



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES
DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Evaluación de la aplicabilidad de un algoritmo satelital global de turbidez en aguas turbias con alto contenido de fitoplancton mediante simulaciones numéricas y datos de campo

Tesis presentada para optar al título de Licenciado de la Universidad de Buenos Aires en el área de Ciencias Físicas

Santiago Scheiner

Directora: Dra. Ana Inés Dogliotti

Colaborador: Dr. Juan Ignacio Gossn

Lugar de trabajo: Instituto de Astronomía y Física del Espacio

Ciudad Autónoma de Buenos Aires, 2021

Resumen

La disminución de la calidad de las aguas costeras, estuarinas y continentales se ha convertido en un problema mundial preocupante a medida que las actividades antropogénicas se expanden y el cambio climático amenaza con causar importantes alteraciones en el ciclo hidrológico. Esta disminución se manifiesta en alteraciones en las características biológicas, físicas y químicas del agua natural, lo que vuelve fundamental el monitoreo de indicadores de calidad de agua como lo son la turbidez, la concentración de material particulado y de clorofila (utilizada como estimador de la biomasa fitoplanctónica).

El monitoreo de estas variables de manera directa resulta lento y costoso, por lo que uso de nuevas tecnologías para la observación de estos sistemas de manera remota resulta fundamental. En este sentido el sensoramiento remoto en la región óptica del espectro electromagnético (o color del mar) permite obtener información de las propiedades ópticas y biogeoquímicas - como la turbidez y la concentración del material particulado en suspensión - de la capa superficial del agua a partir de la variación espectral y de la amplitud de la reflectancia que proviene del agua.

En este trabajo se llevó a cabo una evaluación de las limitaciones de un algoritmo satelital de turbidez que utiliza las bandas roja e infrarroja del espectro mediante simulaciones y datos de campo de aguas ópticamente complejas como las del Río de la Plata. En particular, el trabajo tuvo por objetivo la simulación en forma hiperespectral de la reflectancia del agua e integrada en las bandas espectrales de un conjunto de sistemas satelitales en funcionamiento y en desarrollo, el análisis de la sensibilidad del algoritmo de turbidez y la evaluación de las características espectrales.

Los resultados mostraron el correcto funcionamiento del algoritmo de turbidez en el rango del infrarrojo cercano, así como sus limitaciones en el rango del rojo del espectro electromagnético para el cálculo de esta variable en el caso particular de aguas con alto contenido de clorofila.

Agradecimientos

Le agradezco en primer lugar a Ana, que me enseñó todo lo que sé de esta área, me hizo sentir parte del grupo de trabajo desde el primer momento, estuvo siempre que necesité una guía y sobre todo, me tuvo más paciencia de la yo me habría tenido.

Agradezco también a Juancho, que fue fundamental para mi trabajo en momentos cruciales y fue siempre muy generoso conmigo tanto en lo personal como en lo académico.

Finalmente, le doy las gracias a mi familia, que me acompañó desde el comienzo de este proceso, en mis dudas y certezas.

Índice

1. Introducción	6
1.1. Color del mar y sensoramiento remoto	6
1.2. Algoritmos de turbidez y material particulado en suspensión	7
1.3. Área de estudio: Río de la Plata	8
1.4. Sistemas satelitales utilizados	9
1.5. Motivación	9
1.6. Objetivos	10
1.7. Estructura de este trabajo	10
2. Marco teórico	11
2.1. Propiedades ópticas	11
2.1.1. Variables geométricas y propiedades ópticas aparentes (AOP)	11
2.1.2. Propiedades ópticas inherentes (IOP)	15
2.1.3. Aproximación qSSA	17
2.2. Teoría de transferencia radiativa	17
2.3. Hydrolight	20
2.4. Componentes ópticamente activas	21
3. Metodología	23
3.1. Modelos	23
3.2. Rango de variables de entrada utilizadas en las simulaciones	28
3.3. Automatización del software Hydrolight	29
3.4. Convoluciones de los sensores remotos	30
3.5. Evaluación de errores	32
3.6. Datos de campo	32
3.6.1. Instrumentos utilizados	32
3.6.2. Descripción de las campañas	34
3.7. Resumen de la metodología	35
4. Resultados y discusión	37
4.1. Simulaciones	37
4.2. Retrodispersión y reflectancia	37
4.3. Relación entre valores de reflectancia y concentraciones de las componentes	39
4.4. Estimación de SPM en relación a [CHL]	40
4.5. Error en la estimación del SPM debido a la presencia de partículas no-algales	42
5. Conclusiones y perspectivas	44
Referencias	50

Índice de figuras

1.	Imagen del Río de la Plata	9
2.	Definición de los ángulos solares y de observación	11
3.	Esquematación de las irradiancias descendente (E_d) y ascendente (E_u).	12
4.	Esquematación de la radiancia, $L(\theta, \phi)$, saliente de una superficie.	13
5.	Diferentes tipos de superficies reflectoras: difusa, especular y mixta.	14
6.	Visualización de diferentes funciones de dispersión en volumen en términos del ángulo respectivo a la dirección incidente, representada por la flecha negra.	16
7.	Procesos considerados en la teoría de transferencia radiativa	18
8.	Dispersión elástica en la teoría de transferencia radiativa	19
9.	CHL, CDOM y NAP en solución	22
10.	Curvas de absorción (a_W) y dispersión (b_W) del agua pura	24
11.	Coefficiente de atenuación específico de la CHL	25
12.	Curvas de absorción (a_{CHL}) y dispersión (b_{CHL}) de la CHL	25
13.	Curvas de absorción (a_{CDOM}) y dispersión (b) del CDOM	26
14.	Curvas de absorción (a_{NAP}) y dispersión (b_{NAP}) del NAP	27
15.	Funciones de Fournier-Forand	28
16.	Respuesta espectral de los sensores considerados	31
17.	Diagrama del turbidímetro HACH 2100Q is	33
18.	Disposición del radiómetro TriOS utilizada para las mediciones.	33
19.	Campaña del 25 de febrero de 2021.	35
20.	Visualización de la metodología	36
21.	Firmas del conjunto de simulaciones	37
22.	Resultados de reflectancia en función de la retrodispersión	38
23.	Resultados de reflectancia en las bandas <i>red</i> y <i>nir</i> para el sensor MA	39
24.	Resultados de SPM para el sensor MA	40
25.	Resultados de SPM para el sensor SMAR	41
26.	Error relativo para cada sensor	42

Índice de tablas

1.	Coefficientes de calibración para el algoritmo AD2015.	8
2.	Rango de concentraciones de clorofila-a	29
3.	Parámetros fijos para todas las simulaciones.	29
4.	Información más relevante de los sensores utilizados	30

1. Introducción

1.1. Color del mar y sensoramiento remoto

El *color del mar* es la rama de la óptica dedicada específicamente al estudio del color de cuerpos de agua naturales y la información que puede obtenerse a partir de las variaciones del mismo. Esta disciplina ha demostrado su capacidad de proveer información de las propiedades ópticas y biogeoquímicas de los océanos, lagos, lagunas, estuarios y ríos [1] [2] [3] a partir de la determinación de la radiancia espectral que proviene de la superficie de los mismos.

Los avances logrados tanto en tecnología espacial como en el grado de sofisticación de los algoritmos utilizados para extraer información biogeofísica de imágenes satelitales han posibilitado que este tipo de información pueda obtenerse utilizando sensores a bordo de plataformas satelitales, lo que simplifica la tarea y disminuye los costos del monitoreo. Es por este motivo que el área de *teledetección* o *sensoramiento remoto* haya adquirido una gran relevancia en las últimas décadas. Estas técnicas resultan muy fructíferas ya que permiten estimar la concentración de variables biogeofísicas como la concentración de clorofila-a (CHL), material particulado en suspensión (por sus siglas en inglés "suspended particulated matter": SPM) y turbidez (T) en áreas muy extensas y de manera periódica, resultando así una herramienta complementaria a las costosas mediciones de campo.

El sensoramiento remoto de la radiación electromagnética en la región óptica del espectro (*color del mar*) sobre cuerpos de agua naturales permite estimar la concentración de sustancias ópticamente activas - es decir, que tienen la capacidad de modificar la reflectancia, o coloquialmente el *color*, en dicha región del espectro - presentes en la capa superficial de los cuerpos de agua terrestres. Los datos satelitales del *color del mar* pueden ser utilizados para estudiar global y regionalmente la biósfera oceánica, su cambio en el tiempo y cómo se relaciona este cambio con las actividades antropogénicas, permitiendo detectar y cuantificar tendencias globales en las propiedades biogeoquímicas tanto estacionales como en escalas temporales de décadas. Asimismo, constituye una herramienta fundamental para la estimación de la producción primaria del *fitoplancton* (organismos acuáticos autótrofos con capacidad fotosintética y que viven dispersos en el agua) y que permite, junto con otras variables, delimitar zonas marinas de protección, como así también identificar potenciales zonas de pesca contribuyendo a un manejo sustentable de los recursos pesqueros [4]. De esta forma, la producción de mapas de la concentración de sustancias ópticamente activas ha demostrado ser de crucial importancia en diversas actividades económicas desarrolladas en entornos acuáticos, como la identificación de zonas potenciales de pesca, sistemas de alerta por floraciones algales nocivas, monitoreo de especies vegetales flotantes invasoras, control de actividades de dragado de canales portuarios, así como la generación de mapas de producción primaria con implicancias en el estudio del balance global de flujos de carbono [5].

La generación de mapas de variables biogeofísicas se lleva a cabo mediante algoritmos que convierten los mapas de energía radiante en valores de concentración de dichas variables biogeofísicas [6] [7]. Por este motivo, resulta necesario llevar a cabo mediciones de campo tanto de la reflectancia como de la variable biogeofísica a estimar, como por ejemplo el material particulado en suspensión o la turbidez, de modo que sea posible calibrar y validar la información provista por los sensores remotos una vez aplicados los algoritmos.

En particular, la determinación de la turbidez y del material particulado en suspensión resulta de importancia para el monitoreo de la calidad del agua ya que éstas variables actúan como indicadores del entorno óptico [7], así como un indicador fácilmente utilizable en aplicaciones de transporte de sedimentos [8].

Por otra parte, es importante considerar que el poder predictivo de la mayoría de los algoritmos de estimación de variables biogeofísicas a partir de sensores remotos de color estriba en gran parte en la disponibilidad de un gran número de mediciones de campo de buena calidad de dichas variables para la calibración de los algoritmos y la validación de

los productos satelitales.

1.2. Algoritmos de turbidez y material particulado en suspensión

La información que brindan los sensores a bordo de satélites lanzados con fines de monitoreo de aguas naturales, como los que miden el color del mar, permiten generar mapas de diferentes sustancias de manera remota, como la turbidez y concentración de partículas en suspensión.

Dadas las características particulares del Río de la Plata, alta concentración de partículas en suspensión, obtener información sinóptica y de alta resolución temporal de dicha variable con una baja relación costo-beneficio resulta de gran interés ya que permite entre otras cosas la evaluación del transporte de sedimentos (optimización de las operaciones de dragado, la comprensión de los cambios batimétricos/línea de costa), el monitoreo de calidad del agua (turbidez), la determinación de profundidad de la capa eufótica para la producción primaria, pesquerías, etc.

Las partículas de muestras naturales tienen tamaños característicos que varían en el rango 0.7-10 μm . Dichas partículas tienen un fuerte impacto en el balance radiativo del cuerpo de agua en el rango óptico, por lo que su determinación mediante sensores ópticos es posible [7].

La concentración de SPM es la razón entre la masa neta del material colectado en un filtro y el correspondiente volumen de agua filtrado, generalmente expresado en mg/l . El método utilizado se denomina *gravimétrico* y está descrito en Tilstone et al. (2003) [9] y basado en van der Linde (1998) [10].

Por su parte, la turbidez es una propiedad óptica que suele utilizarse como indicador de calidad de agua. Es una medición *nefelométrica* definida por la Organización Internacional de Normalización ISO 7027 (ISO, 1999) como la dispersión lateral a 90° de la luz (*sidescattering* - b_s) a 860 nm con respecto a la provocada por una sustancia patrón como la Formacina [11], expresada en *Formazine Nephelometric Units* (FNU).

Los algoritmos desarrollados para estimar la concentración del material particulado en suspensión (SPM) a partir de la reflectancia del agua (ρ_w) necesitan ser calibrados regionalmente ya que la reflectancia puede variar dependiendo no solo de la cantidad de material si no del tipo de partícula (tamaño y composición). Por ejemplo, no refleja lo mismo dos muestras que tienen la misma concentración de de partículas, e.g. 100 mg/l , si en una dominan partículas pequeñas (como arcillas) y en otra dominan las partículas grandes (como arenas). Las partículas más pequeñas dispersan más que las partículas más grandes aunque la concentración sea la misma. Por su parte, la turbidez, al ser una propiedad óptica (b_s), está más directamente relacionada con la reflectancia por lo que permite estimar dicha variable en cualquier cuerpo de agua independiente del tipo de partícula que se encuentre presente en el mismo. En tal sentido Dogliotti et al. (2015) han propuesto un algoritmo global (i.e. que no requiere calibración regional) que permite estimar la turbidez a partir de la reflectancia del agua y plantean el desarrollo de una relación regional de la relación T:SPM en el caso que se quiera obtener mapas de la variable SPM (generalmente utilizada en modelos de hidrodinámica).

En este trabajo se evaluó el algoritmo para el cálculo de la turbidez a partir de datos de reflectancia (AD2015) y se utilizó la relación T:SPM encontrada por Moreira et al. (2013) (DM2013) [12] con datos medidos en el Río de la Plata para la estimación de SPM a partir de turbidez, i.e. $SPM = 0,73 \cdot T$.

Algoritmo de Turbidez (AD2015)

El algoritmo utilizado en el presente trabajo fue descrito en Dogliotti et al. (2015) [6] (de aquí en más, «AD2015») y será explicado brevemente a continuación. El algoritmo, basado en el trabajo de Nechad et al. (2009) [13], fue desarrollado para la estimación de la T a partir de dos bandas del sensor MODIS cuya longitud de onda central se encuentran

en el rojo: 645nm (de aquí en más, *red*) y en el infrarrojo: 859nm (de aquí en más, *nir* –near-infrared–).

La relación semi-analítica del algoritmo es:

$$T = \frac{A_\lambda \rho_\lambda}{1 - \rho_\lambda / C_\lambda} \quad [FNU] \quad (1.1)$$

donde A_λ y C_λ son coeficientes de calibración que dependen de la banda $\{\lambda_i\}_i$, $i \in \{645, 859\}$ de la reflectancia. El coeficiente A_λ fue obtenido a partir de una regresión no-lineal utilizando datos de campo de T y ρ_w , mientras que C_λ se calibró utilizando propiedades ópticas inherentes (IOPs) «estándar», como se describe en Nechad et al.(2010) [7]. Las dos bandas que se utilizan corresponden a 645 nm (para valores de reflectancia $\rho_{645} < 0,05$) y 859 nm (para $\rho_{645} > 0,07$). Los valores para los coeficientes A_λ y C_λ para cada banda se muestran en la tabla 1.

λ [nm]	A_λ	C_λ
645	228.1	0.1641
859	3078.9	0.2112

Tabla 1: Coeficientes de calibración para el algoritmo AD2015.

Los valores 645 y 859 corresponden a las bandas del sensor MODIS-Aqua y fueron los utilizados para la calibración del algoritmo, lo que significa que los valores de A_λ y C_λ permanecieron fijos a lo largo del trabajo para las bandas *red* y *nir* respectivamente.

En la transición, se utiliza una combinación de ambas bandas que está dada por:

$$T = (1 - w) T_{645} + w T_{859} \quad (1.2)$$

donde T_{645} y T_{859} son los valores de turbidez calculados en las bandas de 645 nm y 859 nm respectivamente, y w es un peso que vale cero en $\rho_{645} = 0,05$, uno en $\rho_{645} = 0,07$, y varía linealmente entre esos valores.

1.3. Área de estudio: Río de la Plata

El Río de la Plata (RdP) es un estuario formado por la unión de los ríos Paraná y Uruguay y que sirve de frontera en su recorrido completo entre Argentina y Uruguay.

Su cuenca hidrográfica es la más extensa de América del Sur luego del Río Amazonas y recoge las aguas de los ríos Paraná, Paraguay, Uruguay, sus afluentes y diversos humedales, como el Pantanal, los Esteros del Iberá y el Bañado La Estrella. Con una longitud de 270 km, un ancho de más de 220 km en su boca y aguas poco profundas (con un máximo de 25 m de profundidad), se estima que la cantidad de sedimentos que transporta varía entre 80 y 160 millones de toneladas por año, lo cual lo lleva a ser uno de los ríos más turbios del mundo con valores de SPM que rondan entre 10 y 500 mg/L. En la figura 1 se muestra una imagen satelital del Río de la Plata donde se puede apreciar esta característica evidenciada por el color marrón de las aguas del río.

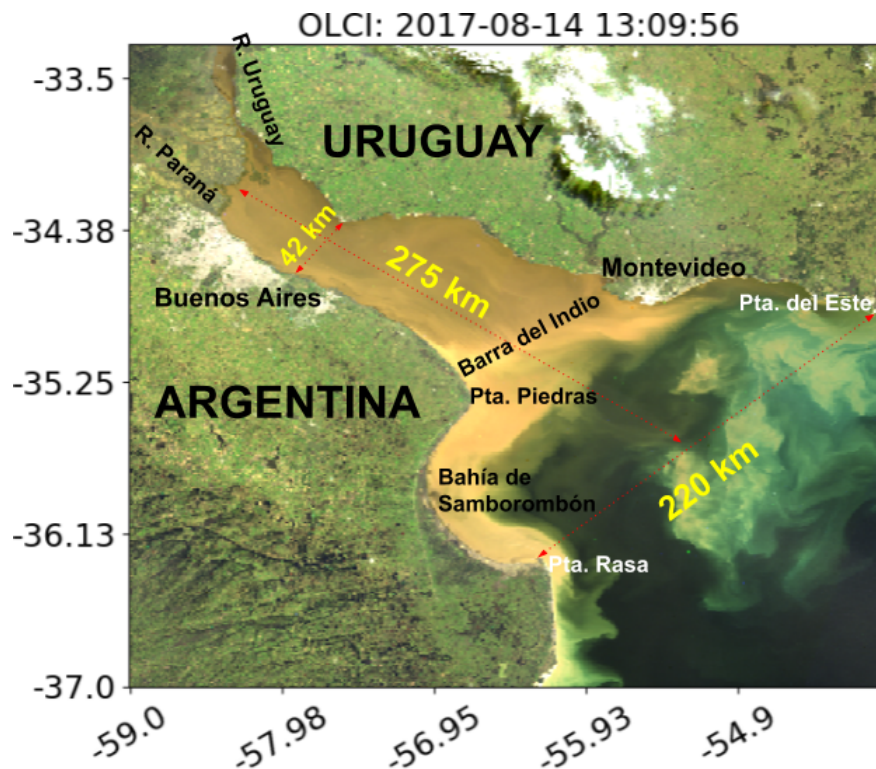


Figura 1: Imagen del Río de la Plata capturada en 2017 por el sensor OLCI (Ocean and Land Color Instrument, combinación RGB de bandas) a bordo del satélite Sentinel-3A.

La gran cantidad de sedimentos transportados por el Río de la Plata influye, entre otros, en los procesos sedimentológicos cuyo estudio y comprensión resulta importante para un número de aplicaciones en zonas costeras. A modo de ejemplo, varios estudios han utilizado datos de color del mar para determinar el área de influencia de la pluma de agua turbia del Río de la Plata sobre aguas costeras del Atlántico Sudoccidental adyacente al estuario [14] [15] [16] [17].

1.4. Sistemas satelitales utilizados

En este trabajo se evaluaron las bandas rojas e infrarrojas de diferentes sensores a bordo de satélites que se encuentran actualmente en órbita como: *MODIS* (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo del satélite Aqua (MA), *Multispectral Instrument* (MSI) a bordo del Sentinel-2, *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI) a bordo del Sentinel-3, *Operational Land Imager* (OLI) a bordo del Landsat-8 y *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (VIIRS) a bordo de los satélites Suomi National Polar-orbiting Partnership (Suomi NPP) y NOAA-20.

A este conjunto de sistemas satelitales se le suma la cámara VIS-NIR propuesta para la futura misión satelital Argentina-Brasileña del *color del mar* SABIA-Mar (Satélite Argentino-Brasileño para Información Ambiental del Mar), cuyo lanzamiento está planeado para el 2023 y que tendrá como objetivo el estudio de la biósfera oceánica, sus cambios en el tiempo y el efecto sobre estos que tiene la actividad humana [18].

1.5. Motivación

En el trabajo realizado en las materias Laboratorio 6 y Laboratorio 7 [19] se evaluó el desempeño del algoritmo general propuesto por Dogliotti et al. (2015) [6] utilizando datos de campo y se encontró que al utilizar la banda en el rojo, el algoritmo sub-estimaba los valores medidos de turbidez. Se hipotetizó entonces que esto podría deberse a la presencia de organismos fitoplanctónicos en el agua ya que poseen pigmentos que les permiten rea-

lizar la fotosíntesis, tales como la clorofila-a la que presenta dos picos de absorción, uno en el azul y otro en el rojo.

1.6. Objetivos

El objetivo general de esta tesis fue, por lo tanto, la evaluación de las limitaciones del algoritmo satelital de turbidez [6] en presencia de altas concentraciones de fitoplancton utilizando simulaciones y datos de campo. Para esto, se plantearon los siguientes objetivos específicos:

- simulación de la reflectancia que sale del agua en forma hiperespectral e integrada en las bandas espectrales correspondientes a diferentes sistemas satelitales actuales (como Aqua/MODIS, Sentinel-3/OLCI, Landsat-8/OLI, Sentinel-2/MSI) y futuros como el sensor de la misión SABIA-Mar, teniendo en cuenta diferentes condiciones típicas de aguas turbias como el Río de la Plata;
- análisis de sensibilidad del algoritmo de turbidez de Dogliotti et al. (2015) en relación a la concentración de clorofila-a;
- evaluación de las características espectrales de las bandas que permitieran mejorar la estimación de la turbidez.

1.7. Estructura de este trabajo

En la sección 2 se introducen los conceptos físicos y matemáticos fundamentales para el desarrollo de este trabajo en el área de teledetección. En primer lugar, se presentan las definiciones fundamentales para el trabajo, las aproximaciones realizadas y el desarrollo matemático de la teoría de transferencia radiativa en su versión escalar. Luego, se introduce el software Hydrolight para la resolución numérica de las ecuaciones de transferencia radiativa y las componentes ópticamente activas consideradas.

La sección 3 detalla la metodología utilizada a lo largo del trabajo: los modelos utilizados para la descripción de los sistemas, los procedimientos y parámetros utilizados, los procesos de automatización de las rutinas, los instrumentos utilizados en el campo y breve descripción de las campañas.

En la sección 4 se exponen y se discuten los resultados obtenidos en las simulaciones para retrodispersión y luego, se presentan y comentan los efectos de la presencia de clorofila en las aguas complejas sobre el desempeño de los algoritmos implementados.

Finalmente, en la sección 5 se presentan las conclusiones del trabajo y las perspectivas a futuro.

2. Marco teórico

2.1. Propiedades ópticas

El sensoramiento remoto es posible debido a la interacción del agua y los componentes disueltos con la luz solar. Para hacer posible la cuantificación de estos componentes, es necesario primero definir algunas variables geométricas y llevar a cabo una distinción entre las propiedades ópticas inherentes (IOP- *Inherent Optical Properties*) y las propiedades ópticas aparentes (AOP- *Apparent Optical Properties*) [20].

2.1.1. Variables geométricas y propiedades ópticas aparentes (AOP)

Las propiedades ópticas aparentes son aquellas que están influenciadas por de la distribución angular de la luz incidente así como la naturaleza y cantidad de las sustancias presentes en el medio.

El sensoramiento remoto 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. En el caso de los sensores pasivos (que utilizan como fuente de energía la luz solar), como es el caso de los que miden el color del mar, miden la radiación electromagnética que es reflejada o emitida por los objetos. Para cuantificar esta radiación es necesario entonces definir algunas propiedades ópticas aparentes que resultan fundamentales para el desarrollo del marco teórico de este trabajo.

Antes de hacer estas definiciones vale la pena aclarar que a lo largo de este trabajo se asumen en todo momento escenarios con campos de radiación estacionarios, por lo que se omite la dependencia del tiempo de las magnitudes presentadas.

- Variables geométricas de observación-iluminación

La convención usual utilizada en teledetección para determinar las direcciones de incidencia solar y de observación se muestra en la figura 2 donde se esquematiza el sistema sol-sensor en conjunto con los ángulos asociados a la geometría de observación-iluminación.

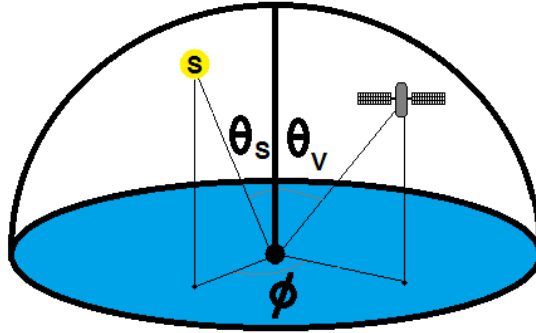


Figura 2: Definición de los ángulos cenitales (θ) solar y de observación (subíndices S y V , respectivamente) y acimutal relativo (ϕ), según la convención generalmente utilizada en teledetección.

En general, en teledetección se define la dirección en la cual se propaga la radiación en coordenadas esféricas, tomando como dirección polar el cenit, lo que significa que θ representa el ángulo cenital. El ángulo acimutal ϕ se mide desde el plano principal en sentido antihorario respecto del cenit, es decir, asumiendo un ángulo cenital solar $\phi_S = 0$. En el esquema de la figura 2, se determinan las dos direcciones más pertinentes: la del limbo solar y la de observación. De aquí en más, la dupla (θ, ϕ) , estará referida a una dirección campo genérica, que podrá ser identificada con la dirección en que se halle el sensor, (θ_V, ϕ_V) .

- Irradiancia

Si se considera un flujo de energía radiativa que atraviesa un diferencial dS de superficie plana, la tasa de flujo de energía radiativa por unidad de superficie se denomina *irradiancia*, E . Esta magnitud es expresada en términos de energía neta d^2U que atraviesa la superficie dS en el intervalo temporal $[t, t + dt]$, o bien la potencia neta $d\Phi$ o *flujo radiante* que atraviesa la superficie dS como:

$$E = \frac{d^2U}{dS dt} = \frac{d\Phi}{dS} \quad [W \cdot m^{-2}] \quad (2.1)$$

La cantidad $d\Phi$ es diferencial de primer orden, considerada *positiva* si el flujo radiante egresa del hemisferio superior (ascendente, u , suponiendo que la superficie sea horizontal) y *negativa* en caso contrario (descendente, d). Es conveniente separar el flujo radiante en dos aportes positivos según si es ascendente o descendente, $d\Phi_u$ y $d\Phi_d$, cada uno de los cuales aporta una cantidad positiva de energía. Las irradiancias ascendente y descendente se definen entonces como:

$$E_u = \frac{d\Phi_u}{dS}, \quad E_d = \frac{d\Phi_d}{dS} \quad [W \cdot m^{-2}] \quad (2.2)$$

El flujo radiante neto en la dirección ascendente es $d\Phi = d\Phi_u - d\Phi_d$. De la misma manera, la irradiancia neta es escrita como la diferencia entre dos cantidades positivas: $E = E_u - E_d$, siendo estas las medidas de toda la REM que sale y llega a una superficie, respectivamente (Figura 3).

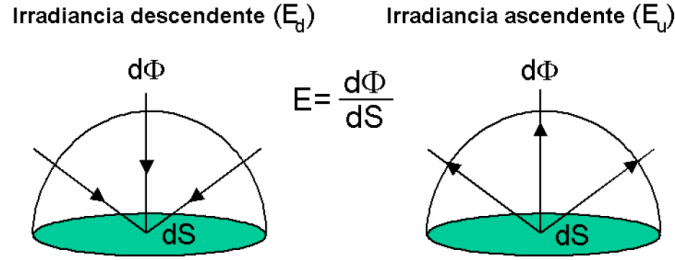


Figura 3: Esquematización de las irradiancias descendente (E_d) y ascendente (E_u), donde $d\Phi$ es el flujo radiante que llega a la superficie dS .

- Radiancia

Los sensores remotos tienen un campo limitado de observación y no detectan 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. Esto implica que la dependencia del flujo radiante en función de la dirección tendrá un impacto sobre la energía detectada.

Teniendo en cuenta esto, se considera un flujo radiante $d^2\Phi$ dentro de un ángulo sólido $d\Omega$ alrededor de la dirección $\hat{\Omega}$ que atraviesa un diferencial de superficie plana dS cuya orientación queda determinada por su normal \hat{z} . Un diagrama de esto se muestra en la figura 4.

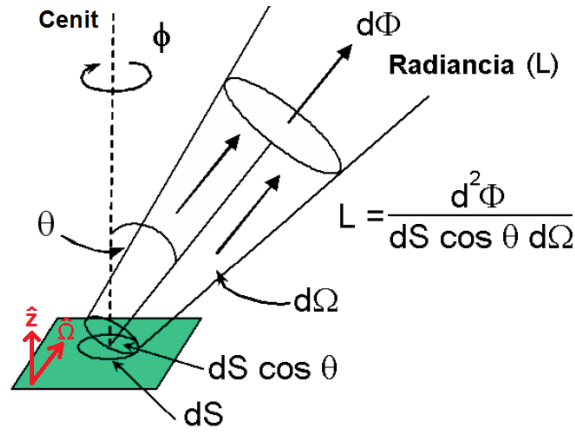


Figura 4: Esquematación de la radiancia, $L(\theta, \phi)$, saliente de una superficie. Aquí, dS representa el área de un elemento de la superficie, $L(\theta, \phi)$ es la radiancia que sale de dS con un ángulo cenital θ (relativo a la normal \hat{z}) y un ángulo acimutal ϕ . Su valor es definido por el flujo radiante que sale de dS dentro del ángulo sólido $d\Omega$, centrado en la línea definida por θ y ϕ .

El ángulo comprendido entre \hat{z} y la dirección de propagación $\hat{\Omega}$ es θ . La potencia por unidad de superficie y por unidad de ángulo sólido se denomina *radiancia*, $L(\theta, \phi)$, y viene dada por:

$$L(\theta, \phi) = \frac{d^2\Phi}{\cos(\theta)dS d\Omega} \quad [W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1}] \quad (2.3)$$

Puede verse en esta expresión, además de haber dividido por $d\Omega dS$, se ha dividido por el factor $\cos(\theta) = \hat{z} \cdot \hat{\Omega}$, es decir, la proyección del elemento de superficie al plano normal a $\hat{\Omega}$. Se ve también que si \hat{z} y $\hat{\Omega}$ apuntan en hemisferios opuestos, entonces $\hat{z} \cdot \hat{\Omega}$ es negativo. El flujo radiante es también negativo en este caso, por definición; por lo que la relación $d^2\Phi/\cos(\theta)$ se mantiene positiva: la radiancia es siempre positiva.

A partir de esta expresión puede obtenerse la relación entre radiancia e irradiancia como:

$$d^2\Phi = L(\theta, \phi)\cos(\theta)dSd\Omega \quad (2.4)$$

Utilizando entonces las ecuaciones 2.1 y 2.4 se obtienen las siguientes relaciones entre irradiancias (ascendente y descendente) y radiancia:

$$\begin{aligned} E_u &= \left| \frac{d\Phi_u}{dS} \right| = \int_+ d\Omega L(\theta, \phi)\cos(\theta) \\ E_d &= \left| \frac{d\Phi_d}{dS} \right| = - \int_- d\Omega L(\theta, \phi)\cos(\theta) \end{aligned} \quad (2.5)$$

donde «+» y «-» indican que se integra sobre los hemisferios superior e inferior, respectivamente. Sendas magnitudes son definidas positivas. Combinándolas, se obtiene que *la irradiancia neta es la integración de la radiancia sobre todo el ángulo sólido*,

$$E = E_u + E_d = \int_{4\pi} d\Omega L(\theta, \phi)|\cos(\theta)| \quad [W \cdot m^{-2}] \quad (2.6)$$

A continuación, se describen dos casos límite en la distribución angular de la radiancia.

- Radiancia proveniente de una superficie lambertiana y especular

En caso de que la energía incida sobre una superficie horizontal que sea 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, tendríamos, en las cercanías de la misma, siguiendo la ecuación 2.5:

$$E_u = E_d = \pi L \quad (2.7)$$

A este tipo de superficies se las llama *lambertianas* (figura 5a).

Las superficies opacas generalmente pueden ser aproximadas razonablemente bien como lambertianas.

Como caso opuesto a una superficie lambertiana puede mencionarse la superficie especular (figura 5b). En este tipo de superficie la energía es reflejada con un ángulo igual al incidente pero en sentido opuesto (i.e. $\phi \rightarrow -\phi$), por lo que podremos afirmar que:

$$L_u(\theta, \phi, z = 0^+) \propto L_d(\theta, -\phi, z = 0^+) \quad (2.8)$$

donde se ha asumido una superficie plana horizontal. Una superficie natural que se aproxima bastante a este límite es la interfase agua-aire de una laguna profunda de aguas claras un día sin viento y vista en el rango NIR (infrarrojo cercano) - donde valdría el supuesto de agua negra. En tal caso, la interfase se comportaría como un espejo que reflejaría siguiendo las leyes de Fresnel. Las superficies naturales en general se comportan de forma intermedia entre los casos lambertiano y especular (Figura 5(c)).

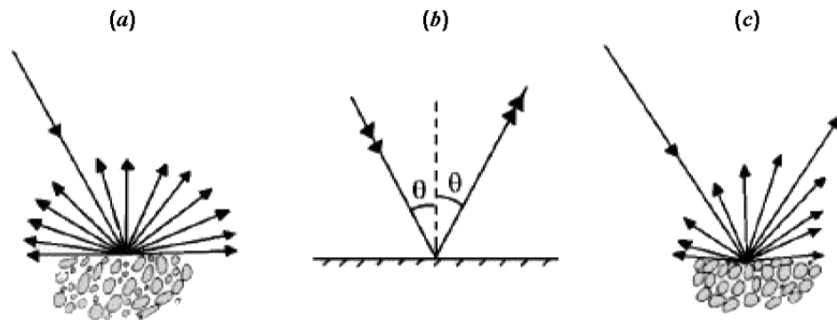


Figura 5: Diferentes tipos de superficies reflectoras: (a) difusa o lambertiana, (b) especular y (c) tipo mixta.

- Reflectancia y color del mar

Todas las propiedades ópticas del agua varían con la longitud de onda (λ), por lo tanto se definen la irradiancia espectral, $E(\lambda)$, y la radiancia espectral, $L(\lambda, \theta, \phi)$, de manera análoga pero considerando radiación en el rango espectral diferencial $[\lambda, \lambda + d\lambda]$, es decir:

$$E(\lambda) = \frac{dE}{d\lambda}(\lambda) \quad [Wm^{-2}nm^{-1}] \quad (2.9)$$

$$L(\lambda, \theta, \phi) = \frac{dL}{d\lambda}(\lambda, \theta, \phi) \quad [Wm^{-2}sr^{-1}nm^{-1}] \quad (2.10)$$

La magnitud radiométrica de base del color del mar está determinada por la variación espectral de la reflectancia superficial irradiante o *reflectancia del agua*, $\rho_w(\lambda)$,

definida como el cociente entre la irradiancia ascendente, E_u , y la irradiancia descendente, E_d , justo por encima del agua ($z = 0^+$):

$$\rho_w(\lambda) = \frac{E_u(\lambda, z = 0^+)}{E_d(\lambda, z = 0^+)} \quad [s/u] \quad (2.11)$$

La normalización por la irradiancia descendente le confiere a la reflectancia del agua la cualidad de propiedad óptica (cuasi) inherente, es decir, (casi) independiente de las condiciones específicas del campo de iluminación (ángulo de incidencia del sol, estado de la atmósfera, etc.). Es por esto que la reflectancia es la magnitud radiométrica de la que se parte para la estimación de las diferentes sustancias presentes en el agua.

Sin embargo, teniendo en cuenta que en realidad los sensores remotos no miden la irradiancia ascendente completa sino una porción de la misma, muchas veces se prefiere expresar el color intrínseco del mar en función de la reflectancia sensada remotamente R_{rs} :

$$R_{rs}(\theta, \phi, \lambda) = \frac{L_u(\theta, \phi, \lambda, z = 0^+)}{E_d(\lambda, z = 0^+)} \quad [sr^{-1}] \quad (2.12)$$

de forma que, en caso de asumir la superficie del agua como lambertiana, la ecuación 2.7) brinda la posibilidad de calcular la reflectancia como:

$$\rho_w(\lambda) = \pi R_{rs}(\lambda) \quad (2.13)$$

La definición de estas magnitudes permite entonces la introducción de la teoría de transferencia radiativa.

2.1.2. Propiedades ópticas inherentes (IOP)

La interpretación cuantitativa de la información obtenida de forma remota en términos de las componentes presentes en el agua requiere la identificación de manera aislada de los efectos de cada una de ellas sobre la luz incidente. Por este motivo es necesario modelar la relación entre la reflectancia medida con propiedades inherentes al sistema observado [21].

Las propiedades ópticas inherentes (IOP) son, en contraste con las aparentes, aquellas que no dependen de la distribución angular de la luz incidente y por lo tanto, depende únicamente de los tipos de componentes presentes en el agua y sus concentraciones.

Algunas propiedades ópticas inherentes utilizadas en el desarrollo de este trabajo se definen a continuación.

- **Coefficiente de absorción**

Una de las situaciones que puede darse cuando la luz ingresa en el agua es la conversión de una parte de la energía radiante en forma de calor o de energía de enlace de los compuestos disueltos.

Se define entonces el *coeficiente de absorción*, $a(\lambda)$, como la tasa de disminución de la radiancia tras atravesar un espesor diferencial dz de material absorbente, normalizada por la radiancia inicial, L , incidente en dirección z :

$$a(\lambda)[m^{-1}] = -\frac{1}{L(\lambda)} \frac{dL(\lambda)}{dz} \quad (2.14)$$

- **Función de Dispersión en Volumen (VSF)**

La *función de dispersión en volumen* (*volume scattering function*, VSF), $\beta(\lambda, \Theta, \varphi)$, se define como la tasa de incremento de la radiancia en determinado diferencial $d\Omega$

de ángulo sólido tras atravesar un espesor dz de material dispersor, normalizada por la radiancia inicial L , incidente en dirección z :

$$\beta(\lambda, \Theta, \varphi)[m^{-1}sr^{-1}] = \frac{1}{L(\lambda)} \frac{d^2 L(\lambda)}{dz d\Omega} \quad (2.15)$$

donde Θ y ϕ son los ángulos usuales de coordenadas esféricas.

La VSF describe la distribución angular de la luz no polarizada dispersada desde su dirección inicial ζ' en la dirección ζ en una longitud de onda. Si el medio es isotrópico, la dispersión es simétrica acimutalmente con respecto a la dirección del haz incidente y la forma de la función depende del tamaño de la partícula. Las secciones de algunos ejemplos de funciones de dispersión en volumen para partículas de diferentes diámetros (d_p) en relación a la longitud de onda (λ) se muestran en la figura 6.

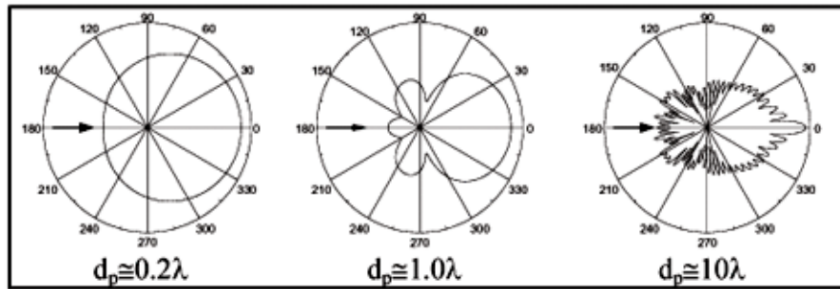


Figura 6: Visualización de diferentes funciones de dispersión en volumen en términos del ángulo respectivo a la dirección incidente, representada por la flecha negra.

Para simplificar la notación, cuando se trabaja con medios isotrópicos con frecuencia se aprovecha la simetría de rotación y se utiliza, en lugar de los ángulos Θ y ϕ , un único «ángulo de dispersión» ψ .

- Coeficiente de dispersión

El coeficiente total de dispersión, $b(\lambda)$, se define como la tasa de incremento de la radiancia tras atravesar un espesor dz de material dispersor, integrada en todas las direcciones, normalizada por la radiancia inicial, L , incidente en dirección z . Es equivalente a la integral de la VSF en todo el ángulo sólido:

$$b(\lambda)[m^{-1}] = \int d\Omega \beta(\lambda, \Theta, \varphi) = \int_0^{2\pi} d\varphi \int_0^\pi d\Theta \sin(\Theta) \beta(\lambda, \Theta, \varphi) \quad (2.16)$$

En general, en óptica marina es válido asumir simetría acimutal de la función de dispersión en volumen, por lo que el coeficiente de dispersión resulta:

$$b(\lambda)[m^{-1}] = 2\pi \int_0^\pi d\Theta \sin(\Theta) \beta(\lambda, \Theta) \quad (2.17)$$

- Coeficiente de retrodispersión

El coeficiente de retrodispersión, $b_b(\lambda)$, es equivalente al de dispersión, pero teniendo en cuenta únicamente la fracción dispersada hacia el hemisferio anterior respecto a la dirección de incidencia, es decir, en el rango $\pi > \Theta > \pi/2$:

$$b_b(\lambda)[m^{-1}] = 2\pi \int_{\pi/2}^\pi d\Theta \sin(\Theta) \beta(\lambda, \Theta) \quad (2.18)$$

- Coeficiente de atenuación

El coeficiente de atenuación $c(\lambda)$ cuantifica la atenuación total ejercida por un medio sobre la radiación electromagnética incidente, considerando tanto la absorción como la dispersión:

$$c(\lambda) = a(\lambda) + b(\lambda) \quad (2.19)$$

2.1.3. Aproximación qSSA

Habiéndose introducido las definiciones de las propiedades ópticas aparentes e inherentes, es necesario entonces establecer un vínculo entre ellas con el fin de determinar los componentes del sistema observado (posible si se conocen sus IOP) a partir de información de reflectancia (AOP) obtenida de forma remota.

El modelo que es asumido en el algoritmo de turbidez AD2015 [6] es un modelo simple de reflectancia que se desarrolla bajo la *aproximación de dispersión cuasi-simple* (*quasi-Single Scattering Approximation*, qSSA, propuesta por primera vez dentro del área de óptica marina por Gordon 1973, [22]).

Modelo de reflectancia basado en la Aproximación de Dispersión cuasi-Simple (qSSA)

El modelo qSSA es un modelo simple de reflectancia propuesto por primera vez dentro del área de óptica marina por Gordon (1973) [22] y que expresa la reflectancia en función de los coeficientes de absorción $a(\lambda)$ y retrodispersión $b_b(\lambda)$ *totales*. La aproximación qSSA asume que la porción frontal de la función de dispersión en volumen puede ser representada por una delta de Dirac centrada en el ángulo de dispersión (mencionado en la sección 2) $\psi = 0$, con lo cual, es nula en el resto de los ángulos.

La reflectancia correspondiente a la aproximación qSSA puede expresarse entonces en términos de las IOP a y b_b de la forma:

$$\rho_w(\lambda) = \frac{b_b(\lambda)}{a(\lambda) + b_b(\lambda)} \quad (2.20)$$

Además, los coeficientes totales de absorción y retrodispersión pueden aproximarse como la suma de los coeficientes de cada componente ópticamente activa presente en el agua:

$$a(\lambda) = a_w(\lambda) + \sum_{i=1}^N [C_i] a_i^*(\lambda) \quad (2.21)$$

$$b_b(\lambda) = b_{b,w}(\lambda) + \sum_{i=1}^N [C_i] b_{b,i}^*(\lambda) \quad (2.22)$$

donde los términos con subíndice w corresponden al efecto absorbente/retrodispersivo del agua pura [23][24][25] y el índice i corresponde a la componente i -ésima considerada. A su vez, los espectros de absorción y retrodispersión de dichas componentes están expresados como el producto de los espectros a una concentración específica (señalados con el símbolo “*”) multiplicados por la concentración.

2.2. Teoría de transferencia radiativa

La teoría de transferencia radiativa es una aproximación que permite la comprensión de la interacción entre la materia y la energía radiante. El marco de esta teoría fue desarrollada a principios del siglo XX por Subrahmanyan Chandrasekhar [26] y contempla los fenómenos de absorción, dispersión y emisión de radiación por parte del medio. Sin

embargo, la aproximación ignora la polarización del campo electromagnético considerado, lo que da como resultado una ecuación escalar de transferencia radiativa que resultan razonablemente comparables con los datos experimentales.

Matemáticamente, la teoría se reduce a la resolución de la *ecuación de transferencia radiativa*, cuyas soluciones analíticas pueden hallarse únicamente en casos muy particulares. La resolución numérica de esta ecuación es fundamental para las simulaciones de cualquier escenario modelado dentro de la disciplina de *color del mar*.

Procesos radiativos

Para formular la ecuación de transferencia radiativa resulta conveniente pensar el campo electromagnético como haces de luz recorriendo el medio en cada uno de sus puntos y en cada dirección posible.

Consideramos entonces el desarrollo para un ángulo polar θ un ángulo azimutal ϕ y una longitud de onda λ .

Dentro del medio existe una serie de procesos que pueden afectar la radiancia L a medida que se lleva a cabo la propagación de la energía por el medio. En otras palabras, es necesario tener en cuenta las variaciones en la energía radiante debido a la absorción, dispersión y emisión en el medio.

Un diagrama simple de estas consideraciones se muestra en la figura 7.

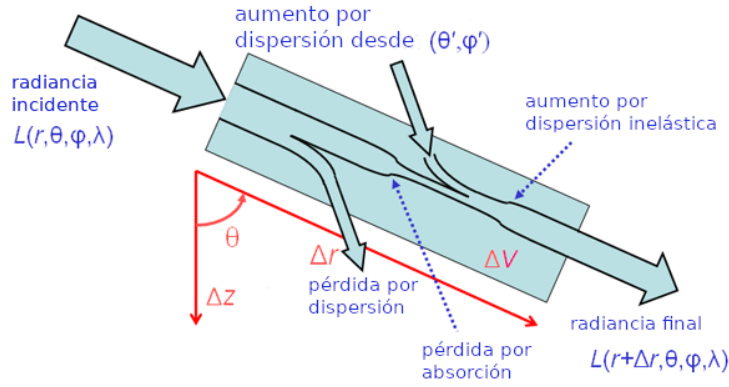


Figura 7: Procesos considerados para el desarrollo de la ecuación de transferencia radiativa.

Para comenzar, es razonable asumir que el cambio en la radiancia ΔL debido a la absorción del medio a medida que la energía se traslada una distancia Δr es proporcional a la radiancia incidente (i.e. a mayor radiancia incidente, una mayor cantidad es absorbida):

$$\frac{L(r + \Delta r, \theta, \phi, \lambda) - L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r} = \frac{\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r} = -a(r, \lambda)L(r, \theta, \phi, \lambda) \quad (2.23)$$

y lo mismo ocurre con la dispersión:

$$\frac{\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r} = -b(r, \lambda)L(r, \theta, \phi, \lambda) \quad (2.24)$$

Estas ecuaciones describen entonces la disminución esperables para la radiancia, lo que significa que quedaría entonces describir los posibles aumentos en ella.

En primer lugar, la dispersión elástica (i.e. la dispersión en la que se conserva la energía cinética y por lo tanto, la longitud de onda) en otros puntos del medio genera un aumento en la radiancia en el punto observado, lo que puede visualizarse en la figura 8.

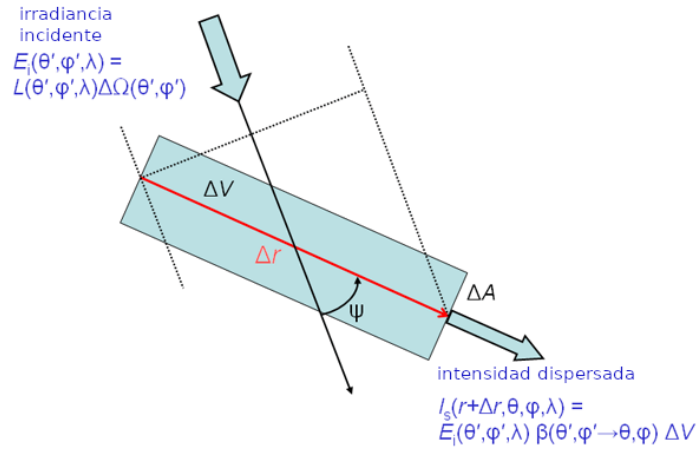


Figura 8: Radiancia en dirección (θ', ϕ') generando radiancia en la dirección de interés (θ, ϕ) por dispersión elástica.

Considerando que la función de dispersión en volumen puede definirse como:

$$\beta(\theta, \phi, \lambda) = \lim_{\Delta V \rightarrow 0} \frac{\Delta I_s(\theta, \phi, \lambda)}{E_i, \Delta V}$$

la intensidad dispersada puede expresarse como:

$$I_s(r + \Delta r, \theta, \phi, \lambda) = E_i(\theta', \phi', \lambda) \beta(\theta', \phi', \lambda) \Delta V \quad (2.25)$$

donde I_s es la intensidad radiante espectral en el punto $r + \Delta r$ y en dirección (θ, ϕ) . Esta intensidad es generada enteramente a lo largo del trayecto Δr debido a la dispersión proveniente de la dirección (θ', ϕ') . La irradiancia incidente se calcula sobre una superficie normal a la dirección del haz incidente, como muestran las líneas punteadas de la figura 8.

En términos del ángulo sólido del haz incidente, la radiancia incidente se expresa como:

$$E_i(\theta', \phi', \lambda) = L(\theta', \phi', \lambda) \Delta\Omega(\theta', \phi') \quad (2.26)$$

Siguiendo con el desarrollo, puede recordarse que la intensidad no es más que la radiancia multiplicado por el área, lo que significa que puede escribirse:

$$\Delta I_s(r + \Delta r, \theta, \phi, \lambda) = \Delta L(r + \Delta r, \theta, \phi, \lambda) \Delta A \quad (2.27)$$

donde $\Delta L(r + \Delta r, \theta, \phi, \lambda)$ es la radiancia creada a lo largo del trayecto Δr que sale del volumen de dispersión por un área ΔA . Utilizando las expresiones de las ecuaciones (2.26) y (2.27) en (2.25) y escribiendo $\Delta V = \Delta A \cdot \Delta r$, se obtiene:

$$\frac{\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r} = L(\theta', \phi', \lambda) \beta(\theta', \phi' \rightarrow \theta, \phi, \lambda) \Delta\Omega(\theta', \phi') \quad (2.28)$$

Esta ecuación aporta la contribución de la dispersión de una dirección particular a $\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)/\Delta r$. Sin embargo, la radiancia del ambiente puede atravesar el volumen en cualquier dirección, por lo que es necesario integrar sobre toda la esfera para considerarlas todas:

$$\frac{\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r} = \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L(\theta', \phi', \lambda) \beta(\theta', \phi' \rightarrow \theta, \phi, \lambda) \sin(\theta') d\theta' d\phi' \quad (2.29)$$

Por último, es necesario incluir en el cálculo los aumentos de energía radiante por dispersión y emisión en el trayecto Δr .

En el caso de la dispersión, es necesario considerar la radiancia creada por dispersión inelástica en todo el rango restante de longitudes de onda $\lambda' \neq \lambda$, con lo cual, es necesario

formular matemáticamente cómo la radiancia es absorbida y convertida en la longitud de onda de interés. En el caso de la emisión, por otra parte, es necesario también detallar matemáticamente cómo se crea la radiancia en cada uno de los procesos que pueden dar lugar a este proceso para cada combinación posible de posición, dirección y longitud de onda.

La gran variedad y de estos procesos hacen que la complejidad de la descripción no se vea justificada para esta aproximación. Por este motivo se utiliza una función genérica S que representa la creación de radiancia en el trayecto Δr por dispersión inelástica o emisión:

$$\frac{\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r} = S(r, \theta, \phi, \lambda) \quad (2.30)$$

Ecuación de transferencia radiativa

Habiendo entonces enumerado los procesos a considerar, pueden juntarse los términos detallados hasta aquí y, si se toma el límite:

$$\frac{dL(r, \theta, \phi, \lambda)}{dr} = \lim_{\Delta r \rightarrow 0} \frac{\Delta L(r, \theta, \phi, \lambda)}{\Delta r}$$

obtener la siguiente expresión que relaciona los cambios en la radiancia por los motivos ya mencionados:

$$\begin{aligned} \frac{dL(r, \theta, \phi, \lambda)}{dr} &= -[a(r, \lambda) + b(r, \lambda)] L(r, \theta, \phi, \lambda) \\ &+ \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L(r, \theta', \phi', \lambda) \beta(r, \theta', \phi' \rightarrow \theta, \phi, \lambda) \sin(\theta') d\theta' d\phi' \\ &+ S(r, \theta, \phi, \lambda) \end{aligned} \quad (2.31)$$

Esta es la expresión usual de la *ecuación de transferencia radiativa*.

Finalmente, es posible reacomodar la expresión de forma que resulte más práctica para aplicaciones en oceanografía, donde es usual utilizar un sistema de coordenadas cilíndricas en las que la coordenada z representa la dirección normal a la superficie del cuerpo de agua y es positiva hacia abajo (representando la profundidad). La variación puede escribirse entonces en términos de $dz = dr \cdot \cos(\theta)$ y, reescribiendo $a + b = c$, se obtiene:

$$\begin{aligned} \cos(\theta) \frac{dL(z, \theta, \phi, \lambda)}{dz} &= -c(z, \lambda) L(z, \theta, \phi, \lambda) \\ &+ \int_0^{2\pi} \int_0^\pi L(z, \theta', \phi', \lambda) \beta(z, \theta', \phi' \rightarrow \theta, \phi, \lambda) \sin(\theta') d\theta' d\phi' \\ &+ S(z, \theta, \phi, \lambda) \end{aligned} \quad (2.32)$$

2.3. Hydrolight

En el presente trabajo se realizaron simulaciones de transferencia radiativa con el software HydroLight versión 6.0, desarrollado por Mobley y Sundman (2008) [27]. Hydrolight es un modelo numérico para el cálculo de funciones derivadas de distribuciones de radiancia provenientes de cuerpos de agua naturales y que ha sido desarrollado de forma continua durante más de treinta años [28].

Concretamente, Hydrolight resuelve numéricamente las ecuaciones escalares independientes del tiempo para el cálculo de radiancias dentro del agua y que salen de ella. El programa permite calcular la radiancia como función de la profundidad, dirección y longitud de onda dentro del agua. La radiancia proveniente de la superficie del agua y la

reflejada en la atmósfera se calculan por separado, lo que resulta de gran utilidad para simular escenarios de sensoramiento remoto.

Los métodos numéricos utilizados por Hydrolight para la resolución se explicitan detalladamente en [29].

El modelo requiere como entrada las funciones de absorción y dispersión (*scattering*) en función de la longitud de onda, la velocidad del viento sobre la superficie, las condiciones del fondo del cuerpo de agua y la radiancia descendente que incide sobre la superficie del agua.

Hydrolight también puede contemplar en sus cálculos los efectos del scattering inelástico causado por la fluorescencia de la clorofila y la materia orgánica coloreada disuelta (CDOM) y la dispersión Raman producida por el agua.

Debido al amplio repertorio de simulaciones que son posibles de llevar a cabo utilizando Hydrolight, la literatura presenta a la fecha cientos de publicaciones en que se hace uso de este programa (*e.g.* [30], [31], [32]).

2.4. Componentes ópticamente activas

En general se reconoce que las propiedades ópticas de los cuerpos de agua naturales están influenciadas por diferentes sustancias. Desde una perspectiva práctica y óptica, se pueden reconocer cuatro componentes principales [33]:

1. Agua (notado «W», *water*)
2. Clorofila-a (notado «CHL», *chlorophyll-a*)
3. Material Orgánico Disuelto Coloreado (notado «CDOM», *coloured dissolved organic matter*)
4. Partículas no algales (notado «NAP», *non-algal particles*)

Estos cuatro componentes son fundamentales para una correcta descripción tanto de la absorción como de la dispersión que ocurren dentro del cuerpo de agua estudiado y cada uno de ellos merece una breve descripción.

En primer lugar puede mencionarse que la descripción del agua implícitamente corresponde a agua pura y que, como es de esperarse, tiene un alto impacto en la absorción y dispersión de aguas claras. Por otra parte, en el rango del infrarrojo cercano (*nir*), el efecto del agua es generalmente el dominante en la absorción y la dispersión de todo el conjunto de los componentes.

La clorofila-a es un pigmento fotoactivo presente en la totalidad de los organismos fotosintéticos (capaces de capturar la energía solar y usarla para la producción de compuestos orgánicos) y que tiene un color verde dado por sus características particulares de absorción y dispersión de la radiación solar en el rango visible (figura 9(a)). La concentración de clorofila-a expresada en mg/m^3 suele utilizarse para la estimación de la biomasa fitoplanctónica por lo tanto resulta importante para la determinación de la abundancia y dinámica del fitoplancton.

El tercero de los componentes considerados es el material orgánico disuelto coloreado, que consiste en un gran conjunto de moléculas orgánicas, principalmente provenientes de la descomposición de detritos, que tiene un color amarillento (figura 9(b)), y que usualmente domina la absorción en el rango del azul. Al ser material disuelto, se la suele cuantificar según el valor de absorción a una dada longitud de onda, por ejemplo $a_{CDOM}(440nm)$ y queda expresada en m^{-1} .

Finalmente, la categoría de partículas no algales comprende todo el material particulado sin pigmentos extraíbles mediante solventes, como la porción no pigmentada del fitoplancton, y del material orgánico; y también de material inorgánico en suspensión. Su

concentración suele expresarse en g/m^3 y su color generalmente está dado por la composición mineral de las partículas inorgánicas y la proporción de materia orgánica (figura 9(c)).



(a) CHL



(b) CDOM



(c) NAP

Figura 9: Efecto apreciable a simple vista que tiene la clorofila (CHL), el material orgánico disuelto coloreado (CDOM) y las partículas no algales (NAP) sobre soluciones incoloras: dietiléter para la CHL, agua para el CDOM y el NAP.

3. Metodología

En esta sección se describen en primer lugar la manera en que se definieron las variables y parámetros de entrada de Hydrolight: los modelos utilizados para las funciones de absorción y dispersión espectrales y los rangos de los cuatro componentes considerados y las convoluciones con las funciones de respuesta espectral de cada uno de los sensores considerados.

En segundo lugar, se detalla brevemente la manera en que se implementó la automatización de las rutinas para la simulación en Hydrolight.

Finalmente, se describe la metodología utilizada para la toma de datos de campo, comentando tanto los instrumentos utilizados como la dinámica de las campañas.

3.1. Modelos

En primer lugar se detallarán los modelos utilizados para la descripción de la absorción y dispersión específicas, o sea la absorción y dispersión dividida por la concentración, de cada uno de los cuatro componentes considerados:

$$a_{C_i}^* = \frac{a_{C_i}}{[C_i]} \quad b_{C_i}^* = \frac{b_{C_i}}{[C_i]} \quad (3.1)$$

donde $[C_i]$ es la concentración del componente i -ésimo del sistema (a excepción del agua, que no requiere normalización por concentración).

Como la variación espectral de la atenuación específica ($c^*(\lambda)$) es generalmente mejor conocida que la de la dispersión específica ($b^*(\lambda)$), los modelos utilizados consistieron en la variación espectral de c^* y luego en el cálculo de b^* por diferencia con a^* . La única excepción a este procedimiento es el caso del CDOM, cuya dispersión se considera nula ($b_{CDOM} = 0$).

Agua (W)

Para la absorción y dispersión del agua pura se utilizaron las funciones partidas utilizadas en el trabajo de Nechad et. al [34].

La curva de absorción consisten en las uniones de distintas funciones halladas experimentalmente con transiciones suaves entre ellas:

- 200-300 nm: Smith & Baker (1981) [25]
- 300-340 nm: transición suave
- 340-380 nm: Sogandares & Fry (1997) [35]
- 380-725 nm: Pope & Fry (1997) [24]
- 725-1150 nm: Kou et al. (1993) [23]

La curva de dispersión del agua se calcula a partir de Morel (1974) [36].

En la figura 10 se muestran las curvas de absorción $a_W(\lambda)$ y dispersión $b_W(\lambda)$.

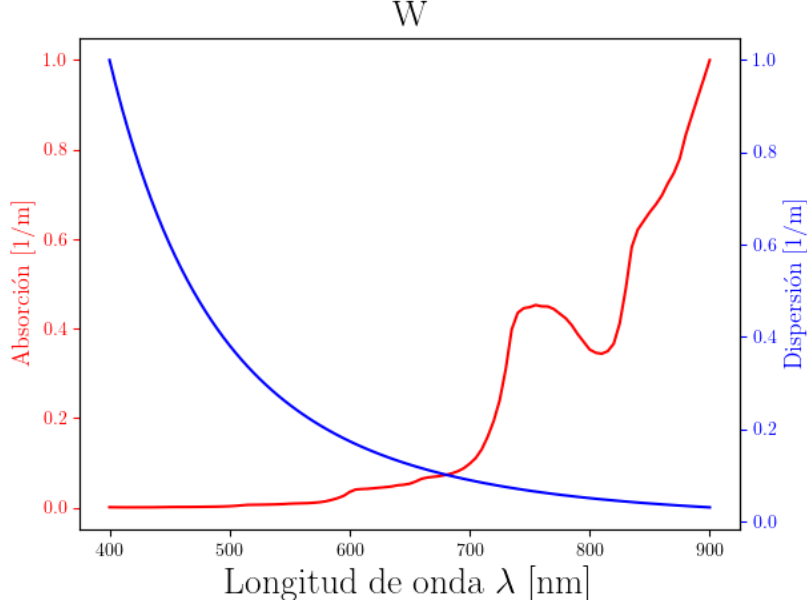


Figura 10: Curvas de absorción (a_W) y dispersión (b_W) del agua pura.

Clorofila-a (CHL)

Para la absorción de la clorofila se utilizó el modelo propuesto por Bricaud et al. (1995) [37], válida para concentraciones de clorofila menores o iguales a 10 mg/m^3 , pero que ha demostrado un buen desempeño para mayores concentraciones (e.g. [34]). La absorción específica a_{CHL}^* está dada por:

$$a_{CHL}^*(\lambda) = A(\lambda) CHL^{E(\lambda)} \quad (3.2)$$

donde la amplitud $A(\lambda)$ y el exponente $E(\lambda)$ son funciones puramente empíricas que dependen de la longitud de onda λ .

Siguiendo la metodología de Nechad et al. (2015) [34], para modelar la dispersión de la clorofila se utilizó como paso intermedio el coeficiente de atenuación c_{CHL} dado por Morel et al. (2002) [38]:

$$c_{CHL}(\lambda, CHL) = c_{CHL}(660nm) \left(\frac{\lambda}{660nm} \right)^v \quad [m^{-1}] \quad (3.3)$$

donde:

$$v = \begin{cases} \frac{1}{2} [\log_{10}(CHL) - 0,3] & ; 0,02 \leq CHL \leq 2 \text{ mg/m}^3 \\ 0 & ; CHL > 2 \text{ mg/m}^3 \end{cases}$$

y el valor de $c_{CHL}(660nm)$ se utilizó la relación empírica [38] pero utilizando los coeficientes de Voss et al. (1992) [39], ya que a diferencia de [38], los datos de campo utilizados incluyen valores más altos de CHL:

$$c_{CHL}^*(660nm) = 0,314 [CHL]^{0,57}$$

Luego se calcula el coeficiente de atenuación específico como:

$$c_{CHL}^* = c_{CHL}/CHL$$

Finalmente, b_{CHL}^* se obtiene por diferencia:

$$b_{CHL}^* = c_{CHL}^* - a_{CHL}^*$$

La variación espectral del coeficiente de atenuación específico c_{CHL}^* y su relación con la concentración de clorofila $[CHL]$ se muestra en la figura 11.

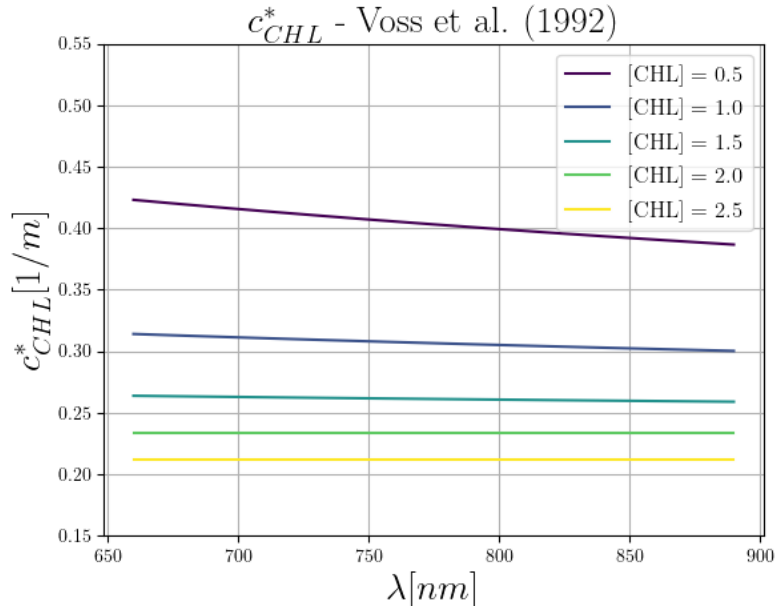


Figura 11: Coeficiente de atenuación específico de la CHL en función de la longitud de onda para varios valores de concentración de clorofila (en mg/m^3).

La figura 12 muestra las curvas de absorción $a_{CHL}(\lambda)$ y dispersión $b_{CHL}(\lambda)$ para $[CHL] = 1mg/m^3$. Los datos de a_{CHL} son reportados entre 400 y 700 nm, y se asumió absorción nula entre 700 y 900 nm.

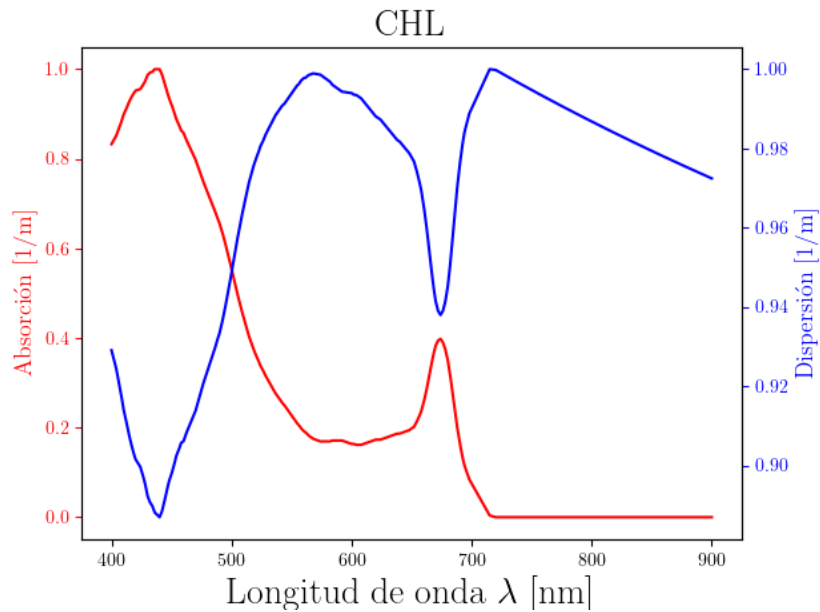


Figura 12: Curvas de absorción (a_{CHL}) y dispersión (b_{CHL}) de la clorofila-a.

Material Orgánico Disuelto Coloreado (CDOM)

Varios estudios (e.g. [40], [41], [42], [43]) han mostrado que la absorción del CDOM puede ser descrita razonablemente bien por una función exponencial de la forma:

$$a_{CDOM}(\lambda) = a_{CDOM}(443nm) e^{S_{CDOM}(\lambda-443nm)} \quad [m^{-1}] \quad (3.4)$$

donde S_{CDOM} , la pendiente de la curva exponencial, es determinada en forma empírica. Se ha reportado cierta variabilidad en los valores medidos, fluctuando entre valores extremos de 0.008 y 0.042 nm^{-1} . En este trabajo se tomó el valor medio medido en aguas costeras reportado en [44]:

$$S_{CDOM} = -0,0176nm^{-1}$$

A diferencia de lo que ocurre con las otras componentes, en el caso del CDOM la dispersión se asume como nula en todo el espectro:

$$b_{CDOM}(\lambda) = 0 \quad (3.5)$$

siendo que no existe evidencia observacional de contribuciones de esta componente a la dispersión total del agua [45].

Las curvas para $[CDOM] = 1m^{-1}$ se presentan en la figura 13.

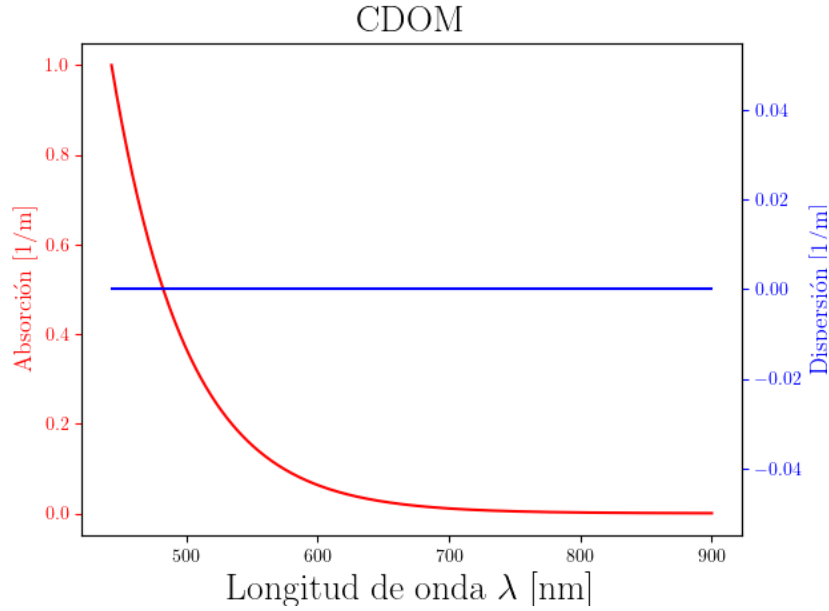


Figura 13: Curvas de absorción (a_{CDOM}) y dispersión (b) del material orgánico disuelto coloreado.

Partículas no algales (NAP)

Para la absorción específica del material particulado fue utilizada una ley de decaimiento exponencial:

$$a_{NAP}^*(\lambda) = a_{NAP}^*(443nm) e^{S_{NAP}(\lambda-443nm)} \quad [m^{-1}] \quad (3.6)$$

donde los valores de $a_{NAP}^*(443)$ y S_{NAP} fueron tomados de Babin et al. (2003) [46], basadas en valores medios de regiones representativas de las aguas costeras del continente europeo (0,0410 m^2/g y 0,01230 nm^{-1} , respectivamente).

Por otro lado, la variación espectral de la dispersión del material particulado se obtiene de asumir una ley de Angstrom para el coeficiente de atenuación:

$$c_{NAP}^*(\lambda) = c_{NAP}^*(555nm) \left(\frac{\lambda}{555nm} \right)^{\gamma_{c_{NAP}}} \quad [m^{-1}] \quad (3.7)$$

donde $\gamma_{c_{NAP}} = -0,3749$, en concordancia con [44] y:

$$c_{NAP}^*(555nm) = a_{NAP}^*(555nm) + b_{NAP}^*(555nm) \quad (3.8)$$

con $b_{NAP}^*(555nm) = 0,55m^2/g$, basada en valores medios de zonas costeras en [44]. Finalmente el coeficiente específico de dispersión puede ser calculado como:

$$b_{NAP}^*(\lambda) = c_{NAP}^*(\lambda) - a_{NAP}^*(\lambda)$$

La figura 14 muestra las curvas de absorción $a_{NAP}(\lambda)$ y dispersión $b_{NAP}(\lambda)$ para $[NAP] = 1mg/m^3$.

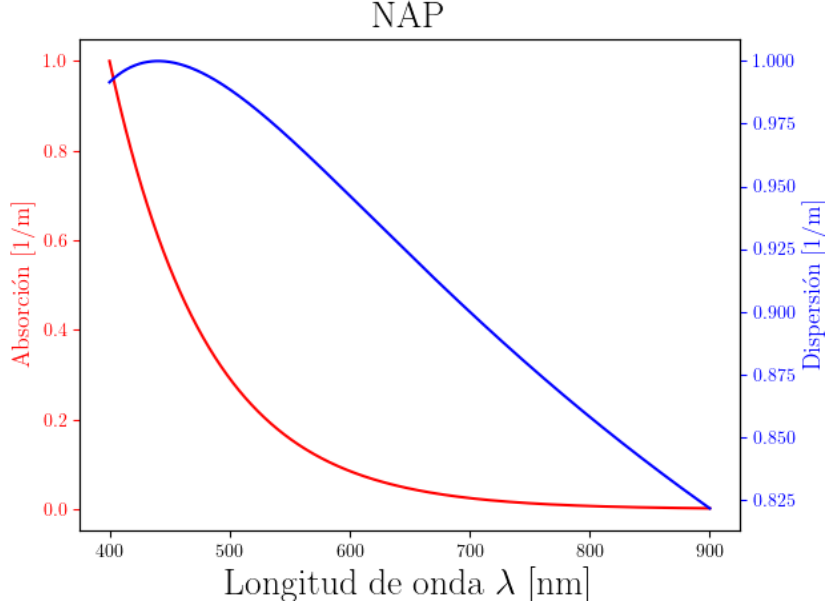


Figura 14: Curvas de absorción (a_{NAP}) y dispersión (b_{NAP}) del material particulado no algal, a su valor en 400 nm.

Funciones de dispersión en volumen

Para las funciones de dispersión en volumen ($\beta(\lambda)$) de las componentes consideradas se utilizaron las aproximaciones analíticas de Fournier-Forand para ensambles de partículas con distribuciones hiperbólicas de tamaños [47].

La manera usual de identificar las funciones de esta familia de curvas es mediante su fracción retrodispersada (b_b/b). En este trabajo se utilizaron las funciones de Fournier-Forand de 0.006 para la clorofila (i.e. 0.6 % de retrodispersión, Morel et al. (2002) [38]) y de 0.018 para el material particulado no algal (i.e. 1.8 % de retrodispersión, Mobley (1994) [48]). La función de dispersión de volumen para el agua es simétrica con respecto al ángulo de 90° , de modo que la retrodispersión es siempre el 50 % de la dispersión total del agua. Estas distribuciones se muestran en la figura 15.

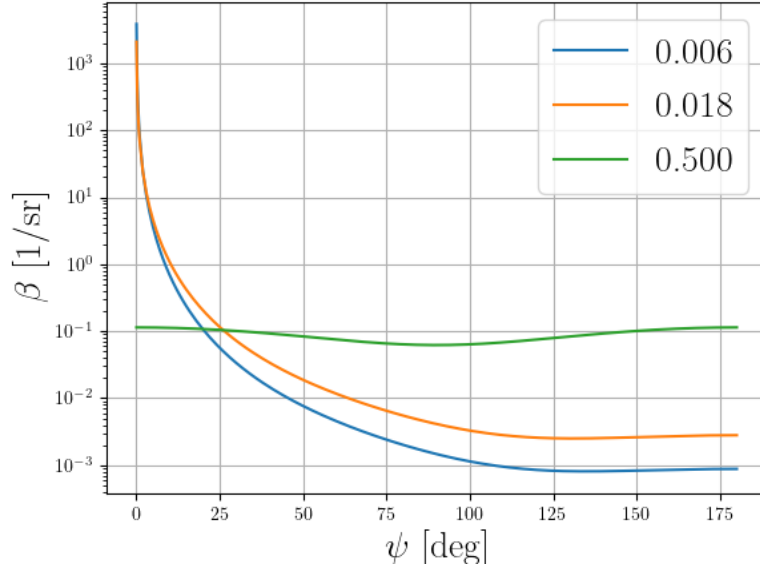


Figura 15: Funciones de Fournier-Forand de dispersión en volumen utilizadas en este trabajo: 0.006 para CHL, 0.018 para NAP y 0.500 para el agua pura.

3.2. Rango de variables de entrada utilizadas en las simulaciones

A continuación se mencionan los rangos de valores de los tres componentes de entrada de Hydrolight, seleccionados en base a valores típicos de concentraciones y propiedades ópticas del Río de la Plata que se encontraron en la bibliografía. En los casos en que no existieran datos de campo para la región de estudio, se utilizaron datos de cuerpos de agua con características ópticas similares.

En primer lugar, para el material particulado no algal (NAP) existen reportes de valores medios de SPM en el Río de la Plata que varían entre 100 a 300 g/m^3 , con concentraciones extremas de hasta 400 g/m^3 [49] [50]. Por su parte mediciones más recientes realizadas en la zona de máxima turbidez reportaron valores de entre 25 y 940 g/m^3 [51].

Las mediciones de la concentración de clorofila-a (CHL) en el Río de la Plata hasta esta fecha no son numerosas y los valores reportados tienen una variación espacial importante, encontrándose generalmente valores mas altos a lo largo de la costa de Uruguay (donde la concentración de sedimentos es menor), mientras que los valores tienden a ser mas bajos a lo largo de la costa de Argentina. Sin embargo, es importante mencionar que diversos florecimientos de algas han sido detectados en forma regular en las aguas del estuario del Río de la Plata. En particular floraciones de cianobacterias, algas potencialmente tóxicas, se registran con cierta regularidad en las últimas dos décadas en las costas uruguayas [52] [53] [54]), pero también han sido detectadas en la margen argentina del estuario. Recientemente ocurrió una floración excepcional de cianobacterias a lo largo de la costa sur argentina del estuario a fines de noviembre de 2020 [55] en la que se midieron valores de hasta 153 mg/m^3 (Dogliotti, comunicación personal).

Los aspectos más relevantes de una selección de publicaciones en las que aparecen datos de este pigmento medido en diferentes áreas del Río de la Plata se muestran resumidas en la tabla 2.

Año	Chl-a [mg/m^3]	Área	Publicación
2004	2.98 (5.04)	Outer RdP Estuary	Armstrong et al. [56]
2005	4.09	Buenos Aires - Colonia	Calliari et al. [57]
2005	0.4 – 14.8	Montevideo	Martínez et al. [58]
2015	0 – 5.66	Montevideo	Martínez et al. [59]
2020	1.3 – 13576	Montevideo	Aubriot et al. [54]
2020	0.5 – 43	La Plata	Sathicq et al. [60]

Tabla 2: Rango de concentraciones de clorofila-a o valores medios y máximo entre paréntesis medidas en el Río de la Plata en las últimas dos décadas.

Para el caso del CDOM, casi no existen datos medidos de la absorción del CDOM en el Río de la Plata. Solo se cuenta con datos medidos en una campaña realizada a bordo del Motovelero Oceanográfico MVO-01 “Dr. Bernardo Houssay” en Diciembre de 2019 por el Grupo de Teledetección Cuantitativa del IAFE. Se colectaron muestras en 11 estaciones a lo largo del eje principal del Río de la Plata y se encontró un valor medio de $a_{CDOM}(443)$ de $5 m^{-1}$, valor que fue utilizado en las simulaciones.

Para las concentraciones de CHL y NAP se utilizaron progresiones geométricas dentro de los valores establecidos para el barrido. Para esto se fijaron valores mínimos y máximos para cada concentración tomando como referencia los valores máximos conocidos para el área de estudio de este trabajo. La separación entre valores se da de forma geométrica, tomando 1.5 como factor multiplicativo.

De esta forma, las progresiones para clorofila y material particulado no algal quedan determinados como:

$$[CHL] = 0; 0,5; 0,75; 1,125; \dots; 145,96 \quad [mg/m^3]$$

$$[NAP] = 0; 10; 15; 22,5; \dots; 576,65 \quad [g/m^3]$$

El resto de los parámetros necesarios para la simulación en Hydrolight se fijaron en los valores que se muestran en la tabla 3.

Variable	Valor
ángulos solares	cenital: 40° , acimutal: 0°
ángulos de observación	cenital: 40° , acimutal: 135°
velocidad del viento	$5 m/s$
fracción de nubes	0
distribución de radiancia del cielo	Harrison & Coombes (1988) [61]
irradiancia directa y difusa del cielo	Modelo semiempírico RADTRANX

Tabla 3: Parámetros fijos para todas las simulaciones.

3.3. Automatización del software Hydrolight

El software utilizado en este trabajo para la simulación de las reflectancias permite la automatización del proceso. Esto posibilita llevar a cabo múltiples simulaciones fácilmente variando las composiciones del cuerpo de agua como se desee. De esta forma pueden entonces evaluarse ciertos escenarios factibles pero aún no observados, así como también completar el repertorio de datos obtenidos en las mediciones de campo.

En este trabajo se elaboró un conjunto de módulos con el fin de simplificar el proceso de automatización del software Hydrolight. Este conjunto de rutinas es coordinado por un programa principal que realiza la lectura de los parámetros, la ejecución de todas las rutinas secundarias y la escritura final de los resultados.

Los parámetros de entrada se le entregan al programa principal en formato Excel 2007 (.xlsx). Las rutinas de lectura permiten el barrido de los parámetros en la forma de

progresiones geométricas o de arreglos definidos por el usuario. A los parámetros físicos se le suman además, una etiqueta global para identificar el proyecto y un comentario opcional.

Un segundo grupo de módulos genera luego los datos a utilizar en cada simulación (cada una de ellas identificadas con la etiqueta global y un número entero particular de identificación), así como también los archivos de *batch* que utiliza el programa Hydrolight como archivo de entrada.

El programa principal ejecuta el software Hydrolight, que genera automáticamente archivos de salida en formato de texto plano (*.txt*).

Finalmente, otras rutinas secundarias tienen a su cargo tareas menores que se ejecutan en diferentes momentos del proceso, como por ejemplo la lectura de parámetros de entrada, escritura de los datos de salida y transferencia de los archivos de batch, así como también algunas tareas menores de verificaciones de existencia de directorios y archivos necesarios para el correcto funcionamiento de Hydrolight y la reescritura de los archivos de salida.

3.4. Convoluciones de los sensores remotos

Las simulaciones se realizaron entre 350 a 950 nm (rango del radiómetro de campo Trios) con una resolución de 2.5 nm. Por su parte, los sensores remotos multiespectrales integran la radiación medida en determinadas bandas con un ancho y longitud de onda central específico para cada banda de cada sensor. Por lo tanto, para simular la reflectancia medida por los sensores remotos considerados se llevó a cabo la convolución de la firma hiperespectral simulada con las funciones de respuesta espectral de cada uno de ellos, información que se encuentra disponible en los sitios web de las diferentes agencias espaciales.

Como ya se dijo previamente, en este trabajo se utilizaron los sensores *MODIS-Aqua* (MA), *Multispectral Instrument* (MSI), *Ocean and Land Colour Instrument* (OLCI), *Operational Land Imager* (OLI) y *Visible Infrared Imaging Radiometer Suite* (VIIRS), junto con la cámara VIS/NIR que estará a bordo del satélite Argentino-Brasileño SABIA-Mar (Satélites Argentino-Brasileños para Información Ambiental del Mar).

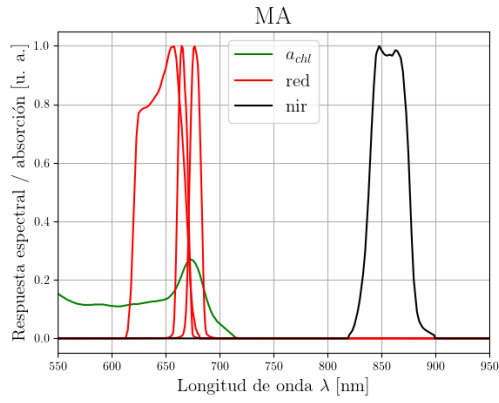
La tabla 4 muestra el satélite y la agencia al que pertenece cada sensor, el año de su lanzamiento y las bandas disponibles para las bandas *red* y *nir*.

Sensor	Satélite	Agencia	Lanzamiento	<i>red</i>	<i>nir</i>
MA	Aqua	NASA	1999	645, 667, 678	859
MSI	Sentinel-2 A&B	ESA	2015 & 2017	665	865
OLCI	Sentinel-3 A&B	ESA	2016 & 2018	665, 674, 681	865
OLI	Landsat 8	NASA	1999	655	865
VIIRS	Suomi NPP & NOAA-20	NASA	2011 & 2017	671	862
SMAR	SABIA-Mar	CONAE & AEB	2023	665, 680	865

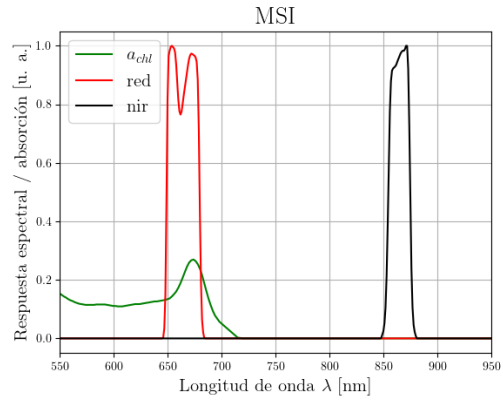
Tabla 4: Información más relevante de los sensores utilizados en este trabajo. NASA: National Aeronautics and Space Administration ; ESA: European Space Agency, CONAE: Comisión Nacional de Actividades Espaciales, AEB: Agencia Espacial Brasileña.

Teniendo en cuenta que las respuestas espectrales de las bandas del sensor que estará a bordo del satélite SABIA-Mar 1 no se encuentran todavía publicadas, se utilizó una respuesta cuadrada con el valor de la banda central y ancho de banda que sí fueron definidas.

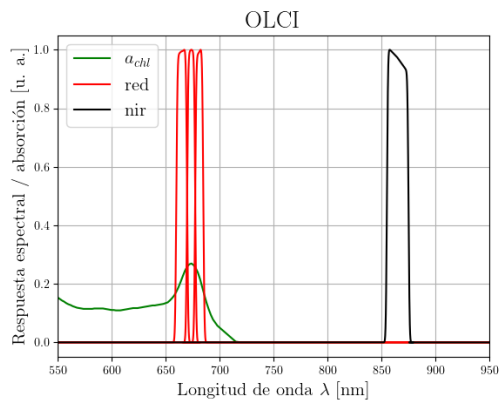
Las curvas de respuesta espectral de los sensores utilizados se muestran en la figura 16.



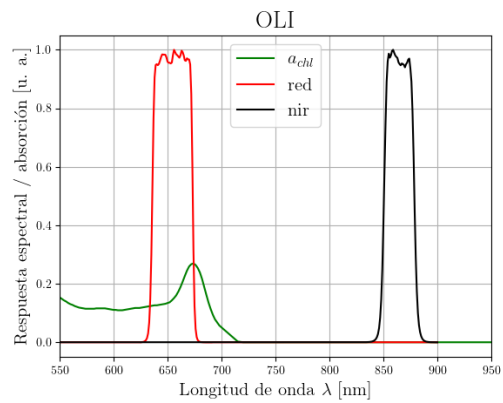
(a) MA
red: 645(50), 667(10), 678(10)
nir: 859(15)



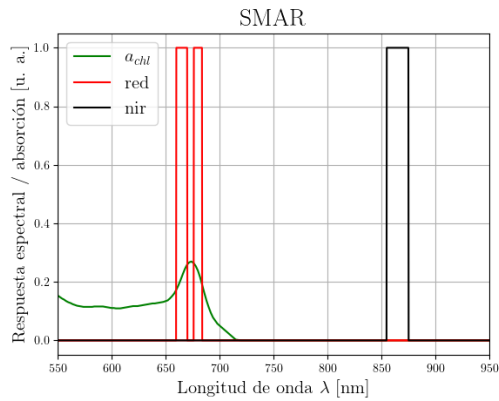
(b) MSI
red: 665(31)
nir: 865(22)



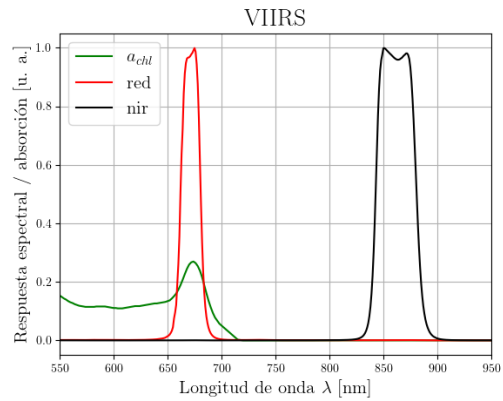
(c) OLCI
red: 665(10), 674(7.5), 681(7.5)
nir: 865(20)



(d) OLI
red: 655(40)
nir: 865(30)



(e) SMAR
red: 665(10), 680(10)
nir: 865(10)



(f) VIIRS
red: 671(20)
nir: 862(39)

Figura 16: Respuesta espectral para cada sensor en las bandas utilizadas: *red* y *nir*, especificando el centro y el ancho de la banda entre paréntesis.

A partir de la convolución de las curvas correspondientes a la respuesta espectral de estos sensores con las firmas espectrales del agua es posible recuperar los valores esperables para la medición con cada uno de ellos.

3.5. Evaluación de errores

Con el fin de evaluar como influye la presencia de diferentes concentraciones de CHL en la estimación de la T , y por ende del SPM , se calculó el error relativo en forma teórica siguiendo Nechad et al. (2010) [7]. A continuación se describe brevemente la obtención del error relativo en la estimación de SPM causado por la variabilidad de la absorción específica de las partículas totales (a_p^*), algales y no-algales, en relación al valor usado para calibrar C_p (ecuación (1.1)).

La ecuación (1.1) puede también expresarse como:

$$SPM = \frac{A \omega'_b}{1 - \omega'_b/C} \quad [g/m^3] \quad (3.9)$$

donde $\omega'_b = b_{bp}/a$, y re-escribiendo los coeficientes como la suma de sus componentes particulado y no particulado, puede expresarse como:

$$\omega'_b = \frac{b_{bp} + b_{bnp}}{a_p + a_{np}} \quad (3.10)$$

donde a_p y b_{bp} son la absorción y retro-dispersión espectrales de las partículas totales, o sea las algales y no-algales, y a_{np} y b_{bnp} , las de los componentes no particulados, i.e. agua y CDOM. Por su parte A y C se relacionan con A_λ y C_λ de la ecuación (1.1) según:

$$A = A_\lambda \cdot \gamma \quad C = C_\lambda \cdot (\gamma - 1) \quad (3.11)$$

donde γ es un factor que se asume constante e igual a 0.216 (ver Nechad et al. 2010). A su vez estos coeficientes pueden expresarse en relación a las IOPs como:

$$A = \frac{a_{np}}{b_{bp}^*} \quad C = \frac{b_{bp}^*}{a_p^*} \quad (3.12)$$

El error relativo en el SPM debido a variaciones en la absorción de las partículas puede expresarse de la forma:

$$\epsilon_{SPM}^{a_p} = \frac{\Delta SPM^{a_p}}{SPM} \quad (3.13)$$

Derivando a primer orden respecto a a_p^* en la ecuación 3.9 y la definición en (3.10), la expresión queda reducida a:

$$\epsilon_{SPM}^{a_p} = S \cdot \frac{\Delta a_p^*}{a_{np}} = \frac{\Delta a_p}{a_{np}} \quad (3.14)$$

donde $\Delta a_p = S \Delta a_p^*$ es el error en la absorción por las partículas dado un error Δa_p^* en la absorción específica de la absorción. Considerando que se encuentran partículas no-algales con valores de a_p^* parecidos al utilizado para la calibración de C junto con partículas de fitoplancton adicionales que tienen una a_{CHL}^* dada y que la a_{CDOM} es despreciable ($a_{np} = a_w$), el error se puede estimar como:

$$\epsilon_{SPM}^{a_p} = \frac{a_p(\lambda)}{a_w(\lambda)} \quad (3.15)$$

3.6. Datos de campo

3.6.1. Instrumentos utilizados

Los datos de campo de turbidez y radiometría colectados y utilizados en el presente trabajo fueron tomados con los sensores *HACH 2100Q is* y *RAMSES/TriOS*.

El *HACH* es un turbidímetro portátil, no sumergible, cuya fuente es un LED a 860 nm y que se utiliza para determinar la turbidez mediante la razón de la radiación dispersada

a 90° y la transmitida. En la figura 17(a) se muestra un diagrama que describe su funcionamiento y en la figura 17(b) se muestra una imagen del instrumento. Este dispositivo mide turbidez entre 0 y 999 FNU (Unidades nefelométricas de formacina, ISO7027) con una resolución de 1% y fue programado para promediar una serie de 12 escaneos sucesivos para minimizar el impacto del ruido.

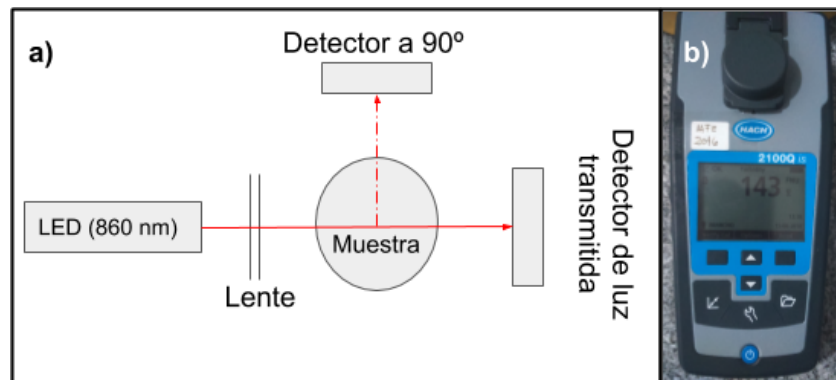


Figura 17: Turbidímetro portátil HACH 2100Q is. a) esquema de funcionamiento. b) Fotografía del sensor.

El radiómetro TriOS/RAMSES, por otro lado, es un conjunto tres radiómetros (dos miden radiancia y uno irradiancia) que miden en forma simultánea los tres espectros requeridos (E_d , L_u y L_{sky}) para el cálculo de la reflectancia. El instrumento mide la luz reflejada en la región visible/infrarrojo cercano (VNIR, 350 – 950 nm) con una resolución espectral de 3.3 nm y una discretización espectral de 2.5 nm. Un diagrama de la disposición de este radiómetro para su uso, junto con una imagen de su funcionamiento en una de las campañas se muestran en la figura 18.

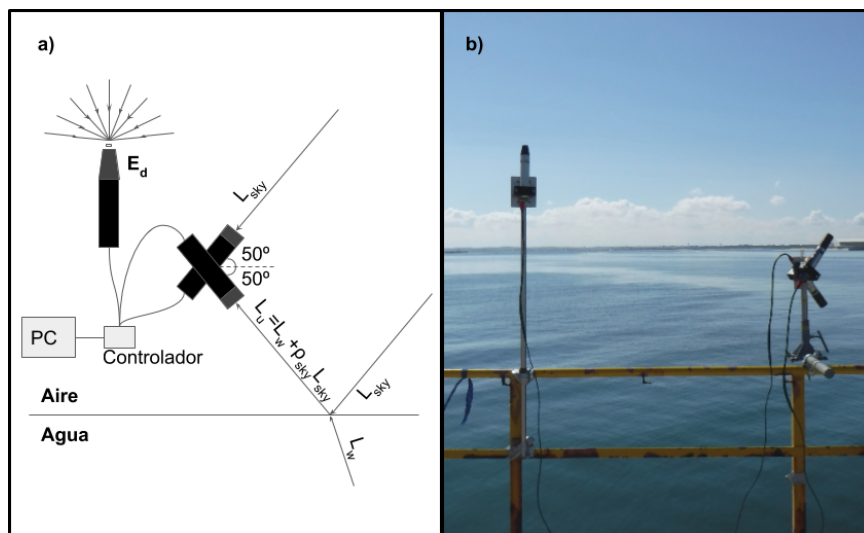


Figura 18: Disposición del radiómetro TriOS utilizada para las mediciones. Los tres sensores se manipulan desde el mismo controlador, lo que garantiza simultaneidad de los escaneos. a) Esquema de la geometría (cenital) indicada para los sensores que miden radiancia (L_u y L_{sky}) y el que mide irradiancia (E_d). b) Fotografía del sistema TriOS/RAMSES colocado en la baranda de un Muelle.

Para el cálculo de la reflectancia espectral del agua, ρ_w (ecuación (2.11)) utilizando radiómetros fuera del agua es necesario adquirir mediciones directas de tres variables radiométricas: la radiancia ascendente (L_u , proveniente del agua, ecuación (2.3)), la radiancia descendente (L_{sky} , proveniente del cielo en ángulo reflejado respecto de la horizontal a la

medición de L_u) y la irradiancia descendente (E_d , proveniente de todos los ángulos de observación superiores al plano horizontal, ecuación (2.1)). Para estas mediciones es fundamental mantener una geometría de observación-iluminación adecuada de forma tal de garantizar que la radiancia entrante al sensor sea la requerida al momento de computar la reflectancia del agua.

La radiancia ascendente L_u y descendente L_{sky} se miden con un azimut relativo al sol de 135° ó 90° y ángulos horizontales recíprocos de $\theta = \pm 50^\circ$, de acuerdo con Mueller et al. (2003), [62]). La irradiancia E_d es medida por el radiómetro apuntando al cenit. El protocolo de medición con el sistema TriOS se detalla en Tilstone et al. 2001, [63].

Finalmente, las mediciones de L_u , E_d y L_{sky} se utilizan para calcular la reflectancia del agua, ρ_w , según:

$$\rho_w(\lambda) = \pi \frac{L_u(\lambda) - \rho_{sky}(w)L_{sky}(\lambda)}{E_d(\lambda)} \quad (3.16)$$

donde ρ_{sky} es el coeficiente de Fresnel para la radiancia tomado de Mobley (1999), [64] y que está expresada en función de la velocidad del viento en superficie (w). Obsérvese que la parametrización de ρ_{sky} con el viento vale solo en condiciones ideales en que la rugosidad de la interfase agua-aire puede asumirse independiente de otros factores. Para mediciones realizadas en zonas costeras, como las utilizadas en este trabajo, este no es el caso. Aun así, el error introducido por este efecto en las bandas de interés de esta tesis –el rojo y el NIR– es menor a despreciable, dado que la radiancia proveniente del cielo sigue una dependencia del tipo *Rayleigh* en el visible, es decir, se minimiza en longitudes de onda largas.

3.6.2. Descripción de las campañas

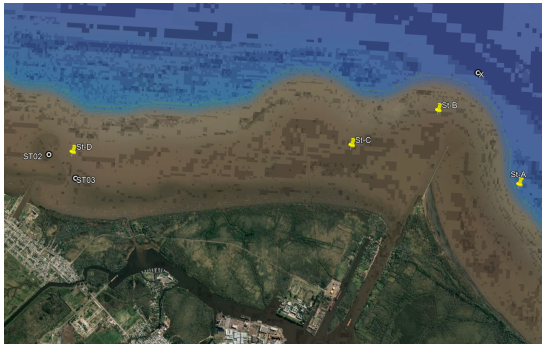
Como ya se mencionó, las mediciones de campo tienen una gran importancia en la calibración y validación de los algoritmos para el sensoramiento remoto. Para llevar a cabo estas mediciones de campo es necesario organizar *campañas* de medición.

Las campañas son, en términos generales, jornadas de trabajo de campo en las que se trasladan los instrumentos a un sitio de interés y se los pone en funcionamiento durante una ventana temporal fijada con anterioridad. Las fechas, lugares y horarios se establecen teniendo en cuenta principalmente las condiciones meteorológicas previstas y las pasadas de diferentes satélites de interés.

Dependiendo de las características particulares de cada instrumento, las mediciones se realizan de manera continua (es decir, durante toda la jornada) o de manera discreta (en *estaciones*). Las estaciones consisten en mediciones realizadas en un momento dado con todos los instrumentos a la vez, priorizando horarios de adquisición de las imágenes satelitales de interés que tengan pasadas previstas en la jornada de medición. Dichas estaciones son las más relevantes para la validación de productos biogeofísicos satelitales (ejercicio de *match up*). Fuera de los horarios de las pasadas se intenta generalmente realizar estaciones en forma periódica para intentar captar la variabilidad diaria del sitio durante la jornada de muestreo. Estos datos son útiles para el desarrollo de algoritmos.

Dentro del plazo establecido para el desarrollo de este trabajo se realizó una campaña en el Río de la Plata, que se llevó a cabo a bordo de la embarcación GC-51 de la Prefectura Naval Argentina en las inmediaciones del puerto de La Plata durante el día 25 de Febrero de 2021. Las mediciones fueron tomadas en cuatro estaciones utilizando los instrumentos ya detallados para la medición de turbidez (HACH 2100P ISO) y reflectancia (TriOS/RAMSES). Las posiciones de las estaciones muestreadas se observan en la figura 19(a).

Estas mediciones de campo resultan fundamentales para la calibración, validación y evaluación de algoritmos, como el estudio realizado en este trabajo. La imagen RGB (color casi verdadero) generada a partir de la imagen satelital proveniente de Sentinel-3B adquirida el día de la campaña puede observarse en la figura 19(b).



(a) Posiciones de las cuatro estaciones de la campaña, en las cercanías del puerto de La Plata.



(b) Imagen RGB generada a partir de la imagen proveniente del satélite Sentinel-3B.



(c) Realizando mediciones con un sensor de turbidez que se encuentra dentro del agua.

Figura 19: Campaña del 25 de febrero de 2021.

Esta campaña se encuentra en el marco de las actividades de control y monitoreo del Río de la Plata organizadas por el Ministerio de Ambiente y Desarrollo Sostenible con el apoyo de la Prefectura Naval Argentina. Más información sobre esta actividad puede encontrarse en [65].

3.7. Resumen de la metodología

Para concluir, y con el fin de facilitar la comprensión de este trabajo, a continuación se resume la metodología general del trabajo y en el diagrama de la figura 20 en forma gráfica.

- Se analizaron dos tipos de datos: los simulados mediante el software Hydrolight (HL) y los datos de campo, tomados *in situ* en el Río de la Plata.
- Se especificaron las concentraciones de tres componentes: NAP (material particulado no algal), CHL (clorofila-a) y CDOM (material orgánico disuelto coloreado), este último cuantificado por la absorción a 443 nm ($a_{CDOM}(443)$).
- Para simular la reflectancia es necesario definir la variación espectral de la absorción específica (a^*), dispersión específica (b^*) y la función de dispersión en volumen (VSF).
- La salida del software Hydrolight es, entre otras variables relevantes, la reflectancia (ρ_{wHL}).
- Se convolucionaron los espectros para obtener las respuestas de las bandas roja (*red*) e infrarroja (*nir*) de los diferentes sensores y se estimó la turbidez (T_{HL}) aplicando el algoritmo AD2015 a partir de $\rho_{wHL}(red)$ y $\rho_{wHL}(nir)$.

- Finalmente, se calculó la concentración del material particulado en suspensión (SPM) a partir de datos de turbidez (T_{HL}) utilizando la relación MD2013 (SPM_{HL}).

Dado que la relación entre T y SPM (DM2013) fue establecida utilizando datos de campo, ésta toma en cuenta el total de partículas que se encuentran en el agua, tanto algales como no algales. Por lo tanto para que los valores calculados aplicando DM2013 sean comparables con los componentes de entrada al Hydrolight, tiene que sumarse a la concentración de material no-algal (NAP), lo que corresponde al componente algal, o sea $SPM_{total} = NAP + SPM_{CHL}$. El término SPM_{CHL} considera la totalidad de la masa de fitoplancton a partir de la concentración de pigmentos que contienen estos organismos, y se calcula a partir de la concentración de clorofila (CHL) mediante la expresión empírica:

$$SPM_{CHL} = 0,234 [CHL]^{0,57} \quad (3.17)$$

presentada por Sidik et al. (2017) [66]., referida de aquí en mas como JS2017.

Por su parte se aplicaron los mismos algoritmos a los datos de reflectancia y de turbidez medidas en el campo $\rho_w TriOS$ y T_{HACH} con el fin de comparar los resultados.

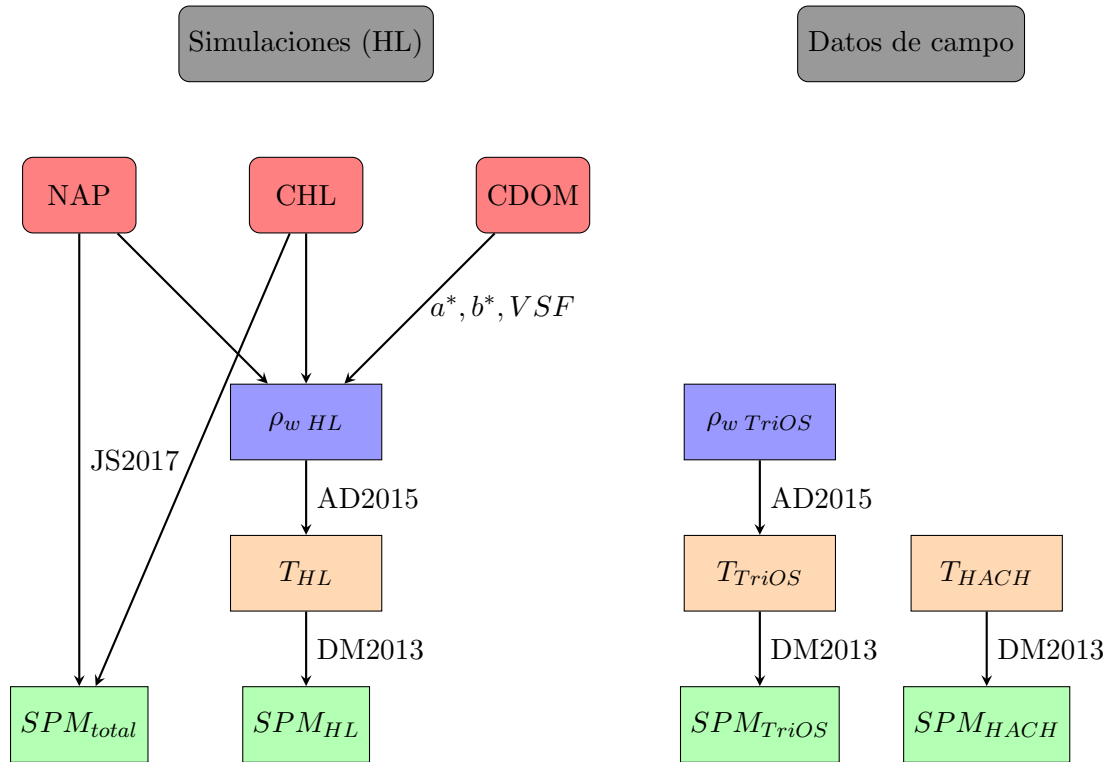


Figura 20: Representación gráfica de la metodología implementada en este trabajo.

4. Resultados y discusión

En esta sección se presentan y discuten los resultados obtenidos en las simulaciones realizadas, así como también la comparación con datos de campo tomados tanto en la campaña comentada en la sección anterior como en campañas precedentes realizadas por el grupo. A lo largo de esta sección, se consideran datos de campo correspondientes a cuatro campañas realizadas entre los años 2018 y 2021.

4.1. Simulaciones

Habiendo considerado ya los modelos y parámetros utilizados en las simulaciones, se obtuvieron 192 curvas de reflectancias simuladas entre 350 y 950 nm con un paso de 2.5 nm.

La figura 21 muestra un subconjunto representativo de las simulaciones realizadas. Los colores utilizados en el gráfico tienen por único objetivo la fácil diferenciación de las curvas (o *firmas espectrales*). En línea negra punteada se muestran los datos de campo, esto es, las firmas espectrales medidas *in situ* utilizando el radiómetro TriOS.

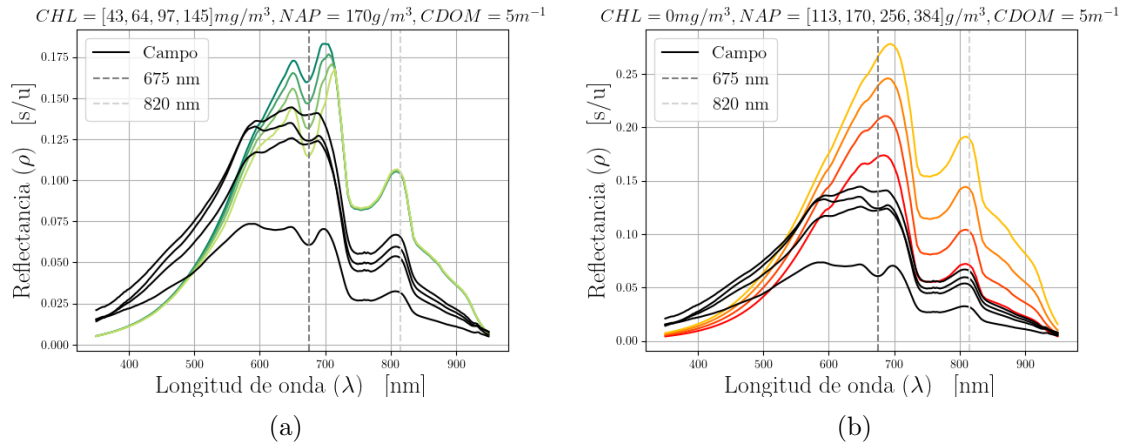


Figura 21: Selección de firmas del conjunto de simulaciones (en colores) y las cuatro mediciones de campo (línea punteada negra).

Lo que puede observarse a simple vista es que algunos de los resultados de las simulaciones tiene formas similares a las firmas espectrales medidas en aguas naturales. En particular, reproducen aspectos fundamentales para el análisis llevado a cabo en este trabajo como lo son:

- en la subfigura 21(a), la disminución en la reflectancia en la región centrada en 675nm debido al aumento en la absorción de la clorofila (ver figura 12);
- en la subfigura 21(b), la dependencia de la reflectancia en la región del *nir* con la concentración de NAP.

Es importante observar que el primero de los efectos se observa únicamente en las curvas de la subfigura 21(a), correspondientes a simulaciones en las que la concentración de clorofila resulta significativa.

4.2. Retrodispersión y reflectancia

Teniendo en cuenta que este trabajo estuvo centrado principalmente en la simulación de espectros de reflectancia para el cálculo de errores de un algoritmo de turbidez, y que el software Hydrolight no contempla la turbidez como variable de salida ni de entrada, el parámetro que se evaluó es la retrodispersión total (b_b). Si bien el side-scattering (b_s)

es la cantidad más cercana a la turbidez, la variabilidad de la relación $\beta_p(120^\circ)/\beta_p(90^\circ)$ reportada en la literatura se encuentra en el rango $1,2 \pm 1,7$, donde β_p es la función de dispersión en volumen del material particulado [6].

En la figura 22 se muestran los valores arrojados por Hydrolight en las bandas de 645nm (*red*)—subfiguras 22(a) y 22(b)— y 860nm (*nir*) —subfiguras 22(c) y 22(d)—.

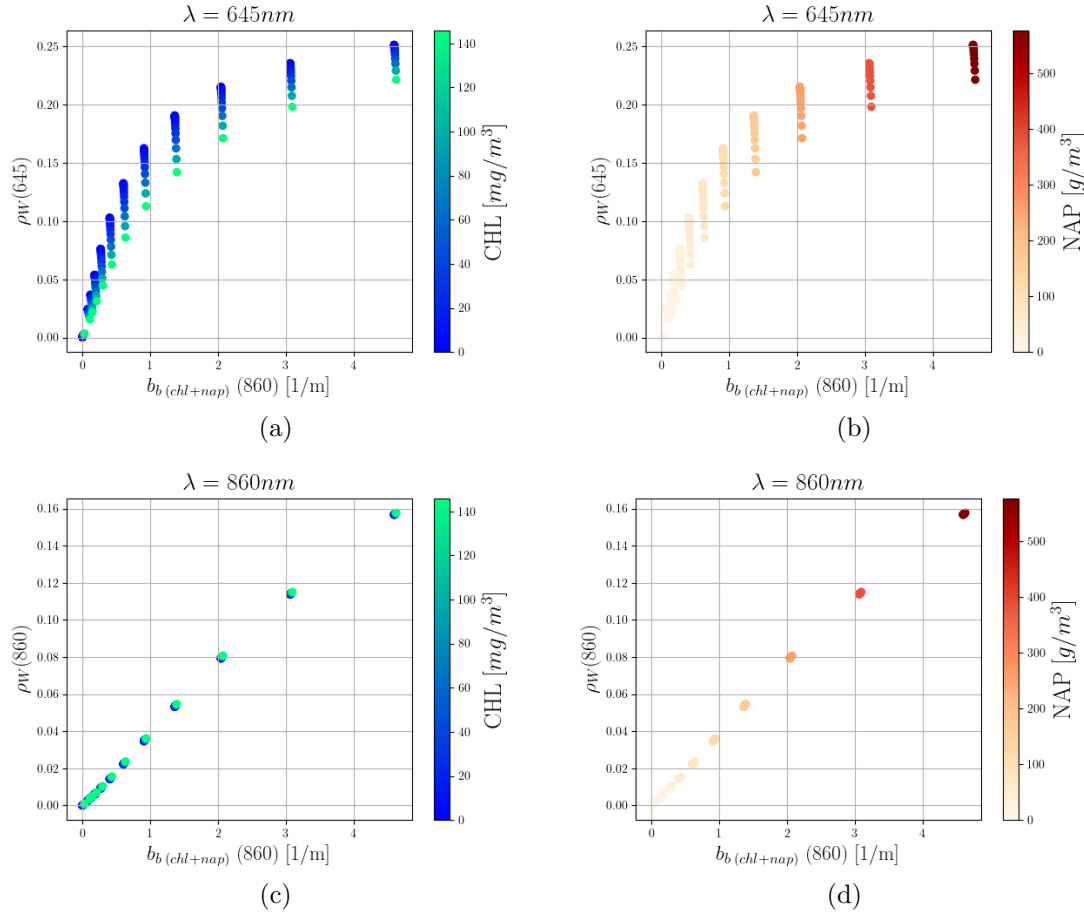


Figura 22: Reflectancia en las bandas de 645 nm (ρ_{645}) y 860 nm (ρ_{860}) en función del valor calculado para la retrodispersión (b_b).

Por otra parte, ambos resultados se presentan también en tonos de colores según la concentración de clorofila —subfiguras 22(a) y 22(c)— y según la concentración de material particulado total en suspensión —subfiguras 22(b) y 22(d)—.

Lo primero que puede observarse es que la retrodispersión muestra una clara dependencia con ambas componentes, lo que se ve a simple vista en la manera en que se agrupan los puntos correspondientes a diferentes concentraciones.

Para el material particulado no algal (NAP, subfiguras 22(b) y 22(d)) el crecimiento en la retrodispersión se da de manera monótona con la concentración, lo que se manifiesta claramente en el hecho de que los puntos claros aparecen del lado izquierdo de gráfico, mientras que los más oscuros lo hacen del lado derecho. Esto es absolutamente intuitivo si se piensa nuevamente la estrecha conexión entre la turbidez y la retrodispersión o, equivalentemente, si se piensa que la dispersión $b(\lambda)$ en el rango infrarrojo por parte del agua es despreciable (ver figura 10), lo que significa que la dispersión (y en particular, la retrodispersión $b_b(\lambda)$) está dado en su totalidad por el resto de las componentes.

Por otra parte, la dependencia que se observa en los gráficos coloreados según la concentración de clorofila es diferente. En el gráfico de la banda $\lambda = 645nm$ (*red*) se ve una clara separación entre los puntos asociados a bajas concentraciones de clorofila de los de altas concentraciones. Esto significa que existe una correlación entre los valores medidos

de reflectancia en esa longitud de onda y las concentraciones de clorofila. Sin embargo, esta correlación desaparece casi por completo para la banda de $\lambda = 860nm$ (*nir*), donde se observa que los valores quedan situados en el mismo punto del plano independientemente de la concentración de clorofila.

Si se observa la curva de absorción de la clorofila (figura 12), la explicación de este fenómeno resulta evidente: el pico de absorción de este pigmento en la banda del rojo modifican drásticamente la reflectancia para un determinado coeficiente de retrodispersión del sistema compuesto (i.e. el agua más el resto de los componentes).

4.3. Relación entre valores de reflectancia y concentraciones de las componentes

Una vez realizado este estudio preliminar sobre la retrodispersión simulada para diferentes concentraciones de clorofila y material particulado no algal, se estudió qué ocurre con los valores de reflectancia en las bandas *red* y *nir*, en las que opera el algoritmo de turbidez AD2015. Además, se evaluaron los valores integrados en las bandas de los sensores analizados.

En la figura 23 se muestran los resultados de reflectancia del agua (ρ_w) en las bandas *red* y *nir* correspondientes al sensor MODIS Aqua (MA), y las concentraciones de clorofila (CHL) y material particulado en suspensión total ($SPM_{total} = NAP + SPM_{CHL}$). Además, las líneas negras muestran los contornos correspondientes al algoritmo AD2015. En otras palabras, lo que los gráficos muestran es cómo quedan posicionados los valores de reflectancia en las bandas utilizadas para diferentes concentraciones de clorofila, así como los contornos de la función de turbidez resultante aplicar el algoritmo AD2015. El cambio brusco en los contornos entre valores de $\rho_w(645)$ entre 0.05 y 0.07 se debe al cambio de banda propuesto en el algoritmo AD2015 (ver subsección 1.2).

Los resultados obtenidos para las bandas de los seis sensores considerados fueron similares. Por este motivo, en este trabajo se presentan solo los correspondientes a las bandas de MA.

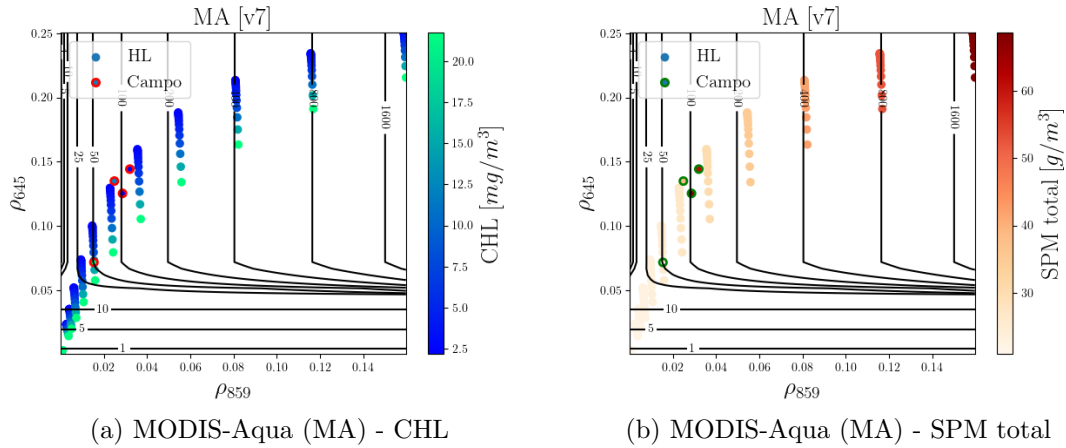


Figura 23: Resultados de reflectancia del agua (ρ_w) en las bandas *red* y *nir* para el sensor MA (645nm y 859nm respectivamente), junto con los contornos de turbidez (en FNU) dados por el algoritmo AD2015.

Nuevamente, el gráfico de la subfigura 23(a) muestra que los valores de reflectancia en la banda *red* (645 nm, para el sensor MA) se ven modificados por la concentración de clorofila para un mismo valor de la reflectancia en la banda *nir* (859 nm, para el sensor MA). Esto es un aspecto importante a considerar a la hora de utilizar un algoritmo de turbidez que no contempla la presencia de clorofila como variable de entrada.

Por otro lado, en el gráfico 23(b) se ve que a igual reflectancia en la banda *nir* lo que se obtiene es un mismo valor de material particulado en suspensión total. Este es un detalle

importante ya que el comportamiento observado en el gráfico 23(b) es el esperable para un algoritmo de turbidez como el implementado, o sea que la reflectancia varía sólo con la concentración total de partículas.

Finalmente, se observa también que los datos de campo (marcados con borde rojo para CHL y con borde verde para SPM total) son consistentes con lo obtenido en las simulaciones. En el caso de SPM_{total} , se observa una mayor discrepancia entre la relación que presentan los valores simulados y medidos. Esto puede deberse a errores en las mediciones de campo tanto radiométricas como en la relación $T : SPM$ utilizada.

4.4. Estimación de SPM en relación a [CHL]

Con estas observaciones preliminares sobre los valores de retrodispersión y los valores de reflectancia en ambas bandas, se compararon los resultados obtenidos para el material particulado en suspensión (SPM) obtenidos mediante el algoritmo de turbidez y la posterior transformación a partir del algoritmo empírico para SPM.

Los resultados de este procedimiento para las bandas *red* y *nir* correspondientes al sensor MODIS-Aqua (MA) se muestran en la figura 24. De igual manera, los gráficos correspondientes a las bandas del sensor VIS-NIR de SABIA-Mar (SMAR) se presentan en la figura 25.

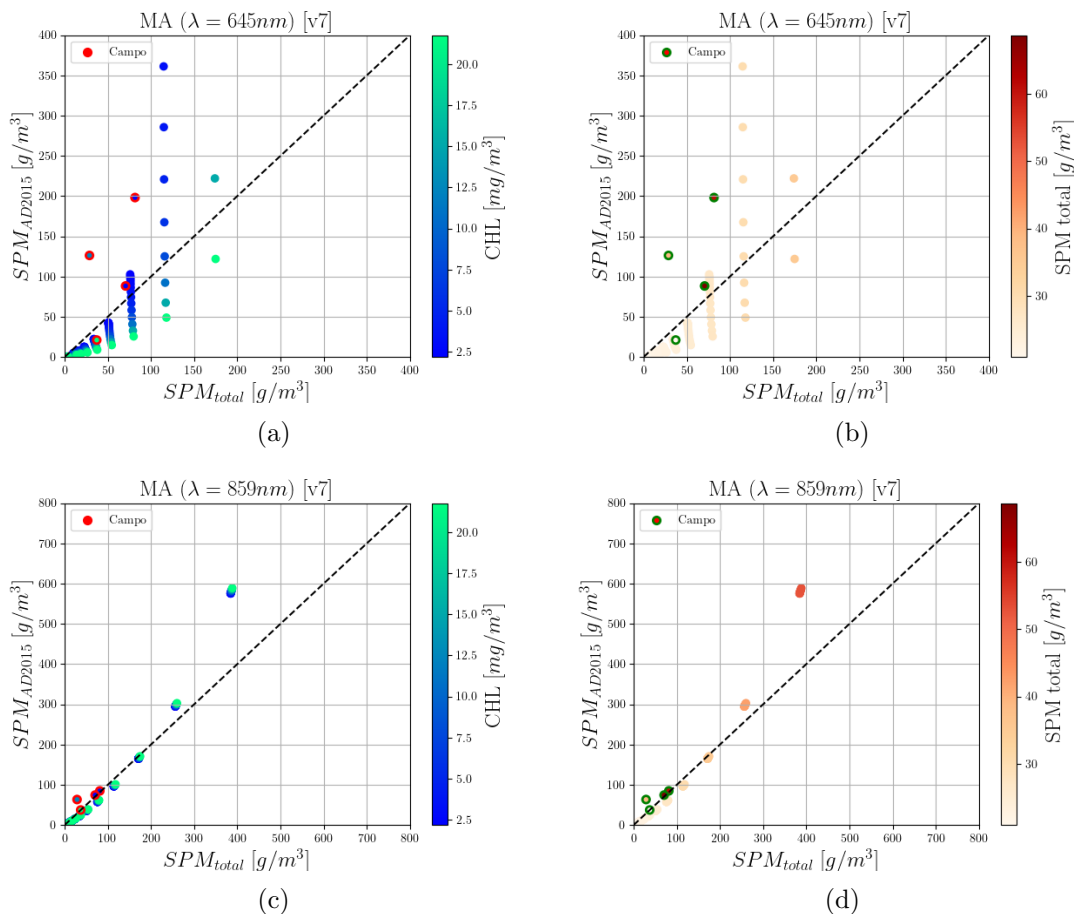


Figura 24: Resultados obtenidos para el material particulado en suspensión (SPM) con la convolución correspondiente al sensor MODIS-Aqua y luego los algoritmos AD2015 y DM2013.

Al igual que como ocurre con los gráficos de retrodispersión, en las bandas *red* de estos sensores se observa una divergencia de los resultados para SPM dada por las diferentes concentraciones de clorofila presentes en el agua, mientras que en la banda *nir* este fenómeno no se observa. Nuevamente, esto es razonable si se tiene en cuenta que la reflectancia en

el rango del rojo se encuentra cercana del pico de absorción de la clorofila-a, mientras que la banda del infrarrojo cercano no se ve afectada por esta.

Lo que puede verse es que en el rango $0-200 \text{ g/m}^3$ la relación entre el SPM total de entrada (i.e. el conocido) y el calculado por el algoritmo AD2015 y luego el de Moreira et al. arrojan resultados compatibles. Recordando que este último método brindaba una relación lineal de la forma:

$$SPM = 0,73 \cdot T$$

para T en el rango $0-300 \text{ FNU}$, lo esperable es un buen desempeño del método en el rango $0-220 \text{ g/m}^3$, lo que significa que los resultados obtenidos son consistentes con lo esperado. La desviación respecto a lo estimado para valores mayores de SPM se debe a que la aproximación qSSA utilizada en el algoritmo deja de ser aplicable.

Sin embargo, es importante reparar nuevamente en el fenómeno de divergencia entre los datos correspondientes a distintas concentraciones de clorofila en la banda *red* (645 nm). Al igual que se vio para el caso de la retrodispersión, la influencia de la clorofila en el rango del rojo no es despreciable y provoca notorias discrepancias entre lo esperado y lo obtenido, lo que nuevamente sugiere el pobre desempeño de este tipo de algoritmos para casos de aguas naturales con altas concentraciones de clorofila. Igual que antes, en la banda del *nir* los datos de clorofila no generan este inconveniente.

Análogamente con lo que sucedía con la retrodispersión, en los gráficos coloreados según la concentración de SPM total este inconveniente no se observa, lo que reafirma lo sostenido sobre la clorofila como causante del fenómeno.

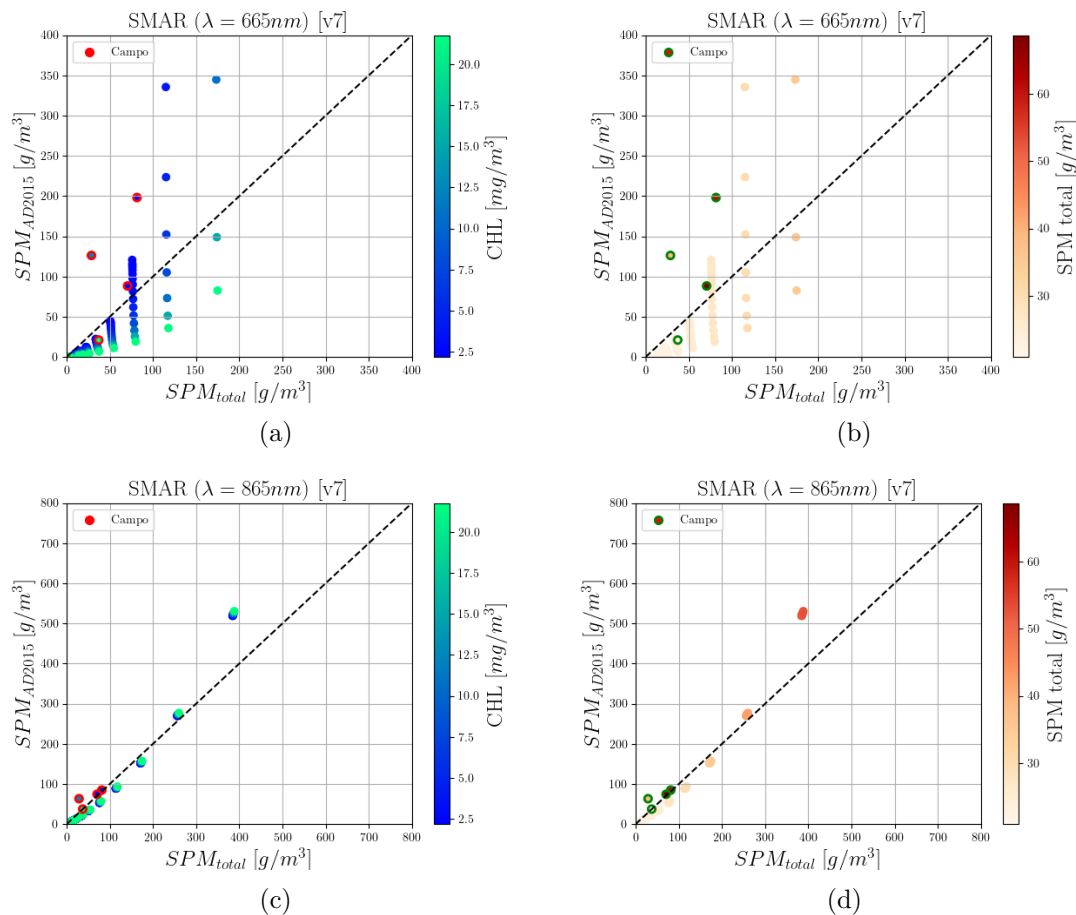


Figura 25: Resultados obtenidos para el material particulado en suspensión (SPM) con la convolución correspondiente al sensor SABIA-Mar y luego los algoritmos AD2015 y DM2013.

Se observa que los resultados son perfectamente comparables con los analizados para los datos de reflectancia de salida del software Hydrolight, con leves diferencias en los resultados dadas por las diferencias en las funciones de respuesta espectral del sensor MA. La diferencia principal con los datos de Hydrolight se da en la banda de 645nm, donde puede observarse que la dispersión de los puntos asociados a diferentes concentraciones de clorofila es menor. Esto tiene sentido si se mira el gráfico de la respuesta espectral del sensor MA (figura 16(a)), donde puede verse claramente que el ancho de la banda con pico en 645nm es considerable en comparación con la mayoría de las bandas, lo que reduce el efecto de distorsión ya comentado que tiene el pico de absorción de la clorofila en 671nm (como se mostró en la figura 12).

4.5. Error en la estimación del SPM debido a la presencia de partículas no-algales

Finalmente, en la figura 26 se muestra el error obtenido a partir de la expresión 3.15 para cada uno de los sensores considerados en este trabajo.

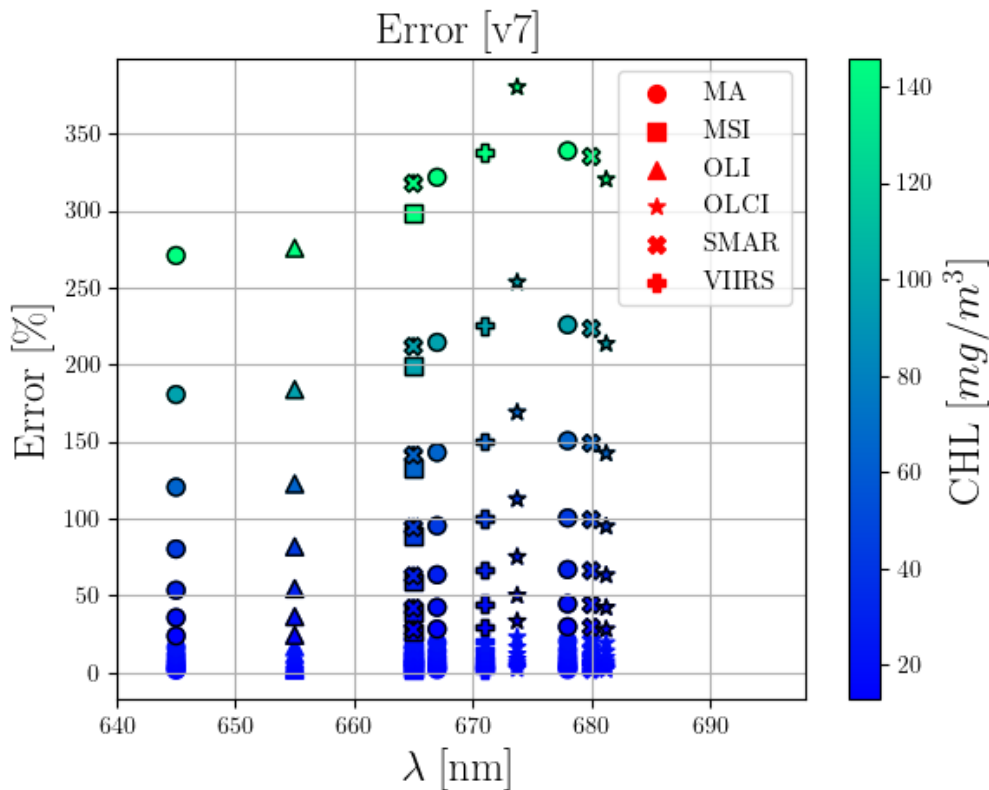


Figura 26: Error relativo para cada sensor considerado junto con las concentraciones de clorofila asociadas.

Como la relación presentada por Bricaud et al. (1998) (ecuación 3.2) para la absorción específica es válida para el rango de concentraciones de clorofila menores a 10 mg/m^3 , los datos correspondientes a concentraciones mayores que este umbral se muestran con borde negro. En esos casos, los resultados mostrados corresponden a $a_{CHL=10}^*$, i.e. la absorción específica calculada para $[CHL] = 10 \text{ mg/m}^3$, y variando únicamente la concentración $[CHL]$.

Lo que se ve en primer lugar es que, para los puntos asociados a concentraciones en el rango $0 - 10 \text{ mg/m}^3$, los errores relativos se mantienen debajo del 25%. Para este subconjunto de puntos, el valor máximo para el error relativo (23%) es alcanzado en la banda de 674nm del sensor OLCI.

En el resto de los puntos se hace más evidente el aumento del error en la región del rojo (600-700nm) a medida que se aumenta la concentración de clorofila, tal como se discutió en los gráficos anteriores. Concretamente, lo que puede verse es un máximo en las longitudes de onda cercanas a 675nm, que es precisamente el punto donde la absorción de la clorofila alcanza un máximo local.

En particular, se ve que en la región del espectro comprendida entre 665nm y 685nm los errores asociados a las bandas de los sensores considerados superan el 250 % de error relativo para la máxima concentración de clorofila (145 mg/m^3). Teniendo en cuenta la forma en que este error es calculado (ecuación (3.15)), puede apreciarse que el mismo fenómeno ocurre para otras concentraciones de este pigmento en la misma región, aunque con menor magnitud a medida que disminuyen los valores de concentración, como es de esperarse. En el límite de concentraciones menores a 20 mg/m^3 (las usuales para el Río de la Plata, por ejemplo), se ve que los errores disminuyen significativamente (menores al 50 %). De esto que resulta natural encontrar una correlación entre altas concentraciones de clorofila y altos errores en los métodos dependientes de la banda *red* del espectro electromagnético. Por ejemplo, para la banda de 645nm del sensor MA el error correspondiente a valores de [CHL] menores a 60 mg/m^3 es menor al 100 %, mientras que asciende a 270 % para valores superiores a 120 mg/m^3 . Este mismo fenómeno se observa en el resto de las bandas de todos los sensores, y se ve de manera aún más contundente en la región del espectro comprendida por las longitudes 665nm y 685nm, donde se encuentra el pico de absorción de este pigmento.

Lo que se ve entonces es que el bajo desempeño de los algoritmos que utilizan la banda del rojo puede verse incrementado aún más si se utilizan datos provenientes de sensores con bandas cuya longitud de onda central se encuentra más cercana a 675nm, el pico de absorción de la clorofila-a en el rango del rojo.

Finalmente, lo que puede mencionarse a partir de la figura 26 es que el desempeño del algoritmo también se ve afectado, en menor medida, por la forma de la función de respuesta espectral y de la longitud de onda donde dicha respuesta es máxima. En este sentido, para este conjunto específico de sensores se ve fácilmente en el gráfico que la incerteza al implementar el algoritmo para datos de reflectancia provenientes del sensor OLCI en su banda de 674nm es máxima (381 %) para la concentración de clorofila más alta simulada, mientras que para datos provenientes del sensor MA en su banda de 645nm la incerteza es mínima (271 %) para igual [CHL]. Tener en consideración este fenómeno posibilita, para los sensores con varias bandas en el rango rojo del espectro, utilizar las bandas más cercanas a 645 nm y más alejadas de 675 nm. Esto aplica para los sensores MA (usando la banda de 645nm), OLCI (usando la banda de 665nm) y SMAR (usando la banda de 665nm), si bien estas dos últimas presentan un mayor error que la primera otras bandas por estar influenciada en cierto grado por la absorción de la CHL (ver figura 16).

5. Conclusiones y perspectivas

En este trabajo se evaluó el desempeño de un algoritmo de estimación de la turbidez superficial de cuerpos de agua naturales mediante sensores ópticos remotos. Para ello, se realizaron simulaciones de transferencia radiativa representativas de aguas ópticamente complejas y se las contrastó con los valores obtenidos en mediciones de campo en el Río de la Plata.

En primer lugar, se describió el contexto de este trabajo, los algoritmos existentes para la estimación de turbidez a partir de datos de reflectancia, algunos de los sistemas satelitales que se encuentran disponibles (o en actual desarrollo) para el sensoramiento remoto de aguas naturales. Luego, se resaltó la importancia del área de estudio seleccionada, la motivación del estudio de estos algoritmos y los objetivos de este trabajo.

En segundo lugar, se presentaron los aspectos fundamentales del marco teórico de este trabajo. Para comenzar, se definieron las magnitudes más importantes para el desarrollo del trabajo, diferenciando las propiedades ópticas aparentes de las inherentes y se explicó brevemente una aproximación que permite relacionar estos dos conjuntos de propiedades ópticas. Ya con estas definiciones, se mostró el desarrollo de la ecuación de transferencia radiativa y se introdujeron tanto el software Hydrolight para la resolución de dicha ecuación, como las componentes ópticamente activas a considerar.

Siguiendo con el desarrollo del trabajo, se enumeraron los aspectos metodológicos implementados a lo largo del trabajo. Primero, se presentaron los modelos utilizados, junto con los parámetros fijados para la entrada del software Hydrolight. Luego se comentó el proceso de convolución realizado sobre las respuestas espectrales de los sensores incluidos en el análisis y se resumió brevemente el proceso de automatización de las rutinas de simulación. Finalmente, se explicaron los procesos de medición *in situ*, describiendo los instrumentos utilizados y la dinámica de las campañas de medición.

Finalmente, se presentaron los resultados obtenidos en las simulaciones y se los contrastó con los datos de campo de campañas realizadas en el área de estudio.

Los resultados mostraron, en primer lugar, constituir un conjunto representativo de los datos de campo obtenidos hasta el momento, logrando la reproducción de los aspectos más importantes para el análisis de los algoritmos a estudiar (i.e. los efectos observados para la reflectancia simulada –figura 21– en las regiones de 675nm y 820nm). Los resultados de retrodispersión (figura 22) mostraron, por otro lado, una dependencia clara por parte de los valores de reflectancia de las concentraciones de clorofila utilizadas en las simulaciones, aspecto que no se observó para diferentes concentraciones de material particulado no algal.

Los gráficos de las reflectancias obtenidas en las bandas de interés (*red* y *nir* –figura 23) mostraron la misma dependencia observada en los resultados de retrodispersión: una fuerte dependencia de la banda de 645nm de la concentración de clorofila, mientras que la banda de 859nm variaba únicamente con la concentración del material particulado en suspensión total, como se esperaba.

Esta divergencia observada en los datos de reflectancia en la banda se trasladaron a los resultados del algoritmo de turbidez estudiado. Lo que se vio fue un correcto funcionamiento en el rango del infrarrojo cercano, así como sus limitaciones en el rango del rojo del espectro electromagnético para el cálculo de esta variable en el caso particular de aguas con alto contenido de clorofila para las curvas integradas con las respuestas con los sensores considerados (figuras 24 y 25). Las comparaciones de los resultados provenientes de las simulaciones con la curva de absorción de la clorofila permitió establecer una correlación entre estos dos factores.

Finalmente, el análisis del error utilizando las bandas de diferentes instrumentos mostró que el error relativo es mayor para las bandas que se encuentran en el rango del rojo y que aumenta cuanto más cerca se encuentre del máximo local de absorción de este pigmento. En particular, se vio que para concentraciones menores a 20 mg/m^3 , el error en el SPM resulta menor al 50 %, mientras que para concentraciones superiores a 120 mg/m^3 supera el 250 % (figura 26). Se vio también que la implementación de los algoritmos de turbidez sobre

los datos de reflectancia provenientes de diferentes sensores arrojan distintos intervalos de incerteza en los resultados, dependiendo no solamente de la longitud de onda donde se centra la banda roja del sensor, sino también de la forma que tiene la respuesta espectral en esa región. Para concluir, se vio que en el límite de concentraciones nulas de clorofila, los datos de reflectancia de todos los sensores tienden a ser equivalentes para su uso en los algoritmos de turbidez ya que aproximan las condiciones en que este fue calibrado.

Si bien se observa una buena correspondencia entre las reflectancias roja/NIR de las simulaciones y los datos de campo (figura 23), el conjunto de simulaciones obtenido en esta tesis posee algunas limitaciones que deberán ser evaluadas nuevamente en trabajos posteriores. Por ejemplo, se deberá evaluar el efecto de variar el CDOM, cuyo valor a lo largo de todo este trabajo fue constante ($5m^{-1}$). Por otro lado, será necesario evaluar la aplicabilidad de los modelos empíricos de IOPs utilizados como entrada en las simulaciones. A partir de los resultados obtenidos, se considera que en futuros trabajos, la rama roja del algoritmo de turbidez de Dogliotti et al. (2015) deberá ser reformulada de manera de considerar el impacto de la absorción de la clorofila en los rangos de concentraciones estudiados en esta tesis. También queda considerar la presencia de otros pigmentos que pueden estar presentes en algunas especies fitoplactónicas que tienen picos de absorción en ciertas partes de la región del rojo del espectro, como la ficocianina presente en las cianobacterias que presenta un pico de absorción en 620nm.

Los resultados obtenidos en esta tesis son de particular relevancia en el contexto de la futura misión satelital SABIA-Mar, considerando que la turbidez satelital fue seleccionada como un producto a ser distribuido operativamente por la CONAE. Este trabajo es un estudio inicial que aporta a la mejora del algoritmo de turbidez en el que se está trabajando y que es de particular relevancia si se considera la diversidad óptica de las aguas del litoral argentino.

Referencias

- [1] G. H. Tilstone, A. A. Lotliker, P. I. Miller, P. M. Ashraf, T. S. Kumar, T. Suresh, B. R. Ragavan, and H. B. Menon, “Assessment of MODIS-Aqua Chlorophyll-a Algorithms in Coastal and Shelf Waters of the Eastern Arabian Sea,” *Continental Shelf Research*, vol. 65, pp. 14 – 26, 2013.
- [2] D. Blondeau-Patissier, J. F. R. Gower, A. G. Dekker, S. R. Phinn, and V. E. Brando, “A Review of Ocean Color Remote Sensing Methods and Statistical Techniques for the Detection, Mapping and Analysis of Phytoplankton Blooms in Coastal and Open Oceans,” *Progress in Oceanography*, vol. 123, pp. 123 – 144, 2014.
- [3] D. Odermatt, A. Gitelson, V. E. Brando, and M. Schaepman, “Review of Constituent Retrieval in Optically Deep and Complex Waters From Satellite Imagery,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 118, pp. 116 – 126, 2012.
- [4] T. Platt, N. Hoepffner, V. Stuart, and C. Brown, “IOCCG. Why Ocean Colour? the Societal Benefits of Ocean-Colour Technology,” tech. rep., Ocean-Colour Coordinating Group, No. 7, IOCCG, Dartmouth, Canada, 2008.
- [5] “IOCCG Report 7 Societal Benefits of Ocean Color, <https://bit.ly/2qIU5a5>.”
- [6] A. I. Dogliotti, K. G. Ruddick, B. Nechad, D. Doxaran, and E. Knaeps, “A Single Algorithm to Retrieve Turbidity From Remotely-Sensed Data in All Coastal and Estuarine Waters,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 156, pp. 157 – 168, 2015.
- [7] B. Nechad, K. Ruddick, and Y. Park, “Calibration and Validation of a Generic Multi-sensor Algorithm for Mapping of Total Suspended Matter in Turbid Waters,” *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, no. 4, pp. 854 – 866, 2010.
- [8] C. Gippel, “Potential of Turbidity Monitoring for Measuring the Transport of Suspended Solids in Streams,” *Hydrological Processes*, vol. 9, pp. 83–97, 01 1995.
- [9] G. H. Tilstone, G. F. Moore, K. Sorensen, R. Doerffer, R. Rottgers, K. G. Ruddick, and R. Pasterkamp, “Protocols for the Validation of MERIS Products in Case 2 Waters,” in *Proceedings from ENVISAT MAVT Conference. European Space Agency.*, vol. 3, 10 2003.
- [10] W. van der Linde, “Protocol for Determination of Total Suspended Matter in Oceans and Coastal Zones,” *JRC Technical Note I*, vol. 98, 01 1998.
- [11] I. O. for Standardization (ISO) (1999), “Water quality - Determination of turbidity. ISO, 7027..”
- [12] D. Moreira, C. Simionato, F. Gohin, F. Cayocca, and M. Luz Clara, “Suspended Matter Mean Distribution and Seasonal Cycle in the Río de La Plata Estuary and the Adjacent Shelf from Ocean Color Satellite (MODIS) and In-Situ Observations,” *Continental Shelf Research*, vol. 68, pp. 51–66, 09 2013.
- [13] B. Nechad, K. Ruddick, and G. Neukermans, “Calibration and validation of a generic multisensor algorithm for mapping of turbidity in coastal waters,” in *Remote Sensing of the Ocean, Sea Ice, and Large Water Regions 2009*, vol. 7473, p. 74730H, International Society for Optics and Photonics, 2009.
- [14] M. Carvalho, “Ocean Color Study Suggests the Presence of the La Plata Plume in Santos Bay, Brazil,” *Brazilian Journal of Oceanography*, vol. 62, pp. 01–04, 07 2014.
- [15] C. Garcia and V. Garcia, “Variability of Chlorophyll-a From Ocean Color Images in the La Plata Continental Shelf Region,” *Continental Shelf Research*, vol. 28, pp. 1568–1578, 07 2008.

- [16] A. Piola and S. Romero, “Space-Time Variability of the Plata River Plume,” *Gayana (Concepción)*, vol. 68, 12 2004.
- [17] A. Piola, S. Romero, and U. Zajaczkovski, “Space-Time Variability of the Plata Plume Inferred From Ocean Color,” *Continental Shelf Research - CONT SHELF RES*, vol. 28, pp. 1556–1567, 07 2008.
- [18] T. e. I. Ministerio de Ciencia, “Argentina.gob.ar, <https://www.argentina.gob.ar/ciencia/conae/misiones-espaciales/sabia-mar/objetivos>.” Visitada: 2021-11-10 [Online].
- [19] S. Scheiner and R. Santamaria, “Relación entre la retrodispersión (backscattering) y la turbidez (side-scattering) de partículas en suspensión en aguas naturales, <https://bit.ly/3oPnTNv>.”
- [20] IOCCG, *Remote Sensing of Ocean Colour in Coastal, and Other Optically-Complex, Waters*, vol. No. 3 of *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. Dartmouth, Canada: IOCCG, 2000.
- [21] R. W. Preisendorfer, *Hydrologic optics*. US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration . . . , 1976.
- [22] H. R. Gordon, “Simple Calculation of the Diffuse Reflectance of the Ocean,” *Appl. Opt.*, vol. 12, pp. 2803–2804, Dec 1973.
- [23] L. Kou, D. Labrie, and P. Chylek, “Refractive Indices of Water and Ice in the 0.65- to 2.5- μm Spectral Range,” *Appl. Opt.*, vol. 32, pp. 3531–3540, Jul 1993.
- [24] R. M. Pope and E. S. Fry, “Absorption Spectrum (380-700 nm) of Pure Water. II. Integrating Cavity Measurements,” *Appl. Opt.*, vol. 36, pp. 8710–8723, Nov 1997.
- [25] R. Smith and K. Baker, “Optical Properties of the Clearest Natural Waters (200-800 nm),” *Applied optics*, vol. 20, pp. 177–84, 01 1981.
- [26] S. Chandrasekhar, *Radiative Transfer*. Dover Books on Intermediate and Advanced Mathematics, Dover Publications, 1960.
- [27] C. D. Mobley and L. K. Sundman, “Hydrolight 5 ecolight 5,” *Sequoia Scientific Inc*, 2008.
- [28] C. D. Mobley, “A numerical model for the computation of radiance distributions in natural waters with wind-roughened surfaces,” *Limnology and oceanography*, vol. 34, no. 8, pp. 1473–1483, 1989.
- [29] C. Mobley, *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. San Diego: Academic Press, 01 1994.
- [30] C. D. Mobley, L. K. Sundman, and E. Boss, “Phase function effects on oceanic light fields,” *Applied optics*, vol. 41, no. 6, pp. 1035–1050, 2002.
- [31] G. C. Chang, T. D. Dickey, C. D. Mobley, E. Boss, and W. S. Pegau, “Toward closure of upwelling radiance in coastal waters,” *Applied Optics*, vol. 42, no. 9, pp. 1574–1582, 2003.
- [32] M. Tzortziou, J. R. Herman, C. L. Gallegos, P. J. Neale, A. Subramaniam, L. W. Harding Jr, and Z. Ahmad, “Bio-optics of the chesapeake bay from measurements and radiative transfer calculations,” *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 2005.

- [33] IOCCG, *Minimum Requirements for an Operational Ocean-Colour Sensor for the Open Ocean*, vol. No. 1 of *Reports of the International Ocean Colour Coordinating Group*. Dartmouth, Canada: IOCCG, 1998.
- [34] B. Nechad, K. Ruddick, T. Schroeder, K. Oubelkheir, D. Blondeau-Patissier, N. Cherkuru, V. Brando, A. Dekker, L. Clementson, A. C. Banks, *et al.*, “Coastcolour round robin data sets: a database to evaluate the performance of algorithms for the retrieval of water quality parameters in coastal waters,” *Earth system science data*, vol. 7, no. 2, pp. 319–348, 2015.
- [35] F. M. Sogandares and E. S. Fry, “Absorption spectrum (340–640 nm) of pure water. i. photothermal measurements,” *Applied Optics*, vol. 36, no. 33, pp. 8699–8709, 1997.
- [36] A. Morel *et al.*, *Optical properties of pure water and pure sea water*. Academic Press, 1974.
- [37] A. Bricaud, M. Babin, A. Morel, and H. Claustre, “Variability in the chlorophyll-specific absorption coefficients of natural phytoplankton: Analysis and parameterization,” *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 100, no. C7, pp. 13321–13332, 1995.
- [38] A. Morel, D. Antoine, and B. Gentili, “Bidirectional Reflectance of Oceanic Waters: Accounting for Raman Emission and Varying Particle Scattering Phase Function,” *Appl. Opt.*, vol. 41, pp. 6289–6306, Oct 2002.
- [39] K. J. Voss, “A spectral model of the beam attenuation coefficient in the ocean and coastal areas,” *Limnology and Oceanography*, vol. 37, no. 3, pp. 501–509, 1992.
- [40] A. Bricaud, A. Morel, and L. Prieur, “Absorption by Dissolved Organic Matter of the Sea (Yellow Substance) in the UV and Visible Domains,” *Limnology and Oceanography*, vol. 26, no. 1, pp. 43–53, 1981.
- [41] J. Jerome, R. Bukata, and J. Miller, “Remote sensing reflectance and its relationship to optical properties of natural waters,” *Remote Sensing*, vol. 17, no. 16, pp. 3135–3155, 1996.
- [42] C. S. Roesler, M. J. Perry, and K. L. Carder, “Modeling in situ phytoplankton absorption from total absorption spectra in productive inland marine waters,” *Limnology and Oceanography*, vol. 34, no. 8, pp. 1510–1523, 1989.
- [43] C. L. Gallegos, D. L. Correll, and J. W. Pierce, “Modeling spectral diffuse attenuation, absorption, and scattering coefficients in a turbid estuary,” *Limnology and Oceanography*, vol. 35, no. 7, pp. 1486–1502, 1990.
- [44] M. Babin, D. Stramski, G. M. Ferrari, H. Claustre, A. Bricaud, G. Obolensky, and N. Hoepffner, “Variations in the Light Absorption Coefficients of Phytoplankton, Nonalgal Particles, and Dissolved Organic Matter in Coastal Waters around Europe,” *Journal of Geophysical Research-Oceans*, vol. 108, pp. 3211–3231, 07 2003.
- [45] G. Dall’Olmo, T. Westberry, M. Behrenfeld, E. Boss, and W. Slade, “Significant contribution of large particles to optical backscattering in the open ocean,” *Biogeosciences*, vol. 6, no. 6, pp. 947–967, 2009.
- [46] M. Babin, A. Morel, V. Fournier-Sicre, F. Fell, and D. Stramski, “Light Scattering Properties of Marine Particles in Coastal and Open Ocean Waters as Related to the Particle Mass Concentration,” *Limnology and Oceanography*, vol. 48, pp. 843–859, 03 2003.

- [47] G. R. Fournier and J. L. Forand, “Analytic phase function for ocean water,” in *Ocean Optics XII*, vol. 2258, pp. 194–201, International Society for Optics and Photonics, 1994.
- [48] C. D. Mobley, *Light and Water: Radiative Transfer in Natural Waters*. San Diego: Academic Press, 1994.
- [49] C. M. Urien, *Los sedimentos modernos del Río de la Plata Exterior*. PhD thesis, Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 1967.
- [50] M. B. Framiñan and O. B. Brown, “Study of the Río de la Plata Turbidity Front, Part 1: Spatial and Temporal Distribution,” *Continental Shelf Research*, vol. 16, no. 10, pp. 1259 – 1282, 1996.
- [51] A. I. Dogliotti, M. Camiolo, C. Simionato, A. J. Jaureguizar, R. A. Guerrero, and C. Á. Lasta, “First optical observations in the turbidity maximum zone in the río de la plata estuary: A challenge for atmospheric correction algorithms,” *Ocean Optics XXII (USA, 26 al 31 de octubre de 2014)*, 2014.
- [52] L. D. León and J. Yunes, “First report of a microcystis aeruginosa toxic bloom in la plata river,” 2001.
- [53] C. Kruk and A. Martínez, “Kruk et al 2019. floración excepcional de cianos 2019,” 08 2019.
- [54] L. Aubriot, B. Zabaleta, F. Bordet, D. Sienna, J. Risso, M. Achkar, and A. Somma, “Assessing the origin of a massive cyanobacterial bloom in the río de la plata (2019): towards an early warning system,” *Water Research*, vol. 181, p. 115944, 2020.
- [55] A. I. Dogliotti, J. Gossn, C. Gonzalez, L. Yema, M. Sanchez, and I. O’Farrell, “Evaluation of multi-and hyper-spectral chl-a algorithms in the río de la plata turbid waters during a cyanobacteria bloom,” in *2021 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS*, pp. 7442–7445, IEEE, 2021.
- [56] R. A. Armstrong, F. Gilbes, R. Guerrero, C. Lasta, H. Benavidez, and H. Mianzan, “Validation of seawifs-derived chlorophyll for the rio de la plata estuary and adjacent waters,” *International Journal of Remote Sensing*, vol. 25, no. 7-8, pp. 1501–1505, 2004.
- [57] D. Calliari, M. Gómez, and N. Gómez, “Biomass and composition of the phytoplankton in the río de la plata: large-scale distribution and relationship with environmental variables during a spring cruise,” *Continental Shelf Research*, vol. 25, no. 2, pp. 197–210, 2005.
- [58] G. Martinez, E. Brugnoli, J. Hernandez, R. J. Frouin, and D. Vizziano, “How valid is the seawifs estimation of chlorophyll-a at the río de la plata estuary and its area of influence?,” in *Active and Passive Remote Sensing of the Oceans*, vol. 5656, pp. 54–65, International Society for Optics and Photonics, 2005.
- [59] A. Martínez and L. Ortega, “Delimitation of domains in the external río de la plata estuary, involving phytoplanktonic and hydrographic variables,” *Brazilian Journal of Oceanography*, vol. 63, pp. 217–227, 2015.
- [60] M. B. Sathicq, F. Unrein, and N. Gómez, “Recurrent pattern of picophytoplankton dynamics in estuaries around the world: The case of río de la plata,” *Marine Environmental Research*, vol. 161, p. 105136, 2020.
- [61] A. Harrison and C. Coombes, “An opaque cloud cover model of sky short wavelength radiance,” *Solar Energy*, vol. 41, no. 4, pp. 387–392, 1988.

- [62] L. J. Mueller, A. Morel, R. Frouin, C. Davis, R. Arnone, K. Carder, Z. Li, R. Steward, S. Hooker, C. Mobley, S. Mclean, B. Holben, M. Miller, C. Pietras, K. Knobelspiesse, G. Fargion, J. Porter, and K. Voss, “Ocean Optics Protocols for Satellite Ocean Color Sensor Validation, Revision 4, Volume III: Radiometric Measurements and Data Analysis Protocols,” Tech. Rep. NASA/TM-2003-21621/Rev-Vol III, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, USA, 01 2003.
- [63] G. Tilstone and G. Moore, “Regional Validation of MERIS Chlorophyll Products in North Sea Coastal Waters. Protocols Document. MERIS and AATSR Calibration and Geophysical Validation (MAVT-2003),” tech. rep., European Comission. CORDIS. EU Research Results, 01 2001.
- [64] C. D. Mobley, “Estimation of the Remote-Sensing Reflectance From Above-Surface Measurements,” *Applied Optics*, vol. 38, pp. 7442–7455, 12 1999.
- [65] M. de Ambiente y Desarrollo Sostenible, “Argentina.gob.ar, <https://bit.ly/3eaN19p>.” Visitada: 2021-11-10 [Online].
- [66] M. Jafar-Sidik, F. Gohin, D. Bowers, J. Howarth, and T. Hull, “The relationship between suspended particulate matter and turbidity at a mooring station in a coastal environment: consequences for satellite-derived products,” *Oceanologia*, vol. 59, no. 3, pp. 365–378, 2017.

Tesis disponible bajo Licencia
Creative Commons **Atribución – No Comercial – Compartir Igual** (by-nc-sa) 2.5 Argentina

Buenos Aires, 2021