

Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado

Doctorado en Oceanografía



**Ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la Cuenca Pacífica
Colombiana con énfasis en su región costera**

Andrea Devis Morales

Concepción, Chile, Octubre de 2009

Universidad de Concepción

Dirección de Postgrado

La Tesis Doctoral en Oceanografía “Ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la Cuenca Pacífica Colombiana con énfasis en su región costera” de la Srta. *Andrea Devis Morales*, realizada en el Departamento de Oceanografía, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Universidad de Concepción, ha sido aprobada por la siguiente Comisión de Evaluación:

Dr. Wolfgang Schneider
Profesor Guía
Universidad de Concepción

Dr. Marcus Sobarzo Bustamante
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción

Dr. Dante R. Figueroa Martínez
Miembro Comité de Tesis
Universidad de Concepción

Dr. Aldo Montecinos Gula
Evaluador Externo
Universidad de Concepción

Dr.
Director (S) de Programa
Universidad de Concepción



Octubre 2009

Le dedico este trabajo a Dios, fuente de toda la energía que he necesitado a lo largo de las distintas etapas de mi vida.
A mis padres, hermanos, hermanas y abuelos, quienes siempre me brindaron apoyo, amor y momentos de felicidad.
Al mar que supo hechizarme con sus maravillas desde la primera vez.



Los exhorto al amor, la paz y la alegría. El amor es la ley de la vida, su objetivo es la paz y la alegría es un signo de gratitud de las criaturas hacia su Creador (Arkhenaton, 1375 B.C.)

Índice de Contenidos

Agradecimientos.....	vi
Curriculum Vitae.....	viii
Resumen.....	ix
Abstract.....	xi
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Antecedentes y motivación de la investigación.....	1
1.2 Objetivos generales.....	6
1.3. Hipótesis.....	7
1.4. Estructura de la tesis.....	7
2. DATOS Y MÉTODOS.....	9
2.1. Datos.....	9
2.1.1. Datos satelitales.....	9
2.1.1.1. Viento superficial.....	9
2.1.1.2. Nivel del mar.....	10
2.1.1.3. Temperatura superficial del mar (TSM).....	11
2.1.2. Datos hidrográficos <i>in situ</i>	11
2.1.2.1. Cruceros oceanográficos realizados en la Cuenca Pacífica Colombiana (CPC).....	11
2.1.2.2. Serie de tiempo de temperatura y salinidad en estación costera en la bahía de Tumaco.....	13
2.2. Metodología.....	13
2.2.1. Estimación de variabilidad espacial y temporal del esfuerzo del viento, rotor, transporte y bombeo de Ekman.....	13
2.2.2. Estimación de variabilidad espacial y temporal de la TSM, el nivel del mar y corrientes geostróficas superficiales.....	15
2.2.3. Cálculo de las corrientes geostróficas a partir de cruceros oceanográficos.....	16
2.2.4. Cálculo de la profundidad de la termoclina (Z_{20}), el contenido de calor y el volumen de agua cálida superior a partir de datos hidrográficos de cruceros.....	16

2.2.5.	Análisis de series de tiempo de temperatura y salinidad en la estación costera de Tumaco.....	17
3.	RESPUESTA DEL OCÉANO AL FORZAMIENTO ESTACIONAL DEL VIENTO EN LA REGIÓN DEL PANAMA BIGHT.....	19
3.1.	Capa superficial.....	19
3.2.	Estructura termohalina y corrientes geostroficas.....	26
3.3.	Manuscrito 1. <i>Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight</i>	30
3.4.	Resumen.....	37
4.	RESPUESTA DEL PANAMA BIGHT A EVENTOS INTERANUALES EL NIÑO-LA NIÑA OCURRIDOS ENTRE 1997 Y 2006.....	39
4.1.	Modos de variabilidad espacial y temporal de variables océano-atmosféricas en el <i>Panama Bight</i>	40
4.2.	Manuscrito 2. <i>The Panama Bight's response to recent El Niños</i>	48
4.3.	Resumen.....	73
5.	VARIABILIDAD DE TEMPERATURA Y SALINIDAD EN LA ESTACIÓN COSTERA DE TUMACO.....	74
5.1.	Particularidades del área de estudio.....	74
5.2.	Variaciones estacionales del océano y la atmósfera en la estación Tumaco.....	77
5.3.	Variabilidad interanual del océano y la atmósfera en la estación Tumaco.....	82
5.4	Resumen.....	92
6.	DISCUSIÓN.....	93
7.	CONCLUSIONES.....	101
8.	REFERENCIAS.....	103
9.	ANEXOS.....	109
	ANEXO 9.1.- Principios de altimetría satelital.....	110
	ANEXO 9.2.- Desarrollo de Ecuaciones (Geostrofía).....	113
	ANEXO 9.3.- Glosario de términos y acrónimos utilizados.....	117

Agradecimientos

Primero me gustaría agradecer a toda mi familia por su apoyo incondicional y su amor. A mis padres especialmente quisiera agradecerles por su ejemplo y por enseñarme el camino del esfuerzo, la dedicación y la búsqueda del mejoramiento diario.

Mis agradecimientos también son para mi profesor guía, el Dr. Wolfgang Schneider, quien me brindó su apoyo desde el principio. Gracias a él pude avanzar en el desarrollo de esta tesis, no sólo por su aporte de conocimientos sino por su ayuda económica, crucial en la etapa final de este proceso.

También le agradezco a los miembros del comité, los doctores Marcus Sobarzo B., Dante R. Figueroa M. y Aldo Montecinos G. por su interés en participar en la evaluación y mejoramiento de esta tesis.

Especialmente me gustaría darle las gracias a Raúl Montoya Sánchez, quien me brindó generosamente su ayuda en todo el proceso de análisis de los datos, enseñándome técnicas de procesamiento y el uso de Matlab. Sin su apoyo esta tesis no hubiera sido lo que es. Gracias también por brindarme su amistad, y el apoyo emocional que tanto necesitaba.

Al Centro Control Contaminación del Pacífico de la Armada Nacional de Colombia le agradezco que me permitiera el uso de los datos hidrográficos sin los cuales este trabajo no hubiera dado frutos.

Al Servicio de Intercambio Académico Alemán (DAAD) por la beca otorgada para la realización de mis estudios de doctorado durante el 2004-2008 y por el apoyo económico brindado durante la estadía de 6 meses en el Alfred Wegener Institute (AWI) en Bremerhaven, Alemania. Al Dr. Gereon Budeus del grupo de oceanografía física de AWI por recibirme y ayudarme en el análisis de datos hidrográficos.

Al Centro COPAS (Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur Oriental) le doy mis agradecimientos por la beca-apoyo de tesis del RP1, que me permitió continuar con mis estudios durante el 2008-2009.

A la Universidad de Concepción, la Dirección de postgrado y en especial al Dr. Tarcisio Antezana le agradezco la oportunidad y por aceptarme en este programa de doctorado. Al Dr. Osvaldo Ulloa siempre le estaré agradecida por darme el excelente consejo de estudiar el doctorado en oceanografía de la Universidad de Concepción. A todos los profesores les

agradezco su interés y entusiasmo en nuestro aprendizaje y en la formación de excelentes profesionales.

Muy especialmente le agradezco a Fabiola Gaete, maravillosa persona, el ángel guardián de los estudiantes y el alma del Programa. Ella hace posible lo imposible y siempre tiene una sonrisa hasta en los días más grises y fríos.

Les agradezco a todos los colegas, amigos y compañeros de trabajo por motivarme a ser mejor tanto profesionalmente como personalmente. A los amigos chilenos, colombianos, ecuatorianos, peruanos, cubanos, franceses, mexicanos, y a todos los que fueron parte de mi estadía en Chile, por nutrirme culturalmente.

Finalmente quiero darle las gracias a Dios por permitirme vivir todas estas experiencias tan enriquecedoras y darme la fortaleza para superar las dificultades.



Curriculum Vitae

Andrea Devis Morales

Nacida el 18 de Agosto de 1976 en Bogotá, Colombia.

adevismo@hotmail.com; adevis@udec.cl

1996-2001: Oceanóloga, Universidad Autónoma de Baja California, México

2004-2009: Doctor en Oceanografía, Universidad de Concepción, Chile.

PUBLICACIONES

- Devis-Morales, A.**, W. Schneider, R. Montoya-Sánchez, & E. Rodríguez-Rubio 2008, Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight. *Geophysical Research Letters*, 35, L20607, doi:10.1029/2008GL035172 (ISI).
- Cadena, M. C., **A. Devis-Morales**, J. D. Pabón, I. Málíkov, J. A. Reyna-Moreno, & J. R. Ortiz 2006, Relationship between the El Niño 97/98 and La Niña 99/01 Events and the Oil Palm Tree Production of Tumaco, Southwestern Colombia. *Advances in Geosciences*, 6, 195–199 (ISI).
- Tejada-Vélez, C. E., L. Otero, L. A. Castro, F. Afanador-Franco, **A. Devis-Morales**, J. E. Solano, & A. L. Fonseca 2003, Aportes al Entendimiento de la Bahía de Tumaco: Entorno Oceanográfico, Costero y de Riesgos. Serie Publicaciones Especiales, Volumen 2. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, Tumaco. Imágenes de la Naturaleza Editores. 183 pp.
- Devis-Morales, A.** 2003, Evolución del evento El Niño 2002-2003 y su efecto en la Cuenca del Pacífico Colombiano y la bahía de Tumaco. Boletín científico del CCCP No. 10. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, Tumaco, Colombia. Artículo científico. ISSN: 0121-3423.
- Devis-Morales A.**, I. García Hansen, I. Málíkov & N. L. Villegas Bolaños 2002, Compilación Oceanográfica de la Cuenca Pacífica Colombiana. Serie Publicaciones Especiales, Volumen 1. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, Tumaco, Colombia. Imágenes de la Naturaleza Editores. 109 pp.
- Devis-Morales, A.** 2002, Análisis de las condiciones oceanográficas y meteorológicas de la bahía de Tumaco y su relación con eventos de escala global. Boletín científico del CCCP No. 9. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, Tumaco, Colombia. Artículo científico. ISSN: 0121-3423.

AREAS DE INVESTIGACIÓN

Oceanografía física, dinámica ecuatorial.

EXPERIENCIA PROFESIONAL

- Técnico asistente en instrumentación oceanográfica (2000-2001), Laboratorio de Oleaje, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE, Ensenada, México.
- Investigador principal (2002-2003), Departamento Oceanografía Operacional, Centro Control Contaminación del Pacífico, Dirección General Marítima, Tumaco, Colombia.

Resumen

Ciclo anual de temperatura, salinidad y circulación en la Cuenca Pacífica Colombiana con énfasis en su región costera

Andrea Devis Morales

Programa de Doctorado en Oceanografía

Universidad de Concepción

Dr. Wolfgang Schneider, Profesor Guía

Datos hidrográficos *in situ* y observaciones satelitales fueron utilizados para describir la estructura termohalina y circulación en la Cuenca Pacífica Colombiana (CPC). Primero se evaluó la respuesta de la superficie del mar al forzamiento estacional del viento. Se observó que el *jet de Panamá* causa un giro ciclónico y surgencias favoreciendo el enfriamiento de la superficie y el descenso del nivel del mar durante invierno boreal. Aguas más cálidas y un aumento generalizado del nivel del mar durante verano y otoño boreal evidenciaron la influencia del *jet CHOCO* que favorece la ocurrencia de un giro anticiclónico y consecuente convergencia y hundimiento de la capa de Ekman. Debido a que las observaciones satelitales son limitadas en la costa, se utilizaron cruceros oceanográficos realizados durante periodos de invierno y verano con los cuales se detalló la estructura tridimensional termohalina y de las corrientes geostroficas. Durante el crucero de invierno se observó un domo en la termoclina rodeado por intensas corrientes que abarcaron los primeros 130 m de la columna de agua. La corriente costera Colombia fluye de sur a norte mientras que la corriente del *jet* de Panamá fluye hacia el ecuador centrada en 81° W, con velocidades promedio de 60 cm s⁻¹. Durante el crucero de verano la termoclina se hunde formando un valle coincidente con el giro anticiclónico que favorece la advección de aguas más cálidas y de baja salinidad provenientes del noroeste.

Se observó luego la evolución espacio-temporal de las anomalías climáticas en el Pacífico ecuatorial debido a eventos El Niño-La Niña, y se analizó la respuesta del Panama Bight a estos eventos ocurridos entre 1997 y 2006 a partir de 13 expediciones

oceanográficas. La estimación de la profundidad de la termoclina (Z_{20}) y del volumen de agua cálida (WWV) por encima de esta isoterma mostró que durante periodos El Niño intensos la termoclina se hunde más de 100 m ocasionando que el WWV se triplique en la región. Después de las máximas anomalías cálidas este volumen es rápidamente descargado hacia latitudes altas y la termoclina vuelve a su profundidad promedio (50 m). Análisis de funciones ortogonales empíricas (EOF) confirmó que el principal modo de variabilidad océano-atmosférico interanual en el Panama Bight es debido a eventos El Niño-La Niña (modo ENSO).

Finalmente, se analizaron las variaciones termohalinas en una estación costera ubicada en la bahía de Tumaco con el fin de determinar la importancia relativa de la dinámica de mesoescala versus procesos costeros locales. Se encontró que la capa superior (primeros 80 m) presenta un ciclo anual marcado por el ascenso de la termoclina (haloclina) durante invierno seguido por su hundimiento el resto del año, lo cual fue correlacionado con el cambio estacional del viento. La variabilidad interanual de temperatura confirma la ocurrencia de La Niña durante 1999-2001 por la presencia de aguas relativamente más frías, mientras que durante El Niño 2002-2003 aguas relativamente más cálidas cubrieron la región. Sin embargo, las variaciones de salinidad debida a eventos ENOS no son tan evidentes. Las observaciones de precipitación confirman que durante La Niña la región estuvo más seca de lo normal pero la salinidad superficial se mantuvo por debajo del promedio, así como durante El Niño las lluvias aumentaron pero la salinidad en la superficie se mantuvo relativamente alta. Es por tanto evidente que la advección de sal y calor tiene una influencia directa en las variaciones de la estructura termohalina en esta estación litoral a escala interanual.

Abstract

Annual cycle of temperature, salinity and circulation in the Colombian Pacific Basin with emphasis on its coastal region

Andrea Devis Morales

Programa de Doctorado en Oceanografía

Universidad de Concepción

Dr. Wolfgang Schneider, Thesis advisor

In situ hydrographic data and satellite observations were used for the description of the thermohaline structure and the circulation in the Panama Bight. First, the ocean surface response to the seasonal wind forcing was evaluated. It was observed that the Panama *jet* causes a cyclonic gyre and related upwelling which favors the surface cooling and the lowering of the sea level during boreal winter. Surface warming and an increased sea level during the rest of the year evidence the influence of the CHOCO *jet* which favors the occurrence of an anticyclonic eddy and the deepening of the Ekman layer. Due to the limitations of the satellite observations near the coast, oceanographic cruises during typical winter and summer periods were used to obtain a detailed description of the three-dimensional thermohaline structure and of the geostrophic currents. During the winter cruise doming of the thermocline surrounded by intense currents which extended 130 m depth was observed. The coastal Colombia current flows from south to north while the Panama *jet* surface current flows equatorward centered at 81° W, with mean speeds of 60 cm s⁻¹. During the summer cruise the thermocline sinks forming a bowl around which an anticyclonic eddy favors the advection of warm and low salinity waters from the northwest. Next, the spatial-temporal evolution of the climatic anomalies in the equatorial Pacific due to El Niño-La Niña events and the response of the Panama Bight to these events occurring between 1997 and 2006 were analyzed by means of 13 oceanographic expeditions. Thermocline depth (Z_{20}) and warm water volume (WWV) above this depth estimated for each cruise showed that during strong El Niño events the thermocline deepens more than

100 m thus tripling the WWV in the region. After the peak of the warm anomalies this WWV is rapidly discharged towards higher latitudes and the thermocline returns to its mean depth (50 m). Empirical orthogonal function analysis (EOF) confirmed that the first mode of variability of the ocean-atmosphere in the Panama Bight is due to El Niño-La Niña events (ENSO mode).

Finally, the thermohaline changes in a coastal station located in the Tumaco Bay was studied aiming to determine the relative importance of mesoscale versus coastal (local) processes. It was found that the upper layer (top 80 m of the water column) has an annual cycle marked by the shallowing of the thermocline (halocline) during winter followed by its sinking during the rest of the year, which was correlated with the seasonal change of the wind jets. The thermal interannual variability confirms the occurrence of La Niña during 1999-2001 by the presence of relatively cold waters, while during El Niño 2002-2003 warm waters covered the region. However, the salinity variations due to ENSO were not so straightforward. The precipitation measurements during La Niña confirmed that the region was below average values but the salinity during this period was also below average. In the same manner, rain increased during El Niño but the salinity was high. So, it was concluded that heat and salt advection had a direct influence on the thermohaline structure in this coastal region at interannual timescales.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes y motivación de la investigación

La Cuenca Pacífica Colombiana (CPC) ubicada en el extremo oriental del Pacífico ecuatorial, entre las longitudes 77°40'W y 84°W, y las latitudes 1°30'N y 7°10'N, se encuentra enmarcada dentro de la región oceánica conocida como *Panama Bight* (Nichols & Murphy, 1944), que incluye las aguas marítimas de Ecuador, Colombia y Panamá (**Figura 1**). Los principales procesos dinámicos que ocurren en esta región están condicionados con un fuerte acoplamiento del océano, la atmósfera y el continente (Mitchell & Wallace, 1992; Amador *et al.*, 2006). Estos procesos de interacción son de gran importancia ya que contribuyen a regular el clima del planeta, siendo fuentes de momentum, humedad y calor (Wang & Enfield, 2003). Las interacciones océano-atmosféricas en esta región despiertan gran interés debido a que influyen en la evolución de eventos El Niño-La Niña Oscilación Sur (ENOS), una perturbación del sistema climático que afecta la vida de millones de personas del planeta (Yu & McPhaden, 1999).

La morfología de la cuenca, que incluye dos cordilleras oceánicas, Cocos y Carnegie, en sus límites oeste y sur, respectivamente; la cordillera de los Andes al este y el Istmo de Panamá al norte hacen de ésta una región con una dinámica única, considerada como una cuenca semi-cerrada por fronteras líquidas y sólidas (Hey, 1977). La dorsal submarina de Cocos se extiende hacia el suroeste desde el Istmo de Centro América. Carnegie se extiende normal a la costa de Ecuador. Ambas cordilleras submarinas terminan alrededor de 0°N, 90°W, donde el archipiélago de las Galápagos se encuentra ubicado (Meschede & Barckhausen, 2000). Estas elevaciones submarinas se caracterizan por tener una extensión longitudinal mayor a 1000 km y un ancho mayor que 200 km, siendo considerablemente más someras (<1500 m) que la corteza oceánica de las placas de Cocos y Nazca con profundidades mayores a 4000 m (Lonsdale & Klitgord, 1978). Estas características batimétricas obstaculizan la entrada de masas de agua profundas y de fondo hacia la CPC (Lonsdale, 1977).

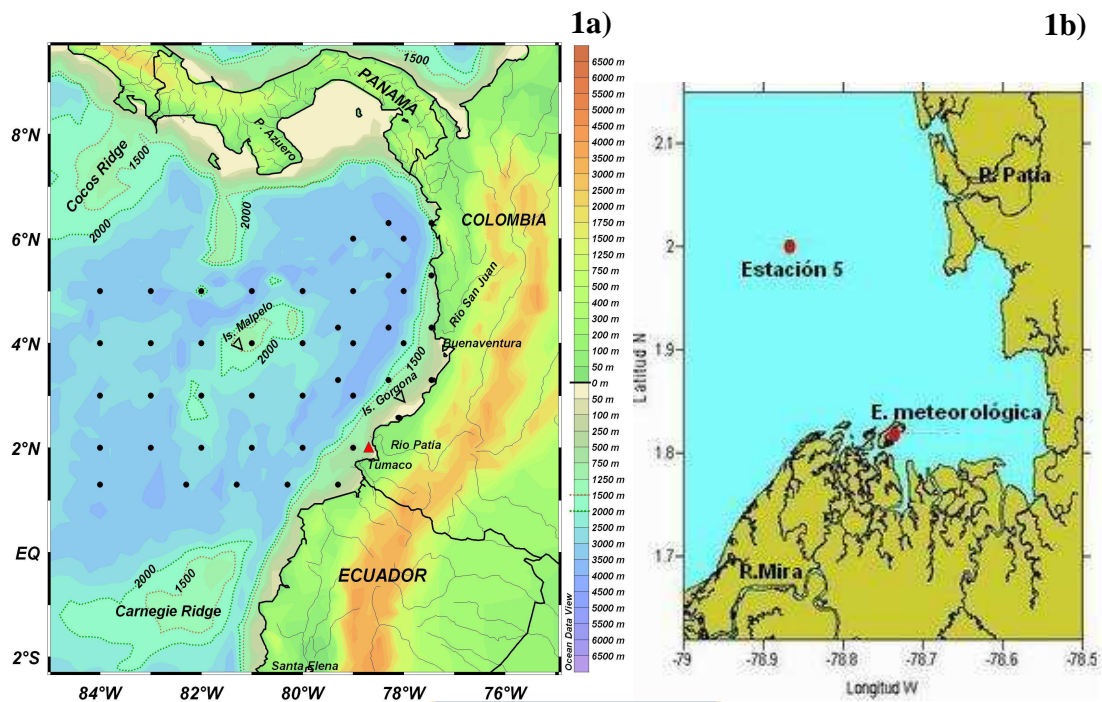


Figura 1. **1a)** Región del *Panama Bight*, incluyendo la ubicación de las estaciones hidrográficas de cruceros oceanográficos realizados por la Armada Nacional de Colombia (puntos negros), y la ubicación de la estación 5 ubicada en la bahía de Tumaco (triángulo rojo). La batimetría y orografía (unidades en m) están representadas por los colores sombreados; la escala de colores está ubicada a la derecha de la figura. Las isobatas de 1500 y 2000 m han sido representadas para identificar elevaciones del suelo oceánico (isla Malpelo y las cordilleras submarinas de Carnegie y Cocos). **1b)** Bahía de Tumaco y localización de la estación 5 ubicada a 18,5 km de la costa y de la estación meteorológica costera (datos de precipitación). Los principales ríos (Mira y Patía) también se indican.

En la superficie, las aguas son influenciadas directamente por intensa radiación solar, convección atmosférica y por vientos superficiales que ocasionan cambios en la circulación y en la estructura termohalina de la cuenca. El clima, considerado como tropical lluvioso isotermal según la clasificación de Koeppen, consiste de lluvias durante todo el año y diferencias de temperatura anuales menores a 5°C (Eslava, 1994). En esta región, el sistema océano-atmosférico acoplado tiene un ciclo estacional muy distintivo con marcados contrastes climáticos (estaciones) en las épocas de los dos equinoccios. Durante febrero-marzo, cuando la insolación es máxima en el hemisferio sur (verano austral) los vientos alisios del noreste son dominantes en toda la región al norte del ecuador. Durante septiembre, cuando la insolación llega a su máximo en el hemisferio norte (verano boreal),

los alisios del sureste cruzan el ecuador y se extienden hasta 11°N (Waliser & Gautier, 1993). La zona de encuentro de los alisios del noreste y del sureste, conocida como *Zona de Convergencia Intertropical* (ZCIT), migra entonces coincidente con el ciclo anual de insolación ecuatorial (Mitchell & Wallace, 1992). Esta ZCIT se caracteriza por poseer vientos débiles ($<2 \text{ m s}^{-1}$) por lo que es también conocida como zona de calma ecuatorial o *doldrums* (Tomczak & Godfrey, 1994), la cual forma parte de la rama ascendente de la circulación de Hadley (Wang, 2005).

Este contraste climático es tan intenso que domina la marcha anual (promediada zonalmente) de radiación de onda larga saliente y temperatura superficial del mar (TSM) en la franja ecuatorial (Mitchell & Wallace, 1992). Durante el equinoccio de marzo los alisios del noreste son intensos, los alisios del sureste son débiles, y la divergencia ecuatorial (y correspondiente surgencia) es mínima; las aguas frías ecuatoriales no se conectan con las aguas frías de la surgencia costera de Perú, y la denominada *Lengua Fría Ecuatorial* (*Equatorial Cold Tongue*) se encuentra ausente (Philander & Pacanowski, 1981). Con el fortalecimiento de los alisios del sureste durante mayo-junio, la convección atmosférica asociada a los máximos en la radiación solar, migra de la banda ecuatorial a la ZCIT centrada a lo largo de 8°N, iniciando el monzón de verano en Colombia y Centro América. Durante el verano boreal, la ZCIT permanece al norte de 10°N, la TSM ecuatorial continúa disminuyendo y la Lengua Fría ecuatorial se fortalece, debido al incremento de la divergencia ecuatorial y a la expansión de capas de nubes stratocumulus al sur del ecuador. Este contraste refuerza las aguas cálidas y convección (precipitación) intensa al norte del ecuador, y las aguas frías (y asociada supresión de la convección) en y al sur del ecuador fortaleciendo el Frente Térmico Ecuatorial y el complejo sistema Lengua Fría Ecuatorial - aguas cálidas de la ZCIT que persiste durante el equinoccio de septiembre (proceso de retroalimentación positivo).

Estas características climáticas se ven reflejadas en la estacionalidad de la estructura termal, el nivel medio del mar y las corrientes superficiales en la CPC. Durante invierno boreal (enero a marzo), cuando la ZCIT se ubica cerca de 1°N, chorros (*jets*) de viento superficiales, con velocidades superiores a 8 m s^{-1} , cruzan desniveles orográficos ubicados en el Istmo de Panamá, ocasionando un dipolo en el rotor del viento que induce surgencias (rotor positivo) al este del eje del *jet* de Panamá y hundimientos (rotor negativo) en su

flanco oeste (Chelton et al., 2000). En el Panama Bight, el rotor del viento positivo produce un giro ciclónico y la ocurrencia de aguas frías de surgencia (Rodríguez-Rubio *et al.*, 2003) las cuales se ven reflejadas como un domo (elevación) de la termoclina (Xie *et al.*, 2005; Willet *et al.*, 2006). En verano (julio a septiembre), los gradientes de presión atmosférica entre las altas presiones de la Lengua Fría ecuatorial oceánica y las bajas presiones de la región continental noroeste de Suramérica producen una desviación de los alisios del sureste, los cuales se curvan hacia el este alrededor de los 5°N, activando el monzón de verano. En la región costera, estos vientos relativamente fríos entran como un chorro de viento superficial, denominado Chorro del Occidente Colombiano (*jet CHOCO*) por Poveda & Mesa, (2000). Estos vientos interactúan con los vientos cálidos del noreste, causando alta inestabilidad atmosférica y enormes cantidades de precipitación sobre el norte y centro de Colombia (Mapes *et al.*, 2003). Las corrientes en la superficie del mar responden al cambio estacional en la dirección del viento, lo cual fue evidenciado por Rodríguez-Rubio *et al.* (2003) utilizando anomalías del nivel del mar. Estos autores observaron el giro ciclónico en invierno y la ocurrencia de un giro anticiclónico en verano. Sin embargo, Kessler (2006) discute si el giro ciclónico, típico del Panama Bight (Wooster, 1959; Wyrcki, 1967) se invierte a anticiclónico en verano o si éste sólo se debilita, ya que a la fecha no han sido analizados datos de topografía dinámica absoluta satelital o datos *in situ* de corrientes, información que está disponible para la comunidad científica internacional a través de centros nacionales de almacenamiento y tratamiento de datos oceanográficos satelitales de alta resolución desde hace pocos años.

En cuanto a la variabilidad interanual de las condiciones océano-atmosféricas en el Pacífico ecuatorial oriental, éstas han sido asociadas al forzamiento remoto causado por eventos ENOS, que producen anomalías en la estructura termal y en el régimen de precipitaciones, afectando ecosistemas marinos e impactando la economía de la región (Wang & Fiedler, 2006). En general, todas las teorías relacionadas con eventos El Niño y La Niña están de acuerdo en que estas oscilaciones redistribuyen el contenido de calor oceánico superior de la franja ecuatorial (McPhaden & Yu, 1999). Antes del inicio de El Niño el contenido de calor se acumula en el Pacífico oeste debido a la intensificación de los alisios. Coincidente con el inicio de El Niño se da la ocurrencia de unas series de eventos de viento del oeste (westerlies) en el ecuador, que son manifestaciones superficiales de las

oscilaciones Madden-Julian (MJO) que se propagan desde el Índico hacia el Pacífico este. Este forzamiento episódico de los vientos excita secuencias de ondas Kelvin ecuatoriales de hundimiento que se propagan hacia el este, favoreciendo la redistribución del contenido de calor oceánico ecuatorial (Springer *et al.*, 1990). Estas ondas ecuatoriales son el mecanismo por el cual las anomalías del viento en el Pacífico central asociadas con la Oscilación Sur producen el aumento del nivel del mar y del contenido de calor en el Pacífico ecuatorial oriental durante El Niño, disminuyendo simultáneamente en el Pacífico oeste (Wyrtki, 1984; Meinen & McPhaden, 2000). En la actualidad se cuenta con numerosos trabajos que describe los principales procesos físicos que causan estas variaciones interanuales en el Pacífico ecuatorial (ver revisión por Wang & Fiedler, 2006); sin embargo, aún hace falta por responder por qué las variaciones del viento local fueron distintas en cada uno de los eventos ENOS ocurridos en la última década del pasado milenio, o el efecto que tienen las variaciones del viento zonal en el Pacífico ecuatorial oriental, en la evolución de las anomalías climáticas (Kessler, 2006).

A pesar de la gran disponibilidad de información satelital (GOES, AVHRR de alta resolución, observaciones TRMM de precipitación, perfiles de calor latente y estructura microfísica de las nubes, vientos de QuikSCAT, etc.), de boyas oceanográficas (Tropical Atmosphere Ocean - Triangle Trans Ocean Buoy Network, TAO-TRITON) existente en el Pacífico Tropical (al oeste de 95°W) y del establecimiento de varios grupos de investigación relacionados con el estudio de la variabilidad estacional a interanual como son el programa Tropic Heat (Eriksen, 1985); el programa EPOCS (Equatorial Pacific Ocean Climate Studies; Hayes *et al.*, 1986; Halpern, 1987); el programa TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere; Hayes *et al.*, 1991; McPhaden, 1993; McPhaden *et al.*, 1998) y el programa EPIC (Eastern Pacific Investigation of Climate Processes; Weller *et al.*, 1999), en la actualidad aún existen muchas interrogantes sobre la dinámica estacional en la región del Pacífico ecuatorial oriental, debido principalmente, a las insuficientes mediciones *in situ*, las cuales sólo llegan hasta los 95°W, dejando un área de más de 15° de longitud y latitud sin haber sido estudiada con la suficiente resolución espacial y temporal. La mayoría de los modelos utilizados han sido sólo en parte exitosos en la representación de la variabilidad anual de esta región (Kessler *et al.*, 1998). Esto ha llevado a pensar que algunos aspectos fundamentales del sistema no han sido cuantificados apropiadamente, por lo que

aún no se tiene un entendimiento concreto y preciso del sistema océano-atmosférico de la región ecuatorial oriental con el cual realizar predicciones estacionales (Mechoso *et al.*, 1995) y de las anomalías climáticas asociadas, como por ejemplo, eventos El Niño y La Niña (Wallace *et al.*, 1998).

Teniendo en cuenta la poca claridad relacionada a las variaciones de la estructura termohalina, las corrientes y los principales procesos océano-atmosféricos que ocurren en el Pacífico ecuatorial oriental, en el presente trabajo se analizaron importantes registros de información oceanográfica *in situ* no utilizadas con anterioridad, recopilada por el Centro Control Contaminación del Pacífico (CCCP) de la Dirección General Marítima de la Armada Nacional de Colombia (DIMAR). Utilizando observaciones satelitales de alta resolución y los cruceros oceanográficos se obtuvo una descripción cuantitativa y cualitativa de los procesos dinámicos de mesoescala que determinaron el ciclo anual y las oscilaciones interanuales ocurridas en la Cuenca Pacífica Colombiana (CPC) entre 1997 y 2006. Luego, se analizaron series de tiempo de temperatura y salinidad (hasta 80 m) en una estación costera ubicada al sureste de la cuenca, en la bahía de Tumaco, con el fin de determinar los forzantes de la capa termohalina superior en esta región litoral.

1.2. Objetivos generales

Objetivo General No. 1: Describir las variaciones estacionales e interanuales de la temperatura, salinidad y circulación de la Cuenca Pacífica Colombiana entre 1997 y 2007.

Objetivo General No. 2: Establecer el ciclo estacional de la termoclina, haloclina, TSM y su relación con el ciclo anual de los vientos en la región costera al sureste de la CPC (bahía de Tumaco) entre 1999 y 2004.

1.3. Hipótesis

Hipótesis de trabajo No. 1: La variabilidad estacional de la profundidad de la termoclina en la Cuenca Pacífica Colombiana es determinada por los *jets* de viento superficiales que inducen surgencias en invierno y hundimientos en verano boreal (forzamiento directo).

Hipótesis de trabajo No. 2: La variación a escala interanual de la profundidad de la termoclina en la Cuenca Pacífica Colombiana está dominada por el paso de ondas internas de Kelvin ecuatoriales (forzamiento remoto).

Hipótesis de trabajo No. 3: Los cambios verticales de la estructura termohalina superior (primeros 80 m) en la bahía de Tumaco (2° N, 78.5° W) son determinados principalmente por la dinámica del viento que domina en la región.

1.4 Estructura de la tesis

En la primera sección se realizó una introducción general que presenta los principales antecedentes de la región de estudio y se plantea la motivación, los objetivos e hipótesis de trabajo. El siguiente capítulo incluye los datos y métodos utilizados durante la investigación y posteriormente se presentan los resultados y discusiones los cuales tienen la siguiente estructura temática:

1. Para dar respuesta a la primera hipótesis y objetivo general (variabilidad estacional en la CPC), en la **sección 3.1** se analizaron observaciones satelitales de alta resolución con los cuales se realizó la descripción de la variabilidad estacional del viento y su efecto en la TSM, topografía dinámica absoluta y correspondientes corrientes geostróficas superficiales en la región oceánica conocida como Panama Bight. A pesar de la alta resolución temporal de los datos satelitales utilizados, éstos presentan errores considerables cerca de la costa. Es por esto que en la **sección 3.2** se analizaron datos hidrográficos *in situ* de alta resolución espacial recopilados a partir de cruceros oceanográficos en la CPC, con el fin de realizar una descripción más detallada de la estructura termohalina tridimensional y de las corrientes geostróficas de la región. Los principales resultados de este trabajo fueron publicados en un ***primer artículo científico*** (ver **sección 3.3**).

2. Para dar respuesta a los procesos que determinan la variabilidad interanual en la CPC (objetivo general 1 e hipótesis 2), en la **sección 4** se analizaron observaciones satelitales entre 1997 y 2007 las cuales fueron complementadas con 13 cruceros oceanográficos realizados en este periodo de tiempo. Este trabajo se resume en un *segundo artículo científico*.
3. Para dar cumplimiento al objetivo general 2 e hipótesis 3 (variabilidad en la región costera de Tumaco), en la **sección 5** se analizaron series de tiempo de temperatura y salinidad recopiladas en una estación ubicada a 18,5 km de la costa de Tumaco, las cuales se correlacionaron con observaciones del viento y precipitaciones medidas entre 1999 y 2004.



2. DATOS Y MÉTODOS

2.1. Datos

Para desarrollar los objetivos planteados en la presente investigación se utilizaron 2 fuentes de información: datos satelitales (atmosféricos y oceánicos) de alta resolución espacial y temporal y datos oceanográficos *in situ*, los cuales se detallan a continuación.

2.1.1. Datos satelitales

2.1.1.1 Viento superficial

Debido a la incertidumbre en la dirección y magnitud de vientos superficiales *in situ* recopilados en la CPC, se utilizaron mapas de viento superficial (a 10 m sobre la superficie del mar) derivados del dispersómetro de viento (Scatterometer o SCAT). Este instrumento es montado en un satélite con órbita polar y mide la rugosidad en la superficie del mar, información que permite luego estimar la velocidad y dirección del viento a escala global y con una alta resolución temporal (Piolle & Bentamy, 2002a; 2002b). Para el presente estudio se utilizaron mapas de viento tomados por el dispersómetro *SeaWinds*, montado en el satélite *QuikSCAT* para el periodo 1999-2006, disponibles a través de la página de internet-FTP del Centro Francés de Procesamiento y Archivo de ERS (CERSAT, por sus siglas en francés), el cual es parte del Instituto Francés de Investigación para la Explotación del Mar (IFREMER); (<ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quickcat>). Los productos SCAT utilizados son campos semanales de la velocidad y dirección del viento por componentes (zonal y meridional), en una grilla de 0,5 grados de latitud y longitud, cubriendo la región del Panama Bight (área comprendida por las latitudes 1° a 8° N y las longitudes 77° a 84°W) y el área del Pacífico ecuatorial (120°E-77°W; 5°N-5°S).

Se utilizaron también datos de viento superficial del reanálisis de NCEP-NCAR. En este proyecto se usa un sistema de predicción y análisis para realizar la asimilación de datos utilizando registros desde 1948 hasta el presente (Kalnay *et al.*, 1996). Las componentes meridional y zonal de la velocidad del viento con las cuales se hicieron estimaciones del esfuerzo del viento tienen una resolución espacial de 2,5° de latitud y longitud y una

resolución temporal cada 6 horas desde 1980 hasta 2007. Los datos del reanálisis NCEP fueron elaborados por NOAA/OAR/ESRL PSD, en Boulder, Colorado, USA y se encuentran disponibles en su página de internet (<http://www.cdc.noaa.gov/>).

2.1.1.2 Nivel del mar

En el presente trabajo se utilizaron los siguientes productos altimétricos (alturas del nivel del mar) producidos por SSALTO/DUACS (Procesamiento de Datos Altimétricos de Misiones Múltiples) y distribuidos por AVISO (Archivo, Validación e Interpretación de Datos Oceanográficos Satelitales) los cuales están disponibles en su página de ftp (<ftp://ftp.cls.fr/pub/oceano/AVISO/SSH/duacs/global/dt/ref/>):

- *SLA* (en cm): **Anomalía del nivel del mar**; mapas con una resolución Mercator de 0,33 grados de latitud y longitud y una resolución semanal, basado en promedios desde 1993 a 2002. Este producto contiene mediciones combinadas de los altímetros montados a bordo de los satélites Topex/Poseidon y ERS-1/2. Esta altura representa la variabilidad de la superficie del mar. Los datos utilizados abarcan el periodo entre octubre de 1992 a diciembre 2007.
- *MDT-Rio* (en m): Rio & Hernández (2004) estimaron la **topografía dinámica promedio** combinada globalmente usando un periodo de 7 años (1993-1999). Los autores aplicaron un análisis multivariado utilizando datos hidrográficos (climatología de Levitus 1998), velocidades de derivadores superficiales y altimetría. El nivel de referencia utilizado para los datos hidrográficos es 1500 dbar; la resolución horizontal es 0,5° en latitud y longitud. MDT-Rio fue producida por CLS (División de Oceanografía Espacial) de AVISO. Esta superficie (este mapa) representa la parte estacionaria de la superficie del mar.
- *ADT* (en cm): la **topografía dinámica absoluta** se obtiene al sumar a las anomalías del nivel del mar la topografía dinámica promedio [ADT = SLA + MDT-Rio]. Esta superficie del mar representa la dinámica general del océano y es utilizada para el estudio de giros de mesoescala y sus variaciones estacionales (*SSALTO/DUACS User Handbook*, 2007). A partir de estas alturas de la superficie del mar se

computaron las corrientes geostroficas usando el método de Lagerloef *et al.* (1999) en la banda ecuatorial (+/- 5°). Los datos tienen una resolución espacial de 0,33 grados de latitud y longitud, una resolución semanal, y abarcan el periodo entre octubre 1992 y diciembre 2007, cubriendo la misma área de los vientos satelitales. Detalles del método altimétrico en el Anexo 8.1.

2.1.1.3 Temperatura superficial del mar (TSM)

La TSM (en ° C) es un indicador importante del estado actual del clima y del sistema climático global, por lo que es importante contar con datos precisos y de alta resolución espacial y temporal. En el presente estudio se analizaron datos de TSM producidos por la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) los cuales se basan en análisis realizados por Reynolds *et al.* (2002), quienes utilizaron observaciones *in situ* de TSM (de boyas fijas, derivadores y buques de observación), TSM satelital (Advanced Very High Resolution Radiometer, AVHRR) y datos de COADS (Comprehensive Ocean - Atmosphere Data Set). Los datos de TSM-RS utilizados son promedios semanales interpolados objetivamente con una resolución espacial de 1 grado para el periodo comprendido entre 1982 y 2007, para la misma región de los datos satelitales de viento y altimetría, los cuales están disponibles a través de su ftp (ftp://ftp.emc.ncep.noaa.gov/cmb/sst/oisst_v2).

2.1.2 Datos hidrográficos *in situ*

2.1.2.1. Cruceros oceanográficos realizados en la Cuenca Pacífica Colombiana (CPC)

En la presente investigación se utilizaron datos hidrográficos *in situ* recopilados por el Centro Control Contaminación del Pacífico (CCCP) de la Dirección General Marítima de la Armada Nacional de Colombia (DIMAR) durante 13 expediciones oceanográficas realizadas entre los años 1997 y 2005 (**Tabla 1**). Durante cada crucero se realizaron perfiles de temperatura y salinidad hasta una profundidad máxima aproximada de 1000 m, a partir de un CTD 19Plus. El número de estaciones varió en cada crucero, cubriéndose el área de

la CPC, la cual está enmarcada entre las latitudes 1°30' N y 6°30' N y las longitudes 84°W y 77°45'W (**Figura 1, panel izquierdo**). A partir de los datos hidrográficos se calculó la densidad utilizando la formulación estándar (UNESCO, 1981).

Para determinar el estado del sistema océano-atmosférico durante cada expedición oceanográfica se utilizó el índice oceánico El Niño (ONI) creado a partir de las anomalías de TSM del Pacífico ecuatorial central (Región Niño 3.4: 5°N-5°S, 120°-170°W), el cual es producido por el Centro de Predicción del Clima (Climate Prediction Center) de la NOAA y se encuentra disponible a través de su página de internet (http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml). Los episodios cálidos (El Niño) y fríos (La Niña) fueron clasificados según la magnitud y persistencia de las anomalías de TSM (ATSM) basadas en el promedio climatológico calculado para el periodo 1971-2000. Anomalías trimestrales de $\pm 0.5^\circ \text{C}$ que ocurren durante 5 periodos consecutivos son considerados eventos anómalos (Trenberth, 1997). Las anomalías interanuales se clasificaron como: eventos débiles (ATSM entre $\pm 0.5^\circ$ y $\pm 0.9^\circ \text{C}$); eventos moderados (ATSM entre $\pm 1^\circ$ y $\pm 1.4^\circ \text{C}$) y eventos fuertes (ATSM $> \pm 1.5^\circ \text{C}$).

Tabla 1. Cruceros oceanográficos realizados por el CCCP en la CPC analizados en la presente investigación. La fase climática se define según el índice oceánico El Niño (ONI)

Fecha Crucero	No. estaciones	Fase climática/ATSM($^\circ \text{C}$)
4 al 25 mayo 1997	65	El Niño fuerte iniciando (+0.8 $^\circ \text{C}$)
4 noviembre al 12 diciembre 1997	59	El Niño maduro (+2.5 $^\circ \text{C}$)
9 mayo al 3 junio 1998	61	El Niño declinando (+0.4 $^\circ \text{C}$)
16 al 29 de octubre 1998	69	La Niña fuerte iniciando (-1.2 $^\circ \text{C}$)
19 noviembre al 6 diciembre 2000	55	La Niña declinando (-0.6 $^\circ \text{C}$)
23 de junio al 12 de julio 2001	33	Verano neutro (0.2 $^\circ \text{C}$)
27 agosto al 15 de septiembre 2001	41	Verano neutro (0.15 $^\circ \text{C}$)
24 febrero al 11 marzo 2002	44	Invierno neutro (+0.2 $^\circ \text{C}$)
3 al 29 septiembre 2002	44	El Niño moderado (+1.2 $^\circ \text{C}$)
1 al 21 septiembre 2003	44	Verano neutro (0.4 $^\circ \text{C}$)
15 septiembre al 17 octubre 2004	41	El Niño débil (+0.8 $^\circ \text{C}$)
9 al 28 de julio 2005	44	Verano neutro (0.4 $^\circ \text{C}$)
1 al 24 de septiembre 2005	40	Verano neutro (0.2 $^\circ \text{C}$)

2.1.2.2. Serie de tiempo de temperatura y salinidad en estación costera en la Bahía de Tumaco

Desde febrero de 1993 el CCCP cuenta con una estación fija ubicada a 18.5 km de la costa, en la bahía de Tumaco (2°N, 78.5°W), región suroccidental de Colombia (**Figura 1, panel derecho**). En esta estación costera se realizaron monitoreos mensuales de temperatura y salinidad (con un CTD *SeaBird* 19Plus) hasta una profundidad aproximada de 80 m. En el presente estudio se utilizaron solamente los datos comprendidos entre julio de 1999 y diciembre 2003 debido a que las brechas existentes anteriores a 1999 superaron los 5 meses consecutivos en algunos periodos.

2.2. Metodología

2.2.1. Estimación de variabilidad espacial y temporal del esfuerzo del viento, rotor, transporte y bombeo de Ekman

A partir de los campos semanales de velocidad y dirección de viento se calculó el esfuerzo del viento (τ) usando coeficientes de arrastre (CD) variables según los rangos de velocidad del viento (Large & Pond, 1981):

$$\tau = \rho_a CD |\bar{V}_{10}| \bar{V}_{10} \quad (1)$$

$$CD = 1,2, \text{ para } 4 \text{ m s}^{-1} \leq |\bar{V}_{10}| \leq 11 \text{ m s}^{-1}$$

$$CD = (0,49 + 0,065 |\bar{V}_{10}|), \text{ para } 11 \text{ m s}^{-1} \leq |\bar{V}_{10}| \leq 25 \text{ m s}^{-1}$$

donde $\rho_a \approx 1,2 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad promedio del aire y \bar{V}_{10} es la velocidad del viento a la altura de referencia (10 m sobre la superficie del mar). El rotor vertical del esfuerzo del viento

$$(\nabla \times \bar{\tau})_z = \frac{\Delta \tau_y}{\Delta x} - \frac{\Delta \tau_x}{\Delta y}, \quad (2)$$

se calculó para cada punto de grilla aplicando el algoritmo de diferencia finita centrada utilizado para el cálculo de gradientes horizontales (Nakamura, 1992; Kowalik & Murty, 1995);

$$\frac{C(x + \Delta x) - C(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (3)$$

donde C es una variable; en este caso son los esfuerzos del viento zonal y meridional y Δx corresponde al espaciamiento horizontal. A partir del esfuerzo y del rotor del esfuerzo del viento se calculó el transporte horizontal y el bombeo de la capa de Ekman, como se detalla a continuación.

El transporte (o deriva) de Ekman en la dirección meridional (V_E) y zonal (U_E), se define como:

$$V_E = \frac{-\tau^x}{\rho_w f} \quad (4)$$

$$U_E = \frac{\tau^y}{\rho_w f} \quad (5)$$

(En unidades de $m^2 s^{-1}$), donde $\rho_w = 1025 \text{ kg m}^{-3}$ es la densidad promedio del agua de mar, $f = 2\Omega \text{sen}\phi$ es el parámetro de Coriolis, ϕ es la latitud y $\Omega = (2\pi/\text{día sideral}) = 7.292 \times 10^{-5} \text{ rad s}^{-1}$, es la frecuencia angular que es igual a la tasa de rotación de la Tierra (Steward, 2002). La convergencia (divergencia) de fluido producto de la divergencia (convergencia) del transporte de Ekman resulta en elevaciones (depresiones) de la superficie del mar, dando lugar a movimientos verticales dentro de la capa de mezcla (Bogden & Edwards, 2001). La convergencia induce movimiento de la capa de mezcla superficial hacia abajo (conocido como *bombeo de Ekman*), mientras que las divergencias horizontales en el transporte de Ekman y depresiones en la superficie inducen movimiento vertical desde la base de la capa de mezcla hacia arriba (*succión de Ekman*).

De la integración del transporte en la vertical se obtiene la velocidad vertical (W_{Ekman}) al fondo de la capa de Ekman, la cual está dada por (Kessler, 2002);

$$W_{Ekman} \equiv \nabla \times \left(\frac{\tau}{f\rho_w} \right) = \frac{(\nabla \times \tau)_z}{f\rho_w} + \frac{\beta\tau_x}{\rho_w f^2} \quad (6)$$

donde τ_x es el esfuerzo del viento en la dirección zonal, $\beta = \frac{2\Omega \cos \phi}{R}$ es la variación latitudinal del parámetro de Coriolis y $R = 6371000$ m es el radio de la Tierra. Valores positivos (negativos) del rotor de esfuerzo del viento y del bombeo de Ekman indican que el movimiento vertical es hacia arriba (abajo) lo cual es denominado como evento de surgencia (hundimiento). Debido a que el parámetro de Coriolis es nulo en la región ecuatorial las velocidades del bombeo de Ekman entre 0° y 2°N no fueron estimadas.

Los campos calculados del esfuerzo de viento (en unidades de N m^{-2}), rotor del esfuerzo de viento (en unidades de N m^{-3}), transporte de Ekman (en unidades de $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) y bombeo de Ekman (en unidades de m día^{-1}) para la región de la CPC fueron interpolados objetivamente con una grilla regular (Bretherton *et al.*, 1976). Con estos mapas semanales de los productos del viento se calcularon mapas (distribución espacial) con el promedio mensual, el promedio estacional, la climatología mensual y las anomalías mensuales. A cada una de las variables estudiadas se les realizó también un análisis temporal que consistió en el cálculo de un valor promedio por mapa (un dato semanal para la región) que sirvió para construir series de tiempo de las observaciones mensuales, climatológicas y de las anomalías calculadas. Análisis adicionales incluyeron la identificación de los principales modos de variabilidad de cada variable estandarizada (extrayendo la media) por los métodos de funciones ortogonales empíricas (EOF) y de ondeletas (Emery & Thomson, 1997; Torrence & Compo, 1998).

2.2.2. Estimación de variabilidad espacial y temporal de la TSM, el nivel del mar y corrientes geostróficas superficiales

Los mapas semanales de TSM y altura del nivel del mar (SLA y ADT con sus correspondientes corrientes geostróficas superficiales) fueron promediados mensualmente y estacionalmente eliminando los datos entre abril 1997 y mayo 1998, ya que durante este periodo ocurrió un evento El Niño excepcionalmente intenso, cuyas anomalías ocasionarían variaciones significativas en el promedio estacional. Debido a que el error de la altimetría en la región costera es considerable se realizó la eliminación de las alturas cuyo error estimado (dado por el radar) fuera mayor al 70%. Asimismo, se calculó un valor promedio

de cada mapa semanal con el cual se construyeron series de tiempo mensuales, las cuales se estandarizaron (eliminando la media) para posteriormente realizar el análisis de EOF y de ondeletas. A partir de la climatología mensual calculada con la información disponible se calcularon series de tiempo de las anomalías mensuales, a las cuales se les realizaron análisis EOF y de ondeletas.

2.2.3. Cálculo de las corrientes geostróficas a partir de cruceros oceanográficos

Debido a que las observaciones satelitales están restringidas a la superficie del mar se complementó la descripción de la dinámica marina en la CPC con observaciones hidrográficas *in situ*, las cuales cuentan con una alta resolución espacial. Además de observarse las variaciones en la superficie con gran detalle, se pudo tener una clara idea de la estructura tridimensional de la temperatura, salinidad, densidad y por consiguiente de las corrientes geostróficas existentes en el área. La geostrofia se basa en la suposición que los gradientes de presión (densidad) son balanceados por la fuerza de Coriolis (Pond & Pickard, 1983). Detalles del método geostrófico en el Anexo 8.2.

2.2.4. Cálculo de la profundidad de la termoclina (Z_{20}), el contenido de calor y el volumen de agua cálida superior a partir de datos hidrográficos de cruceros

A cada crucero analizado se le realizó, además, el cálculo de otras variables derivadas que permitieron una mejor descripción de la dinámica marina en la región y su variación temporal. La profundidad de la termoclina fue estimada usando la profundidad de la isoterma de 20°C (Z_{20}) la cual se encuentra en el medio de la termoclina principal (Harrison & Vecchi, 2001). Este índice oceánico ha sido comúnmente utilizado en estudios de la estructura termal superficial en la región del Pacífico tropical (Kessler, 1990). Z_{20} se determinó a partir de la interpolación horizontal de la temperatura de la grilla de muestreo para cada crucero oceanográfico. Posteriormente, se determinó para el área del Panama Bight, el volumen de agua ubicado sobre la isoterma de 20°C, el cual ha sido definido como “volumen de agua cálida” (*warm water volume*, WWV) por *Meinen & McPhaden* (2000).

Este volumen fue determinado para cada crucero oceanográfico a partir de la integración de Z_{20} en el Panama Bight.

El contenido de calor integrado en este volumen de agua cálida (por encima de la termoclina) está dado por:

$$OHC = \int_{z(D)}^{z(0)} Cp\rho_w(T - T_{ref})dz \quad (7)$$

Donde; Cp es la capacidad calorífica del agua de mar, ρ_w es la densidad promedio del agua de mar, T es la temperatura del agua de mar y T_{ref} es la temperatura de referencia, que para este cálculo fue 20°C , $z(0)$ es superficie del mar y $z(D)$ es la profundidad en la cual la integración fue realizada (Z_{20}). El contenido de calor y volumen de agua cálida por encima de esta superficie isothermal se calculó para un área de estudio constante (área total del polígono = $1,44 \times 10^{11} \text{ m}^2$), usando solamente las estaciones comunes en todos los cruceros (24 estaciones).

2.2.5. Análisis de series de tiempo de temperatura y salinidad en la estación costera Tumaco

Debido a que los cruceros oceanográficos en la CPC sólo se realizan una o dos veces al año, el CCCP cuenta además con un monitoreo mensual de datos hidrográficos en una estación ubicada a 18,5 km de la costa en la bahía de Tumaco (estación 5 ubicada en 2°N , $78,5^\circ \text{W}$). Durante el periodo comprendido entre julio 1999 y diciembre 2003 se realizaron 80 perfiles de temperatura, salinidad y presión tomados con el CTD SeaBird 19Plus los cuales tuvieron un riguroso análisis de control de calidad que incluyó un pre-procesamiento realizado con el software de SeaBird, un análisis visual de los datos y técnicas de post-procesamiento de datos hidrográficos (Boyer & Levitus, 1994). Posteriormente, con los promedios mensuales se calculó la climatología mensual de temperatura y salinidad, la cual fue comparada con la climatología del World Ocean Atlas 2005 (WOA05) para el punto de grilla más cercano a la estación 5 ($79,5^\circ \text{W}$, 2°N) para

propósitos de comparación. A partir de la climatología calculada con datos *in situ* se estimaron las anomalías de temperatura y salinidad hasta 80 m de profundidad.

Para explicar los cambios en la hidrografía en este periodo se analizaron campos semanales de viento superficial QuikSCAT de 0,5° de resolución espacial, a partir de los cuales se extrajeron los 4 puntos más cercanos a la estación 5 (**Tabla 2**). Estos datos de velocidad del viento fueron promediados y con esta serie de datos semanales se calculó el promedio mensual, la climatología y las anomalías mensuales del esfuerzo del viento, rotor y bombeo de Ekman. Las variables oceánicas y atmosféricas fueron correlacionadas y posteriormente analizadas por el método de funciones ortogonales empíricas (EOF) y por el método de ondeletas con el fin de identificar más claramente las oscilaciones de interés y caracterizar los procesos oceánicos involucrados (Emery & Thomson, 1997; Torrence & Compo, 1998).

Tabla 2. Posición de los puntos de grilla del viento QuikSCAT que fueron utilizados para estudiar el forzamiento atmosférico en área de la bahía de Tumaco. ND significa que esta posición se ubicó sobre el continente por lo que no hay datos disponibles.

Posición de estación hidrográfica	2° - 78,5°W
Posición QuikSCAT No. 1	1,75°N - 78,75° W (ND)
Posición QuikSCAT No. 2	2,25° N - 78,75°W
Posición QuikSCAT No. 3	1,75° N - 79,25° W
Posición QuikSCAT No. 4	2,25° N – 79,25°W

3. RESPUESTA DEL OCÉANO AL FORZAMIENTO ESTACIONAL DEL VIENTO EN LA REGIÓN DEL PANAMA BIGHT.

Para entender las variaciones estacionales del océano (temperatura, salinidad y corrientes) y su acoplamiento con las variaciones de la atmósfera (forzamiento del viento) en la región del Panama Bight, se monitoreó primero la superficie del mar a partir de observaciones satelitales de alta resolución, las cuales fueron promediadas estacionalmente (**sección 3.1**). Para entender su estructura tridimensional se utilizaron luego datos hidrográficos colectados durante expediciones oceanográficas realizadas en el Pacífico colombiano, los cuales permitieron una descripción más detallada de las oscilaciones en la capa superior (0-500 m) del océano (**sección 3.2**). Los resultados de esta investigación fueron publicados en la revista científica *Geophysical Research Letters* en el 2008 (**sección 3.3**).

3.1. Capa superficial

La mayor parte de la variación oceánica anual en el Pacífico ecuatorial oriental está limitada a la capa superficial donde la radiación solar, la evaporación, la precipitación y la advección de calor juegan un rol determinante. La superficie del mar en el Panama Bight presenta un calentamiento neto anual de $+55 \text{ W m}^{-2}$, absorbiendo 200 W m^{-2} de radiación de onda corta y perdiendo 110 W m^{-2} de calor latente de evaporación y 35 W m^{-2} de radiación de onda larga y calor sensible, con pocas variaciones espaciales y dentro del ciclo anual (Weare *et al.*, 1981) lo que ocasiona que la TSM se mantenga alrededor de los 27° C durante todo el año. Sin embargo, la convergencia de los alisios del noreste y del sureste en esta región (ZCIT) y los mecanismos de interacción aire-mar-tierra en la estación de monzón de verano producen intensos cambios en la distribución de las precipitaciones, siendo la región del Pacífico colombiano la más lluviosa de las Américas y una de las más lluviosas del mundo (Mapes *et al.*, 2003; Poveda & Mesa, 2000; Amador *et al.*, 2006). Debido a las intensas lluvias la salinidad superficial disminuye causando alta estratificación y limitando la mezcla y el *entrainment* en la capa superior. Las variaciones estacionales en

el transporte meridional de calor son debidas principalmente al cambio estacional de los vientos zonales por medio del transporte de Ekman ya que los transportes geostróficos se mantienen relativamente constantes en esta escala temporal (Swenson & Hansen, 1999). En esta sección se utilizaron observaciones satelitales del viento (QuikSCAT), TSM-RS (Reynolds-Smith) y nivel del mar (AVISO) con el fin de evidenciar los procesos de interacción existente entre el viento y la superficie del mar a escala estacional en esta región norecuatorial del Pacífico oriental.

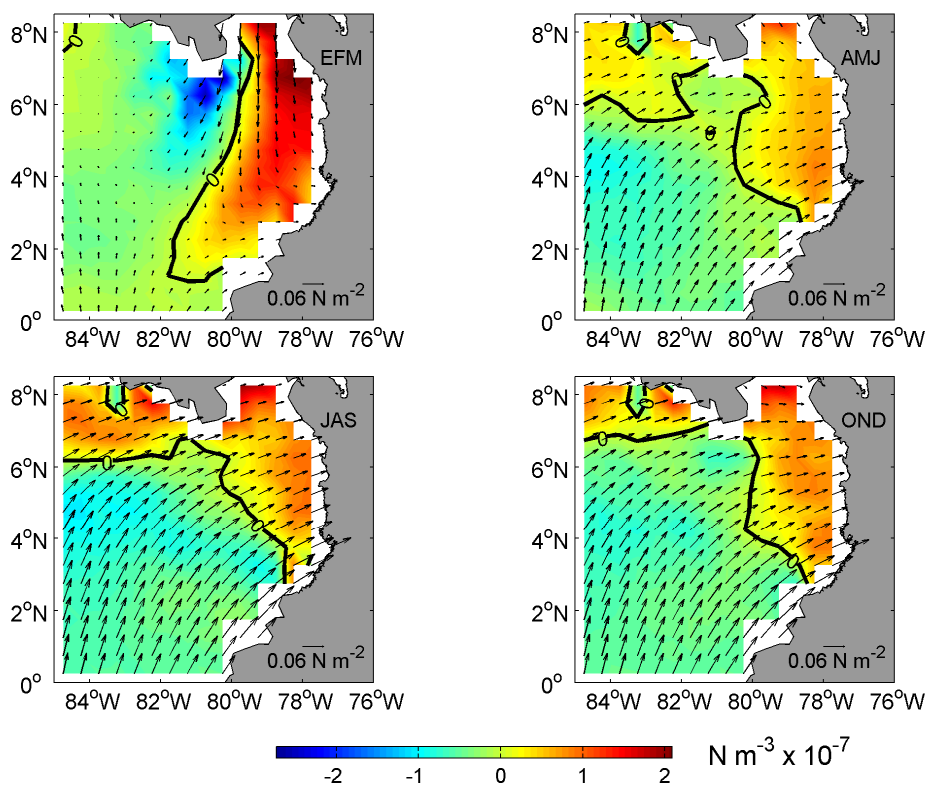


Figura 3. Variación estacional del esfuerzo del viento (flechas) y el rotor del esfuerzo del viento (colores) en el Panama Bight a partir de datos de viento QuikSCAT. Colores cálidos (amarillos a rojos) indican un rotor positivo (circulación ciclónica) y colores fríos (azules) indican rotor negativo (circulación anticiclónica). La línea de contorno representa el cero del rotor del esfuerzo del viento. La escala del rotor se ubica en la parte inferior y está en unidades de $\text{N m}^{-3} \times 10^{-7}$. Las estaciones están definidas por los siguientes trimestres: invierno EFM (enero a marzo), primavera AMJ (abril a junio), verano JAS (julio a septiembre) y otoño OND (octubre a noviembre).

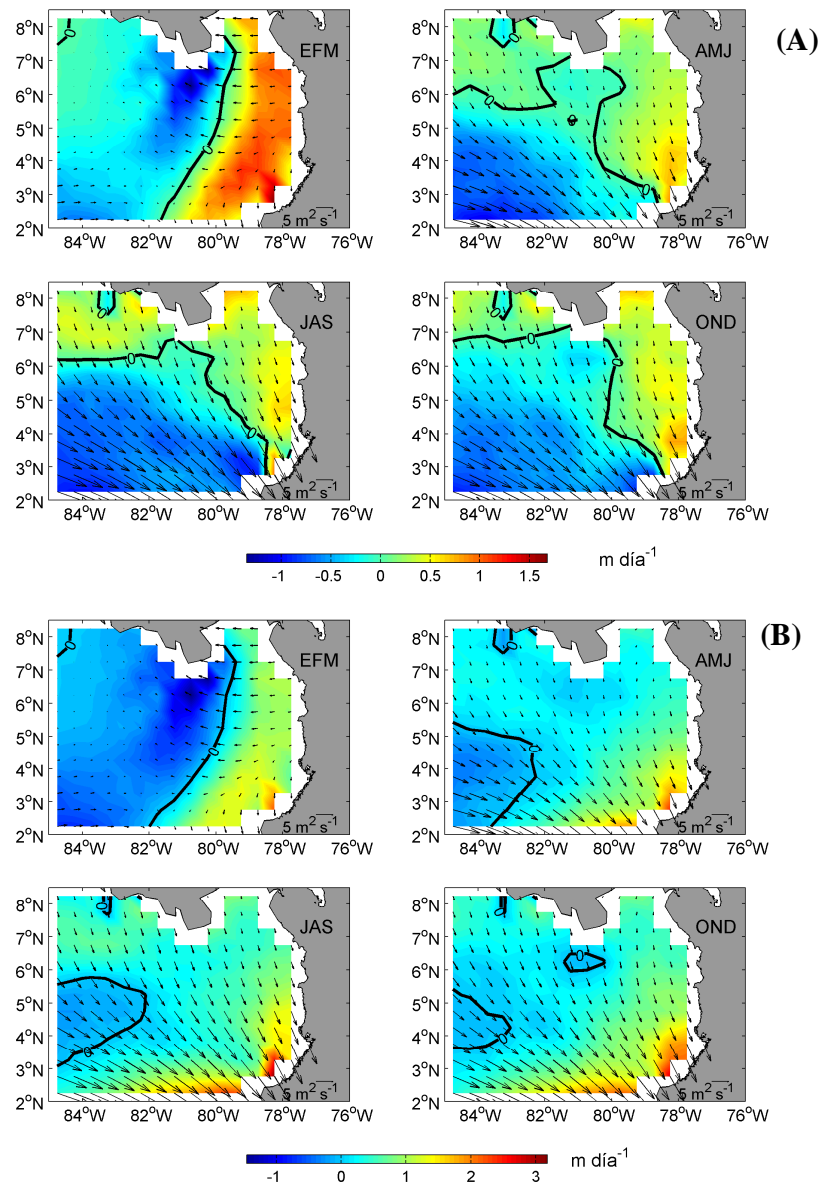


Figura 4. Variación estacional del transporte de Ekman (flechas, unidades en $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) y bombeo de Ekman (colores, unidades en m día^{-1}) a partir de datos de viento QuikSCAT. En la parte superior (A) se calculó el bombeo de Ekman en el plano f , en la parte inferior (B) el bombeo de Ekman se calculó en el plano β . Colores cálidos (amarillos a rojos) indican velocidades verticales hacia arriba (surgencias) y colores fríos (azules) indican velocidades verticales hacia abajo (hundimientos). La línea de contorno representa el cero de las velocidades verticales. La escala del bombeo de Ekman se ubica en la parte inferior. La escala del esfuerzo del viento se ubica en la esquina inferior derecha de cada gráfico. Las estaciones están definidas en la leyenda de la figura 3.

Durante invierno boreal (enero a marzo) los alisios del noreste dominan en toda la región (**Figura 3**). Vientos superficiales cruzan el Istmo de Panamá y se intensifican formando el *jet* de Panamá, que se extiende desde las costas del Golfo de Panamá hacia el ecuador, unos 400 km aproximadamente. El eje del *jet* de viento centrado en 79°W genera un dipolo en el rotor con valores positivos (negativos) en su flanco oriental (occidental). Coincidente con el rotor positivo del esfuerzo de viento, durante este trimestre las surgencias (bombeo de Ekman positivo) se extienden desde los 80°W hacia la costa con velocidades verticales máximas de 1.3 m día⁻¹ en la región costera suroccidental de Colombia. Los hundimientos (bombeo de Ekman negativo) de la capa superficial alcanzan velocidades de -1.3 m día⁻¹ frente a las costas de la península Azuero en Panamá (**Figura 4A**). Esta surgencia costera disminuye la TSM ocasionando un fuerte gradiente zonal de temperatura con máximos de 28,6° C al noroeste del área de estudio y mínimos de 26,2° C en el centro de la cuenca (**Figura 5**). La altura del nivel del mar (topografía dinámica absoluta) y las correspondientes corrientes geostróficas superficiales también revelan la respuesta oceánica al forzamiento del *jet* de viento. En la región del rotor del esfuerzo de viento y bombeo de Ekman positivos se observa parte de una celda de circulación ciclónica y la disminución del nivel del mar (~160 cm), mientras que la zona del rotor del viento y bombeo de Ekman negativo coincide con parte de un giro anticiclónico de la circulación superficial y la elevación de la superficie del mar (~190 cm) (**Figura 6**).

Durante la primavera boreal (abril a junio) los alisios del noreste se debilitan, el *jet* de Panamá no es evidente y la región es dominada por los alisios del sureste que cruzan el ecuador y son desviados hacia el este (westerlies), dándose inicio al monzón en Centro América y Colombia. Esta condición se hace permanente durante el resto del año (**Figura 3**). El rotor del viento negativo en la mayor parte de la región (centro y suroeste) refleja la influencia del *jet* CHOCO. La surgencia costera en Panamá y Colombia disminuye drásticamente coincidente con el debilitamiento de los alisios del noreste (**Figura 4A**). En la parte norte de la región la TSM aumentó gradualmente durante este trimestre con valores mayores que 27,5°C, mientras en el sur se observó el enfriamiento de la superficie (TSM < 26 °C), estableciéndose así un gradiente meridional conocido como *Frente Térmico Ecuatorial* (**Figura 5**). El calentamiento de la superficie es explicado en parte por la reducción de la surgencia costera por el debilitamiento de *jet* de Panamá y en parte por la

convergencia de aguas relativamente más cálidas relacionadas con el fortalecimiento del jet CHOCO (**Figura 6**). Las bajas temperaturas de la superficie del mar al sur de 2°N son explicadas por la intensificación de la divergencia ecuatorial, la cual es sólo evidente cuando se considera el efecto del plano β en el cálculo de las velocidades verticales (**Figura 4B**). Coincidente con la convergencia y hundimiento de aguas superficiales más cálidas, el nivel del mar aumentó gradualmente en toda la región (**Figura 6**) con valores menores que (mayores que) 180 cm al este (oeste) de 81°W. Este aumento generalizado del nivel del mar es debido en parte al debilitamiento de la circulación ciclónica la cual fue sólo evidente como pequeños remolinos anti-horarios cerca de la costa determinados por gradientes de densidad (salinidad) y en gran parte al fortalecimiento del remolino anticiclónico (contorno de 180 cm delimita el giro), el cual se extiende en la mayor parte de la región.

Durante los meses de verano (julio a septiembre) los alisios del sureste se intensifican ($>0.07 \text{ N m}^{-2}$) permitiendo una mayor extensión del giro anticiclónico (rotor negativo) y restringiendo la circulación ciclónica (rotor positivo) a la región costera (**Figura 3**). Coincidente con el rotor, el cálculo del bombeo de Ekman predice el hundimiento de la capa de Ekman (bombeo negativo) en el centro y suroeste de la cuenca y el ascenso de la capa superficial en la costa (**Figura 4A**). Sin embargo, el frente térmico ecuatorial se fortalece con valores máximos ($>28^{\circ}\text{C}$) al norte de 6°N y mínimos ($<25^{\circ}\text{C}$) en el extremo suroeste de la cuenca (**Figura 5**), lo cual coincide con los máximos (193 cm) y mínimos (168 cm) en la altura de la superficie del mar, correspondientemente (**Figura 6**). En la región ecuatorial (al sur de 2° N) los mínimos en la altura dinámica ($<180 \text{ cm}$) coinciden con los mínimos en la TSM evidenciando la importancia de calcular el bombeo de Ekman en el plano- β que predice el fortalecimiento de la surgencia ecuatorial (**Figura 4B**). Coincidente con el hundimiento de la capa de Ekman, la circulación superficial muestra que los pequeños remolinos ciclónicos se encuentran restringidos a la costa de la península Azuero y el resto de la región sigue un patrón de circulación anticiclónico que gira alrededor del centro de máximas alturas dinámicas ubicado en $\sim 3,5^{\circ} \text{ N}$, 83° W (**Figura 6**). El remolino ciclónico observado no está relacionado con el jet de Panamá, sino al

transporte *offshore* de la capa de Ekman (desde la costa de Panamá hacia el sur) de los westerlies predominantes.

En otoño (octubre a diciembre) los vientos del sureste se debilitaron levemente ($\sim 0.05 \text{ N m}^{-2}$) siguiendo el mismo patrón general de verano (**Figura 3**) con divergencia ecuatorial (**Figura 4B**) que causa descensos de la TSM al sur de 2° N y hundimientos de la capa de Ekman superficial en el resto de la región coincidente con la convergencia de aguas relativamente más cálidas provenientes del noroeste (**Figuras 5 y 6**). Este patrón de divergencia ecuatorial y convergencia más al norte dirigido directamente por el viento puede conllevar a la transferencia de agua cálida superior desde la región tropical hacia la región subtropical durante condiciones cálidas El Niño.

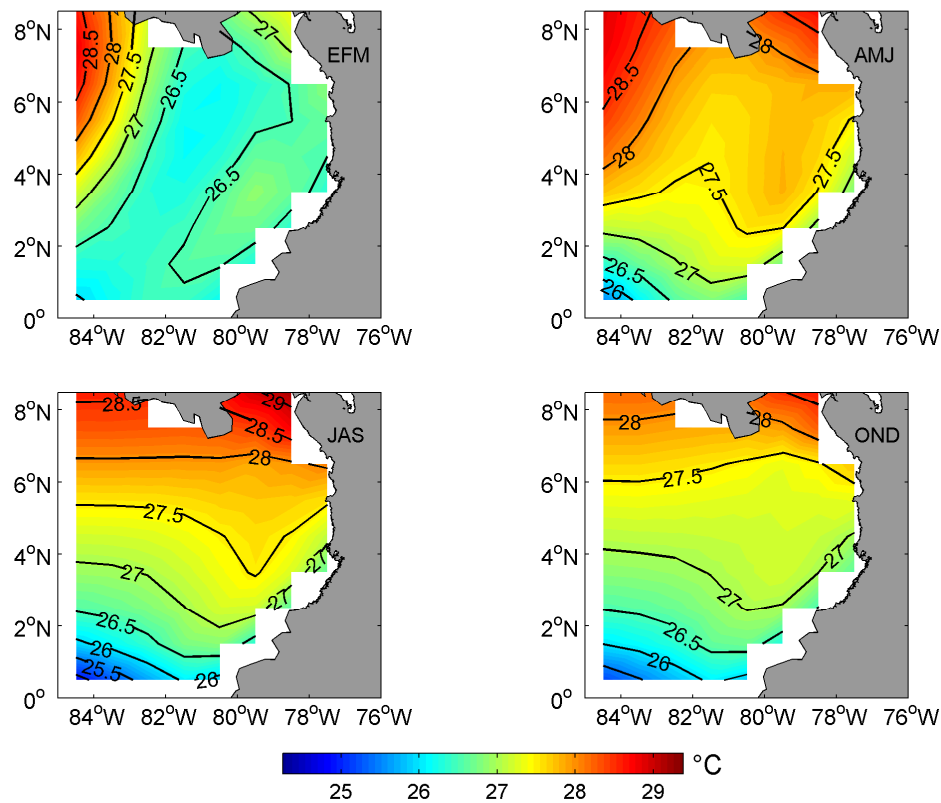


Figura 5. Variación estacional de la temperatura superficial del mar satelital (unidades en $^\circ\text{C}$), de Reynolds & Smith (TSM-RS) Los contornos indican variaciones de TSM cada $0,5^\circ \text{ C}$. La escala de colores se ubica en la parte inferior del gráfico. Las estaciones están definidas en la leyenda de la figura 3.

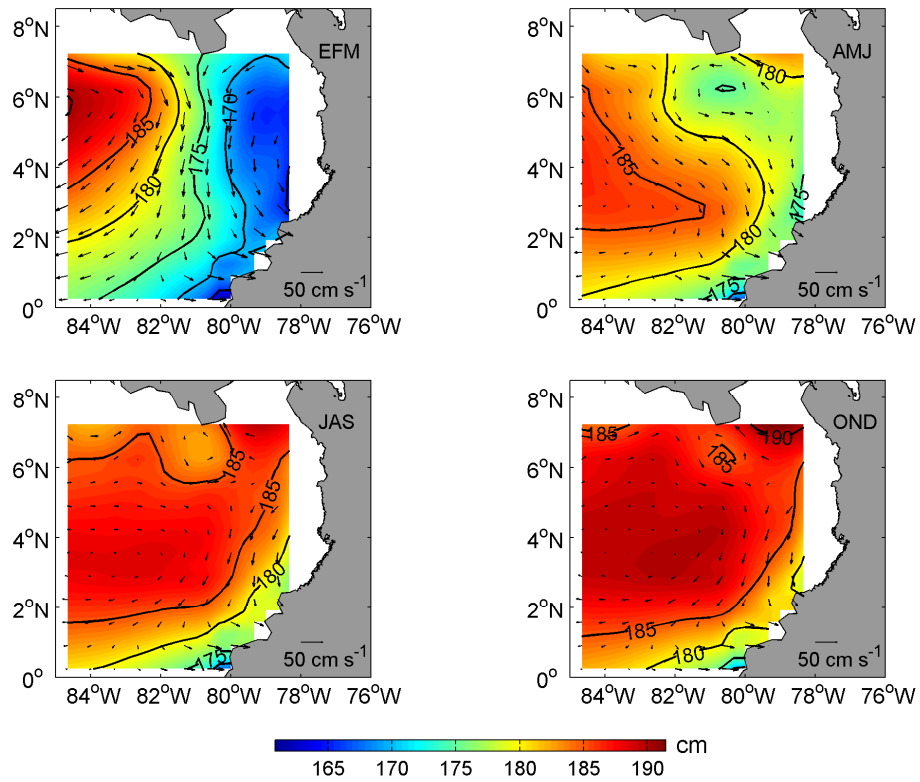


Figura 6. Variación estacional de la topografía dinámica absoluta (ADT). Las alturas de la superficie del mar (h en cm) son representadas por los colores y las correspondientes corrientes geostróficas superficiales (u, v en cm s^{-1}) por flechas. La escala de las alturas se ubica en la parte inferior. Los contornos indican el gradiente horizontal de alturas dinámicas. La escala de las corrientes se ubica en la esquina inferior derecha de cada gráfico. Las estaciones están definidas en la leyenda de la figura 3.

3.2. Estructura termohalina y corrientes geostróficas

Desde los años 70s se describe la circulación superficial en el Panama Bight como ciclónica durante todo el año siendo más intensa en invierno (Wooster, 1959; Wyrski, 1967; Stevenson, 1970). Sin embargo, Rodríguez-Rubio *et al*, (2003) analizaron datos satelitales de la anomalía de la superficie del mar (SLA) y evidenciaron un reverso en la circulación superficial coincidente con el fortalecimiento del *jet* CHOCO durante el monzón de verano. Debido a que en la época no existía un producto de la altimetría que incluyera una topografía dinámica promedio con precisión centimétrica con la cual determinar una topografía dinámica absoluta (ADT), Kessler (2006) cuestionó la estacionalidad de la circulación superficial calculada a partir de las anomalías y propuso la posibilidad de que el giro ciclónico de invierno no se invierte en verano, sino que éste sólo se debilita.

En la sección anterior se demostró cómo las variaciones en el esfuerzo del viento superficial determinan las variaciones estacionales de la ADT, evidenciando un reverso en la circulación geostrófica de mesoescala, de ciclónica en invierno a anticiclónica en verano. Desafortunadamente, los datos utilizados presentan errores significativos (>70%) cerca de la costa, lo que limitó su uso en la descripción de la circulación superficial estacional. Por lo tanto, en la presente investigación se analizaron datos hidrográficos tomados durante febrero-marzo 2002 (crucero de invierno) y durante septiembre 2003 (crucero de verano) con los cuales se calcularon las corrientes geostróficas a partir de las variaciones en el campo de densidad (nivel de referencia 500 m). A partir del análisis de campos de temperatura, salinidad y corrientes se observaron marcadas diferencias entre ambos cruces, las cuales coincidieron con las variaciones de los vientos alisios predominantes confirmando la dinámica estacional descrita a partir de observaciones satelitales.

Durante el crucero de invierno, cuando el *jet* de Panamá induce un dipolo en el rotor del esfuerzo del viento, la circulación geostrófica es dominada por un remolino ciclónico el cual abarcó toda la región al este de 82°W. La surgencia es evidenciada por los mínimos en la TSM (<26°C), los máximos en la salinidad superficial del mar (>33) y por la disminución del nivel del mar (<100 cm). Durante este periodo las corrientes meridionales que conforman este giro ciclónico fueron intensas (velocidades >60 cm s⁻¹), incluyendo la Corriente Colombia la cual se extendió de sur a norte a lo largo de la costa con velocidades promedio de 54 cm s⁻¹, y un flujo que denominamos Corriente del *jet* de Panamá que se

extendió hacia el ecuador centrado en 81°W, con velocidades promedio de 48 cm s⁻¹ (**Figura 7 panel izquierdo**). El gradiente de TSM y salinidad superficial del mar (SSM) fue zonal con temperaturas (salinidades) máximas (mínimas) en la parte oeste de la cuenca y viceversa en la región costera, observándose diferencias de TSM >5° C (23.5° a 29.5°C) y de SSM >3 (30.67-34.28).

Durante el crucero de verano cuando los alisios del sureste dominan la región y se recurvan hacia la costa estableciéndose el *jet* CHOCO y el clima monzón, el giro ciclónico en el océano no es aparente y es reemplazado por un sistema de circulación que incluye un remolino anticiclónico que se extiende zonalmente y que está formado por un flujo que corre a lo largo del ecuador con dirección hacia el oeste el cual se recurva en dirección noreste. Los flujos meridionales (Corriente Colombia y del *jet* de Panamá) observados en invierno desaparecen y en vez de éstos se observó un flujo débil (45 cm s⁻¹) con una componente zonal principal (**Figura 7, panel derecho**). Las diferencias de TSM fueron menores que 2.5°C en toda la región (26.15°-28.6°C), mientras que la SSM presentó un intenso gradiente zonal ($\Delta S=4.7$) con valores muy bajos (29) en la región costera al norte de 4° N debido al incremento en las precipitaciones y salinidad más alta (33.8) hacia el suroeste en la región de surgencia ecuatorial.

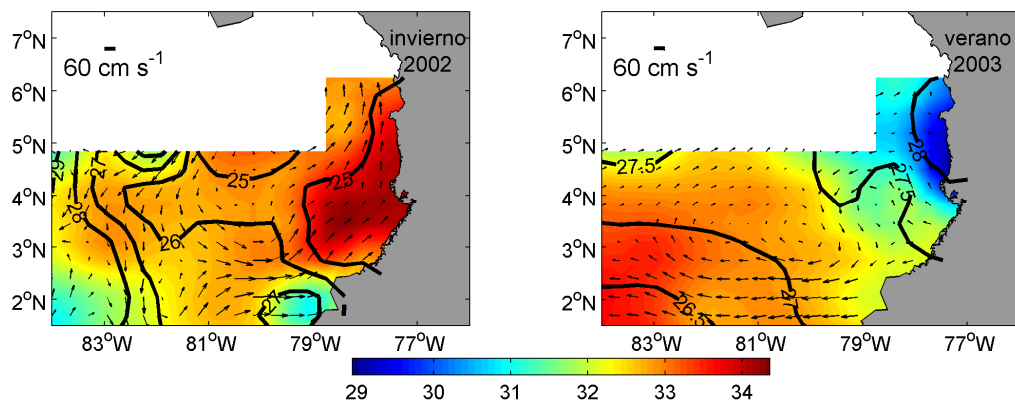


Figura 7. Salinidad superficial del mar (en colores), TSM (° C, en contornos) y corrientes superficiales (unidades en cm s⁻¹, flechas) durante el crucero de invierno (febrero-marzo 2002) y de verano (septiembre 2003) realizados en la CPC. La escala de la salinidad se ubica en la parte inferior. La escala de velocidades geostróficas se colocó en la parte superior izquierda de cada gráfico.

A partir de la observación de secciones zonales de temperatura, salinidad, densidad y corrientes geostróficas se determinó la extensión y estructura de los principales remolinos en la vertical. Se muestra la sección 5°N de ambos cruceros ya que ejemplifica los drásticos cambios estacionales que sufre la capa superior (primeros 300 m). En el crucero de invierno es evidente el ascenso de la termoclina (15° a 26° C), haloclina (33 a 34.7) y picnoclina (22 a 25.5) formando un domo alrededor de los 80° W desde una profundidad aproximada de 100 m (base de la termoclina) hasta alcanzar la superficie (parte superior de la termoclina), favoreciendo la ocurrencia de aguas relativamente más frías, salinas y densas (**Figura 8**). El gradiente de salinidad (densidad) aumenta de este a oeste en los primeros 150 m de la columna de agua. El giro ciclónico fue evidente en la columna de agua como un flujo hacia el norte en la región costera y un flujo hacia el sur, que se extendieron hasta una profundidad de ~140 m. Por debajo de esta profundidad la corriente costera es hacia el sur evidenciando la ocurrencia de una contracorriente y la terminación de la extensión vertical del giro ciclónico.

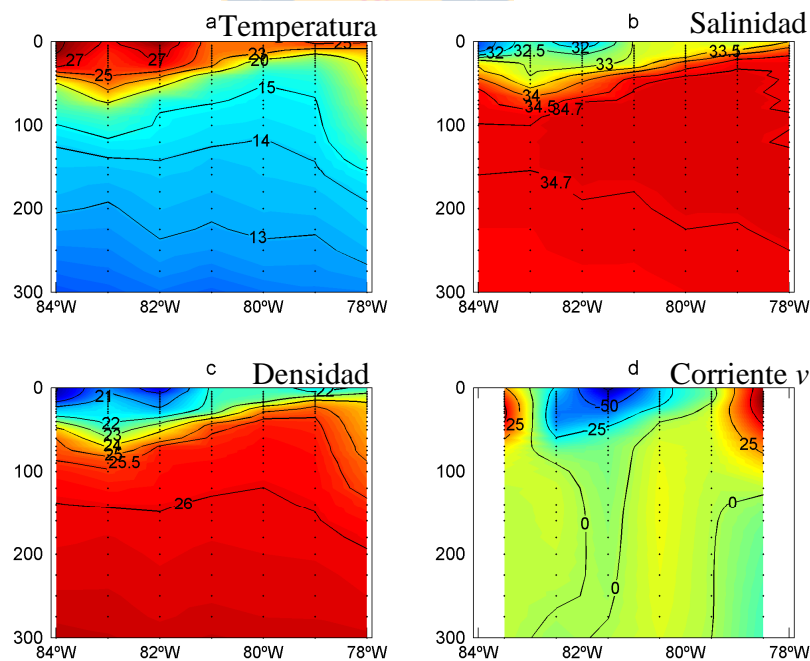


Figura 8. Secciones 5°N, crucero realizado en febrero-marzo 2002, de: a) Temperatura (°C), b) salinidad, c) densidad como sigma-t (σ_t), d) componente meridional (v) de la corriente geostrófica (cm s^{-1}), calculada con un nivel de referencia de 500 m. Los puntos indican la ubicación de los datos hidrográficos.

En el crucero de verano la base de la termoclina (picnoclina) se hunde aproximadamente 30 m formando un valle (isoterma de 15°C) alrededor de 81° W. La salinidad en la capa superficial es baja, con los menores valores (<31) en la región costera los que se explican por el incremento en el aporte de agua dulce (fluvial y precipitaciones) propio del monzón de verano, lo que induce densidades muy bajas (<20 kg m⁻³) en la costa norte del Pacífico colombiano y un reverso en el gradiente de salinidad (densidad) el cual aumenta de oeste a este. Los flujos geostroficó meridionales evidenciaron el remolino anticiclónico observándose una corriente hacia el norte (centrada en 82° W) y un flujo hacia el sur cerca de la costa, ambos extendiéndose aproximadamente 200 m en la columna de agua (**Figura 9**).

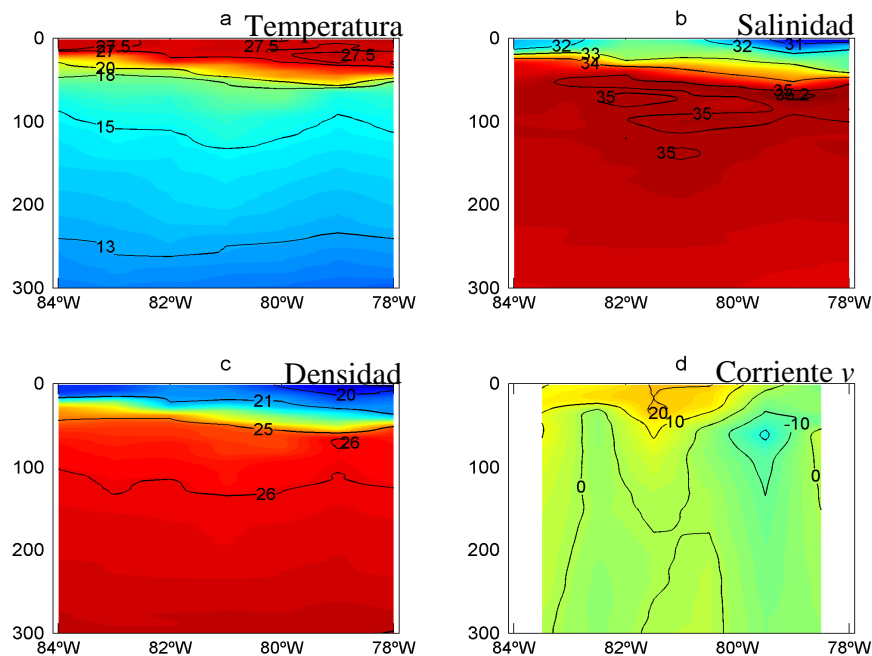


Figura 9. Secciones 5°N, crucero realizado en septiembre 2003, de: a) Temperatura (° C), b) salinidad, c) densidad como sigma-t (σ_t), d) componente meridional (v) de la corriente geostrofica calculada con un nivel de referencia de 500 m. Los datos hidrográficos están cada 1 m.

3.3 Manuscrito 1

MONSOON-LIKE WINDS REVERSE OCEANIC CIRCULATION IN THE PANAMA BIGHT

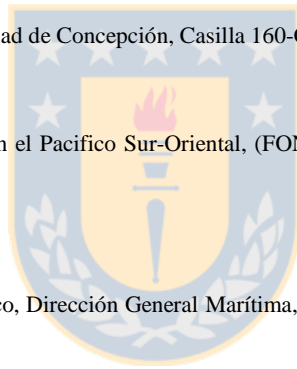
Andrea Devis-Morales^{1,3}, Wolfgang Schneider^{2,3}, Raúl A. Montoya-Sánchez³, & Efraín Rodríguez-Rubio⁴

1. Programa de Doctorado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

2. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

3. Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental, (FONDAP-COPAS), Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

4. Centro Control Contaminación del Pacífico, Dirección General Marítima, (CCCP-DIMAR), Vía al Morro s/n, Tumaco, Colombia



Corresponding author: Andrea Devis-Morales (adevis@udec.cl)
Universidad de Concepción
Barrio Universitario S/N, Cabina 5
Concepción, Chile

Cita: Devis-Morales, A., W. Schneider, R. A. Montoya-Sánchez, & E. Rodríguez-Rubio (2008), Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20607, doi:10.1029/2008GL035172.



Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight

Andrea Devis-Morales,^{1,3} Wolfgang Schneider,^{2,3} Raúl A. Montoya-Sánchez,³ and Efraín Rodríguez-Rubio⁴

Received 27 June 2008; revised 23 August 2008; accepted 30 September 2008; published 31 October 2008.

[1] Seasonal circulation and three-dimensional thermohaline structure within the Panama Bight are examined by employing satellite-derived sea surface winds and dense in-situ hydrographic datasets. The northerly Panama wind jet, associated with a dipole structure of wind stress curl that is positive (negative) on its eastern (western) flank, dominates the bight in winter. This wind jet generates a cyclonic eddy with mean geostrophic velocities of 60 cm s^{-1} , including the poleward flowing coastal Colombia Current, and induces a well pronounced thermocline dome. As a result, temperature (salinity) in the bight is much colder (saltier) than in its surrounding waters. Winds blow from southwesterly directions in summer and the bight is dominated by an anticyclonic eddy associated with a thermocline bowl. Mean geostrophic velocities are on the order of 40 cm s^{-1} and the Colombia Current is not observed. Temperature (salinity) in the bight is much warmer (fresher) than in its surrounding waters. **Citation:** Devis-Morales, A., W. Schneider, R. A. Montoya-Sánchez, and E. Rodríguez-Rubio (2008), Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20607, doi:10.1029/2008GL035172.

1. Introduction

[2] The Panama Bight, located off the Pacific coasts of Panama, Colombia, and Ecuador, is a very dynamic region of the eastern equatorial Pacific due to the intense land-atmosphere-ocean interactions that take place within it [Mitchell and Wallace, 1992]. Seasonal oceanographic and meteorological conditions change drastically from a cool boreal winter-spring upwelling season to warm, monsoonal summer conditions. This is due to the seasonally changing wind field related to the meridional migration of the doldrum wedge and the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), which controls sea water properties and upper ocean circulation in this region of the eastern equatorial Pacific [Wyrki, 1966; Forsbergh, 1969].

[3] In boreal winter and early spring, when the ITCZ is in its southernmost position near 1°N , and the southeasterly trade winds are seasonally weak over the equatorial Pacific

Ocean [Wyrki and Meyers, 1976], pressure differences between the Caribbean Sea (high pressure) and the eastern equatorial Pacific (low pressure) force strong winds through low altitude passes in the Central America mountain system [Xie et al., 2005]. A dipole wind-curl pattern associated with these gap wind jets produces the doming of the thermocline on the eastern flank of the jet axes [Kessler, 2002; Fiedler, 2002]. At the Panama Isthmus, the intense and narrow Panama wind jet enters the far eastern equatorial Pacific and blows offshore into the Gulf of Panama [McCreary et al., 1989; Chelton et al., 2000a; Amador et al., 2006] producing a cyclonic gyre and cooling the surface waters in the center of the Bight [Rodríguez-Rubio et al., 2003; Kessler, 2006; Chaigneau et al., 2006] through strong surface evaporation and entrainment of cold water from the thermocline [Xie et al., 2005]. Vertical advection and mixing also bring nutrient-rich waters from below the nutricline up to the surface layer, resulting in relatively high levels of new production and great abundances of yellowfin and skipjack tuna [Schaefer, 1957; Rodríguez-Rubio and Stuardo, 2002].

[4] In boreal summer, the ITCZ is located at its northernmost position (centered on $\sim 10^{\circ}\text{N}$) and wind-stress forcing and upward Ekman pumping by intense cross-equatorial southeasterly trade winds result in a tongue of cold surface waters immediately to the south of the equator [Philander and Pacanowski, 1981]. These contrast with the much warmer sea surface temperature (SST) conditions north of the equator [Wooster, 1959]. The land-ocean atmospheric pressure gradients between the oceanic cold tongue high-pressure and the continental low-pressure regions recurve the wind direction from southeasterly to southwesterly around 3°N , activating the boreal summer monsoon circulation [Amador et al., 2006]. In western Colombia, these relatively cool winds enter as a low level westerly tropical jet known as the CHOCO jet [Poveda and Mesa, 2000]. This jet interacts with the warmer northeast trade winds, causing high atmospheric instability that triggers enormous amounts of precipitation over northwestern and central Colombia [Poveda and Mesa, 2000; Mapes et al., 2003].

[5] On seasonal scales, these two wind jets (the Panama jet in boreal winter and early spring, the CHOCO jet in summer) control the circulation in the Panama Bight [Rodríguez-Rubio et al., 2003; Kessler, 2006; Chaigneau et al., 2006]. The geostrophic circulation in this region has been documented as cyclonic throughout the year since the first oceanographic descriptions by Nichols and Murphy [1944], Wooster [1959], Bennett [1965], Wyrki [1966], and Stevenson [1970]. However, Rodríguez-Rubio et al. [2003] used sea level anomalies (SLA) from altimetry data to show that, in summer, the circulation in the Bight reverses from cyclonic to anticyclonic, but Kessler [2006] argued that

¹Programa de Doctorado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

²Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

³Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental, Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

⁴Centro Control Contaminación del Pacífico, Dirección General Marítima, Tumaco, Colombia.

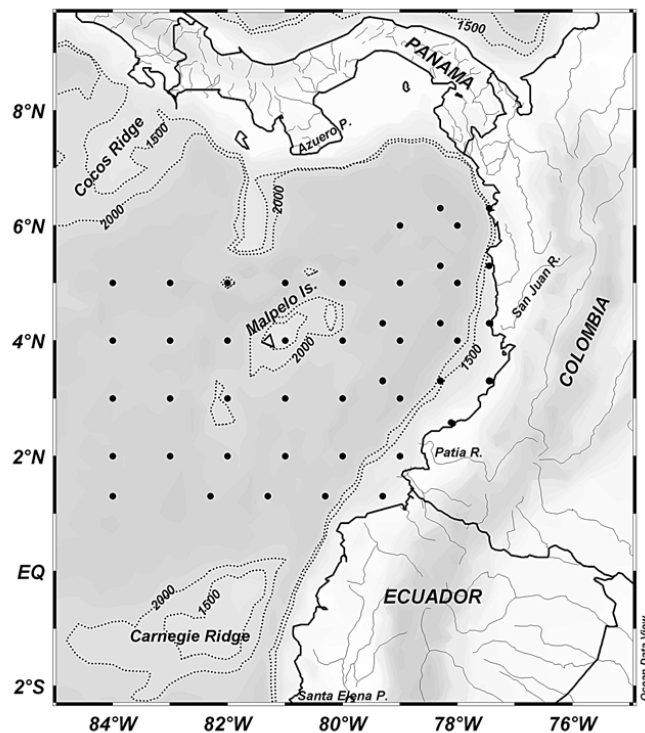


Figure 1. Geography of the Panama Bight and data distribution. Black dots indicate the hydrographic stations collected during winter (2002) and summer (2003) repeat cruises. Bathymetry and continental elevations are depicted by gray shading (darker colors indicate deeper depths and higher elevations, respectively). The 1500 m and 2000 m isobaths (dotted lines) are also shown.

since they did not use an absolute dynamic topography, it remains unclear if the mean cyclonic gyre actually reverses or just weakens. This lack of knowledge is partly due to the few direct observations east of the Galapagos Islands. Here, we analyze two oceanographic expeditions made to the Colombian Pacific Basin in February/March 2002 and September 2003 to diagnose the seasonal geostrophic circulation and the thermohaline structure within the Panama Bight, including the coastal region where satellite data lack good resolution and quality.

2. Data and Methods

2.1. Hydrographic Data

[6] March is the time of the year when the ITCZ is closest to the equator, SST and wind fields are nearly symmetric about the equator, and the cross-equatorial flow and equatorial cold tongue are weakest. September is the time when the equatorial asymmetry is greatest, with the farthest northward penetration of the Southern Hemisphere trades and the strongest cross-equatorial surface flow. In September, the equatorial cold tongue and thermal front are also strongest [Mitchell and Wallace, 1992]. Since these two distinct months represent the main seasons in this region of the eastern equatorial Pacific, we employed hydrographic

data from March and September collected by the Centro Control Contaminación del Pacífico (Colombian Navy Oceanographic Research Centre) in boreal winter (24 February to 11 March 2002) and summer (1–21 September 2003) to provide further insight into the Panama Bight's seasonality with respect to geostrophic currents and thermohaline structure.

[7] Both oceanographic cruises covered 44 stations in a quasi-rectangular domain defined by the latitudes $1^{\circ}30'N$ and $6^{\circ}30'N$ and longitudes $84^{\circ}00'W$ and $77^{\circ}45'W$ with 0.5° grid resolution near the coast and 1.0° grid resolution in the open ocean (Figure 1). Temperature and salinity profiles were sampled to a maximum depth of 600 m (February/March 2002) and 1200 m (September 2003) using a SeaBird CTD 19Plus, which was factory-calibrated prior to each cruise. CTD casts were quality controlled using SeaBird software, visual quality control, and post-processing techniques [Boyer and Levitus, 1994]. Temperature and salinity are accurate within $0.003^{\circ}C$ and 0.006 , respectively; pressure is accurate within 0.1% . Dynamic height relative to 500 dbar was calculated for each station using the method described by Pond and Pickard [1983], and was meridionally smoothed near the equatorial region (south of $3^{\circ}N$) with a three-point binomial filter [Hayes et al., 1983]. Then, dynamic height was objectively mapped [Bretherton et al.,

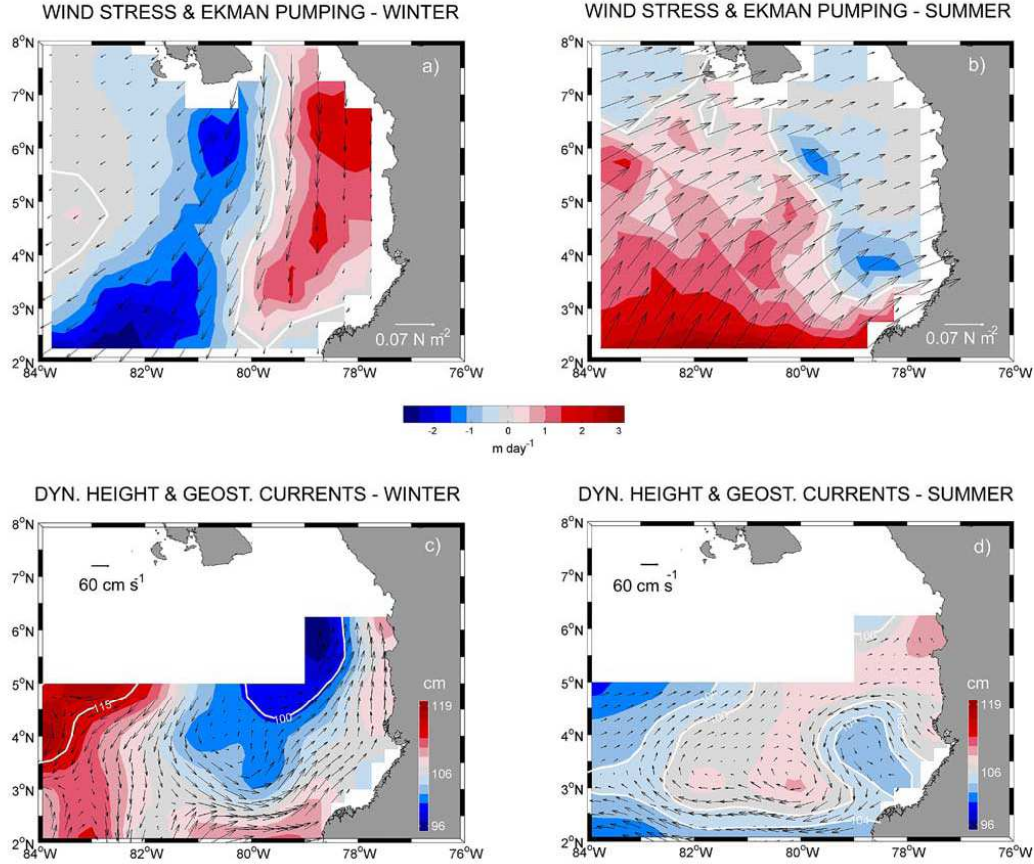


Figure 2. Winds and geostrophy. QuikSCAT wind stress (black vectors) and Ekman pumping (colors) averaged for (a) winter and (b) summer cruise periods. Red shading represents the region of upward Ekman velocities (upwelling) in the Northern Hemisphere; blue shading indicates downward velocities (downwelling) (units in m day^{-1}). The white line marks zero Ekman pumping. A white reference scale vector for wind stress (units in N m^{-2}) is depicted in the lower right-hand corner. Surface dynamic height (colors) and geostrophic currents (black vectors) relative to 500 db, estimated from the hydrographic data collected during the (c) winter and (d) summer cruises, respectively. Red colors indicate dynamic heights above the regional average and blue colors those below (units are in dyn cm, color reference scale is depicted in lower right hand corner). A black reference vector for velocity (units in cm s^{-1}) is shown in the upper left-hand corner.

1976] for each cruise using a regular spaced grid resolution of $1/4^\circ$ from which geostrophic velocities were calculated. A reference level of 500 dbar seems to be reasonable throughout the tropical Pacific [Hayes *et al.*, 1983], nevertheless there is evidence of a subthermocline circulation within the Panama Bight [Kessler, 2002].

2.2. Wind Fields

[8] Weekly QuikSCAT near-surface wind speed fields at 0.5° resolution were obtained through an anonymous FTP (<ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quikscat/data/weekly/>) at IFREMER for the same period as the oceanographic expeditions. Wind stress was calculated using variable drag coefficients [Large and Pond,

1981]. A central-difference scheme was then applied so that the wind stress curl could be estimated for each grid point. Ekman pumping velocity (in m day^{-1}) was estimated using the identity considered by Kessler [2002]: $W_{EK} = (\text{curl}(\tau)/f + \beta\tau^2/f^2)/\rho$, with $\beta = 2.2753 \times 10^{-11} (\text{m s}^{-1})^{-1}$ and $\rho = 1025 \text{ kg m}^{-3}$.

3. Results and Discussion

3.1. Monsoon-Like Winds

[9] In winter, the northeast trade winds were dominant and low level wind jets crossed the Central American Isthmus through Panama, advancing towards the equator (Figure 2a). This Panama Jet, previously described by many

authors [Chelton *et al.*, 2000a, 2000b; Xie *et al.*, 2005], entered the Bight at $\sim 79^\circ\text{W}$ with maximum (mean) wind speeds and wind stresses of 7 m s^{-1} (3.5 m s^{-1}) and 0.07 N m^{-2} (0.02 N m^{-2}), respectively, highlighting a distinct fanning pattern that is associated with a divergent flow along the jet axis, and a dipole structure of the wind stress curl.

[10] By contrast, in summer, southeast trade winds associated with positive wind stress curl and upward Ekman pumping entered the Panama Bight at the equator. Once in the Northern Hemisphere, the southeast trades deflected towards the east and became westerlies north of 5°N (Figure 2b), now associated with a negative wind stress curl. They constitute a monsoon-like atmospheric circulation over the Bight, as Hastenrath [1991], Poveda and Mesa [2000], and Rodríguez-Rubio *et al.* [2003] noted previously. Wind speed and wind stress exceeded the winter values with maximum (mean) winds of 8.0 m s^{-1} (6.4 m s^{-1}) and wind stresses of 0.08 N m^{-2} (0.06 N m^{-2}). This distinct seasonal monsoon-like wind pattern forced individual winter and summer geostrophic flow fields.

3.2. Shift From Cyclonic to Anticyclonic Geostrophic Circulation

[11] The fanning of the winter-time Panama wind jet with a positive (negative) wind stress curl on its eastern (western) flank induced a pair of eddies consisting of a cyclonic eddy to the east and an anticyclonic one to the west of the jet axis; these were separated by a strong southward flow (Figure 2c), as earlier suggested by Chelton *et al.* [2000a]. Surface currents, based on the February/March 2002 hydrographic database, revealed cyclonic circulation with mean velocities of $\sim 60 \text{ cm s}^{-1}$ in the Panama Bight, comprised of the northward flowing coastal Colombia Current ($\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$ mean speed, $>100 \text{ km}$ wide), which turned west further north due to the configuration of the coast, and a southward flow centered on 81°W ($\sim 300 \text{ km}$ wide), referred to here as the *Panama Jet Surface Current*. This current ($\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$ mean speed at the surface) extended meridionally from $\sim 5^\circ\text{N}$ to the equator and occupied the upper 100 meters of the water column. It appears that the anticyclonic eddy formed to the west of this current contributes to the termination of the North Equatorial Counter-current (NECC). Near $\sim 2^\circ\text{N}$, a part of the equatorward current turned west and another branch was diverted towards the coast closing the anti-clockwise circulation. This near-equatorial eastward flow accelerated at around 80°W to more than 100 cm s^{-1} owing to strong meridional dynamic height gradients.

[12] Lowest dynamic height (95 dyn cm) encountered in the center of the cyclonic eddy (4.5°N , 79°W) was evidence of upward Ekman pumping (2 m day^{-1}) and the horizontal westward Ekman transport induced by the positive wind stress curl, observed on the eastern side of the Panama jet axis (Figure 2a). Highest dynamic height ($>115 \text{ dyn cm}$) west of the jet-axis (negative wind stress curl) was associated with horizontal convergence and downward Ekman pumping (-1.5 m day^{-1}). This agrees with the review by Willet *et al.* [2006] on the generation of mesoscale eddies by trans-isthmus wind jets in the eastern tropical Pacific.

[13] In summer (September 2003 hydrographic survey), the surface circulation in the Panama Bight was no longer cyclonic (Figure 2d), but was replaced by an anticyclonic eddy west of 79°W and small-scale coastal features. In general, the Panama Jet Surface Current was replaced by a northward flow, the coastal Colombia Current was no longer observed, and the winter-time equatorial eastward flow reversed completely, extending from the coast towards the western edge of our study area with speeds exceeding 100 cm s^{-1} . Dynamic height differences were lower in summer (10 dyn cm range) than in winter (23 dyn cm range) and were more homogeneously distributed (in the mean), which is reflected in lower mean velocities of $\sim 40 \text{ cm s}^{-1}$. The dynamic height maximum encountered during summer is located offshore from the northwestern Colombian coast and is related to the highest temperatures and lowest salinities found within the Panama Bight. Surface salinities less than 31 are caused by maximum rainfall ($8-13 \text{ m}$ of average annual precipitation) [Poveda and Mesa, 2000] and river runoff (annual discharges of $\sim 5000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ of the Atrato and San Juan rivers) in the Pacific lowlands of western Colombia, which are triggered by atmospheric instabilities when the westerly CHOCO jet, with a moisture transport of $3774 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ is forced to ascend the topography of the western Andes and to interact with the easterly trade winds [Poveda *et al.*, 2006].

3.3. The Panama Dome/Bowl Reversal

[14] Coincident with the lowest dynamic height and cyclonic circulation encountered in the region, a well-pronounced thermocline Panama Dome, similar in dynamic height differences to the Costa Rica Dome (see boreal winter dynamic height in Figure 7 of Kessler [2006]), dominated the Panama Bight in winter. The 20°C isotherm, a useful indicator of the thermocline depth, rose from 50 m depth to close to the surface, lifting cool ($<20^\circ\text{C}$), salty (>34.5), and nutrient-rich thermocline waters from below the thermocline up to the surface (Figure 3a). As a result, satellite derived SST on top of the dome was 3°C colder than its surroundings [Rodríguez-Rubio *et al.*, 2003]. Horizontal temperature and salinity gradients caused by the dome, nevertheless, were much more pronounced in the subsurface layers reaching up to $10^\circ\text{C}/400 \text{ km}$ and $1.5/400 \text{ km}$ at 30 m depth, respectively, with colder and saltier waters within the Panama Bight (Figures 3c and 3e).

[15] In summer, the winter-time shoaling of the thermocline (Panama Dome) was replaced by a deepening of the thermocline induced by the anticyclonic circulation, with the bowl's center, however, being located 2° latitude further south. The 20°C isotherm dropped up to 55 m depth in the Bight's center but rose by about 20 m in its surroundings (Figure 3b). Temperatures in the center of the Bight, consequently, were warmer ($>20^\circ\text{C}$) and fresher (<34.5) than in its surrounding waters, thus completely reversing the horizontal temperature and salinity distribution from winter to summer (Figures 3c–3f). Although somewhat smaller, the summer-time Panama Bight bowl is similar to the boreal summer Tehuantepec Bowl. Both humps of sea level are accompanied by strong westward geostrophic flow on the equatorward side and eastward flow on the poleward side,

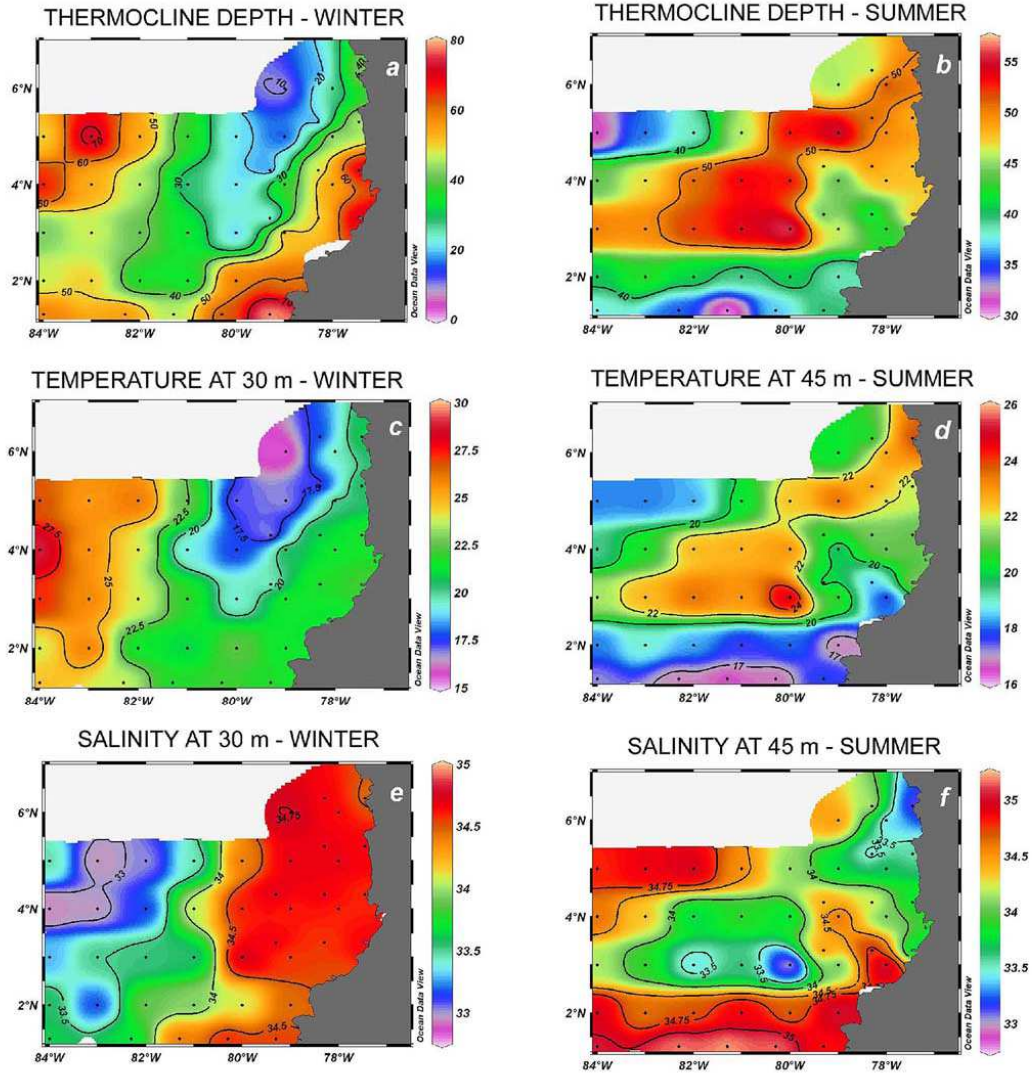


Figure 3. Horizontal maps of water properties during the winter and summer cruises in the Panama Bight. Depth of the 20°C isotherm, temperature at 30 m (45 m), and salinity at the same depth as for temperature, for winter (summer).

as noted by *Kessler* [2006] when describing the Rossby wave propagation of anticyclonic eddies towards the west.

4. Conclusions

[16] 1. The circulation pattern in the Panama Bight reverses from cyclonic in winter to anticyclonic in summer due to a shift of the northerly Panama wind jet to the south-westerly CHOCO wind jet.

[17] 2. Geostrophic currents associated with the cyclonic and anticyclonic eddies are on the order of 60 cm s^{-1} and 40 cm s^{-1} , respectively.

[18] 3. The three-dimensional thermohaline structure within the Panama Bight is dictated by the seasonal circulation pattern and reverses from dome to bowl from winter to summer, however, the low salinity in summer is strongly affected by fresh water inputs, especially along the coast.

[19] 4. Temperature (salinity) in the bight is colder (saltier) than in its surrounding waters in winter and vice versa in summer.

[20] **Acknowledgments.** This work was supported by the DAAD scholarship program and the oceanographic research center, COPAS, of the Universidad de Concepción, Chile. Hydrographic data was kindly supplied by the Centro Control Contaminación del Pacífico (CCCP, DIMAR).

References

- Amador, J. A., E. J. Alfaro, O. G. Lizano, and V. O. Magaña (2006), Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.*, *69*, 101–142.
- Bennett, E. B. (1965), Currents observed in Panama Bay during September–October 1958, *Bull. Inter. Am. Trop. Tuna Comm.*, *10*(7), 397–457.
- Boyer, T., and S. Levitus (1994), Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity and oxygen data, *NOAA Tech. Rep. NESDIS 81*, 72 pp., U.S. Dep. of Commerce, Washington, D. C.
- Bretherton, F. P., R. E. Davis, and C. B. Fandry (1976), A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73, *Deep Sea Res.*, *23*, 559–582.
- Chaigneau, A., R. Abarca del Río, and F. Colas (2006), Lagrangian study of the Panama Bight and surrounding regions, *J. Geophys. Res.*, *111*, C09013, doi:10.1029/2006JC003530.
- Chelton, D. B., M. H. Freilich, and S. K. Esbensen (2000a), Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Part I: Case studies and statistical characteristics, *Mon. Weather Rev.*, *128*, 1993–2018.
- Chelton, D. B., M. H. Freilich, and S. K. Esbensen (2000b), Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Part II: Regional relationships and dynamical considerations, *Mon. Weather Rev.*, *128*, 2019–2043.
- Fiedler, P. C. (2002), The annual cycle and biological effects of the Costa Rica Dome, *Deep Sea Res., Part I*, *49*, 321–338.
- Forsberg, E. D. (1969), On the climatology, oceanography and fisheries of the Panama Bight, *Bull. Inter. Am. Trop. Tuna Comm.*, *14*(2), 1–385.
- Hastenrath, S. (1991), *Climate Dynamics of the Tropics*, 488 pp., Kluwer Acad., Boston, Mass.
- Hayes, S. P., J. M. Toole, and L. J. Mangum (1983), Water-mass and transport variability at 110°W in the equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *13*, 153–168.
- Kessler, W. S. (2002), Mean three-dimensional circulation in the northeastern tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, *32*, 2457–2471.
- Kessler, W. S. (2006), The circulation of the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.*, *69*, 181–217.
- Large, W., and S. Pond (1981), Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, *11*, 324–336.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, M. Xu, and A. J. Negri (2003), Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part I: Observations and context, *Mon. Weather Rev.*, *131*, 799–812.
- McCreary, J. P., H. S. Lee, and D. B. Enfield (1989), The response of the coastal ocean to strong offshore winds, with application to the Gulfs of Tehuantepec and Papagayo, *J. Mar. Res.*, *47*, 81–109.
- Mitchell, T. P., and J. M. Wallace (1992), The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature, *J. Clim.*, *5*, 1140–1156.
- Nichols, J. T., and R. C. Murphy (1944), A collection of fishes from the Panama Bight, Pacific Ocean, *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, *83*, 217–260.
- Philander, S. G. H., and R. C. Pacanowski (1981), Response of equatorial oceans to periodic forcing, *J. Geophys. Res.*, *86*(C3), 1903–1916.
- Pond, S., and G. L. Pickard (1983), *Introductory Dynamical Oceanography*, 2nd ed., 329 pp., Pergamon, Oxford, U. K.
- Poveda, G., and O. J. Mesa (2000), On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet, *Geophys. Res. Lett.*, *27*(11), 1675–1678.
- Poveda, G., P. R. Waylen, and R. S. Patwarty (2006), Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *234*, 3–27.
- Rodríguez-Rubio, E., and J. Suardo (2002), Variability of photosynthetic pigments in the Colombian Pacific Ocean and its relationship with the wind field using ADEOS-I data, *Proc. Indian Acad. Sci. Earth Planet. Sci.*, *111*(3), 227–236.
- Rodríguez-Rubio, E., W. Schneider, and R. Abarca del Río (2003), On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(7), 1410, doi:10.1029/2002GL016794.
- Schaefer, M. B. (1957), A study of the dynamics of the fishery for yellowfin tuna in the eastern tropical Pacific Ocean, *Bull. Inter. Am. Trop. Tuna Comm.*, *2*(6), 245–285.
- Stevenson, M. (1970), Circulation in the Panama Bight, *J. Geophys. Res.*, *75*(3), 659–672.
- Willet, C. S., R. R. Leben, and M. Lavin (2006), Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review, *Prog. Oceanogr.*, *69*, 218–238.
- Wooster, W. S. (1959), Oceanographic observations in the Panama Bight, “Askoy” Expedition, 1941, *Bull. Am. Mus. Nat. Hist.*, *118*, 113–152.
- Wyrtki, K. (1966), Oceanography of the eastern equatorial Pacific Ocean, *Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev.*, *4*, 33–68.
- Wyrtki, K., and G. Meyers (1976), The trade wind field over the Pacific Ocean, *J. Appl. Meteorol.*, *15*(7), 698–704.
- Xie, S.-P., H. Xu, W. S. Kessler, and M. Nonaka (2005), Air-sea interaction over the eastern Pacific warm pool: Gap winds, thermocline dome, and atmospheric convection, *J. Clim.*, *18*, 5–25.
- A. Devis-Morales, Programa de Doctorado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Barrio Universitario S/N, Cabina 5, Casilla 160-C, Concepción, Chile. (adevis@udec.cl)
- R. A. Montoya-Sánchez, Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental, Universidad de Concepción, Barrio Universitario S/N, Cabina 5, Casilla 160-C, Concepción, Chile.
- E. Rodríguez-Rubio, Centro Control Contaminación del Pacífico, Dirección General Marítima, Vía al Morro s/n, Tumaco, Colombia.
- W. Schneider, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Barrio Universitario S/N, Cabina 5, Casilla 160-C, Concepción, Chile.

3.4 Resumen

La variabilidad estacional de la circulación y de la estructura termohalina en la región oceánica conocida como Panama Bight son examinados empleando observaciones satelitales y bases de datos hidrográficos *in situ*. Las principales conclusiones de este trabajo son:

1. La circulación en el Panama Bight varía estacionalmente coincidente con la intensificación de los alisios. En invierno boreal (enero a marzo), cuando la ZCIT se ubica en su posición más austral ($\sim 1^\circ\text{N}$), los gradientes de presión entre el Mar Caribe (altas presiones atmosféricas) y el Pacífico ecuatorial oriental (bajas presiones atmosféricas) fuerzan intensos vientos superficiales que cruzan el istmo de Panamá (*jet* de Panamá). El rotor positivo (negativo) del esfuerzo del viento produce un giro ciclónico (anticiclónico) de la circulación superficial oceánica en el flanco oriental (occidental) del eje del *jet*. Durante el resto del año, cuando la ZCIT se ubica al norte de la cuenca ($\sim 10^\circ\text{N}$ en verano boreal), los alisios del sureste cruzan el ecuador y son forzados por los gradientes de presión mar-tierra a girar hacia el este (rotor negativo) activando el *jet* CHOCO que induce un reverso en la circulación (giro anticiclónico observado en la mayor parte de la cuenca).

2. Durante los meses de invierno, el viento tiene una componente meridional principalmente, observándose la dominancia del rotor del viento en la circulación superficial y en el cálculo del bombeo de Ekman. Esta dinámica del *jet* de Panamá produce un patrón de circulación persistente en la superficie del mar, el cual puede observarse tanto en cruceros individuales como en las climatologías calculadas. Durante el resto del año la componente zonal del viento domina sobre el término del rotor en el cálculo de las velocidades verticales, observándose diferencias entre cruceros individuales y las climatologías calculadas. Estas diferencias se deben principalmente a la variación en la magnitud y dirección del viento asociada al *jet* CHOCO y la posición latitudinal de la ZCIT. La ubicación del centro de convergencia de la capa de Ekman superficial (rotor y bombeo de Ekman negativo) se observó más costera en el crucero realizado en septiembre 2003, y centrado en el oeste en la climatología. La divergencia de la capa de Ekman (rotor y bombeo negativo) varía su posición en la región según los cambios de la ubicación del giro anticiclónico principal.

3. Los patrones en la circulación causaron el cambio estacional en la estructura tridimensional de la termoclina observándose un domo (valle) en invierno (verano), Este cambio estacional produce cambios en la temperatura y salinidad en la región, observándose aguas superficiales más frías y salinas (asociadas al domo de la termoclina) rodeadas por aguas más cálidas y de baja salinidad en invierno y aguas más cálidas y de baja salinidad (asociadas al valle de la termoclina) rodeadas por aguas más frías y salinas en verano boreal. Sin embargo, la salinidad muy baja (<30) observada en la costa norte del Pacífico colombiano en verano es determinada por los intensos aportes de agua dulce ocasionados por la alta precipitación típica del clima monzón.

4. Las corrientes geostroficadas asociadas con los remolinos ciclónicos (invierno) y anticiclónicos (verano) son del orden de 60 cm s^{-1} y 40 cm s^{-1} , respectivamente, extendiéndose los primeros ~ 150 m de la columna de agua. La corriente Colombia que fluye ($\sim 50 \text{ cm s}^{-1}$) típicamente de sur a norte a lo largo de la costa y la corriente del Jet de Panamá que fluye hacia el ecuador forman parte del giro ciclónico de invierno, el cual desaparece en verano. Flujos zonales dominan la circulación anticiclónica en verano conformando el giro anticiclónico principal. En la región costera es posible la ocurrencia de remolinos ciclónicos forzados por los gradientes de densidad horizontal. La orientación de las corrientes principales está asociada con los gradientes horizontales de temperatura y salinidad en la cuenca. Las corrientes meridionales en invierno favorecen un gradiente zonal de las propiedades de agua de mar. El flujo zonal en verano intensifica el gradiente meridional conocido como Frente térmico ecuatorial.

4. RESPUESTA DEL PANAMA BIGHT A EVENTOS INTERANUALES EL NIÑO-LA NIÑA OCURRIDOS ENTRE 1997 Y 2006

Para entender la variabilidad interanual del océano (TSM y SLA) y su acoplamiento con las variaciones de la atmósfera (esfuerzo del viento, rotor y bombeo de Ekman) en el Panama Bight, se realizó primero el análisis de EOF y de ondeletas a las observaciones satelitales y a sus respectivas anomalías (**sección 4.1**). Posteriormente, se estudió la respuesta de la región a las anomalías interanuales El Niño-La Niña utilizando datos hidrográficos recolectados en 13 cruceros oceanográficos realizados entre 1997 y 2004 en la CPC (**sección 4.2**). Estos cruceros (**Tabla 1**) fueron seleccionados porque muestran distintas fases de las anomalías climáticas interanuales ocurridas en este periodo de tiempo como son; la evolución del evento El Niño intenso durante 1997/98 (cruceros de mayo 1997, noviembre 1997 y mayo 1998), la rápida transición hacia condiciones La Niña 1999/2001 (cruceros octubre 1998 y noviembre 2000), la evolución hacia condiciones El Niño 2002/03 moderado (cruceros marzo 2002 y septiembre 2002) y El Niño 2004/05 considerado de intensidad débil (crucero octubre 2004). También se analizaron cruceros realizados durante periodos considerados como neutrales (julio 2001, septiembre 2001, septiembre 2003, julio 2005 y septiembre 2005) para comparar condiciones ENOS versus condiciones relativamente normales. Se describió la variabilidad interanual de la profundidad de la termoclina (isoterma de 20° C) y el volumen de agua cálida superior (WWV, aguas por encima de esta superficie isothermal) y finalmente se realizó la regresión lineal entre observaciones *in situ* de la profundidad de la termoclina (Z_{20}) y observaciones satelitales de ADT. Este método permitió monitorear la evolución de las anomalías climáticas a escala interanual en el Pacífico ecuatorial oriental, especialmente cuando no se cuentan con suficientes mediciones directas.

4.1. Modos de variabilidad espacial y temporal de variables océano-atmosféricas en el Panama Bight

El método de funciones ortogonales empíricas (EOF), también conocido como análisis de componentes principales (PC), fue escogido para el estudio de las variables océano-atmosféricas (TSM, SLA, esfuerzo del viento, rotor y bombeo de Ekman) en la región porque permite encontrar los principales patrones espaciales de variabilidad, su variación temporal y una medida de la “importancia” de cada uno de los patrones encontrados. La ventaja de usar este método es que nos permite reducir la información a unos pocos modos de variabilidad, evitando interpretar señales consideradas como “ruido” en el análisis (Björnsson & Venegas, 1997). Los patrones espaciales denominados EOFs, y los patrones temporales correspondientes referidos como componentes principales (PCs) son interpretados como “modos de variabilidad” de los datos y no necesariamente describen modos físicos. Sin embargo, numerosas investigaciones coinciden en que este método resuelve los principales procesos climáticos tanto en el océano como en la atmósfera como son las variaciones interanuales El Niño-La Niña, el ciclo anual, etc.

En la región de Pacífico tropical los principales modos de variabilidad de la TSM, el nivel del mar y los vientos han sido descritos ampliamente (Legler, 1983; Meinen & McPhaden, 2000; Picaut *et al.*, 2002; Rodríguez-Rubio, 2003). El principal modo de variabilidad oceánico diagnosticado con EOF (EOF1) es conocido como modo ENOS (Mestas-Núñez & Enfield, 2001) debido a que los eventos interanuales El Niño-La Niña causan la máxima amplitud de las anomalías climáticas en el Pacífico ecuatorial. Picaut *et al.*, (2002) observaron que esta variabilidad es explicada como la fase madura del ENOS, el cual se caracteriza por máximos en las anomalías de TSM atrapados cerca al ecuador en el este, a los cuales convergen vientos del oeste y por anomalías del nivel del mar que mostraron la señal típica de ondas ecuatoriales de Kelvin en el este y Rossby en el oeste. El segundo modo de variabilidad (EOF2) describe en parte la modulación del ciclo anual y además una modulación interanual descrita como la transición de condiciones El Niño hacia condiciones La Niña.

En cuanto a las variaciones atmosféricas, Legler (1983) describe que el EOF1 de los vientos alisios contiene el ciclo anual. Durante invierno e inicios de la primavera los alisios son más intensos en sus respectivos hemisferios, observándose que los alisios del noreste

son más variables y más intensos. El primer PC (PC1) muestra, además de la variabilidad anual, un componente interanual. El EOF2 indica la variabilidad temporal de los alisos cuando están en fase. Esto ocurre de uno a tres meses después del cambio de intensidad de un hemisferio a otro. Este modo indica una variación decadal del Pacífico tropical y oscilaciones influenciadas por El Niño

En el presente trabajo se aplicó el análisis de EOF (eliminando la media) y de ondeletas a las observaciones de TSM-RS, SLA-AVISO y a los productos del viento del Reanálisis de NCEP (esfuerzo del viento, rotor y bombeo de Ekman) de la región del Panama Bight, con el fin determinar los principales procesos que dominan las variaciones océano-atmosféricas y su evolución en el tiempo durante el periodo enero 1993 - diciembre 2007. Luego se calcularon las anomalías a cada una de estas variables para enfatizar la variabilidad interanual (eliminando el ciclo anual). Posteriormente se realizó el análisis EOF y de ondeletas a las anomalías océano-atmosféricas.

Tanto para la TSM y SLA como para sus respectivas anomalías los dos primeros modos de variabilidad representan más del 85% de la varianza total, por lo que éstos fueron los modos analizados en este trabajo. El tercer modo de variabilidad explica un menor porcentaje de la varianza total, por lo que su descripción no fue incluida; sin embargo, la ondeleta correspondiente demostró que este modo está dominando principalmente por una señal intraestacional (figura no es presentada en este trabajo). Los dos primeros modos de variabilidad del esfuerzo del viento y del rotor explicaron siempre más del 70% de la varianza total mientras que para la TSM y SLA explicaron el 86.5% y 92.4% de la varianza total, respectivamente. En cuanto a las anomalías los dos primeros modos de variabilidad explicaron el 83.8% para la TSM; 90.55% para el nivel del mar, 54.7% y 57.8% para el esfuerzo del viento zonal y meridional, y 47.9% para el rotor del esfuerzo del viento. Es claro que otros procesos (porcentaje de variabilidad no explicada) influenciaron la dinámica de la capa superficial (en especial en la atmósfera) pero estos no fueron analizados con detenimiento ya que representaron un menor porcentaje de varianza (13.5% para la TSM, 7.6% la SLA, 29.5% la componente zonal del viento, 22.6% la componente meridional del viento, 28.6% el rotor, y 36.4% para el bombeo de Ekman).

La **figura 10** muestra el primer modo espacial (EOF1), su correspondiente modo de variabilidad temporal o componente principal (PC1) y respectivo espectro tiempo-

frecuencia de las variables océano-atmosféricas (TSM, SLA, esfuerzo del viento, el rotor y el bombeo de Ekman). La **figura 11** muestra el EOF1, PC1 y ondeleta correspondiente de las anomalías. La **figura 12** muestra el segundo modo de variabilidad espacial (EOF2), PC2 y correspondiente ondeleta de las variables océano-atmosféricas. La **figura 13** muestra el segundo modo de variabilidad de las anomalías.

El EOF1 de la TSM explica el 56,5 % de la variabilidad total, exhibiendo un campo unimodal. El PC1 y espectro ondeletas correspondiente demostró que este modo estuvo determinado principalmente por variaciones interanuales con la máxima magnitud del espectro en el periodo alrededor de los 4 años (**Figura 10a**). Valores positivos (negativos) del PC coincidieron con aumentos (disminuciones) generalizadas de la temperatura en toda la región debidas a eventos El Niño (La Niña). Superimpuesto en la variabilidad interanual se observó la variación del ciclo anual de menor energía con valores positivos (negativos) coincidentes con periodos de aumento (disminución) de la TSM en verano (invierno). Esto indica que la variabilidad de TSM dentro del ciclo anual es mínima. Al eliminar el ciclo anual (calculando la anomalía de la TSM) se observó que el EOF1 explica un mayor porcentaje de varianza (73,5%) con máximo poder espectral en el periodo entre 3 y 7 años (**Figura 11a**). Este patrón de variabilidad corresponde a la fase madura de los eventos ENOS. El porcentaje de varianza de las anomalías es mayor que el de las observaciones demostrando que la amplitud de las oscilaciones interanuales es mayor que la amplitud de las oscilaciones estacionales.

De manera similar, las anomalías del nivel del mar (SLA) oscilaron principalmente de manera unimodal debido a variaciones interanuales y anuales que explican el 82,1% de la varianza total (**Figura 10b**). El ciclo anual muestra valores negativos (positivos) en invierno (verano) boreal, lo cual coincide con la estacionalidad de los *jets de Panama (CHOCO)* que inducen la disminución (aumento) del nivel del mar, respectivamente. Al eliminar las oscilaciones estacionales (cálculo de la anomalía) el EOF1 aumentó el porcentaje de varianza (86,6%), pero las variaciones espacio-temporales se mantuvieron similares, observándose valores positivos (negativos) del PC coincidente con aumentos (disminuciones) generalizados del nivel del mar debido a eventos El Niño (La Niña) (**Figura 11b**).

En cuanto a las variables atmosféricas se observó que el EOF1 explicó siempre el ciclo anual, siendo el patrón espacial unimodal para ambas componentes del esfuerzo del viento (**Figuras 10c y 10d**) y bipolar para el rotor y bombeo de Ekman en el plano- β (**Figuras 10e y 10f**). Este patrón espacial coincide con las observaciones estacionales descritas en la **sección 3.1**. El jet de Panamá ocasiona un dipolo en el rotor y el bombeo de Ekman en invierno boreal. El jet CHOCO induce un rotor negativo en la mayor parte de la región, pero además favorece pequeños remolinos ciclónicos en la costa. El espectro tiempo-frecuencia mostró la máxima magnitud del espectro en la banda anual, la cual se observa en el PC como el cambio estacional en la dirección del esfuerzo del viento, lo que ocasiona un cambio estacional en el rotor y bombeo de Ekman. Eliminando las oscilaciones estacionales se pudo identificar la máxima concentración de energía en el rango interanual (3 a 6 años) coincidente con la frecuencia de ocurrencia de eventos ENOS intensos (**Figuras 11c a 11f**). A partir del 2003 se observó la concentración de energía en el periodo alrededor de los 2 años, lo cual coincide con la frecuencia de ocurrencia de eventos ENOS débiles a moderados.

El EOF2 de las variables oceánicas y atmosféricas contiene la variabilidad estacional coincidente con las descripciones de Picaut *et al.* (2002) y Legler (1983), observándose desviaciones con respecto al ciclo anual durante periodo El Niño 1997/98 (**Figura 12**). Las anomalías muestran una bipolaridad del eigenvector, con cambios de signo de la TSM y SLA orientados zonalmente, es decir entre la región costera y aguas más oceánicas. El viento muestra cambios de polaridad norte-sur, mientras que el rotor y bombeo de Ekman mostraron variaciones en el centro de la cuenca. La modulación temporal de las anomalías de TSM y SLA estuvo determinada principalmente por una fase de inicio o terminación de eventos ENOS moderados a intensos y de manera secundaria por oscilaciones menores que el ciclo anual (periodos entre 3 y 12 meses), los cuales fueron significativos durante 1997/98 y 2002/03 en el caso de SLA. Las anomalías atmosféricas demostraron una señal residual donde oscilaciones interanuales e intraestacionales son dominantes (**Figura 13**).

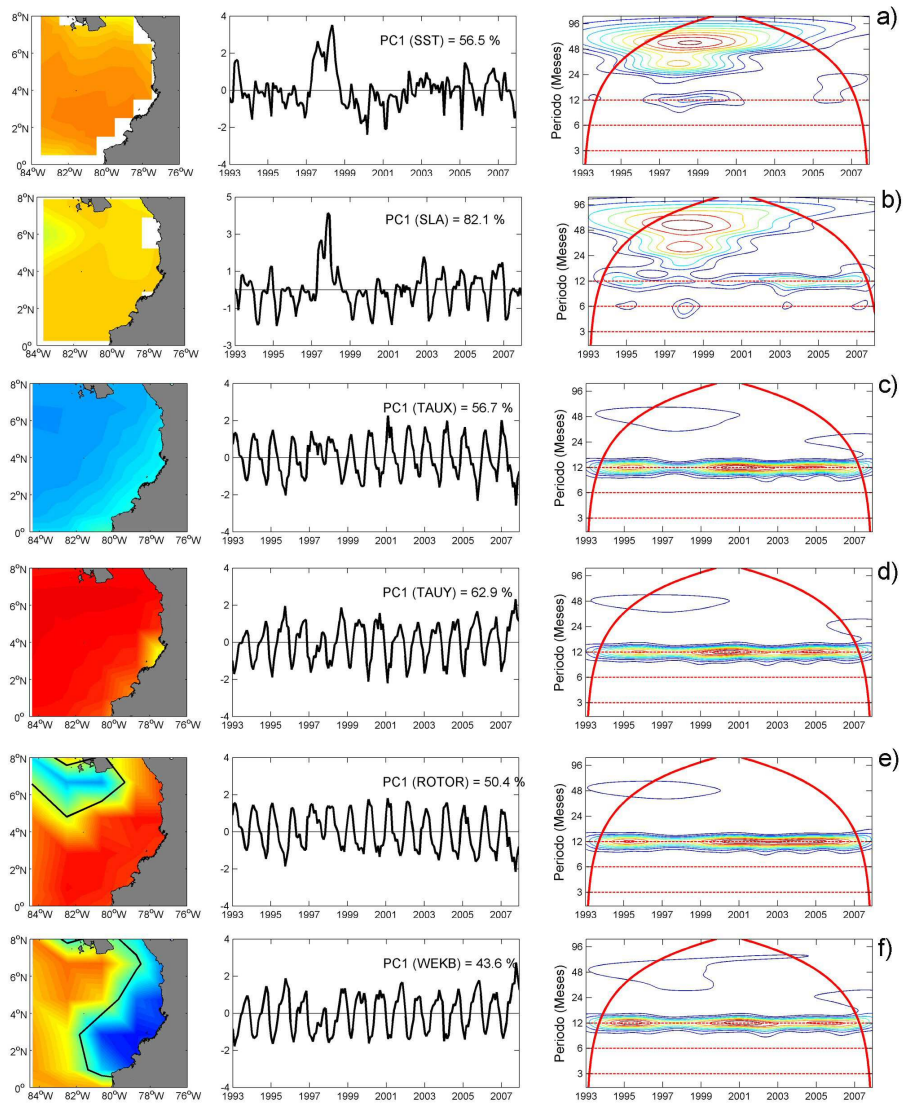


Figura 10. Primer modo de variabilidad (EOF1) de las variables océano-atmosféricas en el Panama Bight, a las que sólo se le extrajo la media de largo plazo. En el panel izquierdo se muestra la variabilidad espacial, en el panel central la serie de tiempo de la componente principal (PC1) y en el panel derecho el análisis de ondeleta correspondientes, de: a) TSM, b) SLA, c) esfuerzo del viento zonal, d) esfuerzo del viento meridional, e) rotor del viento y f) bombeo de Ekman. El porcentaje de varianza de cada variable se ubica en el extremo superior derecho del panel central. El cono de influencia en el panel derecho (en línea continua roja) se calculó para el 95% de significancia.

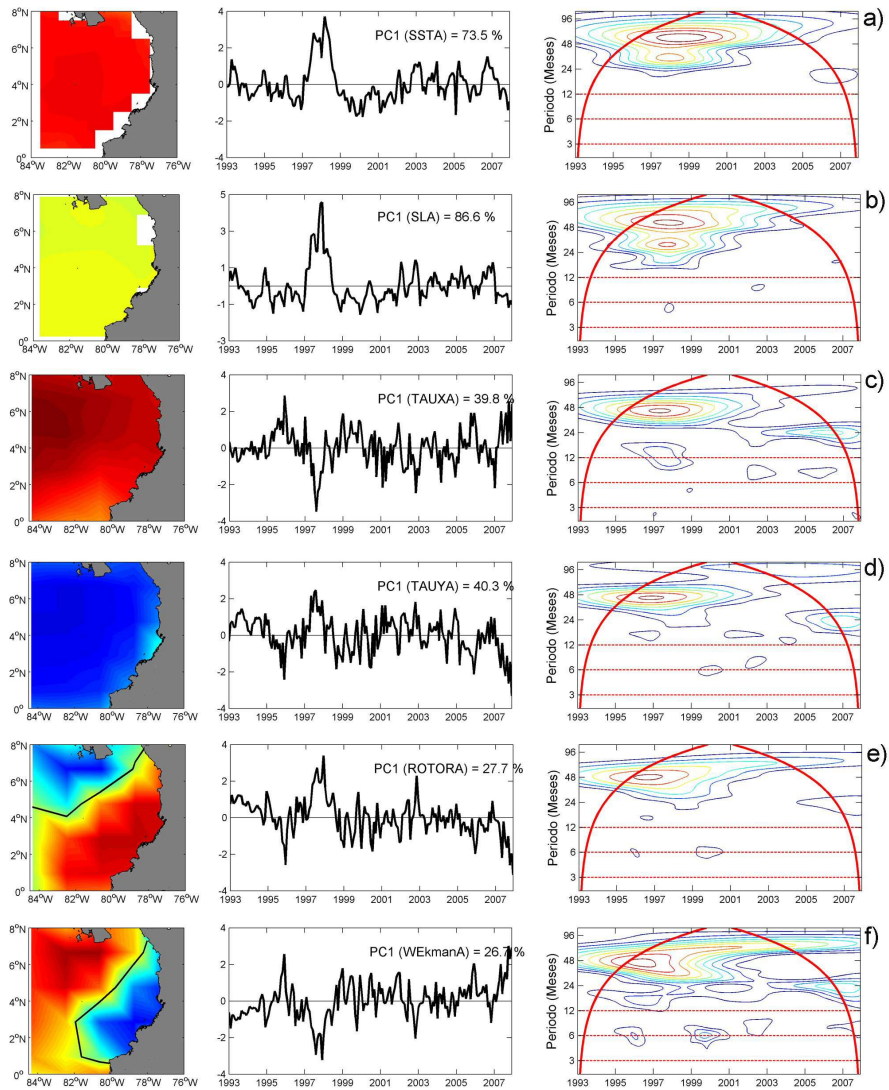


Figura 11. Primer modo de variabilidad (EOF1) de las anomalías océano-atmosféricas en el Panama Bight. Los detalles de cada gráfico se explican en la figura 10.

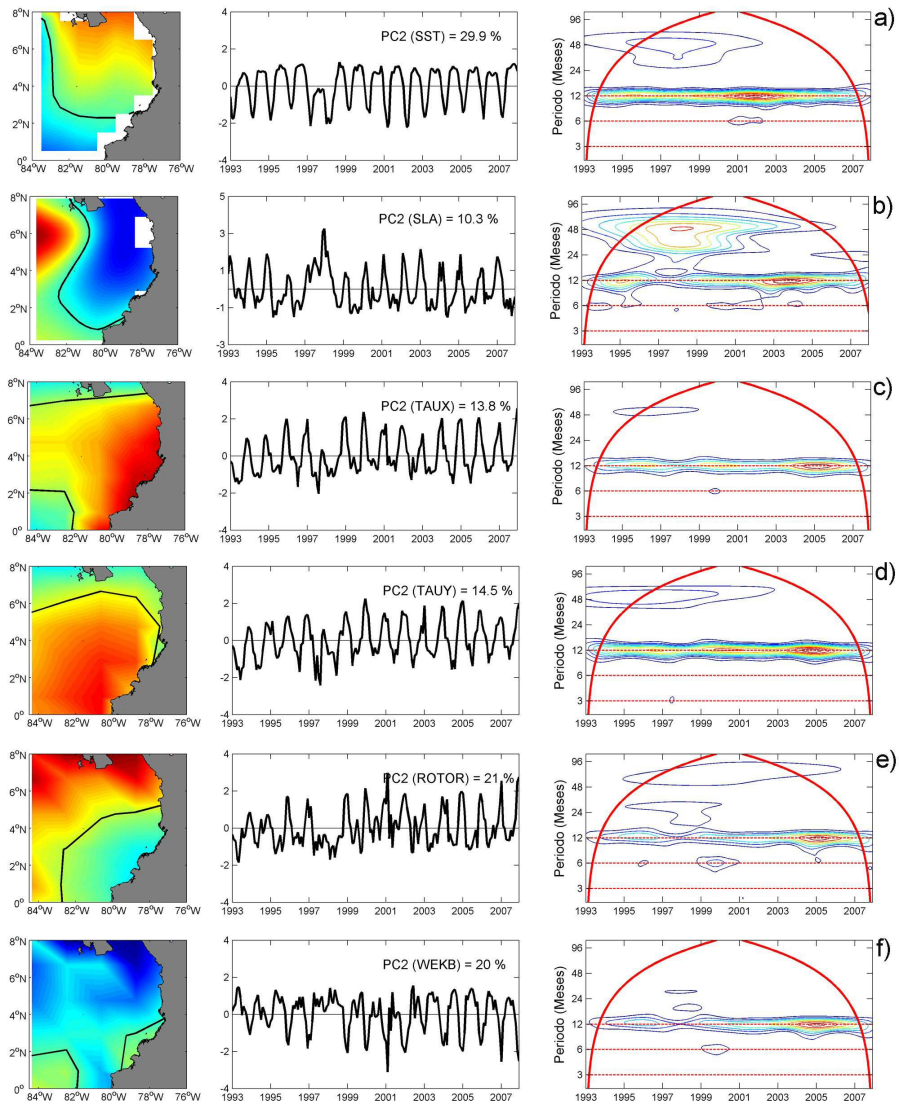


Figura 12. Segundo modo de variabilidad (EOF2) de las variables océano-atmosféricas el Panama Bight. Los detalles de cada gráfico se explican en la figura 10.

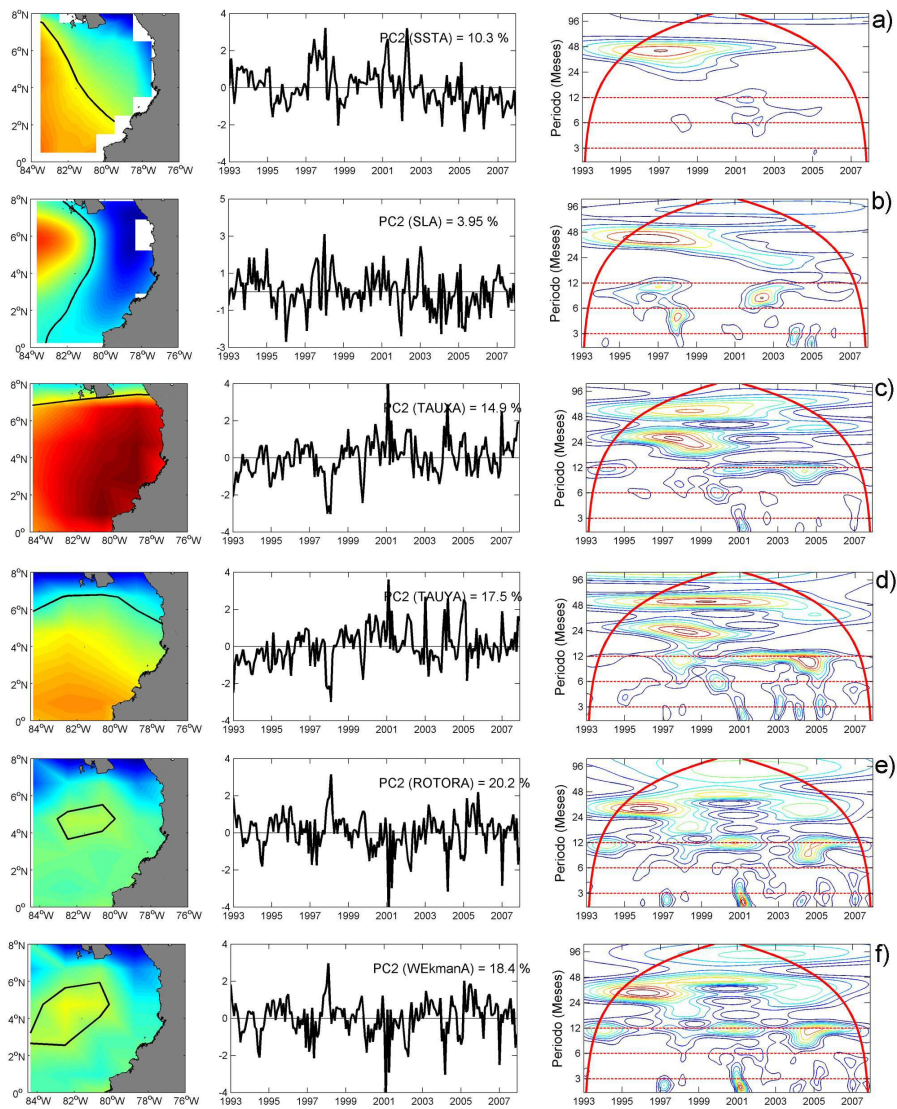


Figura 13. Segundo modo de variabilidad (EOF2) de las anomalías océano-atmosféricas en el Panama Bight. Los detalles de cada gráfico se explican en la figura 10.

4.2. Manuscrito 2

THE PANAMA BIGHT'S RESPONSE TO RECENT EL NIÑOS

Andrea Devis-Morales^{1,3}, Wolfgang Schneider^{2,3}, & Raúl A. Montoya-Sánchez³

1. Programa de Doctorado en Oceanografía, Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

2. Departamento de Oceanografía, Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

3. Centro de Investigación Oceanográfica en el Pacífico Sur-Oriental, (FONDAP-COPAS), Universidad de Concepción, Casilla 160-C, Concepción, Chile

Corresponding author:

Andrea Devis-Morales (adevis@udec.cl)

Universidad de Concepción

Barrio Universitario S/N, Cabina 5

Concepción, Chile

Enviado al *Journal of Geophysical Research* (2009)

The Panama Bight's response to recent El Niños

Abstract

The Panama Bight's interannual variability of thermocline depth (Z_{20}) and warm water volume above this depth (WWV) were estimated by means of hydrographic data collected during 13 oceanographic expeditions from 1997 to 2005. Satellite data of sea surface temperature (SST) and absolute dynamic topography (ADT), and NCEP/NCAR Reanalysis winds were analyzed to examine the evolution of individual El Niño-La Niña events occurring within this period of time. During the strong 1997/98 El Niño event, the Z_{20} deepened more than 100 m, thereby tripling the WWV and ocean heat content in the region. Weak easterlies strengthened the eastward propagation of the warm anomalies from the central equatorial Pacific towards the bight. After the peak of the warm episode, the rapid discharge of most WWV led to a fast transition towards La Niña conditions. Prior to the moderate 2002/03 El Niño, relatively strong trade winds east of 90°W, north of the equator, favored the intensification of upwelling, thus preventing the propagation of downwelling equatorial Kelvin waves during the onset of the event. During moderate to weak events, there were no significant changes in the thermal structure in the Panama Bight. Linear regression analyses between altimetric observations of ADT and the hydrographic data were used to monitor seasonal and interannual WWV changes in the Panama Bight. The typical charge-discharge oscillatory pattern was observed, suggesting that this is a useful method for tracking ENSO events of different strengths.

Keywords: Interannual variability, eastern equatorial Pacific, thermocline depth, warm water volume changes

1. Introduction

Previous observations of ocean-atmosphere coupled dynamics in the equatorial Pacific suggest that an intrinsic element of El Niño/La Niña Southern Oscillation (ENSO) events is the variability in near equatorial ocean heat content, which evidences oceanic preconditioning [Cane and Zebiak, 1985; Wyrtki 1985; Meinen and McPhaden, 2000; Kessler, 2002a; Hasegawa and Hanawa, 2003]. The relationship is such that the overall equatorial ocean heat content is anomalously high prior to a warm event due to anomalous heat transport towards the equator and low in the aftermath of the event due to increased poleward transport [Zebiak, 1989; McPhaden, 2003]. However, these processes vary from event to event, both in strength and duration. Meinen and McPhaden [2000] employed ocean temperature and zonal wind stress datasets to confirm that ENSO involves a recharge and discharge of the volume of warm water (WWV) and, hence, ocean heat content along the equatorial band due to a disequilibrium between zonal winds and zonal mean thermocline depth. These authors also showed that the magnitude of ENSO sea surface temperature (SST) anomalies is directly related to the magnitude of zonal mean WWV anomalies. Prior to the 1997/98 El Niño, the western equatorial WWV increased to a maximum ($>1.8 \times 10^{15} \text{ m}^3$) and then propagated towards the eastern equatorial Pacific. After the strong event, the eastern discharge of WWV was greatest ($\sim 0.6 \times 10^{15} \text{ m}^3$, corresponding to a loss of $\sim 30\%$ of WWV) leading to a fast transition toward La Niña conditions. The discharge was smaller after the moderate 2002/03 and 2006/07 ($\sim 0.3 \times 10^{15} \text{ m}^3$, 16% of WWV) and the weak 2004/05 El Niño events ($\sim 0.2 \times 10^{15} \text{ m}^3$, 10% of WWV) and no cold phase followed (Fig. 1).

Hasegawa *et al.* [2006] classified El Niño events based on the amount of discharge of ocean heat content. After the mature phase of strong El Niños (like the 1997/98 event), the entire equatorial upper ocean heat content was discharged, inducing negative heat content anomalies. During weak to moderate events (e.g., 2002/03, 2004, 2006), the heat content did not discharge entirely and the anomalies remained positive. These authors further suggested that strong signals of wind stress curl anomalies and Sverdrup transport in the off-equatorial tropical South Pacific during strong El Niño events led to the discharge of equatorial ocean heat content via poleward Sverdrup transport. During weak to moderate events, anomalous wind stress curl and Sverdrup transport were absent, evidencing the

relationship between wind stress anomalies and the discharge of the equatorial ocean heat content. *Zhang and McPhaden* [2006] studied the impact of eastern equatorial Pacific wind variations on the evolution of individual El Niño events. Using multiple linear regression analysis and a linear wave model, these authors observed that, during the mature phase of the 1997/98 El Niño, westerly wind stress anomalies east of 140°W worked in concert with remote westerlies to depress the thermocline and strengthen warm anomalies in the eastern Pacific. In contrast, stronger than normal trade winds observed to the east of 160°W throughout the 2002/03 El Niño elevated the thermocline and produced local upwelling. *Zhang and McPhaden* [2008] confirmed their previous results using an ocean general circulation model and demonstrated that local wind stress forcing in the central Pacific generated interannual SST variations in the eastern equatorial Pacific primarily through anomalous vertical advection of mean temperature, although other processes such as anomalous zonal and meridional advection contributed as well.

Considering the findings outlined above, it is of interest to observe how wind changes in the Panama Bight between 1997 and 2007 were coupled to changes in ocean heat content and, hence, to WWV, thermocline depth, sea level, and SST. Most intriguing is to understand the mechanisms that maintained the eastern-most extreme of the equatorial Pacific Ocean relatively cool during moderate-weak El Niños, when the central equatorial Pacific concentrated the highest SST anomalies. In the present study, we address these issues and document how meteorological and oceanic conditions in the far eastern Pacific vary relative to the central equatorial Pacific on ENSO timescales by analyzing dense *in situ* hydrographic datasets collected in the Panama Bight and high-resolution satellite-derived observations of winds, SST, and sea level.

2. Data & Methods

Oceanic Niño Index

El Niño and La Niña events occurring from 1997 to 2007 were first identified and quantified in terms of the Oceanic Niño Index (ONI), which determines warm and cold episodes by defining a threshold of $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ SST anomalies (three-month running mean of ERSST.v3) in the Niño 3.4 region (5°N - 5°S , 120° - 170°W) for a minimum of five

consecutive over-lapping seasons, based on observations from 1971 to 2000. The ONI is available in the Climate Prediction Center Team of NOAA Web page (http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml). ENSO events are classified in terms of their strength: an ONI $\pm 1.5^{\circ}\text{C}$ is strong, between $\pm 1^{\circ}\text{C}$ and $\pm 1.4^{\circ}\text{C}$ is moderate, and between $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ and $\pm 0.9^{\circ}\text{C}$ is weak (note the grey shading in Fig. 1).

Sea level height and SST in the equatorial Pacific Ocean

Sea level is a proxy of ocean heat content since both vary primarily as a result of changes in the thermocline depth. A high sea level is generally associated with a deep thermocline and high heat content and vice versa [McPhaden and Yu, 1999]. Changes in this oceanic variable on interannual timescales were analyzed from delayed-time weekly maps (1/3 degree Mercator grid) of absolute dynamic topography (ADT) and sea level anomalies (SLA) computed with respect to a seven-year mean (1993-1999) [SSALTO/DUACS User Handbook, 2007]. These maps are produced by Ssalto/Duacs and distributed by AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Data in Oceanography) with support from CNES, and were obtained through an anonymous ftp (<ftp://ftp.cls.fr/pub/oceano/AVISO/SSH/duacs/global/dt/ref/msla/merged/>).

Reynolds SST data provided by the National Centers for Environmental Predictions (NCEP) were used to scrutinize ocean response differences in the eastern and central equatorial Pacific. These optimum interpolation weekly maps (one-degree grid) of SST [Reynolds et al., 2002] are produced and distributed by the NCEP/NOAA group (http://www.emc.ncep.noaa.gov/research/cmb/sst_analysis). SST anomalies were computed with respect to the 1982 to 2007 period. Time series of SST anomalies and SLA from 1997 to 2007 were constructed by spatial averaging over the central equatorial Pacific (120° - 170°W , 5°N - 5°S) and over the Panama Bight (1.5° - 7°N , 77.5° - 84°W) (see regions in Fig. 2, top panel).

Hydrography in the Panama Bight

To examine the Panama Bight's response to different strengths of El Niño, we used *in situ* hydrographic datasets derived from 13 oceanographic expeditions collected by the

Colombian Navy Oceanographic Research Centre (Centro Control Contaminación del Pacífico) from 1997 to 2005. All cruises covered at least the same 24 stations in a quasi-rectangular domain defined by the latitudes 1°30'N and 6°30'N and longitudes 82°00'W and 77°45'W at a 0.5-degree grid resolution near the coast and at 1-degree grid resolution in the open ocean (Fig. 2, bottom panel). These expeditions were used because they coincided with the evolution of the 1997/98 strong El Niño (May and November 1997, May 1998), the 1998/2001 strong La Niña (October 1998, November 2000), the evolution towards the moderate 2002/03 El Niño (February-March and September 2002), and the weak 2004/05 El Niño event (October 2004), as well as with some months in which neutral conditions occurred. The dates of these cruises are graphically included in Figure 6.

From each hydrographic expedition, the mean thermocline depth was calculated by spatially interpolating the depth of the 20°C isotherm (Z_{20}) [Kessler, 1990]. This was used as the lower boundary to estimate the upper ocean heat content and WWV in the Panama Bight. WWV is estimated by spatial integration of Z_{20} over the region of the Panama Bight (area=1.44x10¹¹ m², which was calculated from the 24 stations common to all cruises). The ocean heat content within this WWV (warm water above the 20°C isotherm) was calculated as [Willis *et al.*, 2004]:

$$OHC = \int_{z(D)}^{z(0)} C_p \rho (T - T_{ref}) dz$$

where C_p is the specific heat capacity of seawater, ρ is density, T is temperature, T_{ref} is reference temperature (set to 20°C, as at the thermocline depth), z is depth, and D is the depth of Z_{20} down to which the integration was performed.

Winds and Ekman pumping in the equatorial Pacific Ocean

NCEP/NCAR Reanalysis-1 winds [Kalnay *et al.*, 1996] at a resolution of 2.5° degree latitude and longitude for 6-hour intervals provided by the NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, from their Web site at <http://www.cdc.noaa.gov/> were used to estimate wind stress (τ) using variable drag coefficients [Large and Pond, 1981]. A central finite-differences scheme was then applied such that the wind stress curl could be

calculated for each grid point. Ekman pumping velocity (in m day^{-1}) was estimated using the β -plane approximation considered by *Kessler (2002b)*:

$$W_{EK} = (\text{curl}(\bar{\tau})_z / f + \beta \tau^x / f^2) / \rho, \text{ where}$$

$$\text{curl}(\bar{\tau})_z = (\nabla \times \bar{\tau})_z,$$

$$\beta = \frac{2\Omega}{\text{Re}} \cos \phi, \text{ is the meridional gradient of the Coriolis parameter } (f), \bar{\tau} \text{ is the wind}$$

stress, ϕ is the latitude, $\text{Re} = 6371000 \text{ m}$ is the radius of the Earth, and $\rho = 1025 \text{ kg m}^{-3}$ is the standard density of sea water. Time series of observed zonal wind stress and Ekman pumping and corresponding monthly climatological means and anomalies constructed from 1980 to 2007 were calculated by spatial averaging over the eastern extreme of the equatorial Pacific Ocean (0°N - 6.5°N and east of 90°W).

3. Results

Evolution of ENSO oceanic anomalies from the central equatorial Pacific to the Panama Bight

Time versus longitude plots (averaged over 5°N - 5°S) of SST and sea level height in the equatorial Pacific revealed that, during the 1997/98 El Niño, anomalous warm waters propagated from the central Pacific to the South American coast where they raised the sea level (Fig. 3). By mid-1998, a drastic cooling of eastern and central equatorial Pacific surface waters occurred, whereas the western Pacific remained relatively warm with an elevated sea level. After ~ 3 years of La Niña conditions, the central Pacific warmed up again and warm water began to propagate eastward, finally giving rise to the moderate 2002/03 El Niño. However, the evolution of overall warm anomalies was different from the previous event since eastern Pacific surface waters remained relatively cool (negative SST anomalies) during the boreal winter and only increased slightly during the second semester of the year, whereas central Pacific anomalies exceeded $>1^\circ\text{C}$. In a similar manner, during the initial stage of the 2004 and 2006 El Niño events, warm waters ($\sim 28^\circ\text{C}$) were observed only in the central Pacific whereas the eastern equatorial region was relatively cool

(<26°C). SLA also responded differently during individual El Niño events. The 1997/98 El Niño was characterized by a high sea level (>190 cm) extending from west to east with maximum positive anomalies (>30 cm) in the eastern Pacific (Fig. 3, bottom). During La Niña, negative SLA (-10 cm) dominated the central and eastern Pacific whereas positive anomalies were evident in the western part of the basin (around 10 cm). By the end of 2001, positive anomalies extended towards the central Pacific as far as 120°W. However, this eastward propagation of positive SLA was truncated east of 90°W by the predominance of negative anomalies during the onset and final phase of the 2002/03 El Niño event. The evaluation of the 2004/05 El Niño was similar to the previous event but with weak SLA (<10 cm) centered in the central Pacific. In summer 2006, an SLA >10 cm extended further east (~100°W) with positive anomalies in the eastern Pacific in agreement with El Niño warming.

Time series of SST anomalies (SSTA) and SLA averaged over the central equatorial Pacific and over the Panama Bight show details of the out-of-phase evolution of the warming and deepening of the upper layer in the equatorial Pacific during El Niño conditions (Fig. 4). In 1997/98, the lags between the peaks of SLA and SSTA were around two and three months, respectively. This is consistent with the equatorial dynamics of first-order baroclinic downwelling Kelvin waves with eastward phase speeds of $3.1 \pm 0.5 \text{ m s}^{-1}$ [Delcroix *et al.*, 1994]; these propagate faster than the surface currents, so that level changes are first evidenced in the eastern equatorial Pacific by a deeper thermocline and subsequently SSTA are noted [McPhaden and Yu, 1999]. It is also clear that the eastward propagation of anomalies during the strong event was very efficient since the anomalies in the Panama Bight were similar in magnitude to the central Pacific. However, during the 2002/03 and 2004/05 El Niño events, the anomalies in the central Pacific doubled the anomalies in the Panama Bight due to an abrupt cooling and shoaling of the eastern equatorial Pacific upper layer. This zonal gradient of SSTA and SLA was more pronounced from boreal winter to early spring when the thermocline is typically shallow in the Panama Bight due to intense upwelling triggered by the Panama jet cyclonic circulation [Devis-Morales *et al.*, 2008]. The moderate 2006/07 El Niño evolved rapidly from the central Pacific to the Panama Bight with anomalies of similar strength.

Variations of SSTA and SLA on interannual scales were further analyzed in terms of empirical orthogonal functions (EOF). We determined the spatial structure of the leading mode (figure not shown) and associated principal component (PC1) time series. The first mode of SLA and SSTA accounted for 86.6% and 73.5% of the total variance, respectively (Fig. 5). Positive (negative) values coincided with the occurrence of El Niño (La Niña) events in the Panama Bight. Both oceanic anomalies showed maximum amplitudes during the 1997/98 El Niño; thus, the first mode matched fairly well with ENSO strength and timescale. The maximum correlation coefficient between PC1 of SSTA and standardized ONI was 0.71 at two months lag. For the PC1 of SLA, the maximum correlation coefficient with standardized ONI was 0.73 with zero lag, revealing the rapid response of the Panama Bight to the internally propagating Kelvin waves. This correlation indicates that interannual variability is due mainly to ENSO events. Although other contributions are expected as well, their description is beyond the scope of this study.

Response of the Panama Bight to different strengths of ENSO

To observe ENSO-related changes in the thermal structure within the Panama Bight, we analyzed *in situ* hydrographic data collected from 1997 to 2005. From May 1997 to November 1997, the thermocline deepened drastically, almost to 150-m depth (Fig. 6b), thereby tripling the average WWV and OHC values (Fig. 6c, 6d). SST peaked months later (29.5°C, May 1998 cruise; an anomaly of about 3°C similar to Reynolds SST) due to the delayed response of the ocean surface to the subsurface warming (Fig. 6a). This shows the occurrence of equatorial Kelvin downwelling waves propagating internally from the central equatorial Pacific to the Panama Bight during El Niño. *Giese and Harrison [1990]* showed that subsurface warming is in phase with the arrival of the baroclinic downwelling Kelvin pulses. Differences between surface and subsurface warming occur because subsurface warming is primarily a result of the depression of the thermocline, whereas surface warming is dominated by the zonal advection of SST.

During La Niña and moderate-weak El Niño cruises, some similarities were observed. In general, the thermocline was usually around 50 m deep, with a WWV of around $1 \times 10^{13} \text{ m}^3$ and ocean heat content around 100 kJ cm^{-2} . Thermal structure differences within this time period were minor, but not insignificant. The February-March

2002 cruise is interesting since it evidenced the typical boreal winter cooling and shoaling of the upper layer (SST <26.5°C and Z_{20} <50 m) and the consequent decrease in WWV (<0.8 x 10¹³ m³) and ocean heat content (50 kJ cm⁻²) just before the onset of the warm anomalies in the Panama Bight. During the September 2002 cruise, the central equatorial Pacific was in the mature phase of El Niño (ONI = 1.1°C) but, in the Panama Bight, SST and Z_{20} remained relatively normal; SST anomalies and SLA peaked months later (Fig. 4). The 2004/05 El Niño was considered to be a weak event, explaining why the Panama Bight remained unaltered. All expeditions clearly followed the WWV recharge (storage) and discharge (purge) oscillatory pattern described by *Meinen and McPhaden* [2000] from combined hydrographic and moored (Tropical Atmosphere and Ocean, TAO) temperature measurements. The May and November 1997 cruises provide evidence of the rapid, intense charge, and the May and October 1998 cruises offer proof of the continuous discharge. The cruises following La Niña suggest some tendency to a new recharge of WWV (Fig. 6c). This oscillatory pattern in the Panama Bight agrees with the eastern equatorial Pacific pattern previously described (Fig. 1, bottom panel).

WWV changes in the Panama Bight from linear regression analysis between Z_{20} and ADT

To estimate interannual changes in global upper ocean heat content, *White and Tai* [1995] computed a linear regression between monthly anomalies of XBT heat storage in the upper 400 m and TOPEX dynamic height anomalies for the 1993-1994 period. As expected from the physical dependence of absolute dynamic topography (ADT) upon steric height in the upper ocean [*Sverdrup et al.*, 1942], the authors found a good correlation between these variables (0.5-0.8 over the global ocean). This technique was further improved by *Willis et al.* [2003, 2004], allowing the production of nine-year time series of large-scale interannual variability in heat content, steric height, and temperature for a region in the southwestern Pacific. Since changes in the ocean heat content affect the sea surface height (SSH), it is also possible to use satellite altimetry measurements to track WWV changes. *Meinen* [2005] employed SSH anomalies from TOPEX/Poseidon and ERS satellites and hydrography to track WWV as it was exchanged between the equatorial Pacific Ocean and

the higher latitudes from 1993 to 2003; SSH and WWV in the tropical band (10°S - 5°N) of the eastern Pacific correlated very well.

In a similar manner, we used ADT from AVISO and the hydrographic data collected in the Panama Bight to calculate time series of Z_{20} and WWV from linear regression analysis. The high correlation coefficient between both datasets ($r=0.78$) allows an extension of the investigation of the behavior of Z_{20} and WWV in this region for times when no hydrographic *in situ* data exist, i.e., on annual and interannual time scales. The estimated annual cycle shows a very shallow thermocline (<30 m) during boreal winter and early spring followed by its deepening during the rest of the year with maximum Z_{20} (around 60 m) in early-autumn (Fig. 7a). Changes in WWV follow changes in Z_{20} (Fig. 7b) with minimum (maximum) values in boreal winter (autumn). This seasonality is consistent with the circulation pattern in the Panama Bight, which reverses from cyclonic in winter to anticyclonic in summer due to a shift of the northerly Panama wind jet to the south-westerly CHOCO wind jet, inducing a dome-shaped thermocline in winter and a bowl-shape in the summer and autumn [Rodríguez-Rubio *et al.*, 2003; Devis-Morales *et al.*, 2008]. In agreement with Z_{20} cruise observations (Fig. 6b), the estimated time series also confirms the deepening of the thermocline during El Niños and its shoaling during La Niñas, in turn, increasing and decreasing the WWV. However, positive Z_{20} and WWV anomalies varied within El Niño events, both in magnitude and duration. During the strong 1997/98 and moderate 2006/07 El Niños, the positive anomalies lasted the entire event, with maximum values at the peak of the warm anomalies. This was not the case of the moderate 2002/03 and weak 2004/05 events, during which the anomalies only lasted a few months; in the central Pacific, the duration of these El Niño events was much longer. Nevertheless, time series of WWV in the Panama Bight agreed well with TAO/PMEL Eastern equatorial Pacific WWV time series (compare Fig. 1b and 7b) but also underlined weaker-magnitude responses to La Niña and weak-moderate El Niños.

Influence of wind stress and Ekman pumping variations on El Niño evolution

The wind patterns in the tropics correspond essentially to a direct thermal circulation with intense convection, heavy rainfall, and low surface pressures over the regions with the highest sea surface temperatures, onto which the surface winds converge

[Philander, 1999]. In accordance with the seasonal variations of SST and surface pressure fields, the annual cycle of the surface atmospheric circulation is characterized by the position of the wind confluence and ITCZ closest to the equator in February and a northernmost latitude in September. The southerly (northerly) wind component increases from boreal winter to summer (from summer to winter), consistent with the displacement of the wind confluence. Over the eastern equatorial Pacific (east of 110°W), the cross-equatorial surface airflow from the Southern Hemisphere curves back from southeasterly (negative zonal wind stress) to southwesterly (positive zonal wind stress) due to the meridional pressure gradient, changing from divergence to convergence at about 5°N [Hastenrath, 2002]. These low-level tropical eastward winds, known as the CHOCO jet, are responsible for the monsoonal summer season over western Colombia [Poveda and Mesa, 2000]. The wind-stress forcing and Ekman pumping by the cross-equatorial surface winds (Philander and Pacanowski, 1981) result in a tongue of cold surface waters immediately to the south of the equator contrasting with much warmer surface temperature conditions to the north of the equatorial band.

East of 90°W, the north-equatorial zonal winds (averaged over 0°N-6°N) are predominantly westerlies (positive τ^x), being strongest in boreal summer (the CHOCO jet) and weakest in boreal winter (Fig. 8a), when the northerlies strengthen (the Panama jet). Therefore, downwelling (negative Ekman pumping velocities) increases from winter to summer, coincident with the convergence caused by the strengthening CHOCO jet, and then decreases from summer to winter when the eastward zonal winds weaken and the divergence and upwelling (positive Ekman pumping velocities) build up (Fig. 8b). On interannual time scales, it has been well documented that the onset of El Niño coincides with the weakening of the trade winds whereas, during La Niña, the zonal winds strengthen as was the case during the strong El Niño-La Niña events between 1997 and 2001 [Neelin et al., 1998; McPhaden, 1999; Zhang and McPhaden, 2006]. However, prior to the onset of the 2002/03 El Niño event, the wind did not weaken as expected and, to the contrary, zonal wind stress strengthened (Fig. 8a). Zhang and McPhaden [2006] described this local intensification of the trade winds over the eastern equatorial Pacific during the 2002/03 warm anomalies as the main mechanism opposing the tendency of remote wind forcing to

depress the thermocline. This may have contributed to the concentration of the large SST anomalies in the central Pacific, causing significant event-to-event differences in the eastern equatorial Pacific.

Time series of Ekman pumping anomalies versus zonal wind stress anomalies (Fig. 8c) and Ekman pumping anomalies versus zonal wind stress curl anomalies (Fig. 8d) illustrate the relative importance of the zonal wind stress term ($\beta\tau^x / f^2\rho$) over the wind stress curl term ($curl(\vec{\tau})_z / f\rho$) for the estimation of vertical velocities, providing a closer view of the event-to-event differences occurring within the region. On average, winds favor upwelling and, hence, a shoaling of the thermocline in late fall and winter, and downwelling during the rest of the year, thus impeding a propagation of warm anomalies towards the coast in the former period but facilitating it in the latter. The 2004/05 and 2006/07 El Niño events had started by mid-year in the central equatorial Pacific when the Panama Bight provided favorable conditions for eastward propagation of the events. Nevertheless, these lasted until the beginning of the following year when the thermocline shoaled towards its minimum depth, thus complicating the Kelvin wave's eastward propagation of the anomalies. Conversely, the 1997/98 and 2002/03 El Niños started in April when upwelling decreases and downwelling begins to strengthen in the Panama Bight, so any change in the zonal stratification could lead to changes in the propagation of the warm anomalies from the central equatorial Pacific to the Panama Bight, hence causing significant variations in the evolution of El Niño. The main difference between both events was the zonal wind stress, which was weak prior to and during the 1997/98 El Niño and relatively strong prior to and during the onset of the 2002/03 event. This abnormal strengthening of the zonal wind stress during the moderate El Niño led to anomalously strong upwelling velocities (Fig. 8c) and produced negative SSTA (-1°C) and SLA (-5 cm) within the region (Fig. 4). This could have retarded the beginning of the warm anomalies in the Panama Bight (note the three-month lag between SSTA in the central Pacific and the Panama Bight in Fig. 4). This slowing down of eastward-propagating SSTA could also be responsible for the reduction of the warm anomalies in the eastern-most extreme, since the Panama Bight's SSTA were half those in the central equatorial Pacific.

It has been extensively demonstrated that, during El Niño events, westerly wind anomalies excite downwelling Kelvin waves, which propagate within the equatorial thermocline into the eastern Pacific, suppressing the thermocline and causing SST to rise, providing a development mechanism for ENSO SST warming [Wang, 2002]. However, the amplitude of the Kelvin pulse depends on the wind forcing that the wave encounters as it propagates from the formation point to where it is observed [Gill and Clarke, 1974]. Boyd [1980] showed that, for Kelvin waves involved in El Niño, non-linear effects distort its shape and speed leading to an eventual breaking before reaching the coast of South America. The steepening and eventual breaking of a Kelvin wave front has been related to zonally varying stratification (e.g., changes of the thermocline shape from dome to bowl in the Panama Bight from March to September), which can produce substantial changes in the mass flux of a Kelvin wave front. For weaker equatorial waves, non-linearity may increase several-fold due to the shoaling of the thermocline as it decreases from 180 m to 20 m, going from west to east [Long and Chang, 1990]. Therefore, increased upwelling in the eastern equatorial Pacific during the moderate 2002/03 El Niño changed the stratification from west to east, possibly explaining why the anomalies did not propagate towards the Panama Bight during the initial stage of the warm conditions.

Summary and Conclusions

The goal of this study was to describe how the Panama Bight responded to ENSO events of different strengths occurring between 1997 and 2007 by means of the analysis of high-resolution satellite and *in situ* data. SST and sea level changes in the central equatorial Pacific basin were consistent with previous studies of El Niño-La Niña. However, the evolution of the anomalies during moderate and weak El Niños led to significant event-to-event variations in the upper layer structure of the eastern equatorial Pacific. For instance, satellite observations showed that, during the strong 1997/98 and moderate 2006/07 El Niño conditions, SSTA and SLA were of similar magnitudes in the central equatorial Pacific and in the Panama Bight but, during the moderate 2002/03 and weak 2004/05 warm periods, the oceanic anomalies in the central Pacific doubled the anomalies in the Panama Bight. *In situ* data confirmed these results and showed that only the 1997/98 El Niño

caused significant changes in SST, Z_{20} , WWV, and OHC, whereas, during La Niña and moderate-weak El Niños, these parameters remained relatively unaltered (SST $\sim 27^\circ\text{C}$, $Z_{20} \sim 50$ m; WWV $\sim 1 \times 10^{13}$ m³; OHC ~ 100 kJ cm⁻²). This distinct response was explained by observing wind changes in the eastern equatorial Pacific during individual El Niño events.

Prior to the strong 1997/98 El Niño, westerlies (easterlies) in the western (eastern) half of the equatorial Pacific were strong (weak), leading to the strengthening of the warm anomalies in the bight. In contrast, prior to the moderate 2002/03 El Niño, the easterlies were relatively strong in the eastern equatorial Pacific, favoring positive Ekman pumping velocities (Ekman suction), thus impeding the warm anomalies from propagating towards the eastern-most extreme. This confirms previous results by *Zhang and McPhaden* [2006, 2008] of wind stress variations inducing SST anomalies in the eastern equatorial Pacific on ENSO timescales. During the weak 2004/05 and moderate 2006/07 El Niño events, winds were relatively normal in the equatorial Pacific and the onset of the warm anomalies coincided with the downwelling period in the Panama Bight. Thus, the warm anomalies propagated efficiently towards the South American coast. Nevertheless, the strength of the weak event was not enough to produce significant thermal changes within the region.

This study confirms that the estimation of Z_{20} and WWV from linear regression analysis between *in situ* hydrographic data and ADT from satellite observations is a useful method for monitoring interannual anomalies of WWV in the Panama Bight. This is particularly important since direct measurements east of 95°W are scarce. The seasonal cycles of Z_{20} and WWV in the Panama Bight illustrate the typical shallowing of the thermocline in boreal winter and early spring due to the Panama jet cyclonic gyre and its deepening during summer and autumn due to the CHOCO jet anticyclonic circulation. This estimation also confirmed the recharge oscillatory pattern proposed by *Jin* [1997], with larger positive anomalies during the strong El Niño event and its rapid discharge towards La Niña conditions (negative WWV anomalies). The amplitude of WWV anomalies were found to be linearly related to the amplitude of the ONI, with larger (small) WWV anomalies during strong (weak) El Niño events. However, the duration of the anomalies did differ; during the 2002/03 and 204/05 moderate and weak events, the anomalies only lasted a few months, whereas, during the 1997/98 and 2006/07 events, the WWV anomalies lasted the entire event.

Acknowledgments

This work was supported by the DAAD scholarship program and the oceanographic research center, COPAS, of the Universidad de Concepción, Chile. Hydrographic data kindly supplied by the Centro Control Contaminación del Pacífico (CCCP, DIMAR).

References

- Boyd, J.P. (1980), The nonlinear equatorial Kelvin wave, *J. Phys. Oceanogr.*, 10:37632.
- Cane, M.A., and S.E. Zebiak (1985), A theory for El Niño and the Southern Oscillation, *Science*, 228, 1085-1087, doi: 10.1126/science.228.4703.1085.
- Delcroix T., J.P. Boulanger, F. Masia and C. Menkes (1994), GEOSAT-derived sea level and surface-current anomalies in the equatorial Pacific, during the 1986-1989 El Niño and La Niña, *J. Geophys. Res.*, 99, 25093-25107.
- Devis-Morales, A., W. Schneider, R.A. Montoya-Sanchez and E. Rodríguez-Rubio (2008), Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20607, doi:10.1029/2008GL035172.
- Giese, B.S., and D.E. Harrison (1990), Aspects of the Kelvin wave response to episodic wind forcing, *J. Geophys. Res.*, 95(C5), 7289–7312.
- Gill, A. E., and A.J. Clarke (1974), Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes, *Deep-Sea Res.*, 21, 325–345.
- Hasegawa, T., and K. Hanawa (2003), Heat content variability related to ENSO events in the Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 407–421, doi: 10.1175/1520-0485
- Hasegawa, T., T. Horii, and K. Hanawa (2006), Two different features of discharge of equatorial upper ocean heat content related to El Niño events, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02609, doi:10.1029/2005GL024832.
- Hastenrath, S. (2002), The Intertropical Convergence Zone of the eastern Pacific revisited, *Int. J. Climatol.* 22: 347–356.
- Jin, F.F. (1997), An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model, *J. Atmos. Sci.*, 54, 811-829.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, Roy Jenne, and D. Joseph (1996), The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.
- Kessler, W. S. (1990), Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 95, 5183 – 5217.
- Kessler, W. S. (2002a), Is ENSO a cycle or a series of events? *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2125, doi: 10.1029/2002GL015924
- Kessler, W.S. (2002b), Mean three-dimensional circulation in the Northeastern tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2457–2471.
- Large, W., and S. Pond (1981), Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324-336, doi: 10.1175/1520-0485.
- Long, B., and P. Chang (1990), Propagation of an equatorial Kelvin wave in a varying thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1826–1841.

- McPhaden, M. J. (1999), Genesis and evolution of the 1997–98 El Niño, *Science*, 283, 950–954.
- McPhaden, M. J., and X. Yu (1999), Equatorial waves and the 1997–98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2961–2964.
- McPhaden, M. J. (2003), Tropical Pacific Ocean heat content variations and ENSO persistence barriers, *Geophys. Res. Lett.*, 30(9), 1480, doi:10.1029/2003GL016872.
- Meinen, C. S. and M. J. McPhaden (2000), Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña, *J. Climate*, 13, 3551–3559.
- Meinen, C.S. (2005), Meridional extent and interannual variability of the Pacific Ocean tropical–subtropical warm water exchange, *J. Phys. Oceanogr.*, 35, 323–335, doi: 10.1175/JPO-2694.1.
- Neelin, J. D., Battisti, D. S., Hirst, A. C., Jin, F. F., Wakata, Y., Yamagata, T., and S. E. Zebiak (1998), ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 103, 14 262 – 14 290.
- Poveda, G., and O. J. Mesa (2000), On the existence of Lloró (the rainiest locality on earth): Enhanced ocean–land–atmosphere interaction by a low-level jet, *Geophys. Res. Lett.*, 27(11), 1675–1678.
- Philander S.G.H., and R.C. Pacanowski (1981), The oceanic response to cross-equatorial winds (with application to coastal upwelling in low latitudes), *Tellus*, 33: 201–210.
- Philander S.G.H. (1999), A review of tropical ocean–atmosphere interactions, *Tellus*, 51A–B, 71–90.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang (2002), An improved in situ and satellite SST analysis for climate, *J. Climate*, 15, 1609–1625.
- Rodríguez-Rubio, E., W. Schneider, and R. Abarca del Rio (2003), On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea-surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 30(7), 1410, doi:10.1029/2002GL016794.
- SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products, 2007, CLS-DOS-NT-06.034, Version: 11 July 2007, France, 50 pp.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson and R.H. Fleming, (1942), *The Oceans, Their Physics, Chemistry, and General Biology*, Prentice Hall, New York, 1087 pp.
- Wang, C. (2002), Atmospheric circulation cells associated with the El Niño–Southern Oscillation, *J. Climate*, 15:399–419.
- White and C.K. Tai (1995), Inferring interannual changes in global upper ocean heat storage from TOPEX altimetry, *J. Geophys. Res.*, 100 pp. 24943–24954.
- Willis, J. K., D. Roemmich, and B. Cornuelle (2003), Combining altimetric height with broadscale profile data to estimate steric height, heat storage, subsurface temperature, and sea-surface temperature variability, *J. Geophys. Res.*, 108, 3292.
- Willis, J. K., D. Roemmich, and B. Cornuelle (2004), Interannual variability in upper ocean heat content, temperature, and thermocline expansion on global scales, *J. Geophys. Res.*, 109, C12036, doi: 10.1029/2003JC002260c.
- Wyrtki, K. (1985), Water displacements in the Pacific and genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.*, 90(C4), 7129–7132.
- Zhang, X., and M. J. McPhaden (2006), Wind stress variations and interannual sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific, *J. Climate*, 19, 226–241.

Zhang, X., and M. J. McPhaden (2008), Eastern equatorial Pacific forcing of ENSO sea surface temperature anomalies, *J. Climate*, 21 (22), 6070–6079. Doi: 10.1175/2008JCLI2422.1

Zebiak, S. E. (1989), Oceanic heat content variability and El Niño cycles, *J. Phys. Oceanogr.*, 19, 475–486, doi:10.1175/1520-485

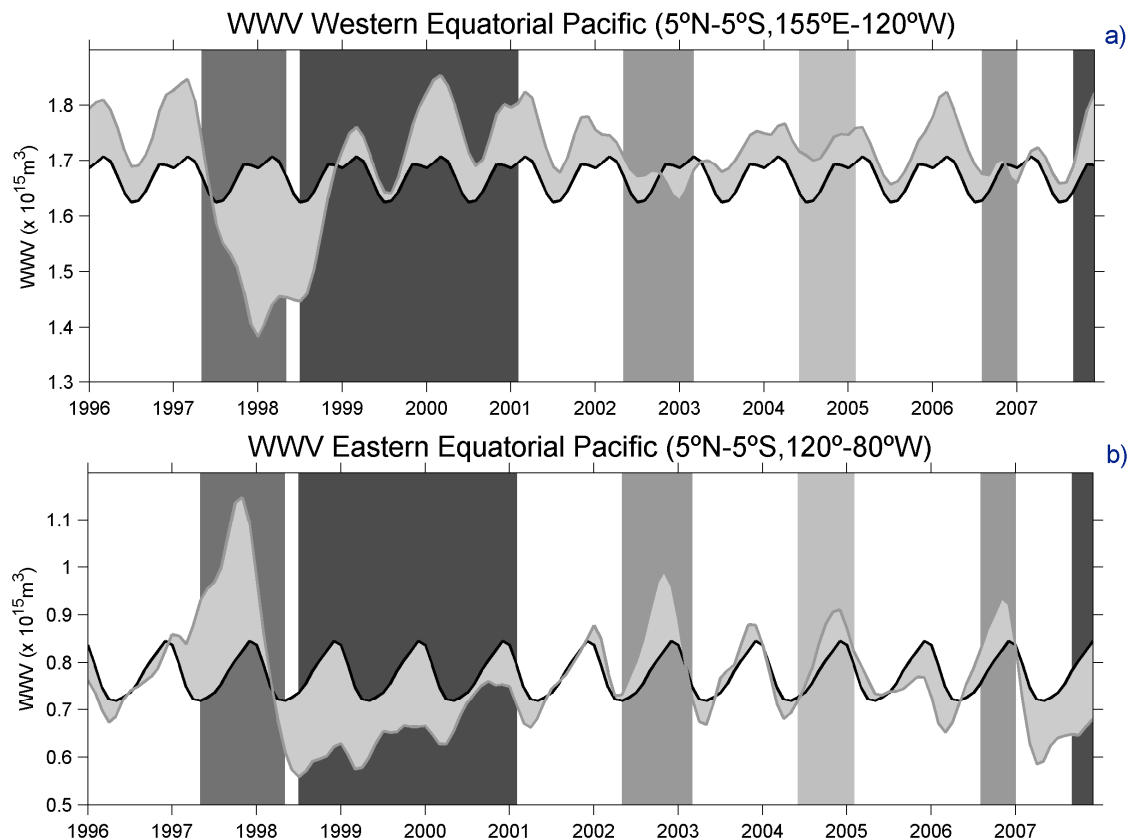


Figure 1. Oceanic preconditioning for ENSO. Warm water volume changes in a) the western (155°W-120°E, 5°N-5°S, top panel) and b) eastern (80°-155°W, 5°N-5°S, lower panel) halves of the equatorial Pacific from 1996 to 2007. The black curve represents the climatology and the grey curve shows the observed changes in WWV. The Oceanic Niño Index (ONI) is shown as an indicator of ENSO events. Grey shades represent the duration of El Niño (La Niña) events within this time period. The darkest grey represents La Niña conditions; major (weak) El Niño events are represented by the darker (lighter) grey-scale. WWV is estimated and distributed by the TAO Project Office of NOAA/PMEL (<http://www.pmel.noaa.gov/tao/elnino/wwv>). ONI is obtained from the Climate Prediction Center Team of NOAA.

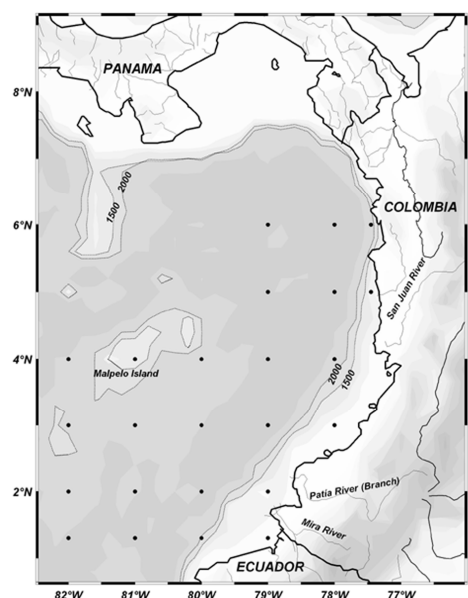
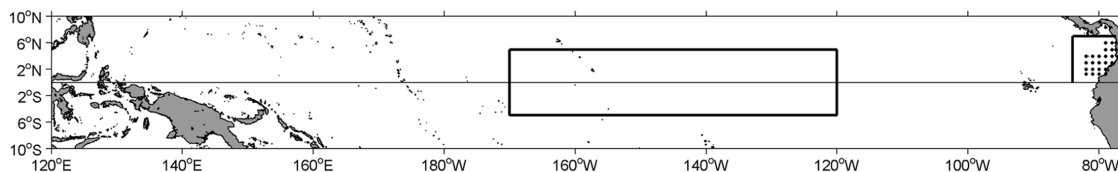


Figure 2. Study area and data distribution. Boxes in the top panel represent the central equatorial Pacific (170°-120°W; 5°N-5°S) and the Panama Bight (84°W to the coast, 1.5°-7°N) oceanic regions. Main topographic and bathymetric details and location of oceanographic stations used in the analysis of Z_{20} , WWV, and OHC in the Panama Bight are shown in the lower panel. Dark shades represent deepest depths and highest elevations, respectively. The 1500 and 2000-m bathymetric contours are indicated as dotted lines. The main rivers are also shown.

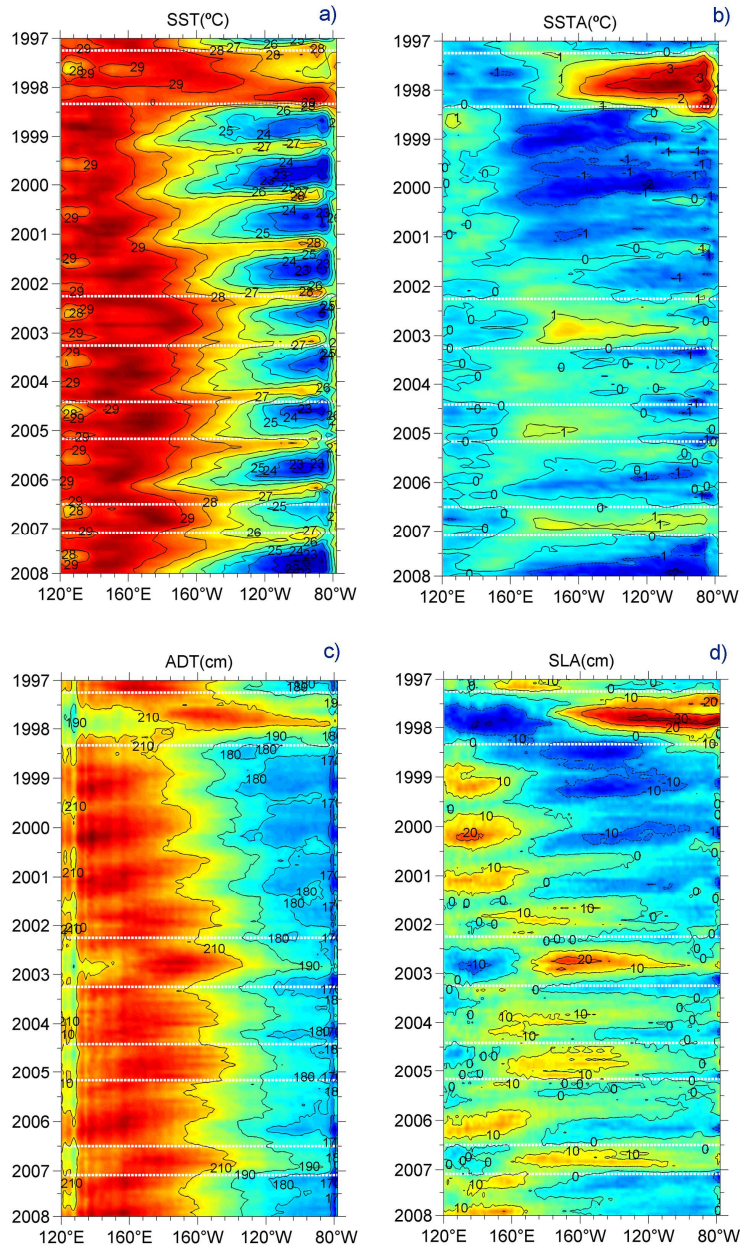


Figure 3. ENSO oceanic evolution. Equatorial Pacific Ocean time-longitude plots of: a) SST (°C, upper left), b) SST anomalies (°C, upper right), c) absolute dynamic topography (cm, lower left), and d) sea level anomalies (cm, lower right) from January 1997 to December 2007. Sections are averaged between 5°N and 5°S. Reynolds SST data source is from NOAA. Ocean surface height datasets are from AVISO. Dotted-white lines represent the beginning and ending of El Niño periods of different strengths: 04/1997 to 05/1998 (strong), 04/2002 to 04/2003 (moderate), 06/2004 to 03/2005 (weak) and 07/2006 to 02/2007 (moderate).

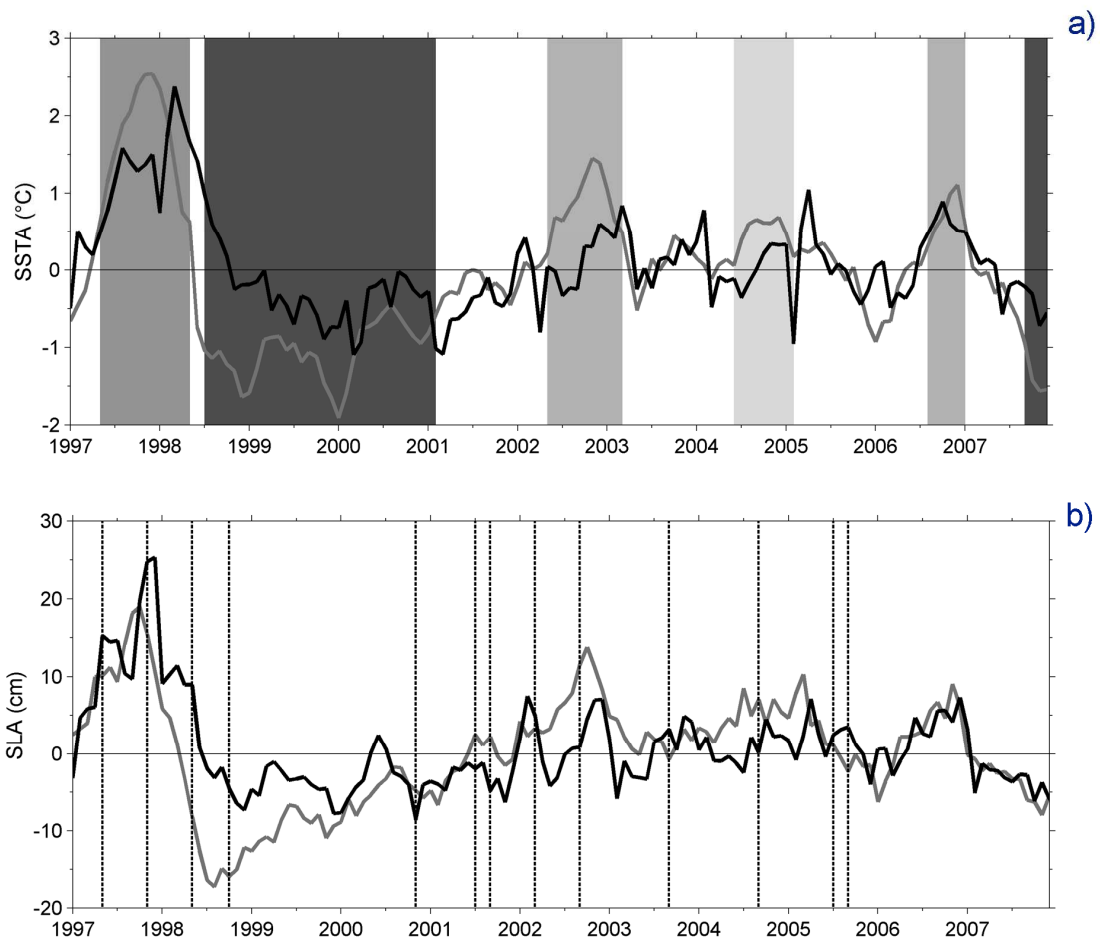


Figure 4. ENSO oceanic response in the central equatorial Pacific and in the Panama Bight. Time series of a) SST anomalies (SSTA, in °C) and b) sea level anomalies (SLA, in cm) for the central equatorial Pacific (120°-170°W, 5°N-5°S, grey curve) and the Panama Bight (1.5°-6.5°N, 77.5°-83.5°W, black curve). Dates of the 13 oceanographic cruises used in the present paper are included as dotted-lines in the bottom panel. ONI is shown as an indicator of ENSO events as in Figure 1. SST data are available at the NCEP/NOAA Web page. SLA data are distributed by AVISO.

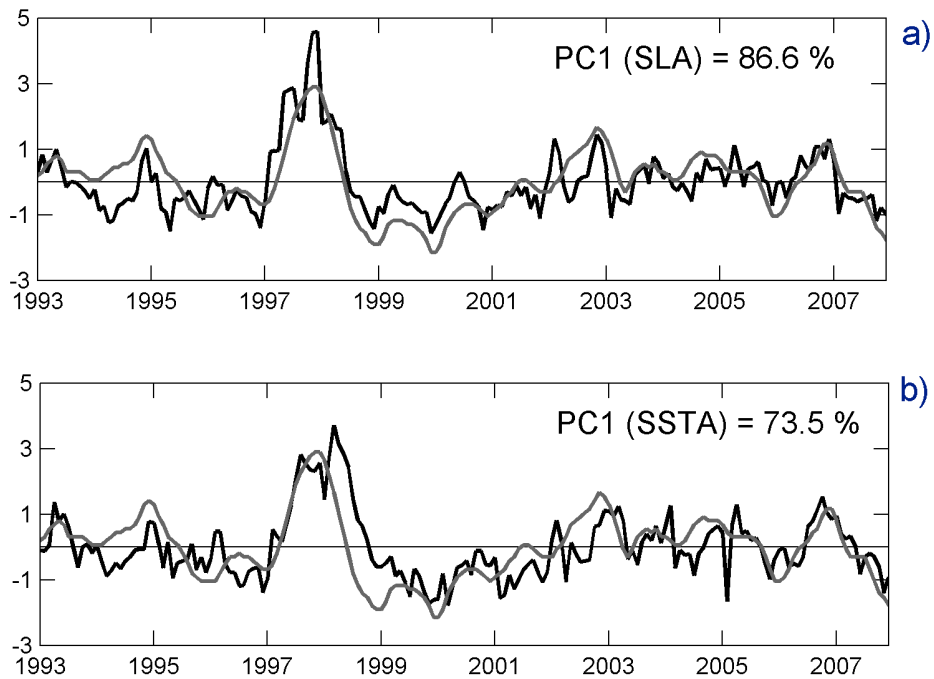


Figure 5. ENSO mode. First principal component (PC1) time series of Panama Bight a) SLA and b) SST anomalies (SSTA) are plotted in black. The standardized Oceanic Niño Index (ONI) is plotted in grey for comparison. The corresponding percentage of variance explained by PC1 is depicted in the upper right corner of each panel.

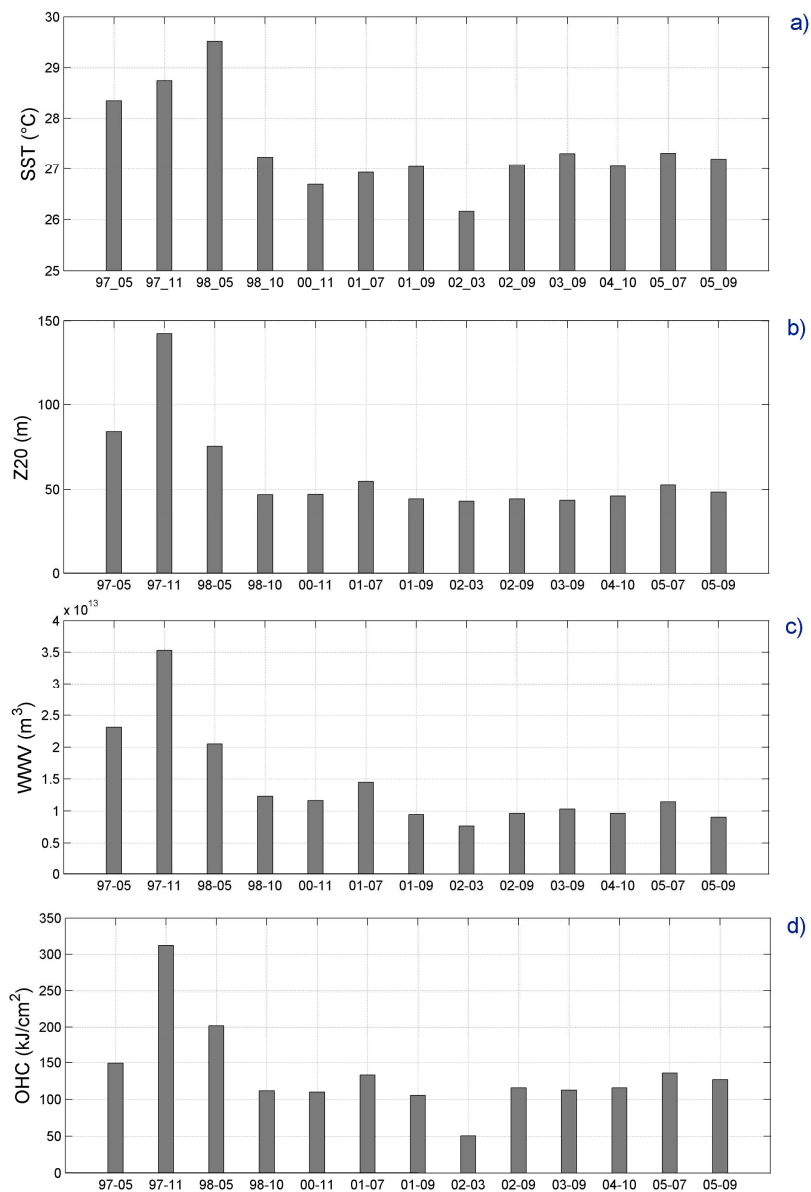


Figure 6. Panama Bight response to ENSO. Bar-plots of mean a) SST (°C), b) mean depth of the 20°C isotherm (Z_{20} , m), c) mean warm water volume (WWV, m³), and d) mean ocean heat content (OHC, J m⁻²) above Z_{20} estimated from the same 24 hydrographic stations collected during 13 oceanographic cruises in the Panama Bight by the Colombian Navy (see Fig. 2 for station locations). The dates when the cruises took place are written below each panel.

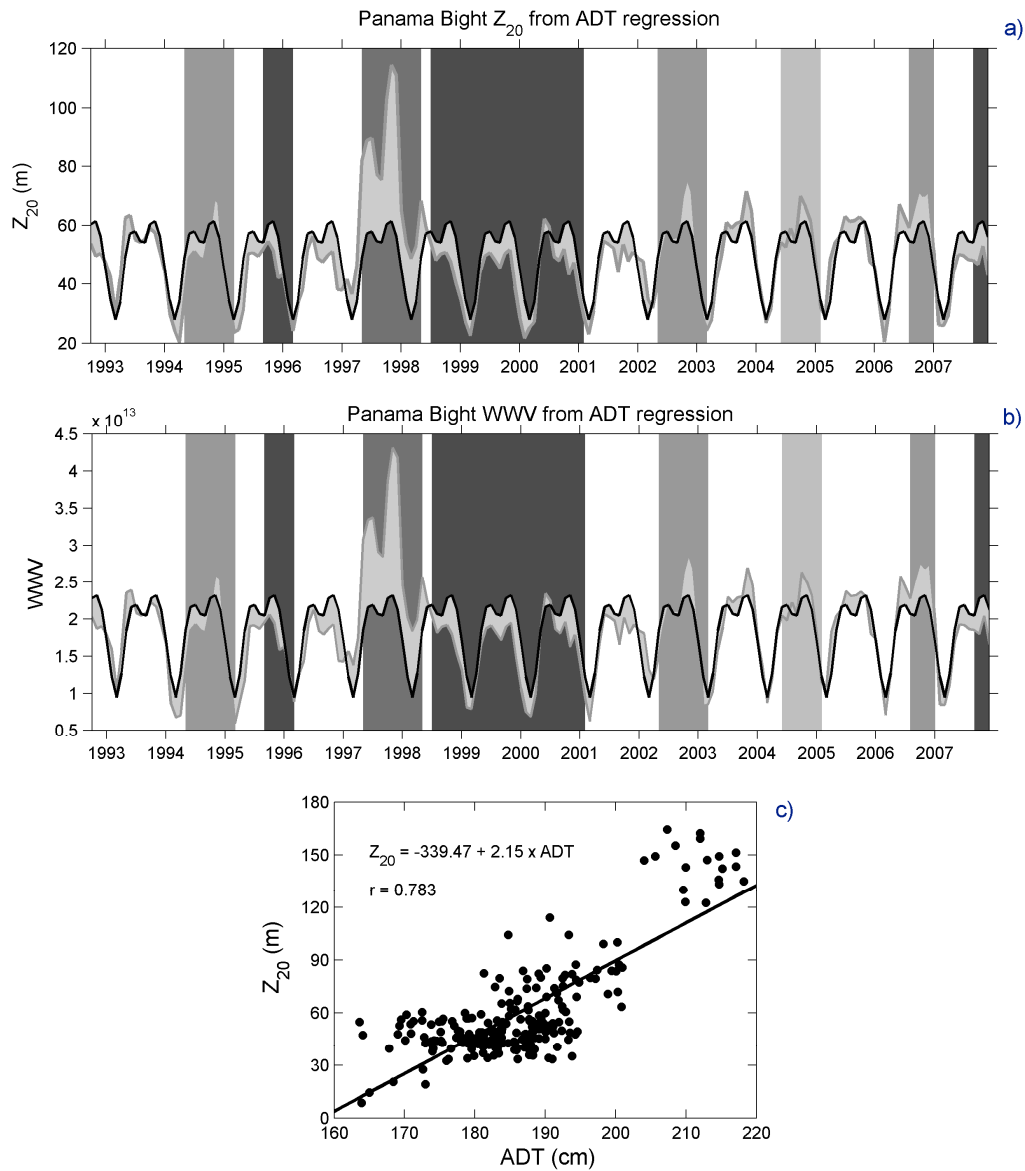


Figure 7. Thermocline depth and WWV in the Panama Bight from linear regression analysis. a) Z_{20} (m) and b) WWV ($\times 10^{13} \text{ m}^3$) time series calculated from the linear regression between *in situ* hydrographic data and satellite sea level height, as shown in c). The grey curve shows the interannual variability and the black curve represents the estimated climatology. The linear regression analysis coefficients and the linear correlation coefficient (r) are depicted in the upper left corner of the bottom panel. Dots represent the 24 stations of the 13 hydrographic expeditions. ONI in the middle panel is as in Figure 1.

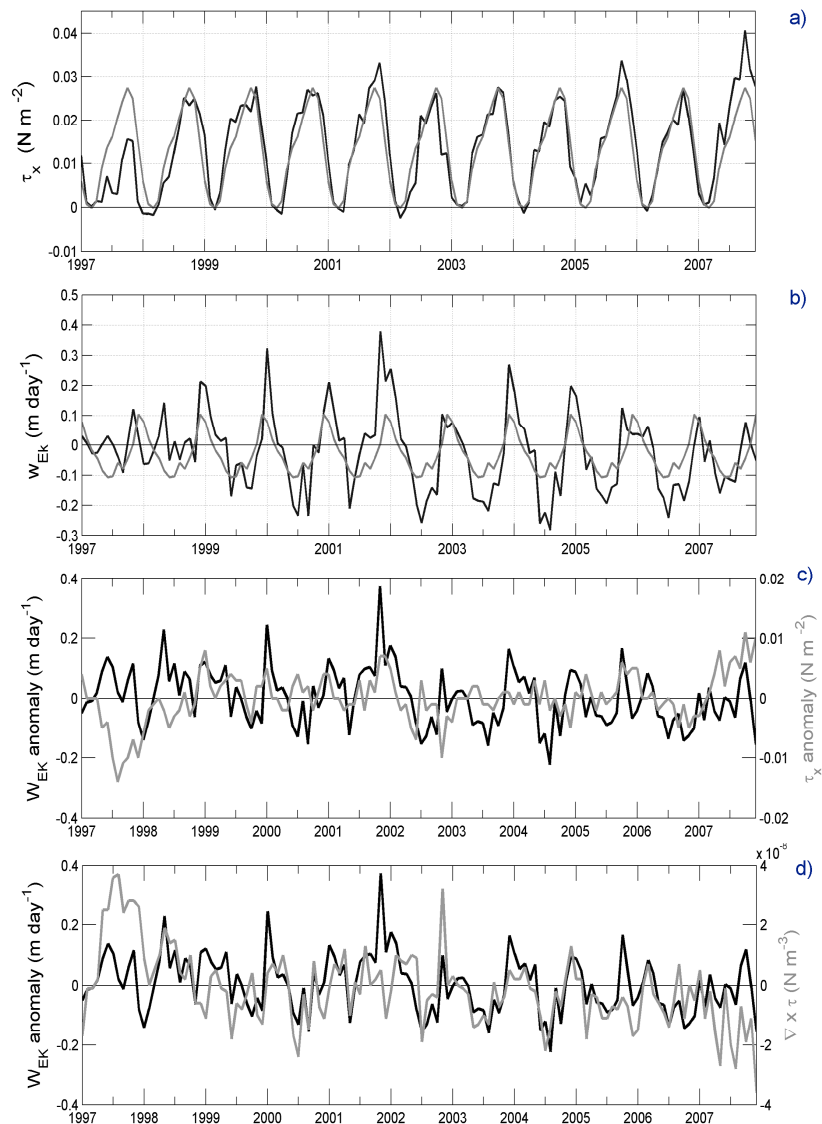


Figure 8. Zonal wind stress influence on vertical velocities. Time-series averaged over $0^\circ - 6^\circ\text{N}$ and $90^\circ - 77^\circ\text{W}$ of monthly observations (grey curve) and the monthly climatological mean based on the 1980 to 2007 period (black curve) of: a) zonal wind stress (τ_x , in N m^{-2}), and b) Ekman pumping on the β -plane (W_{EK} , in m day^{-1}). Observations are from January 1997 to December 2007. Negative (positive) τ_x indicates westward (eastward) zonal winds; Negative (positive) Ekman pumping velocities indicate downward (upward) vertical advection. The difference between the observations and the climatological mean is plotted in the anomaly time series of c) Ekman pumping (black curve) vs. zonal wind stress (grey curve), and d) Ekman pumping (black curve) vs. wind stress curl (in N m^{-3} , grey curve). Data source is from NCEP Reanalysis-1.

4. 3. Resumen

Se realizó primero la descripción de la variabilidad interanual de las variables océano-atmosféricas en el Panama Bight a partir de EOFs, PCs y ondeletas corroborando que la variabilidad interanual es debido a eventos El Niño y La Niña (modo ENOS). Luego, se estudio la respuesta de esta región a las anomalías interanuales a partir de mediciones hidrográficas *in situ* recolectadas durante 13 expediciones oceanográficas realizadas en la CPC entre 1997 y 2005. Las principales conclusiones de este trabajo son:

1. La variabilidad de TSM y nivel del mar confirma que el principal modo de variabilidad oceánica en el Pacífico ecuatorial oriental es debido a los eventos ENOS. Sin embargo, la propagación de las anomalías cálidas hacia el este, típicas de El Niño, variaron de evento a evento. Antes del inicio de El Niño 1997/98 (intenso), el WWV en el Pacífico oeste estuvo relativamente alto ($1,84 \times 10^{15} \text{ m}^3$) y los vientos del oeste (del este) en el Pacífico oeste (este) estuvieron más intensos (débiles) lo que conllevó al fortalecimiento de las anomalías cálidas. Por el contrario, meses antes de la etapa inicial del evento El Niño 2002/03 (moderado), los vientos alisios en el Pacífico ecuatorial oriental fueron relativamente más intensos que el promedio climatológico, lo que favoreció el fortalecimiento de las surgencias, retardando la propagación de las anomalías hacia las costas de Suramérica. Estos resultados confirman las conclusiones de Zhang & McPhaden (2006, 2008), quienes muestran que variaciones interanuales del esfuerzo del viento zonal causan anomalías de TSM en el Pacífico ecuatorial oriental. Durante los eventos El Niño 2004/05 y 2006/07 (débil y moderado) los vientos fueron relativamente normales y el inicio de las anomalías se dan en los meses de verano, cuando el Panama Bight se encuentra en un periodo de convergencia y hundimiento de la capa superficial, lo que favoreció la propagación de las anomalías cálidas hacia el esta región mediante ondas ecuatoriales Kelvin de hundimiento; sin embargo, estos eventos no fueron lo suficientemente intensos como para producir cambios significativos en la estructura termohalina en la región.

2. Este estudio demostró que la regresión lineal entre mediciones de Z_{20} de cruceros oceanográficos y ADT de AVISO es un método muy eficaz para monitorear las anomalías interanuales en el Pacífico ecuatorial oriental. Esto es particularmente importante ya que no se cuenta con suficientes observaciones directas de las variables oceánicas al este de 95° W , donde se ubica la última sección de boyas TAO/EPIC.

5. VARIABILIDAD DE TEMPERATURA Y SALINIDAD EN LA ESTACIÓN COSTERA DE TUMACO

Después de entender las variaciones estacionales e interanuales de variables océano-atmosféricas la región del Panama Bight es interesante observar si la región costera al sureste de la cuenca responde a la dinámica de los remolinos de mesoescala (efecto de los *jets* de viento) o si tiene una dinámica propia debida a los procesos de interacción mar-aire-tierra locales. En esta sección se utilizaron observaciones de temperatura y salinidad hasta 80 m de profundidad de una estación (2° N, 78,5°W) ubicada a 10 millas náuticas (18,5 km) de la costa (bahía de Tumaco), en el suroccidente colombiano. Estas observaciones de la capa superficial del océano realizadas entre julio 1999 y diciembre 2003 fueron analizadas con respecto a las variaciones locales del viento QuikSCAT. Análisis de componentes principales (PCs) y de ondeletas se utilizaron para identificar los principales modos de variabilidad determinantes en esta región litoral.

5.1 Particularidades del área de estudio

La bahía de Tumaco (**Figura 1, panel derecho**) ubicada en el extremo sur del Pacífico colombiano se encuentra enmarcada en una región lluviosa que incluye zonas de bosque pluvial premontano y bosque pluvial tropical. Por presentar las menores variaciones de temperatura ambiente, Tumaco cuenta con condiciones climáticas favorables para sus pobladores y el desarrollo de la agricultura. Registra, además, una alta humedad cuyo promedio anual es superior al 86%, presentando un cielo muy nublado y pocas horas de brillo solar durante la mayor parte del año. Sus principales afluentes, los ríos Mira y Patía recorren amplias llanuras trayendo consigo una gran carga de sedimentos provenientes de la cordillera Occidental de los Andes, y formando múltiples brazos que originan deltas en las zonas del intermareal. Estos ríos poseen amplias llanuras de inundación, sus cauces son meándricos y presentan deltas redondeados con desembocaduras de sus cauces y esteros típicamente estuarinos (Tejada *et al.*, 2003).

El río Mira desemboca al sur de la bahía de Tumaco a través de un delta de aproximadamente 20 km. El caudal aproximado de este afluente es de $839 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \pm 213$, dentro de una cuenca de $4,8 \times 10^3 \text{ km}^2$ y una precipitación media (en el extremo sur de la bahía) de 5546 mm año^{-1} (Tejada, 2002). Los periodos de mayor caudal ($\sim 1000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) son de octubre a enero y durante abril y mayo mientras que los meses de menor caudal ($\sim 600 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) ocurren de julio a septiembre (Tejada *et al.*, 2003). Ubicado al norte de la bahía de Tumaco el río Patía tiene una longitud de 360 km y su hoya hidrográfica cubre una extensión cercana a los $24 \times 10^3 \text{ km}^2$. Su desembocadura forma un delta de más de 500 km^2 y cuenta con la cuenca más grande de los ríos colombianos que vierten sus aguas al océano Pacífico, cubriendo un área de $23,7 \times 10^3 \text{ km}^2$, con un caudal de $300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y una precipitación media (en el extremo norte de la bahía) de 2821 mm año^{-1} (Restrepo & Kjerfue, 2000).

La climatología de la precipitación calculada a partir de registros históricos recopilados entre 1958 y 2003 en la estación meteorológica ubicada en la bahía de Tumaco (ver ubicación en la **Figura 1b**) muestra una época húmeda (diciembre a junio) que registra un acumulado de precipitación mayor que 200 mm mes^{-1} , siendo abril y mayo los meses que presentan mayor pluviosidad ($\sim 300 \text{ mm mes}^{-1}$). En julio, el área se somete a una época de transición de húmeda a seca en la que las lluvias disminuyen paulatinamente alcanzando valores alrededor de 150 mm mes^{-1} . La época más seca ocurre entre agosto y noviembre, con promedios alrededor de 100 mm mes^{-1} seguida por una transición de seco a húmedo, donde las lluvias vuelven a aumentar gradualmente (**Figura 14**). Este ciclo anual es determinado principalmente por la migración meridional de la ZCIT, la cual avanza de octubre a febrero hacia su posición más austral ($\sim 1^\circ \text{ N}$), cubriendo el área de estudio con abundantes lluvias y luego está ausente durante el segundo semestre, cuando la ZCIT se desplaza hacia su posición más septentrional ($\sim 15^\circ \text{ N}$) y las precipitaciones en la parte sur de la CPC se reducen mientras que en el norte de la cuenca aumentan. Sin embargo, durante el periodo de estudio (1999 a 2003) procesos de interacción océano-atmosféricos interanuales modificaron el régimen de lluvias en la región, causando variaciones significativas. Durante La Niña, ocurrida entre 1999 y 2001, la lluvia caída en la región costera de Tumaco se caracterizó por valores relativamente bajos ($\sim 2000 \text{ mm año}^{-1}$),

mientras que durante El Niño ocurrido en 2002/03 se observaron incrementos significativos ($\sim 3000 \text{ mm año}^{-1}$), con respecto al promedio anual de $\sim 2300 \text{ mm año}^{-1}$.

Procesos de circulación de mesoescala también modifican las precipitaciones en la bahía de Tumaco. Las observaciones indican que durante el semestre lluvioso ocurre una reducción de la lluvia caída durante febrero y marzo ($\sim 250 \text{ mm mes}^{-1}$) coincidente con el periodo en que el *jet* de Panama (alisios del noreste) es más intenso favoreciendo la surgencia costera. Gu *et al.*, (2005) y Wijesekera *et al.*, (2005) evidenciaron una reducción (o supresión) de la convección atmosférica profunda debida a la presencia de aguas superficiales relativamente más frías relacionada con eventos de surgencia en el Pacífico ecuatorial oriental. Este proceso ha sido descrito como una doble ZCIT que ocurre en invierno y primavera boreal (Liu & Xie, 2002; Gu *et al.*, 2005). La banda de aguas superficiales frías coincidentes con el centro del domo de la termoclina está entonces asociada con la disminución de la precipitación en la región costera de Tumaco.

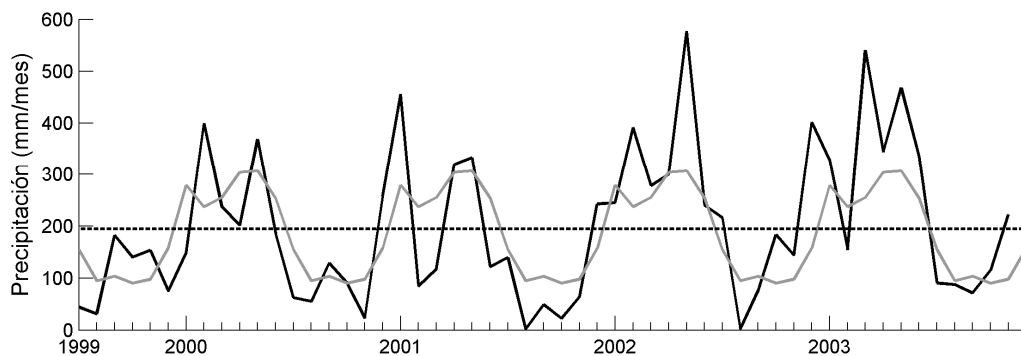


Figura 14. Serie temporal de precipitación caída (mm/mes) en la bahía de Tumaco entre julio 1999 y noviembre 2003. La estación meteorológica está ubicada en $1^{\circ}48'N$, $78^{\circ}46'W$. En línea gris se muestra el promedio mensual climatológico calculado a partir de registros históricos recopilados entre 1958 y 2003. En línea negra se muestran las observaciones mensuales y en línea punteada se muestra el promedio de todos los datos.

5.2 Variaciones estacionales del océano y la atmósfera en la estación Tumaco

Las variaciones en la precipitación (**Figura 14**) y consecuente aporte fluvial dadas por la migración anual de la ZCIT ocasionan variaciones en la salinidad superficial (SSM) en la bahía de Tumaco (**Figura 15**). Durante los meses en que la ZCIT migra hacia esta región costera (de octubre a febrero) aumentan las precipitaciones y disminuye la SSM ($<31,5$). Valores relativamente más altos ($>31,5$) de marzo a septiembre coinciden con la época en que la ZCIT migra hacia el norte ocasionando una reducción de las precipitaciones en la región. Sin embargo, las variaciones en la TSM no son tan drásticas como las variaciones en la salinidad dentro del ciclo anual ($\Delta S \sim 2$ y $\Delta T \sim 1^\circ\text{C}$) y durante el periodo de estudio ($\Delta S \sim 4,5$ y $\Delta T \sim 2,5^\circ\text{C}$). La TSM promedio es de 27°C observándose sólo desviaciones con respecto a este valor en febrero-marzo cuando disminuye ($26,5^\circ\text{C}$) y en mayo cuando la TSM aumenta ($27,5^\circ\text{C}$). Este ciclo anual de la TSM en Tumaco responde a la variación estacional del viento. El enfriamiento de la superficie del mar en invierno boreal coincide con la ocurrencia del *jet* de Panamá que ocasiona surgencias costeras, mientras que las aguas superficiales más cálidas observadas en verano coinciden con el fortalecimiento del jet CHOCO, cuando la temperatura ambiente aumenta y ocurre la convergencia de aguas debido al remolino anticiclónico que domina la región (**Figura 6**).

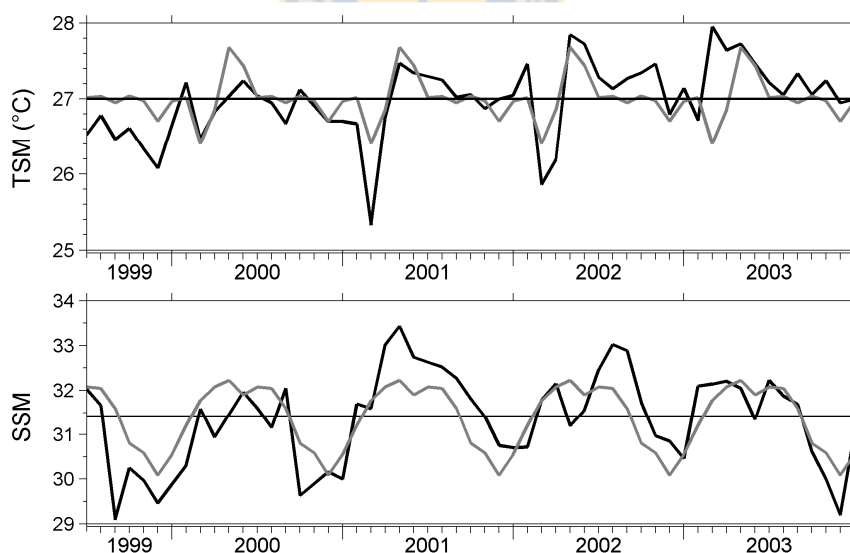


Figura 15. Serie temporal de temperatura superficial del mar (TSM) y salinidad superficial del mar (SSM) en la estación 5 ubicada a 18,5 km de la costa en la bahía de Tumaco. La curva negra representa las observaciones *in situ* y la curva gris es el promedio mensual calculado a partir de datos recopilados entre julio 1999 y diciembre 2003.

La respuesta de la termoclina (haloclina) a la dinámica de mesoescala puede ser más representativa que la respuesta de la superficie del mar debido a que excluye eventos transitorios y de menor energía. Perfiles de CTD realizados hasta los 80 m de profundidad en la estación 5, permitieron identificar un ciclo anual bien marcado por el ascenso de la termoclina (representado por las isoterms de 15° a 26°C) y la haloclina (isohalinas de 31 a 34,9) de noviembre a abril, que favorece la presencia de aguas más frías y salinas en los primeros 50 m de la columna de agua. El resto del año se caracteriza por el hundimiento de la capa de mezcla superficial ($T > 26^{\circ}\text{C}$; $S < 31$) y de la termoclina (haloclina) estacional (**Figura 16**). El ciclo anual de temperatura y salinidad en la capa superior calculado a partir de las observaciones *in situ* fue comparado con la climatología mensual del World Ocean Atlas (WOA05) para el punto de grilla más cercano a la estación 5 en la bahía de Tumaco (79,5°W, 2°N). Ambas fuentes de información mostraron en esencia el mismo patrón de variabilidad estacional; una termoclina (haloclina) ubicada en los primeros 40 m que desplaza la capa de mezcla durante principios del año seguido por su profundización el resto del año (**Figura 17**). Este patrón de variabilidad es explicado por el forzamiento del viento local y la dinámica de mesoescala. El ascenso de la termoclina (haloclina) en invierno es debido a la surgencia determinada por el rotor positivo del *jet* de Panamá mientras que su hundimiento en verano coincide con la ocurrencia de un giro anticiclónico del *jet* CHOCO que permite la advección de aguas superficiales más cálidas provenientes del norte y noroeste.

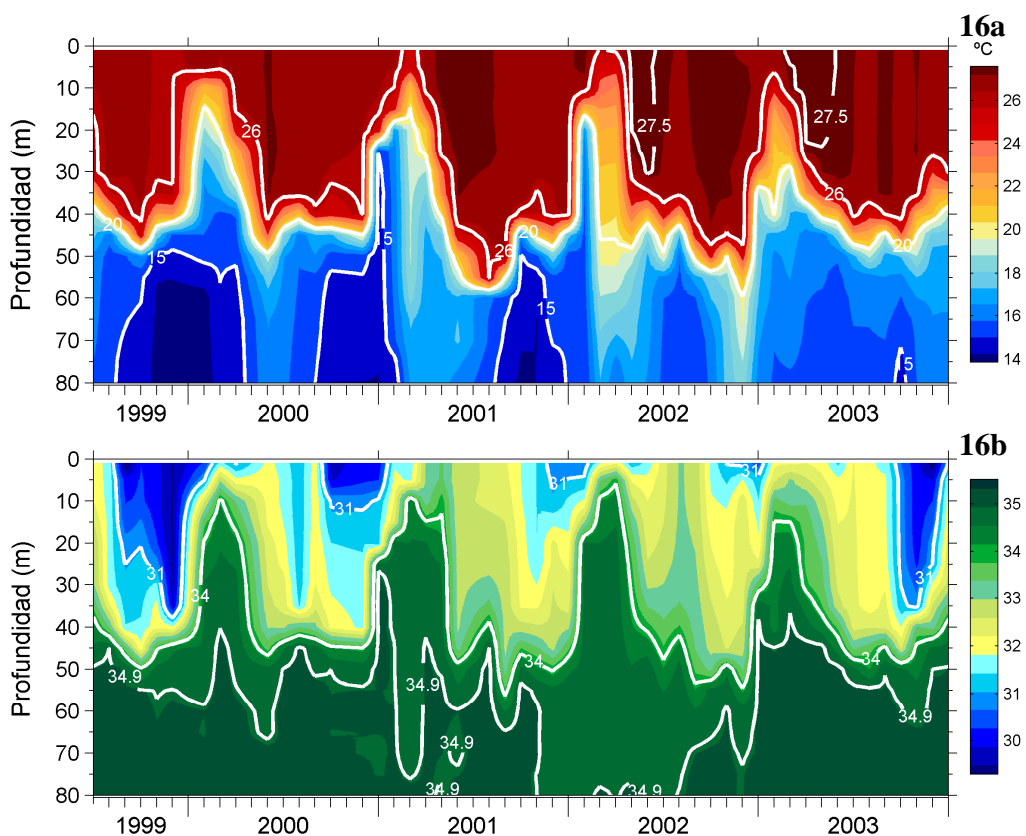


Figura 16. Perfiles de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad tomados con CTD hasta 80 m en la estación 5 ubicada a 10 millas náuticas de la costa de Tumaco. Los contornos de 26° y 20° C en la figura 16a indican la base de la capa de mezcla y la profundidad de la termoclina, respectivamente. Los contornos de 31 y 34 en salinidad (Figura 16b) indican la base superior e inferior de la haloclina.

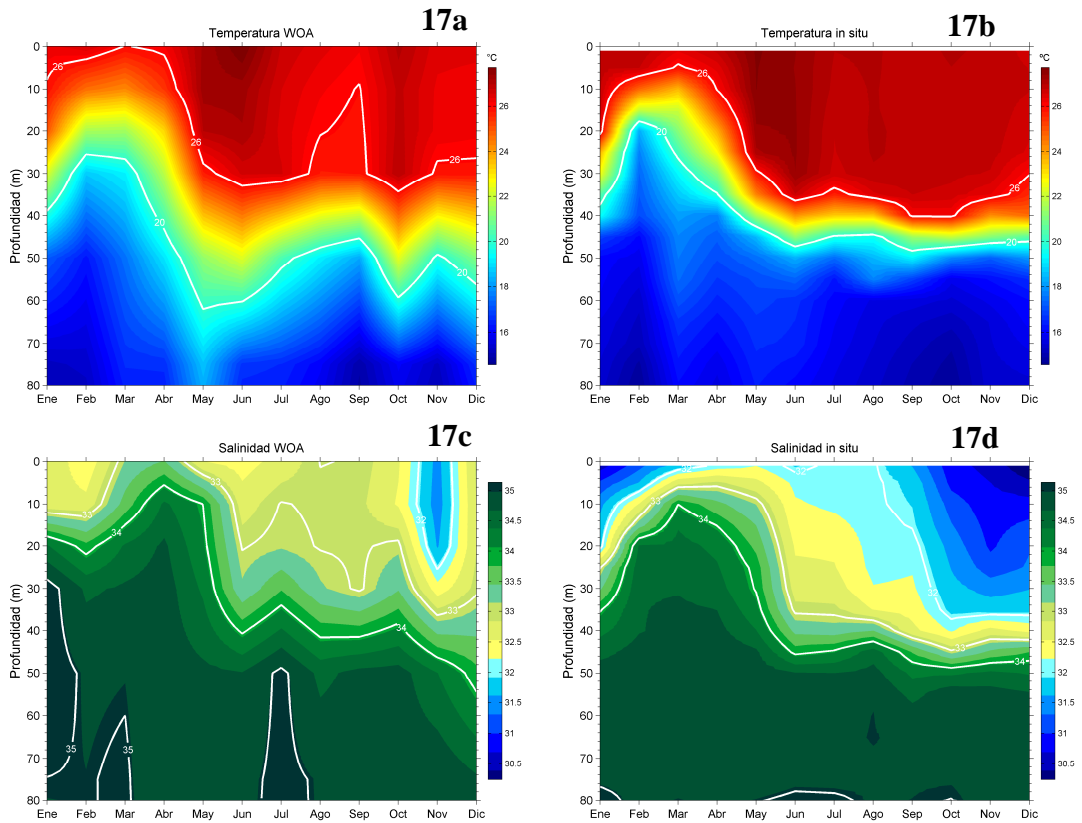


Figura 17. Climatologías de temperatura y salinidad, desde la superficie hasta los 80 m en Tumaco, calculadas a partir de la climatología mensual del World Ocean Atlas 2005 (WOA05, Figuras 17a-17c) versus climatología calculada a partir de los datos hidrográficos *in situ* recopilados entre julio 1999 y enero 2004 (Figuras 17b-17d).

La climatología del esfuerzo del viento en Tumaco calculada a partir de datos satelitales QuikSCAT (**Tabla 2**) entre julio 1999 y diciembre 2007, mostró la predominancia de vientos con dirección hacia la costa (τ_x positivo) durante todo el año, siendo mínimos o casi nulos ($<0.03 \text{ N m}^{-2}$) durante invierno y principios de primavera boreal (enero a abril) y relativamente más intensos ($\sim 0.05 \text{ N m}^{-2}$) durante el resto del año (**Figura 18a**). La componente meridional del esfuerzo del viento mostró el cambio de dirección estacional de los chorros de viento superficiales propios de la región (**Figura 18b**); el *jet* de Panamá en invierno con dirección hacia el ecuador (τ_y negativo) y el *jet* CHOCO en verano con dirección hacia el polo (τ_y positivo), siendo este último más intenso ($\sim 0.04 \text{ N m}^{-2}$). La información analizada en Tumaco coincide con estudios anteriores realizados en el Panama Bight (Rodríguez-Rubio *et al.*, 2003; Devis *et al.*, 2008) que

demuestran que el rotor positivo (cyclónico) del *jet* de Panamá (**Figura 18c**) es el causante de un bombeo de Ekman positivo ($W_{ek} \sim 0.5 \text{ m día}^{-1}$) durante invierno (**Figura 18d**), mientras que el rotor negativo (anticiclónico) del *jet* CHOCO produce la convergencia y el hundimiento de la capa superficial ($W_{ek} \sim -1.3 \text{ m día}^{-1}$) durante el resto del año en esta región costera, lo cual coincide con las observaciones del ciclo anual de temperatura y salinidad antes descritas (**Figura 17**).

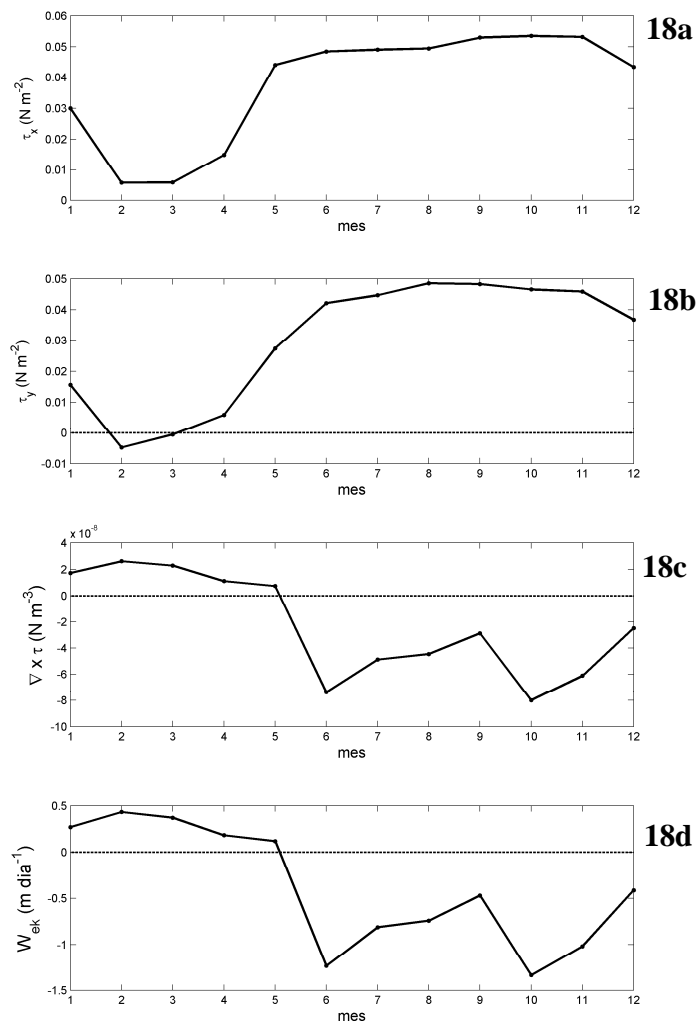


Figura 18. Climatología de la componente zonal (τ_x) y meridional (τ_y) del esfuerzo del viento local (18a, 18b), el rotor ($\nabla \times \tau$) del esfuerzo del viento (18c), y el bombeo de Ekman (W_{ek}) calculado a partir del rotor (18d). Para los cálculos del ciclo anual se utilizaron datos satelitales QuikSCAT para el periodo entre julio 1999 y diciembre 2007, tomando el promedio entre los 4 puntos más cercanos a la estación costera ubicada en 2°N , $78,5^\circ\text{W}$.

5.3 Variabilidad interanual del océano y la atmósfera en la estación Tumaco

Las oscilaciones estacionales de temperatura y salinidad en Tumaco variaron de año a año debido a la ocurrencia de eventos ENOS. El monitoreo realizado en la estación costera en Tumaco estuvo caracterizado por condiciones La Niña desde julio 1999 hasta marzo de 2001 y por El Niño moderado ocurrido entre abril 2002 y abril 2003. Durante La Niña, las aguas superficiales estuvieron relativamente más frías (anomalías negativas de TSM entre 0,5° y 1°C) (**Figura 15**) coincidentes con el enfriamiento generalizado del Pacífico ecuatorial. Durante El Niño, se observó el calentamiento de la capa superficial con anomalías positivas de TSM entre 0,5° y 1,4° C, las cuales han sido relacionadas con la presencia de ondas internas Kelvin ecuatoriales que se propagan hacia la CPC trayendo consigo el volumen de agua cálida del Pacífico ecuatorial occidental (Kessler & McPhaden, 1995).

La variabilidad interanual de la salinidad debida a eventos ENOS no es tan clara, ya que los patrones de precipitaciones al norte y sur de la CPC son distintos, pudiendo haber variaciones de salinidad por efecto local y/o por efecto de advección de sal desde la costa norte. Trabajos anteriores han demostrado que durante eventos El Niño las diferencias entre la temperatura sobre el océano y sobre el continente se debilitan por el calentamiento anómalo generalizado en la región, lo que ocasiona que el jet CHOCO se debilite entre 2-3 m s⁻¹ en los meses de verano, y por ende disminuye la advección de humedad desde el océano hacia el continente. Esto explica las anomalías negativas de la lluvia, las descargas de los ríos y la humedad del suelo en la costa norte del Pacífico colombiano (al norte de 5° N), en la región andina y en el Caribe colombiano (Montealegre & Pabón, 1992, Poveda & Mesa, 1997). Sin embargo, en la costa sur de Colombia (entre 1°-4° N) los eventos cálidos están asociados con periodos de intensas lluvias, mientras que durante condiciones frías ocurren periodos de verano con déficit de precipitación y reducción de la humedad del suelo en la región litoral (Devis *et al.*, 2002). Este aumento de las precipitaciones en la costa sur del Pacífico colombiano durante El Niño ha sido asociado con una posición de la ZCIT más cercana al ecuador. La convección e intensa precipitación asociada a la convergencia de los vientos se mantiene entonces por más tiempo al sur de 5° N durante eventos cálidos (Rasmusson & Carpenter, 1982). Durante condiciones frías la ZCIT se ubica por más tiempo en su posición más septentrional lo que causa un déficit de precipitación en la región costera al sur del Pacífico colombiano (Cadena *et al.*, 2006).

Es de esperarse entonces aguas relativamente menos (más) salinas durante El Niño (La Niña) coincidente con el aumento (disminución) de las precipitaciones en Tumaco. Sin embargo, las observaciones muestran que durante la mayor parte de 1999 y el 2000 las lluvias disminuyeron (**Figura 14**) pero la SSM se mantuvo por debajo del promedio (**Figura 15**), mientras que durante El Niño 2002/03 las precipitaciones aumentaron pero la salinidad en la superficie se mantuvo relativamente alta (>32). Sólo durante la fase final de La Niña (2001) hubo una correspondencia entre la SSM alta y la disminución de las precipitaciones en la zona. Esta discrepancia entre cambios en la precipitación y las variaciones interanuales de la SSM en Tumaco, pueden ser explicadas por la advección horizontal de salinidad. Durante eventos El Niño las corrientes zonales ecuatoriales se invierten y se fortalece una contracorriente ecuatorial que fluye en dirección opuesta a la *Corriente Surecuatorial* (SEC), que favorece la advección de aguas relativamente más salinas del Pacífico central hacia la región (Delcroix & Henin, 1991). Durante La Niña el jet CHOCO se fortalece y aumentan las precipitaciones en la costa de Panamá y en la costa norte de Colombia, causando drásticos descensos de la SSM al norte de la cuenca. Estas aguas de muy baja salinidad son transportadas hacia el sur por los remolinos oceánicos pudiendo ocasionar los descensos de SSM observados durante La Niña en Tumaco.

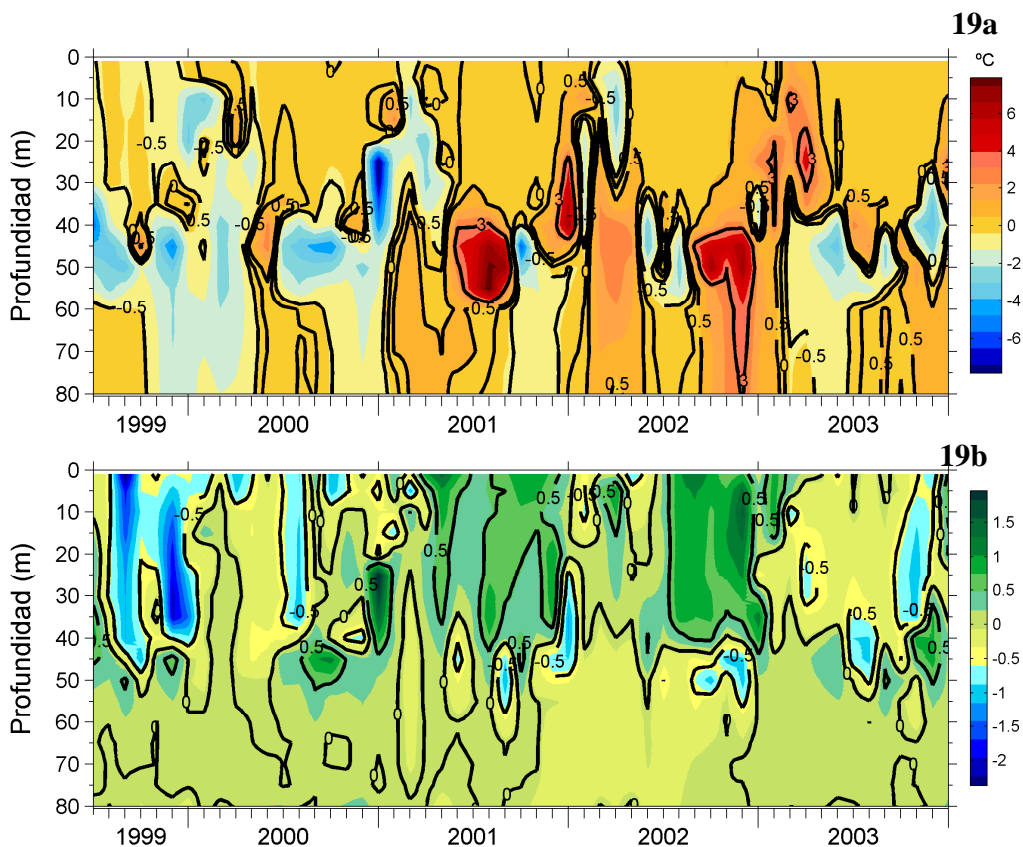


Figura 19. Anomalías de temperatura (19a) y salinidad (19b) entre julio 1999 y diciembre 2003 en la estación 5 ubicada a 10 millas náuticas de la costa de Tumaco. Las anomalías fueron calculadas a partir de la climatología mensual estimada con los datos hidrográficos.

Por debajo de la capa de mezcla superficial (isoterma de 26°C) los perfiles de temperatura y salinidad en la estación 5 demuestran que, durante el 2000 y parte del 2001 la termoclina (haloclina) se ubicó significativamente más somera (**Figura 16**), lo que permitió el ascenso de aguas subsuperficiales relativamente más frías (anomalías de TSM mayores que -0.5°C) y más salinas (anomalías de SSM de hasta 0.5) (**Figura 19**). A partir del segundo trimestre de 2001 las condiciones vuelven a la normalidad en el Pacífico ecuatorial central (ONI $\sim 0.1^{\circ}\text{C}$) pero en Tumaco la salinidad y temperatura se mantuvieron relativamente altas. Esto demuestra cierto desfase existente entre la respuesta de la región costera del Panama Bight y la respuesta del resto del Pacífico ecuatorial a las anomalías interanuales ENOS. A fines de 2001 y principios de 2002, la termoclina presentó anomalías positivas ($+3^{\circ}\text{C}$) evidenciándose la llegada de ondas Kelvin ecuatoriales provenientes del Pacífico central (**Figura 19a**). Este evento cálido se intensifica durante la primavera del

2002 cuando anomalías de TSM fueron evidentes y se observaron las máximas anomalías positivas en la termoclina (hasta 6° C) a 50 m. El desfase existente entre la respuesta de la termoclina y la respuesta de la superficie del mar ocurre debido a que la velocidad de fase de las ondas internas Kelvin ecuatoriales es mayor que la velocidad de las corrientes superficiales (Picaut *et al.*, 2002). Además durante los primeros meses de 2002 se observó la ocurrencia de aguas superficiales relativamente más frías (ATSM -0.5° C), a causa del incremento de la surgencia inducida por la intensificación de los vientos en la región (**Figura 20**) lo que pudo ocasionar un retraso en el calentamiento de la capa superficial.

Durante El Niño 2002/03 la salinidad de los primeros 50 m presentó anomalías positivas mientras que por debajo de esta profundidad se observaron anomalías negativas (**Figura 19**). La alta salinidad superficial durante El Niño no es explicada por la precipitación (**Figura 14**), por lo que es posible que las corrientes superficiales ecuatoriales favorezcan la advección de aguas provenientes del Pacífico central que se caracterizan por su alta salinidad superficial (Delcroix & Henin, 1991). Estas corrientes superficiales anómalas están asociadas con las ondas Kelvin ecuatoriales del primero modo baroclínico (Delcroix *et al.*, 1994; 2000), las cuales hunden la base inferior de la haloclina (isohalina de 34.9) y la termoclina (isoterma de 15° C) en su paso por la región, causando las anomalías negativas subsuperficiales (**Figura 16**).

Para explicar la relación existente entre la atmósfera y la capa superior del océano en Tumaco a escala interanual se observó la variación del viento QuikSCAT durante julio 1999 y diciembre 2003. Durante La Niña el esfuerzo del viento en Tumaco fue relativamente normal (con respecto al promedio), siguiendo el mismo patrón estacional, pero desde fines de 2001 el esfuerzo del viento estuvo ligeramente por encima del promedio (**Figuras 20a, 20b**) favoreciendo el rotor positivo (circulación ciclónica) y la intensificación del bombeo de Ekman hacia la superficie (**Figuras 20c, 20d**). Este fortalecimiento anómalo de los vientos locales durante el periodo invernal ocasionó que las anomalías positivas de TSM que se estaban propagando desde el Pacífico central ecuatorial no continuaran su migración zonal hacia la costa de Tumaco. Con el inicio del verano (julio 2002) finalizaron las surgencias inducidas por el rotor positivo del *jet* de Panamá sobre la región y se dio inicio a la convergencia y hundimiento de la capa de Ekman debido al

fortalecimiento del *jet* CHOCO. Este cambio en la dinámica de la capa superficial favoreció la propagación de las anomalías relacionadas con El Niño (**Figuras 15 y 19**).

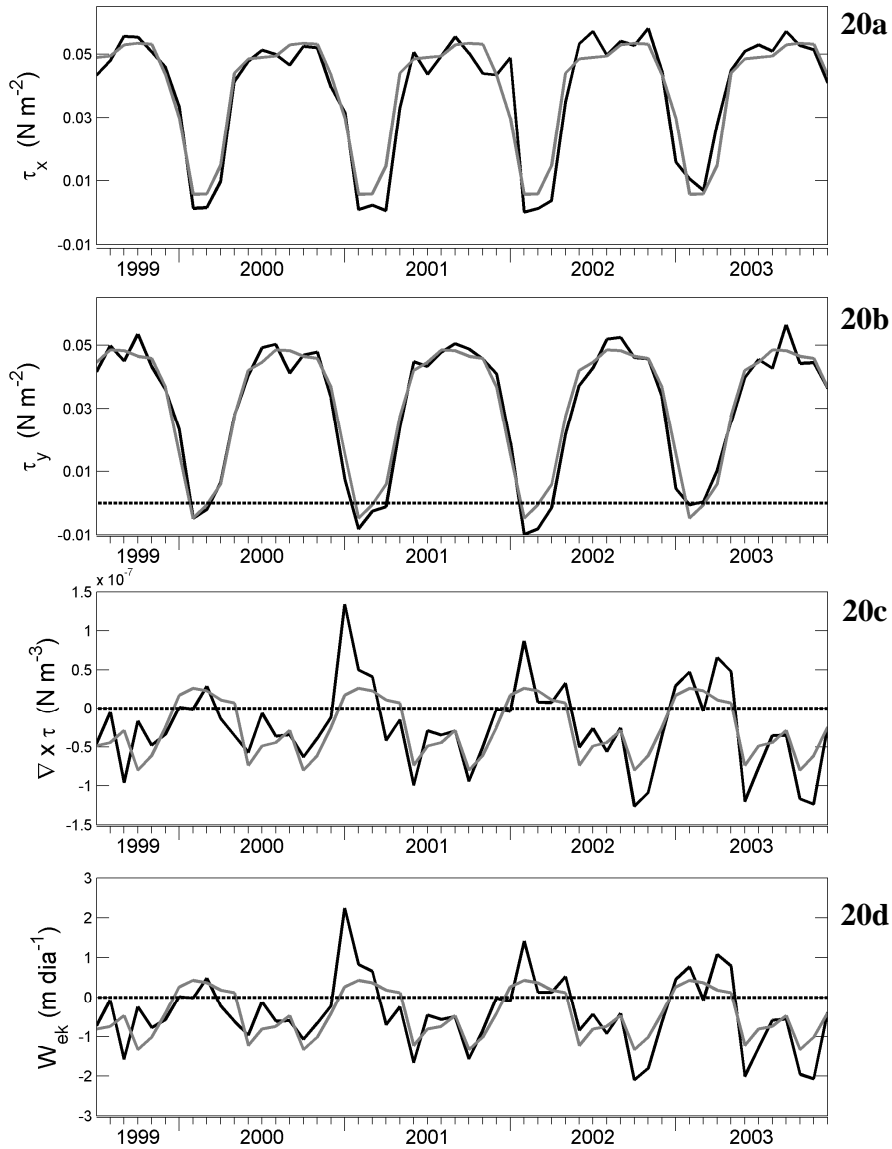


Figura 20. Serie temporal de la componente zonal (τ_x) y meridional (τ_y) del esfuerzo del viento (panel 20a, 20b), el rotor del esfuerzo del viento (20c) y el bombeo Ekman (20d) calculado a partir del rotor; en el plano- f (W_{ek}). Los datos de viento satelital utilizados son QuikSCAT para el periodo entre julio 1999 y diciembre 2003 y tomando el promedio entre los 4 puntos más cercanos a la estación costera ubicada en 2°N , $78,5^\circ\text{W}$ (Tabla 2). La curva negra representa las observaciones, la curva gris representa el promedio mensual climatológico calculado con la información disponible.

A simple vista es evidente la alta correlación existente entre el forzante atmosférico (esfuerzo del viento local) y la respuesta oceánica (movimientos verticales de la termoclina, Z_{20}) existente en Tumaco dentro del ciclo anual (**Figura 21**). A mayor esfuerzo del viento zonal ($\sim 0.05 \text{ N m}^{-2}$) mayor es la profundidad de la termoclina ($\sim 45 \text{ m}$), lo cual coincide con la ocurrencia del *jet* CHOCO durante el verano. Asimismo, valores negativos del esfuerzo del viento meridional (-0.01 N m^{-2}) y mínimos del viento zonal propios del *jet* de Panamá favorecen una termoclina más somera (15 m) durante los meses de invierno. El análisis de correlación lineal (**Figura 22**) confirma que la termoclina se ubica más profunda cuando el esfuerzo del viento hacia el noreste es alto (*jet* CHOCO) y está más somera cuando el esfuerzo del viento hacia el sur es dominante (*jet* de Panamá). De la misma manera, un rotor del esfuerzo del viento y bombeo de Ekman negativo (positivo) está relacionado con la profundización (somerización) de la termoclina. El coeficiente de correlación entre el esfuerzo del viento y la profundidad de la termoclina es en general bueno ($r > 0.7$). El coeficiente de determinación (R^2) es de aproximadamente 58% para el esfuerzo del viento y de 30% para el rotor y bombeo de Ekman.

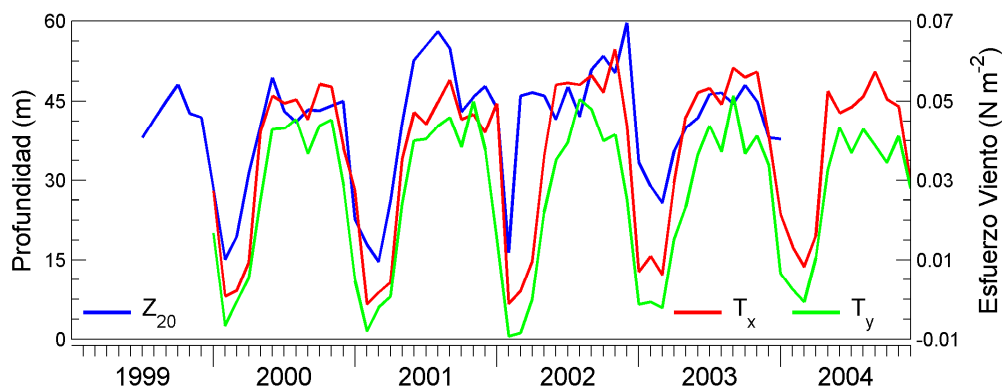


Figura 21. Series de tiempo del esfuerzo del viento meridional (τ_y) y zonal (τ_x) versus la profundidad de la termoclina (Z_{20}) en la estación costera de Tumaco para el periodo comprendido entre julio 1999 y diciembre 2003.

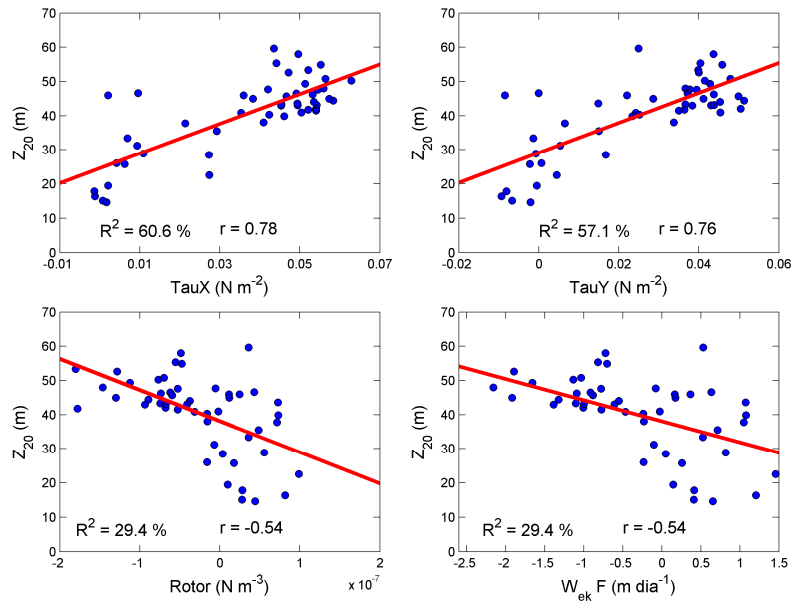


Figura 22. Correlación lineal entre la profundidad de la termoclina (Z_{20}) y el esfuerzo del viento meridional (τ_y), zonal (τ_x), el rotor del viento y el bombeo de Ekman. El coeficiente de correlación (r) y el coeficiente de determinación (R^2) se incluyen en cada gráfico.

Es claro que el esfuerzo del viento local induce cambios en la profundidad de la termoclina a escala estacional, sin embargo, es interesante investigar la relación existente entre las anomalías atmosféricas y oceánicas interanuales. La correlación lineal es muy baja en todos los casos ($r < 1\%$) indicando que el esfuerzo del viento zonal y meridional y las precipitaciones locales no influyen directamente en las variaciones interanuales de la capa superficial (figuras de las correlaciones no se muestran). Series de tiempo de la anomalía del esfuerzo del viento local versus la anomalía de Z_{20} ocurridas en Tumaco entre julio 1999 y diciembre 2003 (**Figura 23**) no muestran un patrón muy definido de forzamiento. Sin embargo, se nota que durante La Niña las anomalías fueron de menor amplitud que durante el periodo El Niño, observándose máximos del esfuerzo del viento zonal en invierno (EFM) 2002, antes del inicio de El Niño, y mínimos durante la fase madura de las anomalías cálidas a fines de 2002. Las anomalías del viento vuelven a hacerse positivas (viento se intensifica) a principios de 2003 coincidente con la terminación del evento El Niño. Z_{20} varía menos de ± 10 m durante el periodo de estudio, observándose una cierta

coherencia entre las anomalías del esfuerzo del viento zonal y Z_{20} con un desfase de alrededor de 1 mes. Anomalías positivas del esfuerzo del viento coinciden con anomalías positivas de Z_{20} y viceversa. En cambio el esfuerzo del viento meridional no siempre está en coincidencia con la componente meridional y con Z_{20} . Esta correlación tan baja entre las variaciones del viento local y Z_{20} lleva a pensar que la profundidad de la termoclina a escalas interanuales está siendo dominada por un forzamiento remoto y no local.

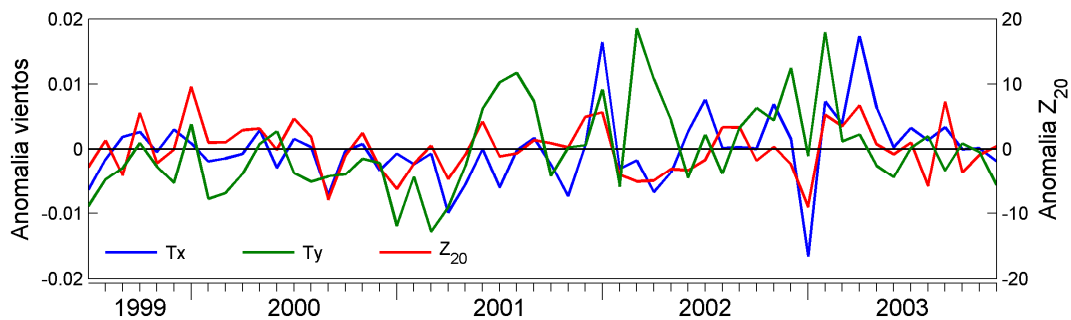


Figura 23. Series de tiempo de la anomalía del esfuerzo del viento meridional (τ_y) y zonal (τ_x) versus la anomalía de la profundidad de la termoclina (Z_{20}) en la estación costera de Tumaco para el periodo comprendido entre julio 1999 y diciembre 2003.

Las anomalías de la precipitación versus las anomalías de la SSM (**Figura 24**) muestran una cierta concordancia entre aumento de la precipitación y disminuciones de la SSM y viceversa. Sin embargo, la correlación lineal no es significativa ($r = -0,16$), observándose periodos donde no existe ninguna correlación, por lo que es evidente que otros factores (no lineales) están influyendo en la variabilidad interanual de SSM. Se observa que durante La Niña (1999-2000) la SSM fue muy baja pero las precipitaciones variaban frecuentemente, mientras que durante El Niño (2002-2003) la SSM y las lluvias estuvieron relativamente más altas que el promedio. Las anomalías negativas de SSM durante La Niña podrían ser explicadas por la advección horizontal de aguas con muy baja salinidad provenientes de las costas de Panamá y norte de Colombia, mientras que las anomalías positivas durante El Niño podrían estar relacionadas con el fortalecimiento de la NECC y el reverso de la SEC que favorecen la advección de aguas con salinidades más altas que las encontradas en la región.

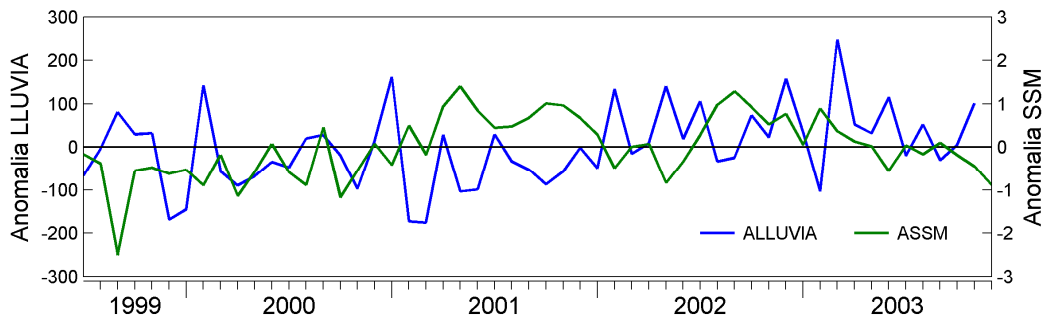


Figura 24. Series de tiempo de la anomalía de las precipitaciones versus la anomalía de la salinidad superficial del mar (SSM) en la estación costera de Tumaco para el periodo comprendido entre julio 1999 y diciembre 2003.

Para describir la variabilidad interanual en Tumaco con mayor detalle, se realizó el análisis de EOFs y de ondeletas a las anomalías de TSM (**Figura 25**) y SSM (**Figura 26**). El primero modo de variabilidad de ambas anomalías del océano está relacionado con las oscilaciones del ENSO. Durante 1999 y 2000 La Niña está representada por anomalías negativas (positivas) de TSM (SSM) reflejando el calentamiento de las aguas superficiales y el aumento de la salinidad por el déficit de las precipitaciones. Durante el periodo El Niño 2002/03, la TSM aumenta y la SSM disminuye gradualmente hasta fines de 2003 cuando ocurre un rápido enfriamiento de la capa superficial hacia condiciones relativamente normales. Este método permite corroborar que durante La Niña las aguas superficiales son más frías y salinas mientras que durante El Niño las aguas son más cálidas y con menor salinidad. El wavelet del modo fundamental de variabilidad de la TSM y SSM muestra la máxima concentración de energía dentro del ciclo anual y una segunda banda con menor energía relacionada con eventos con una frecuencia de alrededor de 2-3 años (interanual).

El segundo modo de las anomalías explicando el 19.26% (16,5%) de la varianza total de las anomalías de TSM (SSM), muestra variabilidad semi-anual (~6 meses), especialmente durante El Niño y un segundo núcleo de energía con oscilaciones de la TSM y la SSM entre los 12 y 24 meses (variabilidad bianual). El tercer modo muestra oscilaciones intraestacionales (3 meses) a estacionales. Sin embargo, este modo explica menos del 10% de la varianza total, por lo que no fue analizado con mayor detenimiento.

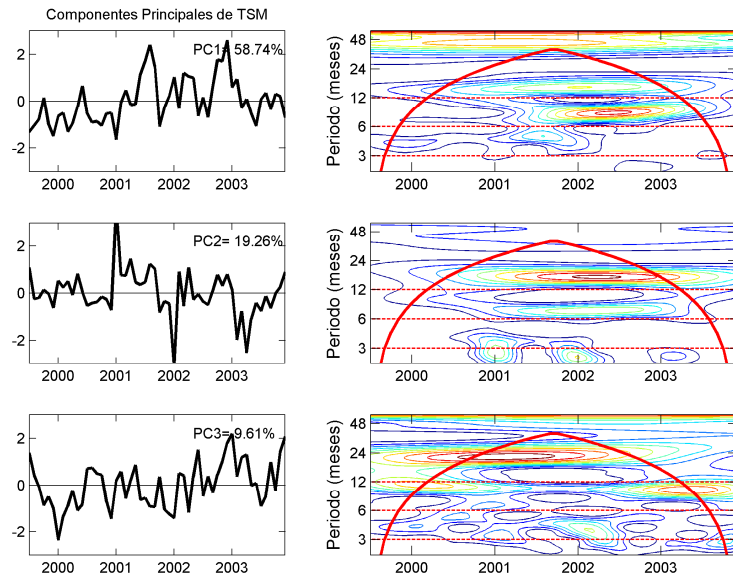


Figura 25. Primeros 3 modos (componentes principales) de la anomalía de la TSM en Tumaco y correspondiente espectro tiempo-frecuencia para el periodo julio 1999 a diciembre 2003.

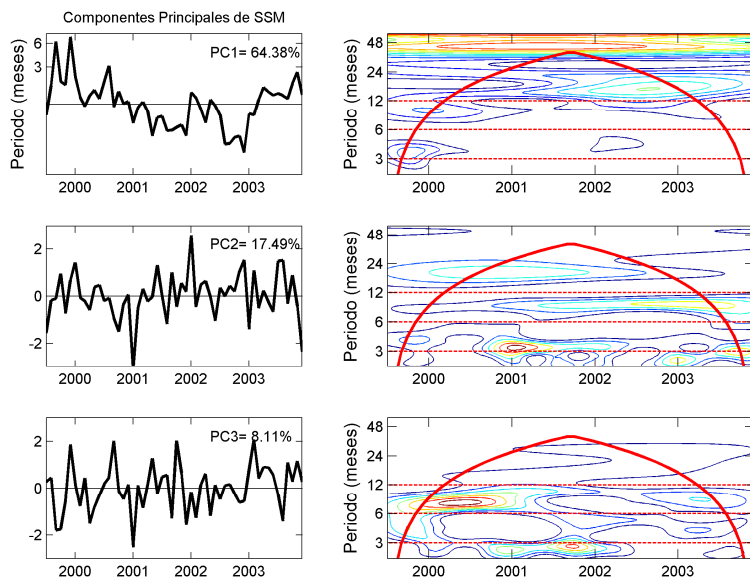


Figura 26. Primeros 3 modos (componentes principales) de la anomalía de SSM en Tumaco y correspondiente espectro tiempo-frecuencia para el periodo julio 1999 a diciembre 2003.

5.4 Resumen

Series de tiempo de temperatura y salinidad hasta 80 m de profundidad en la estación costera ubicada en la bahía de Tumaco (sureste de la CPC) fueron analizadas con respecto a las variaciones en el esfuerzo del viento QuikSCAT local, para el periodo entre julio 1999 y diciembre 2003. Las principales conclusiones de este trabajo son:

1. La variabilidad estacional de la temperatura y salinidad en Tumaco es debido a los cambios estacionales del esfuerzo del viento local. Vientos hacia el sur (*jet* de Panamá) durante invierno boreal causan un rotor y bombeo de Ekman positivo que causa el ascenso de la termoclina (haloclina). Vientos intensos hacia el noreste (*jet* CHOCO) durante el resto del año favorecen un rotor y bombeo de Ekman negativo que produce el hundimiento de la capa de Ekman superficial.

2. La variabilidad interanual de temperatura en Tumaco es debida a eventos El Niño-La Niña que favorecen la presencia de aguas relativamente más cálidas y frías, respectivamente. Durante El Niño las anomalías en la termoclina son observadas primero, y luego le siguen las anomalías en la superficie. Este desfase temporal confirma la llegada de ondas Kelvin ecuatoriales que se desplazan a través de la termoclina desde el Pacífico central hacia la región costera. Durante la fase madura de La Niña la termoclina (haloclina) estuvo significativamente más somera lo que permitió el ascenso de aguas subsuperficiales relativamente más frías y más salinas.

3. Durante los eventos El Niño (La Niña) las precipitaciones aumentaron (disminuyeron) localmente; sin embargo, la SSM no siempre estuvo acoplada a este forzante atmosférico, lo que demuestra que la precipitación local no es el principal factor que determina las variaciones de la salinidad en la superficie. La advección de sal por medio de las corrientes superficiales anómalas típicas de eventos ENOS pueden influir en las variaciones interanuales de SSM. Durante El Niño se intensifica el flujo zonal hacia el este en el Pacífico ecuatorial permitiendo la llegada de aguas con salinidad relativamente más alta a la costa. Durante La Niña aumenta la precipitación en la costa norte de Colombia que ocasiona valores de salinidad muy bajos. Esta agua puede ser advectada por las corrientes superficiales, ocasionando descensos de la SSM en esta fase climática.

6. DISCUSIÓN

A pesar de los numerosos programas de investigación que han sido desarrollado desde los años 70s, existe una preocupación actual, ya que los modelos acoplados más avanzados aún no simulan bien la evolución estacional e interanual del sistema océano-atmosférico en el Pacífico ecuatorial oriental, lo que lleva a pensar que no se ha alcanzado un entendimiento básico de los principales mecanismos que gobiernan las variaciones de temperatura y salinidades en esta región (Weller *et al.*, 1999), debido principalmente, a la poca información *in situ* existente al este de 95°W. Los objetivos planteados en esta investigación buscan la descripción cuantitativa y cualitativa de las variaciones estacionales e interanuales de temperatura, salinidad y circulación en la CPC y el entendimiento del ciclo anual de la estructura termohalina en la bahía de Tumaco, al sureste de la cuenca, región que se caracteriza por recibir la influencia de procesos ecuatoriales y de interacción aire-mar-tierra.

En la *sección 3* se estudió la variabilidad estacional del sistema océano-atmosférico en la CPC, la cual está determinada por la migración meridional de la ZCIT que dirige los campos de viento y de las propiedades de la superficie del mar (Mitchell & Wallace, 1992). Coincidente con la descripción por Xie *et al.*, (2005), se observó que cuando la ZCIT se ubica en su posición más austral (~1°N) en invierno boreal (enero-marzo), los vientos alisios del noreste dominan la región, favoreciendo la presencia de *jets* de viento que cruzan el istmo de Panamá. El rotor positivo observado en el flanco oriental del *jet* de Panamá ejerce una influencia directa en la circulación superficial del mar causando un remolino ciclónico y la surgencia de aguas frías y salinas de la termoclina en la CPC. A medida que la ZCIT migra hacia su posición más septentrional (~11°N) entre abril y septiembre, los vientos alisios del sureste se intensifican cruzando el ecuador, fortaleciendo la divergencia de la capa superficial y la surgencia de aguas relativamente frías y salinas en la región ecuatorial. Al norte del ecuador las bajas salinidades y altas temperaturas evidencian el fortalecimiento del *jet* CHOCO (Poveda & Mesa, 2000) que induce el clima monzón. El rotor negativo que acompaña a este *jet* favorece además la advección de aguas provenientes del noroeste, lo que intensifica el frente ecuatorial que separa las aguas de baja densidad

(cálidas y de baja salinidad) al norte de la cuenca de las aguas densas (frías y salinas) ubicadas sobre y al sur del ecuador.

Observaciones de la topografía dinámica absoluta producto de la altimetría satelital, así como los cálculos de corrientes geostróficas determinados a partir de mediciones hidrográficas de cruceros demuestran que el cambio estacional de la dirección del viento en el Panama Bight causa un reverso de la circulación oceánica superficial, observándose en invierno y primavera el fortalecimiento del jet de Panamá que fuerza un giro ciclónico al este de 81° W y un giro anticiclónico al oeste de esta longitud, mientras que en verano y otoño el jet de Panamá desaparece y se intensifica el jet CHOCO que favorece la ocurrencia de un giro anticiclónico que cubre la mayor parte de la cuenca. Pequeños remolinos ciclónicos observados en la región costera durante el segundo semestre del año no están relacionados con los *jets* de viento, sino que son generados por los intensos gradientes de densidad (determinados por la salinidad) entre la región costera y mar abierto, y entre la parte norte y sur de la cuenca.

Estos resultados confirman la descripción de la circulación superficial realizada a partir de observaciones satelitales de la anomalía del nivel del mar (SLA) por Rodríguez-Rubio et al., (2003) y contradicen los estudios de Chaigneau *et al.*, (2006) y Kessler (2006) quienes postulan que la circulación ciclónica en el Panama Bight se fortalece en invierno y primavera cuando el jet de Panamá es muy intenso y se debilita durante verano y otoño coincidente con el debilitamiento del jet. Estos autores observan remolinos ciclónicos en verano en la región costera del Panama Bight y los asocian con el debilitamiento del jet de Panamá, sin embargo, el forzante principal de los pequeños remolinos ciclónicos observados en la costa en verano es el gradiente horizontal de densidad. El jet de viento del noreste se encuentra ausente en esta época del año. Estos remolinos se generan por diferencias horizontales de densidad.

En este estudio se acepta la primera hipótesis que plantea que la profundidad de la termoclina (Z_{20}) en la CPC a escala estacional es determinada por la dinámica de los *jets* de viento. Es claro que el enfriamiento de la TSM, el aumento de la SSM, la disminución del SLA, el giro ciclónico de la circulación y el domo de la termoclina (Z_{20} se encuentra más somera) en invierno boreal (EFM) es causado por el rotor del esfuerzo del viento del jet de Panamá. El aumento de la TSM, la disminución de la SSM, el aumento del nivel del mar, el

remolino anticiclónico de la circulación y consecuente hundimiento de la termoclina (valle de Z_{20}) son forzados por el rotor negativo asociado al jet CHOCO que domina durante el resto del año.

En la **sección 4** se estudió la respuesta de la CPC al forzamiento de los eventos ENOS que determinan las oscilaciones interanuales y modifican el régimen estacional, produciendo procesos de retroalimentación positivos (intensificación) y negativos (debilitamiento) de las anomalías según el desfase existente entre la evolución de las anomalías climáticas y el ciclo anual. Se ha descrito ampliamente que anomalías positivas del contenido de calor oceánico en el Pacífico ecuatorial oeste es una precondition para la ocurrencia de eventos El Niño (Wyrski, 1985; Meinen & McPhaden, 2000). Durante el periodo de estudio (1997 a 2007) se observó que las anomalías cálidas estuvieron asociadas con un exceso del WWV en el Pacífico oeste ($>1,85 \times 10^{15} \text{ m}^3$), el cual fue rápidamente transportado hacia el Pacífico este por la banda ecuatorial. El mecanismo responsable de la propagación de las anomalías ha sido asociado a ondas internas Kelvin ecuatoriales, las cuales son impulsadas por el fortalecimiento de vientos del oeste (westerlies) en el Pacífico ecuatorial oeste y por el debilitamiento de los alisios en el Pacífico central y oriental (Delcroix *et al.*, 1994; McPhaden & Yu, 1999). Sin embargo, se desconoce la razón por la cual estas anomalías no se propagaron hacia la costa de Suramérica durante los eventos El Niño 2002/03 y 2004/05.

Durante El Niño 1997/98, la llegada de las aguas cálidas superficiales al Panama Bight coincidió con un periodo de debilitamiento de los alisios y consecuentemente de las surgencias y con una fase de transición hacia condiciones de monzón que causó el aumento gradual de la TSM en toda la región. Estos procesos trabajaron concertadamente ocasionando el hundimiento de la termoclina y el fortalecimiento de las anomalías de temperatura en el Pacífico oriental, permitiendo una descarga efectiva del WWV del Pacífico ecuatorial occidental al Pacífico ecuatorial oriental. Este contenido de calor en exceso en el Panama Bight fue rápidamente descargado hacia latitudes altas, lo que permitió un drástico cambio hacia condiciones frías La Niña a mediados de 1998.

Durante El Niño 2002/03 considerado de moderada intensidad, los westerlies fueron moderados en el oeste, pero en el Pacífico ecuatorial oriental (al este de 90° W) los vientos

alisios no se debilitaron durante la fase inicial de propagación zonal de las anomalías, sino que por el contrario, se intensificaron, causando el fortalecimiento de la surgencia que inició en otoño (septiembre a noviembre) 2001 y se mantuvo intensa durante el invierno (enero a marzo 2002). Este ascenso de la termoclina en al este de 90° W, debido a la intensificación de las surgencias, debilitó la propagación de las anomalías hacia el este ocasionando que las máximas anomalías de TSM se concentraran en el Pacífico ecuatorial central. El bombeo de Ekman calculado a partir de los campos de viento para la región ecuatorial oriental confirman las conclusiones de Zhang & McPhaden (2006, 2008) quienes postulan que vientos alisios más intensos de lo normal al este de 160° W durante El Niño 2002/03 tienden a elevar la termoclina y producir surgencia local. Durante la primavera boreal (mayo 2002) los vientos vuelven a la normalidad, permitiendo la entrada de aguas cálidas a la región y el desarrollo de anomalías cálidas.

Este retardo en la propagación de las anomalías oceánicas ocasionó marcadas diferencias en las anomalías de TSM y SLA del Pacífico ecuatorial central y el Panama Bight, las cuales fueron de alrededor de 1° C y 10 cm, respectivamente. Para explicar este proceso es necesario entender la dinámica asociada a las ondas Kelvin ecuatorial que se propagan hacia el este hundiendo la termoclina y causando anomalías en el Pacífico ecuatorial oriental (Wang, 2002). La amplitud de las ondas Kelvin dependerá del forzamiento del viento que la onda encuentre a medida que se propaga desde su punto de formación hacia el este (Gill & Clarke, 1974). Estas ondas Kelvin asociadas con El Niño también se verán afectadas por efectos no-lineales que distorsionan su forma y velocidad ocasionando el eventual rompimiento de las mismas antes de su arribo a las costas de Suramérica (Boyd, 1980). Este eventual rompimiento del frente de las ondas Kelvin ha sido relacionado con la variación zonal de la estratificación que puede producir cambios substanciales en el flujo de masa del frente de onda. Para ondas ecuatoriales, esta no-linealidad puede aumentar exponencialmente debido al someramiento de la termoclina desde los 180 m en el oeste hasta los 20 m en el este (Long & Chang, 1990). Es entonces razonable postular que un aumento anormal de las surgencias en el Pacífico ecuatorial oriental, como el ocurrido en invierno 2002, produjo cambios en la estratificación zonal de la profundidad de la termoclina, ocasionando que las ondas Kelvin ecuatoriales no se propagaran eficientemente hacia el Panama Bight, sino que las anomalías se concentraran

en el Pacífico central durante la etapa inicial de El Niño moderado. Con el debilitamiento de las surgencias en el Pacífico este y el fortalecimiento del jet CHOCO y la convergencia de las aguas cálidas superficiales en verano 2002, las anomalías se terminaron propagando hacia el este aunque éstas no fueron de la misma magnitud que en el Pacífico central. Este evento El Niño fue considerado de corta duración (un año) debido a que en su fase inicial y final se dio el fortalecimiento de los vientos del norte (jet de Panamá) que ocasionaron una termoclina muy somera en el Panama Bight.

La profundidad de la termoclina (Z_{20}) y del volumen de agua cálida (WWV) han sido identificados como buenos indicadores de las anomalías climáticas en el Pacífico ecuatorial, ya que evidencian el pre-condicionamiento oceánico necesario para el inicio de las anomalías cálidas (Meinen & McPhaden, 2000) y dan una medida de la intensidad de los eventos ENOS y por tanto de los efectos e impactos que éstos puedan ocasionar. Sin embargo, para calcular las variaciones interanuales de este volumen en la región de interés es necesario contar con información confiable de la temperatura subsuperficial. Meinen & McPhaden (2000) estimaron este índice a partir de mediciones hidrográficas y de boyas TAO (Tropical Atmosphere and Ocean). White & Tai (1995) realizaron la regresión lineal entre observaciones de XBT de los primeros 400 de la columna de agua con anomalías de la altura dinámica de TOPEX, encontrando una buena correlación entre estas variables, lo que les permitió la estimación de cambios interanuales del contenido de calor oceánico superficial. Ya que se ha comprobado que los cambios en el contenido de calor en el océano afectan la altura de la superficie del mar (SSH), es posible entonces la utilización de mediciones satelitales de altimetría para observar los cambios en el WWV. Meinen (2005) empleó anomalías de la superficie del mar de los satélites TOPEX/Poseidon y ERS para monitorear el intercambio de WWV entre el Pacífico ecuatorial oriental y latitudes altas durante 1993-2003, encontrando muy buena correlación entre SSH y WWV en la banda tropical entre 10°S y 5° N en el Pacífico oriental.

El método de regresión lineal entre las observaciones *in situ* de la profundidad de la termoclina de los 15 cruceros oceanográficos realizados en la CPC y las observaciones satelitales de topografía dinámica absoluta de AVISO, mostró una buena correlación entre las variables ($r = 0,78$). Este método permitió la construcción de series de tiempo de Z_{20} y WWV para el Panama Bight para el mismo periodo de las observaciones satelitales (1993 a

2007). A pesar de no contar con información de temperatura subsuperficial durante todos los meses del año, las series estimadas muestran el hundimiento de la termoclina durante los eventos El Niño moderados e intensos (1994/95, 1997/98, 2002/03 y 2006/07) y su someramiento durante los eventos La Niña (1995/96 y 1998/2001), los cuales causaron aumentos (disminuciones) del WWV, respectivamente. Estas series de tiempo sirvieron además para describir las principales características del ciclo anual, representando efectivamente la termoclina muy somera (<30 m) durante invierno boreal debido a la surgencia inducida por el rotor positivo del *jet* de Panamá, y su hundimiento en verano coincidente con la intensificación del *jet* CHOCO que favorece la convergencia de masas de agua cálidas en la región.

En esta parte del estudio se acepta la segunda hipótesis que plantea que la profundidad de la termoclina (Z_{20}) en la CPC a escala interanual es determinada por la dinámica de las ondas Kelvin ecuatoriales durante eventos El Niño, la cual se ve afectada por la variación de los vientos en el Pacífico ecuatorial oriental. Durante El Niño 1997/98, los vientos alisios más débiles que lo normal trabajaron conjuntamente con las ondas Kelvin ecuatoriales reforzando la propagación de las anomalías cálidas desde el Pacífico central hacia el este y ocasionando el brusco hundimiento de la termoclina en la CPC. Por el contrario, durante El Niño 2002/03, los vientos al este de 90° W estuvieron relativamente más intensos que el promedio, lo que favoreció la surgencia y ocasionó una termoclina más somera que lo esperado en la CPC. Este cambio zonal de la estratificación pudo ocasionar que las ondas Kelvin ecuatoriales no se propagaran eficientemente hacia el este durante el primer semestre de 2002, lo que ocasionó diferencias de las anomalías de TSM y SLA entre el Pacífico central y la CPC. Durante eventos El Niño débiles a moderados no se observaron diferencias significativas en la profundidad de la termoclina, lo que demuestra que la CPC sólo se ve afectado por eventos ENOS considerados intensos.

En la *sección 5* se analizó la variabilidad estacional e interanual de la capa superior (0-80 m) en la bahía de Tumaco ubicada en el sureste de la CPC. Se determinó que el ciclo anual de temperatura y salinidad oscila coincidente con el cambio estacional de los vientos. Durante los meses en que la ZCIT migra hacia esta región costera (de octubre a febrero) se observaron bajas SSM (<31), mientras que durante marzo a septiembre cuando la ZCIT se

aleja de la región en su migración hacia el norte, los valores de SSM son relativamente altos ($>31,5$). Sin embargo, la TSM presentó pocas variaciones estacionales observándose sólo desviaciones con respecto al promedio ($27\pm 0,5^{\circ}$ C) en febrero (mínima TSM) y mayo (máxima TSM). Este patrón muestra la respuesta de la capa de Ekman y la termoclina al forzamiento de los viento locales, observándose aguas frías (cálidas) en invierno (en verano) coincidente con procesos de surgencia (hundimiento) debido al fortalecimiento del *jet* de Panamá (del *jet* CHOCO), que determinan patrones de circulación oceánica ciclónica (anticiclónica), respectivamente en esta región costera del Panama Bight.

Se confirmó que los eventos La Niña 1999/2001 y El Niño 2002/03 se caracterizaron por ocasionar disminuciones (aumentos) de la temperatura en la región costera de Tumaco, pero las variaciones interanuales de salinidad en la superficie difieren de las anomalías de la precipitación debidas a eventos ENOS. Los registros históricos de precipitación de Tumaco analizados en este trabajo y las descripciones de la hidroclimatología del suroccidente colombiano (Montealegre & Pabón, 1992; Cadena *et al.*, 2002) confirman que los eventos cálidos (fríos) causan aumentos (disminuciones) de las precipitaciones en esta región. Sin embargo, durante El Niño 2002/03 se observaron anomalías positivas de SSM (valores observados estuvieron por encima del promedio climatológico) mientras que durante La Niña 1999/2001 se observaron anomalías negativas de SSM (salinidades más bajas que el promedio climatológico).

Esta discrepancia entre la salinidad y las precipitaciones locales permite considerar el efecto que tienen las corrientes superficiales anómalas en la advección de sal. Durante la fase de propagación de las anomalías cálidas relacionadas con El Niño, las ondas Kelvin ecuatoriales y los intensos flujos zonales superficiales anómalos causan que la SEC se invierta permitiendo la advección de aguas más cálidas y salinas del Pacífico central ecuatorial. Durante La Niña el *jet* CHOCO se fortalece permitiendo la intensificación del giro anticiclónico en la región, el fortalecimiento de la NECC y el aumento de las precipitaciones en la costa norte de Colombia y en Panamá. Las intensas corrientes superficiales hacia el este y al sureste pueden haber sido responsables de la advección de aguas de muy baja salinidad hacia la bahía de Tumaco, causando las anomalías negativas en la SSM.

En esta parte del estudio se acepta la tercera hipótesis que plantea que los cambios verticales de la estructura termohalina superior (primeros 80 m) en la bahía de Tumaco (2° N, 78.5° W) son determinados principalmente por la dinámica del viento que domina en la región. Dentro del ciclo anual, el jet de Panamá (CHOCO) causa la elevación (hundimiento) de la termoclina en invierno (verano) boreal. Análisis espectral (EOF y ondeletas) confirman que este es el modo fundamental de variabilidad en Tumaco. Sin embargo, la información disponible es muy limitada (4 años y medio) por lo que no es suficiente para estudiar la variabilidad interanual y su efecto en la temperatura y salinidad en esta región costera.



7. CONCLUSIONES

Los principales resultados de este trabajo de investigación son:

- La estructura termohalina tridimensional en la CPC cambia estacionalmente debido a la influencia de *jets* de viento superficiales. En invierno el jet de Panamá causa un intenso giro ciclónico de la circulación, el cual se extiende verticalmente unos 140 m. El rotor y bombeo de Ekman positivo, asociado al flanco oriental del eje del jet favorece un domo de la termoclina al este de 81° W. Las corrientes superficiales que conforman este giro ciclónico son intensas ($\sim 60 \text{ cm s}^{-1}$), caracterizándose por su orientación meridional. La Corriente Colombia fluye de sur a norte a lo largo de la costa, mientras que la Corriente del Jet de Panamá fluye hacia el ecuador paralela al eje de viento. Esta dinámica ocasionó gradientes zonales de TSM y SSM en la CPC. Durante el resto del año, el rotor negativo asociado al jet CHOCO introdujo un cambio en la circulación, observándose un giro anticiclónico preferencial en la mayor parte de la cuenca que se caracterizó por el hundimiento de la isoterma de 20° C (valle de la termoclina). Las corrientes asociadas a este remolino se extendieron los primeros 140 m de la columna de agua, observándose una orientación zonal principal, con un flujo hacia el este (hacia la costa), ubicado alrededor de 5° N y un flujo de retorno (hacia el oeste) centrado en 2°-3° N. La Corriente Colombia no se observó en verano confirmándose el reverso de la circulación estacional.
- La profundidad de la termoclina, la TSM y la SSM varía interanualmente debido a la ocurrencia de eventos ENOS. Sin embargo, la variación de los vientos en la CPC causa un efecto en la evolución de las anomalías cálidas que se propagan desde el Pacífico central hacia esta región del Pacífico oriental. Vientos alisios más débiles al este de 90°W trabajan en conjunto con las ondas Kelvin ecuatoriales de hundimiento, favoreciendo la rápida propagación de las anomalías, como ocurrió durante El Niño 1997/98, lo que ocasionó que la termoclina estuviera 100 m más profunda y el WWV y contenido de calor oceánico se triplicara en la CPC. Por el

contrario, vientos más intensos al este de 90° W ocasionaron el fortalecimiento de la surgencia y el someramiento anormal de la termoclina durante la fase inicial de El Niño 2002/03, lo que produjo un debilitamiento en la propagación de las anomalías cálidas subsuperficiales. La CPC respondió acorde, observándose cambios no significativos en Z_{20} , y en las anomalías de TSM y SSM.

- La dinámica en la estación costera Tumaco, ubicada en el sureste de la CPC mostró que el forzamiento de los vientos locales determina los cambios de la estructura termohalina superior. Vientos del norte favorecen la surgencia y el someramiento de la termoclina estacional en invierno. Vientos del sur favorecen el hundimiento de la capa de Ekman superficial durante el resto del año. Este ciclo es muy intenso y es el principal modo de variabilidad de la región.
- Finalmente, es importante resaltar que los estudios realizados en esta tesis permitieron responder importantes interrogantes que existían acerca de los procesos físicos que determinan la estructura termohalina superior del océano y los patrones atmosféricos asociados y sus principales modos de variabilidad estacional e interanual. Estos estudios base contribuirán a mejorar la capacidad de predicción de los modelos océano-atmosféricos acoplados regionales de alta resolución, ya que ahora se cuenta con un entendimiento detallado de la dinámica océano-atmosférica de mesoescala predominante en la CPC. Los resultados obtenidos también serán útiles en el diseño y desarrollo de un sistema integrado de observaciones necesarias para el futuro monitoreo y predicción de la variabilidad climática en el Pacífico ecuatorial oriental.

8. REFERENCIAS

- Amador, J.A., E.J. Alfaro, O.G. Lizano, & V.O. Magaña 2006. Atmospheric forcing of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*. 69, 101–142.
- Bjornsson, H., & S.A. Venegas 1997. A Manual for EOF and SVD Analyses of Climatic Data, C2GCR Report 97-1, McGill University, Montreal, Canada, 53 pp.
- Bogden, P.S., & C.A. Edwards 2001. Wind driven circulation, *Encyclopedia of Ocean Sciences* 2 (W), 3227-3236.
- Boyd, J.P. 1980. The nonlinear equatorial Kelvin wave, *J. Phys. Oceanogr*, 10:37632.
- Boyer, T., & S. Levitus 1994. Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity and oxygen data, NOAA Tech. Rep. NESDIS 81, U.S. Dep. of Commerce, Washington, D. C., 72 pp.
- Bretherton, F.P., R.E. Davis, & C.B. Fandry 1976. A technique for objective analysis and design of oceanographic experiments applied to MODE-73. *Deep-Sea Research*, 23, 559-582.
- Cadena, M. C., A. Devis-Morales, J. D. Pabón, I. Málikov, J. A. Reyna-Moreno, & J. R. Ortiz 2006. Relationship between the 1997/98 El Niño and 1999/2001 La Niña events and oil palm tree production in Tumaco, Southwestern Colombia, *Advances in Geosciences*, 6, 195–199.
- Chaigneau, A., R. Abarca del Rio, & F. Colas 2006. Lagrangian study of the Panama Bight and surrounding regions. *J. Geophys. Res.*, 111, C09013, doi:10.1029/2006JC003530.
- Chelton, D.B., M.H. Freilich, & S.K. Esbensen 2000. Satellite observations of the wind jets off the Pacific coast of Central America. Part I: Case studies and statistical characteristics. *Monthly Weather Review*, July 2000. Vol. 128: 1993-2018.
- Chelton, D.B., S.K. Esbensen, M.G. Schlax, N. Thum, M.H. Freilich, F.J. Wentz, C. Gentemann, M.J. McPhaden, & P.S. Schopf 2001. Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific. *J. Climate*, Vol. 14, 1479-1498.
- Delcroix, T., & C. Hénin 1991. Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 96, C12, 22,135-22,150.
- Delcroix T., J.P. Boulanger, F. Masia, & C. Menkes 1994. GEOSAT-derived sea level and surface-current anomalies in the equatorial Pacific, during the 1986-1989 El Niño and La Niña. *J. Geophys. Res.*, 99, 25093-25107.
- Delcroix, T., B. Dewitte, Y. duPenhoat, F. Masia, & J. Picaut 2000. Equatorial waves and warm pool displacements during the 1992-1998 ENSO events. Observations and modelling. *J. Geophys. Res.*, 105, 26045-26062.
- Devis-Morales A., I. García-Hansen, I. Málikov & N.L. Villegas-Bolaños 2002. *Compilación Oceanográfica de la Cuenca Pacífica Colombiana. Serie Publicaciones Especiales, Volumen 1. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, Tumaco, Colombia. Imágenes de la Naturaleza Editores. ISBN: 958-33-3869-9, 109 pp.*

- Devis-Morales, A., W. Schneider, R.A. Montoya-Sánchez, & E. Rodríguez-Rubio 2008. Monsoon-like winds reverse oceanic circulation in the Panama Bight, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L20607, doi:10.1029/2008GL035172.
- Donguy, J.R., & C. Henin 1980. Surface conditions in the eastern equatorial Pacific related to the Intertropical Convergence Zone of the winds (ITCZ). *Deep Sea Research*, Vol 27A, pp. 693-714.
- Emery, W.J., & R.E. Thomson 1997. *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon Press, UK, 634 pp.
- Eriksen, C.E. 1985. The Tropic Heat Program: An overview. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 66, 50-54.
- Eslava, J.A. 1994. Acerca de la distribución espacio-temporal de la precipitación en la región del pacífico Colombiano. *Atmósfera*, 22, 71–80.
- 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, *Reviews in Geophysics*, 40, 1,1-41.
- Gill, A. E., & A.J. Clarke 1974. Wind-induced upwelling, coastal currents and sea-level changes, *Deep-Sea Res.*, 21, 325–345.
- Gu, G., R.F. Adler, & A.H. Sobel 2005. The Eastern Pacific ITCZ during the Boreal Spring, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 62, 1157-1174.
- Hayes, S.P., J.M. Toole, & L.J. Mangum 1983. Water-mass and transport variability at 110°W in the Equatorial Pacific. *Journal of Physical Oceanography*, 13, 153-168.
- Hayes, S.P., D.W. Behringer, M. Blackmon, D.V. Hansen, N.C. Lau, A. Leetma, S.G.H. Philander, E.J. Pitcher, C.S. Ramage, E.M. Rasmussen, & others 1986. The Equatorial Pacific Ocean Climate Studies (EPOCS) plans: 1986-1988. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 67, 442-444.
- Hayes, S.P., L.J. Mangum, J. Picaut, A. Sumi, & K. Takeuchi 1991. TOGA-TAO: A moored array for real-time measurements in the tropical Pacific Ocean. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 339-347.
- Halpern, D. 1987. Observations of annual and El Niño thermal and flow variations at 0°, 110°W and 0° 95°W during 1980-1985. *J. Geophys. Res.*, 92, 8197-8212.
- Harrison, D., & G.A. Vecchi 2001. El Niño and La Niña—Equatorial Pacific thermocline depth and sea surface temperature anomalies, 1986–98. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1051–1054.
- Hey, R. 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society American Bulletin*, 88:1404–1420.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, A. Leetmaa, R. Reynolds, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, R. Jenne, & D. Joseph 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-470.
- Kessler, W.S., & B.A. Taft 1987. Dynamic heights and zonal geostrophic transport in the central tropical Pacific during 1974–84. , *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 97–122.
- Kessler, W.S. 1990. Observations of long Rossby waves in the northern tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, 95, 5183–5217.

- Kessler, W.S., & M.J. McPhaden 1995. The 1991–93 El Niño in the central Pacific. *Deep-Sea Research II* 42, 295–333.
- Kessler, W.S. 2002. Mean three-dimensional circulation in the northeastern tropical Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 2457–2471
- Kessler, W.S., L.M. Rothstein, & D. Chen 1998. The annual cycle of SST in the eastern tropical Pacific, diagnosed in an ocean GCM. *J. Climate*, 11, 777–799.
- Kessler, W.S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 181–217.
- Kowalik, Z., & T.S. Murty 1995. Numerical modelling of the ocean dynamics. World Scientific, Singapore. 481 pp.
- Lagerloef, G., G. Mitchum, R. Lukas, & P. Niiler 1999. Tropical Pacific near-surface currents estimated from altimeter, wind, and drifter data. *J. Geophys. Res.*, 104(C10), 23313–23326.
- Large, W., & S. Pond 1981. Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 324–336.
- Legler, D.M. 1983. Empirical orthogonal function analysis of wind vectors over the Tropical Pacific Region, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64(3): 243–242.
- Long, B., & P. Chang 1990. Propagation of an equatorial Kelvin wave in a varying thermocline, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1826–1841.
- Lonsdale, P. 1977. Inflow of bottom water to the Panama Basin. *Deep-Sea Research* 24:1065–1101. (35, 36)
- Lonsdale, P., & K.D. Klitgord 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society American Bulletin*, 89, 981–999
- Liu, W. T., & X. Xie 2002. Double intertropical convergence zones—a new look using scatterometer, *Geophys. Res. Lett.*, 29(22), 2072, doi:10.1029/2002GL015431.
- Mapes, B.E., T.T. Warner, M. Xu, & A.J. Negri 2003. Diurnal patterns of rainfall in northwestern South America. Part I: Observations and context. *Monthly Weather Review* 131 pp. 799–812.
- McPhaden, M.J. 1993. TOGA-TAO and the 1991–93 El Niño–Southern Oscillation event. *Oceanography*, 6, 36–44
- McPhaden, M.J., A.J. Busalacchi, R. Cheney, J.R. Donguy, K.S. Gage, D. Halpern, M. Ji, P. Julian, G. Meyers, G.T. Mitchum, P.P. Niiler, J. Picaut, R.W. Reynolds, N. Smith, & K. Takeuchi 1998. The tropical ocean global atmosphere observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Res.*, 103(C7): 14169–14240.
- McPhaden, M. J., & X. Yu 1999. Equatorial waves and the 1997–98 El Niño, *Geophys. Res. Lett.*, 26(19), 2961–2964.
- Mechoso, C.R., A.W. Robertson, N. Barth, M.K. Davey, P. Delecluse, P. Gent, S. Ineson, B. Kirtman, M. Latif, H. Le Treut, T. Nagai, J. Neelin, S. Philander, J. Polcher, P. Schopf, T. Stockdale, M. Suarez, L. Terray, O. Thual, & J. Tribbia 1995. The seasonal cycle over the tropical Pacific Ocean in coupled ocean–atmosphere general circulation models. *Monthly Weather Review*, 123, 2825–2838.
- Meinen, C. S., & M. J. McPhaden 2000. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J. Climate*, 13, 3551–3559.

- Meschede, M., & U. Barckhausen 2000. Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. In Silver, E.A., Kimura, G., and Shipley, T.H. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 170: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1–10.
- Mestas-Nuñez, A.M., & D.B. Enfield 2001. Eastern equatorial Pacific SST variability: ENSO and non-ENSO components and their climatic associations. *J. Climate*, 14,391-402.
- Mitchell, T.P., & J.M. Wallace 1992. The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J. Climate*, 5, 1140–1156.
- Montealegre, J. E., & J. D. Pabon 1992. Interrelación entre el ENOS y la precipitación en el Noroccidente de Suramérica, *Boletín ERFEN*, (31), pp. 3–11.
- Nakamura, S. 1992. Applied numerical methods with software, Prentice-Hall, México, 570 pp.
- Nichols J.T., & R.C. Murphy 1944. A collection of fishes from the Panama Bight, Pacific Ocean. *American Museum Natural History Bulletin*, 83(4): 217-260.
- Picaut, J., E. Hackert, A.J. Busalacchi, R. Murtugudde, & G.S.E. Lagerloef 2002. Mechanisms of the 1997-1998 El Niño-La Niña, as inferred from space-based observations. *J. Geophys. Res.*, 9 107 (C5), doi:10.1029/2001JC000850.
- Piolle, J.F., & A. Bentamy 2002a. Mean Wind Fields (MWF product) - User Manual - Volume 1: ERS-1, ERS-2 & NSCAT. C2-MUT-W-05-IF, CERSAT, Plouzané, 47 pp.
- Piolle, J.-F., & A. Bentamy 2002b. Mean Wind Fields (MWF product) - User Manual - Volume 2: QuikSCAT. C2-MUT-W-04-IF, CERSAT, Plouzané, 47 pp.
- Philander, S.G.H., & R.C. Pacanowski 1981. Response of equatorial oceans to periodic forcing. *J. Geophys. Res.*, 86(C3), 1903-1916.
- Pond, S., & G.L. Pickard 1983. *Introductory Dynamical Oceanography*. 2nd. Edition, Butterworth-Heinemann, MA, 329 pp.
- Poveda, G., & O.M. Mesa 1997. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large-scale ocean-atmospheric phenomena, *J. Climate*, 10, 2690-2702.
- Poveda, G., & O.M. Mesa 2000. On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophys. Res. Lett.*, 27, 1675-1678.
- Rasmusson, E.M. & T.H. Carpenter 1982. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 110, 354-384.
- Restrepo, J. D., & B. Kjerfve. 2000. Water Discharge Annual Sediment Load From the Western Slope of the Colombian Andes with Focus on río San Juan. *Journal of Geology*, Vol. 108, No. 1, 17-33. University of Chicago.
- Reynolds, R.W., N.A. Rayner, T.M. Smith, D.C. Stokes, & W. Wang 2002. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate, *J. Climate*, Vol 15, 1609-1625.
- Rio, M.H., & F. Hernández 2004. A mean dynamic topography computed over the world ocean from altimetry, in situ measurements, and a geoid model. *J. Geophys. Res.*, 109, C12032, doi:10.1029/2003JC002226
- Rodríguez-Rubio, E. W. 2003. Variabilidad de la circulación de mesoescala en la cuenca oceánica del Pacífico colombiano, Tesis de Doctorado en Oceanografía. Universidad de Concepción, Concepción, Chile, 92 pp.

- Rodríguez-Rubio, E., W. Schneider, & R. Abarca del Río 2003. On the seasonal circulation within the Panama Bight derived from satellite observations of wind, altimetry and sea surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 30, No. 7, 1410.
- Springer, S.R., M.J. McPhaden, & A.J. Busalacchi 1990. Oceanic heat content variability in the tropical Pacific during the 1982/1983 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 95, 22089–22101.
- Stevenson, M. 1970. Circulation in the Panama Bight. *J. Geophys. Res.*, 75:659-672.
- Steward, R.H. 2002. Introduction to Physical Oceanography, Department of Oceanography Texas A & M University, 349 pp.
- Swenson, M.S., & D.V. Hansen 1999. Tropical Pacific ocean mixed layer heat budget: The Pacific Cold Tongue, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 69-81.
- SSALTO/DUACS User Handbook: (M)SLA and (M)ADT Near-Real Time and Delayed Time Products, 2007, CLS-DOS-NT-06.034, Version: 11 July 2007, France, 50 pp.
- Tejada-Vélez, C.E., L. Otero, L.A. Castro, F. Afanador-Franco, A. Devis-Morales, J.E. Solano, & A.L. Fonseca 2003. Aportes al Entendimiento de la Bahía de Tumaco: Entorno Oceanográfico, Costero y de Riesgos. Serie Publicaciones Especiales, Volumen 2. Centro Control Contaminación del Pacífico, CCCP, Tumaco. Imágenes de la Naturaleza Editores. 183 pp. ISBN: 958-33-5222-5.
- Tejada, C. 2002. Clima marítimo de la bahía de Tumaco, un caso de aplicación del sistema de modelado integral de zonas costeras para Colombia. Cantabria 44 pp. Tesis de maestría (MSc en Ciencias Tecnológicas para la Gestión de la Costa). Universidad de Cantabria. Grupo de Ingeniería Oceanográfica y de Costas.
- Tomczak, M., & J.S. Godfrey 1994. Regional Oceanography: An Introduction. Pergamon Press, England. 422 pp.
- Torrence, C., & G.P. Compo 1998. A practical guide to Wavelet Analysis, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 61– 78.
- Trenberth K.E. 1997. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (12): 2771–2777.
- UNESCO 1981. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO Technical. Paper in Marine Science, 36, 25 pp.
- Waliser, D.E., & C. Gautier 1993. A Satellite-Derived Climatology of the ITCZ. *J. Climate*, 6 (11), 2162-2174.
- Wallace J, E. Rasmusson, T. Mitchell, V. Kousky, E. Sarachik, & H. Von Storch 1998. On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: Lessons. *J. Geophys. Res.*, 103, 14241–14259.
- Wang, C., & P.C. Fiedler 2006. ENSO variability and the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography* 69, 239–266.
- Wang, C., & D.B. Enfield 2003. A further study of the tropical Western Hemisphere warm pool. *J. Climate*, 16, 1476–1493.
- Wang, C. 2002, Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation, *J. Climate*, 15:399-419.
- Wang, C. 2005. ENSO, Atlantic climate variability, and the Walker and Hadley circulations, in *The Hadley Circulation: Present, Past, and Future*. Edited by H.F. Diaz, and R.S. Bradley, pp. 173-202, Kluwer Academic Publishers.
- Weare, B.C., P.T. Strub, & M.D. Samuel 1981. Annual mean surface heat fluxes in the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 11, 705-717.

- Weller, B., B. Albrecht, S. Esbensen, C. Eriksen, A. Kumar, R. Mechoso, D. Raymond, D. Rogers, & D. Rudnick 1999. A science and implementation plan for EPIC: An eastern Pacific investigation of climate processes in the coupled ocean-atmosphere system [[http:// www. atmos.washington.edu/gcg/EPIC/](http://www.atmos.washington.edu/gcg/EPIC/)]
- Wijesekera, H. W., D. L. Rudnick, C. A. Paulson, S. D. Pierce, W. S. Pegau, J. Mickett, & M. C. Gregg 2005. Upper ocean heat and freshwater budgets in the eastern Pacific warm pool, *J. Geophys. Res.*, 110, C08004, doi:10.1029/2004JC002511.
- Willet, C.S., R.R., Leben, & M. Lavin 2006. Eddies and tropical instability waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 69, 218-238.
- Wooster, W.S. 1959. Oceanographic observations in the Panama Bight, Askoy Expeditions, 1941. *American Museum Natural History Bulletin*, 118(3):117–151.
- Wyrtki, K. 1967. Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *International Journal of Oceanology and Limnology*, 1 (2), 117-147.
- Wyrtki, K. 1984. The slope of sea level along the equator during the 1982-1983 El Niño, *J. Geophys. Res.*, 89, 10,419-10,424.
- Wyrtki, K. 1985. Water displacements in the Pacific and genesis of El Niño cycles, *J. Geophys. Res.*, 90(C4), 7129-7132.
- Xie, S.P., H. Xu, W.S. Kessler, & M. Nonaka 2005. Air-sea interaction over the Eastern Pacific Warm Pool: Gap winds, thermocline dome and Atmospheric convection. *J. Climate*, Vol. 18, No. 1, 5-19.
- Yu, X.R., & M.J. McPhaden 1999. Dynamical analysis of seasonal and interannual variability in the equatorial Pacific, *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 2350–2369.
- Zhang, X., & M.J. McPhaden 2006. Wind stress variations and interannual sea surface temperature anomalies in the eastern equatorial Pacific. *J. Climate*, 19, 226–241.
- Zhang, X., & M.J. McPhaden 2008. Eastern equatorial Pacific forcing of ENSO sea surface temperature anomalies, *J. Climate*, 21 (22), 6070–6079. Doi: 10.1175/2008JCLI2422.1
- <http://www.cdc.noaa.gov/>
- <ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/mwf-quikscat>
- <ftp://ftp.cls.fr/pub/oceano/AVISO/SSH/duacs/global/dt/ref/>
- ftp://ftp.emc.ncep.noaa.gov/cmb/sst/oisst_v2
- http://www.cpc.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml

9. ANEXOS



ANEXO 9.1.- Principios de altimetría satelital



Principios de altimetría satelital

La altimetría de radar es una técnica utilizada para medir la altura (distancia) de una superficie basada en las propiedades de la energía electromagnética radiada. Esta energía viaja por el aire en forma de ondas a la velocidad de la luz ($300,000 \text{ km seg}^{-1}$). Las ondas electromagnéticas son reflejadas si se encuentran con alguna superficie. La señal del radar es generada por un transmisor de alta potencia y la señal de retorno (también conocida como eco o *backscatter*) es recibida por un receptor de alta sensibilidad. El tiempo que demora un eco en regresar es usado para calcular la distancia, si se conoce la velocidad del sonido. El altímetro emite una onda de radar y analiza después la señal de retorno que rebota y es reflejada por la superficie de la Tierra (**Figura A1**). La altura de la superficie del mar (*Sea Surface Height, SSH*) es igual a la diferencia entre la distancia satélite-superficie (*Range*) que es deducida del tiempo que tarda la onda en ir y volver, y la posición del satélite respecto a una superficie de referencia arbitraria (*Altitud del satélite*), que puede ser el centro de la Tierra, o una superficie regular que se aproxime a su forma real (el *elipsoide de referencia*).

Para obtener una medida de precisión centimétrica (sobre una distancia de varias centenas de kilómetros) se necesita una enorme precisión en el cálculo de la posición del satélite dentro de la órbita. Sistemas de localización como *Doris* permiten reducir a 2 cm esta incertidumbre. También se ha de tener en cuenta cualquier perturbación que sufra la onda de radar. El agua, los electrones en la atmósfera, el estado del mar, etc. modifican el tiempo de su recorrido, provocando un cálculo incorrecto de la distancia. La medida de estos efectos perturbadores (a través de instrumentos anexos o mediante el uso de varias frecuencias) o su estimación a partir de los modelos, permite corregir la medida altimétrica. (Chelton *et al.*, 2001). Este nivel del mar (SSH) integra dos efectos principales:

- *El Geoide (G)*: que es la forma que tendría la superficie del mar asumiendo una ausencia total de perturbaciones tales como viento, corrientes, mareas, etc. Esta superficie se determina a partir de las variaciones gravitacionales alrededor del planeta, las cuales se deben a diferencias de densidad y masa en el suelo oceánico. Por ejemplo, una zona de rocas en el suelo marino deforma el nivel del mar decenas a cientos de metros, y sería visible como una elevación en el geoide.

- La *Topografía Dinámica Absoluta (ADT)*: es la altura de la superficie del mar debido a la circulación oceánica. Este nivel del mar incluye:
 - La *Topografía Dinámica Promedio*: componente estacionario (*mean dynamic topography, MDT*), que corresponde a la circulación permanente debida a la rotación de la Tierra, a vientos permanentes, etc. Este produce un efecto del orden de 1 metro en las alturas del mar.
 - La *Anomalía del Nivel del Mar*: componente altamente variable (*sea level anomaly, SLA*) que es debido a vientos, remolinos, variaciones estacionales, interanuales, etc.

Así, la topografía dinámica absoluta es igual a la topografía dinámica promedio más las anomalías del nivel del mar; $ADT = MDT + SLA$ (SSALTO/DUACS User Handbook, 2007).

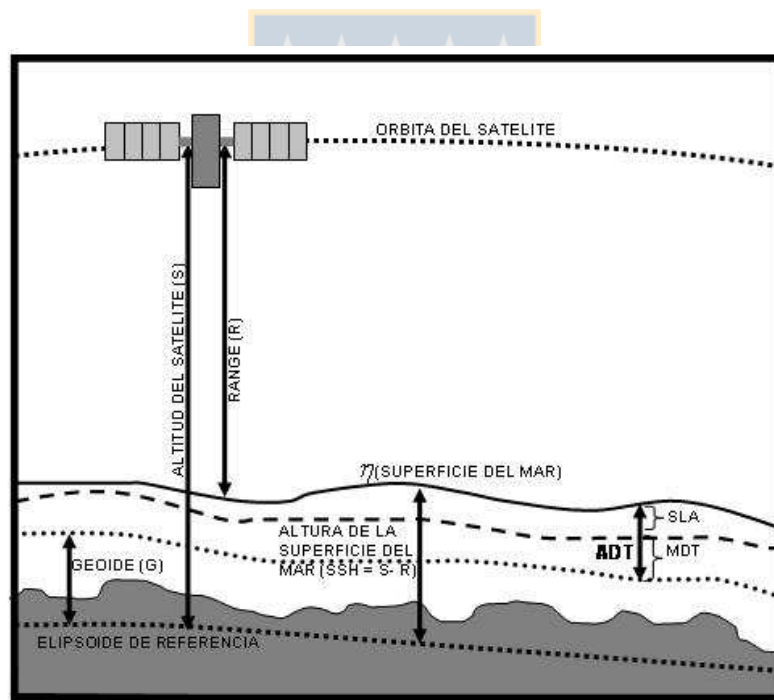


Figura A1. Principios de altimetría. El altímetro mide distancias. La altura de la superficie del mar (*SSH*) es la diferencia entre la posición del satélite en su órbita con respecto al elipsoide de referencia (*S*) y la distancia (*R*) entre el satélite y la superficie del mar (η). Esta *SSH* está formada por un geoide (*G*) y una topografía dinámica absoluta (*ADT*). La *ADT* incluye un componente estacionario (Mean Dynamic Topography, *MDT*) y un componente altamente variable (Sea Level Anomaly, *SLA*).

ANEXO 9.2.- Desarrollo de Ecuaciones (Geostrofa)



Descripción del método geostrófico para calcular corrientes a partir de datos hidrográficos (Pond & Pickard, 1983)

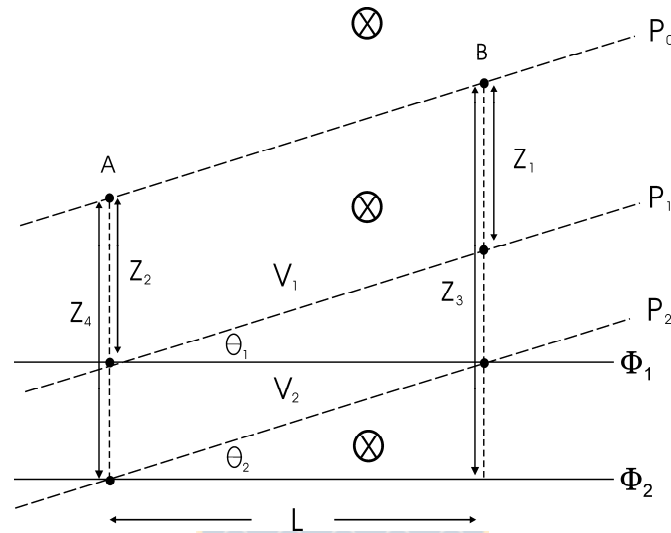


Figura A2. Esquema para el desarrollo del cálculo geostrófico. Este esquema fue modificado de la figura de Pond & Pickard (1983).

Las ecuaciones de movimiento para flujos no viscosos son:

$$-fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dx} \quad (1)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dy} \quad (2)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g = -\frac{1}{\rho} \frac{dp}{dz} - g \quad (3)$$

Donde ρ = densidad, f es el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin(\text{latitud})$), $\Omega = 7.292 * 10^{-5} s^{-1}$,

g es la aceleración de gravedad, p es la presión, $\frac{\partial p}{\partial x}$ = gradiente de presión entre un par de

perfiles del CTD, $\delta = \frac{1}{\rho}$ es la anomalía del volumen específico, z es el nivel de referencia

o nivel de no movimiento*, y L es la distancia entre estaciones hidrográficas (perfiles de CTD ubicados en los puntos A y B en la **Figura A2**).

Despejando u, v de (1), (2):

$$v = \frac{1}{\rho f} \frac{dp}{dx} \quad (4)$$

$$u = -\frac{1}{\rho f} \frac{dp}{dy} \quad (5)$$

de (3) se tiene que: $dp = -\rho g dz$ y reemplazando este en (4) y (5):

$$v = -\frac{g}{f} \frac{dz}{dx} \quad (6)$$

$$u = \frac{g}{f} \frac{dz}{dy} \quad (7)$$

Desarrollando sólo la componente meridional (v), de la **Figura A2** se tiene que:

$$V_1 = -\frac{g}{f} \tan \theta_1 = -\frac{g}{f} \frac{(Z_3 - Z_1)}{L} \quad (8)$$

$$V_2 = -\frac{g}{f} \tan \theta_2 = -\frac{g}{f} \frac{(Z_4 - Z_2)}{L} \quad (9)$$

El lado derecho de (8) y (9) se puede representar como:

$$g(Z_3 - Z_1) = \int_{z_1}^{z_3} g dz \quad (10)$$

$$g(Z_4 - Z_2) = \int_{z_2}^{z_4} g dz \quad (11)$$

de (3) se tiene que: $-\frac{1}{\rho} dp = -\alpha dp = g dz$, reemplazando en (10) y (11)

$$g(Z_3 - Z_1) = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_B dz \quad (12)$$

$$g(Z_4 - Z_2) = \int_{p_1}^{p_2} \alpha_A dz \quad (13)$$

Reemplazando (12) y (13) en (8) y (9)

$$V_1 = \frac{1}{fL} \int_{p_1}^{p_2} \alpha_B dz \quad (14)$$

$$V_2 = \frac{1}{fL} \int_{p_1}^{p_2} \alpha_A dz \quad (15)$$

α_A y α_B son los volúmenes específicos en el punto A y B. Estos volúmenes están dados por:

$$\alpha_A = \alpha_{35,0,p} + \delta_A \quad (16)$$

$$\alpha_B = \alpha_{35,0,p} + \delta_B \quad (17)$$

donde δ_A y δ_B son las anomalías del volumen específico. Reemplazando (16) y (17) y en (15) y (14) y luego haciendo la diferencia:

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{fL} \left[\int_{p_1}^{p_2} \alpha_B dz - \int_{p_1}^{p_2} \alpha_A dz \right] \quad (18)$$

$$V_1 - V_2 = \frac{1}{fL} [\Delta\Phi_B - \Delta\Phi_A] \quad (19)$$

Donde $\Delta\Phi$ es la anomalía geopotencial.

*Para conocer el nivel de referencia o de no movimiento es necesario contar con mediciones *in situ* de corrientes, con las cuales se calculan velocidades absolutas de la corriente. Ya que en el presente estudio no se tuvo acceso a datos de corrientes, el nivel de referencia utilizado fue de 500 m siendo ésta la profundidad máxima común en todos los cruceros oceanográficos. Este nivel ha sido comúnmente utilizado en cálculos geostroáficos en el Pacífico ecuatorial (Hayes *et al.*, 1983).

ANEXO 9.3.- Glosario de términos y acrónimos utilizados



GLOSARIO

ADCP	Acoustic Doppler Current Profiler.
ADT	Absolute Dynamic Topography. Topografía dinámica absoluta. Altura de la superficie del mar con respecto al geoide. Es la suma de la topografía dinámica promedio y las anomalías del nivel del mar ($ADT=MDT+SLA \equiv SSH-geoide$).
Altímetro	Instrumento que instalado en satélites miden elevaciones como la superficie del mar, relativo a un geoide de referencia.
Altura dinámica	Se refiere a la presión asociada con una columna de agua. Las variaciones horizontales de ésta (debidas a las variaciones horizontales de temperatura y salinidad) son graficadas para determinar la topografía dinámica y sus corrientes geostroficadas correspondientes.
AMI	Active Microwave Instrumentation.
ATSM	Anomalías de la Temperatura Superficial del Mar.
AVISO	Archivo, Validación e Interpretación de datos Oceanográficos Satelitales.
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer que mide la temperatura superficial del mar.
β	Plano beta. La derivada del parámetro de Coriolis con respecto a la latitud. La aproximación en el plano beta es útil en el estudio de flujos ecuatoriales y de latitudes medias, que asume que el parámetro de Coriolis varía linealmente con la latitud.
CD	Coefficiente de Arrastre.
CLS	Collecte Localisation Satellites. División de Oceanografía Espacial de AVISO.
CERSAT	Centre ERS d'Archivage et de Traitement.
Circulación geostrofica	Circulación oceánica generada por el balance entre la fuerza de gradiente de presión horizontal ejercidas por las masas de agua y el efecto de la aceleración debida a la rotación de La Tierra.
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales.
CLIVAR	Climate Variability and Predictability.
COADS	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set.
CCCP	Centro Control Contaminación del Pacífico. Instituto de investigación oceanográfica de la Armada Nacional de Colombia en el Pacífico.
CPC	Cuenca Pacífica Colombiana.
CTD	Conductivity-Temperature-Depth. Perfilador que mide la temperatura y salinidad del agua.
DIMAR	Dirección General Marítima. Armada Nacional de Colombia

EOF	Empirical Orthogonal Function. Método de funciones ortogonales empíricas.
Entrainment	Flujo vertical de masa que cruza superficies isopícnicas.
ENOS	El Niño Oscilación Sur. Fenómeno climático que ocurren en la región tropical e involucra el transporte de masas de aguas cálidas (El Niño) o frías (La Niña) desde el oeste al este a través del Pacífico.
ENSO	El Niño-Southern Oscillation.
El Niño	Anomalía cálida del Pacífico tropical a escala interanual.
EPIC	Eastern Pacific Investigation of Climate Processes.
EPOCS	Equatorial Pacific Ocean Climate System.
ERS	European Remote Sensing Satellite.
f	Parámetro de Coriolis. Aceleración que sufre una parcela de fluido en movimiento en un sistema de coordenadas relativo.
Geostrofia	Balance entre la fuerza de presión horizontal y la aceleración de Coriolis. Este balance es el que domina los flujos a gran escala en el océano y la atmósfera.
GOES	Geosynchronous Operational Environmental Satellite.
Hundimientos	Downwelling. Bombeo de Ekman (velocidad vertical negativa). Descenso de capa de mezcla superficial producto de la convergencia en el transporte de Ekman.
IFREMER	Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer.
IRD	Institut de Reserche pour le Développement.
Isohalinas	Contornos de salinidad constante.
Isotermas	Contornos (o superficies) de temperatura constante.
Isopícnicas	Contornos (superficie) de densidad constante.
ITCZ	Intertropical Convergence Zone.
Jet de viento	Chorro de viento. Flujos de viento relativamente intensos que se concentran y fluyen a través de pasos muy estrechos en la atmósfera.
Jet de Panamá	Chorro de viento superficiales que cruza el istmo de Panamá.
Jet CHOCO	Chorro del Occidente Colombiano.
Lengua Fría Ecuatorial	Ecuatorial Cold Tongue. Región donde se conecta la surgencia ecuatorial con la surgencia costera de Chile-Perú.
La Niña	Anomalía fría del Pacífico tropical a escala interanual.
Mesoescala	Escala sinóptica en el orden de semanas a meses y desde decenas de kilómetros a cientos de km.
MDT	Mean Dynamic Topography. Topografía dinámica promedio del océano debida a los principales sistemas de corrientes.
MDT-Rio	Topografía promedio calculada por Rio & Hernández (2004).
NECC	North Ecuatorial Countercurrent. Contracorriente Norecuatorial.
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration.
NCEP/NCAR	National Center for Environmental Prediction /National Center for Atmospheric Research. Proyecto de reanálisis climático.

OHC	Ocean Heat Content. Contenido de calor oceánico.
OSCAR	Ocean Surface Current Analysis.
ONI	Oceanic Niño Index.
PACS	Pan American Climate Studies.
PCA	Principal Component Análisis. Análisis de componentes principales.
PCs	Componentes Principales.
Panama Bight	Región oceánica que comprende las aguas marítimas de Ecuador, Colombia y Panamá.
QuikSCAT	NASA Quick Scatterometer.
SCAT	Scatterometer. Dispersómetro. Radar de microondas especializado diseñado para medir los vientos superficiales sobre los océanos desde un satélite con órbita polar.
SEC	South Equatorial Current. Corriente Surecuatorial.
SLA	Sea Level Anomalies. Anomalías de la superficie del mar.
SSALTO/DUACS	Segment Sol multimissions d'ALTimétrie, d'Orbitographie et de localisation precise/Data Unification and Altimeter Combination System. Este sistema procesa toda la información de las misiones altimétricas.
SSH	Sea surface height. Altura de la superficie del mar.
SSM	Salinidad Superficial del Mar.
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager.
Surgencias	Upwelling. Succión de Ekman (velocidad vertical positiva). Ascenso de aguas de la termoclina producto de la divergencia en el transporte de Ekman.
Surgencia costera	Usualmente inducida por transporte de Ekman hacia fuera de la costa.
Surgencia ecuatorial	Debida a la divergencia del transporte de Ekman en el ecuador.
TAO	Tropical Atmosphere Ocean.
Termoclina	Zona que separa las aguas oceánicas profundas frías de las aguas cálidas de la superficie.
TMI	TRMM Microwave Imager.
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere.
TOPEX	TOPography EXperiment for Ocean Circulation.
TOPEX/POSEIDON	Satélite altimétrico. Proyecto de cooperación entre Estados Unidos (NASA) y Francia (CNES), que fue la primera misión diseñada y conducida para el estudio de la circulación de los océanos del mundo.
TRITON	Triangle Trans Ocean Buoy Network.
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Misión.
TSM	Temperatura Superficial del Mar.
TSM-RS	TSM de la NOAA calculada por Reynolds et al., (2002).
WOA05	World Ocean Atlas 2005. Climatología.
WWV	Warm Water Volume. Volumen de agua cálida por encima de la termoclina.

W_{EKMAN}
Westerlies
XBT
 Z_{20}
ZCIT

Velocidad vertical de Ekman.
Flujos de viento del oeste típicos del Pacífico ecuatorial oeste.
eXpendable BathyThermograph.
Profundidad de la Isotherma de 20°C.
Zona de Convergencia Intertropical.

