



Latin American Journal of Aquatic Research

E-ISSN: 0718-560X

lajar@ucv.cl

Pontificia Universidad Católica de Valparaíso
Chile

Correa-Ramirez, Marco; Hormazabal, Samuel

MultiTaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD): variabilidad espacio-frecuencia de las
fluctuaciones del nivel del mar en el Pacífico suroriental

Latin American Journal of Aquatic Research, vol. 40, núm. 4, noviembre, 2012, pp. 1039-1060

Pontificia Universidad Católica de Valparaíso
Valparaiso, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=175025197010>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Research Article

**MultiTaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD):
variabilidad espacio-frecuencia de las fluctuaciones del nivel del
mar en el Pacífico suroriental**

Marco Correa-Ramirez¹ & Samuel Hormazabal¹

Escuela de Ciencias del Mar, Facultad de Recursos Naturales
Pontificia Universidad Católica de Valparaíso
P.O. Box 1020, Valparaíso, Chile

RESUMEN. Se utilizan dieciocho años de datos satelitales de nivel del mar y esfuerzo del viento, en la región del Pacífico suroriental, para mostrar las cualidades del Multitaper Method – Singular Value Decomposition (MTM-SVD) como método de análisis de múltiples series de tiempo distribuidas en extensas áreas del océano. Se realiza una exhaustiva revisión del MTM-SVD, propuesto inicialmente por Mann & Park (1999), y se implementan los algoritmos computacionales en MATLAB, para aprovechar las capacidades de despliegue gráfico de los resultados y facilitar su interpretación y análisis. El MTM-SVD permitió obtener una visión general de las principales frecuencias de variabilidad del nivel del mar, determinar la fracción de la varianza explicada para cada una de estas frecuencias en las distintas regiones de la zona de estudio y determinar sus patrones de oscilación, tanto estacionarios como de propagación. Dentro de las principales frecuencias de variabilidad se encuentra que la señal anual e interanual domina en forma significativa gran parte del registro del nivel del mar en el Pacífico suroriental. La señal anual está asociada a las fluctuaciones del esfuerzo del viento y a la propagación de ondas de Rossby. La señal interanual se encuentra fuertemente asociada a las fluctuaciones de El Niño y la Oscilación del Sur, que se extiende en la región mediante perturbaciones generadas en la costa, que posteriormente viajan hacia el oeste a una velocidad cercana a la velocidad teórica de propagación del primer modo baroclino de una onda de Rossby.

Palabras clave: MTM-SVD, nivel del mar, ondas de Rossby, Pacífico suroriental, ENSO.

**MultiTaper Method-Singular Value Decomposition (MTM-SVD):
spatial-frequency variability of the sea level in the southeastern Pacific**

ABSTRACT. Eighteen years of satellite data on sea level and wind stress in the southeastern Pacific region, were used to show the capabilities of Multitaper Method - Singular Value Decomposition (MTM-SVD) as a valuable method to analyze multiple time series distributed over a large area on the ocean. Here we performed a comprehensive review of the MTM-SVD method, that was first proposed by Mann & Park (1999), and also we done an implementation of the MTM-SVD algorithms in MATLAB (MATrix LABoratory), in order to take advantage of the graphical capabilities that brings this computational language and make easier the result interpretation. The MTM-SVD allowed to obtain a regional view of the main frequencies of sea level variability, and showed the explained variance along the study area for each frequency. Besides, the method also shown the spatial oscillation patterns on each frequency, both stationary or propagation patterns. A significant annual and interannual variability appear dominate much of the sea level fluctuations in the southeastern Pacific. The annual signal was found associated with the wind stress and the propagation of a Rossby wave. The interannual signal was strongly observed associated with the El Niño and the Southern Oscillation. On these frequencies the sea level perturbations were generated on the coast, and then traveling westward at a speed close to the theoretical propagation of the first baroclinic mode of a Rossby wave.

Keywords: MTM-SVD, sea level, Rossby waves, southeastern Pacific, ENSO.

INTRODUCCIÓN

Los métodos estadísticos utilizados para analizar información de tipo biológica, geológica, geofísica y climática, tienen como objetivo describir apropiadamente alguna fracción de la varianza asociada a determinados procesos que ocurren en los sistemas de interés (pe. el sistema oceánico, atmosférico, climático, etc.). Eventualmente, esta descripción puede ayudar a discriminar los mecanismos forzantes o las interacciones que determinan la variabilidad asociada a dichos procesos. Por lo general, los métodos estadísticos utilizan una aproximación en el dominio del tiempo o de la frecuencia, donde el grado de eficacia de cada una de estas aproximaciones metodológicas depende de la naturaleza de los fenómenos analizados. Si los fenómenos son de carácter episódico pueden ser descritos en el dominio del tiempo (*i.e.* testigos de hielo/fondo marino), dando información sobre los cambios ocurridos en el ambiente físico, el clima y el ecosistema. Cuando los fenómenos parecen responder a cambios periódicos del sistema (*i.e.* mareas, ciclo estacional, ciclos solares, etc.), estos son mejor descritos con métodos que operan en el dominio de la frecuencia. Estos métodos permiten obtener información sobre el ciclo canónico, variaciones de la amplitud en el tiempo y diferencia de fase respecto de otros fenómenos.

Independiente de la aproximación metodológica utilizada, las observaciones de los fenómenos se encuentran comúnmente acompañadas de una señal de fondo conocida como ruido, la cual generalmente dificulta el análisis de las señales de interés. El ruido por definición se considera como una señal aleatoria dentro de las observaciones que pueden provenir de diferentes fuentes y exhiben una variabilidad particular, susceptible de ser caracterizada mediante un espectro de frecuencia. El espectro del ruido generalmente se caracteriza por colores en analogía a su similitud con el espectro de frecuencia de las ondas de luz. El ruido de tipo blanco se caracteriza por tener un espectro de frecuencia plano, donde la señal tiene igual potencia en cualquier banda de frecuencia. El ruido de tipo azul tiene muy poca potencia en baja frecuencia y mayor potencia hacia las altas frecuencias. En general, la mayoría de los fenómenos oceanográficos y geofísicos se caracterizan por la presencia de ruido de tipo rojo, donde la potencia decrece lentamente desde las bajas hacia las altas frecuencias, es decir, incrementa su energía con el incremento del periodo. La presencia de ruido rojo ha sido asociada a la inercia térmica que se vincula con una respuesta lenta del sistema climático. Sin embargo, se ha postulado que el ruido rojo puede

contener la variabilidad de la Oscilación Decadal del Pacífico y mostrar los Cambios de Régimen en las series de temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte (Rudnick & Davis, 2003). La apropiada identificación y aislamiento del ruido en los análisis, incrementa sustancialmente la habilidad para identificar la variabilidad relevante en el sistema analizado, y por consiguiente, la capacidad de predicción del mismo. Debido a la conocida variabilidad del ruido en la frecuencia, los análisis en el dominio de la frecuencia ofrecen una aproximación más robusta para identificar y aislar el ruido, de la que poseen los análisis en el dominio del tiempo.

Muchos de los procesos oceanográficos y climáticos poseen una variabilidad con coherencia espacial sobre amplias regiones o incluso son de carácter global. Esta coherencia espacial se observa en forma de oscilaciones estacionarias alrededor de centros (o polos) geográficos o mostrando patrones de propagación a lo largo de un rango geográfico. Para obtener una apropiada descripción de estos procesos se requiere analizar simultáneamente múltiples series de datos distribuidas espacialmente, lo cual tradicionalmente se ha realizado mediante análisis multivariados (multiespaciados) en el dominio del tiempo-espacio (*i.e.* funciones ortogonales empíricas). Clásicamente, los métodos estadísticos en el dominio frecuencia se encuentran restringidos a considerar una serie de tiempo a la vez. Los métodos en el dominio frecuencia que analizan múltiples series de tiempo distribuidas en una región geográfica (frecuencia-espacio), son menos conocidos y de uso más reciente. Estos se caracterizan por combinar la detección de las principales frecuencias de variabilidad y la descripción de su estructura espacial. Entre estos se encuentra el método "MultiTaper Method-Singular Value Decomposition" (MTM-SVD), desarrollado por Mann & Park (1999), el cual ha mostrado ser un método apropiado para el análisis de los modos espaciales de variabilidad climática en escalas decadales a centenales (Mann & Park, 1994; Delworth & Mann, 2000). Debido a que el MTM-SVD puede detectar y reproducir oscilaciones moduladas en fase y amplitud dentro de bandas de frecuencia estrechas, este método ha sido también utilizado para describir la evolución espacio-temporal de los eventos cuasi-periódicos asociados a El Niño (Mann & Park, 1994; Ribera & Mann, 2003; Tourre & White, 2005). Recientemente, el MTM-SVD ha sido aplicado al océano para analizar la variabilidad de la temperatura (Tourre & White, 2006), del nivel del mar en conjunto con el viento sobre el mar (Rojsiraphisal *et al.*, 2009), analizar el efecto de las islas en la variabilidad oceánica (Andrade *et al.*, 2012), y describir el patrón espacial de la

concentración de clorofila satelital en el Pacífico suroriental (Correa-Ramirez *et al.*, 2012). Particularmente, en este último trabajo se logra detectar y reconstruir por primera vez el patrón de propagación de la señal de El Niño en el nivel del mar y la clorofila, entregando una visión regional del efecto de los eventos El Niño sobre la biomasa planctónica en el sistema de corrientes de borde oriental de Chile-Perú.

La llegada de las observaciones satelitales en la década de los 80's incrementó sustantivamente la capacidad de observación del océano, permitiendo una visión espacial de los procesos que ocurren en superficie, visión que antes era imposible de obtener utilizando únicamente las observaciones locales y dispersas provenientes de anclajes, cruceros y boyas. Las mediciones de altura del nivel del mar por satélite, que empezaron obtenerse con alta resolución en 1992 con las misiones ERS-1 y TOPEX-Poseidón, revelaron la prevalencia de remolinos de mesoescala en el océano (Chelton *et al.*, 2007) e hicieron posible analizar las características de propagación asociadas a ondas de Rossby en la escala global y de cuenca, con centímetros de precisión (Chelton & Schlax, 1996). Además permitieron estimar las corrientes en balance geostrófico asociadas a estas estructuras. Las misiones satelitales se han preocupado de asegurar la continuidad de los registros de altura del nivel del mar, vientos sobre el mar, salinidad, color y temperatura superficial del mar, por lo cual actualmente se cuenta con más de 18 años de registros continuos de mediciones satelitales. Paralelamente, se realizan numerosos esfuerzos para incrementar el número de variables, resolución y calidad de las mediciones satelitales. De esta manera, los registros satelitales generan una enorme cantidad de información de la superficie del océano, que incrementa día a día, imponiendo desafíos metodológicos en el diseño e implementación de herramientas estadísticas más sofisticadas para el análisis de este volumen de información espacial y temporal. En este contexto, la aproximación que emplea el método del MTM-SVD, al ser aplicada a las extensas bases de datos satelitales, constituye una herramienta de análisis en el dominio frecuencia-espacio que puede contribuir enormemente a incrementar la comprensión de la variabilidad del océano superficial.

En el Pacífico suroriental los registros satelitales de la altura del nivel del mar han posibilitado observar regiones de alta variabilidad (Webb & De Cuevas, 2003), determinar las características espaciales, temporales y de propagación de los remolinos de mesoescala (Hormazabal *et al.*, 2004; Chaigneau & Pizaro, 2005; Correa-Ramirez *et al.*, 2007), describir la variabilidad anual de la altura del nivel del mar

(Wakata & Kitaya, 2002), observar las fluctuaciones interanuales asociadas a El Niño (Li & Clarke, 2007; Correa-Ramirez *et al.*, 2012), cuantificar la tendencia de incremento en la escala decadal del nivel del mar y la variabilidad asociada de la circulación oceánica del giro subtropical (Qiu & Chen, 2012), además de permitir determinar la extensión y variabilidad de la corriente de Humboldt (Fuenzalida *et al.*, 2008). La aplicación de métodos estadísticos que permiten extraer las principales características de la variabilidad espacial y temporal presentes en amplias regiones del océano, que son monitoreadas en forma permanente a través de observaciones satelitales, deberían permitir comprender mejor los aspectos dinámicos subyacentes en la variabilidad de estas regiones.

En el presente trabajo se realiza una revisión del método MTM-SVD (descrito en forma parcial en diversos artículos), mostrando sus cualidades en el análisis de los principales patrones de variabilidad del nivel del mar en el Pacífico suroriental. Para esto se realiza una descripción detallada de la aproximación que emplea el MTM-SVD para la detección de frecuencias significativas, la modelación del ruido de fondo para determinar los niveles de significancia, y la reconstrucción del patrón espacial de una o varias frecuencias de interés. Se utiliza una implementación del MTM-SVD desarrollada en MATLAB, para actualizar y ampliar el alcance de los códigos originales desarrollados en Fortran por Mann & Park (1999). Esta implementación facilita el acceso de esta herramienta de análisis a un grupo más amplio de usuarios. Los códigos de la implementación están escritos en términos matriciales, lo cual incrementa la eficiencia computacional, facilita su comprensión y permite la realización de modificaciones si fuesen requeridas. Los resultados de estos análisis pueden ser más fácilmente desplegados utilizando las potencialidades gráficas propias de MATLAB y/o utilizando las herramientas adicionales para la generación de mapas como el `m_map` (<http://www.eos.ubc.ca/~rich/map.html>). Los códigos de esta implementación, junto con los ejemplos y los análisis desarrollados en el presente trabajo, pueden ser obtenidos libremente a través de Internet en el sitio <https://www.dropbox.com/sh/p8628kkd0u4prey/cHsMnjkof0>.

MATERIALES Y MÉTODOS

Información satelital

Para mostrar la utilidad del MTM-SVD en el análisis de información satelital del océano, se utilizaron 18 años (periodo 1992-2010) de datos semanales de anomalías del nivel del mar satelital para la región del Pacífico suroriental (PSO), comprendida entre 5-55°S

y 130°-69°W. Los datos de anomalías del nivel del mar utilizados corresponden al producto combinado de las mediciones de altimetría de las misiones ERS, Jason, Topex/Poseidon y Envisat, obtenidas de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com>). Estos datos tienen una resolución espacial de 0,25°, lo cual hace un total de 45x477 puntos de cuadrícula correspondientes a igual número de series de tiempo (Fig. 1). Además, se utilizaron promedios semanales del producto inter-calibrado de vientos sobre el mar CCMP L3.0 (Cross-Calibrated, Multi-Platform Ocean Surface Wind Velocity) para la misma región y periodo de estudio, obtenidos del ftp://podaac.jpl.nasa.gov/ocean_wind/ccmp. Los datos de viento CCMP se derivan de las observaciones satelitales de las misiones SeaWinds abordo de QuikSCAT, SeaWinds abordo de ADEOS-II, AMSR-E, TRMM TMI y SSM/I, combinados mediante el método de Análisis Variacional (VAM). Los promedios semanales de viento CCMP fueron llevados a la misma cuadrícula espacial de los datos de anomalía del nivel del mar mediante interpolación lineal (Fig. 1c).

Análisis espectral mediante el Método MultiTaper (MTM)

Las series de tiempo pueden ser analizadas como una función compuesta por la potencia asociada a las frecuencias de las oscilaciones que la componen, conocida como Función de Densidad Espectral (FDE). De esta manera, la FDE permite obtener información de las oscilaciones presentes en la serie que no es evidente en el dominio del tiempo. Clásicamente se ha empleado la trasformada de Fourier para obtener el Peridograma, una estimación simple y directa la FDE de una serie de datos. Sin embargo, el Peridograma es estadísticamente una estimación poco robusta de la FDE, debido a que se caracteriza por ser inconsistente (su desviación estándar no disminuye en función del largo de la serie), sesgado (su promedio varía a lo largo de la serie y proviene de una sola corrida) y genera frecuencias artificiales que producen “pérdidas de potencia espectral” (spectral leakage) que distorsionan sistemáticamente la FDE. Varios métodos alternativos han sido propuestos para incrementar la robustez de la estimación de las FDE, los cuales

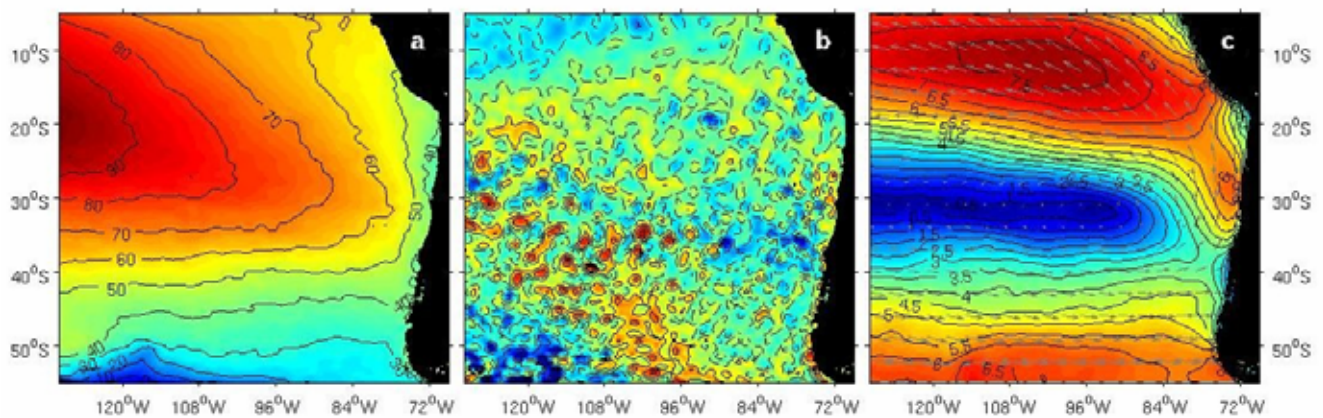


Figura 1. Área de estudio, conteniendo: a) Promedio de 18 años (1992-2010) del nivel del mar en el Pacífico suroriental, del producto de altimetría obtenido a partir de las mediciones combinadas de las misiones ERS, Jason, Topex/Poseidon y Envisat, b) campo de anomalías (respecto al nivel promedio) del nivel del mar para el 1 de julio de 2007, mostrando las anomalías positivas (negativas) de 5 y 10 cm (-5 y -10 cm) confinadas en contornos continuos (segmentados), c) promedio de 18 años del esfuerzo del viento, calculado a partir del producto inter-calibrado de vientos sobre el mar CCMP L3.0. Los colores y contornos representan la magnitud del esfuerzo, en tanto la que dirección es representada por las flechas grises.

Figure 1. Study area, showing: a) Temporal mean of sea level in the southeastern Pacific, estimated from eighteen years (1992-2010) of the combined data of the satellite missions ERS, Jason, Topex/Poseidon and Envisat, b) sea level anomalies (respect to the mean sea level) in July 1 of 2007, showing positive anomalies higher (lesser) than 5 and 10 cm (-5 and -10 cm) bounded in continuous (dashed) contour levels, c) temporal mean of wind stress, estimated from eighteen years of the cross-calibrated, multi-platform (CCMP, Level 3.0) ocean surface winds. Colors and contours represent the wind stress magnitude, gray arrows show the wind stress direction.

consideran la utilización de filtros aplicados iterativamente sobre diferentes partes de una serie de tiempo (Ghil *et al.*, 2002), el empleo de la función de autocorrelación (Blackman & Tukey, 1958) o simplemente subdividiendo la serie y promediando las estimaciones espectrales de cada trozo (método de Welch).

El método MTM reduce la varianza de las estimaciones espectrales mediante el uso de un conjunto de ventanas ortogonales o Tapers (Fig. 2a), que actúan como un grupo de filtros óptimos pasa-banda (Thomson, 1982). Al pre-multiplicar la serie de tiempo por el conjunto de ventanas ortogonales, el MTM produce un conjunto de estimaciones espectrales independientes que combinadas producen una estimación de la FDE con menor sesgo. Las ventanas ortogonales provienen de una familia de funciones conocidas como Secuencias Discretas Esferoidales Alargadas (DPSS) o secuencias de “Slepian”. Estas secuencias son un conjunto discreto de series de tiempo ideales que resuelven el problema de concentración espectral, ya que la trasformada de Fourier cada una de estas secuencias minimiza la pérdida de potencia espectral en una banda de frecuencia cuyo ancho es igual a $2pf_R$. La frecuencia f_R es conocida como frecuencia fundamental o de Rayleigh ($f_R = 1/N\Delta t$) y está relacionada con la extensión temporal de la serie de tiempo ($N\Delta t$), donde N es el número total de observaciones, Δt es el intervalo de muestreo y p es un entero convenientemente elegido, conocido como el parámetro de ancho de banda. Dado que las ventanas son una solución óptima al problema de concentración espectral y su construcción no requiere de parámetros adicionales, el método MTM es menos heurístico en relación a otras técnicas de estimación espectral que requieren de la parametrización de filtros.

Para la estimación de la FDE mediante el método MTM se utiliza un conjunto pequeño de K estimaciones espectrales, obtenidas con la trasformada de Fourier de la serie original pre-multiplicada por los primeras K ventanas ortogonales. Cada estimación espectral (Y_K) se basa en los coeficientes de Fourier para los valores de frecuencia $f = f_1, f_2 \dots f_n$, (siendo f_n la frecuencia de Nyquist), y se definen como,

$$Y_k(f) = \sum_{n=1}^N w_n^{(k)} x_n e^{i2\pi f n} \quad (1)$$

donde $w_n^{(k)}$ es el k -ésimo miembro de la secuencia de de ventanas ortogonales $k=1, \dots, K$. En la práctica solo las primeras $K = 2p-1$ ventanas son resistentes a la pérdida espectral. Como el parámetro p determina el ancho de banda de los estimados espectrales, este

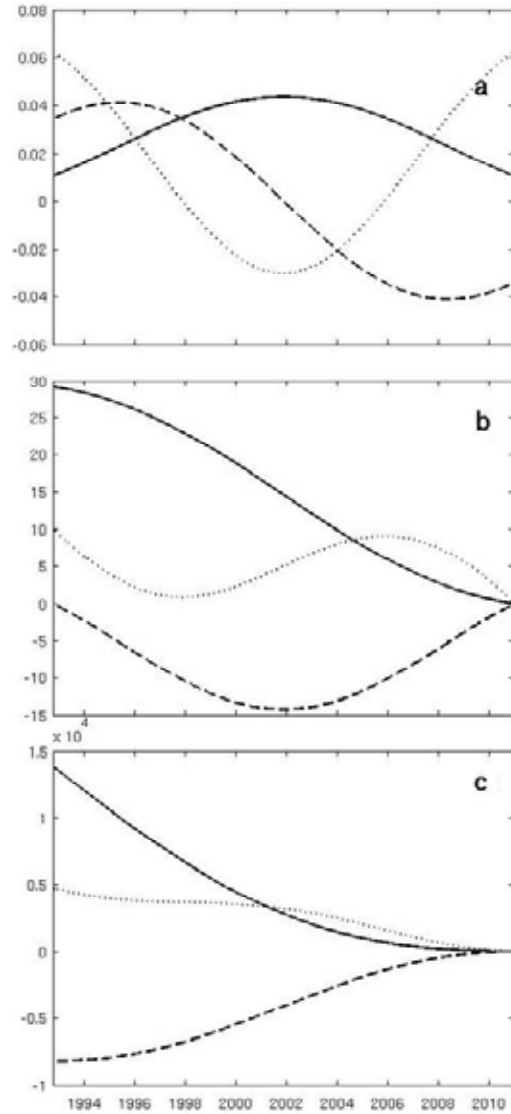


Figura 2. a) Las primeras $K = 3$ ventanas ortogonales (Tapers) para un ancho de banda $p = 1$, calculadas para una longitud de $N = 951$ semanas. Estas ventanas ortogonales fueron utilizada para el calculo de los espectros multiespaciados S_{VLF} y como primera condición para la reconstrucción del patrón espacial de las frecuencias de interés, b) y c) corresponden respectivamente a la primera y segunda derivada de las ventanas ortogonales, utilizadas como segunda y tercera condición para la reconstrucción del patrón espacial de las frecuencias de interés.

Figure 2. a) The firsts $K = 3$ orthogonal Slepian data tapers for the $p = 2$ bandwidth parameter, for a time series of $N = 951$ weeks in length. These orthogonal tapers were used to perform the S_{VLF} spectrum, as well as first condition in the spatial reconstructions, b) and c) are the first and second derivative of the orthogonal tapers respectively, which were used as second and third conditions in the spatial reconstructions.

parámetro también afecta la resolución espectral, debido a que en cada estimación espectral la potencia que se observa asociada a cada frecuencia f_i corresponde en realidad al promedio de la potencia de la señal en el intervalo de frecuencias entre $pf_R - f_i$ y $pf_R + f_i$. De esta manera, la selección de valores elevados de p disminuye la resolución espectral, lo cual puede ocasionar problemas de detección hacia las bajas frecuencias, donde algunas frecuencias de interés podrían no aparecer diferenciadas en el espectro. En contraste, si $p = 1$, el óptimo número de conos será $K = 1$, lo que produce una sola estimación espectral resistente a la pérdida espectral. Por esto la selección de p representa un compromiso entre la resolución espectral y la estabilidad (o reducción de la varianza) del estimado espectral. Para registros instrumentales de decenas a cientos de años, la selección de $p = 2$ y $K = 3$ proporciona un buen compromiso para resolver señales climáticas de tipo interanual (*i.e.* El Niño) o decadal como la oscilación decadal del Pacífico (Mann & Park, 1994).

Los estimados espectrales Y_K son generalmente combinados a través de un promedio ponderado para obtener una estimación espectral final de la forma,

$$S(f) = \frac{\sum_{k=1}^K \lambda_k |Y_k(f)|^2}{\sum_{k=1}^K \lambda_k} \quad (2)$$

donde λ_k corresponde a los valores propios que provienen de la descomposición ortogonal realizada para la obtención del conjunto de ventanas óptimas, que compensan el incremento de la pérdida de energía hacia las ventanas ortogonales de mayor orden. La combinación lineal de las K estimaciones espectrales proporciona una estimación de la FDE que es más estable y de menor varianza, respecto de otros métodos que utilizan una sola función o ventana. Además, debido a la independencia que le confiere la ortogonalidad de las ventanas, la estimación de la FDE que realiza el MTM proporciona una mayor variedad de modulaciones de la fase y la amplitud de la señal, lo cual le confiere al método una mayor capacidad para captar señales oscilatorias irregulares centradas en alguna frecuencia, cualidad particularmente ventajosa para describir fenómenos de carácter cuasi-periódicos como El Niño.

Análisis espectral múltiple mediante el MTM-SVD

El método MTM presenta una serie de ventajas para la detección de las frecuencias relevantes generadas por señales oscilatorias o cuasi-oscilatorias, presentes en

una serie de tiempo. Pero en los casos en que se busca aislar oscilaciones estadísticamente significativas y coherentes sobre una región geográfica, se hace necesario analizar simultáneamente varias series de tiempo independientes, distribuidas espacialmente en la región de interés. Una aproximación para resolver este problema podría ser calcular la FDE mediante el MTM de la serie promedio de la región. Sin embargo, debido a que la fase de las oscilaciones generalmente varía en el espacio cuando existe alguna propagación espacial de las señales, los promedios generan una anulación parcial de los componentes oscilatorios de la señal. Además, los promedios regionales disminuyen la potencia espectral de las señales y la relación señal-ruido, que dificulta la detección de las señales y las pruebas de significancia.

Una forma efectiva de estimar la FDE de las señales que fluctúan en espacio y tiempo, contenidas en varias series de tiempo distribuidas espacialmente en M sitios de una región de interés, es emplear una Descomposición de Valor Singular (SVD) de los K estimados espectrales obtenidos con el MTM de todas las series de tiempo de la región para cada una de las frecuencias, lo cual es en realidad una descomposición ortogonal en el dominio del espacio-frecuencia. Esta descomposición ortogonal genera una combinación lineal óptima de los K estimados espectrales que maximiza la varianza explicada tanto en amplitud y fase de las oscilaciones presentes para cada frecuencia f_i del dominio espectral. Para realizar este procedimiento, inicialmente las M series de tiempo deben ser organizadas en una matriz espacio-tiempo, de la siguiente forma,

$$x_n^{(m)} = \begin{bmatrix} x_1^{(1)} & x_2^{(1)} & \dots & x_N^{(1)} \\ x_1^{(2)} & x_2^{(2)} & \dots & x_N^{(2)} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ x_1^{(M)} & x_2^{(M)} & \dots & x_N^{(M)} \end{bmatrix} \quad (3)$$

donde corresponde a las series de tiempo en los sitios $m = 1, 2, \dots, M$, y n corresponde al dato en el tiempo $n = 1, 2, \dots, N$. Para evitar cualquier tipo de predominancia numérica de alguna de las series en la descomposición ortogonal, es conveniente normalizar las series de tiempo removiendo la media ($\mu^{(m)}$) y dividiendo por la desviación estándar ($\sigma^{(m)}$) de cada una de ellas:

$$x_n'^{(m)} = \frac{(x_n^{(m)} - \mu^{(m)})}{\sigma^{(m)}} \quad (4)$$

donde $x_n^{(m)}$ es la matriz espacio-tiempo normalizada. Sobre esta matriz se calculan los K estimados espectrales de las series normalizadas, mediante la transformada de Fourier:

$$Y_k^{(m)}(f) = \sum_{n=1}^N w_n^{(k)} x_n^{(m)} e^{i2\pi f n}, \quad (5)$$

donde $w_n^{(k)}$ es el k -ésimo miembro de la secuencia de ventanas ortogonales ($k = 1, 2 \dots K$). Con este procedimiento se obtiene un grupo de K matrices $Y_k^{(m)}(f)$ con dimensiones espacio-frecuencia ($M \times f$), debido a que cada una de estas matrices contienen las estimaciones espectrales de los M sitios para los valores de frecuencia f_i ($i = 1, 2 \dots n$), siendo f_n la máxima frecuencia de detección o frecuencia de Nyquist. La primera de estas matrices, cuando $K = 1$, se expresa como:

$$Y_{k=1}^{(m)}(f) = \begin{bmatrix} Y_1^{(1)}(f_1) & Y_1^{(1)}(f_2) & \dots & Y_1^{(1)}(f_i) & \dots & Y_1^{(1)}(f_n) \\ Y_1^{(2)}(f_1) & Y_1^{(2)}(f_2) & \dots & Y_1^{(2)}(f_i) & \dots & Y_1^{(2)}(f_n) \\ \vdots & \vdots & & \vdots & & \vdots \\ Y_1^{(M)}(f_1) & Y_1^{(M)}(f_2) & \dots & Y_1^{(M)}(f_i) & \dots & Y_1^{(M)}(f_n) \end{bmatrix} \quad (6)$$

Luego, para cada frecuencia f_i del dominio espectral, los estimados espectrales se reorganizan en una matriz $A(f_i)$ de dimensiones $M \times K$, donde las columnas contienen los K estimados espectrales en M diferentes sitios dentro de la región en cada frecuencia f_i ,

$$A(f_i) = \begin{bmatrix} Y_1^{(1)}(f_i) & Y_2^{(1)}(f_i) & \dots & Y_K^{(1)}(f_i) \\ Y_1^{(2)}(f_i) & Y_2^{(2)}(f_i) & \dots & Y_K^{(2)}(f_i) \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ Y_1^{(M)}(f_i) & Y_2^{(M)}(f_i) & \dots & Y_K^{(M)}(f_i) \end{bmatrix} \quad (7)$$

A cada matriz $A(f_i)$ se le realiza una descomposición SVD compleja, de la forma;

$$A(f_i) = U(f_i) * \lambda(f_i) \cdot V(f_i)^T \quad (8)$$

donde el operador $*$ indica multiplicación de matrices, el \cdot indica una multiplicación elemento por elemento y $V(f_i)^T$ es la matriz traspuesta de $V(f_i)$. La matriz $U(f_i)$ es de dimensiones $M \times M$, $\lambda(f_i)$ es $K \times M$ y $V(f_i)^T$ es de dimensiones $K \times K$. Las columnas de la matriz $U(f_i)$ contienen la parte espacial de la descomposición y dan cuenta de la amplitud y la fase de la señal en cada uno

de los M sitios. Solo las primeras K columnas de esta matriz se encuentran efectivamente asociadas a los K estimados espectrales considerados. De esta manera las dimensiones efectivas de $U(f_i)$ son $M \times K$, se pueden expresar como:

$$U(f_i) = \begin{bmatrix} U_1^{(1)}(f_i) & U_2^{(1)}(f_i) & \dots & U_K^{(1)}(f_i) \\ U_1^{(2)}(f_i) & U_2^{(2)}(f_i) & \dots & U_K^{(2)}(f_i) \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ U_1^{(M)}(f_i) & U_2^{(M)}(f_i) & \dots & U_K^{(M)}(f_i) \end{bmatrix} \quad (9)$$

De igual manera, la matriz $\lambda(f_i)$ tiene una dimensión efectiva de $K \times K$, y en su diagonal contiene los valores singulares de la descomposición ortogonal:

$$\lambda(f_i) = \begin{bmatrix} \lambda_1(f_i) & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \lambda_2(f_i) & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \lambda_K(f_i) \end{bmatrix} \quad (10)$$

Las filas en la matriz $V(f_i)^T$ de dimensiones $K \times K$ contienen la parte espectral de la descomposición, y pueden ser consideradas como las “modulaciones principales” en analogía a los componentes principales resultantes de las funciones ortogonales empíricas en el dominio del tiempo-espacio. Debido a que el SVD realiza una descomposición multilineal, esta aproximación da cuenta de la relación espacial lineal que existe entre todas las series de la región para cada frecuencia, por lo que algunas respuestas no-lineales pueden ser no completamente bien descritas. Por otra parte, las modulaciones principales dan cuenta de la combinación lineal de la proyección de los K estimados espectrales, por lo cual contienen la información del comportamiento oscilatorio de la señal asociada a cada k -ésimo modo sobre frecuencias más bajas que f_i . La matriz $V(f_i)^T$ se expresa como:

$$V(f_i)^T = \begin{bmatrix} V_1^{(1)}(f_i) & V_1^{(2)}(f_i) & \dots & V_1^{(k)}(f_i) \\ V_2^{(1)}(f_i) & V_2^{(2)}(f_i) & \dots & V_2^{(k)}(f_i) \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ V_k^{(1)}(f_i) & V_k^{(2)}(f_i) & \dots & V_k^{(k)}(f_i) \end{bmatrix} \quad (11)$$

Los valores singulares en la matriz $\lambda(f_i)$ (Ec. 10) representan la amplitud de cada k -ésimo modo después de la descomposición ortogonal y se encuentran ordenados de forma ascendente ($\lambda_1(f_i) > \lambda_2(f_i) > \dots$).

$\lambda_k(f_i)$). Como en cualquier descomposición ortogonal, los valores propios de cada modo se obtienen como el cuadrado de los valores singulares ($\lambda_k(f_i)^2$). El valor propio del primer modo normalizado respecto a los demás modos, es el parámetro utilizado para la detección de la señal en la frecuencia f_i , y está definido como:

$$S_{VLF}(f_i) = \frac{\lambda_1(f_i)^2}{\sum_{j=2}^K \lambda_j(f_i)^2} \quad (12)$$

De esta manera, la FDE resulta de componer todos los $S_{VLF}(f_i)$ calculados independientemente para cada una de las frecuencias f_i del dominio espectral, utilizando localmente K estimados espectrales que son también estadísticamente independientes. Debido a que la detección de la potencia de la señal se realiza localmente en cada una de las frecuencias del dominio espectral, el espectro resultante S_{VLF} es comúnmente denominado “Espectro de Varianza Local Fraccional”. La detección local en la frecuencia es la principal característica que faculta al MTM-SVD para aislar oscilaciones irregulares sobrepuestas en diferentes trasfondos de ruido coloreado. La forma en que el primer valor propio es normalizado, permite que S_{VLF} pueda asumir valores mayores a 1 y no sea relativo dentro de la frecuencia, lo que posibilita comparar la potencia de la señal de la frecuencia f_i respecto a la potencia de las frecuencias vecinas.

Ruido de fondo e intervalos de confianza

El grado de significancia relativa de los máximos en el S_{VLF} se evalúa en relación a la hipótesis nula de que la señal analizada viene acompañada por un ruido de fondo, y que las frecuencias significativas se observan como máximos que se levantan y diferencian sobre las fluctuaciones aleatorias que componen este ruido. Se ha determinado que el ruido del sistema climático, particularmente en el componente termal del océano, posee un comportamiento espectral del tipo de ruido rojo (que incrementa su potencia espectral lentamente hacia bajas frecuencias), generado por la inercia termal de los componentes más lentos del sistema que tienden a integrar en forma progresiva hacia periodos de respuesta más largos, el ruido producido por cada componente (Mann & Park, 1999). Bajo esta premisa, la significancia estadística de los máximos locales en el espectro S_{VLF} se establece respecto a un espectro S_{VLF} basal (o nulo), estimado para el ruido aleatorio de fondo de las series en ausencia de señal y que se encuentra correlacionado espacialmente entre todas las localidades consideradas. La ventaja fundamental del

espectro S_{VLF} basal es que es independiente de la frecuencia, debido a que cada uno de los K estimados espectrales obtenidos localmente en cada frecuencia f_i poseen un espectro de ruido de forma plana en cada banda alrededor de la frecuencia f (entre $pf_R - f_i$ y $pf_R + f_i$), que es además independiente y resistente a la influencia del ruido de las bandas vecinas. Esta característica le otorga al espectro S_{VLF} la facultad de permitir de la distribución de diferentes procesos de ruido a lo largo del dominio espectral, lo cual eventualmente permitiría postular la hipótesis nula de la existencia de cualquier tipo de ruido (i.e. blanco, azul, etc.) espacialmente correlacionado, además del ruido de tipo rojo.

La independencia de la frecuencia que caracteriza al espectro S_{VLF} basal, permite el empleo de técnicas de remuestreo tipo “Bootstrap” para la estimación de los intervalos de confianza. El remuestreo se realiza permutando aleatoriamente la secuencia temporal de las series de datos pero conservando el patrón espacial de los datos sin alterar. De esta manera, la permutación de los datos destruye cualquier oscilación o estructura temporal, por lo cual el espectro S_{VLF} de los datos permutados no presenta frecuencias con máximos sobresalientes. Los espectros S_{VLF} provenientes de distintas permutaciones proporcionan una estimación de la variabilidad basal en ausencia de señal. Los niveles de significancia se obtienen promediando los valores de los S_{VLF} para todas las frecuencias dentro de la banda secular y no secular por separado. Esto porque dentro de la banda secular, que comprende las frecuencias menores a $f < p/N\Delta t$, hay una menor cantidad de grados de libertad disponibles debido a que la transformada de Fourier se hace real cuando $f=0$. Generalmente el promedio de la banda secular es mayor que el de la banda no-secular, lo cual genera que los niveles de confianza calculados adopten una forma de Z alargada.

Por lo general es recomendable realizar 1000 permutaciones independientes para asegurar las repeticiones suficientes de S_{VLF} basales que permitan una estimación confiable del umbral del 99% de significancia. Los cuartiles de la distribución empírica requeridos para establecer los niveles de significancia, provienen de ordenar de manera creciente los valores de las 1000 realizaciones de los S_{VLF} en cada una de las frecuencias. De esta manera, los niveles de significancia de 99, 95, 90 y 80%, se obtienen de los promedios de las frecuencias seculares y no seculares en los cuartiles 990 ($=0,99 \times 1000$), 950 ($=0,95 \times 1000$), 900 ($=0,90 \times 1000$) y 800 ($=0,80 \times 1000$) respectivamente.

Reconstrucción del patrón espacial asociado a una frecuencia

Una vez que los máximos significativos en el espectro S_{VLF} han sido identificados, el patrón espacial de la señal asociado a las frecuencias correspondientes a estos máximos puede ser reconstruido en el dominio del tiempo utilizando la información de la descomposición ortogonal compleja SVD. Para cualquier frecuencia significativa f_i , la primera columna de la matriz espacial compleja $U_1^{(m)}(f_i)$ contiene la información de la amplitud y la fase de la señal, para todos los M sitios. A su vez, los valores complejos del primer vector de la matriz espectral $V_1^{(k)}(f_i)$ pueden ser utilizados para obtener la variación temporal de la señal mediante la estimación de la función envolvente de variación lenta $\tilde{A}(n\Delta t)$ (Ec. 14). Por consiguiente, el patrón espacio-temporal de la señal en la frecuencia f_i puede ser convenientemente reconstruido al escalar la parte real de la amplitud y la fase con la variación temporal de la señal, y con la reincorporación de la desviación estándar ($\sigma^{(m)}$) sustraída inicialmente, de la siguiente manera:

$$\tilde{x}_n^{(m)} = \gamma(f_o) \Re \left\{ \sigma^{(m)} \left(U_1^{(m)}(f_i) \right) \tilde{A}(n\Delta t) e^{-i2\pi f_o n} \right\} \quad (13)$$

donde $\gamma(f_o)$ es un factor de reconstrucción y \Re indica que solo se considera la parte real. El factor $\gamma(f_o)$ fluctúa a lo largo del dominio espectral, adoptando valores $\gamma(f_o) = 2$ en la banda no secular, donde $f > pf_R$, debido a las contribuciones provenientes de la información espectral de frecuencias f y $-f$. En la banda secular, entre $0 < f < pf_R$, el valor de $\gamma(f_o)$ decae a 1. En la práctica se asume que variabilidad de largo plazo es cuasi-secular, por lo cual convencionalmente se utiliza el valor $\gamma(f_o) = 1$ para efectuar la reconstrucción.

La envolvente $\tilde{A}(n\Delta t)$ describe el patrón temporal de la señal en la frecuencia f_i , el cual está compuesto por una oscilación dominante sujeta a variaciones en la amplitud y la fase sobre periodos más largos que el periodo de la oscilación f_i ($T > 1/f_i$). Esta envolvente puede ser construida con la inversión de la primera fila de la matriz compleja $V_1^{(k)}(f_i)$ mediante un proceso similar a la demodulación compleja del vector. Sin embargo, este procedimiento no posee una solución única y requiere de consideraciones adicionales. La forma de construcción más simple es asumiendo una combinación lineal de las ventanas ortogonales $w_n^{(k)}$, de tal forma que,

$$\tilde{A}(n\Delta t) = \sum_{l=1}^K \xi_k^{-l} \lambda_k(f_i) \left(V_1^{(k)}(f_i) \right)^* w_n^{(k)} \quad (14)$$

donde ξ_k son los factores de retención de las ventanas ortogonales (ver Park, 1992). La reconstrucción con esta inversión tiende a reducir el tamaño de la envolvente y por lo tanto favorece que tienda a cero hacia los extremos de la serie de tiempo (Fig. 2a). Tal condición no es apropiada para las señales asociadas a una media no estacionaria, es decir, que presenten una tendencia secular. Un segundo tipo de inversión posible minimiza la primera derivada numérica de $\tilde{A}(n\Delta t)$ (Park, 1992), lo que favorece que la pendiente de la envolvente se aproxime a cero en los extremos de la serie de tiempo (Fig. 2b). Esta inversión es más apropiada cuando existe alguna tendencia en las series de datos, pero sigue siendo poco apropiada para describir fluctuaciones que cambian rápidamente cerca del principio o al final de la serie de datos. La tercera posibilidad es minimizar la rugosidad de la envolvente con una segunda derivada de $\tilde{A}(n\Delta t)$, lo que no limita la media ni la pendiente cerca de los extremos de las series de datos (Fig. 2c). Mann & Park (1999) proponen una aproximación adaptativa mediante la reconstrucción de la señal utilizando una combinación lineal óptima de estas tres condiciones, la cual es obtenida al minimizar el desajuste multivariado de los errores cuadrados de las series originales respecto a todas las posibles combinaciones lineales de estas tres condiciones. Este enfoque elimina subjetividad de escoger *a priori* una o alguna combinación de las tres condiciones de envolventes para realizar la reconstrucción.

Además de la reconstrucción temporal, usualmente es útil reconstruir el patrón canónico de la señal para describir el patrón espacial de la oscilación sobre un ciclo característico de periodo $1/f_i$. Esta reconstrucción puede ser realizada mediante,

$$\hat{x}_n^{(m)} = \gamma(f_o) \sigma^{(m)} \left(U_1^{(m)}(f_i) \right) A_{rms}(f_o) \quad (15)$$

donde $A_{rms}(f_o)$ es el patrón escalado por la amplitud de la raíz cuadrada media de la envolvente $\tilde{A}(n\Delta t)$. La reconstrucción del ciclo canónico es de gran utilidad para la generación de secuencias de campos espaciales en diferentes fases del ciclo, como las presentadas en las Figs. 5 y 7.

RESULTADOS

Aplicación del MTM-SVD al análisis del nivel del mar y el viento en el Pacífico suroriental

Para mostrar las potencialidades del método MTM-SVD en el análisis de información satelital del océano, se aplicó este método para analizar los 18 años de

información satelital del nivel del mar en la región del PSO, disponibles para el periodo 1992-2010. Para este análisis, los datos fueron previamente reordenados en una matriz espacio-tiempo siguiendo Ec. 3 y normalizados removiendo la media y la desviación estándar como se indica en Ec. 4. Debido a que una parte importante de la variabilidad del nivel del mar se encuentra vinculada al esfuerzo del viento sobre el mar, se utilizó también la información satelital del viento sobre el mar para el mismo periodo y región de estudio, para determinar la variabilidad conjunta de ambos campos.

Al igual que en la mayoría de los registros satelitales, la longitud temporal de las series del nivel del mar y del viento no supera las dos décadas. Esto hace que el espectro de potencia S_{VLF} calculado utilizando un parámetro de ancho de banda superior a $p > 1$ presente baja resolución en la banda interanual. Por tal motivo para el cálculo de S_{VLF} se utilizó un parámetro de ancho de banda de $p = 1$, inferior al parámetro recomendado por Mann & Park (1994) de $p = 2$ para series climáticas del orden de décadas a centenas de años. Este menor ancho de banda asegura una mejor resolución de los máximos en la región interanual del espectro, aunque únicamente permite $K = 2p - 1 = 1$ ventanas ortogonales resistentes a sufrir pérdidas de potencia espectral. A pesar de esta restricción, para el cálculo del S_{VLF} se utilizaron dos ventanas ortogonales adicionales ($K = 3$) para incrementar la capacidad de detección de señales cuasi-oscilatorias en las series. El espectro resultante bajo esta configuración ($p = 1$, $K = 3$) presentó una baja distorsión por el efecto de la pérdida espectral de las ventanas adicionales (Fig. 3).

Frecuencias de variabilidad

El Espectro de Varianza fraccional S_{VLF} obtenido al analizar los 18 años de campos satelitales de las anomalías del nivel del mar en la región del PSO mediante el método MTM-SVD, se indica en la Fig. 3. En el S_{VLF} se observa que la mayor parte de la variabilidad del nivel del mar se encuentra asociada a la frecuencia anual. En la banda interanual sobresalen las frecuencias 0,20 ($T = 4,90$ años), 0,31 ($T = 3,27$ años) y 0,66 ($T = 1,51$ años), con una significancia estadística mayor al 99%, y la frecuencias de 0,38 ($T = 2,61$ años) con una significancia estadística mayor al 90%. No se observó ninguna frecuencia significativa en la banda secular indicando que no existe tendencia de largo plazo en las series de tiempo de la región. En la banda intraanual, se observó un máximo significativo sobre el 99% en la frecuencia semianual de 2,00 ($T = 181,90$ días), y un segundo máximo solo significativo sobre el 90% en la frecuencia

intraestacional de 7,28 ($T = 50,16$ días). El menor nivel de potencia y la menor significancia que alcanza el máximo en la banda intraestacional puede estar relacionado a que esta frecuencia contribuye con un menor aporte a la variabilidad total de la región, aunque también es posible que esta frecuencia tenga un aporte importante a la variabilidad en un sector de menor extensión dentro de la región.

El espectro del esfuerzo del viento (línea gris, Fig. 3) también presenta máximos significativos en las bandas de frecuencias anual e interanual. En la banda interanual presenta dos máximos sobre el 90% de significancia en las frecuencias 0,15 ($T = 6,82$ años) y 0,20 ($T = 4,90$ años), y un máximo sobre el 95% en las frecuencias 0,28 ($T = 3,56$ años). Hacia la banda secular se observa un máximo en 0,09 ($T = 11,02$ años) que indica la presencia de una señal de tipo decadal. En la banda intraestacional (30-90 días), el esfuerzo del viento presentó una mayor cantidad de máximos que el espectro del nivel del mar, entre los cuales solo el máximo en la frecuencia de 7,28 ($T = 50,16$ días) coincidió con el máximo observado en el espectro de anomalías del nivel del mar para la misma banda de frecuencias. Esto sugiere que la variabilidad del nivel del mar y el viento pueden estar relacionadas en esta frecuencia.

Una forma de inspeccionar la existencia de algún patrón de covariabilidad entre dos campos distintos dentro de algún rango de frecuencias, es mediante el cálculo de un espectro conjunto (línea punteada, Fig. 3). Esto se realiza calculando el espectro S_{VLF} sobre una matriz compuesta por las matrices espacio-tiempo de dos o más campos unidos sobre la dimensión temporal, similar al procedimiento utilizado en el cálculo de Funciones Ortogonales Empíricas Extendidas. De esta manera, la matriz compuesta por dos matrices espacio-tiempo tiene una dimensión final de $2M \times N$. El espectro conjunto S_{VLF} del nivel del mar y el viento muestra máximos con niveles de significancia sobre el 90% y un alto grado de covariabilidad en la frecuencia anual ($f = 1$, $T = 1$), en la banda interanual en la frecuencia de 0,31 ($T = 3,27$ años), y en la banda intraestacional en la frecuencia de 7,28 ($T = 50,16$ días), sugiriendo que en estas frecuencias existe una variabilidad relacionada entre ambos campos.

Ciclo anual

El MTM-SVD permite reconstruir el patrón espacial en el dominio del tiempo de una o varias frecuencias significativas y/o de interés, siguiendo el procedimiento detallado en Ecuaciones 11 y 12. La reconstrucción permite observar patrones estacionarios y/o

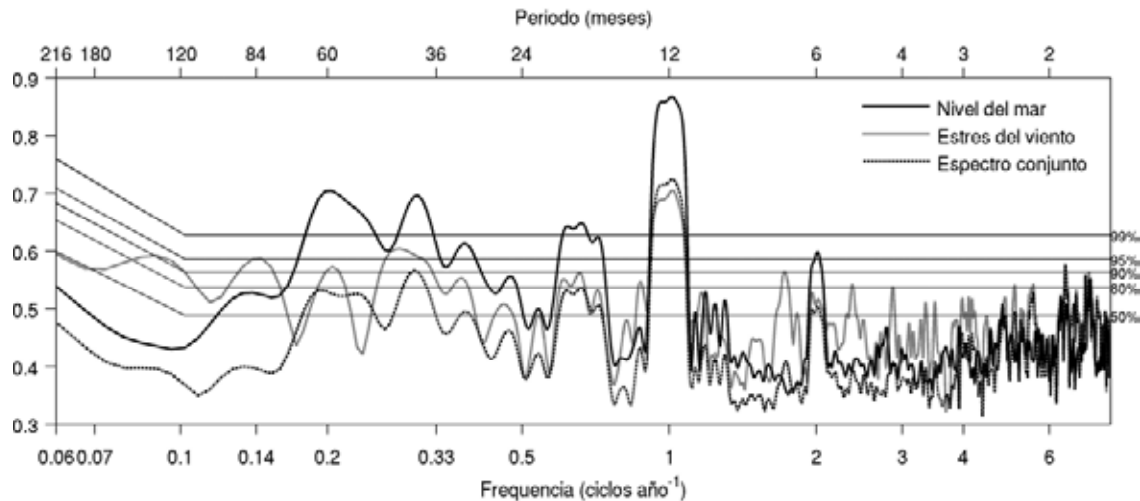


Figura 3. Espectros de Varianza Fraccional Local S_{VLF} calculados para 18 años (1992-2010) de anomalías del nivel del mar (línea negra) y de esfuerzo del viento (línea gris) en la región del Pacífico suroriental. El espectro conjunto del nivel del mar y esfuerzo del viento se muestra como una línea punteada.

Figure 3. Local Fractional Variance Spectrum S_{VLF} , estimated from eighteen years (1992-2010) of satellite data of sea level anomalies (black line) and wind stress (gray line) in the southeastern Pacific region. The join spectrum of the sea level and wind stress is showed as a dashed line.

de propagación en el espacio, y además entrega información sobre la varianza explicada y la fase de la oscilación en cada sitio, las cuales pueden ser presentadas en mapas de varianza explicada y fase. La reconstrucción también puede ser realizada para obtener el patrón canónico mediante Ec. 13, que entrega una visión de la variación espacial del campo sobre un ciclo típico de la oscilación que ocurre en una frecuencia.

Una forma de representar gráficamente la reconstrucción de una frecuencia se presenta en las Figs. 4 y 5, las cuales corresponden a la reconstrucción de la frecuencia anual ($f = 1$) del nivel del mar. La Fig. 4a indica el mapa de la varianza explicada de la frecuencia anual en la región, donde los colores azules (rojos) corresponden a sitios donde el ciclo anual aporta una menor (mayor) parte de la variabilidad total. La Fig. 4b presenta el mapa de la fase de la oscilación reconstruida, relativa a la fase de la serie en la primera posición, cuya fase es 0. En este mapa se utiliza una escala de colores cíclica que empieza en rojo (fase = 0°), pasa por tonos amarillos, verdes, azules y fucsias, para terminar de nuevo en rojo (fase = 360°), que corresponde al inicio de un nuevo ciclo (fase = 0°). La Fig. 4c presenta la serie de tiempo reconstruida para el sitio de mayor varianza explicada por la frecuencia. Alternativamente, se puede mostrar varias series reconstruidas mediante un diagrama hovmöller (distancia-longitud-latitud vs. tiempo) sobre un transecto o a lo largo de la costa,

como el mostrado en la Fig. 5a. Una visión espacial de las fluctuaciones de la señal reconstruida se puede obtener mediante una secuencia de imágenes representando diferentes tiempos o instantáneas del ciclo canónico de la reconstrucción, como el presentado para el ciclo anual (Fig. 5b). Esta figura presenta el ciclo canónico de la frecuencia anual ($f = 1$) en 12 imágenes, seleccionadas para las fases de 0, 30, 60, 90, 120, 150, 180, 210, 240, 270, 300 y 330° , dentro de un ciclo de 0° a 360° . Cada grado de este ciclo corresponde a $(f \times 365,25)/360^\circ = 1,02$ días.

Mediante la reconstrucción del patrón espacial del nivel del mar en la frecuencia $f = 1$ ciclo por año, se puede estimar que el ciclo anual explica el 11,4% de la variabilidad del nivel del mar en toda la región del PSO. Sin embargo, el mapa de la varianza explicada para esta frecuencia (Fig. 4a) muestra que existen dos zonas en las cuales el ciclo anual explica más del 25% de la variabilidad. Una de estas zonas se presenta en forma de arco y se extiende desde la zona costera al norte de los 30°S hacia la zona oceánica frente a Perú. La otra zona de alta variabilidad corresponde a una zona de mayor extensión, que se extiende desde la zona oceánica cercana al continente americano entre los 35° y 45°S , y el extremo oeste de la región de estudio ($\sim 180^\circ\text{W}$), que abarca desde los 20° a 50°S .

Las dos zonas de alta variabilidad presentan diferencias en la fase de la oscilación anual (Fig. 4b). La zona en forma de arco muestra un cambio fuerte y progresivo en la fase (de 0° a 180°) desde la costa

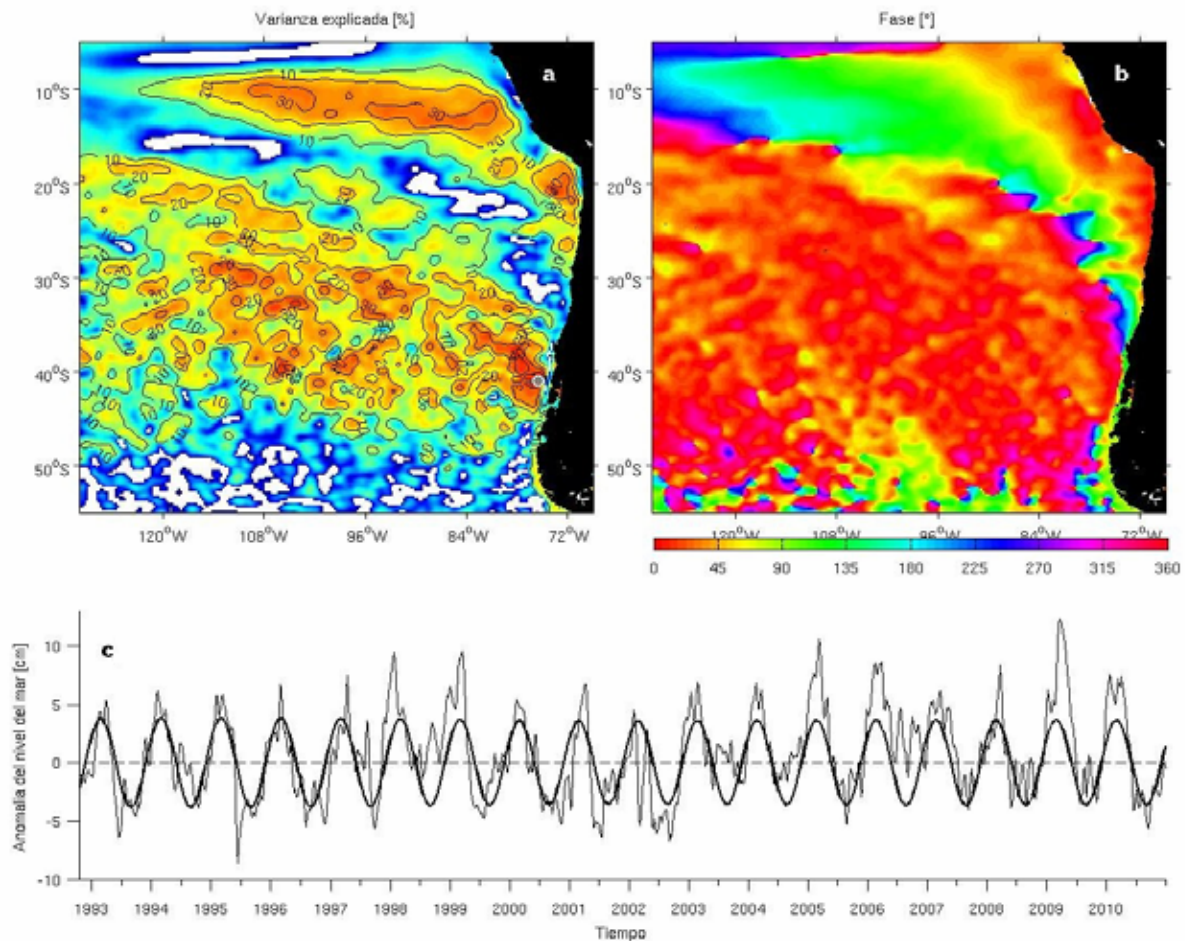


Figura 4. Reconstrucción de la frecuencia anual ($f = 1$) de las anomalías del nivel del mar en la región del Pacífico suroriental. a) Campo de la varianza explicada, indicando el lugar de mayor varianza explicada con un punto gris en las coordenadas 41°S y 75,5°W. Las regiones con varianza explicada inferiores a 1% son dejadas en blanco, b) campo de la fase de la oscilación en la frecuencia anual, c) serie de tiempo original (línea continua delgada) y ciclo anual reconstruido (línea continua gruesa) en el lugar de mayor varianza explicada, indicado en a).

Figure 4. Reconstruction MTM-SVD to the sea level annual frequency ($f = 1$) in the southeastern Pacific region. a) Percent of sea level variance explained for the annual frequency, where the gray dot located on 41°S and 75.5°W shows the location with the highest explained variance for this frequency. Regions with values of explained variance lower than 1% are left blank, b) phase of the oscillation associated with the annual frequency, c) original time series of sea level (thin line) and their annual cycle reconstructed through MTM-SVD (thick line), on the location with the highest explained variance (41°S-75,5°W).

hacia el oeste, en cambio la zona de mayor extensión presenta variaciones en la fase menores a 60° sin un patrón espacial definido. El fuerte cambio en la fase observado al norte de los 30°S es un indicio de la existencia de propagación de la señal en el espacio. Contrariamente, en la zona de mayor extensión y baja variabilidad espacial en la fase, la fase se mantiene relativamente constante fluctuando ~0° (ó 360°), lo cual indica que la oscilación anual dentro de esta zona es sincrónica y de carácter estacionario.

El patrón espacial del ciclo anual y las características de las señales estacionarias o que se

propagan en el espacio, asociadas a este ciclo, pueden ser descritas con mayor detalle mediante una secuencia de imágenes para fases específicas del ciclo canónico (Fig. 5b). En esta secuencia se observa que las anomalías positivas del nivel del mar aparecen inicialmente en la zona costera y se propagan en forma progresiva de norte a sur, desde los 15°S frente a la costa de Perú (fase de 0°) hasta los 35°S frente a la costa central de Chile (fase de 120°). La propagación hacia el sur también es evidente en la inclinación de las anomalías entre los 15° y 30°S observada en el diagrama hovmöller latitud vs. tiempo (Fig. 5a). En la

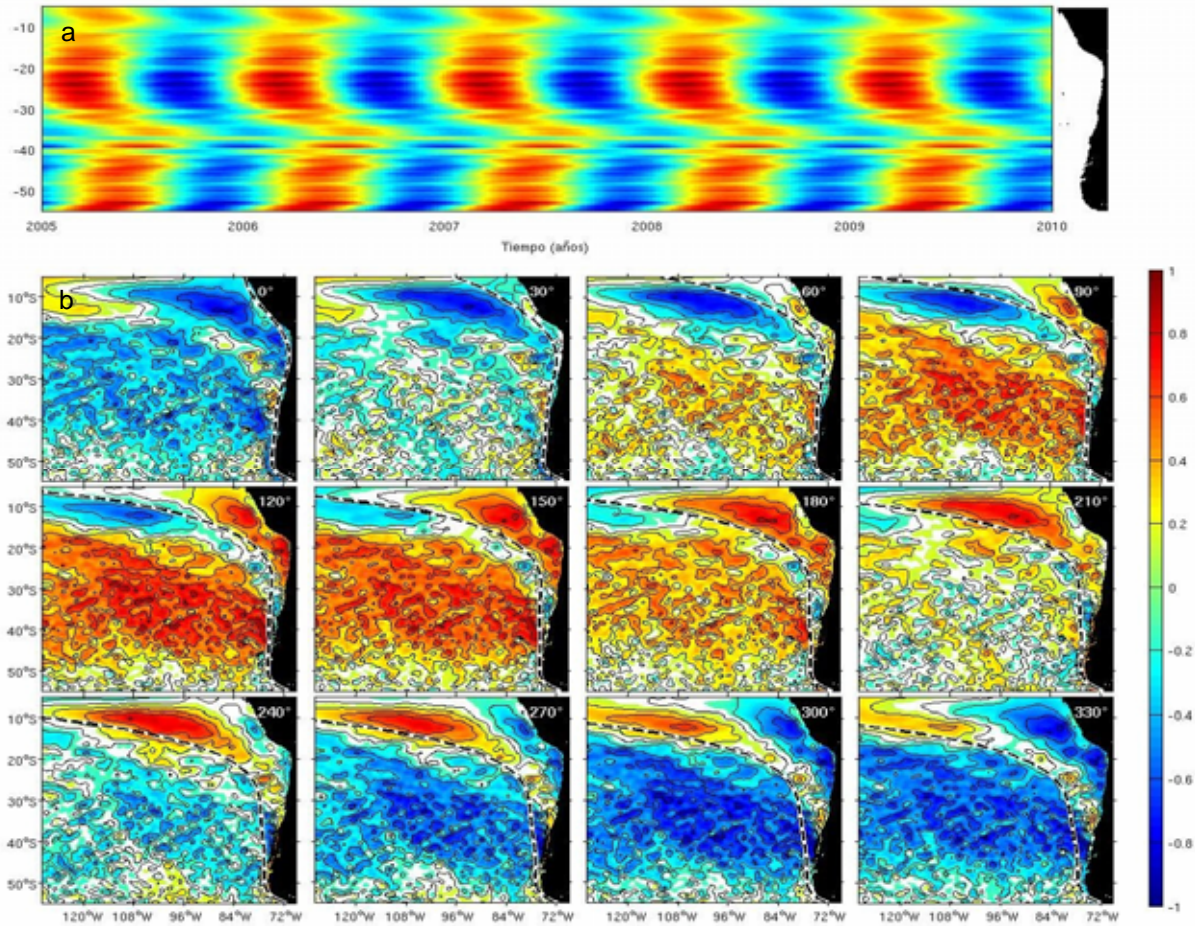


Figura 5. Patrón espacial de la reconstrucción de la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar: a) Diagrama Hovmöller (latitud vs. tiempo) del promedio de las anomalías en el primer grado más cercano a la línea de costa, b) secuencias del ciclo canónico de la oscilación en la frecuencia anual de las anomalías del nivel del mar en la región del Pacífico suroriental. Los tonos azules (rojos) indican anomalías negativas (positivas) del nivel del mar. Cada grado corresponde a 1,02 días. La línea punteada corresponde a la propagación teórica del primer modo baroclino de una onda de Rossby.

Figure 5. Spatial pattern of the sea level anomalies on the annual frequency: a) Hovmoller plot (latitude vs. time) of the anomalies averaged in the first degree closer to the coast, b) snapshots of the canonic cycle associated with the sea level annual frequency in the southeastern Pacific region. The color blue (red) shows negative (positive) anomalies in the sea level. Each degree on phase represents 1.02 days. Dashed line shows the theoretical speed of a first-mode baroclinic Rossby wave.

medida que estas anomalías se propagan hacia el sur, también se propagan hacia el oeste, con una mayor rapidez hacia latitudes bajas, tal como se espera para una onda de Rossby (Fig. 5b). De esta manera, las anomalías forman un arco que alcanza su máxima extensión zonal antes de desprenderse de la costa, en la fase de 180°. Entre las fases de 210° y 330°, el arco de anomalías se desprende de la costa y viaja hacia el oeste, para finalmente disiparse casi por completo en la zona oceánica, en la fase de 360°. Al norte de los 30°S, la velocidad de desplazamiento hacia fuera de la

costa corresponde a la velocidad de fase teórica de la propagación del primer modo baroclino de una onda Rossby, parámetros obtenidos de Chelton *et al.* (1998) (curva punteada, Fig. 5). Al sur de los 30°S la propagación de las anomalías es menor a esta velocidad teórica, por lo cual se ha propuesto que las anomalías en estas latitudes se encuentran más relacionadas con remolinos de mesoescala que con ondas de Rossby (Correa-Ramírez *et al.*, 2007). Por otra parte, en la zona oceánica, comprendida entre 20° y 45°S, el ciclo anual del nivel del mar no presenta un

patrón de propagación marcado y se observa oscilando en forma estacionaria, presentando un máximo (mínimo) en la fase de 120° (300°).

En el caso del esfuerzo del viento, el ciclo anual explica solo el 5,1% de la variabilidad en toda la región. Frente a Perú, al norte de los 15°S , donde el ciclo anual tiene mayor aporte a la variabilidad del esfuerzo del viento, explica alrededor del 30% de la varianza (Fig. 6a). En la zona costera frente a Chile entre 30° y 38°S y en la zona oceánica comprendida entre 120° - 84°W y 30° - 40°S , respectivamente alrededor del 25 y 15% de la varianza del esfuerzo del viento está vinculada al ciclo anual. Al igual que en el nivel del mar, el ciclo anual no se presenta de forma sincrónica en toda la región. En el mapa de fase (Fig. 6b) se observa una propagación de norte a sur en la zona costera (disminución progresiva de la fase desde 180° a 0°), en cambio en la zona oceánica entre 30° y 45°S la fase se mantiene relativamente constante ($\sim 180^\circ$). La secuencia de imágenes del ciclo anual canónico del esfuerzo del viento (Fig. 7) corrobora la propagación hacia el sur de una anomalía negativa (positiva) del esfuerzo del viento con dirección noroeste-sureste (sureste a noroeste), que es desfavorable (favorable) a la surgencia costera. Esta anomalía se origina frente a Perú en la fase 0° (180°), se intensifica y crece hacia el oeste en la medida que se extiende hacia el sur hasta alcanzar los 30°S en la fase 90° (270°). Una vez que alcanza los 30°S en la fase de 120° (300°), la anomalía empieza debilitarse frente a Perú y continúa propagándose hacia el sur, de manera que se disipa completamente frente a Perú en la fase 150° (330°) y permite la aparición de una anomalía positiva (negativa) en esta zona en la fase de 360° (180°). En su propagación hacia el sur, la anomalía negativa (positiva) continúa intensificándose hasta alcanzar su máximo entre 30° y 40°S en la fase de 240° (60°), que ocurre alrededor de 245 días después del inicio de la perturbación. Adicionalmente, el ciclo anual del esfuerzo del viento presenta una oscilación estacionaria conformada por un dipolo en la zona oceánica a 30° - 55°S , cuyo centro se encuentra $\sim 42^\circ\text{S}$, que genera una intensificación del campo del esfuerzo del viento en forma anticiclónica entre las fases de 0° y 120° , y ciclónica entre las fases de 180° y 300° .

Las similitudes en las características espaciales y de propagación observadas en los ciclos canónicos del nivel del mar y el esfuerzo del viento, constituyen una evidencia de la relación existente entre estas variables dentro de la frecuencia anual. Una forma de caracterizar esta relación es estimando el grado de desfase de ambas oscilaciones anuales mediante el campo de diferencias en la fase, el cual es calculado

sustrayendo las fases utilizadas para la reconstrucción de los campos en cada localidad. El campo de diferencia de fase (Fig. 8a), muestra que la mayor parte de las regiones de mayor varianza explicada por la frecuencia anual en el nivel del mar (la región costera y oceánica de 25 - 45°S), se encuentran predominantemente en fase opuesta ($\sim 180^\circ$ de desfase) con respecto al esfuerzo del viento. Esto significa que las anomalías positivas en el nivel del mar son sincrónicas con las anomalías negativas del esfuerzo del viento en estas regiones. En casi toda la banda costera de 55 - 10°S , este desfase indica que el ciclo anual del nivel del mar y esfuerzo del viento presentan una fuerte correlación inversa significativa al 99% de confianza. Solo en una pequeña región restringida a la costa (20° - 15°S) los ciclos anuales se encuentran en fase y están directamente correlacionados (Fig. 8b), lo cual es opuesto al efecto esperado, donde los incrementos del viento paralelo de la costa se encuentran asociados a una disminución en el nivel del mar. En esta zona el trabajo realizado por Yuras *et al.* (2005) también mostró una situación opuesta a la esperada entre el ciclo anual de clorofila y esfuerzo del viento, lo cual podría indicar la existencia de condiciones locales particulares que determinan el ciclo anual en esta zona.

Variabilidad interanual

El patrón espacial de la variabilidad interanual del nivel del mar en el PSO puede ser descrito mediante la reconstrucción simultánea de las cuatro frecuencias de mayor importancia observadas en la banda interanual del espectro (Fig. 3), correspondientes a 4,90; 3,27; 2,61 y 1,51 años. Estas frecuencias en conjunto explican el 16,2% de la variabilidad del nivel del mar en toda la región, aunque al norte de 15°S la variabilidad interanual aporta más del 30% a la variabilidad del nivel del mar (Fig. 9a). Al sur de 15° , en la banda costera y en algunas zonas en forma de cinta que se proyectan desde la costa hacia el oeste, el porcentaje de variabilidad explicado es alrededor de 20%. En la zona oceánica a 40 - 55°S al oeste de los 108°W , las frecuencias interanuales explican alrededor del 30% de la variabilidad.

La fase de la oscilación de las cuatro frecuencias interanuales presenta un campo similar. La señal asociada a estas frecuencias oscila predominantemente de forma estacionaria al norte de 15°S . Al sur de 15°S se presenta una progresión en la fase desde la costa hacia el oeste, denotando la existencia de una propagación hacia fuera de la costa (Fig. 9b). Las imágenes del ciclo canónico de la frecuencia correspondiente a 4,90 años (Fig. 10) muestran la oscilación estacionaria al norte de 15°S , mientras que

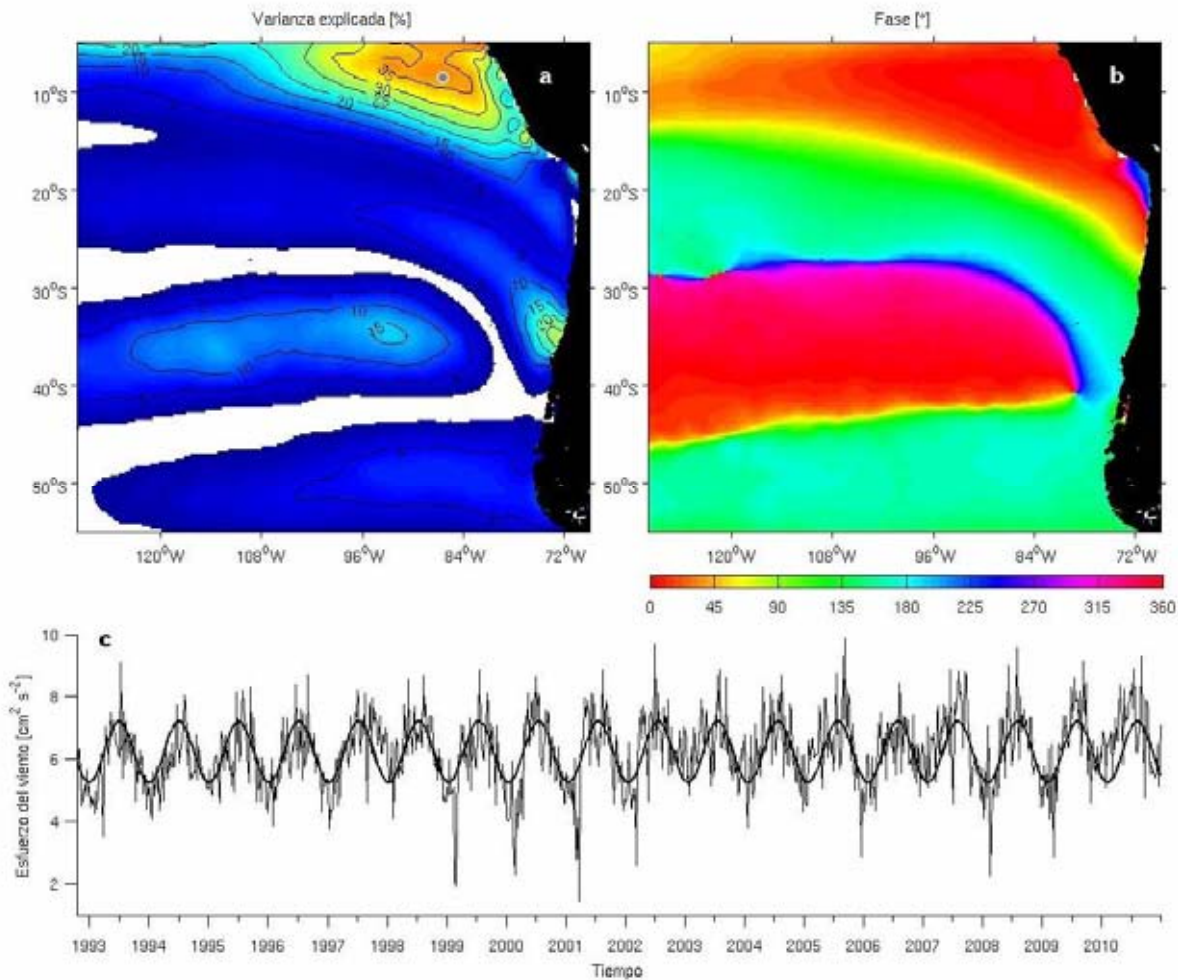


Figura 6. Reconstrucción de la frecuencia anual ($f = 1$) del esfuerzo del viento en la región del Pacífico suroriental: a) campo de la varianza explicada, indicando posición de mayor varianza explicada con un punto gris en las coordenadas 8,5°S y 86,5°W. Las regiones con varianza explicada inferior al 1% son dejadas en blanco, b) campo de la fase de la oscilación en la frecuencia anual, c) serie de tiempo original (línea delgada) y ciclo anual reconstruido a través del MTM-SVD (línea gruesa) en la posición de mayor varianza explicada.

Figure 6. Reconstruction MTM-SVD of the annual frequency ($f = 1$) of wind stress in the southeastern Pacific: a) percent of wind stress variance that is explained for the annual frequency, where the gray dot located on 8,5°S and 86,5°W shows the location with the highest explained variance. Regions with values of explained variance lower than 1% are left in blank, b) phase of the oscillation associated with the annual frequency, c) original time series of wind stress (thin line) and their annual cycle reconstructed through MTM-SVD (thick line), on the location with the highest explained variance (8.5°S, 86.5°W).

al sur de 15°S se observa una propagación de anomalías positivas desde la costa hacia el oeste, anomalías que se originan entre las fases de 120-150° y se desplazan a una velocidad menor que la velocidad de fase teórica para el primer modo baroclino de una onda de Rossby.

La reconstrucción de la serie de tiempo en el sitio de mayor variabilidad explicada (11,75°S, 121,5°W) por las dos frecuencias interanuales, se ajusta estrechamente a la variabilidad no oscilatoria de baja escala de la serie original (Fig. 9c). Tanto la serie reconstruida

como la original presentan una alta correlación con las anomalías de la temperatura superficial del mar en la región El Niño 3.4 (Fig. 9d), lo que corrobora que la variabilidad interanual del nivel del mar en la región del PSO se encuentra fuertemente vinculada a eventos El Niño.

DISCUSIÓN

Entre los métodos estadísticos clásicos utilizados para la detección de los patrones de variabilidad domi-

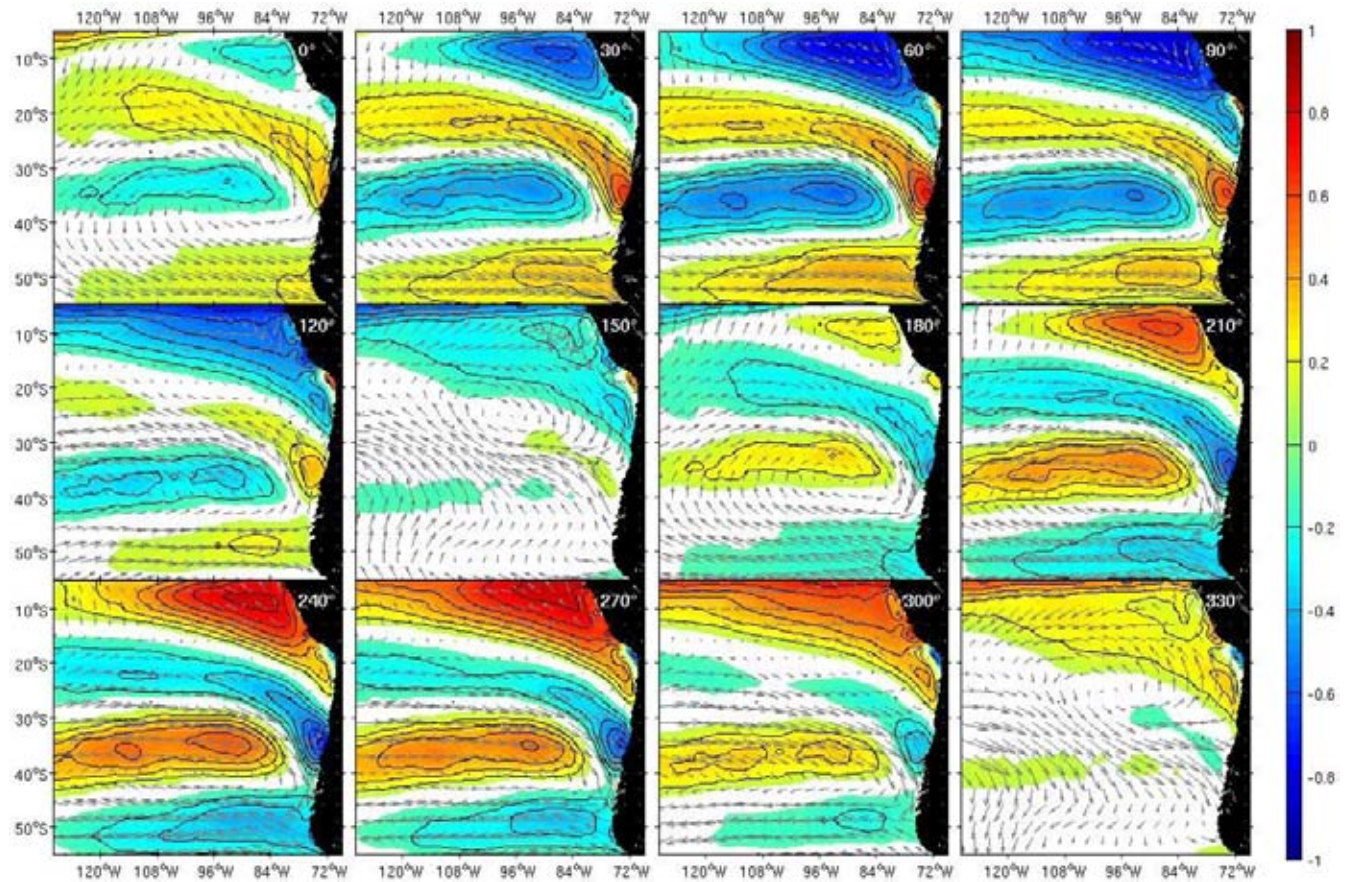


Figura 7. Secuencia de imágenes del ciclo canónico de la oscilación asociada la frecuencia anual del esfuerzo del viento en la región del Pacífico suroriental. Los tonos azules (rojos) indican anomalías negativas (positivas) en la magnitud del esfuerzo del viento. Las anomalías alrededor de cero ($>0,1$ y $<0,1$) son dejadas en blanco. Los vectores grises indican las anomalías en la dirección del esfuerzo del viento. Cada grado de fase corresponde a 1,02 días.

Figure 7. Snapshots of the canonic cycle associated with the annual frequency ($f = 1$) of wind stress in the southeastern Pacific. The color blue (red) shows negative (positive) anomalies of the magnitude in the wind stress. Anomalies around zero ($>0,1$ and $<0,1$) are left blank. Gray arrows show the anomaly in the wind stress direction. Each degree on phase represents 1,02 days.

nantes en el espacio-tiempo, que permitan separar las señales del ruido, el mas utilizado en los estudios de variabilidad climática y geofísica ha sido el análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (FOE). Las FOE pueden ser obtenidas a través de dos aproximaciones distintas (por medio de la matriz de covarianza o a través de la descomposición del valor singular o SVD) y son un método de detección de patrones multivariados (es decir, detecta patrones en tiempo y espacio) que ha mostrado ser de gran utilidad para analizar series de datos espacialmente distribuidas, describiendo eficientemente su variabilidad en un número reducido de modos dominantes que acopian la mayor fracción de la variabilidad del sistema analizado. Varias modificaciones han sido propuestas para ampliar los alcances del método clásico de FOE;

FOE Extendidas (analizar simultáneamente varios campos), FOE Rotadas (para la descripción de modos de variabilidad no completamente ortogonales), FOE Complejas (para analizar señales que presentan propagación en el espacio), entre otras. La mayor debilidad de las FOE y sus variantes recae en que los modos dominantes obtenidos son una combinación matemática de varias frecuencias de variabilidad, que dificultan identificar los principales procesos físicos forzantes.

Una detección mas simple y directa de los procesos de variabilidad se puede lograr mediante la utilización de técnicas espectrales (en el dominio de la frecuencia), que tienen la capacidad de detectar y aislar las señales presentes en las series de tiempo. La mayoría de las técnicas espectrales son univariadas, y

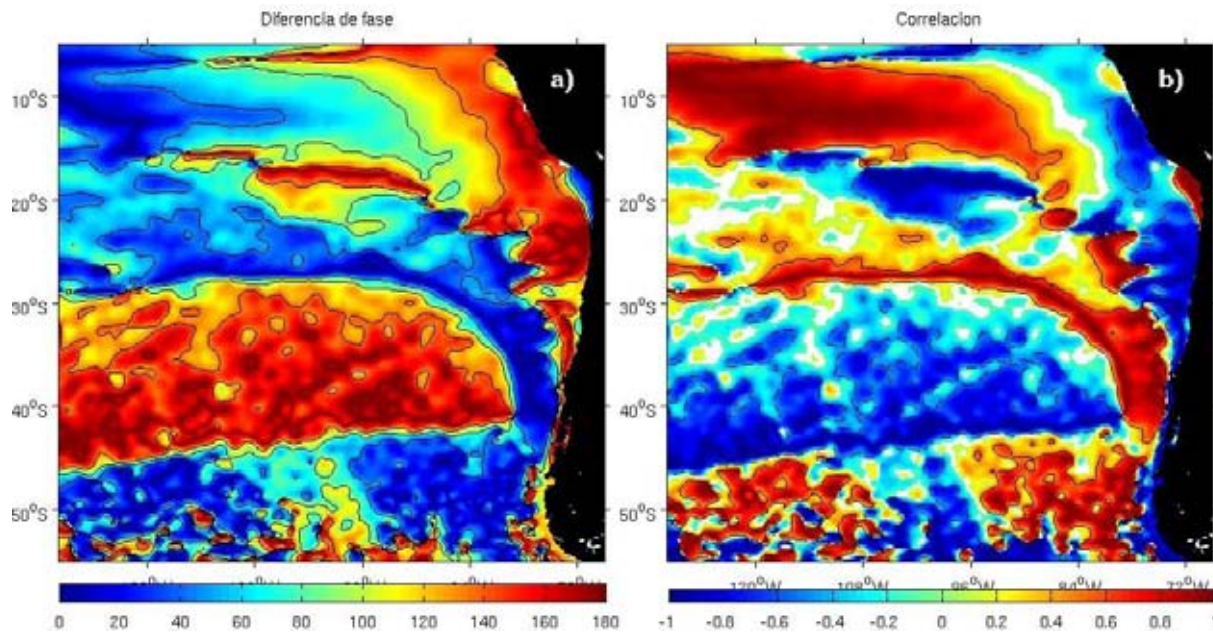


Figura 8. a) Campo de diferencia de fase de la frecuencia anual del nivel del mar y del esfuerzo del viento en el Pacífico suroriental. Las líneas de contornos indican las fases de 45, 90, 135 y 180°, b) campo de correlación de las reconstrucciones de la frecuencia anual del nivel del mar y del esfuerzo del viento. Los valores de correlación no significativos al 99% son dejados en blanco. Las líneas de contorno segmentados (continuas) delimitan las regiones con correlaciones significativas menores (mayores) a -0,5 (0,5) .

Figure 8. a) Phase differences between the annual frequency of sea level and wind stress in the southeastern Pacific. Contour lines show phase difference values of 45, 90, 135 and 180°, b) correlation between the annual frequency of sea level and wind stress. Correlation values that were found not significant over 99% of confidence are left blank. Lines dashed and solid show the regions with correlation values lower and higher than -0,5 and 0,5 respectively.

poseen fuertes restricciones respecto de la variabilidad de la amplitud y fase de la señal. En este sentido, el método MTM-SVD presenta una serie de ventajas respecto de los métodos espectrales clásicos, que le permiten reducir el sesgo estadístico y la pérdida de potencia espectral, además de incrementar su sensibilidad para la detección y reproducción de señales oscilatorias y/o cuasi-oscilatorias. Adicionalmente, el MTM-SVD es un análisis multivariado que permite analizar simultáneamente múltiples series de tiempo y caracterizar señales tanto estacionarias como aquellas que se propagan en el espacio. Estas características hacen que este método sea adecuado para el análisis de extensas bases de datos con amplia cobertura espacial y temporal, como es el caso de las bases de datos satelitales.

La aplicación del método MTM-SVD a 18 años de datos satelitales de nivel del mar y viento en la región del PSO mostró que la frecuencia anual contribuye con la mayor parte de la variabilidad en la región, aunque una parte importante de la variabilidad se observó asociada a la banda interanual (frecuencias correspondientes a 4,90; 3,27; 2,61 y 1,51 años), estrechamente vinculada con la variabilidad de El

Niño en el Pacífico tropical. Una de las principales características observadas en el patrón espacial de la frecuencia anual, reconstruido mediante el MTM-SVD, fue la generación costera y posterior propagación hacia el oeste de las anomalías en el nivel del mar, con una configuración similar al primer modo baroclino de una onda de Rossby. Previos estudios basados en registros satelitales, han mostrado como los primeros modos de las ondas de Rossby son las responsables de la mayor parte de la variabilidad del nivel del mar en el Pacífico suroriental (Cipollini *et al.*, 1997; Killworth *et al.*, 1997; Maharaj *et al.*, 2009) y generan el arco de alta variabilidad en el nivel del mar que se observada en el presente estudio al norte de los 30°S (Wakata & Kitaya, 2002). Al sur de los 30°S, las diferencias en la velocidad de fase de las anomalías del nivel del mar respecto de la propagación teórica del primer modo baroclino de una onda de Rossby, han sido atribuidas a la presencia de modos baroclinos de orden mayor (Chelton & Schlax, 1996; Maharaj *et al.*, 2009), a la presencia de remolinos de mesoescala (Leth & Shaffer, 2001; Hormazabal *et al.*, 2004; Correa *et al.*, 2007) y a una

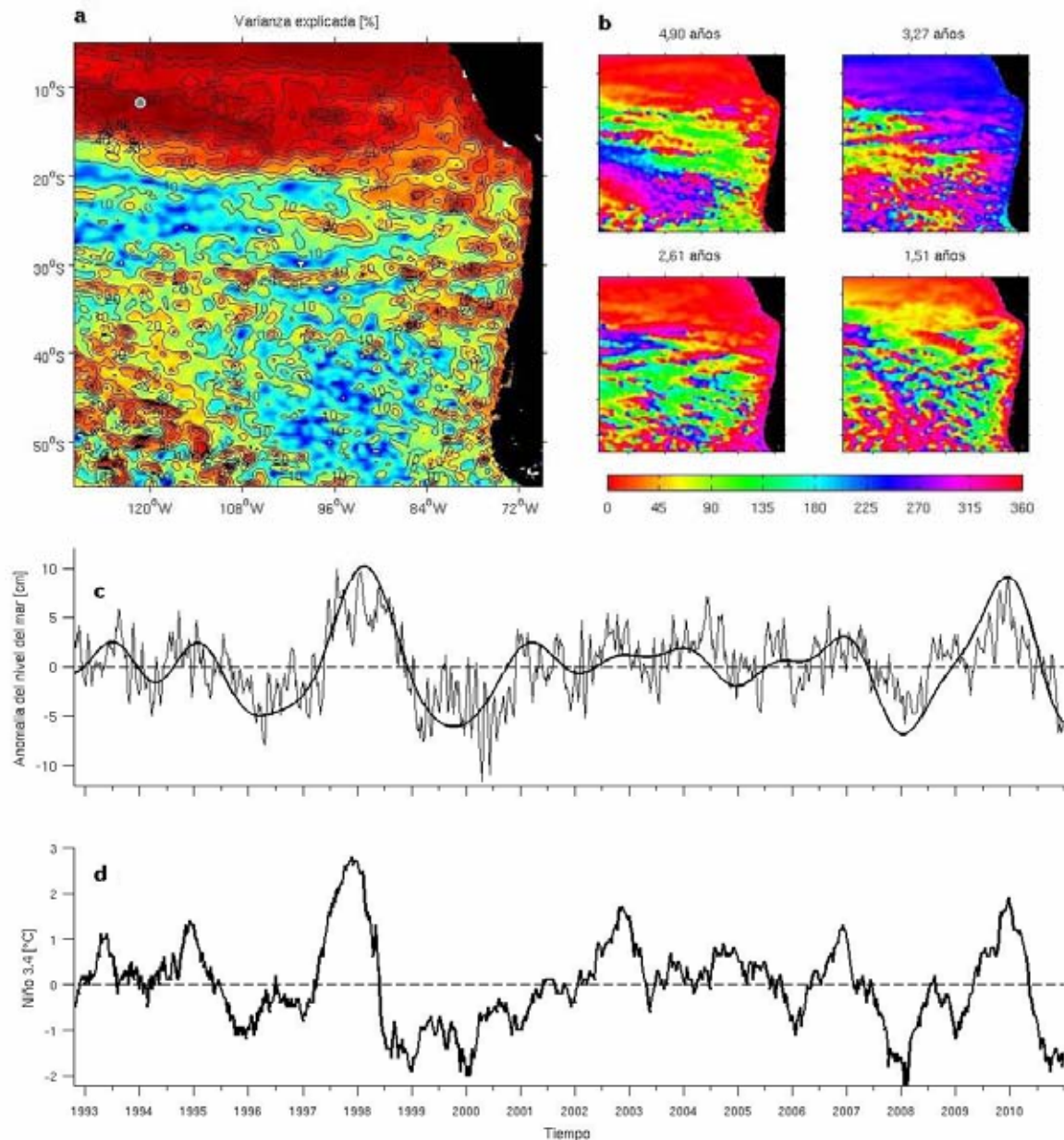


Figura 9. Reconstrucción de las principales frecuencias asociadas a la banda interanual del espectro del nivel del mar en la región del PSO. a) Campo de la varianza explicada conjunta de las frecuencias $f = 0,20$ ($T = 4,90$ años), $f = 0,31$ ($T = 3,27$ años), $f = 0,38$ ($T = 2,61$ años) y $f = 0,66$ ($T = 1,51$ años). El lugar de mayor varianza explicada es indicado con un punto gris en la figura y se ubica en las coordenadas 11,75°S y 121,5°W. Las regiones con varianza explicada inferior al 1% son dejadas en blanco, b) campo de la fase de la oscilación en cada una de las frecuencias de la banda interanual, c) serie de tiempo original (línea continua delgada) y oscilación interanual reconstruida (línea continua gruesa) en el lugar de mayor varianza explicada por la reconstrucción conjunta de las frecuencias de la banda interanual. d) anomalía de la temperatura superficial del mar en la región El Niño 3.4.

Figure 9. Reconstruction MTM-SVD of the main frequencies of sea level on the interannual band in the southeastern Pacific: a) Percent of the sea level variance that is explained by the merged frequencies of $f = 0.20$ ($T = 4.90$ years), $f = 0.31$ ($T = 3.27$ years), $f = 0.38$ ($T = 2.61$ years) y $f = 0.66$ ($T = 1.51$ years). The gray dot located on 11,75°S and 121,5°W shows the location with the highest explained variance. Regions with values of explained variance lower than 1% are left in blank, b) phase of the oscillation associated with the interannual frequencies, c) the original time series of sea level (thin line) and their inter-annual oscillation reconstructed through MTM-SVD (thick line), on the location with the highest explained variance (11,75°S-121,5°W) using the main frequencies on the interannual band. d) sea surface temperature anomaly in the El Niño 3.4 region.

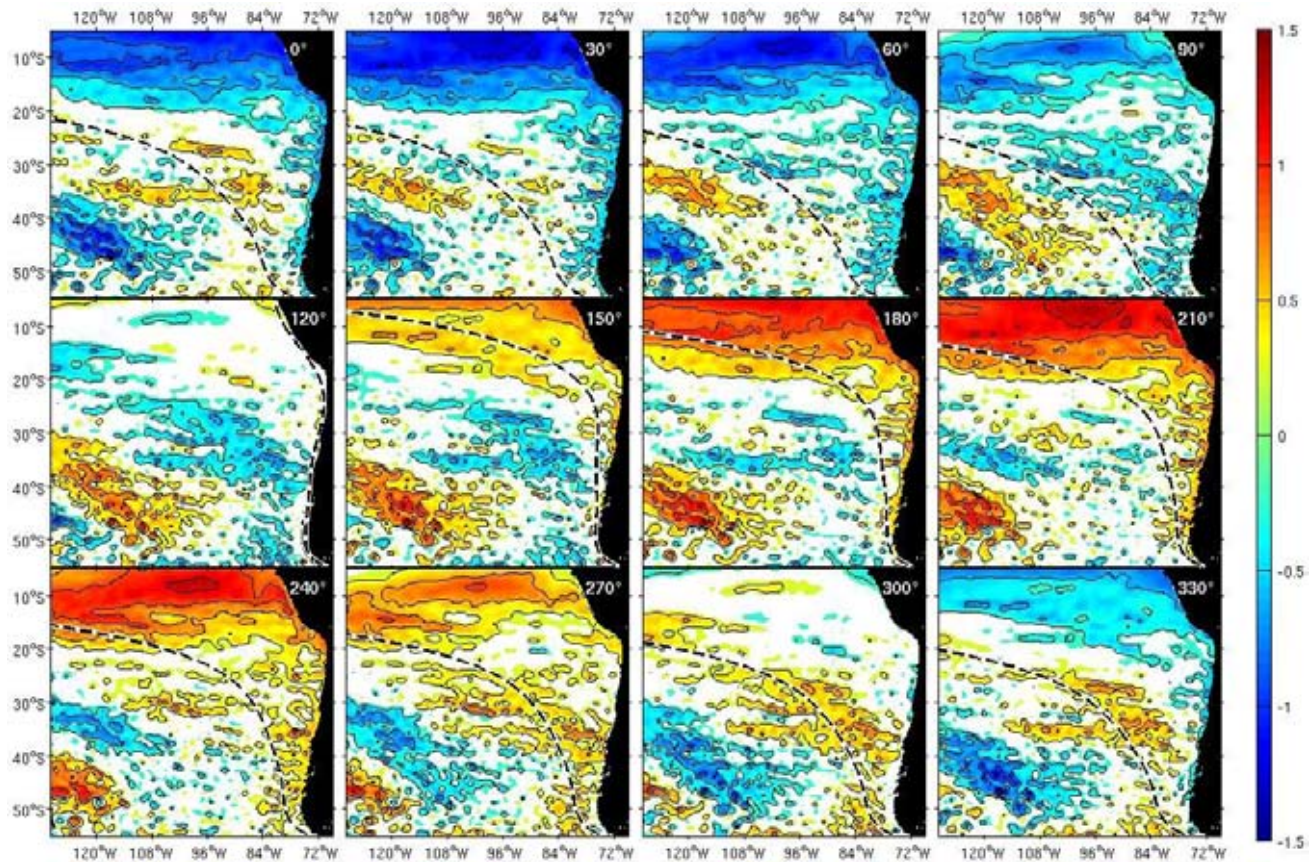


Figura 10. Secuencia de imágenes del ciclo canónico de la oscilación asociada a la frecuencia interanual de $f = 0,20$ ($T = 4,90$ años) del nivel del mar en la región del PSO. Los tonos azules (rojos) indican anomalías negativas (positivas). Las anomalías alrededor de cero ($>-0,2$ y $<0,2$) son dejadas en blanco. Cada grado de fase corresponde a 4,97 días.

Figure 10. Snapshots of the canonic cycle associated with the interannual frequency $f = 0.20$ ($T = 4.90$ years) of sea level in the southeastern Pacific. The color blue (red) shows negative (positive) anomalies of the magnitude in the sea level. Anomalies around zero (>-0.2 and <0.2) are left blank. Gray arrows show the anomaly in the wind stress direction. Each degree on phase represents 4.97 days.

combinación de ondas y remolinos de mesoescala (Chelton *et al.*, 2007). Los mecanismos subyacentes a la generación de la onda de Rossby anual en el Pacífico suroriental, han sido estudiados en detalle utilizando un modelo numérico de gravedad reducida por Wakata & Kitaya (2002). Estos autores proponen como principal mecanismo generador la resonancia del rotor del esfuerzo del viento sobre el borde costero, aunque a la variabilidad del nivel del mar en el borde costero causada por la surgencia costera y la reflexión de ondas de Kelvin, son mecanismos que también se encuentran asociados a la generación de ondas de Rossby (Pizarro *et al.*, 2001; Vega *et al.*, 2003; Ramos *et al.*, 2006). La alta correlación entre el ciclo anual del esfuerzo del viento y el nivel del mar a lo largo de la zona costera encontrada en el presente trabajo, constituye una evidencia adicional que sugiere

al viento como un mecanismo forzante de la generación de ondas de Rossby anuales.

La zona oceánica entre 25°-45°S también presenta una alta contribución del ciclo anual a la variabilidad del nivel del mar, y muestra igualmente una alta correlación entre el nivel del mar y el esfuerzo del viento dentro de la frecuencia anual. Sin embargo, se observó que la variabilidad del nivel del mar en esta zona es principalmente estacionaria y no se encuentra una asociación con la propagación de ondas de Rossby. En esta zona se ha reportado una gran amplitud en la variabilidad del nivel del mar que refleja la forma de la topografía del fondo oceánico, donde existe una alta presencia de estructuras de mesoescala con escalas de correlación espacial mucho más grande que las típicas encontradas en otras zonas oceánicas (Webb & De Cuevas, 2003). Estos mismos

autores han mostrado mediante experimentos numéricos, que la variabilidad del nivel del mar en esta zona es principalmente barotrópica y se encuentra forzada por cambios en el campo de viento superficial (rotor y el bombeo de Ekman), lo cual indicaría la alta correlación entre el viento y el nivel del mar observada en nuestros resultados. No obstante, la variabilidad del nivel del mar en las zonas oceánicas de latitudes medias también ha sido atribuida a cambios estéricos asociados con el ciclo estacional de calentamiento-enfriamiento de la capa superficial del océano (Fukumori *et al.*, 1998).

La capacidad que tiene el MTM-SVD para detectar y reconstruir señales cuasi-oscilatorias permitió realizar una adecuada descripción de la variabilidad interanual del nivel del mar en el PSO. Con la reconstrucción del patrón espacial de las frecuencias de la banda interanual se obtuvo una visión regional de las fluctuaciones del nivel del mar asociadas al ENSO que permite sugerir patrones de transmisión de esta señal. De acuerdo con estos resultados, una importante parte de la señal interanual es transmitida desde la costa y se propaga hacia el oeste con velocidades cercanas a la velocidad teórica de propagación de una onda de Rossby, aunque no se logra observar la propagación de perturbaciones a lo largo de la costa, posiblemente a causa de la baja resolución que posee la información satelital del nivel del mar en cercanías de la costa. Además, se ha observado que durante los eventos cálidos de El Niño, ondas de Rossby son generadas por la propagación hacia el polo de ondas de Kelvin, forzadas por los vientos en el Pacífico ecuatorial central (Pizarro *et al.*, 2001, Vega *et al.*, 2003, Ramos *et al.*, 2006). Respecto a las diferencias entre la velocidad de propagación de estas perturbaciones con la velocidad teórica del primer modo baroclino de una onda Rossby, se ha atribuido a la presencia de modos de mayor orden (Li & Clarke, 2007) y al incremento (disminución) de remolinos de mesoescala producida por la intensificación (debilitamiento) de la surgencia costera durante la fase fría (cálida) de El Niño (Correa-Ramírez *et al.*, 2012).

CONCLUSIONES

El MTM-SVD es un método de análisis en el dominio del espacio y la frecuencia que ofrece una serie de ventajas en relación a otros métodos espectrales para el análisis de extensas bases de datos de información satelital del océano. La implementación del MTM-SVD en MATLAB incrementa su eficiencia computacional respecto de su versión original desarrollada en FORTRAN y entrega una capacidad de análisis

gráfico que facilita el despliegue y la interpretación de los resultados. La aplicación de esta implementación permite una adecuada descripción de la variabilidad anual e interanual del nivel del mar en el PSO y brinda una visión regional detallada de los patrones espaciales estacionarios y de propagación de esta variabilidad. Conforme a los resultados obtenidos con el análisis MTM-SVD desarrollado en el presente estudio, el esfuerzo del viento y la generación de ondas de Rossby y remolinos de mesoescala, se sugieren como los principales mecanismos que dominan la variabilidad anual e interanual del nivel del mar en la región del PSO.

ANEXO

Funciones MATLAB del MTM-SVD

La implementación en MATLAB del método MTM-SVD consiste en cuatro funciones, las cuales han sido nombradas utilizando el prefijo `mtm_svd_`; `mtm_svd_lfv.m`, `mtm_svd_conf.m`, `mtm_svd_bandrecon.m`, `mtm_svd_envel.m`. La función `mtm_svd_lfv.m` calcula el Espectro de Varianza Local Fraccional (el S_{VLF}) de la matriz espacio-tiempo ingresada. La función `mtm_svd_conf.m` efectúa un remuestreo Bootstrap para el cálculo de los intervalos de confianza del S_{VLF} . La función `mtm_svd_bandrecon.m` realiza la reconstrucción de una o varias frecuencias simultáneamente, y entrega además el ciclo canónico de las reconstrucciones, los campos de varianza explicada, los campos de la fase (de 0 a 360°, respecto de la primera posición) y los campos de desfase (en años, respecto de la primera posición). La función `mtm_svd_envel.m` es una función interna empleada por `mtm_svd_bandrecon.m` que calcula la función envolvente de variación lenta de la reconstrucción, detallada en Ec. 12.

Las funciones admiten como entrada matrices de dos dimensiones (espacio-tiempo) y las variables de salida vienen organizadas en matrices MATLAB de tipo estructura, que contienen comúnmente la información de la frecuencia de muestreo, el parámetro de ancho de banda y el número de ventanas ortogonales utilizado. Por ejemplo, para el cálculo del S_{VLF} de las anomalías del nivel del mar en el PSO, la anomalías se reorganizan en una matriz espacio-tiempo H como se especifica en Ec. 3 para ser ingresarlas en la función `mtm_svd_lfv.m`, la cual produce una salida de la siguiente manera:

```
[LFV] = mtm_svd_lfv(H,1,3,0.0191,0,1024)
```

```
LFVH =
```

```
name: 'MTM-SVD LOCAL FRACTIONAL  
VARIANCE SPECTRUM'
```



```

timeinterval: 0.0191
bandwidth: 1
tapers: 3
padding: 1024
varfreqbandwidth: 0.1098
spectrum: [1x4096 double]
specdomain: [1x4096 double]

```

Las funciones de la implementación MTM-SVD en MATLAB, junto con un ejemplo de su aplicación que contiene todos los datos y análisis presentados en este trabajo, son de libre acceso y se encuentran disponibles a través de internet en el sitio <https://www.dropbox.com/sh/p8628kkd0u4prey/cHsMnjkof0>.

AGRADECIMIENTOS

Los fondos para la realización del presente trabajo provinieron del proyecto FONDECYT 3110173 que financia a MCR. El autor agradece también a la Pontificia Universidad Católica de Valparaíso por proporcionar las facilidades logísticas para la realización del estudio.

REFERENCIAS

- Andrade, I., S.E. Hormazabal & M.A. Correa-Ramirez. 2012. Ciclo anual de la clorofila-a en el archipiélago de Juan Fernández (33°S), Chile. *Lat. Am. J. Aquat. Res.*, 40(3): 657-667.
- Blackman, R.B., & J.W. Tukey. 1958. The measurement of power spectra, from the point of view of communications engineering. Dover Publications: 220 pp.
- Chaigneau, A. & O. Pizarro. 2005. Eddy characteristics in the eastern South Pacific. *J. Geophys. Res.*, 110(C06005, doi:10.1029/2004JC002815.): 4 pp.
- Chelton, D.B. & M.G. Schlax. 1996. Global observations of oceanic Rossby waves. *Science*, 272 (5259): 234-238.
- Chelton, D.B., R.A. DeSzoeke, M.G. Schlax, K. El Naggar, & N. Siwertz. 1998. Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation. *J. Phys. Oceanogr.*, 28(3), 433-460.
- Chelton, D.B., M.G. Schlax, R.M. Samelson, & R.A. de Szoeke. 2007. Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.*, 34(15): 5 pp.
- Cipollini, P., D. Cromwell, M.S. Jones, G.D. Quartly, & P.G. Challenor. 1997. Concurrent altimeter and infrared observations of Rossby wave propagation near 34°N in the Northeast Atlantic. *Geophys. Res. Lett.*, 24(8): 889-892.
- Correa-Ramirez, M.A., S. Hormazabal, & G. Yuras. 2007. Mesoscale eddies and high chlorophyll concentrations off central Chile (29°-39°S). *Geophys. Res. Lett.*, 34(12): 5 pp.
- Correa-Ramirez, M.A., S.E. Hormazabal & C.E. Morales. 2012. Spatial patterns of annual and interannual surface chlorophyll-*a* variability in the Peru-Chile Current System. *Prog. Oceanogr.*, 92-95: 8-17.
- Delworth, T. & M. Mann. 2000. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Clim. Dynam.*, 16(9): 661-676.
- Fuenzalida, R., W. Schneider, J. Garcés-Vargas & L. Bravo. 2008. Satellite altimetry data reveal jet-like dynamics of the Humboldt Current. *J. Geophys. Res.*, 113(C07043): 11 pp.
- Fukumori, I., R. Raghunath & L.L. Fu. 1998. Nature of global large-scale sea level variability in relation to atmospheric forcing: a modeling study. *J. Geophys. Res.*, 103 (C3): 5493-5512.
- Ghil, M., M.R. Allen, M.D. Dettinger, K. Ide, D. Kondrashov, M.E. Mann, A.W. Robertson, A. Saunders, Y. Tian, F. Varadi, & P. Yiou. 2002. Advanced spectral methods for climatic time series. *Rev. Geophys.*, 40(1): 41 pp.
- Hormazabal, S., G. Shaffer & O. Leth. 2004. Coastal transition zone off Chile. *J. Geophys. Res.-Oceans.*, 109(C01021): 1-13.
- Killworth, P.D., D.B. Chelton & R.A. de Szoeke. 1997. The Speed of Observed and Theoretical Long Extratropical Planetary Waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 27: 1946-1966.
- Leth, O., & G. Shaffer. 2001. A numerical study of the seasonal variability in the circulation off central Chile. *J. Geophys. Res.*, 106(C10): 22229-22248.
- Li, J. & A.J. Clarke. 2007. Interannual Sea Level Variations in the South Pacific from 5° to 28°S. *J. Phys. Oceanogr.*, 37(12): 2882-2894.
- Maharaj, A.M., N.J. Holbrook, & P. Cipollini. 2009. Multiple westward propagating signals in South Pacific sea level anomalies. *J. Geophys. Res.*, 114: 14 pp.
- Mann, M.E. & J. Park. 1999. Oscillatory spatiotemporal signal detection in climate studies: a Multiple-Taper Spectral domain approach. In: R. Dmowska & B. Saltzman (eds.). *Advances in geophysics*. Elsevier, 41: 1-131.
- Mann, M.E. & J. Park. 1994. Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. *J. Geophys. Res.*, 99(D12): 25819-15833.

- Park, J. 1992. Envelope estimation for quasi-periodic geophysical signals in noise: a multitaper approach. In *Statistics in the environmental and earth sciences*. E. Arnold, London, Pag. 189-219.
- Pizarro, O., A.J. Clarke & S. Van Gorder. 2001. El Niño sea level and currents along the South American coast: comparison of observations with theory. *J. Phys. Oceanogr.*, 31(7): 1891-1903.
- Qiu, B. & S. Chen. 2012. Multidecadal sea level and gyre circulation variability in the northwestern tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 42(1): 193-206.
- Ramos, M., O. Pizarro, L. Bravo & B. Dewitte. 2006. Seasonal variability of the permanent thermocline off northern Chile. *Geophys. Res. Lett.*, 33(L09608): 4 pp.
- Ribera, P. & M. Mann. 2003. ENSO related variability in the Southern Hemisphere, 1948-2000. *Geophys. Res. Lett.*, 30(1): 5 pp.
- Rojsiraphisal, T., B. Rajagopalan & L. Kantha. 2009. The Use of MTM-SVD technique to explore the Joint spatio-temporal modes of wind and sea surface variability in the north Indian Ocean during 1993-2005. *Int. J. Oceanogr.*, pp. 1-11.
- Rudnick, D.L. & R.E. Davis. 2003. Red noise and regime shifts. *Deep-Sea Res. I*, 50(6): 691-699.
- Slepian, D. 1961. Prolate spheroidal wave functions, Fourier analysis, and uncertainty II. *The Bell system technical journal*, pp. 65-84.
- Thomson, D.J. 1982. Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proc. IEEE*, 70(9): 1055-1096.
- Tourre, Y. & W. White. 2005. Evolution of the ENSO signal over the tropical Pacific-Atlantic domain. *Geophys. Res. Lett.*, 32(7): 5 pp.
- Tourre, Y. & W. White. 2006. Global climate signals and equatorial SST variability in the Indian, Pacific and Atlantic oceans during the 20th century. *Geophys. Res. Lett.*, 33(6): 5 pp.
- Vega, A., Y. du-Penhoat, B. Dewitte & O. Pizarro. 2003. Equatorial forcing of interannual Rossby waves in the eastern South Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, 30(5): 5 pp.
- Wakata, Y. & S. Kitaya. 2002. Annual Variability of Sea Surface Height and Upper Layer Thickness in the Pacific Ocean. *J. Oceanogr.*, 58(3):439-450.
- Webb, D.J. & B.A. de Cuevas. 2003. The region of large sea surface height variability in the southeast Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 33(5): 1044 pp.
- Yuras, G., O. Ulloa & S. Hormazabal. 2005. On the annual cycle of coastal and open ocean satellite chlorophyll off Chile (18°-40°S). *Geophys. Res. Lett.*, 32(L23604): 4 pp.

Received: 9 July 2012; Accepted: 20 November 2012