOVS se podrían emplear para realizar la corrección atmosférica de los datos del AVHRR, como se discute posteriormente (ver sección 2.3.1).

La figura 2.1 muestra los sensores a bordo de los satélites NOAA y el tipo de datos del sensor AVHRR.

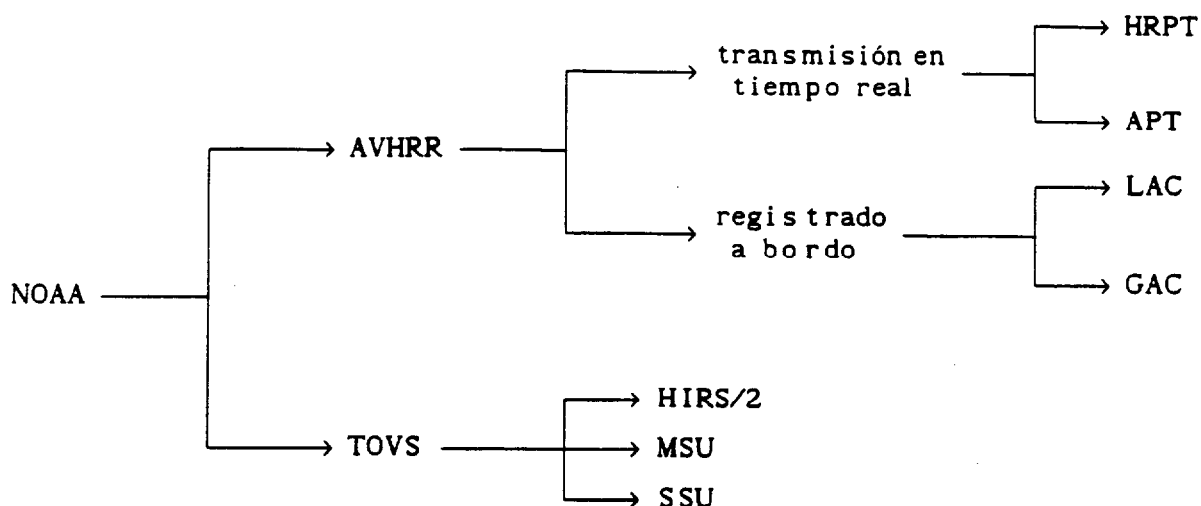


Figura 2.1. Sensores de los satélites NOAA y tipos de datos del AVHRR.

En la tabla 2.1 señalamos los satélites disponibles de la serie NOAA y en la tabla 2.2 los parámetros orbitales de la serie NOAA.

Satélite	Periodo de operación
Tiros-N	19 Oct 78- 30 Ene 80
NOAA-6	27 Jun 79- 16 Nov 86
NOAA-7	19 Ago 81- 7 Jun 86
NOAA-8	20 Jun 83- 31 Oct 85
NOAA-9	25 Feb 85- 7 Nov 88
NOAA-10	17 Nov 86- presente
NOAA-11	8 Nov 88- presente

Tabla 2.1. Satélites en la serie NOAA.

Tipo de órbita : heliosíncrona, casi circumpolar
Altitud nominal : 855 Km
Periodo de la órbita : 101-102 min
Inclinación : 99°

Tabla 2.2. Parámetros orbitales de la serie NOAA.

## 2.2. CARACTERÍSTICAS DEL SENSOR AVHRR

En la tabla 2.3 presentamos los parámetros de visión del sensor AVHRR.

Ancho de franja total : 2580 Km
Angulo de barrido : 55,4° a cada lado del nadir
IFOV : 1,4 mrad × 1,4 mrad
Resolución espacial : 1,1 Km × 1,1 Km al nadir aumentando hasta 2,5 Km × 7,0 Km en ángulos de barrido máximo

Tabla 2.3. Parámetros de visión del AVHRR.

Con respecto a las características espectrales, el sensor AVHRR instalado en los satélites NOAA *pares* es distinto al de los satélites *impares*. A este último se le ha denominado AVHRR/2.

La tabla 2.4 señala las características espectrales de ambos sensores. Como podemos observar, el sensor AVHRR de los satélites *pares* dispone de cuatro bandas y sólo una de ellas está situada en el infrarrojo térmico. El de los satélites *impares* presenta dos bandas en el infrarrojo térmico que permiten un cálculo más preciso de la temperatura superficial del mar basado en el método multibanda (ver sección 2.3.2).

Banda	AVHRR ( $\mu\text{m}$ )	AVHRR/2 ( $\mu\text{m}$ )	Saturación	Relación S/R
1	0,58-0,68	0,58-0,68	100% albedo	3/1 a 0,5% albedo
2	0,725-1,1	0,725-1,1	100% albedo	3/1 a 0,5% albedo
3	3,55-3,93	3,55-3,93	320 K	* NE $\Delta$ T=0,12 K a 300 K
4	10,5-11,5	10,3-11,3	320 K	* NE $\Delta$ T=0,12 K a 300 K
5	repet.4	11,5-12,5	320 K	* NE $\Delta$ T=0,12 K a 300 K

\* NE $\Delta$ T=Diferencia de temperatura equivalente a ruido.

Todas las bandas están digitalizadas  
a 10 bits (1024 valores digitales).

Tabla 2.4. Características espectrales del sensor AVHRR.

Las bandas en el visible (1 y 2) se utilizan para la identificación de nubes, para la separación de tierra y mar, para la supervisión de la vegetación y para obtener la cantidad de hielo y nieve. Las bandas en el infrarrojo cercano e infrarrojo térmico (3, 4 y 5) se emplean para calcular la temperatura de las nubes y la temperatura superficial del mar.

El AVHRR está equipado con un dispositivo de calibración interna para las bandas en el infrarrojo, mientras que las dos bandas en el visible fueron calibradas antes del lanzamiento del satélite.

### 2.2.1. TIPOS DE DATOS

Los datos del sensor AVHRR pueden ser transmitidos de dos formas diferentes (ver figura 2.1):

1. Datos transmitidos en tiempo real: datos transmitidos directamente desde el satélite a una estación receptora mientras el satélite está en el radio de alcance de la estación.



2. **Datos registrados a bordo:** datos registrados a bordo del satélite mientras el satélite está fuera del alcance de una estación receptora y transmitidos, posteriormente, a las estaciones en las Islas Wallops (Virginia) y Gilmore Greek (Alaska) de NOAA.

En cuanto a los datos transmitidos en tiempo real, podemos diferenciar dos tipos:

- i) **Datos HRPT (High Resolution Picture Transmission):** los datos HRPT son datos digitales de alta resolución espacial (1,1 Km) con todas las bandas.
- ii) **Datos APT (Automatic Picture Transmission):** los datos APT son datos analógicos de baja resolución espacial (4 Km) solamente con bandas seleccionadas, pero sin embargo, presentan la ventaja de que pueden ser recogidos y mostrados con equipos baratos.

Del mismo modo, podemos distinguir también dos tipos de datos registrados a bordo:

- i) **Datos LAC (Local Area Coverage):** los datos LAC son datos digitales de alta resolución espacial (1,1 Km) con todas las bandas.
- ii) **Datos GAC (Global Area Coverage):** los datos GAC son datos digitales con todas las bandas, de una resolución espacial, reducida a bordo a 4 Km aproximadamente: se emplean 4 de cada 5 elementos a lo largo de una línea para calcular un valor medio y solamente se procesan datos de cada tercera línea.

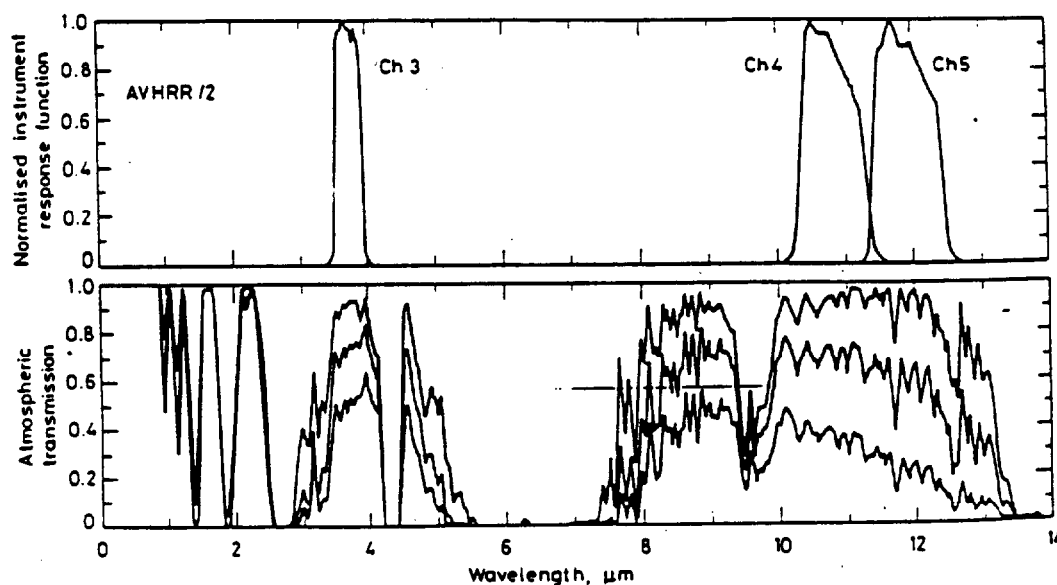
### 2.3. CALIBRACIÓN GEOFÍSICA

En nuestro estudio, la información que deseamos obtener del sensor AVHRR es la temperatura superficial del mar calculada mediante la radiancia emitida por la superficie del mar.

Para temperaturas normales del mar, la radiación emitida está sobre el rango 3-15  $\mu\text{m}$  con el pico de radiación en 9,3-10,7  $\mu\text{m}$ . En el rango 3-15  $\mu\text{m}$ , el efecto atmosférico es mayor en las bandas de absorción y reemisión del ozono (centrada sobre 9,6  $\mu\text{m}$ ), vapor de agua (centrada sobre 6,3  $\mu\text{m}$ ), y dióxido de carbono (centrada sobre 4,3 y 15  $\mu\text{m}$ ), y es mínimo sobre los rangos 3,5-4  $\mu\text{m}$ , 8-9  $\mu\text{m}$  y 10-13  $\mu\text{m}$ , donde la absorción es principalmente debida al

vapor de agua, siendo la banda 3,5-4  $\mu\text{m}$  la menos afectada por el vapor de agua y, consiguientemente, por la absorción atmosférica; pero, sin embargo, presenta el inconveniente de la radiación solar reflejada. La dispersión atmosférica, en condiciones de atmósfera clara, es despreciable.

En la figura 2.2 podemos observar la transmisión atmosférica espectral teórica para cantidades diferentes de vapor de agua (atmósfera polar, templada y tropical) junto a las tres bandas del infrarrojo del sensor AVHRR/2.



**Figura 2.2.** Transmisión atmosférica espectral teórica para cantidades diferentes de vapor de agua (atmósfera polar, templada y tropical) junto a las 3 bandas del infrarrojo del sensor AVHRR/2, (de Llewellyn-Jones et al. 1984).

En la figura 2.3 indicamos el proceso a seguir para la obtención de la temperatura superficial del mar. En la discusión que sigue nos referiremos únicamente a las bandas del infrarrojo cercano e infrarrojo térmico del AVHRR.

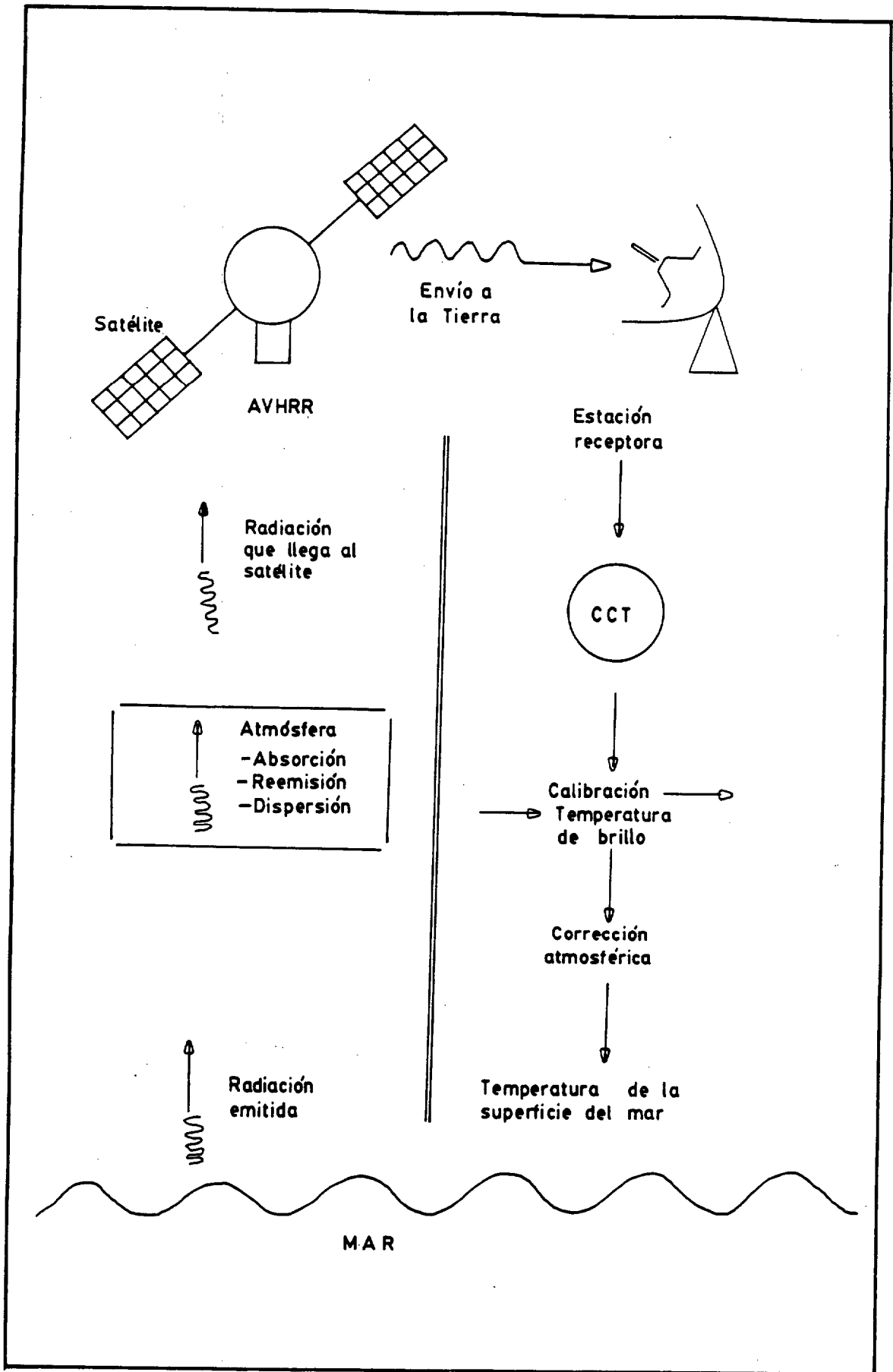


Figura 2.3. Proceso para la obtención de la temperatura superficial del mar.

## - Calibración de los datos

La obtención de una exacta temperatura superficial del mar es muy crítica y depende de la calibración que tengan los datos. Esta calibración consiste en convertir los valores digitales iniciales de 10 bits en valores de radiancia, que es lo que realmente mide el sensor, utilizando dos puntos de calibración. Estos dos puntos de calibración son proporcionados por datos que aporta un cuerpo negro, a bordo del satélite, del que se mide su temperatura, y por datos del espacio exterior, del que se supone conocida su temperatura. Estos datos de calibración son proporcionados para cada línea por el cuerpo negro y el espacio exterior y son suministrados de formas diferentes según la estación receptora y el tipo de datos.

Podemos calibrar los datos de la imagen de dos modos diferentes:

- utilizando los datos de calibración de cada línea para cada línea.
- calculando la media de los datos de calibración de la imagen y utilizando esta media para cada línea.

Varios autores (ver, p.ej., Singh 1984, Van Camp y Nykjaer 1988) han comprobado que la diferencia entre los resultados obtenidos por uno u otro procedimiento es despreciable. Como en este trabajo hemos verificado que, efectivamente, la diferencia es despreciable, nosotros nos hemos inclinado por el empleo del segundo procedimiento, debido al menor tiempo de CPU requerido.

Una vez obtenida la media de los datos de calibración por banda, podemos calcular la radiancia en cada banda y para cada pixel de la imagen, suponiendo que es una función lineal de los valores digitales de cada pixel de la imagen:

$$L = \text{PENDIENTE} \cdot \text{CUENTA} + \text{ORDENADA} \quad (2.1)$$

donde

L es la radiancia del pixel ( $\text{mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ ).

PENDIENTE y ORDENADA son la media de los datos de calibración.

CUENTA es el valor digital del pixel.

## - Temperatura de brillo

La radiancia para cada banda y para cada pixel, se convierte en temperatura de brillo utilizando la inversa de la función de Planck:

$$T(L,K) = \frac{C_2 \cdot K}{\ln \left( 1 + \frac{C_1}{L} \cdot K^3 \right)} \quad (2.2)$$

donde

T es la temperatura de brillo (K).

L es la radiancia medida por el sensor y obtenida por la ecuación (2.1).

K es el número de onda central ( $\text{cm}^{-1}$ ).

C1 es una constante ( $1,1910659 \cdot 10^{-5} \text{ mW} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \text{cm}^{-4}$ ).

C2 es una constante ( $1,438833 \text{ cm} \cdot \text{K}$ ).

El número de onda central de cada banda es específico para cada satélite y está suministrado por NOAA (1986). Se utiliza para poder invertir la función de Planck, en lugar de emplear las curvas de respuesta espectral de cada banda como hizo Singh (1984).

NOAA (1986) suministra este número de onda central para tres intervalos de temperatura. En este trabajo hemos utilizado el número de onda central para el intervalo de temperatura 275-320 K (2-47°C) ya que es el rango de temperatura en que estarán situados nuestros valores.

## - Temperatura de brillo verdadera

Estos valores de temperatura de brillo se corrigen debido a que el sensor no tiene una respuesta lineal en radiancia. Estos términos de corrección son también específicos para cada satélite y para cada banda, y aparecen en NOAA (1986): son 9 términos de corrección entre 315 y 205 K en intervalos de 10 ó 20 K, y los términos de corrección para las restantes temperaturas se calculan a partir de estos valores por interpolación lineal.

Esta corrección para cada banda y para cada pixel se obtiene mediante la expresión:

$$T_t = T + \delta T \quad (2.3)$$

donde

$T_t$  es la temperatura de brillo verdadera.

$T$  es la temperatura de brillo obtenida por la ecuación (2.2).

$\delta T$  es el término de corrección.

### 2.3.1. CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

Una vez obtenida la temperatura de brillo verdadera hemos de restar la contribución de la atmósfera debida principalmente al vapor de agua, como señalamos anteriormente, aunque algunos autores, basándose en el hecho de que la contribución atmosférica en el infrarrojo térmico es relativamente pequeña comparada con la contribución atmosférica en el visible (de 0-2 K en atmósferas polares y de 10 K en atmósferas tropicales; ver, p.ej., Maul y Sidran 1973, Brower *et al.* 1976), y teniendo en cuenta que su propósito no era obtener temperaturas absolutas sino, únicamente, características de temperatura, consideraron razonable ignorar la corrección atmosférica. Legeckis (1978), y Simpson y Bowers (1981), entre otros, estudiaron los frentes térmicos ignorando los efectos atmosféricos.

Podríamos considerar tres posibilidades para llevar a cabo esta corrección:

- i) Utilizar un modelo atmosférico junto con datos de radiosonda o datos de sonar obtenidos por el satélite.
- ii) Eliminar los efectos atmosféricos por un método multibanda.
- iii) Eliminar los efectos atmosféricos por un método multimirada.

Discutamos cada uno de ellos:

#### i) Empleo de un modelo atmosférico

Podríamos calcular la corrección atmosférica empleando un modelo atmosférico basado en los principios físicos que sabemos que intervienen, valiéndonos de la ecuación de transferencia radiativa. Necesitaríamos, además, los parámetros atmosféricos como pueden ser la presión, humedad

relativa y temperatura en función de la altura, que podríamos obtener a partir de datos de radiosonda. Sin embargo, ello plantea problemas prácticos debido a que las condiciones atmosféricas varían considerablemente no sólo de día en día e, incluso, de hora en hora -como cabe esperar- sino que también varían en el área cubierta. Maul y Sidran (1973), Cogan y Willand (1976), y Callison y Cracknell (1984), entre otros, han utilizado este procedimiento sin obtener buenos resultados.

Podría ocurrir también que los datos de radiosonda no sean simultáneos con el paso del satélite. Esto puede solucionarse haciendo uso del sistema de sonar situado en el satélite que fue empleado por NOAA para producir cartas de temperatura superficial del mar a partir del AVHRR. Los resultados, sin embargo, son menos exactos que los obtenidos a través de un proceso multibanda.

#### **ii) Empleo de un método multibanda.**

Este método ha obtenido considerable auge desde que el AVHRR dispone de dos bandas en el rango 10-12  $\mu\text{m}$ . Es el que hemos utilizado para la corrección atmosférica de los datos del AVHRR. Lo discutiremos en la sección 2.3.2.

#### **iii) Empleo de un método multimirada.**

El origen de este método se remonta a Saunders (1967) quien observó que cuando se miraba al mismo lugar a 0 y 60 grados de la vertical, es decir, cuando se doblaba el camino óptico de la atmósfera, los efectos atmosféricos también se doblaban, pudiéndose, con esto, determinar el efecto atmosférico y corregir las medidas. La justificación teórica de este método la obtuvo McMillin (1971) (verlo en McMillin 1975, McMillin y Crosby 1984) y es la misma que para el método multibanda (ver sección 2.3.2)

El método multimirada no es fácil de aplicar actualmente ya que conlleva la utilización de datos de dos satélites diferentes, uno en órbita polar y otro en órbita geoestacionaria, con los problemas que ocasiona el combinar estos dos tipos diferentes de datos. Los principales problemas surgen de los hechos siguientes: i) los sensores de los satélites geoestacionarios no están bien calibrados, ii) el camino atmosférico en ambos es bastante diferente, y iii) los datos de ambos

satélites generalmente no son simultáneos, por lo que pueden producirse cambios en la radiación que emite la superficie de la Tierra y en las condiciones atmosféricas. No obstante, Chedin *et al.* (1982), y Hoyler (1984), entre otros, han utilizado este método.

Para el futuro se propone el empleo de este método multimirada utilizando un solo satélite, el ERS-1 (ESA's Remote Sensing Satellite), que llevará instalado el sensor ATSR/M (Along Track Scanning Radiometer), sensor que mirará la misma zona desde dos ángulos diferentes.

### 2.3.2. MÉTODO MULTIBANDA PARA LA CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

Este método se remonta a Anding y Kauth (1970). Ellos razonaron que si se podían encontrar dos bandas diferentes tales que el mismo proceso físico causante de la absorción y reemisión atmosférica se produzca en ambas, siendo el efecto atmosférico en una banda un pequeño aumento del efecto en la otra, una medida simultánea de la radiancia en cada banda debería de proveer los datos necesarios para estimar el valor del efecto atmosférico, por lo que podría obtenerse la temperatura superficial del mar. Desafortunadamente, los resultados de Anding y Kauth (1970) se basaban en un modelo de transmitancia que no era tan exacto como los modelos posteriores. Maul y Sidran (1972), con un modelo de transmitancia diferente, comprobaron que las dos bandas propuestas por Anding y Kauth (1970) no eran las correctas. En la réplica, Anding y Kauth (1972) encontraron otro par de bandas con un tercer modelo de transmitancia. La aportación más interesante de estos tres estudios está en proponer dos bandas, que dependían del modelo usado para calcular las transmitancias, con las que se podía realizar la corrección atmosférica.

Una justificación formal de este método, como del método multimirada, puede obtenerse manipulando la ecuación de transferencia radiativa.



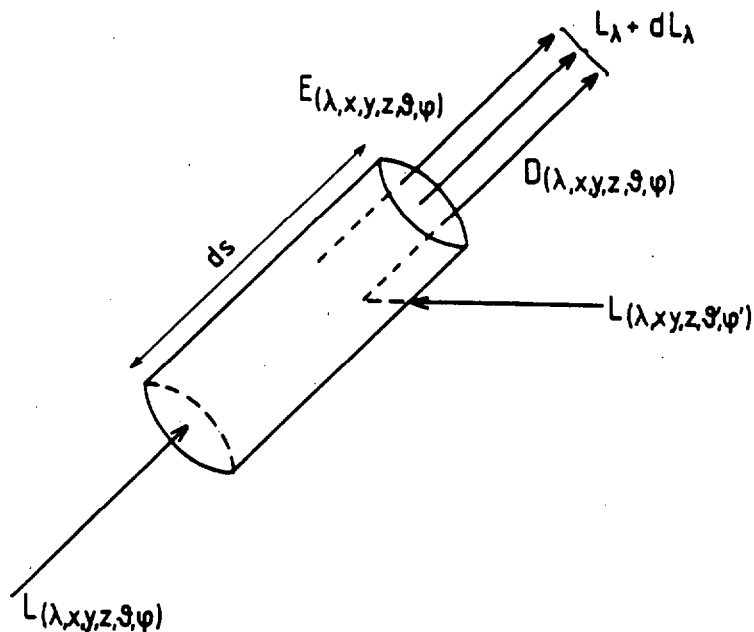


Figura 2.4. Cambios experimentados por la radiancia cuando atraviesa un elemento de volumen dado.

La ecuación de transferencia radiativa describe los cambios experimentados por la radiancia cuando atraviesa un elemento de volumen del medio. Para la situación mostrada en la figura 2.4 esta ecuación, independiente del tiempo, es:

$$\frac{dL(\lambda, x, y, z, \theta, \phi)}{ds} = -C(\lambda, x, y, z, \theta, \phi) \cdot L(\lambda, x, y, z, \theta, \phi) + D(\lambda, x, y, z, \theta, \phi) + E(\lambda, x, y, z, \theta, \phi) \quad (2.4)$$

donde

$L(\lambda, x, y, z, \theta, \phi)$  es la radiancia espectral a la longitud de onda  $\lambda$ , en la posición  $(x, y, z)$  viajando en la dirección especificada por los ángulos cenital y acimut,  $\theta$  y  $\phi$ , respectivamente.

$ds$  es la distancia atravesada.

$C(\lambda, x, y, z, \theta, \phi)$  es el coeficiente de atenuación espectral en la dirección  $(\theta, \phi)$  a la longitud de onda  $\lambda$  en la posición  $(x, y, z)$ .

$D(\lambda, x, y, z, \theta, \phi)$  es la función que describe el aumento de la radiancia debido a la dispersión en el elemento de volumen.

$E(\lambda, x, y, z, \theta, \phi)$  es la función que describe la emisión interna del elemento de volumen.

Para ángulos cenitales pequeños (ángulos menores que 75°, aproximadamente), la atmósfera de la Tierra se puede considerar estructurada en capas plano-paralelas, en capas homogéneas, en el sentido de que las propiedades ópticas de cada capa son independientes de la posición horizontal, y, por último, isotrópica, en el sentido de que los coeficientes de absorción, dispersión y atenuación son independientes de la dirección. Esto nos conduce de la expresión (2.4) a la expresión:

$$\frac{dL(\lambda, z, \theta, \phi)}{ds} = -C(\lambda, z) \cdot L(\lambda, z, \theta, \phi) + D(\lambda, z, \theta, \phi) + E(\lambda, z, \theta, \phi) \quad (2.5)$$

que expresa que el cambio en la radiancia  $L$  a la longitud de onda  $\lambda$ , a una altura  $z$ , viajando en la dirección  $(\theta, \phi)$ , supone una pérdida en radiancia proporcional a la radiancia incidente y una ganancia en radiancia debida a la dispersión y emisión interna en el elemento de volumen.

Para la obtención de la temperatura superficial del mar desde un sensor remoto en longitudes de onda del infrarrojo, se introducen los siguientes supuestos:

1. La atmósfera está en equilibrio térmico local, es decir, la temperatura local no cambia cuando la radiancia es transmitida a través de la atmósfera.
2. La transferencia radiativa es un proceso de absorción y reemisión por lo que se ignoran los efectos de dispersión por aerosoles: en las longitudes de onda alrededor de 10  $\mu\text{m}$ , el espesor óptico del aerosol es normalmente un orden de magnitud más pequeño que en las longitudes de onda del visible, así que cuando trabajamos en condiciones libres de nubes, este supuesto parece razonable.

La expresión (2.5) se convierte entonces en:

$$\frac{dL(\lambda, z, \theta, \phi)}{ds} = -C(\lambda, z) \cdot L(\lambda, z, \theta, \phi) + E(\lambda, z, \theta, \phi) \quad (2.6)$$

Con los supuestos descritos, el término de emisión puede calcularse a partir de la ley de Planck:

$$B(\lambda, T(z)) = \frac{2 \cdot h \cdot c^2 \cdot \pi}{\lambda^5 \cdot (e^{hc/\lambda KT} - 1)} \quad (2.7)$$

donde,

$B(\lambda, T(z))$  es la irradiancia espectral de un cuerpo negro a una longitud de onda  $\lambda$ , a la temperatura  $T$  y a una altura  $z$  de la atmósfera (para obtener la radiancia se ha de dividir por  $\pi$  debido a que un cuerpo negro es una superficie Lambertiana).

$T$  es la temperatura absoluta (K).

$h$  es la constante de Planck ( $6,625 \cdot 10^{-34}$  J·s).

$K$  es la constante de Boltzman ( $1,380 \cdot 10^{-23}$  J·K<sup>-1</sup>).

$C$  es la velocidad de la luz en el vacío ( $2,997 \cdot 10^8$  m·s<sup>-1</sup>).

Introduciendo la expresión (2.7) en (2.6), tenemos:

$$\frac{dL(\lambda, z, \theta, \phi)}{ds} = -C(\lambda, z) \cdot L(\lambda, z, \theta, \phi) + \frac{1}{\pi} \cdot B(\lambda, T(z)) \quad (2.8)$$

Para continuar con la nomenclatura general de la bibliografía, introducimos los siguientes cambios:

- Para coordenadas verticales, en lugar de utilizar  $z$  utilizaremos  $p$ , la presión, que en la base de la atmósfera será  $p_0$  y en la parte superior cero.
- La dependencia con la longitud de onda y con el acimut se omiten por simplicidad.

La ecuación (2.8) debe formularse con respecto a la radiancia que llega a la parte superior de la atmósfera desde la inferior, ya que el sensor está fuera de la atmósfera. Esto se hace integrando la ecuación (2.8) desde la base hasta la parte superior de la atmósfera que, introduciendo los cambios

en la nomenclatura, supone:

$$L(0,\theta)=L(p_0,\theta)\cdot\tau(p_0,\theta)+\int_{\tau(p_0,\theta)}^1\frac{1}{\pi}\cdot B(T(p))\cdot d\tau(p,\theta) \quad (2.9)$$

donde

$\tau(p_0,\theta)$  es la transmitancia desde la base hasta la parte superior de la atmósfera en dirección  $\theta$ .

El término de la izquierda de esta ecuación es la radiancia en la parte superior de la atmósfera que es la medida por el sensor. El primer término de la derecha es la radiancia que proviene de la superficie del mar transmitida a la parte superior de la atmósfera. El segundo término es la radiancia emitida a varios niveles de la atmósfera y transmitida a la parte superior de la atmósfera.

El primer término de la derecha de la ecuación (2.9) puede ser considerado como compuesto de tres partes:

$$L(p_0,\theta)\cdot\tau(p_0,\theta)=L_s(0,\theta)+L_A(0,\theta)+L_o(0,\theta) \quad (2.10)$$

donde

$L_s(0,\theta)$  es la radiancia emitida por la superficie del mar y transmitida a la parte superior de la atmósfera.

$L_A(0,\theta)$  es la radiancia emitida hacia abajo por la atmósfera, reflejada por la superficie del mar y transmitida hacia la parte superior de la atmósfera.

$L_o(0,\theta)$  es la radiancia solar directa reflejada por la superficie del mar y transmitida a la parte superior de la atmósfera.

La radiancia emitida por la superficie del mar y transmitida a la parte superior de la atmósfera puede expresarse como:

$$L_s(0,\theta)=e(\theta)\cdot\frac{B(T_s)}{\pi}\cdot\tau(p_0,\theta) \quad (2.11)$$

donde

$e(\theta)$  es la emisividad de la superficie del mar.

$T_s$  es la temperatura de la superficie del mar (K).

La superficie del mar se considera un cuerpo negro, es decir,  $e(\theta)=1$ . Sin embargo, en rigor, la emisividad de la superficie del mar, en un valor promedio, es de 0,9926 y 0,9891 para las bandas 4 y 5 del AVHRR, respectivamente. El error que se comete por considerar la superficie del mar como un cuerpo negro es de 0,3 K (Dalu 1985). Teniendo en cuenta que el NEAT del AVHRR es de 0,12 K, este error es relativamente pequeño.

La radiancia atmosférica reflejada siempre puede ignorarse (Maul 1985), del mismo modo que la radiancia del sol reflejada en el rango de longitudes de onda 10-12  $\mu\text{m}$ , ya que es un término mucho más pequeño que la radiancia emitida por la superficie del mar. Sin embargo, no puede decirse lo mismo para la banda situada en la longitud de onda 3,7  $\mu\text{m}$ , la banda 3 del AVHRR, ya que el brillo del sol puede ser del mismo orden de magnitud que la radiancia emitida por la superficie del mar (Takashima y Takayama 1981).

La expresión (2.9) puede escribirse, entonces, como:

$$L(0, \theta) = \frac{1}{\pi} \cdot B(T_s) \cdot \tau(p_0, \theta) + \int_{\tau(p_0, \theta)}^1 \frac{1}{\pi} \cdot B(T(p)) \cdot d\tau(p, \theta) \quad (2.12)$$

Para obtener la temperatura superficial del mar a partir de esta ecuación, es necesario conocer la transmitancia y la distribución de temperatura de la atmósfera, tanto horizontal como verticalmente. Ya hemos visto en otro apartado que ello no se obtiene fácilmente para una imagen de un sensor remoto que cubre un área geográfica amplia con variaciones espaciales en las propiedades atmosféricas. Alternativamente, se ha desarrollado un método que utiliza la información contenida en los datos obtenidos por el sensor. Veámoslo:

Usando el teorema del valor medio, la expresión (2.12) puede escribirse como:

$$L(0, \theta) = \frac{1}{\pi} \cdot B(T_s) \cdot \tau(p_0, \theta) + \frac{1}{\pi} \cdot B(\bar{T}_a) \cdot (1 - \tau(p_0, \theta)) \quad (2.13)$$

donde

$B(\bar{T}_a)$  es la irradiancia para una temperatura atmosférica media  $\bar{T}_a$ :

$$B(\bar{T}_a) = \frac{\int_0^1 B(T(p)) \cdot d\tau(p, \theta)}{\int_0^1 d\tau(p, \theta)} \quad (2.14)$$

Reorganizando la expresión (2.13), obtenemos:

$$\frac{1}{\pi} \cdot B(T_s) - L(0, \theta) = \left( \frac{1}{\pi} \cdot B(T_s) - \frac{1}{\pi} \cdot B(\bar{T}_a) \right) \cdot (1 - \tau(p_0, \theta)) \quad (2.15)$$

La radiancia medida por el satélite,  $L(0, \theta)$ , es igual a la radiancia emitida por un cuerpo negro y transmitida al sensor con una temperatura específica llamada temperatura de brillo,  $T_b$ :

$$L(0, \theta) = \frac{1}{\pi} \cdot B(T_b) \quad (2.16)$$

por lo que la ecuación (2.15) nos quedará de la siguiente forma:

$$\frac{1}{\pi} \cdot B(T_s) - \frac{1}{\pi} \cdot B(T_b) = \left( \frac{1}{\pi} \cdot B(T_s) - \frac{1}{\pi} \cdot B(\bar{T}_a) \right) \cdot (1 - \tau(p_0, \theta)) \quad (2.17)$$

Desarrollando  $B(T)$  en serie de Taylor alrededor de  $T_s$ ,  $T_b$  y  $T_a$ , reteniendo solamente los términos lineales y con el supuesto de que en la región 10-13  $\mu\text{m}$  la dependencia de  $\partial B(T)/\partial T$  con la temperatura es pequeña (McMillin 1975), esta ecuación resulta ser:

$$\left( \frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_s} \cdot (T_s - T_b) = \left( \frac{\partial B(T)}{\partial T} \right)_{T_s} \cdot (T_s - \bar{T}_a) \cdot (1 - \tau(p_0, \theta)) \quad (2.18)$$

o:

$$T_s - T_b = (T_s - \bar{T}_a) \cdot (1 - \tau(p_0, \theta)) \quad (2.19)$$

Como ya hemos señalado, en la región del espectro electromagnético donde están situadas las bandas del infrarrojo del AVHRR, la absorción en la atmósfera es

principalmente debida al vapor de agua, por lo que el término de transmitancia en la expresión (2.19) puede escribirse como:

$$\tau(p_0, \theta) = e^{-a_w \cdot w(\theta)} \quad (2.20)$$

donde

$a_w$  es el coeficiente de absorción del vapor de agua.

$w(\theta)$  es la cantidad de vapor de agua a lo largo del camino óptico, siendo  $\theta$  el ángulo de visión.

En condiciones libres de nubes, la absorción en una ventana del infrarrojo es pequeña, por lo que esta expresión se puede aproximar a:

$$\tau(p_0, \theta) = 1 - a_w \cdot w(\theta) \quad (2.21)$$

Llegados a este punto, para obtener la corrección atmosférica, es necesario disponer de dos medidas con cantidades diferentes de absorción y valores iguales de  $\bar{T}_a$ . Para ello, podemos variar el ángulo de visión  $\theta$ , como propuso Saunders (1967), o medir en dos longitudes de onda diferentes. Si aplicamos este segundo método y sustituimos (2.21) en (2.19), obtendremos:

$$T_s - T_b(\lambda_i) = (T_s - \bar{T}_a(\lambda_i)) \cdot a_w(\lambda_i) \cdot w(\theta) \quad (2.22)$$

$$T_s - T_b(\lambda_j) = (T_s - \bar{T}_a(\lambda_j)) \cdot a_w(\lambda_j) \cdot w(\theta) \quad (2.23)$$

Si las longitudes de onda  $\lambda_i$  y  $\lambda_j$  son lo suficientemente cercanas, se puede suponer que las temperaturas atmosféricas medias son aproximadamente iguales, es decir:

$$T_s - \bar{T}_a(\lambda_i) = T_s - \bar{T}_a(\lambda_j) \quad (2.24)$$

Este supuesto crucial fue confirmado por McMillin (1971) (verlo en McMillin 1975) quien encontró un par de longitudes de onda en la región 10-12  $\mu\text{m}$  en el que los valores de  $\bar{T}_a$  son iguales. Igualmente, Prabhakara *et al.* (1974) confirmaron este supuesto mostrando que  $\bar{T}_a$  varía menos de 1 K en la región 10,4-12,9  $\mu\text{m}$ .

Combinando estas tres últimas ecuaciones, obtendremos:

$$T_s = T_b(\lambda_i) + \frac{a_w(\lambda_i)}{a_w(\lambda_j) - a_w(\lambda_i)} \cdot (T_b(\lambda_i) - T_b(\lambda_j)) =$$

$$= T_b(\lambda_i) + a \cdot (T_b(\lambda_i) - T_b(\lambda_j)) \quad (2.25)$$

Esta ecuación puede ser considerada como una versión truncada, debido a las aproximaciones efectuadas, de la expresión general siguiente:

$$T_s - T_b(\lambda_i) = a_0 + a_1 \cdot \Delta T + a_2 \cdot \Delta T^2 + \dots + a_n \cdot \Delta T^n \quad (2.26)$$

donde

$$\Delta T = T_b(\lambda_i) - T_b(\lambda_j) \quad (2.27)$$

Los valores  $a_0, a_2, \dots, a_n$  deberían ser pequeños pero, aun así, compensarían los errores debidos a las aproximaciones efectuadas.

NOAA ha escogido, como ya apuntaron Prabhakara *et al.* (1974), McMillin (1975), y Deschamps y Phulpin (1980), las bandas en las longitudes de onda 10,3  $\mu\text{m}$  y 11,5  $\mu\text{m}$  ya que la atmósfera es casi transparente en estas longitudes de onda y su efecto es diferente en cada banda.

### 2.3.3. ALGORITMOS PARA LA TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

En la práctica, este método consiste en calcular las temperaturas de brillo *verdaderas* en las bandas 10,3  $\mu\text{m}$  y 11,5  $\mu\text{m}$  (bandas 4 y 5 del AVHRR) separadamente, y presuponer que la temperatura superficial del mar se obtiene a partir de una fórmula cuyos coeficientes son números determinados por el ajuste a medidas in situ, es decir:

$$T_s = a_0 \cdot T_i + a_1 \cdot (T_i - T_j) + a_2 \quad (2.28)$$

donde

$T_s$  es la temperatura superficial del mar.

$T_i$  y  $T_j$  son las temperaturas de brillo *verdaderas* obtenidas por la ecuación (2.3).

$a_0, a_1$  y  $a_2$  son constantes que provienen del ajuste a medidas in situ.



Diferentes autores (p.ej., Singh 1984, McMillin y Crosby 1984, McClain et al. 1985, Ho et al. 1986) apuntan que mejores resultados se obtienen con una expresión que contenga las tres temperaturas de brillo verdaderas de las tres bandas del infrarrojo del AVHRR pero esta expresión únicamente la podemos utilizar con datos obtenidos durante la noche, debido a que la reflexión solar afecta a la banda del infrarrojo cercano. Así, la expresión (2.28) puede tener cualquier combinación de las tres bandas del infrarrojo del AVHRR. Los autores mencionados comprueban que la expresión (2.28), con el uso de dos o tres de estas bandas, permite obtener temperaturas superficiales con un error menor que 1 K comparadas con medidas in situ. Hay que tener precaución con el AVHRR del NOAA-7 ya que su banda en el infrarrojo cercano tuvo problemas poco tiempo después del lanzamiento del satélite.

Siguiendo la anotación habitual de la bibliografía, llamaremos  $T_3$ ,  $T_4$  y  $T_5$  a las temperaturas de brillo verdaderas de las bandas 3, 4 y 5 del AVHRR, respectivamente.

En la tabla 2.5 mostramos algunas expresiones obtenidas con datos de día por diferentes autores, mientras que la tabla 2.6 muestra dichas expresiones con datos de noche.

Expresión	Autores
$T=1,035 \cdot T_4+3,046 \cdot (T_4-T_5)+1,11$	Pichel y Banks (1982)
$T=1,0351+T_4+3,046 \cdot (T_4-T_5)-283,93$	McClain et al.(1983)
$T=T_4+1,43 \cdot (T_4-T_5)+1,11$	Bowers et al.(1984)
$T=1,0346 \cdot T_4+2,58 \cdot (T_4-T_5)-283,21$	Strong y McClain (1984)
$T=T_4+2 \cdot (T_4-T_5)+0,5$	Castagné et al.(1986)
$T=1,173 \cdot T_4+0,87 \cdot (T_4-T_5)-1,880$	Yokoyama y Tanba (1988)

Tabla 2.5. Ejemplos de expresiones para la corrección atmosférica con el método multibanda con datos de día.

Expresión	Autores
$T=1,602 \cdot T_4 + 1,0385 \cdot (T_3 - T_5) + 0,05$	Pichel y Banks (1982)
$T=1,0527 \cdot T_4 + 2,6272 \cdot (T_4 - T_5) - 288,23$	McClain et al. (1983)
$T=1,0239 \cdot T_4 + 0,9936 \cdot (T_3 - T_5) - 278,46$	
$T=1,0063 \cdot T_4 + 1,4544 \cdot (T_3 - T_4) - 272,47$	
$T=T_4 + 1,67 \cdot (T_4 - T_5) - 0,35 \cdot (T_4 - T_3) + 0,64$	Bowers et al. (1984)
$T=1,0170 \cdot T_4 + 0,97 \cdot (T_3 - T_5) - 276,58$	Strong y McClain (1984)
$T=1,200 \cdot T_4 + 1,37 \cdot (T_4 - T_5) - 2,417$	Yokoyama y Tanba (1988)

Tabla 2.6. Ejemplos de expresiones para la corrección atmosférica con el método multibanda con datos de noche.

A las expresiones que contienen las temperaturas de brillo *verdaderas* de las bandas 4 y 5 se les llama método de la ventana partida (*split-window*); a las de las bandas 3 y 4, método de la ventana doble (*dual-window*); y a las de las bandas 3, 4 y 5, método de la ventana triple (*triple-window*). Se le llama método de la ventana partida debido a que dos bandas parten una misma ventana atmosférica; se llama método de la ventana doble debido a que dos bandas se encuentran en dos ventanas atmosféricas distintas; y, por último, se llama método de la ventana triple debido a que son tres bandas que se encuentran en dos ventanas atmosféricas distintas.

Como se observa en las tablas 2.5 y 2.6, los coeficientes de la expresión (2.28) dependen del lugar en donde se han obtenido las medidas in situ. No existe una expresión universal y cada una de ellas debe comprobarse en el área de interés. Sin embargo, la obtención de estos coeficientes, además de presentar un inconveniente práctico como es la gran cantidad de medidas in situ necesaria para hacer un ajuste correcto, plantea los siguientes problemas:

- i) Las medidas in situ pueden no ser simultáneas con el paso del satélite.
- ii) Las medidas in situ son medidas puntuales. Sin embargo, las medidas obtenidas con los datos del sensor son un promedio de la temperatura superficial del pixel cuya medida aproximada es de de  $1 \text{ Km}^2$  para el AVHRR.
- iii) Las medidas in situ son tomadas a una profundidad de 1 a 10 m. Por el contrario, las medidas obtenidas con los datos del sensor están relacionadas con la capa superior del océano ( $10 \mu\text{m}$ , Maul 1985).

De todas las expresiones expuestas en las tablas anteriores, nosotros hemos utilizado la expresión obtenida por Castagné *et al.* (1986):

$$T=T_4+2\cdot(T_4-T_5)+0,5 \quad (2.29)$$

Esta expresión fue elaborada en el Centre de Météorologie Spatiale (CMS) de Lannion (Francia). Obtuvieron los coeficientes de esta expresión ajustándola a medidas in situ realizadas en un tiempo inferior a 1 hora con respecto al paso del satélite, a 1 m de profundidad, en el Atlántico (35-53°N, 1-21°W), un poco al norte del área bajo estudio. Aún así, nosotros hemos utilizado esta expresión por no existir otra más cercana al área de estudio. Posteriormente, Le Borgne *et al.* (1988) contrastaron esta expresión con medidas in situ realizadas por boyas y barcos oceanográficos obtenidas con  $\pm 1$  hora, en los pases diurnos del satélite y con  $\pm 3$  horas, en los pases nocturnos, obteniendo una desviación standard de 0,42°C con un sesgo de 0,09°C.

De todos modos, una vez realizada la corrección atmosférica de los datos del AVHRR, nos podríamos encontrar con una serie de problemas:

### 1. Aerosoles

La dispersión por aerosoles en la atmósfera disminuye con la longitud de onda, por lo que su contribución es mayor en la banda 3,7  $\mu\text{m}$  que en las otras bandas situadas en el infrarrojo. El error que se comete por no tener en cuenta los aerosoles es del orden de 0,1 K y solamente cuando hay grandes cantidades de aerosoles, el error podría ser de grados (Jacobowitz y Coulson 1973, Stowe y Fleming 1980). Estas grandes cantidades de aerosoles pueden ser debidas a una erupción volcánica o, más relevante en el área de estudio, a polvo proveniente del Sáhara, la llamada *calima* (Volz 1973, Coude-Gaussen *et al.* 1987, Schmitt *et al.* 1988).

La imagen 2.1, correspondiente al 16 de Junio de 1987, muestra el efecto de los aerosoles en la obtención de la temperatura superficial del mar.

### 2. Nubes

La limitación más importante para la obtención de la temperatura superficial del mar es la presencia de nubes: las grandes nubes son generalmente más frías que la superficie del mar y se detectan fácilmente

por su temperatura, pero las nubes más pequeñas que el IFOV del sensor, no se pueden detectar y la temperatura que se obtiene será una mezcla de la temperatura de la nube y de la superficie del mar.

Cuando una nube tenga una temperatura un poco más baja que la de la superficie del mar, podría interpretarse como un frente de agua. Debido a esto, existen varios métodos para la detección de nubes tales como *uniformidad en la temperatura, dos bandas en el infrarojo, variabilidad en el infrarojo*, etc. Kelly (1985), McClain *et al.* (1985), y Saunders y Kriebel (1988) dan una visión general de los diferentes métodos.

La imagen 2.2, correspondiente al 14 de Mayo de 1987, muestra el efecto de las nubes en la obtención de la temperatura superficial del mar.

### 3. Efectos superficiales

Como ya hemos señalado, las medidas obtenidas con los datos del sensor están relacionadas con la capa más superficial del océano (10  $\mu\text{m}$ , Maul 1985). Como la temperatura de la atmósfera y del mar deben igualarse en su interfase, puede existir una diferencia entre la temperatura de esta capa superior del océano y la de las capas más profundas: la temperatura de la capa superior del océano es más fría, entre 0,1-0,5 K (Grassl 1976, Simpson y Paulson 1980, Katsaros 1980, Schluessel *et al.* 1987, Hepplewhite 1989) que la temperatura de las capas más profundas.

El efecto opuesto también se puede observar bajo condiciones especiales: si no hay o hay escaso viento y, con ello, la superficie del mar está en calma, una fuerte radiación calentaría la capa superior del océano y, consecuentemente, su temperatura sería más alta que la temperatura de las capas más profundas (ver, p.ej., Kaiser 1978, Lynn y Svejovsky 1984, Cornillon y Stramma 1985, Stramma *et al.* 1986).

La imagen 2.3, correspondiente al 30 de Agosto de 1987, muestra el efecto del calentamiento superficial. Presentamos, en la figura 2.5, los datos de viento de esta fecha, publicados en Van Camp y Nykjaer (1988) quienes gentilmente nos los han facilitado, elaborados por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast), donde podemos comprobar la escasa intensidad de los vientos de la zona. Estos datos de viento, a una altura de 10 m, a las 12 GMT y cada 1,5° de latitud y longitud, se obtienen a través de un análisis de observaciones meteorológicas y de un modelo numérico (ECMWF 1988).

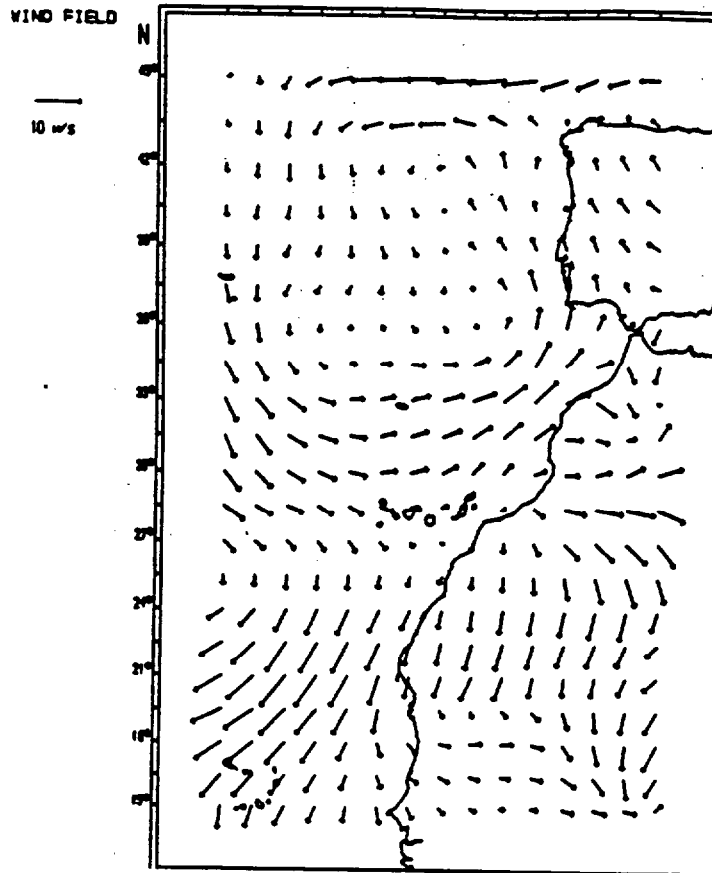


Figura 2.5. Datos de viento del 30 de Agosto de 1987 elaborados por el ECMWF, (de Van Camp y Nykjaer 1988).



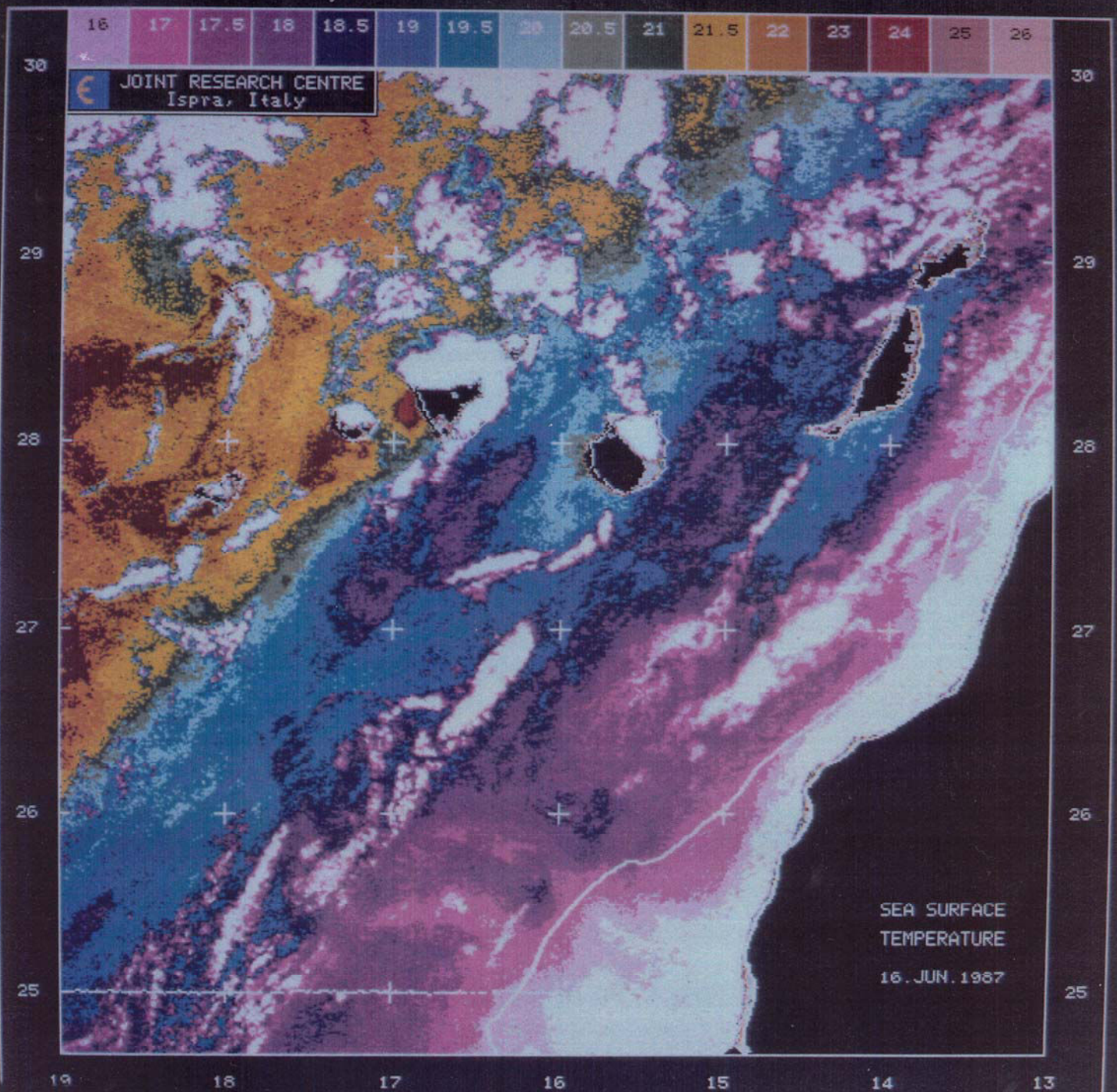
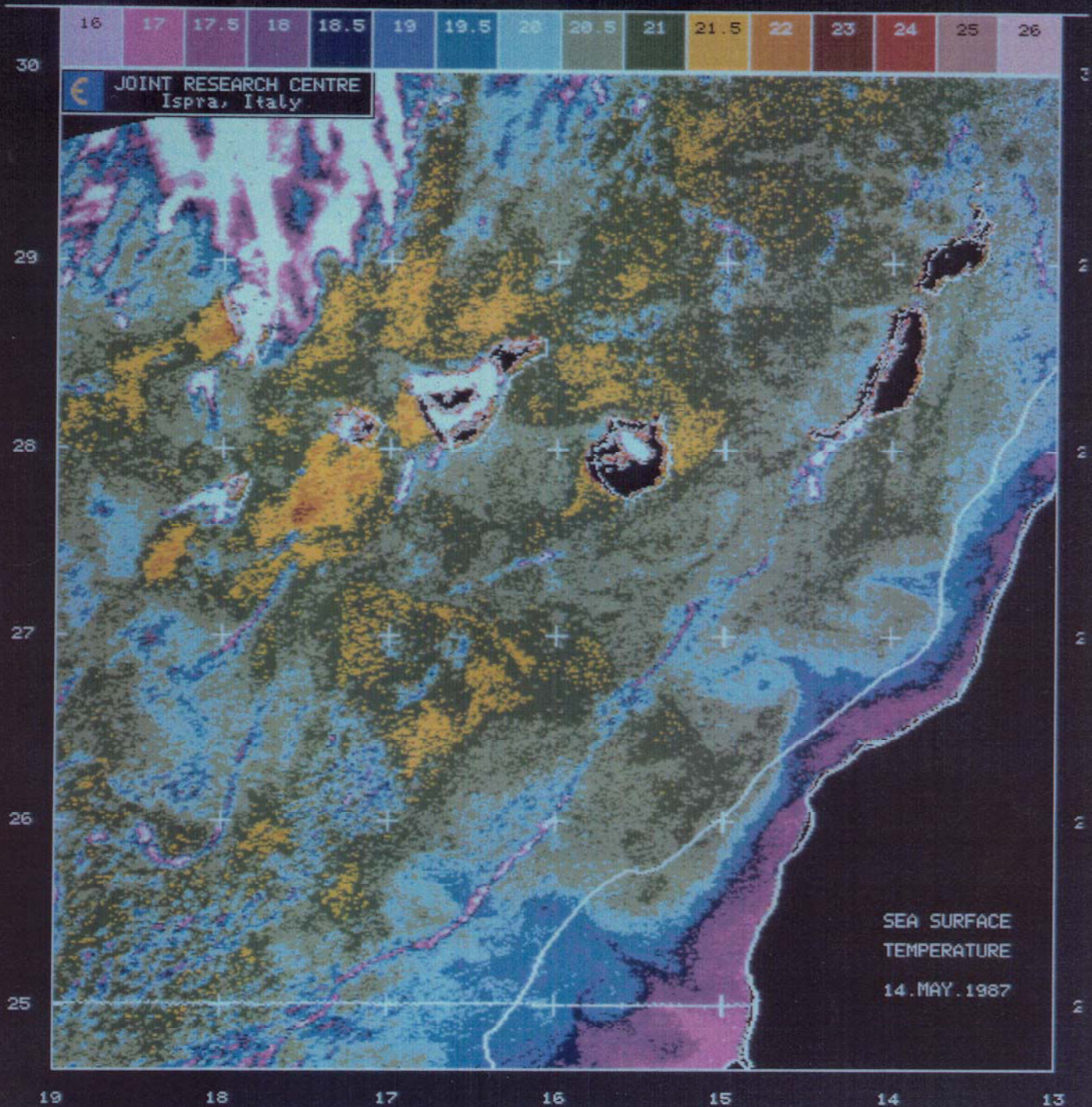


Imagen 2.1. Imagen de TSM de datos HRPT del 16 de Junio de 1987 que muestra el efecto de los aerosoles en la obtención de la temperatura superficial del mar.







© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital. 2003

Imagen 2.2. Imagen de TSM de datos HRPT del 14 de Mayo de 1987 que muestra el efecto de las nubes en la obtención de la temperatura superficial del mar.



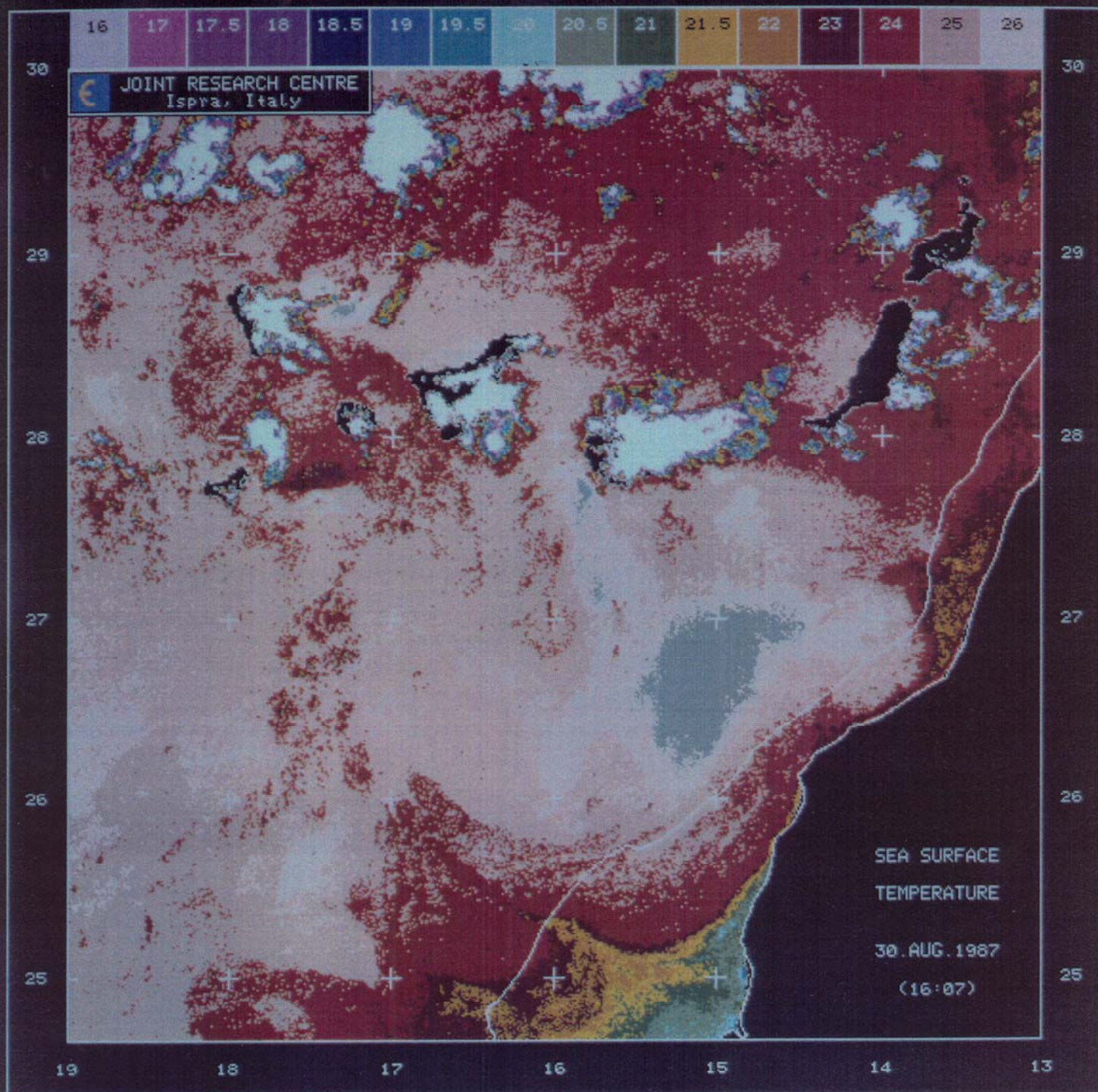


Imagen 2.3. Imagen de TSM de datos HRPT del 30 de Agosto de 1987 que muestra el calentamiento superficial.



## CAPÍTULO 3

### SENSOR CZCS Y MÉTODO DE OBTENCIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE PIGMENTO DE TIPO CLOROFÍLICO

#### 3.1. GENERALIDADES

El sensor experimental CZCS (Coastal Zone Color Scanner) era uno de los sensores a bordo del satélite Nimbus-7 lanzado por la NASA (National Aeronautics and Space Administration) en 1978. Fue el primer sensor, y por ahora el único, diseñado específicamente para medir el color del océano y la abundancia de fitoplancton.

Aunque hay otros sensores que miden en el visible (el MSS y TM en los Landsat, el MESSR en el MOS-1, el HRV en el SPOT, etc.), están destinados a aplicaciones terrestres o a costeras debido a sus bandas, a la saturación de éstas y a su ancho de franja total.

El Nimbus-7 lleva un total de 8 sensores para su uso en océano y atmósfera:

1. LIMS: Limb Infrared Monitor of the Stratosphere.
2. SAMS: Stratospheric and Mesospheric Sounder.
3. SAM II: Stratospheric Aerosol Measurement.
4. SBUV/TOMS: Solar and Backscattered Ultraviolet/Total Ozone Mapping Spectrometer.
5. ERB: Earth Radiation Budget.
6. SMMR: Scanning Multichannel Microwave Radiometer.
7. CZCS: Coastal Zone Color Scanner.
8. THIR: Temperature Humidity Infrared Radiometer.

Se esperaba que el tiempo de vida del sensor fuera de 2 años aproximadamente. Sin embargo, el funcionamiento del CZCS se prolongó durante 8 años, hasta el verano de 1986.

En la tabla 3.1 mostramos los parámetros orbitales del Nimbus-7.

Tipo de órbita : heliosíncrona, casi circumpolar
Altitud nominal : 955 Km
Periodo de la órbita : 104,16 min
Inclinación : 99°

Tabla 3.1. Parámetros orbitales del Nimbus-7.

### 3.2. CARACTERÍSTICAS DEL SENSOR CZCS

En la tabla 3.2 podemos observar los parámetros de visión del sensor CZCS.

Ancho de franja total : 1659 Km
Angulo de barrido : 39,35° a cada lado del nadir
IFOV : 0,825 mrad × 0,825 mrad
Resolución espacial : 0,825 Km × 0,825 Km al nadir aumentando hasta 1,1 Km × 2,5 Km en ángulos de barrido máximo

Tabla 3.2. Parámetros de visión del CZCS.

De igual modo, en la tabla 3.3 presentamos las características espectrales del CZCS.

Banda	Centro nm	Ancho nm	Ganancia	Saturación $\text{mW}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{sr}^{-1}\cdot\mu\text{m}^{-1}$	Relación S/R
1	443	20	1	11,46	158/1
			2	9,23	
			3	7,64	
			4	5,41	
2	520	20	1	7,64	200/1
			2	6,20	
			3	5,10	
			4	3,50	
3	550	20	1	6,21	176/1
			2	5,10	
			3	4,14	
			4	2,86	
4	670	20	1	2,88	118/1
			2	2,32	
			3	1,91	
			4	1,34	
5	750	100	1	23,9	350/1
6	11500	2000			* NEAT=0,22 K

\* NEAT=Diferencia de temperatura equivalente a ruido.

Todas las bandas están digitalizadas a 8 bits (256 valores digitales).

Tabla 3.3. Características espectrales del sensor.

Sus 4 primeras bandas espectrales, el ancho (20 nm) y la sensibilidad de éstas fueron escogidas para determinar el color del océano y la abundancia de fitoplancton por medio de la variación de la radiancia que emerge del agua. Estas bandas tienen poco uso en tierra puesto que a menudo están saturadas.

Nos es posible determinar el contenido de pigmento fitoplanctónico porque la radiancia espectral subsuperficial hacia arriba contiene información de los constituyentes del agua (ver sección 3.3): el fitoplancton, que contiene el pigmento fotosintéticamente activo clorofila *a*, juega un papel dominante en los procesos de absorción y retrodispersión de la luz visible en el agua a longitudes de onda específicas, excepto para regímenes oceánicos inusuales como áreas de descarga terrestre. Sin embargo, las 4 bandas citadas no pueden separar la clorofila *a* de los feopigmentos *a*, el producto de degradación de la clorofila *a*, debido a que ambos tienen espectros de

absorción similares. Es por ello por lo que se usa el término pigmentos de tipo clorofílicos para las estimaciones obtenidas con este sensor. De igual forma, otros tipos de pigmentos tales como la clorofila c y carotenos contribuyen también a la absorción total en la banda 1 y, consecuentemente, repercutirán en estas medidas.

La banda 4 se utiliza para estimar la influencia de los aerosoles en las otras bandas. Cada una de estas 4 bandas tiene 4 ganancias seleccionables que permiten tener en cuenta las variaciones del ángulo solar durante el año.

La banda 5, con un ancho similar a la banda 6 del sensor MSS del Landsat, tiene 1 sola ganancia empleada para separar agua, tierra y nubes.

La banda 6 que, desafortunadamente, tuvo problemas poco tiempo después del lanzamiento del satélite, se podría utilizar para estimar la temperatura superficial del mar.

Las bandas en el visible del CZCS fueron calibradas antes del lanzamiento del satélite aunque este sensor está equipado con un dispositivo de calibración interna que, sin embargo, no funcionó correctamente (ver sección 3.4.2.).

El CZCS tiene la capacidad de inclinarse con respecto al nadir, un máximo de 20° en incrementos de 2°, para evitar la influencia de la radiación solar reflejada sin penetración en la superficie del mar, el llamado brillo del sol.

### 3.3. PROPIEDADES ÓPTICAS DEL AGUA DEL MAR

Ya dijimos que el propósito del CZCS era medir la concentración de pigmento fitoplanctónico. Para comprender cómo este constituyente del agua puede relacionarse con la señal disponible del CZCS conviene estudiar las propiedades ópticas del agua del mar.

Después de la corrección atmosférica de los datos del CZCS obtenemos la radiancia que emerge del agua,  $L_w$ . Sin embargo, este parámetro no es el mejor indicador de las propiedades ópticas del océano debido a que está



influenciado tanto por la radiación incidente como por la calidad del agua. Por ello, es más oportuno trabajar con la reflectancia subsuperficial,  $R$ , ya que, como veremos posteriormente,  $R$  está relacionada con las propiedades inherentes al agua del mar, es decir, propiedades intrínsecas al medio acuático en sí mismo y, consecuentemente, el valor de  $R$  no está afectado por la distribución de radiancia. Además, Gordon (1976) demostró que el efecto de los constituyentes en el océano sobre la radiancia medida por el sensor puede ser simulado considerando una superficie Lambertiana de albedo  $R$  en una profundidad  $z=0$ . El albedo subsuperficial requerido,  $R$ , está definido por:

$$R = \frac{E_u(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (3.1)$$

donde

$E_u(\lambda)$  es la irradiancia hacia arriba subsuperficial.

$E_d(\lambda)$  es la irradiancia hacia abajo subsuperficial.

Las variaciones espectrales de la reflectancia son las expresiones físicas del color del océano, como posteriormente veremos.

Veamos, en primer lugar, la relación entre  $L_w$  y  $R$ :

La radiancia que emerge del agua,  $L_w$ , está relacionada con  $L_u$ , radiancia hacia arriba subsuperficial (ver figura 3.2), a través de las ecuaciones de Fresnell (ver, p.ej., Austin 1974):

$$L_w(\lambda) = \frac{L_u(\lambda) \cdot (1 - \rho(\lambda, \theta'))}{n^2(\lambda)} \quad (3.2)$$

donde

$\rho(\lambda, \theta')$  es la reflectividad de Fresnell en la interfase agua-aire;  $\theta'$  es la dirección subsuperficial de un rayo que emerge en la dirección  $\theta$ , ángulo de visión del sensor ( $n \cdot \text{Sen} \theta' = \text{Sen} \theta$ ).

$n(\lambda)$  es el índice de refracción del agua del mar.

Esta ecuación es válida para una superficie plana. Por el contrario, si la superficie es rugosa, la expresión (3.2) no será estrictamente válida debido a que los rayos que emergen en la dirección  $\theta$  formarán un ángulo diferente con la normal a la superficie. Sin embargo, Austin (1974) mostró que siempre que

$\theta'$  no esté cerca del ángulo crítico de  $48^\circ$ , ángulo límite para la reflexión total, una superficie rugosa no introducirá error significativo, pero si el grado de rugosidad de la superficie es muy elevado aparecerá espuma y la ecuación (3.2) será inválida.

Si asumimos que el océano es una superficie Lambertiana perfecta,  $L_u$  está relacionada con la irradiancia subsuperficial hacia arriba,  $E_u$ , por medio de la expresión:

$$E_u(\lambda) = \pi \cdot L_u(\lambda) \quad (3.3)$$

Austin (1980) ha indicado, por observaciones en el mar, que el valor de  $\pi$  se debe sustituir por un factor  $Q$  cercano a 5 para observaciones cerca del nadir.

Estas expresiones nos conducen a la expresión:

$$L_w(\lambda) = \frac{R(\lambda) \cdot E_d(\lambda)}{Q \cdot n^2(\lambda)} \cdot (1 - \rho(\lambda, \theta')) \quad (3.4)$$

Mediante la ecuación (3.4) podemos obtener  $R$  conociendo  $L_w$  a partir de la radiancia que llega al sensor y calculando  $E_d$  a partir de la radiancia solar extraterrestre y de la transmitancia atmosférica. Debido a que  $Q$  y  $E_d$  dependen débilmente de la longitud de onda (Sathyendranath y Morel 1983), es más satisfactorio y útil eliminarlas con el cociente de reflectancia espectral:

$$\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)} = \frac{L_w(\lambda_1) \cdot n^2(\lambda_1) \cdot (1 - \rho(\lambda_2, \theta'))}{L_w(\lambda_2) \cdot n^2(\lambda_2) \cdot (1 - \rho(\lambda_1, \theta'))} \quad (3.5)$$

por lo que el cociente de reflectancia espectral se obtiene del cociente de la radiancia que llega al sensor corregida atmosféricamente.

Como afirmamos con anterioridad,  $R$  depende del balance de absorción total  $a$  y retrodispersión total  $b_b$ , propiedades inherentes al agua de mar y a la materia suspendida en ella. En este sentido, Gordon *et al.* (1975) han propuesto una función que presenta la siguiente forma:

$$R(z=0) = F \left( \frac{b_b}{a + b_b} \right) \quad (3.6)$$

donde  $F$  varía de 0,32 a 0,37.

Sin embargo, esta no ha sido la única expresión propuesta. Así, Morel y Prieur (1977) han obtenido la siguiente expresión:

$$R(z=0)=0,33 \cdot \frac{b_b}{a} \quad (3.7)$$

que es satisfactoria para la mayoría de las situaciones marinas donde el cociente  $b_b/a$  es pequeño ( $<0,3$ ).

Del mismo modo, posteriormente, Kirk (1981), utilizando un procedimiento diferente, encontró una expresión del tipo:

$$R(z=0)=0,328 \cdot \frac{b_b}{a} \quad (3.8)$$

No podemos olvidar que Preisendorfer (1961) demostró que el coeficiente de absorción total  $a$  y el coeficiente de retrodispersión total  $b_b$  son las sumas lineales de los coeficientes individuales correspondientes a todos los diferentes constituyentes presentes en el agua del mar:

$$\begin{aligned} a &= a_w + \sum a_i \\ b_b &= (b_b)_w + \sum (b_b)_i \end{aligned} \quad (3.9)$$

donde  $w$  se refiere al agua e  $i$  al  $i$ -ésimo constituyente.

La expresión (3.7) nos conduce al estudio del efecto de la absorción y retrodispersión con el cociente de reflectancia espectral:

$$\frac{R(\lambda_1)}{R(\lambda_2)} = \frac{b_b(\lambda_1) \cdot a(\lambda_2)}{b_b(\lambda_2) \cdot a(\lambda_1)} \quad (3.10)$$

por lo que si pudiéramos conocer la absorción y retrodispersión del agua del mar y la de sus constituyentes, podríamos, en principio, relacionar  $R$  y  $R(\lambda_1)/R(\lambda_2)$  con la cantidad de constituyentes presentes en el agua del mar. Ópticamente hablando, podemos considerar 4 grupos de sustancias responsables de una modificación apreciable de las propiedades de absorción y retrodispersión del agua del mar, según Morel y Prieur 1977, Morel 1980, Hojerslev 1980, Smith y Baker 1981, Sathyendranath y Morel 1983. Veamos cada uno de ellos:

1. El agua del mar en sí misma, incluyendo sales inorgánicas disueltas pero sin otro material disuelto o suspendido.

## 2. Pigmentos fitoplanctónicos

La clorofila a es el pigmento presente en las plantas necesario para la fotosíntesis. En el océano, la clorofila a está presente en el fitoplancton y se usa frecuentemente para efectuar una estimación de la biomasa del fitoplancton. Además de la clorofila a, en el océano están presentes otros tipos de pigmentos siendo el feopigmento a el que juega un papel importante en relación con los datos del CZCS. Como el feopigmento a tiene características de absorción similares a la clorofila a en la parte azul del espectro, el CZCS, con sus bandas espectrales, no puede distinguir entre la clorofila a y el feopigmento a. Es por ello por lo que han de ser considerados conjuntamente en las estimaciones obtenidas con el sensor y por lo que reciben el término de pigmentos de tipo clorofílico. Recordemos que la clorofila c y los carotenos pueden también contribuir a las estimaciones obtenidas con el sensor.

## 3. Sedimentos y detritos

Comprenden todas las partículas suspendidas en el océano tanto de origen terrestre como biológico tales como sedimentos del fondo resuspendidos y esorrentías terrígenas.

## 4. Materia orgánica disuelta

Cubre un amplio conjunto de sustancias húmicas de origen antropogénico o natural. Por el efecto que producen en el color del océano se les suele denominar sustancias amarillas.

De todos modos, debido a la incertidumbre de los valores de retrodispersión y absorción para muchos constituyentes del agua del mar junto con la complejidad de aguas donde están presentes distintos constituyentes, es imposible que la reflectancia espectral o el cociente de reflectancias pueda obtenerse a través de las ecuaciones (3.7) o (3.10), respectivamente, por lo que tenemos que contar con observaciones empíricas de la reflectancia espectral en distintas clases de agua.

Morel y Prieur (1977) clasificaron las aguas del mar teniendo en cuenta los pigmentos fitoplanctónicos y sus productos derivados en relación con los sedimentos y sustancias tanto inorgánicas como orgánicas (ver tabla 3.4).

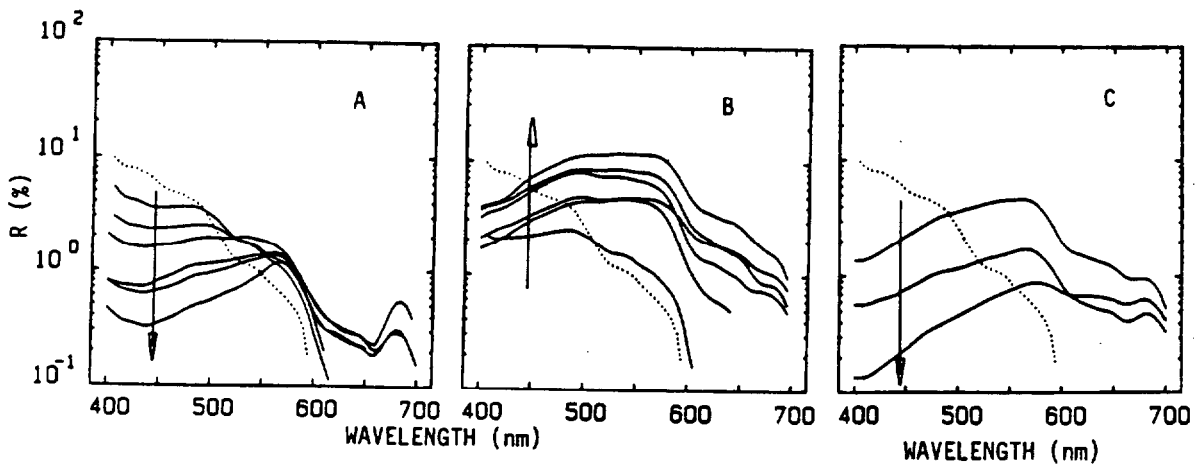
<u>Aguas de clase 1</u>	
<p>1. CELULAS ALGALES VIVAS concentración variable</p> <p>2. SUSTANCIAS DE DESECHOS ASOCIADAS originadas por el grazing del zooplancton y decaimiento natural</p> <p>3. MATERIA ORGANICA DISUELTA liberada por algas y sus desechos (sustancias amarillas)</p>	<p>4. SEDIMENTOS RESUSPENDIDOS del fondo del mar, a lo largo de la línea de costa y en áreas someras</p> <p>5. PARTICULAS TERRIGENAS provenientes de las escorrentías de ríos y glaciales</p> <p>6. MATERIA ORGANICA DISUELTA Drenaje terrestre (sustancia amarilla ter.)</p> <p>7. INFLUJO ANTROPOGENICO materiales particulados y disueltos</p>
<u>Aguas de clase 2</u>	

Tabla 3.4. Esquemas de las aguas de clase 1 y clase 2.

Las aguas de clase 2 son aquellas en las que está presente al menos una de las sustancias numeradas como 4, 5, 6 ó 7.

La figura 3.1 (A) muestra la reflectancia espectral para aguas de clase 1. La flecha indica el cambio de la reflectancia espectral con el aumento de la concentración de clorofila. En esta figura podemos observar cómo una mayor concentración de fitoplancton hace disminuir la reflectancia para longitudes de onda menores de 540 nm con un mínimo sobre 443 nm y, por el contrario, a longitudes de onda superiores la aumenta débilmente. Observamos, también, un mínimo sobre 660 nm aunque enmascarado por un pico de reflectancia

sobre 685 nm debido a la fluorescencia. Por otro lado, la reflectancia no varía considerablemente con la concentración de clorofila en el rango 550-600 nm del espectro y, por último, y en el mismo rango, hay una tendencia del espectro a rotar en sentido contrario a las agujas del reloj alrededor de un *punto bisagra* (Duntley et al. 1974) cuando el contenido de la clorofila aumenta.



**Figura 3.1.** Reflectancias espectrales observadas en distintos cruceros y en distintos océanos (Atlántico, Mediterráneo y Pacífico) para aguas de clase 1 (figura A) y aguas de clase 2 (figuras B y C, siendo el sedimento suspendido y sustancia amarilla, respectivamente, la sustancia ópticamente dominante). Se presenta en cada figura la reflectancia espectral del agua de mar clara para su comparación. La flecha indica el cambio de la reflectancia espectral con el aumento de la sustancia ópticamente dominante, (adaptado de Sathyendranath y Morel 1983).

La figura 3.1 (B) muestra la reflectancia espectral para aguas de clase 2 siendo el sedimento suspendido el constituyente ópticamente dominante, reflectancia espectral superior comparada con la figura anterior. Por último, la figura 3.1 (C) muestra la reflectancia espectral para aguas de clase 2 siendo la sustancia amarilla el constituyente ópticamente dominante.

Podemos comprobar, a partir de las reflectancias espectrales mostradas en la figura 3.1 (A, B y C), que hay suficiente cambio en las reflectancias espectrales en relación con la concentración de material disuelto o suspendido para que nos permita la calibración geofísica de las

imágenes en términos de las propiedades ópticas del agua. Sin embargo, ello solamente es posible si el agua tiene un solo componente pues trabajos como el de Bukata *et al.* (1981) demuestran que tal es la compleja interacción de los efectos de absorción y retrodispersión cuando una mezcla de constituyentes diferentes se encuentra en el agua del mar, que es posible obtener la misma reflectancia y cociente de reflectancias para combinaciones diferentes de clorofila y material suspendido. Consecuentemente, la interpretación del color del océano es satisfactoria en aguas oceánicas donde el fitoplancton y sus productos de degradación son los predominantes, aguas de clase 1, y llega a ser ambigua en aguas costeras influenciadas por descargas terrígenas de orígenes diversos, aguas de clase 2.

Es posible, desde un conocimiento oceanográfico general, predecir la clase de agua: así, aguas oceánicas oligotróficas son siempre aguas de clase 1; las aguas eutróficas de clase 1 pueden encontrarse en las áreas de afloramiento no cercanas a la costa y, por último, las aguas eutróficas cercanas a la costa son aguas de clase 2 debido a los sedimentos resuspendidos que se hallan presentes, bien cuando la profundidad es menor de 50 m (Morel 1982), pues la marea y el viento remueven y dejan en suspensión los sedimentos del fondo, o bien cuando existe la sustancia amarilla que es transportada al mar por corrientes de ríos y drenajes terrestres.

### 3.4. CALIBRACIÓN GEOFÍSICA

Como ya hemos apuntado, la información que deseamos obtener del sensor CZCS es la concentración de pigmento de tipo fitoplanctónico calculada mediante la radiancia que contiene información de los constituyentes del agua.

Al igual que hicimos con el sensor AVHRR debemos dar los siguientes pasos para obtener la información deseada del CZCS.

#### - Calibración de los datos

En primer lugar, como hicimos con el AVHRR, debemos convertir los valores digitales iniciales de 8 bits en valores de radiancia. Recordemos que, aunque el sensor fue calibrado antes del lanzamiento, dispone también de una calibración interna: el sensor apunta hacia una lámpara de

calibración de radiancia conocida una vez cada 16 líneas y además, después de cada línea una rampa de voltaje se introduce en el conversor analógico/digital. Con estos dos valores, de igual forma que con el AVHRR, podemos calcular la pendiente y la ordenada en el origen, para cada línea, con lo que podemos calibrar la imagen.

Del mismo modo que en el AVHRR, varios autores (p.ej., Sturm 1983) han comprobado que la pendiente y la ordenada en el origen no cambian significativamente de una línea a la siguiente. Por ello, hemos utilizado la media de éstas para calcular la radiancia de cada banda del visible y para cada pixel de la imagen:

$$L = \text{PENDIENTE} \cdot \text{CUENTA} + \text{ORDENADA} \quad (3.11)$$

donde

L es la radiancia del pixel ( $\text{mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ )

PENDIENTE Y ORDENADA son las medias de los datos de calibración.

CUENTA es el valor digital del pixel.

### 3.4.1. CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA

En el visible la atmósfera interacciona con la radiación que recibe el sensor de forma mucho más fuerte que en el infrarrojo, de manera que solamente una pequeña porción de la radiancia medida por el sensor -alrededor del 20%- aporta información de los constituyentes presentes en la superficie del mar.

Si consideramos que la atmósfera está libre de nubes, la radiación visible que pasa a través de la atmósfera interaccionará con moléculas y partículas que se hallan en ella y su atenuación estará dominada por tres componentes:

- i) Dispersión Rayleigh por moléculas del aire.
- ii) Dispersión Mie por aerosoles.
- iii) Absorción por gases.

Veamos someramente cada uno de estos procesos:



### **i) Dispersión Rayleigh por moléculas del aire**

La explicación correcta para este tipo de dispersión fue dada por Lord Rayleigh en 1871, de aquí su nombre.

Las características de la dispersión Rayleigh son:

- La intensidad de luz dispersada es casi proporcional a la inversa de la cuarta potencia de la longitud de onda.
- La distribución espacial de la luz dispersada está descrita por una relación simple con respecto a la dirección de la luz incidente.
- Se dispersa igual intensidad en la dirección hacia adelante como en la dirección hacia atrás.
- La luz dispersada a  $90^\circ$  está casi completamente polarizada.

### **ii) Dispersión Mie por aerosoles**

La formulación exacta y descripción de la dispersión de radiación por partículas esféricas fue aportada por Mie en 1908, de aquí su nombre.

Las características de la dispersión Mie son:

- Una compleja dependencia de la intensidad dispersada con el ángulo de incidencia: la complejidad varía dependiendo del tamaño de la partícula con respecto a la longitud de onda.
- Un aumento de la intensidad dispersada hacia adelante con respecto a la dispersada hacia atrás cuando el tamaño de la partícula aumenta.
- Una dependencia débil de la dispersión con la longitud de onda cuando el tamaño de la partícula con respecto a la longitud de onda es grande.

Uno de los parámetros más importantes de la dispersión Mie por los aerosoles es la función de distribución del tamaño de los aerosoles, ya que para un volumen dado de aire atmosférico, los aerosoles tienen tamaños muy diversos. Las dos funciones más usuales son la función exponencial, propuesta por Deirmendjian (1963), y la función de ley de potencia, propuesta por Junge (1958), que se suele denominar distribución de Junge.

### iii) Absorción por gases

La absorción por gases en la atmósfera, en el visible y para las longitudes de onda del CZCS es debida exclusivamente a dos componentes: el ozono y el vapor de agua.

El ozono se encuentra principalmete en la mesosfera a una altura aproximada de 15-50 Km donde se crea y destruye por reacciones fotoquímicas. Prácticamente toda la radiación con longitud de onda inferior a 350 nm es absorbida por esta capa de ozono, que tiene también una banda de absorción ancha centrada en 600 nm.

Por otro lado, el vapor de agua tiene varias bandas de absorción desde 700 nm hasta el infrarrojo térmico. Con respecto al CZCS, la única banda de interés es la situada entre 700 y 740 nm.

Una vez descritos los tres procesos que determinan la atenuación de la radiancia que emerge de la superficie del mar, hemos de precisar que ésta está constituida por dos componentes: la radiación que emerge de la superficie del mar llevando información de sus constituyentes y la luz reflejada en la superficie del mar sin penetración. Esta segunda componente mencionada es una contribución a la radiancia que recibe el sensor y que hemos de tener en cuenta sustrayéndola al hacer la corrección atmosférica.

Gordon (1978) sugirió introducir una serie de simplificaciones y supuestos en los procesos que tienen lugar en la atmósfera para poder dar una solución práctica al problema:

- El sensor está inclinado con respecto al nadir para eliminar la reflexión de la luz solar directa en la superficie del mar, el llamado brillo del sol.
- La superficie del mar es perfectamente plana por lo que la reflectancia de la superficie del mar viene descrita por las ecuaciones de Fresnell.
- Solamente se consideran los procesos de dispersión simple.
- La luz debajo del agua del mar es perfectamente difusa.

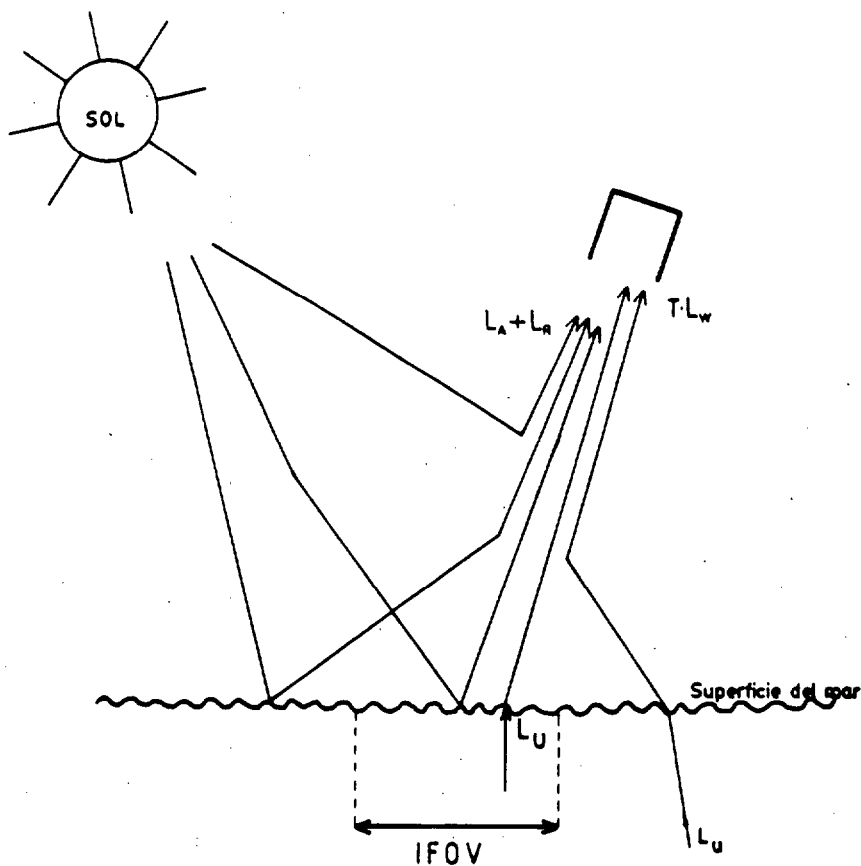


Figura 3.2. Contribuciones a la radiancia que mide el sensor CZCS.

Gordon (1978) concluyó también que los rayos deberían de agruparse como mostramos en la figura 3.2. Como observamos en esta figura, los procesos de dispersión que tienen lugar en la atmósfera se dividen en dos términos: uno debido a la dispersión Rayleigh por las moléculas del aire, y otro a la dispersión Mie por los aerosoles. Gordon (1978) supuso, además, que la absorción en la capa de ozono es independiente de los procesos de dispersión y puede calcularse separadamente.

La radiancia recibida por el sensor puede, por tanto, expresarse como:

$$L(\lambda) = L_R(\lambda) + L_A(\lambda) + T(\lambda, \theta) \cdot L_w(\lambda) \quad (3.13)$$

donde

$L(\lambda)$  es la radiancia medida por el sensor obtenida por la ecuación (3.11).

$L_R(\lambda)$  es la radiancia debida a la dispersión Rayleigh en la atmósfera.

$L_A(\lambda)$  es la radiancia debida a la dispersión por aerosoles en la atmósfera.

$L_w(\lambda)$  es la radiancia que emerge del agua.

$T(\lambda, \theta)$  es la transmitancia de la atmósfera en la dirección del sensor ( $\theta$  es el ángulo cenital del sensor).

Los términos  $L_R(\lambda)$  y  $L_A(\lambda)$  también incluyen la contribución debida a la reflexión de la luz en la superficie del mar sin penetración, el llamado brillo del cielo; no así el brillo del sol, pues como dijimos al señalar las características del CZCS, este sensor está inclinado para evitarlo.

La radiancia debida a la dispersión Rayleigh puede calcularse con poco conocimiento a priori de la atmósfera. Gordon (1978) y Sturm (1980) proporcionan expresiones para calcularla. Recientemente, Gordon *et al.* (1988) han incluido los procesos de dispersión múltiple y polarización.

El término de transmitancia puede calcularse como transmitancia directa o, en el caso del CZCS, como transmitancia difusa (ver, p.ej., Viollier *et al.* 1980, Gordon 1981), para tomar en cuenta el hecho de que cuando el sensor está viendo un pixel dado, parte de la radiancia la recibe originada a partir de los pixels vecinos, dispersada hacia él por la atmósfera. Esto equivale a suponer que la superficie del mar se comporta como una superficie Lambertiana y que  $L_w$  no varía significativamente entre el IFOV y los pixels más próximos que hacen una pequeña contribución a  $T(\lambda, \theta) \cdot L_w(\lambda)$ .

La radiancia debida a la dispersión por aerosoles puede, en principio, calcularse con las mismas expresiones que para la dispersión Rayleigh, sustituyendo los parámetros ópticos Rayleigh por los parámetros ópticos del aerosol (ver, p.ej., Sturm 1981, 1983) pero sin embargo, este procedimiento da una pobre estimación de  $L_A(\lambda)$  debido a que el espesor óptico del aerosol es altamente variable en espacio y tiempo, de forma contraria al espesor óptico de la dispersión Rayleigh. Una forma alternativa de obtener  $L_A(\lambda)$  se basa en estudios de Gordon (1978) quien, bajo el supuesto de que la función de fase de la dispersión por aerosoles es independiente de la longitud de onda, encontró que la radiancia dispersada por el aerosol a una longitud de onda es proporcional a la radiancia dispersada por el aerosol a otra longitud de onda (ver también, p.ej., Gordon y Clark 1980, Gordon *et al.* 1983), es decir:

$$L_A(\lambda_1) = \alpha(\lambda_1, \lambda_2) \cdot L_A(\lambda_2) \quad (3.14)$$

donde la constante de proporcionalidad es:

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_2) = \epsilon(\lambda_1, \lambda_2) \cdot \frac{E_o(\lambda_1)}{E_o(\lambda_2)} \cdot \frac{W_A(\lambda_1) \cdot \tau_A(\lambda_1) \cdot P_A(\lambda_1, \theta, \phi)}{W_A(\lambda_2) \cdot \tau_A(\lambda_2) \cdot P_A(\lambda_2, \theta, \phi)} \cdot \frac{E_o(\lambda_1)}{E_o(\lambda_2)} \quad (3.15)$$

donde

$W_A(\lambda)$  es el albedo de dispersión simple del aerosol.

$\tau_A(\lambda)$  es el espesor óptico de la atmósfera debido a la dispersión por aerosoles.

$P_A(\lambda, \theta, \phi)$  es la función de fase de la dispersión por aerosoles ( $\theta$  es el ángulo de visión y  $\phi$  es el ángulo cenital solar).

$E_o(\lambda)$  es la irradiancia solar extraterrestre reducida por 2 viajes a través de la capa de ozono.

Según el supuesto de Gordon (1978),  $\epsilon(\lambda_1, \lambda_2)$  es independiente de la función de fase de los aerosoles y  $W_A(\lambda)$  depende débilmente de la longitud de onda (Gordon 1981), por lo que  $\epsilon(\lambda_1, \lambda_2)$  depende prácticamente del cociente  $\tau_A(\lambda_1)/\tau_A(\lambda_2)$ . Aunque los aerosoles varían en concentración en el área cubierta por una imagen CZCS, el cociente  $\tau_A(\lambda_1)/\tau_A(\lambda_2)$  muestra muy pequeñas fluctuaciones con la concentración, pero depende fuertemente de la función de distribución del tamaño de los aerosoles. De todos modos, Gordon (1981) confirmó que para aerosoles marítimos y continentales típicos, el cociente  $\tau_A(\lambda_1)/\tau_A(\lambda_2)$  medido en un lugar de la imagen puede considerarse como el valor correspondiente a la imagen completa con un error insignificante.

Introduciendo la expresión (3.14) en (3.13) obtenemos el siguiente sistema de ecuaciones:

$$\begin{aligned} L(\lambda_1) &= L_R(\lambda_1) + \alpha(\lambda_1, \lambda_4) \cdot L_A(\lambda_4) + T(\lambda_1, \theta) \cdot L_w(\lambda_1) \\ &\text{para } \lambda_1 = 443, 520 \text{ y } 550 \text{ nm} \\ L(\lambda_4) &= L_R(\lambda_4) + L_A(\lambda_4) + T(\lambda_4, \theta) \cdot L_w(\lambda_4) \\ &\text{para } \lambda_4 = 670 \text{ nm} \end{aligned} \quad (3.16)$$

donde, por sustitución podemos eliminar  $L_A(\lambda_4)$ .

En caso de que conozcamos los parámetros ópticos de la atmósfera, podríamos hallar  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$ , con lo que el sistema constaría de 3 ecuaciones con 4 incógnitas,  $L_w(\lambda_1)$ .

En caso de que no conozcamos los parámetros ópticos de la atmósfera, situación que suele ser la más frecuente, el sistema constaría de 3 ecuaciones con 7 incógnitas, 4 de  $L_w(\lambda_1)$ , y 3 de  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$ .

En cualquier caso, hay más incógnitas que ecuaciones por lo que necesitamos más ecuaciones para solucionar el sistema.

Si pudiéramos conocer  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$ , solamente necesitaríamos una ecuación más para tener tantas ecuaciones como incógnitas y poder obtener, así, los  $L_w(\lambda_1)$ . Esta ecuación extra fue propuesta por Gordon (1978) quien partió del supuesto de que para aguas claras, el agua absorbe totalmente la radiación a  $\lambda_4=670$  nm, de donde resulta la siguiente ecuación adicional:

$$L_w(\lambda_4)=0 \quad (3.17)$$

Consecuentemente, mediante el sistema de ecuaciones (3.16), y la ecuación (3.17), obtendremos la expresión (3.18) que, finalmente, nos permitiría resolver la corrección atmosférica.

$$L_w(\lambda_1) = \frac{L(\lambda_1) - L_R(\lambda_1) - \alpha(\lambda_1, \lambda_4) \cdot (L(\lambda_4) - L_R(\lambda_4))}{T(\lambda_1, \theta)} \quad (3.18)$$

para  $\lambda_1=443, 520$  y  $550$  nm

Sin embargo, el supuesto de Gordon (1978) no es válido para aguas costeras y aguas con concentración mayor que  $0,8 \text{ mg/m}^3$  de fitoplancton (Gordon *et. al.* 1983a), debido a que una concentración alta de partículas en el agua dispersará hacia el sensor radiación del océano. En este caso, algunos autores (ver, p.ej., Smith y Wilson 1981, Austin y Petzold 1981) han obtenido empíricamente que para aguas de clase 1,  $L_w(\lambda_4)$  puede expresarse como una función de  $L_w(\lambda_1)$ ,  $L_w(\lambda_2)$  y  $L_w(\lambda_3)$ . Austin y Petzold (1981) han obtenido la expresión:

$$L_u(670) = 0,0746 \cdot \left( \frac{L_u(443)}{L_u(550)} \right)^{-0,919} \cdot L_u(520) \quad (3.19)$$

Esta ecuación sería la ecuación adicional al sistema de ecuaciones (3.16), que

vendría a sustituir a la ecuación (3.17). El nuevo sistema de ecuaciones no es lineal pero puede solucionarse mediante un método iterativo. Así, si conociéramos los valores  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$ , tendríamos resuelta la corrección atmosférica. Sin embargo, para la mayoría de las imágenes CZCS no conocemos el espesor óptico de los aerosoles por lo que los coeficientes  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$  son desconocidos. Para lograr una solución a este problema, Gordon y Clark (1981) propusieron un método para determinar los coeficientes  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$  a partir de los datos de la imagen en sí misma. Este método se basa en el concepto de la radiancia de agua clara: si se puede encontrar un lugar en la imagen donde la concentración de pigmento fitoplanctónico sea menor que  $0,25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ , la radiancia que emerge del agua en 520, 550 y 670 nm puede representarse como:

$$L_w(\lambda) = L_{wn}(\lambda) \cdot \cos \psi \cdot T(\lambda, \psi) \quad (3.20)$$

donde

$L_{wn}(\lambda)$  es la radiancia que emerge del agua normalizada inherente.

$T(\lambda, \psi)$  es la transmitancia difusa desde el sol a la superficie del mar.

$\psi$  es el ángulo cenital solar.

Los valores de  $L_{wn}$  a 520, 550 y 670 nm obtenidos por Gordon y Clark (1981) son 0,498, 0,30 y  $<0,012 \text{ mW} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1} \cdot \mu\text{m}^{-1}$ , respectivamente, cuando la concentración de pigmento fitoplanctónico es menor que  $0,25 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ . Por el contrario, no es posible estimar el valor de  $L_{wn}$  a 443 nm de agua clara debido a que a esta longitud de onda la radiancia que emerge del agua varía considerablemente con la concentración de pigmento fitoplanctónico.

Para la aplicación, por tanto, del concepto de la radiancia de agua clara es necesario localizar un área de la imagen con agua clara. Esta área se puede localizar o bien haciendo una corrección atmosférica preliminar con valores razonables de la constante de proporcionalidad  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$ , o conociendo a priori dónde se puede encontrar el agua clara.

El sistema de ecuaciones que debe solucionarse para pixels de agua clara con el fin de hallar  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$  se obtiene del sistema de ecuaciones (3.16) y de la ecuación (3.17), que puede escribirse explícitamente

como:

$$\alpha(\lambda_1, \lambda_4) = \frac{L(\lambda_1) - L_R(\lambda_1) - T(\lambda_1, \theta) \cdot L_w(\lambda_1)}{L(\lambda_4) - L_R(\lambda_4)} \quad (3.21)$$

$$\lambda_1 = 520 \text{ y } 550 \text{ nm}$$

donde los valores  $L_w(\lambda_1)$  se calculan a partir de la ecuación (3.20) para el pixel de agua clara.

Con la ecuación (3.21) obtenemos  $\alpha(\lambda_2, \lambda_4)$  y  $\alpha(\lambda_3, \lambda_4)$ .  $\alpha(\lambda_1, \lambda_4)$  se obtiene suponiendo que  $\epsilon(\lambda_1, \lambda_4)$  es dependiente de la longitud de onda de acuerdo con la ley:

$$\epsilon(\lambda_1, \lambda_4) = \left( \frac{\lambda_1}{\lambda_4} \right)^{n(\lambda_1)} \quad (3.22)$$

por lo que  $\epsilon(\lambda_1, \lambda_4)$  se calcula conociendo  $n(\lambda_1)$ , llamado coeficiente de Angstrom, que se obtiene mediante:

$$n(\lambda_1) = \frac{n(\lambda_2) + n(\lambda_3)}{2} \quad (3.23)$$

La ecuación (3.23) tiene una justificación teórica para aerosoles con una función de distribución de tamaño del tipo Junge (Angstrom 1964), que es la distribución de tamaños obtenida para el polvo proveniente del Sáhara, la llamada *calima*, con un exponente de Angstrom no constante (Tomasi et al. 1983).

Ya hemos señalado que los valores de  $\epsilon(\lambda_1, \lambda_4)$  obtenidos para el pixel de agua clara, pueden considerarse constantes para la imagen entera, incluso cuando la atmósfera exhibe fuertes heterogeneidades horizontales (Gordon 1981). Recientemente, Gordon y Castaño (1987) concluyen que en situaciones donde  $\epsilon(\lambda_1, \lambda_4)$  o lo que es lo mismo, el exponente de Angstrom, pueda estimarse en cada pixel, los resultados de la corrección atmosférica mejorarían. Esto es precisamente lo que Bricaud y Morel (1987) aplicaron a pixels de agua de clase 1 y es también el método con el que hemos procesado los datos CZCS en este estudio.



Queremos presentar aquí de un modo gráfico los resultados de la aplicación de la corrección atmosférica a una escena del sensor CZCS. Para ello, incluimos la imagen 3.1, correspondiente a la banda 1 (443 nm) de la escena de fecha 25 de Septiembre de 1983 (órbita 24840), que no ha sido corregida atmosféricamente. La imagen 3.2 muestra la misma banda tras efectuar la corrección atmosférica -y corregida geoméricamente-.

La imagen 3.2 nos permite apreciar una gran cantidad de estructuras a mesoscala que no aparecen en la imagen no corregida atmosféricamente debido a la presencia de la atmósfera. En ella los grises más oscuros representan áreas de mayor absorción que corresponden a mayores concentraciones de pigmento de tipo clorofílico. Las anomalías presentes al Este de las nubes y tierra no deben ser tenidas en cuenta ya que son producidas por el periodo de tiempo requerido para que el sensor CZCS recupere la sensibilidad después de pasar sobre objetos que lo saturan, como son las nubes y tierra.



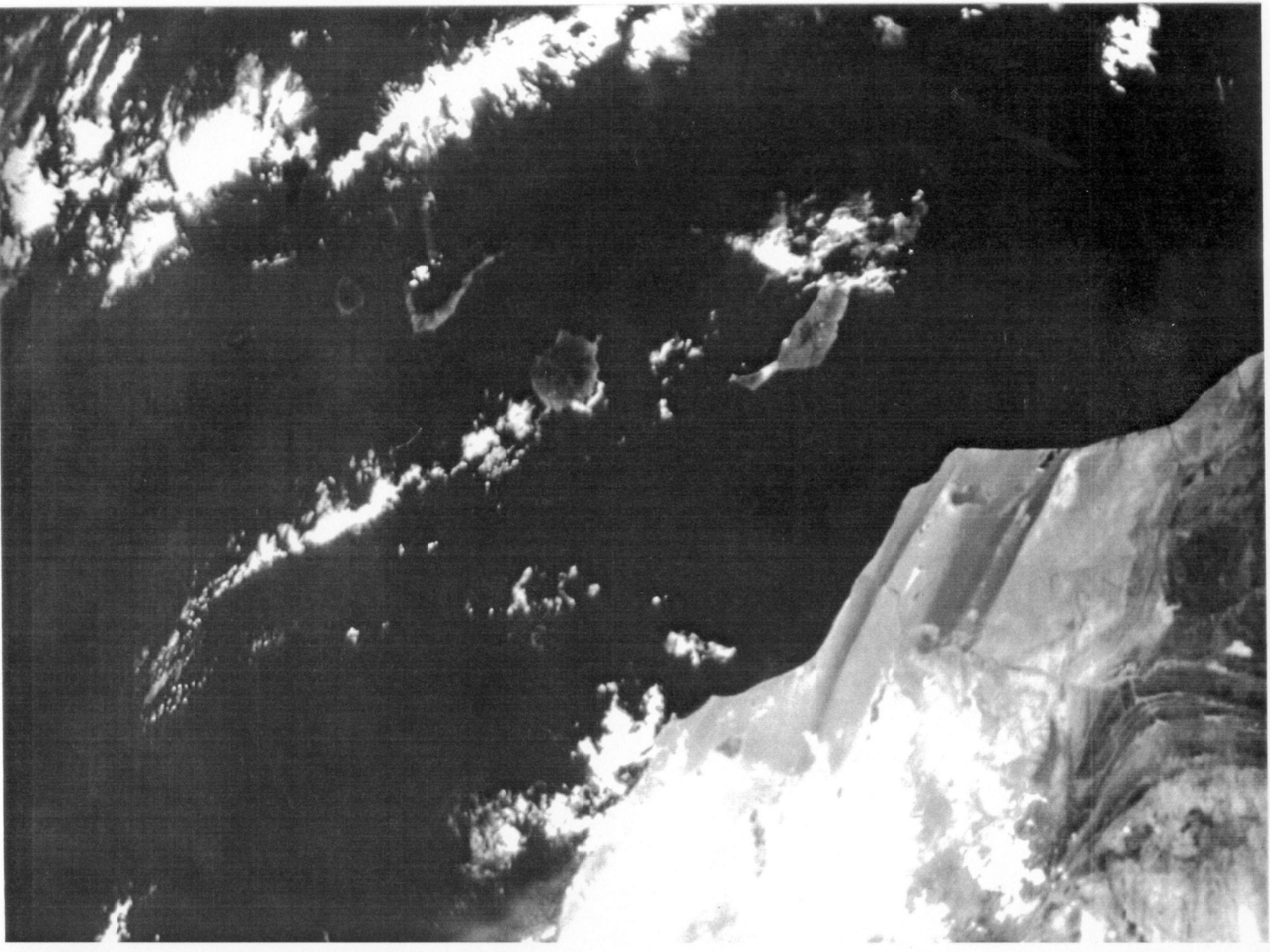


Imagen 3.1. Banda 1 (443 nm) de la escena CZCS de fecha 25 de Septiembre de 1983 (órbita 24840) antes de efectuar la corrección atmosférica.



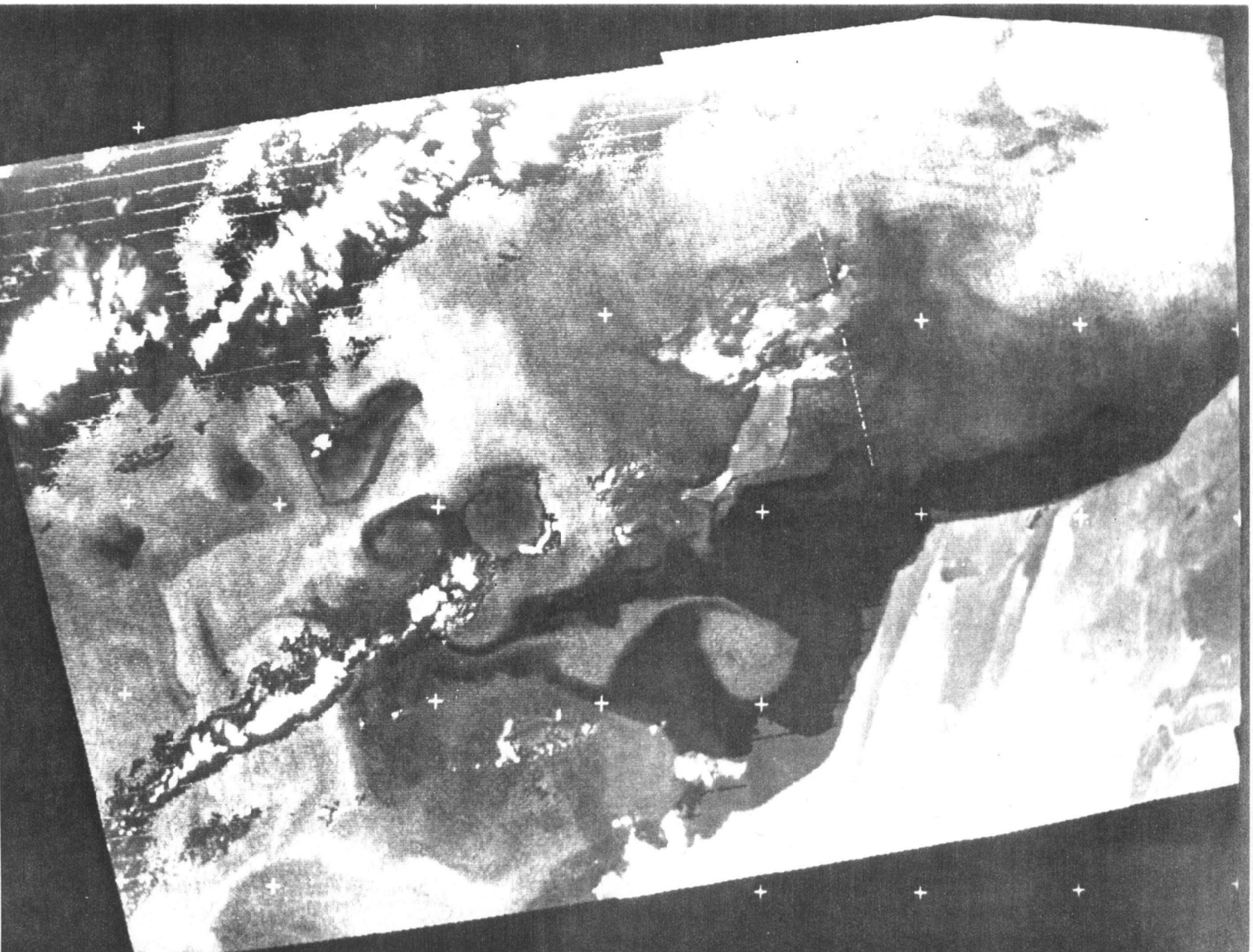


Imagen 3.2. Banda I (443 nm) de la misma escena CZCS que la imagen 3.1 tras efectuar la corrección atmosférica.



### 3.4.2. PÉRDIDA DE SENSIBILIDAD DEL CZCS

Como hemos visto, una vez determinados los parámetros atmosféricos podemos solucionar el problema de la corrección atmosférica. Sin embargo, debido a que la radiancia que emerge del agua es solamente una pequeña parte de la señal total recibida por el sensor, el problema de la corrección atmosférica es muy sensible a inexactitudes en la calibración del sensor.

Como ya hemos señalado, el CZCS fue calibrado antes del lanzamiento y, además, equipado con unas lámparas internas para la calibración en vuelo. Algún tiempo después del lanzamiento del satélite se advirtió que la sensibilidad del sensor estaba cambiando con el tiempo aunque no era detectado por la calibración interna. Esta pérdida de sensibilidad, que fue confirmada por varios investigadores usando métodos tanto teóricos como experimentales (ver, p.ej., Viollier 1982, Gordon et al. 1983b, Hovis et al. 1985, Mueller 1985), fue atribuida al deterioro de las superficies ópticas del sensor anteriores a las superficies por donde se introducía la radiación de las lámparas de calibración interna. Así, en octubre de 1985, la pérdida de sensibilidad en la banda 1 ascendía a más del 50% y a casi un 10% en la banda 3, por lo que resulta indispensable realizar una compensación por esta pérdida de sensibilidad.

Para corregir esta pérdida de sensibilidad, varios autores (ver, p.ej., Gordon et al. 1983b, Mueller 1985, Singh et al. 1985, Sturm 1986) han comparado la radiancia medida por el satélite con la radiancia que emerge del agua clara y transmitida al sensor calculada mediante un modelo. Con ello han intentado determinar una función de corrección para obtener la pérdida de sensibilidad, definida por:

$$F(\lambda, N) = \frac{L_T(\lambda)}{L(\lambda)} \quad (3.24)$$

donde

$F(\lambda, N)$  es la función de corrección por la pérdida de sensibilidad. ( $N$  es el número de órbita).

$L_T(\lambda)$  es la radiancia transmitida al sensor calculada por el modelo.

$L(\lambda)$  es la radiancia medida por el sensor obtenida por la ecuación (3.11).

Los autores mencionados anteriormente llegan a resultados similares. La función de corrección obtenida por Sturm (1986) comprende un catálogo de 466 áreas de agua clara para 53 órbitas, desde la órbita 320 (16 de Noviembre de 1978) hasta la órbita 35345 (10 de Octubre de 1985). Es esta la función de corrección que hemos utilizado en este trabajo, corregida por el mismo autor al considerar las nuevas mejoras en la corrección atmosférica.

### 3.4.3. ALGORITMOS PARA LA CONCENTRACIÓN DE PIGMENTO DE TIPO CLOROFÍLICO

En la sección 3.3 hemos visto la interpretación oceanográfica del color del océano y mostrado cómo la reflectancia espectral varía con la concentración de pigmento fitoplanctónico.

Frecuentemente, los llamados algoritmos muestran la relación entre los parámetros ópticos y la concentración de pigmento fitoplanctónico de la

forma:

$$C = A \cdot r_{ij}^B \quad (3.25)$$

donde

C es la concentración en  $\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}$  de clorofila *a* y feopigmento *a* que debemos considerar juntos puesto que el CZCS no puede distinguir estos dos pigmentos, como ya hemos mencionado.

$r_{ij}$  es el cociente de los parámetros ópticos como radiancias o reflectancias en dos bandas, *i* y *j*.

A y B son constantes que provienen del ajuste a medidas in situ.



$r_{ij}$	A	B	N	$r^2$	Referencia
R(443)/R(550)	1,92	-1,8	67	0,97	Morel (1980)
Lu(443)/Lu(550)	0,776	-1,329	55	0,908	Clark (1981)
Lu(520)/Lu(550)	1,694	-4,449	55	0,91	
Lu(443)/Lu(550)	0,783	-2,120	16	0,943	Smith y Wilson (1981)
Lu(520)/Lu(550)	2,009	-5,93			
Lu(443)/Lu(550)	1,262	-2,589	999	0,905	Smith y Baker (1982)
Lw(443)/Lw(550)	1,129	-1,711	35	0,96	Gordon <i>et</i> <i>al.</i> (1983)
Lw(520)/Lw(550)	3,326	-2,439	14	0,93	
R(443)/R(550)	1,73	-2,04	57	0,939	Bricaud y Morel (1987)
R(520)/R(550)	2,51	-6,38	57	0,909	

Tabla 3.5. Ejemplos de expresiones para la estimación de la concentración de pigmento de tipo clorofílico con el CZCS. (N es el número de muestras y  $r^2$  es el coeficiente de correlación).

En la tabla 3.5 mostramos ejemplos de diferentes algoritmos. La diferencia entre los coeficientes en los algoritmos refleja el hecho de que cubren un amplio número de clases de agua: hay una similitud en aguas de clase 1 y una discrepancia considerable en aguas costeras con concentración variable de pigmentos fitoplanctónicos y sedimentos suspendidos, aguas de clase 2 (ver, p.ej., Bricaud y Morel 1987).

El algoritmo que hemos utilizado en este trabajo es debido a Sturm, que no ha sido publicado:

$$C = \left( 0,642 \cdot \frac{R(443)}{R(550)} + 0,891 \cdot \frac{R(520)}{R(550)} - 0,533 \right)^{-2} \quad (3.26)$$

Los coeficientes de esta expresión se obtuvieron ajustando datos de pigmentos medidos in situ, obtenidos en el afloramiento del Suroeste de Africa en Febrero de 1980 (Shannon *et al.* 1984), a reflectancias subsuperficiales obtenidas de los datos del CZCS corregidos atmosféricamente. Este método tiene

la ventaja de que está relacionado con el procedimiento de corrección atmosférica de los datos del CZCS por lo que tiende a compensar los errores en la corrección atmosférica.

Hemos intentado calcular el error existente entre las concentraciones de pigmento obtenidas con los datos del CZCS y las concentraciones medidas in situ. Este cálculo plantea dos inconvenientes: por un lado, las medidas in situ tienen que ser históricas -recordemos que el sensor dejó de operar en 1986- y por otro, las concentraciones de pigmento obtenidas por el CZCS son de naturaleza diferente a las concentraciones de pigmento medidas in situ: el CZCS mide la radiancia sobre un área horizontal de  $1 \text{ Km}^2$  aproximadamente mientras que las medidas in situ son puntuales; además, la distribución vertical de pigmentos fitoplanctónicos influye de manera distinta sobre la radiancia que emerge del mar ya que los pigmentos fitoplanctónicos en superficie contribuyen en mayor proporción a la radiancia que los pigmentos en capas inferiores (Clark 1981).

Para obtener este error disponíamos de 2 imágenes de fechas 6 y 16 de Junio de 1985 con sus correspondientes medidas in situ (Hernández-León y Miranda-Rodal 1987). Desafortunadamente, como estas medidas in situ fueron realizadas, o en regiones nubosas, o al Este de las islas donde el CZCS está saturado debido al tiempo de recuperación del sensor, nos ha sido imposible calcularlo. De la misma forma, Nykjaer (1988) intentó calcular este error con medidas in situ realizadas por el B/O *Alexander Von Humboldt* durante el periodo del 26 de Febrero de 1984 al 9 de Marzo de 1984, en el área de Cabo Blanco. Sin embargo, las únicas imágenes libres de nubes disponibles y cercanas a este periodo eran las correspondientes al 21 de Febrero de 1984 y al 15 de Marzo de 1984, con lo que no tenía sentido cualquier comparación. No obstante, algunos autores han comparado estos dos tipos de medidas. Tal es el caso de Smith y Wilson (1981) quienes concluyeron que el acuerdo entre ambas está en un factor de dos o mejor. Es el caso, también, de Gordon et al. (1983a) quienes determinaron que el error es del 30-40% en el rango comprendido entre  $0,08 \text{ mg/m}^3$  y  $1,5 \text{ mg/m}^3$ . Sin embargo, aún considerando este elevado porcentaje de error, no podemos olvidar el alto coeficiente de correlación existente entre ambos tipos de medida tal y como ha sido confirmado por diferentes autores (ver tabla 3.4).

## CAPÍTULO 4

### ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS RECURRENTE EN LAS ISLAS CANARIAS

#### 4.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo describiremos las particularidades oceanográficas del área bajo estudio (mapa 1.1) para pasar, a continuación, al estudio de las imágenes de concentración de pigmento de tipo clorofílico (CPC). Para ello hemos procesado 25 escenas del CZCS, con el método descrito en el capítulo 3, en imágenes de CPC, listadas en la tabla 4.1. y publicadas en Hernández-Guerra (1989). Con las imágenes obtenidas hemos analizado las estructuras oceanográficas recurrentes y de entre ellas hemos seleccionado una serie de imágenes típicas que nos permitirán estudiar tales estructuras.

Posteriormente presentaremos una imagen de CPC en la que estudiaremos nuevamente las estructuras oceanográficas recurrentes con el propósito de constatar que todas ellas no constituyen fenómenos excepcionales sino que, por el contrario, coinciden con la tónica general de los estudios oceanográficos realizados en otras áreas. En el mismo sentido, examinaremos también los trabajos realizados en nuestra área de estudio que insinúan o señalan algunas de las estructuras que nosotros encontramos aunque, como veremos, las observaciones oceanográficas en esta área han sido escasas y esporádicas.

Para explicar la presencia de estas estructuras, precisaríamos de una gran variedad de datos oceanográficos (físicos, químicos y biológicos) simultáneos a las imágenes, inexistentes en el área bajo estudio. Por ello, a continuación nos limitaremos a realizar un estudio comparativo entre las estructuras oceanográficas observadas y la batimetría con el propósito de analizar la posible relación existente entre ellas.

Posteriormente presentaremos una imagen de temperatura superficial del mar (TSM), de las 53 escenas HRPT del sensor AVHRR procesados en imágenes de TSM con el método descrito en el capítulo 2, listadas en la tabla 4.2 y publicadas en Hernández-Guerra (1988) y Hernández-Guerra (1989), con el objeto de comprobar que las mismas estructuras oceanográficas observadas en las imágenes de CPC tienen su correspondencia en las imágenes de TSM.

Fecha	Orbita	Hora	Minutos
5.12.82	20776	12:24	2
29.12.82	21108	12:50	2
8.01.83	21246	12:26	2
18.02.83	21813	12:53	2
11.03.83	22103	12:24	2
23.03.83	22269	12:36	2
8.04.83	22490	12:18	2
9.04.83	22504	12:37	2
15.04.83	22587	12:44	2
13.05.83	22974	12:13	2
13.07.83	23817	12:17	2
14.07.83	23831	12:34	2
15.07.83	23845	12:53	2
19.07.83	23900	12:23	2
16.08.83	24287	12:17	2
25.09.83	24840	12:24	2
19.10.83	25172	12:48	2
26.11.83	25697	12:19	2
16.04.84	27660	12:35	2
26.10.84	30328	12:24	2
1.11.84	30411	12:29	2
6.06.85	33411	12:52	2
16.06.85	33549	12:28	2
2.07.85	33770	12:09	2
23.07.85	34489	12:24	2

Tabla 4.1. Escenas CZCS procesadas en este estudio

Fecha	Orbita	Hora	Minutos
13.05.87	12445	15:41:00	4
14.05.87	12459	15:30:00	4
21.05.87	12558	15:56:00	4
29.05.87	12671	16:10:00	4
30.05.87	12685	15:59:00	4
31.05.87	12699	15:48:00	4
7.06.87	12798	16:14:00	4
8.06.87	12812	16:02:30	4
9.06.87	12826	15:51:30	4
10.06.87	12840	15:42:00	4
16.06.87	12925	16:18:00	4
25.06.87	13052	16:21:00	4
4.07.87	13179	16:23:00	4
5.07.87	13139	15:13:00	4
13.08.87	13743	15:51:30	8
30.08.87	13983	16:12:30	4
16.09.87	14223	16:28:00	4
17.10.87	14660	15:54:30	8
13.11.87	15041	16:06:30	4
12.12.87	15450	15:54:30	4

**Tabla 4.2.** Escenas AVHRR-HRPT procesadas en este estudio (año 1987).

Fecha	Orbita	Hora	Minutos
8.01.88	15831	16:06:30	4
22.01.88	16029	16:53:30	4
25.01.88	16071	16:19:30	4
2.02.88	16184	16:33:30	4
4.02.88	16212	16:14:00	4
5.02.88	16226	16:03:00	4
10.03.88	16706	16:33:30	4
18.03.88	16819	16:50:00	4
19.03.88	16833	16:39:00	4
20.03.88	16847	16:28:30	4
8.04.88	17115	16:24:00	4
24.04.88	17341	16:49:30	4
28.04.88	17397	16:08:30	4
14.05.88	17623	16:35:00	4
15.05.88	17637	16:21:30	8
16.05.88	17651	16:13:30	4
1.06.88	17877	16:40:00	4
11.06.88	18018	16:32:30	4
12.06.88	18032	16:21:30	4
13.06.88	18046	16:11:00	4
14.06.88	18060	16:00:00	4
20.06.88	18145	16:35:00	4
27.06.88	18244	16:59:00	4
9.07.88	18413	16:30:00	4
16.07.88	18512	16:54:00	4

Fecha	Orbita	Hora	Minutos
26.04.89	3013	02:40:56	2
26.04.89	3020	14:01:13	2
27.04.89	3034	13:50:45	2
28.04.89	3041	02:20:15	2
28.04.89	3048	13:40:26	2
5.05.89	3147	14:09:48	2
6.05.89	3154	02:39:04	2
6.05.89	3161	13:59:17	2

Tabla 4.2. Escenas AVHRR-HRPT procesadas en este estudio (años 1988 y 1989).  
(cont.)

Finalmente, y en relación con lo anterior, hemos seleccionado 4 imágenes consecutivas de TSM para estudiar una estructura oceanográfica reflejada en las imágenes de TSM que no se manifiesta en las imágenes de CPC y una estructura presente tanto en las imágenes de CPC como de TSM. Mostraremos aquí datos AXBT (Airborne expendable bathythermographs) que muestran también esta estructura.

Llegados a este punto, debemos recordar que las concentraciones de pigmento de tipo clorofílico cercanas a zonas costeras deben ser interpretadas con precaución ya que la reflectancia del agua en esta área no está determinada únicamente por el pigmento del fitoplancton sino también por sedimentos del fondo resuspendidos: la zona costera pertenece a aguas de clase 2 (ver sección 3.3) y el sensor CZCS no permite distinguir entre sedimentos y pigmentos fitoplanctónicos. Debemos recordar también que la señal que reciben los sensores AVHRR y CZCS no procede de la misma capa del océano: mientras que la señal que recibe el sensor AVHRR proviene de la capa más superficial del océano (10  $\mu\text{m}$ , Maul 1985), la señal que recibe el sensor CZCS proviene de una capa subsuperficial, aproximadamente la mitad de la profundidad del disco de Secchi (Hojerslev 1977).

Mostraremos los datos de viento del Aeropuerto de Gran Canaria correspondientes a cada una de las imágenes y a sus días precedentes tomadas a las 1, 7, 13 y 18 horas, Aeropuerto situado en una zona que, por sus condiciones geográficas, favorece la detección de los vientos dominantes (Tejedor *et al.* 1988). Para las imágenes de TSM reproduciremos los datos de viento publicados en Van Camp y Nykjaer (1988) quienes gentilmente nos los han facilitado, elaborados por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast).

## 4.2. AREA BAJO ESTUDIO

Veamos una descripción oceanográfica general del área de las Islas Canarias y del afloramiento del Noroeste de Africa cercano a ellas. Esta descripción estará limitada por el propósito de nuestro trabajo, es decir, la aplicación de los parámetros geofísicos obtenidos por medio de los datos de los sensores CZCS y AVHRR al estudio del área de interés. Es por ello por lo que nos ceñiremos a analizar las características de la capa superficial del océano ya que es la única que puede observarse por medio de los datos de los sensores mencionados.

La gran mayoría de las observaciones oceanográficas recientes en el área del Noroeste de Africa proceden del programa CINECA (Cooperative Investigation of the Northern part of the Eastern Central Atlantic) desarrollado durante los años 1970 y 1977 cuando buques oceanográficos de España, Francia, Marruecos, Mauritania, Noruega, RDA, RFA, Senegal, USA y URSS realizaron unos 100 cruceros oceanográficos con el propósito de obtener medidas in situ. Este programa, centrado fundamentalmente en el afloramiento del Noroeste de Africa, se ocupó escasamente de la Corriente de Canarias y además, la mayor parte de las observaciones oceanográficas fueron realizadas en la región de Cabo Blanco por lo que se prestó menor atención al área del afloramiento Canario-Sahariano. Los resultados finales del programa CINECA se expusieron y debatieron en un simposio celebrado en Las Palmas en 1978 (Hempel 1982) aunque, posteriormente, se han publicado otros resultados con los datos obtenidos con dicho programa. El uso de la teledetección durante el programa CINECA fue muy limitado ya que dicha tecnología estaba aún en su infancia: solamente se emplearon algunas imágenes del sensor VHRR (Very High Resolution Radiometer) a bordo del NOAA-2 y NOAA-3, y algunas observaciones del Skylab. Es más, en la bibliografía consultada sólo hemos localizado dos trabajos (Nykjaer 1988 y Van Camp *et al.* remitido a *Progress in Oceanography*) que aplican los datos del CZCS y AVHRR a toda la zona del afloramiento del Noroeste de Africa y, por consiguiente, aunque en algunos aspectos se ocupan de las Islas Canarias, siempre lo hacen de manera tangencial.

En el área bajo estudio, la corriente superficial a gran escala que está presente es la llamada Corriente de Canarias: una corriente fría, con circulación débil, en dirección Suroeste, que eventualmente se une con la Corriente Ecuatorial del Norte y cuya baja temperatura superficial está



afectada por entradas de agua costera aflorada. Molina (1976), basándose en datos de la campaña *Mediterranean Outflow* realizada en Septiembre de 1965, pone de relieve la debilidad de la intensidad y la variabilidad de la dirección de la corriente entre el Cabo San Vicente y las Islas Canarias. De igual forma, Molina (1981) en Febrero de 1973 observa que la corriente, entre Cabo Sim y Cabo Juby, está mal definida, y, en Septiembre de 1966 (Molina 1973), advierte que la velocidad de la corriente superficial tiene una distribución irregular en la zona de las Islas Canarias, de igual forma que señalan Molina y Laatzen (1986b) en una campaña realizada en Agosto de 1972.

Las variaciones estacionales de los alisios determinan la existencia de estaciones de afloramiento a lo largo de la costa del Noroeste de Africa (Wooster et al. 1976, Speth y Detlefsen 1982): al Norte de 25°N, el afloramiento costero se produce, en general, en verano y principio de otoño (desde Julio a Septiembre). Ello define el periodo más frecuente e intenso del afloramiento costero pero, sin embargo, no significa que durante el resto del año no lo haya, ya que pueden producirse afloramientos locales de unos cuantos días de duración a cualquier tiempo y en cualquier lugar a lo largo de la costa.

Con respecto a las propiedades y origen de las aguas afloradas a lo largo de la costa, éstas contienen una cantidad significativa de Aguas Centrales NorAtlánticas al Norte de Cabo Blanco.

Hay regiones peculiares con respecto al afloramiento a lo largo de la costa. Por ej., cabos prominentes que son proyecciones de estructuras morfológicas submarinas similares, afectan tanto a los vientos locales como a la circulación costera y, por consiguiente, al afloramiento costero. En el sotavento de tales cabos, el afloramiento es generalmente más intenso que en otras zonas de la costa vecina. En el área bajo estudio, se ha constatado que los centros de afloramiento costero más intensos están localizados en Cabo Juby y Cabo Bojador (Mascareño y Molina 1970, Hughes y Barton 1974, Molina y Laatzen 1986a).

Las aguas afloradas en superficie presentan temperaturas que oscilan entre 15°C y 17°C en distintas zonas a lo largo del Noroeste de la costa africana: el agua más fría aparece, generalmente, en la banda más próxima a la costa pero, en ocasiones, y dependiendo de la geometría de la plataforma y de

las condiciones de viento, el agua más fría puede aparecer en la mitad o fin de la plataforma (Barton *et al.* 1977). Las profundidades desde donde el agua subsuperficial aflora a la superficie están situadas entre los 200 y 300 m de profundidad al Norte de Cabo Blanco (Le Floch 1974, Molina 1981, Molina y Laatz 1986a, Mittelstaedt 1986) dependiendo de la intensidad y del ángulo de los vientos locales.

Para una descripción detallada del afloramiento del Noroeste de Africa podemos remitirnos a Mittelstaedt (1983).

Desde un punto de vista biológico, los trabajos realizados en el área de las Islas Canarias han puesto de relieve la oligotrofia de sus aguas. Así, Braun y Real (1981), en una estación fija situada a cinco millas de San Andrés (Tenerife), realizaron medidas de producción primaria y biomasa del nanoplancton y fitoplancton de red, desde Abril de 1975 hasta Marzo de 1976, y obtuvieron que en aguas superficiales la cantidad de clorofila *a* permanece en el intervalo 0,03-0,20 mg/m<sup>3</sup> durante la mayor parte del año, aumentando a 0,92 mg/m<sup>3</sup> durante el pico primaveral en el mes de Marzo de 1976. Del mismo modo, comprobaron que la fracción más importante de fitoplancton se compone de nanoplancton, lo que puede asociarse a la ausencia de nutrientes en las aguas de la Corriente de Canarias. Los resultados de Braun y Real (1981) fueron confirmados por Hernández-León *et al.* (1984) quienes obtienen también, en una estación situada al Sur de Gran Canaria, este máximo primaveral en el periodo comprendido entre Septiembre de 1981 y Noviembre de 1982, máximo asociado a la desaparición de la termoclina estacional.

Con respecto a campañas realizadas en aguas superficiales cercanas a la costa del Archipiélago Canario hemos de destacar los trabajos realizados por Real *et al.* (1981) y Hernández-León y Miranda-Rodal (1987). Los primeros autores, durante la campaña realizada desde el 15 de Julio hasta el 1 de Agosto de 1976, obtuvieron un valor medio de 0,04 mg/m<sup>3</sup> de clorofila *a* para todas las islas, mientras que los segundos obtuvieron un valor medio de 0,22 mg/m<sup>3</sup> de clorofila *a* para todas las islas en una campaña realizada en Junio de 1985. Ambos estudios coinciden en que los valores de clorofila *a* son ligeramente superiores en las islas Orientales con respecto a las Occidentales.

También es de destacar el trabajo de Braun *et al.* (1976), realizado

en Febrero de 1973 entre los paralelos 28°N y 31°20'N con vientos dominantes del Sur. Ellos señalan que aunque el afloramiento no existió durante el periodo de estudio (obtienen que la biomasa del fitoplancton en superficie presenta valores muy bajos, todos ellos menores que  $1 \text{ mg/m}^3$ ), sin embargo, las estaciones oceánicas muestran valores relativamente altos, próximos a  $0,5 \text{ mg/m}^3$ , valores superiores a los normalmente encontrados en esta zona (De León y Braun 1973). Obtuvieron también valores superiores a  $0,5 \text{ mg/m}^3$  al Este de las islas de Lanzarote y Fuerteventura prolongados hacia la costa africana.

En el apartado 4.3 referenciamos otros trabajos realizados en la zona bajo estudio.

#### 4.3. ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS RECURRENTE EN LAS IMÁGENES DE CONCENTRACIÓN DE PIGMENTO DE TIPO CLOROFÍLICO

Como señalamos al comienzo de este capítulo, procederemos al estudio de las imágenes de concentración de pigmento de tipo clorofílico (CPC). Recordemos que hemos procesado 25 escenas del CZCS en imágenes de CPC listadas en la tabla 4.1 y publicadas en Hernández-Guerra (1989), aunque algunas de ellas no han podido ser corregidas atmosféricamente debido a que la banda 4 se encontraba saturada.

Como expusimos al comienzo de esta memoria, uno de los objetivos de este trabajo consistía en un estudio simultáneo con las imágenes de CPC y las imágenes de temperatura superficial del mar (TSM). Para poder realizar este estudio tenemos que recurrir a los datos GAC del AVHRR por varias razones: la estación de Maspalomas, de donde proceden los datos del sensor CZCS y la única que cubre completamente el área bajo estudio, empezó a adquirir datos HRPT en 1986, cuando el sensor CZCS había dejado de operar; del mismo modo, la otra estación que cubre el área de las Islas Canarias, la de Lannion en Francia, sólo conservaba en aquella época su archivo de datos durante un año; y por último, podríamos haber recurrido también a la banda situada en el infrarrojo del sensor CZCS pero, sin embargo, los datos aportados por esta banda no son fiables debido a problemas de calentamiento, como indicamos en el capítulo anterior.

De los datos GAC, obtenidos del archivo existente en el JRC, hemos procesado más de 80 en imágenes de TSM, publicadas en Hernández-Guerra (1988) y Hernández-Guerra (1989). La dificultad que entraña el estudio de las imágenes de TSM obtenidas mediante datos GAC, estriba en la observación de fenómenos de pequeña escala espacial debido a su resolución espacial. En las páginas siguientes presentamos dos de estas imágenes (imágenes 4.1 y 4.2, correspondientes al 6 y 7 de Diciembre de 1982, respectivamente) a las que, posteriormente, nos referiremos. Estas imágenes que presentamos con las características comunes a todas las imágenes de TSM a excepción de las cruces blancas que, en este caso, indican 4 grados en latitud y longitud, aparecen amplificadas por tres para mejorar su visión.

La idea inicial de este apartado consistía en estudiar las estructuras oceanográficas observadas en el Archipiélago Canario mediante las imágenes de CPC. Sin embargo, al observar dichas imágenes hemos comprobado que, además de existir estructuras propias en el Archipiélago, el afloramiento ejerce una gran influencia en el mismo. Debido a esto, hemos dividido este apartado en tres subapartados referentes a:

1. El afloramiento del Noroeste de Africa cercano a las Islas Canarias.
2. La repercusión del afloramiento en las Islas Canarias.
3. Las estructuras oceanográficas de las Islas Canarias independientes del afloramiento.

Las estructuras oceanográficas observadas en relación con el primer apartado no nos han producido sorpresa ya que han sido referenciadas en otros afloramientos y en este mismo. Sin embargo, las estructuras incluidas en el segundo y, sobre todo, en el tercer apartado suponen una nueva contribución al estudio oceanográfico del área puesto que la bibliografía consultada en ningún momento las reseña.

Para estudiar las estructuras oceanográficas recurrentes, hemos seleccionado una imagen típica de CPC para cada uno de los apartados mencionados excepto para el segundo en el que incluiremos dos imágenes en lugar de una por razones que expondremos en su momento. Sin embargo, al describir cada una de las imágenes no nos limitaremos a estudiar las estructuras oceanográficas recurrentes relacionadas con ese apartado sino que realizaremos también un estudio global de toda la imagen en el que se verán

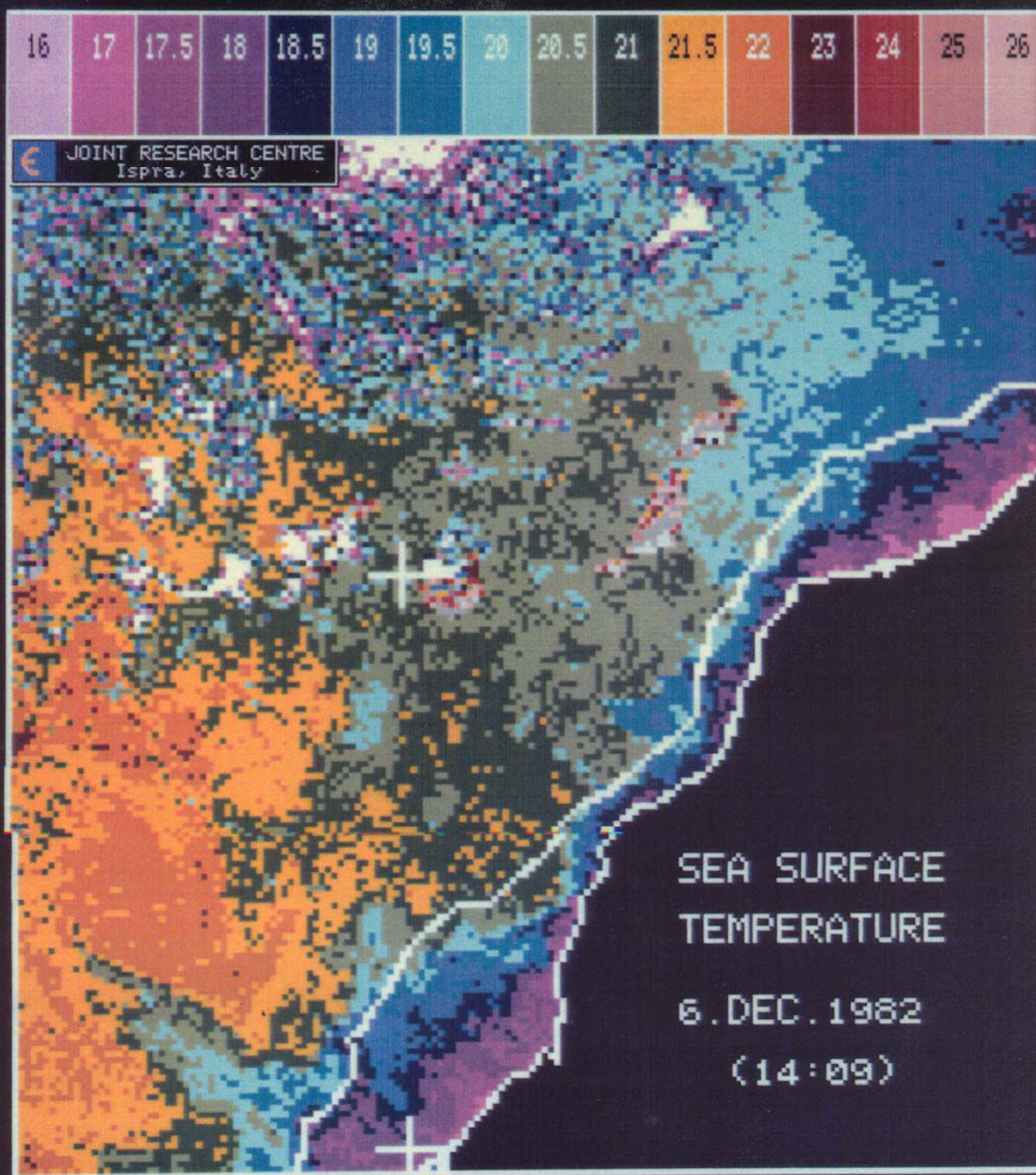


Imagen 4.1. Imagen de TSM de datos GAC del 6 de Diciembre de 1982.



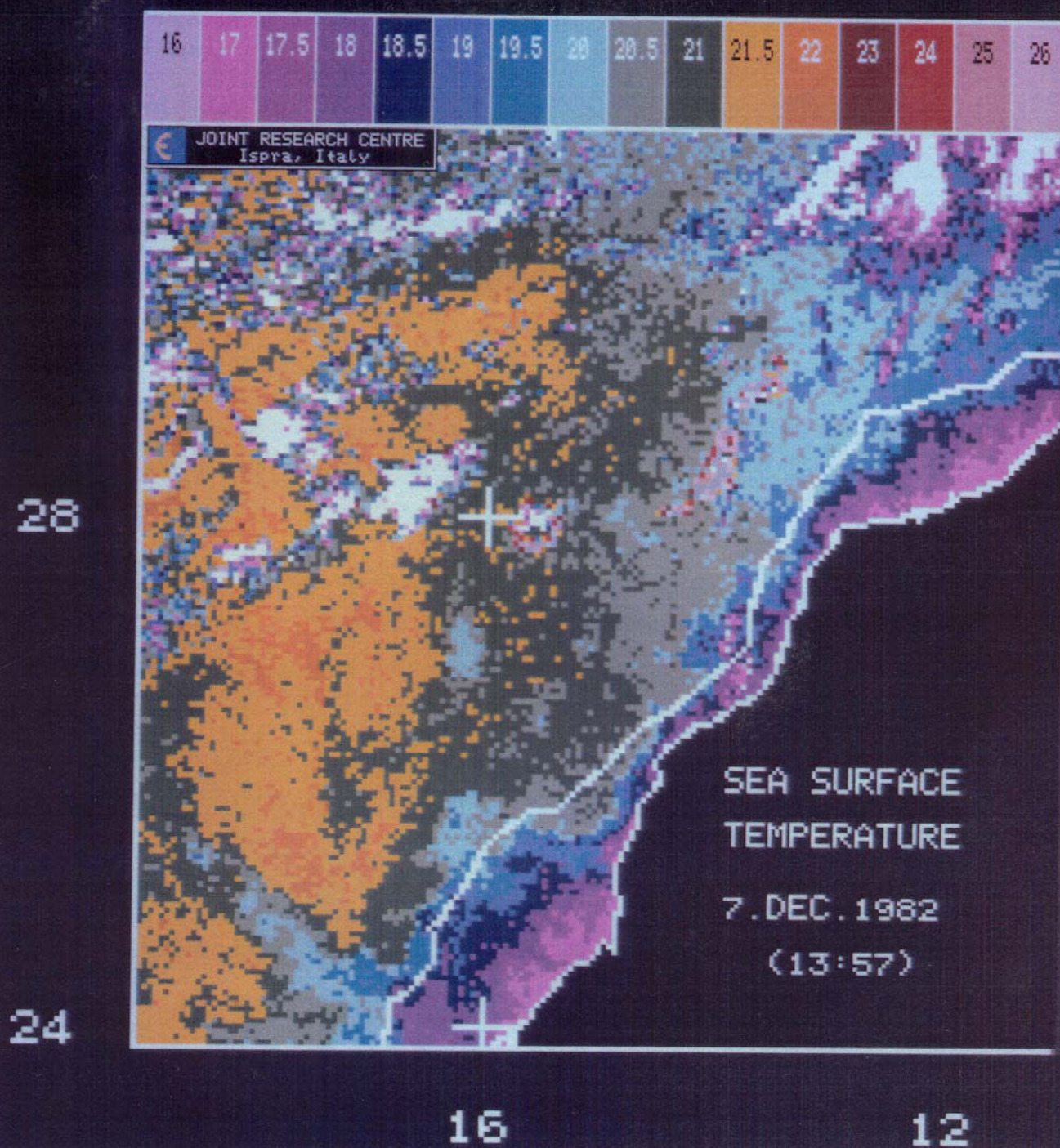


Imagen 4.2. Imagen de TSM de datos GAC del 7 de Diciembre de 1982.





implicados los tres apartados objeto de nuestro estudio.

En los apartados siguientes, citaremos topónimos que podrán encontrar en los mapas batimétricos 4.1 y siguientes, y que nos permitirán localizar de un modo aproximado las estructuras señaladas.

#### 4.3.1. EL AFLORAMIENTO DEL NOROESTE DE AFRICA CERCANO A LAS ISLAS CANARIAS

La imagen de CPC seleccionada como la más representativa de este apartado es la imagen 4.3 correspondiente al 11 de Marzo de 1983 (órbita 22103). La presencia de aerosoles que saturaban la banda 4, únicamente nos ha permitido mostrar en esta imagen Lanzarote, Fuerteventura y el afloramiento.

En la figura 4.1 mostramos los datos de viento proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

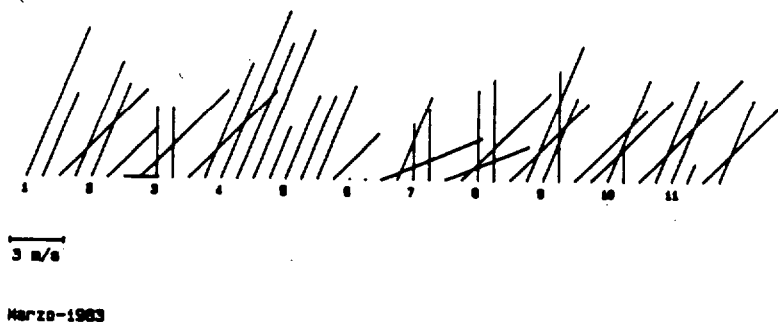


Figura 4.1. Datos de viento correspondientes a la imagen 4.3. proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

En relación con el afloramiento, la primera observación que destacamos es la presencia de estructuras en el mar abierto y otras unidas a la costa. Con más detalle, podemos señalar:

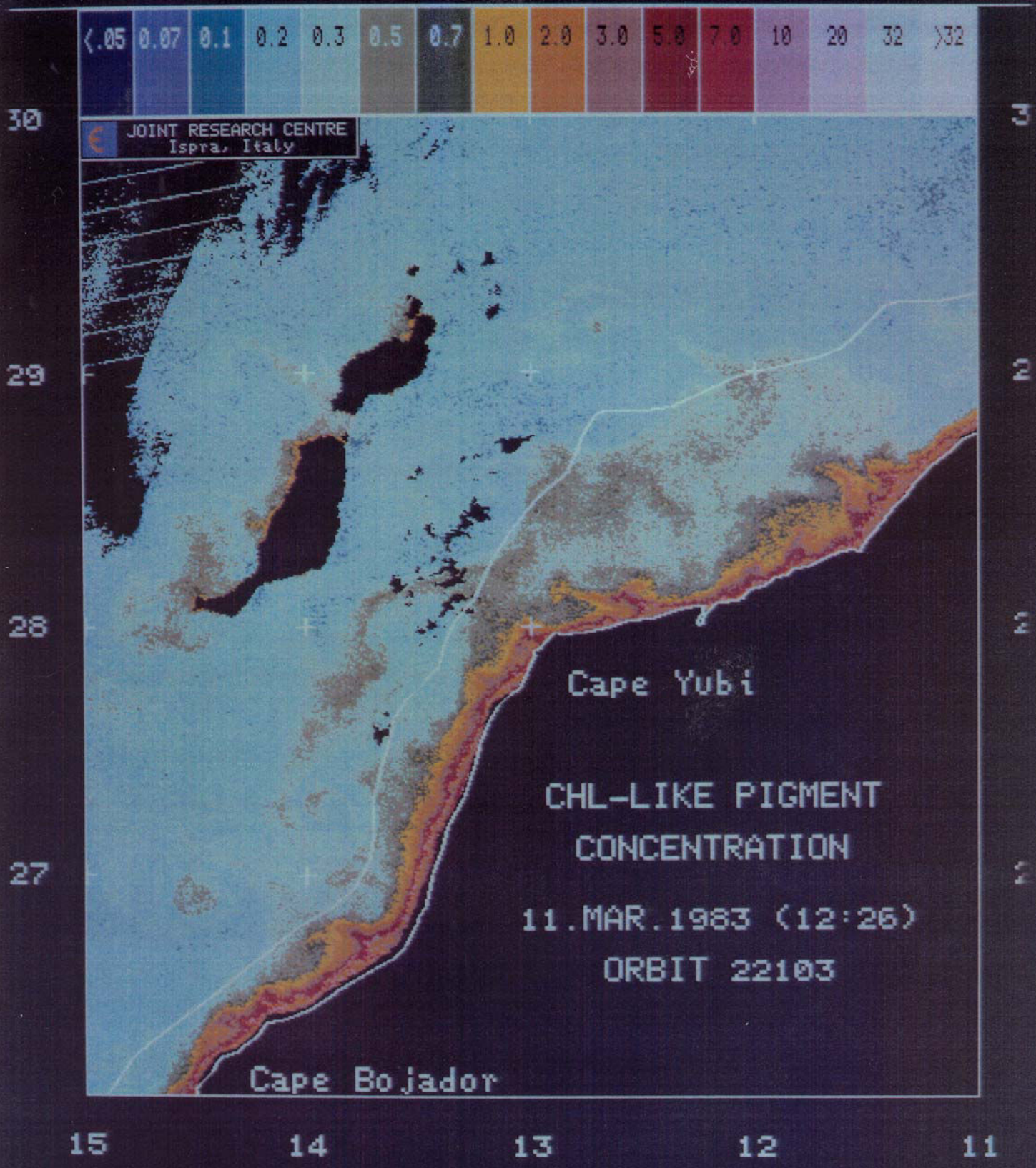
- \* Al Norte de Cabo Juby, en mar abierto, detectamos un enriquecimiento, un remolino ciclónico unido a este enriquecimiento, y un poco más al Oeste, un filamento de pequeña extensión dirigido hacia Fuerteventura. Unidos a la costa, existen filamentos de poca extensión, pero bastante intensos.
- \* Un poco al Norte de Cabo Juby localizamos dos filamentos, uno de ellos menos intenso y separado de la costa, y otro unido a esta, que presentan la misma

dirección. El primer filamento mencionado, que se aproxima a Fuerteventura, finaliza en un remolino ciclónico.

- \* Entre Cabo Juby y Cabo Bojador encontramos un remolino ciclónico que no está unido a la costa.
- \* En Cabo Bojador observamos la presencia de un remolino ciclónico unido a la costa.

Con respecto a la repercusión del afloramiento en las Islas Canarias y a las estructuras encontradas en ellas, podemos apuntar:

- \* Un enriquecimiento al Este de Lanzarote y Fuerteventura y un filamento que se aproxima a Fuerteventura, estructuras señaladas anteriormente.
- \* En la isla de Fuerteventura, en el Sur, por los alrededores de Punta Pesebre, notamos un enriquecimiento general al igual que en toda la costa Oeste de esta isla. Apreciamos, también, dos centros de enriquecimiento al Oeste de Fuerteventura: uno en Punta de la Herradura (zona centro) y otro en Punta del Tostón o de la Ballena (zona Norte).
- \* Distinguimos claramente una estructura tipo interrogación en el canal que forman las islas de Lanzarote y Fuerteventura.
- \* En el sector Norte del occidente de Lanzarote advertimos un mayor enriquecimiento que en el sector Sur.



© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital. 2003

Imagen 4.3a. Imagen de CPC del 11 de Marzo de 1983 (órbita 22103).



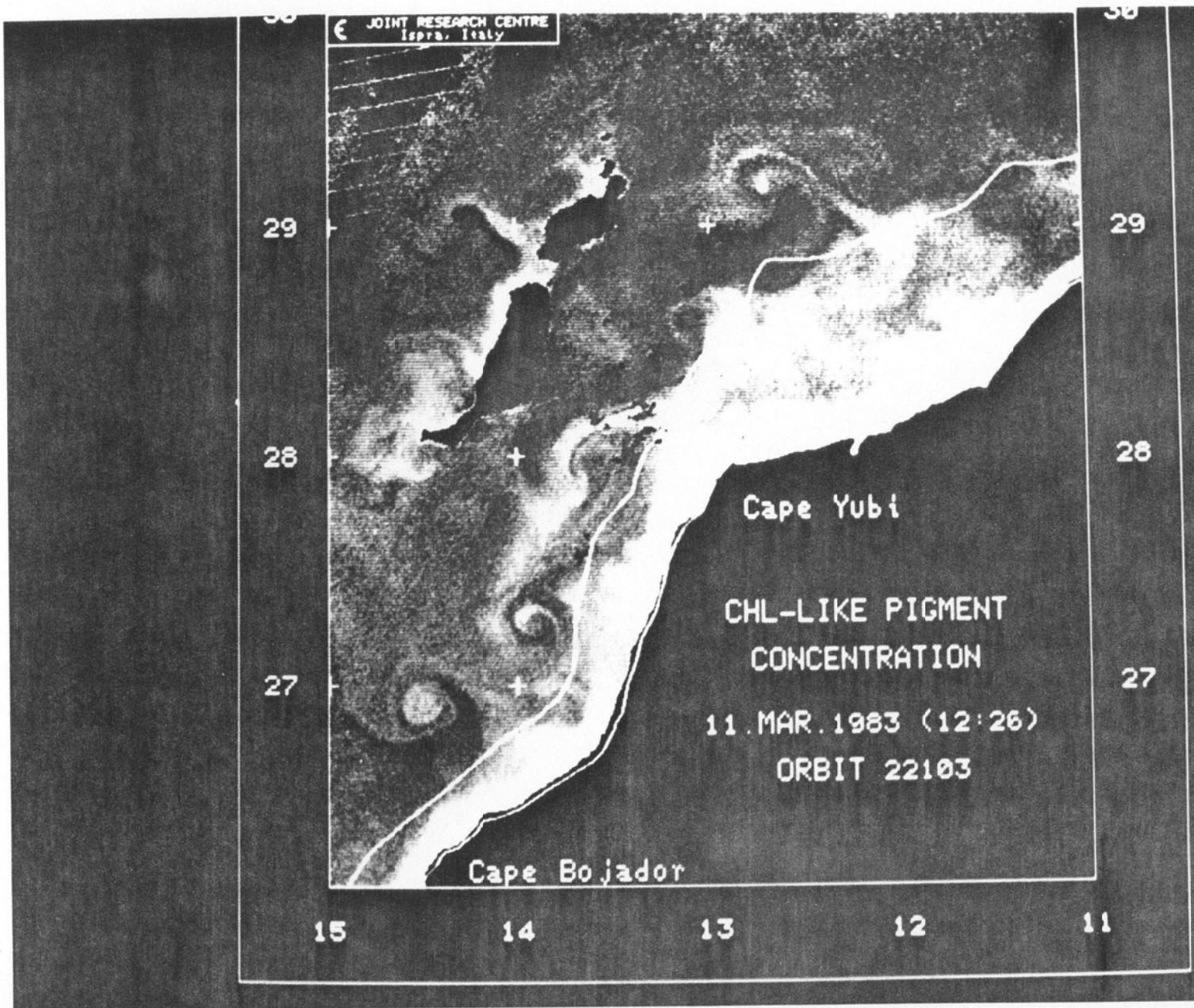


Imagen 4.3b. Imagen de CPC del 11 de Marzo de 1983 (órbita 22103).



### 4.3.2. LA REPERCUSIÓN DEL AFLORAMIENTO EN LAS ISLAS CANARIAS

Como advertimos con anterioridad, para el estudio de la repercusión del afloramiento en las Islas Canarias, hemos seleccionado dos imágenes de CPC, imágenes 4.4 y 4.5 correspondientes al 25 de Septiembre de 1983 (órbita 24840) y al 26 de Octubre de 1984 (órbita 30328), respectivamente. La razón de haber incluido en este apartado dos imágenes en lugar de una es la presencia de estructuras peculiares que no concurren en ambas imágenes, circunstancia que no se nos presentó en el estudio de los otros apartados.

Mostramos, de nuevo, en las figuras 4.2 y 4.3 los datos de viento correspondientes a cada una de las imágenes.

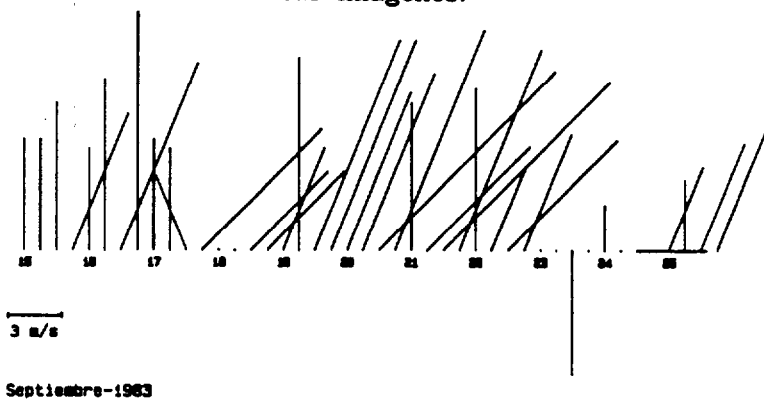


Figura 4.2. Datos de viento correspondientes a la imagen 4.4 proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

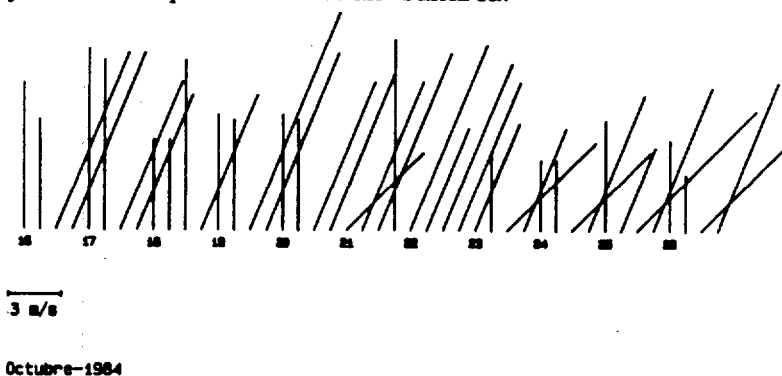


Figura 4.3. Datos de viento correspondientes a la imagen 4.5 proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

La repercusión del afloramiento en las Islas Canarias se manifiesta fundamentalmente en la presencia de gigantescos filamentos que, originados en el afloramiento, arriban a las Islas. Junto a ellos distinguimos una serie de

particularidades que iremos reseñando a continuación:

- \* En la imagen 4.4 podemos observar, al Norte de Cabo Juby, un fuerte afloramiento junto a un enriquecimiento que se aproxima a la costa Este de Lanzarote y Fuerteventura, aunque no apreciamos ningún filamento en esta zona. De igual forma, la imagen 4.5 nos permite confirmar este fuerte afloramiento junto con el enriquecimiento al Este de las mencionadas islas, a pesar de la presencia de nubes.
- \* El análisis de la imagen 4.4 nos permite constatar la existencia, en Cabo Juby, de un gran filamento que se aproxima al Sur de Gran Canaria, pasando previamente por el Sur de Fuerteventura. De igual modo, en la imagen 4.5 observamos un gran filamento dirigido hacia Fuerteventura, que finaliza en un gran remolino ciclónico al Sureste de Gran Canaria en cuyas cercanías, al Suroeste de la mencionada isla, apreciamos un segundo remolino, en este caso anticiclónico.
- \* Entre Cabo Juby y Cabo Bojador, la imagen 4.5 nos permite apreciar un filamento de menor intensidad que el de Cabo Juby, que podría unirse al remolino ciclónico del Sureste de Gran Canaria. Sin embargo, no podemos afirmarlo definitivamente debido a la presencia de nubes.
- \* En Cabo Bojador, la imagen 4.4 nos muestra otro gran filamento dirigido en parte hacia el Oeste que se acerca al procedente de Cabo Juby, lo que produce un embolsamiento de aguas oligotróficas.

Una vez concluido el estudio relativo a la repercusión del afloramiento en las Islas Canarias, pasaremos a señalar las estructuras oceanográficas específicas de las Islas que en modo alguno dependen del afloramiento:

- \* En la imagen 4.4, observamos, en el Oeste de Gran Canaria, un filamento que en otras ocasiones tiene su origen en Punta Sardina (Noroeste de la isla) y que finaliza, como en otras ocasiones también, en un remolino ciclónico. En la imagen 4.5 detectamos este mismo filamento, más débil que en la imagen anterior, con la diferencia de que en este caso no finaliza en remolino. No obstante, queremos hacer notar, de nuevo, en esta imagen, la existencia de los remolinos localizados al Suroeste y Sureste de Gran Canaria.
- \* También observamos en la imagen 4.4, al Oeste de Fuerteventura, un centro de enriquecimiento, y en la imagen 4.5 un centro de enriquecimiento en el



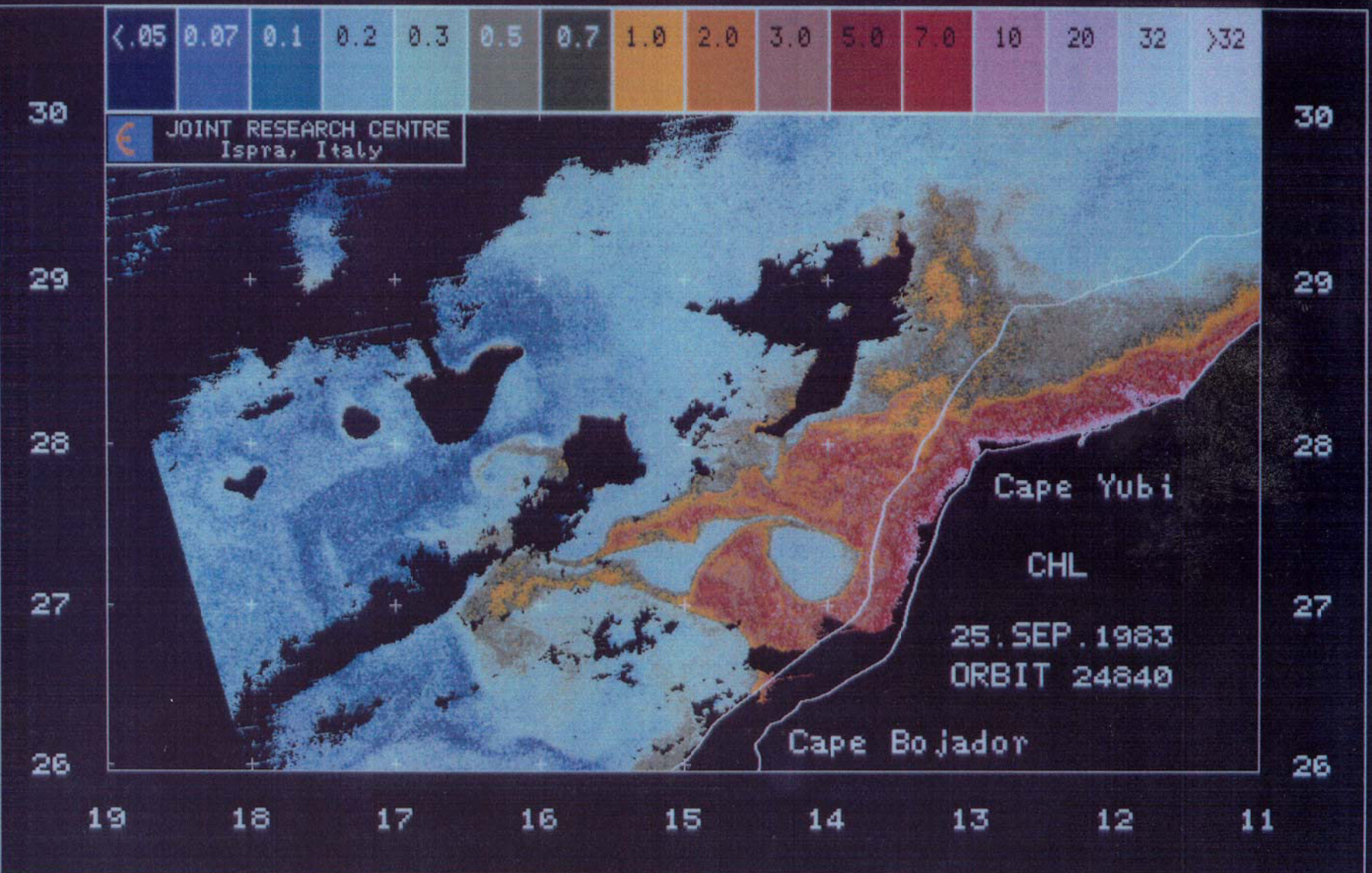


Imagen 4.4a. Imagen de CPC del 25 de Septiembre de 1983 (órbita 24840).



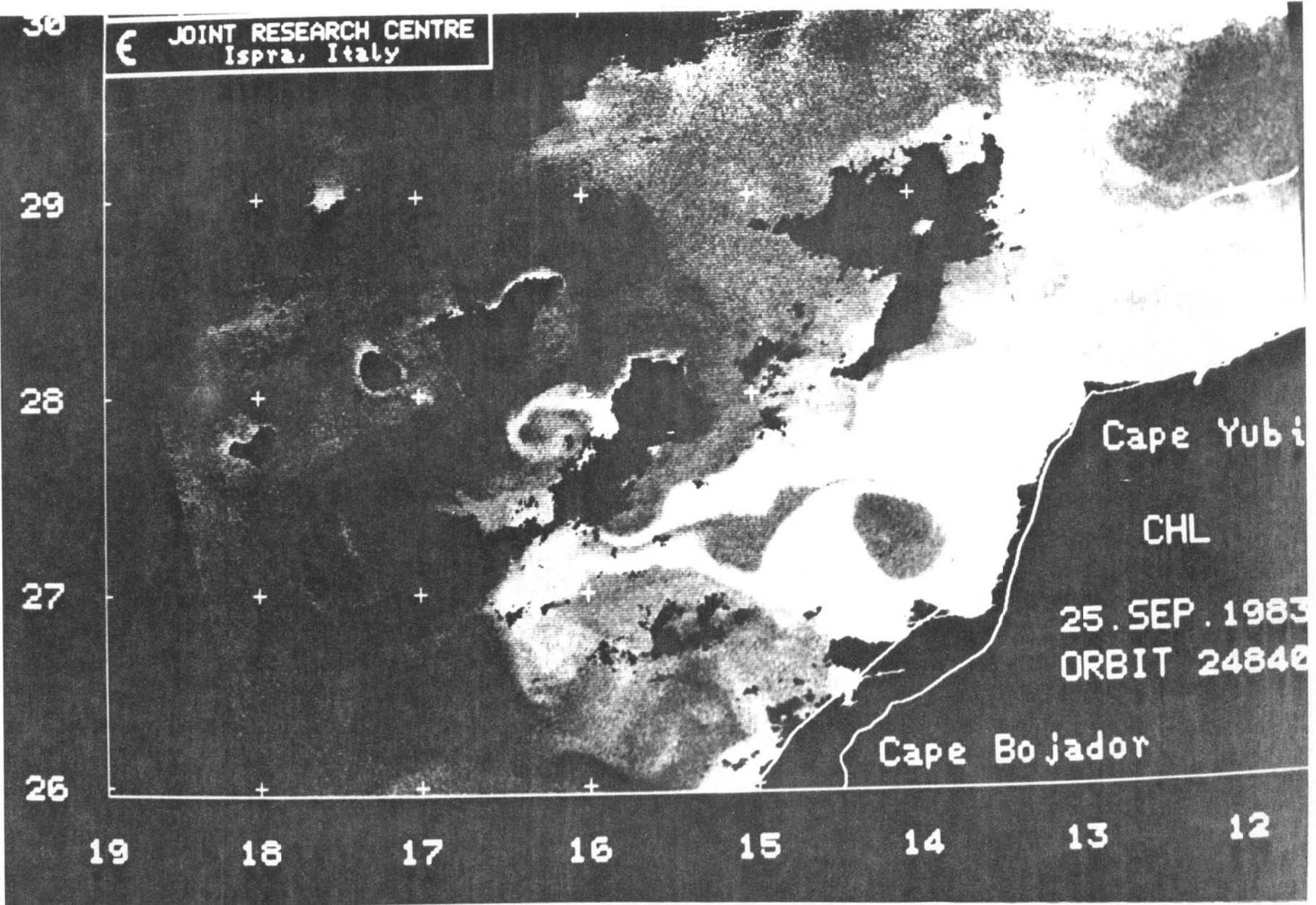


Imagen 4.4b. Imagen de CPC del 25 de Septiembre de 1983 (órbita 24840).



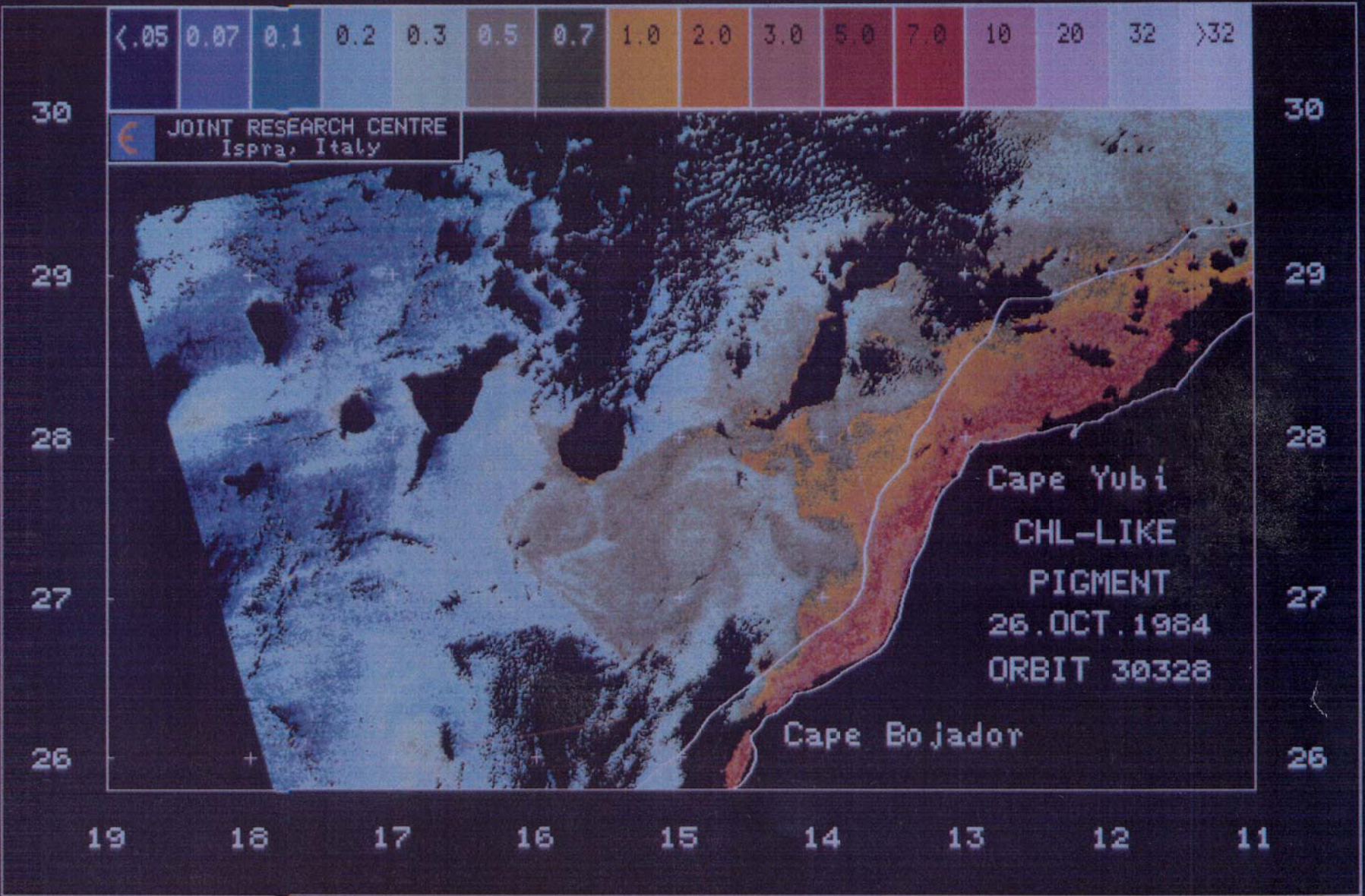


Imagen 4.5a. Imagen de CPC del 26 de Octubre de 1984 (órbita 30328).



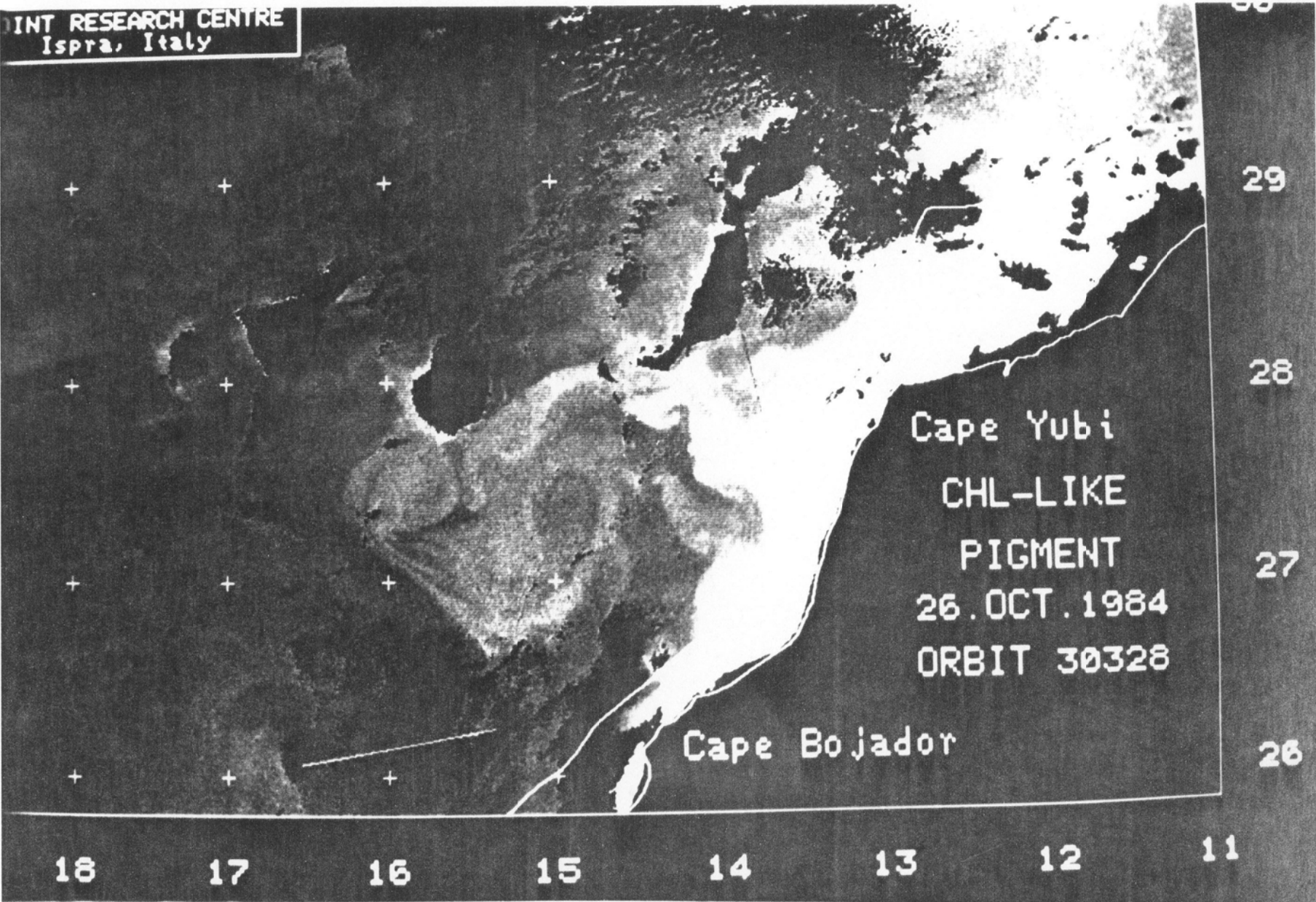


Imagen 4.5b. Imagen de CPC del 26 de Octubre de 1984 (órbita 30328).





Norte.

- \* Con respecto a las islas Occidentales, en la imagen 4.4 observamos un centro de enriquecimiento por los alrededores de Punta del Organo, zona Norte de la isla de Gomera, y dos centros de enriquecimiento en la isla de Hierro, uno en Punta de Salmor y el segundo en Punta de la Dehesa, ambos en la zona Norte de la isla. Por último, en la imagen 4.5, notamos a la isla de Gomera enriquecida, pero debido a la presencia de una nube no podemos precisar la localización del centro de enriquecimiento.

### 4.3.3. LAS ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS DE LAS ISLAS CANARIAS INDEPENDIENTES DEL AFLORAMIENTO

La imagen de CPC seleccionada como la más representativa de este tercer apartado es la imagen 4.6 de fecha 26 de Noviembre de 1983 (órbita 25697).

En la figura 4.4 mostramos los datos de viento relativos a esta imagen.

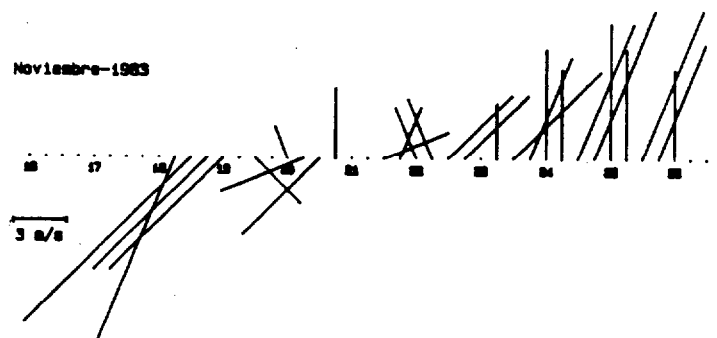


Figura 4.4. Datos de viento correspondientes a la imagen 4.6 proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

Esta imagen, aunque no muestra ninguna estructura en el afloramiento, nos permite observar un enriquecimiento y numerosas estructuras en las aguas oceánicas que rodean al Archipiélago Canario, estructuras que probablemente se han desarrollado inicialmente en el afloramiento y que, posteriormente, se han desprendido de él.

Para el análisis de este apartado procederemos estudiando, en primer lugar, las estructuras específicas del Archipiélago:

- \* Sin duda alguna, una de las estructuras primordiales que observamos es un filamento que tiene su origen en Punta Sardina (Noroeste de Gran Canaria), el cual bordea la costa Este de la isla de Tenerife y finaliza en un remolino ciclónico al Sur de esta isla. Queremos poner de relieve que este filamento se bifurca justo al Sur de Tenerife y se acerca a otro filamento cuyo origen es el remolino anticiclónico de la estructura tipo doble vórtice que existe en el Sur de Gran Canaria.
- \* Otra característica observada es la presencia de dos centros de enriquecimiento en la costa occidental de Fuerteventura, uno en Punta de la Herradura (zona centro) y otro en Punta del Tostón o de la Ballena (zona Norte). En el primer centro de enriquecimiento mencionado existe un filamento de mayor intensidad que el de Gran Canaria, dirigido hacia el Noroeste. En el Sur de Fuerteventura, por los alrededores de Punta Pesebre, apreciamos un enriquecimiento general al igual que en toda la costa Oeste de la isla.
- \* En el sector Norte del occidente de Lanzarote advertimos un mayor enriquecimiento con respecto al sector Sur.
- \* En la isla de Tenerife encontramos las siguientes estructuras: en Punta Hidalgo (zona Norte) existe un centro de enriquecimiento que en otras ocasiones lo hemos encontrado más intenso; detectamos, además, una estructura al Norte de Punta Anaga (zona Norte), aunque únicamente la hemos encontrado en esta imagen; por último, en Punta de Buenavista (zona Norte) observamos una estructura de tipo filamento de poca intensidad dirigida hacia el Noroeste.
- \* En las tres islas Occidentales restantes, distinguimos en la isla de Gomera un centro de enriquecimiento localizado en Punta del Organo (zona Norte). En la isla de La Palma advertimos dos centros de enriquecimiento, uno en Punta del Mudo y otro en Punta Gorda, ambos localizados en la zona Norte de la isla. Por último, en el Norte de la isla de Hierro observamos también dos centros de enriquecimiento, uno en la Punta del Salmor y otro en Punta de la Dehesa.

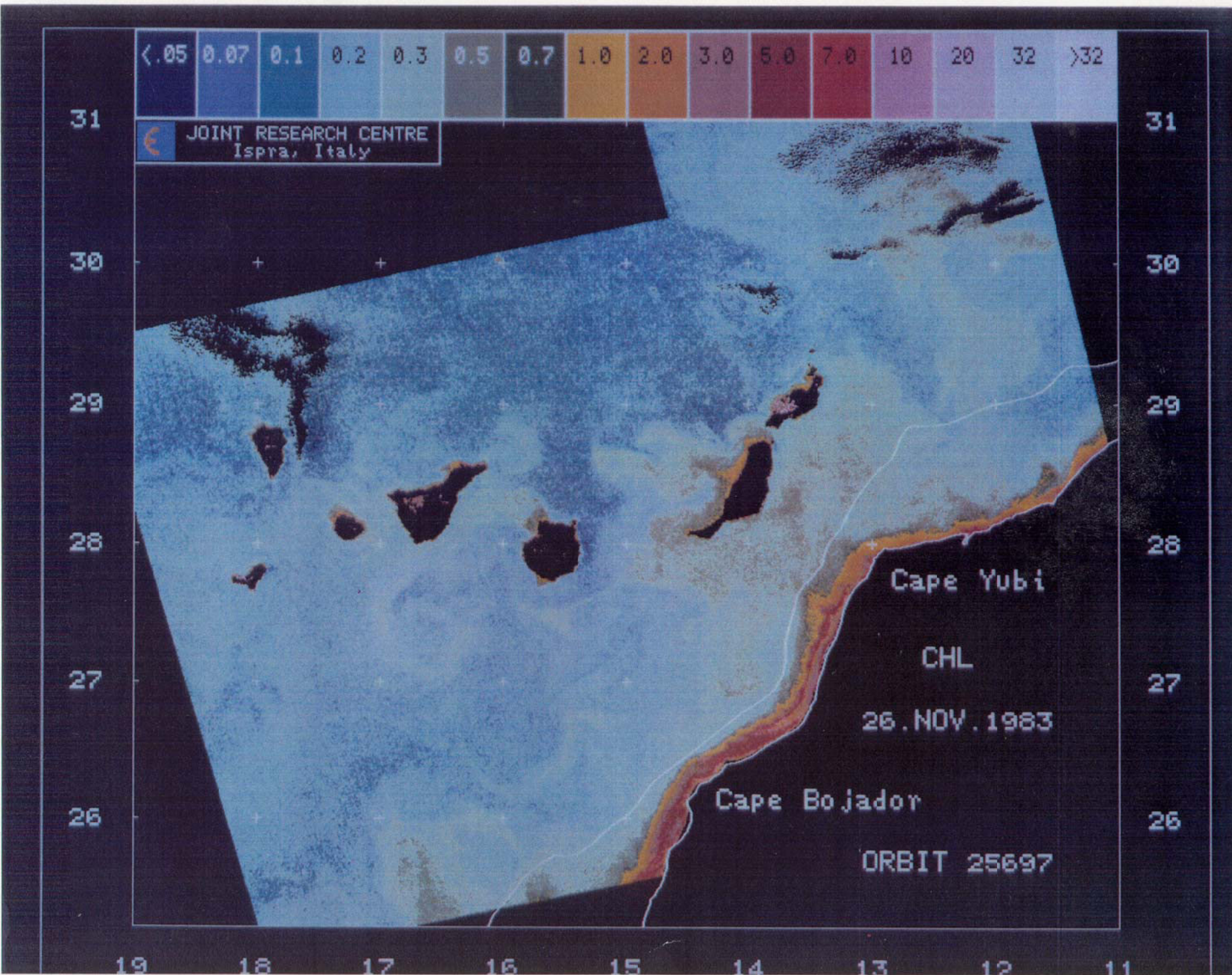


Imagen 4.6a. Imagen de CPC del 26 de Noviembre de 1983 (órbita 25697).



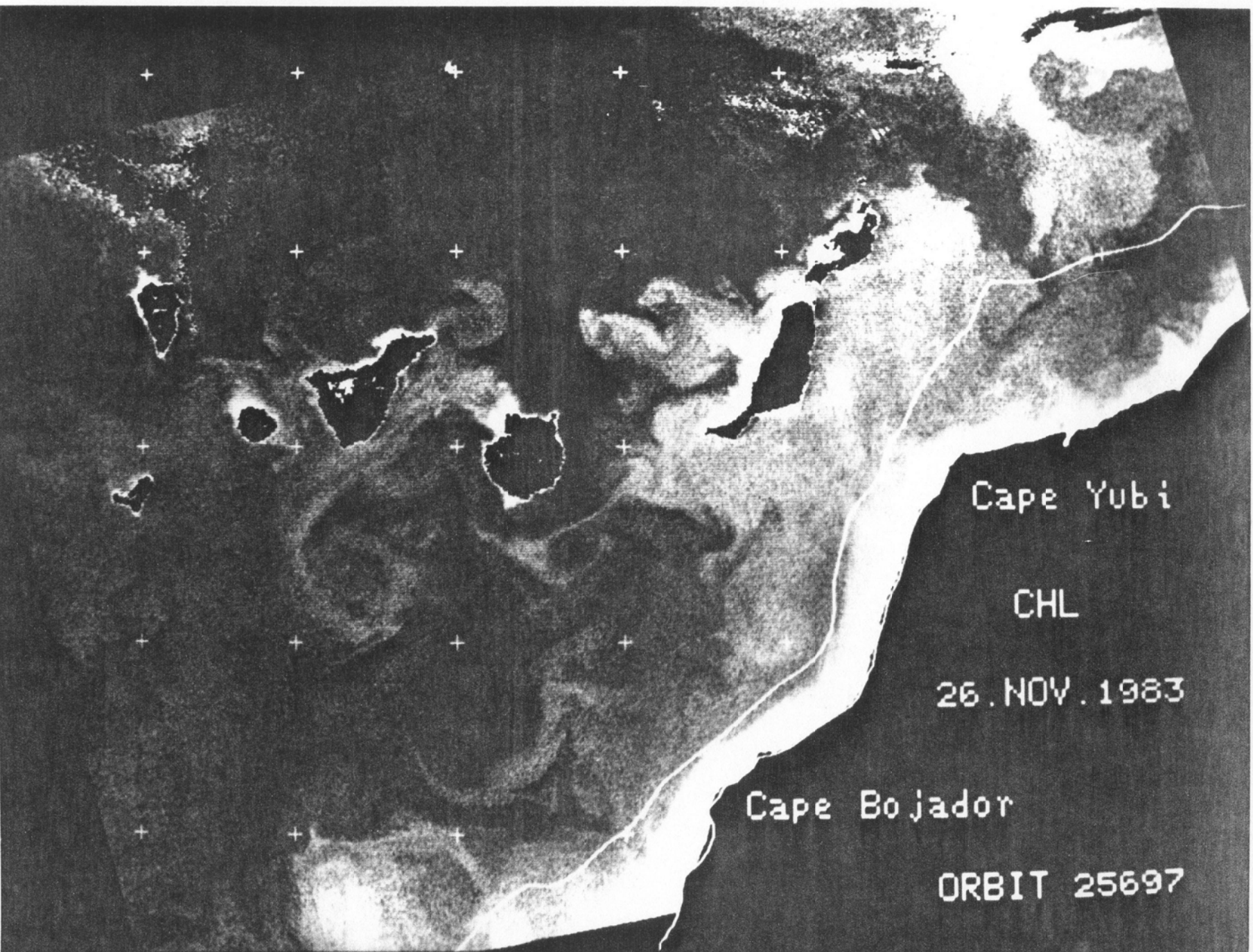


Imagen 4.6b. Imagen de CPC del 26 de Noviembre de 1983 (órbita 25697).



A continuación, estudiaremos aquellas otras estructuras presentes en las aguas cercanas al Archipiélago, probablemente han tenido su origen en el afloramiento:

- \* Advertimos un enriquecimiento al Este de Lanzarote y Fuerteventura próximo a otro enriquecimiento que se extiende desde el Banco de la Concepción hasta la costa africana, al Norte de Cabo Juby, de forma muy irregular.
- \* Hacemos notar también un enriquecimiento que se despliega desde Cabo Juby hasta el Sur de Fuerteventura y la presencia de un filamento que, dirigido desde el Sur de Fuerteventura hacia Gran Canaria, acaba en la estructura tipo doble vórtice mencionada con anterioridad.

Finalmente, y para concluir con el estudio de este apartado, hemos de mencionar dos estructuras separadas del afloramiento que no repercuten en las aguas oceánicas cercanas al Archipiélago: la primera de ellas se halla situada en los alrededores de Cabo Bojador mientras que la segunda es un filamento localizado al Sur de Cabo Bojador y originado en Dakhla, aunque la imagen mostrada no permite observar este origen.

#### 4.4. ESTUDIO DE UNA IMAGEN DE CONCENTRACIÓN DE PIGMENTO DE TIPO CLOROFÍLICO

Mostramos aquí la imagen 4.7, imagen de CPC correspondiente al 5 de Diciembre de 1982 (órbita 20776), con el objeto de estudiar conjuntamente los tres apartados en que ha sido dividido este capítulo. Nuestro propósito será constatar que las estructuras observadas en nuestro trabajo no constituyen fenómenos excepcionales sino que, por el contrario, coinciden con la tónica general de los estudios oceanográficos. Por ello, nos referiremos a continuación, no sólo a aquellos autores que han analizado otras regiones del océano evidenciando idénticos fenómenos, sino también a aquellos otros que han trabajado con medidas in situ en el área bajo estudio insinuando o señalando algunas de las estructuras que nosotros encontramos aunque, como hemos afirmado en otra ocasión, las observaciones oceanográficas efectuadas en esta área han sido escasas y esporádicas.

El Dr. J. Arístegui, muy amablemente, nos ha permitido el acceso a los datos de la campaña ECOS 8605 realizada en las Islas Canarias en Mayo de 1986. Estos datos, únicos a los que hemos tenido acceso por el momento, serán

citados a propósito de las estructuras oceanográficas de las Islas Canarias independientes del afloramiento porque, aunque corresponden a una estación de año distinta a esta imagen, confirman varias de las estructuras oceanográficas que hemos mencionado y que mencionaremos.

En la figura 4.5 mostramos, como viene siendo habitual, los datos de viento proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

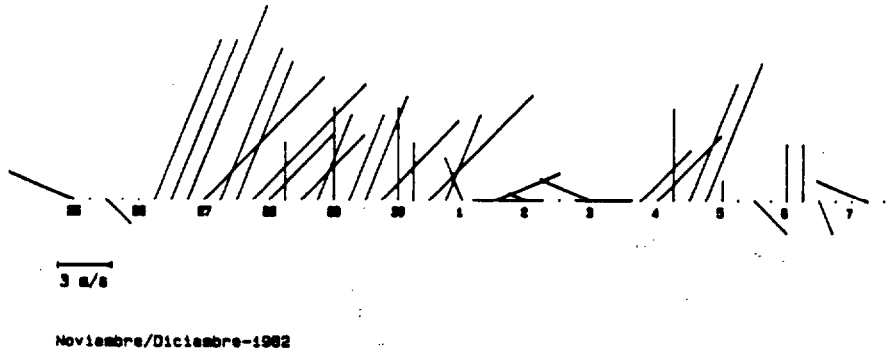


Figura 4.5. Datos de viento correspondientes a la imagen 4.7 proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

### 1. El Afloramiento del Noroeste de Africa cercano a las Islas Canarias

En el afloramiento observamos estructuras similares a las estudiadas en las imágenes mostradas anteriormente. Hemos de reseñar el doble vórtice en las cercanías de Cabo Bojador de relativa alta concentración de pigmento de tipo clorofílico, aunque el remolino anticiclónico no se distingue con nitidez. Dobles vórtices también han sido observados en otras áreas oceánicas: en la entrada del Canal de Santa Bárbara, California, con imágenes secuenciales del infrarrojo del AVHRR (Sheres y Kenyon 1989); en la corriente costera de Alaska cerca de la isla Kayard, observados con imágenes del TM en el visible (Ahlnas *et al.* 1987); en el Mediterráneo, alrededor de 7°E, con una imagen del infrarrojo del AVHRR (Arnone y La Violette 1986); cerca de San Francisco, California, con imágenes de CPC, donde presentan un pequeño gradiente a través de su frontera (Peláez y McGowan 1986); por último, aunque podríamos citar algunos más, en la isla de Vancouver, Canadá, con imágenes del infrarrojo del AVHRR (Ikeda *et al.* 1984).



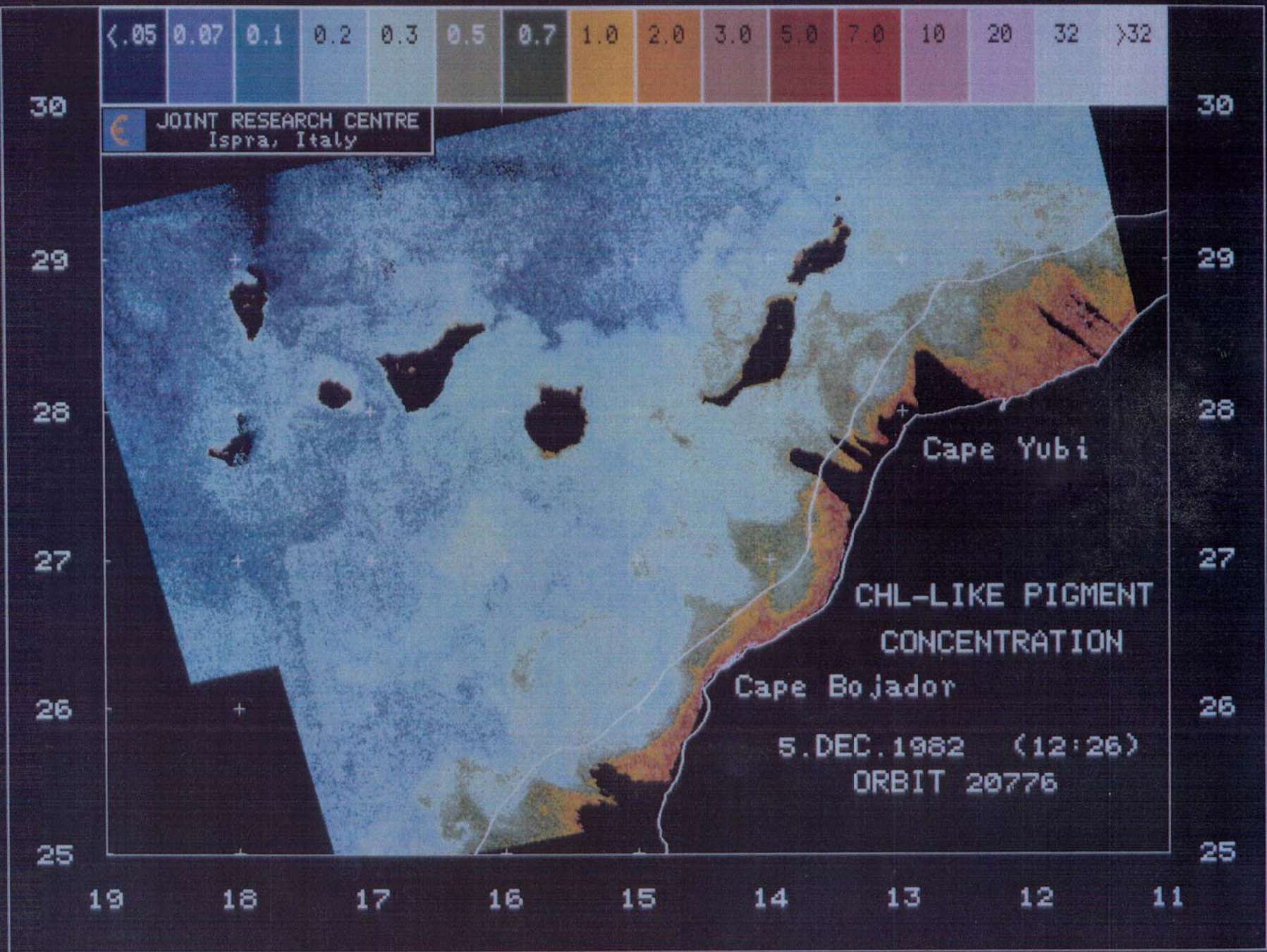


Imagen 4.7a. Imagen de CPC del 5 de Diciembre de 1982 (órbita 20776).



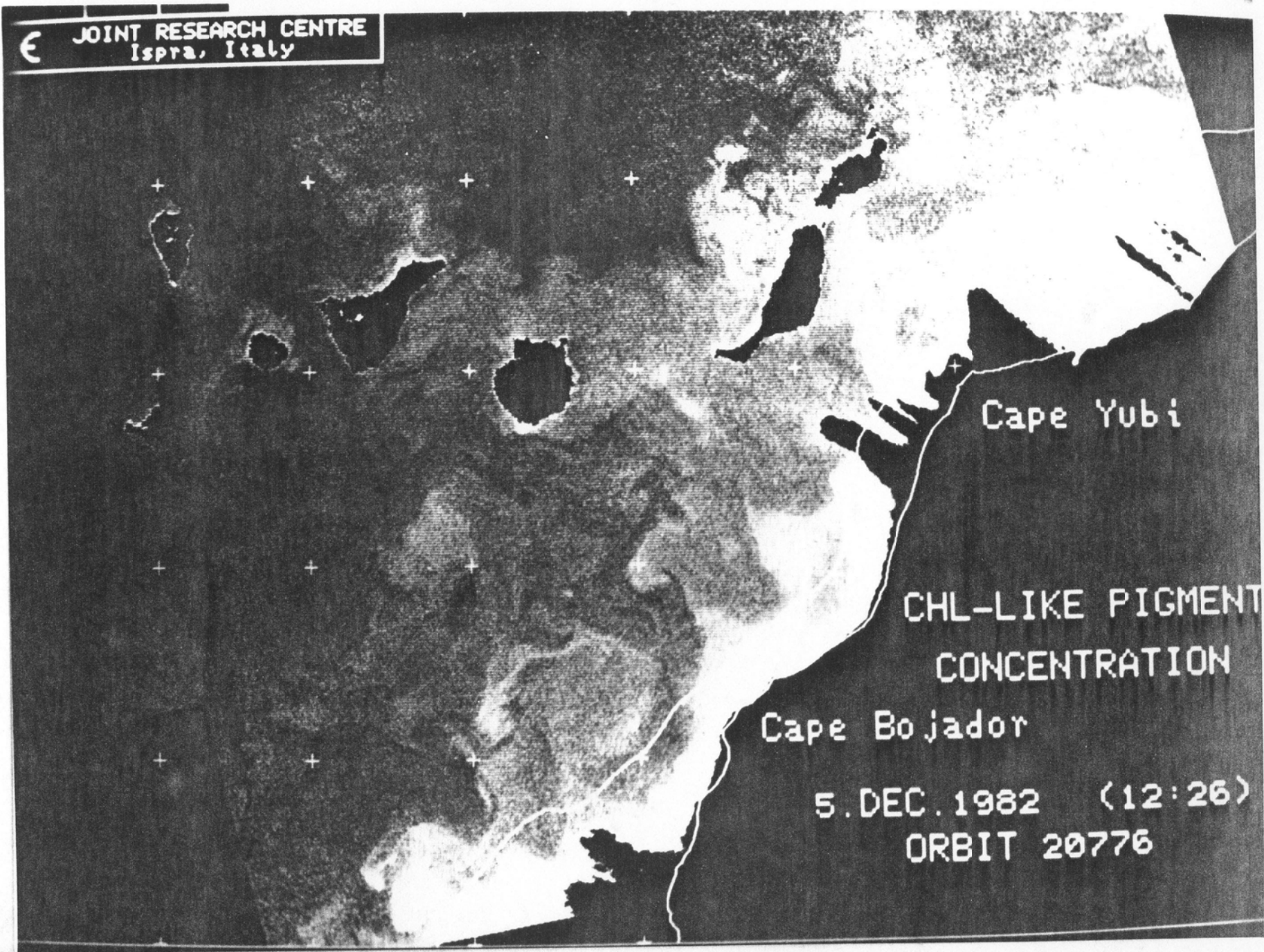


Imagen 4.7b. Imagen de CPC del 5 de Diciembre de 1982 (órbita 20776).



En cuanto a los filamentos de afloramiento constatados en esta y en las restantes imágenes presentadas, ya han sido observados, y algunos estudiados, por medio de imágenes tanto de TSM como de CPC en diferentes zonas: al Norte de Punta Arguello, California (Washburn y Armi 1988); en Cabo Ghir, Noroeste de Africa (Nykjaer *et al.* 1988); en Cabo Blanco, Cabo Ghir y Cabo Juby (Van Camp *et al.* remitido a *Progress in Oceanography*); cerca de Punta Arena, California (Flament *et al.* 1985); en Cabo Columbine y Cabo Península, costa Oeste de Suráfrica (Shannon *et al.* 1984); por último, debemos resaltar una estructura excepcional, observada mediante imágenes de TSM, como es un afloramiento persistente en los Golfos de Panamá y Papagayo con un filamento, excepcional también, que llega a las Islas Galápagos, sobre los 1000 Km hacia el Suroeste del Golfo de Panamá (Legeckis 1988).

Más específicamente y en relación con nuestra área bajo estudio, La Violette (1974) en Agosto de 1973, estudió, con datos del infrarrojo del NOAA-2 y AXBT, un filamento localizado en Cabo Bojador y dirigido hacia el Noroeste que, en días sucesivos, se desprendía de la zona costera para formar una estructura independiente del afloramiento, estructura que estaba ausente debajo de los 50 m y que gradualmente disminuía de tamaño, debido tanto al hundimiento como al calentamiento superficial. Observó, también, el comienzo de un posible filamento entre Cabo Juby y Cabo Bojador.

Recordemos que diferentes autores ya mencionados han localizado, en el área bajo estudio, los centros de afloramiento costero más intensos en Cabo Juby y Cabo Bojador. Tenemos que apuntar, además, que la circulación geostrofica calculada por Fedoseev (1970) localiza, entre 25°N y 29°N, dos contracorrientes asociadas a dos remolinos ciclónicos estacionales, con longitud de 100 a 300 Km, generados en:

- un poco al Norte de Cabo Juby, en primavera y verano
- en los alrededores de Cabo Bojador, en invierno y primavera

aunque Molina (1976) señala que no parece haber confirmación de ambos remolinos.

## 2. La repercusión del afloramiento en las Islas Canarias

En esta imagen de CPC, al igual que en otras estudiadas con anterioridad, observamos el enriquecimiento al Este de Fuerteventura y Lanzarote. Una confirmación de este hecho la tenemos en el trabajo de La Violette (1974) ya citado, quien no observa ningún filamento en Cabo Juby, pero sí localiza agua fría inferior a 20°C relativamente cercana a la costa de Fuerteventura. Sin embargo, y prosiguiendo con sus observaciones, La Violette (1974) señaló que una semana más tarde el agua inferior a 20°C se había desplazado hacia la costa de Africa. De igual modo, tenemos que recordar el trabajo de Braun *et al.* (1976) ya nombrado. Ellos obtuvieron que la biomasa del fitoplacton en superficie en estaciones oceánicas muestra valores superiores a 0,5 mg/m<sup>3</sup> al Este de las islas de Lanzarote y Fuerteventura prolongados hacia la costa africana, valores muy altos si los comparamos con los normalmente encontrados en esta zona (De León y Braun 1973).

Esta imagen de CPC presenta un enriquecimiento entre las islas de Gran Canaria y Fuerteventura que podría ser un resto de filamento del afloramiento, pero no lo podemos asegurar con los datos de que disponemos.

## 3. Las estructuras oceanográficas de las Islas Canarias independientes del afloramiento

En la imagen de CPC mostrada en este apartado lo primero que nos llama la atención es el remolino ciclónico que se observa en el Suroeste de Gran Canaria. Podemos comprobar con claridad que este remolino es totalmente independiente del afloramiento, aunque pudiera haberse formado en él y haberse desprendido posteriormente.

Recordemos en este sentido que La Violette (1974) localiza también esta estructura al Suroeste de Gran Canaria con datos del infrarrojo del NOAA-2, sugiriendo que pudiera ser un resto de filamento.

Este mismo remolino se halla presente de igual forma en las imágenes de TSM de datos GAC correspondientes al 6 y 7 de Diciembre de 1982 (imágenes 4.1 y 4.2). Hemos querido hacer un estudio de este remolino

durante estos tres días con la finalidad de analizar su comportamiento. Para ello, hemos convertido la imagen de CPC a la misma resolución espacial que las imágenes de TSM y hemos realizado dos transectos, de Norte a Sur y de Oeste a Este, atravesando este remolino. Las figuras 4.6 y 4.7 muestran los resultados de estos transectos, donde se puede comprobar la relación inversa, como es lógico, existente entre la concentración de pigmento de tipo clorofílico y la temperatura superficial del mar. Del mismo modo, podemos comprobar también que esta estructura se manifiesta tanto en la capa subsuperficial como en la más superficial del océano, teniendo en cuenta que la capa subsuperficial que repercute en la señal que recibe el CZCS es aproximadamente la mitad de la profundidad del disco de Secchi (Hojerslev 1977) y que la señal que miden los sensores infrarrojos proviene de la capa más superficial del océano (10  $\mu\text{m}$ , Maul 1985). Debido a que el método aplicado para la corrección geométrica tiene como máximo 2 pixels de error, no podemos afirmar que este remolino se haya desplazado, puesto que el posible movimiento está dentro de este error.

La presencia de remolinos, bien unidos al área costera o bien con independencia de ella, no constituye un hecho insólito puesto que ya ha sido observado en otras áreas geográficas: Peláez (1987), entre Los Angeles y La Jolla, California; Arnone y La Violette (1986), en el Mediterráneo; Peláez y McGowan (1986) entre San Francisco y San Quintín, California; Vukovich y Crissman (1980), Gordon *et al.* (1982) y Cornillon *et al.* (1986), en la Corriente del Golfo; Ikeda *et al.* (1984) y Thomson y Gower (1985), entre otros, en la Isla de Vancouver, Canada; Caraux y Austin (1984), en el Golfo de Lyon, en el Noroeste del Mediterráneo; por último, Bernstein *et al.* (1977) observan la presencia de un remolino recurrente en aguas oceánicas de la Corriente de California, remolino estudiado por Simpson *et al.* (1986) y Hauri *et al.* (1986). En Robinson (1983) podemos encontrar una recopilación de los remolinos en oceanografía.

Nuestra imagen nos permite observar de nuevo, el filamento cuyo origen es Punta Sardina (zona Noroeste de Gran Canaria), en este caso de muy poca intensidad. En este sentido, tenemos que reseñar el trabajo de Mascareño y Molina (1970) cuyos mapas de isotermas presentados, realizados en una campaña que se desarrolló desde el 21 de Agosto hasta el 23 de Septiembre de 1966, insinúan este filamento.

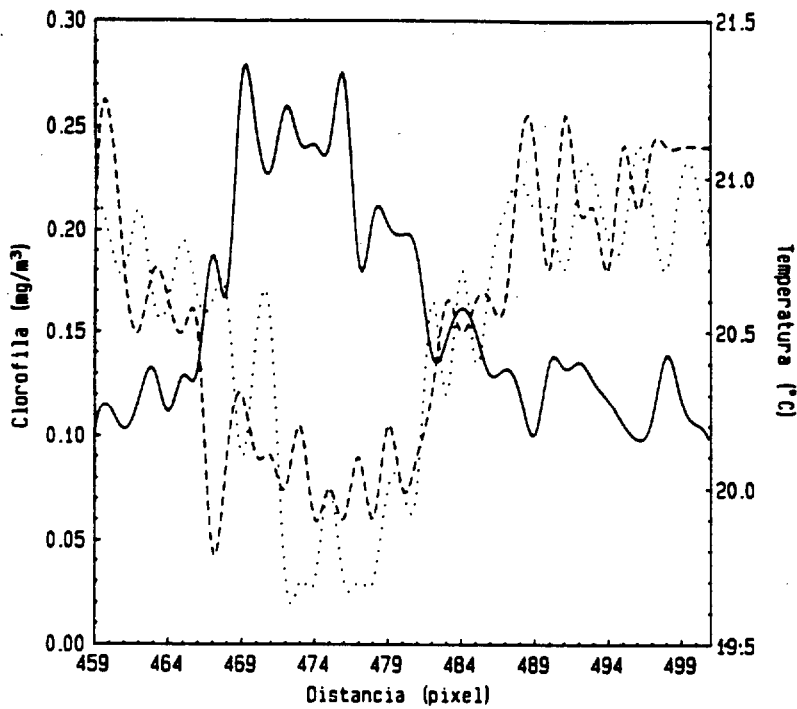


Figura 4.6. Resultado del transecto que atraviesa el remolino de Norte a Sur. La línea continua es el resultado del transecto correspondiente a la imagen del 5 de Diciembre de 1982 (imagen 4.7 de CPC); la línea discontinua es el resultado del transecto correspondiente a la imagen del 6 de Diciembre de 1982 (imagen 4.1. de TSM) y la línea a puntos es el resultado del transecto correspondiente a la imagen del 7 de Diciembre de 1982 (imagen 4.2 de TSM).

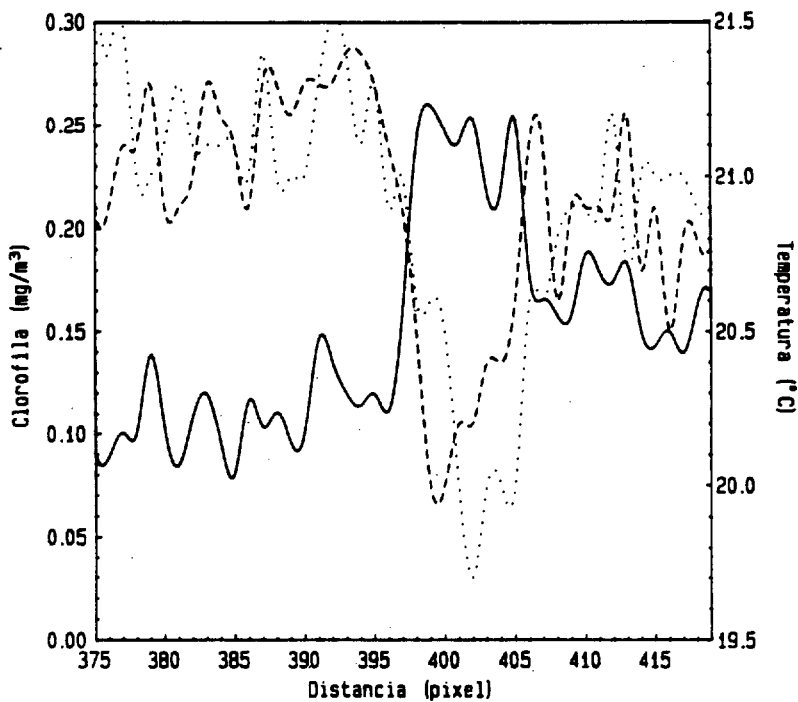


Figura 4.7. Resultado del transecto que atraviesa el remolino de Oeste a Este. La línea continua es el resultado del transecto correspondiente a la imagen del 5 de Diciembre de 1982 (imagen 4.7 de CPC); la línea discontinua es el resultado del transecto correspondiente a la imagen del 6 de Diciembre de 1982 (imagen 4.1. de TSM) y la línea a puntos es el resultado del transecto correspondiente a la imagen del 7 de Diciembre de 1982 (imagen 4.2 de TSM).



En la costa occidental de la isla de Fuerteventura apreciamos de nuevo el centro de enriquecimiento en Punta de la Herradura con un filamento dirigido hacia el Norte. Tenemos que resaltar el último trabajo publicado por Molina y Laatzen (1989) quienes, en una campaña realizada en Septiembre de 1979, detectan afloramiento de aguas procedentes de, al menos, 40 m de profundidad junto a la costa occidental de Fuerteventura. Si se confirma el trabajo de Molina y Laatzen (1989), este centro de enriquecimiento tiene que ser considerado, entonces, un centro de afloramiento y su filamento sería simplemente, por tanto, un filamento de afloramiento.

Es de reseñar, también, que la campaña ECOS 8605 detecta en aguas superficiales una concentración de clorofila a relativamente alta en la costa Oeste de la isla de Fuerteventura, lo que podría confirmar la presencia de afloramiento y cierta actividad biológica en esta zona. Recordemos también el trabajo de Real *et al.* (1981) quienes obtienen un valor máximo de clorofila a en la costa occidental de Fuerteventura en una campaña realizada en las aguas costeras de las Islas Canarias.

Podemos observar también en la imagen, aunque no de forma muy intensa en esta ocasión, la estructura tipo interrogación en el canal que forman las islas de Lanzarote y Fuerteventura. Con respecto a otras regiones oceánicas, Lagerloef y Bernstein (1988) muestran esta misma estructura.

Asimismo observamos un centro de enriquecimiento en la isla de Tenerife, en Punta Hidalgo (zona Norte), con un filamento de muy poca intensidad. Recordemos en este sentido que Molina y Laatzen (1989) realizaron una serie de estaciones en Punta Hidalgo y Punta de Buenavista debido a que "los vientos alisios podrían producir afloramientos locales". Estos autores no detectaron afloramiento pero sí indicaron que en el momento de realizar las estaciones así como en los días inmediatamente anteriores, los vientos no fueron favorables para el afloramiento.

Por último, observamos la Gomera bastante enriquecida y un filamento, de muy poca intensidad, dirigido hacia el Hierro. La campaña ECOS 8605 no nos aporta gran información ya que se realizaron muy pocas medidas en las islas Occidentales pero obtuvieron, con sorpresa, al Norte de La Palma, agua más fría y una concentración de clorofila a cercana a  $0,6 \text{ mg/m}^3$  en

aguas superficiales, cantidad muy superior a las obtenidas en otras zonas de la isla que eran de alrededor de  $0,1 \text{ mg/m}^3$ . Esto podría confirmar lo observado en Punta del Mudo (zona Norte de la isla de La Palma) a través de otras imágenes y de esta misma.

#### 4.5. ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS RECURRENTE EN RELACION CON LA BATIMETRÍA

Para comprender la existencia de estas estructuras, el porqué y cómo cambian, necesitaríamos una gran variedad de medidas oceanográficas (físicas, químicas y biológicas) simultáneas a las imágenes que no hemos podido obtener por la no disponibilidad en el área bajo estudio. Por ello, nosotros nos limitaremos en este apartado a estudiar la posible relación existente entre las estructuras oceanográficas observadas y la batimetría.

En los mapas 4.1 y siguientes mostramos las isóbatas de 30, 200, 1000, 2000 y 3000 m de las distintas islas. Las estructuras representadas en cada uno de estos mapas son las señaladas en las imágenes mostradas. Hemos delineado cada una de las estructuras en el lugar donde había un alto gradiente de contenido de concentración de pigmentos, utilizando técnicas de falso color y de mejora de imagen.

La primera observación de interés que hemos de realizar es que los centros de enriquecimiento de las zonas costeras están asociados a puntas de la costa de las islas, aunque no por ello hemos de considerar que todas las puntas costeras han de contar con un centro de enriquecimiento. Para facilitar su comprobación, hemos representado en los mapas batimétricos (ver mapas 4.1 a 4.5) los centros de enriquecimiento ya señalados en las imágenes estudiadas con sus filamentos asociados, siempre y cuando existan.

En los mapas 4.1 y 4.2 correspondientes a las islas de Fuerteventura y Hierro, respectivamente, hacemos notar que los centros de enriquecimiento no siempre se sitúan en la misma punta costera sino en zonas geográficas vecinas, fenómeno que podría ser debido a la complejidad de la circulación costera.

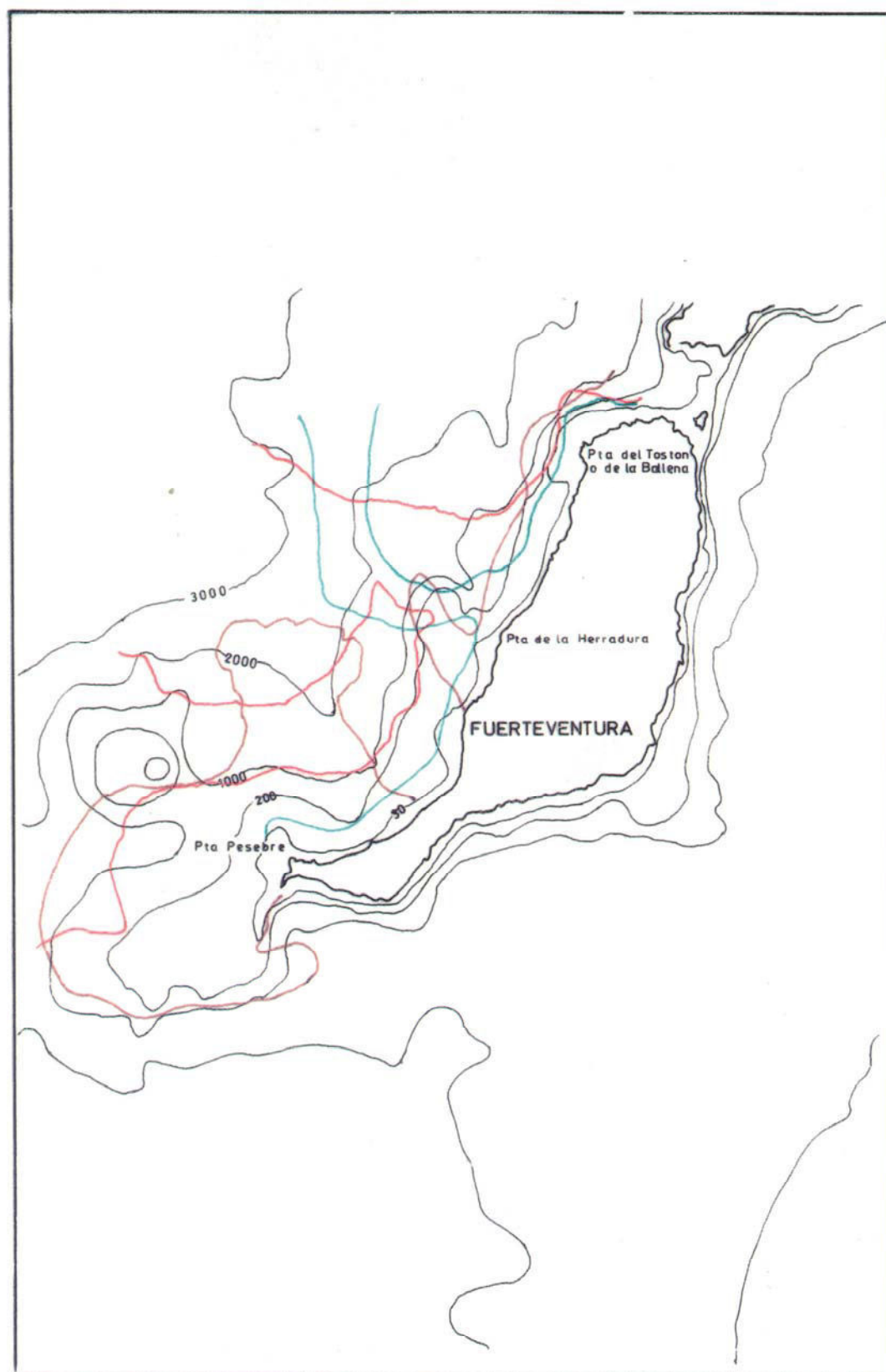
En los mapas citados y en el mapa 4.3, correspondiente a la isla de Gomera, podemos comprobar que estos enriquecimientos, aun siendo estructuras recurrentes, pueden cambiar en extensión e intensidad.

Tras el estudio de las imágenes realizado en apartados anteriores ya nos planteamos el porqué del mayor enriquecimiento en el sector Norte de la isla de Lanzarote con respecto al sector Sur (representado en el mapa 4.6) y del enriquecimiento en la costa Oeste de la isla de Fuerteventura y de los alrededores de Punta Pesebre (representado en el mapa 4.1). En relación con estos mapas batimétricos, estos enriquecimientos podrían ser debidos a la menor pendiente que existe en estas zonas. Sin embargo, no debemos confundir como recordamos al comienzo de este capítulo estos enriquecimientos con sedimentos del fondo resuspendidos. Hemos comprobado que efectivamente de ningún modo estos enriquecimientos ni ningún otro presentado hasta el momento pueden ser considerados como sedimentos. La confirmación de este hecho podemos obtenerla en el mapa 4.7 correspondiente a la isla de Gran Canaria, donde hemos representado el *enriquecimiento* encontrado en la imagen 4.6, que coincide aproximadamente con la isóbata de 30 m lo que nos confirma que, en este caso, sí son sedimentos.

Hemos dejado para el final de este apartado el estudio del filamento originado en la costa Oeste de Gran Canaria. En el mapa 4.8 hemos representado el filamento que aparece en cada una de las imágenes mostradas en que Gran Canaria está presente. No hemos representado el filamento analizado en la imagen 4.7, aunque sí el remolino ciclónico, porque coincide aproximadamente con el comienzo del filamento de la imagen 4.6 con lo que su representación disturbaría el mapa. La primera consecuencia que podemos extraer tras la observación de este mapa es que el filamento siempre tiene su origen en una punta costera aunque no siempre la misma.

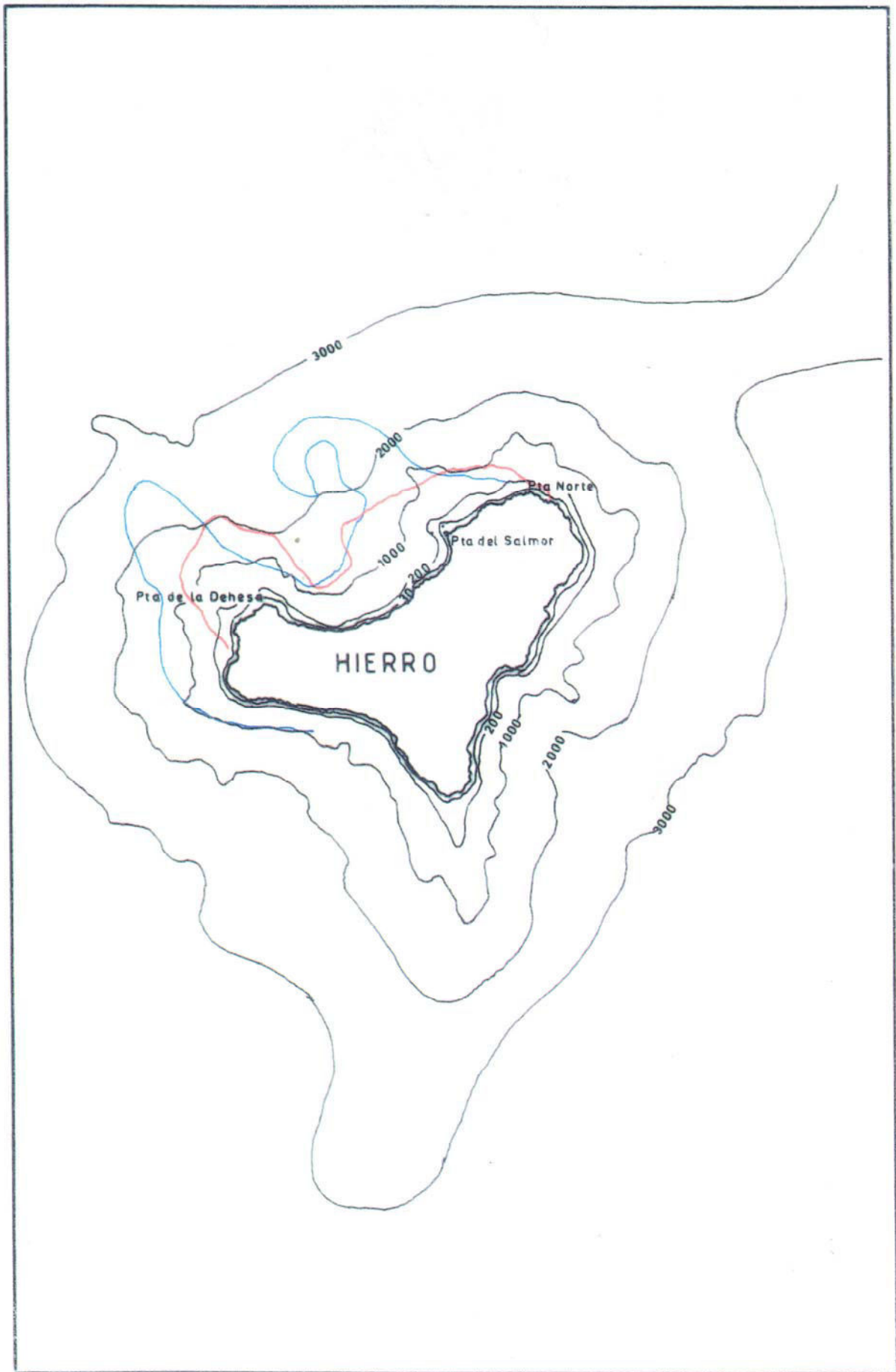
La observación de este mapa nos podría mostrar el origen y evolución de los remolinos, si bien en este mapa hemos representado imágenes no consecutivas. En este sentido, queremos hacer notar que en la representación correspondiente a la imagen 4.6, aparte de existir el remolino al final del filamento, éste se bifurca justo al Sur de Tenerife que podría ser debido al comienzo de otro remolino. Sugerimos para un futuro trabajo el procesamiento de imágenes menos distanciadas en el tiempo con el objeto de comprobarlo.





Mapa 4.1. Mapa batimétrico de la isla de Fuerteventura en el que hemos representado las estructuras de la imagen 4.3 (color marrón), imagen 4.6 (color rojo) e imagen 4.7 (color verde).

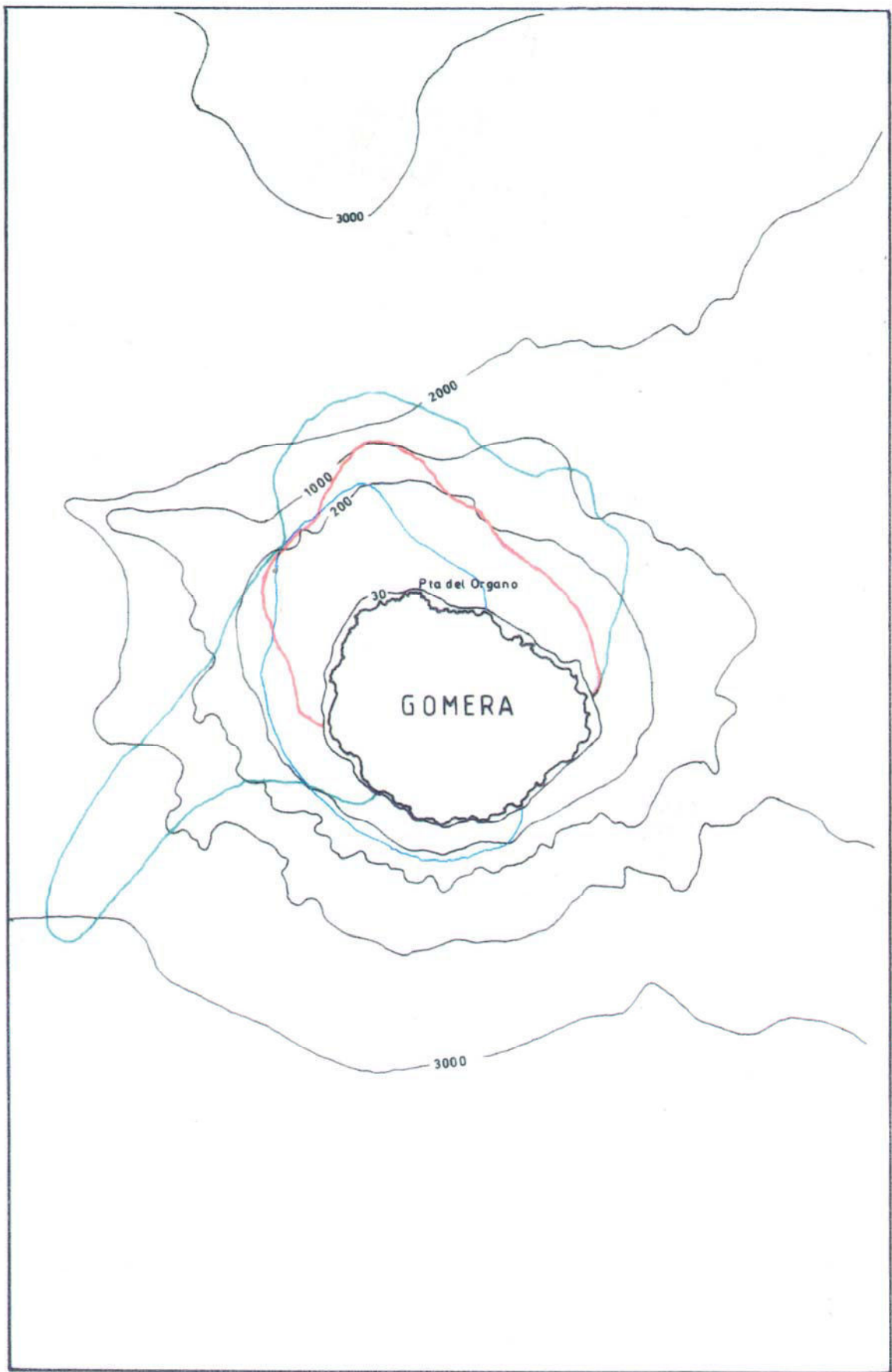




Mapa 4.2. Mapa batimétrico de la isla de Hierro en el que hemos representado las estructuras de la imagen 4.4 (color azul) e imagen 4.6 (color rojo).

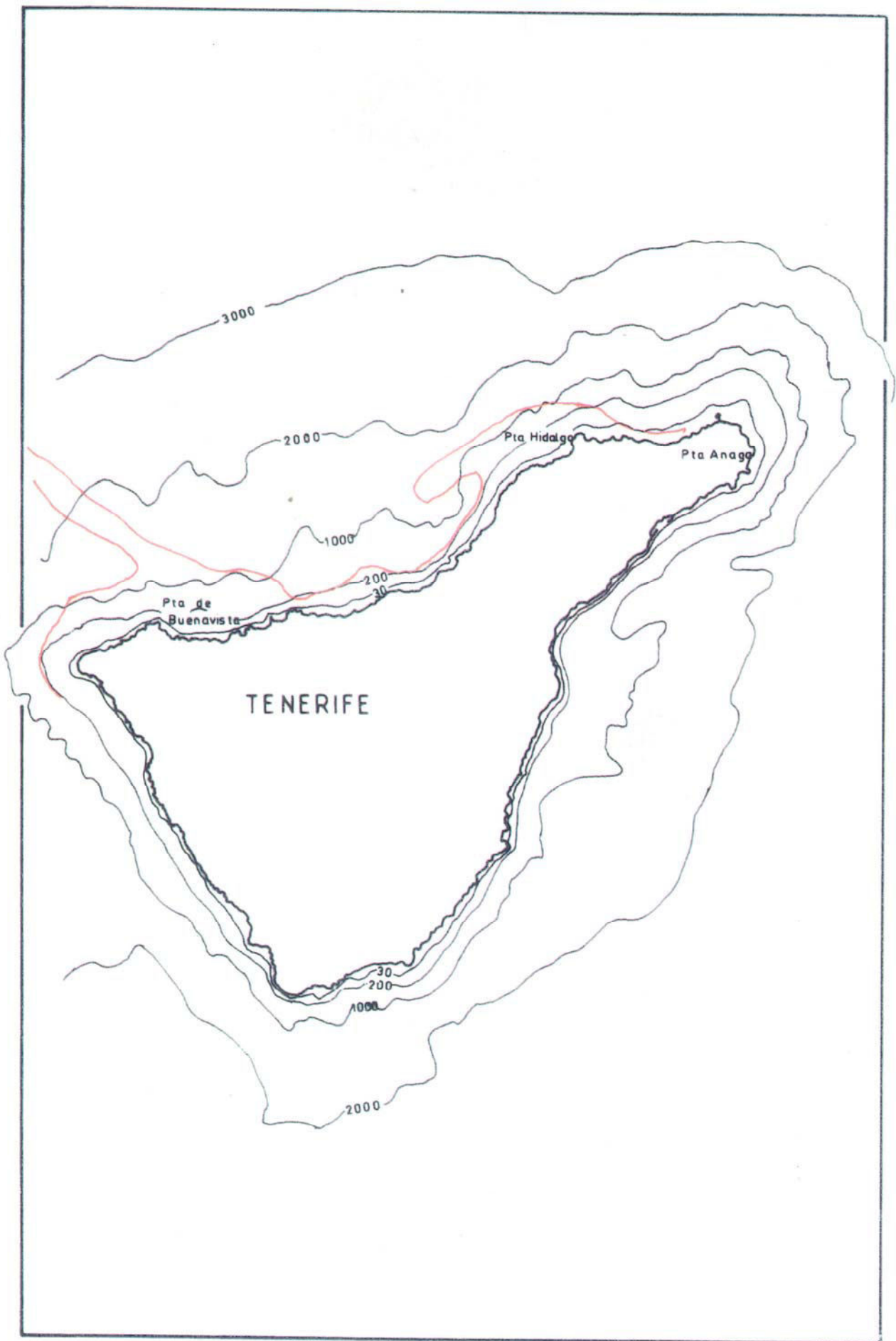






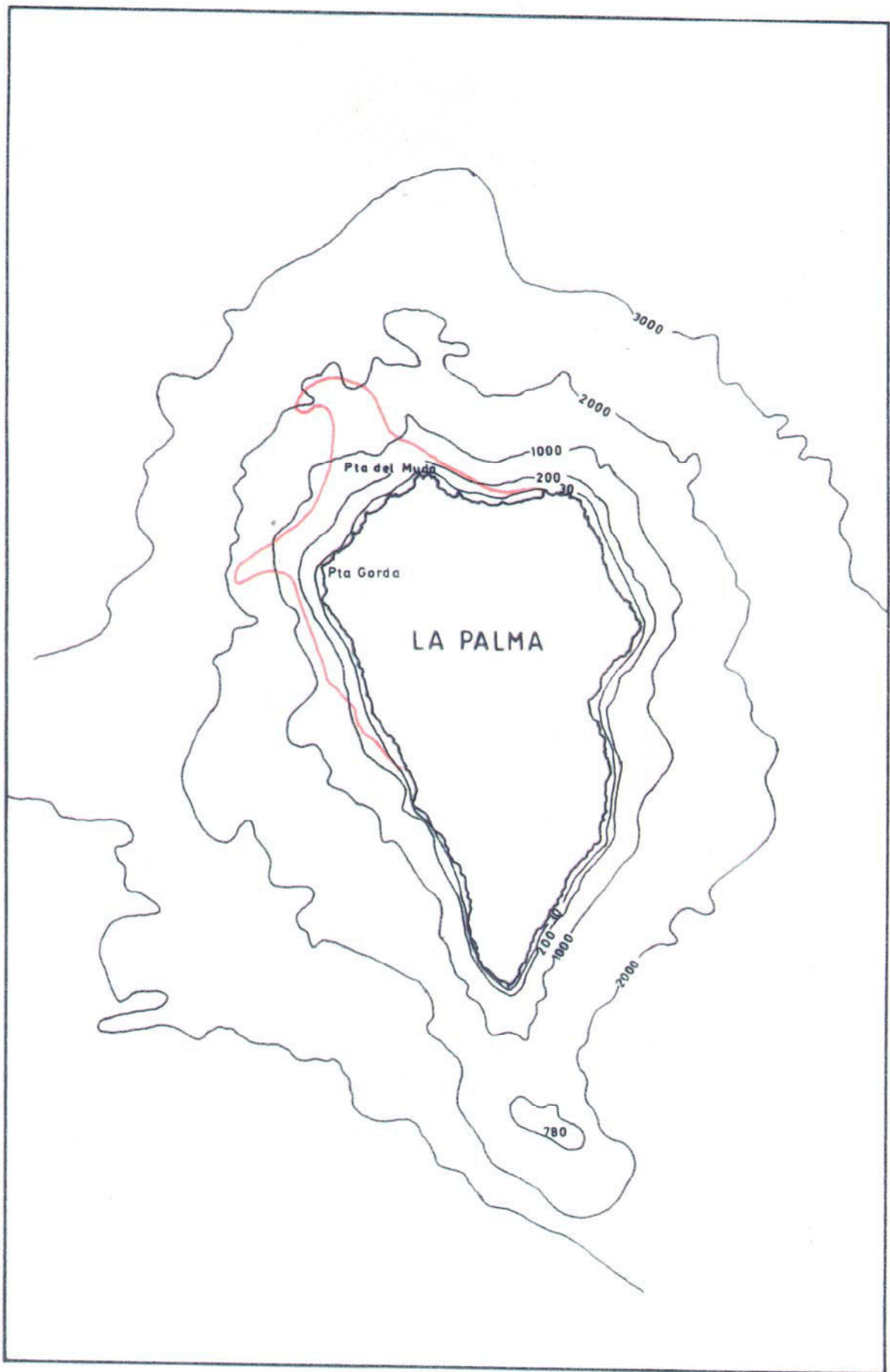
Mapa 4.3. Mapa batimétrico de la isla de Gomera en el que hemos representado las estructuras de la imagen 4.4 (color azul), imagen 4.6 (color rojo) e imagen 4.7 (color verde).





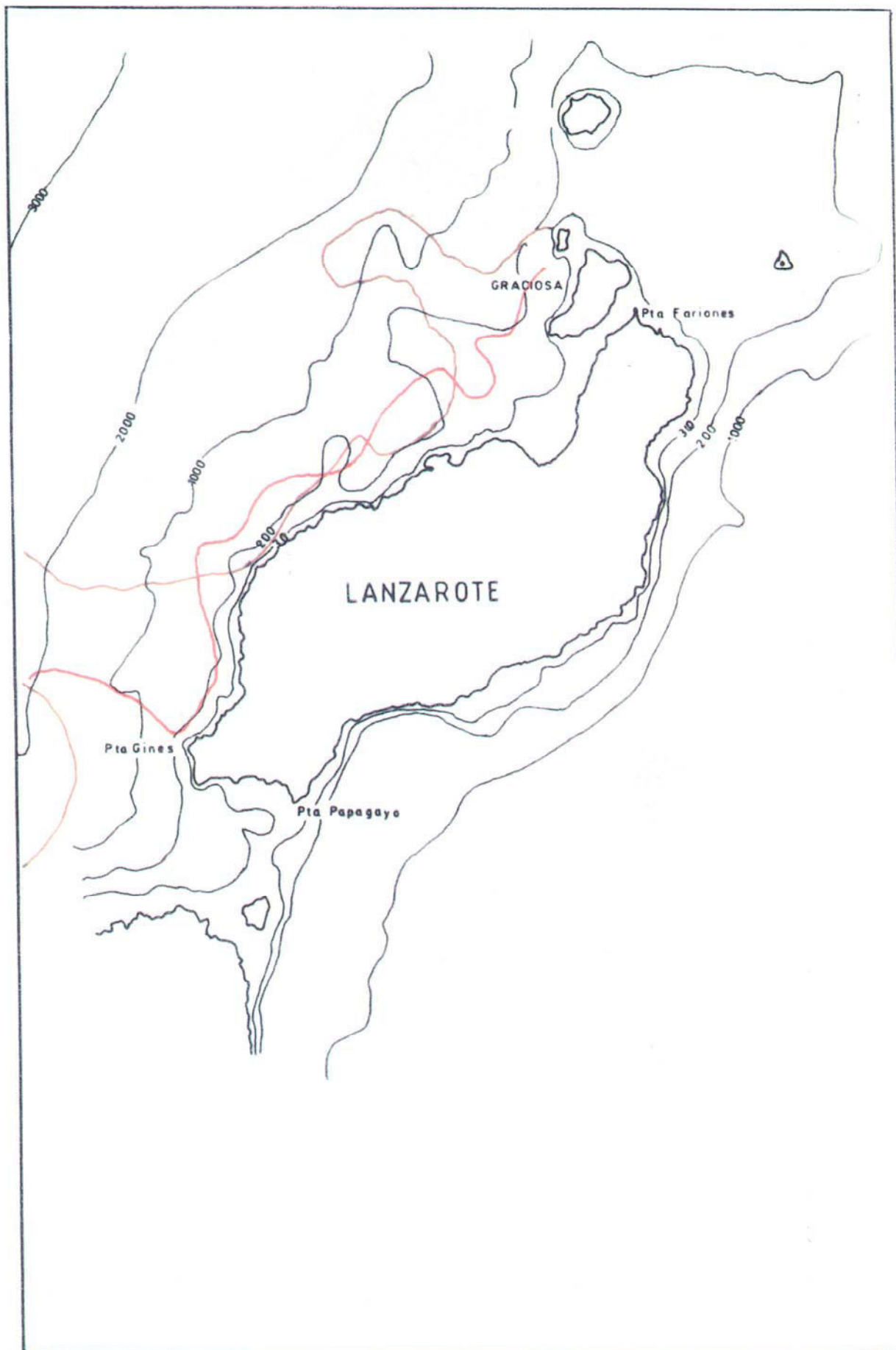
Mapa 4.4. Mapa batimétrico de la isla de Tenerife en el que hemos representado las estructuras de la imagen 4.6.





Mapa 4.5. Mapa batimétrico de la isla de La Palma en el que hemos representado las estructuras de la imagen 4.6.

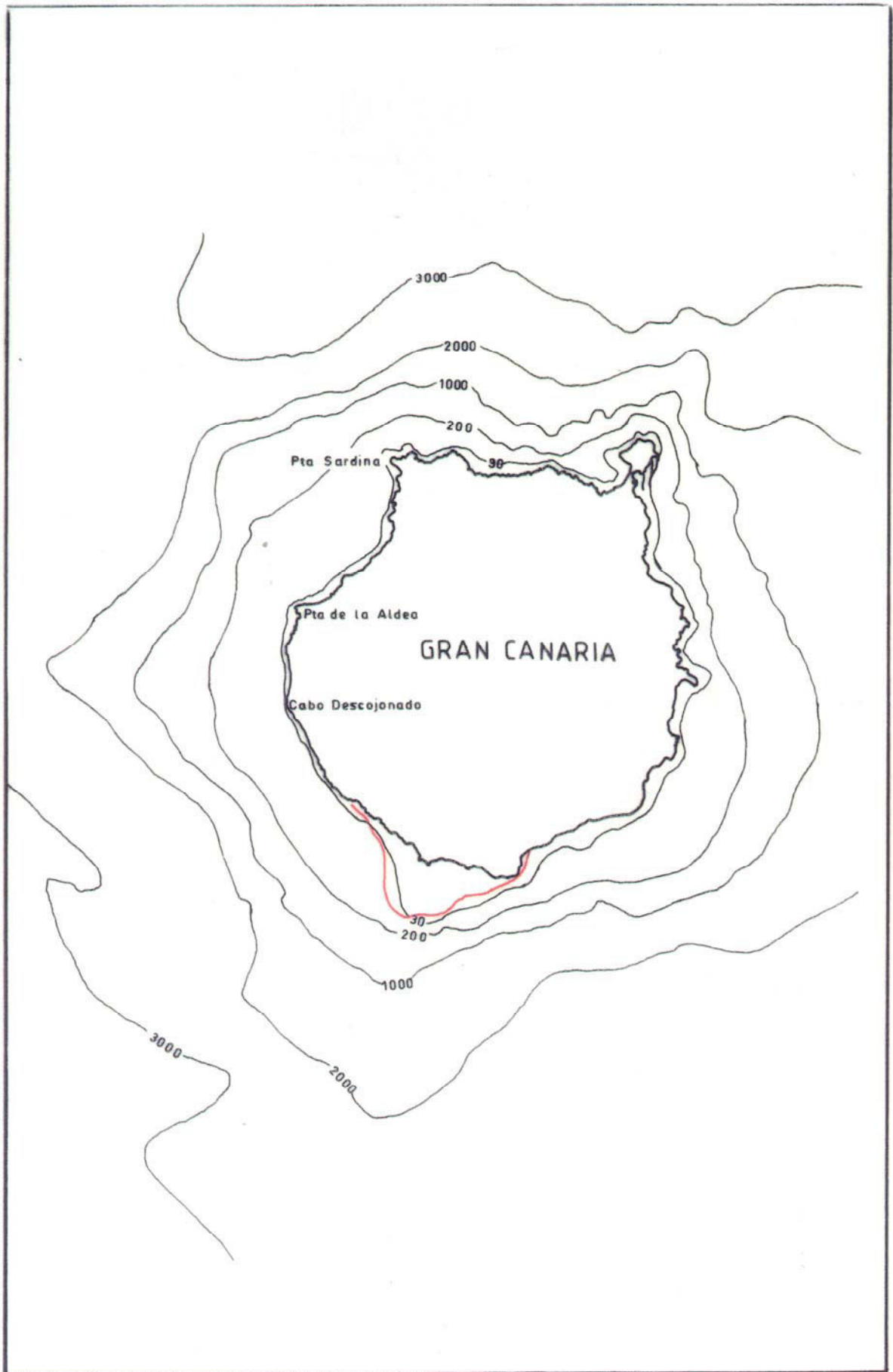




**Mapa 4.6.** Mapa batimétrico de la isla de Lanzarote en el que hemos representado las estructuras de la imagen 4.3 (color marrón) e imagen 4.6 (color rojo).

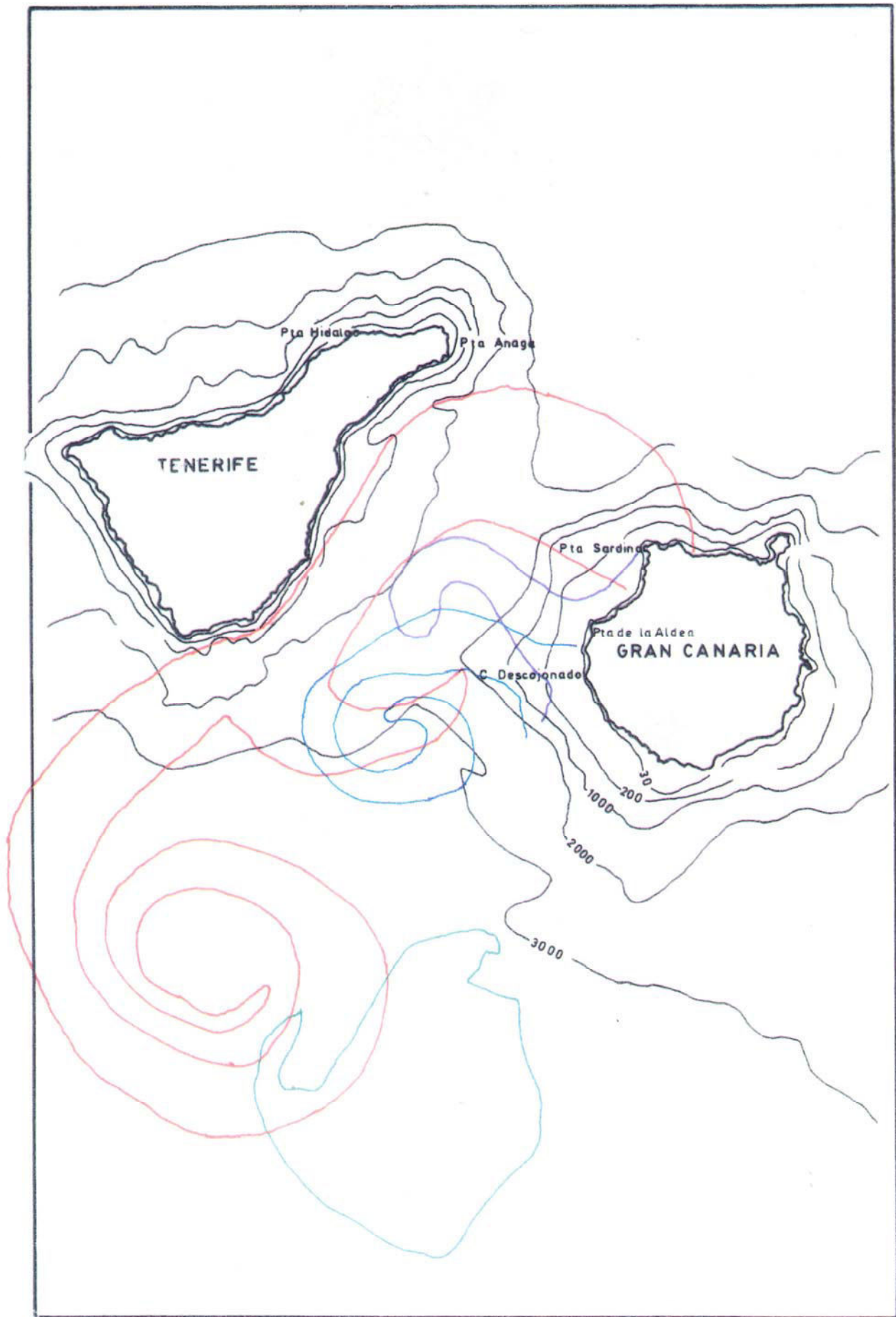






Mapa 4.7. Mapa batimétrico de la isla de Gran Canaria en el que hemos solamente representado el *enriquecimiento* de la imagen 4.6.





**Mapa 4.8.** Mapa batimétrico de la islas de Gran Canaria y Tenerife en el que hemos representado el filamento y el remolino de la imagen 4.4 (color azul), imagen 4.5 (color violeta), imagen 4.6 (color rojo) e imagen 4.7 (color verde).



## 4.6 IMÁGENES DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

Hasta ahora hemos presentado una serie de imágenes de concentración de pigmento de tipo clorofílico (CPC) obtenidas con datos del sensor CZCS y no hemos mostrado ninguna de temperatura superficial del mar (TSM) de datos HRPT del sensor AVHRR, debido a la no existencia de ambos tipos de datos simultáneos.

En este apartado queremos estudiar una serie de imágenes de TSM de las 53 procesadas, analizadas y publicadas en Hernández-Guerra (1988) y Hernández-Guerra (1989), mostradas en la tabla 4.2. Junto a ellas hemos analizado también 47 imágenes publicadas en Van Camp y Nykjaer (1988), y Nykjaer y Van Camp (1989).

Los datos HRPT del sensor AVHRR correspondientes a Abril y Mayo de 1989 pertenecen al satélite NOAA-11 y provienen de la estación de Lannion debido a que la estación de Maspalomas estaba fuera de servicio en este periodo de tiempo. El resto de los datos HRPT corresponden al satélite NOAA-9 y provienen de la estación de Maspalomas.

En primer lugar mostraremos una imagen de TSM para comprobar que las mismas estructuras oceanográficas observadas en las imágenes de CPC tienen su correspondencia en las imágenes de TSM. Es más, todas y cada una de las estructuras examinadas en las imágenes de CPC están presentes también en las imágenes de TSM aunque, en nuestro caso, por haber seleccionado una sola imagen no podremos hacer referencia a todas ellas sino que nos limitaremos a precisar aquellas que aparecen reflejadas en esta imagen.

Por último, mostraremos 4 imágenes consecutivas de TSM para estudiar una estructura oceanográfica reflejada en las imágenes de TSM que no tiene manifestación en las imágenes de CPC y una estructura presente tanto en las imágenes de CPC como de TSM. Incluiremos aquí datos AXBT que también reflejan esta estructura.

En todas las imágenes de TSM recogidas en la tabla 4.2 hemos procesado las escenas completas (2, 4 u 8 minutos) correspondientes a cada una de las imágenes aunque nos limitaremos a mostrar exclusivamente el área bajo estudio, excepto en el primer apartado donde nos hemos visto obligados a

mostrar también el área de Cabo Ghir con el propósito de estudiar las características oceanográficas al Norte de Cabo Juby. Está fuera de los objetivos de este estudio analizar el gran filamento observado en Cabo Ghir.

Como veníamos haciendo con las imágenes de CPC, mostraremos los datos de viento proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria. En este caso mostraremos también los datos de viento elaborados por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast), publicados en Van Camp y Nykjaer (1988) y gentilmente ofrecidos por ellos. Estos datos de viento, a una altura de 10 m, a las 12 GMT y cada 1,5° de latitud y longitud, se obtienen a través de un análisis de observaciones meteorológicas y de un modelo numérico (ECMWF 1988).

#### 4.6.1. ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS RECURRENTES EN LAS IMÁGENES DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

Como hemos indicado, pretendemos comprobar que todas las estructuras oceanográficas observadas en las imágenes de CPC las podemos encontrar también en las imágenes de TSM, si bien debido a que sólo mostraremos una imagen no podremos referirnos a todas ellas aunque, repetimos, todas las estructuras observadas en las imágenes de CPC están presentes también en las imágenes de TSM.

En la imagen seleccionada para este estudio, de fecha 30 de Mayo de 1987 (imágenes 4.8 y 4.9), incluiremos, como ya hemos advertido, el área de Cabo Ghir con el propósito de estudiar las características oceanográficas al Norte de Cabo Juby.

En las figuras 4.8 y 4.9 mostramos los datos de viento del Aeropuerto de Gran Canaria y los proporcionados por el ECMWF, respectivamente.

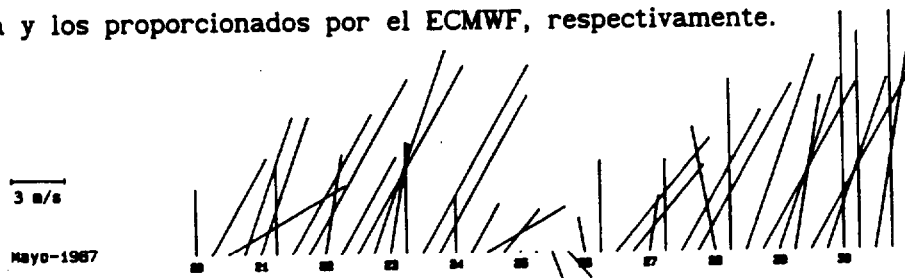


Figura 4.8. Datos de viento correspondientes a las imágenes 4.8 y 4.9 proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

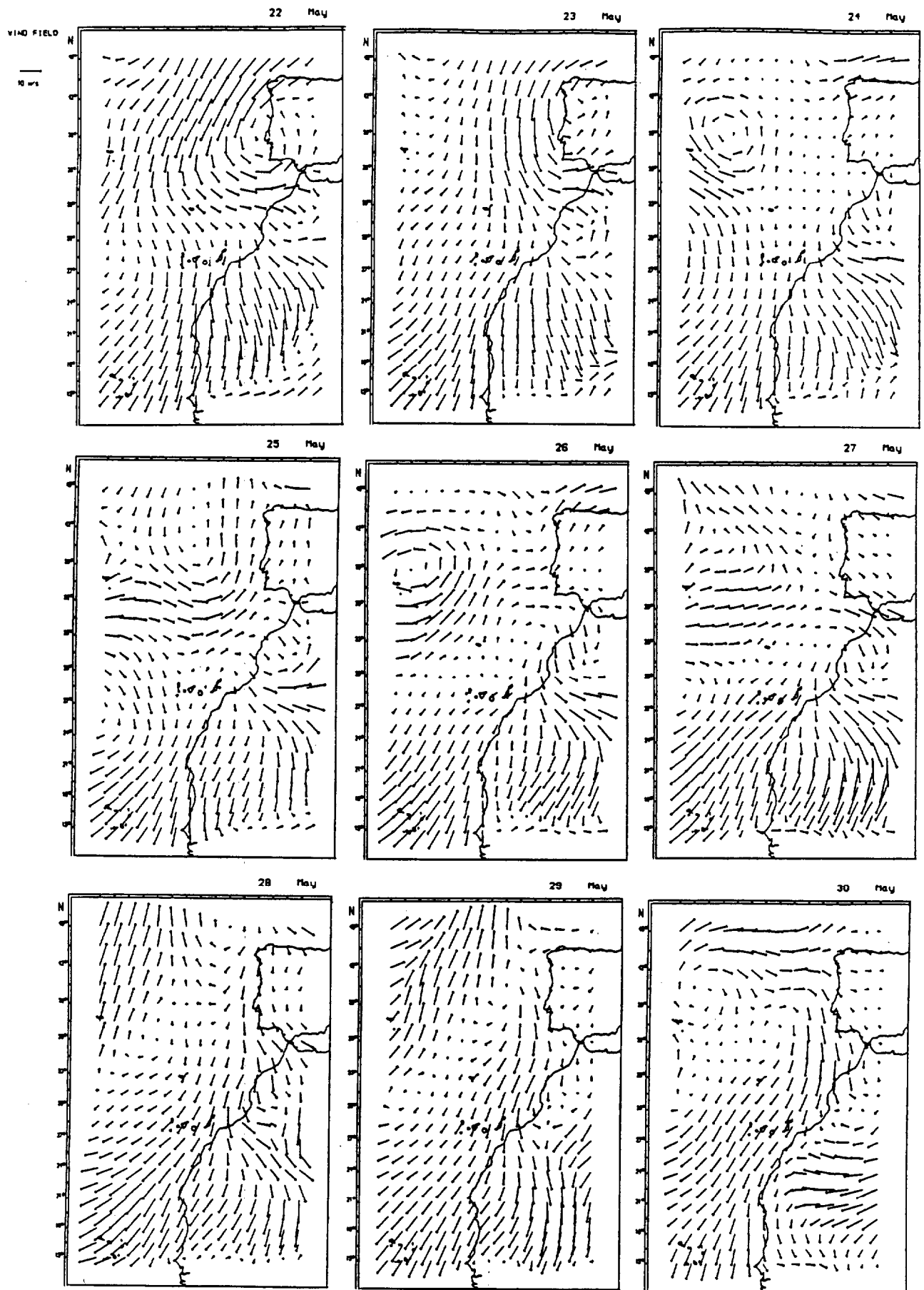


Figura 4.9. Datos de viento correspondientes a las imágenes 4.8 y 4.9 elaborados por el ECMWF, (de Van Camp y Nykjaer 1988).

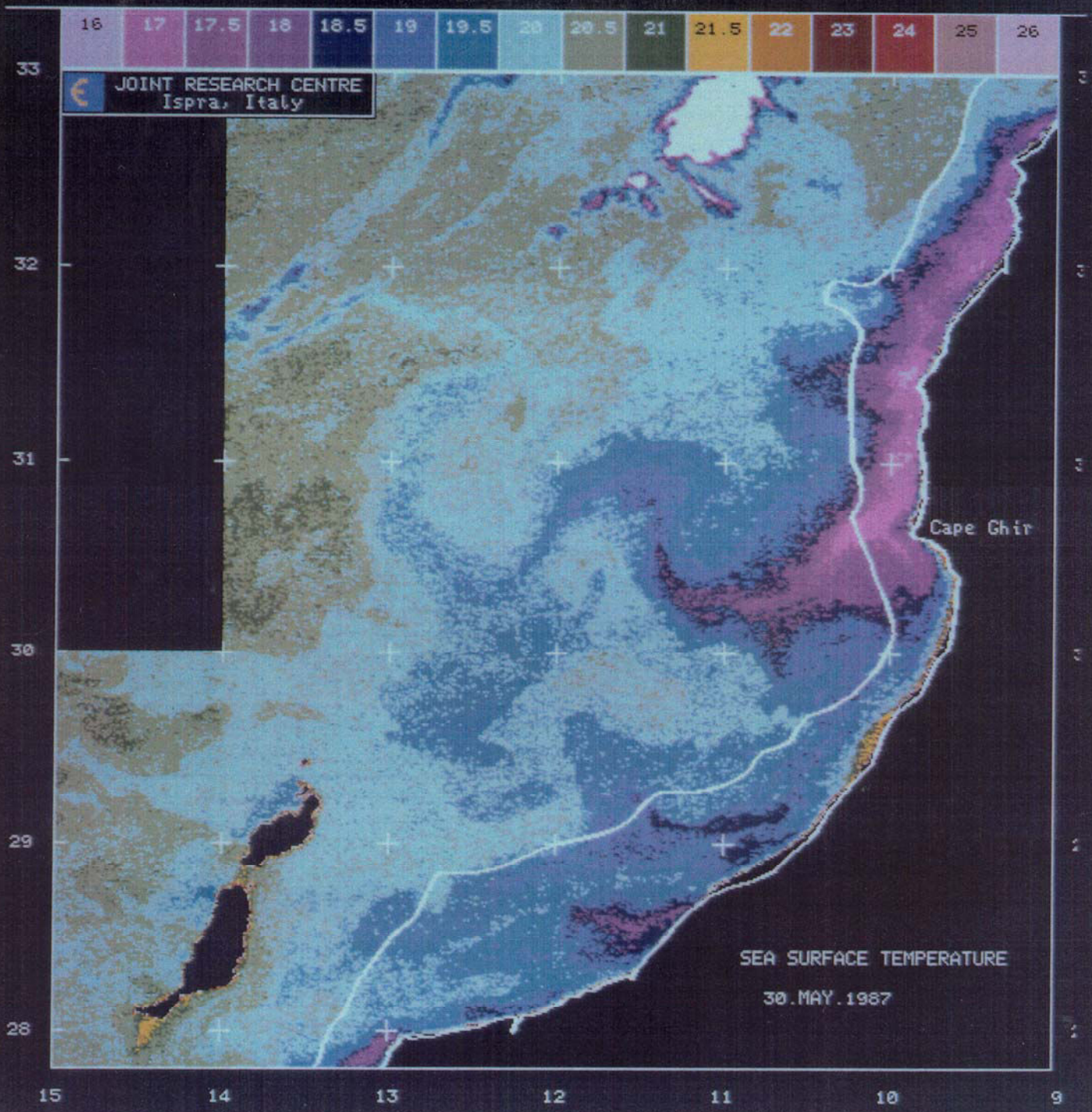
El primer rasgo distintivo que podemos advertir en esta imagen es el aumento de la temperatura a medida que nos alejamos del litoral africano, rasgo que podemos considerar típico de esta región puesto que ha sido confirmado también con medidas in situ (Mascareño y Molina 1970, Molina 1981, Molina y Laatzén 1986a, Hernández-León y Miranda-Rodal 1987, Molina y Laatzén 1989).

Con respecto a la costa africana podemos observar el afloramiento y los filamentos existentes a lo largo de ella. Con más detalle podemos señalar: el afloramiento localizado al Norte de Cabo Juby próximo a la costa Este de Lanzarote y Fuerteventura; el filamento situado entre Cabo Juby y Cabo Bojador; y, por último, el de Cabo Bojador cuya parte más intensa finaliza en un remolino ciclónico. Tenemos que señalar también el agua fría proveniente de Dakhla, en dirección Noroeste, que deja *encerrada* agua caliente junto a la costa africana.

En relación con la repercusión del afloramiento en las Islas Canarias tenemos que hacer notar, de nuevo, la existencia de agua fría cercana a la costa Este de Lanzarote y Fuerteventura originada en el afloramiento, y el filamento de Cabo Bojador que se aproxima a las inmediaciones de Gran Canaria. Por último, al Este de Gran Canaria podemos observar una estructura de agua fría que podría provenir del filamento de Cabo Bojador, aunque con los datos de que disponemos no lo podemos asegurar.

En lo referente a las estructuras oceanográficas de las Islas Canarias independientes del afloramiento podemos observar: el sector Norte del occidente de Lanzarote está más frío que el sector Sur; un centro de agua fría localizado en Punta del Tostón o de la Ballena, zona Norte de la costa occidental de Fuerteventura, con un pequeño filamento; un filamento en Gran Canaria originado en Punta Sardina (zona Noroeste) que finaliza en un remolino ciclónico; un centro de agua fría, aunque muy pequeño, en la isla de Tenerife, en Punta Hidalgo (zona Norte) y una estructura tipo filamento en Punta de Buenavista (zona Norte) dirigida hacia el Noroeste; en las tres islas Occidentales restantes distinguimos una serie de estructuras, algunas de ellas no presentes en las imágenes de CPC, que al final de este capítulo señalaremos.

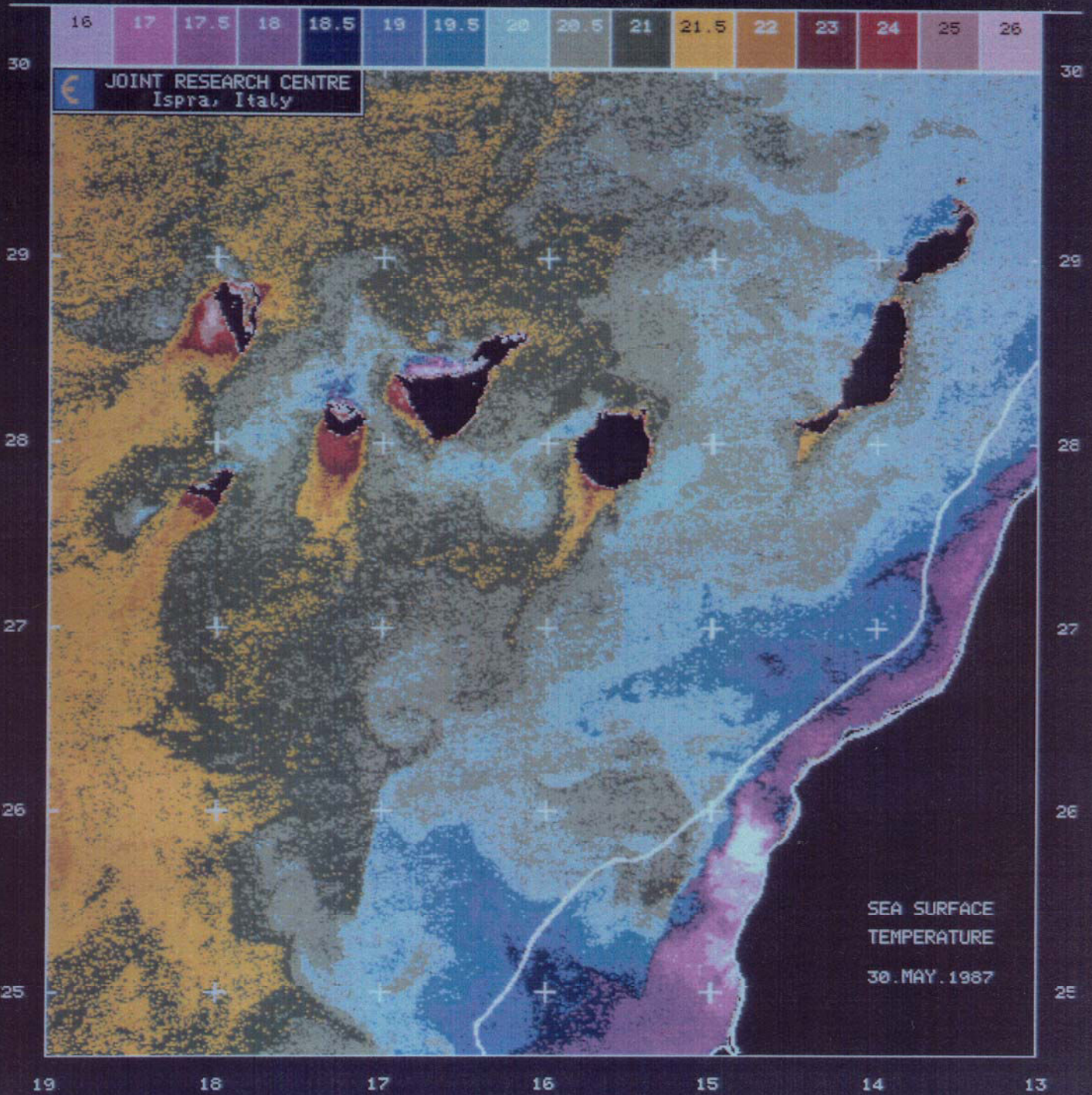




© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital. 2003

Imagen 4.8. Imagen de TSM del 30 de Mayo de 1987 (área de Cabo Ghir).





© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital. 2003

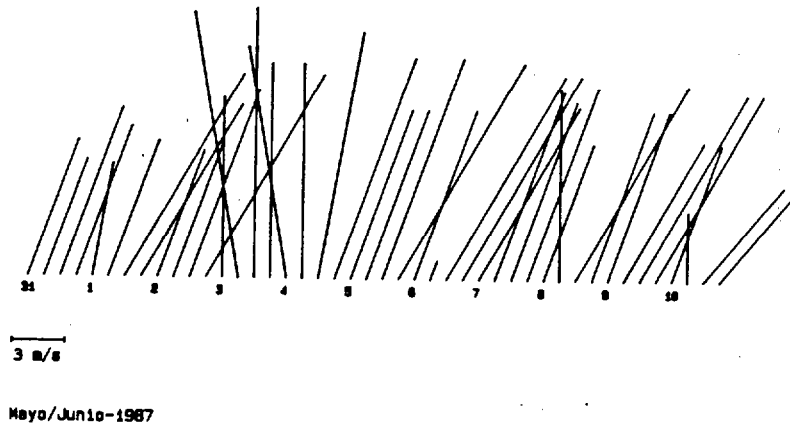
Imagen 4.9. Imagen de TSM del 30 de Mayo de 1987 (área de las Islas Canarias).



Uno de los fenómenos más sorprendentes que hemos observado en esta imagen de TSM es la presencia de largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas, que tendrán un estudio separado en el próximo apartado.

#### 4.6.2. ESTUDIO DE ESTRUCTURAS OCEANOGRÁFICAS EN IMÁGENES CONSECUTIVAS DE TEMPERATURA SUPERFICIAL DEL MAR

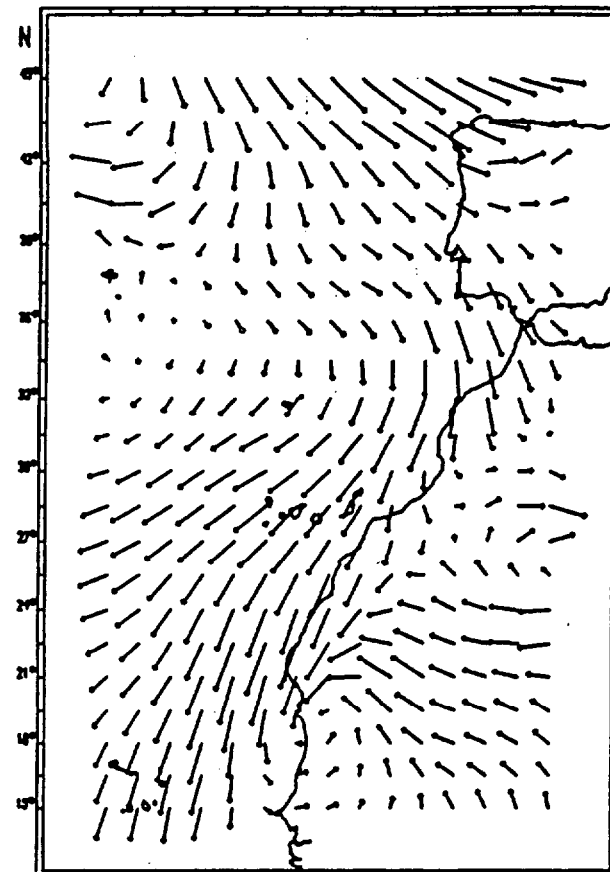
Las imágenes 4.10 a la 4.13 son imágenes consecutivas de TSM correspondientes al 7, 8, 9 y 10 de Junio de 1987. Los datos de viento, tanto del Aeropuerto de Gran Canaria como los proporcionados por el ECMWF, los mostramos en las figuras 4.10 y 4.11, respectivamente.



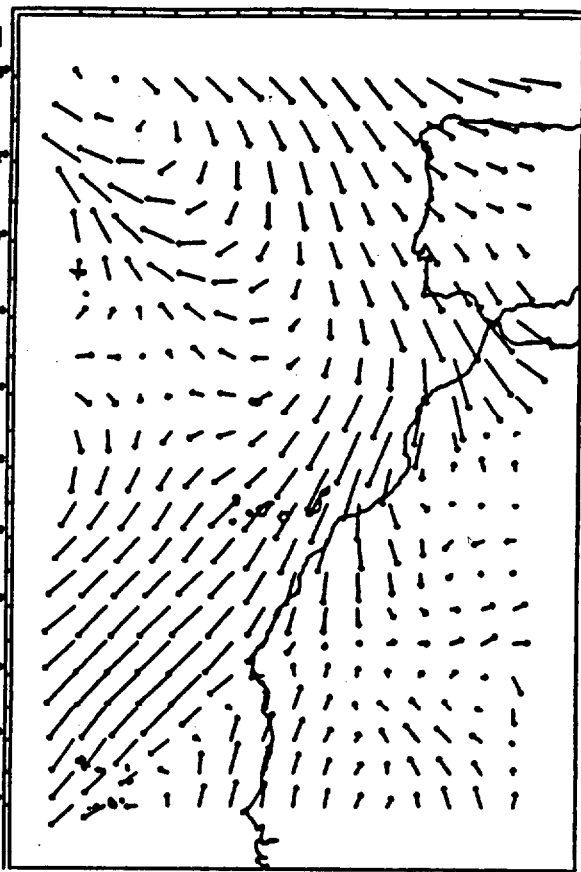
**Figura 4.10.** Datos de viento correspondientes a las imágenes 4.10 a 4.13 proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

NO FIEDO

10 m/s



9 June



10 June

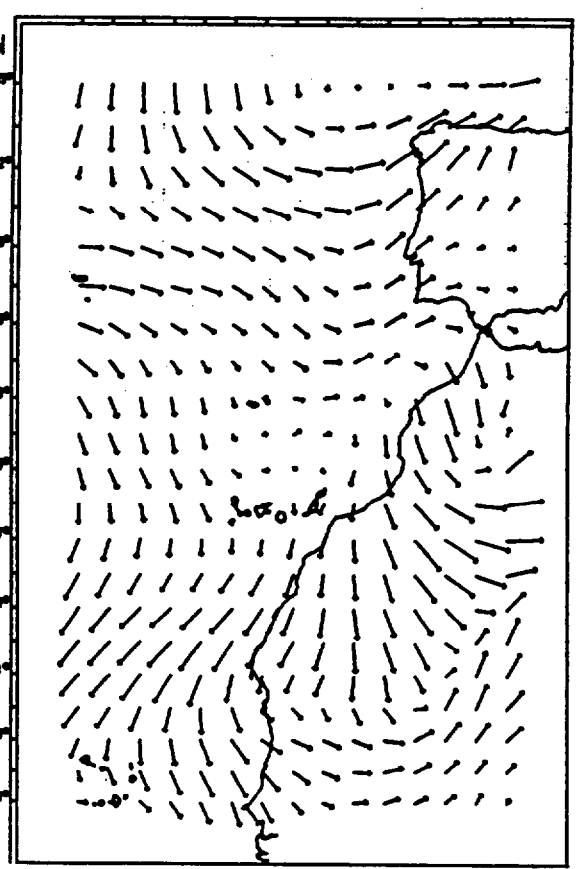
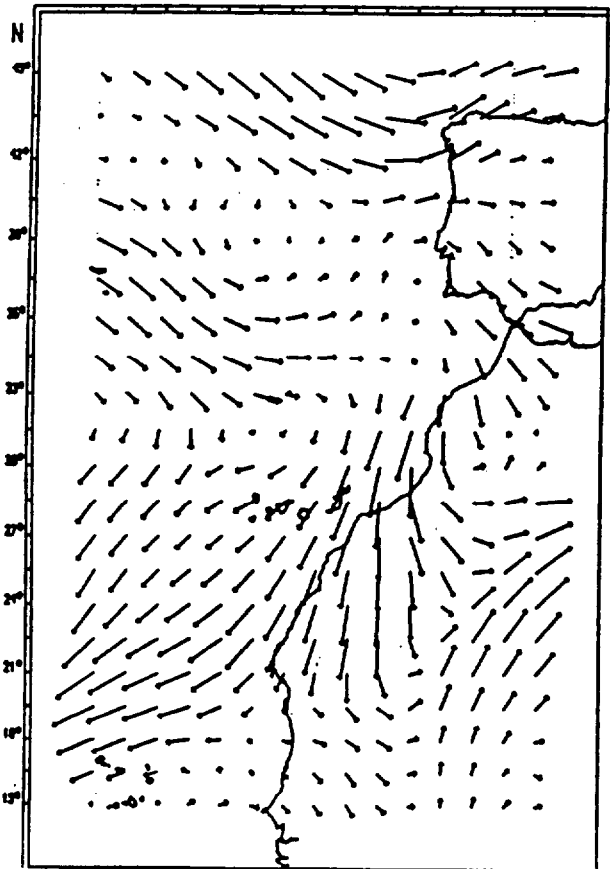


Figura 4.11. Datos de viento correspondientes a las imágenes 4.10 a 4.13 elaborados por el ECMWF, (de Van Camp y Nykjaer 1988).

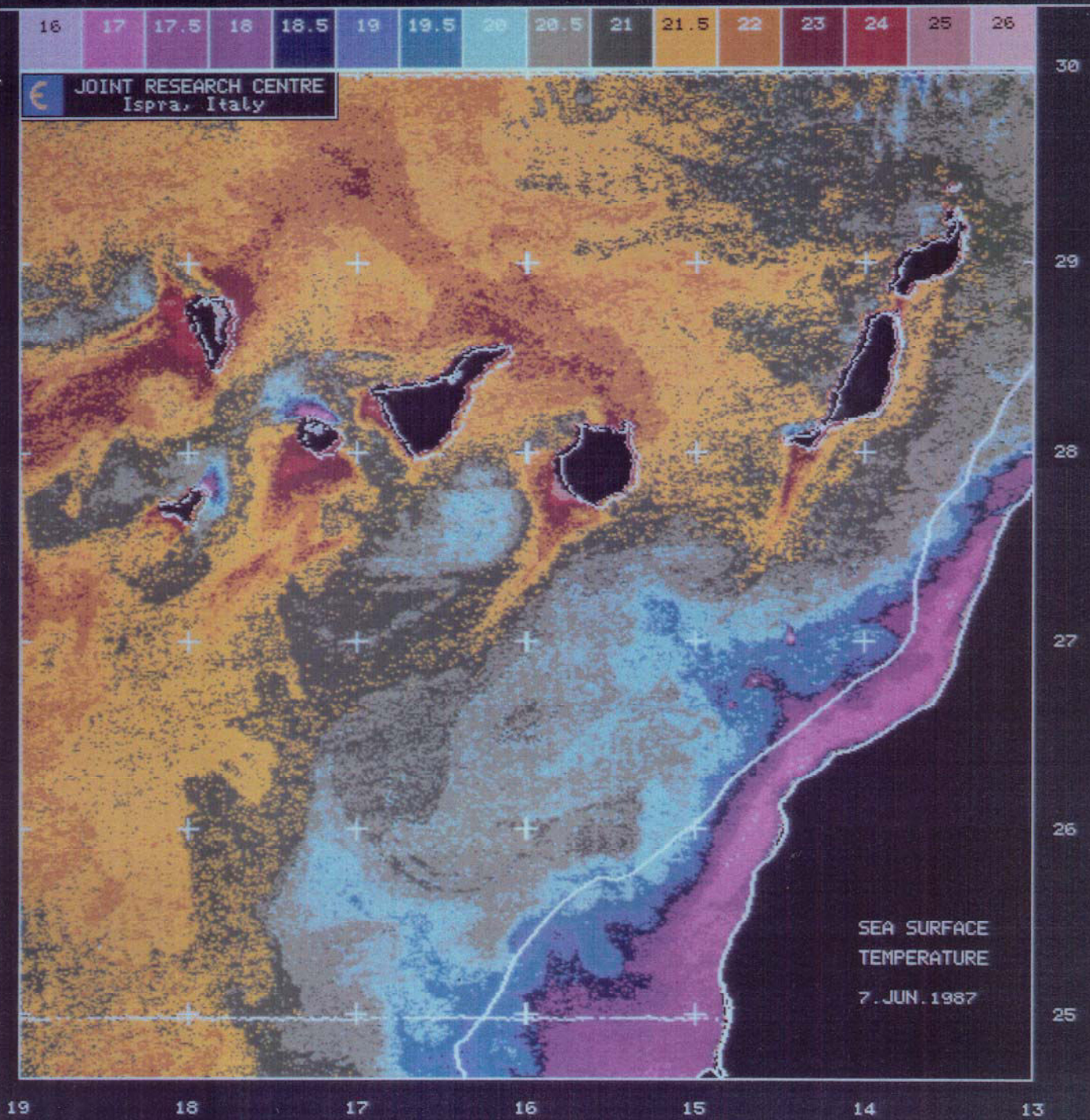
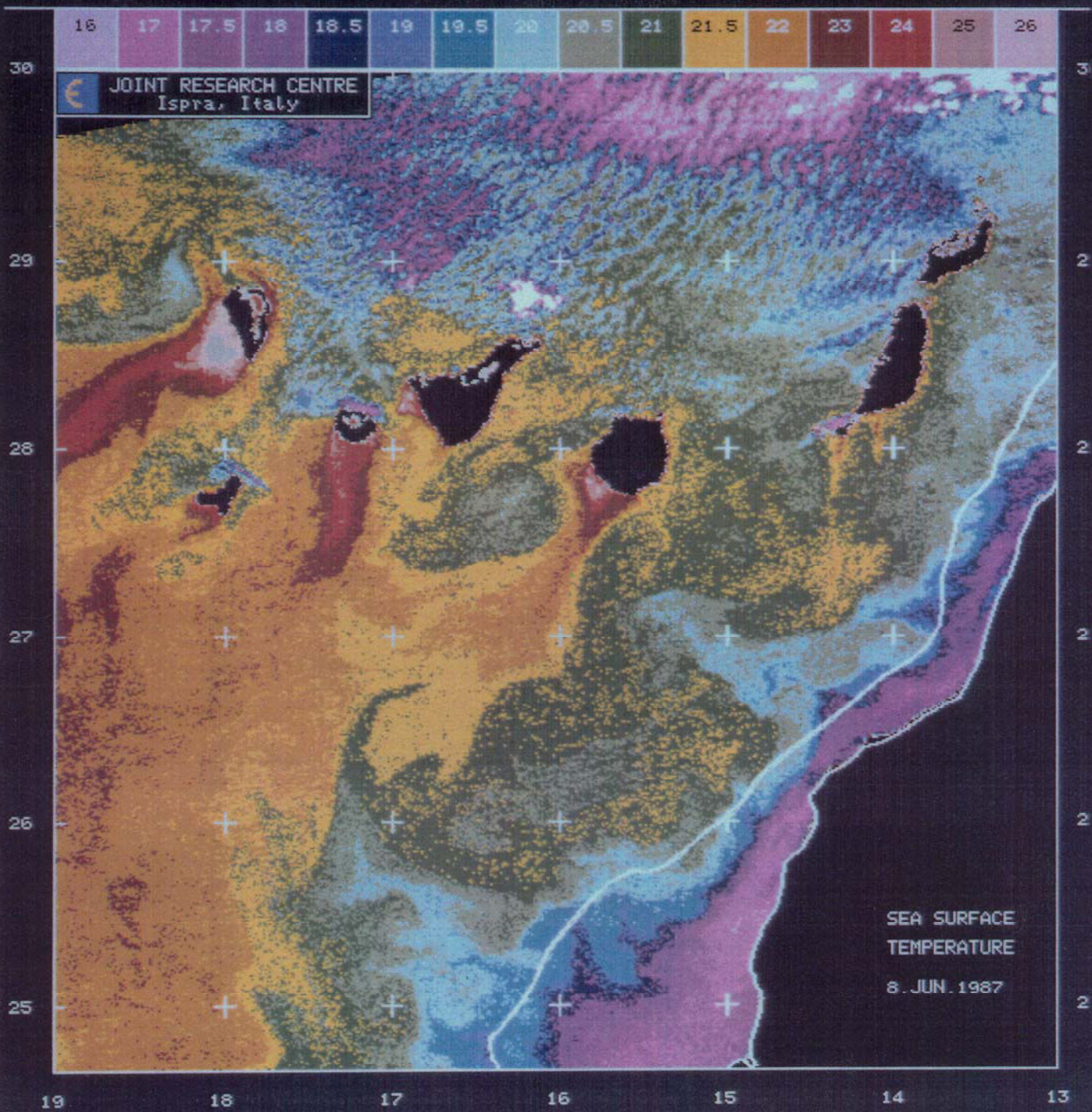


Imagen 4.10. Imagen de TSM del 7 de Junio de 1987.







© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital, 2003

Imagen 4.11. Imagen de TSM del 8 de Junio de 1987.



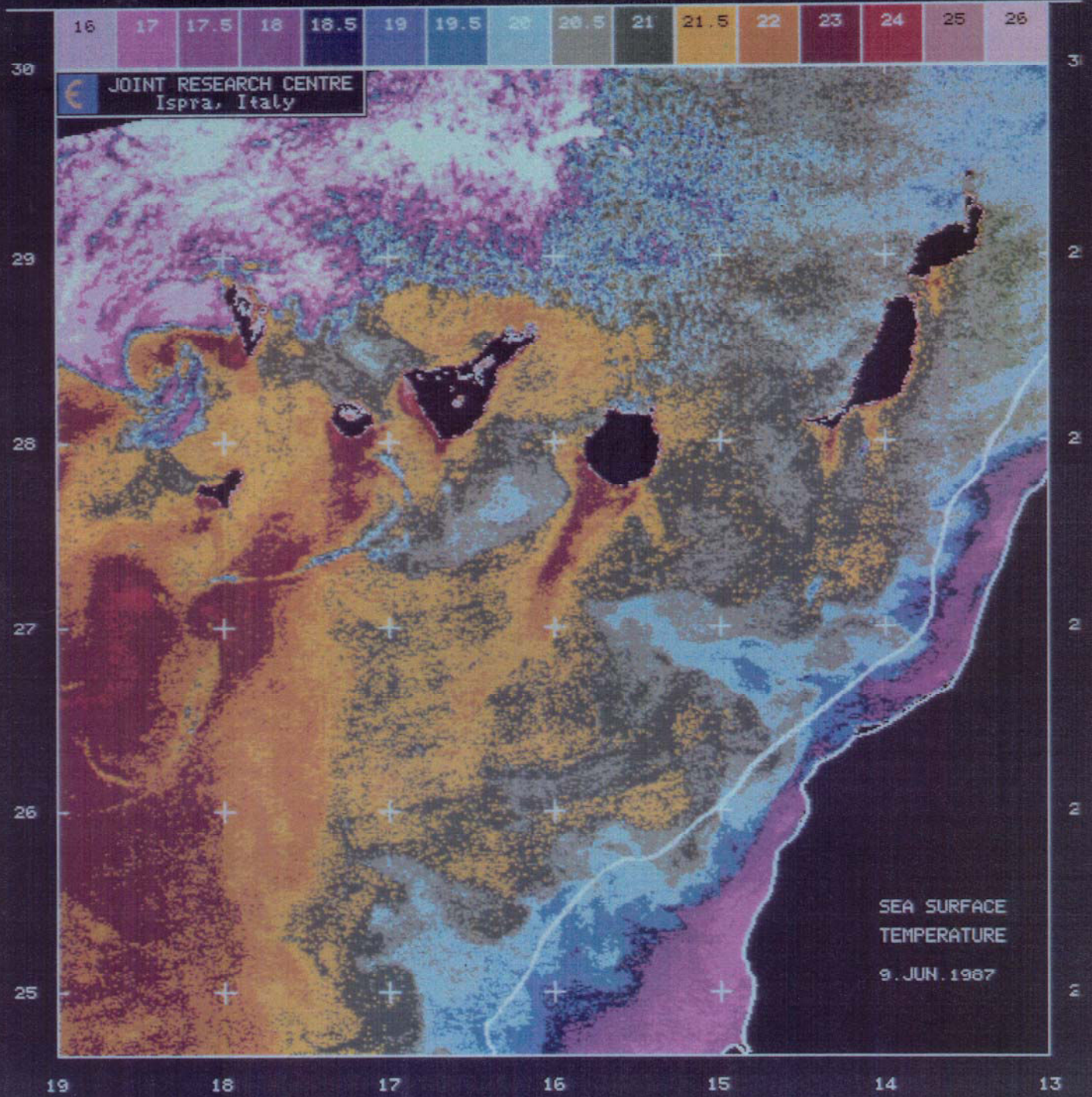


Imagen 4.12. Imagen de TSM del 9 de Junio de 1987.



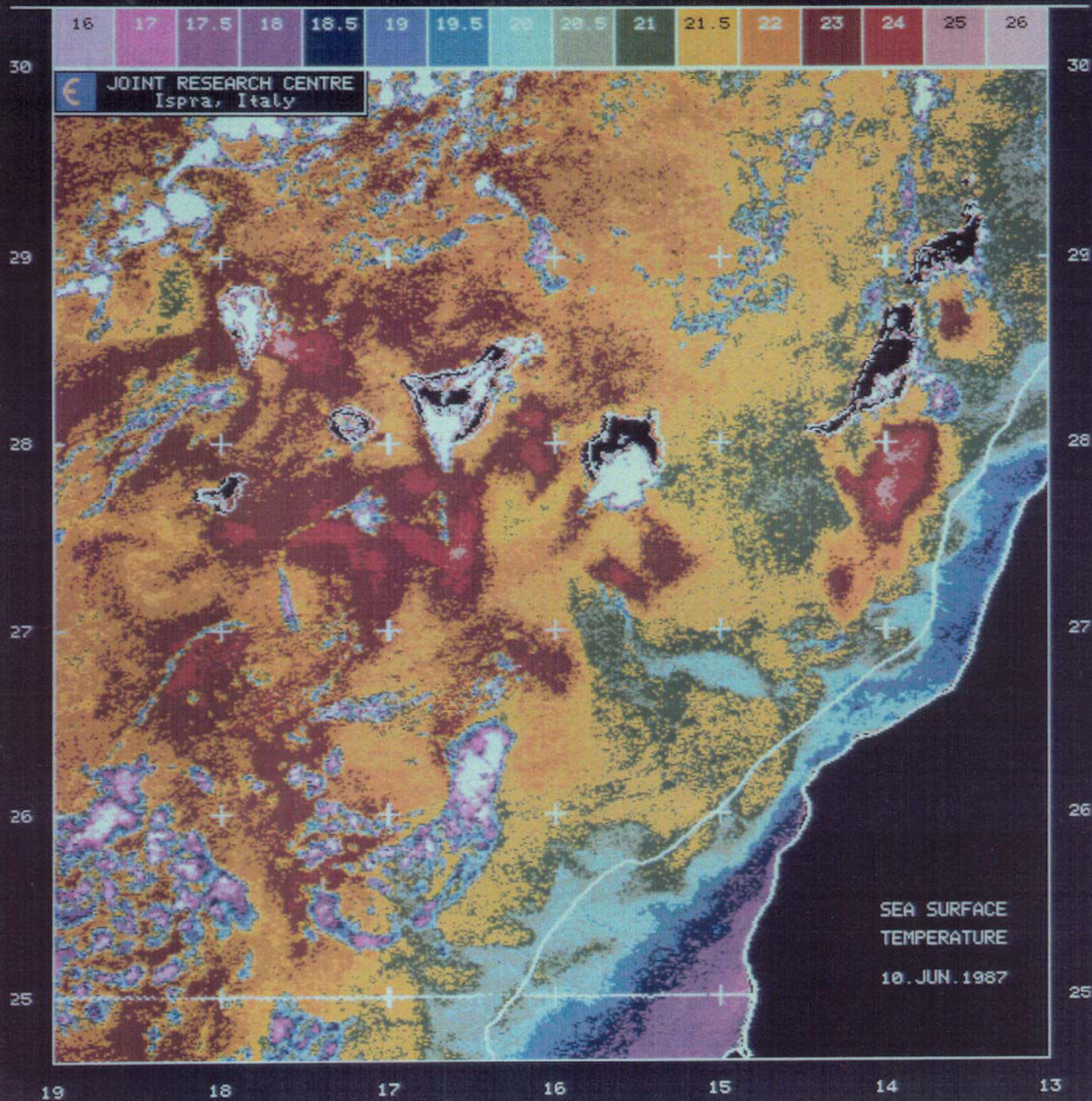


Imagen 4.13. Imagen de TSM del 10 de Junio de 1987.



La primera observación importante que hemos de hacer en torno a estas 4 imágenes consecutivas es la existencia de un filamento en Cabo Bojador, en dirección Noroeste, que llega a las inmediaciones de Gran Canaria y que se va desprendiendo de la zona costera. Aunque ya lo hemos mencionado, debemos insistir en que La Violette (1974), en Agosto de 1973, observó el desprendimiento de un filamento análogo que formó una estructura, ausente debajo de los 50 m, separada del afloramiento y que gradualmente disminuía de tamaño debido tanto al hundimiento como al calentamiento superficial.

En segundo lugar queremos mencionar también el calentamiento que se observa en la imagen del 10 de Junio con respecto a las anteriores. Recordemos en este sentido que uno de los mayores inconvenientes que presentan los sensores en el infrarrojo es que la señal proviene de la capa más superficial del océano (10  $\mu\text{m}$ ) por lo que, como ya indicamos en el estudio del sensor AVHRR, si no hay o hay escaso viento y, con ello, la superficie del mar está en calma, una fuerte radiación calentaría esta capa y, consecuentemente, su temperatura sería más alta que la temperatura de las capas más profundas. Señalemos que la hora del paso por la zona del NOAA-9, satélite al que corresponden estas imágenes, es sobre las 16 horas, como hemos expuesto en la tabla 4.2.

Los datos de viento del ECMWF nos permite comprobar con claridad cómo disminuye sensiblemente la velocidad de éstos durante los días 9 y 10 de Junio: efectivamente, de aproximadamente 7 m/s correspondiente al 9 de Junio disminuye a aproximadamente 1,5 m/s en el 10 de Junio. Esta variación, sin embargo, no se refleja con tanta evidencia en los datos del Aeropuerto de Gran Canaria. En este mismo sentido, Van Camp *et al.* (remitido a *Progress in Oceanography*) comprueban, con los datos de viento elaborados por el ECMWF e imágenes de TSM, que en el afloramiento costero la bajada de temperatura tiene lugar en un plazo inferior a 1 día desde el momento en que comienzan los vientos favorables (Huyer 1976, Brink *et al.* 1981). Consecuentemente, podríamos considerar que los datos de viento elaborados por el ECMWF son más apropiados para estudios de procesos a mesoscala que los proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.

Por supuesto, este calentamiento dejaría de existir durante la noche, por lo que lamentamos que la estación de Maspalomas no recoja los pases

nocturnos del satélite de forma sistemática.

En este apartado estudiaremos una estructura oceanográfica que no tiene manifestación en las imágenes de CPC y una estructura presente, como hemos indicado, tanto en las imágenes de CPC como de TSM que se manifiesta también en unos datos AXBT:

1. Las largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas
2. El remolino de Gran Canaria

### **1. Las largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas**

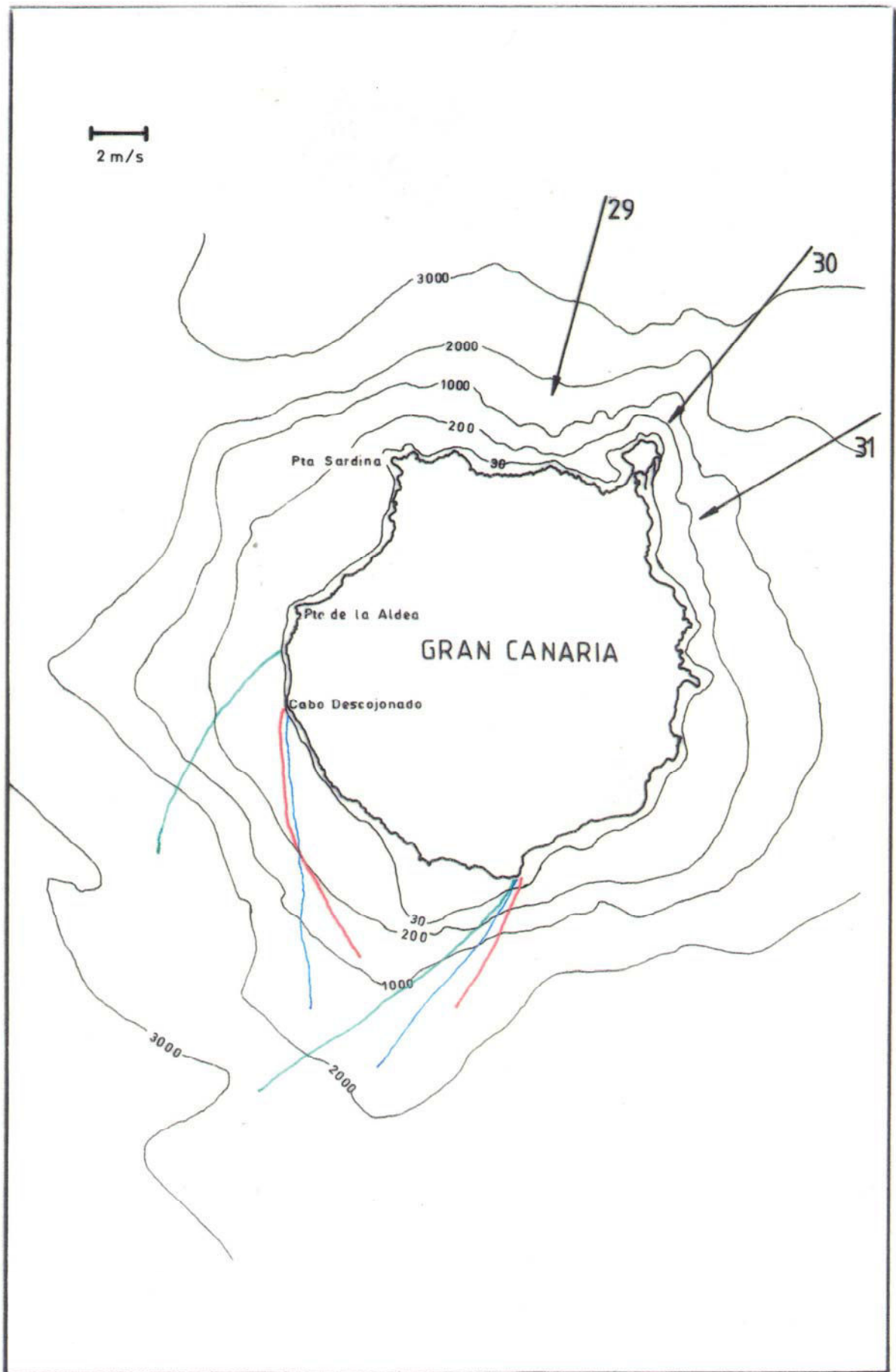
Estas largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas constituyen una particularidad recurrente en las imágenes de TSM pero no tienen su correspondiente manifestación en las imágenes de CPC. Aunque en algunas imágenes de CPC pudimos observar unas estelas de fitoplancton en algunas islas, ambos tipos de estelas no tienen la misma forma.

El estudio de todas las imágenes de TSM procesadas y analizadas en este trabajo nos permite realizar una primera observación: las estelas de mayor longitud corresponden a las tres islas más Occidentales (Gomera, Hierro y La Palma) y a la isla de Gran Canaria. Las islas de Tenerife, Lanzarote y Fuerteventura aunque también presentan estelas, éstas son de una longitud considerablemente menor. Tras esta observación, podemos extraer como consecuencia la existencia de una relación entre las estelas y la altura de las islas, ya que las islas de mayor altitud, con la excepción de Tenerife que podría ser justificada por la proximidad de la isla de Gomera, son las que presentan estelas de mayor longitud.

Tras el estudio de estas imágenes hemos podido observar, en segundo lugar, que las estelas presentan variaciones en su dirección. Para analizar las posibles causas de estas variaciones hemos realizado un estudio partiendo de una posible relación existente entre la dirección del viento y la dirección de las estelas.

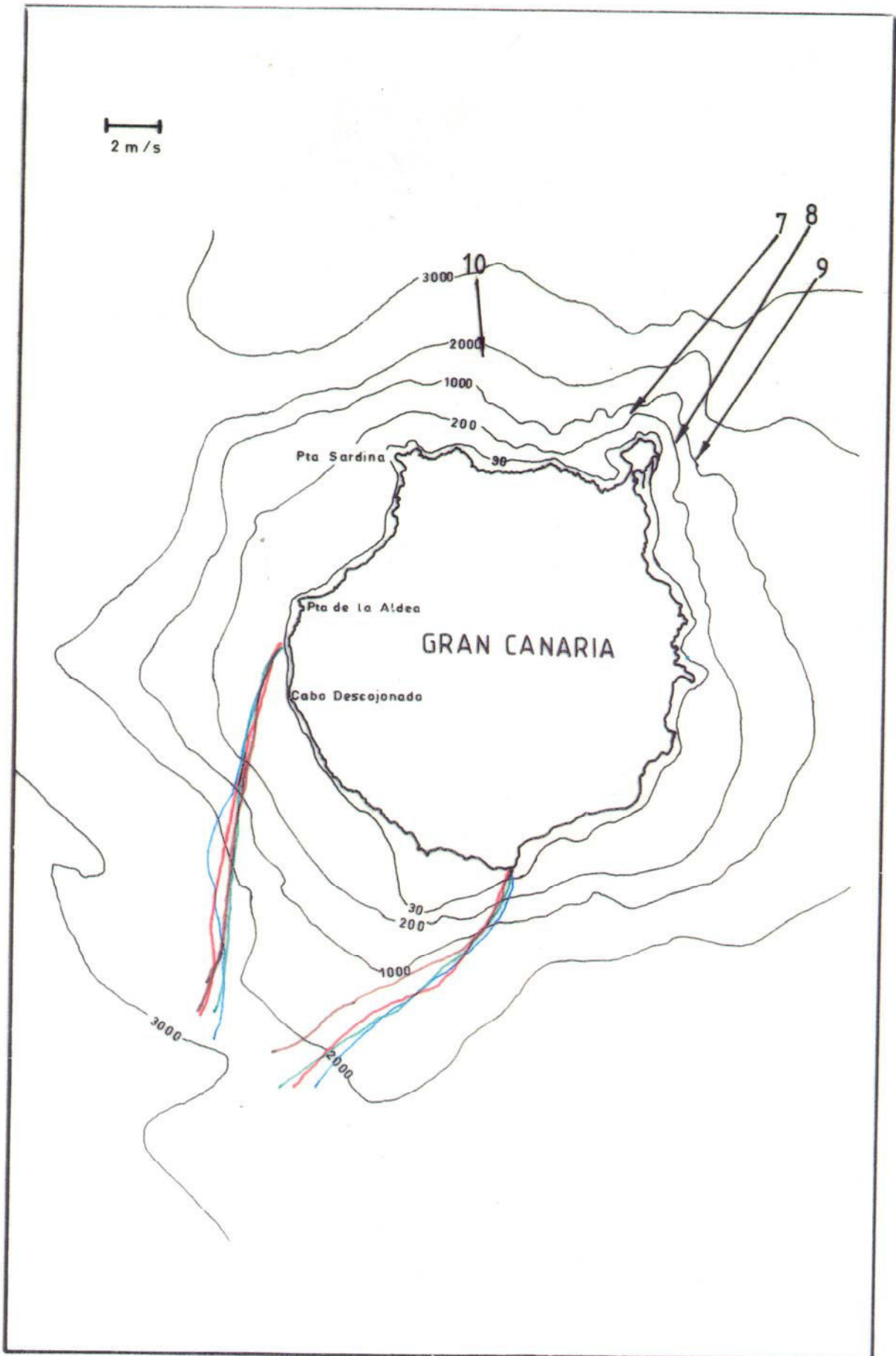
En este sentido en el mapa 4.9, correspondiente a la isla de Gran Canaria, hemos representado, utilizando técnicas de falso color y de mejora





**Mapa 4.9.** Mapa de la isla de Gran Canaria en el que hemos representado la dirección e intensidad del viento, y la dirección de la estela en los días 29 (color rojo), 30 (color azul) y 31 (color verde) de Mayo de 1987.





Mapa 4.10. Mapa de la isla de Gran Canaria en el que hemos representado la dirección e intensidad del viento, y la dirección de la estela en los días 7 (color rojo), 8 (color azul), 9 (color verde) y 10 (color marrón) de Junio de 1987.



de imagen, el contorno de la estela junto con la dirección e intensidad del viento, empleando los datos proporcionados por el ECMWF, en los días 29, 30 y 31 de Mayo de 1987 (las imágenes del 29 y 31 de Mayo no se incluyen en este trabajo). Efectivamente, a través de este mapa podemos confirmar el supuesto que nos sirvió como punto de partida: la dirección de la estela de Gran Canaria presenta una variación vinculada a la dirección del viento, con la particularidad de que ambas variaciones pueden presentar un cierto desfase.

Del mismo modo, en el mapa 4.10 hemos representado el contorno de la estela de Gran Canaria y la dirección e intensidad del viento en los días 7, 8, 9 y 10 de Junio de 1987. Quremos destacar que en este mapa la dirección del viento es muy similar en los días 7, 8 y 9 al igual que la dirección de la estela. No obstante, con una observación detenida, podemos apreciar una pequeña variación, tanto en la dirección de la estela como en la dirección del viento, en los días 7 y 8.

Sin embargo, en este mapa podemos observar también que la estela correspondiente al día 10 presenta la misma dirección que en los días anteriores, mientras que el viento muestra una dirección distinta. El hecho de que esta estela permanezca en la misma dirección podría ser debido a que la intensidad del viento en este día, como podemos apreciar en el mapa, es considerablemente menor y, por tanto, podríamos deducir que esta intensidad no es suficiente como para provocar una alteración en la dirección de la estela. No obstante, en la imagen 4.13 correspondiente a esta misma fecha, podemos observar que el lugar donde debiera aparecer localizada la estela correspondiente a la dirección del viento presenta nubes que nos impiden confirmar la presencia de esta estela.

Ante la imposibilidad de realizar afirmaciones contundentes en relación con las estelas, sugerimos para un estudio futuro su relación con la dirección e intensidad del viento y, por medio de medidas in situ, su extensión en profundidad.

Según la bibliografía consultada, La Violette (1974), utilizando datos del infrarrojo del NOAA-2, fue el primero que documentó la existencia de estelas de agua caliente en las islas de Gran Canaria y Fuerteventura, e indica que pueden ser creadas por la intrusión de las islas en el flujo de

la corriente. Nos ha producido extrañeza que los distintos autores que han realizado campañas en las islas, no hayan intentado comprobar si estas estelas constituyen una manifestación de la capa más superficial exclusivamente o si, por el contrario, están también presentes en la capa subsuperficial. Debemos reseñar el trabajo de Hernández-León y Miranda-Rodal (1987) quienes en Junio de 1985 encontraron una temperatura superficial de 22,5°C a sotavento de Tenerife, temperatura superior a los 20,5°C que había entre las islas de Gran Canaria y Tenerife.

Del mismo modo, Hernández-León (com. pers.) ha constatado mediante medidas in situ, no solamente diurnas sino también nocturnas, la existencia de una temperatura superior a sotavento de todas las islas.

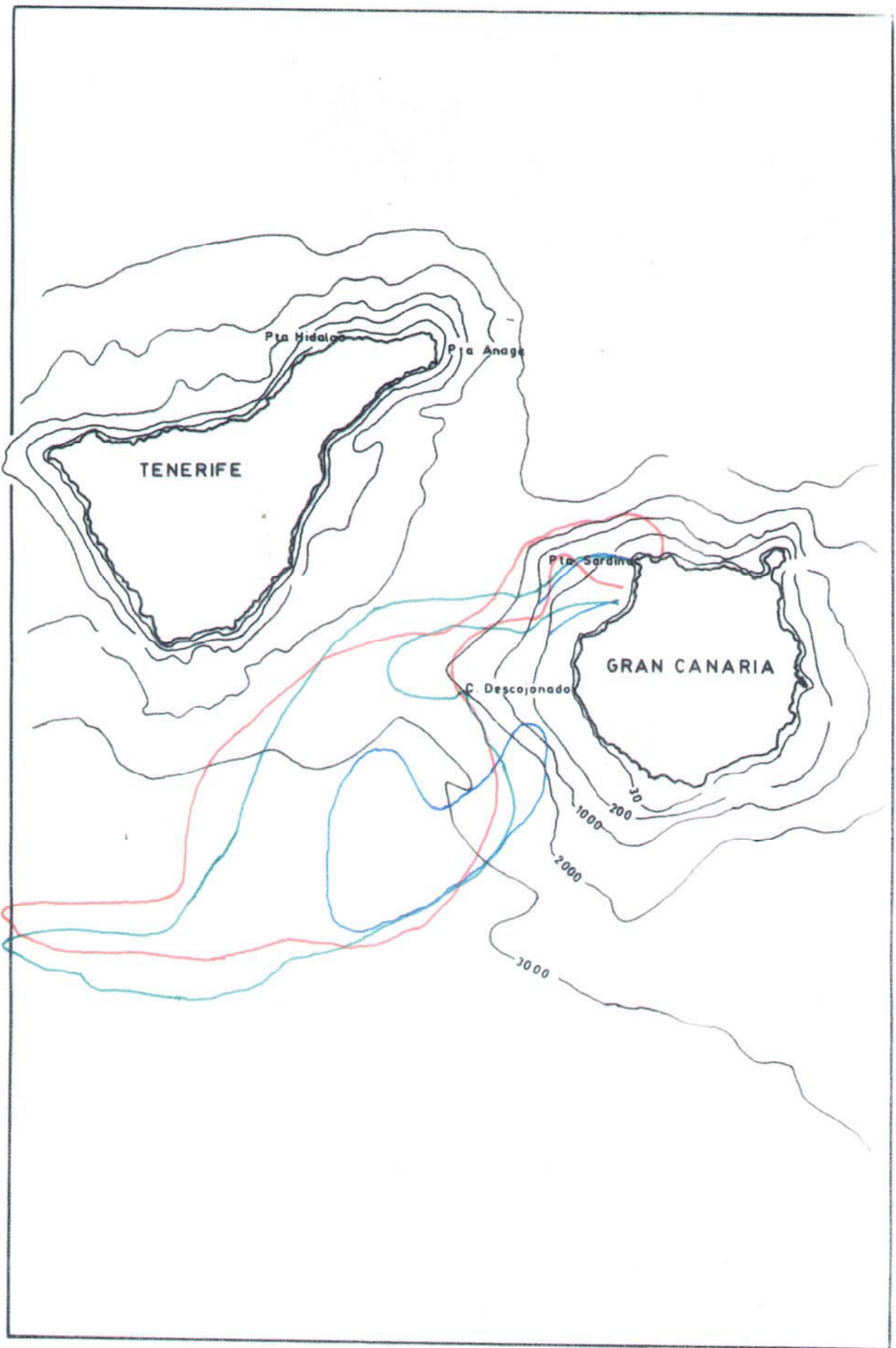
Con respecto a otras regiones oceánicas, Lasker *et al.* (1981) encuentran también estelas de agua caliente a sotavento de una serie de islas del Pacífico, tanto con imágenes del AVHRR del NOAA-6 como con medidas in situ.

## 2. El remolino de Gran Canaria

Como en la anterior imagen de TSM de fecha 30 de Mayo de 1987, en estas 4 imágenes consecutivas podemos apreciar nuevamente el filamento cuyo origen es Punta Sardina (Noroeste de Gran Canaria) y que finaliza en un remolino ciclónico.

En el mapa 4.11 hemos representado este filamento y el remolino asociado correspondiente a tres de estas imágenes, 7, 9 y 10 de Junio. De igual forma que con las estelas de agua caliente, hemos delineado esta estructura donde había un alto gradiente de temperatura, utilizando técnicas de falso color y de mejora de imagen.

La elaboración de este mapa repondría a un intento de cuantificar la evolución de esta estructura. Sin embargo, aunque en el mapa mostrado observamos cierta evolución, no podemos precisarla ya que necesitaríamos imágenes un poco más distanciadas en el tiempo. Hacemos notar que en la representación de la imagen del 10 de Junio, con el calentamiento superficial discutido, podemos vislumbrar parte de este remolino, aunque no



Mapa 4.11. Mapa de la islas de Gran Canaria y Tenerife en el que hemos representado el filamento y el remolino para el 7 (color rojo), 9 (color verde) y 10 (color azul) de Junio de 1987.





siempre que haya calentamiento superficial se vislumbra.

Hemos tenido acceso a unos datos de AXBT correspondientes a los días 28 de Abril y 5 de Mayo de 1989 donde, por medio de la distribución vertical de temperatura, apreciamos también esta estructura. Durante estos días, el Dr. J. Kerling, miembro de la NAVY, realizó dos vuelos entre la isla de Tenerife y Gran Canaria para lanzar AXBT en los puntos mostrados en las figuras 4.12 y 4.13 correspondientes a cada uno de los días señalados.

Hemos procesado los datos HRPT del sensor AVHRR pertenecientes a estos días y a los más próximos en imágenes de TSM (ver tabla 4.1). Desafortunadamente, nos tropezamos con el problema que preveíamos: durante estos dos días existía una fuerte *calima* que repercutiría en el procesamiento de estos datos de manera que la temperatura obtenida no correspondería a la temperatura del mar. Así ocurrió, y es por ello por lo que no presentamos estas imágenes de TSM.

Con estos datos AXBT hemos realizado una serie de transectos para comprobar la presencia de este remolino. El transecto realizado para el 28 de Abril lo mostramos en la figura 4.14 y los dos realizados para el 5 de Mayo se encuentran en las figuras 4.15 y 4.16.

Hemos realizado también unas gráficas correspondientes al 5 de Mayo de 1989 donde mostramos las isotermas a 200 m de profundidad (figura 4.17), las isotermas a 300 m (figura 4.18), la profundidad del agua de 16°C (figura 4.19), la profundidad del agua de 15°C (figura 4.20) y la profundidad del agua de 14°C (figura 4.21).

Tanto en los transectos como en las gráficas mostradas podemos observar con claridad la presencia del remolino.

Si suponemos que el centro de este remolino es el punto en donde las diferentes isotermas presentan un valor mínimo en profundidad, podemos afirmar que el remolino se ha desplazado con una velocidad media aproximada de 5 Km/día en dirección Sur y 2 Km/día en dirección Oeste.

Para terminar con este estudio, queremos plantear uno de los interrogantes más interesantes, quizás, a propósito de las imágenes de CPC:

el porqué de la presencia de un filamento en la Isla de Gran Canaria que finaliza en un remolino ciclónico cuando en las Islas Occidentales nos encontramos con similares filamentos que, sin embargo, no finalizan en remolino. En las imágenes de TSM, por el contrario, podemos apreciar que los filamentos de las Islas Occidentales podrían terminar en estructura tipo remolino y el caso más representativo sería el filamento de Punta del Mudo en la Isla de La Palma donde, incluso con la existencia de calentamiento en la imagen del 10 de Junio, podemos vislumbrar este remolino ciclónico.

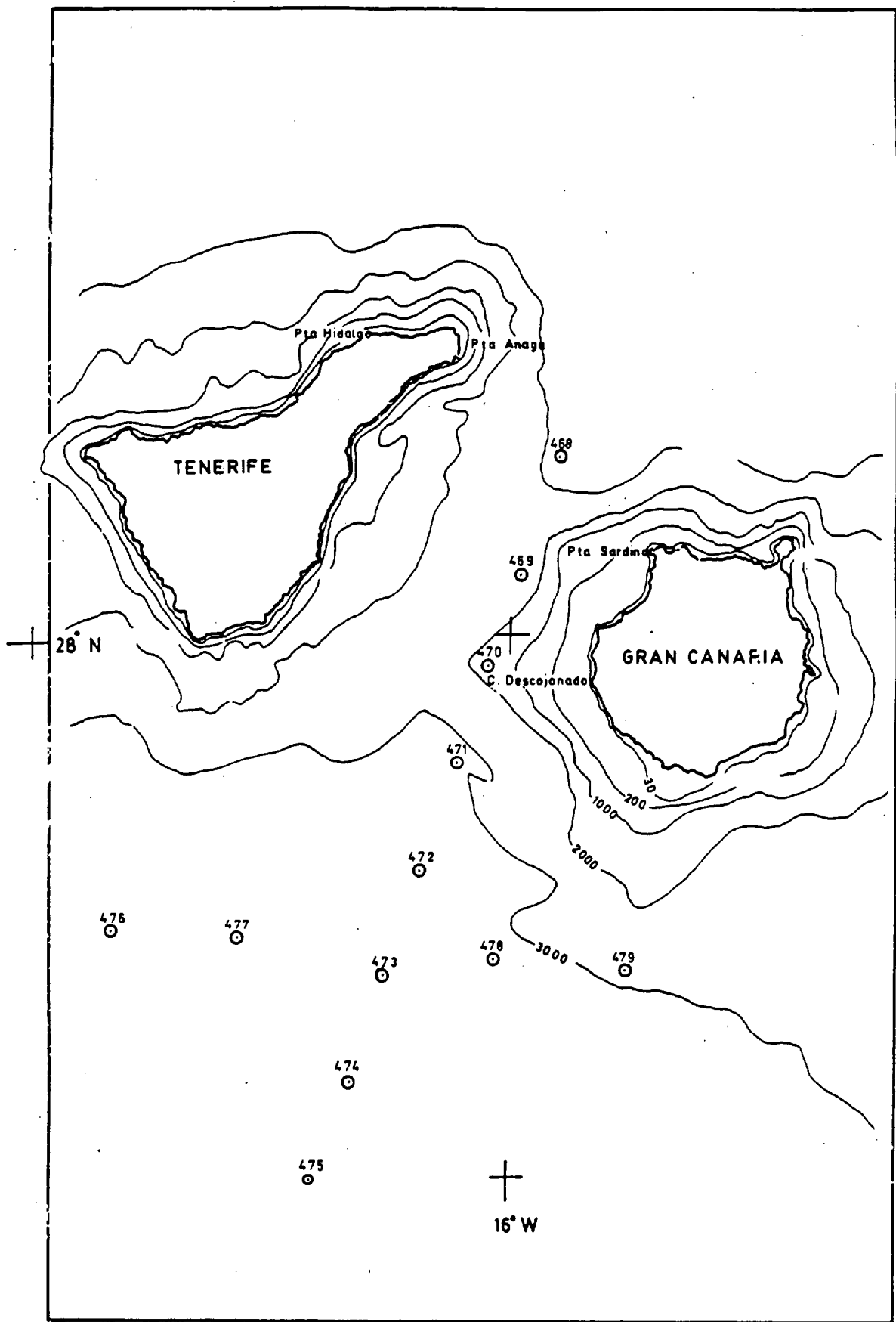


Figura 4.12. Figura que muestra los puntos donde fueron lanzados los AXBT el día 28 de Abril de 1989.

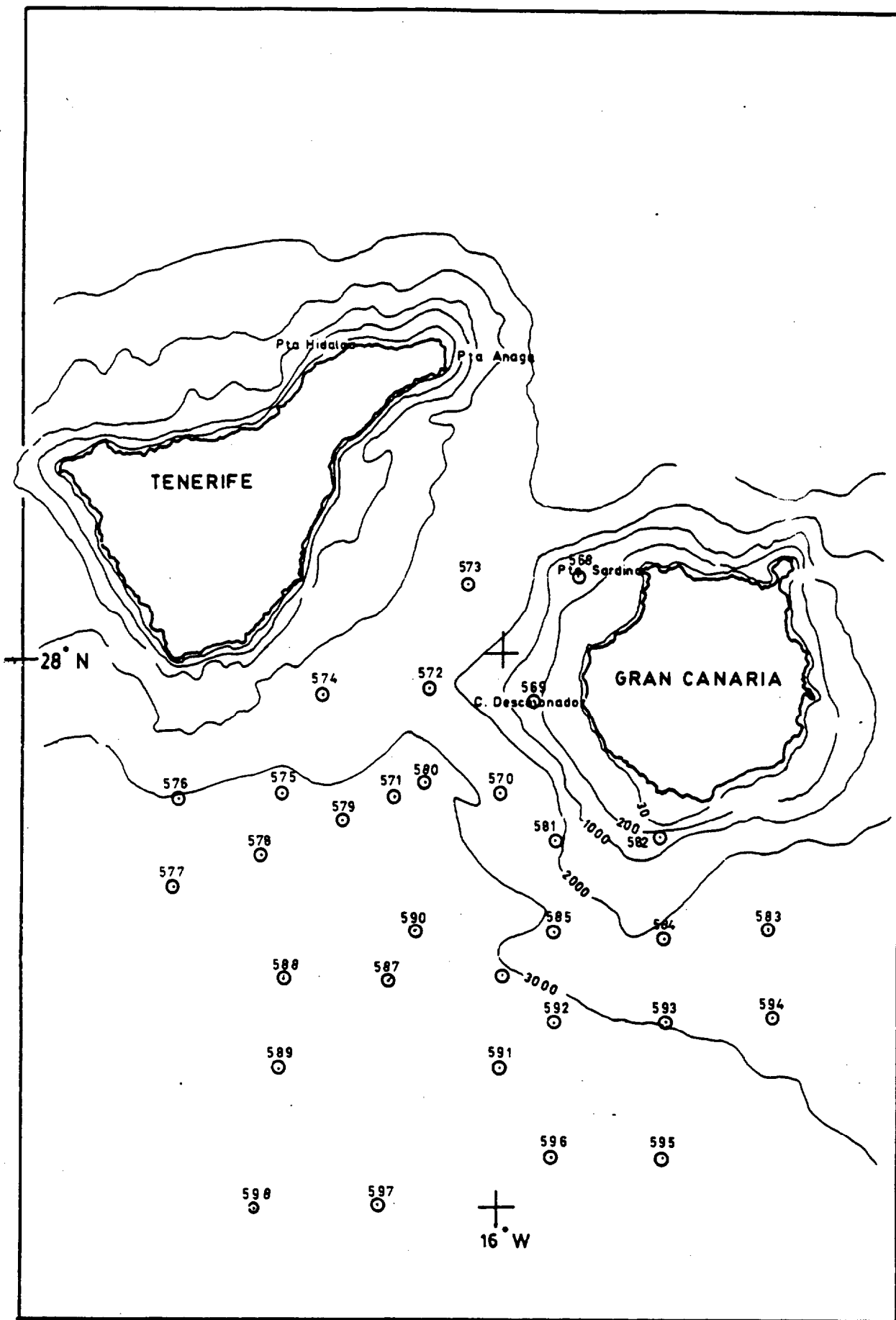


Figura 4.13. Figura que muestra los puntos donde fueron lanzados los AXBT el día 5 de Mayo de 1989.

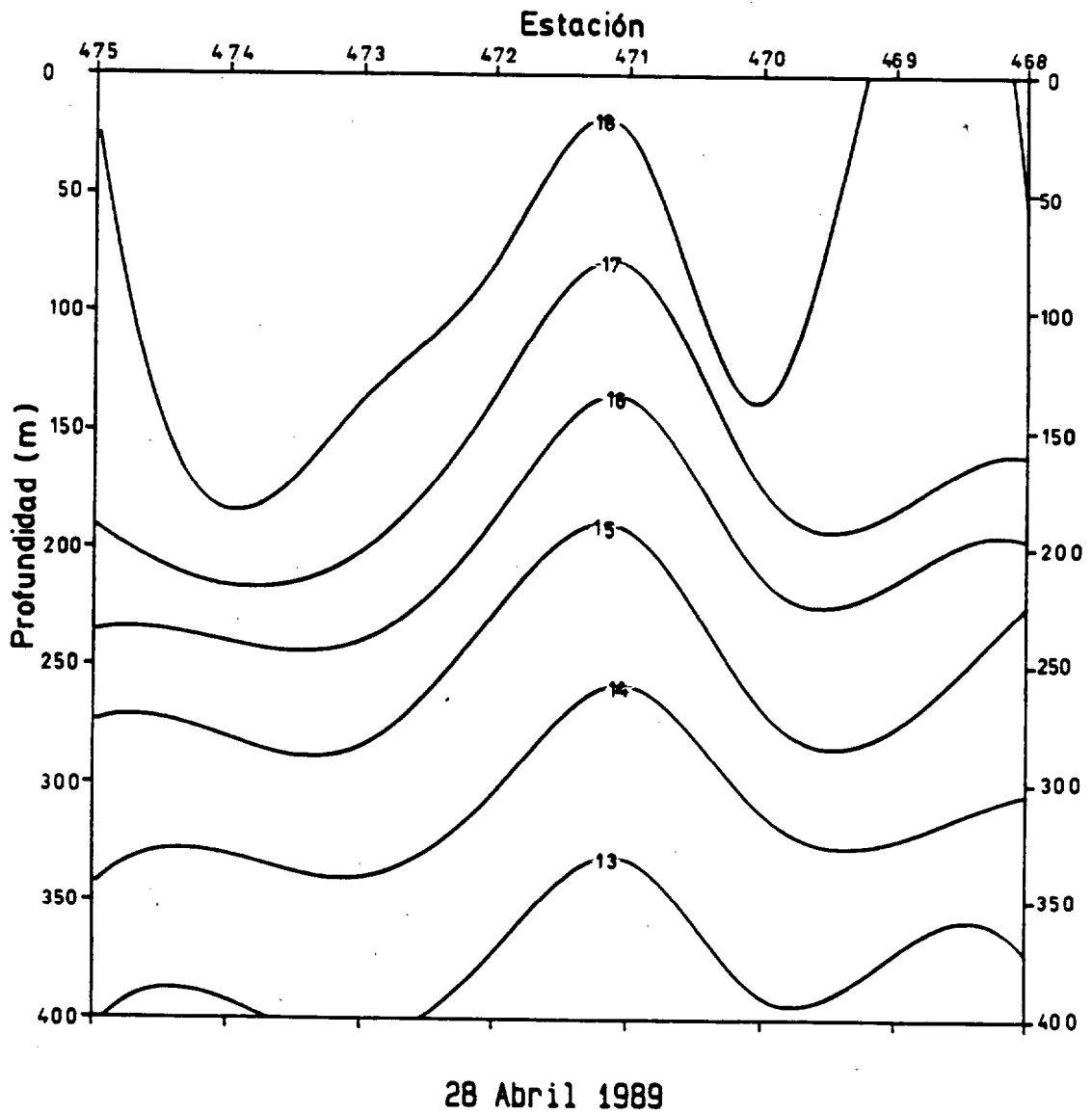


Figura 4.14. Figura que muestra el transecto correspondiente al 28 de Abril de 1989.

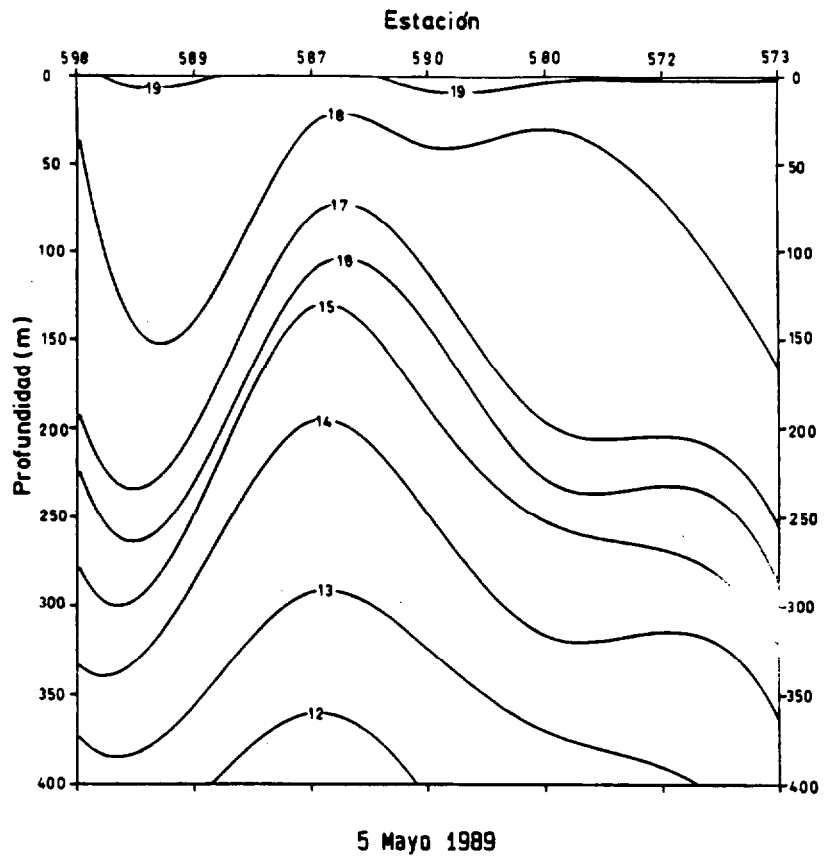


Figura 4.15. Figura que muestra uno de los transectos correspondientes al 5 de Mayo de 1989.

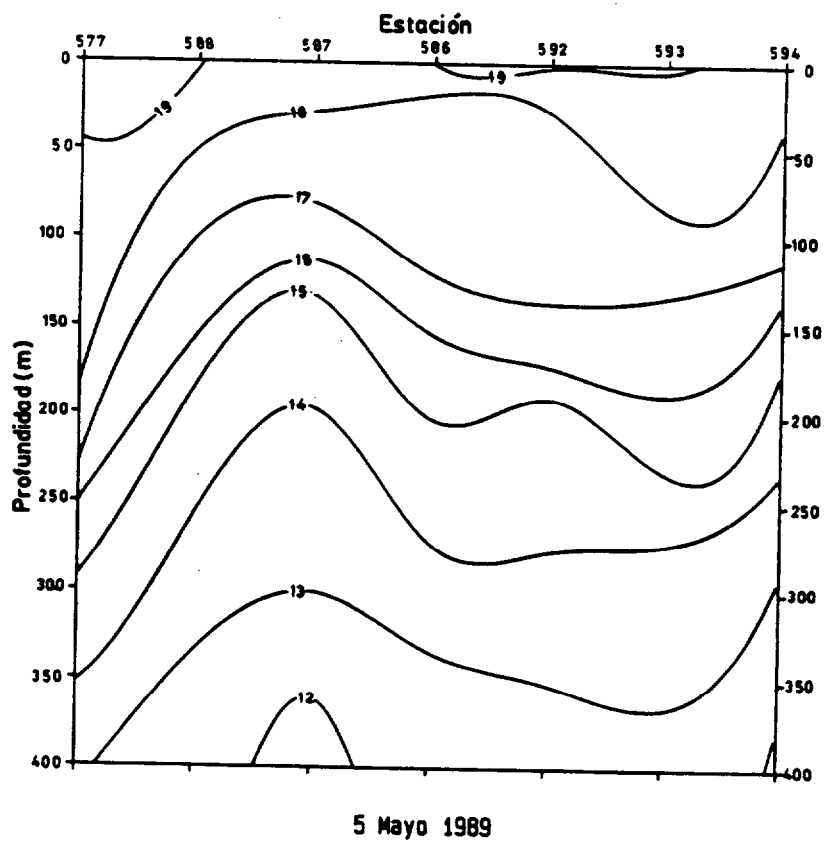


Figura 4.16. Figura que muestra otro de los transectos correspondientes al 5 de Mayo de 1989.

ISOTERMAS A 200 M  
5 DE MAYO 1989

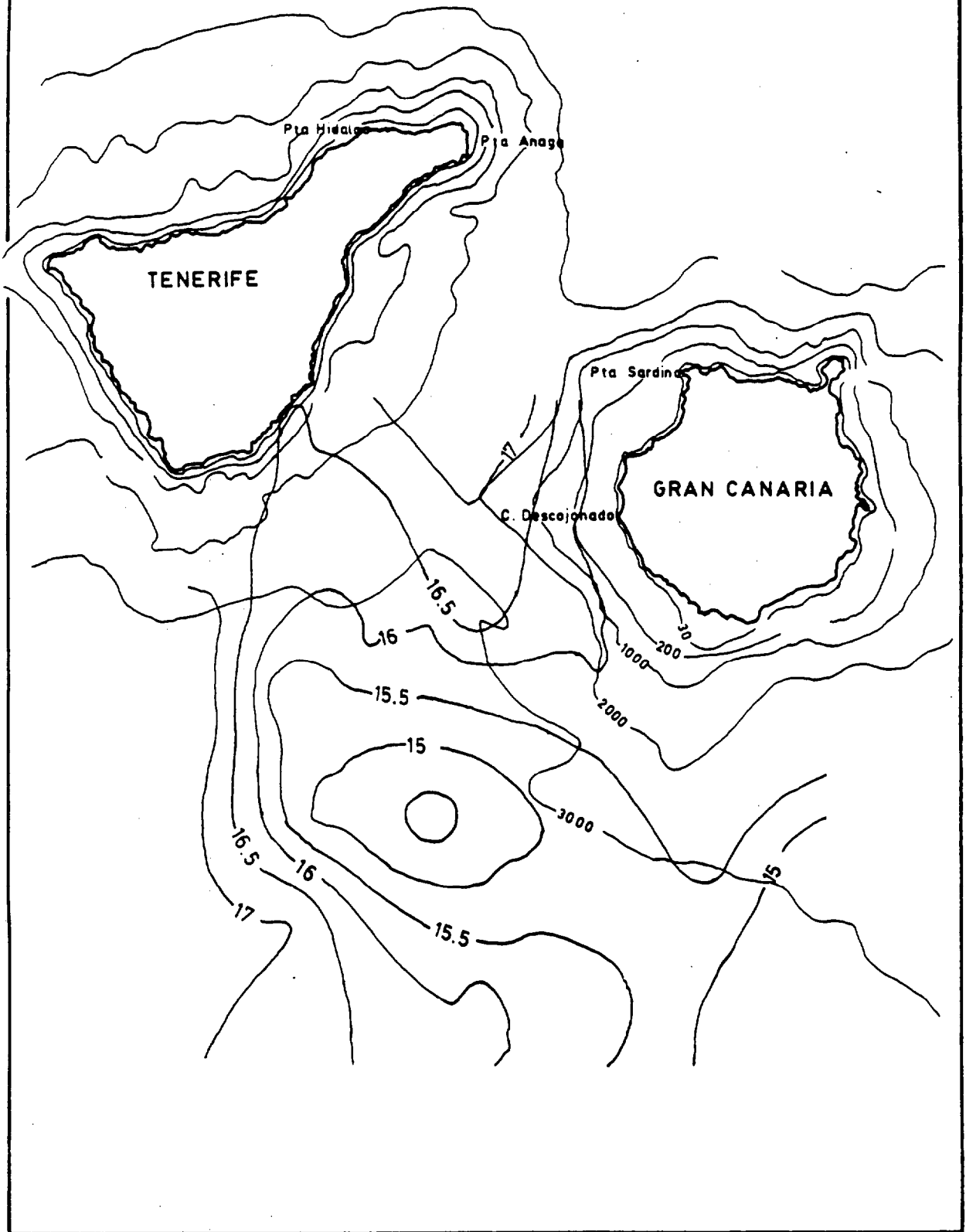


Figura 4.17. Figura que muestra las isotermas a 200 m de profundidad en el día 5 de Mayo de 1989.

ISOTERMAS A 300 M  
5 DE MAYO 1989

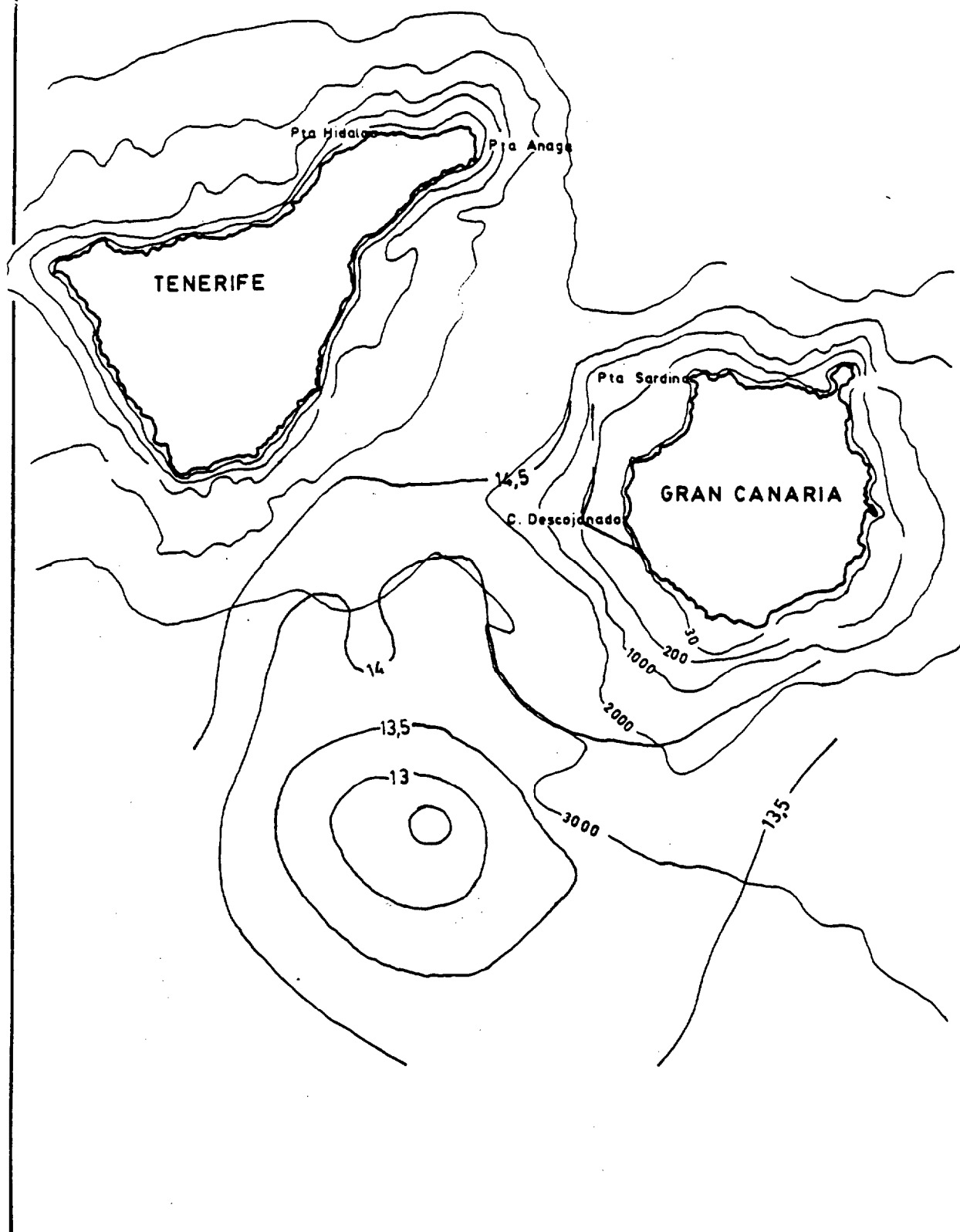


Figura 4.18. Figura que muestra las isotermas a 300 m de profundidad en el día 5 de Mayo de 1989.



PROFUNDIDAD (m) DE 16°C  
5 DE MAYO 1989

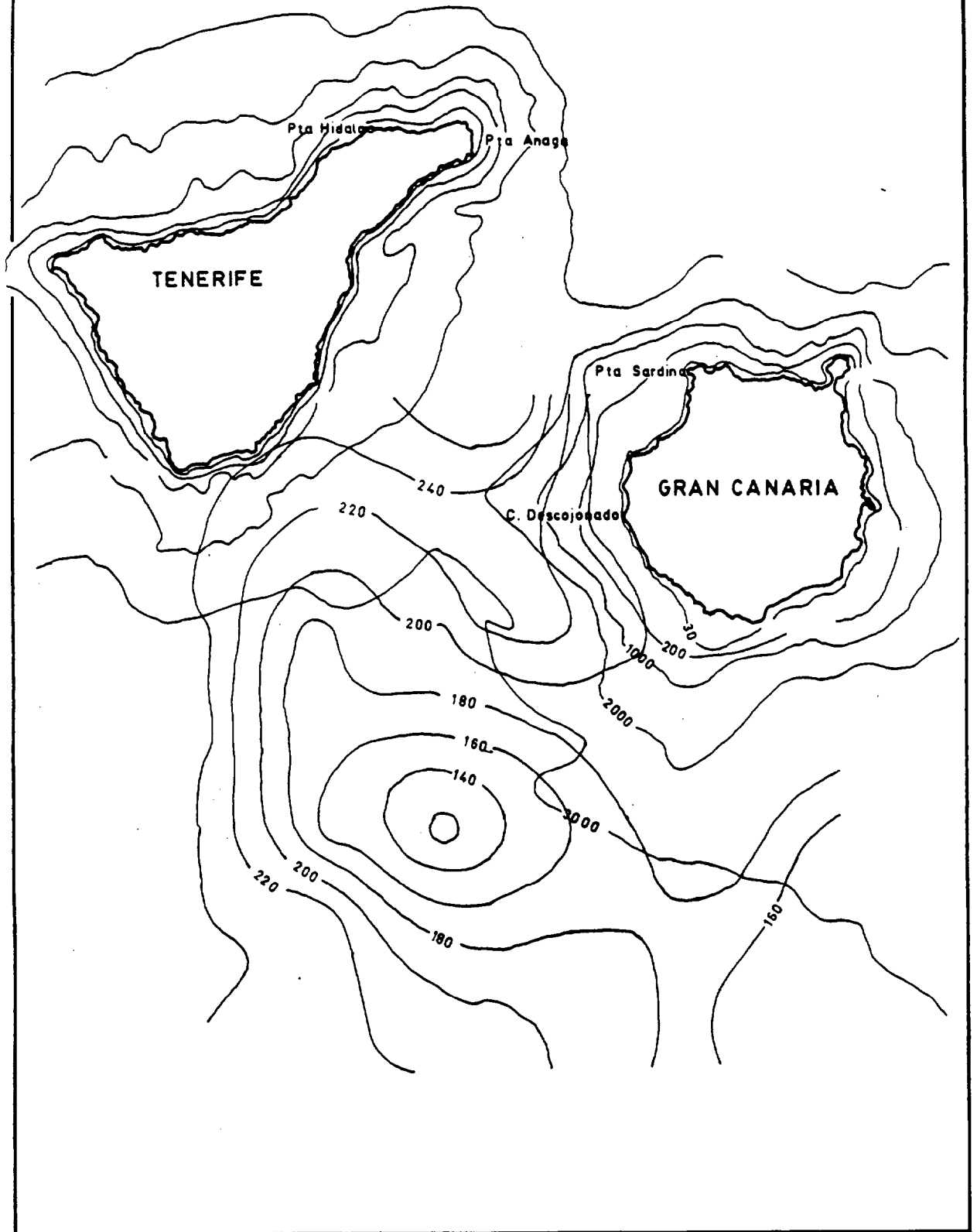


Figura 4.19. Figura que muestra la profundidad del agua de 16°C en el día 5 de Mayo de 1989.

PROFUNDIDAD (m) DE 15°C  
5 DE MAYO 1989

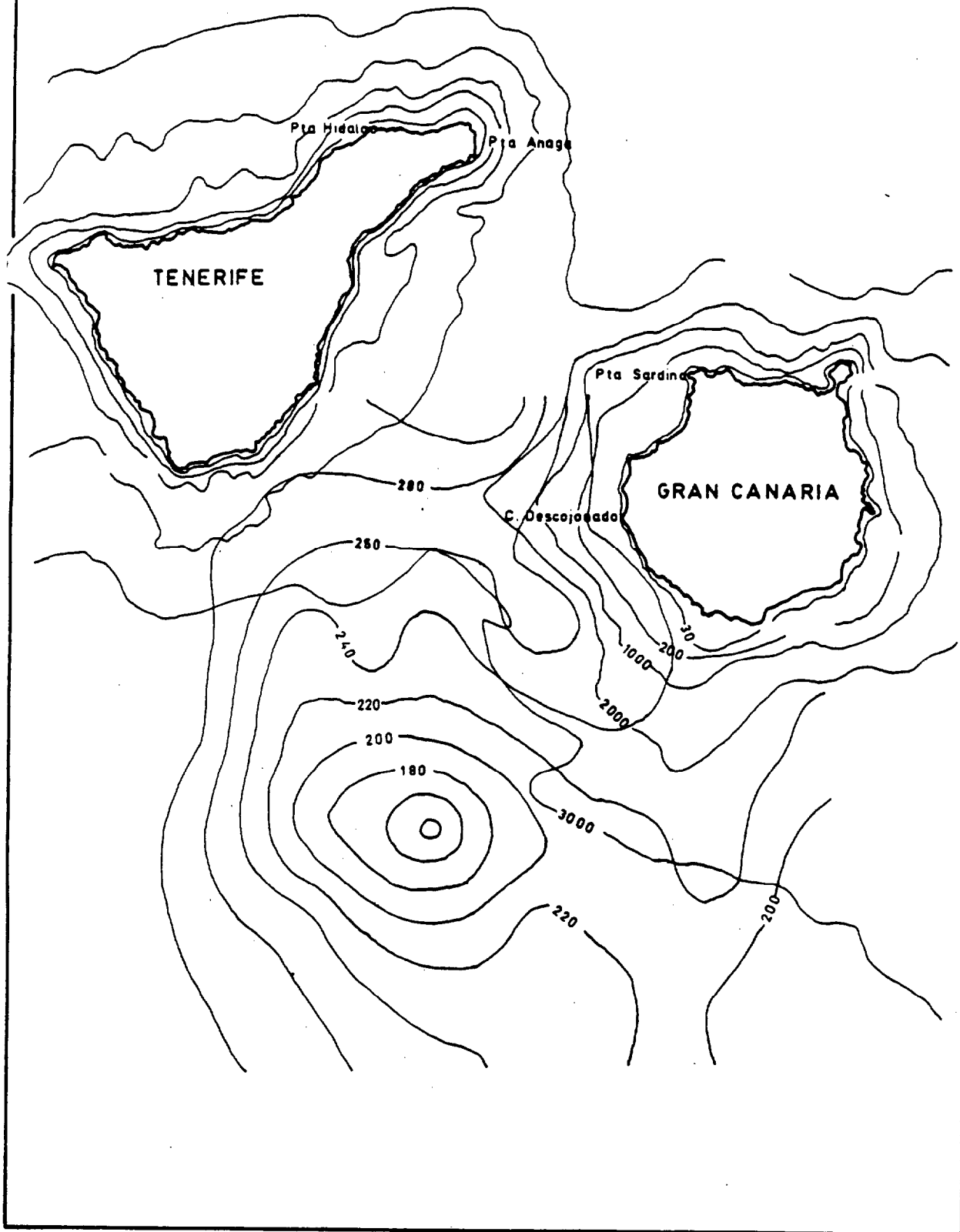
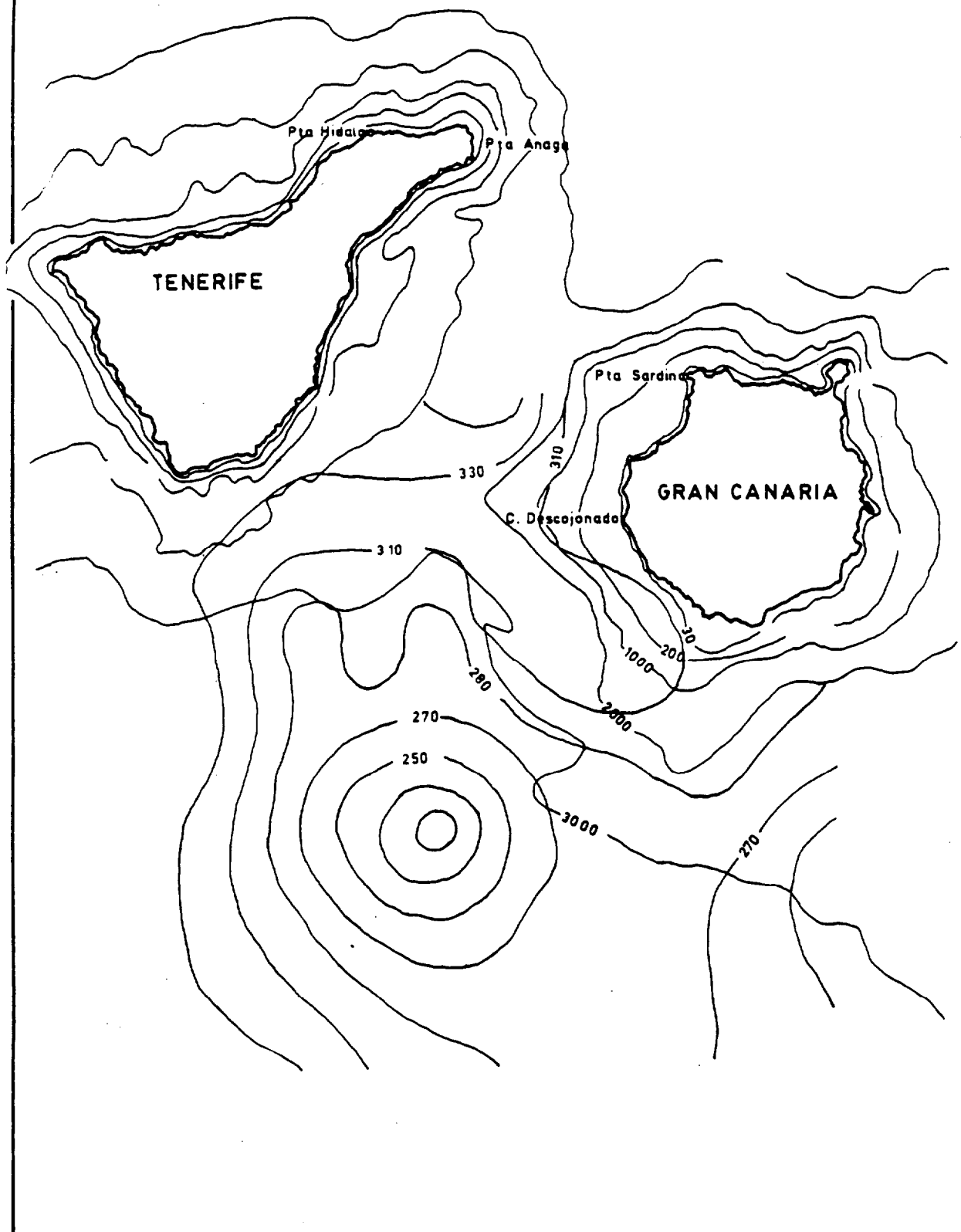


Figura 4.20. Figura que muestra la profundidad del agua de 15°C en el día 5 de Mayo de 1989.

PROFUNDIDAD (m) DE 14°C  
5 DE MAYO 1989



© Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. Biblioteca Digital. 2003

Figura 4.21. Figura que muestra la profundidad del agua de 14°C en el día 5 de Mayo de 1989.



## CONCLUSIONES Y PRINCIPALES APORTACIONES

De entre las principales conclusiones y aportaciones de este trabajo, podemos destacar:

1. Hemos confirmado la utilidad del empleo de los datos suministrados por los sensores AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) y CZCS (Coastal Zone Color Scanner), en el estudio oceanográfico de las estructuras a mesoscala de las aguas que rodean las Islas Canarias, lo que constituía el objetivo principal de nuestro trabajo.
2. Hemos realizado una revisión exhaustiva de la bibliografía que concierne a estos dos sensores y del método seguido en el procesamiento de los datos que suministran, para obtener imágenes de Temperatura Superficial del Mar (TSM) e imágenes de Concentración de Pigmento de tipo Clorofílico (CPC).
3. Hemos presentado la justificación física para la obtención de la temperatura superficial del mar, que tiene como punto de partida la ecuación de transferencia radiativa.
4. Hemos analizado también los problemas que podríamos encontrar una vez realizada la corrección atmosférica, como la presencia de grandes cantidades de aerosoles, la presencia de nubes y los efectos superficiales.
5. Hemos presentado la justificación física del proceso seguido para la obtención de la concentración de pigmento de tipo clorofílico, que parte del estudio de las propiedades ópticas del mar, con el propósito de analizar cómo este constituyente del agua puede relacionarse con la señal disponible del CZCS.
6. Hemos realizado una descripción del método seguido para la corrección atmosférica de los datos de este sensor. En este sentido, hemos presentado de un modo gráfico los resultados de la aplicación de la corrección atmosférica a una escena del sensor CZCS.

Tras la obtención de las imágenes de TSM y de CPC, hemos utilizado éstas, una vez constatado que todas las estructuras oceanográficas observadas en las imágenes de CPC están presentes en las imágenes de TSM, para estudiar las estructuras oceanográficas de las aguas que rodean las Islas Canarias.

7. Hasta el momento, los estudios realizados en el área de las Islas Canarias coinciden en considerar que las aguas que rodean el Archipiélago son similares a las del océano abierto. Sin embargo, en este trabajo hemos verificado que todo ello está lejos de ser cierto.

7.1. En primer lugar, hemos identificado una serie de estructuras propias de las Islas Canarias, nunca mencionadas con anterioridad, que suponen una nueva contribución al estudio oceanográfico de esta área:

- El filamento originado en una punta geográfica de la costa occidental de la Isla de Gran Canaria que finaliza en un remolino ciclónico.
- Los centros de enriquecimiento localizados en la costa occidental de la Isla de Fuerteventura que, en ocasiones, presentan filamentos de hasta 100 Km de longitud, junto con un enriquecimiento situado en toda la costa occidental de esta isla.
- Un mayor enriquecimiento en el sector Norte del occidente de la Isla de Lanzarote con respecto al sector Sur.
- En la islas restantes, una serie de centros de enriquecimiento, siempre localizados en puntas geográficas, algunos de los cuales presentan filamentos de escasa intensidad.

7.2. En segundo lugar, hemos confirmado que, junto a estas estructuras propias del Archipiélago, el afloramiento del Noroeste de Africa ejerce, en determinadas ocasiones, una gran influencia sobre las islas. Esta influencia se manifiesta fundamentalmente en la presencia de grandes filamentos originados en el afloramiento que pueden presentar hasta 300 Km de longitud. Del mismo modo, la presencia de un enriquecimiento al Este de las islas de Lanzarote y Fuerteventura se debe también al afloramiento.

8. Hemos constatado que estas estructuras no constituyen fenómenos excepcionales sino que, por el contrario, coinciden con la tónica general de los estudios oceanográficos realizados en otras áreas.
9. Con respecto al remolino ciclónico de la Isla de Gran Canaria:
- Hemos mostrado el posible origen y evolución de éste.
  - Hemos presentado 4 imágenes consecutivas de TSM en un intento de cuantificar su desplazamiento. Sin embargo, aunque observamos cierta evolución no hemos podido precisarla.
  - Hemos presentado datos AXBT que nos permiten comprobar con claridad la existencia de éste.
10. Hemos comprobado que los centros de enriquecimiento de las islas no siempre se sitúan en la misma punta costera sino en zonas geográficas vecinas, y que estos centros de enriquecimiento pueden cambiar en extensión e intensidad.
11. Hemos observado en las imágenes de TSM unas largas estelas de agua caliente a sotavento de las Islas que no tienen su correspondiente manifestación en las imágenes de CPC.
- 11.1. En relación con esta estructura podemos suponer, en primer lugar, la existencia de una relación directa entre la longitud de las estelas y la altura de las islas, con la excepción de la Isla de Tenerife, que podría ser justificada por la proximidad de la Isla de Gomera.
- 11.2. En segundo lugar, apuntamos la existencia de una posible relación entre la dirección de las estelas y la dirección e intensidad del viento. Sin embargo, ante la imposibilidad de realizar afirmaciones contundentes, sugerimos para un trabajo futuro el estudio de estas relaciones y, por medio de medidas in situ, la extensión en profundidad de estas estelas.

## ÁREAS DE FUTURAS INVESTIGACIONES

Los datos suministrados por los sensores instalados en satélites pueden ser utilizados en estudios oceanográficos, bien de un modo independiente o en combinación con otros tipos de medidas, si bien en este trabajo hemos utilizado exclusivamente los datos proporcionados por estos sensores puesto que, como hemos indicado, no hemos dispuesto de medidas in situ.

1. Teniendo en cuenta las dos ventajas esenciales que nos proporciona esta tecnología -observación sinóptica y observación reiterativa de los océanos- nos hemos centrado en la observación sinóptica y, consecuentemente, no hemos ahondado en la observación reiterativa. Es por ello por lo que sugerimos que las futuras investigaciones se orienten en este sentido, en un intento de determinar la variación diaria de las estructuras identificadas en este trabajo, sus cambios mensuales y estacionales, y su variabilidad interanual.
2. En este trabajo hemos identificado una serie de nuevas estructuras en las aguas que rodean las Islas Canarias. El siguiente paso deberá ser el estudio de las causas que pudieran producir estas estructuras y sus consecuencias, mediante la combinación de datos de satélite y medidas convencionales realizadas por buques oceanográficos, teniendo en cuenta también que, ante la posibilidad de adquirir datos de estos sensores en tiempo cercano al real, podemos orientar y modificar la estrategia de las campañas.
3. Una estructura de especial interés es el remolino ciclónico identificado en la Isla de Gran Canaria, en donde la termoclina estacional y, por tanto, la nutriclina se elevan y determinan la presencia de nutrientes en las zonas más iluminadas de la columna de agua. El implícito aumento de la producción fitoplanctónica, observado también en nuestras imágenes, podría permitir también un aumento de biomasa en los restantes niveles de la cadena trófica, originando un nivel productivo adecuado para los primeros estadios larvarios de peces. Ello debe contribuir al mantenimiento del stock de pelágicos costeros (Caballa y Sardina) y de los pelágicos oceánicos (principalmente Listados), predadores de los primeros. En este sentido,



hemos de señalar que, en una campaña realizada entre las islas de Gran Canaria y Tenerife, observamos larvas de peces donde pocos días antes se había observado la presencia del remolino mediante datos AXBT.

4. De gran importancia sería también la confirmación del afloramiento localizado en la costa occidental de la Isla de Fuerteventura. Si se confirma este afloramiento, los filamentos identificados en este trabajo podrían ser filamentos de afloramiento y, teniendo en cuenta que son fenómenos de reciente descubrimiento y, por tanto, desconocidos en muchos aspectos de su estructura y desarrollo, nos encontramos con un amplio terreno de investigación futura.
5. En el afloramiento del Noroeste de África cercano a las Islas Canarias hemos identificado embolsamientos de agua oligotrófica de temperatura relativamente alta, lo que puede tener repercusiones importantes para la pesca de túnidos en el área del afloramiento africano, ya que éstos presentan requerimientos fisiológicos de temperatura moderadamente alta y turbidez baja, por su condición de predadores visuales, y podrían, por tanto, quedar retenidos en sus migraciones.
6. Como ya hemos señalado, sugerimos también el estudio de la posible relación existente entre la dirección de las largas estelas de agua caliente a sotavento de las islas y la dirección e intensidad del viento, junto con la extensión en profundidad de estas estelas. Del mismo modo, recordamos aquí el interrogante planteado a propósito de las imágenes de CPC: el porqué de la presencia de un filamento en la Isla de Gran Canaria que finaliza en un remolino ciclónico, cuando en las Islas Occidentales nos encontramos con similares filamentos que, sin embargo, no finalizan en remolino. En las imágenes de TSM, por el contrario, hemos apreciado que los filamentos de las Islas Occidentales podrían terminar en estructura tipo remolino.

Para finalizar, y como recomendación, sugerimos que en el futuro se procesen de forma rutinaria los datos de viento elaborados por el ECMWF, más apropiados para estudios oceanográficos a mesoscala que los proporcionados por el Aeropuerto de Gran Canaria.



## BIBLIOGRAFÍA

- Ahlnas K., Royer T.C. & George T.H., 1987. Multiple dipole eddies in the Alaska coastal current detected with Landsat Thematic Mapper. *Journal of Geophysical Research* 92, 13041-13048.
- Anding D. & Kauth R., 1970. Estimation of sea surface temperatures from space. *Remote Sensing of Environment* 1, 217-220.
- Anding D. & Kauth R., 1972. Reply to the comment by G.A. Maul and M. Sidran. *Remote Sensing of Environment* 2, 171-173.
- Angström A., 1964. The parameters of atmospheric turbidity. *Tellus* 16, 64-75.
- Arnone R.A. & La Violette P.E., 1986. Satellite definition of the bio-optical and thermal variation of coastal eddies associated with the African current. *Journal of Geophysical Research* 91, 2351-2364.
- Austin R.W., 1974. The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. In: "Optical aspects of Oceanography" (eds.: Jerlov N.G. & Steeman N.E.), Academic Press.
- Austin R.W., 1980. Gulf of Mexico ocean-color surface-truth measurements. *Boundary-layer Meteorology* 18, 269-285.
- Austin R.W. & Petzold T.J., 1981. The determination of the diffuse attenuation coefficient of sea water using the Coastal Zone Color Scanner. In: "Oceanography from Space" (ed.: Gower J.R.F.), Plenum Press, New York.
- Barton E.D., Huyer A. & Smith R.L., 1977. Temporal variations observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the Northwest African upwelling region, February to April 1974. *Deep-Sea Research* 24, 7-23.
- Bernstein R.L., Breaker L. & Whritner R., 1977. California Current eddy formation: ship, air, and satellite results. *Science* 195, 353-359.
- Bower R.L., Gohrband H.S., Pichel W.G., Signore T.L. & Walton C.C., 1976. Satellite derived sea surface temperatures from NOAA spacecraft. NOAA Technical Memorandum NESS 78.
- Bowers D.G., Crook P.J.E. & Simpson J.H., 1984. An evaluation of sea surface temperature estimates from the AVHRR. Paper presented at a conference on Remote Sensing and the atmosphere convened in Liverpool by the Remote Sensing Society, 15-17 December.
- Braun J.G., Escanez J.E. & De León A.R., 1976. Observaciones químicas y biológicas en el NW de Africa, entre Cabo Juby y Cabo Ghir. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 209, 1-11.

- Braun J.G. & Real F., 1981. The vertical distribution of chlorophyll in Canary Island waters. *I.C.E.S. Biological Oceanography Comunittee C.M./L:7*, 12 pp.
- Braun J.G. & Real F., 1981. Algunas comparaciones entre el nanoplancton y el fitoplancton de red en aguas de las Islas Canarias. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 6, 99-105.
- Bricaud A. & Morel A., 1987. Atmospheric corrections and interpretation of marine radiances in CZCS imagery: use of a reflectance model. *Oceanologica Acta*, 1987. Spatial Oceanography Symposium, Brest, 19-20 November 1985, Proceedings, 33-50.
- Bukata R.P., Bruton J.E., Jerome J.H., Jain S.C. & Zwick H.H., 1981. Optical water quality model of Lake Ontario. 2: Determination of chlorophyll a and suspended mineral concentrations of natural waters from submersible and low altitude optical sensors. *Applied Optics* 20, 1704-1714.
- Callison R.D. & Cracknell A.P., 1984. Atmospheric correction to AVHRR brightness temperatures for waters around Great Britain. *International Journal of Remote Sensing* 5, 185-198.
- Caraux D. & Austin R.W., 1984. Multispectral satellite remote sensing of an oceanic cyclone in the northwestern Mediterranean. *International Journal of Remote Sensing* 5, 855-860.
- Castagné N., Le Borgne P., Le Vourch J. & Orly J.P., 1986. Operational measurements of Sea Surface Temperatures at CMS Lannion from NOAA-7 AVHRR data. *International Journal of Remote Sensing* 7, 953-984.
- Clark D.K., 1981. Phytoplankton pigment algorithms for the Nimbus-7 CZCS. In: "Oceanography from Space" (ed.: Gower J.R.F.), Plenum Press, New York.
- Cogan J.L. & Willand J.H., 1976. Measurements of sea surface temperature by the NOAA-2 satellite. *Journal of Applied Meteorology* 15, 173.
- Cornillon P., Evans D. & Large W., 1986. Warm outbreaks of the Gulf Stream into the Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research* 91, 6583-6596.
- Cornillon P. & Stramma L., 1985. The distribution of diurnal sea surface warming events in the western Sargasso Sea. *Journal of Geophysical Research* 90, 11811-11816.
- Coude-Gaussen G., Rognon P., Bergametti G., Gomez L., Strauss B., Gros J.M. & Le Coustumer M.N., 1987. Sahara dust on Fuerteventura island (Canaries): chemical and mineralogical characteristics, air mass trajectories, and probable source. *Journal of Geophysical Research* 92(D8), 9753-9771.
- Chedin A., Scott N.A. & Berrior A., 1982. A single channel, double-viewing method for sea surface temperature determination from METEOSAT and TIROS-N radiometric measurements. *Journal of Applied Meteorology* 21, 613-618.

- Dalu G., 1985. Emittance effect on the remotely sensed sea surface temperature. *International Journal of Remote Sensing* 6, 733-740.
- De León A.R. & Braun J.G., 1973. Ciclo anual de la producción primaria y su relación con los nutrientes en aguas canarias. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 167, 1-24.
- Dermendjian D., 1963. Scattering and polarization properties of polydispersed suspensions with partial absorption. In: "Electromagnetic Scattering" (ed.: Kerker M.), MacMillan, New York.
- Deschamps P.Y. & Phulpin T., 1980. Atmospheric correction of infrared measurements of sea surface temperature using channels at 3.7, 11 and 12  $\mu\text{m}$ . *Boundary-Layer Meteorology* 18, 131-143.
- Duntley S.Q., Austin R.W., Wilson W.H., Edgerton C.F. & Moran S.E., 1974. Ocean color analysis. Scripps Inst. Oceanogr., La Jolla, Calif., Ref. 74-10, 70 pp.
- ECMWF, 1988. User guide to ECMWF products. Version 1.1, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 64 pp.
- Fedoseev A., 1970. Geostrophic circulation of surface waters on the shelf of North-West Africa. *Rapp. Proc. Verb. Reun. Cons. Int. Expl. Mer* 159, 30-37.
- Flament P., Armi L. & Washburn L., 1985. The evolving structure of an upwelling filament. *Journal of Geophysical Research* 90, 11765-11778.
- Gordon H.R., 1976. Radiative transfer: a technique for simulating the ocean in satellite remote sensing calculations. *Applied Optics* 15, 1974-1979.
- Gordon H.R., 1978. Removal of atmospheric effects from satellite imagery of the oceans. *Applied Optics* 17, 1631-1636.
- Gordon H.R., 1981. A preliminary assessment of the Nimbus-7 CZCS atmospheric correction algorithm in a horizontally inhomogeneous atmosphere. In: "Oceanography from Space" (ed.: Gower J.F.R.), Plenum Press, New York.
- Gordon H.R., Brown J.W., Brown O.B., Evans R.H. & Clark D.K., 1983b. Nimbus-7 CZCS: reduction of its sensitivity with time. *Applied Optics* 22, 3929-3931.
- Gordon H.R., Brown J.W. & Evans R.H., 1988. Exact Rayleigh scattering calculations for use with the Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner. *Applied Optics* 27, 862-871.
- Gordon H.R., Brown O.B. & Jacobs M.M., 1975. Computed relationships between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Applied Optics* 14, 417-427.

- Gordon H.R. & Castaño D.J., 1987. Coastal Zone Color Scanner atmospheric correction algorithm: multiple scattering effects. *Applied Optics* 26, 2111-2122.
- Gordon H.R. & Clark D.K., 1981. Atmospheric effects in remote sensing of phytoplankton pigments. *Boundary-layer Meteorology* 18, 299-313.
- Gordon H.R., Clark D.K., Brown J.W., Brown O.B. & Evans R.H., 1982. Satellite measurement of the phytoplankton pigment concentration in the surface waters of a warm core Gulf Stream ring. *Journal of Marine Research* 40, 491-502.
- Gordon H.R., Clark D.K., Brown O.B., Evans R.H. & Broenkow W.W., 1983a. Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied Optics* 22, 20-36.
- Grassl H., 1976. The dependence of the measured cool skin of the ocean on wind stress and total heat flux. *Boundary-layer Meteorology* 10, 465.
- Hauri L.R., Simpson J.J., Peláez J., Koblinsky C.J. & Wiesenbahn D., 1986. Biological consequences of a recurrent eddy off Point Conception, California. *Journal of Geophysical Research* 91, 12937-12956.
- Hempel G. (ed.), 1982. "The Canary Current: studies of an upwelling system". *Rapp. Proc. Reun. Cons. Int. Expl. Mer* vol.180.
- Hepplewhite C.L., 1989. Remote observation of the sea surface and atmospheres. The ocean skin effect. *International Journal of Remote Sensing* 10, 801-810.
- Hernández-Guerra A., 1988. Contribution to the study of the upwelling off Northwest Africa and its effect on the waters surrounding the Canary Archipelago. Final report, Joint Research Centre, Ispra, Italy.
- Hernández-Guerra A., 1989. Remote sensing of the Northwest African upwelling and Canary Islands surrounding waters. Final report, Joint Research Centre, Ispra, Italy.
- Hernández-León S. & Miranda-Rodal D., 1987. Actividad del sistema de transporte de electrones y biomasa de mesozooplankton en aguas de las Islas Canarias. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 4, 49-62.
- Hernández-León S., Llinás O. & Braun J.G., 1984. Nota sobre la variación de la biomasa del mesozooplankton en aguas de Canarias. *Inv. Pesq.* 48, 495-508.
- Ho D. & Asem A., 1986. NOAA AVHRR image referencing. *International Journal of Remote Sensing* 7, 895-904.

- Ho D., Asem A. & Deschamps P.Y., 1986. Atmospheric correction for the sea surface temperature using NOAA-7 AVHRR and METEOSAT-2 infrared data. *International Journal of Remote Sensing* 7, 1323-1333.
- Hojerslev N.K., 1977. Spectral daylight irradiance and light transmittance in natural waters measured by means of a Secchi disc only. *International Council for the Exploration of the Sea, C.M. 77, paper C, 42, 7 pp.*
- Hovis W.A., Knoll J.S. & Smith G.R., 1985. Aircraft measurements for calibration of an orbiting sensor. *Applied Optics* 24, 407-410.
- Hoyler R.J., 1984. A two-satellite method for measurement of sea surface temperature. *International Journal of Remote Sensing* 5, 115.
- 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* 21, 611-628.
- Huyer A., 1976. A comparison of upwelling events in two locations: Oregon and Northwest Africa. *Journal of Marine Research* 34, 531-547.
- Ikeda M., Emery J.W. & Mysak L.A., 1984. Seasonal variability in meanders of the California Current system off Vancouver Island. *Journal of Geophysical Research* 89, 3487-3505.
- 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* 14, 3-21.
- Jacobowitz H. & Coulson K.L., 1973. Effects of aerosols on the determination of the temperature of Earth's surface from radiance measurements at 11.2  $\mu\text{m}$ . NOAA Technical Report NESS 66, 18 pp.
- Jerlov N.G., 1976. *Marine optics*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Jerlov N.G. & Nielsen E.S. (eds.), 1974. *Optics aspects of oceanography*. Academic Press, London.
- Junge C.E., 1958. Atmospheric chemistry. In: "Advances in Geophysics" (ed.: Campen C.F.), MacMillan, New York.
- Kaiser J.A.C., 1978. Heat balance of the upper ocean under light winds. *Journal of Physical Oceanography* 8, 1-12.
- Katsaros K.B., 1980. The aqueous thermal boundary layer. *Boundary-layer Meteorology* 18, 107-127.
- Kelly K.A., 1985. Separating clouds from ocean in infrared images. *Remote Sensing of Environment* 17, 67-83.

- Kirk J.T., 1981. Monte Carlo study of the nature of the underwater light field in, and the relationships between optical properties of turbid yellow waters. *Aust J. Mar. Freshwater Res.* 32, 517-532.
- La Violette P.E., 1974. A satellite-aircraft thermal study of the upwelled waters off Spanish Sahara. *Journal of Physical Oceanography* 4, 676-685.
- Lagerloef G.S.E. & Bernstein R.L., 1988. Empirical orthogonal function analysis of Advanced Very High Resolution radiometer surface temperature patterns in Santa Barbara Channel. *Journal of Geophysical Research* 93, 6863-6873.
- Langemann M. & Popella A., 1983. Geometric correction of CZCS data. Final report to contract n° 2017-82-12 EP ISP D, Joint Research Centre, Ispra Establishment, Italy.
- Lasker R., Peláez J. & Laurs R.M., 1981. The use of satellite infrared imagery for describing ocean processes in relation to spawning of the Northern Anchovy (*Engraulis mordax*). *Remote Sensing of Environment* 11, 439-453.
- Le Borgne P., Le Vourch J. & Marsouin A., 1988. Sea surface parameters inferred from meteorological satellite data at CMS, Lannion. *International Journal of Remote Sensing* 9, 1819-1834.
- Le Floch J., 1974. Quelques aspects de la dynamique et de l'hydrologie des couches superficielles dans l'ouest marocain. Campagnes Cineca-Charcot I et III. *Tethys* 6, 53-68.
- Legeckis R., 1978. A survey of world-wide SST fronts detected by environment satellite. *Journal of Geophysical Research* 83, 4501-4522.
- Legeckis R., 1988. Upwelling off the Gulfs of Panama and Papagayo in the Tropical Pacific during March 1985. *Journal of Geophysical Research* 93, 15485-15489.
- Lynn R.J. & Svejksky J., 1984. Remotely sensed sea surface temperature variability off California during a "Santa Ana" clearing. *Journal of Geophysical Research* 89, 8151-8162.
- Llewellyn-Jones D.T., Minnet P.J., Saunders R.W. & Zavody A.M., 1984. Satellite multichannel infrared measurements of sea surface measurements of the NE Atlantic Ocean using AVHRR/2. *Quart. J. R. Met. Soc.* 110, 613-631.
- Mascareño D. & Molina R., 1970. Contribution a l'étude de l'upwelling dans la zone canarienne africaine. *Rapp. Proc. Verb. Reun. Cons. Int. Expl. Mer* 159, 61-73.
- Maul G.A., 1985. Introduction to satellite oceanography. Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht, The Netherlands.



- Maul G.A. & Sidran M., 1972. Comment on Anding and Kauth. *Remote Sensing of Environment* 2, 165-169.
- Maul G.A. & Sidran M., 1973. Atmospheric effects on ocean surface temperature sensing from the NOAA satellite scanning radiometer. *Journal of Geophysical Research* 78, 1909-1916.
- McClain E.P., Pichel W.G. & Walton C.S., 1985. Comparative performance of AVHRR-based multichannel sea surface temperature. *Journal of Geophysical Research* 90, 11587-11601.
- McClain E.P., Pichel W.G., Walton C.C., Ahmad Z. & Sutton J., 1983. Multichannel improvement to satellite derived global sea-surface temperatures. *Advances in Space Research* 2, 43-47.
- McMillin L.M., 1971. A method of determining surface temperatures from measurements of spectral radiance at two wavelengths. Ph.D. dissertation, Iowa State University, USA.
- McMillin L.M., 1975. Estimation of sea surface temperature from two infrared window measurements with different absorption. *Journal of Geophysical Research* 80, 5113-5117.
- McMillin L.M. & Crosby D.S., 1984. Theory and validation of the multiple window sea surface temperature technique. *Journal of Geophysical Research* 89, 3655-3661.
- Mittelstaedt E., 1983. The upwelling area off Northwest Africa - A description of phenomena related to coastal upwelling. *Progress in Oceanography* 12, 307-331.
- Mittelstaedt E., 1986. Upwelling regions, In: "Landolt-Börnstein, New Series, Group V, vol. 3/c, Oceanography" (ed.: Sündermann J.), Springer-Verlag, Berlín.
- Molina R., 1973. Contribution to the study of the Canary Current. *International Council for the Exploration of the Sea, C.M. 1973/C:6*.
- Molina R., 1976. Consideraciones sobre la Corriente de Canarias. II Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Comunicaciones, vol.3, 1567-1588.
- Molina R., 1981. Hidrología y corrientes en la región Canario-Marroquí, entre Cabo Juby y Cabo Sim. Campaña CINECA I. IV Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica, Comunicaciones, 1167-1195.
- Molina R. & Laatzen F.L., 1986a. Hidrología en la región comprendida entre las Islas Canarias orientales, Marruecos y las Islas Madeira. Campaña "Norcanarias I". *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 3, 1-16.

- Molina R. & Laatzén F.L., 1986b. Corrientes en la región comprendida entre las Islas Canarias orientales, Marruecos y las Islas Madeira. Campaña "Norcanarias I". *Rev. de Geofísica* 42, 41-52.
- Molina R. & Laatzén F.L., 1989. Hidrología en la región canaria. Campaña "Canarias I". *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 5, 71-86.
- Morel A., 1980. In-water and remote measurements of ocean color. *Boundary-layer Meteorology* 18, 177-201.
- Morel A., 1982. Optical properties and radiant energy in the waters of the Guinea Dome and the Mauritanian upwelling area in relation to primary production. In: "The Canary Current: studies of an upwelling system" (ed.: Hempel G.), *Rapp. Proc. Verb. Reun Cons. Int. Expl. Mer* 180.
- Morel A. & Prieur L., 1977. Analysis and variations ocean color. *Limnology and Oceanography* 22, 709-722.
- Morel A. & Smith R.C., 1982. Terminology and units in optical oceanography. *Marine Geodesy* 5, 335-349.
- Mueller J.L., 1985. Nimbus-7 CZCS: confirmation of its radiometric sensibility decay rate through 1982. *Applied Optics* 24, 1043-1047.
- NOAA, 1986. NOAA polar orbiter data (TIROS-N, NOAA-6, NOAA-7, NOAA-8, NOAA-9 and NOAA-10). Users guide. Compiled and edited by K.B. Kidwell.
- Nykjaer L., 1988. Remote sensing applied to the Northwest African upwelling area. Ph.D. Thesis, University of Copenhagen, Denmark, 144 pp.
- Nykjaer L. & Van Camp L., 1989. Remote Sensing of the Northwest African Upwelling Area. Final report to contract n° 3326-87-12 ED ISP DK, Joint Research Centre, Ispra Establishment, Italy.
- Nykjaer L., Van Camp L. & Schlittenhardt P., 1988. The structure and variability of a filament in the Northwest African upwelling area as observed from AVHRR and CZCS images. Proceedings of IGARSS'88 Symposium, Edinburgh, Scotland, 13-16 Sept. 1988. Ref. SP-284 (IEEE 88CH2497-6), 1097-1100.
- Peláez J., 1987. Satellite images of a "red-tide" episode off Southern California. *Oceanologica Acta* 10, 403-410.
- Peláez J. & McGowan J.A., 1986. Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnology and Oceanography* 31, 927-950.

- Pichel W. & Banks B.A., 1982. Reliability of operational sea surface temperature derived from NOAA satellite infrared data. In: "Interprating Ocean In-situ Structures from Satellite and aircraft Infrared Derived Sea Surface Temperatures", Joint Oceanographic Assembly Workshop, Halifax Nova Scotia, August 9-12.
- Prabhakara C., Dalu G. & Kunde V.G., 1974. Estimation of sea surface temperature from remote sensing in the 11 to 13  $\mu\text{m}$  window-region. *Journal of Geophysical Research* 79, 5039-5044.
- Preisendorfer R.W., 1961. Application of radiative transfer theory to light measurements in the sea. *Union Geod. Geophys. Int. Mon.* 10, 11-29.
- Real F., De Armas J.D. & Braun J.G., 1981. Distribución espacial de la clorofila a y del carbono orgánico particulado en aguas costeras superficiales de las Islas Canarias. *Bol. Inst. Esp. Oceanogr.* 6, 109-115.
- Robinson A.R. (ed.), 1983. Eddies in Marine Science. Springer-Verlag.
- Sathyendranath S. & Morel A., 1983. Light emerging from the sea. Interpretation and uses in remote sensing. In: "Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology" (ed.: Cracknell A.P.), Dordrecht, D. Reidel.
- Saunders P.M., 1967. Aerial measurements of sea surface temperature in the infrared. *Journal of Geophysical Research* 72, 4109-4117.
- 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* 9, 123-150. Errata *International Journal of Remote Sensing* 9, 1393-1394.
- Schluessel P., Shin H.-Y., Emery W.J. & Grassl H., 1987. Comparison of satellite-derived sea surface temperatures with in situ skin measurements. *Journal of Geophysical Research* 92, 2859-2874.
- Schmitt R., Schreiber B. & Levin I., 1988. Effects of long-range transport on atmospheric trace constituents at the Baseline Station Tenerife (Canary Islands). *Journal of Atmospheric Chemistry* 7, 335-351.
- Shannon L.V., Schlittenhardt P. & Moster S.A., 1984. The Nimbus-7 CZCS experiment in the Benguela Current region off Southern Africa, February 1980. 2. Interpretation of imagery and oceanographic implications. *Journal of Geophysical Research* 89, 4698-4976.
- Sheres D. & Kenyon K.E., 1989. A double vortex along the California Coast. *Journal of Geophysical Research* 94, 4989-4997.
- Simpson J.H. & Bowers D.G., 1981. Models of stratification and frontal movement in shelf seas. *Deep-Sea Research* 28, 727-738.

- Simpson J.J., Koblinsky C.J., Peláez J., Hauri L.R. & Wiesenhahn D., 1986. Temperature-plant pigment-optical relations in a recurrent offshore mesoscale eddy near Point Conception, California. *Journal of Geophysical Research* 91, 12919-12936.
- Simpson J.J. & Paulson C.A., 1980. Small-scale sea surface temperature structure. *Journal of Physical Oceanography* 10, 399.
- Singh S.M., 1984. Removal of atmospheric effects on a pixel by pixel basis from the thermal infrared data from instruments on satellites. The Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR). *International Journal of Remote Sensing* 5, 161-183.
- Singh S.M., Cracknell A.P. & Spitzer D., 1985. Evaluation of sensitivity decay of Coastal Zone Color Scanner (CZCS) detectors by comparison with in situ near-surface radiance measurements. *International Journal of Remote Sensing* 6, 749-758.
- Smith R.C. & Baker K.S., 1982. Oceanic chlorophyll concentration as determined by satellite (Nimbus-7 Coastal Zone Color Scanner). *Marine Biology* 66, 269-279.
- Smith R.C. & Wilson W.H., 1981. Ship and satellite bio-optical research in the California Bight. In: "Oceanography from Space" (ed.: Gower J.R.F.), Plenum Press, New York.
- Sobolev V.V., 1975. Light scattering in planetary atmospheres. Pergamon Press.
- Speth P. & Detlefsen H., 1982. Meteorological influences on upwelling off Northwest Africa. *Rapp Proc. Verb. Reun. Cons. Int. Expl. Mer* 180, 29-34.
- Stowe L.L. & Fleming H.E., 1980. The error in satellite retrieved temperature profiles due to the effects of atmospheric aerosol particles. *Remote Sensing of environment* 9, 57-64.
- Stramma L., Cornillon P., Weller R.A., Price J.F. & Briscoe M.G., 1986. Large diurnal sea surface temperature variability: satellite and in-situ measurements. *Journal of Physical Oceanography* 16, 827-837.
- Strong A.E. & McClain E.P., 1984. Improved Ocean Surface Temperatures from Space. Comparisons with Drifting Buoys. *Bulletin American Meteorological Society* 65, 138-142.
- Sturm B., 1980. The atmospheric correction of remotely sensed data and the quantitative determination of suspended matter in marine water surface layers. In: "Remotely Sensing in Meteorology, Oceanography and Hydrology" (ed.: Cracknell A.P.), Ellis Horwood Limited, Chichester, U.K.

- Sturm B., 1983. Selected topics of Coastal Zone Color Scanner (CZCS) data evaluation. In: "Remote Sensing Applications in Marine Science and Technology" (ed.: Cracknell A.P.), Dordrecht, D. Reidel.
- Sturm B., 1986. Correction of the sensor degradation of the Coastal Zone Color Scanner on Nimbus-7. In: "Europe from Space", ESA SP-258, ESA/EARSel proceedings. Lyngby, Denmark, 25-28 June 1986.
- Takashima T. & Takayama Y., 1981. Estimation of sea surface measurements from remote sensing in the 3.5  $\mu\text{m}$  window region. *J. Meteor. Soc. of Japan* 59, 876-890.
- Tejedor M.B., Pérez E. & Rivero G., 1988. Estudio del régimen de viento de Gando - Gran Canaria. XIX Jornadas Científicas de la Asociación Meteorológica Española, 27 de Mayo al 3 de Junio, Principado de Asturias.
- Thomson R.E. & Gower J.R.F., 1985. A wind-induced mesoscale eddy over the Vancouver Island continental slope. *Journal of Geophysical Research* 90, 8981-8993.
- Tomasi C., Vitale V. & Caroli E., 1983. Sahara dust program-II. Determination of the vertical particulate mass loading by using extinction models based on Junge-type size distributions. *J. Aerosol Sci.* 14, 529-539.
- Van Camp L. & Nykjaer L., 1988. Remote Sensing of the Northwest African upwelling area. JRC special publication no. I.88.24, Joint Research Centre, Ispra Establishment, Italy.
- Van Camp L., Nykjaer L., Mittelstaedt E. & Schlittenhardt P., 1990. Upwelling and boundary circulation off Northwest Africa as depicted by infrared and visible satellite observations. *Progress in Oceanography* (remitido).
- Van de Hulst H.C., 1957. Light scattering by small particles. Willey, New York.
- Viollier M., 1982. Radiometric calibration of the Coastal Zone Color Scanner on Nimbus-7: a proposed adjustment. *Applied Optics* 21, 1142-1145.
- Viollier M., Tanre D. & Deschamps P.Y., 1980. An algorithm for remote sensing of water color from space. *Boundary-layer Meteorology* 18, 247-269.
- Volz F.E., 1973. Infrared optical constants of ammonium sulfate, sahara dust, volcanic pumice and flyash. *Applied Optics* 12, 564-568.
- Vukovich F.M. & Crissman B.W., 1980. Some aspects of Gulf Stream western boundary eddies from satellite and in situ data. *Journal of Physical Oceanography* 10, 1792-1813.
- Washburn L. & Armi L., 1988. Observations of frontal instabilities on an upwelling filament. *Journal of Physical Oceanography* 18, 1075-1092.

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* 34, 131-141.

Yokoyama R. & Tanba S., 1988. Estimation of sea surface temperature via NOAA-AVHRR sensor: comparisons with sea truth data by fixed bouys. Proceedings of IGARSS'88 Symposium, Edimburgh, Scotland, 13-16 Sept. Ref. ESA SP-284 (IEEE 88CH2497-6).