



UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE INGENIERÍA

***"Observaciones satelitales de salinidad superficial en el
Océano Atlántico Sudoccidental: Intercambios entre
plataforma y talud"***

TESIS DE GRADO

Previa a la obtención del título de:
MAGISTER EN GEOMÁTICA

Presentada por:

Harold Alberto Fenco Chavesta

Director: Dra. Sandra Torrusio

Co-Director: Agrim. Leandro Soto

LA PLATA – ARGENTINA

AÑO

2018

***"Observaciones satelitales de salinidad superficial en el
Océano Atlántico Sudoccidental: Intercambios entre
plataforma y talud"***

Tesis de Maestría presentada por:

HAROLD ALBERTO FENCO CHAVESTA

Ante la Facultad de Ingeniería de la
Universidad Nacional de La Plata
Para optar al Grado Académico de

MAGISTER EN GEOMÁTICA

Director de Tesis: Dra. Sandra Torrusio

Co-director: Agrim. Leandro Soto

La Plata, 2018

Dedico este trabajo a:

mis Padres

Manuela y Lorenzo y

hermanos.

ÍNDICE GENERAL

ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	iv
ÍNDICE DE TABLAS	vii
RESUMEN:.....	viii
ABSTRACT:.....	ix
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. El Río de La Plata y Confluencia Brasil - Malvinas.....	5
1.2. La distribución histórica de Salinidad en el RdP y área de influencia (Guerrero et. al. 2014).....	11
1.3. La Salinidad en el Ciclo del Agua y la Circulación Oceánica.....	14
1.4. Organización de la tesis	16
2. OBJETIVOS	17
2.1. Objetivos Generales.....	17
2.2. Objetivos específicos	17
2.2.1. Metodología para la mejora de la resolución espacial de SSM-AQUARIUS....	18
2.2.2. SSM-AQUARIUS y SSM-SMOS como indicadores de aguas diluidas en la pluma del RdP	18
2.2.3. Validación espacial de SSM-AQUARIUS y la clorofila satelital.....	18
2.2.4. El viento y la descarga en la variabilidad de la pluma del RdP	18
2.2.5. Validación de SSM-AQUARIUS con los patrones espaciales de circulación...	19
2.2.6. Observaciones <i>in situ</i> vs salinidad satelital de AQUARIUS.....	19
3. DATOS Y MÉTODOS	21
3.1. DATOS.....	21
3.1.1. Datos Satelitales	21
a. SAC-D/AQUARIUS	21
b. SMOS / MIRAS.....	24
c. Temperatura Superficial del Mar	25
d. CLOROFILA	26
e. Corrientes OSCAR.....	28
f. Vientos ASCAT.....	29

3.1.2.	OBSERVACIONES IN SITU.....	30
a.	Datos en Campañas del INIDEP.....	30
b.	Caudal diario del RdP.....	33
c.	Boyas ARGO.....	34
3.2.	METODOLOGÍA.....	36
3.2.1.	Método estadístico de grillado.....	36
3.2.2.	Análisis, Diseño e Implementación de datos en un SIG.....	42
3.2.2.1.	Construcción de un Modelo Conceptual.....	42
a.	Relaciones de Entidades en el modelo.....	43
b.	Representación de entidades en el modelo.....	44
3.2.2.2.	Construcción de un Modelo Lógico.....	44
3.2.2.3.	Construcción de un Modelo Físico.....	45
3.2.2.4.	Modelo Cartográfico.....	46
3.2.2.5.	Análisis Espacial con SIG.....	46
4.	RESULTADOS.....	51
4.1.	Grillado estándar L3 (1°x1°) vs. Grillado LPI (0.5°x0.5°).....	51
4.2.	Distribución espacial del SSM y diferencias entre SMOS y AQUARIUS.....	52
4.3.	Variabilidad espacio – temporal de la SSM para el período de AQUARIUS.....	57
4.4.	El viento y descarga en la variabilidad de la Salinidad de AQUARIUS.....	59
4.5.	Ciclo estacional de la Pluma RdP.....	63
4.6.	Evolución de un evento de desprendimiento de aguas de baja salinidad.....	65
4.7.	Comparación de datos in situ (ARGO) y SSM-AQUARIUS.....	66
5.	CONCLUSIONES.....	69
	AGRADECIMIENTOS.....	73
	REFERENCIAS.....	75
	APÉNDICE A: Información Adicional.....	81
1.	Fundamentos Físicos de la Medición Remota de la Salinidad.....	81
2.	La determinación de la Salinidad Superficial con AQUARIUS.....	87
3.	Unidades Prácticas de Salinidad.....	88
	APÉNDICE B: Publicaciones y reunión de congresos relacionada con la Tesis.....	89

ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

ASCAT	Advanced SCATerometer
Cla	Clorofila-a
CM	Corriente de Malvinas
CB	Corriente de Brasil
CBM	Confluencia Brasil – Malvinas
CTD	Conductivity Temperature Depth
CONAE	Comisión Nacional de Actividades Espaciales
ESA	European Space Agency
EDK	Estimador de Densidad Kernel
IFREMER	Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER
INIDEP	Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero
L2	Nivel 2 de Pocosamiento de datos AQUARIUS
L3	Nivel 3 de Procesamiento de datos AQUARIUS
MIRAS	Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
NASA	National Aeronautics and Space Administration
OSCAR	Ocean Surface Current Analysis Real-time
PODAAC	Physical Oceanography Distributed Active Archive Center
PPW	Plata Plume Water
RdP	Río de la Plata
SASW	Sub Antarctic Shelf Water
SAC-D	Satélite de Aplicaciones Científicas – Serie D
SIG	Sistema de Información Geográfica
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SSH	Sea Surface Height
SSM	Salinidad Superficial del Mar
STSF	Sub Tropical Shelf Front
STSW	Sub Tropical Shelf Water
TC	Trayectoria Central
TN	Trayectoria Norte
TS	Trayectoria Sur
TSM	Temperatura Superficial del Mar
UPS	Unidades Prácticas de Salinidad
UTM	Proyección Universal Transversa Mercator
V2.0	Versión 2.0

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1-1.** De 1872 a 1876, el HMS Challenger muestrea el océano mundial, incluyendo mediciones de salinidad en profundidad, que anuncian el comienzo de la oceanografía como disciplina científica. Fuente: <http://aquarius.umine.edu>.
- Figura 1-2.** Distribución de muestreo de las mediciones históricas de salinidad superficial de los buques, boyas, etc. Los puntos rojos indican las áreas que tienen más de 30 medidas, sobre todo a lo largo de las rutas de navegación. Puntos azules muestran áreas de superficie donde se había tomado sólo una medición de superficie y en blanco indica regiones sin mediciones de salinidad superficial histórica. Fuente: <http://aquarius.umine.edu>.
- Figura 1-3.** Atlas Mundial 1994, Salinidad Media Anual de 1°x1° de grilla. Fuente: Levitus et al 1994.
- Figura 1-4.** Ubicación y batimetría del Río de La Plata. Los datos batimétricos fueron extraídos de la base de datos GEBCO-08 con resolución de 30" de resolución espacial.
- Figura 1-5.** Cuenca del Río de La Plata y sus principales tributarios: Río Paraná y Uruguay.
- Figura 1-6.** Imagen satelital MODIS/AQUA de concentración de clorofila-a para el Atlántico Subtropical. Los colores destacan concentraciones muy bajas (violeta) y muy altas (rojo).
- Figura 1-7.** Representación esquemática de la interacción entre el río y el océano. Aguas más livianas, que provienen de aguas continentales, flotan sobre la cuña de agua salada.
- Figura 1-8.** Representación esquemática de la circulación en el Atlántico Sud-Occidental. El color azul que emana del Río de la Plata y el Estrecho de Magallanes denota SSM <33.5 ups. Las flechas indica la descarga del RdP, Corriente de Malvinas, Corriente de Brasil y la ZCBM. (Tomada de Matano et. al. 2010).
- Figura 1-9.** Climatología Estacional de observaciones in situ de verano (a) e invierno (b). Distribuciones de T-S para verano (c) y invierno (d). Distribución espacial de las diferentes masas de aguas para verano (e) e invierno (f). El código de colores (c, d, e y f) en Aguas Sub-antártica de Plataforma (azul), Aguas Subtropical de Plataforma (rojo), aguas de la Pluma de RdP (marrón) y aguas de océano abierto (negro). Modificada de Guerrero et. al., 2014 (Fig. 2).
- Figura 1-10.** Circulación Termohalina global mostrando la formación de aguas profundas.
- Figura 3-1.** Trayectorias ascendentes y descendentes de AQUARIUS con sus respectivos valores de salinidad correspondientes a la semana del 08-14 Diciembre 2011. Proyección Mollweide.
- Figura 3-2.** Patrón de muestreo de datos de los beams 1 (azul), 2 (rojo) y 3 (verde) de AQUARIUS para toda la Plataforma Argentina (polígono rojo). Proyección: UTM Zona 21S.

- Figura 3-3.** Mapa de Salinidad SMOS con resolución espacial $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ para la semana del 06 – 15 Diciembre 2011 ponderado de 9 días.
- Figura 3-4.** Temperatura Superficial del Mar del satélite AVHRR-POES (Coastwatch) de 9km de resolución espacial del 08-15 Diciembre 2011.
- Figura 3-5.** Imagen satelital de concentración de clorofila-a MODIS/AQUA del 03-18 Diciembre 2011 con resolución espacial de 9km.
- Figura 3-6.** Mapa de corrientes superficiales de OSCAR para 09-13 Diciembre 2011. Los colores indican la intensidad del viento en el rango de 0 a 100 cm/s.
- Figura 3-7.** Panel izquierdo arriba: instrumental de medición *in situ* y en el laboratorio de variables oceanográficas (conductividad eléctrica y la salinidad que se deriva a partir de ella, temperatura, etc.) Panel izquierdo abajo: Plataformas de observación *in situ* del INIDEP. Panel derecho: trayectorias de buques donde se midió temperatura y conductividad en continuo (a 3m de profundidad) con el termosalinógrafo.
- Figura 3-8.** Procesamiento de validación de datos del termosalinógrafo con los datos de CTD y botellas mediante el software TSGqc.
- Figura 3-9.** Mecanismo de las Boyas ARGO en el océano, descendiendo a 1500 m por 9 días y después baja hasta los 2000 m que luego asciende durante 6 horas hacia la superficie midiendo profundidad, temperatura y salinidad. Al finalizar la medición transmite los datos hacia el satélite de 6 a 12 horas que luego son re-transmitido a tierra.
- Figura 3-10.** Trayectorias de boyas ARGO durante el período Setiembre 2011 – Enero 2014.
- Figura 3-11.** Trayectorias de las boyas ARGO de los 3 centros de procesamiento AOML, BODC y CORIOLIS para la zona de estudio desde Setiembre 2011 – Enero 2014.
- Figura 3-12.** Pasada del satélite SAC-D/AQUARIUS de los 3 beams con valores de salinidad para el día del 10 Diciembre 2011.
- Figura 3-13.** Datos de salinidad superficial del mar L2 de AQUARIUS para la semana del 08-14 Dic. 2011, los colores indican el valor de la salinidad (ups).
- Figura 3-14.** Estimados de Densidad Kernel Gaussiano óptimo (círculos negros) para un ancho de banda de ~ 75 km usando datos del satélite SAC-D/AQUARIUS.
- Figura 3-15.** Trayectorias TN, TC Y TS, zona de cálculo del stress del viento (región celeste), puntos 1 y 2 para el cálculo de serie de tiempo de SSM-AQUARIUS y grilla de SMOS (cuadrados azules) cerca a los puntos de AQUARIUS. La línea negra indica la batimetría de 200 metros como el límite entre plataforma y talud.
- Figura 3-16.** Modelo Conceptual de los datos de salinidad.
- Figura 3-17.** Relaciones de entidades del modelo conceptual.
- Figura 3-18.** Modelo cartográfico para la validación de los datos SSM – AQUARIUS.

- Figura 3-19.** Modelado del grillado mediante el Model Builder con datos de entrada (elipses azules), funciones geoestadísticas (cuadrados amarillos) y productos (elipses verdes).
- Figura 4-1.** (a) Datos de SSM-AQUARIUS L2 V2.0, (b) grillado L3 presentado por PODAAC en una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ y c) grillado LPI (usando los datos de (a)) de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ para la semana del 08-11 Diciembre 2011. La línea negra indica la salinidad de 33.5 ups. Se agregó la máscara de 100 km. por la resolución espacial de cada beam.
- Figura 4-2.** (a) Media Anual de SSM del período de AQUARIUS (Set. 2011–Ago. 2013) y su (b) desvío estándar. La escala de colores indica los valores de salinidad en el océano.
- Figura 4-3.** Distribuciones para el 11 de diciembre de 2011, a) SSM – AQUARIUS, b) SSM – SMOS L3, c) TSM, d) Clorofila – MODIS, e) Altura de Nivel del Mar (SSH) y f) SSM-HYCOM. Corrientes OSCAR (9 al 13 Dic.) está superpuesto en todos los campos. La clorofila superficial AQUA / MODIS fue construida a partir de datos recogidos entre el 03-18 de diciembre de 2011. El contorno en a, b y f representa la isohalina de 33.5 ups.
- Figura 4-4.** Diferencias medias entre SSM-SMOS y SSM-AQUARIUS. Se muestra que AQUARIUS es mayor en 1 ups cerca de la costa y SMOS es mayor a altas latitudes y a bajas salinidades de 33 ups.
- Figura 4-5.** Comparación de SSM-AQUARIUS vs. SSM-SMOS para el 11 de diciembre de 2011. Ambos conjuntos de datos se han mapeado sobre una grilla uniforme de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$. La paleta de colores muestra la diferencia de SSM-SMOS y SSM-AQUARIUS.
- Figura 4-6.** Hovmöllers de las trayectorias TN (a), TC (b) y TS (c) de AQUARIUS con isohalinas de 30 (contorno blanco) y 33.5 (contorno negro). Se filtró $\text{rad_land_frac} < 0.05$ para eliminar datos cerca de la costa.
- Figura 4-7.** Concentración de clorofila del satélite AQUA/MODIS mostrando la pluma offshore para [izquierda] verano 2005, [derecha] dirección norte de la pluma meridional del RdP para el invierno 2005.
- Figura 4-8.** Series de tiempo de salinidad del punto 1 (a) y del punto 2 (b) de AQUARIUS (línea roja) para la TC y la serie de SMOS (línea azul) para la grilla cercana al punto de AQUARIUS, (c) esfuerzo del viento de la región NNE del RdP (línea negra) y la media del período 2008-2013 (línea gris), (d) anomalía del esfuerzo del viento y (e) descarga del RdP para el período de Enero 2010 – Enero 2014. El esfuerzo del viento positivo SO (negativo NE) indica que viento se dirige hacia el norte (sur).
- Figura 4-9.** Evolución del evento extraordinario de exportación de baja salinidad hacia el océano abierto registrado del 27 Noviembre 2011 – 01 Enero 2012. A1, C1 y C2 muestran los remolinos ciclónicos y anticiclónicos y superpuestos con corrientes OSCAR.

Figura 4-10. Scatterplot de las diferencias entre Observaciones ARGO vs. SSM- AQUARIUS V2.0 para el período de Set. 2011–Ene. 2014. Los colores de naranja a amarillo muestra los valores de 0.2 ups (precisión de AQUARIUS).

Figura 4-11. Ubicación de las diferencias entre observaciones ARGO y SSM-AQUARIUS V2.0 para el período de Set. 2011 – Ene. 2014.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Variables extraídas de los datos de AQUARIUS Nivel 2 V2.0.

Tabla 2. Elementos y su representación en el modelado.

Tabla 3. Representación del modelo lógico.

Tabla 4. Principales características de los eventos de desplazamiento offshore de la isohalina 33.5 a través de la isobata de 200 m: Fecha de inicio; Duración (semanas); salinidad mínima registrada sobre la isobata de 200 m; salinidad media durante el evento (SSM <33,5 ups para SMOS); número de eventos y acontecimientos AQUARIUS detectados por SSM <33,5.

RESUMEN:

En esta tesis se estudia el intercambio de aguas entre la plataforma y el océano abierto a una latitud aproximada de 35°S, en el Atlántico Sudoccidental, un área de importancia biológica y bio-geoquímica donde descarga sus aguas la cuenca del Plata. Para ello, se utilizan datos satelitales que estiman la salinidad en la superficie del mar a partir de los sensores AQUARIUS y MIRAS, a bordo de los satélites SAC-D y SMOS respectivamente. Se utilizaron datos del Nivel 2 V2.0 de AQUARIUS y se procesaron usando herramientas de Sistema de Información Geográfica. Los resultados revelan un patrón estacional bien definido de la salinidad superficial del mar y de la ubicación a la que ocurre la exportación de aguas de baja salinidad de la plataforma hacia el océano profundo. Además, se describe la variabilidad estacional en la extensión meridional de la pluma del Río de La Plata a lo largo del litoral bonaerense, de Uruguay y sur de Brasil, combinando datos satelitales de salinidad y viento (ASCAT) con observaciones *in situ* de descarga. Dicha variabilidad depende del esfuerzo del viento, en particular de la dirección e intensidad de su componente paralela a la costa y de la descarga continental (variaciones del caudal), que son importantes cerca de la boca del estuario. En primavera y verano las aguas de baja salinidad ocupan la plataforma y son advectadas al océano abierto en sitios preferenciales, principalmente al sudeste de la desembocadura del río (36° S y 37° 30'S). Por el contrario, en otoño e invierno la pluma de baja salinidad se extiende a lo largo de la costa y la ruta de exportación hacia el océano abierto se distribuye a lo largo del borde este de la plataforma. Sin embargo, al incluir la elevación de la superficie libre del mar en el análisis combinado con salinidad superficial y velocidad del viento satelitales, los resultados sugieren que la ubicación preferencial de la exportación de aguas de la plataforma, depende de los patrones de circulación en océano abierto, como: la ubicación de la Confluencia Brasil/ Malvinas, los remolinos de mesoescala y los meandros de la Corriente de Brasil. Como consecuencia, se confirma que la salinidad superficial del mar estimado por satélite, para la zona del RdP, es consistente con las observaciones *in situ* y simulaciones numéricas realizadas, pudiendo utilizarse como indicador de aguas de baja salinidad. Los campos medios de AQUARIUS están en buena concordancia cualitativa con las características de las distribuciones climatológicas de invierno y verano austral derivadas del análisis de datos hidrográficos.

ABSTRACT:

***Satellite observations of surface salinity in the South West Atlantic Ocean:
Interchanges between platform and slope***

This thesis studies the exchange of water between the platform and the open ocean at latitude of approximately 35°S, in the Southwest Atlantic, an area of biological and biogeochemical importance where it discharges its waters into the Plata basin. For this, satellite data are used that estimate the salinity in the surface of the sea from the sensors AQUARIUS and MIRAS, aboard the satellites SAC-D and SMOS respectively. Data from Level 2 V2.0 of AQUARIUS were used and processed using Geographical Information System tools. The results reveal a well-defined seasonal pattern of the surface salinity of the sea and the location to which the export of low salinity waters from the platform to the deep ocean occurs. In addition, the seasonal variability in the southern extension of the La Plata River plume along the southern coast of Uruguay and southern Brazil is described, combining satellite data of salinity and wind (ASCAT) with in situ observations of discharge. Such variability depends on the wind stress, in particular the direction and intensity of its component parallel to the coast and the continental discharge (variations in flow), which are important near the mouth of the estuary. In spring and summer the low salinity waters occupy the platform and are advected to the open ocean in preferential places, mainly southeast of the mouth of the river (36° S and 37° 30'S). By contrast, in autumn and winter the low salinity pen extends along the coast and the export route to the open ocean is distributed along the eastern edge of the platform. However, by including sea surface elevation in the combined analysis with surface salinity and satellite wind velocity, the results suggest that the preferential location of the platform's water export depends on the ocean circulation patterns Open, such as: the location of the Brazil / Malvinas Confluence, the mesoscale eddies and the meanders of the Brazil Current. As a consequence, it is confirmed that the sea surface salinity estimated by satellite for the area of the RdP is consistent with the *in situ* observations and numerical simulations carried out, and can be used as an indicator of low salinity waters. The average fields of AQUARIUS are in good qualitative agreement with the characteristics of the winter and austral summer climatological distributions derived from the hydrographic data analysis.

1. INTRODUCCIÓN

En la década de 1870, los científicos a bordo del H. M. S. Challenger midieron sistemáticamente la salinidad, temperatura y densidad del agua en los océanos del mundo (**Figura 1-1**). A lo largo de los años, las técnicas para la medición de esas propiedades del agua de los océanos han cambiado drásticamente tanto en el método empleado como en la precisión obtenida. Aunque es bien conocido por todos que el agua de mar es salada, pocos saben que aún pequeñas variaciones en la Salinidad Superficial del Mar (SSM, concentración de sales disueltas) pueden revelar información importante acerca de los cambios en el ciclo hidrológico de la Tierra, la circulación oceánica y el clima. A lo largo de la historia de la Tierra, la erosión de las rocas ha entregado minerales, incluyendo sal, al océano. A escalas de tiempo de décadas o siglos, la cantidad de sal en las cuencas oceánicas es relativamente constante. Sin embargo, los procesos que mueven el agua dentro, fuera y alrededor del océano están en constante variación. El monitoreo continuo de la SSM (hasta la aparición de SMOS era imposible) permite a los científicos entender mejor estos procesos y evaluar cómo y cuánto están cambiando. El impacto de estos cambios podría afectar los patrones de circulación oceánica, la cantidad de calor almacenado que conduce el clima en la Tierra y finalmente afectar la vida diaria [Science NASA].

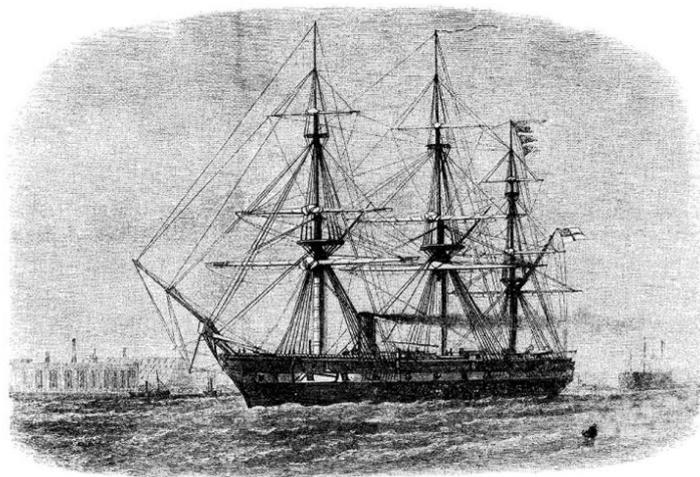


Figura 1-1. De 1872 a 1876, el HMS Challenger muestrea el océano mundial, incluyendo mediciones de salinidad en profundidad, que anuncian el comienzo de la oceanografía como disciplina científica.

Fuente: <http://aquarius.umaine.edu>

Algunos procesos del ciclo del agua, incluyendo la evaporación del agua de los océanos y la formación de hielo marino, aumentan la salinidad de los océanos. Los desbalances de salinidad, sin embargo, se ven compensados por procesos que la disminuyen: aporte de agua dulce de los ríos, precipitaciones en forma de lluvia y nieve y fusión del hielo. En tierra, los procesos que forman parte del ciclo del agua están ligados a los patrones de distribución de la vegetación: los desiertos ocurren en regiones donde la evaporación es alta y los bosques tropicales se producen en zonas de alta precipitación. En el océano, las diferencias regionales entre evaporación y precipitación se correlacionan con los patrones de distribución de la salinidad superficial. Esto se puede ver comparando los mapas históricos de SSM con los que muestran el desbalance entre la evaporación y la precipitación. En general, las regiones oceánicas dominadas por la evaporación tienen salinidades más altas y las zonas con alta precipitación se caracterizan por su baja salinidad [Science AQUARIUS].

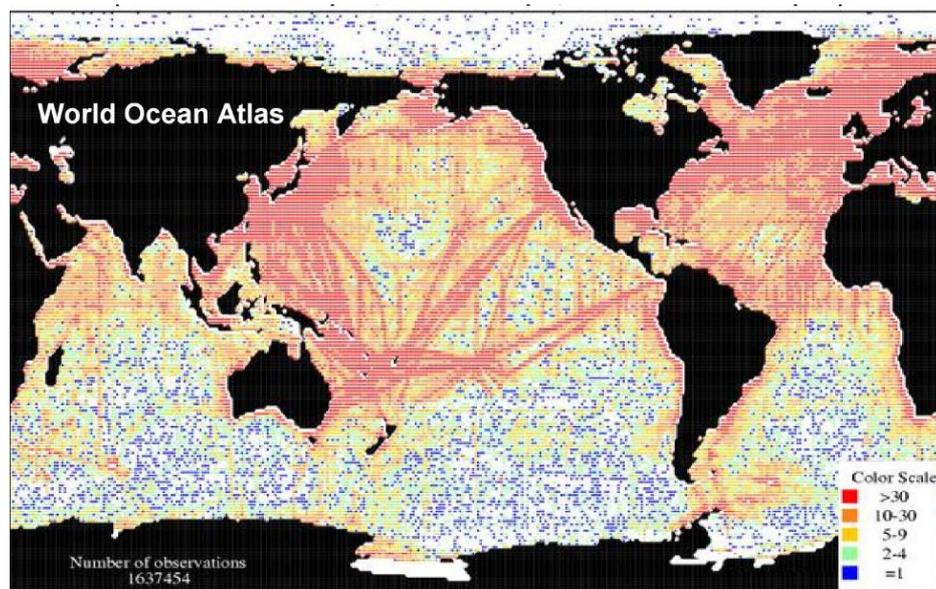


Figura 1-2. Distribución de muestreo de las mediciones históricas de salinidad superficial de los buques, boyas, etc. Los puntos rojos indican las áreas que tienen más de 30 medidas, sobre todo a lo largo de las rutas de navegación. Puntos azules muestran áreas de superficie donde se había tomado sólo una medición de superficie y en blanco indica regiones sin mediciones de salinidad superficial histórica. Fuente: <http://aquarius.umaine.edu>.

Varios estudios recientes [Tzortzi et al. 2013, Boutin et al. 2016] han sugerido que el agua de mar es cada vez menos salada en altas latitudes (por fusión del hielo) y en áreas dominadas por la lluvia, mientras que en las regiones subtropicales de alta evaporación, las aguas son cada vez más saladas. Por otro lado, la circulación del océano interior es impulsada

principalmente por los cambios en la densidad del agua de mar, que se determina a partir de la salinidad y la temperatura [Science AQUARIUS].

En esta tesis se presenta uno de los nuevos desarrollos que han aparecido en los últimos años para la observación del océano desde el espacio: la utilización de la radiometría de microondas para la determinación de SSM. La información satelital de SSM es revolucionaria ya que las medidas disponibles *in situ* son extraordinariamente pobres (**Figura 1-2**) para las necesidades de caracterización de la variabilidad espacial y temporal de la SSM en la mayor parte de estudios a diversas escalas. Cuando se publicó en los años 90 el Atlas Oceanográfico Mundial (**Figura 1-3**) de la NOAA recopilando todos los datos existentes hasta aquel momento [Levitus et al., 1994], se pudo comprobar que al dividir los océanos en una grilla de 1° de longitud por 1° de latitud, la salinidad no se había medido jamás en el 30% de las celdas y en muchas otras se había medido un número bajísimo de veces [García et. al. 2009].

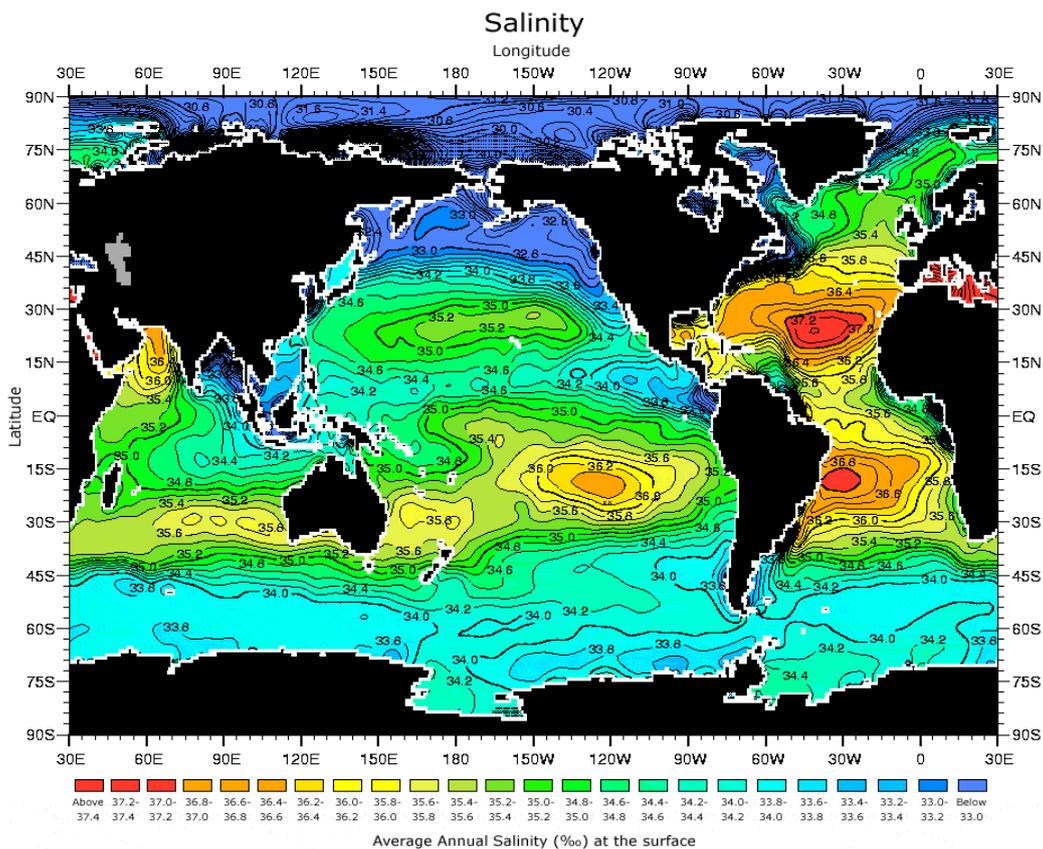


Figura 1-3. Atlas Mundial 1994, Salinidad Media Anual de 1°x1° de grilla. Fuente: Levitus et. al. 1994.

Actualmente, los esfuerzos científicos y tecnológicos para llenar este hueco fundamental en la observación del océano han dado frutos con las misiones espaciales, SAC-D/AQUARIUS y SMOS que han proporcionado medidas globales y repetitivas de la SSM. Por lo tanto, la cobertura global semanal de AQUARIUS y de cada 3 días de SMOS es crucial, ya que la cobertura geográfica de los sistemas de observación (por ejemplo: barcos, boyas) no es lo suficientemente amplia como para explicar de qué manera los cambios en la salinidad global afectan al clima, y viceversa.

En el presente trabajo se propone:

1. **Elaborar** y **analizar** una grilla con mejor resolución espacial ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$) que relaciona la variabilidad estacional en los procesos a mesoescala en la región del Río de La Plata.
2. **Estudiar** la distribución espacio-temporal de las masas de agua en relación con los forzantes principales. Las preguntas que deseamos responder en esta tesis son las siguientes (ver Sección 2):
 - a. ¿Se puede mejorar el grillado existente del JPL PODAAC para que la SSM-AQUARIUS represente mejor la variación local de la salinidad en el área de influencia del RdP?
 - b. Dada la existencia de grillas comparables, ¿se pueden validar los datos de SSM AQUARIUS con los de SMOS, aún con sus diferencias?
 - c. ¿Es viable la utilización de datos satelitales de salinidad como indicador de distribución de aguas diluidas de la pluma? ¿Cómo se compara con resultados previos utilizando Clorofila superficial de satélites?
 - d. ¿Hay correlación entre la SSM y los forzantes viento y descarga? ¿Los datos de SSM son consistentes con resultados previos obtenidos con observaciones y simulaciones numéricas?
 - e. ¿Se pueden validar los patrones espaciales de circulación (meandros y eddies) de SSM AQUARIUS con datos satelitales de TSM y con datos de corrientes de OSCAR (una combinación de altímetros, TSM y viento)?
 - f. Para la región del océano abierto, ¿hay correlación entre los datos de salinidad de AQUARIUS y los datos *in situ* del programa internacional de las boyas ARGO?

1.1. El Río de La Plata y Confluencia Brasil - Malvinas

Entre los sistemas fluviales y estuarios del mundo, el Río de La Plata (RdP), en Sudamérica, es uno de los mayores y oceanográficamente más importantes, está influenciado tanto en interacciones dinámicas entre sus componentes dulceacuícolas y marinos así como por la historia geológica de la región del RdP. La mencionada región está ubicada en la costa este de Sudamérica, entre los $34^{\circ} 00'$ – $36^{\circ} 10'$ y los $55^{\circ} 00'$ – $58^{\circ} 10'$ W y tiene una batimetría compleja con una profundidad media en la zona interior de 2,5 m, en la región intermedia varía de 5 a 10 m y en la zona exterior de 10 a 20 m. (**Figura 1-4**). Tiene aproximadamente 250 km de largo y cubre un área de alrededor de 38.800 km^2 , drenando una cuenca de $3.170.000 \text{ km}^2$ (segunda del continente, después del Amazonas). La sección transversal se extiende hacia el sudeste desde 32 km entre Colonia (Uruguay) y La Plata (Argentina) hasta 100 km entre Montevideo (Uruguay) y Punta Piedras (Argentina) y hasta 230 km entre Punta del Este (Uruguay) y Cabo San Antonio (Argentina).

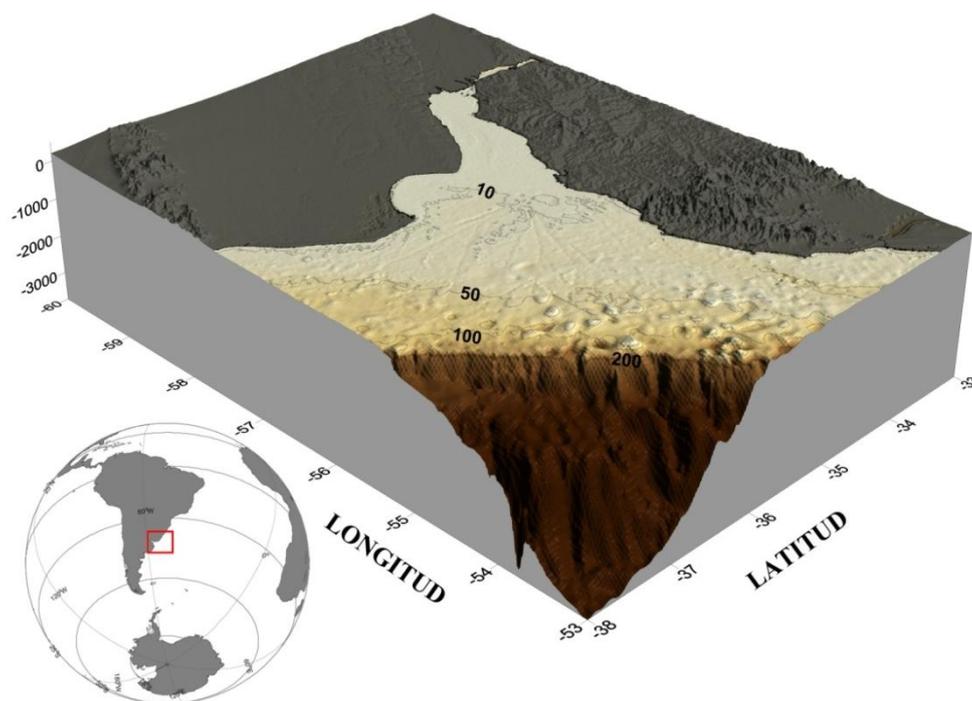


Figura 1-4. Ubicación y batimetría del Río de La Plata. Los datos batimétricos fueron extraídos de la base de datos GEBCO-08 con resolución de 30" de resolución espacial.

En los últimos años se han realizado grandes avances en lo referente a la caracterización de la zona y al diagnóstico socio-ambiental del RdP a través del desarrollo de

El RdP tiene dos tributarios principales: el Río Paraná y el Río Uruguay (**Figura 1-5**). El Paraná presenta una descarga media anual de $16.000 \text{ m}^3/\text{s}$, con un caudal máximo durante el otoño y mínimo en primavera, y el Uruguay de $6.000 \text{ m}^3/\text{s}$, con un máximo en invierno y mínimo en verano, aunque en realidad su régimen es altamente variable. Si bien existen otros ríos y arroyos que desaguan en el estuario, como por ejemplo el Luján, Riachuelo–Matanza y los ríos Salado y Samborombón en la bahía homónima, el caudal del RdP puede ser calculado como el resultado de la descarga de sus dos afluentes principales y se ha estimado un valor medio anual de $24.000 \text{ m}^3/\text{s}$ [Borus et. al., 2013]. La diferencia entre el período de máximo caudal (abril a julio) y el de mínimo (diciembre a marzo) es de aprox. 22%. Para altas y bajas excepcionales, los máximos y mínimos caudales registrados en el RdP (antes de la construcción de las numerosas represas de la cuenca) eran de 75.000 y $45.000 \text{ m}^3/\text{s}$. Una fuente adicional de agua dulce en la región de influencia de la pluma de baja salinidad del Plata, es la Laguna de los Patos (LP), que descarga alrededor de $2.400 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ [Vaz et al., 2006] a los 32°S .

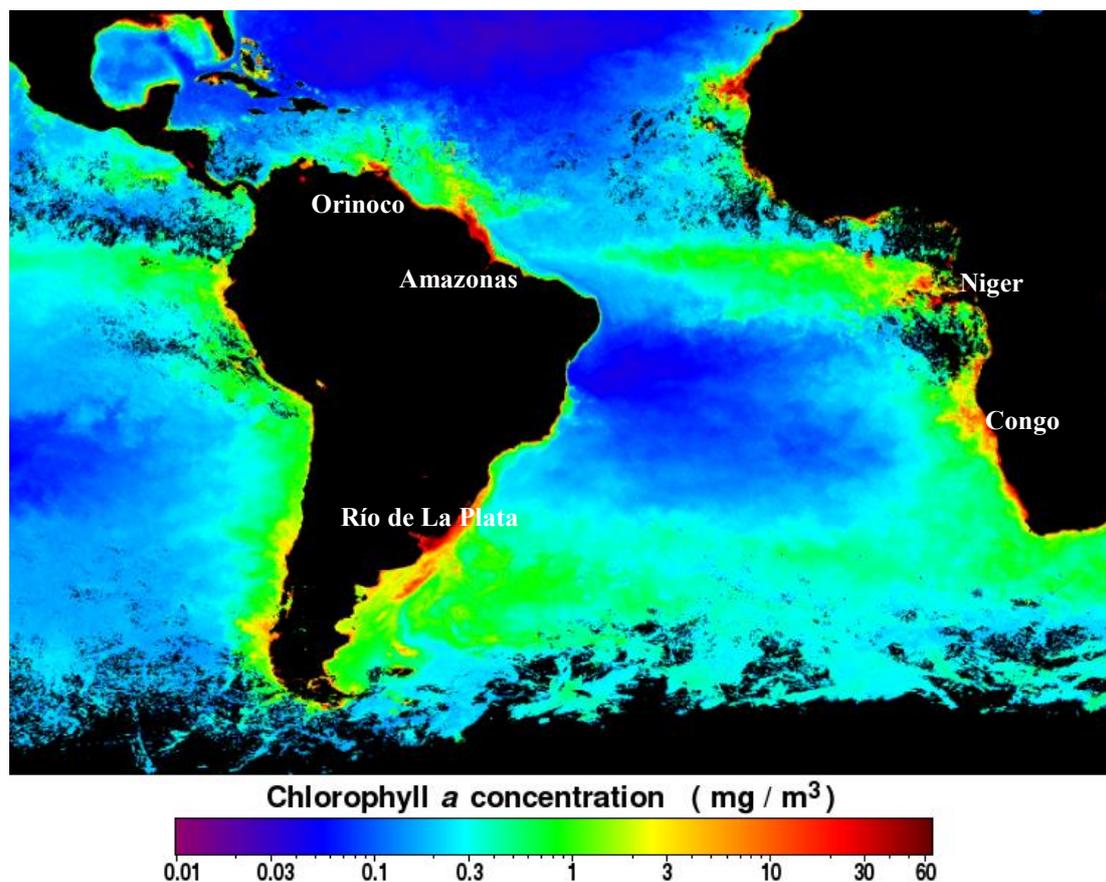


Figura 1-6. Imagen satelital MODIS/AQUA de concentración de clorofila-a para el Atlántico Subtropical. Los colores destacan concentraciones muy bajas (violeta) y muy altas (rojo).

En lo que respecta a la dinámica de sedimentos, la carga de sedimento en suspensión al RdP proviene principalmente del río Paraná, con 160 millones de toneladas al año de arena fina, limo y arcillas. La arena fina se deposita principalmente en el RdP interior, en la zona próxima a la descarga de afluentes, siendo responsable a la progradación del frente del delta del Paraná [Fossati et. al., 2014]. En este contexto, el RdP constituye junto con el Orinoco, el Amazonas, el Congo y el Níger, uno de los cinco ríos que descargan grandes volúmenes de agua dulce al Atlántico Subtropical (**Figura 1-6**).

Desde el punto físico, las grandes descargas de agua continental al océano producen lo que se denomina “cuña salina” o plumas flotantes, donde las aguas más livianas se encuentran con aguas más densas de la plataforma adyacente, asociadas a un frente de densidad intenso que separa una de otras. El agua dulce (menos densa) “flota” sobre la cuña de agua salada (**Figura 1-7**), generando un fuerte gradiente entre ambas masas de agua (frente: se ubica en la vertical y posee a su vez una expresión superficial). La ubicación del frente en superficie varía dependiendo del viento, el caudal de descarga de agua dulce y la marea que mezcla y provoca movimientos horizontales rotatorios y residuales [Simionato et. al., 2001].

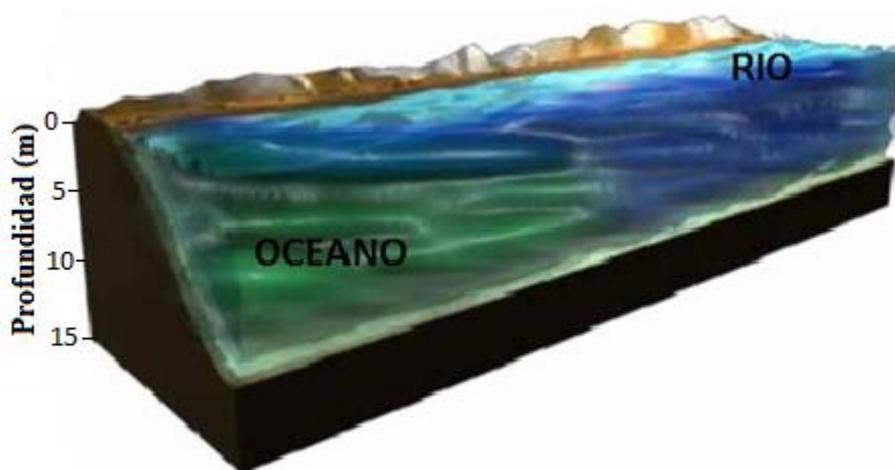


Figura 1-7. Representación esquemática de la interacción entre el río y el océano. Aguas más livianas, que provienen de aguas continentales, flotan sobre la cuña de agua salada.

Se considera que las características de un estuario y su grado de estratificación están determinados por tres factores fundamentales: la batimetría, que define los límites geográficos del sector costero entre los que se mueve la cuña en función del caudal, la descarga de agua dulce, que tiende a mantener la estratificación frente al agua salina que penetra en el curso

inferior del río, y la marea, que tiende a producir mezcla turbulenta y por consiguiente a reducir la estratificación. La preponderancia de uno de estos factores frente al otro definirá el tipo de estuario, el nivel de mezcla y estratificación existentes en el mismo. En muchos estuarios esto produce una capa de superficie de baja salinidad y densidad ubicada sobre una capa de agua relativamente más salina y densa de origen oceánico, un ejemplo típico de este proceso es el frente del estuario del RdP (Guerrero *et al.*, 1997; Acha *et al.*, 2004; Simionato *et al.*, 2005).

La descarga de agua dulce continental y con ella el aporte de sedimentos, materia orgánica y sustancias disueltas a la plataforma continental producen un impacto significativo sobre las propiedades físicas, químicas y biológicas en el océano. Los ecosistemas productivos de las regiones cercanas a grandes ríos se ven influidos por estos procesos. Hasta ahora, a pesar de que el ingreso de aguas diluidas al océano puede causar grandes anomalías de salinidad, la escasez de datos *in situ* y la baja cobertura espacial han impedido determinar su distribución, variabilidad temporal y la magnitud de su impacto sobre las propiedades físicas y bio-geoquímicas del océano abierto. Debido a la magnitud de su descarga, el RdP constituye uno de los sitios de privilegio en el mundo para estudiar estos procesos y sus impactos.

El RdP está influenciado por un sistema de corrientes de borde que confluyen a aproximadamente 38°S en la región conocida como la Zona de Confluencia Brasil-Malvinas (ZCBM): la Corriente de Brasil (CB) transporta agua subtropical cálida y con alto contenido de sal, que se dirige al sur a lo largo de la costa sur de Brasil y Uruguay entre los 9°S y 38°S y la Corriente de Malvinas (CM), que transporta aguas subantárticas relativamente más diluidas y frías, fluye hacia el norte, rodeando a las islas Malvinas a lo largo del talud patagónico hasta llegar al borde de la plataforma continental de Uruguay frente al Río de la Plata (**Figura 1-8**).

Durante el ciclo anual, los movimientos del frente estuarino se relacionan con las fluctuaciones en el transporte baroclínico de la CB y sólo resultan afectados por la CM cuando el transporte de la CB es mínimo [Goni y Wainer 2001].

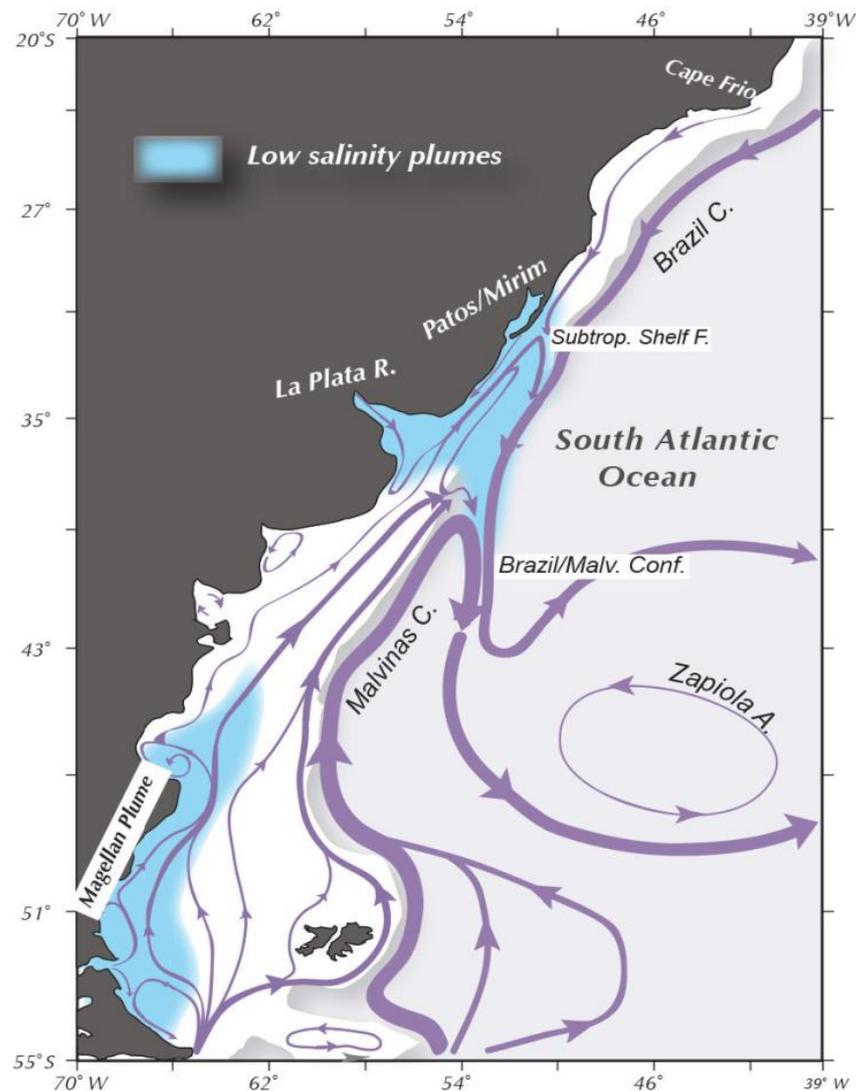


Figura 1-8. Representación esquemática de la circulación en el Atlántico Sud-Occidental. El color azul que emana del Río de la Plata y el Estrecho de Magallanes denota SSM <33.5 ups. Las flechas indica la descarga del RdP, Corriente de Malvinas, Corriente de Brasil y La ZCBM. (Tomado de Matano et. al. 2010)

La salinidad superficial responde al equilibrio entre la evaporación, la precipitación, el aporte de corrientes y de ríos con diferentes características físico-químicas, y a los procesos de mezcla oceánica. La mayor parte del Mar Patagónico se encuentra bajo la influencia de aguas sub-antárticas diluidas por descarga continental que se originan en el Pacífico sudeste e ingresan desde el Sur, a través del Estrecho de Magallanes, Le Maire y con la CM. En la zona norte (costas uruguayas y sur de Brasil), se destacan el ingreso de aguas salinas a través de la CB y la descarga de aguas continentales del RdP, lo que genera frentes salinos de importancia biológica.

1.2. La distribución histórica de Salinidad en el RdP y área de influencia (Guerrero et. al. 2014)

Un análisis de datos *in situ* correspondiente a las observaciones históricas de salinidad, muestra una distribución espacial media de aguas de baja salinidad en los primeros metros de la columna de agua con grandes fluctuaciones a lo largo y ancho de plataforma: en primavera tardía y verano (DEF) la pluma del RdP llega aproximadamente a los 32°S y se extiende hacia el borde continental (**Figura 1-9a**) mientras que en otoño tardío e invierno (JJA) las aguas de RdP se propagan a lo largo de la costa de Uruguay y sur de Brasil hasta cerca de los 28°S (**Figura 1-9b**). La circulación en plataforma, por ende la dinámica de la pluma, está predominantemente controlada por los vientos paralelos a la costa y por la influencia de la corriente de borde oeste fluyendo a lo largo del borde continental (Palma et al., 2008; Matano et. al., 2010). En el período frío dominan los vientos del sector sudoeste, mientras que el período cálido se caracteriza por vientos proveniente del noreste (Castro and Miranda 1998; Piola et. al. 2008a).

La aguas del RdP se mezcla con Aguas Sub-antártica de Plataforma (Sub Antarctic Shelf Water, SASW, SSM ~33.7 ups), que ocupa una gran parte de la plataforma al sur de 35°S, y con Agua Subtropical de Plataforma (Sub Tropical Shelf Water, STSW, SSM ~35 ups.), que se encuentra más al norte [Piola et al., 2000; Möller et al., 2008]. STSW es una mezcla de agua tropical de la parte superior de la corriente de Brasil y varias descargas continentales, por ejemplo, el RdP, LP, el río Itajai, etc. [Campos et al., 2013]. STSW ocupa partes de la capa sub-superficial en la plataforma estrecha frente al sur de Brasil y las aguas de la Pluma del Plata (Plata Plume Water, PPW), caracterizadas por SSM <33.5 ups, están formadas por mezclas de SASW y STSW a SSM < 33.5 ups por descarga de RdP [Piola et al, 2000; Möller et al., 2008] (**Figura 1-9c y d**).

SASW y STSW forman un gradiente de temperatura, densidad de compensación y la transición de la salinidad, conocido como el Frente Sub Tropical de Plataforma (Sub Tropical Shelf Front, STSF, Piola et. al. 2000). Los datos históricos indican que el STSF se extiende hacia el sur desde la plataforma interna de Río Grande (~32°S) alcanzando el límite de la plataforma cerca de los 36°S. La conexión dinámica entre el STSF y la pluma del RdP es poco conocida sin embargo las observaciones sugieren que el STSF no sufre las fuertes

fluctuaciones estacionales que caracterizan la distribución SSM sobre la plataforma [Piola et al., 2008b].

El cambio estacional en la dirección del viento sobre la plataforma está asociado con el desplazamiento meridional del sistema de alta presión de latitudes medias del Atlántico Sur. Su desplazamiento hacia el sur, se observa en el verano austral y genera vientos del noreste sobre la plataforma entre los $\sim 20^{\circ}\text{S}$ y $\sim 40^{\circ}\text{S}$. En invierno, al sur de $\sim 31^{\circ}\text{S}$ los vientos invierten su dirección al Sudoeste, mientras que más al norte, los vientos soplan desde el continente [Castro y Miranda, et al 1998; Piola et al., 2008a]. Estos cambios de dirección del viento refuerzan durante los SO (sudoestes) la intrusión de aguas sub-antárticas frías hacia el norte y la extensión hacia el norte de PPW empezando a finales de otoño durante todo el invierno, mientras que el retorno a los vientos del NO (noroeste) produce una retracción hacia el sur y expansión de PPW costa afuera durante el período primavera - verano [Palma et al., 2008; Combes y Matano, 2014] (**Figura 1-9a y 1-9b**).

Sin embargo, un desplazamiento sub-superficial de las aguas sub-antárticas se produce durante todo el año, manteniendo así el STSF [Palma et al., 2008]. Sobre la base de la transición brusca entre SASW y STSW se ha planteado la hipótesis de que las aguas de la plataforma son expulsadas costa afuera siguiendo el camino del STSF [Piola et al., 2008]. Esto está de acuerdo con la presencia de aguas de baja salinidad en la ZCBM observada en las distribuciones T-S fuera de la isobata de 200 m (símbolos verdes en la **Figura 1-9c y 1-9d**), que se ha atribuido a la exportación de aguas de plataforma y del RdP [Gordon, 1989; Provost et al., 1996] hacia el océano abierto. Sin embargo, la heterogeneidad espacio – temporal ha impedido la identificación de las fuentes y las rutas de estas aguas y los procesos que las controlan.

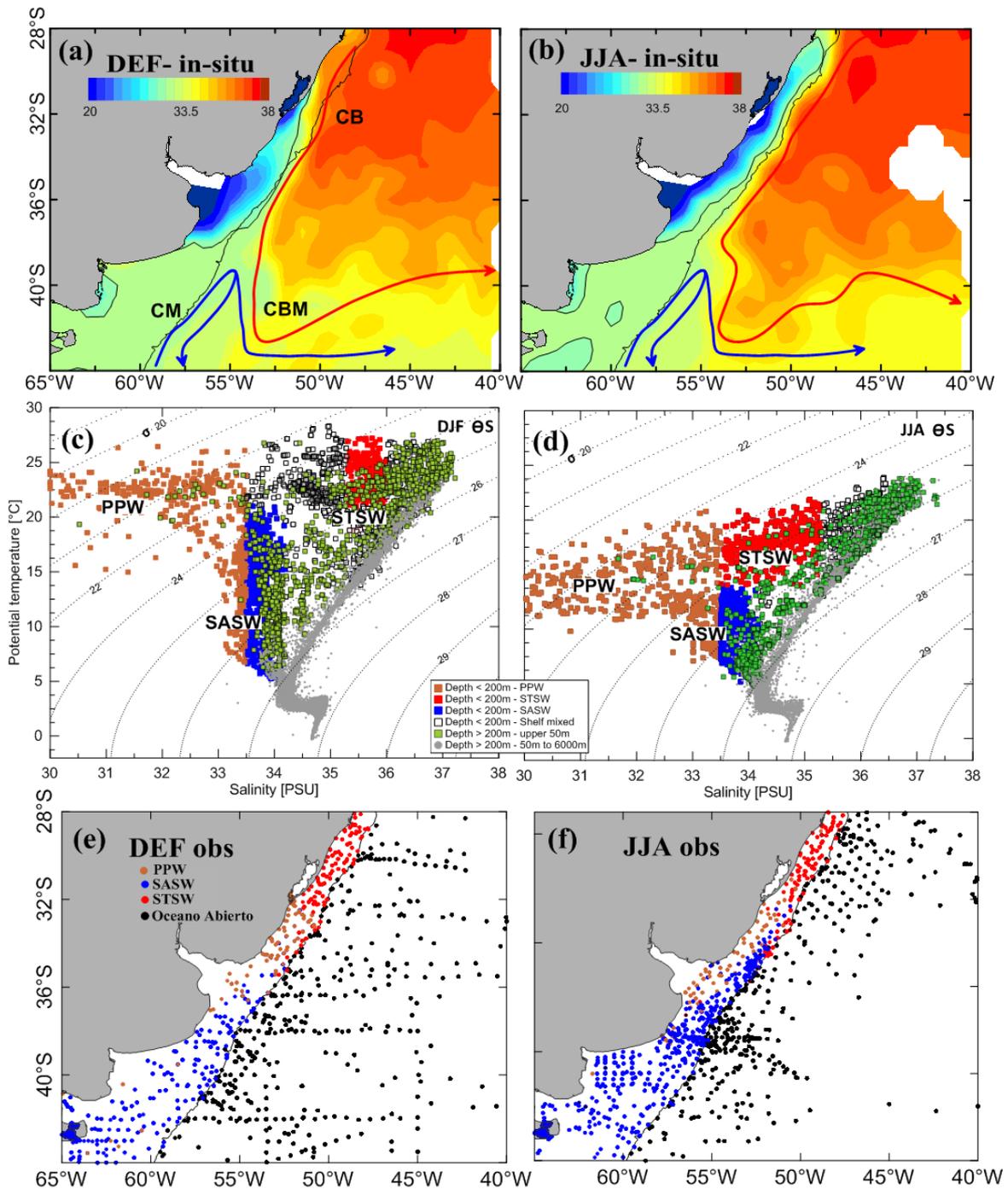


Figura 1-9. Climatología Estacional de observaciones in situ de verano (a) e invierno (b). Distribuciones de T-S para verano (c) y invierno (d). Distribución espacial de las diferentes masas de aguas para verano (e) e invierno (f). El código de colores (c, d, e y f) en Aguas Sub-antártica de Plataforma (azul), Aguas Subtropical de Plataforma (rojo), aguas de la Pluma de RdP (marrón) y aguas de océano abierto (negro). Modificada de Guerrero et. al., 2014 (Fig. 2).

1.3. La Salinidad en el Ciclo del Agua y la Circulación Oceánica

Pequeños cambios en la concentración de sal del océano puede tener efectos dramáticos en el ciclo del agua y en la circulación oceánica. A pesar de tener un impacto menos visible sobre las condiciones de vida de las personas, de ser objeto de menor atención observacional que en los continentes, en los océanos tiene lugar el 86% de la evaporación y el 78% de la precipitación del planeta, lo que indica el enorme peso de la componente oceánica en el ciclo global del agua.

La salinidad del mar se modifica a través de procesos que hacen aumentar o disminuir la cantidad de agua dulce en la superficie del océano, fundamentalmente la precipitación y la evaporación, así como las descargas de ríos y la formación de hielo marino o su fusión en las regiones polares. Estos cambios de salinidad en la superficie se transmiten hacia las capas profundas y hacia otras regiones oceánicas a través de mecanismos de advección y difusión. Pequeñas diferencias en el contenido de sales disueltas que así se generan entre las distintas masas de agua juegan un papel fundamental tanto en la dinámica oceánica, como en la relación del océano con el clima del planeta. Los cambios en salinidad contribuyen a crear gradientes de densidad que generan corrientes marinas que a su vez mediante el transporte de calor modulan el clima de las regiones continentales.

La elevada salinidad superficial de la región subtropical del Atlántico Norte es determinante para el clima del hemisferio. Las corrientes que desplazan estas aguas hacia la región ártica constituyen un fragmento fundamental de la circulación termohalina global (**Figura 1-10**). El progresivo enfriamiento de las aguas saladas en su desplazamiento hacia el Norte, donde se encuentran con aguas muy frías, pero relativamente más diluidas, desencadena el proceso de formación de agua profunda (relativamente más densa) que se hunde e inicia la convección termohalina en el extremo septentrional del Atlántico Norte, impulsando la circulación general tridimensional, en lo que constituye el verdadero motor del “sistema de calefacción” de la Tierra. La circulación atmosférica en latitudes tropicales exporta el agua dulce evaporada en el Atlántico hacia el Pacífico, contribuyendo a mantener la salinidad elevada necesaria para la continuidad de la circulación termohalina global. Conocer la distribución de salinidad a escala global y su variabilidad anual e interanual es crucial para

entender mejor el papel del océano en el sistema climático, que es regulado por las corrientes marinas y por los flujos (o intercambios de masa) entre la atmósfera y el océano.

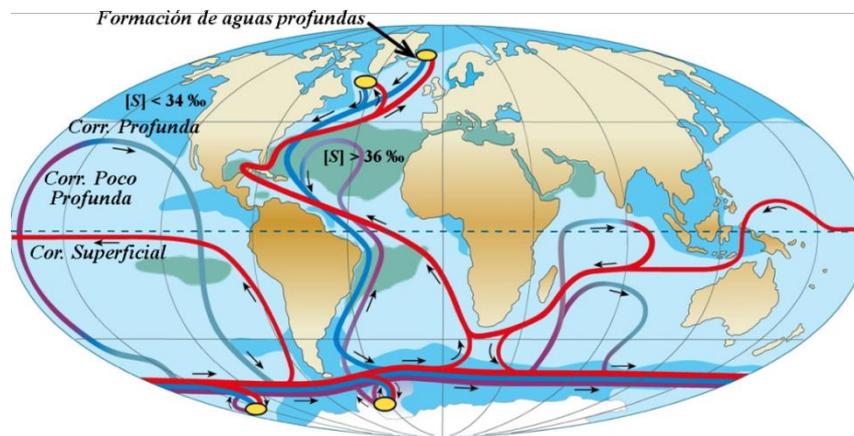


Figura 1-10. Circulación Termohalina global mostrando la formación de aguas profundas

La salinidad superficial está correlacionada con el balance evaporación menos precipitación (E-P), una magnitud difícil de determinar con precisión sobre el océano. Las observaciones remotas de salinidad pueden proporcionar un medio para minimizar el error en las estimaciones de este balance a escala global, lo que a su vez permitiría mejorar la caracterización de la estratificación de la capa superficial oceánica y por tanto mejorar las estimaciones de las variaciones de la profundidad de la capa de mezcla y su impacto en la intensidad de las corrientes de superficie. La salinidad del océano está también relacionada con el ciclo oceánico del carbono ya que contribuye a establecer el equilibrio químico que regula la retención y/o la liberación de dióxido de carbono.

La capa de mezcla de superficie no se conserva a causa de los distintos efectos de los flujos superficiales de agua, viento y calor, con lo cual se hace evidente que la ausencia de datos superficiales de salinidad se convierte en un problema sin solución. La influencia de la salinidad también afecta las estimaciones remotas (por medio de altímetros montados en satélites) de cambios en el nivel del mar. Se ha comprobado que un error de 0,5 en salinidad en los primeros 130-150 m en modelos operacionales tiene un impacto del orden de 5 cm en la determinación del nivel del mar en el Pacífico ecuatorial occidental [Vossepoel y Behringer, 2000], la región más cálida del océano donde las variaciones del nivel del mar son de las mayores que se experimentan en el mundo. Si esto no se tiene en cuenta, cualquier

intento de inicializar modelos de predicción climática con datos altimétricos estará forzando resultados erróneos [García et. al. 2009].

Esto es especialmente grave en esa región oceánica, donde se observa que una fuerte señal de la salinidad cerca de la superficie se relaciona con el fenómeno de El Niño – Oscilación Sur (ENOS), y donde la advección zonal es de importancia fundamental para este evento que se desencadena y se propaga. En regiones como ésta, la elevada precipitación puede originar una capa superficial de baja salinidad aislada del resto (la llamada capa de barrera), de forma que el efecto de mezcla por viento no se propaga a las capas inferiores más frías y entonces la temperatura superficial del mar aumenta anómalamente llegando a su vez a influenciar al régimen de vientos. Ballabrera-Poy et al. 2002 mostraron que la existencia de observaciones de salinidad superficial jugaría un papel pequeño en la identificación estadística de ENOS, pero en cambio tendrían un papel muy significativo en predicciones de este fenómeno a 6-12 meses [García et. al. 2009].

1.4. Organización de la tesis

En el siguiente capítulo se plantean los objetivos generales y específicos para llevar a cabo esta tesis. En el capítulo 3 se muestran los datos que se utilizaron de la misión AQUARIUS y una modificación en la metodología de grillado para obtener la SSM con mayor resolución espacial y temporal a partir de las medidas radiométricas que efectúa el sensor satelital. Luego en el capítulo 4 se analiza la variabilidad espacio-temporal estacional y de meso-escala del RdP en la plataforma y la confluencia subtropical, a partir de los nuevos datos remotos de salinidad y los forzantes regionales. En este capítulo se realiza una validación de estos datos de SSM-AQUARIUS con los datos *in-situ* de observaciones ARGO. Finalmente en el capítulo 5, se presentan la discusión y conclusiones.

2. OBJETIVOS

En el Río de La Plata, los principales forzantes que influyen sobre la circulación del agua son la descarga fluvial de sus tributarios y los vientos que soplan sobre la superficie. Los parámetros físico-químicos (particularmente la salinidad y la temperatura) afectan también la circulación, ya que modifican la densidad del agua. El agua dulce se mezcla con las aguas oceánicas generando una dinámica del campo salino superficial en toda la zona exterior del RdP. Para estudiar estos procesos en esta tesis se han planteando los siguientes objetivos:

2.1. Objetivos Generales

Primero, desarrollar una nueva técnica de procesamiento (usando los datos L2 de SSM – AQUARIUS) que mejore la resolución espacio-temporal y que limite la contaminación del borde continental en comparación con el producto estándar L3. Con estos nuevos datos, caracterizar la variabilidad estacional e intra-estacional de la señal de baja salinidad en la plataforma del Atlántico Sur occidental y del talud durante el primer período de 3 años de observación de AQUARIUS (2011 – 2013). **Segundo**, analizar los procesos dinámicos que son importantes en el control de la exportación de aguas de baja salinidad de la plataforma hacia el océano profundo a partir del uso de los datos satelitales y el agregado de observaciones *in situ*.

2.2. Objetivos específicos

Se desarrollan uno a uno los interrogantes planteados en la Introducción y la estrategia que empleamos para responderlos, asimismo se hace referencia al aporte original de este trabajo con respecto a los antecedentes presentados en el capítulo 1.

2.2.1. Metodología para la mejora de la resolución espacial de SSM-AQUARIUS

La variabilidad espacio-temporal y del campo salino en el RdP es muy alta y existen muy pocas mediciones de campo realizadas de manera continua que permitan conocer el comportamiento del mismo en diversas situaciones meteorológicas. Por lo tanto, es necesario realizar una nueva metodología de grillado geoestadístico para mejorar la resolución espacial.

2.2.2. SSM-AQUARIUS y SSM-SMOS como indicadores de aguas diluidas en la pluma del RdP

Con los nuevos datos grillados, se va a determinar un indicador del área de influencia de aguas diluidas del RdP, evaluando la relación entre la cantidad de descarga continental del RdP con la salinidad superficial de AQUARIUS, validado con la SSM-SMOS, escogiendo puntos dentro y fuera de la plataforma mediante una serie temporal y evaluando los posibles forzantes que lo generan.

2.2.3. Validación espacial de SSM-AQUARIUS y la clorofila satelital

Piola et al. (2008) y otros, encontraron una relación directa entre la salinidad superficial *in-situ* y la clorofila superficial derivada de los datos satelitales, y confirmaron la asociación entre la expansión de la pluma salina con los vientos a lo largo de la línea costera. En este trabajo se comprobará la asociación de la pluma con SSM-AQUARIUS e imágenes de concentración de clorofila-a superficial del sensor AQUA-MODIS.

2.2.4. El viento y la descarga en la variabilidad de la pluma del RdP

Si bien la descarga del RdP y la variabilidad en la distribución de aguas de baja salinidad producen un fuerte impacto en el ecosistema cercano a la costa, éste es limitado. Los factores atmosféricos principales que afectan al RdP son el viento (campo de presión dinámico) y las variaciones de la presión atmosférica (estáticamente considerada). El viento modifica la velocidad de propagación de la onda de marea, la posición media de la superficie libre, el grado de mezcla vertical y genera olas. Su acción se da a través del esfuerzo de corte

en superficie, logrando desplazar apreciables volúmenes de agua. Con respecto a la presión atmosférica, ésta actúa sobre el nivel de las aguas, pero su efecto es pequeño. El objetivo es determinar en qué medida la distribución de aguas diluidas depende del viento y del caudal de descarga del RdP, por lo cual se calculó el vector esfuerzo del viento para la zona NE del RdP observando su variabilidad con respecto a la descarga continental y a la salinidad.

2.2.5. Validación de SSM-AQUARIUS con los patrones espaciales de circulación

La región de la Confluencia Brasil – Malvinas se caracteriza por un frente formado por las aguas cálidas y salinas (Corriente de Brasil) y las aguas frías y menos salinas (Corriente de Malvinas) que generan situaciones de choques de diferentes masas de aguas formando enormes remolinos o “eddies”. Se utilizará las variables de TSM y corrientes OSCAR como forzante de circulación y mecanismo de la inyección de nutrientes provenientes del RdP.

2.2.6. Observaciones *in situ* vs salinidad satelital de AQUARIUS

Una de las principales redes de boyas *in situ* es ARGO. La red, una colaboración de más de 50 investigadores y agencias en más de 30 países, emplea boyas autónomas para medir temperatura, salinidad y datos de corrientes profundas en todo el océano proporcionando medidas en la superficie marina de la microcapa de profundidad. Con más de 3500 boyas activas, las boyas ARGO toman datos *in situ* en los primeros 2000 metros de profundidad del océano.

En este trabajo se utilizará estas observaciones medidas de las boyas o flotadores a nivel superficial en la región de la plataforma sudoccidental del océano Atlántico (60°O-30°O y 30°S-50°S) durante el período de Setiembre 2011 – Enero 2014 y se buscará si existe alguna correlación con los datos de SSM – AQUARIUS.

3. DATOS Y MÉTODOS

3.1. DATOS

3.1.1. Datos Satelitales

a. SAC-D/AQUARIUS

La salinidad de la superficie del mar es determinada por la diferencia entre la evaporación y la precipitación, la descarga de los ríos, las corrientes, y la mezcla en el océano. Debido a que la distribución y la variabilidad temporal de la evaporación y la precipitación son difíciles de observar, las variaciones temporales de la salinidad constituyen nuestra mejor estimación de los cambios del ciclo hidrológico de la Tierra. Sin embargo, las variaciones temporales de la salinidad sólo son conocidas en unos pocos puntos donde existen observaciones oceánicas *in-situ*. El satélite SAC-D/AQUARIUS y el satélite europeo SMOS brindan por primera vez la oportunidad de observar la salinidad superficial y sus variaciones sobre grandes extensiones oceánicas. Si bien se continúa trabajando para lograr una mejor estimación de los parámetros, los datos disponibles revelan rasgos oceanográficos a escala regional nunca antes vistos.

El satélite argentino SACD-D, que transportó al AQUARIUS, se lanzó al espacio el pasado 10 de junio de 2011, desde la base Vanderberg de la Fuerza Aérea norteamericana en Lompoc, California. La misión es un esfuerzo conjunto entre la Agencia Espacial Argentina, Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE) y la National Aeronautics and Space Administration (NASA) de Estados Unidos. El SAC-D/AQUARIUS no está operativo desde junio de 2015, habiendo cumplido sus cuatro años de vida útil desde su lanzamiento en junio 2011.

El objetivo general de esta misión fue contribuir a una mejor comprensión e interpretación de la totalidad del sistema terrestre y de las consecuencias de los cambios naturales y los inducidos por el hombre en el medio ambiente del planeta. En este sentido, su misión específica fue la de estimar la salinidad superficial de los océanos en forma global y humedad del suelo a nivel regional. La estimación de SSM mediante AQUARIUS favoreció

la obtención de nueva información climática para el Mar Argentino y una nueva visión de la circulación y procesos de mezcla en el Océano Atlántico. Otros instrumentos a bordo permitieron estimar distintos parámetros oceánicos y atmosféricos sobre el mar (viento, hielo marino, vapor de agua en la atmósfera, agua precipitable). Además de tener la posibilidad de transmitir al satélite datos de estaciones terrestres en lugares de difícil acceso.

El instrumento AQUARIUS, tiene tres radiómetros de microondas alienados con ángulos de incidencia de 28.7° , 37.8° y 45.6° sobre la superficie del océano. Dichos radiómetros miden la temperatura de brillo de la Tierra en la banda L de microondas con una frecuencia de 1.414 GHz (~ 21 cm. de longitud de onda) en las polarizaciones horizontal y vertical (TH y TV). Tiene una órbita heliosincrónica, ubicada a 657 kilómetros (período de la órbita ~ 97 minutos 52 segundos - 14 a 15 órbitas al día - 103 órbitas a la semana), y una revisita de siete días que permite generar un mapa de SSM semanal de cobertura global. El nodo ascendente cruza el Ecuador durante el viaje hacia el norte a las 6 pm hora local y durante el viaje al sur a las 6 am hora local, este permite que se sitúen en el límite entre el amanecer y el atardecer.

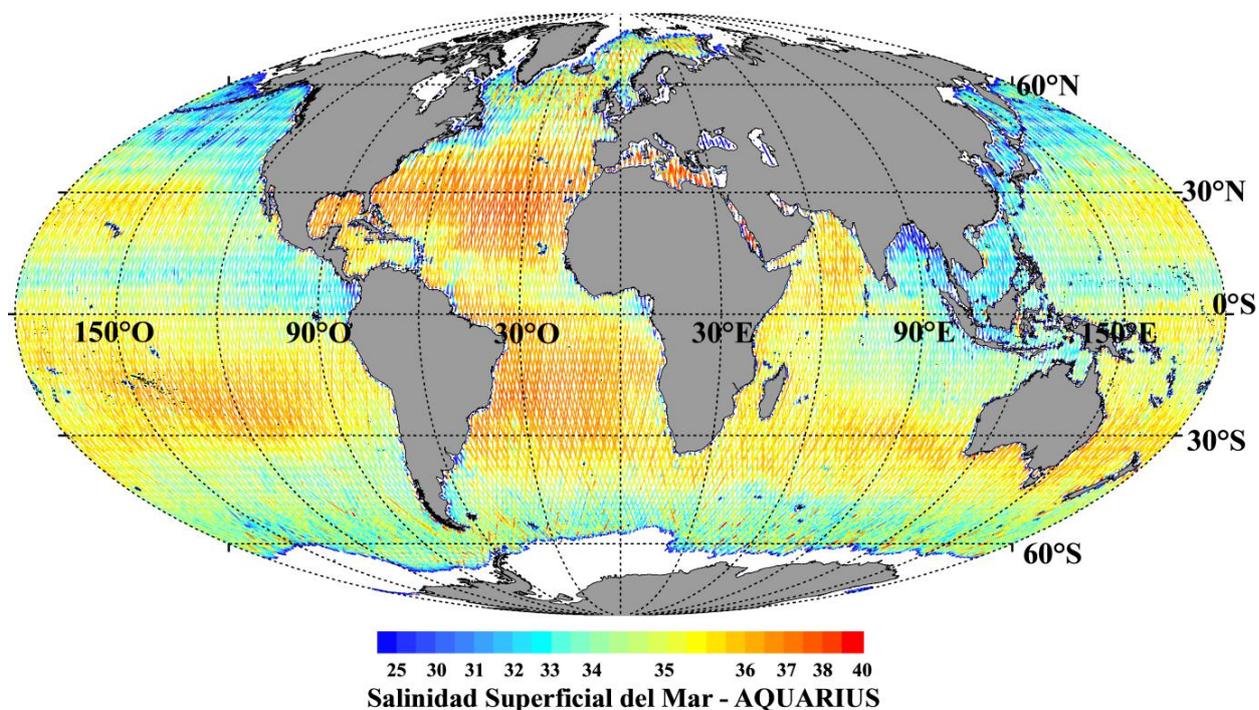


Figura 3-1. Trayectorias ascendentes y descendentes de AQUARIUS con sus respectivos valores de salinidad correspondientes a la semana del 08-14 Diciembre 2011. Proyección Mollweide.

Los productos de evaluación de AQUARIUS comenzaron a estar disponibles el 27/08/2011 y en Febrero 2013 se realizó un hito en los esfuerzos de calibración/evaluación por parte del equipo científico de AQUARIUS con el lanzamiento de la validación versión 2.0 (V2.0). Los datos de AQUARIUS se procesan y son proporcionados por el Ocean Biological Processing Group (OBPG, NASA/GSFC). El centro de datos PODAAC (<https://podaac.jpl.nasa.gov/AQUARIUS>), NASA/JL (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) es quien acoge todos los conjuntos de datos de la NASA y del proyecto AQUARIUS.

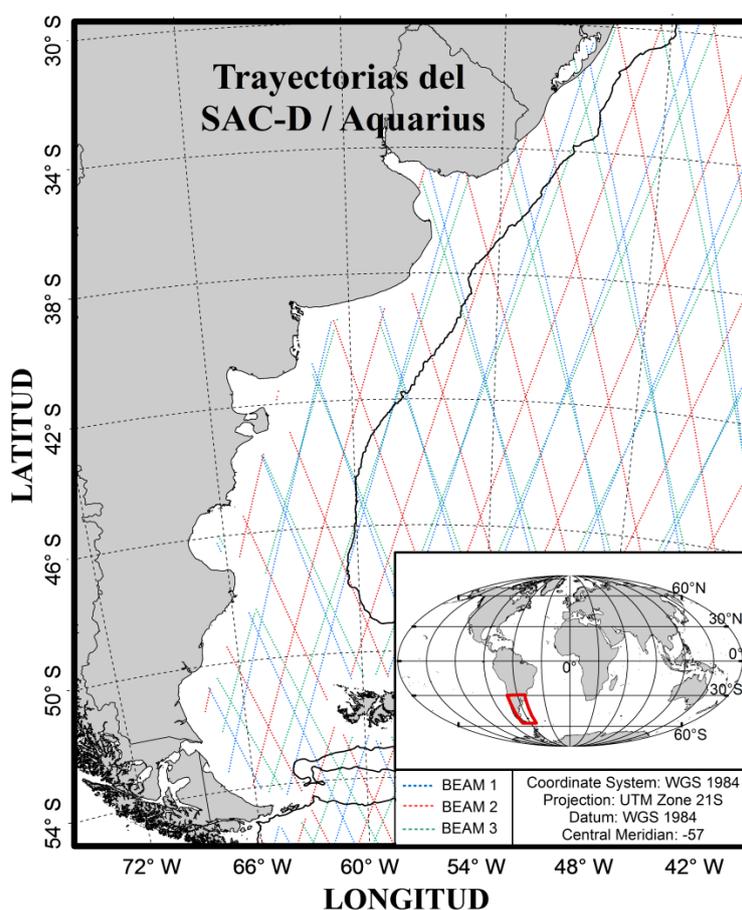


Figura 3-2. Patrón de muestreo de datos de los beams 1 (azul), 2 (rojo) y 3 (verde) de AQUARIUS para toda la Plataforma Argentina (polígono rojo). Proyección: UTM Zona 21S.

Para este estudio, se utilizaron datos semanales del AQUARIUS correspondientes al periodo Setiembre 2011 – Enero 2014 con el nivel de procesamiento L2 V2.0. La **Figura 3-2** muestra las pasadas de los 3 beams del satélite (ascendentes y descendentes), con colores que

representa cada beam. El patrón de muestreo, en nuestra región de estudio, presenta una alta densidad a lo largo de las órbitas con 15 km de ancho, dejando regiones vacías romboidales de 150 km x 150 km (cerca de los 43.5°S, se superpone las trayectorias del beam 1 y 3), esta distribución de espacios sin datos se debe a la dependencia latitudinal del sensor AQUARIUS (**Figura 3-2**).

b. SMOS / MIRAS

La misión SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) de la ESA (European Space Agency) tiene como objetivo estimar la humedad del suelo y la salinidad de los océanos mediante el empleo del instrumento MIRAS (Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis). El satélite SMOS fue lanzado el 2 de noviembre de 2009 y es la segunda misión Earth Explorer Opportunity que comprende el programa Living Planet. Cabe señalar que SMOS se trata de un pequeño satélite de la serie Proteus desarrollado por el Centre National d'Études Spatiales (CNES) de Francia y en cierto sentido puede decirse que el proyecto SMOS es una iniciativa del CNES por su fuerte respaldo y apoyo ante la ESA desde 1999.

SMOS fue la primera misión que proporciona una visión global de los niveles de salinidad de los océanos. De esa forma se logrará obtener una mejor comprensión e interpretación de la salinidad y la temperatura de los mares, lo cual ayudará a predecir más fácil y tempranamente las zonas donde se intensifican los huracanes. La salinidad en los mares tiene un gran impacto sobre la circulación de los océanos, que desempeña un papel clave en la conducción del clima mundial.

En esta tesis se utilizaron datos Nivel 3 (L3) SSM - SMOS (**Figura 3-3**) que son procesados por el centro de procesamiento SMOS Barcelona Expert Centre (SBEC) – España (<http://bec.icm.csic.es>). Estos datos son utilizados para la validación cruzada de los datos SSM-AQUARIUS y que se extienden desde enero de 2010 con una resolución espacial de 0.25° x 0.25°.

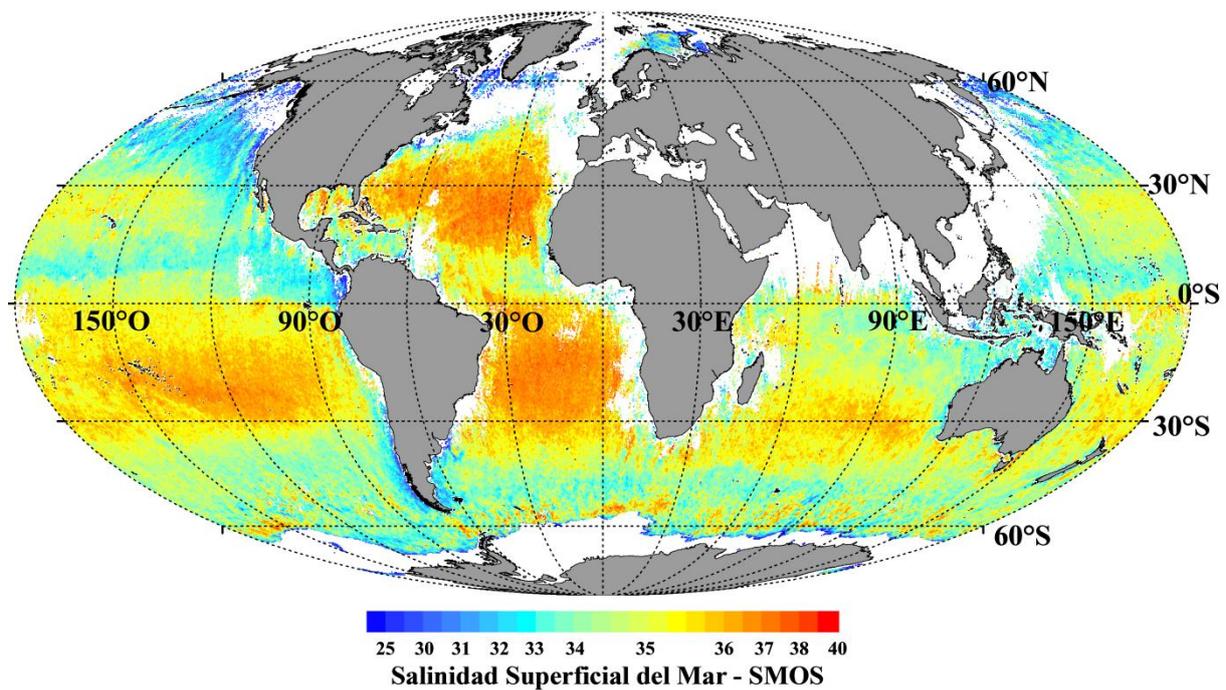


Figura 3-3. Mapa de Salinidad SMOS con resolución espacial $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ para la semana del 06 – 15 Diciembre 2011 ponderado de 9 días.

c. Temperatura Superficial del Mar

Conocer la distribución espacio temporal del campo de temperatura de la superficie del mar (TSM) en toda la Tierra es de significativa importancia para la comunidad científica. Esta información es particularmente útil en la localización de los frentes térmicos, las corrientes de los océanos y el intercambio de energía térmica entre el océano y la atmósfera [Rojas et. al., 2006]. La TSM medida por satélites proporciona una visión sinóptica del océano y una alta frecuencia de repetición de muestreo, permitiendo observar la dinámica en la región superior del océano, que no sería posible en barcos o boyas.

Uno de los grandes centros de bases de datos que proporcionan una gran variedad de datos oceanográficos y meteorológicos es el CoastWatch (<http://coastwatch.pfeg.noaa.gov/>), de la cual se extrajeron datos de TSM, estos productos son derivados del satélite Polar-orbiting Operational Environmental Satellites (POES) de la NOAA.

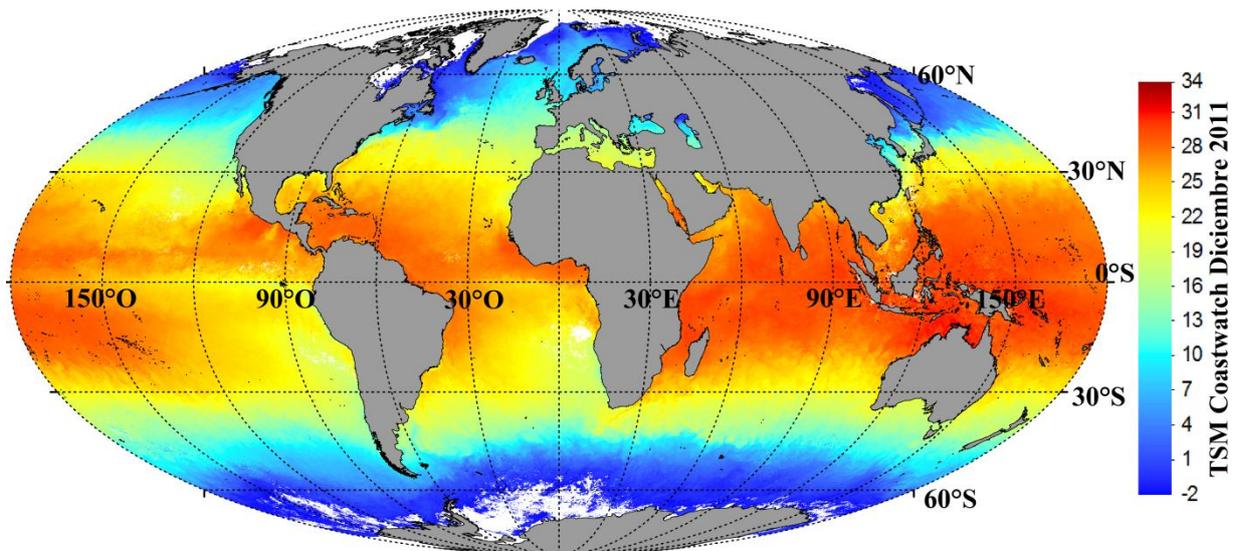


Figura 3-4. Temperatura Superficial del Mar de satélite AVHRR-POES (Coastwatch) de 9km de resolución espacial del 08-15 Diciembre 2011.

Estos datos proporcionan una cobertura global con una resolución espacial de 9km. Las mediciones corresponden al instrumento Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), un radiómetro multibanda que llevan a bordo los satélites NOAA POES. Con este set de datos, se utilizó una imagen satelital de TSM de 8 días para el período del 08 – 15 Diciembre 2011 (**Figura 3-4**).

d. CLOROFILA

La teledetección del color del océano produce información sobre los constituyentes del agua del mar tal como la concentración de pigmentos de fitoplancton, sedimentos suspendidos y sustancia amarilla. La clorofila-a es un indicador de la biomasa del plancton y se utiliza como una entrada a los modelos de producción primaria o para rastrear corrientes, chorros y plumas oceanográficas. La clorofila-a de la superficie del mar puede ser medida mediante teledetección por satélite en el rango espectral del visible.

El sensor Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), a bordo del satélite AQUA, es un sensor pasivo que recibe energía electromagnética en 36 bandas del espectro, desde la región visible hasta el infrarrojo térmico. Posee una resolución espacial

moderada (250 metros en 2 bandas, 500 metros en 5 bandas y 1 km en 29 bandas). Hace observaciones de la tierra cada 1-2 días con un ancho de barrido de 2330 km. Provee imágenes de alta resolución radiométrica de la radiación reflejada durante el día y de la emisión térmica diurna y nocturna.

En el día toma datos de todas las bandas y por la noche sólo de las correspondientes al térmico. Los datos de MODIS se usan para derivar varios productos: índices de vegetación (NVDI), concentración de clorofila, cobertura de la superficie terrestre, ocurrencia y temperatura de focos de incendios, cobertura de nubes, concentración de aerosoles, etc. La concentración de clorofila *a* (Chl-*a* o Chl_OC3, en $\text{mg}\cdot\text{m}^{-3}$) se calcula a partir de la reflectancia teledetectada a 443, 488 y 551 nm., usando el algoritmo OC3M (O'Reilly *et al.* 2000).

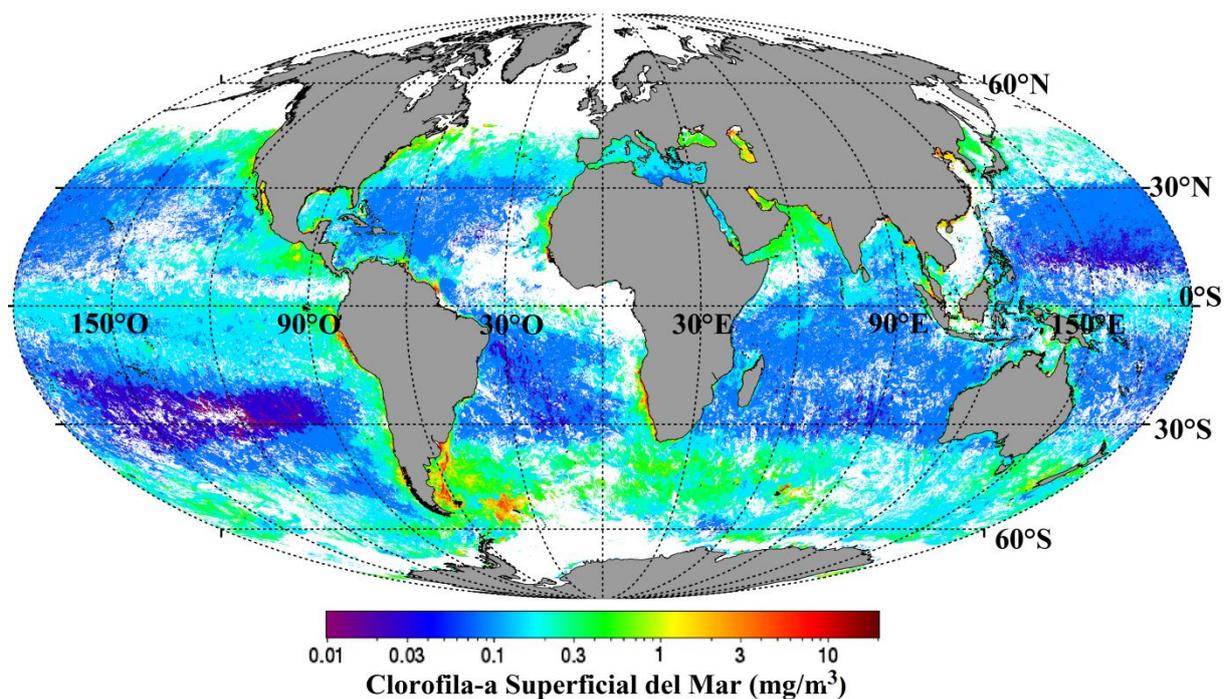


Figura 3-5. Imagen satelital de concentración de clorofila-a MODIS/AQUA del 03-18 Diciembre 2011 con resolución espacial de 9km.

Se utilizaron 2 imágenes satelitales de concentración superficial de Chl-*a* de 8 días de resolución temporal, correspondientes a los periodos 03-10 y 11-18 de Diciembre 2011 (Figura 3-5). Los datos pertenecen al nivel de procesamiento L3 con una resolución espacial de 9km (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3>).

e. Corrientes OSCAR

Un papel determinante de las corrientes es que al mezclar el agua funcionan como gigantesco termostatos que regulan el clima de todo el planeta, debido a eso, son estudiadas en detalle para poder pronosticar el clima que afectará a los continentes. Además las corrientes distribuyen el material orgánico (alimento del plancton), lo que determina que en ciertos lugares exista mayor concentración o empobrecimiento de nutrientes que en otros, como consecuencia de toda la cadena trófica.

Para evaluar más a fondo los patrones horizontales mesoescala, analizamos las corrientes de Ocean Surface Current Analyses – Real Time (OSCAR, <http://www.oscar.noaa.gov/>), que son productos procesados por el centro de datos PODAAC del JPL (Physical Oceanography Distributed Active Archive Center) y desarrollado por Earth Space Research (ESR).

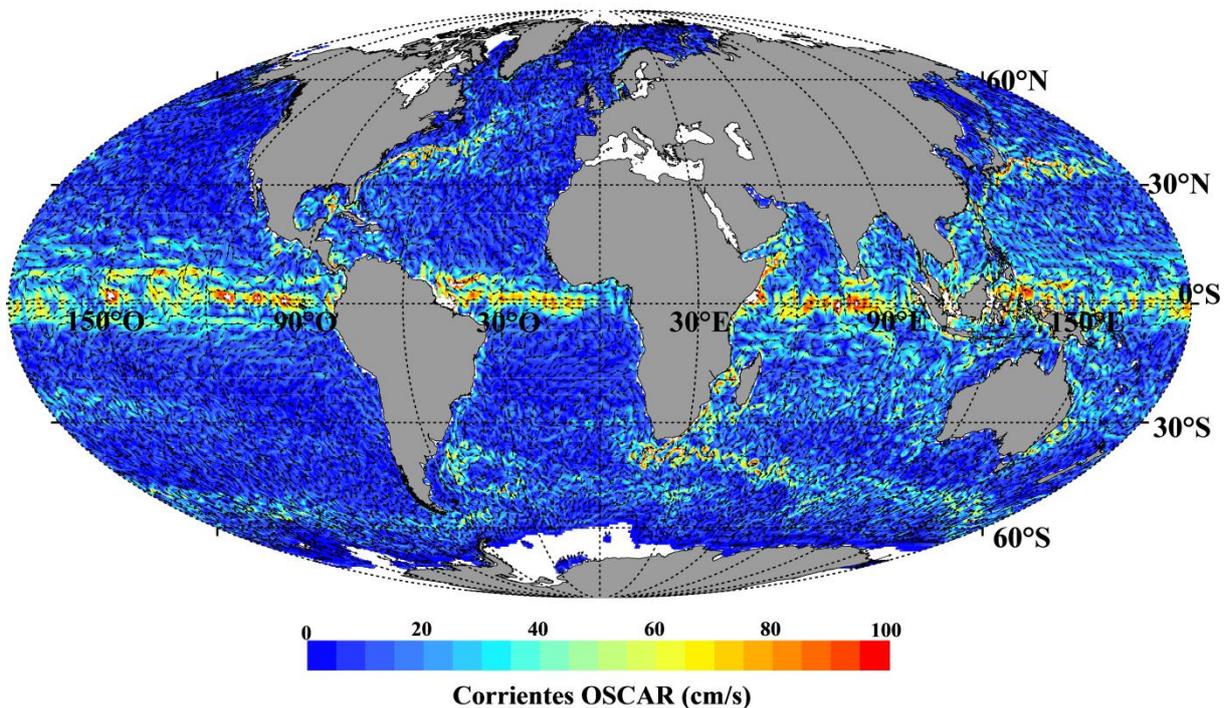


Figura 3-6. Mapa de corrientes superficiales de OSCAR para 09-13 Diciembre 2011. Los colores indican la intensidad del viento en el rango de 0 a 100 cm/s.

Los productos de corrientes superficiales OSCAR son directamente derivados de un re-análisis a través de un modelo que combina la altura de nivel del mar (SSH), esfuerzo del

viento y TSM. Esta formulación del modelo combina geostrofia, Ekman, la dinámica de cizallamiento de Stommel y un término complementario a partir del gradiente de flotabilidad de superficie.

Los datos de corrientes superficiales estimados son obtenidos por diferentes satélites utilizando la metodología presentada por Bonjean y Lagerloef (2002):

- Datos altimétricos: Topex/Poseidon, Jason-1, Jason-2, Geosat Follow-On (GFO), ERS1-2 y ENVISAT (Anomalía de SSH).
- Datos de velocidad del viento: SSM/I October 1992 a July 1999 and Quikscat Agosto 1999 - 2009, ASCAT.
- Datos de TSM: NOAA, Weekly Reynolds Smith O.I. v2.

Los datos de altimetría son inicialmente grillados a proyección “Mercator” ($1/3^\circ \times 1/3^\circ$) y son procesados con una resolución temporal de 5 días (**Figura 3-6**). Se usaron estos datos para el período de 27 Noviembre 2011 – 01 Enero 2012 para la región de estudio y validar los datos de SSM-AQUARIUS.

f. Vientos ASCAT

El viento es el principal forzante de la circulación en el RdP, particularmente en su parte exterior y afecta la dinámica en todas las escalas. La circulación general de la atmósfera en la región del RdP está controlada por la influencia del sistema de alta presión semi-permanente del Atlántico Sur. La circulación antihoraria asociada a este centro, advecta aire cálido y húmedo de regiones subtropicales sobre el RdP. Adicionalmente, el RdP está localizado en una de las regiones más ciclogénicas del mundo, como consecuencia de ondas que se mueven a lo largo de latitudes subtropicales del Pacífico Sur y América del Sur.

Para evaluar las causas dinámicas de las distribuciones de propiedades observadas y el desarrollo de la pluma del RdP, utilizamos datos de vientos del instrumento ASCAT (Advanced SCATerometer), que está integrado dentro del satélite METOP (METeorological Operational satellite Programme). ASCAT es un radar de apertura real (lo contrario de

apertura sintética) que funciona a 5,255 GHz (banda C) usando antenas de polarización vertical. Los ecos provenientes de la superficie terrestre son recibidos por el instrumento y la señal retro-dispersada que llega al sensor, es detectada y analizada espectralmente.

En esta tesis se analizó los datos de velocidad del viento u (este – oeste) y v (norte – sur) del satélite ASCAT, procesados por el grupo de Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER) – Francia con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y resolución temporal diaria durante el período de Enero 2010 – Enero 2014 (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/MWF/L3/ASCAT/Daily>).

3.1.2. OBSERVACIONES IN SITU

La adquisición de los datos se basa en la observación de los mares y océanos mediante instrumentos y una plataforma relativamente estable. La importancia de las observaciones *in situ* permite el conocimiento más a fondo del investigador y pueda manejar los datos con mayor seguridad. Esto permitirá validar los datos satelitales y se podrá alcanzar una mejor comprensión de las condiciones ambientales de la región.

a. Datos en Campañas del INIDEP

El Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP) viene implementado desde hace 30 años un sólido sistema de adquisición y almacenamiento de datos oceanográficos. Durante este tiempo, esta institución incorporó instrumental de muestreo y desarrollo en el Área Oceanografía Física con el apoyo de otras instituciones gubernamentales como la Universidad Nacional de Mar del Plata y el Servicio de Hidrografía Naval, actualizando la información previa y mejorando la capacidad de procesamiento de los datos colectados y el control de calidad de los mismos.

La presencia casi continua en la Plataforma Continental Argentina (PCA) mediante la operación de tres buques de investigación oceanográfica-pesquera, con un promedio anual de

mediciones en unas 1000 estaciones oceanográficas, ha convertido al INIDEP en la principal fuente de datos de esta naturaleza. Cada captura de especímenes realizada desde 1984 tiene asociado un perfil vertical T-S (de temperatura y salinidad). El análisis de esta información contribuye a la mejor comprensión del funcionamiento de diversos ecosistemas con alta capacidad de pesca.

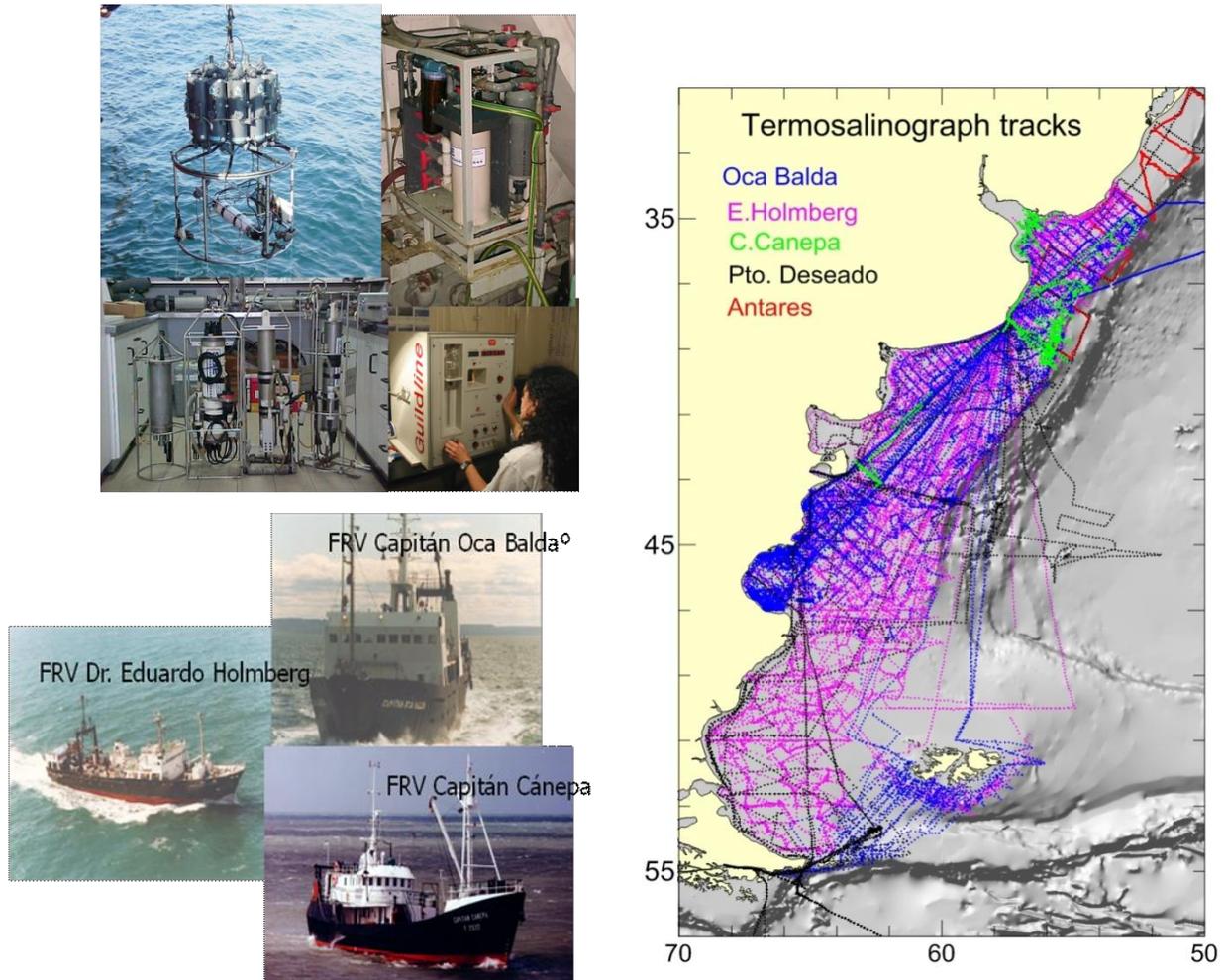


Figura 3-7. Panel izquierdo arriba: instrumental de medición in situ y en el laboratorio de variables oceanográficas (conductividad eléctrica y la salinidad que se deriva a partir de ella, temperatura, etc.) Panel izquierdo abajo: Plataformas de observación in situ del INIDEP. Panel derecho: trayectorias de buques donde se midió temperatura y conductividad en continuo (a 3m de profundidad) con el termosalinógrafo.

Entonces, en el marco del proyecto PNUD-ARG/02/018 se conformó la Base Regional de Datos Oceanográficos (conocida como BaRDO) conformada por la información

proporcionada por más de 26000 estaciones oceanográficas que cubren el Atlántico Sur-Occidental al sur de los 27°S y al oeste de los 40°W (**Figura 3-7**). El 62% de los datos proporcionados por equipos CTD son de alta precisión y fueron adquiridos fundamentalmente por el INIDEP. La información se organizó siguiendo las recomendaciones del ICES/IOC que responden a requerimientos internacionales de calidad e intercambio de datos. Los controles de calidad referidos a los datos de la estación (posición, fecha/hora) se realizaron utilizando herramientas de desarrollo propios como el Sistema de Integración y Almacenamiento de Variables Oceanográficas (SIAVO-INIDEP), mientras que para los referidos al perfil y la consistencia regional de los datos se utilizaron herramientas desarrolladas por otros grupos de trabajo (QCed-GTSPP, ODV-AWI, SBE Software). En el área de la PCA, BaRDO contiene información de 15400 estaciones oceanográficas. Debido a la heterogeneidad en la distribución anual y mensual, la información fue agrupada según un período frío (Junio a Octubre) y otro cálido (Diciembre a Marzo). La distribución espacial de la información es similar en ambos periodos destacándose zonas de alta densidad de estaciones asociadas con áreas de explotación pesquera de los principales recursos sobre la PCA.

Las condiciones térmicas y salinas de la superficie del mar son monitoreadas durante la navegación de los buques por medio del uso del TermoSalinógrafo (TSG) que mide de manera continua la conductividad y la temperatura a nivel superficial de aproximadamente 3m. de profundidad. Las nuevas mediciones de salinidad superficial a través del satélite SAC-D/AQUARIUS, plantean desafíos tecnológicos que exigen una mayor cantidad y calidad de mediciones de salinidad *in situ*. Las series temporales de los TSGs resultan una fuente invaluable de información para la validación y calibración de las imágenes de salinidad satelital.

En virtud de ello, se ha puesto en marcha el TSGqc (**Figura 3-8**), software interactivo para el control de calidad, análisis y validación de TSM y SSM, para un seguimiento de los datos y una mayor exigencia en su tratamiento con el fin de lograr datos de mejor calidad. Estos datos de TSM y SSM se obtuvieron del Centro Argentino de Datos Oceanográficos (CEADO) y del Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP). El conjunto de datos consta de más de casi 28.000 botellas, perfiles de CTD y datos TSG en su mayoría recogidos entre 1960 y 2014.

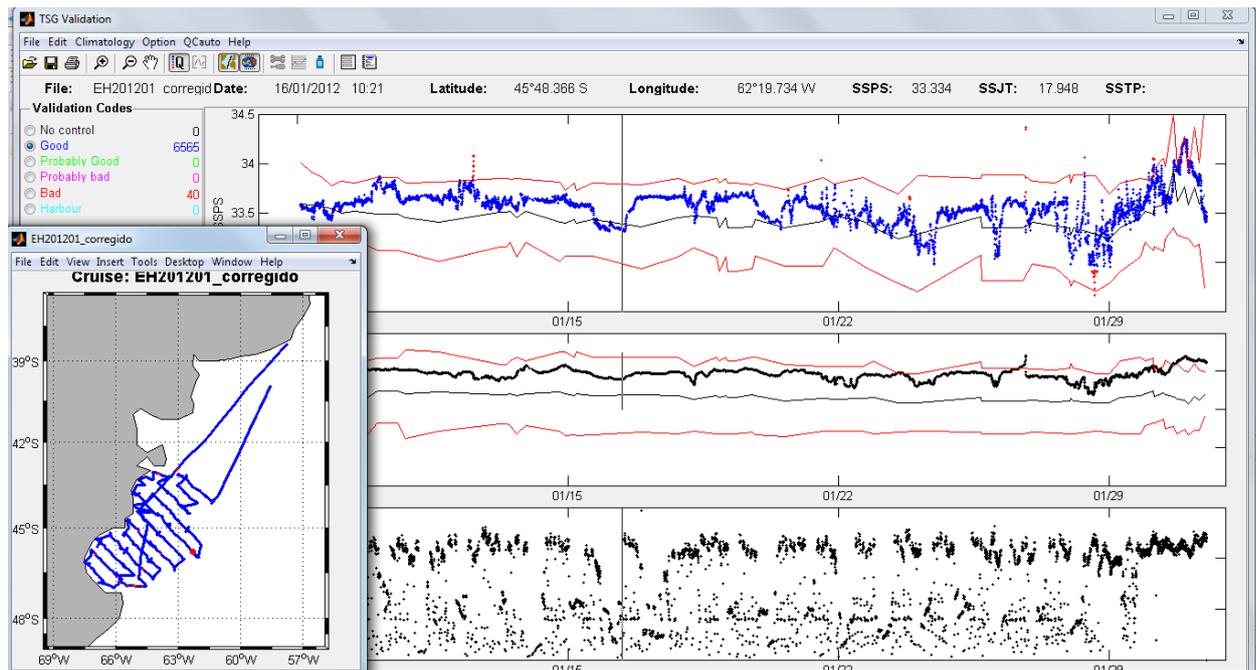


Figura 3-8. Procesamiento de validación de datos del termosalinógrafo con los datos de CTD y botellas mediante el software TSGqc.

b. Caudal diario del RdP

El caudal es la cantidad de agua que lleva un río y varía según la estación del año, así, los ríos, cuya agua procede fundamentalmente de las precipitaciones, el caudal es mayor en las épocas de lluvias y menor en las estaciones o meses más secos. El caudal del RdP varía como resultado del aporte oscilante de sus dos principales tributarios: el Paraná y el Uruguay. Por lo general las alteraciones de caudal de ambos grandes ríos no se mueven del mismo sentido, lo que conduce a que no haya marcados cambios estacionales en el caudal del RdP. En condiciones normales, los efectos del viento solo se hacen sentir en el estrato superior de las aguas del estuario; por debajo de la haloclina, la capa inferior no recibe otras influencias que las de la topografía del fondo: por ello ese estrato de aguas evidencia escasos cambios estacionales.

Los datos diarios de descarga del RdP fueron proporcionados por el Instituto Nacional del Agua (INA), Argentina [Borus et al., 2013] para el período 2009 – 2013. Contamos con los caudales de sus dos principales tributarios: Ríos Paraná y Uruguay.

c. Boyas ARGO

El Sistema Global de Observaciones del Océano (GOOS, Global Ocean Observing System) fue creado debido a la gran importancia socio-económica del océano asociada a las actividades que en él o en sus márgenes se realizan. Para entender la evolución del sistema climático, predecir el tiempo atmosférico con mayor precisión y antelación y conocer el estado del mar en todo momento. Gracias al desarrollo tecnológico que han tenido las ciencias marinas en los últimos 10 años, este ambicioso objetivo se pudo llevar a cabo con el despliegue de un conjunto de 3000 boyas sumergibles a nivel global (**Figura 3-10**).

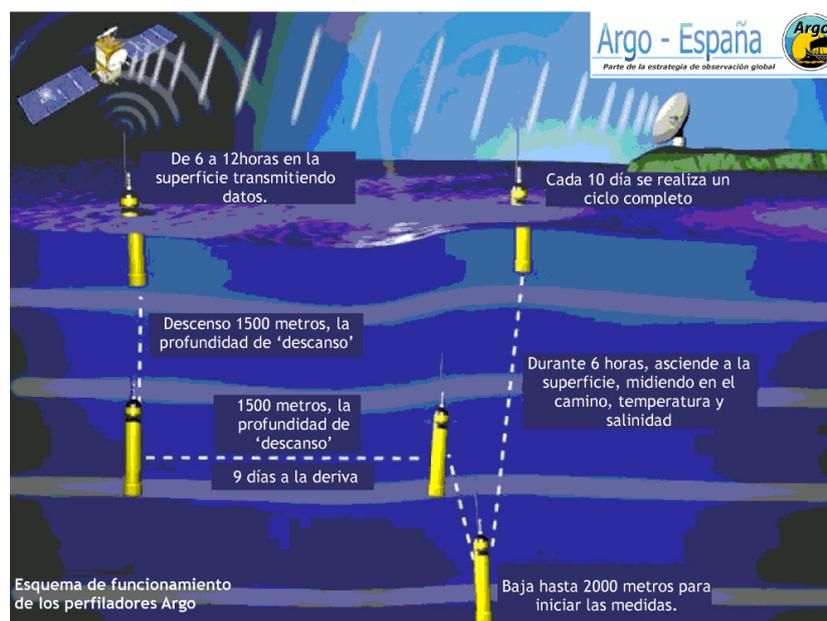


Figura 3-9. Mecanismo de las Boyas ARGO en el océano, descendiendo a 1500 m por 9 días y después baja hasta los 2000 m que luego asciende durante 6 horas hacia la superficie midiendo profundidad, temperatura y salinidad. Al finalizar la medición transmite los datos hacia el satélite de 6 a 12 horas que luego son re-transmitido a tierra.

Estas boyas descienden a 1500 metros a una profundidad de descanso con 9 días de deriva (**Figura 3-9**), después baja hasta los 2000 metros de profundidad, y luego inician el ascenso a la superficie midiendo en su camino los campos de las variables que permiten determinar el estado físico del océano, durante 6 horas asciende a la superficie midiendo principalmente temperatura, salinidad y presión. En cambio, estas boyas no pueden utilizarse en aguas con una profundidad inferior a los 2000 metros, ya que tienden a chocar con el fondo

marino. Los datos son enviados por satélite desde la superficie, disponiéndose en tiempo real de las estructuras de temperatura y salinidad de las capas superiores e intermedias de los océanos.

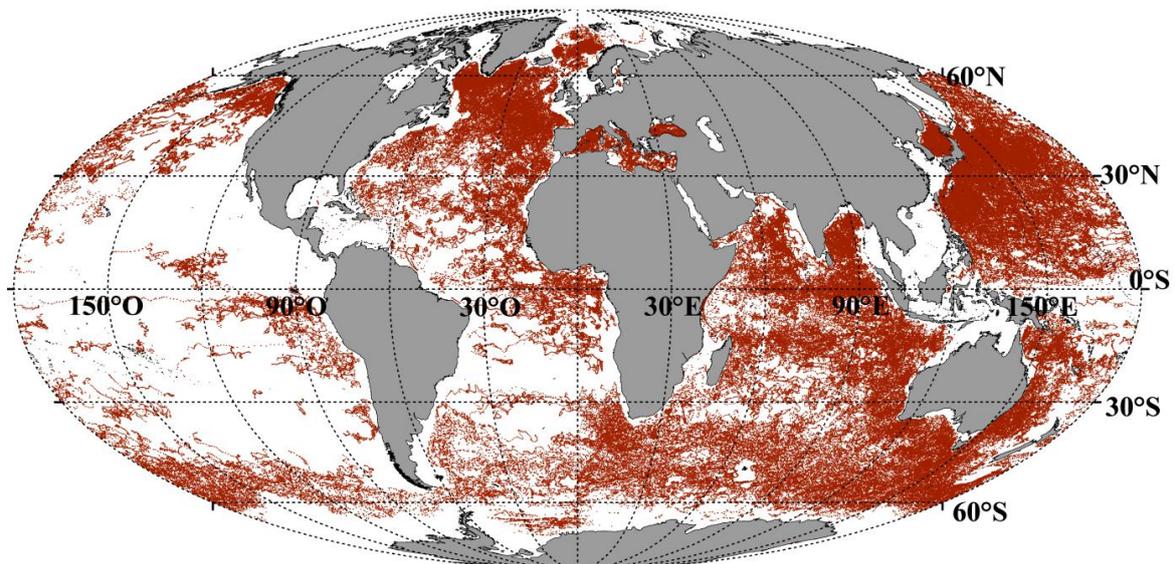


Figura 3-10. Trayectorias de boyas ARGO durante el período Setiembre 2011 – Enero 2014.

Esta red, cuya implementación está impulsada por la Organización Meteorológica Mundial (WMO), la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC), el Consejo Internacional para la Ciencia (ICSU) y el Programa de las Naciones Unidas del Medio Ambiente (PNUMA), es una colaboración internacional y por lo tanto también lo son los acuerdos que llevaron a su creación, dando desarrollo científico que avala la calidad del proyecto.

ARGO no es un acrónimo, hace solamente referencia a la mitología griega y al viaje de Jason en barco denominado ARGO. JASON a su vez es la denominación que se le ha dado a la misión que reúne a todos los satélites enfocados en obtener datos del nivel del mar (SSH). Jason y ARGO se complementan.

Se utilizaron datos de ARGO de salinidad con calidad “buena” de los tres grandes centros de procesamiento (**Figura 3-11**): AOML (Estados Unidos), BODC (Reino Unido) y CORIOLIS (Francia) a nivel de profundidad superficial durante el período de AQUARIUS

(Set 2011 – Ene 2014) para la validación de los nuevos datos grillados de salinidad semana a semana.

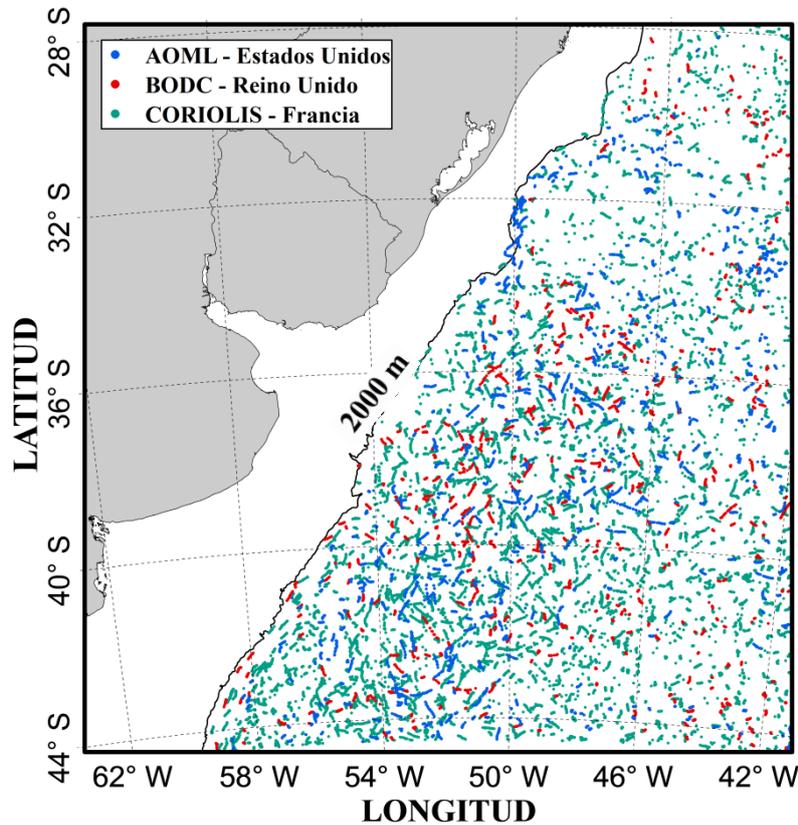


Figura 3-11. Trayectorias de las boyas ARGO de los 3 centros de procesamiento AOML, BODC y CORIOLIS para la zona de estudio desde Setiembre 2011 – Enero 2014.

3.2. METODOLOGÍA

3.2.1. Método estadístico de grillado

El instrumento AQUARIUS toma mediciones de los tres radiómetros (**Figura 3-12**), convertidas en unidades físicas de la salinidad en el L2 y PODAAC se encarga de grillar los datos de salinidad con resolución espacial de $1^\circ \times 1^\circ$. La resolución espacial de AQUARIUS (~100km) no es suficiente para resolver la meso-escala como la dinámica río-océano en nuestra área de estudio.

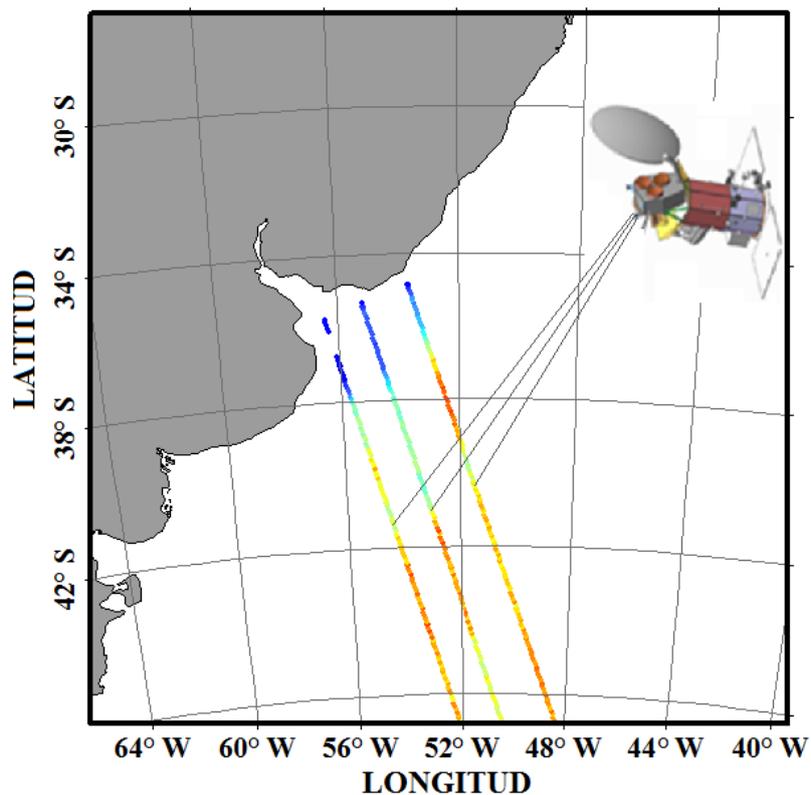


Figura 3-12. Pasada del satélite SAC-D/AQUARIUS de los 3 beams con valores de salinidad para el día del 10 Diciembre 2011.

Conociendo las trayectorias de AQUARIUS (**Figura 3-13**), se buscó un método apropiado para generar la resolución espacial deseada ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$) con los datos de SSM-AQUARIUS resolviendo los problemas de contaminación cerca a la costa y estudiar la variabilidad de la región de estudio.

Para eliminar los datos erróneos de salinidad cerca de la tierra, se extrajo la variable, que viene con los datos L2 de AQUARIUS, llamada “rad_land_frac” (fracción de tierra ponderada), que es la integración del radiómetro sobre la pasada con tierra (=1) y no-tierra (=0) para el agua y el hielo marino. Según Meissner (2014), en su publicación “Flags and Masks” de calibración de los datos de AQUARIUS, mostró que para los datos válidos de SSM, el valor de rad_land_frac tiene que ser menor a 0.05.

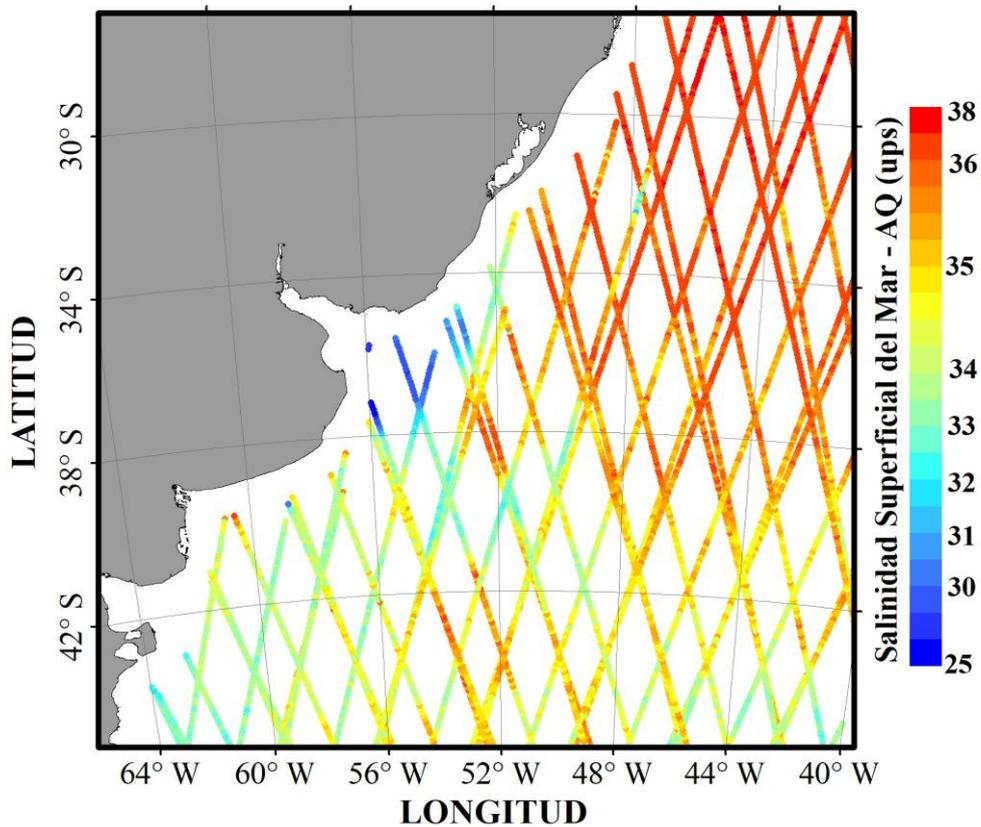


Figura 3-13. Datos de salinidad superficial del mar L2 de AQUARIUS para la semana del 08-14 Dic. 2011, los colores indican el valor de la salinidad (ups).

Siguiendo al trabajo de Lilly y Lagerloef (2008), se aplicó la Interpolación Polinomial Local (siglas en inglés LPI, Local Polynomial Interpolation). Este método es óptimo ya que reduce los espacios vacíos de los datos de AQUARIUS L2 V2.0 y de los datos malos de efecto tierra creando una superficie compuesta a partir de ajustes de polinomios individuales en cada radio de búsqueda. Cada una de ellas está optimizada en su entorno lo cual produce que las superficies representan mejor la variación local.

La distribución de los datos fue analizada usando el estimador de densidad kernel (EDK), método estadístico originalmente por Rosenblatt (1956) y definido como:

$$f(x) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n K\left(\frac{x - X_i}{h}\right) \quad (1)$$

Donde:

$f(x)$ = Estimación de densidad de la variable x .

n = Número de observaciones.

h = Ancho de banda.

K = Función ponderal Kernel.

X_i = Longitud del i -ésimo dato.

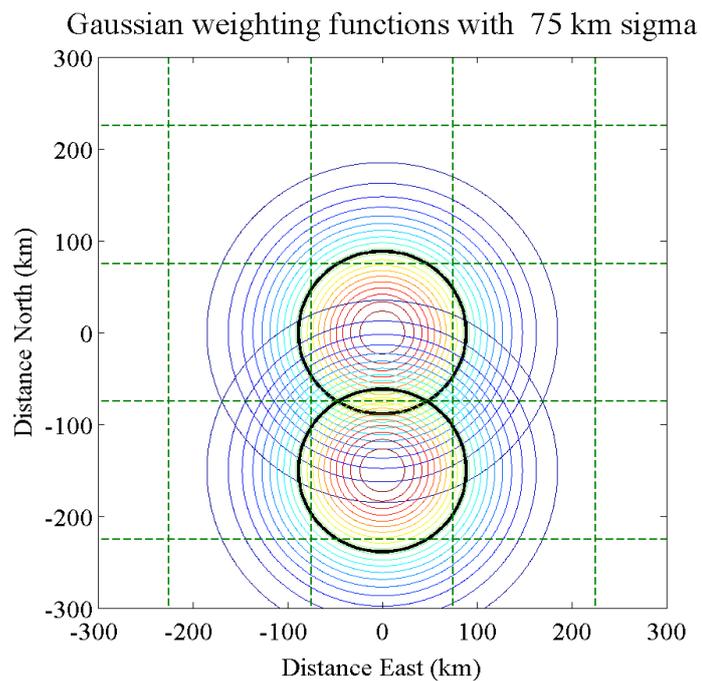


Figura 3-14. Estimador de Densidad Kernel Gaussiano óptimo (círculos negros) para un ancho de banda de ~75 km usando datos del satélite SAC-D/AQUARIUS.

El estimador de densidad Kernel suaviza el histograma mediante el uso de funciones de ponderación, en las cuales se utiliza la función Kernel Gaussiana (**Figura 3-14**):

$$K(z) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{z^2}{2}\right) \quad (2)$$

Donde:

$$z = \frac{(x - X_i)}{h} \quad (3)$$

El ancho de banda (h) es un parámetro de suavización que indica cuánto contribuye cada punto muestral al valor estimado en el punto x . Esta fue determinada con base a la regla de Silverman (1986):

$$h = \frac{0.9 A}{n^{1/5}} \quad (4)$$

Donde:

$$A = \min \left[\text{Desv. Estándar}, \left(\frac{\text{Rango Intercuartil}}{1.349} \right) \right] \quad (5)$$

Las constantes provienen de asumir que la densidad constante es Normal y un kernel gaussiano. Si el h es pequeño entonces el estimador de densidad por kernel degenera en una colección de n picos cada uno de ellos localizado en cada punto muestral. Si h es demasiado grande entonces el valor estimado se sobre-suaviza y se obtiene una distribución cuasi-uniforme (**Figura 3-14**). Sería deseable contar con un método de selección del ancho de banda que proporcione anchos de banda óptimos, en el sentido de alcanzar un equilibrio entre la varianza y el sesgo del estimador. Es decir, encontrar un valor de h que permita un ajuste razonable de los datos sin aumentar excesivamente la variabilidad del estimador.

Con esta metodología, obtenemos un nuevo producto procesado de L2 a $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de resolución espacial usando estos valores de entrada: datos L2 V2.0, el orden de polinomio 1, radio de búsqueda de $1^\circ \times 1^\circ$, Kernel Gaussiano, factor de suavización de 0.01 y ancho de banda variable por cada radio de búsqueda. El ancho de banda fue determinado en ~ 75 km para una semana de datos L2.

Para describir la alta variabilidad de la frecuencia de la SSM también utilizamos datos de la trayectoria de AQUARIUS L2 de haces individuales hasta una longitud de 100 km cerca de la costa, por la cobertura de cada beam, mediante diagramas Hovmöllers. Se utilizan estos diagramas para observar la evolución temporal de una variable típicamente en función de la latitud y longitud. En este caso se observará la SSM a lo largo de la latitud (eje y).

Se utilizan datos de los beams individuales para evitar la introducción de errores debido al sesgo entre los beams. Las posiciones centrales de las trayectoria sur (TS), central (TC) y norte (TN), utilizadas en el análisis corresponden a las pasadas de AQUARIUS. TS y TC corresponden a la pasada de un mismo día mientras que el TN corresponde a 3 días más tarde (**Figura 3-15**).

Para detectar mejor la variabilidad en plataforma y en el océano abierto, se realizaron series temporales en medio de la plataforma y en el talud (puntos negros), y también se calculó el esfuerzo del viento medio a lo largo de la costa para la región sombreada en celeste (**Figura 3-15**).

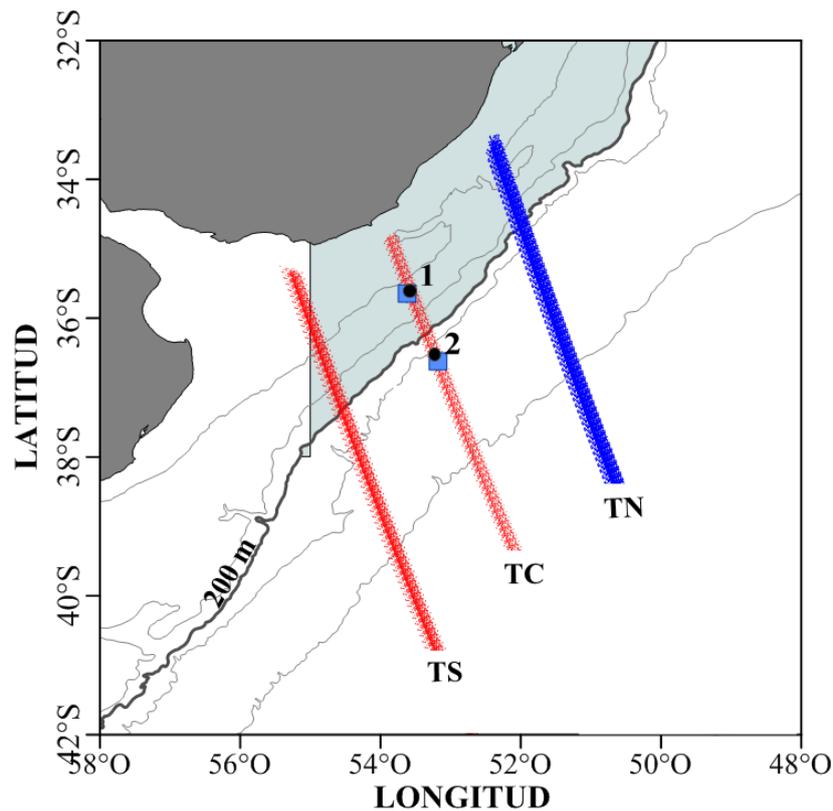


Figura 3-15. Trayectorias TN, TC Y TS, zona de cálculo del stress del viento (región celeste), puntos 1 y 2 para el cálculo de serie de tiempo de SSM-AQUARIUS y grilla de SMOS (cuadrado azules) cerca a los puntos de AQUARIUS. La línea negra indica la batimetría de 200 metros como el límite entre la plataforma y talud.

3.2.2. Análisis, Diseño e Implementación de datos en un SIG

La modelización de datos espaciales es el procedimiento complejo de diseño y construcción de un modelo SIG. Este procedimiento comprende la identificación del fenómeno geográfico a modelar, su definición conceptual y la organización de la información del sistema. Un modelo de datos geográficos es una representación del mundo real que puede ser usado en un SIG para producir mapas, realizar consultas y diferentes análisis.

3.2.2.1. Construcción de un Modelo Conceptual

Los datos de AQUARIUS V2.0 se descargaron desde el ftp del PODAAC-JPL (<ftp://podaac-ftp.jpl.nasa.gov/allData/AQUARIUS/L2/V2/>) para el período de Setiembre 2011 – Enero 2014 en formato HDF5, obteniendo por cada día, 15 archivos (pasadas del satélite en un día) por cada radiómetro (1, 2 y 3). Para nuestra área de estudio, se trabajó con las variables como se muestra en la Tabla 1.

Variable	Nombre	Unidades
beam_clat	Latitud central del beam	grados
beam_clong	Longitud central del beam	grados
SSS	Salinidad Superficial del Mar	UPS
rad_land_frac	Fracción de contaminación de tierra	---
Orbit Number	Número de órbita	---
Sec	Segundos de día	segundos
Beam	Número de Radiómetro de medición	---

Tabla 1. Variables extraídas de los datos de AQUARIUS Nivel 2 V2.0.

Se genera un archivo de salida en formato ASCII (en columnas por cada variable) por cada día de medición del satélite. Los datos satelitales de salinidad se encuentra como puntos, para lo cual es necesario generar un mapa raster mediante un método de interpolación apropiado. Finalmente se compara con los datos *in situ* ARGO (con control de calidad BUENOS) y se obtiene un mapa de Validación.

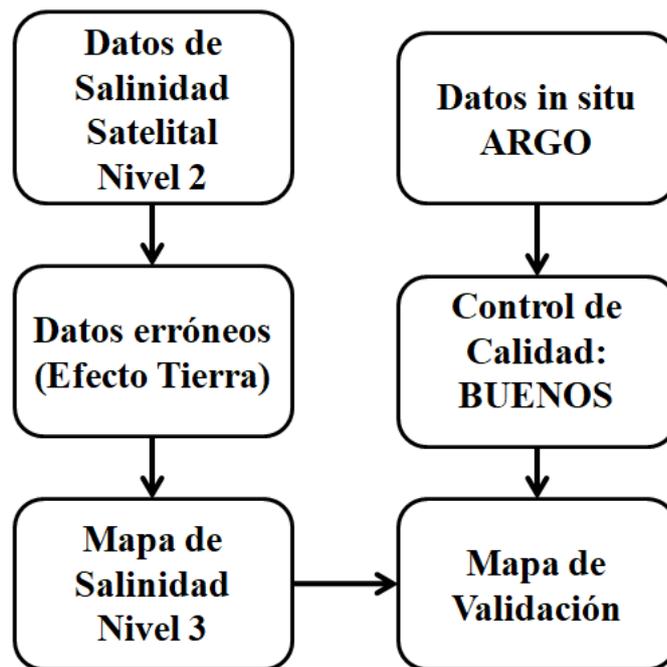


Figura 3-16. Modelo Conceptual de los datos de salinidad.

a. Relaciones de Entidades en el modelo

Para el desarrollo del modelo se identifican las siguientes entidades:

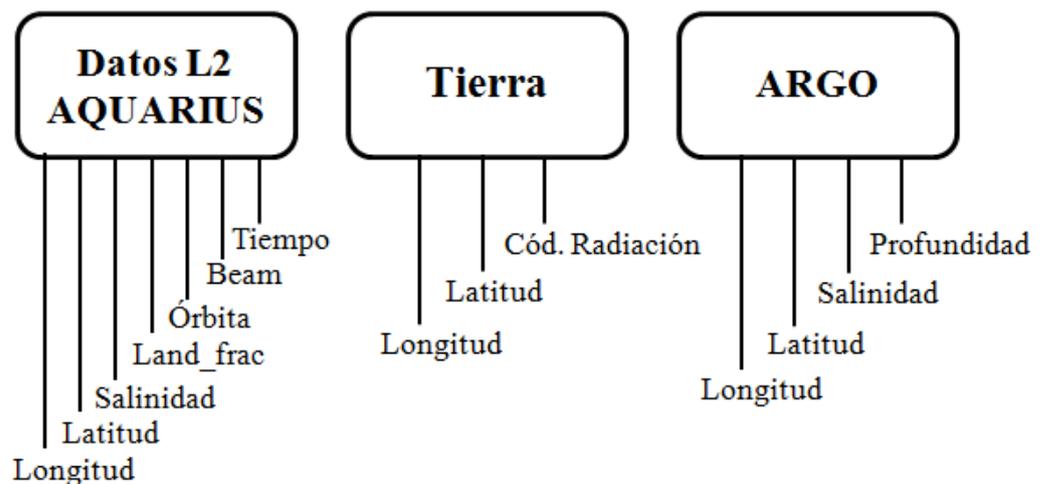


Figura 3-17. Relaciones de entidades del modelo conceptual.

b. Representación de entidades en el modelo

Se identifican los siguientes elementos que son necesarios para el análisis en el presente trabajo con su respectiva representación:

Elementos	Representación
Datos L2 Salinidad	Punto
Tierra	Polígono
ARGO	Punto

Tabla 2. Elementos y su representación en el modelado.

3.2.2.2. Construcción de un Modelo Lógico

Este modelo hace referencia al muestreo y organización de las variables y objetos para lograr una representación lo más adecuada posible. Este método nos muestra la información de la estructura de la base SIG tomando como base el modelo conceptual desarrollado anteriormente.

Nombre del Objeto:		Escala	Tipo:
Datos Nivel 2 AQUARIUS		PODAAC	PUNTO
Fuente		PODAAC	Representación: 
Definición: Datos de Salinidad, ubicación, órbita, radiación de tierra y tiempo en el área de estudio.			
Atributos	Tipo	Descripción	Único / Nulo
Longitud	Double	Coordenada geográfica	No Único / No Nulo
Latitud	Double	Coordenada geográfica	No Único / No Nulo
Salinidad	Double	Cantidad de sales en unidades ups	No Único / No Nulo
Land_frac	Double	Código de radiación tierra y océano	No Único / No Nulo
Órbita	Double	Número de órbita	No Único / No Nulo
Beam	Double	Número de radiómetro	No Único / No Nulo
Tiempo	Double	Fecha de pasada del satélite	No Único / No Nulo

Nombre del Objeto: Tierra		Escala		Tipo:	POLÍGONO
		Fuente	IGN	Representación:	
Definición: Código para identificar efecto Tierra y datos en el Océano					
Atributos	Tipo	Descripción		Único / Nulo	
Longitud	Double	Coordenada geográfica		Único / No Nulo	
Latitud	Double	Coordenada geográfica		Único / No Nulo	

Nombre del Objeto: Datos ARGO		Escala		Tipo:	PUNTO
		Fuente	NOAA	Representación:	
Definición: Datos de Salinidad y ubicación en el área de estudio.					
Atributos	Tipo	Descripción		Único / Nulo	
Longitud	Double	Coordenada geográfica		No Único / No Nulo	
Latitud	Double	Coordenada geográfica		No Único / No Nulo	
Salinidad	Double	Cantidad de sales en unidades ups		No Único / No Nulo	
Profundidad	Double	Profundidad del lugar		No Único / No Nulo	

Tabla 3. Representación del modelo lógico.

3.2.2.3. Construcción de un Modelo Físico

Es la implementación del diseño conceptual y lógico en un programa o software seleccionado y los equipos específicos en que se va a trabajar. El modelo físico determina en qué forma se debe almacenar los datos, cumpliendo las restricciones y aprovechando las ventajas del sistema específico a utilizar.

Se utilizó el ArcGIS 10.5.1 (perteneciente a la Prefectura Naval Argentina), software de Sistema de Información Geográfica (SIG) para realizar el procesamiento del nuevo grillado. Con el empleo de las funciones y operaciones de análisis del SIG, es posible producir nueva información con base existente y brindar posibles resultados.

3.2.2.4. Modelo Cartográfico

Es una metodología general que se usa para abordar diversas aplicaciones de los SIG en modo sencillo, suponiendo el uso de modelos (información geoespacial) representados cartográficamente (mapas). La **Figura 3-18** muestra el modelo cartográfico usado en esta tesis.

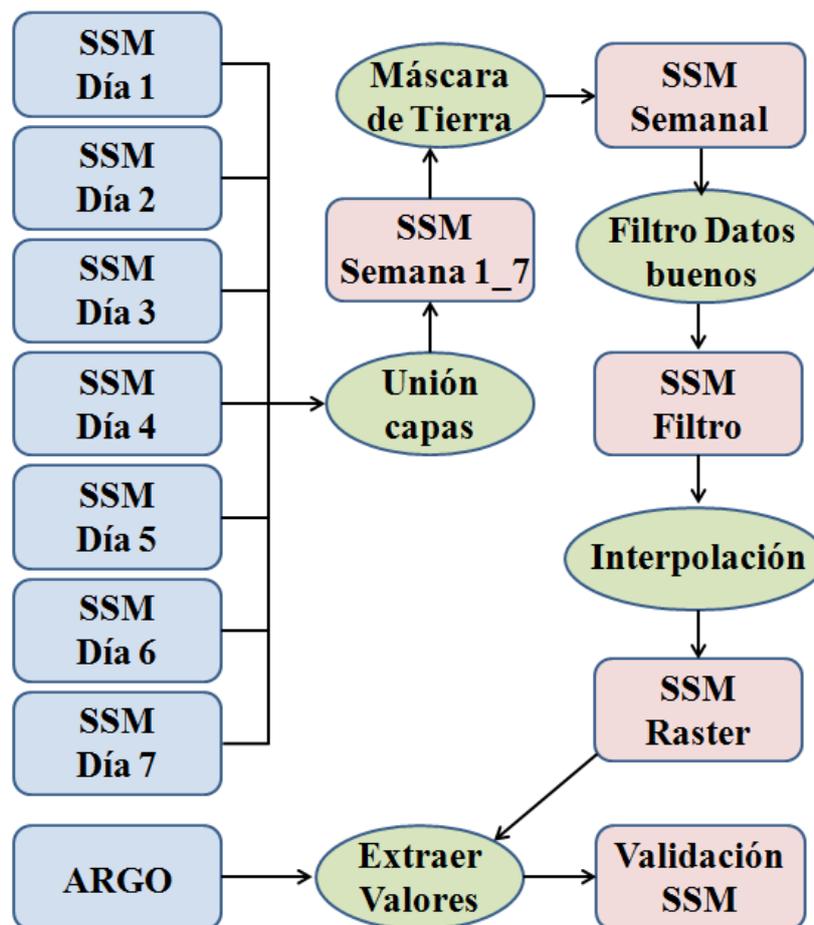


Figura 3-18. Modelo cartográfico para la validación de los datos SSM-AQUARIUS.

3.2.2.5. Análisis Espacial con SIG

Es el proceso de manipular información espacial para extraer información nueva y significativa a partir de datos originales. Un SIG normalmente proporciona herramientas de análisis espacial para calcular estadísticas de las entidades y realizar actividades de

geoprocesamiento como la interpolación de los datos y brindar posibles soluciones a problemas específicos. Se procede a efectuar las siguientes operaciones:

- a. Para obtener mapas semanales (cobertura global del satélite), es necesario almacenar toda esta información en una sola capa de puntos de 7 días, para lo cual se procede a efectuar la función del SIG, “MERGE”, de la herramienta de Data Management Toolbox, ésta función permite fusionar dos o más capas con distinta información pero del mismo tipo de objetos espaciales., es decir, han de ser capa de puntos, de líneas o polígonos. Al realizar esta asociación, el resultado se basará a los campos de una de las capas y se agregarán los valores de las demás capas.
- b. Eliminar la zona de la máscara de Tierra con la función "ERASE" de la herramienta Analysis Tools. Esta herramienta elimina los datos de la zona del polígono (máscara de Tierra) creando un nuevo archivo.
- c. Luego se realizó un filtro de contaminación de tierra utilizando la función “SELECT”, de la herramienta Analysis Toolbox, seleccionando los valores de rad_land_frac menores a 0.05 (sugerido por Meissner, 2014), válido para datos BUENOS de salinidad en el océano. Esta función extrae los valores de una clase de entidad de entrada generalmente mediante una expresión seleccionada o un Lenguaje Estructurado de Consultas (SQL, en inglés: Structured Query Language) y almacena en una clase de entidad de salida.
- d. Después se realizó el grillado mediante el “LOCAL POLYNOMIAL INTERPOLATION” de la herramienta Geostatistical Analyst (ecuaciones mostradas en la Sección 3.2.1), es una técnica de interpolación espacial determinista y ajusta muchos polinomios utilizando puntos dentro de la zona definida (radio de búsqueda) y puede crear datos en áreas vacías en la superficie de predicción.
- e. Uno de los resultados esperados es identificar las isohalina de 33.5 (valor de salinidad límite de aguas de plataforma y de RdP), para eso se utiliza la función

“GA Layer to Contour” de la herramienta Geostatistical Analyst, ésta función crea una clase de entidad de línea (contorno) a partir de los valores de la superficie.

- f. Finalmente se procederá a la validación con los datos de observaciones *in situ* de ARGO usando la función “GA Layer to Point” de la herramienta Geostatistical Analyst, esta función exporta una capa geostadístico de puntos y se puede usar también para validar las predicciones hechas en lugares medidos con sus respectivos errores (diferencias).

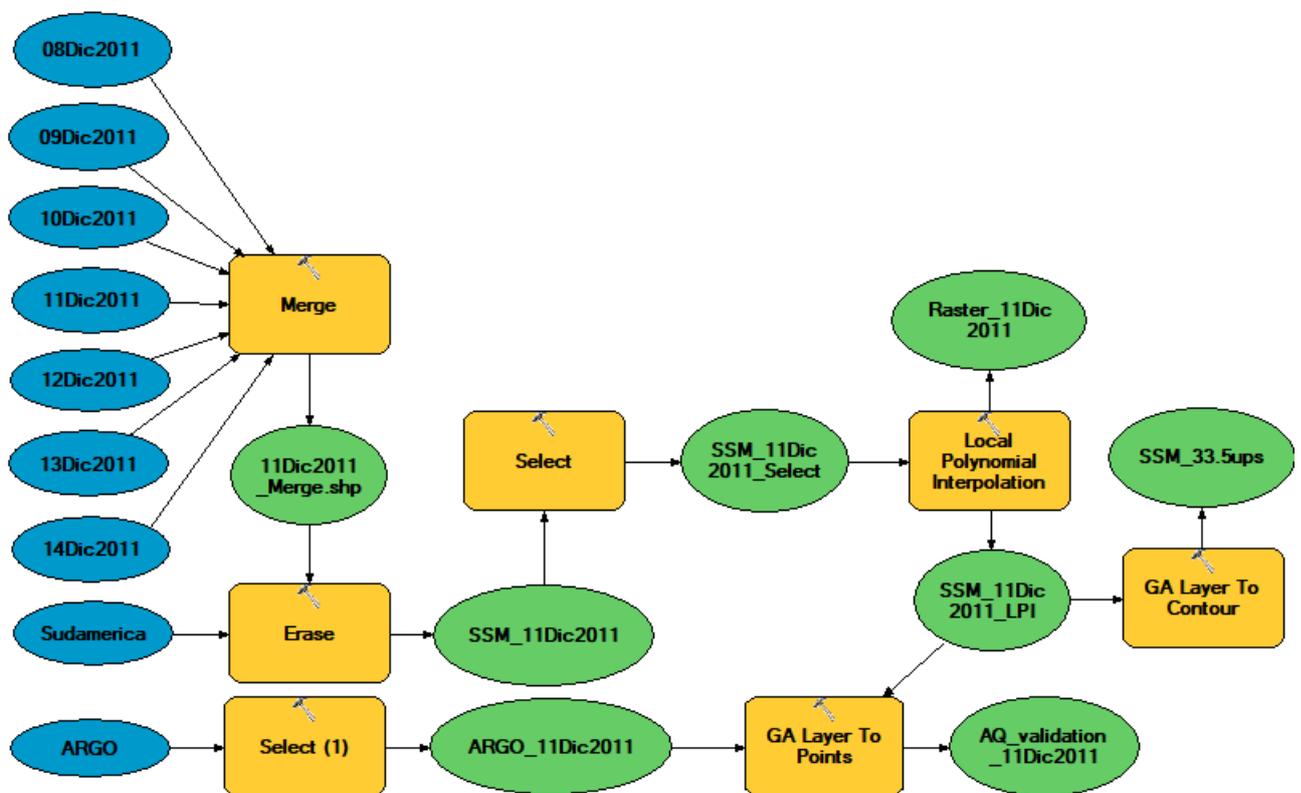


Figura 3-19. Modelado del grillado mediante el Model Builder con datos de entrada (elipses azules), funciones geostatísticas (cuadrados amarillos) y productos (elipses verdes).

Una de sus herramientas en el SIG es el “Model Builder”, ésta es una aplicación muy útil para construir y ejecutar flujos de trabajo sencillos, pero también proporciona métodos avanzados, ya que permite crear y compartir los modelos a modo de herramienta [Moreno, 2005]. Con esta herramienta se generó todas las funciones mencionadas anteriormente

mediante flujos y usando datos de entrada de AQUARIUS y datos de observaciones *in situ* de ARGO (**Figura 3-19**) para la región de estudio.

Se utilizaron datos de la semana del 08 – 14 Diciembre 2011, tanto para AQUARIUS y ARGO. Al generar la función MERGE de los datos diarios de la semana de AQUARIUS, se obtuvo como resultado llamado “11Dic2011_Merge.shp” (capa de puntos semanal). Luego se eliminó los datos que estaban en el continente ("SSM_11Dic2011"). Luego se generó la capa de puntos llamada “SSM_11Dic2011_Select” eliminando datos erróneos cerca del continente con la función Select. Después se generó el grillado obteniendo dos capas llamadas “Raster_11Dic2011” (raster) y “SSM_11Dic11_LPI” (campo continuo de salinidad superficial del mar en toda la región) con una resolución espacial de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ y generando el contorno de 33.5 llamado “SSM_33.5ups”. Y como resultado final, una capa de puntos, obteniendo los errores de los datos ajustados de AQUARIUS vs. ARGO llamado “AQ_validation_11Dic2011” que se analizarán los resultados en el siguiente capítulo.

4. RESULTADOS

4.1. Grillado estándar L3 ($1^\circ \times 1^\circ$) vs. Grillado LPI ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$)

Con la metodología de grillado utilizado en el capítulo anterior se generó un nuevo Nivel 3 ($0.5^\circ \times 0.5^\circ$), uno de los objetivos generales de esta tesis, usando los datos L2 V2.0 (Figura 4-1a) de la semana del 08-14 diciembre 2011.

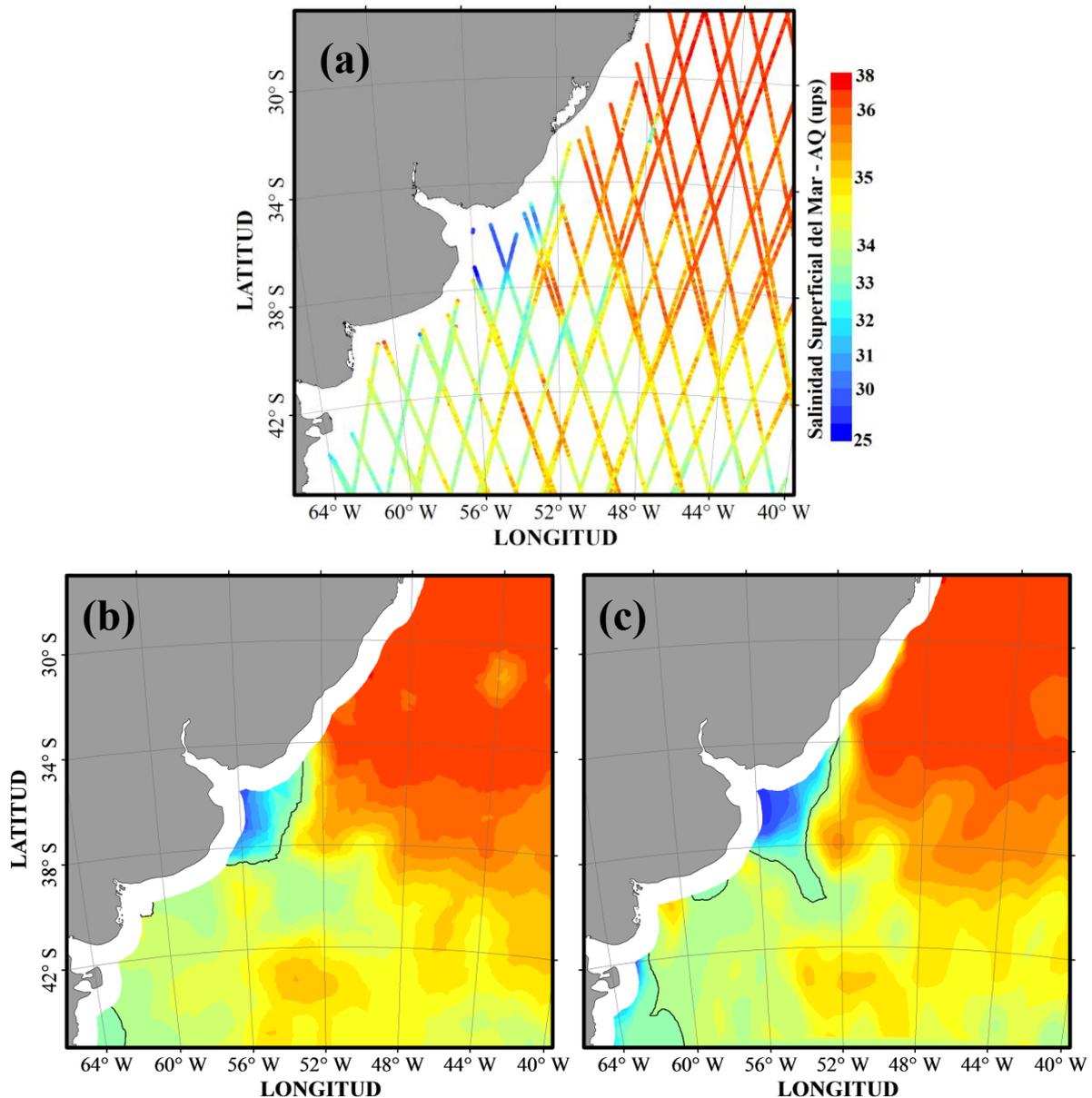


Figura 4-1. (a) Datos de SSM-AQUARIUS L2 V2.0, (b) grillado L3 presentado por PODAAC en una resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ y c) grillado LPI (usando los datos de (a)) de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ para la semana del 08-11 Diciembre 2011. El línea negra indica la salinidad de 33.5 ups. Se agregó la máscara de 100 km. por la resolución espacial de cada beam.

Se comparó las dos imágenes: una imagen L3 procesada por el JPL mediante el grupo de PODAAC con resolución de $1^\circ \times 1^\circ$ (**Figura 4-1b**) y la otra imagen con la metodología presentada (LPI) como se muestra en la **Figura 4-1c**. Se le agregó la máscara de 100 km (superficie blanca) por la resolución espacial de cada beam (**Figura 4-1b y c**). Se puede observar que la **Figura 4-1c** se asemeja a los datos presentados en el L2 (**Figura 4-1a**) mostrando datos en regiones vacías y eliminando datos erróneos en las pasadas de muestreo de AQUARIUS.

La **Figura 4-1c** muestra mejor la variabilidad espacio-temporal y la meso-escala de CBM resolviendo remolinos de salinidades altas y bajas relativamente. También se observa que en la plataforma argentina cerca de 42°S , la **Figura 4-1b** muestra aguas más salinas ($> 34\text{ups}$) en comparación con la **Figura 4-1c**, los datos históricos (**Figura 1-9**) muestra que en esa región no llega a pasar los 34 ups. Con ésta imagen satelital obtenida, se comparó con otra imagen satelital de salinidad de SMOS, que se verá más adelante y se complementará estos resultados validando con datos de corrientes, SSH, clorofila y TSM.

4.2. Distribución espacial del SSM y diferencias entre SMOS y AQUARIUS

A pesar de la relativamente baja resolución de estos datos ($\sim 100\text{ km}$) y el registro relativamente corto (2-3 años) de los nuevos datos satelitales de salinidad, el análisis preliminar de la distribución de SSM muestra que el transporte *offshore* al océano profundo cerca de los 35° S crea la mayor señal de SSM de la variabilidad del Atlántico Sur subtropical (**Figura 4-2**).

Para ilustrar los patrones espaciales de los campos de superficie obtenidos se presenta la distribución de SSM – AQUARIUS del 11 de diciembre de 2011. Se eligió esta fecha central ya que representa uno de los mayores desplazamientos superficiales de la pluma del RdP ($< 33,5\text{ ups}$) dirigiéndose hacia el océano abierto. Grandes remolinos de núcleos cálido-salado y frío-relativamente diluido o de menor salinidad se asocian a las características de la circulación anticiclónica y ciclónica, respectivamente (por ejemplo, A1 y C1-C2 en la **Figura 4-3a**). El campo SSM – SMOS permite una comparación de ambos

productos satelitales de salinidad (**Figura 4-3 a y b**). Ambas distribuciones muestran, cerca de los 39°S, una entrada de aguas de baja salinidad característica del estuario. Se trata de la pluma de baja salinidad que se extiende desde la plataforma hacia el océano abierto. El filamento de baja salinidad está conectado a la plataforma continental, cerca de la desembocadura del RdP. El monitoreo de esta característica superficial es de interés principal en este estudio.

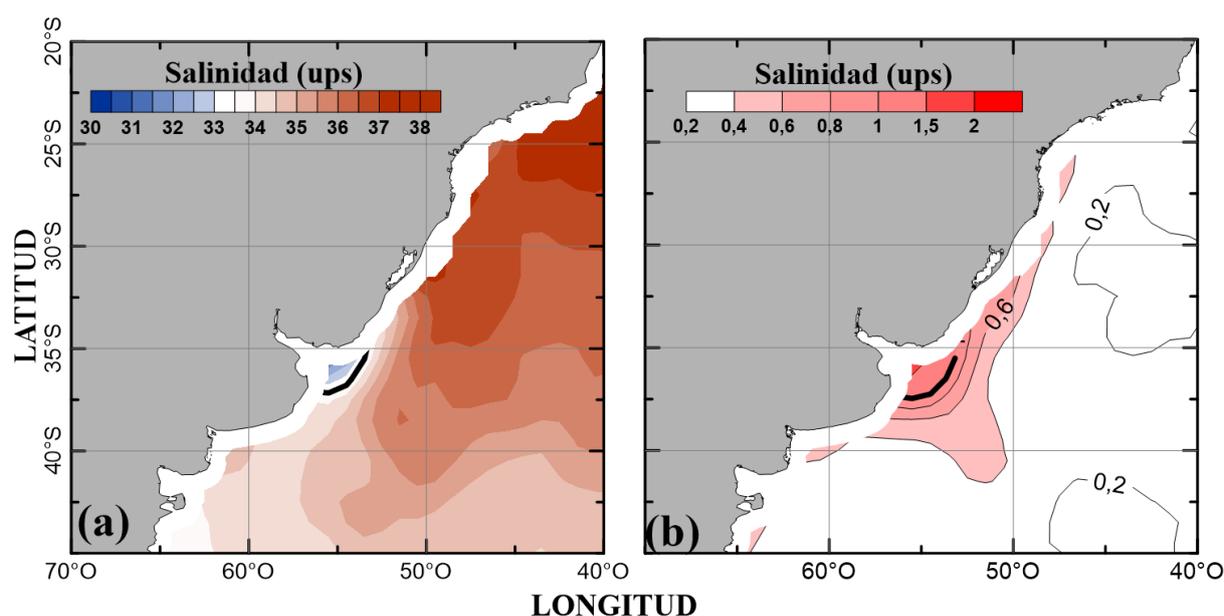


Figura 4-2. (a) Media Anual de SSM del período de AQUARIUS (Set. 2011–Ago. 2013) y su (b) desvío estándar. La escala de colores indica los valores de salinidad en el océano.

Al comparar las distribuciones, SMOS presenta un gradiente de salinidad más intenso alrededor de los bordes de la pluma. En el océano abierto, las distribuciones de SSM tienen características diferentes, AQUARIUS presenta una región de alta salinidad (~ 36.5) más extensa y SMOS muestra un conjunto de eddies de alta salinidad rodeados de aguas menos salinas (**Figura 4-3 a y b**). De acuerdo con otros estudios, en el océano abierto, SSM-AQUARIUS es mayor que SSM-SMOS por ~ 1 ups. Sin embargo, a bajas salinidades (SSM < 33 ups) SSM-AQUARIUS es menor que SSM-SMOS.

Similares sesgos de SSM-AQUARIUS y SSM-SMOS se han observado en otros lugares del globo como se muestra en la **Figura 4-4** (mostrado en el Workshop de SMOS-AQUARIUS en Francia, 2014). A pesar de estas diferencias, sugieren que SSM-AQUARIUS produce generalmente grandes anomalías de SSM asociadas con la exportación

de aguas de baja salinidad en el océano abierto, también observamos entradas de baja salinidad que SSM-SMOS tiene menor salinidad que SSM-AQUARIUS (**Figura 4-3 a y b**).

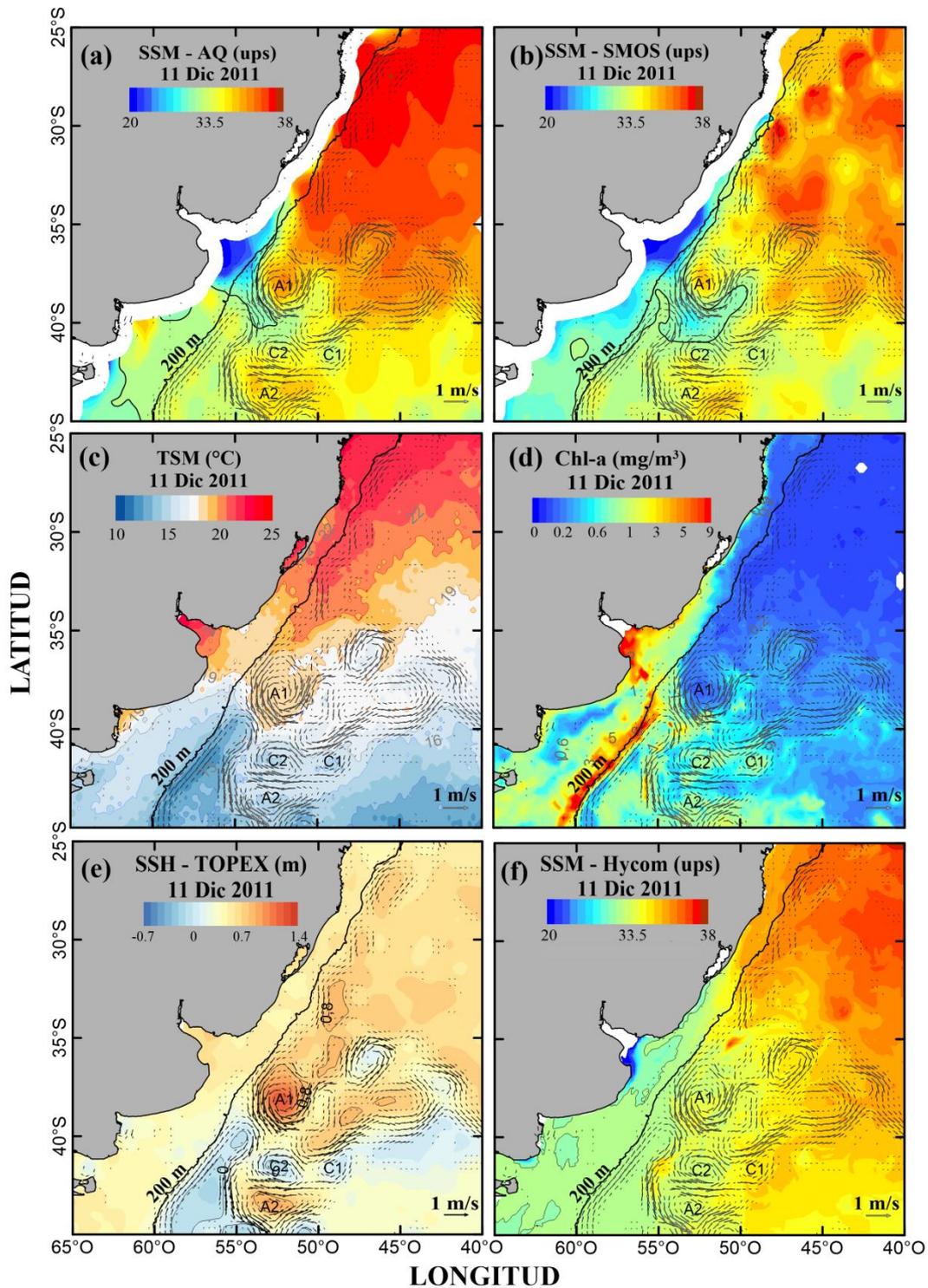


Figura 4-3. Distribuciones para el 11 de diciembre de 2011, a) SSM – AQUARIUS, b) SSM – SMOS L3, c) TSM, d) Clorofila – MODIS, e) Altura de Nivel del Mar (SSH) y f) SSM-HYCOM. Corrientes OSCAR (9 al 13 Dic.) está superpuesta en todos los campos. La clorofila superficial AQUA / MODIS fue construida a partir de datos recogidos entre el 03-18 de diciembre de 2011. El contorno en a, b y f representa la isohalina de 33.5 ups.

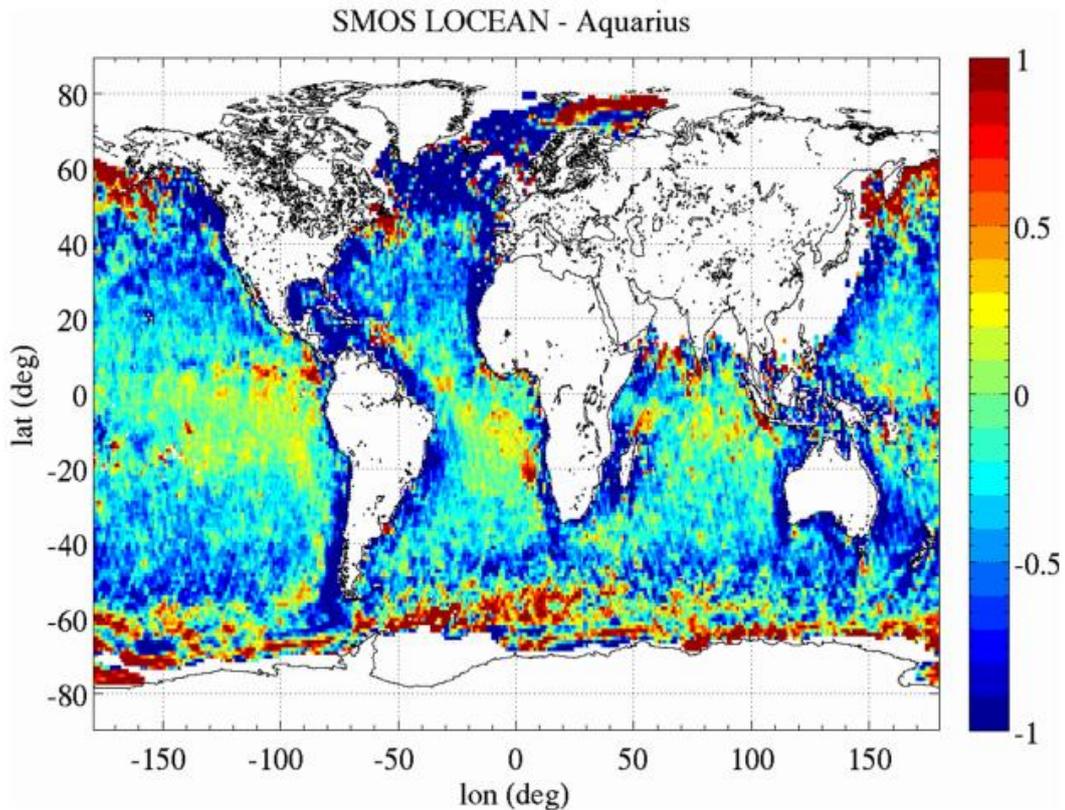


Figura 4-4. Diferencias medias entre SSM-SMOS y SSM-AQUARIUS. Se muestra que AQUARIUS es mayor en 1 ups cerca de la costa y SMOS es mayor a altas latitudes y a bajas salinidades de 33 ups.

El campo de velocidades de superficie de OSCAR del 11 de diciembre de 2011 está basado en las observaciones recogidas 09 y 13 de diciembre y se superpone a los campos anteriormente descritos en la **Figura 4-3**. **Figura 4-3c** muestra el *composite* de 8 días de TSM centrado el 11 de diciembre de 2011. Remolinos cálidos - salados y meandros (por ejemplo, SSM-AQUARIUS > 35.5 y TSM >19°C, A1) están asociados con la circulación anticiclónica, mientras que los anillos fríos – relativamente menos salados y meandros (por ejemplo SSM < 34.5 y TSM < 16°C, C1 y C2) se asocian con los patrones de circulación ciclónica. **Figura 4-3d** muestra la distribución de la clorofila superficial AQUA/MODIS construida a partir de datos recogidos entre el 03-18 de diciembre de 2011. El remolino anticiclónico A1 presenta un núcleo de baja clorofila (<0.2 mg.m⁻³), mientras que los giros ciclónicos C1 y C2 presentan núcleos de relativamente alta de clorofila (>1.2 y >1.4 mg.m⁻³, respectivamente).

El agua del RdP se asocia con altas concentraciones de clorofila superficial (**Figura 4-3d**), características de aguas costeras complejas en las que existe también mayor concentración de sedimentos y materia en suspensión [Piola et. al., 2008a]. Cabe notar que el patrón filamentoso (plataforma – talud – océano abierto) que describe el proceso de exportación de aguas relativamente menos salinas hacia el Este, debe distinguirse la baja salinidad y alta clorofila (plataforma argentina – uruguaya – sur brasilera) que se extiende paralela a la costa y posee frecuencia estacional [Saraceno et al, 2005; Romero et al., 2006, Piola et al., 2008]. **Figura 4-3e** muestra el campo de Altura de Nivel del Mar (SSH, siglas en inglés Sea Surface Height) mostrando el remolino anticiclónico A1 con valores de 0.8 m. y los giros ciclónicos C1 y C2 presentan núcleos con valores menores a 0. **Figura 4-3f**, muestra la distribución de salinidad del modelo HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model), modelo utilizado por toda la comunidad científica, construida para esa misma fecha. Se observa que la salida de la pluma del RdP, salinidad de 33.5, llega a la mitad de la plataforma pero no se extiende hasta el talud.

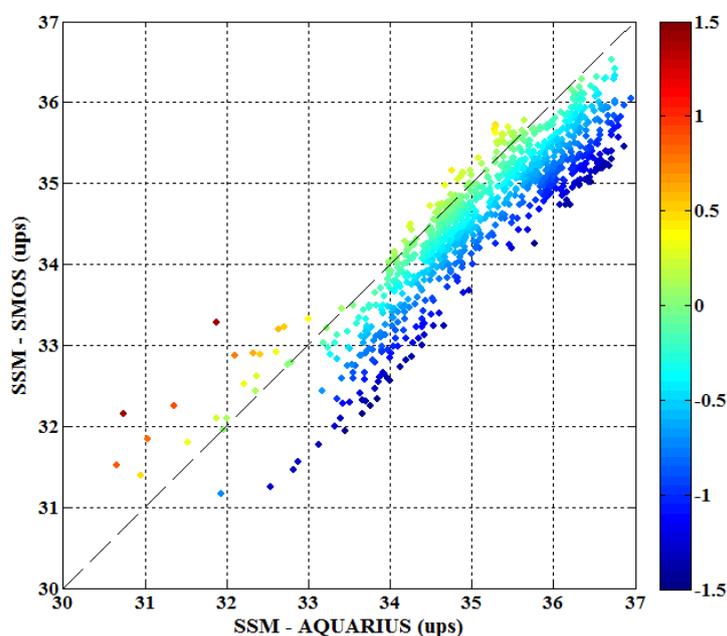


Figura 4-5. Comparación de SSM-AQUARIUS vs. SSM-SMOS para el 11 de diciembre de 2011. Ambos conjuntos de datos se han mapeado sobre una grilla uniforme de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. La paleta de colores muestra la diferencia de SSM-SMOS y SSM-AQUARIUS.

Una comparación de SSM-AQUARIUS y SSM-SMOS del 11 de diciembre 2011, en una grilla de 0.5° , muestra que SMOS es generalmente menos salada que AQUARIUS

(~ 0.5) en $SSM > 33$ (**Figura 4-5**). También se observa que SMOS es más salada que AQUARIUS a $SSM < 33$. Estas diferencias se debe a que AQUARIUS tiene la sensibilidad radiométrica mucho mejor (~ 0.12 K durante 1.44 segundos de tiempo de integración) [Dinnat et. al. 2016].

4.3. Variabilidad espacio – temporal de la SSM para el período de AQUARIUS

El acuerdo global de los patrones espaciales entre la velocidad superficial, TSM, SSH, distribuciones de clorofila y los campos de salinidad mapeados indica que a pesar de la baja resolución espacial del satélite AQUARIUS, la SSM, derivada a partir de nuestro procedimiento de grillado es capaz de capturar la entrada de aguas de baja salinidad desde la plataforma hacia el océano abierto, y las características complejas de estructuras de mesoescala (remolinos) de la CBM.

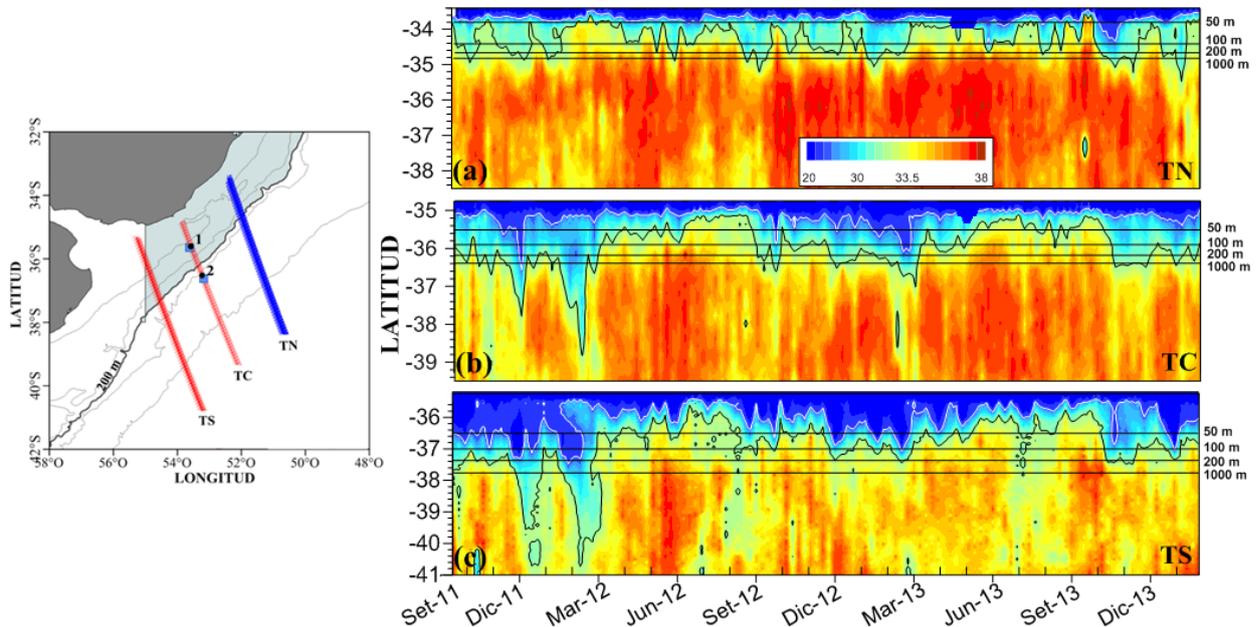


Figura 4-6. Hovmollers de las trayectorias TN (a), TC (b) y TS (c) de AQUARIUS con isohalinas de 30 (contorno blanco) y 33.5 (contorno negro). Se filtró $rad_land_frac < 0.05$ para eliminar datos cerca de la costa.

Dos pasadas a lo largo de la trayectoria de AQUARIUS del beam 2 ascendente (TS y TN) y una pasada del beam 3 ascendente (TC) fueron seleccionadas para describir la

variabilidad de alta frecuencia de SSM – AQUARIUS e influencia del RdP en la plataforma media y en la externa de las regiones del talud (**Figura 4-6**). La evolución temporal de SSM-AQUARIUS a lo largo de estas trazas presenta variabilidad de alta frecuencia sobre la plataforma continental, que está asociada con los desplazamientos superficiales del frente de la pluma del RdP. Este frente se identifica mediante un aumento de la salinidad de 28 a 32 en escalas menores de 50 km (0.08 ups/km) y es posible identificar en la **Figura 4-6** a partir de la isohalina de 30 ups.

A pesar de que la serie de tiempo de AQUARIUS es todavía demasiado corta para describir adecuadamente los cambios estacionales, superpuestos a la variabilidad transversal de alta frecuencia en TS y TC existe un ciclo estacional de 5 meses de aguas de menor salinidad en la plataforma continental a lo largo de la trayectoria del AQUARIUS (**Figura 4-6**). Este ciclo es significativamente más débil en la TN. Aguas de baja salinidad (SSS < 33.5 ups) en el TC, pasan la isobata de 200m desde Setiembre 2011 a Febrero 2012, de Agosto 2012 a Abril 2013 y de Octubre de 2013 hasta el final del registro (Enero de 2014).

Por el contrario, las intrusiones de agua salada en la plataforma continental se producen entre Marzo y Julio de 2012 y de Abril a Septiembre de 2013. Durante estos períodos las aguas de baja salinidad se restringen a zonas poco profundas (<50m en TS y TC y <100m en la TN), dentro de una banda costera continua que está presumiblemente conectada a la boca de RdP. Esta oscilación estacional en el campo de la salinidad superficial es consistente con los patrones que se describen a partir de las observaciones *in situ* de salinidad superficial [Guerrero et al. 1997, Framiñan et al., 1999] y de estudios de modelado [Simionato et al., 2001, 2004].

Todos estos estudios concluyeron que el cambio estacional en la dirección del viento paralelo a la costa es el principal forzante de las variaciones en la distribución de aguas de baja salinidad sobre la plataforma, un ejemplo se muestra en la **Figura 4-7** para el año 2005. Durante los períodos analizados a lo largo de las trayectorias TS y TC, los datos SSM – AQUARIUS también revelan desplazamientos de las aguas de baja salinidad de gran amplitud, esta vez en el sentido transversal a la batimetría.

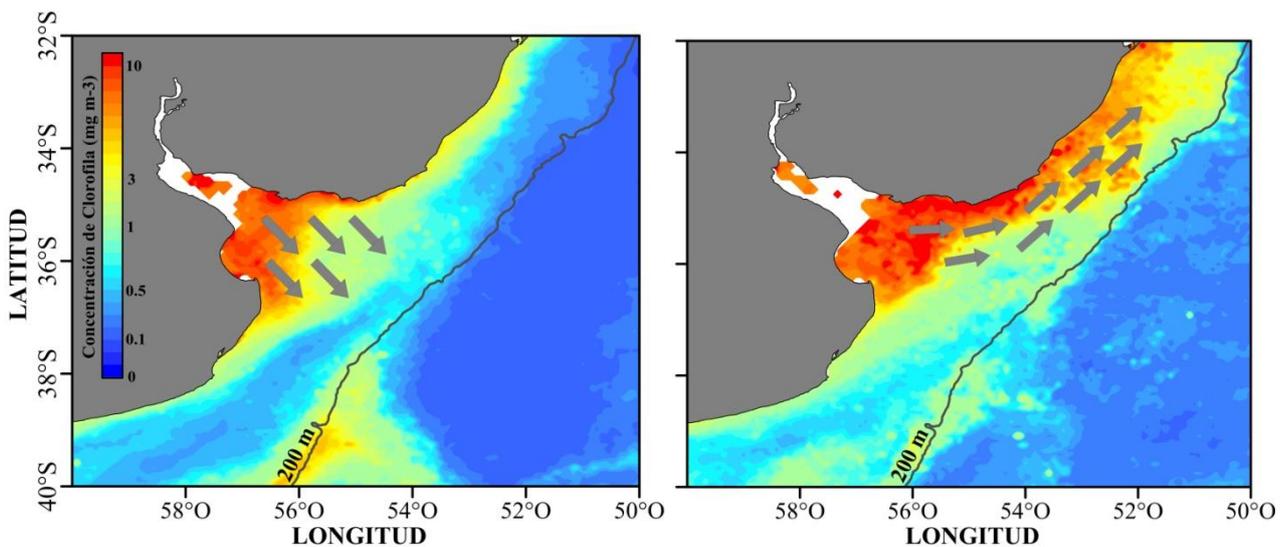


Figura 4-7. Concentración de clorofila del AQUA/MODIS mostrando la pluma offshore para [izquierda] verano 2005, [derecha] dirección norte de la pluma meridional del RdP para invierno 2005.

4.4. El viento y descarga en la variabilidad de la Salinidad de AQUARIUS

Para investigar las posibles causas de la variabilidad observada SSM – AQUARIUS, analizamos en forma combinada las series de tiempo de la descarga de RdP, esfuerzo del viento paralelo a la costa, SSM–AQUARIUS en dos puntos de cada trayectoria, uno sobre la plataforma continental exterior (punto 1, en la **Figura 4-6**) y otro sobre la región del talud (punto 2 en la **Figura 4-6**) con una profundidad > 200 metros. Para extender el período de análisis se incluyen los datos de SSM – SMOS en las mismas regiones abarcadas por cada punto de AQUARIUS. Cada punto representa la salinidad media observada por AQUARIUS, mientras que las observaciones de SSM – SMOS se extraen del punto más cercano (**Figura 4-6**) al punto de AQUARIUS a intervalos de 3 días (7km de distancia al centro de grilla de SMOS). Los datos fueron suavizados con medias móviles de 3 semanas para minimizar el efecto de los errores en las observaciones instantáneas de SSM.

Durante el registro de AQUARIUS analizado, se observaron ocho eventos de desplazamientos desde la plataforma hacia el talud de aguas superficiales de relativamente baja SSM < 33.5 ups en los cuales la pluma cruzó la isobata de 200 m. (**Figura 4-6**).

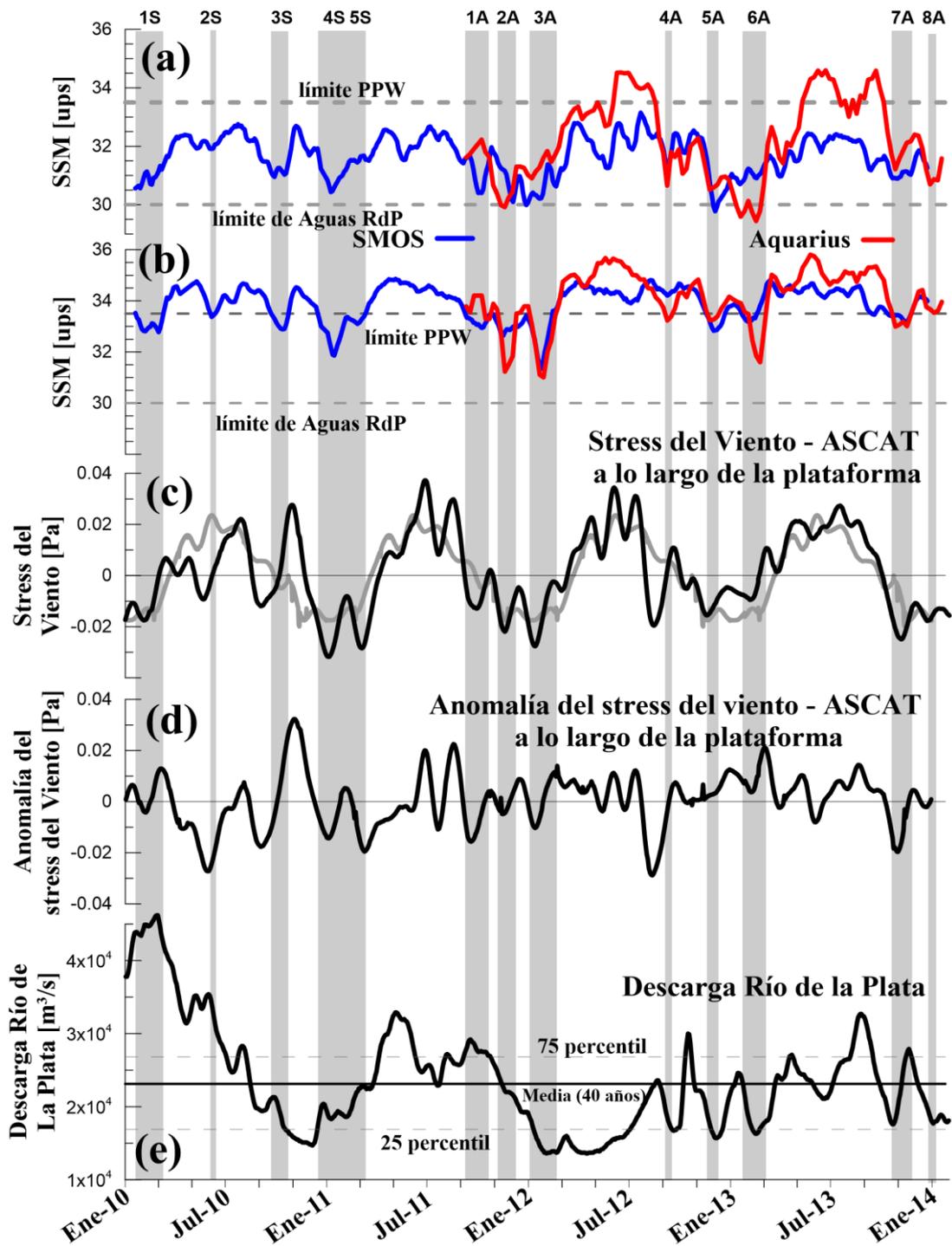


Figura 4-8. Series de tiempo de salinidad del punto 1 (a) y del punto 2 (b) de AQUARIUS (línea roja) para la TC y la serie de SMOS (línea azul) para la grilla cercana al punto de AQUARIUS, (c) esfuerzo del viento de la región NNE del RdP (línea negra) y la media del período 2008-2013 (línea gris), (d) anomalía del esfuerzo del viento y (e) descarga del RdP para el período de Enero 2010 – Enero 2014. Es esfuerzo del viento positivo SO (negativo NE) indica que viento se dirige hacia el norte (sur).

En promedio, estos eventos duraron más de 5 semanas con una salinidad media < 33 ups. Las trayectorias del centro y norte presentan 6 eventos cada una, 5 de los cuales se deben a bajas salinidades capturadas en ambas trayectorias. Los eventos de menor salinidad y más extendidos se observaron en la TC (media de ~ 6.4 semanas, SSS ~ 32.6 ups).

Los eventos 2A y 3A (marcados en la **Figura 4-8**), los más intensos en el registro, observados en Diciembre de 2011 y Febrero de 2012, respectivamente, están presentes en las tres trayectorias pero presentan señales de salinidad significativamente más fuertes en el TS y TC, quizás porque la TN está 3 días más tarde (**Figura 4-6a**). A finales de Noviembre y principios de Diciembre 2011 a lo largo de TS, una pluma de aguas de baja salinidad (< 33.5 ups) se extiende 500 kilómetros entrando hacia la ZCBM (**Figura 4-6c**).

Este evento también se manifiesta claramente en TC como una intrusión de baja salinidad de 300 kilómetros de extensión (**Figura 4-6b**) en el que se asocia con una baja salinidad (< 33.5 ups) con intrusiones iniciales observados sobre la plataforma en Noviembre de 2011 y Enero de 2012. Las características de baja salinidad en la plataforma interior también son evidentes a lo largo de las tres trayectorias, lo que se observa que las aguas de baja salinidad se extienden simultáneamente por más de 300 km. a lo largo de la plataforma continental.

Las **figuras 4-8a** y **4-8b** presentan las series de tiempo semanal de SSM – AQUARIUS y SSM – SMOS de 3 días construidas para los puntos de la plataforma y el borde superior del talud sobre la TC. Las bandas verticales sombreadas en gris de las **Figuras 4-8** indican la cronología de los eventos de desprendimientos de aguas de baja SSM hacia aguas profundas.

La **Figura 4-8c** presenta la componente paralela a la costa del esfuerzo del viento de ASCAT sobre la región ubicada al NE del estuario de RdP (sombreada en celeste en la **Figura 4-6**) y también se muestra la media del esfuerzo del viento de ASCAT (línea gris) para el período 2008-2013. Los datos del stress de viento fueron filtrados utilizando un filtro paso bajo de Kaiser [Hamming, 1977] con una frecuencia de corte en 25 días.

La media del esfuerzo del viento de 2008 – 2013 muestra un cambio bien definido de SO a NE a finales de setiembre y el regreso a SO a mediados de marzo. **Figura 4-8d** presenta las anomalías en el esfuerzo del viento observado en relación con el ciclo anual medio (curva gris de la **Figura 4-8c**), mientras que la serie del caudal diario de RdP se presenta en la **Figura 4-8e**. La serie temporal de la salinidad de AQUARIUS sobre la plataforma (**Figura 4-8a**) muestra una fuerte oscilación estacional entre ~29 y ~34 ups, en cambio en SMOS con oscilaciones que varían entre 30 y 33 ups. Aguas menos saladas del RdP ($SSM < 32$ ups) dominan en primavera y verano, mientras PPW ($SSM > 32$ ups) está presente durante el otoño y el invierno.

La variabilidad de SSM sobre la plataforma, basada en el análisis de una gran base de datos hidrográficos, se ha atribuido a la oscilación estacional NNE- SSO del esfuerzo del viento (componente paralelo a la costa) y no a un aumento en la descarga del RdP [Piola et al., 2005]. De acuerdo con este resultado, nuestra serie de tiempo del esfuerzo del viento (**Figura 4-8c**) muestra períodos con dirección NE (negativo) que coinciden con la presencia de agua de relativamente baja salinidad (< 33) en la plataforma y los períodos de esfuerzo del viento SO (positivo) en los que prevalecen sobre la plataforma aguas relativamente más saladas y la descarga del RdP no presenta un fuerte ciclo estacional (**Figura 4-8e**).

Más aún, aunque las descargas fueron más bajas que el promedio durante la mayor parte de 2012 y principios de 2013 (**Figura 4-8e**), SSM – AQUARIUS presenta un mínimo bien definido a principios de 2013 (líneas rojas en la **figura 4-8a y b**). El esfuerzo del viento positivo en otoño e invierno transporta aguas de baja salinidad hacia el NE, y forma una corriente costera de baja salinidad [Palma et al., 2008]. Bajo esta condición, la plataforma media y el talud están ocupadas por aguas saladas ($SSM - AQUARIUS > 32 - 33$), que son evidentes en TS y TC. Por el contrario, el esfuerzo del viento negativo en primavera y verano, transporta (dinámica de Ekman) las aguas de baja salinidad del RdP hacia la zona offshore del estuario ($SSM < 31$). En esta época del año las aguas de baja salinidad se esparcen alcanzando la plataforma media y exterior a lo largo de las trayectorias sur y centro.

4.5. Ciclo estacional de la Pluma RdP

El ciclo estacional está presente en el talud de la trayectoria central, TC (**Figura 4-8b**), mientras que la TS presenta aguas de significativamente baja salinidad en la primavera y verano australes de 2011-2012. Se observan durante este período desprendimientos de aguas de baja SSM hacia el océano abierto (eventos 2A y 3A, **Figura 4-8**). La serie temporal SSM–AQUARIUS en TC y TS (**Figura 4-8b**), sugieren que estos eventos evolucionaron desde la plataforma hacia el talud y desde el norte hacia el sur alcanzaron su máxima separación en el TS (**Figura 4-6c**). Ambos eventos se producen aproximadamente 1 semana después de un máximo de viento del NE (**Figura 4-8c**).

Los eventos restantes presentados en la **Figura 4-8** parecen ser posteriores a inversiones del viento a la dirección NNE (por ejemplo, agosto de 2012 y octubre de 2013). La primavera 2011 y el verano 2012 muestran baja salinidad precedidos por una descarga RdP relativamente grande, aunque no significativamente superior al percentil 75%. La descarga de RdP durante el resto del período de AQUARIUS oscila alrededor o por debajo de la media, a excepción de dos períodos de alta descarga cortos observados en octubre de 2012 y agosto de 2013 (descarga más alta que el percentil 75%, **Figura 4-8e**) que precedieron a los acontecimientos 5A y 7A por 1-4 y 6 semanas, respectivamente.

La serie temporal SMOS superpuesta al período AQUARIUS presenta los mismos seis eventos (**Tabla 4**) observados en la trayectoria central de AQUARIUS (TC y **Figura 4-8b**) pero la señal de SMOS tiene menor amplitud, ya que, como se dijo anteriormente, SMOS es más salada que AQUARIUS en aguas de baja salinidad y más dulce en aguas de mayor salinidad (**Figura 4-8a y b**). Las series de tiempo SSM – SMOS revela cuatro eventos adicionales de aguas de baja salinidad más allá del borde exterior de la plataforma del punto 2 (**Figura 4-6**). Los eventos 1S y 4S se produjeron durante el período de primavera - verano, en correspondencia con la inversión estacional del viento paralelo a la costa, mientras que los eventos 2S y 3S ocurrieron durante Mayo - Junio y Octubre de 2010. Estos últimos se asocian con cambios en la dirección del stress del viento paralelo a la costa que excepcionalmente se dieron de manera anticipada (invierno o principios de primavera). Durante estos períodos, sobretodo principios del 2010, la descarga RdP superó $30 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Trayectoria	Fecha Inicio	Duración (semanas)	SSM min (ups)	SSM media (ups)	Evento
Trayectoria Norte	22-nov-11	4,2	33,1	33,4	2A
	03-ene-12	3,4	33	33,3	3A
	21-ago-12	5	32,3	33	4A
	08-ene-13	3,9	32,1	32,8	6A
	08-oct-13	7	31,6	32,7	7A
	17-dic-13	4,9	31,9	33,1	8A
SMOS Central	22-ene-10	6,4	32,8	33	1S
	06-jun-10	0,9	33,4	33,4	2S
	22-sep-10	4,3	32,9	33,1	3S
	18-dic-10	10,3	31,9	32,9	4S
Trayectoria Central	08-oct-11	7,3	28,6	32,2	2A
	07-ene-12	7,7	30,4	31,8	3A
	17-nov-12	5,4	32,5	33	5A
	19-ene-13	8,1	30,6	32,4	6A
	19-oct-13	7,2	32,6	33	7A
	28-dic-13	2,6	32,5	33	8A
Trayectoria Sur	01-sep-11	2,9	32,9	32,9	1A
	19-nov-11	6,5	31,1	31,9	2A
	14-ene-12	6,6	29,8	31,4	3A

Tabla 4. Principales características de los eventos de desplazamiento offshore de la isohalina 33.5 ups a través de la isobata de 200 m: Fecha de inicio; Duración (semanas); salinidad mínima registrada sobre la isobata de 200 m; salinidad media durante el evento (SSM <33,5 ups para SMOS); número de eventos y acontecimientos AQUARIUS detectados por SSM <33,5 ups.

Las mayores desprendimientos de aguas de baja salinidad observadas en la serie de SSM del punto representativo del talud superior (**Figura 4-8b**) se produjeron en Diciembre 2010 – Febrero 2011, Diciembre 2011 – Febrero 2012 y Enero – Febrero 2013. Estos eventos se detectan pasados cerca de 2 meses de la inversión del viento paralelo a la costa a finales de Setiembre. Asimismo, estos eventos de gran amplitud se produjeron bajo diferentes condiciones de descarga; los eventos 2010-2011 se produjeron después de 4 meses de descarga baja, los de 2011-2012 se produjeron después de 4 meses de descarga alta sostenida, y el del 2013 después de 4 meses de descarga muy variable.

4.6. Evolución de un evento de desprendimiento de aguas de baja salinidad

El evento de desprendimiento de aguas de baja salinidad observado en diciembre de 2011 se muestra claramente en las distribuciones de SSM de AQUARIUS y SMOS (**Figura 4-8a y b**). Este evento fue precedido por un período de relativamente alto caudal del Rdp (**Figura 4-8e**) y vientos del NE, esfuerzo negativo (**Figura 4-8c**). La evolución detallada de este evento se presenta en la **Figura 4-9**. El 27 de noviembre, la isohalina de 33.5 ups se encuentra a 150 km de la isobata de 200 m en dirección hacia el océano profundo. Además, se extiende a más de 300 kilómetros a lo largo del borde exterior de la plataforma (**Figura 4-9a**).

El campo de corrientes superficiales de OSCAR revela un fuerte flujo hacia el sur ($\sim 1\text{ms}^{-1}$) a lo largo del borde oriental de la celda de baja salinidad a 37°S. El 4 de diciembre, las aguas de baja salinidad desarrollan una pluma que se extiende 220 kilómetros al SE del borde exterior de la plataforma cerca de los 39°S (**Figura 4-9b**), mientras que las corrientes superficiales presentan un fuerte flujo hacia el SE. En este momento las aguas de baja salinidad parecen ser advectadas hacia el sur y hacia el océano profundo a lo largo de los bordes oeste y sur del remolino anticiclónico A1 (**Figura 4-9b y c**).

El 11 de diciembre la lengua de baja salinidad se extiende aún más alejándose de la costa (350 km) y un remolino de salinidades más altas ($\text{SSM} > 35.5$) se desarrolla al noreste de la pluma con aguas de baja salinidad advectada alrededor al borde del remolino (**Figura 4-9c**). La transición entre el remolino y el filamento de baja salinidad está asociada a un contraste de salinidad de ~ 2 ups.

El remolino persiste durante las siguientes semanas, hasta que el 1 de enero la señal de baja salinidad se debilita significativamente ($\text{SSM} > 34.0$) a medida que se mezcla con las aguas más salinas del entorno (**Figura 4-9d, e y f**). Los valores extremadamente bajos de SSM – AQUARIUS y su advección hacia el océano profundo desde noviembre 2011 a febrero 2012 (**Figura 4-8b y c**), son consistentes con vientos del NE relativamente fuertes y persistentes sobre la plataforma (**Figura 4-8c**) y el desarrollo de un remolino anticiclónico de circulación intensa centrado en 52°O y 38°S.

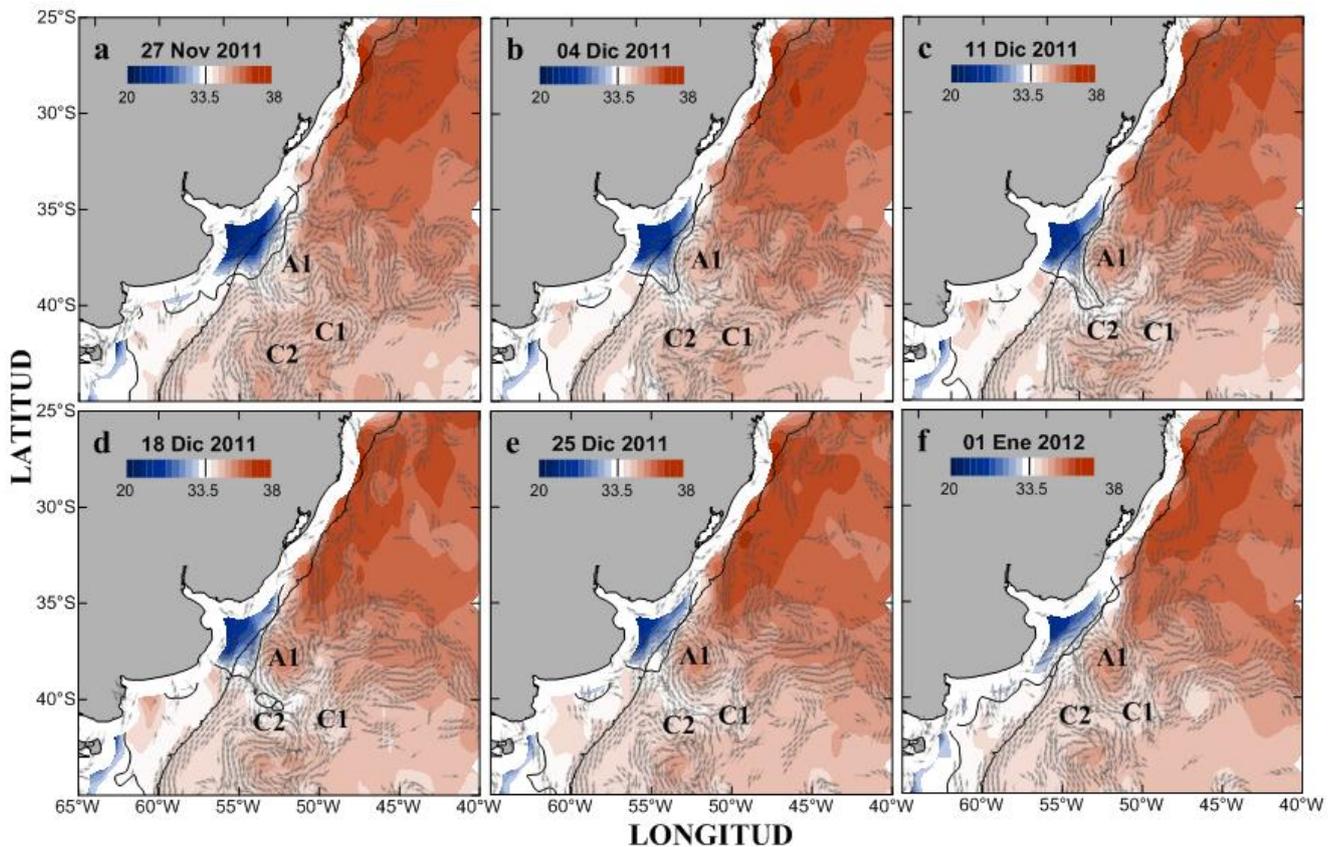


Figura 4-9. Evolución del evento extraordinario de exportación de baja salinidad hacia el océano abierto registrado del 27 Noviembre 2011 – 01 Enero 2012. A1, C1 y C2 muestran los remolinos ciclónicos y anticiclónicos y superpuestos con corrientes OSCAR.

4.7. Comparación de datos in situ (ARGO) y SSM-AQUARIUS

Se comparó el análisis de datos SSM-AQUARIUS V2.0, datos grillados con la nueva metodología, con datos de observaciones *in situ* de boyas ARGO en el Atlántico Sud Occidental (60-30°W y 50-25°S) durante el período de Setiembre 2011 a Enero 2014, seleccionando los datos de ARGO con control de calidad “buenos” (código = 1).

En la **Figura 4-10** se muestran las diferencias entre estos dos set de datos obteniendo el coeficiente de determinación (R^2) de 0.7863. La paleta de colores muestra los valores de las diferencias, el cambio de color naranja a amarillo muestra el valor de 0.2, cuyo valor es la precisión inicial de AQUARIUS.

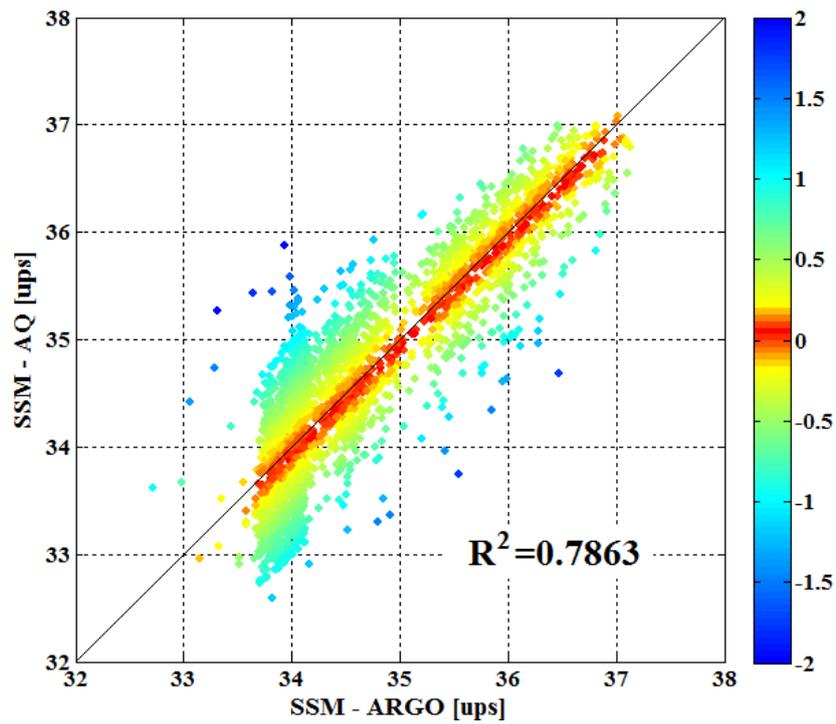


Figura 4-10. Scatterplot de las diferencias entre Observaciones ARGO vs. SSM-AQUARIUS V2.0 para el periodo de Set. 2011–Ene. 2014. Los colores de naranja a amarillo muestra los valores de 0.2 ups (precisión de AQUARIUS).

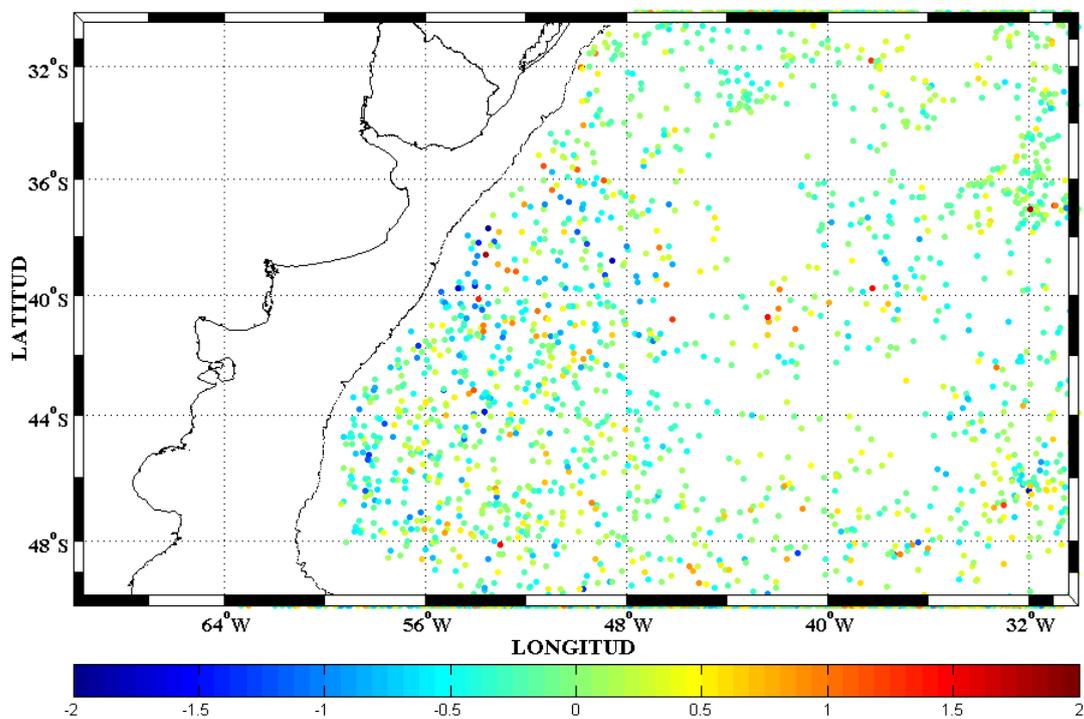


Figura 4-11. Ubicación de las diferencias entre observaciones ARGO y SSM-AQUARIUS V2.0 para el periodo de Set. 2011 – Ene. 2014.

La **Figura 4-11** muestra la ubicación geográfica de las diferencias de las salinidades entre ARGO y SSM-AQUARIUS V2.0 a nivel superficial mostrada en la **Figura 4-10**. Esta comparación indica que los datos de mayor sesgo (azules y rojos) se encuentran en la Confluencia Brasil-Malvinas para SSM>34 ups (**Figura 4-9**) por ser la zona con mayor variabilidad de salinidad.

Actualmente, la misión AQUARIUS viene desarrollando nuevas versiones (V3.0, V4.0 y V5.0) corregidas sobre los datos L2. Los cuales incluyen nuevas calibraciones y validaciones [Meisnner et al. 2017] con las principales correcciones como la rugosidad superficial, la radiación intergaláctica, geometría de la órbita y correcciones atmosféricas para mejorar su precisión del dato de salinidad.

5. CONCLUSIONES

De los diversos métodos de suavizado de los datos dispersos para el nivel 2 de procesamiento de datos de AQUARIUS, se considera que el método LPI, presentado en esta tesis, tiene la mejor combinación de características ya que controla el suavizado y la localidad de los datos, creando una superficie compuesta a partir de ajustes polinómicos individuales en cada radio de búsqueda. Cada una de ellas está optimizada en su entorno lo cual produce que las superficies representen mejor la variación local.

La cobertura mundial semanal de AQUARIUS es crucial, ya que la cobertura geográfica de los sistemas de agua (por ejemplo, barcos y boyas) no es lo suficientemente amplia para entender completamente cómo los cambios en la salinidad afectan la observación del clima mundial y viceversa. El exceso de calor asociado con el aumento de temperatura global durante el siglo pasado, se absorbe y se mueve por el océano. Sobre la superficie del océano y los cambios de temperatura atmosféricas pueden alterar significativamente la salinidad superficial del mar y los patrones de circulación oceánica. Cambios en el océano, como el principal conductor del clima de nuestro planeta, puede parecer un problema e impactar a los seres humanos en todas partes.

Los resultados confirman que la SSM satelital se puede utilizar como un indicador de las aguas de baja salinidad, en este caso, provenientes del RdP. Las mismas se extienden meridionalmente a lo largo de las costas uruguaya y brasilera para otoño/invierno y se expanden hacia la plataforma en primavera/verano. Las aguas de menor salinidad de la plataforma son exportadas hacia el océano abierto a lo largo del borde este de la plataforma en otoño/invierno y en sitios preferenciales principalmente al sudeste de la desembocadura del río (36° S y 37° 30'S) en verano.

Los cambios en el ancho de la pluma del RdP al este de su desembocadura son consistentes con observaciones y simulaciones numéricas. El análisis de las observaciones *in situ* y de varios experimentos numéricos, indican que la variabilidad estacional SSM se asocia con un cambio estacional de los vientos paralelos a la costa. Los campos medios de SSM de AQUARIUS están en buena concordancia cualitativa con las características de las

distribuciones climatológicas SSM de invierno y verano austral derivadas del análisis de datos hidrográficos.

Los datos de satélite sugieren que en el océano abierto las aguas de baja salinidad causan una extensa anomalía de salinidad negativa cuyo núcleo sigue el camino de la CBM. En invierno, las aguas de baja salinidad son advectadas hacia el noreste, formando una corriente costera estrecha y se exportan más al norte del océano abierto. Sin embargo, las inversiones anómalas de viento hacia el noreste, actúan para expandir las aguas de baja salinidad a mar abierto causando extensas anomalías de baja salinidad sobre la CB. La exportación de aguas de baja salinidad de plataforma provoca cambios impactando sustancialmente en la estratificación de la columna de agua y en las propiedades bioquímicas de la capa superior en esta región.

El patrón de variabilidad estacional de SSM se manifiesta también fuera de la costa, en el talud superior (en aprox. 200 m.), con altas (bajas) salinidades observadas en invierno (verano). Como resultado de la mezcla entre las aguas de plataforma y las del océano abierto, se observa que la amplitud de las variaciones estacionales SSM del talud son más pequeñas que en la plataforma exterior (profundidad < 200 m). Esta evidencia indica que los sensores satelitales de SSM captan las señales fuertes estacionales asociadas a expansiones y contracciones de las aguas de baja salinidad derivadas del Río de la Plata.

Como continuación de este trabajo de investigación, se presentan algunos proyectos a futuro para dar continuidad al esfuerzo invertido en esta tesis:

- Procesar los datos L2 de AQUARIUS con las nuevas versiones a nivel global usando la misma metodología con las herramientas geoestadísticas del SIG.
- Validar los datos grillados global con las boyas ARGO y con datos *in situ* (CTD y TSG) en la Plataforma Argentina.
- Publicar los datos y resultados para el uso de la comunidad científica.
- Lamentablemente el satélite SAC-D/AQUARIUS se encuentra fuera de órbita desde Junio 2015, pero con la ayuda de otros satélites (SMOS y SMAP) que siguen midiendo salinidad desde el espacio, se continuará observando la variabilidad del Río de La Plata hacia el océano abierto y los procesos de

mesoescala de la Confluencia de Brasil – Malvinas con sus respectivos forzantes en el océano Atlántico Sud Occidental.

- Observar la variabilidad de la salinidad y los forzantes de otros grandes ríos (Congo y Amazonas).
- Comprender los procesos biológicos (recursos pesqueros comerciales) mediante el estudio de la variabilidad de los procesos físicos en la plataforma argentina.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de tesis fue financiado por el proyecto 08 "Large scale SSS variability in the SouthWestern Atlantic (SWA) continental shelf using in situ salinity observations and data from AQUARIUS / SAC-D mission" entre la NASA – CONAE – Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero (INIDEP). Dicho proyecto fue financiado por una beca de investigación durante el período Nov. 2011 – Abr. 2014, participación en navegaciones, cursos de posgrado, reuniones y congresos durante el desarrollo de la tesis. El trabajo de tesis fue llevado a cabo en el Gabinete de Oceanografía Física perteneciente a la Dirección de Pesquerías Pelágicas y Medio Ambiente del INIDEP.

Agradecer al Lic. Raúl Guerrero y Lic. Raúl Reta por el aprendizaje y apoyo profesional y a los compañeros dentro del Gabinete de Oceanografía Física del INIDEP.

Agradecer también a la Dra. Silvia Romero por su gran ayuda y guía en la redacción de la tesis.

A mis directores de tesis, Dra. Sandra Torrusio y al Agrim. Leandro Soto, por darme la oportunidad de dirigir la tesis.

A la Prefectura Naval Argentina por permitirme usar el software ArcGIS 10.5 para el procesamiento de los datos durante la tesis.

A todos los compañeros y amigos durante las navegaciones realizadas en los Buques de investigación pesquera y oceanográfica.

REFERENCIAS

- Ballabrera-Poy, J. Murtugudde, R. and Busalacchi, A. J. (2002). On the potential impact of sea surface salinity observations on ENSO predictions. *Journal of Geophysical Research* 107: doi: 10.1029/2001JC000834. Issn: 0148-0227.
- Bonjean, F., and G. S. E. Lagerloef (2002), Diagnostic model and analysis of the surface currents in the tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2938-2954.
- Borús, J., M. Uriburu Quirno, and D. Calvo (2013), Evaluación de caudales diarios descargados por los grandes ríos del sistema del Plata al estuario del Río de La Plata, Alerta hidrológico-Instituto Nacional del Agua y el Ambiente, Ezeiza, Argentina.
- Boutin J, Chao Y, Ascher WE (2016), Satellite and *in situ* salinity: Understanding near-surface stratification and subfootprint variability. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 97: 1391-1407
- Campos, E. J. D., C. A. D. Lentini, J. L. Miller, and A. R. Piola (1999), Interannual variability of the sea surface temperature in the South Brazil Bight, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2061-2064.
- Campos, E. J. D., A. R. Piola, R. P. Matano, and J. L. Miller (2008), PLATA: A Synoptic characterization of the southwest Atlantic shelf under influence of the Plata River and Patos Lagoon outflows, *Cont. Shelf Res.*, 28, 1551-1555.
- Campos, P., O. O. Möller, A. R. Piola, and E. D. Palma (2013), Seasonal variability and western boundary upwelling: Cape Santa Marta (Brazil), *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 1420–1433, doi:10.1002/jgrc.20131.
- Castro, B. M., and L. B. Miranda (1998), Physical oceanography of the western Atlantic continental shelf located between 4°N and 34°S, in *The Sea*, vol. II, edited by AR. Robinson and KH. Brink, chap. 8, pp. 209-251, John Wiley, New York.
- Ciotti, A. M., C. Odebrecht, G. Fillman, and O. O. Möller Jr. (1995), Freshwater outflow and subtropical convergence influence on phytoplankton biomass on the Southern Brazilian Continental Shelf. *Cont. Shelf Res.*, 15, 1737-1756.
- Combes, V., and R. P. Matano (2014), A two-way nested simulation of the oceanic circulation in the Southwestern Atlantic, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi:10.1002/2013JC009498.

- Dinnat E., Boutin J., Yin X. and Le Vine D. (2016), Inter-Comparison of SMOS and Aquarius Sea Surface Salinity: Effects of the Dielectric Constant and Vicarious Calibration. (<https://ntrs.nasa.gov/archive/nasa/casi.ntrs.nasa.gov/20160001381.pdf>).
- Emilson I., (1961), The shelf and coastal waters off southern Brazil. *Bol. Inst. Oceanogr.*, 11 (2), 101-112.
- Fossati M., P. Santoro, R. Mosquera, C. Martinez, F. Ghiardo, P. Ezzatti, F. Pedocchi e I. Piedra-Cueval, Dinámica de flujo, del campo salino y de los sedimentos finos en el Río de La Plata, ELSEVIER DOYMA, de la Revista Iberoamericana del Agua (RIBAGUA), 2014.
- Framiñan, M. B., M.P. Etala, E. M. Acha, R. A. Guerrero, C. A. Lasta, and O. B. Brown (1999), Physical characteristics and processes of the Río de la Plata Estuary, in *Estuaries of South America: Their morphology and dynamics*. Perillo, G. M. E, M. C. Piccolo and M. Pino Quivira (Eds.). Springer. Berlin. pp 161-194.
- García Soto, Carlos, (2009) Libro: “Oceanografía y Satélites”, Editorial TEBAR, pag. 387 – 392.
- Goni, G. J. and Wainer, I. (2001). Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. *Journal of Geophysical Research* 106: doi: 10.1029/2000JC000396. Issn: 0148-0227.
- Gordon, A. L., (1989), Brazil–Malvinas Confluence—1984, *Deep Sea Research Part A*, 36, 359–384.
- Guerrero, R. A., E. M. Acha, M. B. Framiñan, and C. A. Lasta (1997), Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina, *Cont. Shelf. Res.*, 17, 727-742.
- Guerrero, R. A., A. R. Piola, G. N. Molinari, A. P. Osiroff, and S. I. Jauregui (2010), *Climatología de temperatura y salinidad en el Río de la Plata y su frente marítimo, Argentina-Uruguay*, Instituto Nacional de Investigación y Desarrollo Pesquero, Mar del Plata, Argentina, 95pp.
- Hamming, R. W., (1977), *Digital Filters*, Prentice-Hall, Upper Saddle River, N. J., USA.
- Ikeda M., Dobson F. W. (1995). *Oceanographic applications of remote sensing*. CRC Press, New York.
- International Telecommunication Union <https://www.itu.int/net/itunews/issues/2011/01/44-es.aspx>

- Jaime, P. R. and A. Menendez (2002), Análisis del régimen hidrológico de los ríos Paraná y Uruguay, Informe Técnico Freplata, Instituto Nacional del Agua, INA LHA 05-216-02, Ezeiza, Argentina, 140pp.
- Jaime P. R. y A. Menéndez (1999), Modelo Hidrodinámico “Río de La Plata 2000”, Informe LHA 01-183-99, Instituto Nacional del Agua.
- Kjerfve B., and Magill K. E., 1989, Geographic and Hydrodynamic characteristics of shallow coastal lagoons, *Physical Processes and Sedimentology of Siliciclastic-Dominated Lagoonal Systems*, Marine Geology, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 88: 187-199.
- Kraus S. D., Moore K. E., Price C. A., Crone M. J., Watkins W. A., Winn H. E., Prescott J. H. (1986a). The use of photographs to identify individual North Atlantic right whales (*Eubalaena glacialis*). In: Brownell RL, Best PB, Prescott JH (eds). *Right whales: past and present status*. IWC, Cambridge, p 145-151.
- Lagerloef, G., C. Swift and D. LeVine, 1995. Sea surface salinity: The next remote sensing challenge, *Oceanography*, 8, 44-50.
- Le Vine D. M. and M. Kao (1998). Remote Sensing of Ocean Salinity: Results from the Delaware Coastal Current Experiment, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*.
- Levitus, S., and T. P. Boyer, 1994, *World Ocean Atlas, Vol. 4: Salinity*. NOAA Atlas NESDIS 4, U.S. Printing Office, Washington, D. C. 117 pp.
- Lilly, J. M. and G. S. E. Lagerloef (2008), AQUARIUS Level 3 processing algorithm theoretical basis document. Version 0.9., AQUARIUS Ground Segment, Goddard Space Flight Center, January 2008.
- Matano, R. P., E. D. Palma, and A. R. Piola (2010), The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the southwestern Atlantic shelf circulation, *Ocean Sci.*, 6, 983-995, doi:10.5194/os-6-983-2010.
- Matano, R. P., V. Combes, A. R. Piola, R. A. Guerrero, E. D. Palma, P. T. Strub, C. James, H. Fenco, Y. Chao, and M. Saraceno (2014), The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Numerical simulations, *J. Geophys. Res. Oceans*, submitted.
- Meissner, T., Performance Degradation and Q/C Flagging of AQUARIUS L2 Salinity Retrievals, Version 4, March 18, 2014.

- Meissner T., F. Wentz and D. Le Vine, 2017: Aquarius V5.0 Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD).
- Möller, O. O., Jr., A. R. Piola, A. C. Freitas, and E. J. D. Campos (2008), The Effects of River Discharge and Seasonal Winds on the Shelf off Southeastern South America, *Cont. Shelf Res.*, 28, 1607-1624.
- Moreno Jiménez A. (2005), *Sistemas y Análisis de la Información Geográfica. Manual de autoaprendizaje con ArcGIS*.
- Palma, E. D., R. P. Matano, and A. R. Piola (2004), A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 109, C08014, doi:10.1029/2004JC002315.
- Palma, E. D., R. P. Matano, and A. R. Piola (2008), A numerical study of the Southwestern Atlantic Shelf circulation: Barotropic response to tidal and wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 109, C08014, doi:10.1029/2004JC002315.
- Pimenta, F. M., E. J. D. Campos, J. Miller, and A. R. Piola (2005), Numerical study of the Plata River plume along the southeastern South American continental shelf, *Braz. J. Oceanogr.*, 53 (3-4), 129-146.
- Piola, A. R., E. J. D. Campos, O. O. Möller, M. Charo, and C. Martinez (2000), Subtropical shelf front off eastern South America, *J. Geophys. Res.*, 105, C3, 6566-6578.
- Piola, A. R., R. P. Matano, E. D. Palma, O. O. Möller, and E. J. D. Campos (2005), The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01603, doi:10.1029/2004GL021638.
- Piola, A. R., S. I. Romero, and U. Zajaczkowski (2008a), Space-time variability of the Plata plume inferred from ocean color, *Cont. Shelf Res.*, 28, 1556-1567, doi: 10.1016/j.csr.2007.02.013 .
- Piola, A. R., O. O. Möller Jr., R. A. Guerrero, and E. J. D. Campos (2008b), Variability of the Subtropical Shelf front off eastern South America: winter 2003 and summer 2004, *Cont. Shelf Res.*, 28, 1639-1648, doi: 10.1016/j.csr.2008.03.013.
- Proyecto FREPLATA PNUD RLA 99/G31, https://www.ina.gov.ar/legacy/pdf/manual-PHC-FFEM_manual_freplata.pdf
- Provost, C., V. Garçon, and L. Medina Falcon (1996), Hydrographic conditions in the surface layers over the slope-open ocean transition area near the Brazil–Malvinas confluence during austral summer 1990. *Cont. Shelf Res.*, 16 (2), 215–219.

- Rio, M. H., S. Guinehut, and G. Larnicol (2011), New CNES-CLS09 global mean dynamic topography computed from the combination of GRACE data, altimetry, and in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 116, C07018, doi:10.1029/2010JC006505.
- Rojas A. Joel y J. C. Eche LL., 2006. La temperatura de la superficie del Mar Peruano a partir de las imágenes AVHRR/NOAA (2000-2003), *Revista de Investigación de Física*, Vol N°9, Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Lima-Perú.
- Romero, S.I., A.R. Piola, M. Charo, and C.A.E. Garcia (2006), Chlorophyll-a variability off Patagonia based on SeaWiFS data, *J. Geophys. Res.*, 111, C05021, doi:10.1029/2005JC003244.
- Saraceno, M., C. Provost, and A.R. Piola (2005), On the relationship of satellite retrieved surface temperature fronts and chlorophyll-a in the Western South Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 110, C11016, doi:10.1029/2004JC002736.
- Simionato, C. G., M. N. Nuñez, and M. Engel (2001), The salinity front of the Río de la Plata – a numerical case study for winter and summer conditions, *Geophys. Res. Lett.*, 28(13), 2641-2644.
- Simionato, C.G., W. Dragani, V. Meccia, and M. Nuñez (2004), A numerical study of the barotropic circulation of the Río de La Plata Estuary: sensitivity to bathymetry, earth rotation and low frequency wind variability, *Estuar. Coast. Shelf S.*, 61, 261-273.
- Stevenson, M. R., D. Dias-Brito, J. L. Stech, and M. Kampel (1998), How do cold water biota arrive in a tropical bay near Rio de Janeiro, Brazil? *Cont. Shelf Res.*, 18(13), 1595-1612.
- Tzortzi E., Josey SA, Srokosz M. (2013). Tropical Atlantic salinity variability: new insights from SMOS. *Geophys. Res. Lett.* 40: 2143-2147.
- Vaz, A. C., O. O. Möller Jr., and T. L. de Almeida (2006), Análise quantitativa da descarga dos rios afluentes da Lagoa dos Patos, *Atlântica*, 28(1): 13-23.

Páginas Web:

Science NASA, <https://science.nasa.gov/earth-science/oceanography/physical-ocean/salinity>
Science AQUARIUS, <https://aquarius.umaine.edu/cgi/science.htm>

APÉNDICE A: Información Adicional

1. *Fundamentos Físicos de la Medición Remota de la Salinidad*

Todos los cuerpos emiten radiación electromagnética en un espectro de frecuencias que es función de la temperatura física del cuerpo emisor. La potencia emitida en un ángulo sólido por unidad de superficie se denomina brillo. Si el brillo no es constante con la frecuencia, se define la densidad espectral de brillo, cuya integración sobre un ancho de banda y sobre el espacio será la potencia total captada por la antena de un radiómetro que esté observando este cuerpo emisor y que opera en una banda de frecuencia determinada.

Para bajas frecuencias, incluyendo el rango de las microondas ($10^8 - 10^{11}$ Hz), puede aplicarse la aproximación de Rayleigh-Jeans a la ley de Planck que describe la energía radiada por un cuerpo negro, de forma que existe una relación lineal entre la densidad espectral de brillo B_f y la temperatura física de un cuerpo emisor.

$$B_f = \frac{2 f^2 k_B T}{c^2}$$

Siendo f la frecuencia, k_B la constante de Boltzmann, c la velocidad de la luz y T la temperatura expresada en Kelvin. Para un cuerpo real la potencia emitida es menor y la misma ecuación es válida sustituyendo T por una temperatura equivalente llamada temperatura de brillo T_B . La temperatura de brillo de un cuerpo es proporcional a su temperatura física, y la constante de proporcionalidad es la llamada emisividad del cuerpo, que es la función de la frecuencia y el ángulo. Para un cuerpo perfectamente reflector la emisividad es cero y para un absorbente perfecto (el cuerpo negro) es uno.

En realidad la radiación que llega a una radiómetro que esté observando una determinada superficie se caracteriza por su temperatura aparente, que es igual a la temperatura de brillo de dicha superficie más la de otras radiaciones externas que puedan haber sido reflectadas en la superficie emisora y el radiómetro, más la de la radiación emitida por la propia atmósfera en la dirección del radiómetro. La magnitud realmente medida por la antena del radiómetro es la llamada temperatura de antena, resultado de la

integración de la temperatura aparente que llega ponderada por el diagrama de radiación de la propia antena. A partir de las ecuaciones que describen la reflexión y la dispersión de una onda plana polarizada incidiendo sobre una superficie puede deducirse la expresión de la emisión de radiación por parte de dicha superficie que dependerá de las propiedades dieléctricas del medio emisor limitado por ella y de la geometría de la propia superficie.

Para el caso de un par plano tenemos únicamente reflexión especular y la temperatura de brillo emitida en un determinado ángulo de incidencia y de una determinada polarización es igual a $T_B = (1-p) \cdot T$ donde p es la reflectividad especular del mar (coeficiente de Fresnel), que depende del ángulo de incidencia, la polarización y la constante dieléctrica compleja del agua del mar, que a su vez depende de la frecuencia, temperatura física y conductividad eléctrica, ésta última función de la temperatura y la salinidad. De esta forma es posible relacionar la salinidad superficial del océano con la temperatura de brillo mediante funciones relativamente bien conocidas, siendo la parte más delicada el modelado de la constante dieléctrica en función de la frecuencia, la temperatura y salinidad, que ya analizaremos más adelante. Entonces a partir de las mediciones efectuadas por un radiómetro de baja frecuencia ha de ser posible recuperar el valor de la salinidad del agua de mar que ha emitido la radiación observada.

Como la emisividad de una superficie está afectada por su geometría, en el caso que no haya mar plana sino rugosa (presencia de oleaje) tenemos una mezcla de reflexión y dispersión y se hace necesario efectuar una corrección sencilla. La complejidad de la descripción matemática de la relación entre salinidad y temperatura de brillo aumenta considerablemente ya que no sólo hay que introducir la expresión de la interacción electromagnética entre la radiación y una geometría compleja sino formular adecuadamente la descripción estadística de la superficie (espectro de oleaje) a partir de variables medibles que la determinen. Quizás la forma más directa de obtener una descripción completa de la rugosidad superficial sería mediante un radar que operara sobre el mismo campo de visión que el radiómetro y una frecuencia suficientemente cercana para conseguir información sobre las longitudes de onda que afectan a la emisión. Si esto no fuera posible se hace necesario parametrizar la rugosidad usando variables como la intensidad y dirección del viento, altura significativa de las olas, etc.

Que puedan medirse o modelizarse a partir de sistemas operacionales de observaciones y predicciones numéricas que estén disponibles en la zona marítima donde se requiere determinar la salinidad. Hay una gran variedad de posibilidades ya que no existe un único modelo suficientemente completo y verificado en toda la gama de situaciones que pueden presentarse. En definitiva, no disponemos de una relación matemática unívoca que permita calcular directamente la salinidad a partir de las medidas de temperatura de brillo de la superficie del mar. Entre 0,1 y 10 GHz la atmósfera es prácticamente transparente en el sentido que apenas se produce atenuación de la radiación que la atraviesa (del orden de 0,01dB). A diferencia de la radiación visible e infrarroja, la cobertura nubosa no es un problema para la detección remota de emisiones en microondas. En cambio, la lluvia sí puede interferir las medidas hasta el punto que existen misiones espaciales que usan las microondas para detectar precipitación.

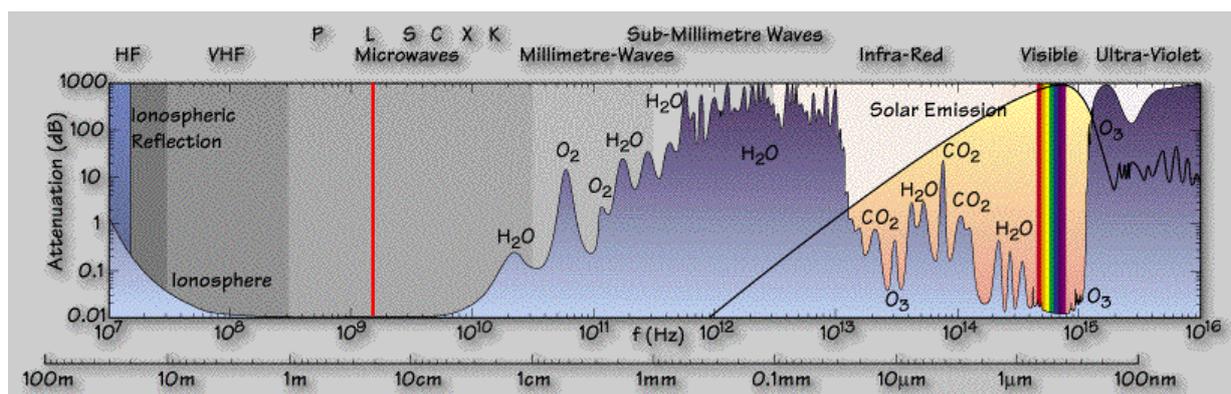


Figura 1. Espectro de atenuación atmosférica de la radiación electromagnética. La línea roja indica la frecuencia de 1.4 GHz utilizada para la determinación de la salinidad.

En la figura 1 se representa la sensibilidad de la temperatura de brillo a diversas variables entre 0 y 40 GHz. En ella se evidencia que las condiciones más favorables para la teledetección de la salinidad que se dan en las frecuencias más bajas ya que además de presentar una sensibilidad mayor a esta variable en ellas se minimiza el efecto de la rugosidad (parametrizada en la figura por la intensidad del viento), aunque cuanto menor es la frecuencia mayor tiene que ser el tamaño de la antena para mantener una misma resolución espacial y mayor es el efecto Faraday en la ionosfera, el cual produce una rotación del campo electromagnético mezclando las distintas polarizaciones. Considerando también que dentro de la banda L de las microondas (1-2 GHz) existe un rango de frecuencias (1,4 – 1,427 GHz) donde están prohibidas las emisiones artificiales, ya que se

usa para observaciones en radioastronomía, tenemos que éstas son las frecuencias óptimas para la observación de la salinidad desde el espacio (Swift y McIntosh, 1983; Lagerloef et al., 1995). A 1,4 GHz, que corresponde a una longitud de onda de 21 cm, la penetración de la radiación en el agua es de sólo 1 cm, con lo cual la teledetección de la salinidad tendrá que restringirse al primer centímetro de la capa superficial oceánica.

Incluso en estas condiciones óptimas, la sensibilidad de la temperatura de brillo a cambios de salinidad es realmente muy baja entre 0,2 y 0,8 K por unidad de salinidad, dependiendo de la temperatura, ángulo de incidencia y polarización (Yueh et al., 2001). La figura 11 muestra la temperatura de brillo en función de la temperatura superficial para distintas salinidades en el caso de mar plana y ángulo de incidencia cero, y evidencia que la sensibilidad a la salinidad disminuye significativamente con la temperatura, haciendo más difícil la determinación de salinidad en los océanos fríos. Todo ello indica que un radiómetro que se use para medir la salinidad deberá cumplir unos requerimientos muy estrictos en cuanto a sensibilidad radiométrica y estabilidad de su calibración.

En los años 90 el U. S. Naval Research Laboratory construyó un radiómetro en banda L y polarización vertical, con seis haces permitiendo barrer simultáneamente la superficie observada con distintos ángulos de incidencia. Este instrumento, conocido como el Sanning Low Frequency Microwave Radiometer (SFLMR), fue instalado en un avión y produjo por primera vez un mapa de la distribución superficial de salinidad (Miller et al., 1996), en una zona de la costa este de estados Unidos donde existe un fuerte gradiente, con un grado de fiabilidad del orden de 1-3 en salinidad.

Como ya se ha comentado, una vez obtenida una medida de temperatura de brillo, y antes de extraer de ella el valor de la salinidad, es necesario efectuar correcciones para compensar los efectos de los diversos procesos que pueden haber modificado la temperatura de brillo hasta convertirla en la temperatura aparente medida por el radiómetro (Figura 11). A parte del efecto de la rugosidad de la superficie, que sin lugar a dudas va a ser la principal fuente geofísica de error en el valor de la salinidad finalmente recuperada y que analizaremos en detalle más adelante, hay que tener en cuenta.

- Temperatura superficial del mar. Actualmente existen sensores operacionales y productos resultando el análisis que permiten disponer de esta información con suficiente calidad para usarla en el cálculo de la constante dieléctrica, de forma que el impacto de la imprecisión sobre la temperatura de brillo sea inferior a 0,05 K.
- Rotación de Faraday. Existen varios métodos para estimar este efecto que puede calcularse a partir del contenido total de electrones en la ionosfera. Si en la recuperación de la salinidad en lugar de usar la temperatura de brillo polarizada (horizontal T_h y vertical T_v) se usa su suma (primer parámetro se Stokes) el efecto desaparece automáticamente, aunque a cambio de aumentar algo la sensibilidad a la rugosidad.

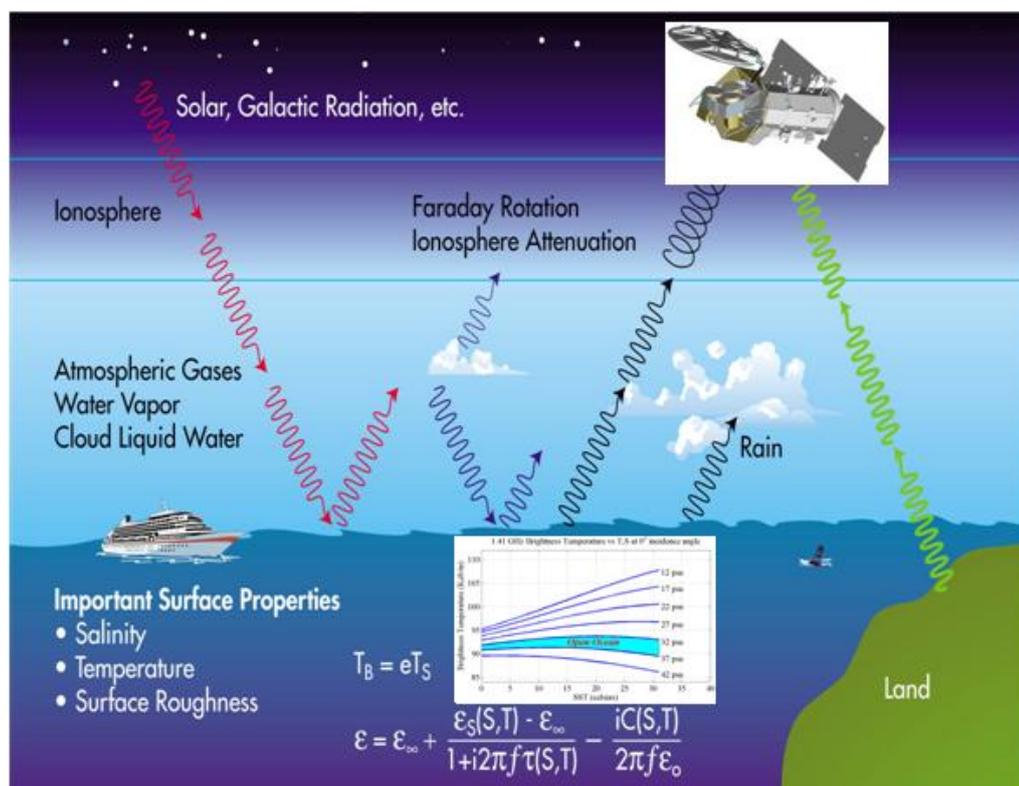


Figura 2. Fuentes de emisión realistas que influyen en los datos de AQUARIUS.

- Absorción de radiación por el oxígeno atmosférico. Es un efecto bien conocido que puede corregirse hasta dejar una imprecisión inferior a 0,1 K si se conoce la temperatura superficial con error inferior a 7°C para T_v y a 3°C para T_h , y la presión atmosférica superficial con un error de 14 hPa para T_v y 8 hPa para T_h .
- Absorción por el vapor de agua. Generalmente es un efecto inferior a 0,05 K, aunque para una atmósfera muy húmeda puede llegar a representar hasta 0,2 K para T_h . De

todos modos puede corregirse fácilmente conociendo la humedad atmosférica sin necesidad de gran precisión.

- Efecto de las nubes. Ya hemos indicado que para esta frecuencia el efecto de atenuación de la radiación por parte de las nubes es prácticamente despreciable, excepto en casos de nubes muy espesas y muy frías. Pero como esto no va a suceder nunca sobre el 100% de un píxel, no vale la pena efectuar ninguna corrección para este efecto.
- Atenuación por la lluvia. Una lluvia muy intensa (10 mm/h) y en una capa de grosor de 2 km. produce una atenuación de casi 0,1 K. Se ha comprobado que esta intensidad sólo se da en el 0,25% de los casos, que pueden llegar a 0,6% cerca del Ecuador. Por lo tanto no es necesario efectuar ninguna corrección, aunque sí controlar cuando se producen lluvias muy intensas para descartar estas medidas individuales en el proceso de recuperación de la salinidad.
- Radiación galáctica. La reflexión sobre la superficie del mar de la radiación procedente de los distintos cuerpos emisores lejanos de nuestra galaxia puede representar una contaminación importante, de hasta varios K en algunos casos. La corrección de este efecto es una tarea delicada que debe efectuarse a partir de mapas de emisión del cielo.
- Radiación del Sol. El Sol tiene una temperatura de brillo de cientos de miles de K en banda L. Cualquier porción de la superficie del océano que refleje radiación solar hacia el radiómetro debe ser descartada del proceso de cálculo de la salinidad.
- Radiación de la Luna. Aunque se trata de una radiación unas 500 veces menos intensa, también hay que verificar cuáles son las zonas afectadas y descartarlas en la determinación de salinidad.

En conjunto se ha estimado que, dejando aparte el efecto de la rugosidad, el resto de errores geofísicos, una vez corregidos hasta donde sea posible, van a tener un impacto entre 0,15 y 0,30 en salinidad según la latitud en la calidad de la recuperación de la salinidad a partir de una medida radiométrica individual desde satélite.

En una reunión de trabajo organizada en 1995 por la Agencia Espacial Europea (ESA) con asistencia de los principales expertos internacionales se confirmó que la

radiometría en microondas en banda L era la técnica más adecuada para la observación remota tanto de la salinidad superficial del océano como de la humedad de suelo, y así se recomendó para cualquier misión que intentara medir ambas variables geofísicas desde el espacio. Sin embargo, se llegó a la conclusión que en lugar de usar radiómetros de apertura real como se había hecho hasta la fecha era preferible intentar hacerlo utilizando radiometría de apertura sintética, una nueva técnica que había empezado a ser aplicada con éxito en observación de la tierra. Ya en 1992 la ESA había decidido iniciar el desarrollo de un radiómetro de este nuevo tipo.

2. La determinación de la Salinidad Superficial con AQUARIUS

El algoritmo básico para la recuperación de la salinidad a partir de las medida radiométricas que se ha escogido en AQUARIUS se basa en un proceso iterativo, en el que se comparan los valores de T_b medidos por el radiómetro con los proporcionados por un modelo que incluye no sólo la emisión del océano en banda L, sino también todos los efectos que la modifican posteriormente. Este modelo utiliza un valor tentativo para la salinidad que en cada iteración se va modificando hasta converger a un ajuste óptimo con el T_b medido. Cuantas más observaciones haya de un mismo punto (hasta un máximo de 156 en la parte central del campo de visión, sucesivamente en polarización vertical y horizontal), mejor se realizará el ajuste para identificar la salinidad superficial en este punto, que evidentemente habrá permanecido constante durante los menos de tres minutos que como mucho ha durado el paso del satélite.

El modelo de emisividad considera que en una primera aproximación la T_b es la que se generaría un mar plano, para lo cual se usan los valores en banda L del modelo de constante dieléctrica del agua de mar propuesto por Klein y Swift (1977). Luego se considera que este T_b plana está perturbada por el efecto de la rugosidad que se añade como un término adicional:

$$T_{B,P}(\theta, SSM, TSM, P_r) = T_{B,f,P}(\theta, SSM, TSM) + T_{B,r,P}(\theta, SSM, TSM, P_r)$$

Donde el subíndice P indica la polarización, f significa componente plana y r componente rugosa (corrección sobre la componente plana debida al efecto adicional de la rugosidad). Las variables independientes son el ángulo de incidencia, la salinidad y temperatura superficial y un conjunto de parámetros P, que describen la rugosidad. Como ya se ha comentado anteriormente el problema radica en que para este término correctivo no existe una formulación única y completa, y por otra parte que el efecto de la rugosidad es del mismo orden que el de la salinidad, con lo cual si no se corrige adecuadamente puede introducir un sesgo en los valores recuperados.

3. Unidades Prácticas de Salinidad

La salinidad es la medida más comúnmente usada de la salobridad del agua del mar y se define como el número total de gramos de sales inorgánicas disueltas en 1 Kg. de agua de mar. En la práctica, la salinidad es difícil de medir. Sin embargo, el descubrimiento de la constancia en la proporcionalidad de los elementos mayores ayudó a superar esta dificultad. El agua de los océanos tiene una salinidad de aproximadamente 35 000 ppm (partes por millón). Sería lo mismo decir que el agua de los océanos tiene aproximadamente 3.5% de sal. Algunas veces, la salinidad se mide a través de diferentes unidades de medición. Otra unidad común es ups (unidades prácticas de salinidad, en inglés, *practical salinity units*). La salinidad del agua de los océanos es de aproximadamente 35 ups.

APENDICE B: Publicaciones y reunión de congresos relacionada con la Tesis

Los resultados de esta tesis se han publicado en revistas científicas, presentado en congresos internacionales y nacionales.

Congresos:

- **Fenco H.**, R. Guerrero y G. Molinari (2012), Salinidad de la Misión SAC-D / AQUARIUS: Método de Grillado y su aplicación en el Río de La Plata, Congreso Argentino de Teledetección, 17 - 21 Setiembre 2012, Córdoba, Argentina.
- Guerrero R., **H. Fenco**, R. Reta, A. Mercado, E. Cozzolino, Validation of AQUARIUS data using a Regional Oceanographic Data Base in the Southwest Atlantic, 7th SAC-D/AQUARIUS Science Meeting, Buenos Aires, 11 - 13 Abril 2012.
- Guerrero R. A., **H. Fenco**, A. R. Piola, Matano R., Combes V., Strub T., Chao Y., Saraceno M., Ruiz L., Palma E., The salinity signal of the shelf / deep- ocean exchange in the Southwestern Atlantic: Remote Observations, 8th. SAC-D/AQUARIUS Science Meeting, Buenos Aires, 12 - 14 Noviembre 2013.
- Matano R., V. Combes, E. D. Palma, R. A. Guerrero, **H. Fenco**, P. T. Strub, A. R. Piola, Y. Chao, M. Saraceno, The salinity signal of the shelf / deep- ocean exchange in the Southwestern Atlantic: Numerical observations, 8th. SAC-D/AQUARIUS Science Meeting, Buenos Aires, 12 - 14 Noviembre 2013.
- Piola A. R., D. Valla, R. A. Guerrero, **H. Fenco**, O. O. Moller, R. P. Matano, V. Combes, Y. Chao, E. D. Palma, L. A. Ruiz Etcheverry, P. T. Strub and M. Saraceno, The salinity signal of the shelf / deep- ocean exchange in the Southwestern Atlantic: In-situ observations, 8th. SAC-D/AQUARIUS Science Meeting, Buenos Aires, 12 - 14 Noviembre 2013.
- Guerrero R. A., A. R. Piola, **H. Fenco**, Matano R., Combes V., Chao Y., C. James, Palma E., Saraceno M., Strub T., The salinity signal of the shelf / deep- ocean exchange in the Southwestern Atlantic: Satellite Observations, 10th. SAC-D/AQUARIUS Science Meeting, Buenos Aires, 17 - 19 Noviembre 2015.

- Piola A., D. Valla, M. Charo, **H. Fenco**, R. Guerrero, O. Moller, Export of shelf waters from the western South Atlantic shelf, Ocean Sciences Meeting 2016, New Orleans, Louisiana, USA, 21-26 Febrero 2016.
- Guerrero R., A. Piola, **H. Fenco**, Variability of large outflow of fresh water into the open ocean, Ocean Sciences Meeting 2016, New Orleans, Louisiana, USA, 21-26 Febrero 2016.

Publicaciones:

- **Fenco H.**, R. Guerrero y G. Molinari (2012), Salinidad de la Misión SAC-D / AQUARIUS: Método de Grillado y su aplicación en el Río de La Plata, Revista del Congreso Argentino de Teledetección, Córdoba, Argentina.
- Guerrero, R. A., A. R. Piola, **H. Fenco**, R. P. Matano, V. Combes, Y. Chao, C. James, E. D. Palma, M. Saraceno and P. Ted Strub (2014). The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the Southwestern Atlantic Ocean: Satellite observations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi: 10.1002/2014JC010113.
- Matano, R. P., V. Combes, A. R. Piola, R. Guerrero, E. D. Palma, P. T. Strub, C. James, **H. Fenco**, Y. Chao, M. Saraceno (2014), The salinity signature of the cross-shelf exchanges in the southwestern Atlantic Ocean: Numerical Simulations, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, doi: 10.1002/2014JC010116.
- Strub, P. T., C. James, V. Combes, R. P. Matano, A. R. Piola, E. D. Palma, M. Saraceno, R. A. Guerrero, **H. Fenco**, and L. A. Ruiz- Etcheverry (2015), Altimeter derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27°S–43°S, *J. Geophys. Res. Oceans*, 120, doi: 10.1002/2015JC010769.
- **Fenco H.**, R. Reta, R. Guerrero, G. Molinari y A. Baldoni, 2018. Corrección y Validación de los datos del Termosalinógrafo, desarrollado en el Gabinete de Oceanografía Física, Informe de Investigación N° 016/2018 del INIDEP, Mar del Plata - Argentina.