

ISSN: 1022-5250

Magistri et Doctores

REVISTA DE LA ESCUELA DE POSGRADO DE LA UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

Martín Condorhuamán • Jorge Arroyo • Raphael Valencia • Juan Sánchez

Mosquera, Dewitte y Lagos • Aguirre y Ramírez • Alza y Cambillo • Nuñez • Ojeda y Agüero



AÑO 5 N.º 9 / JULIO-DICIEMBRE DE 2010

MAGISTRI ET DOCTORES

Revista de la Escuela de Posgrado de la Universidad Nacional
Mayor de San Marcos
Año 5, N.º 9, Julio – Diciembre 2010
Periodicidad Semestral
Lima, Perú

Director (e)
Juan Denegri Arce

Comité de Publicaciones
Renato Benazic Tome
Pablo Bonilla Rivera
Jorge Inche Mitma
Antonio Padilla Diaz

Secretaria
Gladys Farro Llantop

Cuidado de la edición y corrección
Bach. Janeth Rojas Quintanilla

ISSN 1022-5250
Depósito Legal 2006-4463
Titulo clave: Magistri et doctores
Titulo clave abreviado: Magistri dr.

Suscripciones y correspondencia
Escuela de Posgrado
Jr. Lampa 833, Lima 1, Perú
Correo electrónico: epg.admision@unmsm.edu.pe

Magistri et Doctores está indexada en LATINDEX, Sistema Regional de Información en línea para revista científica de América Latina, El Caribe, España y Portugal.

El contenido de cada artículo es de responsabilidad exclusiva de sus autores y no compromete la opinión de la revista.

MAGISTRI ET DOCTORES

Revista de la Escuela de Posgrado de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos
Año 5, N.º 9, Julio – Diciembre 2010

CONTENIDO

- Efecto hipotensor del extracto acuoso de *Calceolaria myriophylla*
Kraenz en ratas hipertensas inducidas por L-NAME
Martín Condorhuamán Figueroa, Jorge Arroyo Acevedo 5
- Análisis y evaluación de procesos por lotes aplicando
la estadística T2 de Hotelling
Raphael Félix Valencia Chacón 27
- Variabilidad intra-estacional de la onda de Kelvin ecuatorial
en el Pacífico (2000-2007): Simulación numérica y datos observados
Kobi Mosquera, Boris Dewitte y Pablo Lagos 55
- Simulación numérica de la Hidrodinámica del lago Titicaca,
frente a las costas de la ciudad de Puno en el Perú
César Aguirre C., Isabel Ramírez A. 83
- Caracterización agropecuaria de las provincias del Perú
José Alza Díaz y Emma Cambillo Moyano 133
- Análisis multirresolución y su conexión con esquemas
de filtramiento de sub-bandas
Luis Miguel Núñez Ramírez 151
- Factores pronóstico de la condición clínica al alta hospitalaria
de pacientes con contusión cerebral postrauma.
Hospital María Auxiliadora. 2007
María Isabel Salas Ojeda, Ysela Agüero Palacios 177

Martín Condorhuamán Figueroa¹, Jorge Arroyo Acevedo²

**EFFECTO HIPOTENSOR DEL EXTRACTO ACUOSO DE
CALCEOLARIA MYRIOPHYLLA KRAENZ EN RATAS
HIPERTENSAS INDUCIDAS POR L-NAME³**

**HYPOTENSIVE EFFECT OF AQUEOUS EXTRACT OF
CALCEOLARIA MYRIOPHYLLA KRAENZ IN HYPERTENSIVE
RATS BY INDUCTION WITH L-NAME**

Resumen:

Este trabajo de investigación tiene por objetivo determinar el efecto hipotensor del extracto acuoso administrado por vía oral de *Calceolaria myriophylla* Kraenz en ratas albinas hipertensas inducidas por L-NAME. Se utilizó ratas albinas machos de raza Holtzmann para la determinación del efecto hipotensor, a quienes después de una semana de adaptación se les midió la presión arterial basal sistólica, diastólica y media. Para la determinación de dicho efecto, se realizó la inducción con la administración de N-Nitro-L-Arginina Metil Ester (L-NAME) a dosis de 40 mg/kg/día, vía oral, durante 5 días y nuevamente se les midió la presión arterial postinducción. Se dividió en 06 grupos de 08 animales: grupo control positivo (L-NAME) y control negativo (agua destilada), grupos experimentales a dosis de 50 mg/kg, 100 mg/kg, 200 mg/kg y enalapril a dosis de 25 mg/kg. El tratamiento tuvo una duración de 30 días, en el cual se tomó la presión arterial cada 5 días. Se obtuvo como resultado que el extracto acuoso de *Calceolaria myriophylla* Kraenz presentó efecto hipotensor a las dosis indicadas por vía oral. El extracto acuoso elevó los niveles séricos de óxido nítrico y disminuyó los niveles séricos de malondialdehído. En conclusión, se demostró que el extracto acuoso de *Calceolaria myriophylla* Kraenz presenta efecto hipotensor en ratas hipertensas inducidas.

1 marcofi71@yahoo.es

2 Asesor de la tesis

3 Artículo elaborado a partir de la tesis presentada para optar el grado académico de magíster en Farmacología con mención en Farmacología Experimental.

Kobi Mosquera⁶, Boris Dewitte y Pablo Lagos⁷

VARIABILIDAD INTRA-ESTACIONAL DE LA ONDA DE
KELVIN ECUATORIAL EN EL PACÍFICO (2000-2007):
SIMULACIÓN NUMÉRICA Y DATOS OBSERVADOS⁸

INTRASEASONAL VARIABILITY OF THE EQUATORIAL KELVIN
WAVE IN THE PACIFIC (2000-2007): NUMERICAL SIMULATION
AND OBSERVED DATA

Resumen:

Este trabajo describe e interpreta, en términos de ondas ecuatoriales, la variabilidad de la anomalía del nivel del mar (ANM) y la anomalía de la velocidad zonal (AVZ) en el Pacífico Ecuatorial en el periodo 2000-2007. Para esto, se implementó un modelo numérico oceánico simple de un modo baroclínico de esfuerzo de viento. Éste se forzó con anomalías de esfuerzo de viento (AEV) obtenidas del satélite QSCAT para el periodo 2000-2007. Los resultados de la simulación, en la variable ANM, determinan la existencia de perturbaciones con periodos de 45 y 91 días, es decir, perturbaciones intra-estacionales, las cuales están asociadas, en parte, a la variabilidad atmosférica del tipo Madden Julian (Madden & Julian, 1971). Estas oscilaciones también se aprecian en la ANM del producto satelital TOPEX/POSEIDON/JASON y la anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C en 140°W, pero con poca intensidad. Asimismo, se interpreta que las perturbaciones lineales provocadas por AEV zonal de periodos de 45 y 91 días tuvieron repercusión en la variación de la temperatura superficial del mar (TSM) en la zona ecuatorial entre 2000-2007.

Palabras clave:

Oceanografía, dinámica ecuatorial, onda de Kelvin, onda de Rossby.

6 Email: kobi.mosquera@igp.gob.pe

7 Asesores de tesis

8 Artículo elaborado a partir de la tesis presentada para optar el grado académico de magíster en Física con mención en Geofísica (2009).

Abstract:

This work describes and interprets, using equatorial waves, the variability of the sea surface height anomaly (SSHA) and the zonal current anomaly (ZCA) in the equatorial Pacific in the period 2000-2007. For this, a simple wind forced numerical ocean model, with one baroclinic mode, is implemented. This model is forced with wind stress anomaly (WSA) estimated from QSCAT in the period 2000-2007. The results of the SLHA simulation shows perturbation with periods between 45-90 days, it means, intraseasonal variability connected, in part, with the atmospheric variability known as Madden Julian (Madden & Julian, 1971). These frequencies also are observed in the SSHA from TOPEX/POSEIDON/JASON product and 20°C isotherm depth anomaly in 140°W, but with weak intensity. Also, it is interpreted that the linear disturbances, produced by zonal WSA with periods between 45 and 91 days, had repercussion in the variation of the sea surface temperature (SST) in the equatorial zone between 2000-2007.

Key words:

Oceanography, equatorial dynamic, Kelvin wave, Rossby wave.

Fecha de recepción: 22/11/2010

Fecha de aceptación: 15/12/2010

1.0 INTRODUCCIÓN

Los fenómenos El Niño y La Niña se conocen como eventos climatológicos de gran escala que tiene repercusión en el clima a escala mundial. Por una parte, el fenómeno El Niño provoca un incremento en la temperatura superficial del mar (TSM) a lo largo del Pacífico Ecuatorial, así como una profundización de la termoclina en el Pacífico Oriental, producto de una disminución de la intensidad de los vientos Alisios. Este escenario de El Niño tiene repercusión en las condiciones atmosféricas, las cuales provocan, en algunos casos, serias sequías en Australia y, en el caso particular del Perú, intensas precipitaciones en la costa peruana, así como sequías en el departamento de Puno si el calentamiento se centra en el extremo Centro-Oeste del Pacífico (Lagos *et al.*, 2005). Por otro lado, La Niña, contrariamente, tiene una dinámica en la cual la TSM disminuye en el Pacífico Ecuatorial, debido al intenso afloramiento en el Pacífico Ecuatorial Oriental, provocado por la intensificación de los vientos Alisios.

Según Clarke (2008), Cane (2005), Kessler (2002), Neelin (1999), entre otros, el estudio del fenómeno El Niño, desde el punto de vista de la Física, tuvo sus inicios con el planteamiento hecho por Bjerknes (1969). Él interpretó las oscilaciones interanuales entre la atmósfera y el océano en el Pacífico Ecuatorial, y determinó una conexión entre ellos. Esta relación es ahora conocida como ENOS (El Niño – Oscilación del Sur).

Posteriormente, los trabajos sobre el ENOS se han centrado en entender su carácter oscilatorio, es decir, el paso de las condiciones calientes, o frías, a condiciones normales y la recurrencia en el tiempo, situación que Bjerknes (1969) no hizo. Por esta razón, durante muchos años se desarrollaron varias teorías para interpretar físicamente el carácter de esta oscilación. Entre las teorías más utilizadas para interpretar el carácter oscilatorio de los eventos El Niño en los últimos años, son la del Oscilador Atrasado y el Oscilador Descarga-Carga (McPhaden, 1999; McPhaden, 2004 & McPhaden, 2008).

En la actualidad, los esfuerzos en el estudio del ENOS se han centrado en la clasificación de estos, debido a que ENOS no es un proceso estacionario, es decir, su característica evoluciona a escala de tiempo largo. Un trabajo reciente sobre este tema es el que elaboraron Kug *et al.* (2009). Ellos caracterizaron los fenómenos El Niño de acuerdo con la distribución espacial de la anomalía de la TSM (ATSM) en el Pacífico Ecuatorial. Kug *et al.* (2009) utilizaron la TSM Reconstruida Extendida (ERSST, en sus siglas en inglés) para clasificar en *Cold Tongue* (CT) El Niño y *Warm Pool* (WP) El Niño, considerando las desviaciones positivas de la ATSM en las regiones geográficas del Pacífico conocidas como El Niño 3 (entre 5°N - 5°S y 150 - 90°W) y El Niño 4 (entre 5°N - 5°S y 160°E - 150°W), respectivamente. Esta clasificación determinó que los eventos El Niño más fuertes desde el año 1950 pertenecen al grupo CT El Niño, mientras que los del tipo WP El Niño se han dado con más frecuencia desde el año 1990. Por otro lado, también demuestran que estos dos tipos de El Niño tendrían patrones de precipitación diferente. Además, usando información de *reanalysis* atmosférico (datos de un modelo atmosférico que representa lo más cercano a la realidad), establecen que el patrón espacial del movimiento vertical del aire también es diferente para ambos tipos El Niño.

Finalmente, Kug *et al.* (2009) consideran que un patrón diferente en la convección, como es el caso para cada uno de los eventos en mención, provocará también una diferencia en la circulación atmosférica y, como consecuencia, una teleconexión distinta.

El trabajo de Kug *et al.* (2009) revela que El Niño podría tener dinámicas distintas. Por ejemplo, a diferencia del CT El Niño, en el cual la advección vertical es el principal mecanismo para el desarrollo y decaimiento del mismo, el WP El Niño tiene como mecanismo principal de su evolución a la advección horizontal zonal. Asimismo, en lo que respecta a la teoría de Carga y Descarga, el WP El Niño no tiene la capacidad de producir una descarga eficiente de contenido de calor desde el Ecuador hacia los polos, lo que hace difícil crear una transición hacia La Niña. Además, el WP El Niño tiene una amplitud espacial menor a la del CT El Niño, lo que lo hace más sensible a la variabilidad intra-estacional, la cual puede actuar de manera más eficiente sobre su ciclo de vida. Estas diferencias en las características dinámicas entre el CT El Niño y el WP El Niño traen la pregunta sobre el rol de la variabilidad intra-estacional en los últimos años sobre las características de Los Niños del tipo WP. Es aquí en donde el presente trabajo se concentra, es decir, en la variabilidad intra-estacional de la termoclina (o en el nivel del mar) y en las corrientes zonales en un periodo en el cual la variación interanual no está tan marcada como en otras épocas.

El presente trabajo tiene como objetivo documentar e interpretar la variabilidad intra-estacional de la onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico en el periodo 2000-2007. Para ello se utilizará la información de la anomalía del nivel del mar (ANM) y la anomalía de la velocidad zonal de las corrientes oceánicas (AVZ), las que fueron calculadas a partir de los resultados de un modelo oceánico simplificado. Por otro lado, se interpreta la variación de la ATSM, de acuerdo con la ANM y AVZ proyectadas en las estructuras meridionales de las ondas de Kelvin y de Rossby, en el periodo 2000-2007.

2.0 DATOS

En el aspecto espacial de la información, esta se interpoló a la grilla del modelo (Sección 3). La resolución zonal y meridional se incrementó o disminuyó, dependiendo de la resolución de cada variable, a 1º y 0.5º geográficos, respectivamente.

La data se trabaja en forma de anomalía. Esta se calcula restando al valor total la media climatológica (periodo 2000-2007), esto es, $X_{anom} = X_{obs} - X_{clim}$, donde X_{anom} es la anomalía, X_{obs} es el valor observado y X_{clim} es la climatología.

En lo que respecta al tiempo, se hicieron promedios de 5 días (*pentads*), para eliminar oscilaciones menores a 5 días, las que no son de importancia en este trabajo. Por lo tanto, la serie de tiempo de cada una de las variables contiene 584 datos (73 *pentads* al año). En todo este proceso de interpolación, se usó *cubic spline*.

A continuación, se describe cada uno de los productos usados en este trabajo.

2.1 Vientos de QSCAT

La información del satélite QSCAT es producto del análisis de la señal emitida por el radar y la señal recibida del rebote de la superficie del mar. La respuesta del mar, a través de su rugosidad, es interpretada para estimar la intensidad y dirección del viento. Para mayor información sobre este producto, se puede ir a CERSAT-IFREMER (2002).

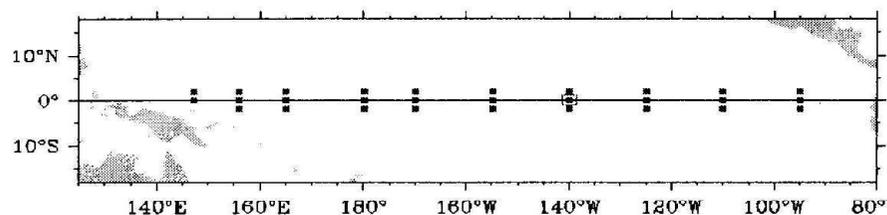
A la anomalía de esfuerzo de viento (AEV), se le multiplica por un factor 1.2353 para corregir la magnitud de la variabilidad de la ANM simulada y acercar su valor al observado (Mosquera, 2009).

2.2 ATSM y anomalía de la profundidad de la isoterma de 20°C de TAO

El arreglo de boyas TAO (*Tropical Atmosphere-Ocean*) fue uno de los objetivos del programa *Tropical Ocean-Global Atmosphere* (TOGA) para el monitoreo continuo de las condiciones atmosféricas y oceánicas

a lo largo del Pacífico Ecuatorial (McPhaden *et al.*, 1998). Esta es muy usada para estudios relacionados al fenómeno El Niño.

En este trabajo, se calculó la ATSM de 29 boyas distribuidas entre 2°S y 2°N, las cuales, previamente, se promediaron para tener solamente 10 valores a lo largo de la línea ecuatorial. Asimismo, la variable profundidad de la isoterma de 20°C (PI20°C) se obtuvo de 1a boya ubicada en 140°W y la línea ecuatorial (véase Figura 1).



Fuente: Figura adaptada de TAO Data delivery. Disponible en: <http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv.html>

Los cuadrados de color azul indican que, de esa boya, se usó la variable TSM, mientras que del cuadrado en rojo se utilizó la profundidad de la isoterma de 20°C.

Figura 1. Distribución de las boyas usadas en este trabajo

2.3 Anomalía de nivel del mar estimado por TOPEX-POSEIDON-JASON

El satélite TOPEX-POSEIDON-JASON (TPJ) contiene un radar que emite una señal perpendicular a la superficie de la Tierra y mide el tiempo de retorno de esta. Utilizando la velocidad de la luz, la posición del satélite y el tiempo que demora en retornar la señal, se puede calcular la altura del nivel del mar.

La información semanal de esta variable se obtuvo del *Collecte Localisation Satellites* (CLS), subsidiaria del *Centre National d'Etudes Spatiales* (CNES) y del IFREMER de Francia.

2.4 Anomalía de velocidad zonal de OSCAR

Los datos de la velocidad zonal de las corrientes oceánicas se obtuvieron del proyecto *Ocean Current Analysis -Real time* (OSCAR). Este

proyecto entrega, en tiempo real, información de variables de velocidad horizontal oceánica, tanto zonal como meridional, la cual es de mucha utilidad para el monitoreo de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), dispersión accidental de petróleo, entre otros. Bonjean & Lagerloef (2002) explican con mayor detalle la manera cómo se obtiene este producto.

Las velocidades horizontales de OSCAR se entregan en promedios de 5 días con 72 *pentads* al año. Una vez que se tiene estas características, se procesa la información para obtener la AVZ en el periodo 2000-2007 y con 73 *pentads* por año.

3.0 EL MODELO OCEÁNICO

El modelo oceánico es, inicialmente, del tipo lineal, es decir, los términos relacionados a la advección son nulos. Esto es permitido ya que la región donde se modelará la ANM y AVZ responde, mayormente, a esta característica. Como consecuencia, la interpretación de los resultados será mejor.

El sistema de coordenadas en este modelo oceánico está basado en la Regla de la Mano Derecha, en la cual la dirección positiva es: en el eje X hacia el Este, en el eje Y hacia el Norte y en el eje Z hacia arriba.

Siguiendo lo señalado líneas arriba, podemos expresar la dinámica del océano simplificado de la siguiente manera:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - \beta y = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H} - r_2 u |u| \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \beta y u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H} - r_2 v |v| \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{Hg'}{g} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) - r_1 \eta \quad (3)$$

Todo ello se expresa con la condición de que el flujo normal hacia las fronteras sea cero ($\mathbf{u}_n = 0$).

Las ecuaciones (1) y (2) son las ecuaciones de *momentum*, mientras que la (3) es la ecuación de continuidad. Las variables y constantes indicadas en estas ecuaciones, así como sus unidades, se definen como: x , y son la coordenada zonal y meridional (m); u y v son la componente zonal y meridional de la velocidad oceánica ($m\ s^{-1}$); τ_x y τ_y son la componente zonal y meridional de la AEV ($N\ m^{-2}$); η es la ANM (m); H es la profundidad de la termoclina = 150 m; βy es el parámetro de Coriolis (Hz); ρ es la densidad del agua oceánica = $1026\ kg\ m^{-3}$; g es la gravedad de la Tierra = $9.8\ m\ s^{-2}$; $g' = (\rho_2 - \rho_1)\rho_2^{-1}g$ es la gravedad reducida = $0.052234\ m\ s^{-2}$; y r_1 y r_2 son constantes relacionados con la disipación y tienen los valores de $(6\ mes)^{-1}$ (Picaut *et al.*, 1993) y $2.85\ mes^{-1}\ m^{-1}\ s$ (Boulanger, 2001), respectivamente.

Para el mecanismo de disipación, se utiliza lo establecido por Boulanger (2001), el cual, buscando mejorar las corrientes horizontales, propone usar una fricción cuadrática en las componentes u y v , pero manteniendo la forma lineal (enfriamiento Newtoniano) para el nivel de mar. Según Boulanger (2001), este cambio compensa la ausencia de los procesos de disipación no-lineal causados por los procesos no-lineales ausentes en el modelo.

Debido a la deficiencia de este modelo simple en representar las corrientes zonales (Clarke, 2008), se propone una capa de mezcla, con una profundidad específica h_{mix} , la que es igual a la contribución de los modos altos no considerados en el modelo oceánico lineal Blumenthal y Cane (1989). Esto se traduce en:

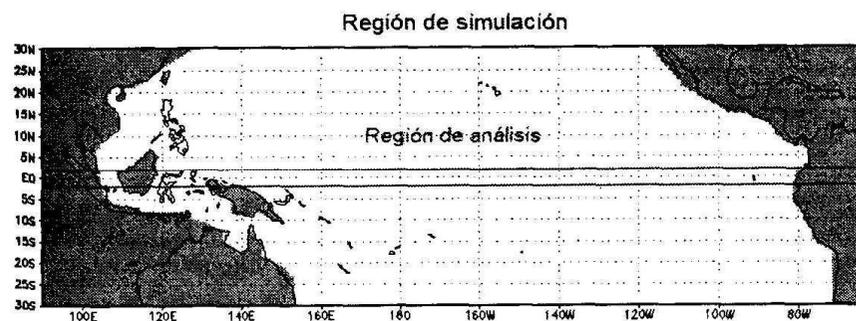
$$u_e = \frac{r_s \tau_f^{(x)} + \beta y \tau_f^{(y)}}{\rho [r_s^2 + (\beta y)^2]} \quad (7)$$

$$v_e = \frac{r_s \tau_f^{(y)} - \beta y \tau_f^{(x)}}{\rho [r_s^2 + (\beta y)^2]} \quad (8)$$

$$\hat{\delta}_f = (\tau_f^x, \tau_f^y) = \hat{\delta} \left(\frac{1}{h_{mix}} - \frac{1}{H} \right) \quad (9)$$

Donde: u_e y v_e son la componente zonal y meridional, respectivamente. Para la capa de mezcla, el coeficiente de Rayleigh (r_s) se define como $(2\ días)^{-1}$, es decir, toda perturbación que se genere se disipará rápidamente. La ecuación (9) representa el forzamiento del viento, τ_f (flujo de momento), sobre una capa superficial igual a $h_{mix} = 50\ m$, la cual no se proyecta sobre la capa superficial $H = 150\ m$.

En el aspecto numérico, las ecuaciones se resuelven mediante diferencias finitas en una grilla tipo Arakawa C (Mesinger & Arakawa, 1976). El esquema *leap-frog* se emplea para la integración numérica en el tiempo, así como un filtro Asselin (Asselin, 1972) en cada paso de tiempo (1 hora) para evitar pequeñas inestabilidades temporales. Por otro lado, la resolución espacial en la dirección zonal es de 111 km (un grado geográfico), y en la dirección meridional es 55.5 km (medio grado geográfico). La simulación se enmarca entre los paralelos $30^\circ\ S$ y $30^\circ\ N$ y entre los meridianos $90^\circ\ E$ a $60^\circ\ W$ (véase Figura 2). El área de análisis se concentrará en la región cercana a la línea ecuatorial (latitudes $2.5^\circ\ S$ y $2.5^\circ\ N$), tal como se puede apreciar en la Figura 2. Finalmente, se aplicará una condición de frontera en el borde Norte y Sur, de tal manera que la señal de las ondas de Kelvin costeras no retorne al extremo Oeste (Mosquera, 2009).

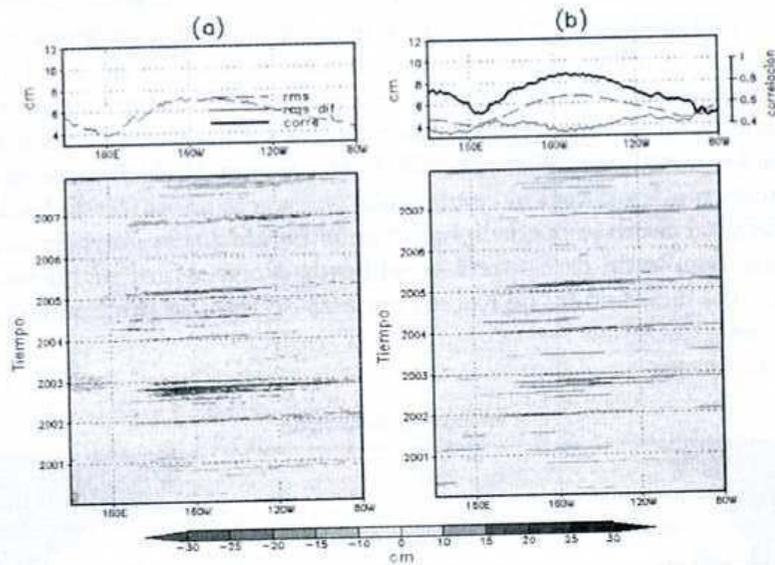


Fuente: Elaboración propia, 2009. El recuadro en rojo representa la región de análisis (latitudes $2.5^\circ\ S$ y $2.5^\circ\ N$).

Figura 2. Zona de simulación

4.0 ANÁLISIS DE LOS RESULTADOS

La habilidad del modelo para representar la variación de la ANM a lo largo del ecuador en el periodo 2000-2007 se observa en la Figura 3. Se aprecia que la correlación entre lo observado y modelado es alta a lo largo de la línea ecuatorial y, específicamente, entre los meridianos 180°-140°W. Asimismo, la *Root Mean Square Difference* (RMSD) revela una oscilación en el rango de 3 y 5 cm desde 140°E hasta 100°W para luego alcanzar los 6 cm en el extremo Oriental. Esto establece que el modelo puede simular oscilaciones intra-estacionales.

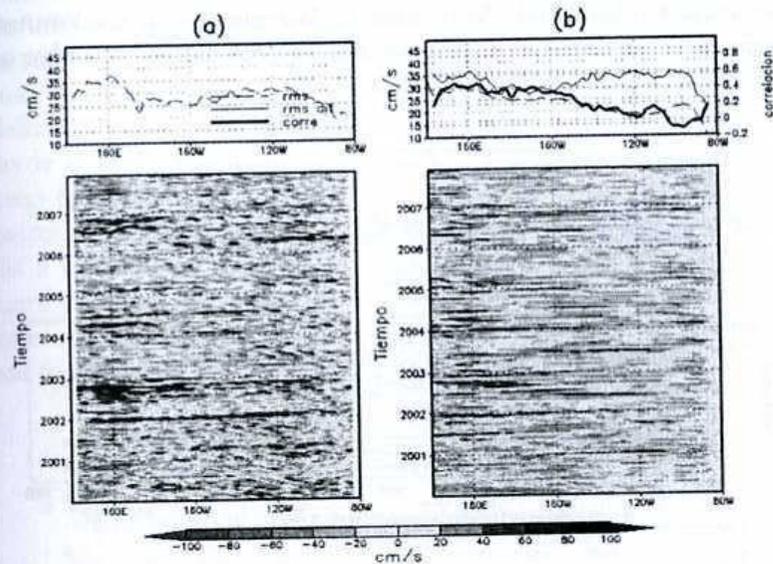


Fuente: Elaboración propia, 2009. Diagramas de Hovmöller para la ANM de (a) TPJ y (b) simulado, en el periodo 2000-2007. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

Figura 3. Validación de la ANM del modelo

Por otro lado, en la Figura 4, se muestra lo mismo que la Figura 3, pero para la AVZ de (a) OSCAR y (b) simuladas con el modelo con FC. Se puede observar que existe mucha variabilidad en la AVZ. La corre-

lación alcanza 0.5 en el extremo oeste del Pacífico, mientras que decae en el extremo este. Se puede deducir de esta Figura que el modelo tiene deficiencias en representar esta variable debido a que dicho parámetro estaría influenciado por las componentes no-lineales que el modelo no contempla.



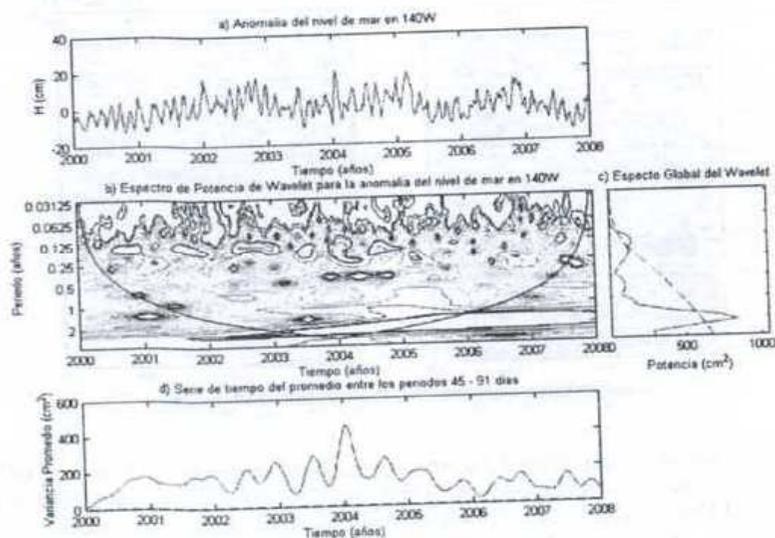
Fuente: Elaboración propia, 2009. Diagramas de Hovmöller para la AVZ de (a) OSCAR y (b) simulado numéricamente, en el periodo 2000-2007. En la parte superior de cada uno se aprecia (a) el RMS y en (b) el RMS, el RMSD y la Correlación.

Figura 4. Validación de la AVZ del modelo

4.1 Análisis de la variabilidad usando Wavelets

Wavelets es una herramienta matemática que permitirá estimar las frecuencias notables que están presentes en la ANM. Estas, por la linealidad del modelo, deben estar relacionadas con las frecuencias de la AEV zonal que forzaron al modelo. Adicionalmente, se espera encontrar dichas oscilaciones en otras variables, tales como la ANM de TPJ y la anomalía de la isoterma de 20°C, respectivamente.

En la Figura 5c, se resalta, luego de aplicar *wavelets* a la ANM simulada por el modelo en el meridiano 140°W, que existe una variación intra-estacional con periodos que van en el rango de 45 y 91 días (0.125 y 0.25 años, respectivamente). Además, observando el espectro del *wavelets* (véase Figura 5b), se establece que dicha oscilación se repite entre fines del año 2000 e inicios del año 2005, y luego en el año 2007, en este último con menor intensidad. Asimismo, en la Figura 5d, la cual muestra el promedio de la variancia en los periodos 45 y 91 días, se resuelve que la variación más intensa se dio en el año 2004.



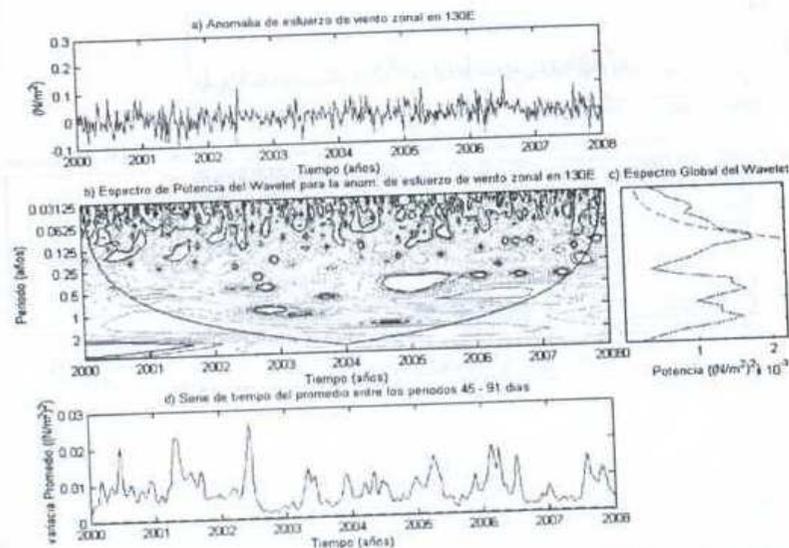
Fuente: Elaboración propia, 2009. (a) es la serie de tiempo; (b) espectro del Wavelets; (c) promedio global del espectro de (b), (líneas punteadas indican significancia al 95%); y (d) variancia promedio entre 45 y 91 días.

Figura 5. Análisis Wavelets para la ANM del modelo en el ecuador y 140°W

Según las Figuras 6 y 7, los resultados anteriores están ligados a la variabilidad de la AEV zonal en el extremo oeste del Pacífico Ecuatorial. Estas perturbaciones inducen ondas de Kelvin que viajan a lo largo de la línea ecuatorial y cruzan el Pacífico hasta el extremo Este. Es claro que, según estas mismas figuras, las oscilaciones de alrededor de 60 días se

formaron en diferentes posiciones geográficas dándole una variabilidad en dichas frecuencias a la ANM.

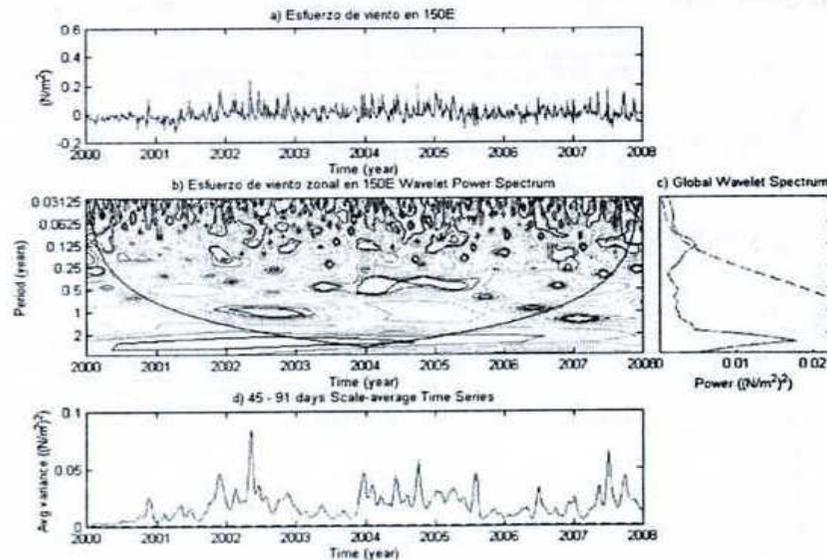
Sin embargo, la variabilidad en el rango de 45 y 91 días, observada en la Figura 5, no se representa con la misma intensidad en la variabilidad, en los mismos periodos, de la ANM de TPJ (véase Figura 8) ni en la profundidad de la isoterma de 20°C (véase Figura 9). Esto se aprecia en la serie de tiempo de la Figura 5a y 8a en donde la primera es más intensa que la segunda. La explicación está relacionada con la física del modelo, esto es, el uso de un solo modo baroclínico no permite que las ondas de alta frecuencia pierdan energía al propagarse verticalmente. Este proceso (propagación vertical) se observa más en las frecuencias altas (Dewitte & Reverdin, 2000) por lo que el modelo lineal sobreestima la ANM a frecuencias más altas que $(90 \text{ días})^{-1}$, lo que no ocurre con las frecuencias bajas, ya que la fricción implementada en el modelo (es una parametrización del proceso de propagación vertical) está adaptada para dichas frecuencias.



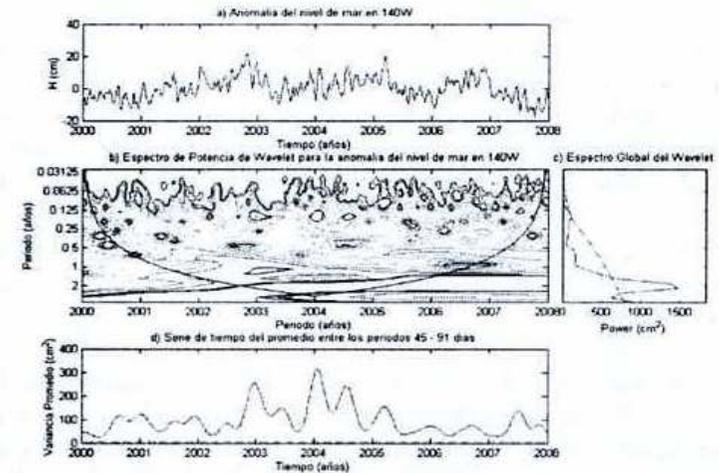
Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 5. Figura 6. Análisis Wavelets para la AEV zonal en el ecuador y 130°E

Otro asunto que hay que comentar es que la oscilación intensa con periodos que van de aproximadamente de 45 a 91 días a fines del 2003 e inicios del 2004 (véase Figuras 5d, 6d y 9d), no parece (a partir de una sola inspección de los espectros) completamente conectada a la amplitud de la AEV zonal a lo largo de la línea ecuatorial (véase Figura 7d), sino que depende de la estructura meridional del esfuerzo de viento zonal. Esto significa que la influencia de la componente zonal del viento que, teóricamente actúa sobre la onda de Kelvin, está definida como:

$$\int_{-20^{\circ}S}^{20^{\circ}N} \tau_x(x, y, t) \cdot \Psi_0(y) dy$$
, donde $\Psi_0(y)$ es la estructura meridional de la onda de Kelvin (para el primer modo baroclínico) y τ_x es la componente zonal del esfuerzo de viento. Así que la estructura meridional de los vientos podría determinar el valor de dicha amplitud. Esta estructura podría cambiar bastante a estas frecuencias (Harrison & Vecchi, 1997). Esto es una suposición que necesita ser estudiada con mayor profundidad.

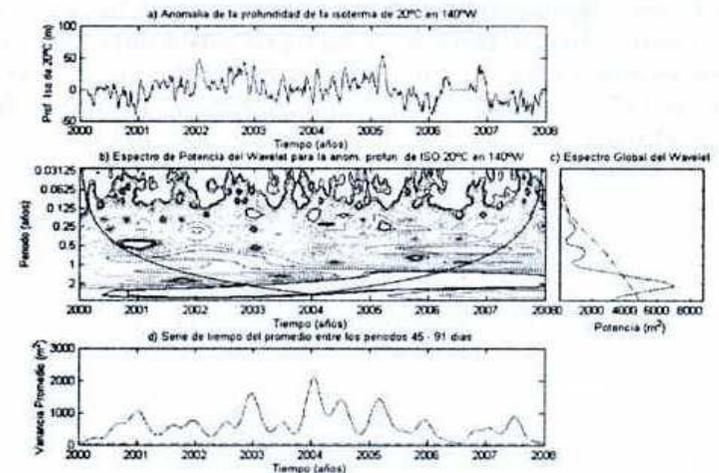


Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 5.
 Figura 7. Análisis Wavelets para la AEV zonal en el ecuador y 150°E



Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 5.

Figura 8. Análisis Wavelets para la ANM de TPJ en el ecuador y 140°W



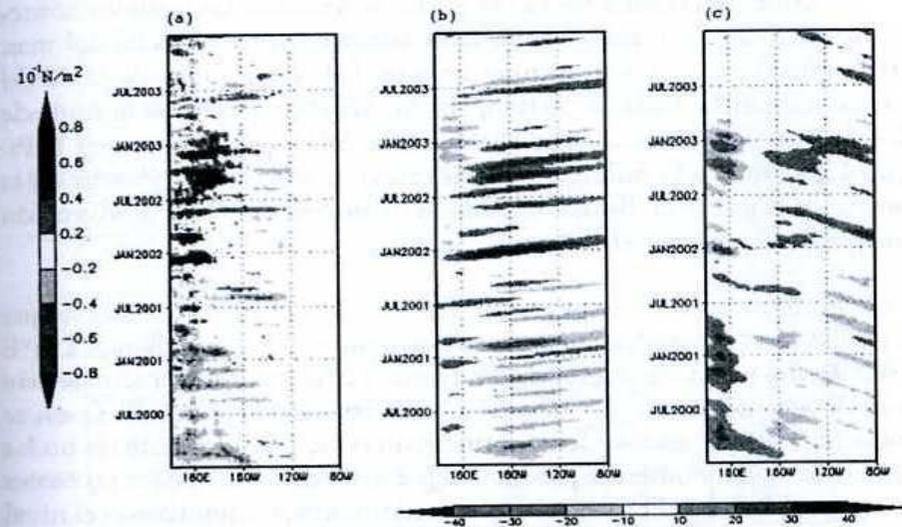
Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 5.

Figura 9. Análisis Wavelets para la anomalía de profundidad de la isoterma de 20°C en el ecuador y 140°W

4.2 Período 2000-2003

En este periodo, se aprecia un conjunto de perturbaciones que se propagan de Oeste a Este en el coeficiente de Kelvin (CK, Figura 10b, Mosquera, 2009), y otros desplazamientos de Este a Oeste en el Coeficiente de Rossby 1 (CR1, Figura 10c, Mosquera, 2009). Estas coinciden con las AEV zonal (véase Figura 10a), así como con la reflexión en la frontera Este. Esta dinámica es correcta en un modelo del tipo lineal, ya que las ondas de Kelvin (perturbaciones de Oeste a Este) y de Rossby (perturbaciones de Este a Oeste) forman parte de la respuesta a una alteración en el océano ecuatorial.

Entonces, en el periodo enero de 2000 - diciembre de 2001, se observa que AEV zonal negativa (tonos en celeste en la Figura 10a), de magnitud -0.06 a -0.02 N m^{-2} , en la zona ecuatorial y Oeste, generaron ondas de Kelvin de afloramiento (tonos celestes en la Figura 10b) que al llegar el continente americano se reflejaron como ondas de Rossby del tipo afloramiento (tonos en celeste en la Figura 10c). Simultáneamente, las perturbaciones negativas en la AEV zonal en la zona Oeste formaron ondas de Rossby de *downwelling* (tonos naranja y rojo), las que al alcanzar la región Oeste deberían generar ondas de Kelvin de *downwelling*. Según el modelo, es difícil apreciar esto, ya que a fines del año 2000 AEV zonal positivas en 140°E , indujeron una onda de Kelvin de *downwelling* que cruzó todo el Pacífico.



Fuente: Elaboración propia, 2009. (a) AEV zonal (N m^{-2}) multiplicada por 10, (b) coeficiente de Kelvin (CK), y (c) coeficiente de Rossby 1 (CR1), calculados a partir de los resultados del modelo. La escala de la AEV zonal se ubica al lado izquierdo mientras que la escala de los CK y CR1 está debajo de los dos gráficos.

Figura 10. Variabilidad de la AEV zonal, CK y CR1 a lo largo del ecuador en el periodo 2000-2003

A fines del año 2001, una AEV zonal positivo, alrededor de 0.08 N m^{-2} , en la región oeste del Pacífico, generó una onda de Kelvin que cruzó todo el Pacífico Ecuatorial y alcanzó la costa americana en febrero de 2002 e indujo la formación de una onda de Rossby. Una vez más, de manera simultánea a la formación de la onda de Kelvin por la AEV zonal, se formó una onda de Rossby de afloramiento.

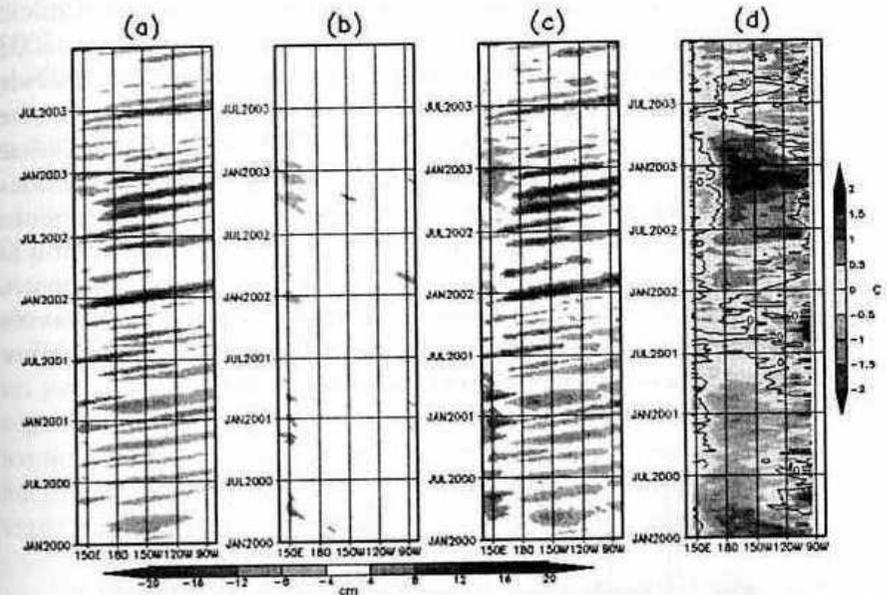
A partir de 2002 hasta aproximadamente abril de 2003, las AEV zonal en la zona Oeste fueron positivas. Estas tuvieron como consecuencia la generación de varias ondas de Kelvin del tipo *downwelling* que, al igual que las anteriores, se proyectaron como ondas de Rossby al llegar a la costa americana. Es importante señalar que estas perturbaciones son del tipo intra-estacional, con periodos en el rango de 45 y 91 días (véase Figura 5b).

Usando los resultados del modelo, se analizan las posibles consecuencias de estas ondas en la variable temperatura superficial del mar. En la Figura 11, se muestra, nuevamente, (a) la variación de la ANM provocada por la onda de Kelvin, (b) la ANM producto de la onda de Rossby 1, (c) la suma de (a) y (b), y (d) la ATSM. Asimismo, en la Figura 12, se indica la influencia de las ondas de Kelvin y de Rossby en la velocidad zonal, esta última variable es de interés debido a la advección que puede generar en el océano.

En el periodo entre enero de 2000 y julio de 2001, se observa que la ATSM, en promedio, entre aproximadamente los meridianos 155°E y 90°W, fue negativa (Figura 11d o Figura 12d), incluso al inicio de este periodo alcanzó entre -1.5°C y -2°C . Observando la Figura 11 (a-c), se puede inferir que esto se debió, principalmente, a la incursión de ondas de Kelvin de afloramiento, producidas por los vientos del Oeste, las cuales cruzaron el Pacífico Ecuatorial y, por su naturaleza, profundizaron el nivel del mar entre 4 y 12 cm. Según la Figura 12 (a-c), o sea la AVZ, muestra que entre enero y julio de 2000 la interferencia de las ondas de Kelvin y de Rossby, entre los meridianos 150°E y 150°W, puede haber inducido una advección de ATSM negativa, es decir, arrastraron aguas frías hacia el Oeste, ampliando, de esta manera, el área de aguas frías en el Pacífico Ecuatorial. La AVZ en esta región, específicamente en la línea de fecha (longitud igual a 180°), alcanzó entre 40 y 30 cm s^{-1} hacia el Oeste.

Hay que señalar que el calentamiento en la región oriental del Pacífico ecuatorial a mediados del primer semestre del 2000 pudo deberse al debilitamiento de los vientos, lo que debe producir una disminución en la evaporación y el flujo de calor latente asociado y, por lo tanto, un incremento en la TSM.

A partir de julio de 2001 y enero de 2002, unas ligeras perturbaciones positivas indujeron la formación de Ondas de Kelvin que elevaron el nivel del mar entre 8 cm y 12 cm, produciendo un ligero calentamiento en el Pacífico Ecuatorial en el espacio limitado por las longitudes 150°E y 150°W.

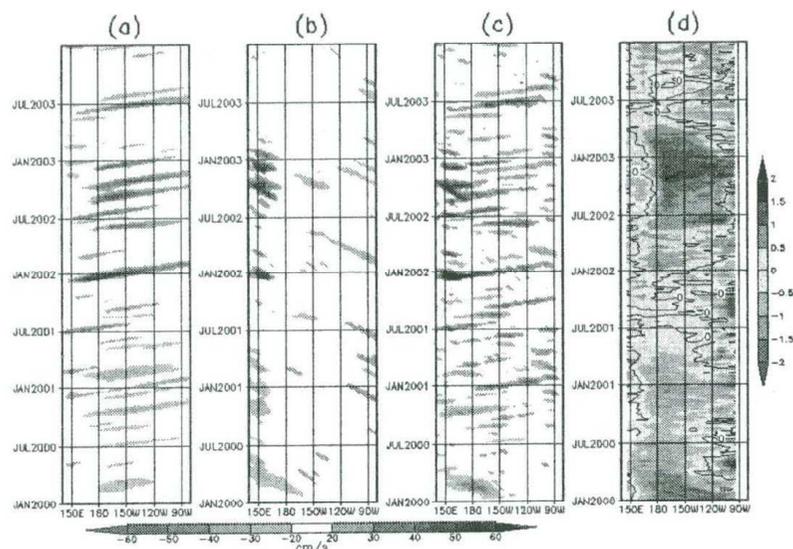


Fuente: Elaboración propia, 2009. (a) Contribución de la onda de Kelvin sobre ANM; (b) Contribución de la onda de Rossby 1 sobre ANM; (c) suma de (a) y (b); y (d) la ATSM. Se hizo un promedio entre 2°S y 2°N. La escala de magnitud de las figuras de la ANM se ubica en la parte inferior, mientras que la escala de la ATSM está al lado derecho.

Figura 11. Variabilidad de la ANM (debido a la contribución de la onda de Kelvin y Rossby 1) y la ATSM a lo largo del ecuador en periodo 2000-2003

A finales del 2001, una AEV zonal positiva formó una onda de Kelvin que elevó el nivel del mar entre 12 cm y 16 cm (véase Figura 11), incluso alcanzó el rango de 16 cm y 20 cm entre la línea de fecha y 150°W. Esta onda profundizó la termoclina y, al mismo tiempo, provocó una advección (AVZ de 30 y 50 cm s^{-1} , Figura 11) de aguas calientes del Oeste hacia el Este. En consecuencia, la ATSM alcanzó hasta 1°C en casi todo el Pacífico Ecuatorial. Asimismo, en el extremo Oeste, la ATSM se volvió negativa, debido a que la onda de Rossby de afloramiento desplazó, por medio de su campo de velocidad en la zona ecuatorial, masas de agua caliente hacia el Este (véase Figura 12b).

La onda de Kelvin formada a finales del año 2001 marca el inicio de un periodo caliente que se prolongó hasta antes de julio del año 2003 (véase Figura 12d) y que sería declarado como el Niño 2002-2003 de magnitud moderada (McPhaden, 2004). El desarrollo de este Niño se debió a que un grupo de perturbaciones positivas en el viento (véase Figura 9a), ubicadas en el Pacífico Oeste, generaron un grupo de ondas de Kelvin de *downwelling* que elevaron el nivel del mar continuamente y, como consecuencia, profundizaron la termoclina, hasta incrementar la TSM en 2°C. En el mismo periodo las ondas de Rossby de afloramiento, formadas simultáneamente con las ondas de Kelvin de *downwelling*, a través de su campo de velocidad, desplazaron masas de agua caliente hacia el Este lo que provocó un enfriamiento en el Pacífico Ecuatorial Oeste.



Fuente: Elaboración propia, 2009. (a) Contribución de la onda de Kelvin sobre AVZ; (b) Contribución de la onda de Rossby 1 sobre AVZ; (c) suma de (a) y (b); y (d) la ATSM. Se hizo un promedio entre 2°S y 2°N. La escala de magnitud de las figuras de la AVZ se ubica en la parte inferior, mientras que la escala de la ATSM está al lado derecho.

Figura 12. Variabilidad de la AVZ (debido a la contribución de la onda de Kelvin y Rossby 1) y la ATSM a lo largo del ecuador en periodo 2000-2003

Para concluir, una onda de Kelvin *downwelling* cruzó el Pacífico Ecuatorial e incrementó ligeramente la TSM en 1°C y 1.5°C al final del periodo caliente, que se mencionó en el párrafo anterior.

4.3 Periodo 2004-2007

El periodo 2004-2007 tuvo como característica el llamado Niño-Modoki 2004-05 y el Fenómeno El Niño 2006-07 de intensidad moderada. El primero, según Ashok *et al.* (2007), mostró un patrón espacial en donde el calentamiento en la zona ecuatorial central estuvo acompañado de dos anomalías frías al Este y Oeste. Adicionalmente, este evento caliente no se propagó hacia el Este por lo que se mantuvo en la región central por un periodo largo. Por otro lado, el Niño 2006-07 estuvo caracterizado, según McPhaden (2008), por su baja anomalía de TSM (comparado con los otros eventos El Niño), su desarrollo tardío y su rápida terminación. McPhaden (2008) explica también que este periodo estuvo asociado con vientos estocásticos del Oeste.

Alrededor de enero 2004 y julio 2005, las AEV zonal positivas continuaron (véase Figura 13a), lo que provocó la formación de ondas de Kelvin y de Rossby, las cuales, según la Figura 13b y 13c (donde se muestra los coeficientes de Kelvin y de Rossby) se desplazaron alrededor del Pacífico Tropical.

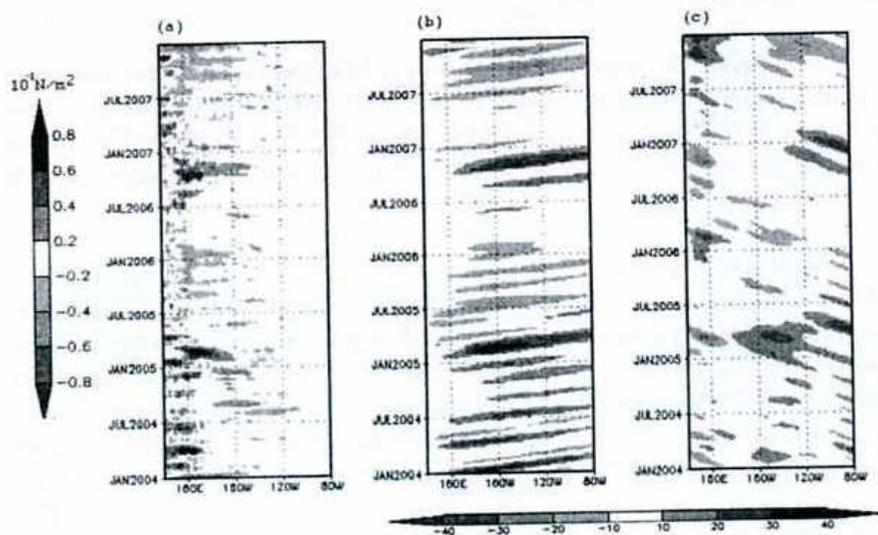
Se observa en la Figura 14c que el calentamiento del periodo 2004-2005 pudo deberse al impacto continuo de ocho ondas de Kelvin de *downwelling* (estas perturbaciones, según la Figura 5b, tuvieron frecuencias dominantes en el rango de [45-91 días]⁻¹) las que elevaron el nivel del mar entre 4 y 16 centímetros provocando un calentamiento en el Pacífico Central. Además, las ondas de Rossby del tipo *downwelling* tuvieron una contribución en la intensificación positiva de la ANM, entre 4 y 8 centímetros alrededor de la línea de fecha y en marzo-abril de 2005 (Figura 14b). Hay que indicar que, a pesar que existieron ondas de Kelvin de *downwelling*, también hubo ondas de Kelvin de afloramiento, las que podrían haber causado que el calentamiento no haya sido tan intenso ya que su AVZ hacia el Oeste (véase Figura 15c) compensaría la advección provocada por las ondas de Kelvin de *downwelling*.

Se aprecia también en este periodo caliente que dos ondas de Kelvin de hundimiento, formadas entre enero y julio de 2005 por AEV zonal positivo (véase Figura 13a), calientan el extremo Este (véase Figura 14c) en aproximadamente junio y agosto de 2005.

Después de este periodo cálido, el Pacífico Central empieza a enfriarse debido a un conjunto de ondas de Kelvin y de Rossby de afloramiento. Éstas profundizaron el nivel del mar entre 4 y 12 cm. Asimismo, las AVZ asociadas a este periodo muestran anomalías negativas, que se pueden relacionar a advecciones de agua fría hacia el Oeste (véase Figura 15). Por otro lado, en el extremo Oeste existieron unas AVZ positivas, las cuales son producto de la contribución del campo de velocidades de las ondas de Kelvin de afloramiento y las ondas de Rossby de hundimiento, las que pudieron crear una advección de aguas calientes hacia el extremo Oeste.

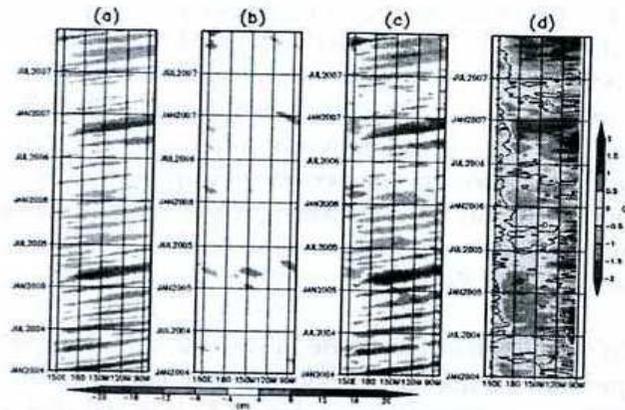
Luego de este enfriamiento, se produce un periodo de calentamiento relacionado al Fenómeno El Niño 2006-07. Lo destacable en este periodo son las dos ondas de Kelvin que se formaron luego de un EVZ positivo en el extremo Oeste, el cual tuvo un rango de intensidad de $0.02-0.08 \text{ N m}^{-2}$ (véase Figura 13a). Estas ondas provocaron una ANM positiva entre 4 y 12 cm (véase Figura 14a). En este periodo es importante anotar que en el extremo Oeste existieron AVZ positivas provocadas por ondas de Rossby de afloramiento, las cuales, probablemente, provocaron una advección de aguas calientes hacia el Este.

Para finalizar la descripción de la simulación en el periodo 2004-2007, hay que señalar que el periodo frío que continuó en el Pacífico Ecuatorial sería consecuencia de ondas de Kelvin de afloramiento que profundizaron el nivel del mar hasta en 16 cm (véase Figura 14a). Esto podría haber provocado que la ATSM bajara hasta -2°C (véase Figura 14d). Incluso, como se ha mencionado en los otros párrafos, las ondas de Rossby de hundimiento (véase Figura 13c), generadas en el instante en que se formaron las ondas de Kelvin, contribuyen con su campo de velocidades zonales en la advección de aguas calientes hacia el Oeste, lo que provocaría una ATSM en dicha región (véase Figura 15d).



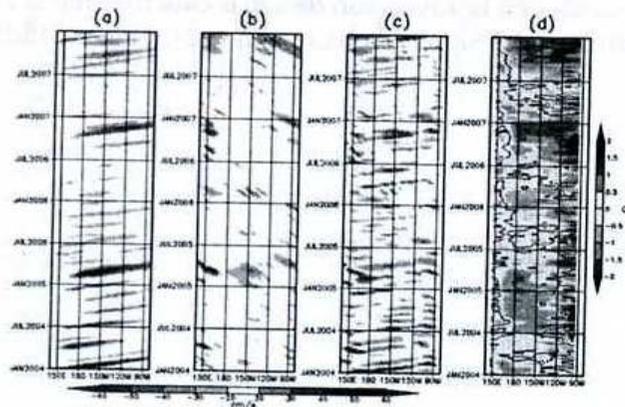
Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 10, pero para el periodo 2004-2007.

Figura 13. Variabilidad de la AEV zonal, CK y CR1 a lo largo del ecuador en el periodo 2004-2007



Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 11, pero para el periodo 2004-2007.

Figura 14. Variabilidad de la ANM (debido a la contribución de la onda de Kelvin y Rossby 1) y la ATSM a lo largo del ecuador en periodo 2004-2007



Fuente: Elaboración propia, 2009. Características de los gráficos similares a las de la Figura 12, pero para el periodo 2004-2007.

Figura 15. Variabilidad de la AVZ (debido a la contribución de la onda de Kelvin y Rossby 1) y la ATSM a lo largo del ecuador en periodo 2004-2007

5.0 CONCLUSIONES

Se concluye que oscilaciones de la ANM con periodos de 45 y 91 días, asociadas a la variabilidad MJO en el Pacífico Ecuatorial Oeste, estuvieron presentes entre el año 2000 y 2007 en el meridiano 140°W. Estas perturbaciones son asociadas a ondas Kelvin que aparecieron remotamente como producto de las irregularidades de la AEV zonal en el Pacífico Occidental. Estas AEV también estuvieron presentes en distintas posiciones geográficas (meridianos 130°E y 150°E), lo que indicaría que son estas AEV las que se proyectarían en el océano como ondas de Kelvin de la misma frecuencia. Estas ondas de Kelvin no solamente aparecen en épocas en las que se consideró evento El Niño sino también en otros años como el 2000 y 2001. Sorprendentemente, en la realidad, estas ondas no se observan, como se ve en los datos de TPJ (véase Figura 8) y TAO (véase Figura 9) en la misma posición geográfica. Esto se debería que el modelo de una capa no puede transmitir su energía verticalmente, como ocurre en la realidad, por lo que las ondas formadas al oeste de la línea de fecha pueden cruzar el Pacífico y alcanzar el extremo Este casi con la misma energía.

Asimismo, se concluye que gran parte de la variación de la ATSM a lo largo del Pacífico Ecuatorial, entre los años 2000 y 2007, fue inducida por el paso de ondas de Kelvin y de Rossby a escala intra-estacional. Estas oscilaciones, por su naturaleza, contribuyeron al calentamiento (enfriamiento) de la zona ecuatorial a través de dos mecanismos: el de hundimiento (afloramiento) de la termoclina y la advección de aguas calientes (frías). El hundimiento de la termoclina provoca una mayor fuente de calor bajo la superficie lo que induce a que la TSM se incremente, contrariamente al afloramiento, en donde las aguas frías profundas son trasladadas a la superficie induciendo a la disminución de la ATSM. Este rol le pertenece, principalmente, a las ondas de Kelvin. Por otro lado, la advección de aguas calientes se puede deber a una contribución tanto de la onda de Kelvin como de la onda de Rossby

En el periodo 2000-2007, las ondas de Kelvin y de Rossby interfirieron entre sí y, posiblemente, contribuyeron al calentamiento, o

enfriamiento, en el Pacífico Ecuatorial, principalmente, en los eventos El Niño que se dieron en dicho periodo. Para corroborar de manera objetiva la influencia de la interferencia, es necesario implementar un modelo de ATSM y verificar qué tanto esta interferencia modula la ATSM en el Pacífico Ecuatorial.

A pesar de que con este modelo simplificado del océano se ha logrado simular numéricamente la variabilidad intra-estacional en el periodo 2000-2007, es importante señalar que estos resultados podrían ser sensibles a cambios de los estados promedios (climatología). Debido a la poca información obtenida de los productos satelitales, las "climatologías" fueron calculadas en base a periodos de 8 años, lo cual no es propiamente una climatología como su definición establece (promedio de 30 años). Estos estados promedios podrían influir en el cálculo de las anomalías y no mostrar de manera resaltante algunas variabilidades.

6.0 BIBLIOGRAFÍA

- Ashok, K.; Behera, S.; Rao, A.S.; Weng, H.Y. & Yamagata, T. 2007. El Niño Modoki and its teleconnection. *J. Geophys. Res.* 112: C11007. doi: 10.1029/2006JC003798.
- Asselin, R. 1972. Frequency filter for time integration. *Mon. Wea. Rev.*, 100(6): 487-490.
- Blumenthal, M. B. & Cane, Mark A. 1989. Accounting for parameter uncertainties in model verification: an illustration with tropical sea surface temperature. *J. Phys. Oceanogr.* 19(6): 815-830.
- Bjerknes, J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Weather. Rev.* 97: 163-172.
- Bonjean, F. & Lagerloef, G.S.E. 2002. Diagnostic model and analysis of the surface currents in the Tropical Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 32(10): 2938-2954.
- Boulanger, J. P. 2001. The trident Pacific model: simulating surface ocean currents with a linear model during the 1993-1998 TOPEX-POSEIDON period. *Climate Dynamics.* 17: 159-173.

- Cane, M. A. 2005. The evolution of El Niño, past and future. *Earth Plan. Sci. Lett.* 230: 227-240.
- CERSAT-IFREMER. 2002. Quikscat scatterometer mean wind fields products, user manual. C2-MUT-W-03-IF. Brest, France. Disponible en: [lftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/documentation/gridded/mwf-quickscat/mutwqscat.pdf](ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/documentation/gridded/mwf-quickscat/mutwqscat.pdf).
- Clarke, A. J. 2008. *An Introduction to the Dynamics of El Niño & the Southern Oscillation.* Academic press.
- Dewitte, B. & Reverdin, G. 2000. Vertically propagating annual and interannual variability in an OGCM simulations of the Tropical Pacific Ocean in 1985-94. *J. Phys. Oceanogr.* 30: 1562-1581.
- Harrison, D.E. & Vecchi, G.A. 1997. Westerly wind events in the tropical Pacific, 1986-1995. *J. Climate.* 10(12): 3131-3156.
- Kessler, W. 2002. Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophys. Res. Lett.* 29(23): 2125, doi: 10.1029/2002GL015924.
- Kug, J. S.; Jin, F.F. & An, S.-I. 2009. Two types of El Niño events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J. Climate,* 22: 1499-1515.
- Lagos, P.; Silva, Y. & Nickl, E. 2005. El Niño y la Precipitación en los Andes del Perú. *Sociedad Geológica del Perú. Volumen Especial 6:* 7-23.
- Madden R. A. & Julian, P. R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the Tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* 28: 702-708.
- Mesinger, F. & Arakawa, A. 1976. Numerical methods used in atmospheric models, *GARP Publ. Ser.*, 17(1).
- McPhaden, M. J. 2008. Evolution of the 2006-2007 El Niño: the role of intra-seasonal to interannual time scale dynamics. *Advances in Geosciences.* 14: 219-230.
- _____. 2004. Evolution of the 2002-03 El Niño. *Bull. Am. Meteor. Soc.* 85: 677-695.
- _____. 1999. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño. *Science.* 283: 950-954.
- McPhaden, M. J.; Busalacchi, A.J.; Cheney, R.; Donguy, J.R.; Gage, K.S.; Halpern, D.; Ji, M.; Julian, P.; Meyers, G.; Mitchum, G.T.; Niiler, P.P.; Picaut, J.; Reynolds, R.W.; Smith, N. & Takeuchi, K. 1998. *The Tropical Ocean-*

Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Res.* 103(14):169-14, 240.

Mosquera, K. 2009. Variabilidad intra-estacional de la onda de Kelvin Ecuatorial en el Pacífico (2000-2007): Simulación Numérica y datos observados". Tesis para optar el grado de Magíster en Física - Mención Geofísica en la Universidad Nacional Mayor de San Marcos.

Neelin, J. D.; Battisti, D. S.; Hirst, A. C.; Jin, F.-F.; Wakata, Y.; Yamagata, T. & Zebiak, S. E. 1998. ENSO theory. *J. Geophys. Res.* 103(C7): 14, 261-14, 290.

Picaut, J.; Menkes, C.; Boulanger, J. P. & Penhoat, Y. 1993. Dissipation in a Pacific Equatorial long wave model. TOGA Note No. 10, Dania, FL: Nova University.

Magistri et Doctores
Año 5, N.º 9, 2010, 83-132
ISSN 1022-5250

César Aguirre C.⁹, Isabel Ramírez A.¹⁰

SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LA HIDRODINÁMICA DEL LAGO TITICACA, FRENTE A LAS COSTAS DE LA CIUDAD DE PUNO EN EL PERÚ¹¹

NUMERICAL SIMULATION OF THE HYDRODYNAMICS OF LAKE TITICACA, OFF THE COAST OF THE CITY OF PUNO IN PERU

Resumen:

El mayor conocimiento de la hidrodinámica del lago Titicaca en el Perú, es la discusión del presente trabajo. El estudio se realizó para una escala de tiempo del ciclo diario. Usamos ELCOM, un modelo numérico en tres dimensiones para realizar simulaciones en un periodo comprendido entre el primero y quinto día del mes de enero del 2005. Para iniciar las simulaciones se obtuvo la batimetría del lago Titicaca en formato electrónico a partir de una carta de sondajes facilitada por la Dirección de Hidrografía y Navegación de la Marina de Guerra del Perú. Se realizaron las simulaciones para cuatro escenarios diferentes, cambiando las condiciones iniciales de temperatura y considerando el efecto Coriolis. En el modelo se resuelven las ecuaciones hidrodinámicas de Navier-Stokes con aproximaciones mediante el método semi-implícito de diferencias finitas, para un fluido incompresible, barotrópico, rotacional y estratificado por temperatura. Las condiciones meteorológicas entre ellas el viento tiene un efecto en la circulación y la estratificación de las capas superficiales del lago. Las corrientes en el lago Grande que ocupa el mayor volumen, se debe principalmente al forzamiento del fluido debido a las condiciones iniciales de temperatura. Los afluentes y efluentes no se consideraron en las simulaciones. La fuerza de Coriolis es importante

⁹ E-mail: caguirrec@unmsm.edu.pe

¹⁰ Asesora de tesis

¹¹ Artículo elaborado a partir de la tesis presentada para optar el grado académico de magíster en Física con mención en Geofísica (2009).