



Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Biodiversidad y Biología Experimental

**ESTIMACIÓN DE LA BIOMASA FITOPLANCTÓNICA MEDIANTE
EL SENSORAMIENTO REMOTO DEL *COLOR DEL MAR* Y
DATOS DE CAMPO EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL
PATAGÓNICA**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad
de Buenos Aires en el área de Ciencias Biológicas

Lic. Ana Inés Dogliotti

Directores de Tesis: Dr. Domingo A. Gagliardini y

Dra. Irene R. Schloss

Consejero de Estudios: Dr. Pablo Penchaszadeh

Lugar de trabajo: Instituto de Astronomía y Física del Espacio (IAFE)
UBA/CONICET

Buenos Aires, 12 de Septiembre 2007

ESTIMACIÓN DE LA BIOMASA FITOPLANCTÓNICA MEDIANTE EL SENSORAMIENTO REMOTO DEL COLOR DEL MAR Y DATOS DE CAMPO EN LA PLATAFORMA CONTINENTAL PATAGÓNICA

En este trabajo de tesis se utilizaron imágenes del *color del mar* para estimar la concentración de clorofila-*a* (*Cl_a*) como indicador de la biomasa fitoplanctónica para caracterizar regiones de importancia biológica en la plataforma continental patagónica (PCP). Se realizó un análisis exhaustivo de los principales pasos necesarios para el procesamiento de las imágenes del *color del mar*: la corrección atmosférica, la evaluación de la estimación satelital de la *Cl_a*, y el análisis de una serie de tiempo de mapas de *Cl_a*, como una posible aplicación. Se desarrolló por primera vez un algoritmo para corregir los efectos de la atmósfera de las imágenes de *color* obtenidas por el sensor MMRS a bordo del satélite argentino SAC-C. La *performance* teórica del algoritmo fue buena, aunque los valores de reflectancia marina obtenidos resultaron bajos en comparación con los correspondientes al sensor SeaWiFS. Las diferencias pueden estar relacionadas con el no cumplimiento de una de las suposiciones del modelo, errores en la calibración radiométrica de los sensores y ruido en los datos. Se evaluó por primera vez la precisión de tres algoritmos globales y dos regionales, aplicados a imágenes SeaWiFS y MODIS, con datos de campo obtenidos en la PCP durante campañas oceanográficas realizadas en verano y otoño entre los años 2001 y 2004. El algoritmo global OC4v4 fue el que mejor estimó la concentración medida *in situ*. En general se observó una sistemática sobreestimación a bajas concentraciones y una subestimación en altas concentraciones de *Cl_a* para todos los algoritmos evaluados. Un análisis regional mostró que, dependiendo de la región analizada en la PCP, puede existir una diferencia importante en la estimación satelital de la *Cl_a*. Se utilizó una serie de 6 años de imágenes SeaWiFS para caracterizar temporalmente la distribución de la *Cl_a* pudiéndose identificar cuatro zonas en la PCP. La evolución temporal del promedio espacial de la *Cl_a* sobre toda la plataforma mostró la importancia biológica (aumento de biomasa fitoplanctónica) de las zonas frontales, a pesar de su reducida extensión espacial.

Palabras Clave: Color del mar, Sensoramiento Remoto, Clorofila-*a*, Corrección atmosférica, SAC-C, SeaWiFS, MODIS, Variabilidad estacional, Plataforma Continental Patagónica.

PHYTOPLANKTON BIOMASS ESTIMATE USING REMOTE SENSING OF OCEAN COLOR AND *IN SITU* DATA IN THE PATAGONIAN CONTINENTAL SHELF

In the present thesis ocean color images were used to estimate chlorophyll-*a* concentration (Chl*a*), as a proxy to phytoplankton biomass, to characterize ecological regions within the Patagonian Continental Shelf (PCS). A comprehensive analysis of the main steps required to process ocean color images was performed, *i.e.* the atmospheric correction scheme, the evaluation of the satellite-derived Chl*a*, and a temporal series analysis of Chl*a* maps. An algorithm was developed to correct ocean color images from the MMRS sensor, onboard the Argentine satellite SAC-C. The theoretical performance was good, but the marine reflectance values obtained after correcting MMRS data were low compared to the corresponding SeaWiFS reflectance. The discrepancies may be due to failure in one of the model's assumptions, radiometric calibration errors, and to the large noise in the data. Uncertainties in the retrieval of satellite-derived surface Chl*a* have been evaluated in the Patagonian Continental Shelf for the first time. Two global and two regional ocean color products, applied to SeaWiFS and MODIS imagery, have been compared to *in situ* Chl*a* measurements collected on summer and autumn oceanographic cruises between 2001 and 2004. The OC4v4 standard global algorithm performed better than the other algorithms analyzed; a systematic error was found in the satellite-derived Chl*a* showing a general overestimation at low Chl*a* and an underestimation at high Chl*a*. A regional analysis showed that there was a substantial difference in the performance of the SeaWiFS and MODIS algorithms regarding the location of the sampled sites. A 6-year time series of SeaWiFS Chl*a* derived images were analyzed in order to characterize the temporal evolution of the Chl*a*. The analyzed images permitted to identify a differential distribution pattern of pigment concentrations in four regions in the PCS. The temporal evolution of the spatial mean Chl*a* values averaged over the PCS showed the biological importance (increased biomass) of the frontal zones, even though restricted to small regions.

Keywords: Ocean Color, Remote Sensing, Chlorophyll-*a*, Atmospheric correction, SAC-C, SeaWiFS, MODIS, Seasonal Variability, Patagonian Continental Shelf.

AGRADECIMIENTOS

A lo largo de esta etapa de mi formación académica he aprendido, conocido y compartido momentos con personas que me ayudaron a crecer, tanto en el plano profesional como en el personal, a quienes quisiera agradecer.

A mis directores, el Dr. Antonio Gagliardini y la Dra. Irene Schloss, por darme la oportunidad y el apoyo en todos los proyectos emprendidos.

A los profesores de los cursos realizados, en especial al Dr. Platt y Dra. Sathyendranth, por los conocimientos compartidos. Y a los co-autores con quienes he colaborado, en especial a R. Reta, A. Rivas y R. Frouin.

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (ANPCyT) y al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), por el financiamiento que me permitió llevar a cabo este trabajo de doctorado.

A los proyectos que me permitieron contar con los recursos necesarios para el desarrollo del trabajo de investigación, financiados por ANPCyT, CONICET, Fundación Antorchas y *Global Environmental Facility* (GEF).

Al proyecto ARGAU y en especial a todas las personas que participaron, colectaron y analizaron las muestras de dichas campañas.

Al las organizaciones que financiaron mi formación a través de cursos en el extranjero: *International Ocean-Colour Coordinating Group* (IOCCG), *Partnership for Observation of the Global Oceans* (POGO), *International Union of Pure and Applied Physics* (IUPAP), *Abdus Salam International Center for Theoretical Physics* (ICTP) e Instituto Canario de Ciencias Marinas (ICCM).

Al *SeaWiFS Project*, al *Distributed Active Archive Center*, al grupo que desarrolla el programa SeaDAS por la producción y distribución de datos, publicaciones y *software* utilizados para el procesamiento de los datos SeaWiFS y MODIS.

A mi familia por estar cerca.

A mis compañeros del IAFE, Andrea B., Mariela S., Fabiana M., Antonio V., Haydeé K., Mercedes S., Francisco G., Pablo P. y en especial a José Bava gracias a quien conocí al grupo de Teledetección del IAFE y quien me ayudó mucho en los inicios de mi formación.

A mis amigos Mauricio Leston y Mariano Galvagno por los cafés y charlas compartidas.

A mis compañeros de todos los días, la Vaca Aurora, Patricio y los Nanos.

Al amor de mi vida Gastón Giribet, por su apoyo incondicional, confianza en mí y paciencia infinita.

CONTENIDO

ACRÓNIMOS Y ABREVIACIONES	i
GLOSARIO DE SÍMBOLOS	iii
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Aspectos generales	1
1.2. Objetivos	4
1.3. Área de estudio	4
1.4. Enfoque utilizado	9
CAPÍTULO 2. TELEDETECCIÓN DEL MEDIO ACUÁTICO EN EL VISIBLE: “COLOR DEL MAR”	10
2.1. Principios físicos	10
2.2. Sensores que miden el <i>color del mar</i>	14
2.3. Sistema Tierra-Atmósfera	19
2.4. Corrección atmosférica	20
2.5. Algoritmos bioópticos	26
2.6. Tipo de datos	31
2.7. Cadena de procesamientos	31
CAPÍTULO 3. CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA DE IMÁGENES MMRS (SAC-C)	34
3.1. Sistema MMRS/SAC-C	34
3.2. Modelado de la reflectancia	36
3.3. Descripción del algoritmo	47
3.4. Evaluación de la precisión	48
3.5. Aplicación del algoritmo a una imagen MMRS	49
3.6. Comparación con una imagen SeaWiFS	52
3.7. Discusión	54
3.8. Conclusiones	55
CAPÍTULO 4. EVALUACIÓN DE LA <i>Cl_a</i> SATELITAL (SEAWIFS Y MODIS) CON DATOS DE CAMPO	57
4.1. Campañas ARGAU	57
4.2. Información utilizada	59
4.3. Protocolo para determinar coincidencia	61
4.4. Algoritmos	63
4.5. Criterios de evaluación	65
4.6. Evaluación de la <i>Cl_a</i> satelital	66
4.7. Análisis regional	73
4.8. Conclusiones	81
CAPÍTULO 5. VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA <i>Cl_a</i> SATELITAL	83
5.1. Información utilizada	84
5.2. Análisis de la cobertura nubosa	84
5.3. Ciclo anual	87
5.4. Evolución temporal del promedio espacial de la <i>Cl_a</i> satelital	94

5.5. Discusión y conclusiones	95
CONSIDERACIONES FINALES	100
REFERENCIAS	102
APÉNDICE 1: SENSORES	115
APÉNDICE 2: PROGRAMA MODIFICADO DE SEADAS	118

ACRÓNIMOS Y ABREVIACIONES

AOP	<i>Aparent Optical Properties</i> (propiedades ópticas aparentes)
ARGAU	Cooperación entre Francia y ARGentina para el estudio del océano AUstral
ASO	Océano Atlántico Sudoccidental
AT	Alcalinidad total
AVHRR	<i>Advance Very High Resolution Radiometer</i>
BRAZ	Provincia bio-geoquímica 'Corriente de Brasil'
CDOM	<i>Colored Dissolved Organic Matter</i> (material orgánica disuelta coloreada)
Cla	Clorofila-a
CZCS	<i>Coastal Zone Color Scanner</i>
CNES	<i>Centre National d'Etudes Spatiales</i>
CONAE	Comisión Nacional de Actividades Espaciales
CV	Coefficiente de variación
DAAC	<i>Distributed Active Archive Center</i>
DIC	Carbono inorgánico disuelto
DNA	Dirección Nacional del Antártico
EEM	Espectro Electromagnético
EOS	<i>Earth Observing System</i>
EPEA	Estación Permanente de Estudios Ambientales
EPTOMS	<i>Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
FLKD	Provincia bio-geoquímica 'Plataforma del Atlántico Sur Occidental'
GAC	<i>Global Area Coverage</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
HR	Humedad relativa
HRTC	<i>High Resolution Technological Camera</i>
HRPT	<i>High Resolution Picture Transmission</i>
HSTC	<i>High Sensitivity Camera</i>
IAA	Instituto Antártico Argentino
IOP	<i>Inherent Optical Properties</i> (propiedades ópticas inherentes)
ISRO	<i>Indian Space Research Organization</i>
KARI	<i>Korea Aerospace Research Institute</i>
LAC	<i>Local Area Coverage</i>
LPCM	<i>Laboratoire de Physique et Chimie Marines</i>

MERIS	<i>ME</i> diuM <i>R</i> esolution <i>I</i> maging <i>S</i> pectrometer
MLAC	<i>M</i> erged <i>L</i> ocal <i>A</i> rea <i>C</i> overage
MMRS	<i>M</i> ulti- <i>s</i> pectral <i>M</i> edium <i>R</i> esolution <i>S</i> canner
MODIS	<i>M</i> oderate <i>R</i> esolution <i>I</i> maging <i>S</i> pectroradiometer
NASA	<i>N</i> ational <i>A</i> eronautics and <i>S</i> pace <i>A</i> dmInistration
NCEP	<i>N</i> ational <i>C</i> enters for <i>E</i> nvironmental <i>P</i> rediction
ND	Número <i>D</i> igital
NIR	<i>N</i> ear <i>I</i> nfra <i>R</i> ed (Infrarrojo cercano)
NRT	<i>N</i> ear <i>R</i> eal <i>T</i> ime
OCG	<i>O</i> cean <i>C</i> olor <i>G</i> roup
OCM	<i>O</i> cean <i>C</i> olour <i>M</i> onitor
OSMI	<i>O</i> cean <i>S</i> canning <i>M</i> ulti- <i>s</i> pectral <i>I</i> mager
PARASOL	<i>P</i> olarization & <i>A</i> nisotropy of <i>R</i> eflectances for <i>A</i> tmospheric <i>S</i> ciences coupled with <i>O</i> bservations from a <i>L</i> idar
PCP	Plataforma <i>C</i> ontinental <i>P</i> atagónica
RADAR	<i>R</i> adio <i>D</i> etection and <i>R</i> anking
REM	<i>R</i> adiación <i>E</i> lectromagnética
RMS	Raíz cuadrática media
SANT	Provincia bio-geoquímica 'Subantártica'
SATL	Provincia bio-geoquímica 'Giro Tropical del Atlántico Sur'
SeaDAS	<i>S</i> ea <i>W</i> i <i>F</i> S <i>D</i> ata <i>A</i> nalysis <i>S</i> ystem
SeaWiFS	<i>S</i> ea- <i>v</i> iewing <i>W</i> ide <i>F</i> ield of <i>v</i> iew <i>S</i> ensor
SHN	<i>S</i> ervicio de <i>H</i> idrografía <i>N</i> aval
SMA	<i>S</i> tandard <i>M</i> ajor <i>A</i> xis
SSTC	Provincia bio-geoquímica 'Convergencia Subtropical Sur'
TSM	<i>T</i> emperatura <i>S</i> uperficial del <i>M</i> ar
UNLP	<i>U</i> niversidad de <i>L</i> a <i>P</i> lata
UPS	<i>U</i> nidades <i>P</i> rácticas de <i>S</i> alinidad
UTM	<i>U</i> niversal <i>T</i> ransverse <i>M</i> ercator
VIS	<i>V</i> isible

GLOSARIO DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descripción	Unidades
A	Área esférica	m ²
a	Coficiente de absorción	m ⁻¹
a _{CDOM}	Coficiente de absorción de materia orgánica coloreada disuelta	m ⁻¹
a _d	Coficiente de absorción de partículas no algales	m ⁻¹
a _p	Coficiente de absorción de partículas	m ⁻¹
a _{ph}	Coficiente de absorción de pigmentos del fitoplancton	m ⁻¹
a _w	Coficiente de absorción del agua	m ⁻¹
a* _{ph}	Coficiente de absorción específico de pigmentos del fitoplancton	m ⁻¹ (mg m ⁻³) ⁻¹
b	Coficiente de dispersión	m ⁻¹
b _f	Coficiente de dispersión hacia delante	m ⁻¹
b _b	Coficiente de retrodispersión	m ⁻¹
b _{bd}	Coficiente de retrodispersión de partículas no algales	m ⁻¹
b _{bp}	Coficiente de retrodispersión de partículas	m ⁻¹
b _{bph}	Coficiente de retrodispersión de pigmentos del fitoplancton	m ⁻¹
b _{bw}	Coficiente de retrodispersión del agua	m ⁻¹
c	Coficiente de atenuación	m ⁻¹
Cl _a	Concentración de clorofila-a	mg m ⁻³
Cl _a _{sat}	Concentración de clorofila-a estimada satelitalmente	mg m ⁻³
Cl _a _{situ}	Concentración de clorofila-a medida <i>in situ</i>	mg m ⁻³
E	Irradiancia	W m ⁻²
E _λ	Irradiancia espectral	W m ⁻² μm ⁻¹
E _d	Irradiancia descendente	W m ⁻²
E _u	Irradiancia ascendente	W m ⁻²
F _s	Irradiancia solar extraterrestre	W m ⁻²
K	Coficiente de extinción	m ⁻¹
L	Radiancia	W m ⁻² sr ⁻¹
L _λ	Radiancia espectral	W m ⁻² sr ⁻¹ μm ⁻¹
L _d	Radiancia descendente	W m ⁻² sr ⁻¹
L _t	Radiancia al tope de la atmósfera o total	W m ⁻² sr ⁻¹
L _u	Radiancia ascendente	W m ⁻² sr ⁻¹
L _w	Radiancia emergente del agua	W m ⁻² sr ⁻¹
nL _w	Radiancia emergente del agua normalizada	W m ⁻² sr ⁻¹
n	Índice de refracción	
Q	Cociente entre la irradiancia ascendente y la radiancia ascendente (E _u /L _u)	sr
r	Radio	m
R	Reflectancia irradiante	
R _{RS}	Reflectancia teledetectada	sr ⁻¹
S	Área	m ²
t _d	Transmitancia difusa	
T	Transmitancia total (directa+difusa)	
T _d	Transmitancia directa	

Símbolo	Descripción	Unidades
T_g	Transmitancia directa debida a la presencia de gases	
w	Velocidad del viento	$m\ s^{-1}$
z	Profundidad	m
θ	Angulo cenital	rad
θ'	Angulo nadir	rad
θ_s	Angulo cenital solar ($\mu_s = \cos \theta_s$)	rad
θ_v	Angulo cenital de visión del sensor ($\mu_v = \cos \theta_v$)	rad
ϕ	Angulo acimutal relativo entre el sol y el sensor	rad
ϕ_s	Angulo acimutal solar	rad
ϕ_v	Angulo acimutal de visión del sensor	rad
λ	Longitud de onda	μm
τ	Densidad o espesor óptico total	
τ_a	Espesor óptico debido a los aerosoles	
τ_m	Espesor óptico debido a las moléculas	
Φ	Flujo radiante	$J\ s^{-1}\ o\ W$
Φ_c	Parámetro crítico de Simpson	$J\ m^{-1}\ d$
$\Omega\ o\ \omega$	Angulo sólido	sr
ρ^*	Reflectancia aparente	
ρ_a	Reflectancia debida a dispersión múltiple por aerosoles en ausencia de moléculas de aire	
ρ_{atm}	Reflectancia intrínseca de la atmósfera	
ρ_g	Reflectancia debida a la reflexión especular	
ρ_{path}	Reflectancia debida a la atmósfera e interacciones con la superficie debido a los aerosoles	
ρ_{path_a}	Reflectancia debida a la presencia de aerosoles en la atmósfera e interacciones con la superficie	
ρ_r	Reflectancia debida a dispersión múltiple por las moléculas de aire (Rayleigh) en ausencia de aerosoles	
ρ_{ra}	Reflectancia debida a la interacción entre la dispersión por moléculas y aerosoles (Rayleigh-aerosoles)	
$\overline{\rho}_{sup}$	Reflectancia que proviene de la superficie	
ρ_{sup}	Reflectancia de la superficie promediada angularmente	
$\langle \overline{\rho}_{sup} \rangle$	Albedo hemisférico de la superficie	
ρ_t	Reflectancia al tope de la atmósfera o total	
ρ_w	Reflectancia que emerge del agua o marina	
ρ_{wc}	Reflectancia debida a la espuma del mar	

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. Aspectos generales

Los organismos microscópicos autótrofos que viven en suspensión en el agua, denominados en su conjunto fitoplancton (*phyton*=planta y *plankton*=errante), son los productores primarios, el primer eslabón de la cadena trófica acuática. Mediante el proceso de fotosíntesis estos organismos convierten carbono inorgánico (a partir de dióxido de carbono) en carbono orgánico (más comúnmente en la forma de glucosa), cumpliendo un rol fundamental en los ciclos biogeoquímicos. Variaciones en la biomasa fitoplanctónica en la capa superficial del mar tienen un impacto significativo en los procesos biológicos, físicos y geoquímicos.

En términos económicos, el fitoplancton es considerado la base de toda la producción animal en el mar abierto, el sostén principal de las redes alimenticias sobre la cual las pesquerías mundiales se sustentan. Resulta importante, entonces, poder monitorear las poblaciones fitoplanctónicas ya que modificaciones en su abundancia y del momento de su floración pueden afectar la distribución y abundancia de las poblaciones de peces y en consecuencia a las pesquerías.

Existe además un gran interés en comprender mejor el rol de los océanos en procesos biogeoquímicos a nivel global y, en particular, en su relación con el cambio climático global. La productividad biológica de los océanos está muy relacionada con estos procesos ya que el fitoplancton *per se* puede influir sobre el balance químico global y el cambio climático a través de varios mecanismos (Jeffrey *et al.* 1997). Entre ellos puede mencionarse la fijación de CO₂ realizada por el fitoplancton afectando en forma directa el balance global de carbono en el océano. También puede mencionarse su contribución en el calentamiento estacional de la capa superficial del mar a través de los procesos de absorción y dispersión de la luz (Sathyendranth *et al.* 1991). Debido a lo mencionado resulta de gran utilidad el conocimiento de la distribución y abundancia de los organismos fotosintéticos a escala global.

En contraste con otras zonas, existen sólo algunos pocos estudios acerca de la distribución de la biomasa fitoplanctónica (principalmente como concentración de clorofila-*a*) en el Atlántico Sudoccidental a partir de mediciones de campo. En un trabajo pionero, Brandhorst y Castello (1971) han presentado dos cartas del Mar Argentino con las distribuciones de clorofila-*a*, una para verano y otra para invierno, utilizando datos de las campañas Pesquería III y IV (Proyecto de Desarrollo Pesquero 1968 a y b) y complementadas con información publicada en la Texas A. & M. University (1963, 1964 a y b). Otros trabajos han focalizado el análisis en zonas particulares de la plataforma continental argentina, especialmente en la provincia de Buenos Aires (Carreto *et al.* 1995), en la zona norte del talud correspondiente a la confluencia de las corrientes de Brasil-Malvinas (Gayoso y Podesta 1996), y en la zona sur alrededor de las islas Malvinas (Guerrero *et al.* 1999). Del mismo modo, son pocos los estudios que se han realizado sobre la distribución de fitoplancton en la zona del frente del talud (Lutz y Carreto 1991, Carreto *et al.* 1995, Brandini *et al.* 2000).

Además de las determinaciones directas de la concentración de clorofila-*a* (Cla) a partir de mediciones de campo, la biomasa fitoplanctónica puede estimarse a partir de sensores remotos. Estos sensores localizados a bordo de satélites artificiales han sido muy utilizados recientemente en estudios oceanográficos, tanto físicos como biológicos, ya que los mismos permiten estimar variables de interés en áreas extensas y en forma repetida. De esta manera pueden estimarse, entre otras variables, la concentración de Cla y la temperatura superficial del mar (TSM) y obtenerse información de mucha utilidad para estudios ecológicos y ambientales, tales como la detección de frentes térmicos (Gagliardini *et al.* 2001, Saraceno *et al.* 2004), derrames de petróleo, formas del fondo marino (Gagliardini *et al.* 2004 y 2005), presencia de aceites naturales en superficie y hielo marino (Almandoz *et al.* 2007). En particular, a los sensores que permiten estimar la Cla se los suele denominar sensores que miden el *color del mar*. Estos detectan la radiación electromagnética que emerge del agua en la región visible del espectro. La presencia de pigmentos fotosintéticos en el agua, tales como la clorofila-*a* en el fitoplancton, altera las propiedades ópticas del agua, modificando así su color. Los estudios en los que se utilizan estimaciones satelitales de la Cla en la plataforma continental argentina son escasos, pero su número ha ido incrementando a lo largo de los últimos años (Podestá 1997, Brown y Podestá 1997, Lutz *et al.* 2002 y 2006, Armstrong *et al.* 2004, Acha *et al.* 2004, Saraceno *et al.* 2004, Gonzalez-Silvera *et al.* 2004, Saraceno *et al.* 2005, Saraceno *et al.* 2006, Rivas *et al.* 2006, Barré *et al.* 2006, Rivas 2006, Romero *et al.* 2006 y Dogliotti *et al.* 2006 y 2007). Desde el lanzamiento del primer sensor que mide el *color del mar* a bordo del satélite Nimbus-7, el *Coastal*

Zone Color Scanner (CZCS) en el año 1978, su uso ha ido creciendo y las aplicaciones han sido muy variadas. Este tipo de imágenes permitieron por primera vez observar sinópticamente la distribución espacial y temporal de floraciones fitoplanctónicas en distintas regiones tales como el mar del Norte y el Báltico (Lavender y Groom 2001), el mar de los Sargassos (Nelson *et al.* 2004), el golfo de México (Stumpf 2001), el océano Atlántico sudoccidental (Brown y Podestá 1997) y en los océanos en forma global (Brown y Yoder 1994). También han permitido estimar por primera vez la productividad primaria a escala global (Longhurst 1995). Mapas de *Chl a* han sido utilizados para predecir la influencia de fenómenos oceanográficos en el patrón de distribución de organismos marinos (Polovina *et al.* 2001) y para comprender el papel que cumple el océano en el ciclo del carbono en el clima global (Aiken *et al.* 1992). También han servido para determinar áreas favorables de pesca (Barbieri *et al.* 1987, Yañez *et al.* 1995, Yañez *et al.* 1996).

La plataforma continental patagónica constituye el hábitat para numerosos organismos marinos, entre los que se incluyen algunas especies de gran importancia económica. Muchas especies de mamíferos y aves marinas se reproducen y alimentan en aguas y costas argentinas, en algunos casos luego de realizar largas migraciones. Sin embargo, ésta es una región relativamente poco estudiada y con escasa disponibilidad de mediciones *in situ* debido en parte a su ubicación, alejada de las principales rutas de navegación. Por ello la información sinóptica que proveen los sensores remotos de la *Chl a* y su variabilidad espacio-temporal resulta de gran utilidad para comprender y estudiar el desplazamiento, las áreas de distribución y reproducción de distintas especies de peces, crustáceos y moluscos, así como las áreas de alimentación de mamíferos y aves marinas.

El uso de la información satelital, sin embargo, presenta ciertas limitaciones. Entre ellas pueden mencionarse: i) la dificultad para estimar la concentración de la *Chl a* en aguas costeras debido a la presencia de sedimentos y materia orgánica disuelta coloreada que también modifican las propiedades ópticas del agua; ii) la presencia de nubes que limita adicionalmente el uso de este tipo de información, en especial en altas latitudes, y iii) la exactitud de los valores calculados mediante la aplicación de algoritmos empíricos desarrollados a partir de una gran base global de datos bioópticos, en la cual las aguas del hemisferio sur se encuentran muy poco representadas. A pesar de las limitaciones e incertidumbres mencionadas, las estimaciones satelitales proveen una información invaluable ya que éstas pueden compararse con valores medidos en el campo y ser luego utilizados en modelos integrados con el fin de monitorear los ecosistemas marinos y profundizar el conocimiento sobre su evolución en el tiempo e inferir tendencias.

1.2. Objetivos

El objetivo general del presente trabajo consiste en contribuir a un mejor conocimiento del mar Argentino y caracterizar regiones oceánicas de importancia ecológica en la plataforma patagónica, en particular, a partir de la estimación de la biomasa fitoplanctónica (estimada por la concentración de *Chl a*) y el análisis de su variabilidad espacio-temporal, mediante el sensoramiento remoto del *color del mar* y datos de campo. Para alcanzar este objetivo se establecieron los siguientes objetivos específicos:

- Desarrollar la metodología para obtener, procesar y analizar las imágenes de los sensores que miden el *color del mar* SeaWiFS y MODIS.
- Aplicar diferentes algoritmos bioópticos para estimar la biomasa fitoplanctónica (globales y regionales).
- Estimar la biomasa fitoplanctónica usando imágenes satelitales en la plataforma patagónica.
- Verificar la exactitud de las estimaciones satelitales de *Chl a* mediante la comparación con mediciones de campo.
- Caracterizar regiones oceánicas mediante el análisis de la variabilidad de las variables estimadas.

1.3. Área de estudio

El área de estudio del presente trabajo abarca el sector sur de la plataforma Argentina, a partir de los 40° S, generalmente denominada plataforma continental patagónica (PCP) y parte del océano adyacente. Los límites de la plataforma continental están definidos por la línea de costa, las corrientes de borde a lo largo del talud continental y la interfase mar-atmósfera (figura 1.1). La plataforma patagónica se extiende a partir de la costa, con suave pendiente y escaso relieve, hasta una zona donde su pendiente general cambia bruscamente y las profundidades aumentan rápidamente hasta alcanzar 4000 ó 5000 m (Parker *et al.* 1997). Este declive se llama talud continental y más allá se encuentra la cuenca oceánica. La distancia entre la costa y el borde de la plataforma en general crece de norte a sur; a la altura de Bahía Blanca (Buenos Aires) el borde se encuentra a 170 km, frente a Puerto Deseado a 350 km y frente a Bahía Grande (Santa Cruz) se encuentra a más de 850 km (incluyendo parte de la plataforma de Malvinas) (figura 1.1).

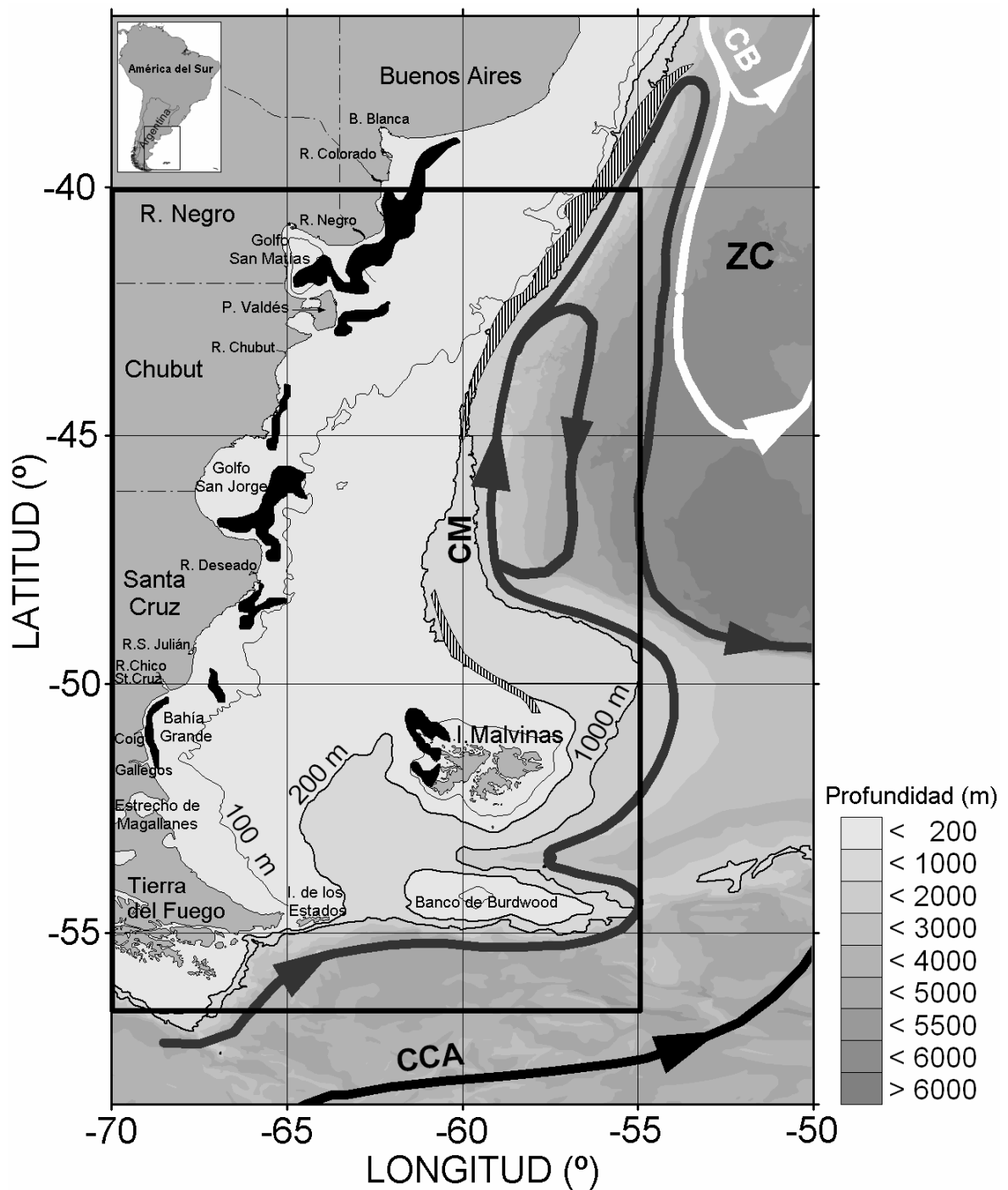


Figura 1.1. Esquema de la circulación sobre el Océano Atlántico Sudoccidental (ASO) donde se muestra la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), la de Malvinas (CM), la de Brasil (CB), así como la Zona de Confluencia de las corrientes de Malvinas y de Brasil (ZC). La batimetría se muestra en tonos de gris y las líneas negras corresponden a las isobatas de 100, 200 y 1000 metros. El recuadro muestra el área de estudio del presente trabajo. En la plataforma se muestran los frentes térmicos medios de enero obtenidos a partir de imágenes satelitales de temperatura ($\text{gradiente superficial} > 0,05^\circ\text{C km}^{-1}$); los frentes de marea aparecen en negro y el sistema frontal del talud como una zona rayada blanca y negra (adaptado de Rivas y Dell'Arciprete 2000 y Rivas *et al.* 2006).

Breve descripción física del área de estudio

Con el fin de enmarcar el estudio realizado en la presente tesis e interpretar los resultados obtenidos resulta necesario discutir algunos aspectos de la oceanografía física de la región. A continuación se realizará una breve descripción de la misma.

Masas de agua

Las aguas de la plataforma se originan a partir de las aguas subantárticas del extremo norte del Pasaje Drake, que ingresan a la misma entre Tierra del Fuego y la isla de los Estados y fluyen hacia el norte, y de la Corriente de Malvinas, en el borde este de la plataforma continental. El agua subantártica en esta zona es modificada en gran medida por el aporte de aguas diluidas que provienen principalmente de la descarga de los ríos patagónicos, de los canales fueguinos y del estrecho de Magallanes. El área de estudio se encuentra al sur del área de influencia de las aguas del Río de la Plata, cuya manifestación en primavera y verano llega hasta aproximadamente la latitud de Mar del Plata (Guerrero *et al.* 1997).

En base a la distribución espacial de salinidad en superficie Guerrero y Piola (1997) han descrito la presencia de cuatro masas de agua sobre la plataforma continental. En la región patagónica se encuentran:

- (1) aguas costeras con baja salinidad ($< 33,4$ ups) en la boca del estrecho de Magallanes y costa de la provincia de Santa Cruz;
- (2) aguas costeras con alta salinidad (33,8-34,0 ups), en zona central y sur de la Provincia de Buenos Aires, e interior de los golfos San Matías y Nuevo;
- (3) aguas de plataforma media o central (33,4-33,7 ups), a lo largo de la plataforma central desde $\sim 55^\circ$ S hasta $\sim 40^\circ$ S;
- (4) aguas de la plataforma externa o talud (33,7-34,0 ups), en la franja externa de la plataforma continental.

Circulación

La circulación en la región oceánica está dominada por el flujo en sentido opuesto de las Corrientes de Malvinas (CM) y de Brasil (CB). La corriente fría de Malvinas (de baja salinidad y rica en nutrientes) se origina a partir de las aguas de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) y fluye hacia el norte desde el pasaje Drake a lo largo del talud continental hasta encontrarse con la corriente cálida de Brasil de origen subtropical (de alta salinidad y pobre en nutrientes) en la llamada Zona de Confluencia (ZC), a partir de la cual ambas corrientes se separan del talud continental y se dirigen hacia el océano abierto (Piola y Rivas 1997, figura 1.1).

Las mediciones de corrientes en la plataforma continental son pocas y de corta duración, dominadas por fluctuaciones de alta frecuencia (inerciales y de marea) y resultan inadecuadas para revelar los rasgos de la circulación general (Piola y Rivas 1997). La circulación media es entonces generalmente inferida a partir de la distribución de propiedades físico-químicas, indicadores biológicos y modelos físico-matemáticos.

En la región sur de la plataforma la circulación depende del viento local, la propagación de las ondas de marea, la descarga de agua dulce y la influencia de las corrientes profundas (Sabatini *et al.* 2004). Los vientos del Oeste predominan todo el año e inducen una circulación media superficial hacia el NNE. La distribución horizontal de propiedades físico químicas (Brandhorst y Castello 1971, Krepper y Rivas 1979, Piola y Garcia 1993), la distribución y abundancia de microorganismos planctónicos (Balech 1949, 1965 y 1986, Boltovskoy 1959, 1968, 1970 y 1981), así como resultados de modelos numéricos (Lusquiños y Schrott 1983, Forbes y Garraffo 1988, Glorioso y Flather 1995, Palma *et al.* 2004) sugieren la existencia de una corriente media permanente en la dirección NNE, denominada por Brandhorst y Castello (1971) como la Corriente Patagónica (CP). Esta está formada por aguas de baja salinidad provenientes del estrecho de Magallanes y del desprendimiento de aguas de la CCA que se extienden hacia el NNE próximo a la costa hasta los 47° S en donde se separan para ubicarse en la plataforma central (Guerrero y Piola 1997).

Zonas frontales

En la plataforma existen zonas en las que se observan cambios horizontales abruptos de temperatura y/o salinidad. Estas se denominan frentes y son zonas relativamente angostas caracterizadas por una intensificación de los gradientes horizontales de propiedades físicas y químicas que separan áreas más extensas con diferente estructura vertical. Los frentes y las corrientes asociadas juegan un papel importante en el transporte de calor y sal, en la interacción mar-atmósfera y en el funcionamiento del ecosistema. Los procesos físicos asociados con la formación de los frentes median el pasaje de agua de un lado (homogéneo y rico en nutrientes) hacia el otro (estratificado) del frente y son probablemente los responsables de la mayor biomasa y tasa de crecimiento del fitoplancton que marca el frente.

Sobre la plataforma se encuentran los frentes costeros de marea y del talud (figura 1.1). El frente del talud separa aguas estratificadas de la plataforma de las aguas de la corriente de Malvinas (Martos y Piccolo 1988, Carreto *et al.* 1995). Este frente puede rastrearse desde el banco de Burdwood hacia el norte bordeando el

talud, rodeando las islas Malvinas hasta la zona de Confluencia de la corrientes de Malvinas y Brasil (Acha *et al.* 2004). Los frentes de marea se desarrollan en verano entre las aguas costeras verticalmente homogéneas y las aguas estratificadas de la plataforma media (Carreto *et al.* 1986, Glorioso 1987). La amplitud de las mareas en la PCP es de las más altas del mundo y genera una gran disipación de energía debido a la fricción con el fondo produciendo una intensa mezcla vertical y horizontal generando frentes que separan la región estratificada de la verticalmente homogénea, más rica en nutrientes. Estos procesos pueden generar zonas de surgencias en la plataforma patagónica (Simpson y Hunter 1974). Mediante simulaciones numéricas, Glorioso y Flather (1995) identificaron la existencia de este tipo de sistemas frontales en la región noreste de la península Valdés, en ambos extremos del Golfo San Jorge, a lo largo de casi toda la costa entre los 50° y la isla de los Estados, alrededor de las islas Malvinas y, con menos intensidad, en el banco de Burdwood. Palma *et al.* (2004) utilizaron un modelo barotrópico con mayor resolución y determinaron la posición de los principales sistemas frontales obteniendo resultados similares a los de Glorioso y Flather (1995). A su vez, encontraron una buena correspondencia entre la posición de dichos frentes y los gradientes de temperatura superficial de verano estimados a partir de información de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor AVHRR (figura 1.1).

Los mencionados frentes descritos en la plataforma patagónica juegan un papel muy importante en los procesos ecológicos, ya que dan cuenta de una importante biomasa fitoplanctónica y productividad primaria (Carreto *et al.* 1986, Carreto *et al.* 1995, Mandelli 1965, Mandelli y Orlando 1966), promueven de esta manera el desarrollo de densas poblaciones de organismos zooplanctónicos herbívoros (Sabatini y Martos 2002), ofrecen zonas de alimentación y/o reproducción para especies neríticas como peces y calamares (Ehrlich 2000, Waluda *et al.* 2001) y actúan como áreas de retención de larvas de especies bentónicas promoviendo así el asentamiento de bancos de organismos adultos (Bogazzi *et al.* 2005). Las aves marinas también concurren a alimentarse a las zonas frontales. Grandes albatros y petreles se alimentan de peces, calamares y crustáceos en el frente del talud. Otras especies de aves, tales como gaviotas y gaviotines (depredadoras de superficie) así como pingüinos y cormoranes (buceadores), tienen densas colonias reproductivas a lo largo de la costa patagónica cuya distribución parece estar muy relacionada con la ubicación de los frentes costeros (Yorio *et al.* 1998, Quintana y Dell'Archiprete 2002). También algunos mamíferos marinos, como por ejemplo elefantes marinos, se alimentan en zonas cercanas a los frentes (Campagna *et al.* 1998).

1.4. Enfoque utilizado

Entre el dato digital que entrega el satélite a partir de la radiación que recibe del sistema Tierra-atmósfera hasta la estimación de las variables de interés que puedan representarse en un mapa, resulta necesario realizar una serie de pasos o aplicar sucesivos procesamientos a los datos. La estrategia generalmente utilizada para procesar las imágenes de *color* comprende dos pasos:

- 1) la corrección de la señal que llega al sensor debido a la presencia de la atmósfera para obtener la componente que emerge del agua.
- 2) el procesamiento de esta componente con el fin de obtener información sobre el tipo y cantidad de sustancias presentes en la capa superficial del mar aplicando algoritmos bioópticos para estimar diferentes variables tales como la concentración de clorofila (*Cl_a*), sedimentos en suspensión, etc.

Los mapas así obtenidos pueden ser utilizados con diferentes aplicaciones, por ejemplo para analizar la variabilidad espacio-temporal de la *Cl_a*.

El presente trabajo de tesis se ha organizado de acuerdo a las etapas mencionadas: en el capítulo 2 se presentarán brevemente los conceptos teóricos de los procesos involucrados en el sensoramiento remoto y las características de los sensores que miden el *color del mar*. Luego se presenta, en el capítulo 3, un algoritmo desarrollado para corregir los efectos de la atmósfera y de la superficie del mar en las bandas visibles de las imágenes de *color* del sensor MMRS a bordo del satélite argentino SAC-C. En el capítulo 4 se presentan los resultados obtenidos de la evaluación de las estimaciones satelitales de la *Cl_a*, utilizando imágenes de *color* de los sensores SeaWiFS y MODIS, y mediciones *in situ* de la concentración superficial de clorofila-*a*. Y, en el capítulo 5, se analiza la variabilidad espacio-temporal de la *Cl_a* a partir de 6 años (enero 1998-diciembre 2003) de información del *color del mar* del sensor SeaWiFS.

Por último se establecen las consideraciones finales y conclusiones y se señala la importancia del uso de la información satelital en forma conjunta con datos oceanográficos, biológicos y bioópticos.

La mayor parte de los resultados aquí presentados formaron parte de los siguientes trabajos publicados: Dogliotti *et al.* 2005, Rivas *et al.* 2006 y Dogliotti *et al.* 2007. Otras publicaciones relacionadas en temas de teledetección: Gagliardini *et al.* 2005, 2004 y Almandoz *et al.* 2007.

CAPÍTULO 2

TELEDETECCIÓN DEL MEDIO ACUÁTICO EN EL VISIBLE: “COLOR DEL MAR”

En este capítulo se presenta una introducción teórica a los conceptos relacionados con la teledetección que serán utilizados en los capítulos subsiguientes:

- Se definen algunos términos radiométricos, tales como la radiancia, irradiancia, reflectancia y en particular se definirá lo que comúnmente se llama en teledetección el *color del mar*.
- Se detallan las principales características de los sensores que miden el *color del mar*.
- Se describen los diferentes componentes que influyen en la radiación que llega al sensor, tales como la presencia de la atmósfera y los efectos que ocurren en la superficie del mar y en el cuerpo de agua propiamente dicho debido a las distintas sustancias presentes.
- Se explica brevemente la corrección atmosférica que se aplica actualmente a las imágenes SeaWiFS y MODIS.
- Se describen los dos tipos de algoritmos bioópticos usualmente utilizados, los semianalíticos y los empíricos, que permiten estimar la concentración de las sustancias presentes en el agua, tales como la clorofila-*a*.
- Finalmente se mencionan los tipos de datos que son utilizados en el presente trabajo y se describe la cadena de procesamiento utilizada.

2.1 Principios físicos

El sensoramiento remoto o la teledetección es una técnica que permite adquirir información mediante el análisis de datos colectados por instrumentos que no están en contacto físico con los objetos investigados. Los sensores remotos, generalmente a bordo de aviones o satélites que orbitan la Tierra, miden la energía o radiación electromagnética (REM) que es reflejada o emitida por los objetos. La REM es una forma de energía, por lo que la cantidad de REM por unidad de tiempo es el flujo radiante (Φ) que se mide en unidades de potencia, Joules por segundo [$J s^{-1}$] o Watts [W]. El flujo radiante o incidente por unidad de área es la

irradiancia (E), con unidades de Watts por metro cuadrado [W m^{-2}]. La irradiancia puede dividirse en una componente ascendente (E_u) y otra descendente (E_d), siendo estas la medida de toda la REM que sale y de toda la que llega a una superficie, respectivamente. Se miden con un radiómetro plano o colector coseno (Figura 2.1).

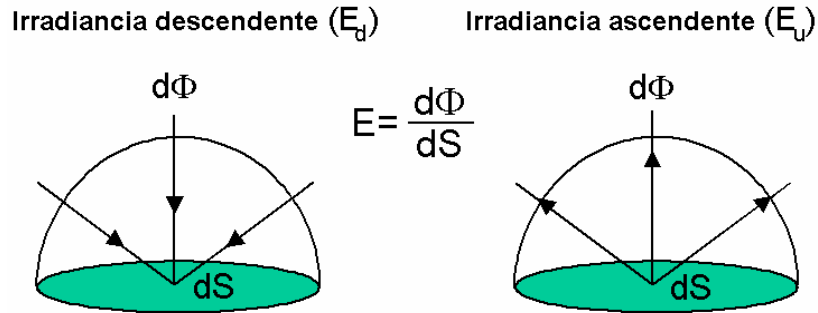


Figura 2.1 Geometría asociada a la definición de irradiancia descendente (E_d) y ascendente (E_u), donde $d\Phi$ es el flujo radiante que llega a la superficie dS .

Los sensores remotos tienen un campo limitado de observación y no reciben toda la irradiancia emitida por una superficie debido a que la forma del detector y su geometría de observación limitan la señal a una pequeña fracción del flujo. Por lo tanto es necesario tener una descripción de la variación del flujo en función de la dirección. La radiancia (L), que mide el flujo por unidad de área por unidad de ángulo sólido [$\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1}$], describe dicha variación. Así como la irradiancia, la radiancia también puede dividirse en una componente ascendente (L_u) y una descendente (L_d). En la figura 2.2 se muestra la geometría asociada a la radiancia ascendente.

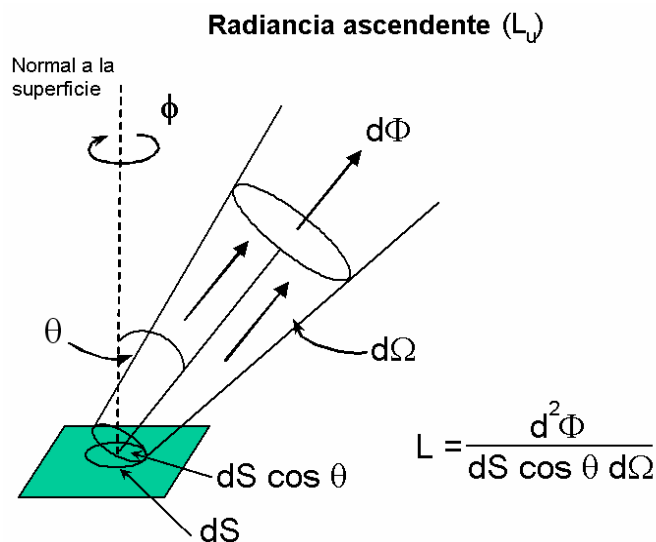


Figura 2.2 Geometría asociada a la definición de radiancia superficial ascendente (L_u), donde dS es el área de un elemento de la superficie, $L(\theta, \phi)$ es la radiancia que sale de dS con un ángulo cenital θ (relativo a la normal a la superficie) y un ángulo acimutal ϕ . Su valor es definido por el flujo radiante que sale de dS dentro del ángulo sólido $d\Omega$, centrado en la línea definida por θ y ϕ .

El ángulo sólido (Ω u ω) está definido por el área de superficie esférica (A) dividida por el cuadrado del radio de la esfera (r) y tiene unidades de esteradios [sr] (Figura 2.3).

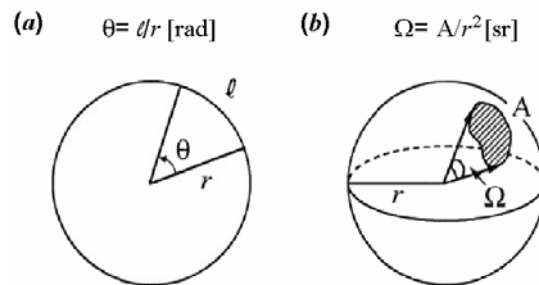


Figura 2.3 Geometría asociada a la definición de (a) ángulo plano y (b) ángulo sólido. (Modificado de Mobley 1994).

La figura 2.4 muestra un diagrama esquemático de la geometría relacionada con la observación e iluminación de una superficie y los símbolos que se usarán en esta tesis (también pueden encontrarse en el Glosario de Símbolos).

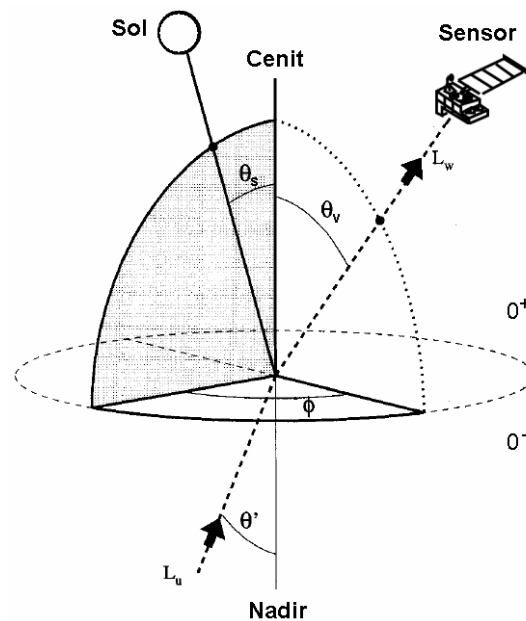


Figura 2.4. Vista esquemática de la geometría y símbolos utilizados en este trabajo (ver también el Glosario de Símbolos). Los ángulos θ_v y θ' que caracterizan las radiancias (L_w y L_u) corresponden a la dirección en la que viaja la REM, medidos desde el cenit (ángulo cenital de visión del sensor θ_v) y del nadir (θ') en los semiespacios superior (0^+) e inferior (0^-) respecto a la superficie, respectivamente. θ_s es el ángulo cenital solar y ϕ el ángulo acimutal relativo entre el sol y el satélite ($\phi_s - \phi_v$) (Modificado de Loisel y Morel 2001).

Si $L(\theta, \phi)$ es la radiancia en la dirección definida por el ángulo cenital θ y acimutal ϕ , se puede calcular la irradiancia de interés (E_u o E_d) mediante la integración de la radiancia (L_u o L_d) en los ángulos apropiados. Por ejemplo, se puede obtener la irradiancia descendente (E_d) integrando la radiancia en todo el hemisferio superior (Figura 2.5).

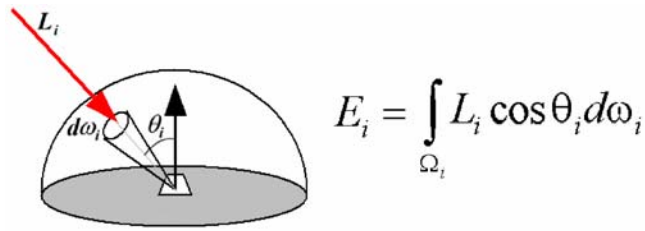


Figura 2.5. Geometría asociada a la definición de irradiancia y su relación con la radiancia. La irradiancia total descendente (E_d) en un punto se obtiene integrando respecto al ángulo sólido en todo el hemisferio superior.

Si la superficie fuese un difusor perfecto, o sea una superficie que emite o refleja la energía con la misma intensidad en todas las direcciones independientemente del ángulo con el que incide la radiación, la irradiancia sería igual a

$$E = \pi L \tag{2.1}$$

A este tipo de superficies se las llama *lambertianas* ya que reflejan la radiación en forma isotrópica, o sea que la radiancia es reflejada uniformemente en todas las direcciones (figura 2.6-a). Ninguna superficie es perfectamente difusora, pero muchas superficies, especialmente las opacas, se aproximan bastante. Como caso opuesto a una superficie *lambertiana* puede mencionarse a la superficie especular (figura 2.6-b). En este tipo de superficie la energía es reflejada con un ángulo igual al incidente pero en sentido opuesto. Las superficies naturales en general se comportan de forma intermedia (figura 2.6-c).

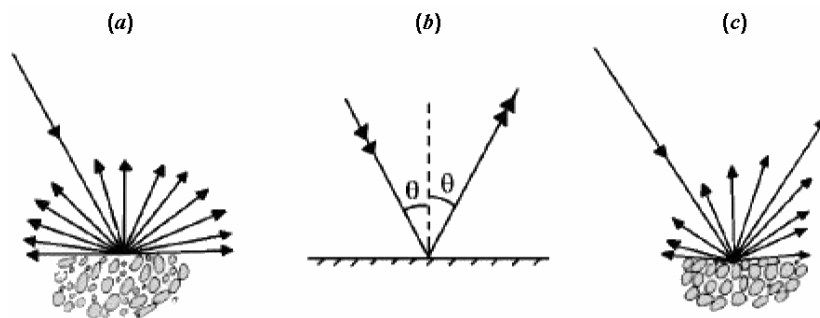


Figura 2.6. Diferentes tipos de reflexión: (a) difusa o *lambertiana*, (b) especular y (c) tipo mixta.

Todas las propiedades ópticas del agua varían con la longitud de onda (λ), por lo tanto se definen la irradiancia espectral (E_λ) y la radiancia espectral (L_λ) como la potencia recibida por unidad de área por unidad de longitud de onda [$Wm^{-2} \mu m^{-1}$] y la potencia recibida por unidad de área por unidad de ángulo sólido por unidad de longitud de onda [$W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$], respectivamente. En los medios acuáticos todas estas propiedades del campo de iluminación a su vez cambian con la profundidad (z), dependiendo de las sustancias presentes en la columna de agua (Kirk 1994). Cuando se haga referencia a las propiedades medidas justo por sobre y por debajo de la superficie se utilizará $z=0^+$ y $z=0^-$, respectivamente (figura 2.4).

El *color* intrínseco del mar está determinado por la variación espectral de la reflectancia (R) superficial. La reflectancia irradiante está definida como la relación entre la irradiancia ascendente (E_u) y la irradiancia descendente (E_d), o sea:

$$R(\lambda, z) = \frac{E_u(\lambda, z)}{E_d(\lambda, z)} \quad (2.1)$$

donde todas las propiedades dependen de la longitud de onda λ y la profundidad z . En el marco del sensoramiento remoto es común utilizar la reflectancia teledetectada (R_{RS}), con unidades de 1 sobre esteradio [sr^{-1}]. La misma se encuentra muy relacionada con la reflectancia superficial (R) y se define como

$$R_{RS}(\lambda, \theta, \phi, 0^-) = \frac{L_u(\lambda, \theta, \phi, 0^-)}{E_d(\lambda, 0^-)} \quad (2.2)$$

La dependencia de la radiancia con los ángulos θ y ϕ está indicando que la misma varía con la geometría de observación. La reflectancia teledetectada descompone la reflectancia R en las radiancias que la componen en función de los ángulos de observación θ y ϕ . El factor de proporcionalidad $Q(\theta_s, \theta, \phi, \lambda)$ relaciona R_{RS} con R

$$Q(\theta_s, \theta', \phi, \lambda) = \frac{R(\lambda, 0^-)}{R_{RS}(\theta, \phi, \lambda, 0^-)} = \frac{E_u(\theta_s, \lambda)}{L_u(\theta_s, \theta', \phi, \lambda)} \quad (2.3)$$

donde θ' (ver figura 2.4) es el ángulo entre el nadir y la dirección de donde se origina la radiancia ascendente (dentro del agua). Dicho ángulo está relacionado con el ángulo cenital (θ) mediante la ley de Snell

$$\theta' = \text{sen}^{-1} \left(\frac{\text{sen} \theta}{n_w} \right) \quad (2.4)$$

donde n_w es el índice de refracción del agua. El factor Q tiene unidad de esteradio [sr] y es un factor que tiene en cuenta el carácter anisotrópico o bidireccional del campo radiativo ascendente y relaciona la radiancia ascendente (L_u) con la irradiancia ascendente plana (E_u) a la misma profundidad y longitud de onda. Cuando el campo radiativo ascendente es isotrópico (L constante para todo θ y ϕ), Q es igual a π .

2.2 Sensores que miden el *color del mar*

El objetivo del sensoramiento del *color del mar* es obtener información cuantitativa sobre el tipo y concentración de las sustancias presentes en el agua, a partir de la variación de la forma espectral y de la magnitud de la señal que proviene del agua en la región visible del espectro electromagnético (EEM) (IOCCG 2000). Los sistemas de sensoramiento remoto del *color del mar* utilizan, como se mencionó anteriormente, sensores con un campo de visión angular

reducido y son capaces de monitorear el flujo de energía que llega al sensor en varias longitudes de onda en la región del visible (VIS), entre 0,4 y 0,7 μm , e infrarrojo cercano (NIR), entre 0,7 y 1,3 μm , del EEM (Figura 2.7).

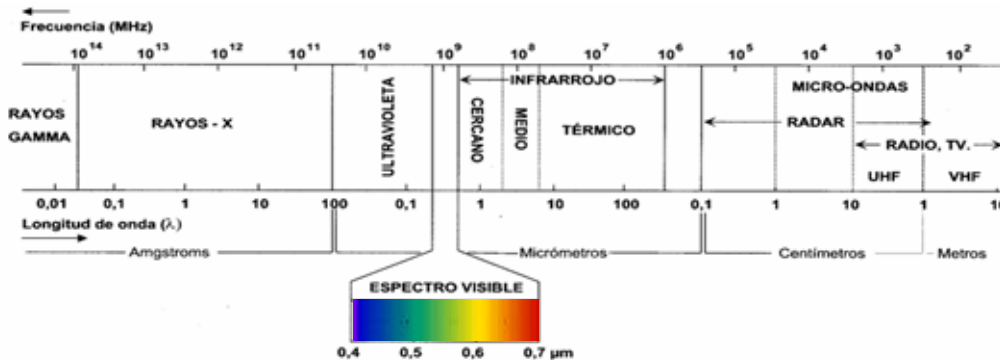


Figura 2.7 Representación del espectro de radiación electromagnética (EEM) y las distintas regiones en que se puede subdividir o clasificar. La porción de la región visible del espectro (de 0,4 a 0,7 μm) se encuentra ampliada.

Los sensores a bordo de satélites, aviones o cualquier otra plataforma remota apuntan hacia la superficie terrestre y obtienen información sobre la misma mediante el movimiento de barrido del sensor y/o del propio de la plataforma donde se encuentra. El sistema satelital está formado por el conjunto satélite + sensor. Los sensores que operan durante el día y en los que la última fuente de energía que llega al sensor es la del sol son los llamados sistemas pasivos, mientras que los sistemas activos generan su propia fuente de energía (Ej.: el Radar (*Radio Detection and Ranging*) que opera en la región del microondas del EEM).

Existen dos tipos de sensores, los tipo “barredores” o *whiskbroom* y los tipo “cepillo” o *pushbroom* (figura 2.8). Los sensores tipo *whiskbroom* (figura 2.8-a) van obteniendo una serie de elementos cuadrados de la imagen contiguos a lo ancho de la pasada mediante un espejo que oscila o que rota y barre la superficie en forma perpendicular a la dirección de desplazamiento del satélite. Cuando los espejos vuelven a barrer la superficie, el satélite se ha movido y genera otra secuencia que se suma a la anterior. Así van generando un mosaico de elementos que corresponde a una franja de la superficie de la Tierra definida por la pasada del satélite y el ángulo máximo de visión del sensor (franja de barrido). Los sensores SeaWiFS y MODIS corresponden a este tipo de sensor. Los sensores tipo *pushbroom* (figura 2.8-b) tienen varias líneas de sensores que barren cada franja de la superficie en forma paralela a la dirección de desplazamiento del satélite. A modo de ejemplo los sistemas Landsat TM y ETM+ poseen sensores que corresponden a este tipo.

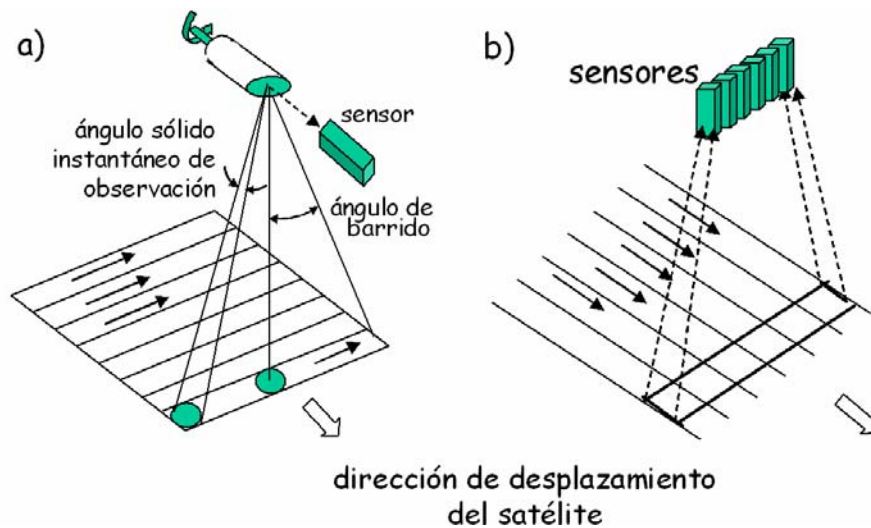


Figura 2.8 Dos tipos de sensores que forman imagen: *a*) el tipo "barredor" (*whiskbroom*) tiene un espejo que realiza un movimiento circular generando un barrido perpendicular al desplazamiento del satélite, *b*) el tipo "cepillo" (*pushbroom*) tiene una o varias líneas de sensores que "barren" la superficie en forma paralela al recorrido del satélite.

Para cada elemento de la imagen, o sea para cada fracción de la superficie, el sensor almacena un conjunto de valores de radiancias que corresponde al número de bandas espectrales en las que opera (resolución espectral). El sensor detecta la REM proveniente del área observada y la transforma en una señal eléctrica continua. Luego esta señal continua es digitalizada, o sea, es muestreada a intervalos de tiempos regulares de forma tal que la representación digital reproduzca lo mejor posible la señal continua original (figura 2.9).

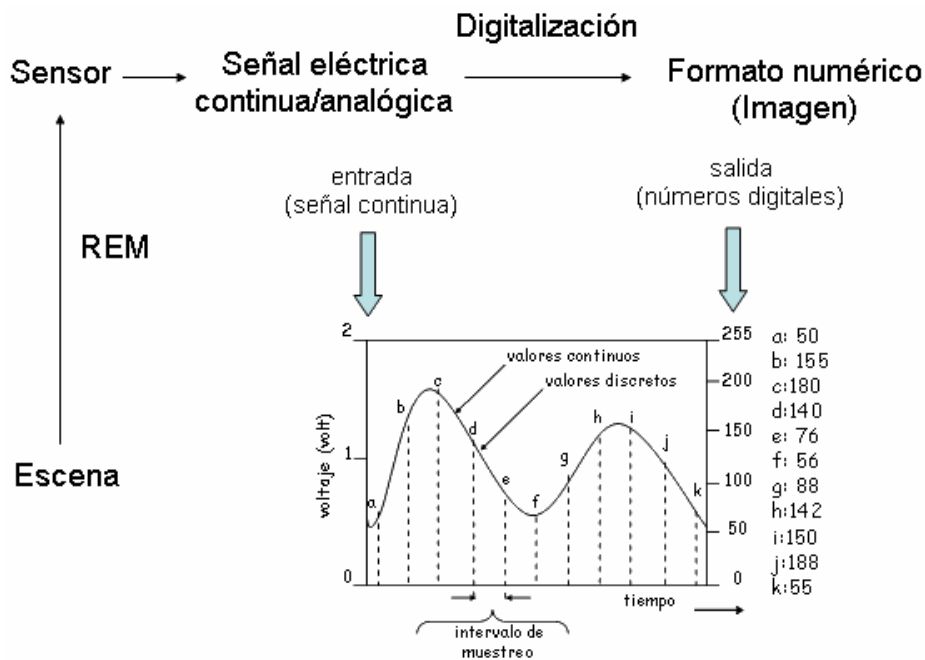


Figura 2.9 Esquema que muestra la secuencia de pasos desde la medición de la REM de la escena observada por el sensor hasta la obtención de valores discretos de números digitales (ND), a través del proceso de digitalización de la señal continua.

La resolución radiométrica de un sistema satelital queda determinada por el rango dinámico (valor máximo de energía que es capaz de recibir un sensor sin saturarse) y por la sensibilidad radiométrica (capacidad del sensor para discriminar diferencias en la intensidad de la radiación medida). Cuanto más fina es la resolución radiométrica del sensor, mayor es su capacidad para detectar pequeñas diferencias en la energía reflejada o emitida. Técnicamente es una medida de cuantos niveles de grises se detectan entre el que corresponde a negro y el que corresponde a blanco. La resolución radiométrica se mide en bits que es la unidad más pequeña de información que utiliza una computadora. Un bit, término originado de las palabras dígito binario o *binary digit* en inglés, puede tomar un valor 0 ó 1, por lo que la combinación 2^n (con n igual al número de bits) indica la cantidad de niveles de REM o de grises que puede diferenciar un sensor. La resolución puede variar entre 6 bits, lo que da como resultado un rango de 64 valores de grises posibles (2^6), y hasta 12 bits, lo que resulta en 4096 valores diferentes (2^{12}). A cada uno de los elementos cuadrados de la superficie visto por el sensor y que forma la imagen se lo denomina *píxel*. El tamaño del píxel, expresado en unidades de longitud sobre el terreno (Ej. 30 m, 1,1 Km., etc.), determina la resolución espacial del sensor. La intensidad de cada píxel en la imagen final desplegado en la pantalla de una computadora puede relacionarse con el valor de radiancia en cada una de las bandas espectrales del sensor.

El primer sensor capaz de observar el *color del mar* desde el espacio fue el *Coastal Zone Coastal Scanner (CZCS)*, lanzado por la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) en 1978 a bordo del satélite Nimbus 7. Esta misión fue diseñada como prueba y funcionó hasta 1986 (Feldman *et al.* 1989, Gordon *et al.* 1980, Hovis *et al.* 1980). Pero casi una década tuvo que pasar hasta que una nueva serie de sensores, más sofisticados, fuera puesta en órbita. En la figura 2.10 figuran las misiones que han sido lanzadas, que se encuentran actualmente en órbita, así como las que serán lanzadas en un futuro cercano.

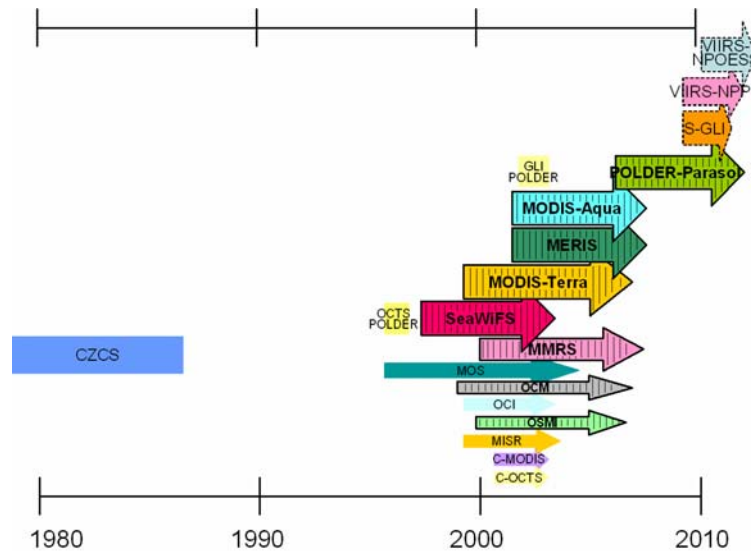


Figura 2.10 - Misiones satelitales que miden el *color del mar* que han sido lanzadas en el pasado, que se encuentran en órbita (rayadas) y que serán lanzadas en el futuro (en línea punteada). Los nombres completos de los sensores se encuentran en la lista de Acrónimos y Abreviaciones.

En la tabla 2.1 figuran los sensores que miden el *color del mar* que se encuentran actualmente en órbita y algunas de sus características, tales como el satélite donde se encuentran, la fecha de lanzamiento, franja de barrido y resolución espacial y espectral.

Tabla 2.1. Sensores que miden el *color del mar* que se encuentran actualmente en órbita (obtenido de <http://www.ioccg.org/sensors/current.html>).

Sensor	Agencia	Satélite	Fecha lanzamiento	Franja barrido (km)	Resolución espacial (m)	#bandas
PARASOL	CNES (Francia)	Serie Myriade	18 dic. 2004	2100	6000	9
MODIS-Aqua	NASA (USA)	Aqua (EOS-PM1)	4 mayo 2002	2330	1000	36
MERIS	ESA (Europa)	ENVISAT (Europa)	1 marzo 2002	1150	300/1200	15
MMRS	CONAE (Argentina)	SAC-C (Argentina)	21 nov. 2000	360	175	5
MODIS-Terra	NASA (USA)	Aqua (EOS-AM1)	18 dic. 1999	2330	1000	36
OSMI	KARI (Corea)	KOMPSAT (Corea)	20 dic. 1999	800	850	6
OCM	ISRO (India)	IRS-P4 (India)	26 mayo 1999	1420	350	8
SeaWiFS	NASA (USA)	OrbView-2 (USA)	1 agosto 1997	2806	1100	8

Debido a la disponibilidad y accesibilidad de los datos, en el presente trabajo se utilizaron datos de los sensores SeaWiFS, MODIS-Aqua y MMRS. Información más detallada sobre estos sistemas puede encontrarse en el Apéndice 1.

2.3 Sistema Tierra-Atmósfera

Los sensores a bordo de satélites detectan la radiación que llega al tope de la atmósfera. Considerando que el mar es lo suficientemente profundo como para que la contribución del fondo no sea detectable por el sensor, se puede considerar que la radiación total que llega al sensor ((1) en la figura 2.11) se encuentra influenciada por la contribución de:

- la luz que es dispersada por la atmósfera (2)
- la luz que es reflejada en la superficie del agua (3)
- la luz que emerge de la capa superficial del agua (4)

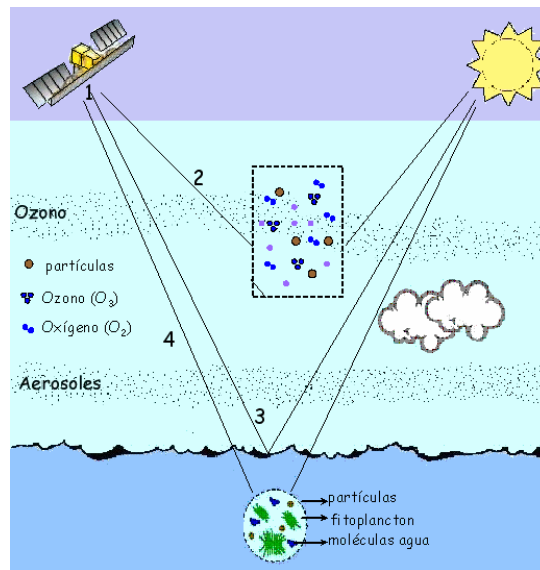


Figura 2.11 - Diagrama mostrando los caminos que recorre la luz que llega al sensor (1); (2) la luz que interactúa con los componentes de la atmósfera (partículas tales como los aerosoles y moléculas tales como el ozono y el oxígeno); (3) la luz directa que se refleja especularmente en la superficie del agua; y (4) la luz que emerge del agua y llega al sensor luego de interactuar con las sustancias presentes en el cuerpo de agua (tales como agua, fitoplancton, partículas, etc.).

El proceso de corrección atmosférica elimina los componentes (2) y (3), que son considerados como ruido en este contexto y son generados por la dispersión producida tanto por las moléculas del aire como por las partículas (aerosoles). La radiación que emerge de la capa superficial del mar, la componente (4) en la figura 2.11, es la única que contiene información sobre las sustancias presentes en el agua. Las características espectrales de la radiancia que emerge del agua (que llamaremos radiancia marina de aquí en más) dependen de la absorción y dispersión de la luz visible de los distintos componentes que se encuentren en el agua (e.g. materia orgánica disuelta y material particulado en suspensión, incluyendo las células vivas del fitoplancton, sedimento inorgánico y detrito particulado).

2.4 Corrección atmosférica

Como se mencionó anteriormente el sensor a bordo del satélite observa tanto la Tierra como la atmósfera. Dependiendo de la longitud de onda, entre un 80 y un 100% de la radiancia que recibe el sensor (radiancia al tope de la atmósfera o total, L_t) proviene de la interacción de la REM con la atmósfera y la superficie del mar sin haber interactuado nunca con la capa superficial del mar (Kirk 1994). Los efectos dispersivos de la atmósfera y de la superficie del mar deben ser modelados y eliminados de la radiancia total medida por el sensor para poder obtener la información que proviene del agua y de su contenido.

Al atravesar la atmósfera, la REM interactúa con moléculas de aire y partículas de aerosol y como resultado de dicha interacción parte de la REM es absorbida y dispersada. La absorción es un proceso en el cual la energía radiante se transforma en calor o en enlaces químicos y es removida del campo de la radiación. La dispersión es un proceso en el que ocurre un cambio en la dirección de propagación de la REM, no hay transformación pero sí hay un cambio en la distribución espacial de la energía. Es la responsable de la llamada luz difusa o *skylight*. Si consideramos un haz de rayos paralelos de radiancia L en un punto M que pasa a través de la atmósfera en un trayecto dx , la misma es atenuada en dL como resultado de los procesos previamente mencionados (figura 2.12).

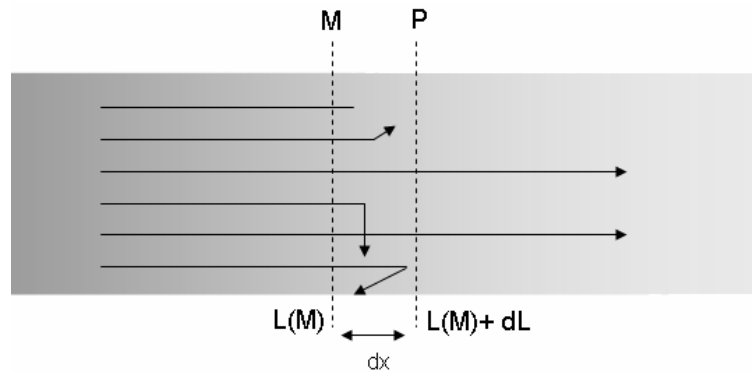


Figura 2.12 Esquema que muestra la modificación que sufre un haz de rayos paralelos al atravesar un medio homogéneo.

La atenuación es proporcional a la radiancia incidente en M y es igual a

$$dL_\lambda = -K_\lambda(M)L_\lambda(M)dx \quad (2.4)$$

donde $K_\lambda(M)$ es el coeficiente de extinción del medio y tiene unidad de uno sobre longitud [m^{-1}]. El subíndice indica que los valores dependen de la longitud de onda. Por lo tanto la radiancia en el punto P es

$$L_\lambda(P) = L_\lambda(M)e^{-\int_M^P K_\lambda(M)dx} \quad (2.5)$$

En el caso de la atmósfera terrestre consideramos que K varía con la altura z y para una dada longitud de onda λ , la densidad óptica total de la atmósfera (τ) resulta

$$\tau = \int_0^{\infty} K(z) dz \quad (2.6)$$

Para un haz de rayos paralelos que inciden con un ángulo θ , la transmitancia directa resulta

$$T_d(\theta) = e^{-\tau/\cos\theta} \quad (2.8)$$

Sin considerar la absorción de los gases, la densidad óptica atmosférica (τ) puede escribirse como

$$\tau = \tau_a + \tau_m \quad (2.9)$$

donde τ_a es la densidad óptica debida a los aerosoles (por absorción y dispersión) y τ_m es la densidad óptica molecular (por dispersión).

Absorción por gases (moléculas)

Los principales gases presentes en la atmósfera que absorben la REM son el vapor de agua (H_2O_v), el ozono (O_3), el oxígeno (O_2) y el dióxido de carbono (CO_2). Cada uno de estos gases tiene bandas de absorción características en el EEM, lo que limita el rango de longitudes de onda que pueden utilizarse para obtener información sobre la superficie terrestre mediante sensores remotos. El H_2O_v y el CO_2 absorben principalmente en la región infrarroja del EEM, mientras que el O_2 y el O_3 lo hacen en la región del ultravioleta (figura 2.13). De esta forma quedan definidas “ventanas atmosféricas” que son regiones del EEM en las cuales la mayor parte de la radiación puede atravesar la atmósfera y la absorción debida a la presencia de algunos gases interviene sólo como un término de corrección. Estas regiones del espectro son las utilizadas para el sensoramiento remoto de la superficie terrestre.

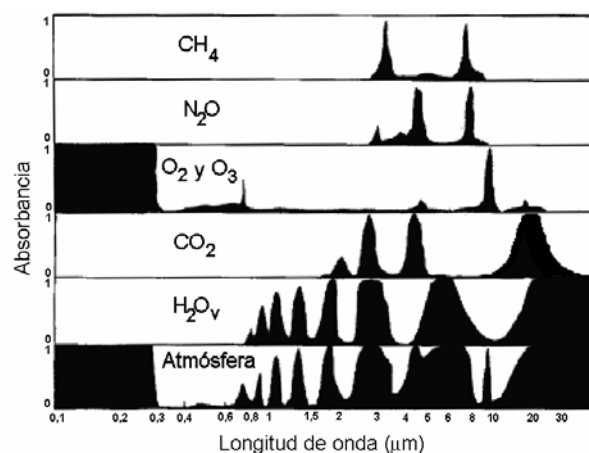


Figura 2.13 Absorbancia de la atmósfera y de los principales gases que se encuentran presentes en función de la longitud de onda. Una absorbancia de 0 significa que no hay absorción y un valor de 1 significa toda la radiación es totalmente absorbida.

Dispersión molecular

La dispersión molecular, también llamada dispersión Rayleigh, ocurre cuando las partículas responsables de la dispersión son más pequeñas que la longitud de onda de la REM incidente, tal como ocurre con las moléculas de los gases atmosféricos mencionados. Este tipo de dispersión depende de la longitud de onda y es proporcional a λ^{-4} , o sea que a menor longitud de onda es mayor la dispersión (máxima dispersión en el azul). La misma puede ser calculada exactamente mediante la ecuación de transferencia radiativa (Gordon *et al.* 1988). La distribución angular de la radiación dispersada es simétrica, tanto hacia adelante como hacia atrás respecto a la dirección de incidencia de la luz (Figura 2.14).

Dispersión por aerosoles (partículas)

La dispersión debida a partículas de aerosoles, también conocida como dispersión Mie, ocurre cuando el tamaño de las mismas es comparable a la longitud de onda de la luz incidente. Esta dispersión puede originarse a partir de partículas de polvo erosionadas y transportadas por el viento, sales marinas, sulfatos y nitratos gaseosos que se convierten en partículas, materia orgánica y sustancias con carbono provenientes de incendios y de la combustión industrial. La dispersión Mie depende del tamaño de la partícula, es muy variable y no es fácil de estimar. Las propiedades y especialmente la abundancia de los aerosoles es muy variable. Algunos parámetros ópticos no pueden medirse directamente, por lo que se utilizan modelos para estimarlos. Estos parámetros dependen de la distribución del tamaño de las partículas, de su índice de refracción, de la forma de las partículas (esféricas o no esféricas), y de la distribución espacial de la concentración de las partículas. La dispersión Mie, a diferencia de la dispersión Rayleigh, es asimétrica y la mayor parte de la radiación es dispersada hacia adelante respecto a la dirección de incidencia de la luz (Figura 2.14).



Figura 2.14 Características de las dispersiones Rayleigh (simétrica) y Mie (asimétrica) según el tamaño de las partículas.

Descomposición de la señal que llega al sensor

La radiancia total que llega al sensor al tope de la atmósfera ($L_t(\lambda)$) también puede expresarse en forma equivalente como la reflectancia al tope de la atmósfera o total, $\rho_t(\lambda)$, según

$$\rho_t(\lambda) = \frac{\pi L_t(\lambda)}{F_s(\lambda) d_s \mu_s} \quad (2.10)$$

donde L_t es la radiancia total medida por el sensor ((1) en la figura 2.11), F_s es la irradiancia solar extraterrestre, d_s es un factor que tiene en cuenta la variación de la distancia Tierra-Sol a lo largo del año y μ_s es el coseno del ángulo cenital solar (θ_s). La reflectancia total, a una determinada longitud de onda λ , puede escribirse como la suma de varias componentes.

$$\rho_t(\lambda) = \rho_{path}(\lambda) + \rho_{sup}(\lambda) + t_d \rho_w(\lambda) \quad (2.11)$$

donde $\rho_{path}(\lambda)$ es la reflectancia generada por dispersión en la atmósfera y por la reflexión especular de la luz difusa ((2) en la figura 2.11), $\rho_{sup}(\lambda)$ es la componente de la radiación que proviene de la superficie ((3) en la figura 2.11), t_d es la transmitancia difusa y $\rho_w(\lambda)$ es la que proviene del cuerpo de agua propiamente dicho ((4) en la figura 2.11). Esta es la reflectancia que se quiere conocer ya que contiene información sobre las sustancias presentes en el agua.

Siguiendo el formalismo utilizado por Gordon y Wang (1994a) y analizando la ecuación 2.11 en mayor detalle, las diferentes componentes pueden a su vez subdividirse en contribuciones que corresponden a distintos procesos físicos. La $\rho_{path}(\lambda)$ puede expresarse como

$$\rho_{path}(\lambda) = \rho_r(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) \quad (2.12)$$

donde ρ_r corresponde a la reflectancia que resulta de la dispersión molecular o Rayleigh en ausencia de aerosoles, ρ_a es la reflectancia que resulta de la dispersión debida a la presencia de aerosoles en ausencia de moléculas y ρ_{ra} es el término de interacción entre la dispersión molecular y la de aerosoles. El segundo término en la ecuación 2.11, ρ_{sup} , resulta de la reflexión especular sobre la superficie de la luz directa (*sun glint*) y de la luz directa y difusa que proviene de la espuma presente en la superficie (*whitecaps*). Se puede representar mediante la siguiente ecuación:

$$\rho_{sup} = T_d(\lambda) \rho_g(\lambda) + t_d(\lambda) \rho_{wc}(\lambda) \quad (2.13)$$

donde los términos $T_d(\lambda)$ y $t_d(\lambda)$ corresponden a la transmisión directa y difusa a través de la atmósfera, respectivamente. ρ_g es la reflectancia que proviene de la reflexión especular y ρ_{wc} de la espuma en la superficie del mar. Es apropiado utilizar la transmitancia difusa (t_d) para la reflectancia proveniente del agua (ρ_w) y

de la espuma del mar (ρ_{wc}) debido a que ambas tienen una distribución angular casi uniforme (isotrópica), mientras que la reflectancia debida a la reflexión especular (ρ_g) es principalmente direccional (anisótropa) y se utiliza la transmitancia directa (T_d). A partir de las ecuaciones planteadas ρ_w puede ser obtenida según:

$$t_d(\lambda)\rho_w(\lambda) = \rho_t(\lambda) - [\rho_r(\lambda) + \rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda) + T_d(\lambda)\rho_g(\lambda) + t_d(\lambda)\rho_{wc}(\lambda)] \quad (2.14)$$

Con el fin de obtener ρ_w a partir de la ecuación 2.14 se han desarrollado métodos que permiten calcular los otros términos de la ecuación o aproximaciones que permiten simplificarlos. El término que se debe a la dispersión por Rayleigh y las transmitancias directa y difusa pueden calcularse en forma precisa (Gordon *et al.* 1988, Gordon y Wang 1992, Wang 1999 y Yang y Gordon 1997). La contribución de la espuma puede estimarse a partir de la velocidad del viento en superficie (Gordon y Wang 1994b, Frouin *et al.* 1996, Moore *et al.* 2000). La contaminación por reflexión especular es generalmente evitada, tal como ocurre con el sensor SeaWiFS que es inclinado $\pm 20^\circ$ con ese fin, o eliminado de otra manera, como es el caso del sensor MODIS que no posee dicho mecanismo. De esta forma quedan como incógnitas a determinar los términos $\rho_a(\lambda) + \rho_{ra}(\lambda)$, debido a la dispersión por aerosoles y la interacción Rayleigh-aerosoles, y $\rho_w(\lambda)$. Para remover el efecto de los aerosoles habría que conocer la concentración y las propiedades ópticas de los mismos en toda la imagen, pero esto no es posible ya que los aerosoles son muy variables y, en principio, sus efectos no pueden predecirse *a priori*. Por esto, generalmente se utilizan bandas espectrales para las cuales los valores de ρ_w son conocidos, lo que permite estimar la contribución de los aerosoles en dichas bandas. Para esto se necesitan por lo menos dos bandas, una para estimar la magnitud de la contribución de los aerosoles y la segunda para saber cómo varía ésta con la longitud de onda.

El algoritmo que se utiliza para la corrección atmosférica de los sensores SeaWiFS y MODIS se basa en el método propuesto por Gordon y Wang (1994a) y otras correcciones adicionales (Morel y Gentili 1991, 1993 y 1996, Wang *et al.* 2001 y Patt *et al.* 2003). Gordon y Wang (1994a) propusieron un método que se basa en dos suposiciones fundamentales: (1) conocida como del píxel negro o *black-pixel assumption*, supone que la reflectancia que emerge del agua en la región infrarroja cercana (NIR) del EEM es nula ($\rho_w(\text{NIR})=0$) y lo que mide el sensor en esta región del espectro al tope de la atmósfera es radiancia dispersada por la atmósfera, pudiendo así estimar la contribución de los aerosoles en el NIR (es decir, los términos $\rho_a(\text{NIR}) + \rho_{ra}(\text{NIR})$); y (2) que la contribución de los aerosoles puede extrapolarse a la región del VIS a partir de la radiación medida en dos regiones o bandas ubicadas en el NIR. Para corregir el efecto de la atmósfera en las imágenes

SeaWiFS se utilizan las bandas cuya longitud de onda central se encuentra en los 0,765 μm y 0,865 μm , mientras que para las imágenes MODIS se utilizan las bandas centradas en los 0,748 μm y 0,869 μm . Los valores de reflectancia en estas dos bandas son utilizados para seleccionar un modelo de aerosol de una serie de modelos predefinidos. Se utilizan tablas que fueron generadas a partir de simulaciones utilizando la ecuación de transferencia radiativa. A partir del modelo de aerosol seleccionado se extrapola y estima la contribución de los aerosoles en las bandas ubicadas en la región del VIS, lo que permite remover dicho término y calcular la reflectancia que emerge del agua o reflectancia marina (ρ_w) en dichas bandas. Se utilizan doce modelos que se basan en tres tipos de modelos de aerosoles: el marítimo, el troposférico y costero y cuatro valores de humedad relativa (50%, 70%, 90% y 99%). El modelo marítimo y el troposférico fueron desarrollados por Shettle y Fenn (1979), mientras que el costero fue descrito por Gordon y Wang (1994a). La consideración de diferentes porcentajes de humedad relativa (HR) es importante ya que el tamaño de las partículas de aerosoles aumenta con el incremento de la HR y esto modifica sus propiedades ópticas. Al proceso de extrapolación de la contribución de los aerosoles en la región del infrarrojo al VIS desarrollado por Gordon (1997) se le ha agregado una rutina iterativa que considera en cierta forma la reflectancia que emerge del agua en el infrarrojo para mejorar la *performance* de la corrección atmosférica en situaciones en las que la reflectancia que emerge del agua en el NIR no es nula (Siegel *et al.* 2000).

El algoritmo que se utiliza actualmente para la corrección atmosférica de los sistemas mencionados y que fue brevemente descrito en el párrafo anterior tiene sus limitaciones. A continuación se hará mención de dos posibles causas a raíz de las cuales la corrección atmosférica puede fallar. La primera es la no validez de la suposición de reflectancia nula en la región del NIR. Esto ocurre en aguas turbias (sedimentos que dispersan mucho la luz en el NIR), con alta concentración de clorofila-*a* o en aguas muy someras donde el fondo influye en la reflectancia que emerge del agua, situaciones generalmente encontradas en aguas costeras. Este error lleva a la selección de un modelo de aerosoles incorrecto y subsecuentemente a la obtención de valores incorrectos en la región VIS del espectro, particularmente en las longitudes de onda más cortas ($\sim 0,4 \mu\text{m}$). Esto se debe a que son las bandas que se encuentran más lejos de la región del NIR, a partir de las cuales se realiza la extrapolación, lo que genera una sobrecorrección y por lo tanto una subestimación de la reflectancia en dichas bandas. Esto puede provocar que se obtengan valores de reflectancia muy bajos y hasta negativos. Otra posible causa de error en la corrección atmosférica es la presencia de aerosoles que absorben la radiación ya

que éstos no son contemplados en los modelos predefinidos que utiliza el algoritmo. Este tipo de aerosoles refleja menos que cualquiera de los aerosoles de los modelos que actualmente se utilizan en la corrección atmosférica (principalmente en la región del azul), por lo que su presencia genera también un error en la elección del modelo y, por lo tanto, en la corrección en las bandas del VIS (especialmente en la región del azul). Estos aerosoles suelen estar concentrados en la zona costera (aerosoles urbanos) o tener su origen en eventos esporádicos tales como las tormentas de polvo.

2.5 Algoritmos bioópticos

Suponiendo que la contribución de la atmósfera a la señal que mide el sensor pudiera ser correctamente estimada, queda interpretar la reflectancia que emerge del agua o marina en términos de las propiedades ópticas de la capa superficial del mar. La señal que emerge del agua proviene de la luz del sol que llega al cuerpo del agua y que es absorbida y dispersada por las moléculas mismas del agua y por el material en suspensión o disuelto presente. En aguas claras y someras una parte significativa de la señal que proviene del sol puede llegar al fondo, ser reflejada y llegar finalmente al sensor (componente d en la figura 2.15).

La información que proveen los sensores satelitales que miden el *color del mar* proviene de la primera profundidad óptica, definida por Gordon y McCluney (1975) como la profundidad de la capa de la cual proviene el 90% de la radiación que sale del cuerpo de agua y es la profundidad a la cual la radiancia superficial es reducida en un 37% ($1/e$). Es por esto que la concentración de las sustancias estimada a través del uso de sensores remotos se limita a esta capa superficial del cuerpo de agua, de donde proviene dicha señal. Esta profundidad puede variar desde unos pocos milímetros en aguas muy turbias a unos cuantos metros en aguas muy claras. Además del agua misma, las principales sustancias que modifican las propiedades ópticas del agua pueden clasificarse, con fines prácticos, en tres grupos:

- el fitoplancton, que incluye a las algas unicelulares y a otros organismos microscópicos. Por conveniencia a este grupo se lo llama “fitoplancton” ya que las algas son el componente que tiene mayor influencia en las propiedades ópticas (Componente e en la figura 2.15).
- las materia orgánica disuelta coloreada (CDOM o sustancia amarilla), un grupo de sustancias orgánicas disueltas compuestas por ácidos fúlvicos y húmicos que pueden tener origen local, provenir de la degradación de células fitoplanctónicas u otras partículas orgánicas, o de una fuente externa, tal como

la descarga de ríos que atraviesan suelos ricos en materia orgánica (Componente c en la figura 2.15).

- el material particulado en suspensión que puede tener origen orgánico (no pigmentado) o inorgánico. El primero está compuesto por bacterias, virus, coloides, detrito orgánico y partículas de mayor tamaño, tales como organismos del zooplancton. Y el segundo está formado por sedimentos inorgánicos producidos principalmente por erosión de las rocas (Componente a en la figura 2.15).

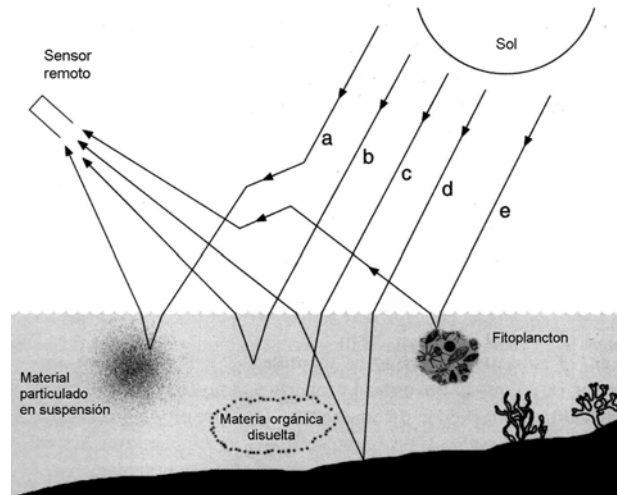


Figura 2.15 Procesos que influyen en la luz que emerge del agua (adaptado de IOCCG 2000). a) dispersión hacia arriba debido al material particulado en suspensión; b) dispersión hacia arriba debido a las moléculas de agua; c) absorción debido a la materia orgánica disuelta (o sustancia amarilla); d) reflexión del fondo; y e) dispersión hacia arriba debido al fitoplancton.

Los procesos que influyen y modifican la reflectancia espectral de los cuerpos de agua naturales (*i.e.* su color) son la absorción y dispersión producidas por las sustancias presentes en el agua. Estas son llamadas propiedades ópticas inherentes (IOP), según la definición de Preisendorfer (1961), ya que no dependen de la distribución angular del campo de luz incidente sino sólo del tipo y concentración de sustancias presentes en el medio. Por otro lado las propiedades ópticas aparentes (AOP), tales como la radiancia, la reflectancia y la reflectancia teledetectada, dependen de la geometría de iluminación así como de la naturaleza y cantidad de las sustancias presentes en el medio. Otra propiedad óptica inherente es el coeficiente de atenuación (c) que es la suma de los coeficientes de absorción (a) y dispersión (b) (todos ellos con unidades de m^{-1})

$$c = a + b \quad (2.15)$$

A su vez, la dispersión puede expresarse como la suma de una dispersión hacia delante (b_f) y otra hacia atrás o retrodispersión (b_b) según

$$b = b_f + b_b \quad (2.16)$$

Existen varios caminos posibles para obtener información sobre la concentración de las sustancias ópticamente activas presentes en el agua a partir de la radiancia sensada remotamente. Uno de ellos consiste en aplicar modelos de inversión que permiten obtener información cuantitativa del tipo y concentración de las sustancias presentes a partir de la variación espectral y de la magnitud de la señal que proviene del agua. Esto es posible en forma teórica (Zaneveld 1973), pero en la práctica no es así ya que es necesario conocer la distribución angular completa de la radiancia en la superficie y los sensores remotos sólo aportan información sobre la radiancia en algunos ángulos. Por lo tanto, la obtención de las IOPs o de los parámetros biogeoquímicos (tales como la concentración clorofila, de sedimentos, etc.) mediante los algoritmos de inversión no es exacta y debe depender de aproximaciones. Una solución utilizada para los problemas de inversión son los algoritmos semianalíticos que utilizan la relación entre los componentes presentes en el agua y las IOPs para después relacionar éstas con la reflectancia sensada remotamente (IOCCG 2006). Muchos de estos algoritmos (Gordon *et al.* 1988, Morel 1988, Morel y Maritorena 2001, Carder *et al.* 1999, Garver y Siegel 1997) parten de la siguiente aproximación obtenida a partir de estudios de transferencia radiativa (Gordon *et al.* 1975, Prieur 1976, Morel y Prieur 1977):

$$R(\lambda, 0^-) = f \frac{b_b(\lambda)}{b_b(\lambda) + a(\lambda)} \quad (2.17)$$

donde el factor f varía con las condiciones de iluminación (Kirk 1984, Gordon 1989), esencialmente con la posición del sol. Dado un campo de radiación incidente, f también depende de las IOPs y por ende de la concentración de clorofila (Cl_a) y de la longitud de onda (Morel y Gentili 1991). Una vez corregida la señal total que llega al sensor (ρ_t) por la presencia de la atmósfera se obtiene la reflectancia marina (ρ_w) y esta puede relacionarse con las IOPs teniendo en cuenta los efectos producidos en la interfase aire-agua (transmitancia, reflexión interna y refracción). De esta forma y considerando que la retrodispersión es mucho menor que la absorción ($b_b \ll a$) ρ_w puede expresarse como

$$\rho_w(\lambda, \theta_s, \theta', \phi) = \pi \cdot d_s \cdot t_d(\lambda) \mathfrak{R}(\theta') \frac{f(\lambda, \theta_s)}{Q(\lambda, \theta_s, \theta', \phi)} \left(\frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda)} \right) \quad (2.18)$$

donde d_s es un factor que tiene en cuenta la variación de la distancia Tierra-Sol a lo largo del año, t_d es la transmitancia difusa, \mathfrak{R} es un factor geométrico que tiene en cuenta los efectos de la refracción y reflexión en la interfase aire-agua (Morel y Gentili 1996), y f y Q fueron definidos previamente.

Las propiedades ópticas inherentes del cuerpo de agua (a y b_b), a su vez, pueden expresarse como la suma de las propiedades de cada una de las sustancias

presentes en el agua. Por lo tanto la absorción total de una masa de agua (a) puede expresarse como:

$$a = a_w + a_p + a_{CDOM} \quad (2.19)$$

donde a_w es la absorción por las moléculas de agua, a_p es la absorción por las partículas, tanto del fitoplancton (a_{ph}) como de otras partículas en suspensión (a_d), de manera que

$$a_p = a_{ph} + a_d \quad (2.20)$$

y a_{CDOM} es la absorción por la materia orgánica disuelta. De la misma manera, el coeficiente de retrodispersión total de una masa de agua (b_b) puede expresarse como

$$b_b = b_{bw} + b_{bp} \quad (2.21)$$

donde b_{bw} es la restrodispersión por las moléculas de agua, y b_{bp} es la debida a las partículas, tanto del fitoplancton (b_{bph}) como de otras partículas en suspensión (b_{bd}), de manera que

$$b_{bp} = b_{bph} + b_{bd} \quad (2.22)$$

Estos algoritmos semianalíticos son empíricos en cierto grado, ya que algunas de las IOPs son parametrizadas con datos medidos (como b_b , a_{ph} , y la variación espectral de a_d) y también utilizan ciertas aproximaciones que simplifican el problema, como por ejemplo considerar que las IOPs varían sólo en función de la *Cl_a*. Esto es relativamente cierto en aguas Caso-1 según la clasificación de Morel (1980). En este tipo de aguas, típicamente oceánicas, se supone que el fitoplancton y las sustancias que co-varían con él son los principales agentes responsables de las propiedades ópticas del agua. Por lo tanto la dependencia de la reflectancia con las IOPs (tal como se indica en la ecuación 2.17) puede ser reemplazada por la dependencia con la *Cl_a*. Pero esto no se cumple en las aguas Caso-2, típicamente costeras, donde se encuentran otras sustancias óptimamente activas que no covarían con la *Cl_a*.

Existen asimismo otro tipo de algoritmos, los empíricos, que se obtienen mediante una regresión estadística entre radiancias o reflectancias en ciertas longitudes de onda y la concentración de componentes específicos como el fitoplancton y sedimentos en suspensión medidos *in situ*. Los algoritmos empíricos que se utilizan para estimar la biomasa fitoplanctónica aprovechan o hacen uso de las propiedades ópticas del principal y más abundante pigmento fotosintético, la clorofila-*a*, lo que resulta en una mayor absorción (o menor reflectancia) en la región azul del espectro. La tendencia observada es que a medida que aumenta la concentración de fitoplancton (clorofila-*a*), la reflectancia disminuye en la región del azul (0,4 μm) y aumenta en la región del verde (0,515-0,6 μm) (figura 2.16). De esta manera, los algoritmos utilizan la diferencia o el

cociente de las reflectancias medidas en bandas ubicadas en estas dos regiones del EEM y los relacionan con la concentración de Cl_a . La ventaja de utilizar el cociente es que se compensa parcialmente la influencia de otras sustancias que puedan estar presentes en el agua y también se disminuyen algunos de los efectos producidos por la atmósfera que no fueron completamente eliminados con la corrección atmosférica.

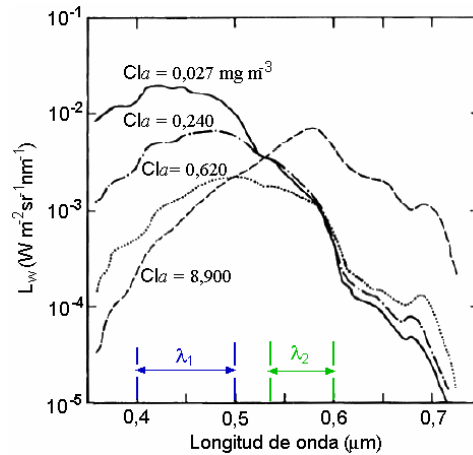


Figura 2.16 Dependencia de la radiancia en función del contenido de fitoplancton. Está indicado el rango de longitudes de onda donde se encuentran las bandas que se utilizan en los algoritmos empíricos, en la región del azul y en el verde, λ_1 y λ_2 respectivamente.

Los algoritmos empíricos se obtienen a partir de mediciones de campo de la concentración de Cl_a y de la radiancia marina (L_w) o reflectancia teledetectada (R_{RS}) mediante una regresión del logaritmo de Cl_a y el logaritmo del cociente de las reflectancias en el azul (λ_1) y el verde (λ_2), o $R_{\lambda_2}^{\lambda_1} = R_{RS}(\lambda_1)/R_{RS}(\lambda_2)$. Las longitudes de onda (λ_1 y λ_2) dependen del sensor a utilizar. Así, la forma funcional de los algoritmos empíricos es

$$\log_{10} Cl_a = a_0 + a_1 R^1 + a_2 R^2 + a_3 R^3 + a_4 R^4 + \dots + a_n R^n$$

donde R es el \log_{10} de $R_{\lambda_2}^{\lambda_1}$ y los coeficientes a_i se obtienen del ajuste los datos a una ecuación polinómica (figura 2.17).

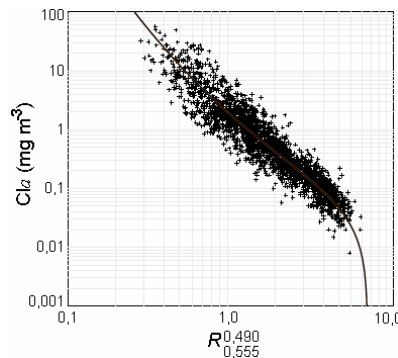


Figura 2.17 Gráfico de dispersión en escala logarítmica de valores medidos de Cl_a y del cociente de reflectancias medidas en las bandas centradas en 0,490 y 0,555 μm . Los datos provienen de una gran base de datos ($N=2804$), a partir de la cual se generó el algoritmo OC2v4 (curva negra en el gráfico). (Gráfico modificado de O'Reilly *et al.* 2000).

Para valores de clorofila menores a $0,6 \text{ mg m}^{-3}$ el cociente $R_{0,555}^{0,443}$ (en el caso del SeaWiFS) o $R_{0,550}^{0,443}$ (en el caso del MODIS) resulta muy útil. Sin embargo, a mayores concentraciones la señal que sale del agua en la región azul del EEM es muy pequeña, por lo que se utilizan las reflectancias en longitudes de onda más largas, $R_{0,555}^{0,490}$ o $R_{0,555}^{0,510}$ para el SeaWiFS y $R_{0,550}^{0,448}$ para el MODIS. Hay algoritmos que tienen en cuenta esto último y utilizan el valor máximo de los cocientes previamente mencionados. La ventaja que tienen los algoritmos empíricos es que son simples, fáciles de derivar, implementar y probar. Pero debido a su naturaleza empírica, generalmente tienen una validez regional y son muy sensibles a cambios en la composición de las sustancias que se encuentren en el agua (Ej. cambios estacionales).

2.6 Tipo de datos

Las imágenes provenientes de los sensores SeaWiFS y MODIS tienen una resolución espacial de 1,1 km (nominal) en el píxel subsatelital y el ancho de la pasada es de 2801 km (ver Apéndice 1). A este tipo de dato se lo llama LAC (*Local Area Coverage*) o HRPT (*High Resolution Picture Transmission*), dependiendo de cómo haya sido obtenida la imagen. La capacidad de almacenar información a bordo del satélite generalmente es limitada. Por lo tanto sólo se guarda información de algunas zonas previamente elegidas; este tipo de imágenes son las LAC, mientras que las HRPT son obtenidas regionalmente desde las antenas de recepción. La Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) tiene una antena receptora de las imágenes SeaWiFS y MODIS en La Falda, Córdoba. En particular, para las imágenes SeaWiFS, existe un tipo de dato llamado MLAC (*Merged Local Area Coverage*) que resulta de la unión entre las imágenes LAC y HRPT a través de un control de calidad para las zonas en las que ambos tipos de datos se encuentran disponibles. Existe otro tipo de dato que se obtiene a partir de las imágenes LAC, mediante el re-muestreo cada 4 píxeles y cada 4 filas, que tiene una resolución de 4,5 km y un ancho de pasada de 1502 km. Por otro lado las imágenes del sensor MMRS son recibidas por otra antena de CONAE que se encuentra en la misma estación receptora. Estas son distribuidas en un solo tipo de dato con la resolución nominal de 175 m y un ancho de barrido de 360 km.

2.7 Cadena de procesamientos

Para obtener un mapa final de algún producto geofísico, tal como por ejemplo la *Cl_a* (en mg m^{-3}), es necesario aplicar una serie de procesamientos a la imagen original que llega a la antena receptora. A través de esta cadena de procesamiento se van obteniendo archivos o imágenes con un nivel de procesamiento cada vez mayor. Para el procesamiento de las imágenes SeaWiFS y MODIS existe un

programa de distribución libre llamado SeaDAS (*SeaWiFS Data Analysis System*) que trabaja bajo entorno linux o unix. La figura 2.18 muestra la serie de procesamientos que se realizan a las imágenes SeaWiFS y MODIS.

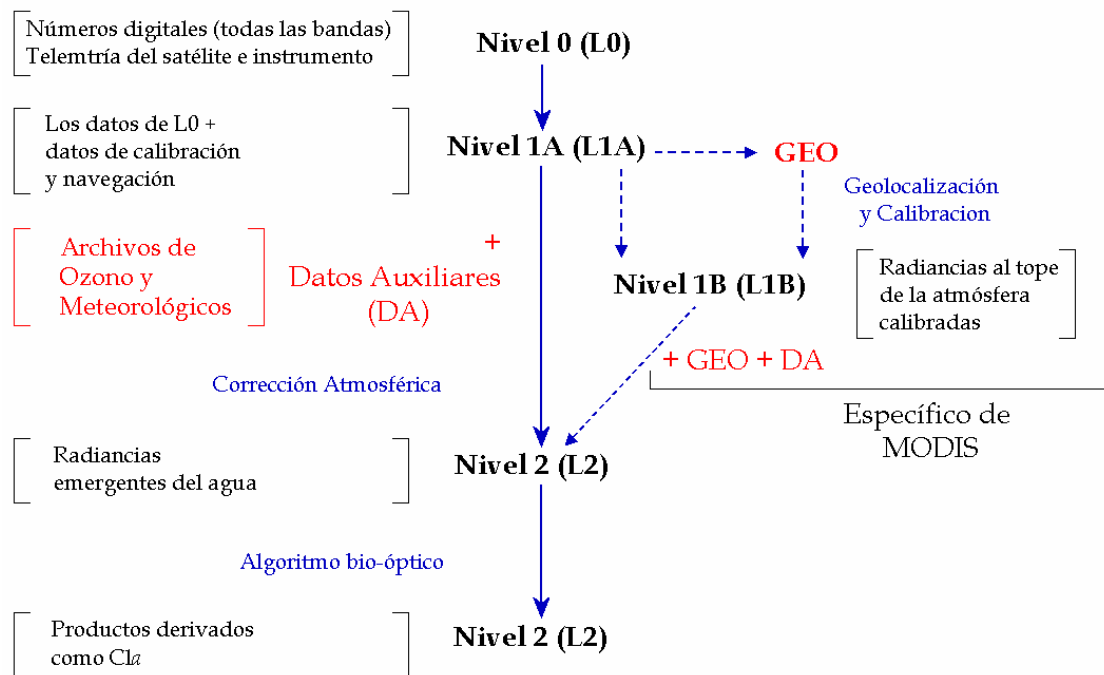


Figura 2.18 Cadena de procesamientos de las imágenes SeaWiFS y MODIS. En la parte central se encuentran el nivel de procesamiento, entre corchetes figura la descripción de la imagen en cada nivel, en azul el proceso que se aplica y en rojo los datos auxiliares requeridos.

Estas imágenes generalmente son distribuidas, ya sea por la CONAE (www.conae.gov.ar) o por la NASA (oceancolor.gsfc.nasa.org), en los niveles 1A o 2 (ver detalle y explicación en la figura 2.18). Los datos auxiliares necesarios y que se utilizan en la corrección atmosférica comprenden la concentración de ozono presente en la atmósfera y los datos meteorológicos, tales como la dirección meridional y zonal del viento, su velocidad, la presión atmosférica y la humedad relativa. Para procesar las imágenes puede utilizarse esta información proveniente de una base de datos climatológica o en tiempo casi real (*Near Real Time* o NRT). Los datos de ozono son obtenidos del sensor EPTOMS (*Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer*). Estos consisten en mapas diarios globales del total de ozono en las partes iluminadas del globo actualizados cada 4 horas. Los datos meteorológicos son provistos por el *National Center for Environmental Prediction* (NCEP). Los dos tipos de datos se encuentran en formato HDF y pueden ser obtenidos a través de la página del *Ocean Color Group* (OCG) (<ftp://oceans.gsfc.nasa.gov/METOZ/>).

Utilizando la rutina *msl12* del programa SeaDAS junto con los datos auxiliares se procesa la imagen nivel 1A (en el caso de SeaWiFS) o 1B junto con el archivo

GEO (para las MODIS) con el fin de obtener la imagen nivel 2 con el producto geofísico deseado (por ejemplo concentración de *Cl_a*). En este procesamiento se enmascara tanto la tierra como las nubes ya que los píxeles así identificados no poseen información útil para el estudio del mar. También se obtienen una serie de indicadores de calidad o *flags* para cada píxel (tabla 2.2). A diferencia de las máscaras utilizadas por el programa (como el de la tierra, nube/hielo, etc.) que excluyen los datos previamente al procesamiento y obtención de los productos, los controles de calidad denotan la condición del píxel analizado, que es procesado al nivel 2 pero con un indicador de condición dudosa del mismo (Robinson *et al.* 2003)

Tabla 2.2 Listado de los indicadores de calidad o *flags* que utiliza el programa SeaDAS.

Bit	Nombre	Descripción
01	ATMFAIL	Falla en la corrección atmosférica
02	LAND	Píxel sobre tierra
03	BADANC	Datos auxiliares de baja calidad
04	HIGLINT	Alta reflexión especular (sunglint)
05	HILT	Radiación medida muy alta o saturada
06	HISATZEN	Angulo cenital del observación (sensor) alto
07	COASTZ	Píxel en aguas someras
08	NEGLW	Radiancia emergente negativa
09	STRAYLIGHT	Probable contaminación por píxel brillante
10	CLDICE	Probable contaminación por nube o hielo
11	COCCOLITH	Detección de Cocolitofóridos
12	TURBIDW	Detección de aguas turbias
13	HISOLZEN	Angulo cenital solar alto
14	HITAU	Densidad óptica de aerosoles alta
15	LOWLW	Radiancia emergente muy baja (sombra por nube)
16	CHLFAIL	Falla en el algoritmo para obtener el producto
17	NAVWARN	Calidad de la navegación reducida
18	ABSAER	Probable presencia de aerosoles que absorben
19	TRICHO	Probable contaminación por <i>Trichodesmium</i>
20	MAXAERITER	Iteraciones para corregir aerosoles superó el valor máximo
21	MODGLINT	Contaminación moderada por reflexión especular
22	CHLWARN	Calidad del producto derivado reducida
23	ATMWARN	Corrección atmosférica dudosa
24	DARKPIXEL	Radiancias negativas luego de la corrección por Rayleigh
25	SEAICE	Probable contaminación por hielo marino
26	NAVFAIL	Mala navegación
27	FILTER	Píxel rechazado a partir de un filtro realizado por el usuario
28	SSTWARN	Calidad del producto SST (Sea Surface Temperature) reducida
29	SSTFAIL	Calidad de l producto SST mala
30	HIPOL	Alto grado de polarización (para MODIS)
31	SPARE	Libre o no utilizado
32	OCEAN	Píxel que no está en la tierra ni está contaminado por nubes

CAPÍTULO 3

CORRECCIÓN ATMOSFÉRICA DE IMÁGENES MMRS (SAC-C)

En este capítulo se presenta un algoritmo desarrollado en el marco de la presente tesis para corregir los efectos de la atmósfera y de la superficie del mar en las bandas visibles de las imágenes MMRS/SAC-C. Estos efectos se deben principalmente a la absorción por gases, a la dispersión por moléculas y partículas, y a la reflexión especular y de la espuma presente en la superficie del mar. La dispersión producida por los aerosoles se determina a partir de la información obtenida en las bandas espectrales centradas en 815 y 1625 nm^a, región del EEM donde se supone que el océano absorbe totalmente la radiación. Esta información se extrapola a las bandas ubicadas en la región del VIS, centradas en 490, 550 y 660 nm. El algoritmo fue aplicado a una imagen MMRS, en una región ubicada al sudoeste de la península Valdés en la costa patagónica. Los valores de la reflectancia marina obtenidos fueron comparados con los correspondientes al sensor SeaWiFS.

3.1. Sistema MMRS/SAC-C

SAC-C es una misión internacional para la observación de la Tierra desarrollada por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) en colaboración con la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), con apoyo adicional en instrumentación y desarrollo del satélite por parte de Alemania, Italia, Francia y Brasil. El satélite SAC-C fue construido íntegramente en Argentina por la empresa INVAP en Bariloche y fue lanzado al espacio por la NASA el 21 de noviembre de 2000, desde Vandenberg, California, Estados Unidos. Esta misión junto a los satélites Landsat 7, TERRA, EOS-1 forman la primera constelación internacional de observación de la Tierra (Constelación Matutina). Esta constelación incrementa la sinergia entre los distintos instrumentos, provee nueva capacidad para la observación de la Tierra, explota las técnicas de navegación autónoma y permite a los distintos instrumentos a bordo obtener imágenes de distintas resoluciones en diferentes bandas espectrales en forma casi simultánea y efectuar experiencias con la constelación de satélites GPS para estudios

^a En el presente capítulo la longitud de onda se expresará en nanómetros (1 nm = 1x10⁻³ μm)

atmosféricos, de navegación y determinación de órbitas (<http://www.conae.gov.ar/satelites/sac-c/consmatuti.html>).

El principal objetivo de la misión SAC-C es el estudio de la estructura y dinámica de la biosfera terrestre, la atmósfera, la ionósfera y el campo geomagnético. El satélite transporta tres sensores que forman imágenes (MMRS, HRTC y HSTC) de origen argentino y otros seis instrumentos de otras nacionalidades (tabla 3.1).

Tabla 3.1 Sensores e instrumentos a bordo del satélite SAC-C

Instrumento	Nombre	Agencia/Nacionalidad
MMRS	<i>Multispectral Medium Resolution Scanner</i>	CONAE/Argentina
HRTC	<i>High Resolution Technological Camera</i>	CONAE/Argentina
HSTC	<i>High Sensitivity Technological Camera</i>	CONAE/Argentina
GOLPE	<i>GPS Occultation and Passive Reflection Experiment</i>	NASA/EEUU
DCS	<i>Data Collection System</i>	CONAE/Argentina
MMP	<i>Magnetic Mapping Payload</i>	NASA-DSRI/Dinamarca
ICARE	<i>Influence of Space Radiation on Advanced Components</i>	CNES/Francia
INES	<i>Italian Navigation Experiment</i>	ASI/Italia
IST	<i>Italian Star Tracker</i>	ASI/Italia

La Cámara Multiespectral de Resolución Media (MMRS) es un sensor tipo *pushbroom* (ver capítulo 2) diseñado para estudiar ecosistemas terrestres y marinos (ver características en el Apéndice 1). Este sensor detecta la radiación proveniente de la superficie de la Tierra en cinco bandas (o regiones) del EEM, que pueden ser utilizadas para estudiar tanto el uso de la tierra como las características de aguas costeras y continentales.

El sensor posee tres bandas en el VIS, centradas en 490 y 550 nm con un ancho de banda de 20 nm y en 660 nm con un ancho de banda de 60 nm; una banda en el NIR centrada en 815 nm y con un ancho de banda de 40 nm; y otra en el infrarrojo medio de onda corta con una longitud de onda central en 1650 nm y con un ancho de banda de 150 nm (figura 3.1). Debido a las características tanto espectrales como espaciales del sensor MMRS, con una resolución de 175 m, resulta apropiado para el estudio de procesos y ecosistemas marinos y terrestres tales como la desertificación, las inundaciones, la producción agrícola y los procesos costeros.

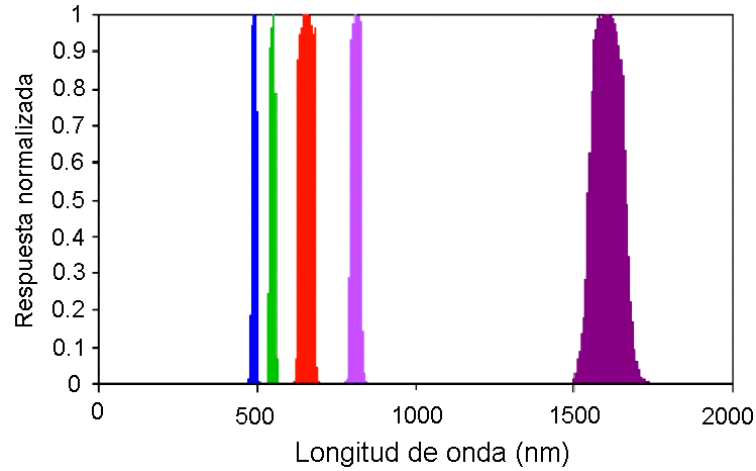


Figura 3.1 Bandas espectrales de la cámara MMRS a bordo del SAC-C

Las imágenes MMRS han sido utilizadas para el monitoreo y la evaluación de regiones de bosques nativos (Montenegro *et al.* 2002), para la detección de incendios y el mapeo de áreas quemadas (García y Chuvieco 2004), para la determinación de áreas inundadas (Carballo y Hartmann 2002) y para el monitoreo hidro-meteorológico (Goniaszki *et al.* 2005). El sensor MMRS también tiene la capacidad de observar el *color del mar*, pero estos datos han sido utilizados únicamente en forma cualitativa. Con el fin de obtener la reflectancia marina en las bandas visibles y derivar información útil sobre las sustancias presentes en el agua (tales como concentración de clorofila-*a*, o de sedimentos en suspensión), es necesario primero eliminar los efectos producidos por la atmósfera y la superficie del mar. En las siguientes secciones se presentará el algoritmo desarrollado para corregir las imágenes MMRS y su aplicación a una imagen MMRS de una zona cercana a la península Valdés, en la costa patagónica (Dogliotti *et al.* 2005).

3.2. Modelado de la reflectancia

Con el fin de desarrollar un algoritmo para la corrección atmosférica de las imágenes MMRS, la reflectancia total que llega al sensor al tope de la atmósfera (ρ_t) ha sido modelada según Tanré *et al.* (1979). Así la reflectancia total que llega al sensor puede ser expresada como

$$\rho_t(\lambda) = \frac{\pi L_t(\lambda)}{F_s(\lambda) d_s \mu_s} = T_g \rho^*(\lambda) \quad (3.1)$$

donde L_t es la reflectancia total que llega al sensor al tope de la atmósfera, F_s es la irradiancia solar extraterrestre, d_s es un factor que tiene en cuenta la variación de la distancia Tierra-Sol a lo largo del año, θ_s es el ángulo cenital solar, T_g es la transmitancia total debida a la presencia de gases en el camino Sol-superficie-sensor y ρ^* la reflectancia aparente. De aquí en adelante se omitirá, por simplicidad, la dependencia con la longitud de onda (λ). La ecuación 3.1 supone

que los procesos de absorción de los gases presentes en la atmósfera y la dispersión debida tanto a las moléculas como a los aerosoles son independientes, o sea que el término de interacción entre la absorción de los gases y la dispersión tanto de las moléculas como de las partículas es despreciable. Esto puede justificarse de la siguiente manera. Los principales gases que absorben en la atmósfera, tal como se mencionó en el capítulo 2, son el ozono (O_3), el vapor de agua (H_2O_v), el dióxido de carbono (CO_2), y el oxígeno (O_2). El ozono se encuentra ubicado muy alto en la atmósfera, donde las moléculas y las partículas de aerosoles están muy separadas y por lo tanto la radiación incidente y la que retorna atraviesan la capa de ozono casi sin colisionar (sin dispersión) (figura 3.2-*a*). Por ello se puede calcular la reflectancia ignorando la presencia del ozono y luego multiplicarla por la transmitancia debida al ozono (T_{O_3}) a lo largo del doble camino Sol-superficie y superficie-sensor. La misma depende del ángulo cenital solar (θ_s), del ángulo de visión sensor (θ_v) y de la concentración o cantidad del gas (U_{O_3}). Por otro lado, el vapor de agua y el dióxido de carbono absorben en longitudes de onda donde la dispersión por moléculas es despreciable, o sea en la región del infrarrojo cercano y medio, y por lo tanto sólo la dispersión de las partículas debe ser tomada en cuenta. Como la dispersión producida por las partículas (tipo Mie) es principalmente hacia delante (figura 2.14) el camino que sigue la REM resulta aproximadamente el camino directo Sol-superficie y superficie-sensor (figura 3.2-*b*). Por lo tanto la influencia del vapor de agua y del dióxido de carbono en la transmisión difusa a través de la atmósfera va a ser prácticamente la misma que para el camino directo con una atenuación dada por la transmitancia debida a cada uno de los gases T_{H_2O} y T_{CO_2} . Estas transmitancias dependen de θ_s , θ_v , U_{H_2O} y U_{CO_2} , siendo estas últimas las concentraciones de vapor de agua y dióxido de carbono, respectivamente.

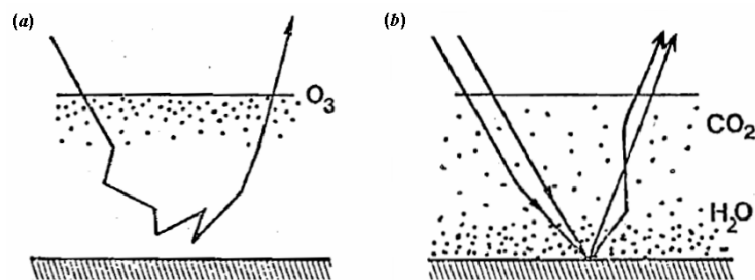


Figura 3.2 Esquema que muestra el camino casi directo (sin dispersión) que recorre la REM a través de la atmósfera considerando los principales gases. (a) Moléculas de ozono (muy separadas entre sí) y (b) dispersión hacia delante debido a las partículas, pero sin absorción de CO_2 y H_2O .

La aproximación no está del todo bien justificada para la señal que proviene de la atmósfera, pero es suficiente siempre y cuando la absorción de los gases sea débil, que es lo que ocurre en las “ventanas atmosféricas”, donde se encuentran las

bandas del VIS del sensor MMRS. En resumen, la reflectancia ρ^* puede ser evaluada sin tener en cuenta la absorción de los gases y luego ser corregida por la transmitancia media de los gases (T_g) (ver ecuación 3.1). Esta transmitancia media resulta del producto de las transmitancias de los distintos gases i evaluado a lo largo del camino directo (sin dispersión) Sol-superficie y superficie-sensor

$$T_g(\theta_s, \theta_v, U_g) = \prod_i T_{gi}(\theta_s, \theta_v, U_{gi}) \quad (3.2)$$

La reflectancia aparente ρ^* puede modelarse, suponiendo que la superficie del mar es homogénea y que la reflectancia que proviene de la misma es bidireccional, según

$$\begin{aligned} \rho^*(\mu_s, \mu_v, \phi) = & \rho_{atm}(\mu_s, \mu_v, \phi) \\ & + \rho_{sup}(\mu_s, \mu_v, \phi) e^{(-\tau/\mu_s)} e^{(-\tau/\mu_v)} \\ & + \bar{\rho}_{sup}(\mu_s, \mu_v, \phi) t_d(\theta_s) e^{(-\tau/\mu_v)} \\ & + \bar{\rho}_{sup}(\mu_s, \mu_v, \phi) e^{(-\tau/\mu_s)} t_d(\theta_v) \\ & + \langle \bar{\rho}_{sup} \rangle(\mu_s, \mu_v, \phi) t_d(\theta_s) t_d(\theta_v) + \varepsilon \end{aligned} \quad (3.3)$$

donde ρ_{atm} es la reflectancia intrínseca de la atmósfera, ρ_{sup} es la reflectancia bidireccional de la superficie, $\bar{\rho}_{sup}$ es la reflectancia de la superficie promediada angularmente, $\langle \bar{\rho}_{sup} \rangle$ es el albedo de la superficie (hemisférico), t_d es la componente difusa de la transmitancia de la atmósfera y $e^{(-\tau/\mu)}$ es la transmitancia directa de la atmósfera (T_d), donde τ es el espesor óptico de la atmósfera (molecular+aerosoles) y μ es el coseno del ángulo cenital solar y de visión, con subíndices s y v respectivamente. El albedo hemisférico caracteriza la respuesta de la superficie a la irradiancia solar difusa ($t_d(\theta_s)$) y a la transmitida en forma difusa hacia el sensor ($t_d(\theta_v)$) a través de la atmósfera.

El primer término, ρ_{atm} , corresponde a la REM que interactuó con la atmósfera pero no con la superficie del agua (figura 3.3)

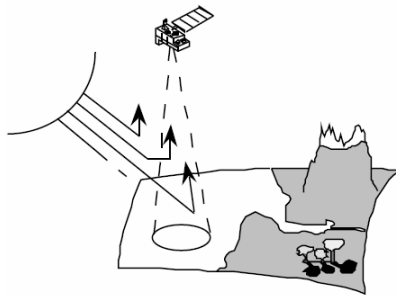


Figura 3.3 Representación de la componente ρ_{atm} que proviene de la interacción de la REM con la atmósfera sin interactuar con la superficie.

El segundo término corresponde a la REM que fue directamente transmitida a la superficie del mar y luego transmitida directamente al sensor (figura 3.4)

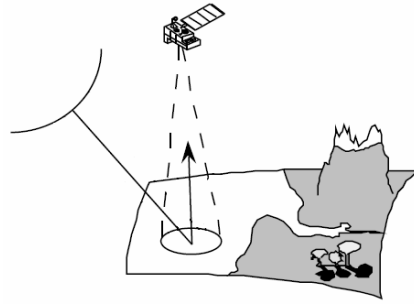


Figura 3.4 Representación del segundo término de la ecuación 3.3, que corresponde a la REM que es transmitida directamente a la superficie y luego de interactuar con la superficie es transmitida directamente al sensor.

El tercer término corresponde a la REM que fue dispersada por la atmósfera, reflejada por la superficie y luego transmitida directamente al sensor (figura 3.5)

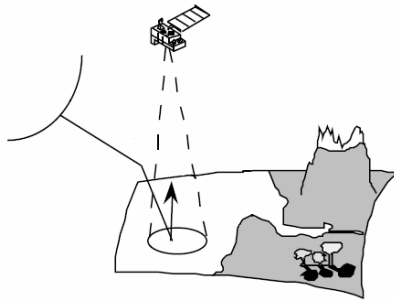


Figura 3.5 Representación del tercer término de la ecuación 3.3, que corresponde a la REM que es dispersada por la atmósfera y luego de interactuar con la superficie es transmitida directamente al sensor.

El cuarto término corresponde a la REM que fue directamente transmitida a la superficie, pero que fue dispersada por la atmósfera en el camino hacia el sensor (figura 3.6)

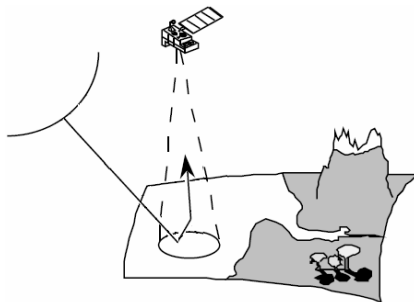


Figura 3.6 Representación del cuarto término de la ecuación 3.3, que corresponde a la REM que es transmitida directamente a la superficie y luego de interactuar con la superficie es dispersada por la atmósfera antes de llegar al sensor.

Y finalmente el último término corresponde a la REM que interactuó por lo menos dos veces con la atmósfera y una vez con la superficie (figura 3.7)

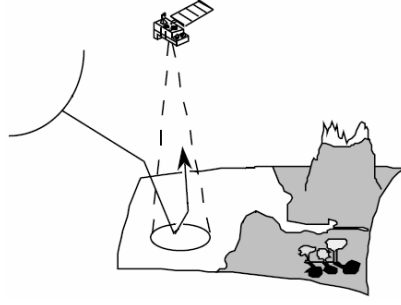


Figura 3.7 Representación del quinto término de la ecuación 3.3, que corresponde a la REM que es dispersada por la atmósfera antes y después de interactuar con la superficie.

La reflectancia de la superficie (ρ_{sup}) es, a su vez, la suma de la contribución de la reflectancia por reflexión especular (ρ_g), por la espuma (ρ_{wc}) y la que proviene del cuerpo del agua (ρ_w), que es la variable que se quiere derivar.

$$\rho_{\text{sup}} = \rho_g + \rho_{wc} + \rho_w \quad (3.4)$$

La señal que proviene de la reflexión especular es principalmente direccional o anisótropa y su bidireccionalidad debe ser tenida en cuenta en la ecuación 3.3, mientras que la señal que proviene tanto de la espuma en la superficie como del cuerpo del agua pueden considerarse isotrópicas y por lo tanto la reflectancia promediada en todos los ángulos y el albedo hemisférico son iguales a las respectivas reflectancias ($\langle \rho_{wc} \rangle = \bar{\rho}_{wc} = \rho_{wc}$ y $\langle \rho_w \rangle = \bar{\rho}_w = \rho_w$). Teniendo en cuenta estas suposiciones y la ecuación 3.3 puede escribirse como

$$\begin{aligned} \rho^*(\mu_s, \mu_v, \phi) &= \rho_{\text{atm}}(\mu_s, \mu_v, \phi) \quad (3.5) \\ &+ \rho_g(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}e^{(-\tau/\mu_v)} + \rho_{wc}(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}e^{(-\tau/\mu_v)} + \rho_w(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}e^{(-\tau/\mu_v)} \\ &+ \bar{\rho}_g(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)e^{(-\tau/\mu_v)} + \rho_{wc}(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)e^{(-\tau/\mu_v)} + \rho_w(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)e^{(-\tau/\mu_v)} \\ &+ \bar{\rho}_g(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}t_d(\theta_v) + \rho_{wc}(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}t_d(\theta_v) + \rho_w(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}t_d(\theta_v) \\ &+ \langle \rho_g \rangle(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)t_d(\theta_v) + \rho_{wc}(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)t_d(\theta_v) + \rho_w(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)t_d(\theta_v) + \varepsilon \end{aligned}$$

La transmitancia total de la atmósfera (T) corresponde a la suma de la difusa y la directa, o sea

$$T(\theta) = t_d(\theta) + e^{(-\tau/\mu)} \quad (3.6)$$

Por lo tanto, la ecuación 3.5 puede reescribirse como

$$\begin{aligned} \rho^*(\mu_s, \mu_v, \phi) &= \rho_{\text{atm}}(\mu_s, \mu_v, \phi) \\ &+ \rho_g(\mu_s, \mu_v, \phi)e^{(-\tau/\mu_s)}e^{(-\tau/\mu_v)} \\ &+ \bar{\rho}_g(\mu_s, \mu_v, \phi)t_d(\theta_s)e^{(-\tau/\mu_v)} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& + \bar{\rho}_g(\mu_s, \mu_v, \phi) e^{(-\tau/\mu_s)} t_d(\theta_v) \\
& + \langle \rho_g \rangle (\mu_s, \mu_v, \phi) t_d(\theta_s) t_d(\theta_v) \\
& + \rho_{wc} T(\theta_s) T(\theta_v) \\
& + \rho_w T(\theta_s) T(\theta_v) + \varepsilon
\end{aligned} \tag{3.7}$$

De esta manera el tercer, cuarto y quinto término de la derecha de la ecuación 3.7 tienen en cuenta la direccionalidad de la señal y a partir de ahora se lo va a referir como a una función G que depende de la reflectancia ρ_g . Los términos con la reflectancia promediada angularmente ($\bar{\rho}_g$), el albedo hemisférico ($\langle \rho_g \rangle$) y la reflectancia atmosférica (ρ_{atm}), o sea $\rho_{atm} + G(\rho_g)$, son equivalentes al ρ_{path} definido por Gordon *et al.* (1997) mencionado en el capítulo 2. De esta forma la ecuación 3.7 puede escribirse como

$$\begin{aligned}
\rho^*(\mu_s, \mu_v, \phi) &= \rho_{path} + \rho_g e^{(-\tau/\mu_s)} e^{(-\tau/\mu_v)} \\
& + \rho_{wc} T(\theta_s) T(\theta_v) \\
& + \rho_w T(\theta_s) T(\theta_v) + \varepsilon
\end{aligned} \tag{3.8}$$

El modelo utilizado se basa en las siguientes suposiciones: (1) que el efecto de “píxel adyacente” es despreciable. Este efecto es producido cuando hay superficies adyacentes con valores de reflectancia muy diferentes al del píxel analizado que puedan influir en la radiación que llega al sensor; (2) que la absorción por los gases en la atmósfera es independiente de la dispersión por moléculas y partículas; y (3) que la reflectancia marina y la que genera la espuma son isotrópicas (como la generada por una superficie *lambertiana*). Con el fin de invertir el modelo se desarrollaron fórmulas analíticas para la transmitancia gaseosa (T_g) y para la transmitancia total (T), mientras que para la reflectancia proveniente de la atmósfera (ρ_{atm}) y de la superficie ($G(\rho_g)$) se utilizaron tablas previamente generadas mediante simulaciones.

Fórmula analítica para T_g

Los principales gases que absorben en las bandas del sensor MMRS son el O_3 y el H_2O_v ; también hay absorción por una mezcla de gases, tales como el CO_2 , O_2 , CH_4 y CO , en algunas de las bandas del sensor. La transmitancia gaseosa total (T_g) puede ser expresada, tal como se vio en la ecuación 3.2, como el producto de la transmitancia de cada uno de los principales gases que absorben en la atmósfera, o sea T_{O_3} , T_{H_2O} y T_{mix} (mezcla de gases). La transmitancia de cada gas fue modelada usando el programa 6S (Vermote *et al.* 1997) para las cinco bandas del sensor

MMRS. Esta puede parametrizarse en función de la masa de aire (m) y la cantidad de ozono y vapor de agua integrado verticalmente (U_{O_3} y U_{H_2O}) según

$$T_{O_3} = e^{-a_{O_3}(mU_{O_3})^{b_{O_3}}} \quad (3.9)$$

$$T_{H_2O} = e^{-a_{H_2O}(mU_{H_2O})^{b_{H_2O}}} \quad (3.10)$$

Para la transmitancia de los gases mixtos la concentración de esta mezcla de gases puede considerarse constante, por lo que la cantidad de dichos gases no aparece explícitamente en la ecuación

$$T_{mix} = e^{-a_{mix}(m)^{b_{mix}}} \quad (3.11)$$

Los coeficientes a_i y b_i (para cada gas i) se obtuvieron mediante la regresión de los valores simulados de T_{gi} para varios m y U_i usando el programa 6S (tabla 3.2 y figuras 3.8, 3.9 y 3.10). La masa (o cantidad) de aire depende de la geometría de observación y puede calcularse según

$$m = \frac{1}{\cos \theta_v + 0.50572(96.07995 - \theta_v)^{-1.6364}} \quad (3.12)$$

Tabla 3.2 Coeficientes a y b de las ecuaciones 3.10 y 3.11 para los gases analizados (H_2O , O_3 y una mezcla) obtenidos de las regresiones de las figuras 3.8, 3.9 y 3.10.

Banda	T_{H_2O}		T_{O_3}		T_{mix}	
	a	b	a	b	a	b
1	-5,67753e-05	-0,645655	0,0202530	1,01588	8,74819e-05	-2,24482
2	-5,67753e-05	-0,645655	0,0820416	1,00782	8,74819e-05	-2,24482
3	0,00261517	0,867739	0,0630638	0,998931	0,000497386	0,950338
4	0,0537931	0,624565	-2,97632e-05	0,948802	8,74819e-05	-2,24482
5	0,000818846	0,998416	-2,97632e-05	0,948802	0,0161451	0,798697

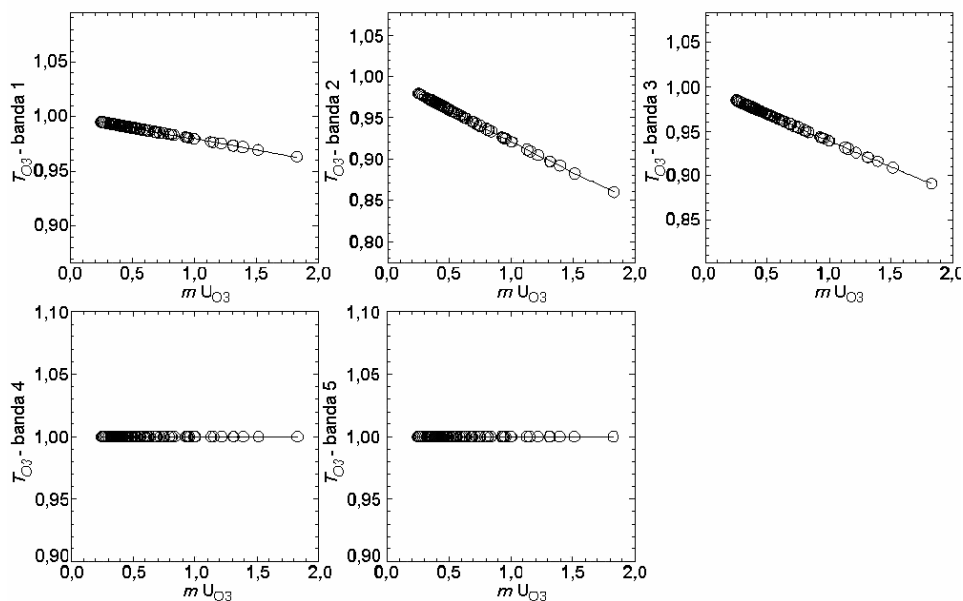


Figura 3.8 Transmitancia simulada de la absorción por el ozono (T_{O_3}) en función de la masa de aire por la concentración del gas (mU_{O_3}) para cada una de las bandas del sensor MMRS.

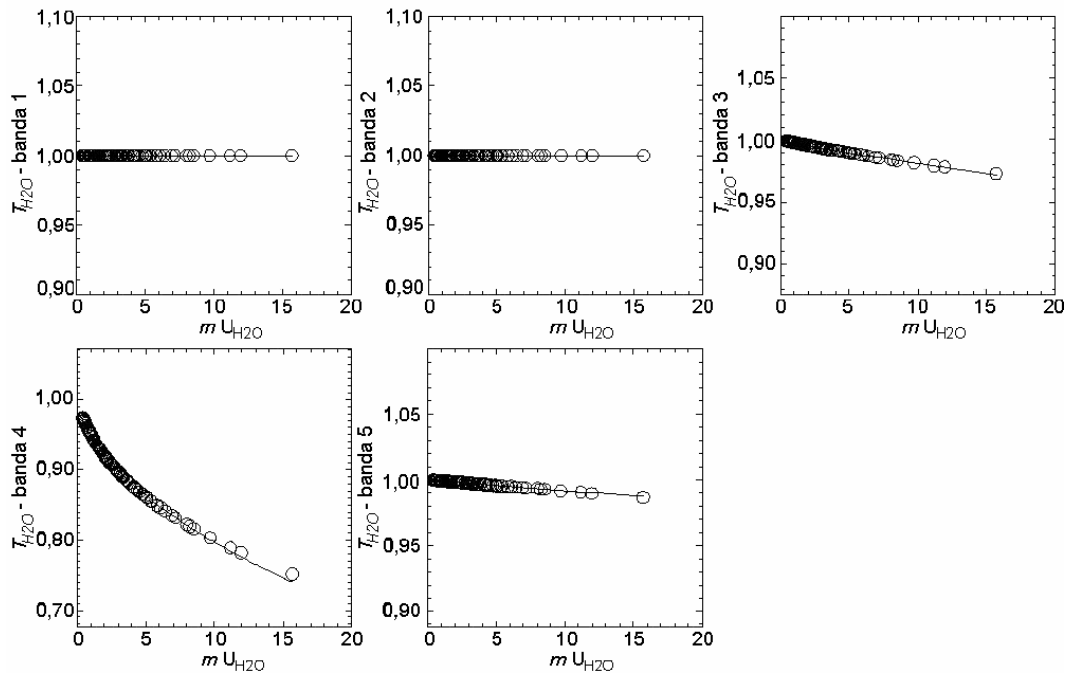


Figura 3.9 Transmitancia simulada de la absorción por el vapor de agua (T_{H_2O}) en función de la masa de aire por la concentración del gas ($m U_{H_2O}$) para cada una de las bandas del sensor MMRS.

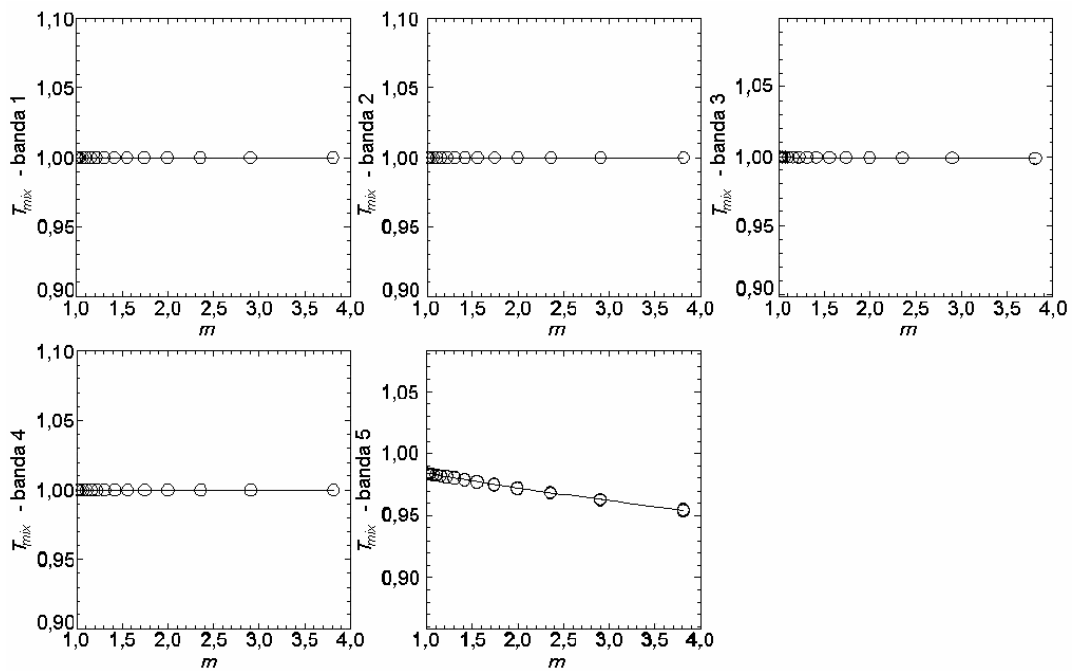


Figura 3.10 Transmitancia simulada de la absorción por una mezcla de gases (T_{mix}) en función de la masa de aire (m) para cada una de las bandas del sensor MMRS.

La absorción por el ozono es importante en las bandas visibles del sensor (bandas 1, 2 y 3 en la figura 3.8), mientras que la absorción por el vapor de agua es muy importante en la banda 4 (figura 3.9) y debe tenerse en cuenta debido a que su concentración es muy variable. La influencia de la mezcla de gases es más importante en la banda 5 (figura 3.10) y se debe a principalmente al dióxido de carbono.

Fórmula analítica para T

La transmitancia total (directa+difusa) debida a la dispersión, tanto de las moléculas como de las partículas, depende de la densidad óptica de las moléculas (τ_m), de los aerosoles (τ_a), de la geometría de observación y del tipo de aerosol presente en la atmósfera. En este trabajo se utilizarán tres modelos de aerosoles: Continental, Marítimo y Urbano. La transmitancia se parametrizó de la siguiente forma

$$T = e^{-[(\beta_m \tau_m + \beta_a \tau_a) / \cos \theta_s]} \quad (3.13)$$

La densidad óptica molecular (τ_m) puede calcularse directamente ya que sólo depende de la longitud de onda y es proporcional a λ^{-4} (ver capítulo 2). El factor β_m depende del ángulo cenital solar θ_s y β_a depende de la fracción del tipo de aerosol Continental en una mezcla Continental-Marítimo o Continental-Urbano. Utilizando el programa 6S se hicieron simulaciones variando el ángulo cenital solar entre 0 y 57° (cada 5°), con valores de densidad óptica de aerosoles de 0,1, 0,2 y 0,3 y distintas fracciones de aerosoles. La figura 3.11 muestra un ejemplo de una simulación de la transmitancia total en función de $1/\cos\theta$ para una fracción de aerosoles Continental de 0,5 en una mezcla Continental-Marítimo y una densidad óptica de aerosoles de 0,2.

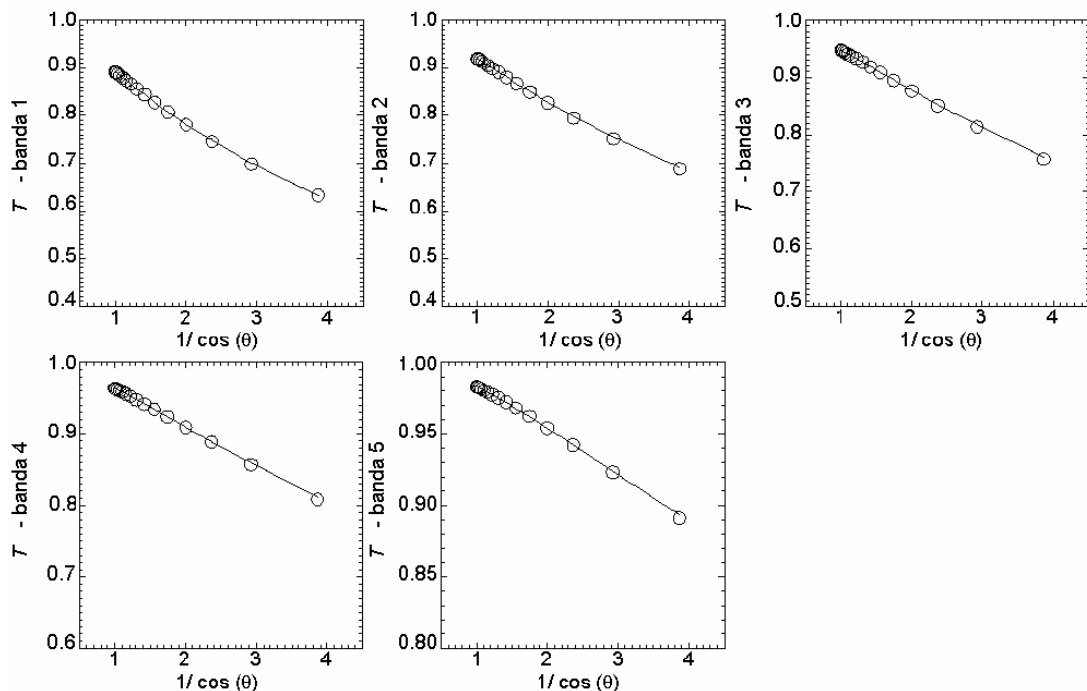


Figura 3.11 Transmitancia total simulada (T) en función de $1/\cos\theta$, para una fracción de aerosoles Continental de 0,5 (en una mezcla Continental-Marítimo) y una densidad óptica de aerosoles de 0,2 para cada una de las bandas del sensor MMRS.

Puede observarse que a medida que el ángulo cenital aumenta la transmitancia total disminuye y es menor en la banda 1 donde la dispersión debida a las moléculas es más eficiente (~400 nm).

Como se mencionó anteriormente se generaron tablas para la reflectancia intrínseca de la atmósfera (ρ_{atm}) y para la reflectancia relacionadas a la superficie ($\bar{\rho}_g$, ρ_g y $\langle\rho_g\rangle$). La reflectancia debida a la reflexión especular (ρ_g) depende de la velocidad del viento (w) y de la geometría (θ_s , θ_v , ϕ); la reflectancia promediada angularmente ($\bar{\rho}_g$) depende, a su vez, de la densidad óptica molecular (τ_m), de la de los aerosoles (τ_a) y del modelo de aerosoles. De esta forma los valores de ρ_{atm} , $\bar{\rho}_g$, ρ_g y $\langle\rho_g\rangle$ fueron calculados para los modelos de aerosoles mencionados anteriormente (Continental, Marítimo y Urbano) y para los siguientes valores de las variables:

λ	490, 548, 656, 813, 1600 nm;
τ_a	0, 0,1, 0,2, 0,3, 0,5 a 550 nm;
θ_s	0°, 5°, 10°, 15°, 20°, 25°, 30°, 35°, 40°, 45°, 50°, 55°, 60°, 65°, 70°, 75°;
θ_v	0°, 5°, 10°, 20°;
ϕ	0°, 20°, 40°, 60°, 80°, 100°, 120°, 140°, 160°, 180°;
w	1, 3, 5, 7,5, 10, 12,5, 15 m s ⁻¹ ;

Los valores de τ_a corresponden a la densidad óptica de los aerosoles a 550 nm ($\tau_a(550)$). La resolución de las grillas de las variables elegidas para los cálculos es, en la mayoría de los casos, suficiente para una interpolación posterior. La figura 3.12 muestra ejemplos de la reflectancia superficial (ρ_g) graficada en función del ángulo cenital solar para varias velocidades de viento. Estas simulaciones fueron realizadas con un modelo de aerosoles Marítimo, un ángulo cenital de observación de 20° y un ángulo acimutal relativo de 80°. Esta figura muestra que para ángulos solares chicos ($\theta_s < 25^\circ$) el efecto de la reflectancia especular (*sun glint*) es más pronunciado y disminuye con el aumento de la velocidad del viento. Esto es lo esperado ya que el ángulo cenital de visión es pequeño.

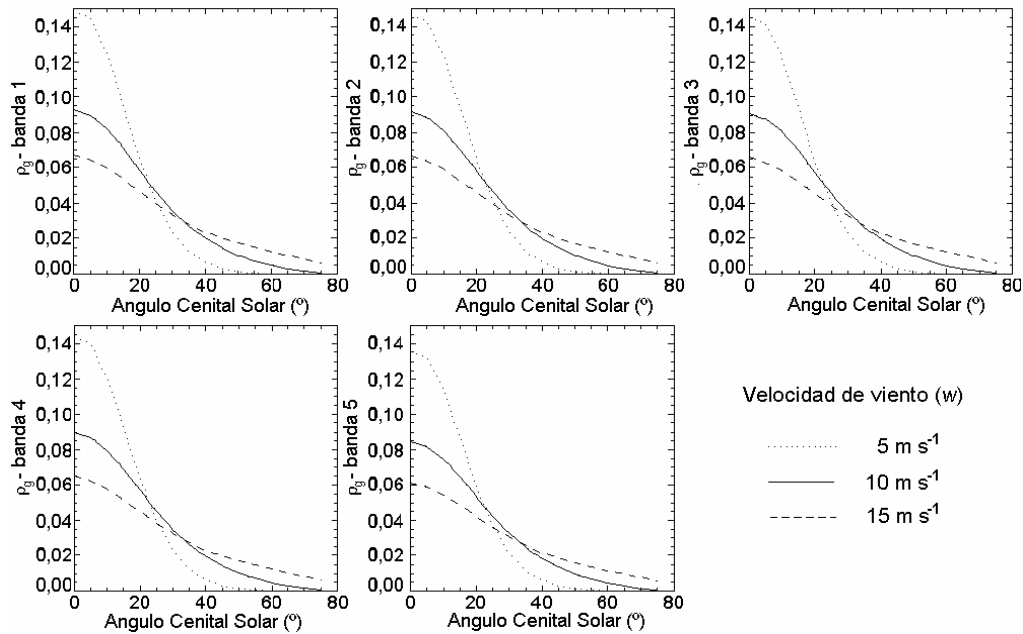


Figura 3.12 Reflectancia superficial (ρ_g) simulada en función del ángulo cenital solar para tres velocidades de viento (5, 10 y 15 m s⁻¹) para cada una de las bandas del sensor MMRS. Simulaciones hechas para un modelo de aerosoles tipo Marítimo, un ángulo cenital de visión de 20° y un ángulo acimutal relativo de 80°.

En la figura 3.13 puede observarse el mismo patrón para la reflectancia superficial promediada direccionalmente ($\bar{\rho}_g$), con la misma geometría de observación y modelo de aerosol, pero su valor es mucho menor que ρ_g para los ángulos menores a 30°.

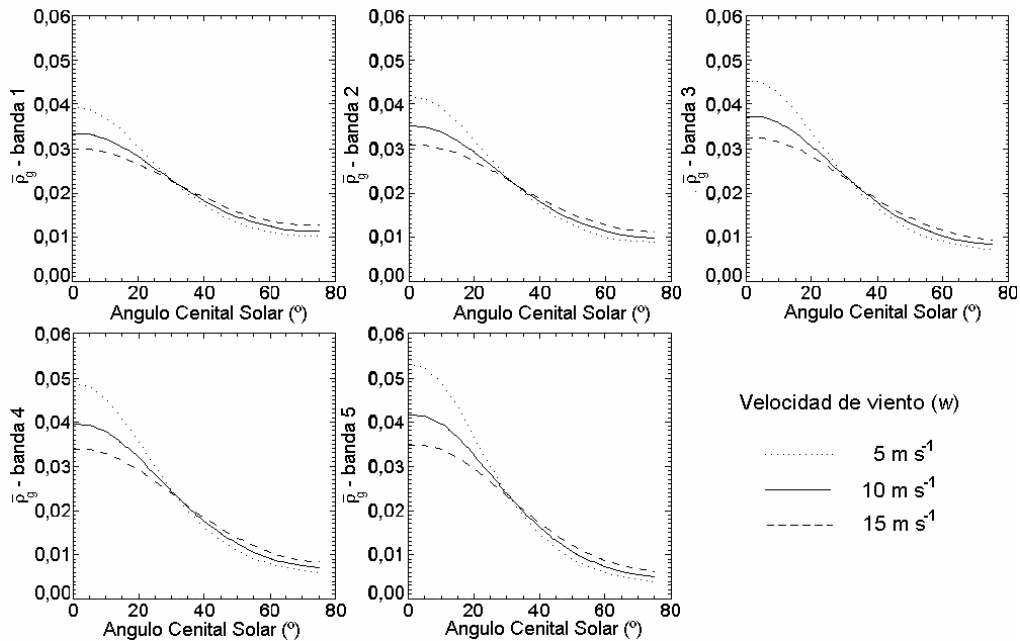


Figura 3.13 Reflectancia superficial promediada direccionalmente ($\bar{\rho}_g$) simulada en función del ángulo cenital solar para tres velocidades de viento (5, 10 y 15 m s⁻¹) para cada una de las bandas del sensor MMRS. Simulaciones hechas para un modelo de aerosoles tipo Marítimo, un ángulo cenital de visión de 20° y un ángulo acimutal relativo de 80°.

3.3. Descripción del algoritmo

La corrección atmosférica consiste en determinar la dispersión producida por los aerosoles en la región NIR del EEM, donde al mar puede considerárselo “negro” (no emite REM), para luego extrapolar su influencia en la región del VIS. Para estimar el modelo de aerosoles se utilizó el cociente de las bandas 4 (815 nm) y 5 (1650 nm) luego de restárseles la reflectancia debida a las moléculas solamente. Esto puede expresarse como

$$[\rho^*(4) - \rho_m^*(4)] / [\rho^*(5) - \rho_m^*(5)] \quad (3.14)$$

donde ρ^* es la reflectancia una vez corregida por la absorción debida a los gases, y ρ_m^* es la reflectancia teniendo en cuenta sólo las moléculas (gases presentes en la atmósfera), o sea con la densidad óptica de los aerosoles igual a cero ($\tau_a=0$). Dado que este cociente depende del modelo de aerosoles, de la velocidad del viento y de la geometría angular pero muy poco de la densidad óptica de los aerosoles (τ_a), se puede determinar el modelo de aerosoles, en este caso la fracción de un modelo Continental en una mezcla de aerosoles tipo Continental y Marítimo. Si bien de esta forma se elimina gran parte del efecto producido por la dispersión molecular (ecuación 3.14), su influencia en el término relacionado con la reflexión especular no ha sido completamente eliminado (segundo término de la ecuación 3.8) ya que éste depende de la densidad óptica de los aerosoles que es parte de la densidad óptica total ($\tau=\tau_a+\tau_m$). Por lo tanto para estimar con mayor precisión la reflectancia debida a los aerosoles en el NIR (ρ_{path_a}), la densidad óptica de los aerosoles (τ_a) debe ser estimada primero. Para esto se considera primero una densidad óptica de aerosoles dada y utilizando la fracción de aerosoles Continentales a partir de la relación obtenida con la ecuación (3.14) se estima el cociente de las reflectancias debidas a los aerosoles en las bandas 4 y 5 ($\rho_{path_a}(4)/\rho_{path_a}(5)$) (figura 3.14-a). De esta manera se obtiene la reflectancia de aerosoles para cada una de las mencionadas bandas (4 y 5) y a partir de estas se puede estimar una nueva $\tau_a(550)$ (figura 3.14-b). Utilizando esta nueva densidad óptica a 550 nm se calcula un nuevo cociente de reflectancias debidas a los aerosoles en una segunda iteración. Luego de tres iteraciones (círculos en al figura 3.14) se obtiene la densidad óptica a 550 nm real (cuadrado en al figura 3.14). Sin embargo, dos iteraciones en general son suficientes.

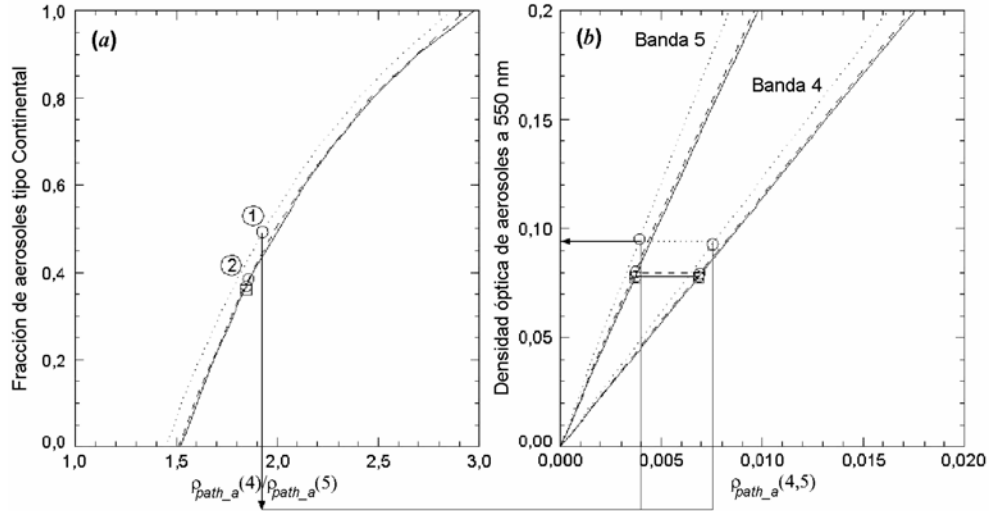


Figura 3.14 (a) Variación de la fracción de aerosoles tipo Continental en función del cociente de la reflectancia debida a los aerosoles en las bandas 4 y 5 para diferentes $\tau_a(550)$ (diferentes líneas), para una geometría y velocidad de viento particular. Los círculos muestran los resultados de las sucesivas iteraciones (enumeradas 1 y 2) y el cuadrado es el valor real que se obtiene luego de tres iteraciones. (b) Variación de $\tau_a(550)$ en función de la reflectancia debida a aerosoles en la banda 4 y 5 para diferentes fracciones de aerosoles (diferentes líneas para cada banda). Las flechas y líneas muestran la secuencia de pasos descritos en el texto.

Para calcular la densidad óptica en cada longitud de onda a partir de la densidad óptica a 550 nm se utiliza la siguiente ecuación

$$\tau_a(\lambda) = \tau_a(550) \left(\frac{\lambda}{550} \right)^\alpha \quad (3.15)$$

donde α depende del modelo de aerosoles α , tal como ocurre en este caso, de la fracción de aerosoles continentales en una mezcla Continental-Marítimo.

Finalmente utilizando la densidad óptica de los aerosoles a 550 nm, $\tau_a(550)$, y el modelo de aerosoles se calcula la reflectancia marina de las bandas 1, 2 y 3 resolviendo la ecuación 3.6, o sea

$$\rho_w = \left\{ \rho^* - \left[\rho_{atm} + G(\rho_g) + \rho_g e^{(-\tau/\mu_s)} e^{(-\tau/\mu_v)} + \rho_{wc} T(\theta_s) T(\theta_v) \right] \right\} / T(\theta_s) T(\theta_v) \quad (3.16)$$

3.4. Evaluación de la precisión

Para evaluar la precisión de la estimación de la reflectancia debido a aerosoles (ρ_{path_a}) en las bandas ubicadas en el VIS se hicieron simulaciones (1241 casos) con el programa 6S para los siguientes valores de las variables independientes:

- λ 490, 548, 656, 813, 1600 nm;
- τ_a 0,1, 0,2, 0,3, 0,5;
- θ_s 0°, 5°, 10°, 15°, 20°, 25°, 30°, 35°, 40°, 45°, 50°, 55°, 60°;

θ_v 0°, 5°, 10°, 20°;

w 1, 3, 5, 7,5, 10, 12,5, 15 m s⁻¹;

para varias fracciones de mezclas de aerosoles Continental-Marítimo y para una reflectancia superficial (ρ_g) menor a 0,05. La figura 3.15 muestra la regresión lineal entre los valores estimados y reales (simulados) de la reflectancia debida a aerosoles en las bandas 1, 2 y 3, y la tabla 3.3 muestra los correspondientes estadísticos.

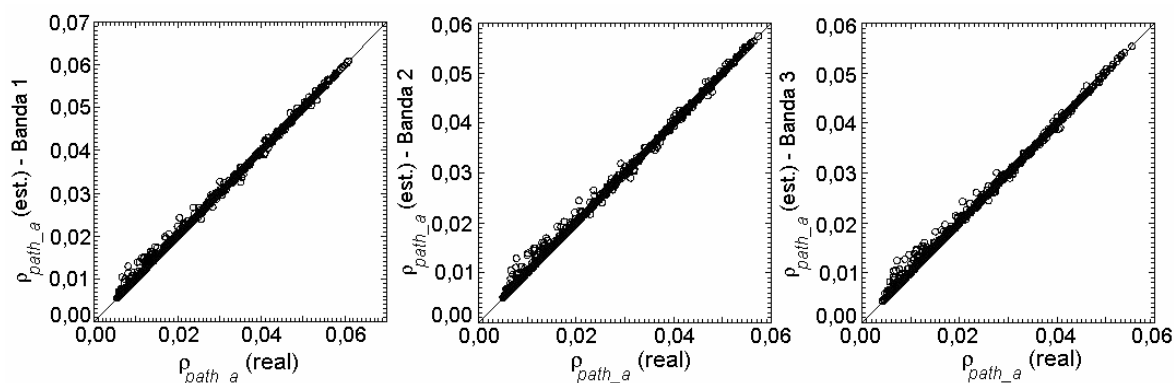


Figura 3.15 Regresión lineal entre la reflectancia debida a los aerosoles estimada y real para cada una de las bandas del VIS del sensor MMRS (1, 2 y 3).

Tabla 3.3 Evaluación de la estimación de la reflectancia debida a los aerosoles en las bandas del VIS. Coeficiente de correlación (r^2), sesgo (estimado-real) y error cuadrático medio (RMS) de las regresiones lineales de la figura 3.15.

Banda	r^2	Sesgo	RMS
1	0,998773	0,00010	0,00052
2	0,998449	0,00011	0,00054
3	0,998147	0,00012	0,00055

La precisión teórica es buena y satisface los requerimientos necesarios para las aplicaciones relacionadas con el *color del mar*. El error en la reflectancia debido a aerosoles se traslada a un error similar en la reflectancia marina, o sea alrededor de 0,0005, que es mucho mejor que la precisión deseada en la banda azul para aguas claras de 0,002 (Gordon 1997).

3.5 Aplicación del algoritmo a una imagen MMRS

El algoritmo previamente descrito ha sido aplicado a una imagen MMRS/SAC-C obtenida el 6 de febrero de 2004 (pasada 226) con el fin de obtener la reflectancia marina (ρ_w) en las bandas de la región VIS. Sólo una parte de la imagen fue utilizada para el análisis, por lo que se extrajo un recorte de la misma en la zona que cubre la región de península Valdés (42,5° S - 64° W) (zona gris claro en la figura 3.16-a). La figura 3.16-b muestra la imagen de reflectancia total que llega al

sensor (ρ_t) en una composición color verdadero, donde se combinaron las bandas 1 (490 nm), 2 (550 nm) y 3 (660 nm) del sensor MMRS en los planos azul, verde y rojo del monitor, respectivamente. Esta imagen muestra diferentes condiciones bioópticas del mar: aguas azules o “claras” en la región superior derecha de la imagen; aguas de color celeste claro con sedimentos (que dispersan mucho la REM) debido a la descarga del río Negro en la parte superior central de la imagen y una probable floración fitoplanctónica ubicada al sur de la península Valdés, donde se puede observar claramente una mancha azul-turquesa.

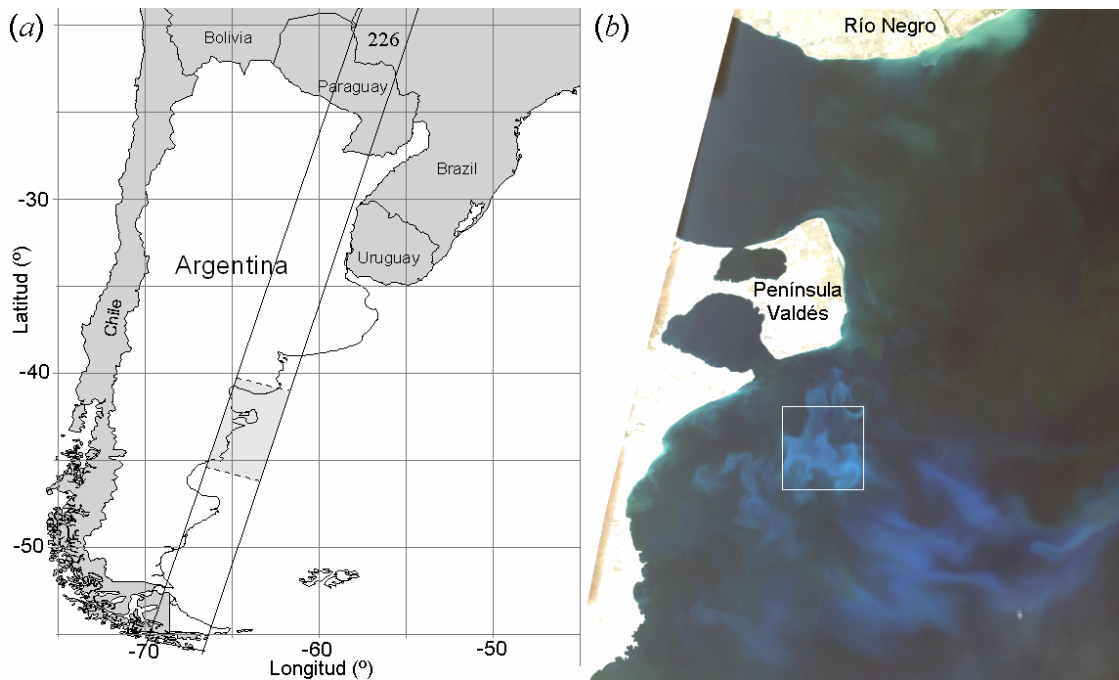


Figura 3.16 (a) Cobertura de la pasada 226 del sistema MMRS/SAC-C y la región (en gris claro) elegida para el estudio. (b) Composición color de la imagen MMRS (Rojo: 660, Verde: 550 y Azul: 490 nm) obtenida el 6 de febrero de 2004 sobre la península Valdés (42,5°S y 64°W). El recuadro blanco muestra el área de la imagen a la que se le aplicó la corrección atmosférica.

Los valores digitales crudos de la imagen (ND) fueron convertidos a valores de radiancia utilizando los coeficientes de calibración proporcionados por CONAE a través de su página de internet (http://ggt.conae.gov.ar/sac_c/calibracion_radiometrica_MMRS.htm). Debido a que el sensor no tiene un mecanismo que permite la calibración a bordo del satélite, CONAE efectuó un ajuste de los coeficientes disponibles previos al lanzamiento mediante técnicas de calibración cruzada (conocida como *cross-calibration*) con información cuasi-simultánea obtenida con el satélite Landsat (Bratina *et al.* 2003). Obtuvieron un buen ajuste lineal entre las radiancias y los valores digitales crudos con un alto coeficiente de correlación para cada una de las bandas (figura 3.17). De esta manera se obtuvieron los coeficientes de calibración que permiten convertir los

valores digitales de las imágenes crudas en valores de radiancia aplicando la siguiente fórmula

$$L_t(i) = g(i)ND(i) + b(i) \quad (3.17)$$

donde L_t es la radiancia medida por el sensor MMRS en las bandas i (i : 1, 2, 3, 4 y 5), $g(i)$ y $b(i)$ son los coeficientes de calibración estimados para cada banda i (tabla 3.4) y ND son los Números Digitales de cada banda i .

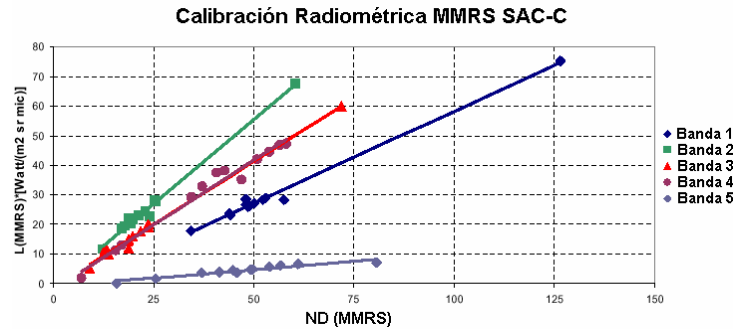


Figura 3.17 Radiancia (L) del sensor MMRS en función del número digital (ND). Ajuste lineal para cada banda ($r^2 > 0,95$) luego de la calibración cruzada entre el sensor MMRS y el Landsat 7 ETM+ (modificado Bratina *et al.* 2003).

Tabla 3.4 Coeficientes de calibración g [$W/(sr\ m^2\ \mu m\ ND)$] y b [$W/(sr\ m^2\ \mu m)$] para cada banda

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5
g	0,62228	1,13895	0,85226	0,87467	0,11391
b	-3,9985	-1,5468	-1,3098	-2,0653	-0,9794

Luego se calculó la reflectancia que llega al sensor según

$$\rho_t(i) = \frac{\pi L_t(i)}{F_s(i) d_s \cos \theta_s} \quad (3.18)$$

donde $F_s(i)$ es la irradiancia espectral solar para cada banda i , d_s es un factor que tiene en cuenta la variación de la distancia Tierra-Sol a lo largo del año y θ_s es el ángulo cenital solar que fue calculado para la latitud, longitud y hora de adquisición de la imagen a partir de la información auxiliar que se encuentra en un archivo que viene con la misma. Se calcularon los ángulos de iluminación y de observación, o sea los ángulos cenitales y acimutales solares (θ_s, ϕ_s) y de visión del sensor (θ_v, ϕ_v), mediante un programa desarrollado por la CONAE y que se encuentra disponible en internet (http://ggt.conae.gov.ar/sac_c/AngulosMMRS.htm). Debido a que la salida de dicho programa es una grilla con los valores angulares mencionados cada 50 líneas y 50 columnas, se utilizó un

programa desarrollado por J. Tiffenberg (del laboratorio de Teledetección del IAFE) para extrapolar los valores de dicha grilla y obtener los valores angulares para cada píxel.

Luego de la calibración radiométrica de la imagen, descrita en el párrafo anterior, se aplicó la corrección geométrica. Junto con la imagen se encuentran disponibles puntos de control orbitales que son utilizados para tal fin. Sin embargo la corrección no dio buenos resultados, lo que se evidenció en una falta de correspondencia en la línea de costa. Para mejorar la corrección se tomaron puntos de control de una imagen SeaWiFS georreferenciada a la proyección UTM (*Universal Transverse Mercator*), Zona 20 (datum WGS84). Se aplicó una ecuación polinómica de segundo grado con un error (RMS) menor a medio píxel y se utilizó el método de remuestreo de vecino más cercano (*nearest-neighbor*) para mantener los valores originales de la imagen. En la figura 3.18 se encuentra el esquema de procesamiento de los datos que se utilizó.

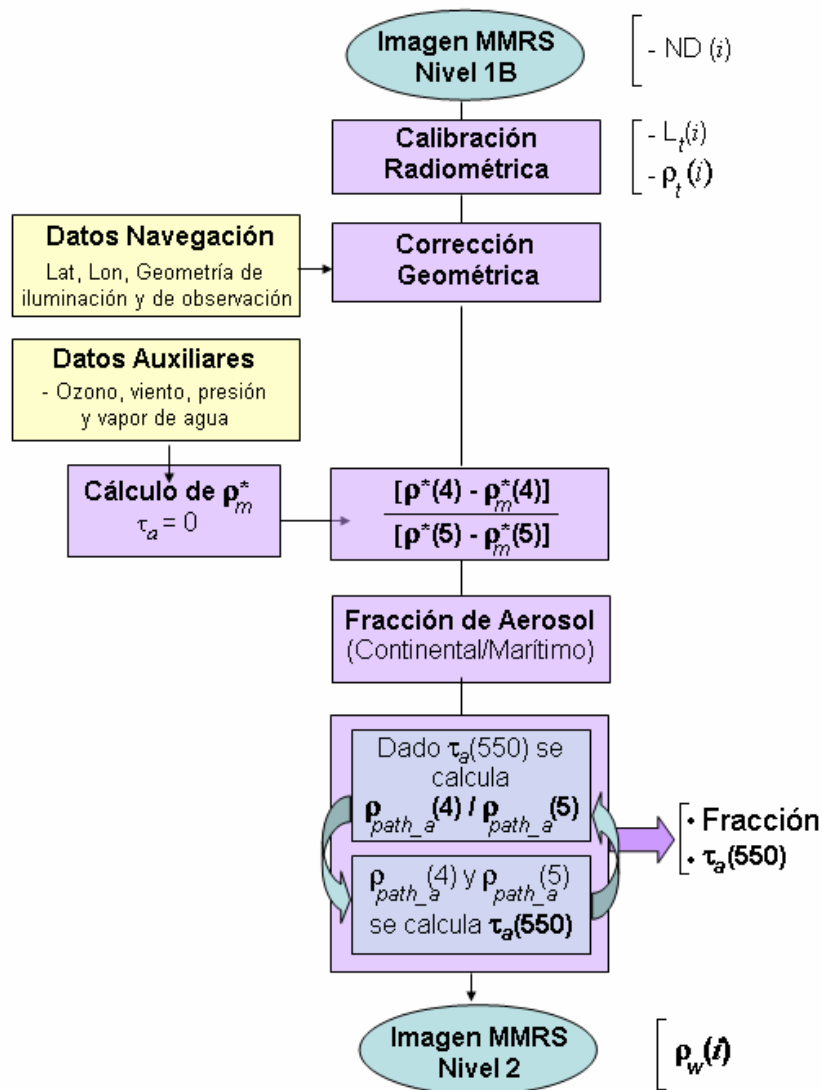


Figura 3.18 Esquema de procesamiento de la imagen MMRS/SAC-C.

3.6. Comparación con una imagen SeaWiFS

Para evaluar el algoritmo desarrollado se comparó la imagen MMRS corregida con la imagen SeaWiFS del mismo día (6 de Febrero 2004) procesada con el algoritmo estándar aplicado por la NASA. No se pudo comparar con mediciones *in situ* de la radiancia marina en coincidencia con la imagen dado que no se contaba con ellas. Se utilizó el programa SeaDAS (*SeaWiFS Data Analysis System*) versión 4.6 para procesar la imagen SeaWiFS y se obtuvieron los siguientes productos: la reflectancia teledetectada ($R_{RS}(i)$) y la densidad óptica de los aerosoles ($\tau_a(i)$) para todas las bandas i del sensor. La reflectancia teledetectada fue convertida a reflectancia marina para poder compararlas ($\rho_w=R_{RS}\cdot\pi$). Los datos auxiliares utilizados en la corrección atmosférica de la imagen MMRS fueron obtenidos como productos del procesamiento de la imagen SeaWiFS usando datos en tiempo casi real de ozono (EPTOMS) y meteorológicos (NCEP), estos son: la concentración de ozono, velocidad del viento en superficie, contenido de vapor de agua y presión del aire en la superficie. La región de estudio, extraída de la imagen original, fue georreferenciada a la proyección UTM con una resolución de 1 km x 1 km. Para comparar las imágenes de reflectancia marina de los sensores MMRS y SeaWiFS esta última fue remapeada a la resolución de la imagen MMRS/SAC-C (175 m).

La reflectancia marina de las bandas visibles del sensor MMRS (1, 2 y 3), de un área de 300 x 300 píxeles al sur de la península Valdés (ver figura 3.16-b), obtenidas luego de aplicar la corrección atmosférica pueden observarse en la figura 3.19, así como las correspondientes a la imagen SeaWiFS de la misma fecha.

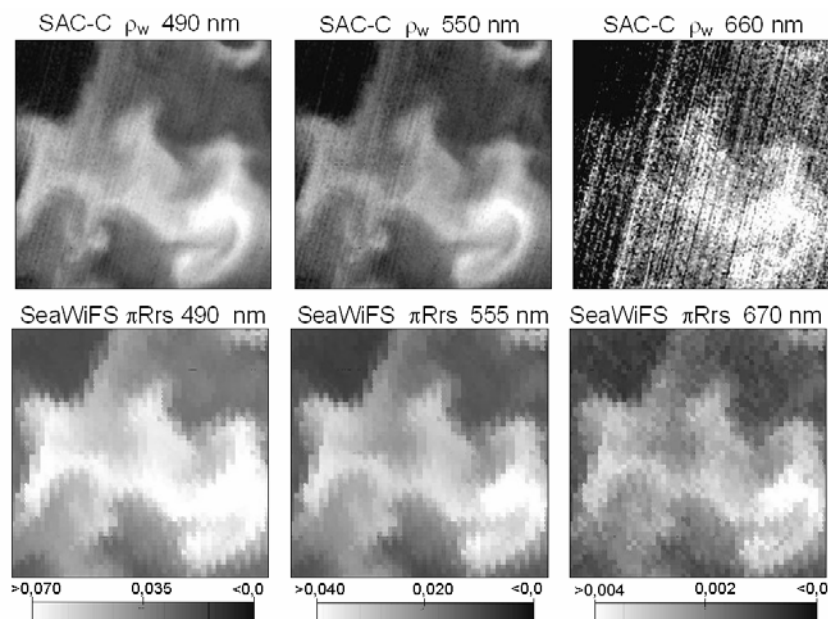


Figura 3.19 Reflectancia marina para las bandas 1, 2 y 3 del sensor MMRS y la reflectancia teledetectada por π para las correspondientes bandas del sensor SeaWiFS (3, 5 y 6).

En el área elegida se observa una probable floración fitoplanctónica. Las bandas del MMRS y las del SeaWiFS muestran los mismos patrones, aunque las primeras permiten obtener más detalle debido a su mayor resolución espacial. La banda 3 del sensor MMRS tiene mucho ruido si bien algunas estructuras pueden aún observarse. Para comparar los valores de la reflectancia marina de las imágenes se superpusieron los histogramas de las correspondientes bandas de los sensores MMRS y SeaWiFS (figura 3.20). Aunque la forma es similar, los histogramas del MMRS se encuentran corridos respecto a los del SeaWiFS, mostrando valores menores y hasta negativos en las bandas 2 (550 nm) y 3 (660 nm). El histograma de la banda 3 del MMRS no muestra ninguna estructura particular, lo que puede deberse a que el ruido en los datos suavice el histograma.

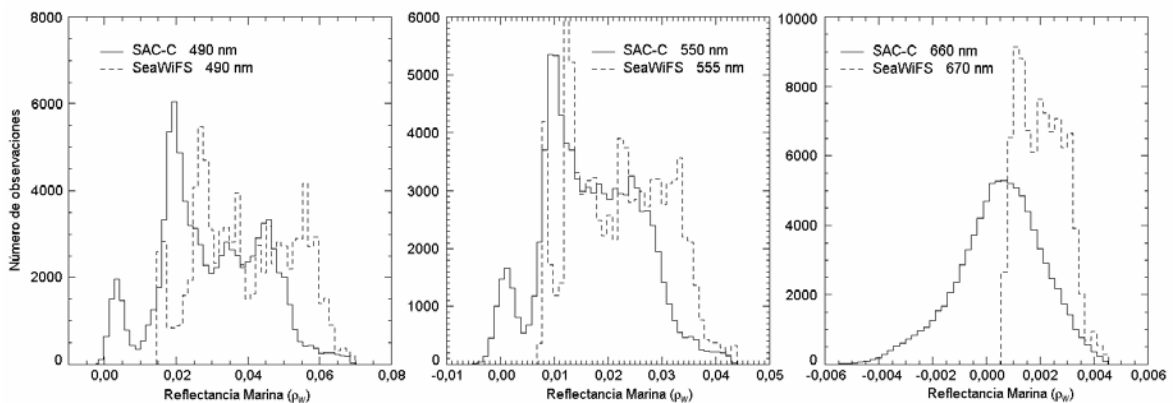


Figura 3.20 Histogramas superpuestos de la reflectancia marina para las correspondientes bandas del VIS del sensor MMRS y del sensor SeaWiFS.

3.7. Discusión

El algoritmo presentado es el primero que se produce para las imágenes MMRS/SAC-C en aguas de la plataforma, pero tiene sus limitaciones. Los modelos de aerosoles utilizados corresponden a una mezcla de modelos de aerosoles Continental y Marítimo por lo que puede haber un error si se encuentran en la atmósfera otros tipos de aerosoles tales como el urbano o polvo, ya que los mismos no han sido tomados en cuenta. Sin embargo el algoritmo podría extenderse y considerar otros tipos de aerosoles tales como los que se consideran en la corrección de las imágenes SeaWiFS y MODIS. Otra limitación surge cuando la contribución de la reflectancia debida a la reflexión especular (*sun glint*) a la total que llega al sensor es significativa. Si la contribución de la reflexión especular es alta, principal problema de las imágenes SAC-C debido a su geometría de observación, la estimación del modelo y de la densidad óptica de los aerosoles que se utilizan para estimar la reflectancia debida a la presencia de la atmósfera (ρ_{path}) puede necesitar más de tres iteraciones para converger o no converger nunca. Esto

es una posible fuente de error cuando la contribución de la reflexión especular a la reflectancia total no es completamente eliminada de la imagen.

La reflectancia marina negativa obtenida en las bandas visibles del sensor MMRS luego de la corrección atmosférica puede deberse a que la reflectancia marina en la región infrarroja del EEM (banda 4) no es cero en esta zona particular de la imagen. Aguas que reflejan mucho la REM, debido en este caso a la presencia de una probable floración de cocolitofóridos, limitan el uso de las bandas en el NIR para la obtención de información sobre los aerosoles presentes en la atmósfera. Como la reflectancia en el NIR no es cero en ese caso, se sobreestima la reflectancia que aporta la atmósfera (ρ_{path}) y se obtienen valores muy bajos de reflectancia marina en la región del VIS. Esta misma limitación es esperable en aguas turbias, con alta concentración de sedimentos en suspensión, en ambientes costeros o estuariales. Una posible solución para estas zonas sería determinar las propiedades de los aerosoles en áreas cercanas (sin influencia obvia de sedimentos) y suponer que su distribución es uniforme en de una determinada región.

La calibración radiométrica del sensor MMRS es otra fuente de error. Dado que el sensor no posee un mecanismo de calibración a bordo del satélite, los coeficientes que se utilizan actualmente deberían ser revisados y estimados nuevamente debido al envejecimiento natural del sensor. También los datos con ruido, especialmente en la banda 3, deberían analizarse y eliminarse previamente. Si el ruido fuese sistemático se podría eliminar mediante filtros espaciales. Un promediado de los datos reduciría el ruido pero a expensas de una disminución de la resolución espacial.

3.8. Conclusiones

En este capítulo se presentó un algoritmo para corregir atmosféricamente las imágenes MMRS/SAC-C. La información proveniente de las bandas ubicadas en el NIR (815 nm) y en el infrarrojo medio de onda corta (1650 nm) es utilizada para obtener el modelo y la densidad óptica de los aerosoles suponiendo que la reflectancia del mar en estas bandas es cero. Luego la información de los aerosoles se extrapola a las bandas ubicadas en el VIS. Este esquema fue aplicado a una parte de una imagen MMRS y evaluado comparando los valores de la reflectancia marina así obtenida con los de la reflectancia del sensor SeaWiFS. Si bien la *performance* teórica fue buena y se observaron estructuras similares en ambas imágenes, los valores difieren cuantitativamente. Los valores de reflectancia marina obtenidos luego de la corrección atmosférica son más bajos que las correspondientes reflectancias obtenidas por el sensor SeaWiFS. Los histogramas

mostraron un desplazamiento hacia valores más bajos (figura 3.20) y hasta se obtuvieron valores negativos en las bandas 2 (550 nm) y 3 (660 nm). Esto puede deberse a una sobreestimación de la densidad óptica de los aerosoles en las bandas del NIR debido a que la reflectancia no es cero en dichas bandas, probablemente a causa de una floración de cocolitofóridos que refleja mucho la REM. Los errores también pueden deberse a la calibración del sensor MMRS. Para solucionar este problema serían necesarios coeficientes de calibración actualizados.

La corrección atmosférica presentada permitió obtener por primera vez la reflectancia marina a partir de datos del sistema MMRS/SAC-C. Los resultados son alentadores ya que se observaron estructuras interesantes a pesar de que los valores cuantitativos difirieron de los estimados por el sensor SeaWiFS. Trabajos futuros para mejorar el algoritmo deberían tener en cuenta otros tipos de aerosoles, la reflectancia marina distinta de cero en el NIR y eliminar el ruido de los datos.

CAPÍTULO 4

EVALUACIÓN DE LA *Cl_a* SATELITAL (SEAWIFS Y MODIS) CON DATOS DE CAMPO

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos de la evaluación de la concentración de clorofila-*a* (*Cl_a*) estimada satelitalmente, aplicando diferentes algoritmos a las imágenes SeaWiFS y MODIS, y mediciones *in situ* de la concentración superficial de *Cl_a* en la plataforma continental patagónica (PCP), entre los 38° y 55° S. Se utilizaron algoritmos globales estándar y otros regionales, y las mediciones *in situ* fueron obtenidas en campañas oceanográficas en el marco del proyecto ARGAU (Cooperación entre Francia y ARGENTINA para el estudio del océano AUstral). Se presenta un protocolo para determinar la coincidencia entre las estimaciones satelitales y las mediciones *in situ*. Los resultados mostraron que los algoritmos regionales, desarrollados con datos de zonas cercanas a la PCP, no mejoraron sensiblemente las estimaciones realizadas a partir de los algoritmos globales. El algoritmo global estándar OC4v4, desarrollado por la NASA para el sensor SeaWiFS, mostró la mejor *performance*. Sin embargo, todos los algoritmos analizados, tanto los globales como los locales, mostraron una incertidumbre dependiente de la concentración de clorofila. Los valores bajos de *Cl_a* tienden a ser sobreestimados mientras que los valores altos de *Cl_a* tienden a ser subestimados. Se realizó un análisis regional dentro de la PCP que mostró que existe una diferencia importante en la precisión de las estimaciones satelitales de la *Cl_a* dependiendo de la región de la PCP que se analice.

4.1. Campañas ARGAU

El proyecto ARGAU es un programa científico internacional del que participan la Dirección Nacional del Antártico (DNA), la Armada Argentina y la Universidad Pierre et Marie Curie de París, a través del Instituto Antártico Argentino (IAA), el Servicio de Hidrografía Naval (SHN), y el *Laboratoire de Physique et Chimie Marines* (LPCM), respectivamente. El principal objetivo de dicho proyecto fue determinar la dinámica y los procesos biológicos involucrados en el balance del CO₂ del Atlántico Sur y del Océano Austral. El proyecto impactará sobre el conocimiento del ambiente regional y forma parte de otros estudios relacionados con el proceso de calentamiento global del planeta. Sus objetivos son el conocimiento de las

diversas propiedades físicas, químicas y biológicas del mar en esta zona del Atlántico Sudoccidental (Balestrini *et al.* 2000). Dicho proyecto, desarrollado entre 2000 y 2005, proponía un programa basado en campañas oceanográficas desde Buenos Aires hasta el mar de Weddell, en la Antártida, a bordo del rompehielos A.R.A. "Almirante Irizar", aprovechando sus capacidades como plataforma científica. Las campañas se realizaron en las épocas de verano y otoño desde el año 2000, con excepción de una campaña que se realizó en el invierno de 2001. El recorrido realizado por el rompehielos durante algunas de las campañas (entre el 2000 y 2004) se muestra en la figura 4.1.

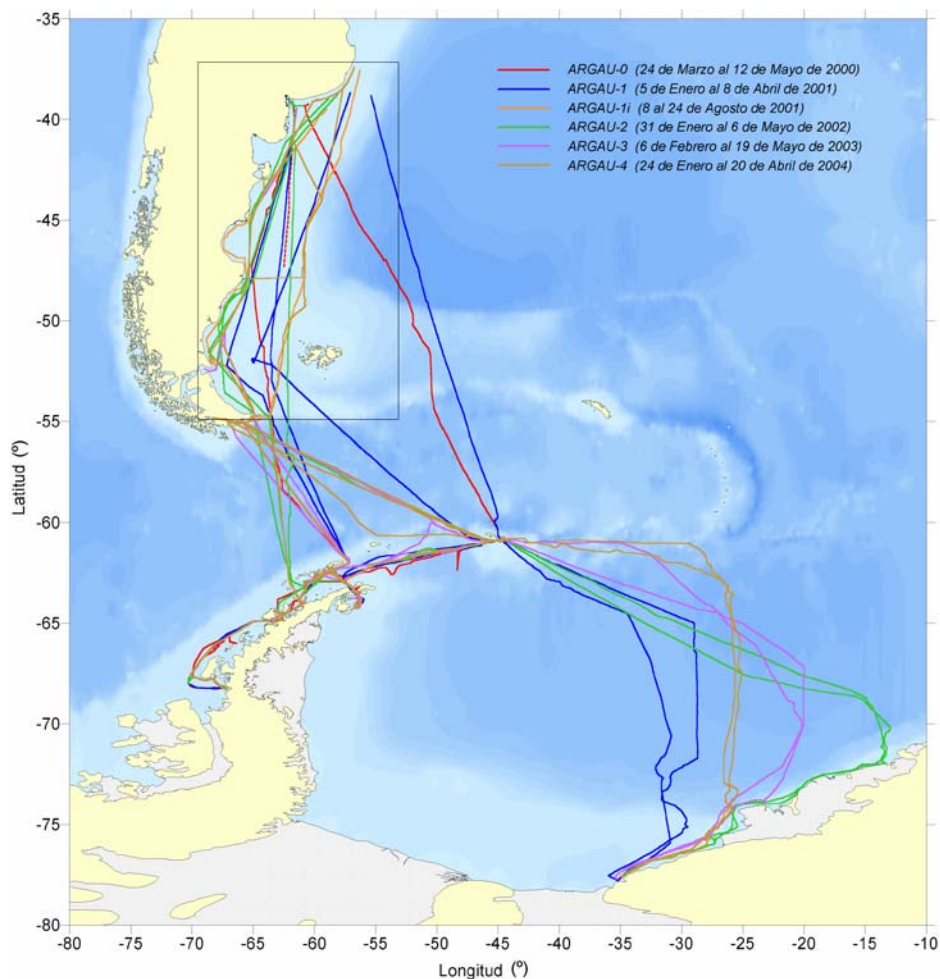


Figura 4.1 Transectas realizadas por el rompehielos "Almirante Irizar" durante las campañas ARGAU entre los años 2000 y 2004. El recuadro muestra el área de estudio del presente trabajo.

Durante cada campaña se realizó un muestreo continuo y automático de temperatura, salinidad, presión parcial de CO₂ (pCO₂) atmosférico y oceánico en superficie, fluorescencia (como estimador de biomasa fitoplanctónica), presión atmosférica, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, temperatura del aire e irradiancia en la región visible del espectro. Paralelamente se realizó un muestreo discreto, no automatizado, cada dos, tres o cuatro horas (según las distintas etapas de la navegación). En este caso se obtuvieron muestras para

analizar alcalinidad total (AT), carbono inorgánico disuelto (DIC), oxígeno disuelto, concentración de clorofilas, concentración de nutrientes, composición, distribución y abundancia de bacterias y fitoplancton (Piola *et al.* 2001). Parte de los resultados obtenidos son el objeto de trabajos ya publicados (Bianchi *et al.* 2005, Schloss *et al.* 2007, Almandoz *et al.* 2007a y b, Dogliotti *et al.* 2007)

4.2. Información utilizada

Datos *in situ* de clorofila-*a*

En el presente trabajo se utilizaron las mediciones discretas de concentración de clorofila-*a* sobre la plataforma argentina y de las campañas realizadas entre los años 2001 y 2004 (Tabla 4.1). Las muestras fueron obtenidas a partir del sistema continuo del buque oceanográfico, cuya toma de agua se encuentra ubicada a 9 m de profundidad, cada 3 horas durante todo el trayecto. Durante cada campaña se filtraron entre 2 y 4 L de agua sobre filtros tipo Whatman GF/F, así como en filtros de policarbonato de 5 y 10 μm . Los mismos se mantuvieron a -20°C hasta el momento de su análisis, que fue realizado en el IAA. Los pigmentos fotosintéticos fueron extraídos con acetona al 90% y leídos en un espectrofotómetro Beckman DU 650. Los valores de *Chl a* fueron corregidos por feopigmentos y calculados según Strickland y Parsons (1972). La precisión final en la medición de *Chl a* es de $0,05\text{ mg m}^{-3}$. Los datos de la campaña de 2002 no fueron utilizados debido a que los valores de *Chl a* no fueron corregidos por feopigmentos.

Tabla 4.1. Campañas realizadas sobre la plataforma continental patagónica

Campaña	Período	Estación
ARGAU-01	5 Enero- 21 Febrero, 2001	Verano
	5-8 Abril, 2001	Otoño
ARGAU-01i	8-24 Agosto, 2001	Invierno
ARGAU-03	7-10 Febrero, 2003	Verano
	15-19 Mayo, 2003	Otoño
ARGAU-04	27 Febrero - 16 Marzo, 2004	Verano
	14-18 Abril, 2004	Otoño
ARGAU-05	25-28 Diciembre, 2004	Primavera

Análisis taxonómico del fitoplancton

Información sobre la composición específica de la comunidad fitoplanctónica de las muestras colectadas en las mencionadas campañas oceanográficas aportó invaluable información para la discusión sobre las posibles causas de los errores en las estimaciones satelitales (ver más abajo). Este análisis fue realizado por el Lic. Gastón Almandoz en el Laboratorio de Ficología de Universidad Nacional de La Plata (LF-UNLP) a cargo de la Dra. Martha E. Ferrario. Para tal fin se colectaron muestras cuantitativas y de red ($20\ \mu\text{m}$) directamente del sistema continuo del

buque. Todas las muestras fueron fijadas con una solución ácida de Lugol y guardadas en oscuridad y a temperatura ambiente hasta su análisis en el LF-UNLP. Las muestras de red fueron analizadas mediante microscopía óptica montadas en solución acuosa. El material oxidado, montado en Naphrax, fue analizado con un microscopio de contraste de fase (Wild M20) y fue adicionalmente examinado mediante microscopía electrónica de barrido (Jeol JSM-6360 LV). Los recuentos celulares se realizaron con microscopio invertido, de acuerdo al método de Uthermöhl (1958). Se contaron aproximadamente 400 células para estimar la concentración de las células con una precisión de $\pm 10\%$ (Andersen y Thronsen 2003).

Datos satelitales

Se obtuvieron del centro de distribución de archivos (*Distributed Active Archive Center*) de la NASA imágenes SeaWiFS y MODIS/Aqua (Nivel 1A) de las fechas coincidentes con las campañas oceanográficas. También se obtuvieron de ese centro los datos auxiliares importantes para la corrección atmosférica, tales como la concentración de ozono y condiciones meteorológicas (*i.e.*, velocidad del viento, concentración de oxígeno, vapor de agua y presión atmosférica). Para la evaluación de los productos SeaWiFS se utilizaron las imágenes de mayor resolución, denominadas de cobertura de área local o *Local Area Coverage* (LAC). Las imágenes elegidas fueron procesadas al Nivel 2 (como se explicó en la sección 2.7) y se obtuvieron los siguientes productos: concentración de clorofila-*a* (C1a) (utilizando distintos algoritmos), radiancia emergente del agua o marina normalizada para las bandas visibles de cada sensor con longitud de onda central λ ($nLw(\lambda)$), densidad óptica de aerosoles a 0, 865 μm o 865 nm ($\tau_a(865)$) y datos auxiliares, tales como el ángulo cenital solar (θ_s) y de visión del sensor (θ_v) para cada píxel y los indicadores de calidad o *flags* generados en el procesamiento (ver Tabla 2.2 en el capítulo 2). Para procesar las imágenes se utilizó el programa SeaDAS versión 4.8 (actualización #4) y los productos fueron mapeados a una proyección Cilíndrica Equidistante a una resolución de ~ 1 Km en el nadir o en el píxel que se encuentra a la menor distancia entre la Tierra y el satélite (sub-satelital). La corrección atmosférica aplicada se basa principalmente en el trabajo de Gordon y Wang (1994), descrita en el capítulo 2, y es la que actualmente utiliza la NASA en forma operacional. También se utilizaron imágenes SeaWiFS con nivel 2 (L2) de procesamiento y de baja resolución (GAC), que fueron obtenidas de la DAAC y mapeadas a una proyección Cilíndrica Equidistante a una resolución de ~ 4 Km en el nadir o píxel sub-satelital. Estas imágenes fueron utilizadas para analizar la distribución espacial de los tipos de aguas Caso-1 y Caso-2, utilizando el criterio de Lee y Hu (2006), mediante el análisis de promedios estacionales.

4.3. Protocolo para determinar coincidencia

Para determinar la coincidencia de los datos *in situ* y satelitales es necesario fijar primero ciertos criterios: espaciales, temporales, de calidad de los datos y de exclusión. Un protocolo formal que permite determinar la coincidencia espacial y temporal de los datos *in situ* y satelitales fue presentado por Bailey y Werdell (2006). El procedimiento utilizado en el presente trabajo es una versión modificada del mismo y se presenta a continuación.

Consideraciones espaciales

Al comparar observaciones de campo con datos satelitales es importante tener en cuenta las escalas de las diferentes mediciones, particularmente la escala de los fenómenos geofísicos locales que influyen en dichas mediciones. La escala de las mediciones satelitales varía entre los 300 m y 1,1 Km. En este sentido, los datos de campo deberían ser colectados idealmente en regiones donde la variabilidad espacial de la variable geofísica sea relativamente pequeña en un área varias veces mayor que la resolución del instrumento que se encuentra a bordo del satélite (Gordon *et al.* 1983). Esto tendría en cuenta posibles errores de navegación en los datos satelitales y minimizaría el efecto de la variabilidad a pequeña escala en las mediciones *in situ*. El sensor remoto promedia la variabilidad existente a nivel subpixel, mientras que las mediciones *in situ* son puntuales y no la tienen en cuenta.

La navegación del satélite puede no ser precisa a nivel del píxel (Patt 2002), por lo que conviene definir una ventana de un cierto número de píxeles (*e.g.* 3x3, 5x5, 7x7, *etc.*) centrada en la posición de la medición *in situ*. Esta ventana permite generar estadísticos simples, tales como el promedio y desviación estándar, para evaluar la estabilidad espacial u homogeneidad de la variable en esa región. El tamaño de la ventana elegido en el presente trabajo fue de 3x3, ya que es un tamaño relativamente pequeño y limita así el error debido a la variabilidad espacial y los errores en la navegación. Al utilizar el promedio de los valores de la ventana elegida para comparar con el dato *in situ*, se supone que en la región definida por la ventana la variable medida es homogénea. Para analizar la variabilidad entre los píxeles de la ventana se calculó el coeficiente de variación (CV), estimado como el cociente de la desviación estándar y el promedio. Con el fin de evitar usar datos de zonas con una alta variabilidad espacial (tales como bordes de nubes o zonas frontales) se excluyeron del análisis las estimaciones satelitales que tuvieran un CV mayor a 0,2 (McClain *et al.* 2000).

Consideraciones temporales

En general las mediciones *in situ* no suelen coincidir exactamente con el momento de pasada del satélite, por lo que hay que elegir un umbral temporal en la definición de coincidencia. Esta ventana “temporal” debe ser lo suficientemente corta como para reducir los efectos de la variabilidad temporal de los valores medidos *in situ*, pero lo suficientemente amplia como para tener una mayor probabilidad de coincidencia. En el presente trabajo se eligieron dos ventanas temporales diferentes. Primero se consideraron coincidentes las mediciones *in situ* realizadas el mismo día de la pasada del satélite (Gregg y Casey 2004). En los casos en que hubieran dos imágenes disponibles para el mismo día se utilizó la imagen cuya hora de pasada fuera más cercana a la hora de toma de la muestra. Luego se eligió una condición más estricta, de ± 3 horas alrededor de la pasada del satélite. Esto supone que la iluminación es suficiente y que las condiciones atmosféricas son estables durante dicho período (Bailey *et al.* 2000).

Consideraciones sobre la calidad de los datos

Con el fin de minimizar los efectos de datos malos en la comparación, se generó un criterio de exclusión. Se utilizaron los indicadores de calidad o *flags* producidos al procesar la imagen para descartar píxeles de dudosa calidad. No fueron incluidos en el análisis los píxeles marcados con los siguientes indicadores estándar del procesamiento: ATMFAIL, LAND, HIGLINT, HILT, HISATSEN, STRAYLIGHT, CLDICE, HISOLSEN, LOWLW (ver Tabla 2.2, en el capítulo 2, para la descripción de cada indicador). También se excluyeron los píxeles que tuvieran un ángulo cenital solar y de visión mayor que 60° y 70° , respectivamente. Esta condición tiene en cuenta que la corrección atmosférica es menos precisa cuanto más extremos sean los ángulos de iluminación de observación (Ding y Gordon 1994, McClain *et al.* 1995). Finalmente no fueron tomados en cuenta los valores estimados cuya ventana tuviera más de 5 píxeles (de 9 posibles) no válidos, o sea con datos dudosos según los indicadores antes mencionados. Esto da confianza al promedio estimado en la ventana y evita la inclusión de estimaciones erróneas. La figura 4.2 muestra el diagrama de flujo del protocolo utilizado en el presente trabajo.

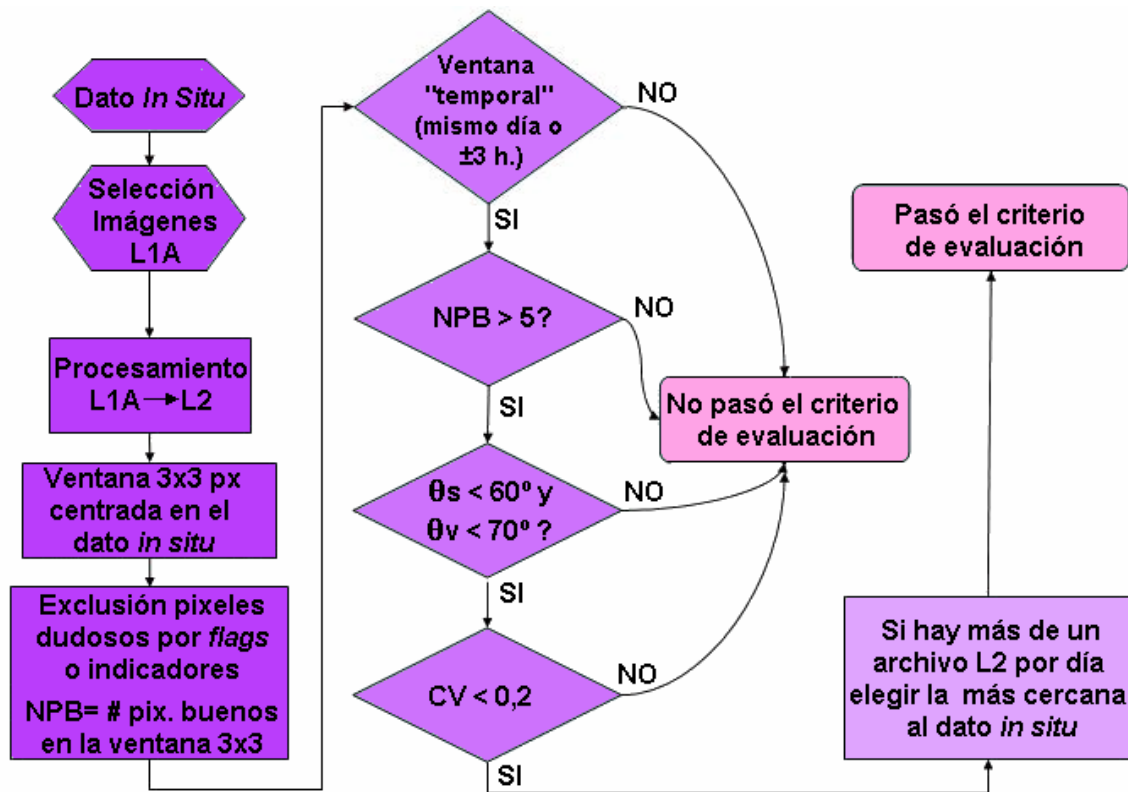


Figura 4.2 Diagrama de flujo con el proceso de evaluación y el criterio de exclusión utilizado.

4.4. Algoritmos

Se evaluó la Cl_a satelital utilizando cinco algoritmos empíricos, cuatro para las imágenes SeaWiFS y uno para las imágenes MODIS/Aqua. Para las imágenes SeaWiFS se eligieron dos algoritmos globales OC2v4 y OC4v4, siendo este último el producto estándar utilizado por la NASA (O'Reilly *et al.* 1998 y 2000), y dos algoritmos locales propuestos por Garcia *et al.* (2005 y 2006), OC4-F y OC2-LP respectivamente. El algoritmo OC4-F fue obtenido utilizando datos bioópticos (radiancia y Cl_a) en el océano Atlántico Sudoccidental, incluyendo aguas oligotróficas del giro Subtropical y aguas costeras influenciadas por la descarga del Río de la Plata (figura 4.3-a). Por otro lado el algoritmo OC2-LP fue desarrollado a partir de datos ópticos y de pigmentos obtenidos en aguas de la plataforma continental cercanos a la costa e influenciados por la descarga del Río de la Plata y la laguna Dos Patos (figura 4.3-b). Para utilizar los algoritmos locales se modificó el programa SeaDAS (ver Apéndice 2) debido a que los mismos no se encuentran en el código de libre distribución. Es importante mencionar que si bien los datos utilizados fueron tomados en zonas cercanas a plataforma continental, ninguno utiliza datos de la plataforma patagónica propiamente dicha.

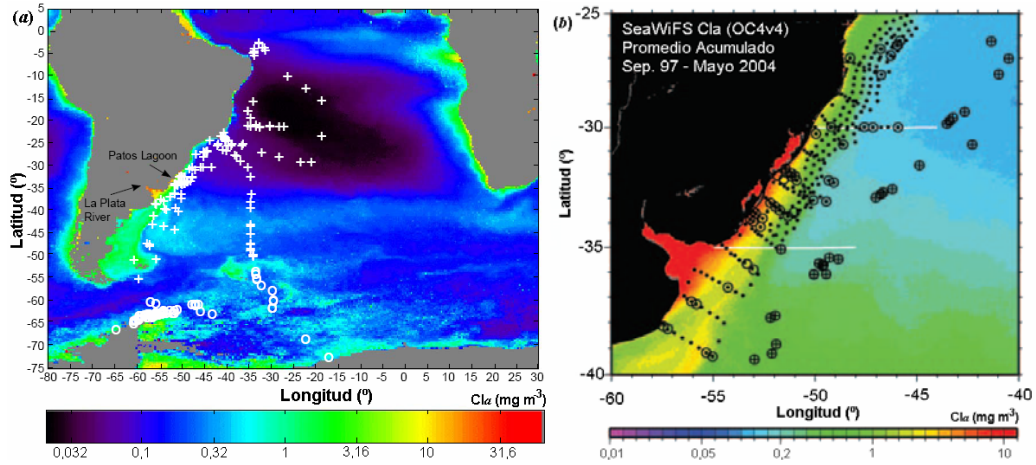


Figura 4.3 Posición de las estaciones donde fueron tomados los datos bioópticos para desarrollar los algoritmos regionales empíricos: (a) OC4-F (estaciones indicadas con una cruz blanca) (Modificado de Garcia et al. 2005); y (b) OC2-LP (Modificado de Garcia et al. 2006).

Para las imágenes MODIS/Aqua se utilizó el algoritmo global estándar OC3M (O'Reilly et al. 2000), actualmente usado en forma operacional por la NASA. La forma funcional del algoritmo empírico OC2v4 es la siguiente

$$Cla = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3)} + a_4 \quad (4.1)$$

Y la forma de los otros algoritmos previamente mencionados es la siguiente

$$Cla = 10^{(a_0 + a_1 R + a_2 R^2 + a_3 R^3 + a_4 R^4)} \quad (4.2)$$

Donde R es el \log_{10} de $R_{\lambda_2}^{\lambda_1}$, el cociente de la reflectancia teledetectada (R_{RS}) corregida atmosféricamente en dos bandas, $R_{\lambda_2}^{\lambda_1} = R_{RS}(\lambda_1)/R_{RS}(\lambda_2)$, centradas en la longitud de onda λ_1 y λ_2 (en nm). Los valores de los coeficientes a_i se encuentran en la tabla 4.2.

Tabla 4.2. Listado de los algoritmos usados y los coeficientes de las ecuaciones 4.1 y 4.2 para cada algoritmo.

Algoritmo	Forma Funcional	Cociente de bandas (R)	Coeficientes				
			a_0	a_1	a_2	a_3	a_4
OC2v4	3er orden	$\text{Log}_{10}(R_{555}^{490})$	0,319	-2,336	0,879	-0,135	-0,071
OC4v4	4to orden	$\text{Log}_{10}(R_{555}^{443} > R_{555}^{490} > R_{555}^{510})$	0,366	-3,067	1,930	0,649	-1,532
OC2-LP	3er orden	$\text{Log}_{10}(R_{555}^{490})$	0,1691	-1,8562	0,6372	-1,6266	
OC4-F	4to orden	$\text{Log}_{10}(R_{555}^{443} > R_{555}^{490} > R_{555}^{510})$	0,277	-3,192	7,446	-12,035	5,811
OC3M	4to orden	$\text{Log}_{10}(R_{550}^{443} > R_{550}^{488})$	0,283	-2,753	1,457	0,659	-1,403

Los algoritmos aplicados a las imágenes SeaWiFS tipo OC2 (OC2v4 y OC2-LP) utilizan 2 bandas, el cociente entre $R_{RS}(490)/R_{RS}(555)$, mientras que los algoritmos

OC4 (OC4v4 y OC4-F) utilizan 4 bandas, el valor más alto o máximo entre los cocientes $R_{rs}(443)/R_{rs}(555)$, $R_{rs}(490)/R_{rs}(555)$ y $R_{rs}(510)/R_{rs}(555)$. Por otro lado el algoritmo OC3M aplicado a las imágenes MODIS utiliza las bandas centradas en 443, 448 y 550 nm y el valor máximo de los cocientes $R_{rs}(443)/R_{rs}(550)$ y $R_{rs}(448)/R_{rs}(550)$.

4.5. Criterios de evaluación

Con el fin de estimar la precisión de las estimaciones satelitales en la PCP, se comparó el producto de *Cl_a* utilizando los cinco algoritmos empíricos mencionados con mediciones de clorofila-*a* obtenidas a partir de extracciones acetónicas medidas usando el método espectrofotométrico.

Para evaluar la correspondencia entre las estimaciones satelitales y las mediciones *in situ* se utilizaron criterios estadísticos y gráficos. Antes de realizar el análisis estadístico se aplicó una transformación logarítmica a los datos satelitales y a los de campo, dado que los datos bioópticos suelen tener una distribución log-normal (Campbell 1995). Los estadísticos utilizados para comparar los diferentes algoritmos fueron el error medio (EM-log) y el error cuadrático medio (RMS-log), de uso reciente en la literatura (O'Reilly *et al.* 2000; Gregg y Casey 2004). Los errores fueron calculados utilizando las siguientes ecuaciones:

$$EM\text{-log} = \frac{1}{n} \sum (\log Cl_{a_{sat}} - \log Cl_{a_{situ}}) \quad (4.3)$$

$$RMS\text{-log} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (\log Cl_{a_{sat}} - \log Cl_{a_{situ}})^2} \quad (4.4)$$

donde $Cl_{a_{sat}}$ es la estimación satelital de la *Cl_a*, $Cl_{a_{situ}}$ es la concentración de clorofila-*a* medida *in situ* y n es el número de pares de datos analizados.

Con el fin de comprender mejor el error, dado que las unidades de los estadísticos mencionados son logarítmicas, se calculó también el error relativo (ER) y su error cuadrático medio (RMS) en forma empírica a partir de los datos. El ER y el RMS (en porcentaje) se calcularon según

$$ER = \frac{Cl_{a_{sat}} - Cl_{a_{situ}}}{Cl_{a_{situ}}} \quad (4.5)$$

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (ER)^2} \times 100\% \quad (4.6)$$

Se realizaron gráficos de dispersión de los valores estimados en forma satelital versus los valores medidos *in situ*. Se utilizó un modelo de regresión lineal tipo II, *Standard Major Axis* (SMA) para calcular la pendiente y la ordenada al origen de la

ecuación lineal que relaciona el logaritmo de las estimaciones satelitales y el logaritmo de las concentraciones medidas. Cuando ambas variables tienen un error asociado, la técnica de SMA estima mejor la recta que las relaciona ya que la variancia residual es minimizada en ambos ejes, tanto en x como en y (McArdle 1988, Sokal y Rohlf 1995). Se obtuvieron así la pendiente, la ordenada al origen y el coeficiente de determinación (r^2) con el programa (S)MATR (Versión 1, Falster DS, Warton D.I. y Wright I.J.: <http://www.bio.mq.edu.au/ecology/SMATR/>). El coeficiente de determinación indica el grado de asociación lineal entre las mediciones *in situ* y las estimaciones satelitales transformadas logarítmicamente, pero no es una medida de cuán bien el algoritmo estima la variable medida. De esta manera la pendiente (cercana a 1), la ordenada al origen (cercana a 0) y los mencionados estadísticos son utilizados en el presente trabajo para evaluar las estimaciones satelitales que resultan de aplicar distintos algoritmos.

4.6. Evaluación de la Cl_a satelital

Se realizó un primer análisis cualitativo utilizando imágenes SeaWiFS y MODIS promedio de 8 días que cubren las transectas de cada campaña con una resolución de ~ 1 Km. Para este análisis se utilizó el algoritmo OC4v4 para las imágenes SeaWiFS y el OC3M para las imágenes MODIS (figura 4.4). Este análisis preliminar mostró que las estimaciones obtenidas tanto con imágenes SeaWiFS como con MODIS reproducen bastante bien la distribución espacial de la Cl_a medida *in situ*, aunque son evidentes las diferencias entre los valores de Cl_a estimados y medidos (Dogliotti *et al.* 2006).

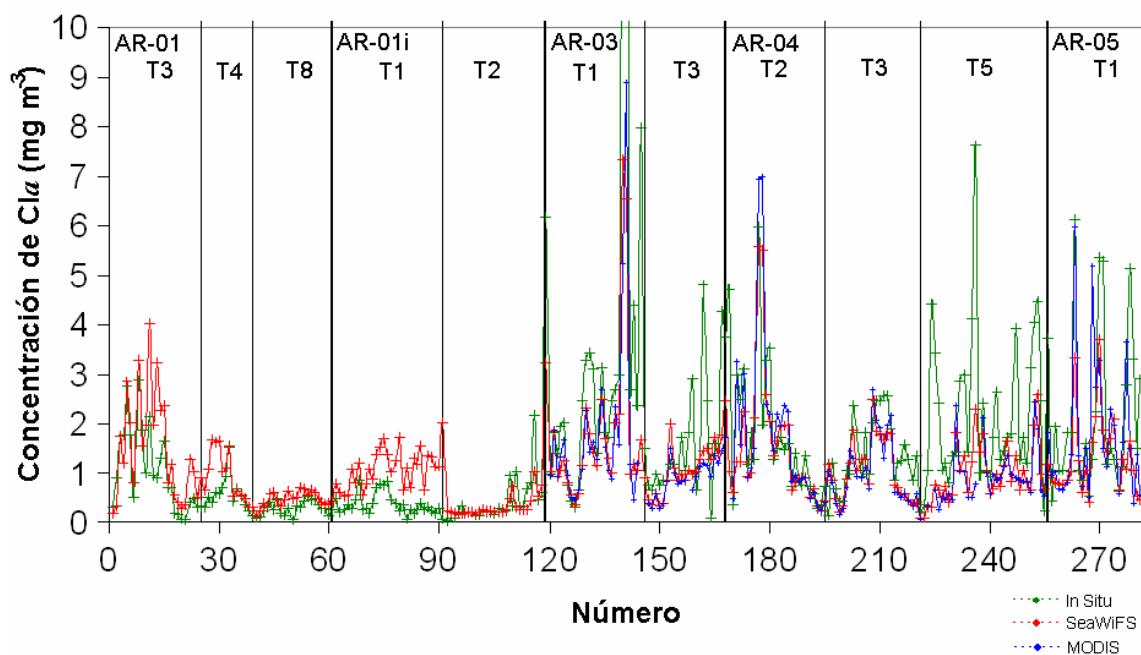


Figura 4.4 Concentración de Cl_a medida *in situ* (verde), SeaWiFS (rojo) y MODIS (azul) a lo largo de las transectas (T) durante las campañas ARGAU de los años j (AR- j).

Luego se hizo un análisis cuantitativo comparando los valores estimados en forma satelital y los medidos *in situ*. El número total de estaciones muestreadas durante las campañas analizadas fue 287 (figura 4.5-a). Debido a la presencia de nubes y como consecuencia de la aplicación del criterio menos estricto de exclusión (utilizando mediciones realizadas el mismo día de la pasada del satélite) el número de pares de datos coincidentes se redujo a 106 y 50 para las imágenes SeaWiFS y MODIS respectivamente (figura 4.5-b). Al utilizar el criterio de coincidencia más estricto (± 3 horas de la pasada del satélite) el número de pares se redujo aún más, quedando 39 estaciones para las imágenes SeaWiFS y 24 para las MODIS (figura 4.5-c).

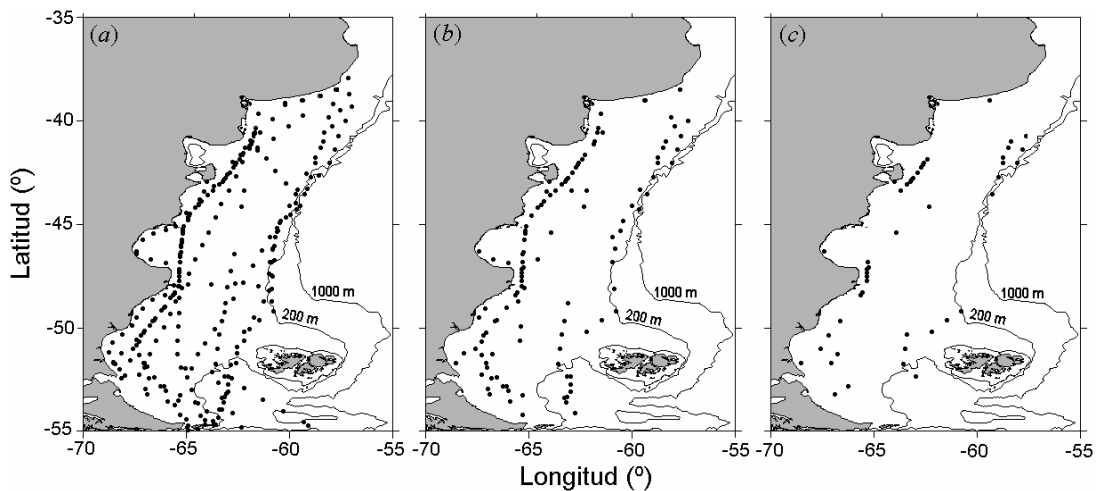


Figura 4.5 (a) Posición de las estaciones muestreadas en las campañas ARGAU; (b) Posición de las estaciones en coincidencia con los datos satelitales en el mismo día de la pasada del satélite; (c) Posición de las estaciones en las que hubo coincidencia con los datos satelitales en un período de ± 3 horas de la pasada del satélite. Las líneas continuas indican las isobatas de 200 y 1000 metros.

Los datos cubrieron un rango de valores medidos *in situ* de Cla de 0,2 a 6,1 mg m⁻³. El reducido número de pares coincidentes para las imágenes MODIS respecto a las SeaWiFS se debe principalmente a que el sistema Aqua/MODIS fue lanzado en noviembre de 2002 y sólo se obtuvieron pares coincidentes en los años 2003 y 2004.

En las figuras 4.6 y 4.7 se muestran los gráficos de dispersión de las estimaciones satelitales en función de las mediciones *in situ*. Cuando se utiliza el criterio menos estricto (todos los puntos en los gráficos de dispersión), el ajuste al modelo II de regresión lineal indica que menos de la mitad de la variancia es explicada por la regresión lineal ($r^2 < 0,5$ para todos los algoritmos). Se observa una gran dispersión de los datos alrededor de la recta estimada y los errores cuadráticos medios son muy grandes (RMS > 100%). El ajuste es mejor cuando se utiliza el criterio temporal más estricto (puntos negros en los gráficos de dispersión). Los coeficientes de determinación son mayores ($r^2 > 0,5$, $p < 0,05$ para todos los algoritmos) y el error cuadrático medio es sensiblemente menor

(RMS<55%). También la pendiente de la recta (exponente de las ecuaciones en las figuras 4.6 y 4.7) es mejor en casi todos los casos, o sea más cercana a 1.

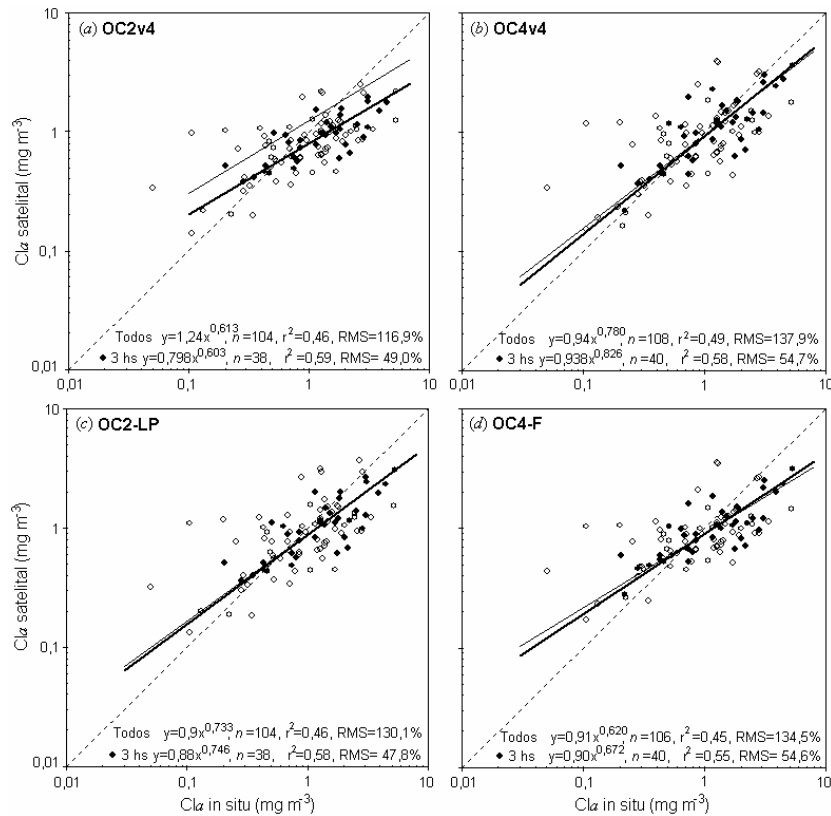


Figura 4.6. Dispersión de los valores estimados utilizando datos satelitales *versus* los valores medidos *in situ* para los cuatro algoritmos aplicados a las imágenes SeaWiFS: (a) OC2v4, (b) OC4v4, (c) OC2-LP y (d) OC4-F. Las rectas fueron obtenidas mediante el ajuste de los datos al modelo II de regresión lineal. La recta más delgada se obtuvo utilizando todos los puntos, mientras que la línea más gruesa se obtuvo utilizando el criterio temporal más estricto (símbolos negros). En cada gráfico se encuentra la ecuación de cada recta, el número de datos utilizado (n), el coeficiente de determinación (r^2) y el valor porcentual de error cuadrático medio (RMS, ecuación 4.6). La línea punteada corresponde a la relación 1:1.

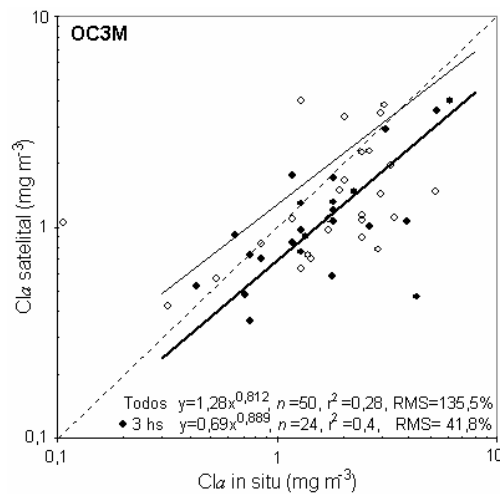


Figura 4.7 Dispersión de los valores estimados utilizando datos satelitales *versus* los valores medidos *in situ* para el algoritmo aplicado a las imágenes MODIS: OC3M. Ídem figura 4.6.

Dado que el criterio temporal más estricto redujo la dispersión, se utilizó este subconjunto de datos para comparar la *Cl_a* satelital usando los distintos algoritmos. En la tabla 4.3 se muestran los estadísticos y coeficientes de la regresión obtenidos. Si bien hubo una mejora en las estimaciones utilizando este subconjunto de datos, se observa un sesgo en las estimaciones satelitales. En promedio, los algoritmos de SeaWiFS y MODIS subestiman la concentración de clorofila, tal como lo muestra el valor negativo de la mediana del error relativo (ER(%)) en la tabla 4.3). Sin embargo, puede observarse una correlación con la concentración de *Cl_a* medida en las figuras 4.6 y 4.7 para el rango aquí analizado.

Tabla 4.3. Estadísticos de la evaluación de los algoritmos. Todas las correlaciones fueron estadísticamente significativas ($p < 0,05$)

Algoritmo	Pendiente	Ordenada	r^2	n	RMS-log	ER-log	RMS (%)	ER (%)†
OC2v4	0,603	-0,098	0,585	38	0,264	-0,136	49,0	-27,4
OC4v4	0,826	-0,028	0,581	40	0,234	-0,040	54,7	-6,2
OC4-F	0,672	-0,040	0,550	40	0,247	-0,063	54,6	-18,3
OC2-LP	0,746	-0,056	0,580	38	0,235	-0,080	47,8	-15,1
OC3M	0,889	-0,162	0,403	24	0,303	-0,184	41,8	-32,4

RMS-log, ER-log, RMS y ER están definidos en las ecuaciones 4.3-4.6. † Mediana del error relativo porcentual

Con el fin de analizar esta correlación se calculó el cociente entre las mediciones satelitales y las correspondientes mediciones *in situ* para dos rangos de *Cl_a* (tabla 4.4). Puede observarse que, en general, los algoritmos utilizados para las imágenes SeaWiFS tienden a sobreestimar las concentraciones cuando esta es $< 1,0 \text{ mg m}^{-3}$ entre un 20 y un 40%; para concentraciones $> 1,0 \text{ mg m}^{-3}$, estos tienden a subestimar las mediciones *in situ* entre un 22 y un 41%. Por otro lado, el algoritmo analizado para las imágenes MODIS subestima los valores *in situ* en todo el rango de concentraciones analizado entre 7 y 32%. Esta diferencia puede deberse a que el número de observaciones coincidentes en el rango de valores más bajos de *Cl_a* fue menor para el algoritmo OC3M ($n=6$) que para aquellos de las imágenes SeaWiFS ($n=14$ y 16).

Tabla 4.4. Cociente (media \pm desv. estándar) entre los valores de *Cl_a* satelital y los medidos *in situ*.

Algoritmo	$<1,0 \text{ mg Cl}_a \text{ m}^{-3}$	$>1,0 \text{ mg Cl}_a \text{ m}^{-3}$
OC2v4	1,2 \pm 0,48 ($n=14$)	0,59 \pm 0,23 ($n=24$)
OC4v4	1,34 \pm 0,62 ($n=16$)	0,78 \pm 0,34 ($n=24$)
OC4-F	1,4 \pm 0,56 ($n=16$)	0,67 \pm 0,26 ($n=24$)
OC2-LP	1,24 \pm 0,52 ($n=14$)	0,72 \pm 0,3 ($n=24$)
OC3M	0,93 \pm 0,32 ($n=6$)	0,68 \pm 0,3 ($n=18$)

Los gráficos de dispersión del error relativo (ER) en función de la *Cl_a* medida *in situ* muestran que el error es mayor para concentraciones < 1,0 mg m⁻³ (figura 4.8 y 4.9). Además se puede observar en los gráficos (principalmente en la figura 4.8) el cambio de signo del ER alrededor de 1,0 mg m⁻³, en concordancia con el sesgo mencionado anteriormente.

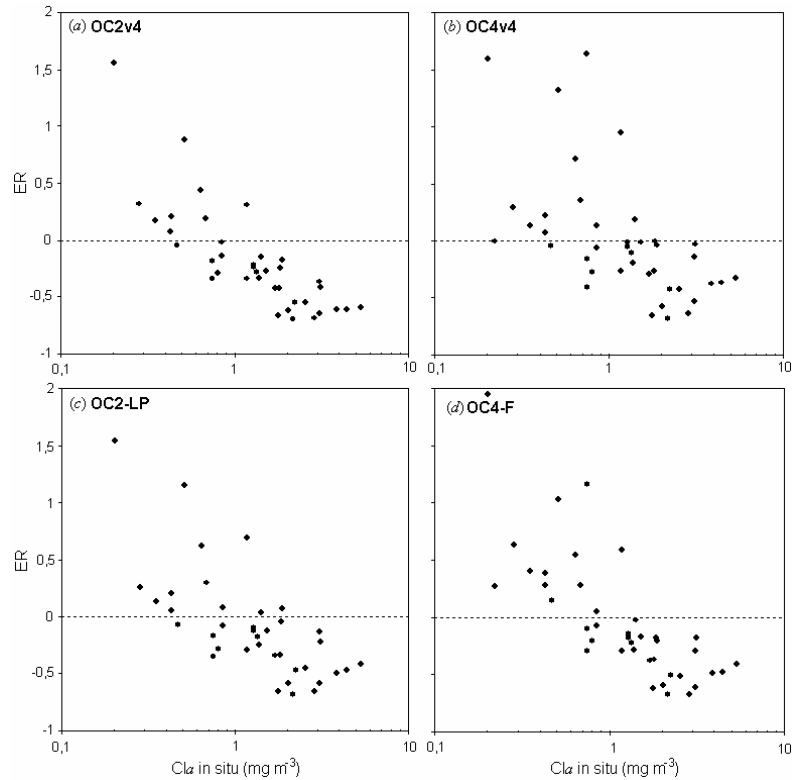


Figura 4.8. Error relativo de las estimaciones satelitales *versus* la concentración de *Cl_a* medida para los cuatro algoritmos aplicados a las imágenes SeaWiFS: (a) OC2v4, (b) OC4v4, (c) OC2-LP y (d) OC4-F.

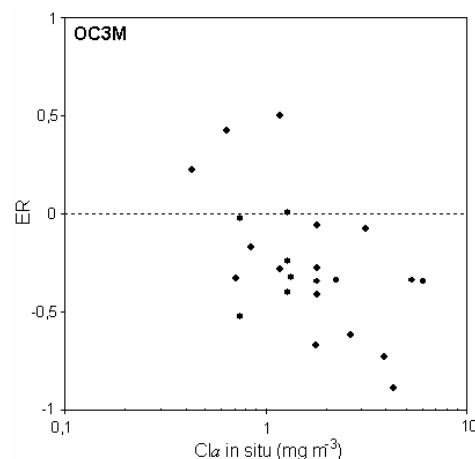


Figura 4.9. Error relativo de las estimaciones satelitales *versus* la concentración de *Cl_a* medida para el algoritmo aplicado a las imágenes MODIS: OC3M.

El análisis de los parámetros estadísticos indica que existe una correlación lineal significativa entre los valores de *Cl_a* satelital y los medidos *in situ* para los cinco

algoritmos empíricos analizados (tabla 4.3). El coeficiente de determinación obtenido fue similar para todos los algoritmos aplicados a las imágenes SeaWiFS, mientras que para el algoritmo OC3M el coeficiente fue más bajo. A pesar que el producto de *Chl a* obtenido utilizando el algoritmo OC3M tuvo la mayor pendiente (0,889) y menor RMS (41,8%), mostró los mayores errores en el espacio logarítmico y el mayor error relativo negativo porcentual (-32,4%). Cabe mencionar que la diferencia en el número de observaciones utilizadas en las comparaciones puede estar influyendo en la bondad de las estimaciones. Entre los algoritmos aplicados a las imágenes SeaWiFS, el OC2v4 tuvo la menor pendiente (0,603), la mayor ordenada al origen negativa, los mayores errores en el espacio logarítmico y el mayor error relativo negativo porcentual (-27,4%), pero el menor RMS comparativamente. Los dos algoritmos regionales, OC2-LP y OC4-F, mostraron mejores estimaciones que el algoritmo OC2v4, o sea, mayor pendiente (0,746 y 0,672), menor RMS-log, ER-log y menor ER (-15,1% y -18,3%). El algoritmo OC4v4 tuvo la mejor *performance* entre los cinco algoritmos analizados, o sea, la pendiente más cercana a 1 (0,826), la ordenada más cercana a 0 (-0,028), errores menores en el espacio logarítmico y menor ER (-6,2%). A pesar de que los algoritmos regionales fueron desarrollados utilizando datos bioópticos de áreas cercanas a la zona de estudio, estos no mejoraron sensiblemente las estimaciones de la *Chl a* por los algoritmos globales. Esto puede deberse a que las características biofísicas propias de la PCP difieren de aquellas de donde fueron tomados los datos *in situ* para el desarrollo de los algoritmos (giro Subtropical del Atlántico Sudoccidental, de la plataforma sur de Brasil y de la región de descarga del Río de la Plata, Garcia *et al.* 2005 y 2006). Según la partición del océano en regiones biogeoquímicas propuesta por Longhurst *et al.* (1998), la PCP se encuentra comprendida dentro de la 'Provincia de Plataforma del Atlántico Sur Occidental', denominada con la sigla FLKD. En contraste, las regiones estudiadas por Garcia *et al.* se encuentran comprendidas en otros biomas y provincias, tales como la 'Corriente de Brasil' (BRAZ), el 'Giro Tropical del Atlántico Sur' (SATL), la 'Convergencia Subtropical Sur' (SSTC) y la 'Subantártica' (SANT), todas estas con características muy diferentes.

Las diferencias encontradas entre las mediciones *in situ* y las estimaciones satelitales pueden deberse a errores en el proceso de corrección atmosférica o a las propiedades bioópticas particulares de la PCP. El algoritmo estándar utilizado para la corrección atmosférica se basa, como fue explicado en el capítulo 2, en la suposición conocida como de píxel negro, o sea que la radiancia que emerge del agua en la región del NIR es cero o despreciable. Esto significa que la presencia de sustancias en el agua que dispersen mucho la luz (tales como sedimentos que

invaliden la suposición de píxel negro) o de aerosoles en la atmósfera que absorben energía en la región azul del EEM (aerosoles asociados a emisiones de polvo o a zonas urbanas) y que no fueron contemplados en los modelos utilizados en la corrección pueden afectar su funcionamiento reduciendo así la precisión de las estimaciones satelitales de la *Chl a*. En el presente trabajo no fue posible cuantificar el error introducido por el término relacionado con la corrección atmosférica debido a que el producto evaluado (*Chl a*) fue obtenido aplicando los algoritmos descritos a los valores de reflectancia sensados remotamente ya que no se contaba con este tipo de dato medido *in situ*. Vale la pena mencionar que eventos de emisión de polvo originados en el desierto patagónico hacia el océano Atlántico Sur han sido previamente detectados utilizando mediciones en superficie (Gaiero *et al.* 2003) y combinando información proveniente de diferentes sensores a bordo de satélites y modelos de transporte de aerosoles (Dassó y Stein 2007). Los estudios en superficie mostraron que estos tienen un patrón estacional, con un máximo de actividad en verano, aunque también se han observado algunos en invierno y en otoño (Gaiero *et al.* 2003). El conocimiento que se tiene de las emisiones de polvo en esta zona se encuentra limitado a estudios que utilizan modelos y son necesarios más datos observacionales para poder identificar las fuentes de polvo, su alcance, así como la frecuencia de los eventos de emisión. Con el fin de evaluar la posible presencia de polvo en el momento de las mediciones *in situ* se analizó el producto de densidad óptica de los aerosoles a 865 nm ($\tau_a(865)$), debido a que esta es proporcional a la concentración de partículas de aerosoles presentes en la atmósfera. Los valores de $\tau_a(865)$ obtenidos para el conjunto de datos analizados varió entre 0,002 y 0,18. Estos valores son bajos ($\leq 0,2$) y corresponden generalmente a condiciones de atmósfera clara (Kwiatkowska 2003) y por lo tanto no evidencian la presencia un evento de emisión de polvo en los períodos analizados.

La presencia de otros componentes ópticamente activos diferentes a la clorofila-*a*, tales como la materia orgánica disuelta coloreada (CDOM) o los sedimentos, puede provocar que la relación empírica establecida entre las radiancias y la *Chl a* deje de valer. La composición específica del fitoplancton presente en el agua puede también modificar las propiedades ópticas de la misma pudiendo causar variaciones en la radiancia marina en forma independiente de los cambios en la concentración de pigmentos, obteniéndose así valores erróneos de *Chl a*. Otra fuente adicional de error puede deberse a las incertidumbres propias de las mediciones *in situ*. Se sabe que la técnica espectrofotométrica utilizada en comunidades fitoplanctónicas naturales es poco sensible, principalmente a bajas concentraciones de clorofila-*a* (Jeffrey *et al.* 1997). Sin embargo, la concentración de *Chl a* encontrada

en el presente estudio varió entre 0,2 y 6,0 mg m⁻³, rango dentro del cual éste método puede considerarse adecuado. Además, la determinación de la *Cl_a* utilizando el método de acidificación puede estar sesgado debido a la presencia del pigmento clorofila-*b* en la células de la población fitoplanctónica (presente en algas de los grupos de las clorofitas y prasinofitas).

Como fue mencionado anteriormente, la PCP se encuentra en la 'Provincia de Plataforma del Atlántico Sur Occidental', según la clasificación de Longhurst (1998), la que a su vez se encuentra comprendida en el 'Bioma de Borde Costero'. Una de las características de dicho bioma es que las floraciones fitoplanctónicas que allí ocurren son generalmente inducidas por la presencia de frentes costeros y de talud, así como la descarga de ríos (Longhurst 1995). Varios frentes costeros y de talud (a lo largo de la isobata de 200 m) han sido previamente descritos en la PCP (ver capítulo 1). Además, en trabajos previos se ha mencionado la asociación de los mencionados frentes con valores altos de *Cl_a* (Acha *et al.* 2004; Romero *et al.* 2006; Rivas 2006). La PCP también se encuentra afectada por la descarga de varios ríos a lo largo de la costa patagónica (río Colorado, Negro, Chubut, Deseado, San Julián, Chico, Santa Cruz, Coig y Gallegos) y por el aporte de agua más diluida provenientes del estrecho de Magallanes (figura 1.1) que pueden estar modificando las propiedades ópticas de las aguas costeras. Dadas las características particulares que presenta la PCP se hizo un análisis regional para evaluar la *Cl_a* satelital y para identificar posibles causas que expliquen las diferencias encontradas.

4.7. Análisis Regional

Para el análisis regional se utilizó el algoritmo OC4v4 ya que las estimaciones fueron estadísticamente más aproximadas que aquellas obtenidas a partir de los otros algoritmos. Para las imágenes MODIS se utilizó el algoritmo OC3M ya que es el algoritmo estándar utilizado por la NASA y es la versión para MODIS del algoritmo OC4 (usa bandas similares y fue desarrollado utilizando el mismo conjunto de datos globales). Sin embargo, en este trabajo las estimaciones obtenidas utilizando el algoritmo OC3M mostraron ser menos precisas que aquellas obtenidas utilizando el OC4v4. Esto puede estar relacionado con el menor número de observaciones coincidentes utilizadas para el primer algoritmo en contraste con el segundo. A pesar que ambos algoritmos utilizan una ecuación polinomial de cuarto orden y usan el valor máximo del cociente entre bandas, el OC3M utiliza el máximo de dos cocientes, mientras que el OC4v4 utiliza un tercer cociente que involucra la banda centrada en los 0,510 μm y que el sensor MODIS no posee (Feldman *et al.* 2006). Parte de las diferencias en la precisión de los dos

algoritmos puede deberse también a la calibración de cada sensor y a la corrección atmosférica aplicada a cada imagen.

Con el fin de utilizar las estimaciones provenientes de ambos sensores juntos, se realizó una comparación entre ellos y las mediciones *in situ*. Se calculó el error relativo entre las estimaciones satelitales (OC4v4 y OC3M) y las mediciones de campo para los estaciones en las que había datos satelitales e *in situ* coincidentes (ecuación 4.5). Además se calculó el error porcentual de las estimaciones satelitales en relación a su promedio utilizando la siguiente ecuación:

$$ER_s = \frac{Cla_{OC3M} - Cla_{OC4v4}}{(Cla_{OC3M} + Cla_{OC4v4})/2} \times 100\% \quad (4.7)$$

El error porcentual relativo entre los algoritmos (ER_s) varió entre -40 y 7% con una mediana de -4,6% y fue mucho menor que el error relativo entre las estimaciones satelitales y las mediciones *in situ* (ER). Para el algoritmo OC4v4 el ER varió entre -65% y 95% y para el OC3M varió entre -73% y 50%, con una mediana de -21,1% y -30,3%, respectivamente (figura 4.10). Este resultado muestra que el error entre las estimaciones realizadas por los sensores es mucho menor que el error entre las estimaciones satelitales y las mediciones *in situ*, lo que permitió utilizar las estimaciones de ambos sensores juntos en el análisis regional.

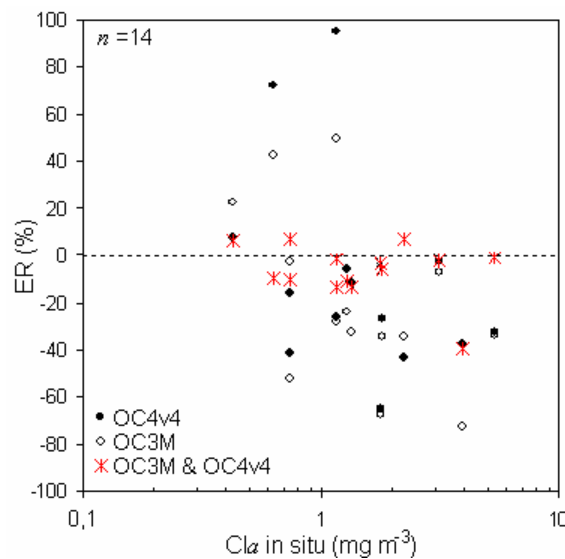


Figura 4.10. Error relativo porcentual de las estimaciones satelitales (OC4v4 y OC3M) y la concentración de Cla medida y entre las estimaciones satelitales y su promedio (OC4v4 & OC3M) versus la concentración de Cla medida (en rojo). Se encuentra indicado el número de observaciones coincidentes (n).

El conjunto de datos usado para evaluar los diferentes algoritmos (utilizando el criterio temporal más estricto) fue dividido en 5 grupos (figura 4.11). Un grupo está formado por las estaciones ubicadas en el lado homogéneo de los frentes de marea (FM) localizados en la PCP (áreas rayadas en el mapa de la figura 4.11). La

posición media del frente de marea en verano utilizado fue el determinado por Bianchi *et al.* (2005) utilizando el parámetro de Simpson como medida de la estratificación vertical de la columna de agua. La línea quebrada en el mapa de la figura 4.11 corresponde al parámetro crítico de Simpson ($\Phi_c=50 \text{ J m}^{-1} \text{ d}$) usado por Bianchi *et al.* (2005) para definir la posición media de los frentes de marea en verano. Otro grupo está formado por las estaciones localizadas en el sector norte del talud (T), cerca del frente del talud (ver figura 1.1). Las estaciones ubicadas en la plataforma media sur (PMS), al sur de los 47° y al oeste de las islas Malvinas, fueron analizadas en conjunto. Finalmente quedaron tres estaciones en la plataforma media central y dos estaciones en la zona costera (al sur de la provincia de Buenos Aires y en el golfo San Jorge). Estos dos últimos grupos son representados en el mismo gráfico por conveniencia, si bien no se calcularon los estadísticos ni se realizó la regresión lineal debido a los pocos valores que se tienen de cada zona y a los distintos ambientes oceanográficos a los que pertenece cada uno.

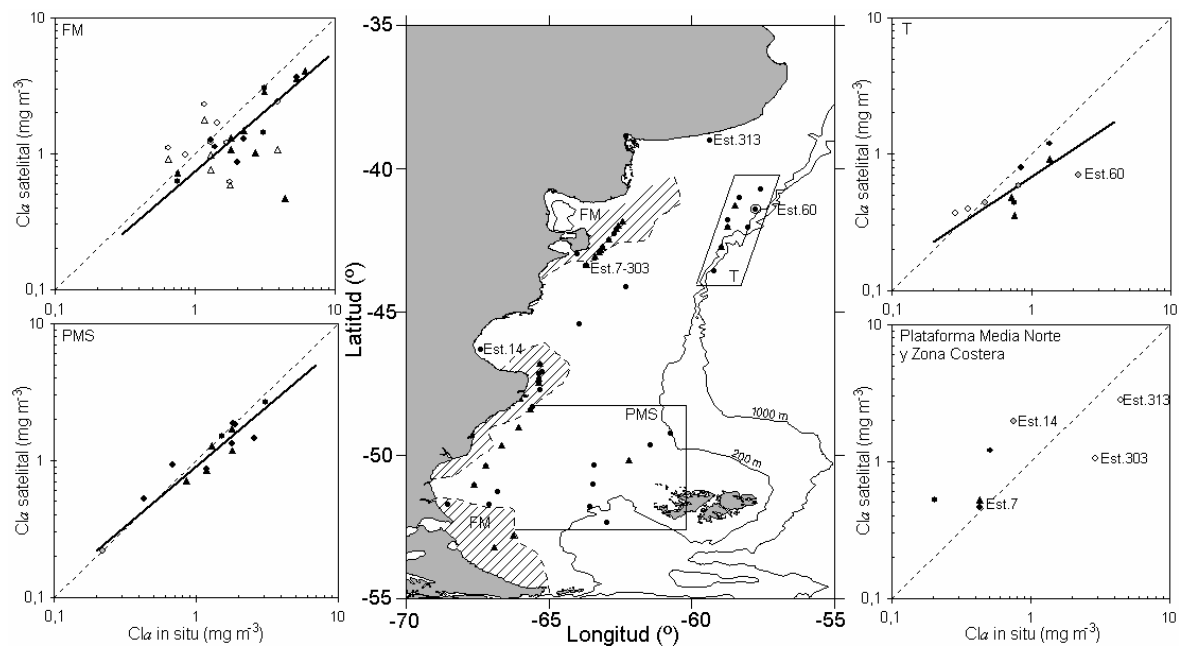


Figura 4.11. Posiciones de las estaciones para las que hubo coincidencias con datos satelitales y las subregiones definidas en el texto utilizadas en el análisis regional (FM: frente de marea; PMS: plataforma media sur; T: talud y Plataforma Media Norte y Zona Costera). La línea quebrada corresponde a la posición media de verano del frente de marea según Bianchi *et al.* (2005). Los triángulos corresponden a coincidencias con imágenes MODIS y los círculos con imágenes SeaWiFS. Los símbolos negros corresponden a estaciones muestreadas en verano, los blancos en otoño y los grises en invierno. Se indican con línea continua las isobatas de 200 y 1000 metros. Se encuentra indicado el número de algunas estaciones que se mencionan en el texto.

Los gráficos de dispersión (figura 4.11) y los estadísticos (tabla 4.5) muestran una clara diferencia espacial en la precisión de las estimaciones satelitales. Los datos aquí analizados fueron tomados en diferentes estaciones del año (tabla 4.1), pero

no se pudo realizar un análisis estacional debido a que el número de datos no fue suficiente y su distribución espacial y temporal no fue uniforme. Sin embargo, en los gráficos de la figura 4.11 se indica la estación del año en la que fue muestreada cada estación y este dato va a ser tenido en cuenta en el análisis.

Tabla 4.5. Estadísticos de la evaluación de la *Cl_a* satelital para el análisis regional. Todas las correlaciones fueron estadísticamente significativas ($p < 0,05$)

Región	Pendiente	Ordenada	r^2	n	RMS-log	ER-log	RMS (%)	ER (%) [†]
FM	0,89	-0,129	0,276	31	0,298	-0,159	45,9	-29,4
T	0,67	-0,171	0,561	11	0,212	-0,132	34,5	-27,5
PMS	0,88	-0,044	0,893	15	0,112	-0,055	22,5	-5,8

RMS-log, ER-log, RMS y ER están definidos en las ecuaciones 4.3-4.6. † Mediana del error relativo porcentual

Frentes de Marea (FM)

Las estaciones ubicadas en el lado homogéneo de los frentes de marea de la PCP mostraron la correlación más baja, aunque significativa, entre las estimaciones satelitales y las mediciones *in situ* con un $r^2=0,28$ ($p < 0,05$) y la mayor dispersión y ER (negativo) tanto en el espacio lineal como en el logarítmico (RMS=45,9%, ER=-29,4% y RMS-log=0,298, ER-log=-0,159). Esta baja correlación encontrada entre las estimaciones y las mediciones puede deberse a la presencia de sedimentos, ya sea por resuspensión de material del fondo o de la descarga de ríos, o de material detrítico particulado y/o disuelto de origen terrestre. Probablemente estas áreas posean aguas con características de aguas Caso-2 (ya sea dominada por sedimentos o por CDOM) según la clasificación óptica de las aguas planteada por Morel (1980) (ver capítulo 2). En este tipo de aguas las relaciones establecidas en forma empírica entre la radiancia y la *Cl_a* dejan de valer y los algoritmos generalmente sobreestiman la *Cl_a*. Lamentablemente no se tienen datos de las propiedades ópticas que permitan confirmar esta hipótesis. Sin embargo, se aplicó un criterio desarrollado por Lee y Hu (2006) para identificar aguas Caso-1. Este criterio utiliza valores de R_{RS} (centrados en 0,412, 0,443, 0,490 y 0,555 μm) calculados mediante modelos bioópticos semianalíticos para aguas Caso-1 y diferentes valores de *Cl_a* (entre 0,02 y 30,0 mg m^{-3}). Luego, a partir de la relación encontrada entre los diferentes cocientes de las mencionadas bandas, se fijan valores umbrales para determinar cuándo estas relaciones se desvían de lo esperado para aguas Caso-1. Este criterio fue utilizado sobre imágenes SeaWiFS promediadas estacionalmente para cada año del período de estudio y con una resolución de 4 Km (GAC). Los resultados mostraron que la distribución de las aguas que no son consideradas Caso-1 luego de aplicar dicho criterio es muy similar a las áreas que delimitan el parámetro crítico de Simpson (figura 4.12).

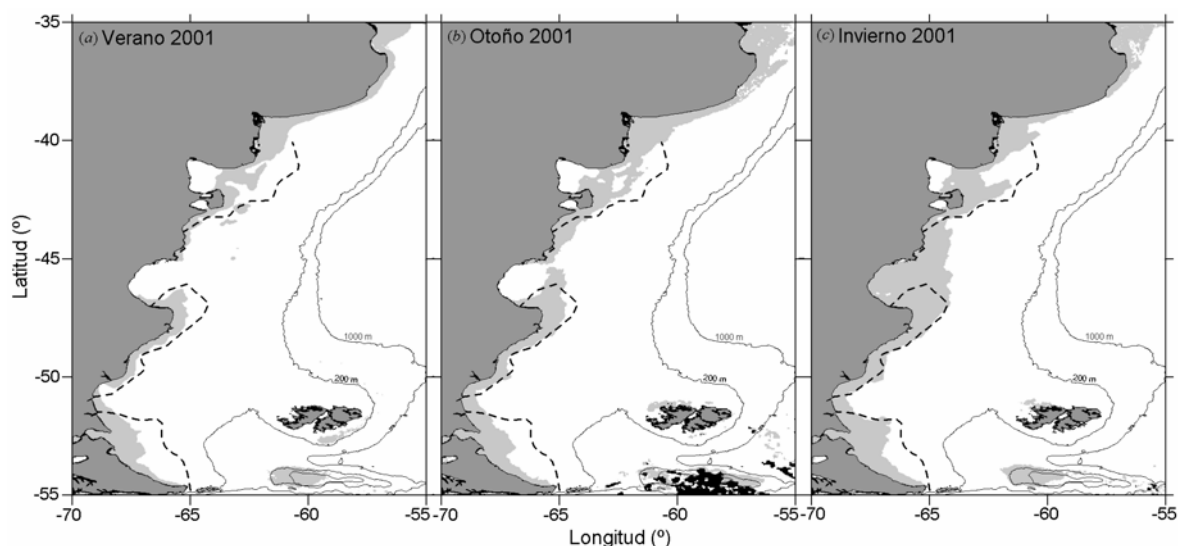


Figura 4.12. Distribución espacial de aguas que no son Caso-1 (en gris claro) para el: (a) verano, (b) otoño e (c) invierno de 2001, utilizando el criterio desarrollado por Lee y Hu (2006) para determinar aguas Caso-1. La línea punteada corresponde a la posición media del frente de marea en verano usando el valor crítico del parámetro Simpson determinado por Bianchi *et al.* (2005). En negro corresponden a los pixeles que tuvieron valores de reflectancia teledetectada negativos. Las líneas continuas corresponden a las isobatas de 200 y 1000 m.

En el trabajo de Lee y Hu (2006) se muestra un mapa global de la distribución de las aguas que no son Caso-1 utilizando imágenes SeaWiFS de 9 Km de resolución. Según esa figura toda la PCP pertenece a éste tipo de aguas. Sin embargo, analizando imágenes de mayor resolución espacial en el presente trabajo se obtuvo información más detallada sobre la distribución de las aguas Caso-2, tal como muestra la figura 4.12 para el verano, otoño e invierno del año 2001; se obtuvieron mapas similares para las estaciones de los otros años analizados (no mostrados aquí).

La subestimación de los productos satelitales para valores altos de Cl_a , principalmente en el verano (símbolos negros en los gráficos de dispersión en la figura 4.11), puede estar relacionada con la presencia de diatomeas de gran tamaño que podría influir en las propiedades ópticas del agua en el lado homogéneo de los frentes de marea. En el trabajo de Carreto *et al.* (1986) se menciona la presencia de diatomeas formadoras de cadenas en la zona verticalmente homogénea del frente ubicado cerca de la península Valdés y también en el frente ubicado en el extremo sur del golfo San Jorge (Carreto *et al.* 2006). La presencia de células de gran tamaño ($> 20 \mu\text{m}$) puede producir la disminución del coeficiente de absorción específico del fitoplancton (coeficiente de absorción del fitoplancton por unidad de Cl_a) debido al efecto “partícula”, también conocido como efecto de “empaquetamiento”, lo que lleva a una subestimación de la Cl_a cuando se utilizan algoritmos empíricos (Sathyendranath

et al. 2001). Este efecto predice teóricamente el “achataamiento” de del espectro de absorción (una disminución de la eficiencia de la absorción) con el aumento del tamaño celular y de la concentración intracelular de pigmentos (Duyens 1956; Kirk 1975; Sathyendranath *et al.* 1987).

Zona norte del Talud (T)

La zona del talud es una región muy dinámica donde se genera un frente termohalino debido al encuentro de las aguas Subantárticas de la plataforma con las aguas de la corriente de Malvinas, más frías y de mayor salinidad. Una de las estaciones muestreadas en invierno (Est. 60) mostró la mayor diferencia entre la estimación satelital de la *Chl a* y la medida *in situ* (figura 4.11). Dicha estación se encontraba en una zona con valores relativamente altos de *Chl a* visible en las imágenes satelitales, probablemente en correspondencia con una floración fitoplanctónica con valores medidos de *Chl a* de 2,17 mg m⁻³, para la cual la estimación satelital fue de 0,58 mg m⁻³. Diferencias en las propiedades ópticas de la comunidad fitoplanctónica debidas a la variación de la distribución de tamaños de la población (efecto de partícula) o en la composición pigmentaria podrían explicar parcialmente la diferencia encontrada entre la estimación satelital y la medición *in situ* de la *Chl a*. El 50% del número total de células de fitoplancton de la estación analizada estuvo representado por organismos de tamaño intermedio (6-20 µm) pertenecientes a los siguientes grupos taxonómicos: cryptofitas (~9,3x10⁴ células l⁻¹), dinoflagelados (~3x10⁴ células l⁻¹), prasinofitas (~1,4x10⁴ células l⁻¹) y otros flagelados no identificados. Asimismo, se encontraron altas abundancias de la diatomea *Corethron pennatum* (6x10⁴ células l⁻¹), de gran tamaño relativo. Además, la composición pigmentaria (tipo y cantidad de pigmentos auxiliares en relación a la *Chl a* presente en la muestra) que podría resultar de una adaptación al régimen de luz y nutrientes de la región y un aumento de la *Chl a* intracelular, como resultado de una adaptación a niveles bajos de luz (época invernal y latitud alta), podrían ser en parte responsables de la subestimación satelital del valor de *Chl a* medido. Para poner a prueba esta hipótesis sería necesario contar con información sobre las propiedades bioópticas (tales como el coeficiente de absorción del fitoplancton) y la composición pigmentaria de cada muestra.

Zona Costera

Solamente dos de las estaciones muestreadas se encuentran en la zona costera, las estaciones 14 y 313 (figura 4.11). Cabe mencionar que se hallaron importantes diferencias entre la estimación satelital de la *Chl a* de una y otra estación. La estación cercana al golfo San Jorge (Est. 14) fue muestreada en invierno y presentó un valor bajo de *Chl a* (0,74 mg m⁻³) que fue sobreestimado al utilizar el algoritmo OC4v4 (figura 4.11). Durante esta época del año, la columna de agua se encuentra

homogeneizada debido a la mezcla vertical, hallándose con frecuencia importantes cantidades de sedimentos debido probablemente a la resuspensión de materiales del fondo en la zona costera más somera. Esto es evidenciado por la presencia de valores altos de la radiancia normalizada del agua a $0,550 \mu\text{m}$ o 550 nm ($nLw(555)$) en la imagen SeaWiFS promedio de 8 días que abarca la fecha de muestreo (figura 4.13). En esta imagen se observa que los valores altos de $nLw(555)$ se encuentran a lo largo de la zona costera y que, en general, coinciden con el área indicada como aguas Caso-2 en la figura 4.12. En este tipo de aguas las relaciones empíricas establecidas entre el cociente de bandas azul-verde y la $Chl a$ generalmente dejan de valer, probablemente debido a que la presencia de gran cantidad de sedimentos invalida la suposición de reflectancia nula en la región del NIR presupuesta en el proceso de corrección atmosférica.

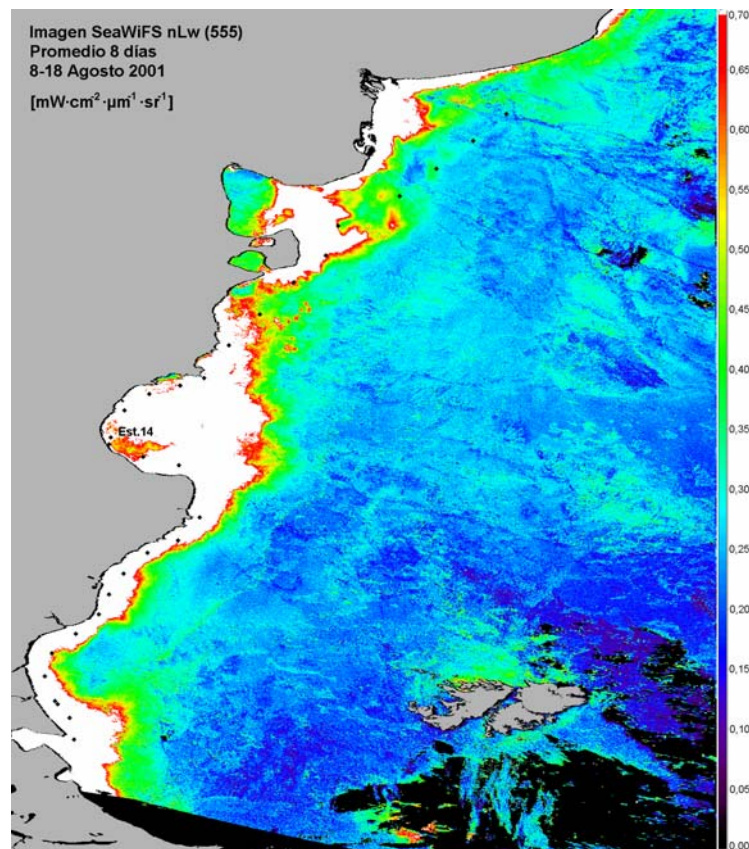


Figura 4.13. Posición de las estaciones muestreadas en la transecta 1 de la campaña ARGAU-01i de invierno sobre la imagen SeaWiFS promedio de 8 días de la radiancia normalizada de la banda centrada a $0,555 \mu\text{m}$ o 555 nm ($nLw(555)$). La posición de la estación 14 analizada se encuentra indicada.

La característica más notable en la composición fitoplanctónica de esta muestra es la presencia de altas densidades ($2,7 \times 10^5$ células l^{-1}) de dinoflagelados desnudos de tamaño intermedio ($10 \mu\text{m}$) del tipo *Gymnodinium*. Asimismo, se encontraron altas concentraciones ($2,8 \times 10^5$ células l^{-1}) de dinoflagelados pequeños ($< 5 \mu\text{m}$) no

identificados, mientras que las diatomeas de mayor tamaño ($>20\ \mu\text{m}$) estuvieron poco representadas, contribuyendo con menos del 4% del número total de células.

Por otro lado, la estación costera localizada al sur de la provincia de Buenos Aires (Est. 313) fue muestreada en otoño (2004) y presentó un valor relativamente alto de *Cla* ($4,46\ \text{mg m}^{-3}$), que fue subestimado por la estimación satelital (figura 4.11). Se puede especular que parte de la diferencia encontrada entre la *Cla* medida y la estimada podría deberse a la composición fitoplanctónica. En la composición general, los organismos de gran tamaño ($>20\ \mu\text{m}$) representaron más de un 70% del número de células. La diatomea formadora de cadenas *Bacteriastrium delicatulum* dominó numéricamente la muestra con altas densidades ($\sim 2,5 \times 10^5$ células l^{-1}) y alcanzó más del 50% del total celular. Además se encontraron otras diatomeas formadoras de cadenas tales como *Chaetoceros* spp., *Pseudo-nitzschia* spp., y *Hemiaulus* sp., diatomeas solitarias y dinoflagelados prominentes, tales como *Reuniera membranacea* y *Dinophysis caudata*, respectivamente. Como fue mencionado anteriormente, la dominancia de células relativamente grandes en la composición fitoplanctónica puede estar provocando el “achataamiento” del espectro de absorción específico (efecto “partícula” o de “empaquetamiento”), lo que conduce a una significativa subestimación de la *Cla* a partir de los algoritmos empíricos (Sathyendranth *et al.* 2001). Ese efecto fue notado en el trabajo de Lutz *et al.* (2006) en la estación costera ‘EPEA’ (Estación Permanente de Estudios Ambientales), que se encuentra relativamente cerca de la estación aquí analizada, y donde se detectó una floración de una diatomea de gran tamaño (*Coscinodiscus wailesii*) con un coeficiente de absorción específico muy bajo.

Es interesante analizar la validez de las estimaciones satelitales en un caso particular en el que dos estaciones, coincidentes espacialmente, fueron muestreadas en 2003, pero en distintas estaciones del año, una en verano (Est. 7) y la otra en otoño (Est. 303). La estimación de los algoritmos fue buena para la estación muestreada en verano, mientras que el algoritmo claramente subestimó la *Cla* medida en la estación muestreada en otoño (ver gráfico de dispersión en la figura 4.11). Las estaciones mencionadas se encuentran al sur de la península Valdés, en el lado estratificado del frente de marea y no se ha observado nada que evidencie la posible influencia terrestre ni errores en el proceso de corrección atmosférica. Para analizar el funcionamiento de dicha corrección sería necesario contar con mediciones *in situ* de la radiancia que emerge del agua. Sin embargo, la información sobre la composición fitoplanctónica en cada estación ayudó a comprender y plantear una hipótesis sobre la posible causa de la diferencia estacional encontrada. Los valores de *Cla* medidos en las estaciones 7 y 303 fueron $0,5$ y $3,65\ \text{mg m}^{-3}$, respectivamente. En ambas estaciones fitoflagelados pequeños

(<5 μm) no identificados dominaron numéricamente la muestra, alcanzando el 87% (Est. 7) y el 69% (Est. 303) del total celular. Sin embargo, la contribución por parte de las células con tamaño < 5 μm a la concentración total de *Chl a* fue de un 73% en la estación 3 y solamente de un 32% en la estación 303. En esta última se observó una gran abundancia del dinoflagelado *Prorocentrum micans* ($\sim 3,5 \times 10^4$ células l^{-1}). Resumiendo, la presencia de especies de gran tamaño relativo (donde las células de tamaño >10 μm contribuyen en un $\sim 70\%$ del total de *Chl a*) podrían estar influyendo en las propiedades ópticas del fitoplancton, aún en casos en que la fracción más pequeña (< 5 μm) domina numéricamente la composición fitoplanctónica de la muestra. Nuevamente esto podría estar evidenciando el efecto “partícula” o de “empaquetamiento”, pero esta hipótesis no pudo ser verificada.

Plataforma Media Sur (PMS)

Para las estaciones localizadas en la plataforma media sur, las estimaciones satelitales fueron mejores que para las otras zonas. El coeficiente de correlación es elevado ($r^2=0,89$), la pendiente es cercana a 1 (0,88) y la ordenada cercana a 0 (-0,044). La dispersión (RMS=22,5% y RMS-log=0,112) y el error medio (ER=-5,8% y EM-log=-0,055) son menores comparados con los de las otras regiones y con los obtenidos utilizando todos los datos de la plataforma juntos. Esta región se encuentra alejada de la tierra y por lo tanto está poco influenciada por el aporte y la descarga de los ríos o la resuspensión de sedimentos del fondo. Esto podría explicar la buena correlación entre la estimación satelital y los valores medidos *in situ*. Sin embargo, cabe notar que casi todas las estaciones fueron muestreadas en verano (sólo una fue estudiada en invierno). Serían necesarias más mediciones en distintas épocas del año para hacer un análisis estacional de la validez de las estimaciones satelitales en esta región.

4.8. Conclusiones

En este capítulo se evaluó, por primera vez, la precisión en la estimación satelital de la concentración de *Chl a* en la plataforma continental patagónica. Se comparó la *Chl a* satelital estimada a partir de algoritmos globales y regionales con mediciones *in situ* colectadas en cinco campañas oceanográficas entre los años 2001 y 2004. Un primer análisis mostró que las estimaciones obtenidas tanto con imágenes SeaWiFS como MODIS reproducen la distribución espacial de la *Chl a in situ*. Luego se realizó una comparación utilizando todos los valores medidos en el día en coincidencia con la imagen satelital. La correlación con los valores medidos encontrada en esta comparación fue muy baja. El análisis presentado mostró que el uso de un criterio temporal más estricto mejoró las estimaciones satelitales. A pesar de esta mejora en las estimaciones, se observó un error sistemático para

todos los algoritmos aplicados a las imágenes SeaWiFS. Este error muestra una sistemática sobreestimación de las bajas concentraciones de *Chl a* ($<1,0 \text{ mg m}^{-3}$) y una subestimación de las altas concentraciones ($>1,0 \text{ mg m}^{-3}$). Por otro lado el algoritmo aplicado a las imágenes MODIS mostró en general una subestimación de los valores medidos en todo el rango de concentraciones analizadas. Esta diferencia puede deberse en parte a que se tuvieron menos puntos coincidentes en el análisis que para las imágenes SeaWiFS. Los algoritmos regionales aquí analizados (OC4-F y OC2-LP) no mejoraron sensiblemente la estimación de la *Chl a* por los algoritmos globales, siendo el OC4v4 el que mostró las mejores estimaciones para los períodos muestreados. Es importante mencionar que los errores obtenidos en las estimaciones satelitales utilizando el algoritmo OC4v4 no fueron significativamente mayores que la incertidumbre propia del algoritmo utilizado para la obtención del producto *Chl a*, o sea, un $\text{RMS-log}=0,222$ (O'Reilly *et al.* 2000).

La diferencia entre los valores de *Chl a* obtenidos a partir de las imágenes MODIS (OC3M) y las SeaWiFS (OC4v4) fue menor que la diferencia entre las estimaciones satelitales y las medidas *in situ*. Las diferencias relativas entre estos dos conjuntos de datos fueron generalmente menores que $\pm 15\%$. El análisis regional mostró que existe una diferencia significativa en la precisión de los algoritmos dependiendo de la zona analizada. Se identificó asimismo por primera vez la distribución espacial de aguas Caso-2 en la PCP. Estas áreas se encuentran principalmente influidas por la mezcla vertical en los frentes de mareas y por la descarga de ríos. Los datos sobre la composición específica fitoplanctónica y la abundancia celular, junto con estudios anteriores en la región, aportaron información muy útil que ayudó a comprender y a explicar parcialmente las diferencias encontradas entre las estimaciones satelitales y las mediciones *in situ*. Esto destaca la importancia del conocimiento de la composición específica de la comunidad fitoplanctónica y de la información bioóptica en las estimaciones satelitales de *Chl a*.

CAPÍTULO 5

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LA *Cla* SATELITAL

En este capítulo se analiza la variabilidad espacio-temporal de la *Cla* estimada mediante sensores remotos en la región comprendida entre los 40°-56° S y 70°-55° W (figura 5.1) a partir de 6 años (enero 1998-diciembre 2003) de información del *color del mar* del sensor SeaWiFS. Se analizó el ciclo anual del promedio climatológico de la *Cla* y se encontró un comportamiento diferencial de la *Cla* en cuatro regiones de la Plataforma Continental Patagónica (PCP).

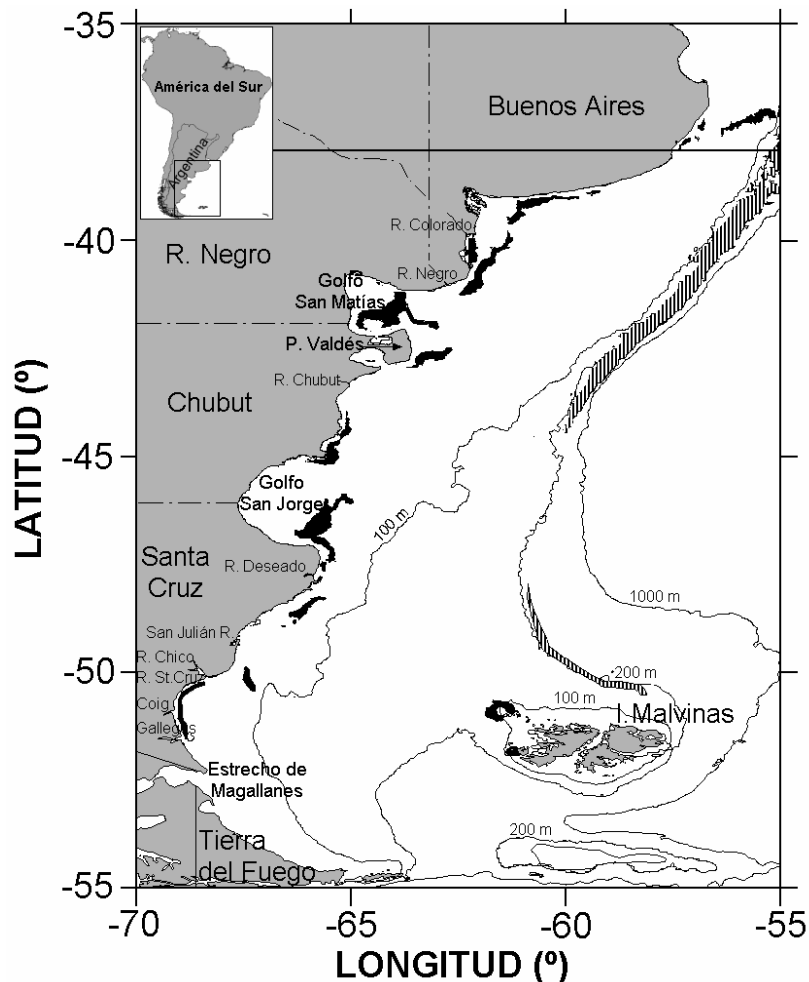


Figura 5.1. Frentes térmicos medios de enero obtenidos a partir de imágenes satelitales de temperatura (gradiente superficial $>0,05^{\circ}\text{C km}^{-1}$); los frentes de marea aparecen en negro y el sistema frontal del talud como una zona rayada blanca y negra (adaptado de Bava *et al.* 2000 y Rivas *et al.* 2006). Se indican con línea continua las isobatas de 100, 200 y 1000 metros.

5.1. Información utilizada

Se obtuvieron del centro de distribución de archivos de la NASA (DAAC) imágenes SeaWiFS diarias de área de cobertura global (GAC) con nivel 2 de procesamiento del periodo enero 1998 - diciembre 2003 (6 años). El producto analizado fue la *Cl_a* calculada utilizando el algoritmo OC4v4 y la resolución nominal de las imágenes fue de 4,5 km en el píxel sub-satelital. Se extrajo de las imágenes originales la región comprendida entre 40°-56° S y 70°-55° W y se la georreferenció a una proyección Cilíndrica Equidistante con una resolución de 0,0333° x 0,0333°, o ~4 km x 4 km en el Nadir. Se examinaron las imágenes y se seleccionaron aquellas que tenían por lo menos un 20% (aproximadamente) del área de estudio sin nubes. Cuando existió más de una imagen diaria, las mismas se unieron para generar una serie de tiempo de imágenes diarias. Los píxeles correspondientes a la tierra y a las nubes fueron enmascarados, asignándoseles un valor de 0, y no fueron tenidos en cuenta en los cálculos posteriores. Para minimizar los efectos de datos espurios adyacentes a la tierra y a las nubes, las áreas enmascaradas fueron aumentadas en un píxel en todas las direcciones. Para estudiar la variabilidad temporal se calcularon promedios mensuales de la *Cl_a* a partir de las imágenes diarias, resultando en 12 imágenes promedio por año. Luego se promedió cada mes a lo largo de los seis años analizados, obteniéndose una imagen promedio mensual climatológica de 6 años para cada mes y la correspondiente desviación estándar.

5.2. Análisis de la cobertura nubosa

La presencia de nubes limita la obtención de información a partir de datos satelitales, principalmente en la región del visible. El número de píxeles sin nubes que contribuyeron al promedio mensual climatológico fue muy variable, tanto espacial como temporalmente. El número de imágenes posibles y las utilizadas, así como el porcentaje que representan en los 6 años analizados pueden verse en la figura 5.2. En general puede observarse que para la mayoría de los meses la cantidad de imágenes utilizadas supera el 50% del total de las imágenes posibles, con excepción de los meses de invierno (mayo, junio y julio) para los que se analizaron alrededor del 40% del total posible.

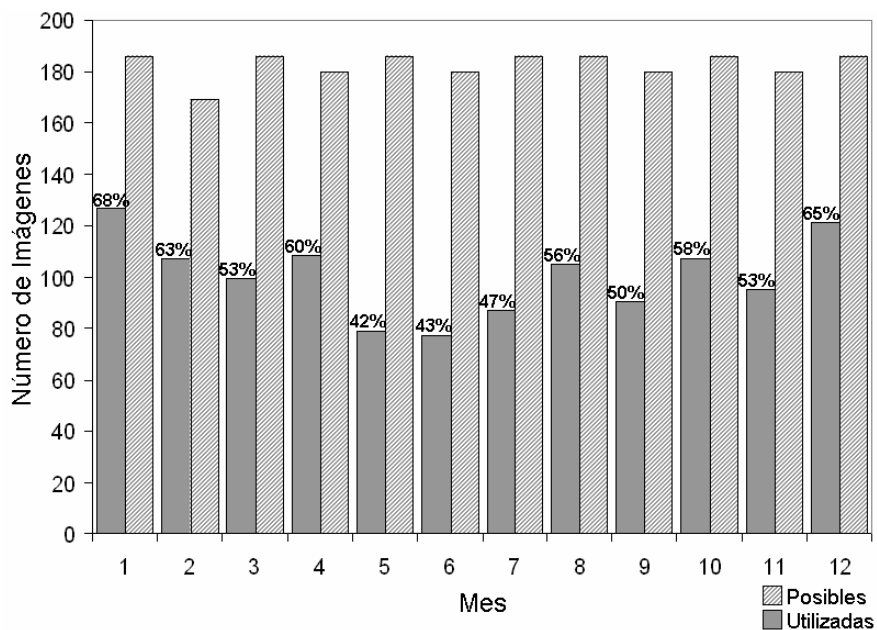


Figura 5.2. Número de imágenes posibles y utilizadas por mes y el porcentaje del total que representa en los 6 años analizados (enero 1998-diciembre 2003).

Con el fin de visualizar la distribución espacial de la cobertura nubosa en los meses del periodo analizado, se generaron mapas con el número de píxeles no nublados empleados en el cálculo del promedio climatológico de los 6 años estudiados (figura 5.3). Se puede observar que la cobertura nubosa aumenta con la latitud y es máxima en invierno (MJJ). Por ejemplo, en junio existieron menos de 6 datos en algunos píxeles en la región sudeste de la zona de estudio, a pesar de que se analizaron 77 de las 180 imágenes posibles. Saraceno *et al.* (2004) hicieron un análisis de la cobertura nubosa en el océano Atlántico Sudoccidental (ASO) utilizando promedios estacionales climatológicos para un periodo de 9 años (1987-1995) a partir de información de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor AVHRR (*Advance Very High Resolution Radiometer*). En ese trabajo, si bien no se incluye toda la PCP, parte de la misma aparece con una menor probabilidad de nubosidad (<10%) respecto a lo encontrado en el presente estudio. Esta diferencia puede deberse en parte a que en el mencionado trabajo utilizan el valor máximo de TSM de 5 días para generar los promedios, lo que reduce considerablemente el número de píxeles nublados en la región. Sin embargo, nuestros resultados coinciden en términos generales con respecto a los meses que presentan mayor nubosidad y que la misma aumenta con la latitud.

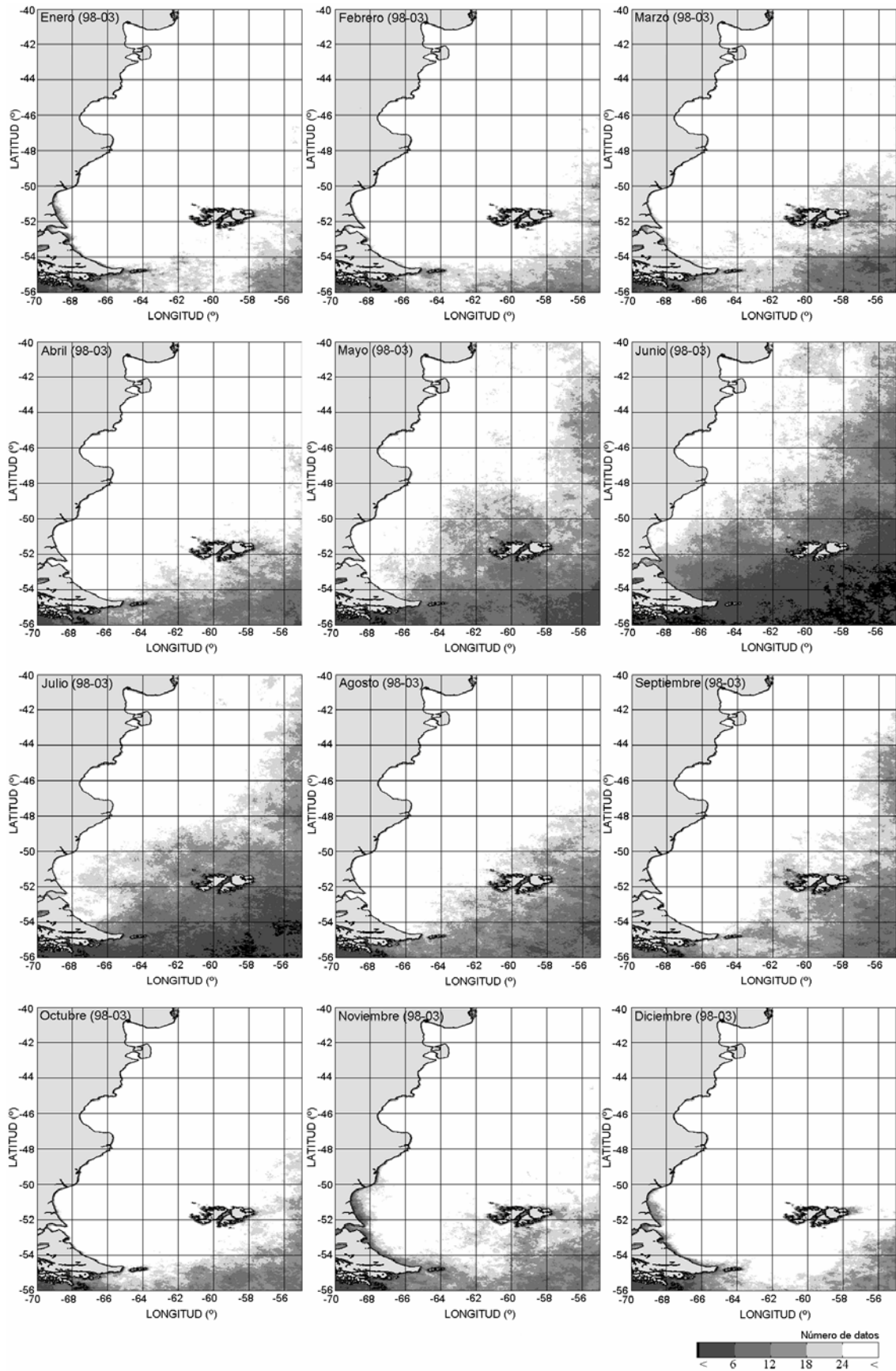


Figura 5.3. Número de píxeles no nublados utilizado en el cálculo del promedio en cada mes para todo el periodo analizado (enero 1998 - diciembre 2003). El número máximo de imágenes posibles puede verse en la figura 5.2.

5.3. Ciclo anual

La figura 5.4 muestra el ciclo anual de la *Cl*a satelital correspondiente a la serie temporal climatológica generada. Un análisis de la distribución espacial de la *Cl*a climatológica permite dividir a la PCP en cuatro regiones.

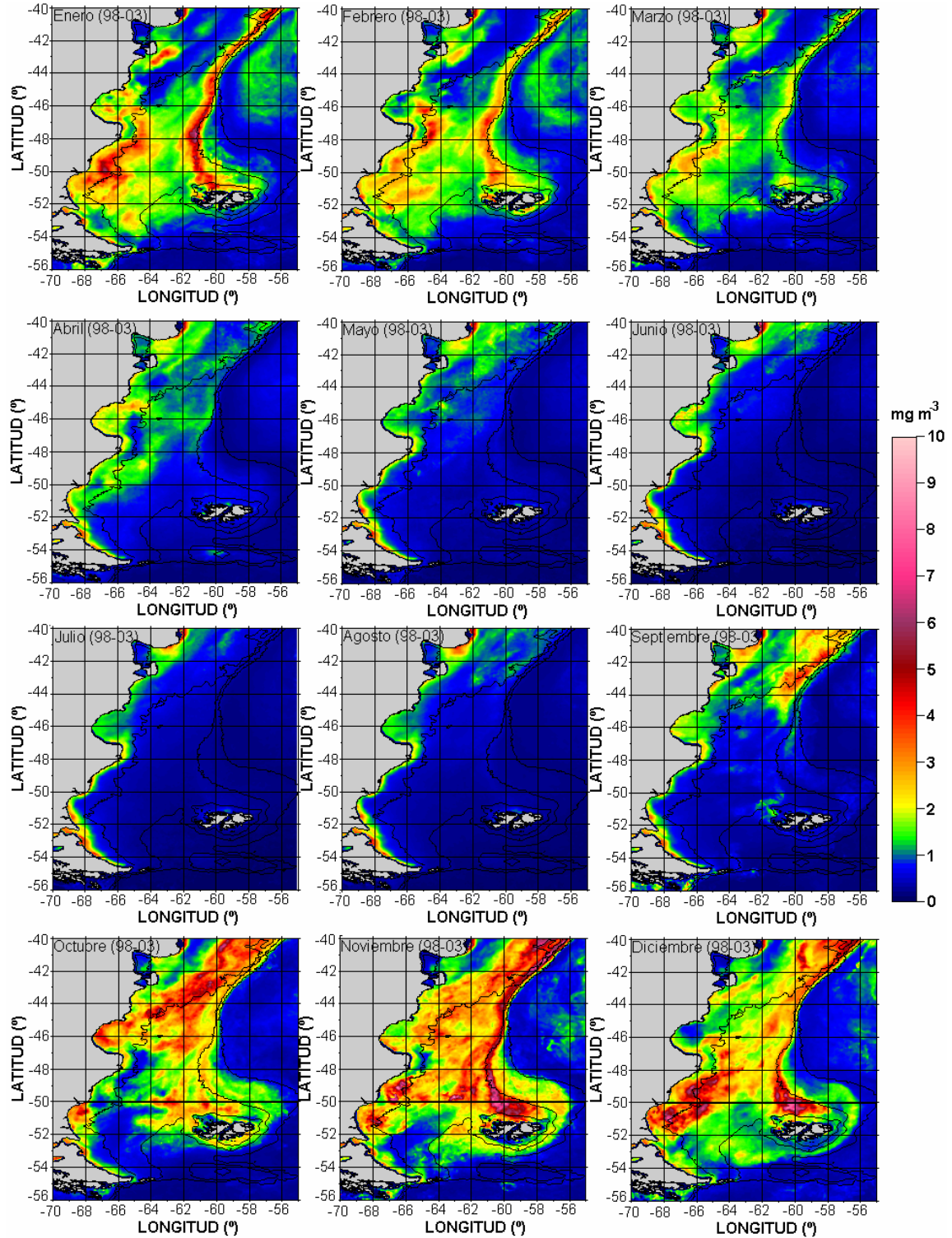


Figura 5.4. Promedios climatológicos mensuales de *Cl*a (mg m^{-3}) obtenidos a partir de las medias mensuales de datos SeaWiFS para el periodo enero 1998 - diciembre 2003. Se indican con línea continua las isobatas de 100, 200 y 1000 metros.

Si bien estas regiones no tienen un límite preciso y definido, se puede distinguir una al sur de los 47° S aproximadamente. Mientras que las otras tres, ubicadas al norte de dicha latitud, quedan distribuidas en tres áreas paralelas a la línea de costa, una en el borde externo de la plataforma o borde del talud, otra en la plataforma media y golfo San Jorge y la otra en la zona costera.

Zona sur de 47°

En esta zona se observan valores elevados de *Chl a* en primavera y verano (desde octubre hasta abril) con máximos relativos ($> 8 \text{ mg m}^{-3}$) en el sector sur del talud, asociado al frente de talud (figura 5.1), y en la zona de bahía Grande y el norte de las islas Malvinas, seguramente asociados a los frentes de marea identificados en esas áreas (Glorioso y Flather 1995, Rivas y Dell'Archiprete 2000). En otoño e invierno la *Chl a* desciende progresivamente en toda la región y sólo en la costa de Tierra del Fuego y sur de Santa Cruz persisten valores apreciables ($> 1 \text{ mg m}^{-3}$). Estos valores altos, probablemente erróneos, pueden deberse a la presencia de material inorgánico en suspensión (sedimentos) y/o materia orgánica disuelta a lo largo de la costa patagónica sur. Esta región de la costa recibe grandes aportes terrígenos debidos a la presencia de los ríos Deseado, San Julián, Chico, Santa Cruz, Coig y Gallegos, así como del aporte de aguas más diluidas y con sedimentos finos provenientes del estrecho de Magallanes (figura 5.1). En este tipo de aguas ópticamente complejas (Caso-2), como se vio en los capítulos 2 y 3, las relaciones empíricas entre radiancias y *Chl a* dejan de valer y las estimaciones satelitales suelen diferir de los valores medidos. Las concentraciones elevadas observadas en regiones alejadas de las zonas frontales durante el verano, cuando la estratificación inhibe el flujo vertical de nutrientes, no resultan sencillas de interpretar a menos que exista algún otro mecanismo que impida el agotamiento de los nutrientes en la capa superficial. Glorioso y Flather (1995) han mostrado que el viento local y la depresión batimétrica existente entre las islas Malvinas y la isla de Tierra del Fuego producen un gran giro anticiclónico en el sur de bahía Grande. Su modelo predice que la divergencia asociada a dicho giro debería ser compensada con una surgencia de agua rica en nutrientes, tal como fue observado por Sanchez *et al.* (1995). Adicionalmente Krepper y Rivas (1979) encontraron que la estratificación de la columna de agua en el sector austral de la plataforma es controlada por la disminución de la temperatura con la profundidad; de hecho, los valores de salinidad son uniformes de superficie a fondo. La estratificación térmica se manifiesta, en los meses de diciembre y enero, hasta aproximadamente los 51° S, siendo prácticamente nula al sur de dicha latitud. Más recientemente Sabatini *et al.* (2004), utilizando datos hidrográficos colectados en la plataforma patagónica sur durante seis veranos (1994-2000), coincidieron en que la estructura

de la densidad de la columna de agua se vuelve casi homogénea al sur de los 51° S. Los mencionados autores identificaron la presencia de tres zonas frontales y la circulación asociada en una transecta transversal a la plataforma a la altura de bahía Grande a 51° S, sugiriendo la existencia de una zona de surgencia a 300 km de la costa. En ese caso la zona mezclada podría proveer los nutrientes y el flujo medio predominante hacia el NNE (Piola y Rivas 1997) el mecanismo advectivo necesario para mantener los valores altos de *Chl a* observados en toda la región. Todas las observaciones disponibles (Brandhorst y Castello 1971, Podestá 1997) coinciden en señalar que la región sur de la plataforma presenta valores elevados de *Chl a* desde la primavera hasta el otoño, quedando por dilucidar el mecanismo responsable de la provisión de nutrientes. Altas concentraciones de nitratos y fosfatos durante este periodo han sido encontradas por Brandhorst y Castello (1971) y más recientemente por Paparazzo (2003).

Al norte de 47° S se distinguieron tres zonas:

Plataforma exterior

Esta zona, aledaña a la isobata de 200 m, presenta elevadas concentraciones de *Chl a* desde septiembre (5 mg m⁻³), durante la floración de primavera, alcanzando valores altos en noviembre (8 mg m⁻³), hasta el otoño (marzo) con valores más bajos (~2 mg m⁻³). En las proximidades del talud continental las aguas subantárticas de la plataforma se encuentran con las aguas más frías, saladas y ricas en nutrientes de la corriente de Malvinas, dando origen a un frente termohalino conocido como frente de talud (figura 5.1). En las aguas de la corriente de Malvinas, ricas en nutrientes pero muy turbulentas, el crecimiento del fitoplancton se encuentra limitado por la profundidad de la capa de mezcla (Brandini *et al.* 2000). Hay dos procesos que permiten interpretar los valores observados: (1) el desarrollo de la termoclina estacional sobre la plataforma, que mantiene la capa superficial con un nivel adecuado de iluminación y (2) el aporte de nutrientes hacia la plataforma generado por el frente del talud. Debido a que la franja de alta concentración fitoplanctónica nunca se extiende más al norte que el extremo de la corriente de Malvinas (~39° S), Podestá (1997) asocia este fenómeno a las aguas de esta corriente, ricas en nutrientes. Acha *et al.* (2004) mencionan diferentes trabajos (Hubold 1980 a y b, Lutz y Carreto 1991 y Carreto *et al.* 1995) en donde se pone en evidencia a partir de mediciones *in situ* la presencia de una alta concentración de biomasa fitoplanctónica en esta zona del talud.

Plataforma media y golfo San Jorge

En esta zona se observa un aumento de la *Chl a* durante la floración de primavera. Esta comienza a desarrollarse en septiembre, alcanza su máxima

intensidad en octubre ($\sim 5 \text{ mg m}^{-3}$) y empieza a desvanecerse en noviembre. En el verano (de diciembre a marzo) los bajos valores observados pueden deberse al agotamiento de nutrientes de la capa de mezcla. En abril y mayo aumenta nuevamente la *Chl a* durante una floración de otoño, que sin embargo alcanza menor intensidad que la de primavera ($\sim 3 \text{ mg m}^{-3}$). Esta última parece propagarse de norte a sur, mientras que la de otoño parece hacerlo en el sentido contrario, de sur a norte.

Zona costera

Esta región presenta valores moderadamente altos ($> 1,5 \text{ mg m}^{-3}$) y casi uniformes a lo largo del año. En el extremo sur de la boca del golfo San Jorge y al este de la península Valdés en verano se observan algunos máximos locales que seguramente están relacionados a los frentes de marea presentes en esas zonas (figura 5.1). La influencia de los ríos Negro y Colorado aparece en el extremo costero norte de las imágenes analizadas como un máximo relativo que se manifiesta a lo largo de todo el año. Sin embargo, en este caso resulta difícil determinar si la misma se debe a un aumento real de la *Chl a* (generada por un aporte local de nutrientes) o a la presencia de sedimentos en suspensión y/o materia orgánica disuelta que podrían influir en la señal que recibe el sensor. En el sector norte de la boca del golfo San Matías se observan valores elevados de *Chl a* ($2\text{-}4 \text{ mg m}^{-3}$) durante el invierno (julio y agosto) que, según Podestá (1997), se debe a la resuspensión de sedimentos originada por combinación de la baja profundidad de la boca del golfo y la mezcla producida por el viento y las mareas. El extremo noroeste del golfo San Matías no sigue este patrón general pues desde octubre o noviembre hasta marzo presenta valores bajos de *Chl a* ($< 0,5 \text{ mg m}^{-3}$) que pueden asociarse a un agotamiento de los nutrientes disponibles en la capa eufótica. Este comportamiento diferencial entre las regiones norte y sur del golfo San Matías es otra manifestación del sistema frontal previamente descrito para el mismo (Carreto *et al.* 1974, Piola y Scasso 1988, Rivas y Beier 1990, Gagliardini y Rivas 2004). El origen de este frente es atribuido al ingreso de agua de plataforma por el sector sur de la boca del golfo. Los valores relativamente elevados de *Chl a* observados en toda la zona costera en los meses de invierno no resultan compatibles con lo esperado teniendo en cuenta que la mezcla vertical de la columna de agua estaría limitando la disponibilidad de luz necesaria para la fotosíntesis. Sin embargo, en el extremo norte de la plataforma media también se observan valores altos en julio y agosto que, si bien son incompatibles con lo esperado dado la baja disponibilidad de luz, resultan coherentes con datos de campo medidos con anterioridad (campañas Pesquería IV en Proyecto de Desarrollo Pesquero 1968b y Carreto *et al.* 1981b).

Con el fin de visualizar la evolución de la *Cl_a* estacional en las diferentes zonas identificadas, se graficó la serie de tiempo de las medias climatológicas mensuales en cuatro sitios a lo largo de una transecta representativa de la región sur, a los 51° S (figura 5.5-*a*), y en tres sitios a lo largo de una transecta representativa de las regiones ubicadas al norte, a los 43° S (figura 5.6-*a*). También se graficó la evolución de la *Cl_a* en función del tiempo a lo largo de las dos transectas mencionadas aportando una mayor resolución espacial a lo largo de las mismas (figura 5.5-*b* y 5.6-*b*).

La serie temporal de los cuatro sitios elegidos y a lo largo de la transecta sur (figura 5.5) muestra una variabilidad estacional de la *Cl_a* bastante similar en toda la región, con valores altos desde la primavera (octubre) hasta el otoño (abril) y con valores bajos durante el resto del año, cuando la luz es el factor limitante del crecimiento del fitoplancton.

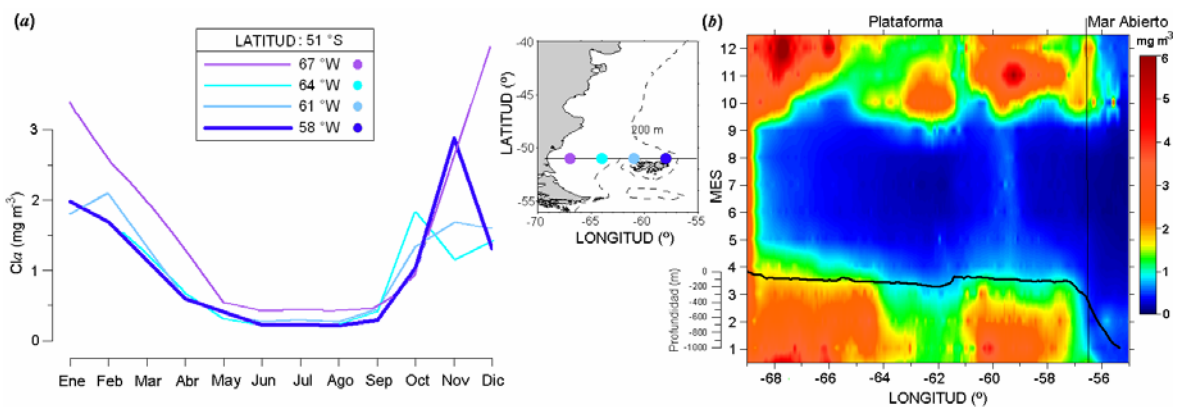


Figura 5.5. (a) Serie de tiempo del promedio climatológico mensual de la *Cl_a* satelital (SeaWiFS) en cuatro sitios representativos a lo largo de una transecta a 51° S (indicados en el mapa). (b) Promedio climatológico mensual de la *Cl_a* en la misma sección transversal graficada en función de la longitud y el tiempo. La línea negra corresponde a la batimetría.

El fitoplancton necesita de la disponibilidad de nutrientes para que puedan mantenerse altos los niveles de *Cl_a* durante el verano. En la zona más próxima a la costa y en el extremo noroeste de las islas Malvinas se han identificado frentes de marea (figura 5.1); en el extremo noreste de las islas Malvinas el aporte de nutrientes se origina del agua subantártica de la corriente homónima y en la plataforma central la circulación asociada al frente halino identificado por Sabatini *et al.* (2004) sería responsable de la surgencia de aguas ricas en nutrientes. Si bien la evolución de la *Cl_a* es similar en toda la región, existen algunas diferencias que vale la pena mencionar. La zona costera presenta valores altos durante todo el año (figura 5.5-*b*). Probablemente estos valores altos sean erróneos y se deban a la presencia de sedimentos en suspensión o materia orgánica disuelta, tal como se mencionó anteriormente. La amplitud del ciclo es diferente en los cuatro sitios elegidos (figura 5.5-*a*). En la región de la plataforma media (entre 63° y 61° W) se

puede identificar una floración fitoplanctónica en primavera. En verano, si bien se observan valores de *Cla* relativamente altos ($>1 \text{ mg m}^{-3}$), estos son más bajos que los encontrados en las aguas adyacentes de la plataforma. Esto indicaría que el aporte de nutrientes en la plataforma media durante los meses de verano es mucho menor que en las regiones adyacentes, influenciadas por los frentes de marea de la costa y de las islas Malvinas.

La serie temporal de la *Cla* satelital en los sitios elegidos y de la transecta en la zona norte (figura 5.6) muestra el comportamiento diferencial de la *Cla* en las tres regiones descritas anteriormente.

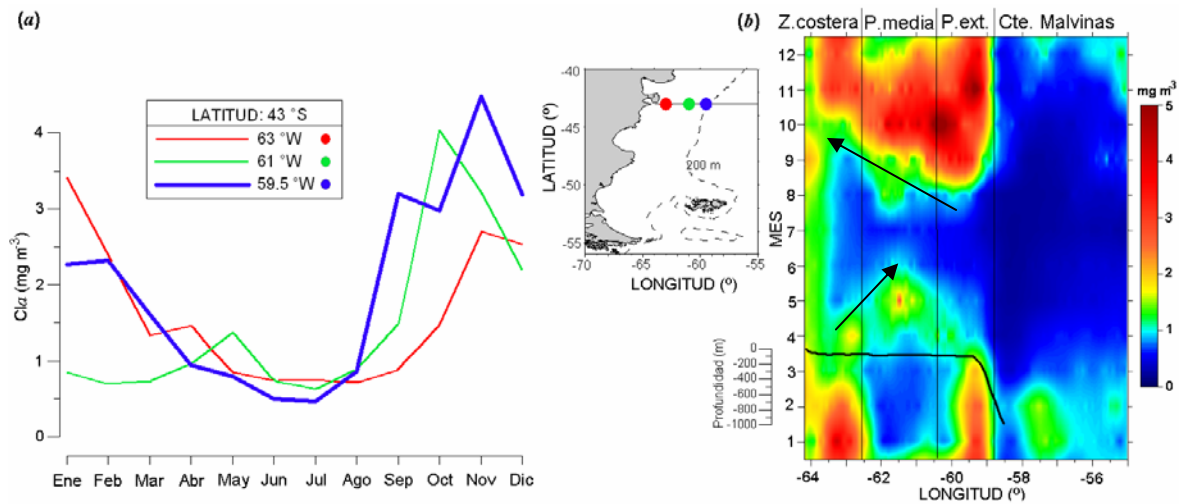


Figura 5.6. (a) Serie de tiempo del promedio climatológico mensual de la *Cla* satelital (SeaWiFS) en tres sitios a lo largo de una transecta a 43°S (indicados en el mapa). (b) Promedio climatológico mensual de la *Cla* en la misma sección transversal graficada en función de la longitud y el tiempo. La línea negra corresponde a la batimetría y las flechas al sentido de propagación de las floraciones.

El sitio ubicado cerca de la isobata de 200 m (en azul) muestra el mismo comportamiento que el descrito para la región ubicada al sur de 47° con valores altos de *Cla* desde septiembre hasta marzo ($> 2 \text{ mg m}^{-3}$). En la plataforma media (curva verde) se puede distinguir una floración de primavera (más importante) y una de otoño (más débil) y valores de *Cla* bajos durante el verano (cuando los nutrientes son el factor limitante) y en invierno (cuando la luz limita el crecimiento del fitoplancton). La zona costera (curva roja) muestra una menor amplitud estacional y los valores más altos se observan en el periodo primavera-verano, debido probablemente a la influencia del frente de mareas localizado al sudeste de la península Valdés. También se puede detectar en esta zona una floración de otoño más débil (abril). En esta figura se puede observar el sentido de propagación de las floraciones fitoplanctónicas. A comienzos de la primavera (agosto-septiembre) la floración comienza en la plataforma externa y en la media propagándose más tarde (octubre-noviembre) hacia la costa, mientras que la

floración de otoño comienza en la zona costera (marzo-abril) y continúa más tarde (mayo) en la plataforma media. Este esquema no coincide con lo propuesto en trabajos anteriores (Carreto *et al.* 1981b, Podestá 1997) que describen la propagación de la floración de primavera desde la zona costera hacia la plataforma externa. El sentido de propagación encontrado en el presente trabajo puede explicarse analizando el flujo superficial de calor del mar. La figura 5.7 se realizó utilizando valores del flujo superficial de calor en la interfase aire-mar estimado por el re-análisis de NCEP (Kalnay *et al.* 1996) para el período 1989-2001 en 21 nodos distribuidos sobre la plataforma. En esta figura se ha graficado la fecha en que el flujo superficial cambia de sentido indicando así el momento en que el mar comienza a calentarse (estratificarse) o a enfriarse (inicio de la convección vertical). Se puede observar que mientras la estratificación de primavera comienza a mediados de agosto en el sector norte, en el sur lo hace a mediados de septiembre y que la mezcla de la columna de agua por enfriamiento comienza primero en el sur (primera quincena de marzo) y llega al sector norte un mes más tarde. En consecuencia la propagación de la floración fitoplanctónica de primavera (desde el noreste hacia el sudoeste) y, en menor medida, las floraciones de otoño encontradas en este trabajo son consistentes con el sentido de desplazamiento que puede esperarse a partir del establecimiento y la erosión de la termoclina estacional.

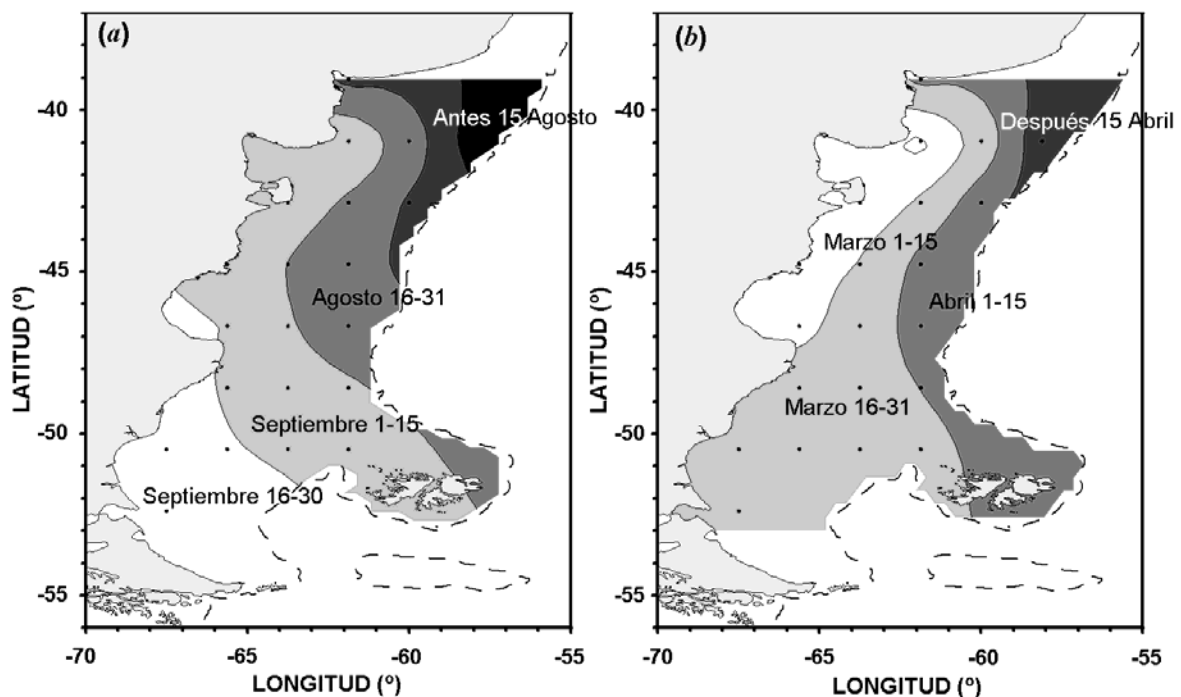


Figura 5.7. Momento del año que marca el comienzo del: (a) calentamiento y (b) enfriamiento de la superficie del mar. Se utilizaron datos de NCEP del flujo de calor en la interfase aire-agua en 21 nodos (círculos negros) para el período 1989-2001.

Considerando toda la región, puede observarse que los valores de *Cl_a* más altos encontrados en la región norte ocurren en septiembre-octubre, mientras que en la zona sur ocurren en noviembre-diciembre (figura 5.4). Esto muestra que el máximo de primavera se propaga, como fue mencionado anteriormente por Carreto *et al.* (1981b), en la dirección sur. A su vez, este sentido de propagación concuerda con el progreso de la estratificación de la columna de agua en la dirección meridional (figura 5.7-a).

5.4. Evolución temporal del promedio espacial de la *Cl_a* satelital

Con el fin de analizar la variabilidad interanual, se estimó el promedio espacial de la *Cl_a* en toda la región de estudio (de 40° a 56° S y desde 55° W a la costa) y sobre la plataforma patagónica (de 40° a 56° S y desde la isobata de 200 m a la costa) para cada uno de los 72 meses. En la figura 5.8 se muestra la evolución temporal de los promedios espaciales de *Cl_a* de toda la región (curva azul) y de la plataforma continental solamente (curva verde). Se puede apreciar que la forma de la serie temporal no se modifica mayormente al incluir la región oceánica, observándose sólo una disminución en los valores medios. Esto indica que es el sector somero de la plataforma el que sustenta la mayor parte de la biomasa de toda la región. La *Cl_a* media presenta un ciclo anual bien marcado con valores altos desde la primavera hasta el otoño.

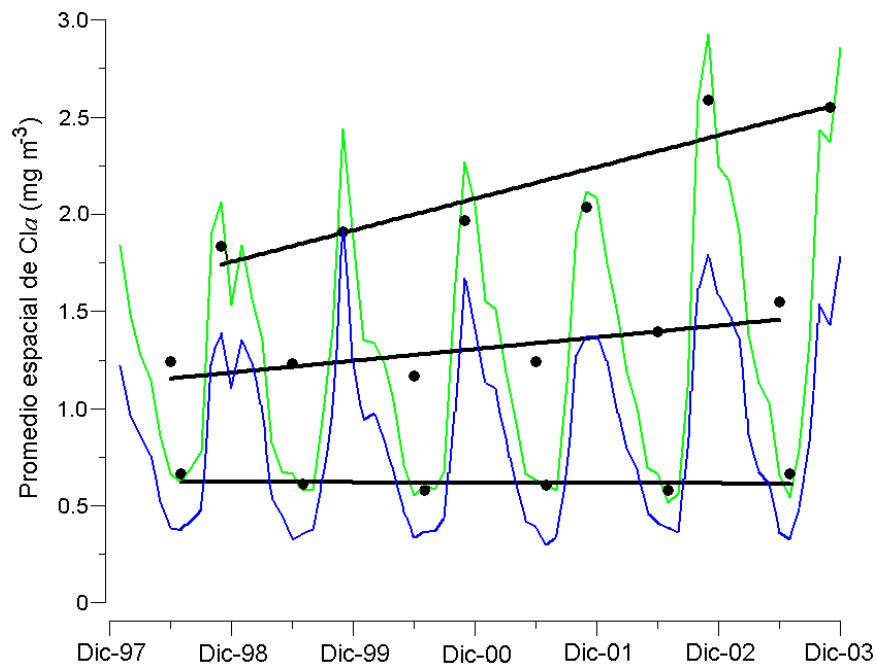


Figura 5.8. Evolución temporal de *Cl_a* promediada en el área de estudio (curva azul) y en la plataforma (< 200 m, curva verde). La recta superior muestra la tendencia del valor máximo de *Cl_a* en la plataforma (media de octubre-diciembre), la recta inferior del mínimo (promedio de junio-agosto) y la recta del medio corresponde al promedio anual (promedio de los 12 meses).

Gregg *et al.* (2005) encontraron que la *Cla* media global medida con sensores remotos experimentó un incremento del 4,1% en el período 1998-2003, que la mayor parte de ese incremento ocurre en las zonas someras (10,4%) y estiman que la plataforma patagónica es la región que más contribuye a este incremento, con un 67,8%. En la figura 5.8 se puede observar que el valor medio espacial de la *Cla* estimada en la plataforma (curva verde) muestra una tendencia creciente. Se calcularon los valores medios anuales del promedio espacial (promediando los 12 meses), las medias anuales de los máximos (promediando sólo los meses de octubre, noviembre y diciembre) y las medias anuales de los mínimos (promediando los meses de junio, julio y agosto) y se aplicó una regresión lineal a cada uno de estos tres juegos de 6 datos (rectas en la figura 5.8). Los resultados obtenidos indican que el incremento porcentual (estimado como la pendiente de la recta multiplicada por el incremento del tiempo, 5 años, y dividido por el correspondiente valor medio) es menor que el estimado por Gregg *et al.* (2005) obteniéndose un 23,2% para la media anual, un 37,9% para los valores máximos y un valor levemente negativo (-0,2%) para los valores mínimos (tabla 5.1).

Tabla 5.1. Tendencia o incremento porcentual (Inc.%) de la *Cla* estimada a partir de imágenes SeaWiFS en la PCP (profundidad < 200 m) en el periodo de seis años analizado. También se muestra la pendiente y el error de la regresión lineal graficada en la figura 5.8, así como la media espacial.

	Pendiente	Error	Media	Incr. %
Media anual	0,060397	0,0154	1,305	23,2 %
Máximos (octubre, noviembre y diciembre)	0,162609	0,0241	2,148	37,9 %
Mínimos (junio, julio y agosto)	-0,00168	0,0067	0,6177	-0,2 %

Los resultados encontrados estarían indicando que la tendencia creciente, regulada por el incremento en los máximos, se debería a un aumento en la disponibilidad de nutrientes durante los meses cálidos cuando la columna de agua se encuentra estratificada. Para confirmar esta hipótesis sería necesario disponer de una larga serie de tiempo de datos de nutrientes. Sin embargo, esta hipótesis coincide con las especulaciones de Gregg *et al.* (2005) quienes asocian el incremento de *Cla* a una disminución de la TSM media en la plataforma patagónica (0,78° C en el período 1998-2003 según imágenes satelitales de TSM del sensor AVHRR) consistente con un incremento en las surgencias de aguas ricas en nutrientes.

5.4. Discusión y conclusiones

Una de las limitaciones que tiene la información obtenida con sensores remotos es el grado de confianza que puede esperarse de las estimaciones de las variables. En el capítulo 2 se encontró que en general los algoritmos globales y en particular

el OC4v4 utilizado para las imágenes SeaWiFS sobreestiman las bajas concentraciones de *Chl a* ($<1,0 \text{ mg m}^{-3}$) y subestiman las altas concentraciones ($>1,0 \text{ mg m}^{-3}$). Esto limita la interpretación de la distribución espacial de la *Chl a*, ya que reduce la intensidad de los gradientes espaciales y temporales. No obstante, en este trabajo se limitó al análisis de los patrones relativos, los que resultaron consistentes con datos de campo descritos previamente en la literatura.

Otra fuente de incertidumbre en los datos utilizados está asociada a la representatividad de las medias mensuales climáticas empleadas en el análisis. La nubosidad limita el número de datos, es por ello que en este trabajo se combinaron todos los datos disponibles para cada mes para obtener la correspondiente imagen promedio. Esta imagen no es el verdadero valor medio mensual pues en cada píxel se utilizan un número diferente de datos. Las floraciones de corta duración pueden afectar desproporcionadamente al valor medio mensual en una región de la imagen o ser omitidas por completo en otro sector de la misma. Posteriormente los seis promedios mensuales de cada mes fueron promediados para calcular las medias mensuales climáticas usadas en el análisis y, adicionalmente, se calculó la desviación estándar de estas medias. Estas desviaciones, que resultaron relativamente altas comparadas con los correspondientes valores medios climáticos, fueron usadas para estimar los errores estándar de las medias climáticas (dividiendo por la raíz cuadrada del número de datos) y el error relativo (volviendo a dividir ahora por el valor medio estimado). La figura 5.9 muestra el error relativo porcentual de las medias climáticas empleadas en el análisis de la evolución anual. Esta figura muestra que sólo en unos pocos píxeles aislados el error estimado supera el 75% y que sólo en algunas regiones pequeñas varía entre el 50 y el 75%. En la mayor parte de la zona de estudio (alrededor de un 80% en promedio) el error no supera el 25% y esto da consistencia a las medias climáticas empleadas.

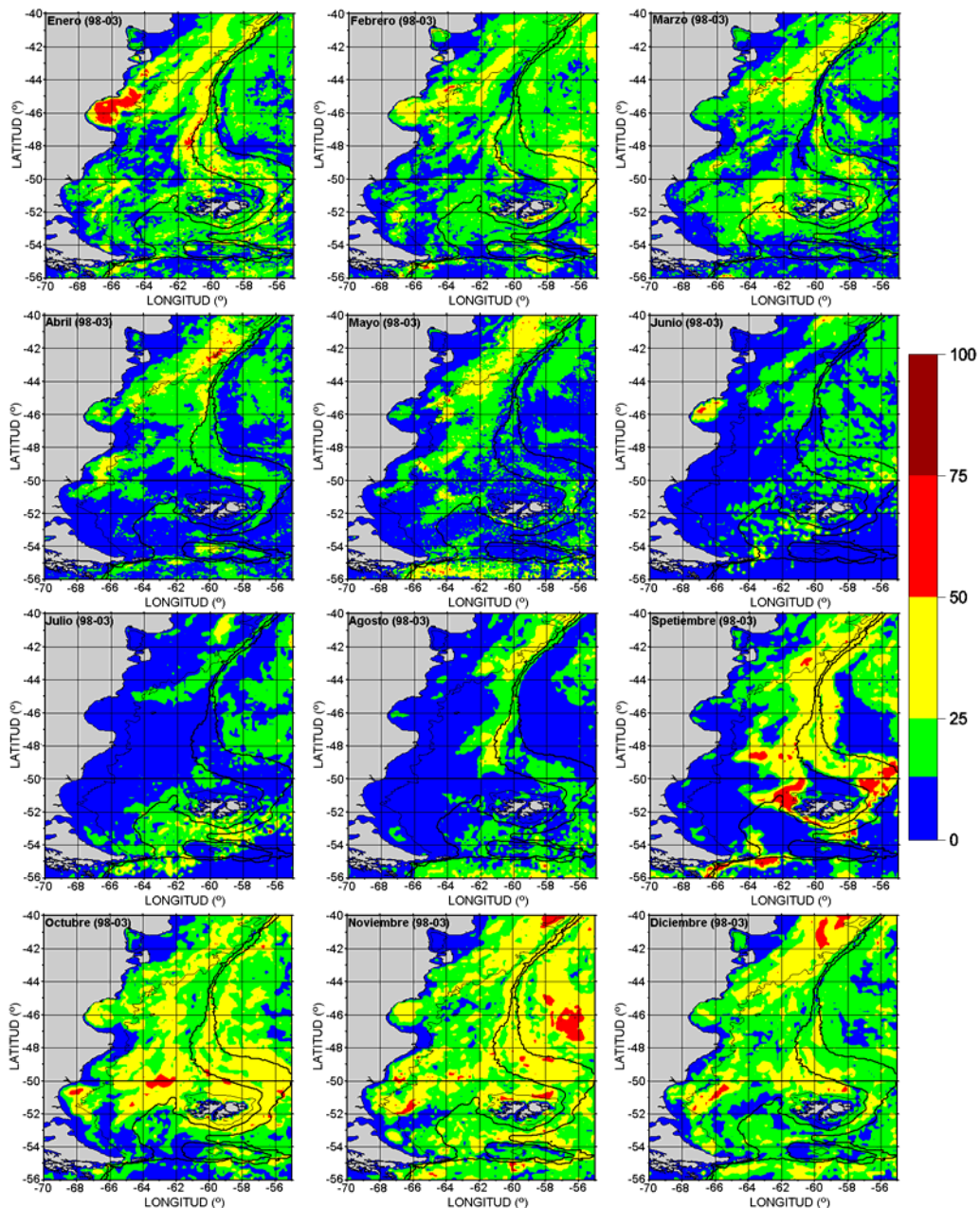


Figura 5.9. Error relativo porcentual de las medias mensuales climatológicas (ver definición en el texto). Se indican con línea continua las isobatas de 100, 200 y 1000 metros.

Los 6 años de la *Cla* de SeaWiFS analizados proveen una visión amplia y detallada de la evolución estacional y de la variabilidad interanual de la *Cla* en la PCP. Las imágenes analizadas permitieron identificar el comportamiento diferencial de la zona sur de la plataforma, caracterizado por valores altos de *Cla* desde la primavera hasta el otoño, y del sector norte que exhibe tres regiones con características propias. La región externa, próxima a la isobata de 200 m, presenta valores altos desde la primavera hasta el otoño gracias a los nutrientes aportados por la corriente de Malvinas. La región central presenta un comportamiento típico de mares templados con dos floraciones, una en primavera más intensa y otra en otoño más débil, y valores bajos en verano (cuando la disponibilidad de nutrientes

es baja) e invierno (cuando el factor limitante es la luz). Por último, la región costera presenta variaciones estacionales de menor amplitud y se observan zonas aisladas con valores altos de *Chl a* asociados a zonas frontales, donde la estabilidad de la columna de agua cambia bruscamente de un lado al otro del frente.

Esta descripción general es consistente en términos generales con los patrones presentados en trabajos anteriores (Brandhorst y Castello 1971, Carreto *et al.* 1981 a y b, Podestá 1997), pero resulta más completa y detallada ya que utiliza datos que proveen una mayor cobertura y mejor resolución tanto espacial como temporal. La cobertura que brindan las imágenes SeaWiFS, por ejemplo, nos permitió interpretar y asociar el sentido de propagación de las floraciones de primavera y otoño con el intercambio de calor en la interfase aire-mar y los procesos de estratificación y erosión de la termoclina estacional, si bien el sentido de propagación encontrado no coincide con lo sugerido en trabajos anteriores (Carreto *et al.* 1981 a y b, Podestá 1997).

En la PCP existen zonas frontales de dimensiones relativamente reducidas que se encuentran asociadas a un aumento de la circulación vertical. Esto permite mantener altas concentraciones de nutrientes en la zona eufótica aún después de la floración de primavera. Como consecuencia de esto las zonas frontales son las responsables fundamentales de las concentraciones altas de *Chl a* superficial encontradas en el verano. De no ser por ellas toda la PCP tendría el comportamiento típico de mares templados con dos picos, uno en primavera y otro menos marcado en otoño. A partir de las medias mensuales climatológicas se estimó la concentración media mensual de la *Chl a* superficial promediada sobre toda la PCP (profundidades menores de 200 m) y se graficó su evolución anual (figura 5.10).

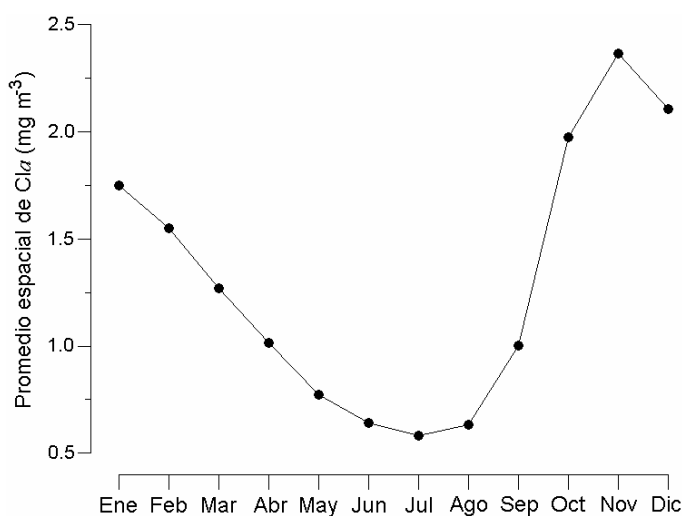


Figura 5.10. Concentración media mensual climatológica de la *Chl a* superficial promediada sobre la PCP (profundidad < 200 m).

En esta figura se puede observar que la PCP presenta un ciclo típico de zona frontal con valores altos desde primavera hasta otoño, de donde se destaca la importancia biológica de estas zonas frontales a pesar de su reducida extensión para el área de estudio.

CONSIDERACIONES FINALES

El presente trabajo de tesis demostró la capacidad y utilidad de los sensores remotos del *color del mar* para estimar la biomasa fitoplanctónica en la plataforma continental patagónica, de forma sinóptica y a una escala espacial y temporal imposible de obtener utilizando metodologías convencionales a bordo de buques. A lo largo de la presente tesis se analizaron en profundidad los principales pasos en el procesamiento de las imágenes de *color*: la corrección atmosférica de las imágenes satelitales, la evaluación de los productos obtenidos y el análisis de una serie de tiempo de 6 años de mapas de *Chl a* satelital como una de las posibles aplicaciones y uso de las mismas.

El proceso de corrección atmosférica es particularmente importante ya que la mayor parte (hasta un 80 ó 90%) de la señal recibida por los sensores que miden el *color del mar* es dispersada por la atmósfera o reflejada por la superficie del mar. En el presente trabajo se desarrolló por primera vez un algoritmo que permite corregir las imágenes obtenidas por el sensor MMRS a bordo del satélite argentino SAC-C debido a la presencia de la atmósfera. Se estimó así la reflectancia marina en la PCP y a partir de ella se puede obtener información cuantitativa sobre las sustancias presentes en la capa superficial del mar. Se discutieron las posibles fuentes de error y se planteó la necesidad de una calibración de los datos más confiable y actualizada que tuviera en cuenta, por ejemplo, el envejecimiento de los sensores.

Luego de la corrección atmosférica el paso siguiente en el procesamiento de las imágenes es la aplicación de algoritmos bioópticos para estimar un producto, en este caso, la concentración de *Chl a* (como estimador de la biomasa fitoplanctónica). Existen actualmente algoritmos empíricos estándar que se utilizan para estimar la concentración de *Chl a* en forma global, pero su validez en una determinada región debe ser analizada en forma local. En el presente trabajo se evaluó por primera vez la precisión de tres algoritmos globales y dos regionales (desarrollados con datos de regiones vecinas a la PCP) con datos de campo que cubrieron gran parte de la plataforma continental. El algoritmo global utilizado para las imágenes SeaWiFS OC4v4 fue el que mejor estimó la concentración medida *in situ*, resultando sus estimaciones mejores que las obtenidas a partir de los algoritmos regionales. En general, para todos los algoritmos evaluados se observó sistemáticamente una sobreestimación a bajas concentraciones y una subestimación para las

concentraciones altas de *Cla*. Un análisis regional permitió identificar aquellas donde las estimaciones satelitales son más confiables y otras donde el error es mayor y la interpretación de resultados debe hacerse con cautela. El trabajo realizado también mostró la necesidad e importancia de contar con datos de campo, tanto de la composición específica de la comunidad fitoplanctónica como de información bioóptica, para interpretar su impacto en las estimaciones satelitales de *Cla*.

Los mapas de *Cla* obtenidos luego de las mencionadas etapas de procesamiento han mostrado ser una herramienta de gran utilidad, con distintas aplicaciones en estudios tanto oceanográficos como biológicos. La disponibilidad en una larga serie de datos del *color del mar* (10 años del lanzamiento del sensor SeaWiFS) en áreas extensas y poco exploradas como el ASO y la plataforma patagónica en particular, permite analizar la evolución en el tiempo de la *Cla* e inferir tendencias que pueden ser útiles en la planificación de investigaciones futuras. Asimismo, esta información permite definir áreas de importancia ecológica en la zona de la plataforma y talud patagónicos para su manejo ecosistémico integrado y en forma sustentable. En el presente trabajo se utilizó una serie temporal de 6 años de imágenes SeaWiFS para caracterizar temporalmente la distribución de la *Cla* e identificar distintas regiones en la PCP. El análisis permitió determinar el comportamiento diferencial de la zona sur de la plataforma (sur de $\sim 47^\circ$ S), y tres regiones distribuidas en forma paralela a la costa al norte de dicha latitud. La descripción realizada es consistente con los patrones encontrados en trabajos anteriores, pero resultó más completa y detallada ya que se utilizaron datos con una mayor cobertura y mejor resolución tanto espacial como temporal. La evolución temporal del promedio espacial de la *Cla* sobre toda la plataforma mostró la importancia biológica (en términos de acumulación de biomasa fitoplanctónica) de las zonas frontales existente en la PCP, a pesar de su reducida extensión.

La integración de datos satelitales con datos *in situ* permite obtener información útil que no sería posible conseguir utilizando metodologías convencionales. Parte de los resultados obtenidos en este trabajo podrían ser utilizados junto con datos de campo en modelos que permitan estimar la productividad primaria; también podrían ser aplicados a estudios pesqueros, de conservación y climáticos. Así el presente estudio, además de contribuir al conocimiento de esta rica y extensa, aunque poco estudiada, área de nuestro país, abre también una puerta para explorar las aplicaciones antes mencionadas, las cuales son ciertamente interesantes líneas para futuras investigaciones.

REFERENCIAS

- Acha, E.M., Mianzan, H.W., Guerrero, R. A., Favero, M. y Bava, J. (2004). Marine fronts at the continental shelves of austral South America, physical and ecological processes. *Journal of Marine Systems*, 44: 83-105.
- Aiken J., Moore, G.F. y Holligan, P.M. (1992). Remote Sensing of Oceanic Biology in Relation to Global Climate Change, *J. Phycol.* 28: 579-590.
- Almandoz, G.O., Ferrario, M.E., Ferreyra, G.A., Schloss, I.R., Esteves, J.L., Paparazzo, F.E. (2007a). The genus *Pseudo-nitzschia* (Bacillariophyceae) in continental shelf waters of Argentina (Southwestern Atlantic Ocean, 38-55°S). *Harmful Algae* 6: 93-103.
- Almandoz, G.O., Ferreyra, G.A., Schloss, I.R., Dogliotti, A.I., Rupolo, V., Paparazzo, F.E., Esteves, J.L. y Ferrario, M.E. (2007b). Distribution and ecology of *Pseudo-nitzschia* species (Bacillariophyceae) in the Weddell Sea (Antarctica). *Polar Biology* (Aceptado en Septiembre 2007).
- Andersen, P. y Thronsen, J. (2003). Estimating cell number. In Manual on Harmful Marine Microalgae. Monographs on Oceanographic Methodology 11. Editores G.M. Hallegraeff, D.M. Anderson, y A.D. Cembella. pp. 99-129 (UNESCO, Paris).
- Armstrong, R.A., Gilbes, F., Guerrero, R., Lasta, C., Benavides, H. R. y Mianzan, H. (2004). Validation of SeaWiFS-derived chlorophyll for the Rio de la Plata Estuary and adjacent waters. *International Journal of Remote Sensing*, 25, (7-8): 1501-1505.
- Bailey, S. y Werdell, P. (2006). A multi-sensor approach for the on-orbit validation of ocean color satellite data products. *Remote Sensing of Environment*, 102: 12-23.
- Bailey, S.W., McClain, C.R., Werdell, P.J. y Schieber, B.D. (2000). Normalized water-leaving radiance and chlorophyll-a match-up analyses. In SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series, Volume 10: SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 2. NASA Tech. Memo. 2000-206892, Vol. 10, S.B. Hooker y E.R. Firestone (Eds), pp. 45-52. (Greenbelt, MD: NASA/Goddard Space Flight Center).
- Balech, E. (1949). Estudio crítico de las corrientes marinas. *Physis*, 20: 159-164.
- Balech, E. (1965). Nuevas contribuciones a los esquemas de circulación oceánica frente a la Argentina. *An. Acad. Brasil. Ciências*, Suplemento, 159-166.
- Balech, E. (1986). De nuevo sobre la oceanografía frente a la Argentina. *Serv. Hidrogr. Naval*, H-645, 23 pp.
- Balestrini C. F., A. R. Poisson, G. A. Ferreyra, M. F. Ferrario, B. Schauer, I. R. Schloss, D. A. Molina. H. Sala. A. A. Bianchi, D. Ruiz-Pino, A. R. Piola y M. Sarraceno. 2000. Project "Argau": Preliminary data-report. Dirección Nacional del Antártico. Contrib. 529: 1-29.
- Barbieri M.A., Naranjo, F., Yañez, E., Farías, M., Daneri, G. y Rojas, P. (1987). La pesquería artesanal del atún de aleta larga en la zona de Valparaíso y el satélite NOAA. *Invest. Marinas, Valparaíso* 15:41-61.
- Barré, N., Provost, C. y Saraceno, M. (2006) Spatial and temporal scales of the Brazil-Malvinas Current confluence documented by simultaneous

- MODIS Aqua 1.1-km resolution SST and color images. *Advances in Space Research*, 37: 770-786. doi:10.1016/j.asr.2005.09.026.
- Bava, J., Gagliardini, D.A., Dogliotti, A.I. y Lasta, C.A. (2002). Annual distribution and variability of remotely sensed sea surface temperature fronts in the Southwestern Atlantic Ocean. 29th International Symposium on Remote Sensing of the Environment, Int. Soc. For Remote Sens. of the Environ., 8-12 Abril 2002, Buenos Aires, Argentina.
- Bianchi, A.A., Bianucci, L., Piola, A.R., Ruiz Pino, D., Schloss, I., Poisson, A. y Balestrini, C.F. (2005). Vertical stratification and air-sea CO₂ fluxes in the Patagonian shelf. *Journal of Geophysical Research*, 110, C07003, doi:10.1029/2004JC002488.
- Bogazzi, E., Baldoni, A., Rivas, A., Martos, P., Reta, R., Orensanz, J.M., Lasta, M., Dell'Arciprete, P. y Werner, F. (2005). Spatial correspondence between areas of concentration of Patagonian scallop (*Zygochlamys patagonica*) and frontal systems in the Southwestern Atlantic. *Fisheries Oceanography*, 14, (5): 359-376.
- Boltovskoy, E. (1959). La corriente de Malvinas (un estudio en base a la investigación de foraminíferos). *Serv. Hidrogr. Naval*, H-1015, 96 pp + 3 láminas.
- Boltovskoy, E. (1968). Hidrología de las aguas superficiales en la parte occidental del Atlántico sur. *Rev. Mus.Cs. Nat. "B. Rivadavia"*, *Hidrobiol.*, 2: 199-224.
- Boltovskoy, E. (1970). Masas de agua (característica, distribución, movimientos) en la superficie del Atlántico Sudoeste, según indicadores biológicos. *Serv. Hidrogr. Naval*, H-643, 99 pp + 2 láminas.
- Boltovskoy, E. (1981). Masas de agua en el Atlántico Sudoccidental. En: Atlas del zooplancton del Atlántico Sudoccidental. Editor D. Boltovskoy. Inst. Nac. Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, Argentina. Pp: 227-237.
- Brandhorst, W. y Castello, J.P. (1971). Evaluación de los recursos de Anchoíta (*Engraulis anchoita*) frente a la Argentina y Uruguay. Proyecto de Desarrollo Pesquero (FAO). Serie Informes Técnicos. Pub. N° 29. Mar del Plata, Argentina.
- Brandini, F.P., Boltovskoy, D., Piola A., Kocmur, S., Röttgers, R., Abreau, P.C. y Lopes R.M. (2000). Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30 - 62 °S). *Deep Sea Research*, 1, (47): 1015-1033.
- Bratina, J., Kalemkarian, M., Ong, L., Lucero, R., Frulla, L., Milovich, J. y Etura, F. (2003). EO-1/SAC-C Joint Calibration Activities. AM Constellation Workshop - Third Anniversary of SAC-C and EO-1 Launch. Instituto del Servicio Exterior de la Nación Buenos Aires, Argentina. 3-5 Diciembre, 2003. (<http://www.conae.gov.ar/simposio/amconstellation.html>)
- Brown, E.A. (1966). *Modern Optics*, cap.3.pp.111-120, Ed. Reinhold Pub. Corp, 2ª edic., New York, 1966.

- Brown, C.W. y Podestá, G.P. (1997). Remote sensing of Coccolithophores Blooms in the Western South Atlantic Ocean. *Remote Sensing of Environment*, 60: 83-91.
- Brown, C.W. y Yoder, J.A. (1994). Coccolithophorid blooms in the global ocean. *Journal of Geophysical Research*, 99, C4: 7467-7482.
- Campagna, C., Quintana, F., Le Boeuf, B., Blackwell, S. y Crocker, D. (1998). Diving behaviour and foraging ecology of female southern elephant seals from Patagonia. *Aquatic Mammals*, 24.1: 1-11.
- Campbell, J.W. (1995). The lognormal distribution as a model for bio-optical variability in the sea. *Journal of Geophysical Research*, 100 (C7): 13237-13254.
- Carballo, S. y Hartmann, T. (2002). Flood monitoring in the Argentinean Pampean Region using SAC-C satellite images. 29th International Symposium on Remote Sensing of environment, Buenos Aires, Argentina. 8-12 Abril, 2002.
- Carder, K.L., Chen, F.R., Lee, Z.P., Hawes, S.K., y Kamykowski, D. (1999). Semianalytic Moderate-Resolution Imaging Spectrometer algorithms for chlorophyll-a and absorption with bio-optical domains based on nitrate depletion temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 104: 5403-5421.
- Carreto, J.I., Benavides, H.R., Negri, R.M. y Glorioso, P.D. (1986). Toxic red-tide in the Argentine Sea. Phytoplankton distribution and survival of the toxic dinoflagellate *Gonyaulax excavata* in a frontal area. *Journal of Plankton Research*, 8 (1): 15-28.
- Carreto, J.I., Carignan, M.O., Montoya, N.G. y Cucchi Colleoni, D.A. (2006). Dinámica del fitoplancton en el sistema frontal del golfo San Jorge. In VI Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar y XIV Coloquio de Oceanografía, 4-8 Diciembre 2006, Puerto Madryn, Argentina.
- Carreto, J.I., Lasta, M.L., Negri, R.M., Benavides, H., (1981a). Los fenómenos de marea roja y toxicidad de moluscos bivalvos en el Mar Argentino. Contrib. Inst. Nac. Investigación y. Desarrollo Pesquero (INIDEP) Mar del Plata, 399, 101 pp.
- Carreto, J.I., Lutz, V.A., Carignan, M.O., Cucchi Colleoni, A.D. y De Marco, S.G. (1995). Hydrography and chlorophyll-a in a transect from the coast to the shelf-break in the Argentinian Sea. *Continental Shelf Research*, 15: 315-336.
- Carreto, J.I., Negri, R., Benavides, H. (1981b). Fitoplancton, pigmentos y nutrientes. Resultados campañas III y IV del B/I "Shinkai Maru", 1978, In: Angelescu, V. (Ed.), Campañas de investigación pesquera realizadas en el Mar Argentino, años 1978 y 1979. Contrib. Inst. Nac. Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, Argentina, 383, pp. 181-201.
- Carreto, J.I., Verona, C.A., Casal, A.B. y Laborde, M.A. (1974). Fitoplancton, pigmentos y condiciones ecológicas del golfo San Matías III. C.I.C. Prov. Bs. As., Contrib. 237, Inst. Biol. Mar. de Mar del Plata. Informe 10, 49-76.
- Darecki, M. y Stramski, D. (2004). An evaluation of MODIS and SeaWiFS bio-optical algorithms in the Baltic Sea. *Remote Sensing of Environment*, 89: 326-350.

- Darecki, M., Kaczmarek, S. y Olszewski, J. (2005). SeaWiFS ocean colour chlorophyll algorithms for the southern Baltic Sea. *International Journal of Remote Sensing*, 26 (2), 247-260.
- Ding, K. y Gordon, H.R. (1994). Atmospheric correction of ocean color sensors: Effects of the Earth curvature. *Applied Optics*, 33 (30), 7096-7106.
- Dogliotti, A.I., Almandoz, G., Schloss, I.R., Gagliardini, D.A. y Ferrario, M. (2006). Evaluación de estimaciones satelitales de la concentración de clorofila en la plataforma continental patagónica (38-55° S). Presentación oral. VI Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, XIV Coloquio Argentino de Oceanografía. Pto. Madryn, Chubut, Argentina. 4 - 8 Diciembre, 2006.
- Dogliotti, A.I., Gagliardini, D.A. y Frouin, R. (2005). Atmospheric Correction of SAC-C MMRS Imagery For Ocean-Color Applications. Proc. SPIE Vol. 5885, 588502, Remote Sensing of the Coastal Oceanic Environment; Robert J. Frouin, Marcel Babin, Shubha Sathyendranath; Eds. Agosto 2005.
- Dogliotti, A.I., Schloss, I.R., Almandoz, G.O. y Gagliardini, D.A. Evaluation of SeaWiFS and MODIS chlorophyll-a products in the Argentinean Patagonian Continental Shelf (38°S-55°S). *International Journal of Remote Sensing* (Aceptado en Noviembre 2007).
- Duysens, L.M.N. (1956). The flattening effect of the absorption spectra of suspensions as compared to that of solutions. *Biochimica et Biophysica Acta*, 19, 1-12.
- Ehrlich, M.D. (2000). Distribución y abundancia de huevos, larvas y juveniles de merluza (*Merluccius hubbsi*) en la Zona Común de Pesca Argentino-Uruguaya 1996-1998. *Fren. Mar.* 18: 31-44.
- Feldman, G. C., Kuring, N., Ng, C., Esaias, W., McClain, C.R., Elrod, J., Maynard, N., Endres, D., Evans, R., Brown, J., Walsh, S., Carle, M., y Podesta, G. (1989), Ocean color: Availability of the global data set, *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, 70:634-641.
- Feldman, G. C., y C.R. McClain, Validation, Página de internet del Ocean Color, Eds. Kuring, N., Bailey, S. W., Thomas, D., Franz, B. F., Meister, G., Werdell, P. J., Eplee, R. E., MacDonald, M., Rubens, M. 04 January 2006. NASA Goddard Space Flight Center. Disponible on line en: <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/DOCS/> (ultimo acceso el 17 de Enero 2007).
- Forbes, M.C. y Garraffo, Z. (1988). A note on the mean seasonal transport on the Argentinian Shelf. *J. Geophys. Res.*, 93: 2311-2319.
- Frouin, R., Schwindling, M. y Deschamps, P.Y. (1996). Spectral reflectance of sea foam in the visible and near-infrared - in situ measurements and remote sensing implications. *Journal of Geophysical Research*, 101, 14361-14371.
- Gagliardini, D.A. y Rivas, A.L. (2004). Environmental characteristics of San Matías gulf obtained from Landsat - TM and ETM+ data. *Gayana*, 68(2), T I, 186:193.
- Gagliardini, D.A., Aliotta, S., Dogliotti, A.I. y Clemente Colón, P. (2005). Identification of bed forms through ERS-SAR images in San Matías Gulf, Argentina. *Journal of Coastal Research*, Vol. 21, No. 1, pp. 193-201.

- Gagliardini, D.A., Clemente Colón, P., Bava, J., Milovich, J.A. y L.A. Frulla. (2001). Complementary use of SAR and Thermal IR observations in the Brazil-Malvinas Confluence Region. *Canadian Journal of Remote Sensing*, Vol. 27, 6, 643-650.
- Gagliardini, D.A., Dogliotti, A.I., Karszenbaum, H. y F. Grings. (2004). Comparison of bathymetric features detected by ERS-2 SAR and Landsat TM data over San Matías Gulf, Argentina. *Gayana*, 68, 2, supl, p.201-208.
- Gaiero, D.M., Probst, J.L., Depetris, P.J. y Leleyter, L. (2003). Iron and other transition metals in Patagonian riverborne and windborne materials: Geochemical control and transport to the southern South Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67 (19), 3603– 3623.
- Gaiero, D.M., Brunet, F., Probst, J.L. y Depetris, P.J. (2007). A uniform isotopic and chemical signature of dust exported from Patagonia: Rock sources and occurrence in southern environments. *Chemical Geology*, 238, 107-120.
- García, M. y Chuvieco, E. (2004). Assessment of the potential of SAC-C/MMRS imagery for mapping burned areas in Spain. *Remote Sensing of Environment*, 92, 414-423.
- Garcia, C.A.E., Garcia, T.V.M. y McClain, C. (2005). Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans. *Remote Sensing of Environment*, 95, 125-137.
- Garcia, V.M.T., Signorini, S., Garcia, C.A.E. y McClain, C. (2006). Empirical and semi-analytical chlorophyll algorithms in the southwestern Atlantic coastal region (25-40°S and 60-45°W). *International Journal of Remote Sensing*, 27 (8), 1539-1562.
- Garver, S., y Siegel, D. (1997). Inherent optical property inversion of ocean color spectra and its biogeochemical interpretation: 1 time series from the Sargasso Sea. *Geophysical Research*, 102C, 18607- 18625.
- Gassó, S. y Stein, A.F. (2007). Does dust from Patagonia reach the sub-Antarctic Atlantic Ocean? *Geophysical Research Letters*, 34, L01801, doi:10.1029/2006GL027693.
- Gayoso, A.M. y Podestá, G.P. (1996). Surface hydrography and phytoplankton of the Brazil-Malvinas currents confluence. *J. Plankton Res.*, 18:941-951.
- Glorioso, P.D. (1987). Temperatura distribution related to shelf-sea fronts on the Patagonian shelf. *Continental Shelf Research*, 7, 1, 27-34.
- Glorioso, P.D. y Flather, R.A. (1995). A barotropic model of the currents off SE South America. *Journal of Geophysical Research*, 100, 13427-13440.
- Glorioso, P.D. y Simpson, J.H. (1994). Numerical modelling of the M2 tide on the northern Patagonian shelf. *Continental Shelf Research*, 14, 267-278.
- Goniadzki, D., Borús, J., Uriburu Quirno, M., Barría, G. y Vila, D. (2005). Uso integrado de información satelital y convencional para el análisis hidrológico - cuenca del río Ibicuí. XX Congreso Nacional de Agua: III Simposio de Recursos Hídricos del Cono Sur, Mendoza, Argentina. 9 - 13 de Mayo, 2005.
- Gonzalez-Silvera A., Santamaria-del-Angel, E., Garcia, V.M.T., Garcia, C.A.E., Millán-Nuñez, R. y Muller-Karger, F. (2004). Biogeographical regions of the tropical and subtropical Atlantic Ocean off South America:

- classification based on pigment (CZCS) and chlorophyll-a (SeaWiFS) variability. *Continental Shelf Research*, 24, 983-1000.
- Gordon, H.R. (1997). Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era. *Journal of Geophysical Research*, 102, 17081-17106.
- Gordon, H.R. y Wang, M. (1992). Surface-roughness considerations for atmospheric correction of ocean color sensors. I: The Rayleigh-scattering component. *Applied Optics*, 31, 4247-4260.
- Gordon, H.R. y Wang, M. (1994a). Retrieval of water-leaving radiance and aerosol optical thickness over the oceans with SeaWiFS: a preliminary algorithm. *Applied Optics*, 33, 443-452.
- Gordon, H.R. y Wang, M. (1994b). Influence of oceanic whitecaps on atmospheric correction of ocean-color sensors. *Applied Optics*, 33, 7754-7763.
- Gordon, H.R., Brown, J.W. y 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., Clark, D. K., Brown, J. W., Brown, O. B., Evans, R. H., y Broenkow, W. W. (1983). Phytoplankton pigment concentrations in the Middle Atlantic Bight: Comparison of ship determinations and CZCS estimates. *Applied Optics*, 22(1), 20-36.
- Gordon, H. R., Clark, D. K., Mueller, J. L., y Hovis, W. A. (1980), Phytoplankton pigments derived from the Nimbus-7 CZCS: initial comparisons with surface measurements, *Science*, 210:63-66.
- Gordon, H.R. y McCluney, W.R. (1975). Estimation of the depth of sunlight penetration in the sea for remote sensing. *Applied Optics*, 14, 413-416.
- Gregg, W.W. y Casey, N.W. (2004). Global and regional evaluation of the SeaWiFS chlorophyll data set, *Remote Sensing of Environment*, 93, 463-479.
- Gregg, W.W., Casey, N.W. y McClain, C.R. (2005). Recent trends in global ocean chlorophyll. *Geophysical Research Letters*, 32, L03606.
- Guerrero, R.A. y Piola, A.R. (1997). Masas de agua en la plataforma continental. En: El mar Argentino y sus recursos pesqueros. Tomo 1: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales Editado por E.E. Boschi. Inst. Nac. Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, Argentina. pp. 107-118.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framiñan, M.B., Lasta, C.A. (1997). Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17, (7): 727-742.
- Guerrero, R.A., Baldoni, A. y Benavides, H. (1999). Oceanographic conditions at the southern end of the Argentine Continental Slope. INIDEP Doc. Cient., 5:7-22.
- Hovis, W. A., Clark, D. K., Anderson, F., Austin, R.W., Wilson, W. H., Baker, E. T., Ball, D., Gordon, H.R., Mueller, J. L., Sayed, S. Y. E., Strum, B., Wrigley, R.C., y Yentsch, C. S. (1980). Nimbus 7 coastal zone color scanner: System description and initial imagery, *Science*, 210:60-63.

- Hubold, G. (1980a). Hydrography and plankton off Southern Brazil and Río de la Plata, August-November 1977. *Atlantica*, 4, 1-22.
- Hubold, G. (1980b). Second report on hydrography and plankton off Southern Brazil and Río de la Plata; Autumn cruise: April-June 1978. *Atlantica*, 4, 23-42.
- IOCCG, 2000, Remote sensing of ocean colour in coastal and other optically complex waters. Editado por Sathyendranath, S. Reporte N° 3 del International Ocean Colour Coordinating Group, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- IOCCG, 2006, Remote Sensing of Inherent Optical Properties: Fundamentals, Tests of Algorithms, and Applications. Editado por Lee, Z.-P. Reporte N° 5 del International Ocean Colour Coordinating Group, IOCCG, Dartmouth, Canada.
- Jeffrey, S. W. y Welschmeyer, N.A. (1997). Spectrophotometric and fluorometric equations in common use in oceanography. In *Phytoplankton pigments in oceanography: guidelines to modern methods*, S.W. Jeffrey, R.F. Mantoura y S.W. Wright (eds), pp. 597-615 (SCOR-UNESCO, Paris).
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Sha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Leetmaa, A., Reynolds, R., Jenne, R. y Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society* 77 (3), 437-471.
- Kirk, J.T.O. (1994). *Light and photosynthesis in aquatic ecosystems*. University Press, Cambridge.
- Kirk, J.T.O. (1975). A theoretical analysis of the contribution of algal cells to the attenuation of light within natural waters. I. General treatment of suspensions of pigmented cells, *New Phytologist*, 75, 11-20.
- Krepper, C.M. y Rivas, A.L. (1979). Análisis de las características oceanográficas de la zona austral de la Plataforma Continental Argentina y aguas adyacentes. *Acta Oceanographica Argentina*, Vol. 2 N°2, 55:82.
- Kwiatkowska, E. (2003). Comparisons of Daily Global Ocean Color Data Sets: MODIS Terra/Aqua and SeaWiFS. In *MODIS Validation, Data Merger and Other Activities Accomplished by SIMBIOS Project: 2002-2003*, TM-2003, edited by Fargion, G.S. y C. R. McClain, pp. 2-18, SIMBIOS Proj., (Greenbelt, MD: NASA Goddard Space Flight Center).
- Lavender, S. J. y Groom, S. B. (2001). The detection and mapping of algal blooms from space. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 197-201
- Lee, Z. P. y Hu, C. (2006). Global distribution of Case-1 waters: An analysis from SeaWiFS measurements. *Remote Sensing of Environment*, 101, 270-276.
- Loisel, H. y Morel, A. (2001). Non-isotropy of the upward radiance field in typical coastal (Case 2) waters. *International Journal of Remote Sensing*, 22, 275-295.
- Longhurst, A. (1995). Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Progress in Oceanography*, 36, 77-167.

- Longhurst, A. (1998) *Ecological Geography of the Sea* (Academic Press, London).
- Lusquiños, A.J. y Schrott, A.G. (1983). Corrientes en el Mar Epicontinental Argentino en invierno. Subsecretaría de Estado de Ciencia y Técnica, Programa Nacional de Recursos Naturales Renovables, Buenos Aires, 74 pp.
- Lutz, V.A. y Carreto, J.I. (1991). A new spectrofluorometric method for the determination of chlorophylls and degradation products and its application in two frontal areas of the Argentine Sea. *Continental Shelf Research*, 11(5), 433-451.
- Lutz, V.A., Subramaniam, A., Negri, R.M., Silva, R.I. y Carreto, J.I. (2002). Temporal variations in the bio-optical characteristics at a coastal station in the Southwestern Atlantic (Argentina). *Ocean Optics XVI: CD-ROM*, 13 pp.
- Lutz, V.A., Subramaniam, A., Negri, R.M., Silva, R.I. y Carreto, J.I. (2006). Annual variations in bio-optical properties at the 'Estación Permanente de Estudios Ambientales (EPEA)' coastal station, Argentina. *Continental Shelf Research*, 26, 1093-1112.
- Mandelli, E.F. (1965). Contribución al conocimiento de la producción orgánica primaria en aguas Sub-Antárticas (Océano Atlántico Sud-Occidental). *An. Acad. Brasil. Cien.*, 37:399-407.
- Mandelli, E.F. y Orlando, A.M. (1966). La producción orgánica primaria y las características fisicoquímicas de la Corriente de Malvinas. *Bol. Serv. Hid. Nav.*, 3: 185-196.
- Martos, P. y Piccolo, M.C. (1988). Hydrography of the Argentine continental shelf between 38° and 42°S. *Continental Shelf Research*, 8 (9): 1043-1056.
- McArdle, B.H. (1988). The structural relationship-regression in biology. *Canadian Journal of Zoology*, 66, 2329-2339.
- McClain, C.R., Barnes, R.A., Eplee, R.E., Franz, B.A., Hsu, N.C., Patt, F.S., Pietras, C.M., Robinson, W.D., Schieber, B.D., Schmidt, G.M., Wang, M., Bailey, S.W., Werdell, P.J. (2000). En *SeaWiFS Postlaunch Technical Report Series, Vol. 10, SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses, Part 2*, editado por S.B. Hooker y E.R. Firestone (NASA Tech. Memo. 2000-206892), pp. 45-52.
- McClain, C.R., Evans, R.H., Brown, J.W. y Darzi, M. (1995). Normalized Water-Leaving Radiance and Chlorophyll *a* Match-up Analyses. SeaWiFS quality control masks and flags: initial algorithms and implementation strategy. En *SeaWiFS Technical Report Series, Vol. 28, SeaWiFS Algorithms, Part 1*, editado por S.B. Hooker, C.R. McClain, y J.G. Acker, (NASA Tech. Memo. 104566), pp. 3-7.
- Mobley, C.D. (1994). *Light and Water: radiative transfer in natural waters*. Academic Press, New York.
- Montenegro, C., Gasparri, N.I., Karszembaun, H., Parmuchi, M.G., Strada, M. Minotti, P. y Pinazo, M. (2002). Determinación de áreas disturbadas en ecosistemas de bosque nativo de Argentina mediante sistemas satelitales

- de distintas resoluciones espaciales. 29th International Symposium on Remote Sensing of environment, Buenos Aires, Argentina. 8-12 Abril.
- Moore, K.D., Voss, K.J. y Gordon, H.R. (2000). Spectral reflectance of whitecaps: their contribution to water-leaving radiance. *Journal of Geophysical Research*, 105, 6493–6499.
- Morel, A. (1980). In-water and remote measurement of ocean color. *Boundary-Layer Meteorology*, 18, 177–201.
- Morel, A. (1988). Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case 1 waters). *Journal of Geophysical Research*, 93, 10749–10768.
- Morel, A. y Berthon, J.F. (1989). Surface pigments, algal biomass profile, and potential production of the euphotic layer: relationship investigated in view of remote sensing applications. *Limnology and Oceanography*, 34, 1545-1562.
- Morel, A., y Gentili, B. (1991). Diffuse reflectance of oceanic waters: Its dependence on sun angle as influenced by the molecular scattering contribution. *Applied Optics*, 30, 4427–4438.
- Morel, A., y Gentili, B. (1993). Diffuse reflectance of oceanic waters: II. Bidirectional aspects. *Applied Optics*, 32, 6864–6879.
- Morel, A., y Gentili, B. (1996). Diffuse reflectance of oceanic waters: III. Implication of bidirectionality for the remote-sensing problem. *Applied Optics*, 35, 4850–4862.
- Morel, A., y Maritorena, S. (2001). Bio-optical properties of oceanic waters: A reappraisal. *Journal of Geophysical Research*, 106, 7163-7180.
- Nelson, N.B., Siegel, D.A., Yoder, J.A. (2004). The spring bloom in the northwestern Sargasso Sea: spatial extent and relationship with winter mixing. *Deep-Sea Research II*, 51, 987–1000.
- O'Reilly, J.E., Maritorena, S., Mitchell, B.G., Siegel, D.A., Carder, K.L., Garver, S.A., Kahru, M. y McClain, C.R. (1998). Ocean color chlorophyll algorithms for SeaWiFS. *Journal of Geophysical Research*, 103, 24937– 24953.
- O'Reilly, J., et al. (2000). SeaWiFS postlaunch calibration and validation analyses: Part 3. NASA Tech. Memo., vol. 206892. Greenbelt, MD: National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center.
- Palma, E.D., Matano, R.P. y Piola, A.R. (2004). A numerical study of the southwestern Atlantic shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing. *Journal of Geophysical Research*, 109, C08014, doi:10.1029/2004JC002315.
- Paparazzo, F.E. (2003). Evolución de nutrientes inorgánicos en aguas oceánicas y su relación con la biomasa fitoplanctónica. Seminario de Licenciatura en Ciencias Biológicas, UNPSJB, sede Pto. Madryn, 90 pp.
- Parker, G., Paterlini, M.C. y Violante, R.A. (1997). El Fondo Marino. En: El Mar Argentino y sus recursos pesqueros, Tomo 1: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales. Editado por E.E. Boschi. Inst. Nac. Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, Argentina. Pp: 65-87.

- Patt, F.S. (2002). Navigation algorithms for the SeaWiFS mission. NASA Tech. Memo., vol. 206892. Greenbelt, MD: National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center.
- Patt, F.S., Barnes, R.A., R.E. Eplee, J., Franz, B. A., Robinson, W. D., Feldman, G. C., et al. (2003). Algorithm updates for the fourth SeaWiFS data reprocessing. NASA Tech. Memo., vol. 206892. Greenbelt, MD: National Aeronautics and Space Administration, Goddard Space Flight Center.
- Piola, A.R. y Garcia, O. (1993). Atlas oceanográfico de la Cuenca Argentina occidental y la plataforma continental lindante. *Serv. Hidrogr. Naval*, H-607, 267 pp.
- Piola, A.R. y Rivas, A.L. (1997). Corrientes en la Plataforma Continental. En: El Mar Argentino y sus recursos pesqueros, Tomo 1: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales Editado por E.E. Boschi. Inst. Nac. Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, Argentina. Pp: 119-132
- Piola, A.R. y Scasso, L.M. (1988). Circulación en el Golfo San Matías. *Geoacta*, 15, N°1, 33-51.
- Piola, A.R., Ferreira, G. y Balestrini, C.F. (2001) Proyecto ARGAU: medición de CO₂ y de parámetros físico-químicos y biológicos asociados, en el Atlántico Sur, Océano Austral y Antártida. *Boletín del Servicio de Hidrografía Naval*, Año IV, N° 1.
- Podestá, G.P. (1997). Utilización de datos satelitarios en investigaciones oceanográficas y pesqueras en el océano Atlántico Sudoccidental. In: El Mar Argentino y sus recursos pesqueros, TOMO 1: Antecedentes históricos de las exploraciones en el mar y las características ambientales (Edatdo por E.E. Boschi). Inst. Nac. Investigaciones y Desarrollo Pesquero (INIDEP), Mar del Plata, Argentina. Pp:195-222.
- Polovina, J.J., Howell, E., Kobayashi, D.R. y Seki, M.P. (2001). The transition zone chlorophyll front, a dynamic global feature defining migration and forage habitat for marine resources. *Progress in Oceanography*, 49: 469-483.
- Preisendorfer, R.W. (1961). Hydrologic optics, Vol 1: Introduction. Springfield: National Technical Information Service.
- Proyecto de Desarrollo Pesquero (1968a). Datos y resultados de las campañas Pesquería. Pesquería III. Serie Informes Técnicos, Pub. 10/III.
- Proyecto de Desarrollo Pesquero (1968b). Datos y resultados de las campañas Pesquería. Pesquería IV. Serie Informes Técnicos, Pub. 10/IV.
- Quintana, F. y Dell'Arciprete, P. (2002). Foraging grounds of Southern Giant Petrels (*Macronectes giganteus*) in the Patagonian shelf. *Polar Biology*, 25: 159-161.
- Rivas, A.L. (2006). Quantitative estimation of the influence of surface thermal fronts over chlorophyll concentration at the Patagonian shelf. *Journal of Marine Systems*, 63: 183-190.
- Rivas, A.L. y Beier, E.J. (1990). Temperature and salinity fields in the Northpatagonic Gulfs. *Oceanologica Acta*, 13, N°1: 15-20.

- Rivas, A.L. y Dell'Arciprete, P. (2000). Frentes térmicos en la plataforma Patagónica inferidos a partir de datos satelitales. IV Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Resúmenes, pp. 107.
- Rivas, A.L., Dogliotti, A.I. y Gagliardini, D.A. (2006). Satellite-measured surface chlorophyll variability in the Patagonian shelf. *Continental Shelf Research*, 26: 703-720. doi:10.1016/j.csr.2006.01.013.
- Robinson W.D., B.A. Franz, F.S. Patt, S.W. Bailey y P.J. Werdell, 2003: "Masks and Flags Updates." In: Patt, F.S., R.A. Barnes, R.E. Eplee, Jr., B.A. Franz, W.D. Robinson, G.C. Feldman, S.W. Bailey, J. Gales, P.J. Werdell, M. Wang, R. Frouin, R.P. Stumpf, R.A. Arnone, R.W. Gould, Jr., P.M. Martinolich, V. Rasibrahmanakul, J.E. O'Reilly y J.A. Yoder, 2003: Algorithm Updates for the fourth seaWiFS Data Reprocessing, NASA Tech. Memo. 2003-206892, Vol.22, S.B. Hooker y E.R. Firestone, Eds., NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, pag. 34-40.
- Romero, S.I., Piola, A.R., Charo, M. y Garcia, C.A.E. (2006). Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data. *Journal of Geophysical Research*, 111, C05021, doi:10.1029/2005JC003244.
- Sabatini, M. y Martos, P. (2002). Mesozooplankton features in a frontal area off northern Patagonia (Argentina) during spring 1995 and 1998. *Scientia Marina*, 66 (3): 215-232.
- Sabatini, M., Reta R. y Matano R. (2004). Circulation and zooplankton biomass distribution over the southern Patagonian shelf during late summer. *Continental Shelf Research*, 24: 1359-1373.
- Sánchez, R.P., Remeslo, A.V., Madirolas, A. y de Ciechowski, J.D. (1995). Distribution and abundance of post-larvae and juveniles of the Patagonian spratt, *Sprattus fuegensis*, and related hydrographic conditions. *Fisheries Research*, 23: 47-81.
- Saraceno, M., Provost, C. y Piola, A.R. (2005). On the relationship between satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, *Journal of Geophysical Research*, 110, C11016, doi:10.1029/2004JC002736.
- Saraceno, M., Provost, C. y Lebbah, M. (2006). Biophysical regions identification using an artificial neuronal network: A case study in the South Western Atlantic. *Advances in Space Research*, 37: 793-805.
- Saraceno, M.C., Provost, A.R., Piola, A., Gagliardini, D.A. y Bava, J. (2004). The Brazil-Malvinas Frontal System as seen from nine years of AVHRR data. *Journal of Geophysical Research*, 109. C5. C05027. doi:10.1029/2003JC002127.
- Sathyendranath, S., Cota, G., Stuart, V., Maass, H. y Platt, T. (2001). Remote sensing of phytoplankton pigments: a comparison of empirical and theoretical approaches. *International Journal of Remote Sensing*, 22 (2&3): 249-273.
- Sathyendranath, S., Gouveia, A.D., Shetye, S.R., Ravindram, P., Platt, T. (1991). Biological control of surface temperature in the Arabian Sea. *Nature*, 349: 54-56.

- Sathyendranath, S., Lazzara, L. y Prieur, L. (1987). Variations in the spectral values of specific absorption of phytoplankton. *Limnology and Oceanography*, 32 (2): 403-415.
- Schloss, I.R., Ferreyra, G.A., Ferrario, M.E., Almandoz, G.O., Codina, R., Bianchi, A.A., Balestrini, C.F., Ochoa, H.A., Ruiz, P.D. y Poisson, A. (2007). Role of plankton communities in the sea-air variation of pCO₂ in the SW Atlantic Ocean. *Marine Ecology Progress Series*, 332: 93-106.
- Shettle, E.P. y Fenn, R.W. Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties, Rep. AFGL-TR-79-0214, (U.S. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, Mass.,1979).
- Siegel, D.A., Wang, M., Maritorena, S., y Robinson, W. (2000). Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: the black pixel assumption. *Applied Optics*, 39: 3582-3591.
- Simpson, J.H. y Hunter, J.R. (1974). Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250: 404-406.
- Sokal, R.R., y Rohlf, F.J. (1995). Biometry: the principles and practice of statistics in biological research, 3rd ed. (San Francisco, W.H. Freeman).
- Strickland, J.D.H., y Parsons, T.R. (1972). A practical handbook of seawater analysis, Bull. 167, 311 pp., Fish. Res. Board of Can., Ottawa, Ont., Canada.
- Stumpf, R.P. (2001). Applications of Satellite Ocean Color Sensors for Monitoring and Predicting Harmful Algal Blooms. *Human Ecology Risk Assessment*: Vol.7, No. 5: 1363-1368.
- Tanré, D., Herman, M. Deschamps, P.Y. y de Leffe, A. (1979). Atmospheric modeling for space measurements of ground reflectances, including bidirectional properties. *Applied Optics*, 18, 21: 3587-3594.
- Texas A. & M. University, 1963. Dept. of Oceanography and Meteorology, Study of productivity in Drake passage (Southern Ocean). A. & M. Project 336, 56pp.
- Texas A. & M. University, 1964a. Dept. of Oceanography and Meteorology, IV Productivity studies along the Argentine coast, Drake passage and Weddell Sea. A. & M. Project 366, 45 pp.
- Texas A. & M. University, 1964b. Dept. of Oceanography and Meteorology, Primary production and standing crop of phytoplankton along the Argentine Coast, Drake passage and Bransfield strait. A. & M. Project 366, 76 pp.
- Utermöhl, H. (1958). Zur vervollkommnung der quantitativen phytoplanktonmethodik. *Mitt. Int. Ver. Theor. Angew. Limnol.*, 9: 1-38.
- Vermote, E.F., Tanré, D., Deuzé, J.L., Herman, M. y Morcrette, J.J. (1997). Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview. *IEEE Trans. Geos. Rem. Sen.*, 35: 675-686.
- Waluda, C.M., Rodhouse, P.G., Podestá, G.P., Trathan, P.N. y Pierce, G.J. (2001). Surface oceanography of the inferred hatching grounds of *Illex argentinus* (Cephalopoda: Ommastrephidae) and influences on recruitment variability. *Marine Biology*, 139: 671-679.

- Wang, M. (1999). A sensitivity study of SeaWiFS atmospheric correction algorithm: effects of spectral band variations. *Remote Sensing of Environment*, 67: 348-359.
- Wang, M., Franz, B.A., Barnes, R.A., y McClain, C.R. (2001). Effects of spectral bandpass on SeaWiFS-retrieved near-surface optical properties of the ocean. *Applied Optics*, 40(3): 343-348.
- Werdell, P.J. y Bailey, S.W. (2005). An improved in-situ bio-optical data set for ocean color algorithm development and satellite data product validation. *Remote Sensing of Environment*, 98: 122-140.
- Yang, H. y Gordon, H. R. (1997). Remote sensing of ocean color: assessment of water-leaving radiance bidirectional effects on atmospheric diffuse transmittance," *Applied Optics*, 36: 7887-7897.
- Yañez E., A. Gonzalez, y Barbieri, M.A. (1995). Estructura térmica superficial del mar asociada a la distribución espacio-temporal de sardina y anchoveta en la zona norte de Chile entre 1987 y 1992. *Invest. Marinas, Valparaíso* 23: 123-147.
- Yañez E., C. Silva, M.A. Barbieri, y Nieto, K. (1996). Pesquería artesanal del pez espada y temperatura superficial del mar registrada con satélites NOAA en Chile central. *Invest. Marinas, Valparaíso* 24: 107-122.
- Yorio, P., Bertellotti, M. Gandini, P. y Frere, E. (1998). Kelp gulls *Larus dominicanus* breeding on the argentine coast: population status and relationship with coastal management and conservation. *Marine Ornithology*, 26: 11-18.
- Zaneveld, J.R.V. (1973). New developments of the theory of radiative transfer in the ocean. En *Optical Aspects of Oceanography*. Jerlov, N.G (ed.). Academic Press, London, 121-134.

APÉNDICE 1

SENSORES

SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field of view Sensor)

Satélite	OrbView-2 (EEUU)		
Agencia	Orbital Sciences Corporation / NASA (EEUU)		
Tiempo en operación	Agosto 1997 - presente		
Distribución de datos	NASA-GSFC, Ocean Color Web, http://oceancolor.gsfc.nasa.gov		
Características orbitales	Tipo órbita	heliosincrónica, casi polar	
	Órbita	descendente	
	Inclinación orbital	98,2°	
	Resolución(nadir)	LAC 1,1 km, GAC 4,5 km	
	Franja de barrido	2806 km	
	Hora cruce Ecuador	12 (mediodía)	
	Altura	705 km	
	Inclinación frontal	± 20°	
	Cuantificación	10 bits por pixel	
Calibración a bordo	Solar	sí	
	Lunar	sí	
	Lámpara	no	
Bandas espectrales	λ central (nm)	Ancho (nm)	NEΔL* (W m⁻² sr⁻¹ μm⁻¹)
	412	20	0,092
	443	20	0,077
	490	20	0,056
	510	20	0,049
	555	20	0,043
	670	20	0,031
	765	40	0,019
	865	40	0,015

*Noise Equivalent Radiance (Radiancia equivalente a ruido)

El satélite OrbView2 fue colocado en una órbita heliosincrónica el 1 de agosto de 1997, mediante el cohete Pegasus. El satélite se encuentra actualmente en órbita y el sensor SeaWiFS sigue obteniendo información sobre el *color del mar* en forma operacional, cumpliéndose así 10 años de funcionamiento.



MODIS-Aqua (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)

Satélite	Aqua (USA)		
Agencia	NASA (USA)		
Tiempo en operación	Mayo 2002 - presente		
Distribución de datos	NASA-GSFC, Ocean Color Web, http://oceancolor.gsfc.nasa.gov		
Características orbitales	Tipo órbita	heliosincrónica, casi polar	
	Orbita	ascendente	
	Inclinación orbital	98,2°	
	Resolución(nadir)	1 km	
	Franja de barrido	2330 km	
	Hora cruce Ecuador	1:30 pm	
	Altura	705 km	
	Inclinación frontal	no	
	Cuantificación	12 bits por pixel	
Calibración a bordo	Solar	Sí	
	Lunar	sí	
	Lámpara	sí	
Bandas espectrales	λ central (nm)	Ancho (nm)	NEAL* (W m⁻² sr⁻¹ μm⁻¹)
	412	15	0,048
	443	10	0,032
	488	10	0,025
	531	10	0,018
	551	10	0,019
	667	10	0,008
	678	10	0,007
	748	10	0,009
	869	15	0,006

*Noise Equivalent Radiance (Radiancia equivalente a ruido)

El satélite Aqua es parte de la llamada Constelación vespertina (entre la 1:30 y 1:38 pm) para la observación de la Tierra junto a los satélites Aura, Parosol, Calipso, CloudSat y OCO (este último será lanzado en 2008). Todos los satélites observan la misma región de la Tierra en forma sucesiva (ver hora de pasada en la figura A.1) pero cada satélite lleva sensores que miden diferentes propiedades que se complementan (aerosoles, nubes, temperatura, y humedad relativa). Esta configuración de observaciones permitirá entender como cambian las propiedades de los aerosoles y de las nubes a gran escala en respuesta a cambios en las condiciones ambientales. También permitirá determinar como influye el cambio de la distribución de los aerosoles y las nubes en el cambio climático con mayor claridad.

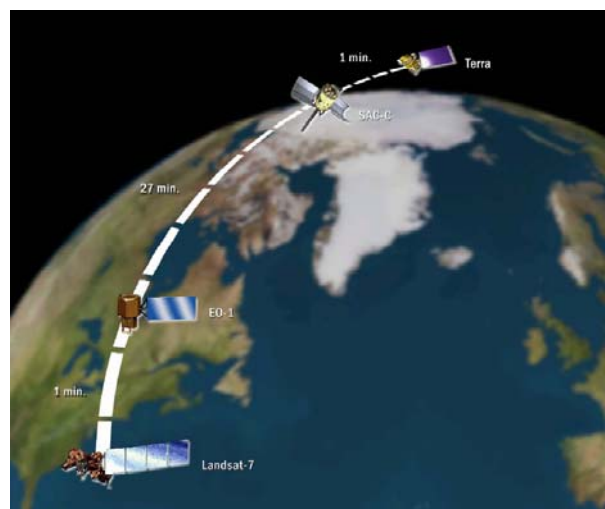


MMRS (Multispectral Medium Resolution Scanner)

Satélite	SAC-C (Argentina)		
Agencia	CONAE (Argentina)		
Tiempo en operación	Noviembre 2000- presente		
Distribución de datos	CONAE, http://www.conae.gov.ar		
Características orbitales	Tipo de órbita	heliosincrónica, cuasi polar	
	Orbita	descendente	
	Inclinación	98,2°	
	Resolución(nadir)	175 m	
	Franja de barrido	360 km	
	Hora cruce Ecuador	10:25 am	
	Altura	707 km	
	Inclinación frontal	no	
	Cuantificación	8 bits por pixel	
Calibración a bordo	Solar	no	
	Lunar	no	
	Lámpara	no	
Bandas espectrales	λ central (nm)	Ancho (nm)	NEΔ* (W m⁻² sr⁻¹ μm⁻¹)
	490	20	1,244
	555	20	2,278
	660	60	1,704
	815	40	1,749
	1625	150	0,228

*Noise Equivalent Radiance (Radiancia equivalente a ruido)

El satélite SAC-C pertenece a la constelación matutina (entre las 10:00 y 10.30 am) para la observación de la Tierra junto a los satélites Landsat 7, EO-1 y Terra.



APÉNDICE 2

PROGRAMA MODIFICADO DE SEADAS (get_chl.c)

```
#include <stdlib.h>
#include <math.h>
#include "l12_proto.h"

static float pi = PI;
static float chlmin = 0.0;
static float chlmax = 200.0;
static float chlb主ad = CHL_BAD;

float chl2pig(float chl)
{
    return( chl > chlmin ? 1.34*pow(chl,0.98) : chl);
}

float pig2chl(float chl)
{
    return( chl > chlmin ? pow(chl/1.34,1.0/0.98) : chl);
}

float get_pig_ndpi_seawifs(float nLw[], float Fo[])
{
    float pig = chlb主ad;
    float R443;
    float R490;
    float R555;
    float ndpi;
    float lpig;
    int ib443 = bindex_get(443);
    int ib490 = bindex_get(490);
    int ib555 = bindex_get(555);

    static float a1 = 0.27028;
    static float b1 = -1.06289;

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("pig_ndpi: incompatible sensor wavelengths (needs 443,
490, 555)\n");
        exit(1);
    }

    if (nLw[ib443] <= 0.0 || nLw[ib490] <= 0.0 || nLw[ib555] <= 0.0)
        return(pig);

    /* R(0-) = nLw * pi/Fo * 0.1986/foq */

    R443 = nLw[ib443] * (pi/Fo[ib443] * 0.1986/0.0936);
    R490 = nLw[ib490] * (pi/Fo[ib490] * 0.1986/0.0943);
    R555 = nLw[ib555] * (pi/Fo[ib555] * 0.1986/0.0931);

    ndpi = (R443 - R555) / R490;
    lpig = a1 + b1*ndpi;
}
```



```

    pig = pow(10.0,lpig);

    return (pig > chlmin ? pig : chlmin);
}

float get_pig_ndpi_octs(float nLw[], float Fo[])
{
    float pig = chlbad;
    float R443;
    float R490;
    float R565;
    float ndpi;
    float lpig;
    int  ib443 = bindex_get(443);
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib565 = bindex_get(565);

    static float a1 = 0.32277;
    static float b1 = -1.08741;

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib565 < 0) {
        printf("pig_ndpi: incompatible sensor wavelengths (needs 443,
490, 565)\n");
        exit(1);
    }

    if (nLw[ib443] <= 0.0 || nLw[ib490] <= 0.0 || nLw[ib565] <= 0.0)
        return(pig);

    /* R(0-) = nLw * pi/Fo * 0.1986/foq */

    R443 = nLw[ib443] * (pi/Fo[ib443] * 0.1986/0.0936);
    R490 = nLw[ib490] * (pi/Fo[ib490] * 0.1986/0.0943);
    R565 = nLw[ib565] * (pi/Fo[ib565] * 0.1986/0.0931);

    ndpi = (R443 - R565) / R490;
    lpig = a1 + b1*ndpi;
    pig = pow(10.0,lpig);

    return (pig > chlmin ? pig : chlmin);
}

float get_pig_ndpi_polder(float nLw[], float Fo[])
{
    float pig = chlbad;
    float R443;
    float R490;
    float R565;
    float ndpi;
    float lpig;
    int  ib443 = bindex_get(443);
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib565 = bindex_get(565);

    static float a1 = 0.31804;
    static float b1 = -1.04945;

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib565 < 0) {

```

```

        printf("pig_ndpi: incompatible sensor wavelengths (needs 443,
490, 565)\n");
        exit(1);
    }

    if (nLw[ib443] <= 0.0 || nLw[ib490] <= 0.0 || nLw[ib565] <= 0.0)
        return(pig);

    /* R(0-) = nLw * pi/Fo * 0.1986/foq */

    R443 = nLw[ib443] * (pi/Fo[ib443] * 0.1986/0.0936);
    R490 = nLw[ib490] * (pi/Fo[ib490] * 0.1986/0.0943);
    R565 = nLw[ib565] * (pi/Fo[ib565] * 0.1986/0.0931);

    ndpi = (R443 - R565) / R490;
    lpig = a1 + b1*ndpi;
    pig = pow(10.0,lpig);

    return (pig > chlmin ? pig : chlmin);
}

float get_chl_oc4v4(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbad;
    int  ib443 = bindex_get(443);
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib510 = bindex_get(510);
    int  ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs443;
    float Rrs490;
    float Rrs510;
    float Rrs555;

    static float a[] = {0.366,-3.067,1.930,0.649,-1.532};

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib510 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_oc4: incompatible sensor wavelengths (needs 443, 490,
510, 555)\n");
        printf("%d %d %d %d\n",ib443,ib490,ib510,ib555);
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs510 = nLw[ib510]/Fo[ib510];
    Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs490);

    /* We require Rrs555 to be positive, and we require that if any band
    goes negative, it must occur in order of wavelength */
    if (Rrs555 > 0.0 && Rrs510 > 0.0 &&
        (Rrs490 > 0.0 || Rrs443*Rrs490 > 0.0) &&
        minRrs > -0.001) {
        rat = MAX(MAX(Rrs443,Rrs490),Rrs510)/Rrs555;
        /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */
        if (rat > 0.21) {
            rat = log10(rat);

```

```

        chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4])))));
        chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
    }
}

return (chl);
}

float get_chl_oc4v4_mos(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbud;
    int    ib443 = bindex_get(443);
    int    ib485 = bindex_get(485);
    int    ib520 = bindex_get(520);
    int    ib570 = bindex_get(570);
    float Rrs443;
    float Rrs485;
    float Rrs520;
    float Rrs570;

    static float a[] = {0.401,-2.733,1.650,0.013,-0.629};

    if (ib443 < 0 || ib485 < 0 || ib520 < 0 || ib570 < 0) {
        printf("chl_oc4: incompatible sensor wavelengths (needs 443, 485,
520, 570)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs485 = nLw[ib485]/Fo[ib485];
    Rrs520 = nLw[ib520]/Fo[ib520];
    Rrs570 = nLw[ib570]/Fo[ib570];

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs485);

    /* We require Rrs570 to be positive, and we require that if any band
    goes negative, it must occur in order of wavelength */
    if (Rrs570 > 0.0 && Rrs520 > 0.0 &&
(Rrs485 > 0.0 || Rrs443*Rrs485 > 0.0) &&
minRrs > -0.001) {
        rat = MAX(MAX(Rrs443,Rrs485),Rrs520)/Rrs570;
        /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */
        if (rat > 0.21) {
            rat = log10(rat);
            chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4])))));
            chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        }
    }

    return (chl);
}

float get_chl_oc4v4_octs(float nLw[], float Fo[])

```

```

{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbad;
    int  ib443 = bindex_get(443);
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib520 = bindex_get(520);
    int  ib565 = bindex_get(565);
    float Rrs443;
    float Rrs490;
    float Rrs520;
    float Rrs565;

    static float a[] = {0.405, -2.900, 1.690, 0.530, -1.144};

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib520 < 0 || ib565 < 0) {
        printf("chl_oc4: incompatible sensor wavelengths (needs 443, 490,
510, 555)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs520 = nLw[ib520]/Fo[ib520];
    Rrs565 = nLw[ib565]/Fo[ib565];

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs490);

    /* We require Rrs565 to be positive, and we require that if any band
    goes negative, it must occur in order of wavelength */
    if (Rrs565 > 0.0 && Rrs520 > 0.0 &&
        (Rrs490 > 0.0 || Rrs443*Rrs490 > 0.0) &&
        minRrs > -0.001) {
        rat = MAX(MAX(Rrs443,Rrs490),Rrs520)/Rrs565;
        /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */
        if (rat > 0.21) {
            rat = log10(rat);
            chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4]))]));
            chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        }
    }

    return (chl);
}

float get_chl_oc3_czcs(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbad;
    int  ib443 = bindex_get(443);
    int  ib520 = bindex_get(520);
    int  ib550 = bindex_get(550);
    float Rrs443;
    float Rrs520;
    float Rrs550;

    static float a[] = {0.362,-4.066,5.125,-2.645,-0.597};

```

```

    if (ib443 < 0 || ib520 < 0 || ib550 < 0) {
        printf("chl_oc3: incompatible sensor wavelengths (needs 443, 520,
550)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs520 = nLw[ib520]/Fo[ib520];
    Rrs550 = nLw[ib550]/Fo[ib550];

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs520);

    /* We require Rrs550 to be positive, and we require that if any band
    goes negative, it must occur in order of wavelength */
    if (Rrs550 > 0.0 && Rrs520 > 0.0 && minRrs > -0.001) {
        rat = MAX(Rrs443,Rrs520)/Rrs550;
        /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */
        if (rat > 0.21) {
            rat = log10(rat);
            chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4])))));
            chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        }
    }

    return (chl);
}

```

```

float get_chl_oc3_modis(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbad;
    int  ib443 = bindex_get(443);
    int  ib488 = bindex_get(488);
    int  ib551 = bindex_get(551);
    float Rrs443;
    float Rrs488;
    float Rrs551;

    static float a[] = {0.283,-2.753,1.457,0.659,-1.403};

    if (ib443 < 0 || ib488 < 0 || ib551 < 0) {
        printf("chl_oc3: incompatible sensor wavelengths (needs 443, 520,
550)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs488 = nLw[ib488]/Fo[ib488];
    Rrs551 = nLw[ib551]/Fo[ib551];

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs488);

    /* We require Rrs551 to be positive, and we require that if any band
    goes negative, it must occur in order of wavelength */
    if (Rrs551 > 0.0 && Rrs488 > 0.0 && minRrs > -0.001) {
        rat = MAX(Rrs443,Rrs488)/Rrs551;
        /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */

```

```

        if (rat > 0.21) {
            rat = log10(rat);
            chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4]))));
            chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        }
    }
    return (chl);
}

float get_chl_oc3_seawifs(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbad;
    int    ib443 = bindex_get(443);
    int    ib490 = bindex_get(490);
    int    ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs443;
    float Rrs490;
    float Rrs555;
    float Rrs488;
    float Rrs550;

    /* using original MODIS center-band fit from O'Reilly */
    static float a[] = {0.283,-2.753,1.457,0.659,-1.403};

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_oc3: incompatible sensor wavelengths (needs 443, 490,
555)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

    /* Translating SeaWiFS band centers to MODIS (assume out-of-band
corrected) */

    /* based on regression from Morel model (J. Werdell) */
    /*
Rrs488 = pow(10.0,( log10(Rrs490) * 1.0564 + 0.1384 ));
Rrs550 = pow(10.0,( log10(Rrs555) * 0.9132 - 0.2156 ));
*/

    /* based on regression from NOMAD in situ data (J. Werdell) */
    Rrs488 = Rrs490;
    Rrs550 = pow(10.0, (log10(Rrs555) * 0.9729 - 0.0551 ));

    /* We require Rrs550 to be positive, and we require that if any band
goes negative, it must occur in order of wavelength */

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs488);
    if (Rrs550 > 0.0 && Rrs488 > 0.0 && minRrs > -0.001) {
        rat = MAX(Rrs443,Rrs488)/Rrs550;
        /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */

```

```

        if (rat > 0.21) {
            rat = log10(rat);
            chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4])))));
            chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        }
    }

    return (chl);
}

float get_chl_oc2v2(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float chl = chlbad;
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs490;
    float Rrs555;

    static float a[] = {0.2974,-2.2429,0.8358,-0.0077,-0.0929};

    if (ib490 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_oc2: incompatible sensor wavelengths (needs 490,
555)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

    if (Rrs490 > 0.0 && Rrs555 > 0.0 && Rrs490/Rrs555 <= 10.0) {
        rat = log10(Rrs490/Rrs555);
        chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*a[3]))))+a[4];
        return (chl > chlmin ? chl : chlmin);
    } else
        return (chl);
}

float get_chl_oc2v4(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float chl = chlbad;
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs490;
    float Rrs555;

    static float a[] = {0.319, -2.336, 0.879, -0.135, -0.071};

    if (ib490 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_oc2: incompatible sensor wavelengths (needs 490,
555)\n");
        exit(1);
    }
}

```

```

Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

if (Rrs490 > 0.0 && Rrs555 > 0.0 && Rrs490/Rrs555 <= 10.0) {
    rat = log10(Rrs490/Rrs555);
    chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*a[3]))))+a[4];
    return (chl > chlmin ? chl : chlmin);
} else
    return (chl);
}

float get_chl_oc2_octs(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float chl = chlbad;
    int    ib490 = bindex_get(490);
    int    ib565 = bindex_get(565);
    float Rrs490;
    float Rrs565;

    static float a[] = {0.3164,-2.1320,0.6303,0.0040,-0.0708};

    if (ib490 < 0 || ib565 < 0) {
        printf("chl_oc2: incompatible sensor wavelengths (needs 490,
565)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs565 = nLw[ib565]/Fo[ib565];

    if (Rrs490 > 0.0 && Rrs565 > 0.0 && Rrs490/Rrs565 <= 10.0) {
        rat = log10(Rrs490/Rrs565);
        chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*a[3]))))+a[4];
        return (chl > chlmin ? chl : chlmin);
    } else
        return (chl);
}

float get_chl_oc2_hmodis(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float chl = chlbad;
    int    ib469 = bindex_get(469);
    int    ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs469;
    float Rrs555;

    static float a[] = {0.2755, -1.6749, -0.04175, -0.4254};

    if (ib469 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_oc2: incompatible sensor wavelengths (needs 490,
555)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs469 = nLw[ib469]/Fo[ib469];
    Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

```



```

        if (Rrs469 > 0.0 && Rrs555 > 0.0 && Rrs469/Rrs555 <= 10.0) {
            rat = log10(Rrs469/Rrs555);
            chl = (float)
pow(10.0, (a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*a[3]))))+a[4];
            return (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        } else
            return (chl);
    }

float get_chl_octsc(float nLw[])
{
    float rat;
    float chl = chlbad;
    int    ib490 = bindex_get(490);
    int    ib520 = bindex_get(520);
    int    ib565 = bindex_get(565);

    if (ib490 < 0 || ib520 < 0 || ib565 < 0) {
        printf("chl_octsc: incompatible sensor wavelengths (needs 490,
520, 565)\n");
        exit(1);
    }

    if (nLw[ib490] > 0.0 && (nLw[ib520]+nLw[ib565]) > 0.0) {
        rat = log10((nLw[ib520] + nLw[ib565])/nLw[ib490]);
        chl = (float) pow(10.0, (-0.55006 + 3.497 * rat));
        return (chl > chlmin ? chl : chlmin);
    } else
        return (chl);
}

float get_chl_clark_modis(float nLw[])
{
    float x;
    float chl = chlbad;
    int    ib443 = bindex_get(443);
    int    ib488 = bindex_get(488);
    int    ib551 = bindex_get(551);

    static float a[] = {0.789273, -3.925523, 11.637764, -
27.157997, 27.936958, -10.398587};

    if (ib443 < 0 || ib488 < 0 || ib551 < 0) {
        printf("chl_clark: incompatible sensor wavelengths (needs 443,
488, 551)\n");
        exit(1);
    }

    if (nLw[ib443] <= 0.0 || nLw[ib488] <= 0.0 || nLw[ib551] <= 0.0)
        return(chl);

    x = log10((nLw[ib443]+nLw[ib488])/nLw[ib551]);
    chl = pow(10.0, (a[0] + x*(a[1] + x*(a[2] + x*(a[3] + x*(a[4] +
x*a[5]))))));

    return(MAX(chl, chlmin));
}

```

```

float get_chl_clark_seawifs(float nLw[])
{
    float x;
    float chl = chlbad;
    int    ib443 = bindex_get(443);
    int    ib490 = bindex_get(490);
    int    ib555 = bindex_get(555);

    static float a[] = {0.819199,-3.297494,7.683118,-17.612831
,18.692510,-7.302652};

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_clark: incompatible sensor wavelengths (needs 443,
490, 555)\n");
        exit(1);
    }

    if (nLw[ib443] <= 0.0 || nLw[ib490] <= 0.0 || nLw[ib555] <= 0.0)
        return(chl);

    x    = log10((nLw[ib443]+nLw[ib490])/nLw[ib555]);
    chl  = pow(10.0,(a[0] + x*(a[1] + x*(a[2] + x*(a[3] + x*(a[4] +
x*a[5]))))));

    return(MAX(chl,chlmin));
}

float get_chl_furgoc4(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float minRrs;
    float chl = chlbad;
    int    ib443 = bindex_get(443);
    int    ib490 = bindex_get(490);
    int    ib510 = bindex_get(510);
    int    ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs443;
    float Rrs490;
    float Rrs510;
    float Rrs555;

    static float a[] = {0.277,-3.192,7.446,-12.035,5.811};

    if (ib443 < 0 || ib490 < 0 || ib510 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_furgoc4: incompatible sensor wavelengths (needs 443,
490, 510, 555)\n");
        printf("%d %d %d %d\n",ib443,ib490,ib510,ib555);
        exit(1);
    }

    Rrs443 = nLw[ib443]/Fo[ib443];
    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs510 = nLw[ib510]/Fo[ib510];
    Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

    minRrs = MIN(Rrs443,Rrs490);

    /* We require Rrs555 to be positive, and we require that if any band
    goes negative, it must occur in order of wavelength */
    if (Rrs555 > 0.0 && Rrs510 > 0.0 &&

```

```

        (Rrs490 > 0.0 || Rrs443*Rrs490 > 0.0) &&
minRrs > -0.001) {
    rat = MAX(MAX(Rrs443,Rrs490),Rrs510)/Rrs555;
    /* Fail if ratio is unphysical (Rat=0.21 -> Chl=640) */
    if (rat > 0.21) {
        rat = log10(rat);
        chl = (float)
pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1]+rat*(a[2]+rat*(a[3]+rat*a[4]))));
        chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        chl = (chl < chlmax ? chl : chlmax);
    }
}

return (chl);
}

float get_chl_furgoc2(float nLw[], float Fo[])
{
    float rat;
    float chl = chlbad;
    int  ib490 = bindex_get(490);
    int  ib555 = bindex_get(555);
    float Rrs490;
    float Rrs555;

    static float a[] = {0.4552, -2.2841};

    if (ib490 < 0 || ib555 < 0) {
        printf("chl_furgoc2: incompatible sensor wavelengths (needs 490,
555)\n");
        exit(1);
    }

    Rrs490 = nLw[ib490]/Fo[ib490];
    Rrs555 = nLw[ib555]/Fo[ib555];

    if (Rrs490 > 0.0 && Rrs555 > 0.0 && Rrs490/Rrs555 <= 10.0) {
        rat = log10(Rrs490/Rrs555);
        chl = (float) pow(10.0,(a[0]+rat*(a[1])));
        chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        chl = (chl < chlmax ? chl : chlmax);
        return (chl);
    } else
        chl = (chl > chlmin ? chl : chlmin);
        chl = (chl < chlmax ? chl : chlmax);
        return (chl);
}

float get_default_chl(long sensorID, float nLw[], float Fo[])
{
    float chl = chlbad;

    switch (sensorID) {
        case SEAWIFS:
            chl = get_chl_oc4v4(nLw,Fo);
            break;
        case OCTS:
            chl = get_chl_oc4v4_octs(nLw,Fo);
            break;
        case MOS:

```

```

        chl = get_chl_oc4v4_mos(nLw, Fo);
        break;
    case POLDER:
        chl = get_chl_oc4v4_octs(nLw, Fo);
        break;
    case OSMI:
        chl = get_chl_oc2v2(nLw, Fo);
        break;
    case MODIST:
        chl = get_chl_oc3_modis(nLw, Fo);
        break;
    case MODISA:
        chl = get_chl_oc3_modis(nLw, Fo);
        break;
    case HMODIST:
        chl = get_chl_oc2_hmodis(nLw, Fo);
        break;
    case HMODISA:
        chl = get_chl_oc2_hmodis(nLw, Fo);
        break;
    case CZCS:
        chl = get_chl_oc3_czcs(nLw, Fo);
        break;
    default:
        chl = get_chl_oc4v4(nLw, Fo);
        break;
}

return(chl);
}

float get_default_chl_(long *sensorID, float nLw[], float Fo[])
{
    return get_default_chl(*sensorID, nLw, Fo);
}

void get_chl(l2str *l2rec, int prodnum, float prod[])
{
    long ip;
    long ib, iib, ipb;

    static float Fo[NBANDS];
    static int firstCall = 1;

    /* If nLw is corrected to nominal band-center wavelength */
    /* we normaliz Rrs with nominal band-center F0, else we */
    /* use the band-averaged F0 */
    if (firstCall) {
        firstCall = 0;
        for (ib=0; ib<l2rec->nbands; ib++) {
            iib = l2rec->bindx[ib];
            if (l2rec->input->outband_opt >= 2)
                Fo[iib] = l2rec->Fonom[iib];
            else
                Fo[iib] = l2rec->Fobar[iib];
        }
    }

    /*
*/

```

```

/* Compute desired products at each pixel */
/* */
for (ip=0; ip<l2rec->npix; ip++) {

    ipb = ip*NBANDS;

    switch (prodnum) {

        case DEFAULT_CHL:
            prod[ip] = get_default_chl(l2rec->sensorID,
                                      &l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;

        case CAT_chl_octsc:
            prod[ip] = get_chl_octsc(&l2rec->nLw[ipb]);
            break;

        case CAT_chl_oc2:
            switch (l2rec->sensorID) {
                case HMODISA:
                case HMODIST:
                    prod[ip] = get_chl_oc2_hmodis(&l2rec-
>nLw[ipb],Fo);
                    break;
                case SEAWIFS:
                    prod[ip] = get_chl_oc2v2(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                    break;
                case OCTS:
                    prod[ip] = get_chl_oc2_oc2s(&l2rec->nLw[ipb],
Fo);
                    break;
                case POLDER:
                    prod[ip] = get_chl_oc2_oc2s(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                    break;
                default:
                    prod[ip] = get_chl_oc2v2(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                    break;
            }
            break;

        case CAT_chl_oc3:
            switch (l2rec->sensorID) {
                case SEAWIFS:
                    prod[ip] = get_chl_oc3_seawifs(&l2rec-
>nLw[ipb],Fo);
                    break;
                case CZCS:
                    prod[ip] = get_chl_oc3_czcs(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                    break;
                default:
                    prod[ip] = get_chl_oc3_modis(&l2rec-
>nLw[ipb],Fo);
                    break;
            }
            break;

        case CAT_chl_oc4:
            switch (l2rec->sensorID) {
                case SEAWIFS:
                    prod[ip] = get_chl_oc4v4(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                    break;
            }
    }
}

```

```

        case MOS:
            prod[ip] = get_chl_oc4v4_mos(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;
        case OCTS:
            prod[ip] = get_chl_oc4v4_octs(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;
        case POLDER:
            prod[ip] = get_chl_oc4v4_octs(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;
        default:
            prod[ip] = get_chl_oc4v4(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;
    }
    break;

    case CAT_chl_ndpi:
        switch (l2rec->sensorID) {
            case SEAWIFS:
                prod[ip] = get_pig_ndpi_seawifs(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                break;
            case OCTS:
                prod[ip] = get_pig_ndpi_octs(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                break;
            case POLDER:
                prod[ip] = get_pig_ndpi_polder(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                break;
            default:
                break;
        }
        prod[ip] = pig2chl(prod[ip]);
        break;

    case CAT_chl_clark:
        switch (l2rec->sensorID) {
            case MODISA:
            case MODIST:
                prod[ip] = get_chl_clark_modis(&l2rec->nLw[ipb]);
                break;
            case SEAWIFS:
                prod[ip] = get_chl_clark_seawifs(&l2rec->nLw[ipb]);
                break;
            default:
                prod[ip] = chlbad;
                break;
        }
        break;

    case CAT_chl_furgoc4:
        switch (l2rec->sensorID) {
            case SEAWIFS:
                prod[ip] = get_chl_furgoc4(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
                break;
            default:
                prod[ip] = get_chl_furgoc4(&l2rec->nLw[ipb],Fo);

```

```

        break;
    }
    break;

case CAT_chl_furgoc2:
    switch (l2rec->sensorID) {
        case SEAWIFS:
            prod[ip] = get_chl_furgoc2(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;
        default:
            prod[ip] = get_chl_furgoc2(&l2rec->nLw[ipb],Fo);
            break;
    }
    break;

default:
    printf("Error: %s : Unknown product specifier:
%d\n",__FILE__,prodnum);
    exit(FATAL_ERROR);
    break;
}

if (prod[ip] == CHL_BAD)
    l2rec->flags[ip] |= CHLFAIL;
else if (prod[ip] > CHL_MAX || prod[ip] < CHL_MIN)
    l2rec->flags[ip] |= CHLRANGE;
}
}
}

```