



**PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA
DE VALPARAÍSO**

FACULTAD DE RECURSOS NATURALES



**UNIVERSIDAD DE VALPARAÍSO
CHILE**

FACULTAD DE CIENCIAS DEL MAR

MAGISTER EN OCEANOGRAFIA

TESIS

**Variabilidad de las masas de agua y frentes en las
cercanías de las islas Shetland del Sur, Antártica.**

CRISTIÁN ALFREDO HENRÍQUEZ PASTENE

Valparaíso, 2009

COMISIÓN DE TESIS:

Profesor Guía :
Director Proyecto Tesis:

Dr. Samuel Hormazábal Fritz
Universidad de Concepción

Profesor Co-Guía:
Co-Director:

MSc. Nelson Silva Sandoval
Pontificia Universidad Católica
de Valparaíso

Profesor :

Dr. Mario Cáceres Muñoz
Universidad de Valparaíso

AUTORIZACIÓN DE USO*

Al presentar esta Tesis como requisito para la obtención del Grado de Magíster en Oceanografía, autorizo a las Bibliotecas de la Facultad de Recursos Naturales de la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso y de la Facultad de Ciencias del Mar de la Universidad de Valparaíso, para disponer libremente de ella. Autorizo además reproducciones parciales o totales de esta Tesis sólo con fines académicos.

* Sólo PUCV

Cristián Alfredo Henríquez Pastene

Dedicado a Heidi Kellen Iareski

AGRADECIMIENTOS

Agradezco en primer lugar al Dr. Samuel Hormazábal por todo el apoyo otorgado durante el tiempo que ha durado esta investigación, agradezco sus consejos y constante motivación en el desarrollo de mi carrera científica.

A los profesores del departamento de Geofísica de la Universidad de Concepción por haberme acogido en sus dependencias. En particular al Dr. Andrés Sepúlveda por haberme recibido en su casa, y al Dr. Aldo Montesinos por sus aportes y sugerencias metodológicas.

A C. Hewes y O. Holm-Hansen por haber provisto de los datos oceanográficos de los cruceros del programa “Antarctic Marine Living Resources”.

Al Instituto Antártico Chileno (INACH), y al proyecto 10-05 “Masas de Agua y Frentes en las cercanías de las islas Shetland del Sur, Antártica”, por el financiamiento otorgado para realizar esta investigación.

Al EOS Distributed Active Archive Center del National Snow and Ice Data Center, de la Universidad de Colorado por proveer los datos denominados “Bootstrap Sea Ice Concentrations” provenientes del Nimbus-7 SMMR y DMSP SSM/I.

A mis compañeros de oficina, Fabián Gómez por sus comentarios en la redacción de varios párrafos de este documento, a Marcos Correa y Raúl Montoya por su ayuda en la programación de Matlab.

Finalmente, agradezco el apoyo y la confianza de mis padres en todo momento durante el desarrollo del magíster, al cual llegue sin conocer lo maravilloso del estudio del océano.

INDICE

COMISIÓN DE TESIS.....	II
AUTORIZACIÓN DE USO	IV
DEDICATORIA.....	IV
AGRADECIMIENTOS.....	V
INDICE.....	VI
RESUMEN	VII
ABSTRACT.....	VIII
INTRODUCCIÓN	1
OBJETIVOS	4
Objetivo General.....	4
ObjetivoS Especificos	4
HIPÓTESIS	5
MATERIALES Y MÉTODOS	6
Zona de estudio	6
Cruceros AMLR.....	6
Reanálisis oceánico Simple Ocean Data Assimilations	6
Información satelital.....	7
Métodos estadísticos	8
RESULTADOS.....	12
Masas de agua	12
Funciones ortogonales empíricas	14
Método de Multitaper – Descomposición en Valores Singulares.....	20
DISCUSIÓN	24
CONCLUSIONES	28
REFERENCIAS	29
FIGURAS.....	32

RESUMEN

En el presente trabajo se analizó la variabilidad espacio-temporal del frente superficial asociado al talud continental en las cercanías de las islas Shetland del Sur, haciendo uso de información de veintiocho cruceros oceanográficos efectuados en el verano austral del periodo 1990–2004, provenientes del programa “Antarctic Marine Living Resources” (AMLR). Dicha información fue complementada con más de cuatro décadas de información de reanálisis de los campos de temperatura y salinidad, y tres décadas de información de cobertura de hielo provenientes de la misión satelital Nimbus-7. Se realizó un análisis EOF a los campos de temperatura, salinidad y densidad, considerando una capa superficial (10–60 m) y otra profunda (150–750 m). En la capa superficial (profunda), el primer modo explicó el 50% (47,4%), 50,4% (37,7%) y 51,3% (51,7%) de la variabilidad de temperatura, salinidad y densidad, respectivamente. Correlaciones significativas fueron encontradas entre las componentes principales y los índices atmosféricos del SOI y el SAM. Las máximas correlaciones del SOI con la primera componente principal (CP1) de temperatura (0,77), salinidad (0,77) y densidad (0,81) en la capa superficial, y de temperatura (0,59) y salinidad (0,59) en la capa profunda, se obtuvieron con rezagos del orden de 26–28 meses. Las máximas correlaciones del SAM con la CP1 de la temperatura (-0,55) y densidad (-0,53) en la capa superficial, y de temperatura (-0,78) y salinidad (-0,73) en la capa profunda, se obtuvieron con rezagos del orden de 3 meses, mientras que con salinidad superficial (-0,63) el rezago fue de 17 meses. La estructura espacial del primer modo de la EOF muestra una estructura asociada al frente superficial en la capa superior y al frente del Límite Sur de la Corriente Circumpolar Antártica (“South Boundary Antarctic Circumpolar Current”, SBACC) en la capa profunda. Adicionalmente, se realizó un análisis de Multitaper Method–Singular Value Decomposition a los datos de concentración de hielo y reanálisis oceánico. Con este método se identificó una banda de variabilidad interanual (3–6 años) significativa en el campo de temperatura y concentración de hielo, la cual fue posible vincular al ENOS y a la onda circumpolar Antártica. En dicha banda se encontraron señales propagándose hacia el este con velocidades del orden de 7–8 cm s⁻¹, consistentes con la onda circumpolar descrita por White & Peterson (1996). Al mismo tiempo, una banda de variabilidad cuasidecadal (8–15 años) significativa se encontró en el campo de temperatura, concentración de hielo y salinidad, la cual se vinculó con un patrón de oscilación cuasiestacionario centrado en el mar de Ross y el mar de Weddell.

ABSTRACT

In the present work, the spatial and temporal variability of the Surface Front associated with the continental slope in the proximity of South Shetland Islands was analyzed. Data of 28 oceanographic cruises from the Antarctic Marine Living Resources (AMLR) program, carried on during the austral summers from 1990 to 2004, were used to examine the temperature, salinity and density field variability in that region. This information was complemented with more than four decades of reanalysis data of temperature and salinity, and three decades of ice cover data from Nimbus-7 satellite mission. An EOF analysis was applied to the cruise data considering a surface (10–60 m) and a deep (150–750 m) layer. In the surface (deep) layer, the first mode explains 50.0% (47.4%), 50.4% (37.7%) and 51.3% (51.7%) of temperature, salinity and density variability, respectively. Significantly correlations were found between the principal components and the atmospheric indexes SOI and SAM. The maximum correlations of SOI with the first principal components (PC1) of temperature (0.77), salinity (0.77) and density (0.81) in the surface layer, and temperature (0.59) and salinity (0.59) in the deep layer, were obtained with lags about 26–28 months. The maximum correlations of SAM with the PC1 of temperature (-0.55) and density (-0.53) in the surface layer, and temperature (-0.78) and salinity (-0.73) in the deep layer, were obtained with lags about 3 months, whereas in surface salinity (-0.63) the lag was 17 months. The spatial pattern of the first EOF mode showed a structure associated to the Surface Front in the upper layer, and to the South Boundary Antarctic Circumpolar Current (SBACC) in the deep layer. In addition, the Multitaper Method–Singular Value Decomposition (MTM-SVD) was applied to the fields of ice cover and oceanic reanalysis. With this method, a significantly interannual (3–6 years) band of variability in the field of temperature and ice cover was identified, which is possible associate with the ENOS and the Antarctic Circumpolar Wave. In this band, eastward propagating signals were observed with velocities close to $7\text{--}8\text{ cm s}^{-1}$, which is coherent with the circumpolar wave described by White & Peterson (1996). In the same time, a significantly quasi-decadal band of variability was found in the field of temperature, ice cover and salinity, which was linked with a quasi-stationary oscillatory pattern centered in the Ross and Weddell seas.

INTRODUCCIÓN

El océano Austral rodea el continente antártico, es el lugar donde se mezclan las masas de agua de los demás océanos incluyendo las que se forman en el Ártico. Aquí existen al menos cinco masas de agua que rodean al continente; agua superficial subantártica (ASSAA), agua superficial antártica (ASAA), agua intermedia antártica (AIAA), agua circumpolar antártica profunda superior (ACPS) e inferior (ACPI) y agua antártica de fondo (AAAF) (Cunningham *et al* 2003, Deacon 1937, Orsi *et al*, 1995, Sievers & Nowlin 1984, Torpe 2001). En invierno debido al congelamiento superficial, se produce un tipo de agua estacional que es denominada agua invernal (AI).

De norte a sur, se han identificado cuatro frentes circumpolares que separan estas masas de agua, los cuales corresponden a: frente subantártico (FSAA), frente polar (FP), frente sur de la corriente circumpolar antártica (“South Antarctic Circumpolar Current Front”, SACC) y frente del límite sur de la corriente circumpolar antártica (“South Boundary Antarctic Circumpolar Current”, SBACC; Orsi *et al*, 1995). Estos frentes corresponden a regiones oceánicas donde la temperatura, salinidad y densidad, presentan intensos gradientes horizontales.

Debido a la inestabilidad dinámica de la zona, la actividad de mesoescala es intensa y es posible observar mediante información registrada *in situ* y de percepción remota (altímetra), la formación y desarrollo de estructuras de mesoescala como meandros, remolinos y anillos (Sievers & Emery, 1978; Sievers & Nowlin, 1988; Joyce & Paterson, 1977; Gille, 2004). Se ha observado que en la zona del paso Drake, los remolinos de mesoescala tienen un escala temporal de ~35 días y sus diámetros se encuentran en un rango de 50–100 km. (Sprintall, 2003).

La actividad de mesoescala en el océano austral tiene como “background” a la Corriente Circumpolar Antártica (CCA), cuyo transporte promedio se encuentra cercano a los 140 Sv ($1 \text{ Sv} = 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), con valores de incertidumbre entre 15 y 27 Sv (Whitworth *et al*, 1982; Whitworth & Peterson, 1985; Cunningham *et al.*, 2003), la cual corresponde a la corriente oceánica con el mayor transporte en todo el océano.

Los frentes asociados a la CCA están definidos por el tipo de masas de agua que separan y tanto su posición como su extensión poseen una importante variabilidad en diversas escalas de tiempo. En la zona del paso Drake diversos estudios han identificado las masas de agua presentes en la zona, como también la estructura de jet's de las corrientes asociadas a las zonas frontales (Brandon *et al.*, 2004; López *et al.*, 1999; García *et al.*, 2002). Trabajos de la última década han incorporado información satelital de altimetría (Sprintall, 2008; Chouaib *et al.*, 2006; Sprintall, 2003), cobertura de hielo marino (Stammerjohn *et al.*, 2008; Venegas & Drinkwater, 2001; Venegas *et al.*, 2001) y reanálisis atmosférico (Venegas, 2003), mostrando las características de las escalas de variabilidad estacionales, interanuales e interdecadales y su vínculo con índices atmosféricos (Stammerjohn *et al.*, 2008; Liu *et al* 2004). Modos dinámicos con variabilidad interanual e interdecadal en altas latitudes del hemisferio sur afectan el clima global, alterando el

gradiente de temperatura entre el ecuador y el polo, actuando como un mecanismo de control en la dinámica del océano y la atmósfera. En la escala interdecadal, los modos de variabilidad pueden afectar la formación de agua profunda y el eventual intercambio calórico entre el océano y la atmósfera (Venegas, 2003).

Dentro de la escala interanual existe un proceso que comenzó a ser estudiado en la última década del siglo pasado, el cual ha sido descrito como una serie de anomalías en distintas variables oceánicas y atmosféricas, las cuales se propagan zonalmente hacia el Este sobre el océano Austral: La Onda Circumpolar Antártica (“Antarctic Circumpolar Wave”, ACW; White & Peterson, 1996). Estos autores encontraron que las anomalías de temperatura superficial del mar, presión atmosférica a nivel del mar, extensión del hielo marino y estrés del viento meridional, formaban un patrón el cual se propagaba en un tren de ondas hacia el este con una periodicidad de 4–5 años y con una velocidad de propagación del orden de 8 cm s^{-1} . Un estudio contemporáneo a White & Peterson (1996), analiza la altura del nivel del mar sobre el océano Austral y observa que las anomalías de esta se propagan hacia el este con velocidades de 10 cm s^{-1} y periodicidades de alrededor de 4 años (Jacobs & Mitchell, 1996). La ACW se caracteriza por un patrón espacial de número de onda 2, es decir con dos longitudes de onda en su recorrido alrededor de la Antártica, con anomalías que viajan hacia el este.

White (2001), realiza un análisis de funciones ortogonales empíricas compleja para las anomalías de temperatura superficial del mar y presión atmosférica a nivel del mar sobre el océano austral durante el periodo 1982 y 2001. Uno de los modos estacionarios observados ha sido asociado con la oscilación antártica, la cual es una manifestación local del modo anular del hemisferio sur (“Southern Annular Mode”, SAM) y al igual que su contraparte del hemisferio norte, la oscilación ártica, corresponde a una oscilación en el campo de presión o altura geopotencial y el índice asociado a esta actividad atmosférica corresponde a la diferencia del promedio zonal del campo de presión entre los 40°S y 65°S (Gong & Wang, 1999). Esta oscilación de carácter atmosférico tiene sus centros de acción sobre el polo y sobre un cinturón zonalmente simétrico centrado a los 45°S formando un dipolo meridional cuyo nodo se encuentra a los 65°S con una alternancia en el campo de presión entre la tropósfera superior y la estratósfera inferior.

Las escalas de variabilidad del SAM van desde los periodos estacionales a interanuales con una tendencia encontrada para un periodo de estudio de alrededor de 30 años (Thompson & Wallace, 2000; Thompson *et al.*, 2000). El SAM es un modo de variabilidad climática que afecta la atmósfera, el océano y hielo marino en latitudes altas y medias, y actúa sobre un amplio rango de escalas temporales (Gupta & England, 2006). White (2001), identifica además otros patrones de propagación, cuyas anomalías se desplazan con velocidades similares a la ACW canónica de White & Peterson, además de otros que han sido llamados ACW_1 , ACW_3 y ACW_4 , estos mantienen una propagación zonal al igual que la ACW y el número indica el patrón de número de onda observado. Si bien el fenómeno ha sido estudiado, utilizando distintas variables, periodos de tiempo y metodologías, aún permanece la interrogante de si este fenómeno es producto de una oscilación automantenida en el sistema océano–atmósfera o si bien está remotamente

forzado por el fenómeno de El Niño Oscilación de Sur o algún otro patrón de teleconexión atmosférica.

En un intento de resolver esta pregunta Venegas (2003), realizó un análisis de “Multitaper Method–Singular Value Decomposition” (MTM-SVD) a un conjunto de variables atmosféricas y oceánicas donde aparecen dos señales de similar amplitud, significativas dentro del periodo interanual; un señal con periodicidad de 3,3 años y número de onda 3 y otra con un periodo de 5 años y número de onda 2. Ambas señales se identifican con la ACW_2 y ACW_3 en su estructura temporal y espacial.

El Niño Oscilación del Sur (ENOS), es el principal modo de oscilación del sistema océano–atmósfera en el Pacífico ecuatorial. El ENOS es generado por interacciones entre el océano y la atmósfera, y se manifiesta en las anomalías del campo de presión atmosférica, temperatura superficial del mar y altura del nivel del mar, entre otras variables (Mc Phaden *et al.*, 2006). Un fenómeno similar puede ser observado en el Atlántico ecuatorial, donde la menor extensión del océano hace que la amplitud de la variabilidad sea menor. Mediante un mecanismo de teleconexión atmosférica conocido como la conexión Pacífico-Sudamérica (Karoly, 1989), El ENOS influye en regiones alejadas del ecuador como la península antártica (Harangozo, 2000), produciendo anomalías del campo de presión y los vientos meridionales, lo que modifica el intercambio de calor entre el océano y la atmósfera, esto sin considerar las anomalías producidas en la deriva del hielo marino. También se han observado correlaciones significativas entre el SAM, el ENOS, las anomalías de la extensión de la cobertura de hielo antártico y la temperatura superficial, en la región del Pacífico sur central y oeste del mar de Weddell (Liu *et al.*, 2004).

Tanto la ACW , el SAM y el ENOS corresponden a modos de variabilidad que abarcan áreas geográficas extensas y periodos que van desde lo interanual a lo interdecadal y lo más probable es que influyan en los mecanismos de formación de las masas de agua y posición de los frentes oceánicos.

En este trabajo se plantea que las fluctuaciones del hielo marino y los patrones de teleconexión atmosférica dominan la variabilidad del frente superficial SBACC, en las cercanías de las islas Shetland del Sur. Para demostrar esto, se utilizaron perfiles de temperatura y salinidad obtenidos alrededor de las islas Shetland del Sur, durante los veranos australes en el periodo 1990–2004, datos satelitales de concentración del hielo marino y resultados de modelos de asimilación de datos oceánicos. Sobre la base de esa información, se realiza una caracterización oceanográfica de los campos promedios de temperatura, salinidad y densidad, y se determinan las características espaciotemporales de la variabilidad observada en el frente alrededor de las islas Elefante, ubicada al noroeste de la península antártica. Finalmente se establece un marco conceptual sobre los mecanismos que dominan la variabilidad de los frentes en las cercanías de las islas Shetland de Sur.

OBJETIVOS

OBJETIVO GENERAL

Realizar una caracterización oceanográfica de los campos promedios de temperatura, salinidad y densidad, y determinar las características espaciotemporales asociadas a la variabilidad del frente del Límite Sur de la Corriente Circumpolar Antártica (“South Boundary Antarctic Circumpolar Current”, SBACC) alrededor de la isla Elefante, en el borde noroeste de península antártica.

OBJETIVOS ESPECIFICOS

- Determinar el principal modo de variabilidad espaciotemporal de la temperatura, salinidad y densidad potencial, en la capa superficial de la región ubicada alrededor de las islas Shetland del Sur, al noroeste de la península antártica.
- Determinar los patrones de propagación de las anomalías de la temperatura, salinidad y concentración de hielo, que afectan y modulan la variabilidad del frente superficial observado en las cercanías de la península antártica.

HIPÓTESIS

La posición e intensidad del frente superficial asociado al límite sur de la corriente circumpolar antártica (“Southern Boundary Antarctic Circumpolar Current”, SBACC), en las cercanías de las islas Shetland de Sur, está asociado a la variabilidad de gran escala vinculada con El Niño Oscilación del Sur (“El Niño South Oscillation”, ENSO), y al Modo Anular del Hemisferio Sur (“Southern Anular Mode”, SAM).

MATERIALES Y MÉTODOS

ZONA DE ESTUDIO

El arco de las islas Shetland del Sur, ubicado al noroeste de la península antártica, se muestran en la figura 1. La batimetría de la región muestra que el talud continental se encuentra paralelo al arco de islas, con pendientes del orden de $60\text{--}70\text{ m km}^{-1}$, similares a las observadas en el talud continental del norte de Chile. Al noroeste de la isla Elefante, en $60^{\circ}\text{S}\text{--}58^{\circ}\text{W}$, se observa una montaña submarina con profundidades superiores a los 1.000m, la cual se encuentra alineada de manera casi perpendicular al talud, que lleva por nombre “fractura de Shackleton”. Al suroeste de la fractura se ubica la cuenca mas profunda de la región ($>5.000\text{m}$), y la dirección del SACCF cambia abruptamente hacia el norte, el SBACC sin embargo, no se ve afectado significativamente.

Entre al arco de islas y la península antártica se encuentra el estrecho de Bransfield, el cual posee una cuenca con profundidades superiores a los 2.000 m. En esta región se forman aguas ricas en nutrientes, aisladas parcialmente de la influencia de la CCA. El SBACC marca la posición mas austral de la ACP, que en la región de estudio coincide con el talud continental el cual aísla parcialmente la cuenca del Bransfield de los afectos de la CCA.

CRUCEROS AMLR

Los datos in-situ corresponden a perfiles de temperatura y salinidad obtenidos mediante CTD en las cercanías de las Islas Shetland del Sur ($64^{\circ}\text{--}53^{\circ}\text{W}$ y $64^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{S}$), durante cada verano austral del periodo 1990–2004 (meses de enero y febrero) en el marco del “NOAA U.S. Antarctic Marine Living Resources Research Program” (AMLR). Los perfiles de CTD abarcaron la columna de agua comprendida entre la superficie y los 750m de profundidad con datos cada 1m, los que fueron procesados de acuerdo al procedimiento sugerido en el manual del fabricante, eliminando los datos fuera de rango. Mediante interpolación lineal, los perfiles se llevaron a una malla común a todos los cruceros, con datos cada 5 metros entre 0 y 750m, y una resolución $0,25^{\circ}\times 0,1^{\circ}$ en la región $64^{\circ}\text{--}53^{\circ}\text{W}/64^{\circ}\text{--}60^{\circ}\text{S}$. Los promedios de temperatura, salinidad y densidad en la región de estudio, se calcularon considerando las estaciones de CTD con a lo menos 5 datos en cada serie de tiempo. La densidad potencial se obtuvo mediante la ecuación de estado que la relaciona con la temperatura y la salinidad del CTD (Gill, 1982)

REANÁLISIS OCEÁNICO SIMPLE OCEAN DATA ASSIMILATIONS

Promedios mensuales obtenidos del reanálisis del oceánico “Simple Ocean Data Assimilations” (SODA v.1.4.2), el cual utiliza los datos de reanálisis de viento del

“European Centre for Medium-Range Weather Forecasts” en el período 1958–2001. El modelo físico está basado en el “Parallel Ocean Program” el cual tiene una resolución media de $0,25^{\circ} \times 0,4^{\circ} \times 40$ -niveles y las observaciones incluyen prácticamente todos los perfiles hidrográficos disponibles, datos de estaciones oceánicas, series de tiempo de temperatura y salinidad las cuales han sido obtenidas de anclajes, observaciones superficiales de salinidad y temperatura, y datos de temperatura superficial del mar obtenida de satélites infrarrojos nocturnos. Las salidas son promedios mensuales interpolados en una malla uniforme de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ} \times 40$ -niveles. El reanálisis entrega 3 tipos de variables, aquellas que están limitadas a las observaciones, otras parcialmente restringidas por las relaciones dinámicas de las variables observadas y finalmente otras poco restringidas como la velocidad de divergencia horizontal (Carton *et al.*, 2005).

Del conjunto de datos disponible en SODA, solo se consideraron las variables de temperatura y salinidad, en la región comprendida entre 150°E – 60°E recorrida en sentido horario y desde los 55°S hacia el polo en el nivel más cercano a la superficie, ubicado a 5m de profundidad. A estos datos se les disminuyó la resolución espacial de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ mediante un promedio simple.

INFORMACIÓN SATELITAL

Se utilizaron datos satelitales de altimetría y concentración de hielo marino, para la región comprendida entre 50°S y el continente Antártico y desde 150°E a 60°E , la cual contiene la zona muestreada por de los cruceros AMLR.

Los datos de altimetría utilizados corresponden a la región ubicada entre los 60° – 64°S y 54° - 64°W , los cuales tienen una resolución espacial de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$, obtenidos en el periodo 1991–2004, con una resolución semanal.

Para el análisis de la concentración de hielo marino (Sea Ice Concentration; SIC), se utilizaron promedios mensuales en el periodo 1978–2006, los cuales han sido derivados de una combinación de información obtenida de los satélites pasivos de microondas “Nimbus 7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer” (SMMR) y el “Special Sensor Microwave/Imagen” (SSM/I). Estos datos comienzan con el lanzamiento del Nimbus 7 en 1978 y continúan con los datos del SSM/I que comenzó a operar en 1987 (Cavalieri *et al.*, 1999). Los datos han sido procesados y distribuidos por el “EOS Distributed Active Archive Center” (DAAC) y el “National Snow and Ice Data Center” (NSIDC), la resolución espacial es de $25 \times 25 \text{ km}^2$ y sus valores representan el porcentaje de la celda cubierta con hielo, con un rango que fluctúa entre 0 para una celda vacía y 1 para la celda cubierta por completo. A los datos se les bajó la resolución a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ mediante un promedio simple.

MÉTODOS ESTADÍSTICOS

Para el estudio de los patrones espaciales y temporales se emplearon dos métodos estadísticos diferentes: 1) Funciones Ortogonales Empíricas (“Empirical Orthogonal Function”, EOF) y 2) Método de Multitaper – Descomposición del Valor Singular (“Multitaper Method–Singular Value Decomposition, MTM-SVD). Ambos son métodos matriciales y la información tuvo que ordenarse concatenando las posiciones de cada serie de tiempo, obtenidas para cada elemento de la malla común, en una sola columna y luego estas en una matriz rectangular de la forma:

$$\mathbf{X} = \begin{pmatrix} x_{11} & \cdots & x_{1i} & \cdots & x_{1p} \\ x_{21} & \cdots & x_{2i} & \cdots & x_{2p} \\ \vdots & \ddots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & \cdots & x_{ni} & \cdots & x_{np} \end{pmatrix}$$

i-esima serie de tiempo

posición →

↓ tiempo

La matriz tiene dimensiones $n \times p$, donde p es el número de posiciones y n el largo de la serie de tiempo. Para el método MTM-SVD, las series deben estar espaciadas en forma regular en los intervalos de tiempo, no así para las EOF.

Para comparar los campos asociados a cada variable las series de tiempo fueron normalizadas, quitándoles su valor medio temporal y dividiendo por su desviación media típica en cada estación. A las series de concentración de hielo solo se les removi6 la media.

Funciones Ortogonales Empíricas (Empirical Orthogonal Function, EOF)

Si se considera una variable distribuida en el espacio dentro de un periodo determinado, la cual es posible observar en varias posiciones simultáneamente, es posible obtener un campo asociado a la variable en cuestión para cada instante. Mediante una combinación lineal de todos los campos obtenidos, es posible reconstruir la variable observada originalmente en un instante cualquiera, y en este sentido cada campo es linealmente independiente. La variable observada en un determinado instante, puede ser obtenida mediante la siguiente combinación lineal:

$$F_j(\vec{x}) = \sum_{i=1}^n c_i F_{ij}$$

Donde los coeficientes c_i corresponden a n coeficientes, cada uno definido para un instante en particular, y F_{ij} el campo en un instante (denotado por i) y una posición (denotado por j). En el caso trivial, el vector $\mathbf{C}$, con coeficientes c_i puede ser considerado como

$$C = [0 \ 0 \ 0 \ \dots \ 0 \ 1 \ 0 \ \dots \ 0]$$

Donde el único valor no nulo corresponde al i-ésimo elemento, con lo que se recupera la variable original observada.

El método de EOF tiene como objetivo encontrar un nuevo set de campos obtenidos a partir de una combinación lineal de las variables originales, donde el nuevo set tiene la ventaja de concentrar la mayor parte de la varianza observada en unos cuantos modos estadísticos. A priori los modos estadísticos no tienen relación alguna con patrones físicos de variabilidad observables, sin embargo, en muchos casos estos modos sí representan la variabilidad asociada a un mecanismo físico, ya sea total o parcialmente.

Este método permite ordenar la información en patrones espaciales y temporales, encontrando las escalas involucradas en la variabilidad de los campos. Matemáticamente el problema es resolver la siguiente ecuación de autovalores

$$R \times E = E \times \Lambda$$

$$R = F \times F^T$$

Donde

$$\Lambda = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_n \end{pmatrix}$$

R es la matriz de covarianza entre las diferentes posiciones calculada con la matriz de anomalías y tiene dimensión $n \times n$ y Λ es una matriz diagonal con autovalores. Los autovalores entregan el porcentaje de varianza explicada por cada modo. Es común ordenar estos autovalores en forma decreciente ($\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_n$), de manera que el primer modo sea el más importante en términos estadísticos.

Debido a que la información es discreta, existe un grado de dispersión asociado a cada variable, y es posible determinar el error de muestreo para cada modo. Este error se conoce como regla de North e indica cuando los modos son estadísticamente independientes. La regla de North está determinada por

$$\Delta\lambda_i = \lambda_i \sqrt{\frac{2}{N}}$$

Donde N es el número total de modos (North *et al* 1982).

La i-ésima componente principal del análisis de EOF entrega la evolución temporal para el modo en cuestión, por lo que también se le conoce como modo temporal, y la matriz que contiene esa información es:

$$\mathbf{E} = \begin{pmatrix} E_1^1 & E_1^2 & \cdots & E_1^M \\ E_2^1 & E_2^2 & \cdots & E_2^M \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ E_M^1 & E_M^2 & \cdots & E_M^M \end{pmatrix}$$

$\downarrow \quad \downarrow \quad \downarrow$
 $E^1 \quad E^2 \quad E^M \leftarrow \text{Autovectores}$

Cuyas columnas corresponden a la i-ésima componente principal.

El patrón espacial se construyó mediante una proyección de la componente principal sobre la matriz de anomalías.

$$A = E^T \times F$$

Para obtener un solo modo, se consideró solo la componente principal asociada a ese modo.

$$A_i = E_i^T \times F$$

La información acerca de la variación temporal, espacial y la varianza asociada con los modos empíricos está contenida en las matrices $\mathbf{E}$, $\mathbf{A}$ y $\mathbf{\Lambda}$

Calculando la correlación entre la componente principal del modo analizado y las series de tiempo en cada posición, es posible obtener mapas de correlación y significancia estadística asociado a cada modo. Con esta información se puede determinar el impacto del modo en el dominio espacial y como es la fase de la señal temporal entre las estaciones.

Multitaper – Descomposición del Valor Singular

El MTM-SVD, es una técnica de detección de señales multivariadas desarrollada por Mann y Park (1999) el cual permite encontrar oscilaciones estadísticamente significativas, cuya señal se encuentra correlacionada en forma significativa, dentro de un gran número de series de tiempo simultáneamente obtenidas en un campo espacial y dentro de un ancho de banda particular. Este método combina dos técnicas desarrolladas de manera independiente; el método de multitaper (Multitaper Method, MTM), y la descomposición del valor singular (Singular Value Decomposition, SVD).

El MTM multiplica las series de tiempo original por un set de ventanas ortogonales o “slepian taper's”, los cuales tiene la propiedad de tener amplitudes decrecientes hacia los bordes. Esto permite evitar incluir frecuencias ficticias producidas por la discontinuidad de las series de tiempo en los bordes (fenómeno de Gibbs), y de esta manera estimar de manera más eficiente los espectros. Con cada taper se obtienen un número de espectros de potencia independientes entre sí, los cuales se agrupan en la matriz $Y_k^p(f)$, donde p es el

número de series de tiempo (posiciones) y k el número de tapers. El espectro resultante mantiene un óptimo balance entre la resolución espectral y la varianza del espectro.

Con esta información es posible construir la matriz

$$\mathbf{A}(f) = \begin{pmatrix} Y_1^1(f) & Y_2^1(f) & \cdots & Y_k^1(f) \\ Y_1^2(f) & Y_2^2(f) & \cdots & Y_k^2(f) \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ Y_1^n(f) & Y_2^n(f) & \cdots & Y_k^n(f) \end{pmatrix}$$

Para cada frecuencia se obtiene una matriz similar, esta es descompuesta en sus valores singulares utilizando el método SVD. El primer valor singular de la descomposición es proporcional a la varianza para la señal más significativa encontrada dentro de un ancho de banda centrado en la frecuencia f_i .

Un espectro de varianza fraccional local (local frequency variance, LFV) se construyó graficando el porcentaje de varianza explicado por el primer modo para cada frecuencia, con los respectivos niveles de significancia estadística los cuales se encuentran utilizando el un test de Montecarlo. Las escalas de variabilidad dominantes se presentan como máximos que superan cierto nivel de significancia en el espectro de LFV.

La banda de frecuencia que es posible analizar con el método de MTM-SVD corresponde a las frecuencias menores que la mitad de la frecuencia de muestro (frecuencia de Nyquist, f_n) y frecuencias mayores que el doble de la frecuencia fundamental (f_0).

El primer modo espacial y espectral de las funciones ortogonales empíricas del SVD se utiliza para reconstruir el patrón de la anomalía espacial y la evolución temporal, asociadas a las bandas de frecuencia significativas. La resolución espectral queda determinada por los límites $\pm 1/N\Delta t$ y $\pm p/N\Delta t$, donde $\Delta t=1/12$ (años) y $p=2$, que están determinados por el largo de la serie.

El método permite separar las oscilaciones estadísticamente significativas que son comunes a todas las estaciones, sin embargo no permite determinar si tales oscilaciones ocurren simultáneamente (Venegas & Drinkwater, 2001). Por ejemplo, si un campo presenta cierta variabilidad es estacional, cuyas características espaciales son diferentes para verano e invierno, con el método MTM-SVD ambos patrones aparecerán dentro de la banda de frecuencia estacional, sin embargo el patrón espacial puede combinar características de verano e invierno. Esto es muy útil cuando los campos tienen fuertes diferencias entre una estación y otra, ya que el ciclo reconstruido va a asociar características espaciales de una manera continua en el tiempo, como por ejemplo en el patrón de hielo el cual tiene un cambio espacial notable entre verano e invierno pero las anomalías se propagan de manera continua en el tiempo.

RESULTADOS

MASAS DE AGUA

El análisis de los diagramas temperatura-salinidad de las estaciones oceanográfica del crucero AMLR, revelaron la presencia de 5 masas de agua en la región de estudio, estas correspondieron a: Agua Superficial Antártica (ASAA), Agua Invernal (AI), Agua Circumpolar Profunda Superior (ACPS), Agua Circumpolar Profunda Inferior (ACPI) y Agua Antártica Profunda (AAP). La distribución de las masas de agua, junto con algunas estaciones donde fueron registradas se presentan en la figura 2. El frente SBACC se definió como la extensión más austral del agua circumpolar profunda superior (Orsi 1995).

La distribución vertical de la temperatura presentó valores mínimos alrededor de los 100–150m (Fig. 2), lo que se observó en todos los cruceros, esta masa de agua subsuperficial corresponde a la masa de agua invernal, la cual adquiere sus propiedades características durante el invierno austral, cuando los intensos vientos de la región mezclan el agua superficial formando, llevando calor desde el océano hacia la atmósfera y llegando a temperaturas menores que el punto de congelación. En estas condiciones se forma una delgada capa de hielo y un consecuente aumento en la salinidad, que a su vez provoca un movimiento convectivo que enfría la capa superficial hasta unos 100–200 m. Durante la primavera y verano, se forma el ASAA en superficie, debido a la mayor insolación y el mínimo invernal se mantiene en forma remanente en la capa subsuperficial (Silva, 1977; Brandon *et al* 2004).

El Agua Circumpolar Profunda Superior (ACPS) se encontró bajo el AI, y su núcleo tuvo un máximo subsuperficial en temperatura, dentro del rango 1,5–2,5°C (Fig. 2), disminuyendo hacia altas latitudes, donde se desplaza hacia la superficie desapareciendo al sur de los 61°S (Fig. 3a).

Al seguir incrementando la profundidad en la columna de agua la temperatura comenzó a disminuir, la salinidad sin embargo, continuó en aumento hasta llegar a un máximo local que marcó el núcleo del Agua Circumpolar Profunda Inferior (ACPI), aquí el rango de salinidad se mantuvo en el rango 34,71–34,73 PSU y la temperatura entre 1,2 y 1,6°C (Fig. 2).

La distribución horizontal de la temperatura, salinidad y densidad en el nivel de 20m de profundidad, y en una sección longitudinal ubicada en los 56°W, en una posición intermedia entre la isla Elefante y la isla Rey Jorge se presenta en la figura 3.

Hacia el arco de islas de la península antártica, al sur de la CCA, la temperatura de las aguas superficiales fueron cercanas a 1,3°C y la salinidad se encontró en el rango 33,9–34,2 PSU (Figs. 3a y 3b). En la región superficial del Bransfield, las temperaturas decrecieron desde 1,5 a 0°C con un rango de salinidad de 34–34,25 PSU. En la región más profunda del Bransfield, bajo los 500m, las temperaturas llegaron a valores menores que -1°C y los valores de salinidad son de 34,5 PSU (Figs. 3d y 3e).

De acuerdo a Orsi *et al.*, (1995), el frente superficial SBACC fue identificado como la extensión mas austral del ACPS, y en superficie este frente se encuentra asociado a la isohalina de 34 PSU y la isoterma de 1,5°C, los cuales corresponden a la isopícnica de 27,2 σ_{θ} .

La temperatura potencial (Fig. 3a) presentó valores que fluctuaron entre -0,25° y 2°C. Los valores mínimos se encontraron en el estrecho de Bransfield y mar de Weddell, donde la temperatura se distribuyó en bandas paralelas al talud continental, en forma similar a lo observado en salinidad. Se identificaron dos frentes en la capa superficial, uno sobre el talud continental (0,01 °C km⁻¹) al noroeste de la isla Elefante, y otro mas intenso (0,02 °C km⁻¹) sobre el estrecho de Bransfield. La salinidad (Fig. 3b), fluctuó entre 33,7–34,4 PSU en bandas paralelas al talud continental, donde los valores máximos se encuentran hacia el estrecho de Bransfield y mar de Weddell, mientras que los valores mínimos se encuentran hacia el paso Drake, al noroeste de la isla Elefante se observan gradientes del orden de 0,004 PSU km⁻¹. Debido a las bajas temperaturas de las regiones polares, la densidad en la zona de estudio se encontró con una distribución horizontal similar a la salinidad (Fig. 3c), conservando la estructura de bandas paralelas al talud, al norte del arco de islas. En general, las características medias de la capa superficial y la presencia de gradientes horizontales o frentes de temperatura y salinidad identifican el frente SBACC, el que separó la ASAA y Agua Superficial del Weddell.

La figura 3d presenta la distribución vertical de temperatura potencial, donde se observaron valores máximos en superficie, los cuales superaron los 2,25°C al norte de los 60,5°S. Al norte del talud continental se observó una estructura de 3 capas, con una capa intermedia cuyos valores fueron menores a 0,5°C, alrededor de los 100 m, donde las isotermas mostraron un mínimo en la distribución vertical que correspondería al remanente del mínimo invernal en esa zona producida por el enfriamiento superficial. Hacia el norte del talud continental, el AI se ubicó entre los 50–150m aproximadamente, separando la columna de agua. En la capa superficial el agua fue más cálida (> 1°C) asociada al ASAA, y en la capa más profunda el agua también fue más cálida (> 1,75°C) asociada al ACPS, lo que generó una columna de agua altamente estratificada. Bajo los 200 m, el talud continental contribuye a la separación del ACP del agua profunda presente en el estrecho de Bransfield, y mostró un núcleo cálido entre los 200 y 700 m. En la cuenca del Bransfield, bajo los 400m, se observaron valores menores que -0,75°C.

En la estructura vertical de salinidad, se observó la presencia de una haloclina entre los 100 y 200 m, la que separó la capa superficial de la capa más profunda (Fig. 3e). Al norte del talud esta haloclina es más intensa con valores de 4×10^{-3} PSU m⁻¹, y se fue debilitando hacia el sur. Bajo los 300m se observó la intrusión de ACPS con valores mayores que 34,6 PSU. En la capa superficial se observó el gradiente horizontal asociado al frente SBACC, separando aguas menos salinas del norte (<33,9 PSU), de las más salinas ubicadas en la superficie del estrecho de Bransfield (>34,1 PSU). En la cuenca del Bransfield, bajo los 350 m, la salinidad se mantuvo homogénea con valores alrededor de 34,5 PSU.

La estructura vertical en densidad mostró el aspecto típico de la zona austral con mayores valores y las isopícnas inclinadas en forma positiva hacia el polo (Fig. 3f), lo cual indica un flujo de las masas de aguas superficiales de altas latitudes hacia capas más profundas en latitudes menores. Los valores máximos (>27.75 sigma-t) fueron encontrados en la zona profunda del Bransfield, disminuyendo hacia la superficie y hacia el norte, llegando a valores menores que 27 sigma-t en superficie, al norte del talud continental. Además en la sección de densidad fue posible distinguir la estructura frontal correspondiente al SBACC identificada por la isopícnica de 27.2 sigma-t, la que se ubicó al norte del talud, sobre los 60m.

FUNCIONES ORTOGONALES EMPÍRICAS

De acuerdo a las características de la distribución vertical de la temperatura potencial, para efectuar el análisis EOF la columna de agua fue dividida en 3 capas: una capa superficial (10–60m), una intermedia (60–150m) y una profunda (150–750m), para eliminar el ruido producido al incluir datos de los meses de enero y febrero en series de tiempo anuales (lo que equivale a considerar series de tiempo mensuales con brechas de 10 meses), se construyeron series de tiempo considerando solo el mes de enero o febrero por separado, duplicando la información de los años 1997 y 2000, cuando fue posible realizar solo un crucero anual.

En la tabla 1, se puede observar una disminución en los porcentajes de varianza explicada al comparar las series que incluyen solo el mes de enero con las series “completas” las que incluyen los meses de enero y febrero. Esto se presentó en todas las profundidades, con la única excepción de la capa intermedia en la salinidad. Resultados similares se observaron para el mes de febrero.

Tabla 1: Varianza Explicada para el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas

	Profundidad	% Total	% Enero	% Febrero
Temperatura potencial	1-60 m	47,1	50,6 (3,5)	51,4 (4,3)
	60-150 m	29,5	32,9 (3,4)	21,1 (-8,4)
	150-750 m	33,3	42,2 (8,9)	25,9 (-7,4)
Salinidad	1-60 m	47,5	50,0 (2,5)	43,9 (-3,6)
	60-150 m	42,3	41,3 (-1,0)	43,5 (1,2)
	150-750 m	25,4	28,8 (3,4)	30,3 (4,9)
Sigma- θ	1-60 m	47,9	51,2 (3,3)	46,6 (-1,3)
	60-150 m	41,4	44,7 (3,3)	39,6 (-1,8)
	150-750 m	33,5	42,1 (8,6)	25,7 (-7,8)

Porcentaje de varianza para el primer modo del análisis de EOF en las diferentes capas para cada variable. Las columnas muestran el porcentaje de varianza del primer modo para las series completas y para los meses de enero y febrero por separado. El valor entre paréntesis indica la diferencia del mes respecto del valor de las series completas.

En la figura 4 se muestran los valores de los porcentajes de varianza explicada para el análisis de EOF, donde utilizando el criterio de la regla de North, fue posible observar que el principal modo de variabilidad de la capa superior e inferior es independiente de los demás, lo cual no se observó en la capa intermedia. La varianza explicada por el primer

modo fue superior al 50% para todas las variables de la capa superficial (Fig. 4a). En la capa profunda, la varianza fue de 51,7% para la densidad, 47,4% para la temperatura y un 37,7% para la salinidad (Fig. 4b).

Patrón Temporal

La primera componente principal de la temperatura en la capa superficial, mostró una tendencia negativa entre los años 1990–1997, con valores extremos de -0,53 durante los años 1997 y 2000, y una tendencia positiva durante el periodo 1997–2004. Se observan mínimos locales cada 3–5 años, siendo más rápidas las fluctuaciones después de 1997. En salinidad, se observó una tendencia negativa hasta el año 1995, con un máximo de 0,53 durante el año 1991 y una tendencia positiva entre 1995 y 2004, definiendo entre ambas tendencias una fluctuación de tipo decadal, con fuertes fluctuaciones interanuales hasta 1995, y mínimas a partir de ese año en adelante. La densidad potencial, presentó un máximo y dos mínimos durante los años 1992, 1995 y 1997 respectivamente, lo cual coincide con eventos extremos en temperatura o salinidad. La tendencia negativa se mantiene hasta 1997 y luego cambia hasta el final del periodo en forma similar a la temperatura (Fig. 5a).

En la capa profunda las componentes principales mostraron una variabilidad interanual en todo el periodo, con oscilaciones de 3–6 años. La temperatura y salinidad oscilaron en fase, con significativas correlaciones durante todo el periodo (tabla 2). La densidad oscila en fase opuesta con la salinidad hasta el año 1999, luego las tres señales parecen seguir una tendencia positiva (Fig. 5b).

Para determinar las frecuencias dominantes en la variabilidad de las componentes principales, estas se separaron mediante un filtro de wavelet en tres bandas de frecuencia, cada una reteniendo los periodos de 0–4, 4–10 y 10–15 años. En la banda de alta frecuencia se observó que hasta el año 1996 la salinidad y la densidad se presentaron en fase, con periodos de alrededor de 3 años, después de este año las variaciones de la salinidad se volvieron despreciables. La densidad fluctuó en fase con la temperatura hasta el año 2002, fecha a partir de la cual la densidad comenzó a fluctuar en fase con la salinidad. A partir del año 1996 la amplitud de las fluctuaciones de la temperatura aumentaron al doble de las observadas en el periodo anterior. En la banda interanual, al inicio del registro, las fluctuaciones de la temperatura y la salinidad se encontraron en cuadratura, mientras que entre la salinidad y la densidad se encontraron en fase. Sin embargo, después de 1996 las tres variables fluctuaron en fase, mostrando periodicidades de 5–6 años. En esta banda de frecuencia, la salinidad se encuentra desfasada en 2 a 3 años respecto a la temperatura y en fase con la densidad. En baja frecuencia las señales de salinidad y densidad oscilan en fase, manteniendo un desfase de 3–4 años con la variable de temperatura (Fig. 6).

La tabla 2 muestra la correlación entre las series de tiempo de las componentes principales en los niveles superficial y profundo. En esta se aprecia una alta y significativa correlación entre salinidad y densidad potencial indicando la fuerte asociación lineal entre estas variables. En la capa profunda la asociación entre temperatura y salinidad es la que domina, seguida por salinidad y densidad, en ambos casos los valores de correlación superan el 0,5 con significancias de 95%.

Tabla 2: Correlación entre las componentes principales del primer modo

	Correlación (Significancia estadística)	
	10-60m	150-750m
θ – Salinidad	0,42 (88 %)	0,57 (97 %)
$\theta - \sigma_\theta$	0,37 (82 %)	-0,11 (29 %)
Salinidad – σ_θ	0,66 (99 %)	0,5 (94 %)

Correlación entre las componentes principales de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial, obtenidas en las capas superficial y profunda. El valor de significancia se indica entre paréntesis a continuación del valor de correlación.

Un análisis de correlación cruzada entre las componentes principales de cada variable, mostró un aumento en la correlación para las variables de Temperatura–Salinidad (0,58; 1 año) en la capa superior, y en Temperatura–Densidad (0,64; -1 año) y Salinidad–Densidad (0,66; -1 año) en la capa profunda.

Patrón Espacial

Los mapas de correlación entre la componente principal del análisis de EOF y los campos analizados de las capas superficial (profunda) se presentan en la figura 7. Cada panel presenta la distribución horizontal a 20m (355m), una sección latitudinal y una sección longitudinal. Las anomalías se marcaron cada 0,2 para la temperatura, 0,05 para la salinidad, 0,05 para la densidad potencial, y cada 0,1 para los niveles de correlación.

El mapa de correlación de temperatura superficial, mostró dos núcleos principales, uno positivo ubicado en 61,55°S, 56,75°W a 45m, con valores de correlación mayores que 0,7. Este se encontró en fase con la zona superficial del sector noroeste, coincidiendo las isolíneas de las anomalías con las isotermas promedio (Fig. 3a). La zona norte de la isla Elefante presentó un núcleo positivo de menor intensidad (>0,4). Un núcleo negativo fue observado en 60,95°S–56,75°W a 35m con valores menores que 0,5, el cual se encontró en fase con otro núcleo de amplitud menor (>0,3) al suroeste de la isla Elefante, en 61,45°S–55,5°W a 15m. La zona sur de la región de estudio tuvo una estructura vertical homogénea, mientras que hacia el norte la estructura vertical fue de 2 capas (Fig. 7a).

El mapa de correlación de salinidad, la transecta latitudinal reveló que la estructura vertical fue homogénea separándose de la zona norte, donde fue posible distinguir la estructura frontal tanto en el mapa horizontal como en las transectas verticales. Aquí se observaron dos núcleos con amplitudes mayores que 0,6, los cuales tienen una estructura vertical homogénea, y cuyas máximas amplitudes se observaron a 40m en 56,75°W. Un núcleo de amplitud (>0,3) pero con una distribución vertical similar fue observado al este

del núcleo negativo, en 61,45°S–56,75°W a 40m a 15m de profundidad, el nivel de correlación nula coincide con el SBACC (Fig. 7b).

Los niveles de correlación en densidad mostraron una buena coincidencia espacial con el SBACC, y fue posible observar un núcleo positivo en 60,85°S–56,75°W, con amplitudes mayores que 0,6, el cual mostró una discontinuidad en la estructura vertical alrededor de los 25m, con valores negativos en superficie. Este núcleo formó una sola estructura junto al núcleo ubicado en 61,45°S–55,75°W a 25m con amplitudes mayores que 0,3, el cual fue homogéneo en la columna de agua. Hacia el sur de este núcleo, en 61,5°S, se observó otro núcleo negativo con amplitudes mayores que 0,6 el cual presentó una estructura vertical homogénea (Fig. 7c).

Los niveles de correlación de la capa profunda para la temperatura, muestran dos núcleos ubicados al noroeste y al sureste del talud continental, con amplitudes cercanas a 0,5. La estructura vertical es homogénea en la columna de agua separando claramente la zona norte de la sur. Hacia el noreste de la isla Elefante, se observa un núcleo negativo con valores mayores que 0,7 (Fig. 7d).

En salinidad se distingue claramente la región norte de la sur, con una estructura frontal que abarca toda la columna de agua, alrededor de los 60,75°S y valores mínimos de 0,6 en 61°S–56,5° W y otro núcleo de similar amplitud al noreste de la isla Elefante (Fig 7e).

La densidad muestra claramente una estructura frontal que abarca la columna de agua, separando las regiones noroeste y sureste con valores menores que 0,6 alrededor de la isla (Fig. 7f)

Correlación cruzada de la componente principal versus los índices atmosféricos SOI y SAM

Para el análisis de correlación cruzada entre las componentes principales de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial en la capa superficial, y los índices atmosféricos asociados al índice de la oscilación del sur (“Southern Oscillation Index”, SOI) y al índice del modo anular del hemisferio sur (“Southern Anular Mode”, SAM). No se consideraron los desfases positivos debido a que en la hipótesis se plantea que las fluctuaciones de gran escala, modulan las observaciones de escalas menores y la relación causa-efecto no es al revés.

La tabla 3, muestra los valores de la correlación cruzada entre la primera componente principal y el valor mensual de los índices atmosféricos. El desfase obtenido corresponde al mes donde la correlación entre la señal y el índice fue mayor.

Tabla 3: Correlación cruzada de las componentes principales versus los índices atmosféricos SOI y SAM

	Correlación (Significancia; Desfase)					
	10 – 60 m			150 – 750 m		
	Temperatura	Salinidad	Sigma-t	Temperatura	Salinidad	Sigma-t
Pc1 – SOI	0,67 (99%;-28) -0,54 (96%;-7)	0,77 (99%;-26) -	0,81 (99%; -26) -	0,59 (98%;-26) -0,7 (99%; 1)	0,59 (98,-26) -0,6(99%, 1)	-0,4 (86%; -4) -
Pc1 – SAM	-0,55 (97%; -3) -	-0,63 (99%;-17) -	-0,53 (97%;-17) -0,53 (96%;-3)	-0,78 (99%; -3)	-0,73 (99; -3)	0,54(96%; -5) -

Correlación cruzada entre la primera componente principal en las capas superficial y profunda versus los índices atmosféricos. Los números entre paréntesis muestran el valor de significancia estadística seguido del desfase de la componente principal, en meses contados desde enero de 1990. Los valores corresponden a la máxima correlación encontrada en una ventana de 0 a 36 meses.

*En el texto los valores de correlación cruzada (R) y significancia estadística (P) se indican entre paréntesis (R,P)

Las figuras 8 y 9, muestran la componente principal del primer modo obtenida del análisis de EOF para la capa superficial, y su correlación cruzada con los índices atmosféricos SOI y SAM.

La componente principal de temperatura potencial superficial versus el SOI se obtuvo una alta y significativa correlación (0,67; 99%, ver tabla 3*) con un rezago de -28 meses. Las señales estuvieron en fase durante el periodo completo, registrándose las mayores diferencias en los años 1989 y 1992 (Fig. 8a).

La función de correlación cruzada de temperatura potencial versus en SOI, mostró un máximo local significativo (-0,54; 96%) con un rezago de 7 meses, se observó que las tendencias en ambas señales se mantuvieron hasta en año 1994, mostrando amplitudes mayores que 0.4 antes y después del evento del Niño 97, después del evento la tendencia de ambas señales cambia de signo (Fig. 8b).

Una significativa relación lineal se encontró entre la salinidad y el SOI (0,77; 99%) con un rezago de -26 meses, y las señales en fase durante prácticamente todo el periodo, el evento del Niño 97 no afectó la señal notoriamente (Fig. 8c).

La correlación entre la densidad potencial y el SOI, mostró un rezago de -26 meses, al igual que en salinidad, y una significativa relación lineal entre las señales (0,81; 99%). Se observó una clara oscilación decadal cercana a los 12 años (Fig. 8d).

Para la temperatura superficial respecto del SAM, la asociación lineal es menor (-0,55; 96%), con un rezago de -3 meses. La amplitud de la señal fue 0,2 hasta el año 1996, luego la amplitud de las oscilaciones se duplicó, llegando a valores de 0,8 en el año 2003, manteniéndose ambas señales en fase opuesta desde el año 1996 hasta el final del periodo (Fig 9a).

La salinidad con el SAM no mostró buena relación (Fig. 9b).

La correlación entre el SAM y la densidad mostró una significativa correlación (-0,57; 97%) con un rezago de -17 meses. Desde el año 1992 en adelante la componente principal muestra una fase opuesta respecto del índice (Fig. 9c)

El SAM y la densidad muestra un rezago de -3 meses y significancia alta (-0,53; 95%), se observó que antes del año 1991 y después del 1996, las señales están en fase opuesta, esto fue más evidente al final del periodo cuando la amplitud de la señal del SOI aumenta al doble (Fig. 9d).

Las figuras 10 y 11, muestran la componente principal del primer modo obtenida del análisis de EOF para la capa profunda, y su correlación cruzada con los índices atmosféricos SOI y SAM.

La correlación del SOI y la temperatura fue significativa (0,59; 98%) y con el mismo rezago que en la capa superficial. Tanto la componente principal como la señal del SOI muestran una oscilación decadal, con valores extremos en los años 1988 y 1997 (Fig. 10a).

La salinidad también es significativa (-0,7; 99%) con un rezago de -26 meses y presenta una oscilación cuasidecadal (Fig. 10c).

Tanto en temperatura como salinidad se observa un máximo local con un rezago de +1 mes, este no a sido considerado en el análisis, ya que no cumple con la hipótesis de causalidad planteada (Fig. 10b y 10d). La relación del SOI y la densidad no fue significativa (Fig. 10e).

Para el SAM, la capa profunda muestra correlaciones significativas. Para la temperatura (-0,78; 99%) el rezago es de -3 meses. la amplitud de las señales aumentas después del año 1997 (Fig. 11a).

Para la salinidad (-0,73; 99%) el rezago es el mismo que en temperatura, con amplitudes similares durante todo el periodo, salvo el año 2003 donde son mayores que 0,4 (Fig. 11b).

En densidad (0,54; 96%) el rezago fue de -5 meses y la oscilación muestra una variabilidad interanual (Fig. 11c).

MÉTODO DE MULTITAPER – DESCOMPOSICIÓN EN VALORES SINGULARES

Se realizó un análisis de MTM–SVD a las variables de temperatura y salinidad superficial obtenidas del reanálisis oceánico SODA v.1.4.2 y a la concentración de hielo en el satélite Nimbus9 en gran parte del océano austral, cubriendo desde el oeste del mar de Ross hasta el este del mar de Weddell (Fig. 1, recuadro inferior), con el propósito de extraer los patrones de propagación que mas explican la variabilidad observada. Las bandas de frecuencia presentes en el espectro de potencia para cada variable mostró varias señales significativas, siendo la banda de mayor interés la interanual ubicada entre 2–10 años, la cual se relaciona a lo observado en el análisis de EOF. El patrón espacial muestra la evolución de cada variable en una figura de 8 cuadros, puestos en orden correlativo en el tiempo, contados desde el superior izquierdo hacia la derecha.

Espectro de varianza fraccional local

Para el conjunto de datos SODA y SIC la frecuencia más alta que se pudo resolver corresponde a 6 ciclos/año (2 meses), mientras que la más baja fue, para el SODA de 0,046 ciclos/año (22 años), y para el SIC fue de 0,071 ciclos/año (14 años). De esta forma la información utilizada permitió distinguir y separar las fluctuaciones interanuales y decadales. La banda de frecuencias que mayor interés tiene en este trabajo, corresponde a 0,1–0,5 ciclos/año aproximadamente (10–2 años), la cual ya fue observada en el análisis de EOF.

El espectro de varianza fraccional local (Local Frequencies Variance, LFV) permitió identificar las bandas de frecuencia que aportan más a la varianza total observada. Esto permite discriminar cuales de estos máximos fueron significativos y como evolucionó el patrón espacial asociado a determinada frecuencia (Venegas & Drinkwater, 2001).

En el espectro de LFV de la temperatura fue posible distinguir 2 bandas de frecuencias, con porcentajes de significancia estadística superiores al 95%, cuyos periodos corresponden a 4,26 y 10,66 años, una tercera banda con una significancia del 90% con periodo de 3,41 años y una cuarta banda con valores cercanos al 90% con periodo de 2,58 años. (Fig. 12a)

La salinidad presentó tres máximos en la banda de interés (Fig. 12b), con valores de significancia mayores que el 99% para una banda que no pudo ser distinguida de una tendencia, uno sobre el 99% con 2 máximos de periodos de 14,22 y 21,32 años y otro cercano al 95% con un periodo de 2,19 años, debido a que los periodos de interés se encontraron limitados, a lo observado en el comportamiento temporal del primer modo del análisis de EOF, solo el periodo cuasidecadal de 14,22 años fue analizado.

La concentración de hielo mostró varios máximos con valores significativos, sobre el 99% de confianza, se encontraron bandas asociadas a los periodos de 2,84, 3,87 y 8,53

años. Se observaron otras bandas significativas con periodos menores a 2 años, además de una tendencia, los cuales no fueron analizadas en este estudio considerando las escalas temporales involucradas en los resultados del análisis EOF para los cruceros AMLR (Fig. 12c).

Patrón espacial de temperatura superficial

El patrón espacial de la temperatura superficial del mar para un periodo de 2,58 años se presenta en la figura 13a. En el cuadro 2 se observó que una anomalía positiva proveniente del atlántico sur occidental, la cual se propagó hacia el este por la costa y por la zona norte del mar de Weddell, alrededor de los 60°S, desapareciendo hacia el este. En el cuadro 3 se observó una anomalía positiva aparecer al oeste del mar de Ross, la cual se propagó por la zona oceánica y costera hacia el Pacífico sur oriental. Aparentemente ambas anomalías tuvieron orígenes diferentes pero convergieron en la zona de la península antártica.

El patrón espacial de la temperatura superficial del mar para un periodo de 3,41 años se presenta en la figura 13b. Una anomalía positiva se presentó al noroeste del mar de Ross, con un núcleo entre los 50° y 60°S, se desplazó al este por la zona oceánica. Al llegar al mar de Bellinhausen, esta se extendió hasta la zona costera y continuó así hasta llegar al paso Drake. La señal se intensificó antes y después de cruzar el Drake (cuadros 3 y 8). En el cuadro 4 se presentó una anomalía positiva la cual viajó hacia el oeste, encontrándose con la anomalía anterior alrededor de los 30°E, donde nuevamente aumentó la amplitud. Parte de esta anomalía continuó hacia el este, mientras que otra parte se desplazó hacia el norte.

El patrón espacial de la temperatura superficial del mar para un periodo de 4,26 años se presenta en la figura 13c. En el cuadro 5, al noroeste del mar de Ross, apareció una anomalía positiva que viajó hacia el este por la zona oceánica alrededor de los 50°S, hasta llegar al Pacífico Sur Oriental. Alrededor de los 120°W se juntó con la anomalía que apareció en la zona costera del mar de Ross en el cuadro 7 alcanzando su máxima extensión y cubriendo desde la zona costera del mar de Ross hasta el paso Drake. Casi de manera simultánea a la aparición de la anomalía costera en el mar de Ross, apareció otra anomalía positiva en la zona costera al este del mar de Weddell, la cual comenzó a aumentar en amplitud y extensión desplazándose hacia la península antártica por la costa. En el cuadro 4, las anomalías provenientes del mar de Ross y Weddell convergieron en la zona de estudio del AMLR y continuaron viajando hacia el este como una sola anomalía.

El patrón espacial de la temperatura superficial del mar para un periodo de 10,66 años se presenta en la figura 13d. En esta frecuencia, el patrón espacial difiere de los anteriores ya que mostró un comportamiento cuasiestacionario, con un núcleo en 150°W–60°S, el cual se comenzó a formar con la anomalía que apareció en el cuadro 7, al norte del mar de Ross, desde el Pacífico Sur Occidental, posteriormente su amplitud y extensión

decreció, y el remanente se propagó atravesando el Drake. En el cuadro 7, en la zona oeste del mar de Weddell, es posible observar un núcleo cálido costero, cercano a los 0° de longitud, el cual apareció en la zona oceánica y se fue expandiendo hasta cubrir casi completamente la cuenca del Weddell. Siguiendo el desarrollo de ambos núcleos, fue posible observar que en la zona de la península antártica que los remanentes de ambos núcleos se manifiestan como anomalías de polaridad opuesta, las cuales convergen en la zona del AMLR. Esto se hace evidente en particular en los cuadros 1 y 5

Patrón espacial de salinidad superficial

El patrón espacial de la salinidad superficial del mar para un periodo de 14,22 años se presenta en la figura 14a. La salinidad cuasidecadal mostró un patrón estacionario con dos núcleos, el principal ubicado en la zona del mar de Ross y oeste del mar de Amundsen, con una extensión que va desde los 170°E hacia el este y de los 55°S hasta la costa y con anomalías sobre los 1,05 como se observó en el cuadro 6 donde la anomalía positiva tuvo mayor amplitud, el segundo núcleo se ubico en la zona del mar de Weddell, al este de la península antártica, con valores que superan los 0,7 en el cuadro 4. Aunque ambos núcleos tuvieron un carácter estacionario, una débil propagación puede ser observada entre los cuadros 5 al 8, donde parte de la anomalía proveniente del mar de Ross, converge hacia el Atlántico sur.

Patrón espacial de concentración de hielo marino

El patrón espacial de la concentración de hielo marino para un periodo de 2,84 años se presenta en la figura 15a. Este ciclo mostró un patrón de propagación hacia el este con uno de sus máximos centrado entre el mar de Ross y Amundsen y el otro al este de la península antártica en el mar de Weddell, los cuales estuvieron en fase opuesta (cuadros 2–3 ó 5–6). La anomalía Ross-Amundsen se originó en la zona costera del mar de Ross y se desplaza por el borde oriental de la península antártica, al llegar a la península antártica, esta señal se amplificó y formó un núcleo que alcanzo la mayor extensión y amplitud en el cuadro 3, mientras que una parte de la misma continuó viajando hacia el este. En el cuadro 4 es posible observar como esta perturbación llegó hacia la costa y se desplazó hacia el oeste llegando hasta la península, juntándose con la perturbación Ross-Amundsen.

El patrón espacial de la concentración de hielo marino para un periodo de 3.87 años se presenta en la figura 15b. En el cuadro 6 se observó la anomalía positiva que apareció al oeste del mar de Ross, se propagó por el límite de hielo invernal y disminuyó en intensidad y extensión al llegar al oeste del mar de Amundsen. En esa zona comenzó a aumentar su extensión y amplitud, abarcando casi la totalidad del mar de Amundsen, Bellingshausen y el oeste de la península antártica. Entre los cuadros 4–8 la anomalía cruza por la zona de estudio y continuó viajando hacia el oeste por el límite de hielo invernal. En el cuadro 3 la anomalía positiva que se encontró al este del mar de Weddell se desplazó hacia la costa y comenzó una propagación costera hacia el este, llegando a la zona de Coats Land y luego se desplazó hacia la península, llegando al mismo tiempo que la anomalía proveniente del mar de Ross descrita anteriormente. Las anomalías positivas y negativas de en la zona oeste de

la península antártica se propagaron principalmente hacia el este, coincidiendo con la posición de la corriente circumpolar antártica, mientras que en la zona este de la península se formó un giro ciclónico que coincidió con la circulación regional.

El patrón espacial de la concentración de hielo marino para un periodo de 8,53 años se presenta en la figura 15c. El patrón cuasidecadal también mostró una propagación hacia el este, con máximos centrados al noroeste del mar de Ross y en oeste del mar de Weddell. Al igual que en las otras frecuencias se observó una propagación hacia el este en la zona Ross-Amundsen y una circulación ciclónica en el Weddell. En general los patrones espaciales fueron similares en extensión, sin embargo, en la banda de frecuencias interanual la señal se vio fuertemente amplificada al pasar por la zona de estudio, mientras que para la banda cuasidecadal, esta se debilitó en la misma zona.

Diagrama de Hovmöller

Para determinar la velocidad de propagación de las diferentes señales reconstruidas mediante el MTM–SVD, se construyó un diagrama de Hovmöller utilizando los campos de temperatura, salinidad y concentración de hielo en la transecta latitudinal determinada por la línea negra del recuadro inferior de la figura 1. La figura 16 muestra los campos reconstruidos para el periodo 1990–2004

En temperatura se observó una clara señal propagándose hacia el este desde la región del mar de Ross–Amundsen hasta llegar a la península antártica, luego se intensificó al llegar al mar de Weddell. La señal es clara entre 80°–40°W solo hasta el año 1996. Entre los años 1997–2001, se observó una señal propagándose desde el norte del mar de Ross hacia la península antártica.

En salinidad la señal no es tan intensa y solo se observa un pulso al oeste del mar de Weddell. Entre los años 1996–2001 se observa una débil señal propagándose desde el mar de Ross hacia la península. Durante los años 1997–2001 se observó una propagación desde la región del pulso descrito antes hacia el este.

La concentración de hielo marino muestra una clara señal propagándose hacia el este desde el mar de Ross hacia el mar de Weddell, debilitándose en la región de estudio pero manteniendo velocidades constantes durante todo el recorrido. Después de año 2001 la señal se debilita y la propagación no es clara. La velocidad de propagación observada es del orden de 7–8 cm s⁻¹ y coincide con la velocidad observada en temperatura.

DISCUSIÓN

MASAS DE AGUA Y FRENTE

Las características de los campos promedios de temperatura, salinidad y densidad potencial (Fig. 3), coinciden con las observaciones registradas para la zona en trabajos anteriores (Brandon *et al.*, 2004; Klinck & Nowlin, 2001; López *et al.*, 1999; Sievers & Nowlin, 1984; Silva, 1982; Whitworth, 1980). En general en estos trabajos se ha descrito la zonación de las masas de agua, diferenciando dos grandes zonas; al norte del arco de las islas Shetland del Sur, donde las masas de agua tienen una característica circumpolar, como el agua circumpolar profunda superior (ACPS) e inferior (ACPI), las cuales se encuentran inmersas en el flujo de la corriente circumpolar antártica (CCA). La región al sur de las islas, muestra características más locales, con masas de agua formadas en la cuenca del Bransfield, aisladas parcialmente de la influencia de la CCA y conectada con las masas de agua provenientes del mar de Weddell. En esta región se observa un incremento en la salinidad y disminución en la temperatura, lo cual es típicos de la confluencia Weddell–Scotia, punto de encuentro de las aguas del mar de Weddell y del mar de Scotia, con la adición del agua de la plataforma de la península antártica (Deacon & Foster, 1977; Patterson & Sievers, 1980; Whitworth III *et al.*, 1994).

El ACP, se encontró bajo el AI y pudo ser dividida en ACPS, la cual se caracterizó por tener bajas concentraciones de oxígeno y altas concentraciones de nutrientes y ACPI caracterizada por una alta salinidad tal como describe Orsi (1995). El núcleo del ACPS, tiene un máximo subsuperficial dentro del rango 1,5–2,5° C, con bajas temperaturas en altas latitudes. Como se observa en la figura 3d, el AI, formada en invierno a raíz del congelamiento superficial, se encuentra en una capa subsuperficial ya que durante el verano debido a la mayor insolación, la temperatura superficial aumenta dando origen a este mínimo térmico que se encuentra un poco más profundo (Brandon *et al.* 2004).

El aspecto más notable en la región, corresponde al límite generado por el ACPS, cuya extensión más austral define el SBACC en la capa subsuperficial. En la sección longitudinal (Fig. 3), el límite sur del ACPS se ubicó en los 61°S, coincidiendo con lo observado por Orsi (1995) y definiendo de manera muy marcada el SBACC. A pesar de que el SBACC es un frente subsuperficial, debido a que la masa de agua que lo define se encuentra en profundidad, es posible vincularlo con la zona frontal superficial de manera directa al observar la distribución de energía cinética en la región. La “fractura de Shackleton” presenta un obstáculo al flujo medio, haciendo que éste se dirija hacia la superficie, lo cual se evidencia en la energía cinética (Fig. 2).

Los contornos del promedio temporal de la energía cinética de remolino en el periodo 1992–2007, coinciden con las isobatas de la región, en particular en la zona del talud continental, donde los contornos de energía cinética coinciden con la posición del SBACC, relacionando la expresión superficial del jet observado, con el frente subsuperficial observado en las masas de agua. En las regiones más someras la disminución de la energía cinética es evidente, como se observó sobre la plataforma y sobre la “fractura de Shackleton”, con valores que no superan los 50 cm²s⁻² en la mayoría de las estaciones.

Hacia el mar de Weddell la disminución fue aún más evidente, ya que esta zona se encuentra cubierta de hielo la mayor parte del año registrando valores nulos para la velocidad superficial.

VARIABILIDAD ESPACIOTEMPORAL

El patrón espacial obtenido del análisis de EOF en las capas superficial y profunda, reveló una estructura frontal en el campo de temperatura, salinidad y densidad, la cual se asoció al frente de la SBACC, el cual se manifiesta en superficie. Como el primer modo estadístico es independiente del resto de los modos según la regla de North (1982, figura 4), y dada la conectividad geográfica de la zona y las escalas de variabilidad observadas en las componentes principales, se asumió que el principal modo encontrado en el análisis de EOF estaría vinculado a la variabilidad real de la zona.

El análisis de MTM-SVD realizado a los campos de temperatura, salinidad y concentración de hielo, reveló varias señales estadísticamente significativas. En el caso de la temperatura y la concentración de hielo, la banda de variabilidad más importante estuvo vinculada a periodos de entre 2 a 6 años (Fig. 9a y 9c). Adicionalmente se observó otra banda significativa en las tres variables señaladas con periodos comprendidos entre 6 y 20 años (Fig. 9). Estas dos bandas de frecuencia han sido reportadas previamente en el contexto de Onda Circumpolar Antártica (ACW; White & Peterson, 1996) y también en trabajos relacionados a El Niño Oscilación de Sur (ENOS, Mc Phaden *et al*, 2006).

Por otra parte, en el análisis de correlación cruzada de la capa superficial se consideraron solo los desfases negativos de la componente principal con los índices, ya que considerar desfases positivos equivale a considerar que los patrones locales observados – que podrían ser manifestaciones locales de otra variable global o de gran escala no contenida en el SOI, el SAM o el hielo marino– son los que modulan los patrones atmosféricos. En este trabajo se consideró que el forzante de las condiciones locales observadas, reflejadas en los campos promedio de los datos de cruceo y el primer modo del análisis de EOF, son los que responden a las variaciones globales o de gran escala, reflejadas por los índices atmosféricos, y por las señales reconstruidas de las variables de reanálisis y la concentración del hielo.

La función de correlación cruzada entre el SOI y las componentes principales obtenidas del análisis de EOF, mostró una señal significativa en todas las variables con un desfase del orden de -2 años. En temperatura además, una señal de menor significancia fue observada con un desfase de -7 meses. (Fig. 12)

Turner (2004) resume las investigaciones en la zona antártica de las últimas tres décadas, las cuales intentan desentrañar la manera en que la señal de ENOS se transmite hacia latitudes polares, utilizando registros meteorológicos, biológicos, hielo marino y testigos de hielo. Un mecanismo de teleconexión atmosférica conocida como la conexión Pacífico-Sudamérica (PSA) se genera en la tropósfera superior en los meses de invierno durante la etapa temprana de un evento cálido del ENOS, producto de una anomalía en la

circulación de la celda convectiva sobre el pacifico ecuatorial (Karoly, 1989). Esta actividad produce un tren de ondas de Rossby que se propagan hacia el sureste, y afecta las condiciones sinópticas de la Antártica y la parte sur de Sudamérica. Harangozo (2000), encuentra zonas de alta significancia asociadas a esta perturbación durante la fase cálida del ENOS, un núcleo cálido ubicado sobre el mar de Bellingshausen y otro frío sobre el mar de Weddell, conocido también como dipolo antártico (Liu *et al.*, 2001), esta perturbación incrementa la actividad de la celda de Ferrel sobre el Pacífico suroccidental, produciendo advección de aire frío desde las zonas polares, que a su vez se manifiesta como anomalías negativas en temperatura debido al intercambio calórico entre el océano y atmósfera. Peterson & White (1998) describen una lenta teleconexión oceánica desde la zona del Pacífico suroccidental frente a Australia hacia el sur, y luego siguiendo la ACW hacia la península antártica y el resto del océano austral, la cual continúa propagándose hacia los demás océanos llevando consigo la señal del ENOS, que es observada incluso en el océano Índico alrededor de 6 años después. Los mapas de propagación de la anomalía de temperatura en el régimen interanual (Fig. 10b y 10c) coinciden con la proposición de White & Peterson (1998). En ambos casos las anomalías aparecen al noroeste del mar de Ross y se desplazan hacia el paso Drake demorando un poco más de dos años, continuando su recorrido hacia el océano Atlántico.

Los desfases obtenidos en el análisis de la función de correlación cruzada de la primera componente obtenida en el análisis EOF para temperatura, salinidad y densidad de la capa superficial, con el Índice de SOI (Fig. 12), es coherente con la teleconexión descrita por Peterson & White (1998). Este mecanismo, sin embargo, no explica por si solo las altas correlaciones encontradas en salinidad, la cual tiene un desfase similar a la temperatura, pero cuyo mecanismo subyacente no es posible establecer de forma directa.

Un mecanismo que podría vincular las anomalías observadas en temperatura con la de salinidad, es el de la Onda Circumpolar Antártica (White & Peterson, 1996) mediante la conexión observada entre la temperatura y la extensión de la cobertura de hielo. Aquí se identificó un patrón acoplado entre el océano, la atmósfera y la concentración de hielo, vinculando las anomalías en temperatura, campo de presión, vientos meridionales y la extensión de la cobertura del hielo, en un tren de ondas que se propaga hacia el este alrededor del polo, sobre el océano austral con velocidades del orden de 8 cm s^{-1} .

Anomalías negativas en el campo de presión, ubicadas sobre el mar de Amundsen, incrementarían los vientos meridionales desde el polo en la región del mar de Ross produciendo anomalías negativas en temperatura al norte, estas a su vez incrementarían la extensión del hielo en esta zona, el hielo que se encontraría a una latitud mas baja que lo normal tiene a derretirse, produciendo una disminución en la anomalía de salinidad. Estas anomalías serian advectadas por la corriente circumpolar antártica de forma similar a la temperatura.

La función de correlación cruzada para la temperatura muestra valores significativos ($>95\%$), con un máximo asociado a un desfase de -7 meses (Fig. 12a). El mecanismo que podría explicar estos resultados estarían relacionados a la teleconexión Pacífico–

Sudamerica (PSA, Karoly, 1989) cuya influencia en la península antártica a sido investigada por Harangozo (2000) quien observo significativas correlaciones en los campos de temperatura superficial del mar. El mecanismo se manifiesta durante el invierno austral, en la etapa temprana de un evento ENOS cálido, propagándose como un tren de ondas de Rossby que se manifiesta en la anomalía del campo de presión atmosférica, el cual esta vinculado a la perturbación de la celda convectiva del Hadley y afecta el campo de presión de altas latitudes en escalas de tiempo sinópticas. El hecho que la anomalía se manifieste en la estación de invierno seria la causante del desfase de -7 meses.

El patrón espacial de temperaturas obtenido del análisis de MTM-SVD para el periodo 3,41 años, muestra amplitudes máximas en la región donde se observó el modo de oscilación cuasiestacionario conocido como dipolo antártico, con sus centros de acción en el este del mar de Bellinhausen y oeste del mar de Weddell (Yuang & Martinson 2001, Yuang & Martinson 2000). Aun situación similar ocurre con el patrón de anomalías del hielo para los periodos de 2.84 y 3.87 años.

Para el periodo 4.26 años de temperatura y el periodo 3.87 años del patrón del hielo, se encontraron anomalías propagándose hacia el este en el océano austral, coincidiendo su estructura espacial y temporal con la descrita para la ACW (White & Peterson, 1996), en el campo de hielo además se observo que en la zona este de la península antártica, se formó un giro ciclónico que coincidente con la circulación regional, como lo descrito por Venegas & Drinkwater (2001).

Al observar el diagrama de Hovmöller, se observó que las velocidades de propagación corresponden a las observadas previamente por White & Peterson (1996) en ACW. El patrón de anomalías de la concentración de hielo, tiene velocidades de propagación similares lo observado por Venegas *et al* (2001) y Venegas & Drinkwater (2001), observándose una disminución en la amplitud de la señal al pasar por la zona de estudio. Esto se ocurrió debido a que no existe un transporte neto de hielo marino entre el mar de Bellinhausen y el mar de Weddell (Venegas *et al*, 2001), siendo el campo ondulatorio el que se propaga y se encuentra en fase en la región de estudio, como se describe en la figura 12b.

CONCLUSIONES

El patrón espacial del análisis de EOF realizado a las variables de temperatura potencial, salinidad y densidad potencial, revela una estructura frontal en la cercanía de la isla Elefante asociada al frente SBACC con altas correlaciones en la región noroeste y sureste de la isla Elefante. La estructura temporal mostró fluctuaciones interanuales (3–5 años) y una fluctuaciones decadales (7–10 años).

La componente principal del primer modo del análisis EOF para temperatura, salinidad y densidad potencial, tiene una significativa correlación (>99%) con la señal del ENOS, mostrando desfases del orden de 2 años. La componente principal de temperatura, tiene además, una significativa correlación (>95%) con un desfase de 7 meses.

El campo reconstruido concentración de hielo, muestra una clara señal propagándose hacia el este, con velocidades del orden de $7\text{--}8\text{ cm s}^{-1}$ y una estructura espaciotemporal coherente con la ACW. La temperatura mostró anomalías propagándose desde el norte del mar de Ross, hacia la península antártica con velocidades similares a la de la ACW. En salinidad la propagación no fue clara y solo un patrón estacionario se encontró al este de la península antártica. En temperatura y concentración de hielo se observó el patrón cuasiestacionario vinculado al dipolo antártico.

La variabilidad del frente SBACC en la región de las islas Shetland del Sur, parece estar respondiendo en forma significativa a las perturbaciones producidas remotamente en la región del pacifico ecuatorial, con rezagos de alrededor de 2 años y de manera instantánea a las perturbaciones del modo anular de hemisferio sur.

REFERENCIAS

- Brandon, M. A., M. Naganobu, D. A. Demer, P. Chernyshkov, P. N. Trathan, S. E. Thorpe, T. Kameda, O. A. Berezhinskiy, E. J. Hawker & S. Grant, 2004: Physical oceanography in the Scotia Sea during the CCAMLR 2000 survey, austral summer 2000, *Deep Sea Res. Part II*, 51 (1301–1321)
- Carton, J. A., B. S. Giese, & S. A. Grodsky, 2005: Sea level rise and the warming of the oceans in the SODA ocean reanalysis, *J. Geophys. Res.*, 110 (C09006)
- Cavalieri, D.C., C.L. Parkinson, P. Gloerson, & H.J. Zwally, 1999, deriving long-term time series of sea ice cover from satellite passive-microwave multisensor data sets, *J. Geophys. Res.*, 104 (803-814).
- Chouaib, N., F. Stoehr, & C. Provost, 2006: Variability of the Subantarctic and Polar Fronts in the Drake Passage as deduced from altimetry. *J. Mar. Res.*, 64 (669-69)
- Cunningham, S.A., S.G.Alderson, B.A. King & M.A. Brandon, 2003: Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage, *J. Geophys. Res.*, 108(C5), 8084, doi:10.1029/2001JC001147
- Deacon, G.E.R. & T.D. Foster, 1977: The boundary region between the Weddell Sea and Drake Passage currents, *Deep Sea Res.*, 24 (505–510).
- Garcia, M. A., I. Bladé, A. Cruzado, Z. Velásquez, H. García, J. Puigdefabregas & J. Sospedra, 2002: Observed variability of water properties and transports on the World Ocean Circulation Experiment SR1b section across the Antarctic Circumpolar Current, *J. Geophys. Res.*, 107, NO. C10, 3162, doi:10.1029/2000JC000277.
- Gill A.E., *Atmosphere–Ocean Dynamics*, Academic Press, NY (1982) p. 662.
- Gille, S.T., 1994: Mean sea surface height of the Antarctic Circumpolar Current from GEOSAT data: methods and application. *J. Geophys. Res.*, 99, (255–273).
- Gong, D., & S. Wang, 1999: Definition of Antarctic Oscillation index. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (459–462).
- Gupta, S. A. & M. England, (2006): Coupled Ocean-Atmosphere-Ice Response to variations in the Southern Annular Mode. *J. Clim.*, 19 (4457–4486).
- Jacobs, G. A., & J. L. Mitchell, 1996: Ocean circulation variations associated with the Antarctic Circumpolar Wave. *Geophys. Res. Lett.*, 23 (2947–2950).
- Joyce, T. M. & S. L. Patterson, 1977. Cyclonic ring formation at the Polar Front in the Drake Passage. *Nature*, London, 265(5590), 131-133.

- Klinck, J.M. & W.D. Nowlin Jr., 2001: Antarctic circumpolar current, in encyclopedia of ocean science (first ed.), Academic Press, New York, 151–59.
- Lopez O., M. A. Garcia, D. Gomis, P. Rojas, J. Sospedra & A. Sanche-Arcilla, 1999: Hydrographic and hydrodynamic characteristics of the eastern basin of the Bransfield Strait (Antarctica), *Deep Sea Res. Part I*, 46 (1755–1778)
- Liu, J., J. A. Curry, & D. G. Martinson, 2004: Interpretation of recent Antarctic sea ice variability. *Geophys. Res. Lett*, 31(L02205): doi: 10.1029/2003GL018732.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Cahalan, & F. G. Moeng, 1982: Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Wea. Rev.*, 110 (699–706).
- McPhaden, M. J., S. E. Zebiak, M. H. Glantz, 2006: ENSO as an integrating concept in earth science. *Nature*, 314 (1740–1745)
- Mann, M. E., & J. Park, 1999: Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach. *Adv. Geophys*, 41 (1–131).
- Orsi, A.H., T. Whitworth III, & W.D. Nowlin Jr, 1995: On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current, *Deep Sea Res. Part I*, 42 (641–673).
- Patterson, S.L. & H.A. Sievers, 1980: The Weddell–Scotia Confluence, *J. Phys. Oceanogr.*, 10 (1584–1610).
- Sievers H. A. & W. J. Emery, 1978: Variability of the Antarctic Polar Frontal Zone in Drake Passage – Summer 1976–1977, *J. Geophys. Res.*, 83(3010–3022).
- Sievers, H.A. & W.D. Nowlin Jr., 1984: The stratification and water masses at Drake Passage, *J. Geophys. Res.*, 89 (10489–10514).
- Sievers H. A. & W. D. Nowlin Jr, 1988: Upper ocean characteristics in Drake Passage and adjoining areas of the Southern Ocean, 39°W–95°W. In: *Antarctic and resources variability*, D. Sahrhage, editor, Springer- Verlag, Berlin, pp. 57–80.
- Silva, N. R., 1977: Water mass structure and circulation off southern Chile. MS Thesis, School of Oceanography, Oregon State University, Corvalis, 1–83.
- Silva, N. R., 1982: Frente polar y masas de agua en el paso Drake (Crucero DRAKE 81), *Ciencia y Tecnología del Mar*, 6 (129–139)
- Sprintall, J., 2003: Seasonal to interannual upper-ocean variability in the Drake Passage. *J. Mar. Res.*, 61 (27–57).
- Springtall, J., 2008: Long-term trends and interannual variability of temperature in Drake Pasaje, *Progress in Oceanography*, 77 (316–330)

- Stammerjohn, S. E., D. G. Martinson, R. C. Smith, X. Yuan & D. Rind, 2008: Trends in Antarctic annual sea ice retreat and advance and their relation to El Nino-Southern Oscillation and Southern Annular Mode variability. *J. Geophys. Res.*, 113(C3), doi:10.1029/2007JC004269
- Venegas S. A., & M. R. Drinkwater, 2001: Sea ice, atmosphere and upper ocean variability in the Weddell Sea, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, 106(C8), 16747–16766.
- Venegas, S. A., M. R. Drinkwater & G. Shaffer, 2001: Coupled oscillations in Antarctic sea ice and atmosphere in the South Pacific sector. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (3301–3304).
- Venegas, S. A., 2003: The Antarctic Circumpolar Wave: A Combination of Two Signals?. *J. Clim.*, 16 (2509-2525)
- Thompson, D. W. J., & J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. I: Month-to-month variability. *J. Clim.*, 13 (1000–1016).
- Thompson, David W. J., J. M. Wallace & G. C. Hegerl, 2000: Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part II: Trends. *J. Clim.*, 13 (1018-1036)
- White, W. B., & R. G. Peterson, 1996: An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent. *Nature*, 380 (699–702).
- Whitworth T. III, 1980: Zonation and geostrophic flow of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage. *Deep Sea Res.*, 21 (497-507).
- T. Whitworth III & R.G. Peterson, 1985: The volume transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, (810–816).
- Whitworth T. III, W. D. Nowlin Jr & S. J. Worley, 1982: The net transport of the Antarctic Circumpolar Current through Drake Passage. *J. Phys. Oceanogr.*, 12 (960-971).
- T. Whitworth III, W.D. Nowlin Jr, A.H. Orsi, R.A. Locarnini & S.G. Smith, 1994: Weddell Sea Shelf Water in the Bransfield Strait and Weddell Scotia Confluence, *Deep Sea Res.*, 41 (629–641).
- Yuan, X., & D. G. Martinson, 2000: Antarctic sea-ice variability and its global connectivity. *J. Clim.*, 13 (1697–1717).
- Yuan, X., & D. G. Martinson, 2001: The Antarctic Dipole and its predictability. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (3609–3612).

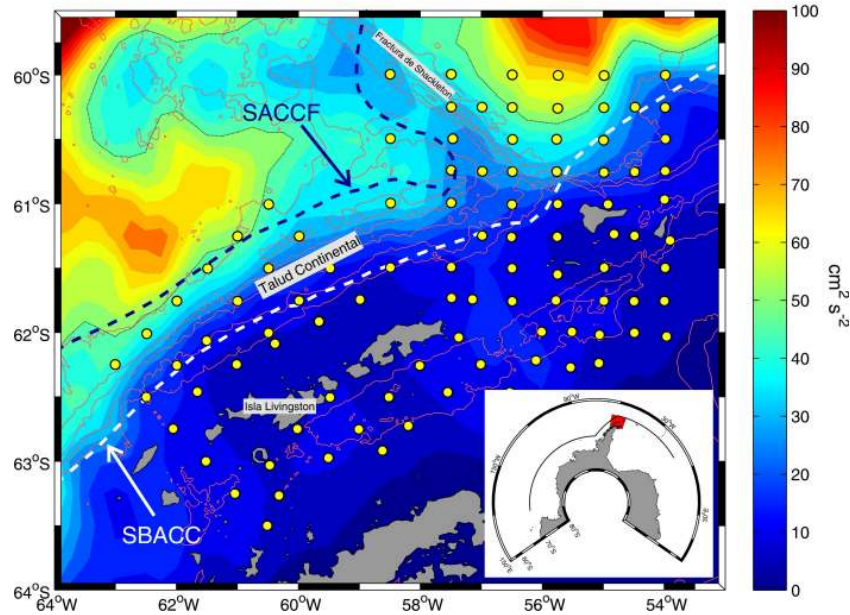


Figura 1: Distribución de la energía cinética de remolino promedio en la región donde se realizaron los cruces AMLR. Las líneas rojas indican la batimetría cada 1.000 m. Los círculos amarillos indican las estaciones realizadas en febrero del 2004. El recuadro inferior muestra la región donde se realizó el análisis de MTM-SVD, el recuadro rojo corresponde a la zona de los cruces del AMLR y La línea negra, la transecta correspondiente a la ruta escogida en el diagrama de Hovmöller.

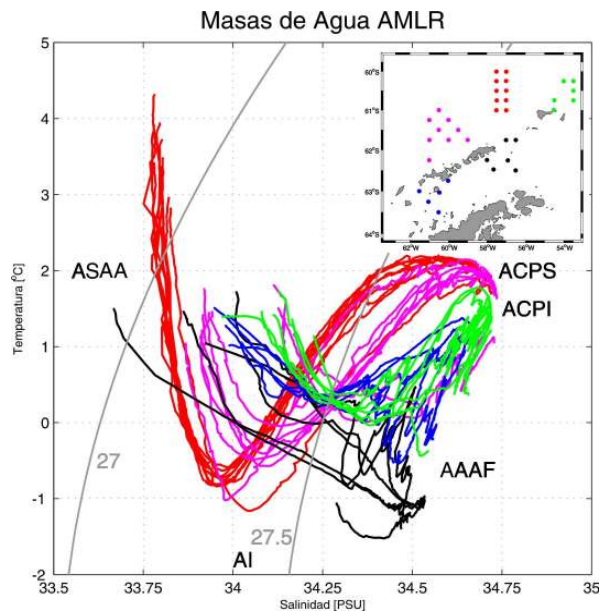


Figura 2: Perfiles TS para algunas estaciones del crucero AMLR las cuales muestran las masas de agua típicas observadas en la zona entre 1990–2004. La localización de los perfiles se aprecia en el mapa. La masas de agua indicadas son: Agua Superficial Antártica (ASAA), Agua Invernal (AI), Agua Circumpolar Profunda Superior (ACPS) e inferior (ACPI) y Agua Antártica de Fondo (AAFA).

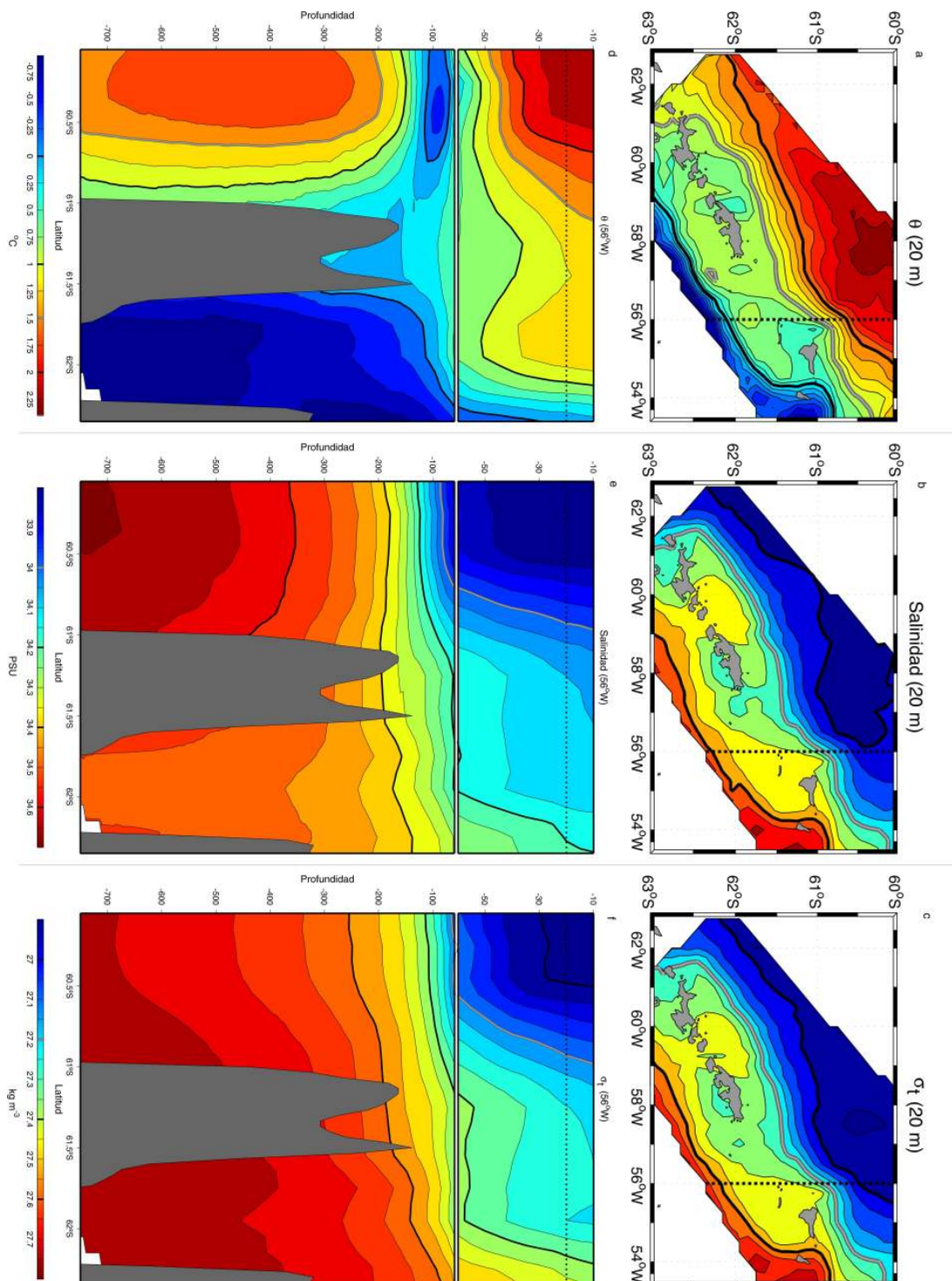


Figura 3: Promedios temporales para los datos del crucero AMLR a una profundidad de 20m y longitud de 56°W (línea punteada negra). La escala vertical es diferente sobre y bajo los 60m. Los valores que corresponden a las líneas negra gruesa y la gris, están indicadas en la barra de colores.

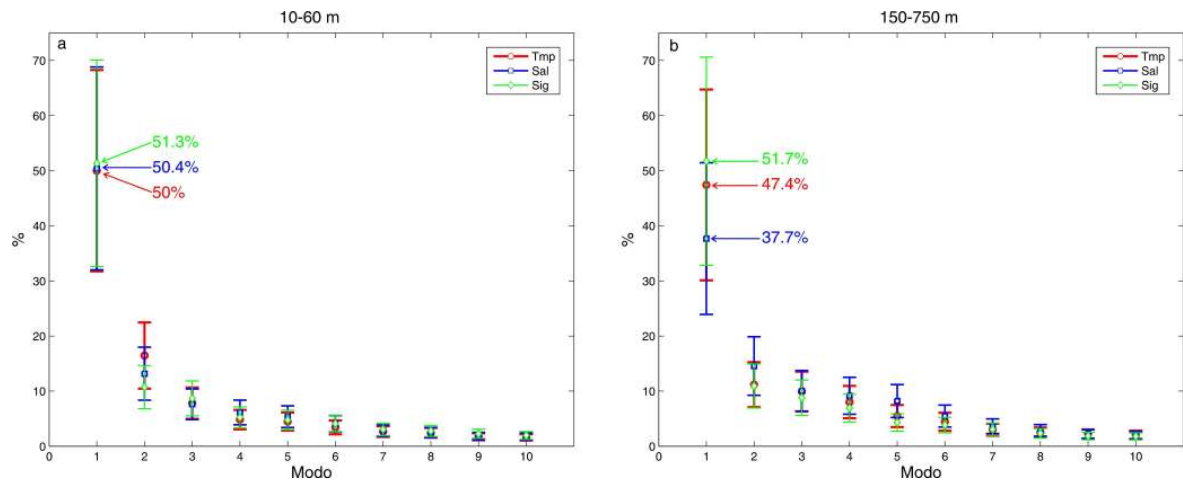


Figura 4: Porcentaje de varianza de los primeros 10 modos, para el análisis de EOF del mes de enero, en la capa superficial (panel izquierdo) y la capa profunda (panel derecho). La barra indica cuando dos modos son independientes y se ha calculado según la regla de North.

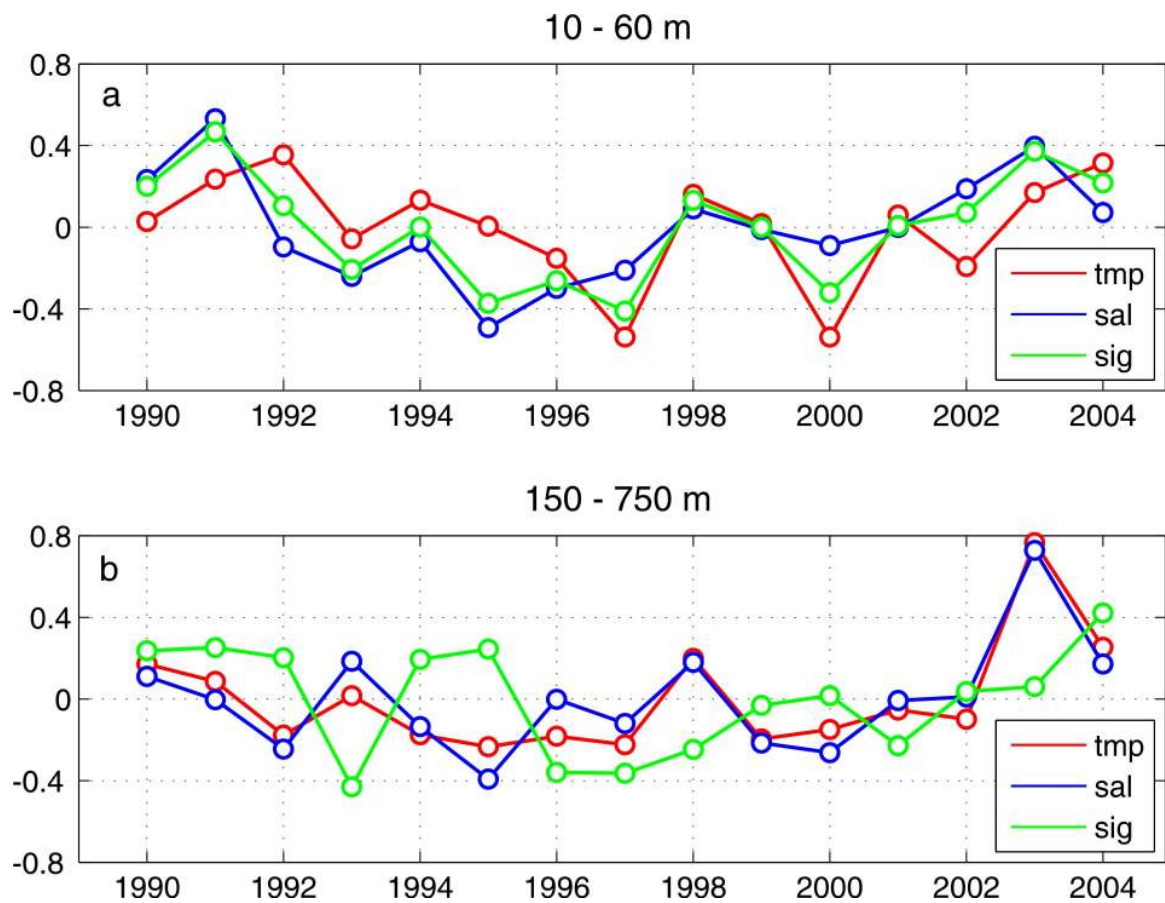


Figura 5: Patrón temporal o componente principal asociado al primer modo del análisis de EOF del mes de enero, para la capa superior (panel superior) y para la capa profunda (panel inferior).

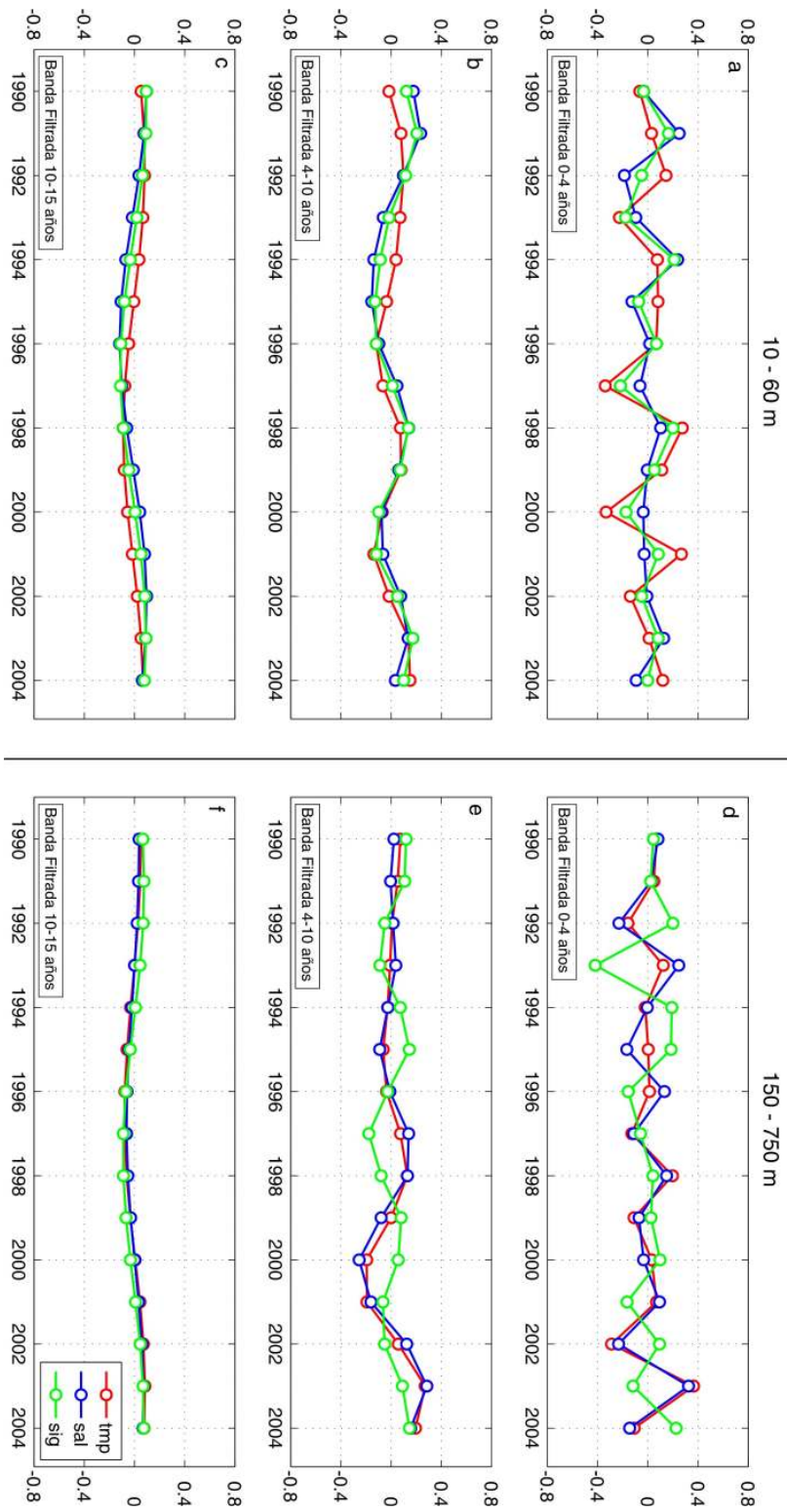


Figura 6: Componente principal filtrada de temperatura, salinidad y densidad obtenidas del análisis EOF.

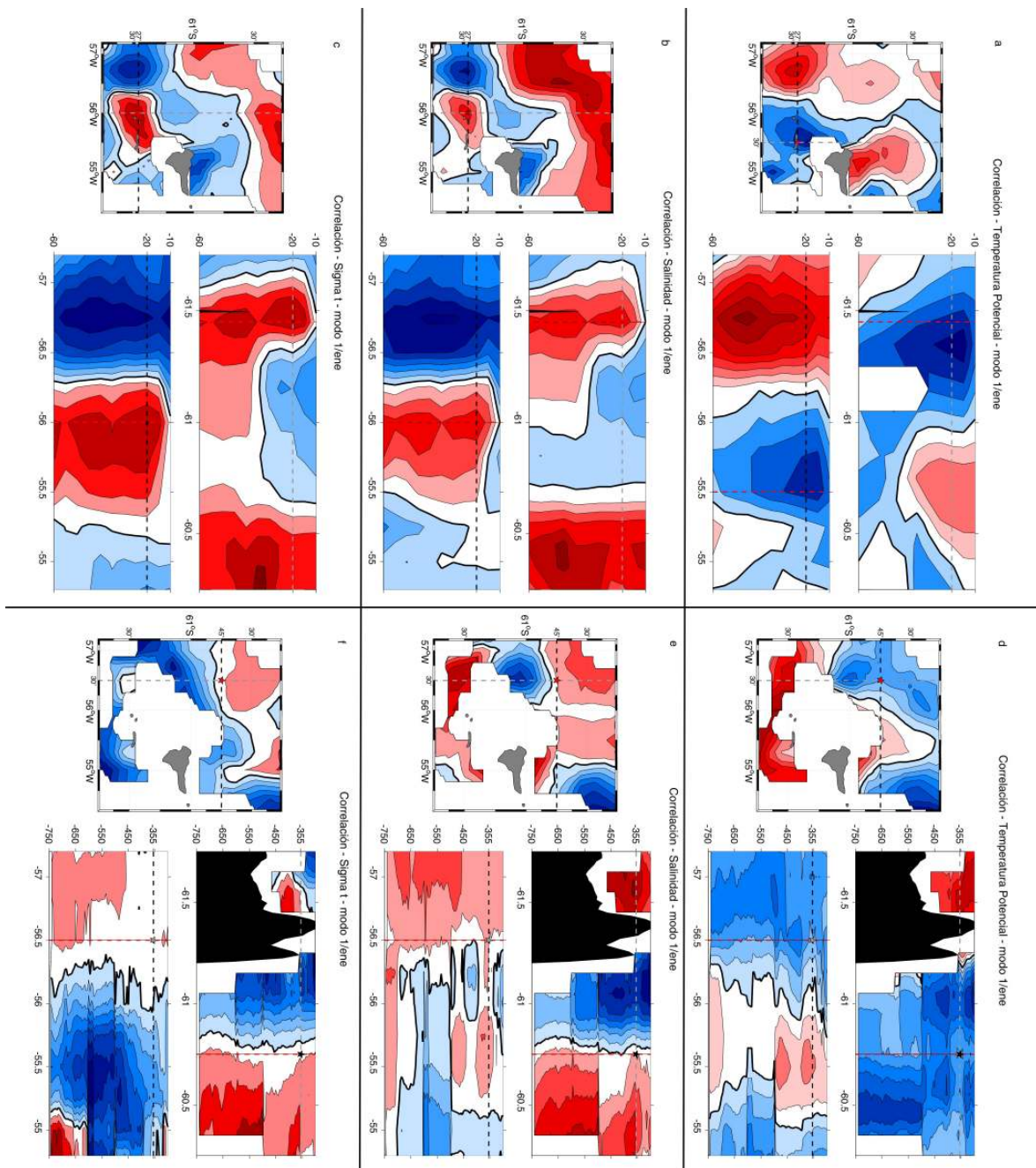


Figura 7: Mapas de correlación entre la componentes principales del primer modo para el análisis EOF y los campos de temperatura, salinidad y densidad en las capas superficial y profunda. Cada panel muestra la distribución horizontal ubicada a 20 m en la capa superficial (355 m en la capa profunda), una transecta longitudinal y otro latitudinal. Las líneas segmentadas (negra y gris) en el mapa, corresponden al lugar donde corta cada transecta.

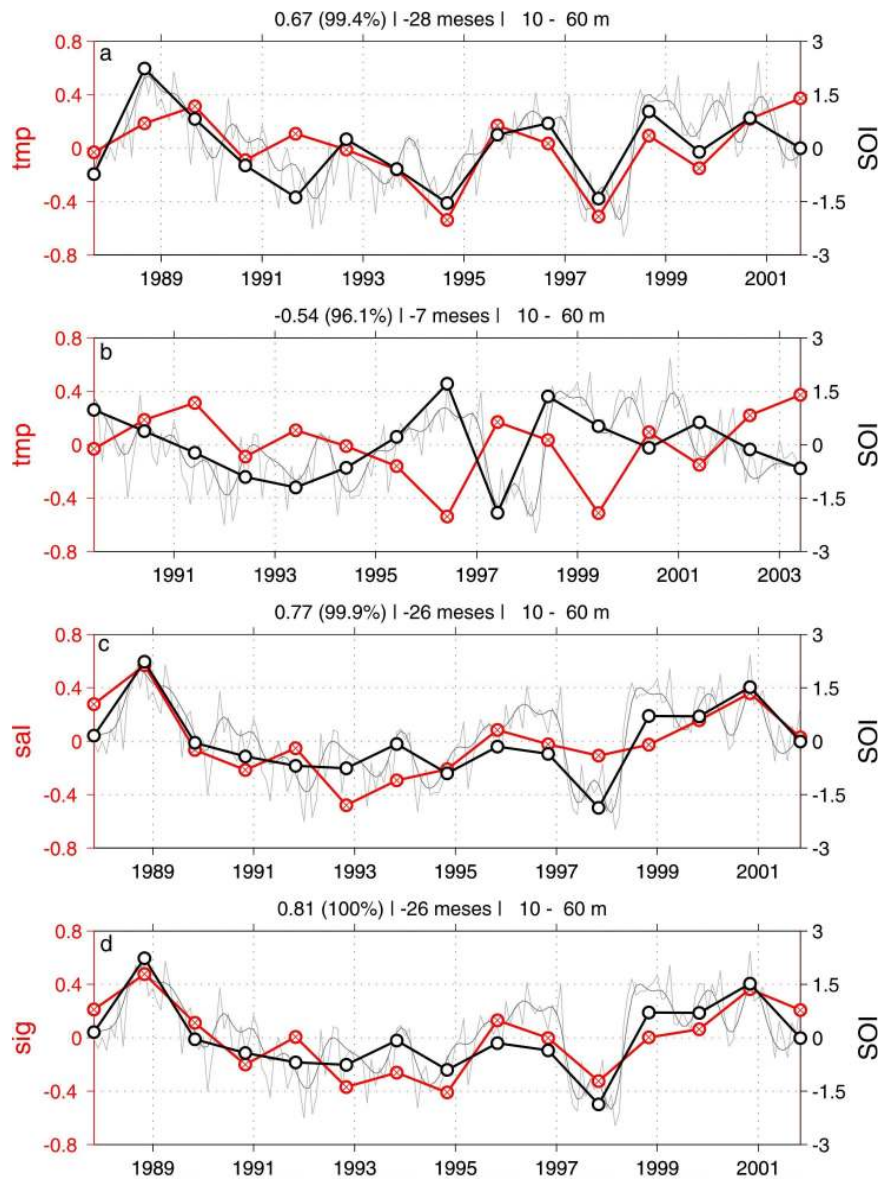


Figura 8: correlación cruzada entre la primera componente principal de la capa superficial versus el índices atmosféricos SOI. La componente principal se muestra en rojo, mientras que el valor mensual de cada índice en negro, las líneas delgadas muestra los valores mensuales de cada índice y la serie filtrada del mismo. El valor de meses indica el rezago de la componente principal respecto del índice.

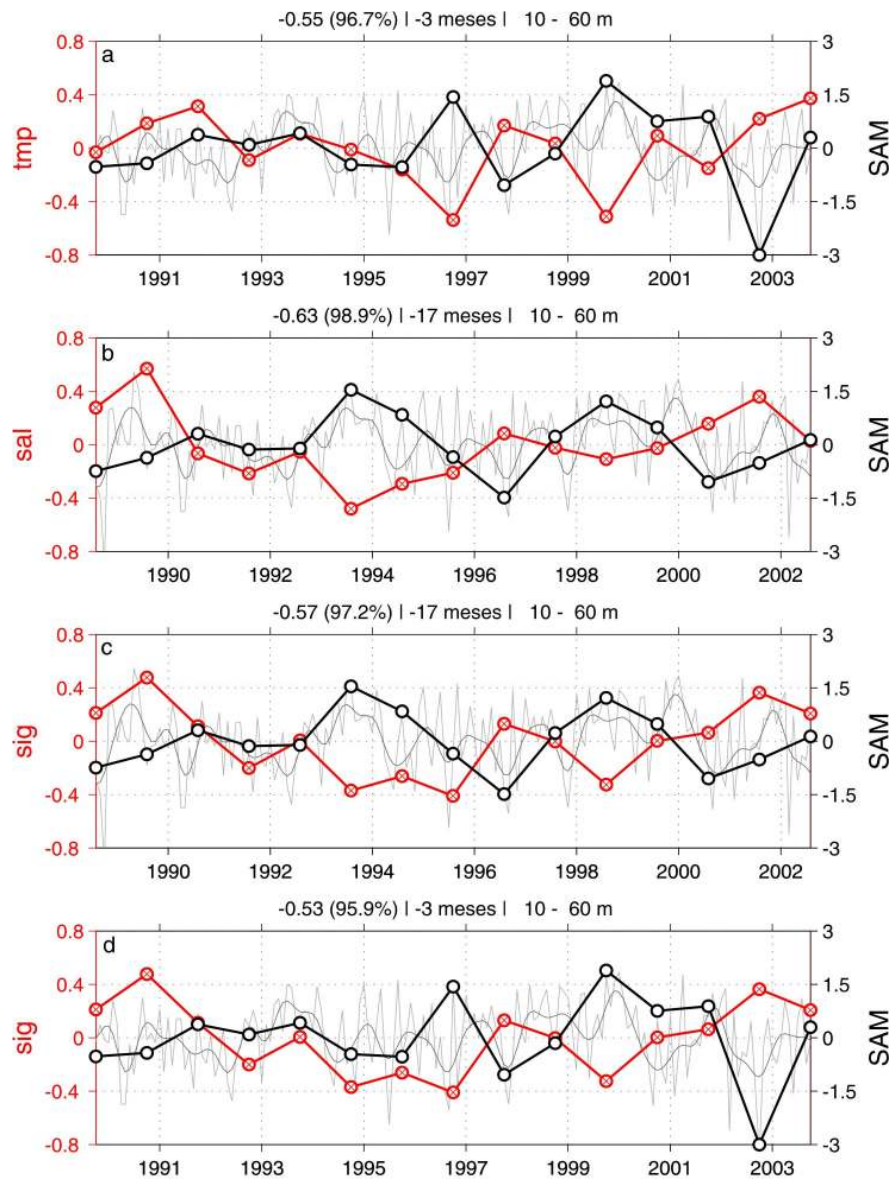


Figura 9: correlación cruzada entre la primera componente principal de la capa superficial versus el índices atmosféricos SAM. La componente principal se muestra en rojo, mientras que el valor mensual de cada índice en negro, las líneas delgadas muestra los valores mensuales de cada índice y la serie filtrada del mismo. El valor de meses indica el rezago de la componente principal respecto del índice.

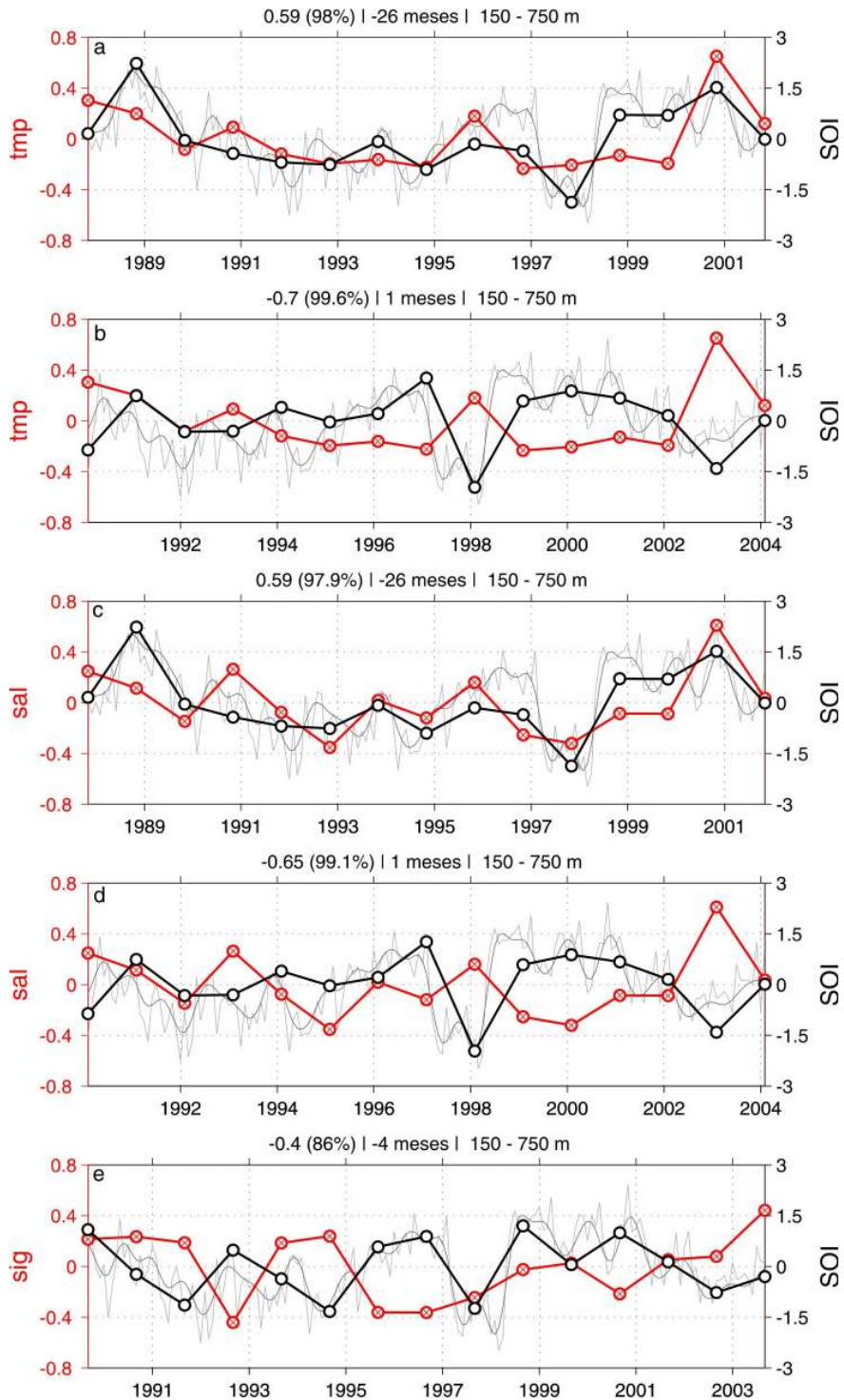


Figura 10: correlación cruzada entre la primera componente principal de la capa profunda versus el índices atmosféricos SOI. La componente principal se muestra en rojo, mientras que el valor mensual de cada índice en negro, las líneas delgadas muestra los valores mensuales de cada índice y la serie filtrada del mismo. El valor de meses indica el rezago de la componente principal respecto del índice.

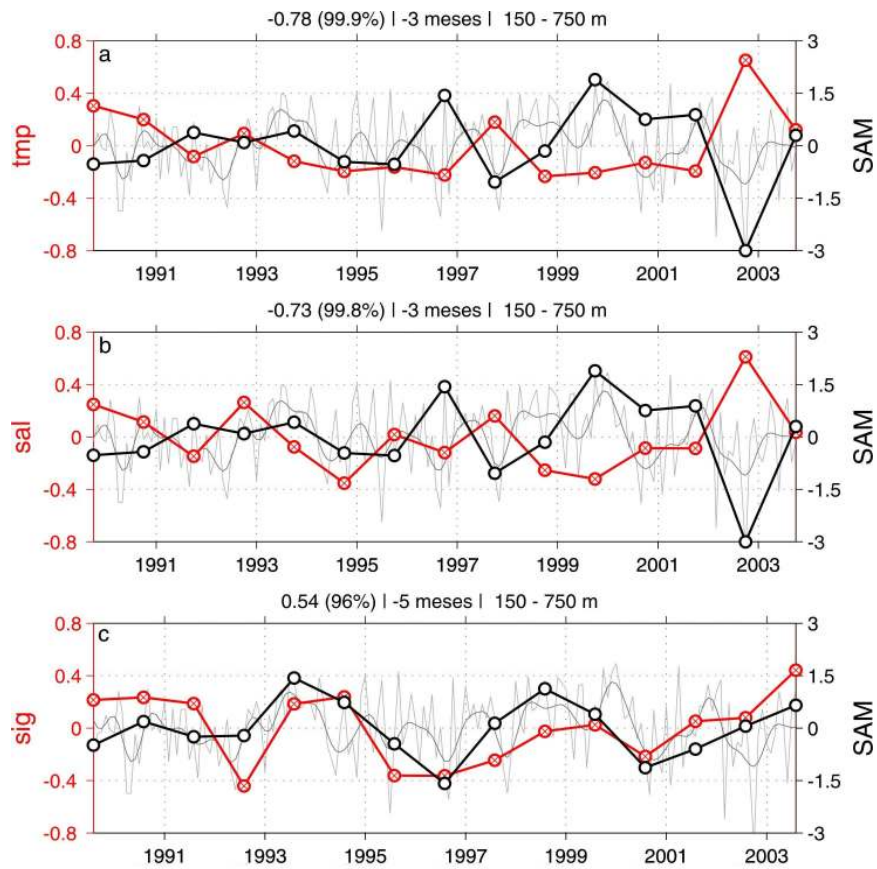


Figura 11: correlación cruzada entre la primera componente principal de la capa profunda versus el índices atmosféricos SAM. La componente principal se muestra en rojo, mientras que el valor mensual de cada índice en negro, las líneas delgadas muestra los valores mensuales de cada índice y la serie filtrada del mismo. El valor de meses indica el rezago de la componente principal respecto del índice.

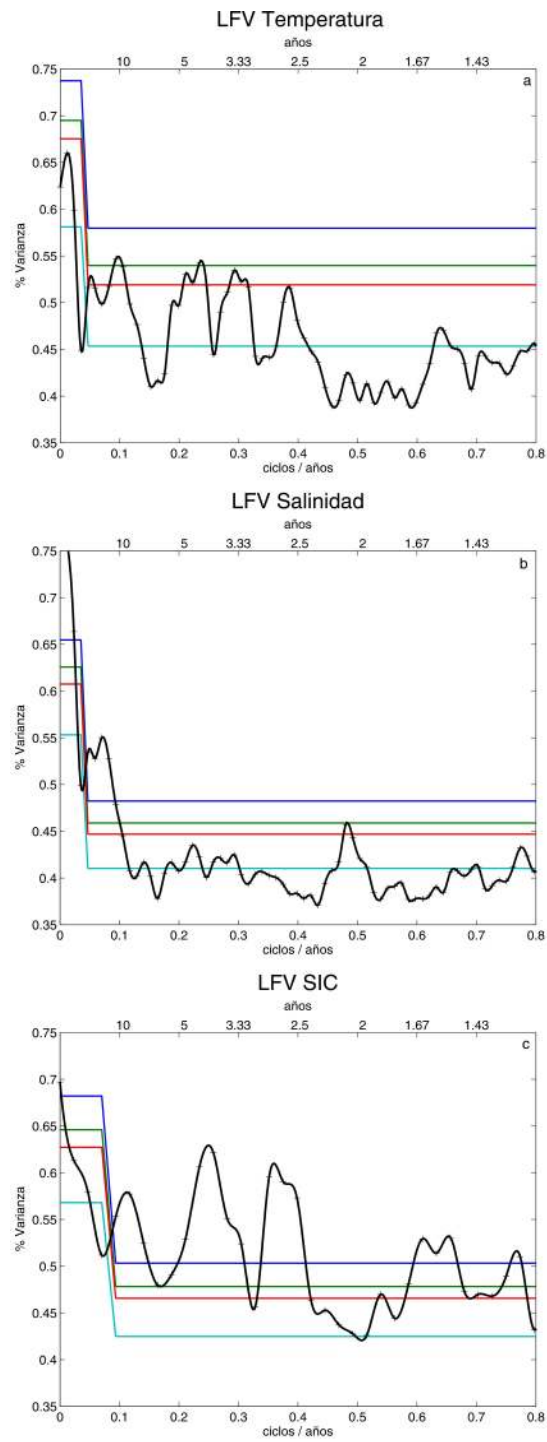


Figura 12: Espectro de Varianza Fraccional local obtenida para el análisis de MTM-SVD en el rango de frecuencias interanual. Las líneas horizontales indican los niveles de significancia estadística para cada máximo: 99% (azul), 95% (verde), 90% (rojo), 50% (magenta). Frecuencias menores que la indicada por la discontinuidad de las líneas horizontales, no pueden ser distinguidas de una tendencia

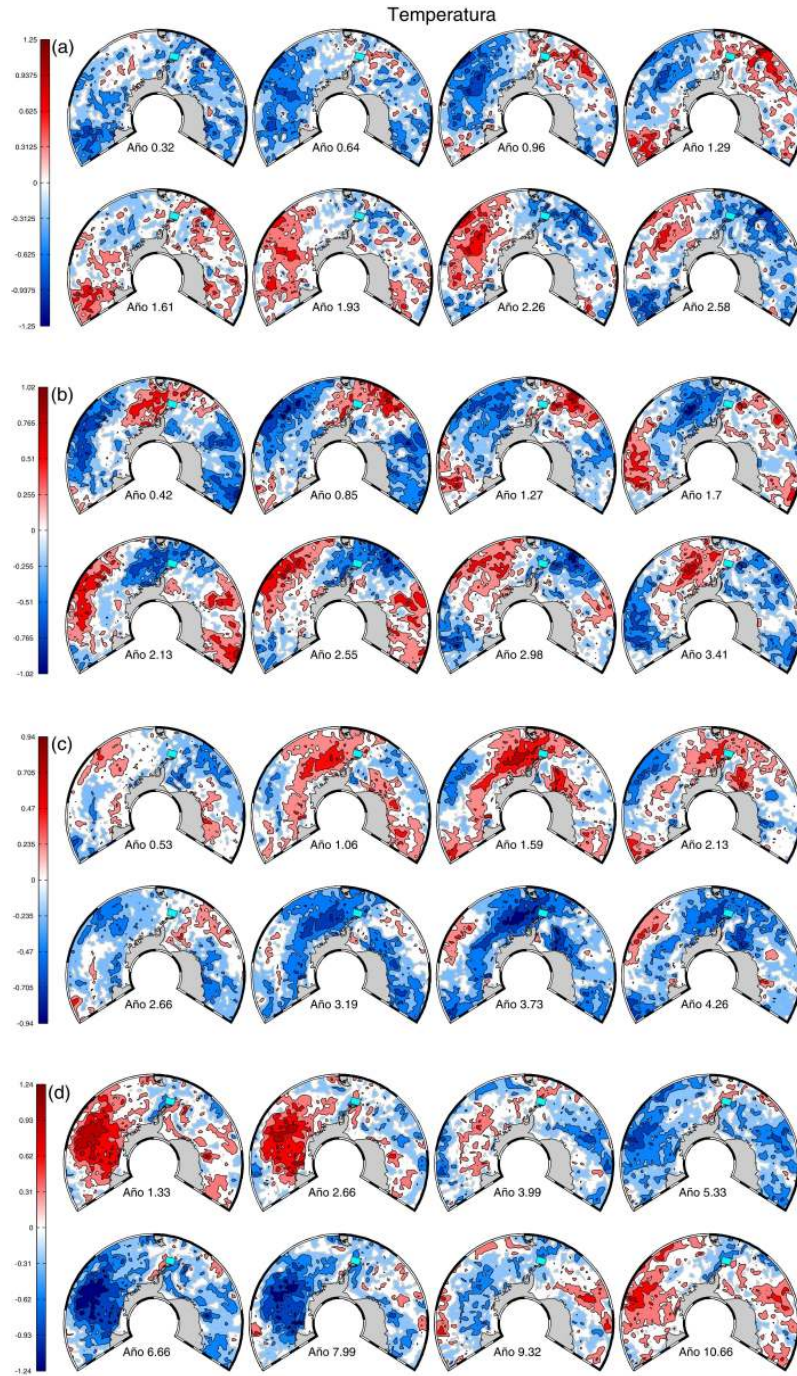


Figura 13: Ciclo del patrón espacial del análisis de MTM-SVD para la temperatura superficial SODA1.4.2 en las frecuencias significativas. Los periodos analizados son 2.58 años (a), 3.41 años (b), 4.26 años (c) y 10.66 años (d). El cuadro magenta indica la zona AMLR. La fracción del ciclo se muestra en la parte inferior de cada cuadro.

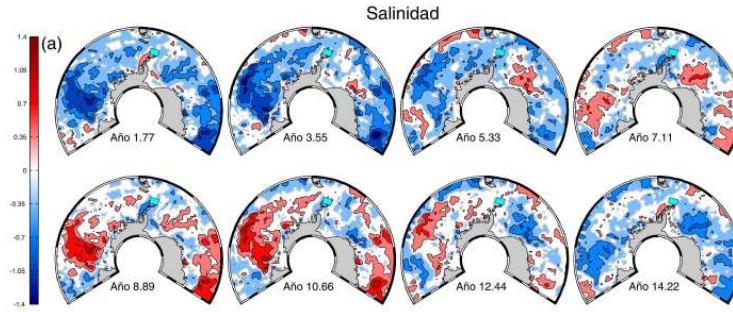


Figura 14: Ciclo del patrón espacial del análisis de MTM-SVD para la salinidad superficial SODA1.4.2 en las frecuencias significativas. Los periodos analizados son 14.22 años (a). El cuadro magenta indica la zona AMLR. La fracción del ciclo se muestra en la parte inferior de cada cuadro.

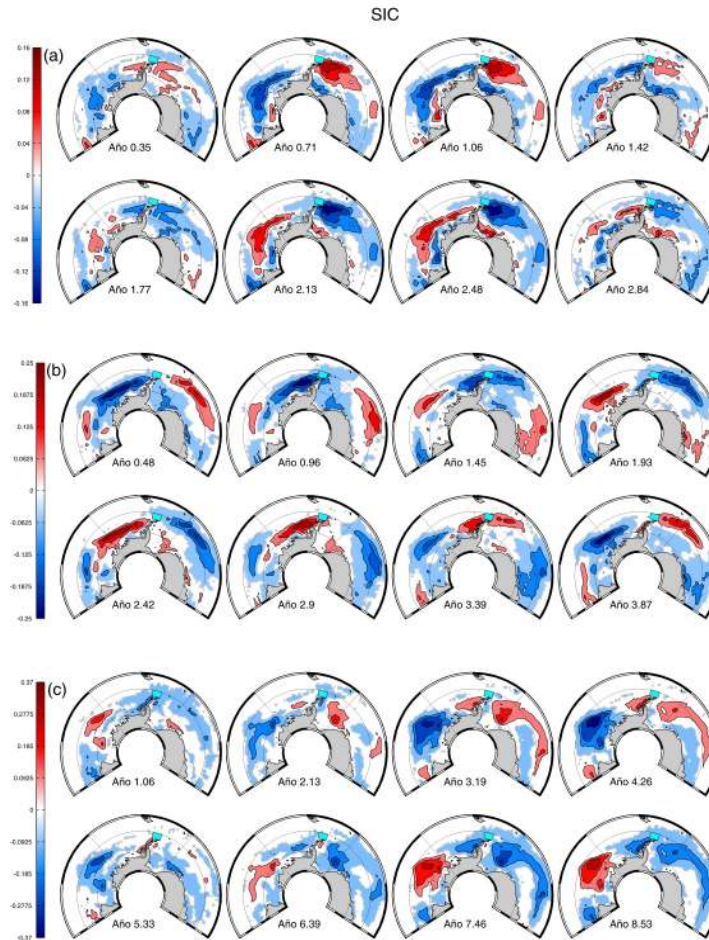


Figura 15: Ciclo del patrón espacial del análisis de MTM-SVD para la concentración de hielo marino en las frecuencias significativas. Los periodos analizados son 2.84 años (a), 3.87 años (b) y 8.53 años (c). El cuadro magenta indica la zona AMLR. La fracción del ciclo se muestra en la parte inferior de cada cuadro.

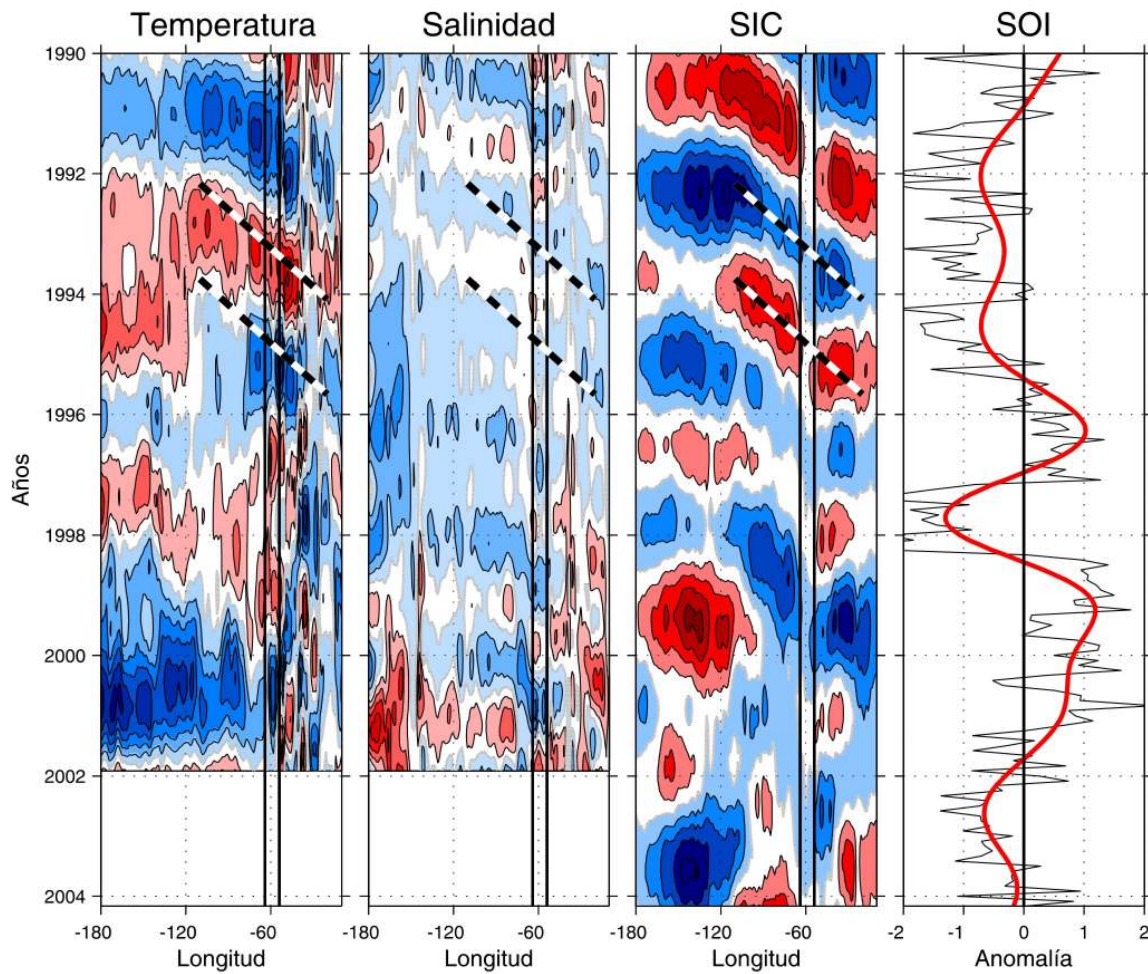


Figura 16: Diagrama de Hovmöler para las anomalías de las variables reconstruidas del análisis de MTM-SVD. Los contornos están cada 0,2 para la temperatura, 0,125 para la salinidad y 0,05 para la concentración del hielo, la línea gris marca el nivel de anomalía nula. El último panel muestra el índice de oscilación del sur, la línea roja fue obtenida filtrando la serie original en la banda 2-15 años con un filtro de wavelets. Las líneas verticales negras indican la zona de los cruceros del AMLR.