



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA



FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

“IMPACTO DEL NIÑO 1997-1998 EN LA ENTRADA AL
GOLFO DE CALIFORNIA”

TESIS
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
OCEANÓLOGO
Presenta
RUTH CEREZO MOTA

ENSENADA, B. C., AGOSTO 2002

RESUMEN

El área de estudio del presente trabajo es una zona de confluencia entre las aguas poco saladas y frías de la Corriente de California y aguas tropicales, tibias y mas saladas, acarreadas por la Corriente Norecuatorial. Durante la fase final del evento de El Niño 1997-1998 (junio 1998) en esta zona, se observan condiciones anómalas, como el hundimiento de la Corriente de California que en junio debería tener su máxima presencia superficial en esta región.

Por medio de datos tomados *in situ*, boyas de deriva ARGOS e información de la misión Topex/Poseidon, y comparar lo sucedido en 1998, 1999 y el 2000, podemos decir que los 3 años se comportaron de forma diferente, ya que durante mayo-julio de 1998 se observó en general bajas velocidades en el flujo poca variabilidad, a excepción de un giro ciclónico entre Cabo San Lucas e Isla Socorro, que favorece el aporte de las aguas tropicales en esta región. Después del paso de El Niño 1997-1998, se instalaron las condiciones de La Niña 1999-2000, por lo que durante el periodo de mayo a julio de 1999, se observa el flujo de la CC un con velocidades bajas y menor variabilidad. Durante el periodo de mayo a julio del 2000 se observa de forma mas clara la presencia superficial de la CC, con velocidades mayores que el año precedente y con mayor variabilidad en la dirección del flujo, por lo que se considera que las condiciones por fin se estaban normalizando para esta región.

"IMPACTO DEL NIÑO 1997-1998 EN LA ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA"

TESIS

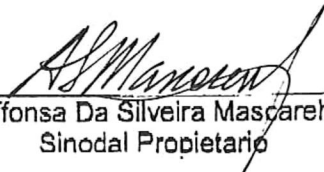
Que presenta :

Ruth Cerezo Mota

Aprobada por:



Dr. Armando Trasviña Castro
Presidente del Jurado



Dr. Afonsa Da Silveira Mascarehnas
Sinodal Propietario



Dr. Ruben Castro Vaidez
Sinodal Propietario

DEDICATORIA

A quienes me han demostrado una y otra vez el gran amor que sienten por mí y que me enseñaron que no existe mejor legado que mis estudios ...MIS PADRES..Rosa Ma. Mota Galindo y Daniel Cerezo Barreto

A quien en la distancia estuvo tan cerca de mí en todo momento y compartió conmigo su gran sabiduría (¿?) MI HERMANA..Karen

A quien me ha aguantado y me ha enseñado a compartir y a volar juntos.... MI AMOR...Dago

Para aquellos que tuvieron fe en mí y en que algún día llegaría este momento...MIS AMIGOS



AGRADECIMIENTOS

Ahora si...despues de tanta solemnidad he decido explayarme... digo, que acaso el chiste de hacer una tesis no esta parte????

Mamá, Papá lo logramos!!!!!!!!!!!!!!! Gracias por la vida, por el amor, por las alas y por dejarme volar hasta estos rumbos, por el sacrificio que les impuse al venirme para poder lograr mi sueño...pero a poco no ha valido la pena???

Karen, gracias por ser mi cómplice en la distancia y convertirme en mi mejor amiga.

A Dago por todas las experiencias y momentos compartidos, por haberme incluido en tus locuras, por nuestro amor, ...gracias!

A mi director Dr. Armando Trasviña Castro por su influencia en mi vida, por su paciencia..

A mi padrino de generación y sinodal... Dr. Rubén Castro por su ayuda y su tiempo .

Al Dr. Affosso Da Silveira Mascarehnas por sus atinados comentarios en la revisión de la tesis.

A M.C. Ernesto Torres por su apoyo y su ayuda para la realización de esta tesis.

A toooooooda mi familia [Josefino (ni modo, ya quedo plasmado por toda la eternidad), Tía Carmen, Tío Nacho, Tío Víctor y familia a mi queridísima prima Pilar (obviamente también a su amado esposo, y mis amados sobrinos) a mi Tía Chabe, gracias por hacerme sentir el punto de reunión y por cada palabra de apoyo.

A mis amigos que aun en la distancia siguieron presentes ...a Pablo García, a Marianita, a Erika, a Ana Luisa y su familia, Angeles, Marisol, Tania.. gracias por convertirse en un punto de enlace entre mi pasado y mi presente.

A la banda, para que no se ofendan estan en orden de aparición (si no me falla la memoria, ya ven que a esta edad uno ya no se puede confiar de ella): Miriam, Eugenia (osea Gaby A.), Geovanny, Alex, Gabo, Goya, Steephen, Leonel, incluso a aquellos que ya no siguen en la banda pero formaron parte de mi segunda familia el Pollo y se acuerdan de Joel?.

Mas en especifico gracias a Geovanny por haberme salvado la vida (en mas de una ocasión), a Miriam por regalarme una de las mejores experiencias de mi vida: el viaje

por la Baja, a Gaby por la gran hermandad, por dramatizar los mejores momentos, ah! y por el crucero, te acuerdas??

A los que no son de la banda, pero si son mis amigos: Mickey (osea Miguel), Ana Marichal, Marinela (ups! Marina), Hiroshi, el Plucky (Jaime Flores).

A quienes me enseñaron que en efecto entre mujeres podemos despedazarnos pero jamás nos haremos daño (o ¿era al revés?)..las chukies (Lorena, Melissa, Cristina, Ivette y Cintya).. por la mas fuerte lección que tuve que aprender durante la carrera.

A quienes compartieron conmigo mi época de aventurera (aunque suene medio feo): Paola, Lalo , Quique Q., Pablo, el Ambriz, Poncho, Luis y por supuesto el Master Juanito..osea Oc. Juan Flores, gracias por la convivencia!!!

Una mención especial para quien me brindó su amistad de la manera mas noble y en uno de los momentos mas decisivos de mi vida... Eiko y a su hermosa familia, sobre todo a Carmen y a Doña Paquita, gracias por su casa, por su cariño, gracias!!!!

A los salvavidas por dejarme pertenecer a su grupo, por los recuerdos, por uno de mis mejores veranos.

Al tío Vic. por haberme enseñado que si se puede.

A mi jarocho amiga Aline, gracias por la compañía, por la amistad.

Por supuesto a la otra banda: Dahren, Fausto y Karina, los gordos (Varinka y Gerardo) y Julio.

A Paula y Guille ...mercy beaucoup pour votre amitié.

A Ana Ramirez por las super porras y todo su apoyo.

Ah! claro a mis maestros sobre todo al M.C Sergio Larios, por haberme enseñado el gusto por la Física, así como al M.C. David Serrano por haberme enseñado que el sr. Resnick no es tan terrible.

A M.C. Pinal y a la M.C. Graciela Guerra por el reto, al Dr. Ledesma por su conocimiento compartido y su infinita paciencia en las salidas de campo, al M.C. Miguel Tellez por convertirse en un ejemplo a seguir, al Dr. Suarez Vidal por las agradables charlas y por supuesto a mis profes del área de física.. un monumento

para ellos por su paciencia: Dr. Adan Mejía, Dr. Luis Felipe Olache, Dr. Mascarenhas, Dr. Walls y Dr. Pinet.

Al Oc. Octavio Telles, por darme la oportunidad de trabajar con él.

Tanti grazie anche a tutti mie amici d'Italia, per tutto il suo appoggio nel momento più difficile de la mia tesi, e per la amicizia.

Y al final, pero no menos importante a Chien por sus juegos, por su amor incondicional...te quiero!!!

A todas y cada una de las personas que han tocado mi vida y que de alguna u otra manera me han llevado hasta donde estoy.

ÍNDICE

	Página
INTRODUCCIÓN.....	1
ANTECEDENTES.....	6
OBJETIVO.....	10
ÁREA DE ESTUDIO.....	11
METODOLOGÍA.....	13
i. Crucero PATO 5.....	13
ii. Altimetría por satélite: datos de la misión T/P.....	13
iii. Geostrofa.....	17
RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	22
a. Crucero PATO 5: Junio 1998.....	21
b. Comportamiento Interanual.....	36
CONCLUSIONES.....	43
BIBLIOGRAFIA.....	44
APENDICE I.....	48

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura 1. Área de estudio con las estaciones que se realizaron durante el crucero PATO 5 (6-8 de junio 1998).....	12
Figura 2. Visualización de la forma en que funciona el satélite TOPEX/POSEIDON (tomada de la página electrónica http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/html/information).....	15
Figura 3. Diagrama de temperatura y salinidad. ASE = Agua Superficial Ecuatorial, ACC = Agua de la Corriente de California, ASsSt = Agua Subsuperficial Subtropical, AIP = Agua Intermedia del Pacífico.....	25
Figura 4. Sección de salinidad de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contornos es de 0.1.....	25
Figura 5. Sección transversal de temperatura de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contorno es de 1°C.....	27
Figura 6. Sección transversal de densidad de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contorno es de 1 kg/m ³	27
Figura 7. Sección transversal de velocidades geostróficas de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contorno es de 0.1 m/s.....	29
Figura 8. Trayectorias de las boya WOCE-ARGOS durante el mes de junio de 1998. Las flechas de color rojo corresponden a las trayectorias de la semana del 1ro. al 8.....	29
Figura 9. Altimetría de la semana del 1ro. al 8 de junio de 1998 calculada a partir de los datos del T/P. La línea negra indica la posición del transecto que se siguió durante el PATO 5. El intervalo de contorno es de 0.1 m.....	31

Figura 10. Comparación entre la altura dinámica calculada con los datos del PATO 5 (línea roja discontinua), y la altimetría calculada con los datos del T/P mas la climatología de Levitus (línea azul discontinua).....	31
Figura 11. Velocidades geostróficas calculadas con los datos del T/P, durante la semana del 1ro. al 8 de junio de 1998.....	33
Figura 12. Velocidades geostróficas calculadas con los datos del T/P, durante la semana del 1ro. al 8 de junio de 1999.....	33
Figura 13. Velocidades geostróficas calculadas con los datos del T/P, durante la semana del 1ro. al 8 de junio de 2000.....	35
Figura 14. Vectores promedio y elipses de varianza para los meses de mayo, junio y julio de 1998, basados en datos semanales...	35
Figura 15. Vectores promedio y elipses de varianza para los meses de mayo, junio y julio de 1999, basados en datos semanales...	39
Figura 16. Vectores promedio y elipses de varianza para los meses de mayo, junio y julio del 2000, basados en datos semanales...	39

INTRODUCCIÓN

La Corriente de California (CC) es la corriente de frontera Este del océano Pacífico Norte. Este tipo de corrientes provienen de altas latitudes y sus aguas son de temperaturas bajas comparadas con aquellas de latitudes similares en la región central del océano, además se pueden ver influenciadas de manera estacional por aguas frías debido a las surgencias costeras. Estas corrientes presentan baja salinidad ya que en su región de origen, la precipitación excede a la evaporación (Wooster y Reid, 1963).

La CC es un flujo lento y débil que se mueve hacia el sur y se encuentra dispersa sobre mas de 1000 km de distancia de la costa. Como consecuencia de su movimiento lento, la temperatura y salinidad se incrementan substancialmente en la dirección del flujo (Wyrcki, 1967). La estructura térmica vertical de la corriente cerca de la costa se caracteriza por valores bajos de temperatura superficial con isotermas someras ascendentes debido a procesos de surgencia (López-Bojórquez, 1996). Lynn y Simpson (1987), realizaron un estudio del sistema de la Corriente de California utilizando 23 años de datos del CalCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation). Describieron a la CC como una corriente superficial (0-300m) oceánica, cuyas velocidades geostróficas máximas y los mínimos en salinidad en la zona ubicada entre los 32º y 35º N, y es precisamente por la presencia estacional de un giro en esta zona que se genera una mezcla entre la Corriente Subsuperficial (California

Undercurrent, CU) y la Contracorriente Costera (Inshore Countercurrent, IC), que fluyen de sur a norte, variando los valores termohalinos de la corriente superficial, así como la intensidad de las velocidades geostróficas.

Además se ha observado que en la región de Baja California, la CC se intensifica a lo largo de la costa, y presenta una fuerte variabilidad estacional en su flujo hacia el ecuador, que se intensifica de mayo a julio (velocidades geostróficas de hasta 0.12 m/s), con los mínimos en salinidad (33.7) cerca de la costa y superficiales (0-100 m).(Lynn y Simpson, 1987, Strub y James,2000)

En el Pacífico Tropical Oriental, la circulación a gran escala presenta tres patrones estacionales (Wyrcki, 1965): el primero es el más estable y largo en duración, se desarrolla de agosto a diciembre. Durante este periodo la Contracorriente Ecuatorial esta completamente desarrollada y fluye alrededor del domo de Costa Rica, alimenta e intensifica la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR). Mientras que la Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) se ubica al norte, alrededor de los 10º N. La CC se retira de la costa cerca de los 25º N y alimenta la Corriente Norecuatorial al norte de los 20º N. En enero, la ZITC se mueve hacia el sur, la Contracorriente Ecuatorial se debilita y la CC se intensifica. El segundo periodo comprende de febrero a abril. La ZITC esta en su posición más sureña (3º lat. Norte) y la Contracorriente Ecuatorial esta prácticamente ausente. La CCCR es muy débil y el flujo superficial al norte del Golfo de Tehuantepec es hacia el sureste. La CC provee a la Corriente Norecuatorial de la mayor parte del agua.

Durante el tercer periodo, la CC alcanza su máxima presencia superficial en el año en la entrada al Golfo de California, de abril a junio (López-Bojórquez, 1996) y contribuye considerablemente a la Corriente Norecuatorial, aunque su flujo hacia al sureste no penetra mucho en el Pacífico Tropical Oriental. Posteriormente la CC se debilita de forma progresiva de julio a agosto (Wyrski, 1966).

Frecuentemente, el encuentro de la Corriente de California con el agua tropical del Pacífico o con la del Golfo de California cerca de la entrada del mismo, produce cambios abruptos en temperatura y salinidad conocidos como 'frentes oceánicos'. Los valores de temperatura y salinidad, a través de estos frentes, pueden variar hasta 4°C y 0.5% en 60 millas (Stevenson, 1970). Gómez-Gutiérrez y Hernández-Trujillo (1994) y López-Bojórquez (1996) identifican un frente a lo largo de los 23° N (frente a Cabo San Lucas). Este se debe al contraste entre las bajas temperaturas del Agua de la Corriente de California (ACC) y las temperaturas altas de AGC. El frente tiene dirección sur y un gradiente de 1° C por cada 50 km, durante los meses de mayo y junio. Además, identifican en la misma región un frente de salinidad durante los meses de noviembre y diciembre, a consecuencia de la presencia de aguas de alta salinidad característica del AGC y la baja salinidad hacia el sur, característica del Agua Tropical superficial (ATS, temperaturas mayores a 25 °C y salinidades menores a 34).

Además del frente oceánico se ha observado intensa actividad de mesoescala

en esta región. Esta es claramente visible en las imágenes de satélite de temperatura del mar, como lo muestran Collins *et al.* (1997). Estos autores observan en noviembre de 1990, un giro anticiclónico en la boca del Golfo y, como consecuencia del giro, una intensa región frontal que contrasta con las aguas más frías del Pacífico. También, encuentran un vórtice ciclónico de aproximadamente 40 km de diámetro, al sur de Cabo San Lucas.

Todo lo anterior describe las condiciones típicas de la región de estudio. Sin embargo, estos patrones oceánicos de circulación, se ven afectados, entre otras causas, por la variabilidad interanual debida al fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENOS).

Para comprender el fenómeno de El Niño y sus interacciones oceano-atmósfera, se puede proponer una simplificación dinámica lineal (Graham y White, 1988), en la que se supone que los océanos tropicales están compuestos por dos capas, una de agua ligera y tibia que se encuentra sobre otra densa y fría. La interface entre estas capas es conocida como termoclina, los movimientos que ocurren en la capa superior, por encima de la termoclina son baroclínicos. Esto quiere decir que están relacionados con el grosor de esta capa, y son afectados principalmente por el esfuerzo superficial del viento. Dentro de una franja de aproximadamente dos o tres grados Norte (Sur) con respecto al ecuador, se encuentra el canal de ondas ecuatorial, donde las variaciones en el esfuerzo del viento causan cambios en la pendiente de la superficie del mar y en el grosor de la capa superior. El balance entre estos

cambios o gradientes en la capa superior y la fuerza de Coriolis, genera perturbaciones conocidas como ondas baroclínicas Ecuatoriales de Kelvin. Estas se mueven rápidamente hacia el Este con velocidad suficiente como para atravesar el Pacífico en 3 meses (aprox. 250 cm/s). Al paso de estas ondas, se eleva el nivel del mar y se hunde la termoclina en el Pacífico Ecuatorial Oriental.

En resumen, como resultado de la variación en el campo de viento superficial sobre el Pacífico Tropical, las anomalías en las temperaturas superficiales del mar (TSM), en las regiones ecuatoriales oriental y central, generan dos respuestas oceánicas diferentes. El esfuerzo zonal del viento hacia el Oeste dentro del canal de ondas ecuatorial genera las ondas ecuatoriales de Kelvin. Estas refuerzan las anomalías de TSM que incrementan (disminuyen) el grosor de la capa superior en el Pacífico Oriental (Occidental). Fuera del canal de ondas ecuatorial, el bombeo positivo (negativo) de Ekman produce surgencias (hundimientos), las ondas de Kelvin continúan su propagación como consecuencia del atrapamiento en la costa de América, se generan anomalías positivas (negativas) en las TSM en el Pacífico y la termoclina se vuelve más profunda (somera) (Graham y White, 1988; Lee y Chelton, 1999; Trasviña, *et al.*, 1999).

En el evento de El Niño 1997-1998 los primeros efectos en el Pacífico se empezaron a registrar desde febrero de 1997, sin embargo llega a su pico de máxima intensidad de abril a junio de 1997, este primer pulso se desplazó

rapidamente hacia el norte pero al llegar a los 24 ° N la señal se movió de forma más gradual, por oposición de los vientos (Strub y James, 2002). Y continúa su desplazamiento hacia el norte de forma rápida en noviembre de 1997 a abril de 1998, cuando registra su segundo pico de intensidad. El cual se da como consecuencia del paso de un tren de ondas atmosféricas, que genera fuertes anomalías en en la presión al nivel del mar, así como fuertes anomalías en los vientos que se desplazaban de oeste –noreste. Para mayo de 1998 el ENOS se debilita considerablemente, con el desarrollo de anomalías negativas en la temperatura superficial del mar (Lynn, *et al.*, 1998; Haywarth,*et al.*, 1999; McPhaden, 1999; Strub y James, 2002).

Durazo y Baumgartner (en prensa) observan en la CC que durante el pico de máxima presencia de El Niño (febrero 97 a enero 98) se presentan gradientes débiles y poca actividad de mesoescala, mientras que en el Post-Niño (octubre 98-agosto 99) se incrementa la actividad de mesoescala y se presentan grandes gradientes en las alturas dinámicas; los autores explican esto por la reducción de inestabilidades baroclínicas en la superficie, ya que durante el evento ENOS, hay introducción de agua tibia al sistema lo que aumenta el nivel del mar en la costa, al mismo tiempo la termoclina se vuelve más profunda. Estos autores proponen la siguiente hipótesis: si durante esta situación las surgencias costeras desaparecen, no se producen frentes entre las aguas frías del fondo y las aguas tibias superficiales, lo que genera finalmente la ausencia de corte horizontal y de la variabilidad espacial.

En el caso de la entrada del Golfo de California durante eventos de El Niño anteriores se han observado el hundimiento de la capa de mezcla y anomalías positivas de temperaturas superficiales entre 3 y 4 °C, como evidencia de la intrusión de aguas tropicales (Trasviña *et al*, 1999), así como el hundimiento de la termoclina de aproximadamente 50 dbar y la presencia de anomalías en temperatura de aproximadamente 6^a C y aguas menos saladas que la media para la región de la entrada del Golfo de California (Castro *et al.*, 2000).

Al sur de nuestra región de estudio, en las costas de Jalisco y Colima, Filonov y Tereshchenko (2000), encuentran que El Niño alcanza su pico de máxima intensidad en enero de 1998, pero para mayo de 1998 observan que los efectos del ENOS en esta región habían concluído.

A este evento de El Niño 1997-1998 le sigue La Niña 1999-2000, por lo que el Pacífico Tropical sufre una de las más dramáticas transiciones de aguas cálidas a aguas frías con condiciones de alta productividad (por efecto de las surgencias). Fuertes anomalías en el viento que se dirigía hacia el sur durante la primavera y verano de 1999, favorece los procesos de surgencia que a su vez aportan el agua fría y rica en nutrientes a la superficie (Bograd, *et al*, 2000).

La intensidad de la confluencia de aguas subárticas con tropicales en la entrada al Golfo de California es consecuencia del comportamiento del sistema de corrientes de frontera oriental del Pacífico Norte y de la circulación hacia el polo en el Pacífico Tropical Oriental. En el presente trabajo estudiaremos el efecto de la fase final de El Niño 1997-1998 en la entrada del Golfo de California. Esto

nos permitirá aumentar el conocimiento de las variaciones interanuales que modulan las interacciones entre masas de agua en la entrada al Golfo de California. Ya que a pesar de que la Corriente de California (CC) resulta de gran importancia económica por sus pesquerías, no ha sido sino hasta fechas recientes (1997) que se han reiniciado investigaciones de la región sur de la CC, por medio del programa denominado IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California). Por el contrario, la porción norte de la CC (desde su origen hasta Punta Eugenia) ha sido ampliamente estudiada de forma continua desde hace 50 años.

En este trabajo aprovecharemos la disponibilidad de información de altimetría de la misión Topex/Poseidon para estudiar la variabilidad de las corrientes en la zona de estudio.

En fechas recientes se han integrado el uso de las imágenes de satélite como una importante herramienta para la visualización y caracterización de los océanos. Dentro de los satélites que generan información sobre el comportamiento del mar se encuentra el satélite francés-estadounidense TOPEX/POSEIDON (T/P); en mar abierto, los datos de altimetría del T/P han permitido avanzar en el entendimiento de las características de mesoescala alrededor de las intensas corrientes de frontera (Nerem, 1995; Qiu, 1995; Strub y James, 2000). El conocimiento de la variabilidad de mesoescala se ha utilizado para inferir y discutir la circulación de gran escala (Wang, 2000)

La validación de los datos del T/P se ha realizado al comparar las mediciones

del satélite con mediciones realizadas *in situ* a bordo de cruceros oceanográficos como lo hacen Arnault, *et al* (1992) con los datos del satélite y mediciones tomadas en el Atlántico encontrando una correlación de 4 cm rms (raíz cuadrática media, por sus siglas en inglés root mean square).

Quilfen *et al.*, (2000), al correr modelos para la predicción de las anomalías del mar con los datos del T/P encuentran gran similitud con la realidad, incluso con eventos interanuales como El Niño.

OBJETIVO

Describir las alteraciones de la circulación oceánica en la región de confluencia de aguas tropicales y subárticas en la entrada al Golfo de California, durante la etapa final (junio 1998) del evento de El Niño 1997-1998.

ÁREA DE ESTUDIO

El área del presente estudio se encuentra en el Pacífico Oriental, delimitada entre los 18° 42' y 22° 49' de N y los 109° 58' y 111° 4' de O, desde Cabo San Lucas hasta la Isla Socorro (figura 1).

Esta región es considerada como una zona de transición en la cual tres masas de agua principales interactúan para producir una compleja circulación local (Stevenson, 1970). Aguas frías de salinidad media provenientes del Noreste del Pacífico con la Corriente de California, aguas tibias, tropicales, de baja salinidad, del Pacífico Ecuatorial Oriental, y aguas tibias y saladas del Golfo de California (Griffits, 1968; Collins *et al.*, 1997). Además de ser normalmente, una zona con intenso calentamiento solar y vientos con velocidades moderadas (Roden, 1972)

La costa de Cabo San Lucas, presenta una plataforma continental con una pendiente muy abrupta, ya que en pocos kilómetros cambia de 0 a más de 1500 m. Conforme se avanza sobre el transecto (figura 1), la profundidad llega a ser de hasta 3100 m. Antes de llegar a la Isla Socorro se pasa por una drástica disminución de la profundidad (de 3000 m a 1500 m) por la presencia de la Isla San Benedicto, después se vuelven a alcanzar profundidades de 2900 metros, hasta llegar a la Isla Socorro, donde la que la profundidad disminuye a 1200 m.

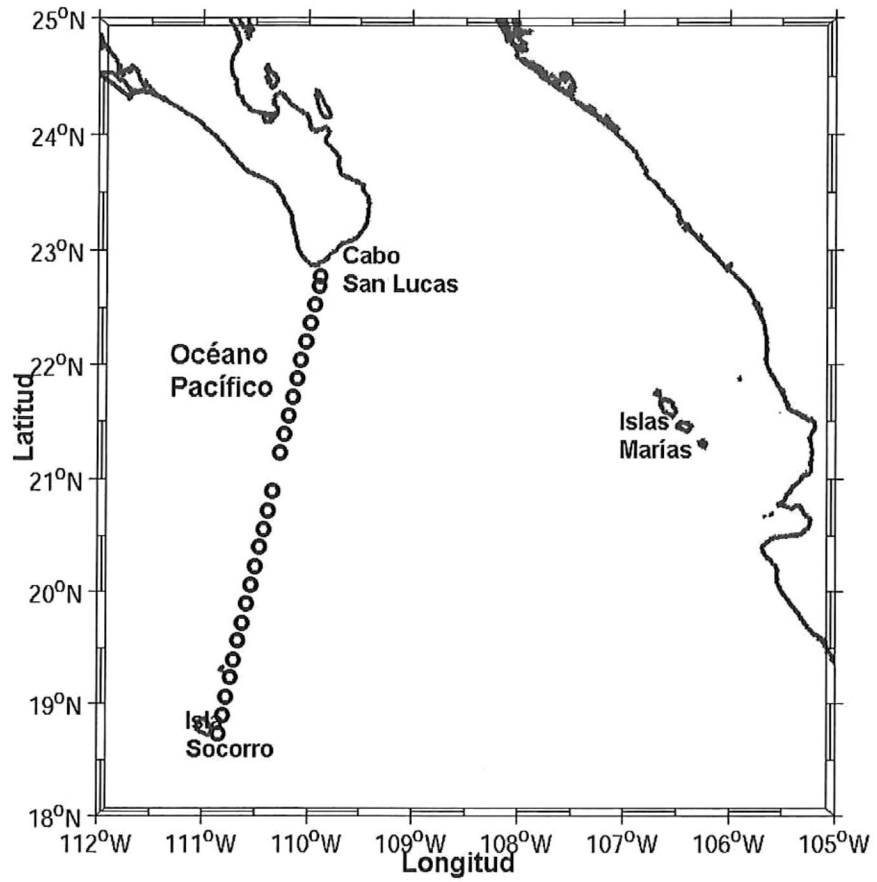


Figura 1. Área de estudio con las estaciones que se realizaron durante el crucero PATO 5 (6-8 de junio 1998)

METODOLOGÍA

El presente estudio contó con datos de CTD del crucero denominado PATO 5, flotadores lagrangeanos tipo WOCE-ARGOS y datos de altimetría del satélite TOPEX/POSEIDON (T/P). A continuación se describen las diferentes fuentes de información:

i. Crucero PATO 5

El crucero oceanográfico denominado PATO 5 se realizó a bordo del B.O. Fco. De Ulloa, del 6 al 8 de junio de 1998. Se hicieron lances de CTD (sonda de conductividad, temperatura y presión) en 25 estaciones (figura 1) desde la superficie hasta 600 m y en algunos casos hasta 1500 m. El instrumento que se utilizó fue un Seabird SBE9/11 propiedad del departamento de Oceanografía Física del CICESE, calibrado para este crucero.

La visualización de los datos de CTD se realizó mediante el programa *grafdat* (Cosío, M. A. y A. Trasviña, 1999).

Durante el crucero se liberaron 14 flotadores lagrangeanos para seguimiento de corrientes por satélite (tipo WOCE-ARGOS). Estos generaron datos durante todo el mes de junio de 1998.

ii. Altimetría por satélite: datos de la misión T /P

Se usaron datos del satélite T/P, en particular los productos de Anomalía del Nivel del Mar (SLA, por sus siglas en inglés Sea Level Anomalies) distribuidos por el grupo AVISO (CLS, collecte localisation satellites, Francia).

A bordo del satélite T/P se encuentra un radar de precisión que nos provee de datos de altimetría de mayor exactitud para el estudio de la circulación general del océano y su variabilidad. Estas mediciones de altimetría de la elevación de la superficie del mar, son útiles debido a que las bajas frecuencias de las variaciones del nivel del mar son indicativos del movimientos en la columna de agua (Lee y Chelton, 1999).

Los archivos del T/P son procesados y analizados por AVISO/Altimeter Center en Toulouse, Francia, este centro a su vez genera y provee archivos de datos, para el uso de la comunidad científica. A continuación se incluye una descripción de la misión satelital.

El satélite T/P vuela a una altitud (S) de 1,330 km, con una inclinación orbital de 66° (con respecto al eje polar terrestre). Su órbita pasa sobre la misma posición cada 10 días y tiene una precisión aproximada de 2 cm rms.

El radar de altimetría a bordo del satélite, transmite señales de alta frecuencia (1700 pulsos por segundo) a la Tierra, y recibe el eco de la superficie del mar; el tiempo que tarda del satélite a la Tierra y de regreso (R) es escalado a la velocidad de la luz (a la que viaja la onda electromagnética), el intervalo de medición es de 1 s en promedio, lo que genera mediciones muy precisas.

Los datos están referidos a un elipsoide (elipsoide de referencia) de 6,378.1363 m de diámetro ecuatorial y un coeficiente de aplanamiento de 1/298.257.

Los datos del radar se corrigen además, por errores debidos a los efectos ambientales de la troposfera húmeda, troposfera seca, y la ionosfera, la

influencia de la marea (marea oceánica, marea terrestre y marea polar) y el efecto del barómetro inverso.

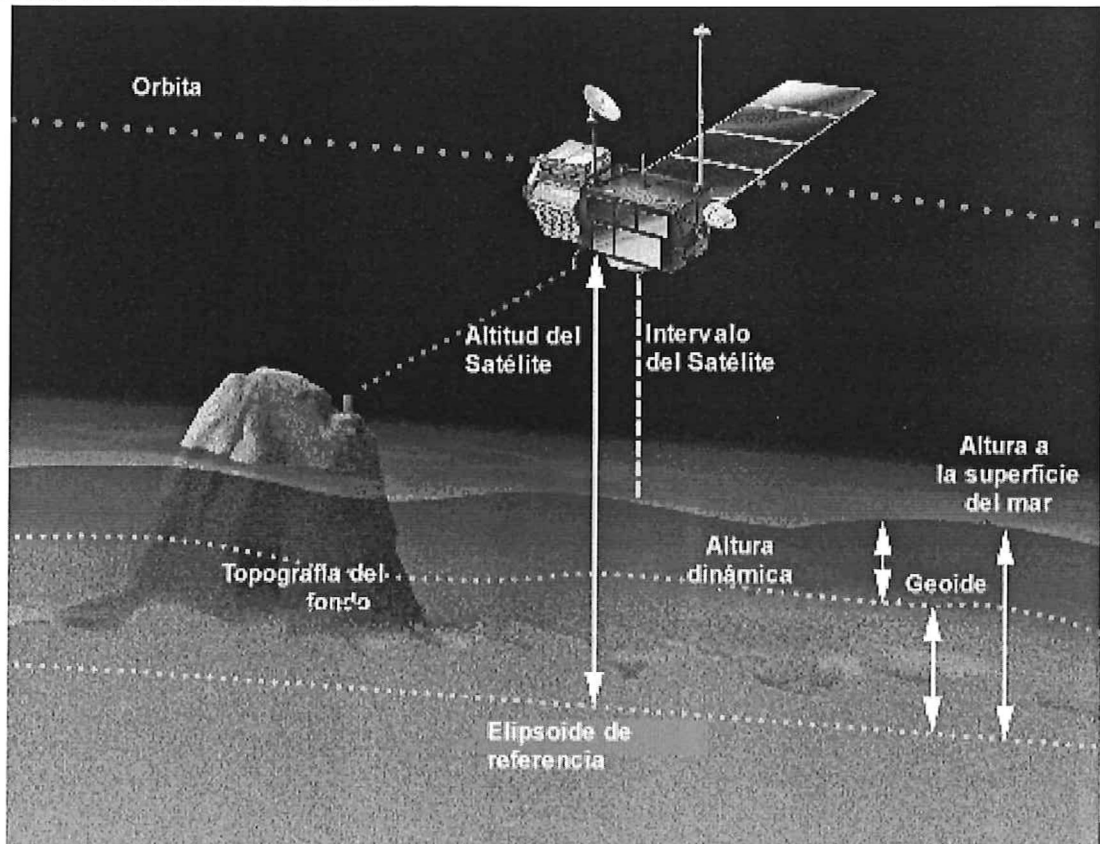


Figura 2. Visualización de la forma en que funciona el satélite TOPEX/POSEIDON (tomada de la página electrónica <http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/html/information>).

La altura de la superficie del mar (SSH), es un intervalo en un tiempo determinado, de la superficie al elipsoide de referencia, ya que la profundidad del mar no se conoce con exactitud, este nivel de referencia genera mediciones precisas y homogéneas.

La altura superficial del mar que existe sin ninguna perturbación (vientos, corrientes, mareas, etc), es llamada geode (G), resultado de las variaciones de la gravedad alrededor del mundo, las cuales, a su vez, se dan por las

diferencias entre la masa y la densidad del piso oceánico. La altura del geoide, en la práctica, no se conoce con precisión, lo que genera la parte variable de la señal oceánica.

El nivel del mar se obtiene de la diferencia entre la altura del satélite la altimetría y el geoide ($SSH=S-R-G$). En la figura 2 se muestra gráficamente como funciona el satélite de forma mas simplificada (tomado de <http://topex-www.jpl.nasa.gov/applications/data.html> y <http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/html/information>)

Entonces el producto primario es la altura corregida del nivel del mar (CORSSH, por sus siglas en inglés Corrected Sea Surface High). Las CORSSH se obtienen diariamente a lo largo de diferentes puntos de la superficie del planeta (trayectorias), pero hay posiciones fijas, o puntos de cruce, que se miden exactamente cada 10 días. Esto se debe a que el satélite recorre un ciclo completo sobre la superficie del planeta cada 10 días. Finalmente las SLA se obtienen de varios archivos de CORSSH (por ejemplo un año) para cada trayectoria y para cada ciclo (de 10 días), los datos corregidos son remuestreados cada 7 km usando una interpolación cúbica y se les resta la media (en el caso de los datos del T/P, la media se calcula con 3 años de datos).

Los datos de anomalía de nivel del mar se usaron para calcular las corrientes geostróficas. Como las anomalías no contienen la altura promedio de la columna de agua, se usaron datos climatológicos (Levitus, 1998) para calcular

la altura geopotencial promedio. A esta se le sumaron las anomalías para calcular las corrientes geostróficas para una época en particular. Este método ha sido usado (Polavina, et al., en prensa; Strub y James, 2000) con buenos resultados en regiones con buena información hidrográfica.

iii. Geostrofia

Para el cálculo de velocidades geostróficas se deben definir algunos conceptos como geopotencial (Φ), que es la cantidad de trabajo realizado para mover una masa a través de una distancia vertical en contra de la fuerza de gravedad (ignorando la fricción). Así, el cambio de geopotencial ($d\Phi$) en una distancia vertical (dz) esta dada por:

$$d\Phi = gdz = \frac{1}{\rho} dp = -\alpha dp \quad (1)$$

donde α es el volumen específico (Pond y Pickard, 1978, Gill, 1982).

Si se integra (1) sobre un intervalo de presión, se obtiene la anomalía de altura dinámica. La velocidad de una corriente geostrófica entre dos puntos (A y B) esta dado por:

$$Vg = \frac{\delta D_A - \delta D_B}{fL} \quad (2)$$

donde:

f es el parámetro de Coriolis ($f=2\Omega\sin\theta$); Ω es la velocidad angular de la Tierra

θ es la latitud; L es la distancia entre las estaciones A y B.

La dirección del flujo geostrófico esta dada por el signo, positivo o negativo, que depende de la diferencia de la anomalía de altura dinámica entre las estaciones y el efecto de rotación terrestre.

El flujo geostrófico, es un balance entre las fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis. Un gradiente de presión estaría dado por la diferencia entre la altura dinámica de dos puntos, lo cual produce un flujo del punto de mayor presión al de menor presión. Al existir un movimiento de agua, este se ve afectado por el movimiento de rotación de la Tierra.

Para la realización de los cálculos dinámicos se supone que existe una profundidad a la cual las superficies isobáricas (de igual presión) son horizontales y por lo tanto la fuerza del gradiente de presión es cero. A esta profundidad se le llama nivel de referencia.

El algoritmo que realiza el cálculo de las velocidades geostróficas para su posterior visualización como secciones verticales, debe de acceder a la información de la posición de cada una de las estaciones (latitud y longitud) así como las profundidades (o presión), la temperatura, la salinidad. Con estas tres últimas se calcula la anomalía de densidad, esto se hace para cada estación.

Una vez hecho esto, se obtienen las diferencias de geopotencial, para cada profundidad, entre cada par de estaciones y finalmente utilizando la ecuación (2) se obtiene las velocidades geostróficas para ese par de estaciones.

Para poder comparar los resultados de las mediciones de las velocidades

geostróficas de los datos del crucero y los obtenidos a partir de altimetría, se consideró como nivel de referencia o no movimiento los 1000 m, para esto se tuvo que complementar las secciones verticales hasta los 1000 m usando datos de la climatología de Levitus. Esta climatología resulta del análisis estadístico de una base de datos históricos desde 1900 hasta 1997 y fueron tomados del NODC (Levitus) World Ocean Atlas 1998 (datos en CD-ROM), Departamentos de Comercio de E.U.A., NOAA, National Environmental Satellite, Data and Information Service (NESDIS) e incluye promedios mensuales de temperatura y salinidad de 0 a 1500 m de profundidad.

El desarrollo matemático aplicado para el cálculo de corrientes geostroficas a partir de datos de altura del nivel del mar se describe en el Apéndice I.

A continuacion se describe el procedimiento que se siguió para obtener las componentes de las velocidades geostroficas:

- a) A partir de los datos de anomalías del nivel del mar (SLA), que se tienen de los archivos del T/P, se obtienen los datos de la región de interés que tienen una resolución de malla de $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$.
- b) Se interpolan linealmente para obtener una resolución de malla de $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$.
- c) Se les aplica una interpolación objetiva para lo que se utiliza un algoritmo de mapeo objetivo de Matlab, que se basa en el método descrito por Barnes (1964); Daley (1991) (citados en López-Bojórquez, 1996). Para cada punto de la malla (de 0.5°) se conoce la posición (latitud y longitud)

y la altura, por lo que se obtienen gradientes que son consecuencia de las diferencias de alturas entre cada pareja de posiciones.

- d) Se regresan a una resolución de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (el paso b y d se hicieron con el fin de evitar errores al interpolar con los valores cercanos a la costa).
- e) Por otro lado se calcularon las alturas dinámicas de largo tiempo de Levitus, referidas a 1000 m, que se supone son representativas de la topografía dinámica media de la región, que tienen una resolución de malla de $1^\circ \times 1^\circ$.
- f) Estos datos se interpolan objetivamente para obtener una resolución de malla de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.
- g) Se suman la malla de las alturas dinámicas basados en los datos de Levitus y la calculada con las SLA y se obtienen las componentes geostróficas .
- h) Una vez que se obtuvieron las componentes de las velocidades geostróficas se procedió a generar mapas semanales para los meses de mayo, junio y julio de 1998, 1999 y 2000.
- i) Para una mejor comprensión del comportamiento de la CC en el área de estudio, se realizó un análisis de ejes principales, con los datos semanales generados, siguiendo el método descrito por Gutiérrez de Velasco (1996). Estas elipses resultan de rotar las matrices de las componentes de la velocidad geostrófica al eje donde su matriz de covarianza tiene una diagonal máxima, siendo esta diagonal los ejes

principales de la corriente y que sirven para describir su estadística. Es decir, primero se calcula la media de las componentes de la velocidad (u y v) y posteriormente se utiliza el criterio de máxima varianza de las corrientes sin promedio. Se calculan los eigenvalores y a partir de estos se obtiene el eje mayor, el eje menor y la orientación. Entonces, el eje principal se orienta en la dirección de máxima varianza y por lo tanto, el ortogonal en la de mínima varianza.

RESULTADOS Y DISCUSIONES

Los resultados se dividen en dos secciones. Los relativos al crucero PATO 5, que describen la situación encontrada durante el mes de junio de 1998 (etapa final del evento de El Niño), y una segunda parte que describe las variaciones interanuales que ocurrieron en la región entre 1998 y el año 2000.

a) Crucero PATO 5: Junio 1998

A partir de la campaña oceanográfica PATO 5 llevada a cabo del 6 al 8 de junio de 1998 abordo del B.O. Fco. de Ulloa, de Cabo San Lucas a la Isla Socorro, BCS, se marcaron 25 estaciones en las que se hicieron lances de CTD. A partir de los datos hidrográficos se calcularon secciones verticales de salinidad, temperatura, densidad y corrientes geostroficas.

Los datos termohalinos del crucero, así como los de la climatología de Levitus se muestran en el diagrama T-S (figura 3). Por ser una zona de confluencia de aguas frías provenientes de la CC y aguas tibias que se desplazan hacia el norte (Wyrtky, 1967), resulta complicado definir las mezclas de masas de aguas presentes en la región de estudio (Lafond, 1963; Roden, 1971), sin embargo se utilizarán los índices termohalinos dados por Torres–Orozco quien en 1993 hace una compilación de los estudios realizados dentro del Golfo de California y define los parámetros termohalinos de la siguiente manera: Agua Superficial Ecuatorial (ASE) ($S < 35$ y $T \geq 18^{\circ}\text{C}$), Agua de la Corriente de California (ACC) ($S > 34.5$ y $12^{\circ}\text{C} < T < 18^{\circ}\text{C}$), Agua del Golfo de California (AGC) con ($S \geq 35$ y $T > 12^{\circ}\text{C}$), el Agua Subsuperficial Subtropical (ASsSt) ($S > 34.5$ y $T < 18^{\circ}\text{C}$) y el

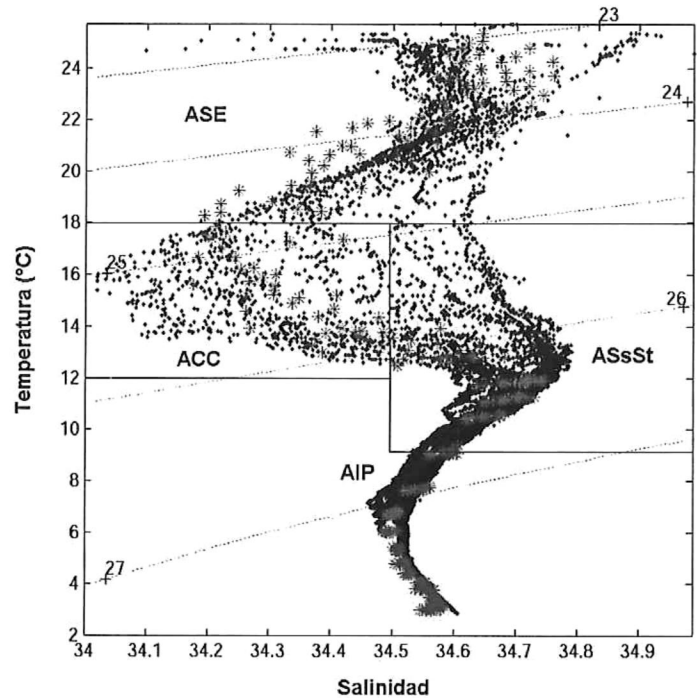
Agua Intermedia del Pacífico (AIP) ($34.5 < S \leq 34.8$ y $4^{\circ}\text{C} < T < 9^{\circ}\text{C}$). Podría existir controversia en cuanto a la nomenclatura, particularmente con respecto a la masa de ASE. Esta a menudo se le refiere como su versión modificada, el Agua Tropical Superficial (AST). Decidimos tomar la nomenclatura de Torres-Orozco (1993) porque este autor realizó una comparación exhaustiva en la literatura y su clasificación evita ambigüedades. Textualmente: “se considera el AST como agua de origen ecuatorial modificada” por lo que se decidió hacer referencia a una sola masa de agua bajo el nombre de ASE.

Tanto en los datos del crucero como en los de la climatología se observa la presencia del ASE entre los 18 y 24°C y con un intervalo de salinidad de 34.2 a 34.9 . Se observa también una rama superficial con tendencia hacia los 35 de salinidad (AGC), aunque no los alcanza plenamente. Por debajo de ella se encuentra el ACC que presenta los mínimos de salinidad (34.1 a 34.5) y temperaturas que van desde los 12 hasta los 18°C . Inmediatamente por debajo de la CC se observa el aporte de el ASsSt en el máximo subsuperficial de salinidad entre los 34.5 hasta los 34.8 y un intervalo de temperatura de 10 a 18°C . Se observan los mínimos de temperatura (de 9 a 4°C) y salinidad que van desde 34.46 a 34.6 . Aunque éstos se encuentran por debajo del límite inferior marcado por Torres-Orozco para el AIP, se puede definir la presencia de esta masa de agua por la σ_t de 26.8 en la que se encuentra. Esto corresponde a lo observado por Talley (1993) en su trabajo sobre la distribución y formación de la AIP. Este mínimo en el AIP se hace mas evidente en las estaciones cercanas a

la costa (no se incluyeron estos diagramas), y se puede deber al hecho de que la plataforma continental de Cabo San Lucas se profundiza abruptamente. Los datos de la climatología de Levitus, verifican que el promedio en junio corresponde a nuestras observaciones (34.47 para el AIP).

En la sección transversal de salinidad (figura 4) se observa el ASE en superficie a lo largo de toda la sección de Los Cabos a la Isla Socorro, por debajo de ella, entre los 50 y los 100 db; la posición de la CC se visualiza mejor, representada por un núcleo de baja salinidad (34.3). Este núcleo se tiene entre los 19.5 y 21.5° N, es decir, esta presente en casi toda la sección excepto frente a Cabo San Lucas. Entre los 100 y 250 db limitando la extensión vertical de la CC, se encuentra el ASsSt con un máximo de salinidad de 34.7 a lo largo de toda la sección. Por debajo de los 350 db y hasta los 1500 db encontramos el Agua Intermedia del Pacífico (AIP). Se observa un pequeño núcleo que registra el máximo de salinidad (34.8) en la costa de Cabo San Lucas que puede resultar de la mezcla con las AGC, estos valores para el AGC han sido observados por otros autores (Roden, 1959, Castro *et al.*, 2000).

En la sección transversal de temperatura (figura 5) y densidad (figura 6) se observa una columna de agua bien estratificada, como consecuencia del contraste entre las aguas superficiales y las subsuperficiales. Existe un ligero



• Datos oceanográficos de los lances de CTD * Datos de la climatología de Levitus para el mes de junio

Figura 3. Diagrama de temperatura y salinidad. ASE = Agua Superficial Ecuatorial, ACC = Agua de la Corriente de California, ASsSt = Agua Subsuperficial Subtropical, AIP = Agua Intermedia del Pacífico

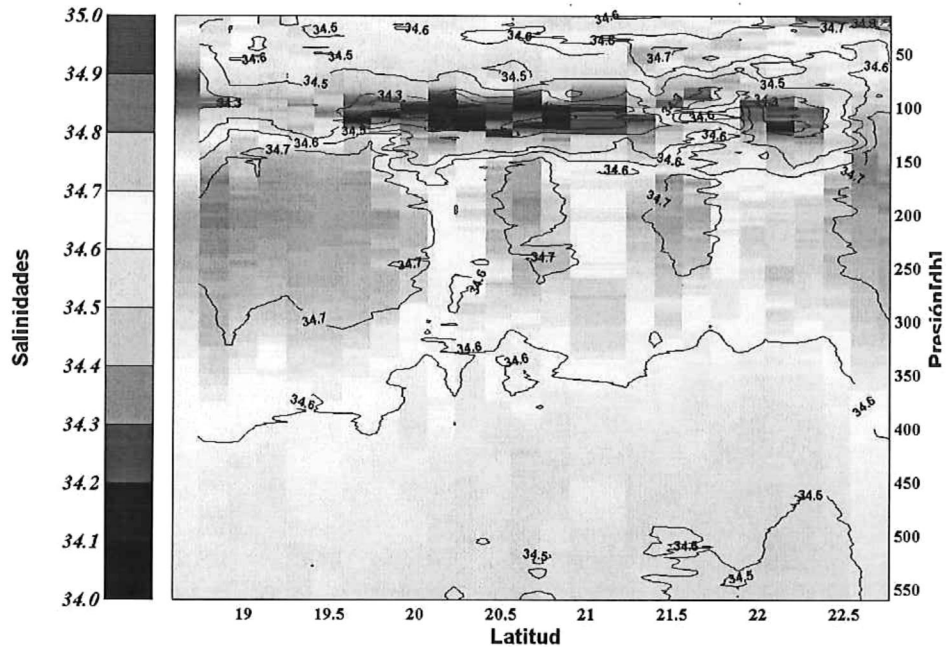


Figura 4. Sección de salinidad de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contornos es de 0.1.

hundimiento de las isotermas y las isopícnas, respectivamente, alrededor de los 0 y 50 m, entre los 19 y 22.5 ° de N. Este hundimiento de las isotermas ha sido descrito por otros autores durante eventos de El Niño, como Lynn, *et al.* (1998) y Castro, *et al.*(2000), estos últimos, lo observan en la boca del Golfo de California en noviembre de 1997, e indican que podría deberse al calentamiento en el Pacífico Ecuatorial Oriental y difundido por las ondas de Kelvin atrapadas en la Costa de Norteamérica. Sin embargo, este hundimiento se puede deber a la mezcla que se produce entre masas de agua de diferente densidad como el ACC y al AGC, y el flujo que se dirige al interior del Golfo de California (ver figuras 7 y 8). El resto de la sección hacia el sur muestra una termoclina y picnoclina inusualmente regulares en esta región comparadas con secciones verticales de este mismo transecto de años anteriores que muestran típicamente una gran actividad de mesoescala, que se encuentra representada mediante oscilaciones grandes en la profundidad de la capa mezclada superficial de la termoclina y picnoclina (Trasviña *et al.*, 1999).

La sección vertical de velocidades geostroficadas (figura 7) se calculó con datos obtenidos durante el PATO 5. Se aplicó el método dinámico descrito por Pond y Pickard (1978), con referencia a una capa de no movimiento a los 1000 m. Se encontró un flujo hacia el este cerca de Los Cabos con velocidades máximas de 0.3 m/s, y otro flujo lento de aproximadamente 0.1 m/s cerca de la Isla Socorro, este flujo lento hacia el este coincide con lo reportado por Roden (1972). En el resto de la sección las velocidades perpendiculares a la sección son cercanas a

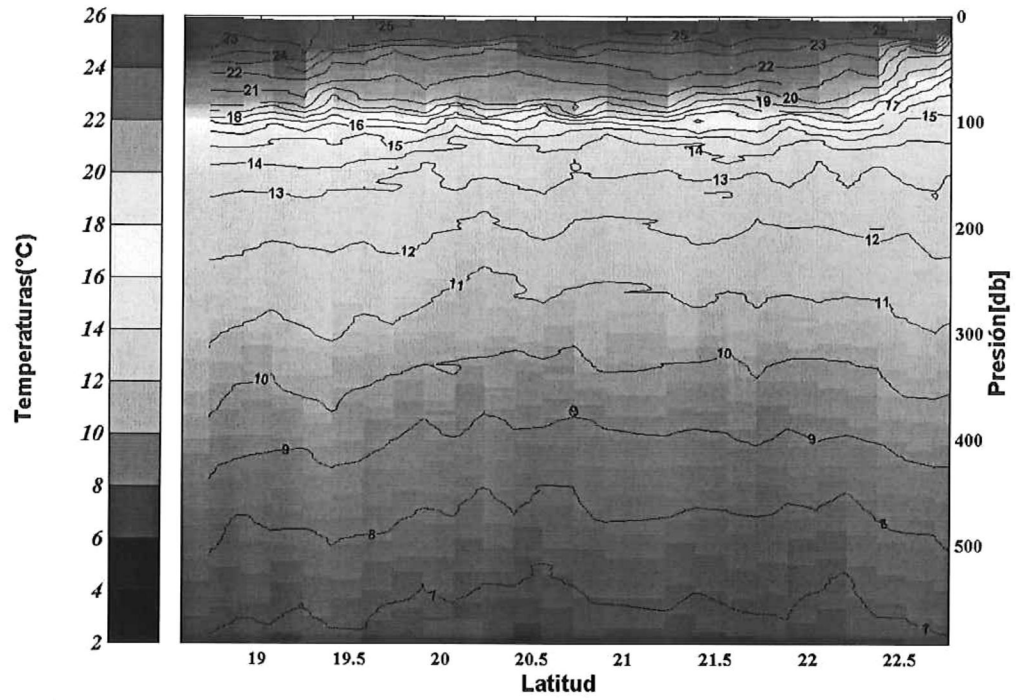


Figura 5. Sección transversal de temperatura de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contorno es de 1°C.

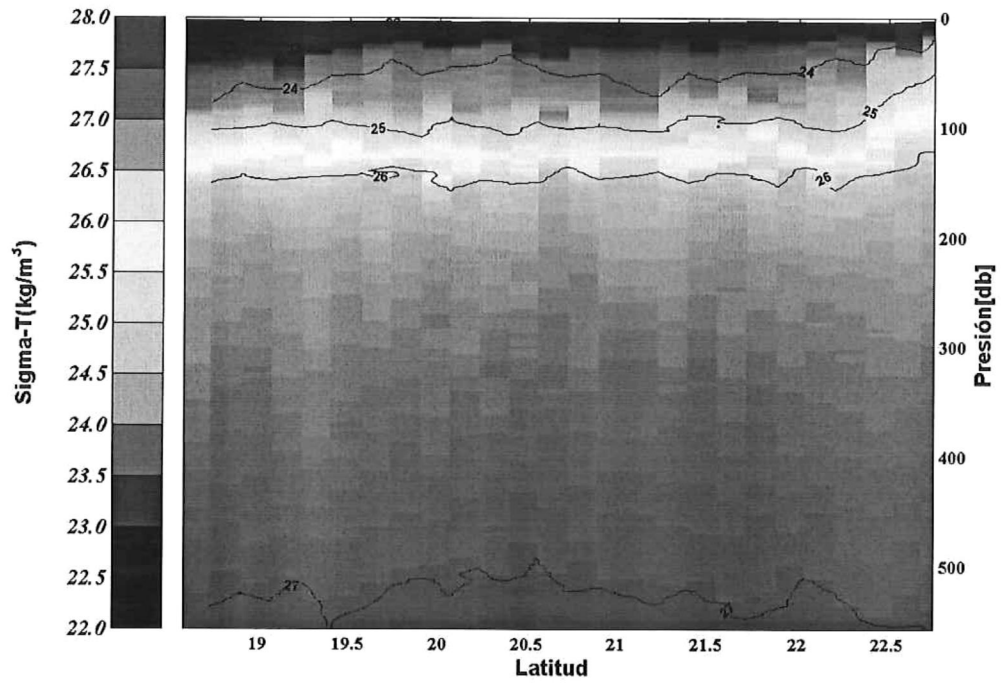


Figura 6. Sección transversal de densidad de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contorno es de 1 kg/m³

cero. Por debajo de los 100 m encontramos un flujo que se mueve hacia el oeste con velocidades de 0.1 m/s, aunque en general toda la columna de agua no presente mayor actividad, ni presencia de velocidades importantes.

Las trayectorias de los flotadores (figura 8) que se tienen en la región de estudio durante el mes de junio, muestran que la dirección predominante de las corrientes fue hacia el noreste de la sección. La mayor parte de los flotadores se desplazaron hacia al noreste de la posición en que fueron liberados dentro de la región que debería estar dominada por la CC, por lo que lo que se esperaba observar es un flujo con dirección predominante hacia el sureste, no hacia el polo como lo que se encontró. Entre los 107 y los 109° O y los 23° N, se observa que uno de los flotadores se desplazó hacia el interior del Golfo de California. Entre los 19 y los 20.5 ° N y los 110 y 112 ° O se observa que las trayectorias de los flotadores describen un giro anticiclónico. Entre los 18 y 19.5° N y 109 y 110 ° O se tienen unas trayectorias con un comportamiento errático y con velocidades alrededor de los 0.3 m/s. De forma mas específica, se observa que durante la semana del 1 al 8 de junio (ver figura 8), no hay un patrón generalizado en las trayectorias de los flotadores. Algunos de ellos describen una trayectoria que se desplaza hacia el norte, y uno de los flotadores que se localiza entre los 21. 5 y 22.5° N y 110° O (en la punta de Península) se desplazó hacia sur.

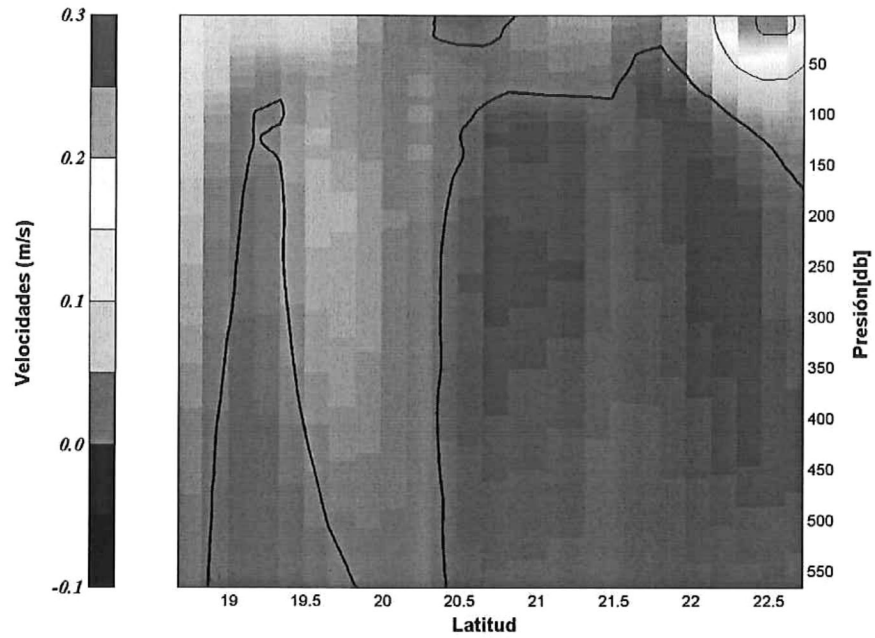


Figura 7. Sección transversal de velocidades geostóficas de Isla Socorro a Cabo San Lucas. El intervalo de contorno es de 0.1 m/s.

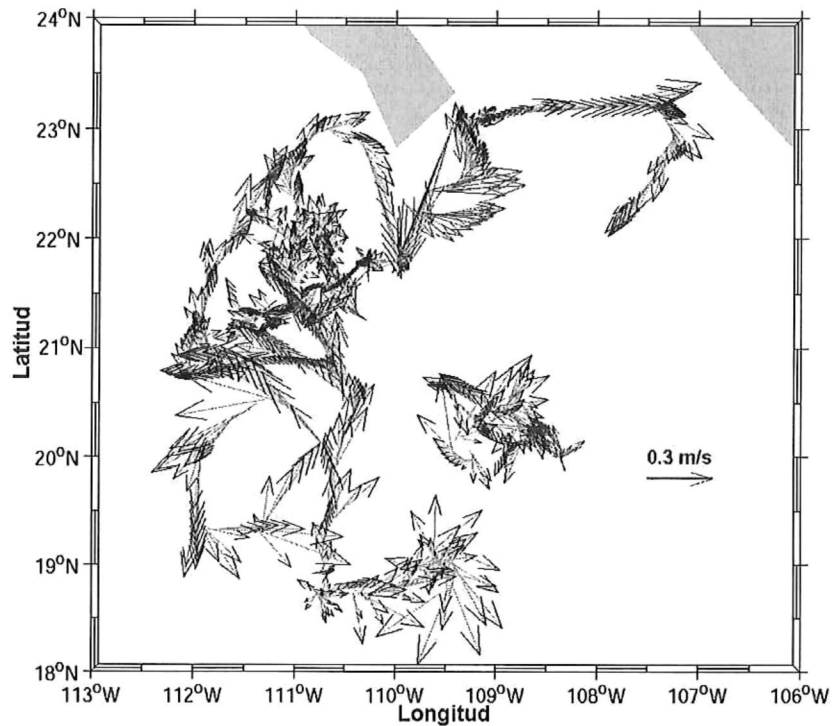


Figura 8. Trayectorias de las boya WOCE-ARGOS durante el mes de junio de 1998. Las flechas de color rojo corresponden a las trayectorias de la semana del 1ro. al 8.

Los cálculos de las velocidades geostroficadas fueron similares respecto a lo observado con los flotadores, ya que como se mencionó anteriormente las boyas liberadas cerca de Los Cabos tienden a moverse hacia el noreste, lo cual corresponde con el flujo que se describe en la sección transversal, ambas con velocidades de aproximadamente 0.3 m/s. Las velocidades en el resto de sección transversal son pequeñas comparadas con las de los flotadores, pero hay que tomar en cuenta que representan solo la componente de la velocidad normal de la sección, no toda la velocidad y es solo por gradientes de presión.

Se usaron datos de altimetría en combinación con la climatología de Levitus (1998) para producir mapas de circulación promedio. El mapa de la figura 9 muestra la altimetría en el área de estudio para la semana del 1 al 8 de junio de 1998, la cual coincide con el crucero PATO 5. En esta figura se observa un gradiente de elevaciones, decreciendo de oeste a este, a lo largo de toda la península de Baja California. Los gradientes más intensos se presentan cerca de la costa al norte de la costa. Esto es característico de la circulación en la región de la Corriente de California (Lynn y Simpson, 1987). El flujo promedio que se puede inferir de esta figura se dirige hacia el sur (ver también figura 11). En la figura se indica el transecto que se siguió durante la campaña oceanográfica PATO 5 y se observa que el transecto cruzó el límite sur de la circulación de la Corriente de California, en esa semana.

Al comparar los valores de altimetría, es decir, los datos que se obtienen del crucero, contra los que se obtienen al sumar la climatología de Levitus y las

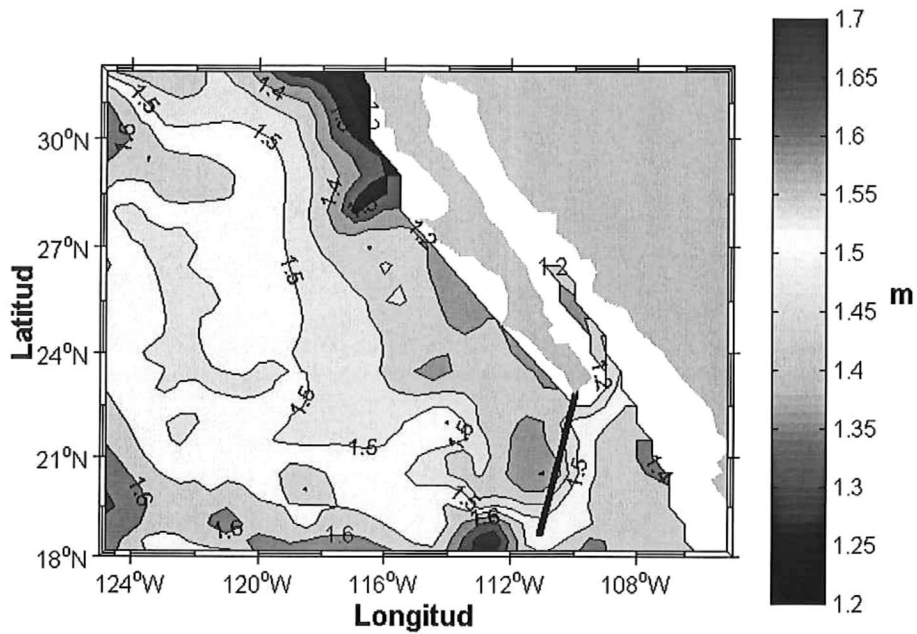


Figura 9. Altimetría de la semana del 1ro. al 8 de junio de 1998 calculada a partir de los datos del T/P. La línea negra indica la posición del transecto que se siguió durante el PATO 5. El intervalo de contorno es de 0.1 m

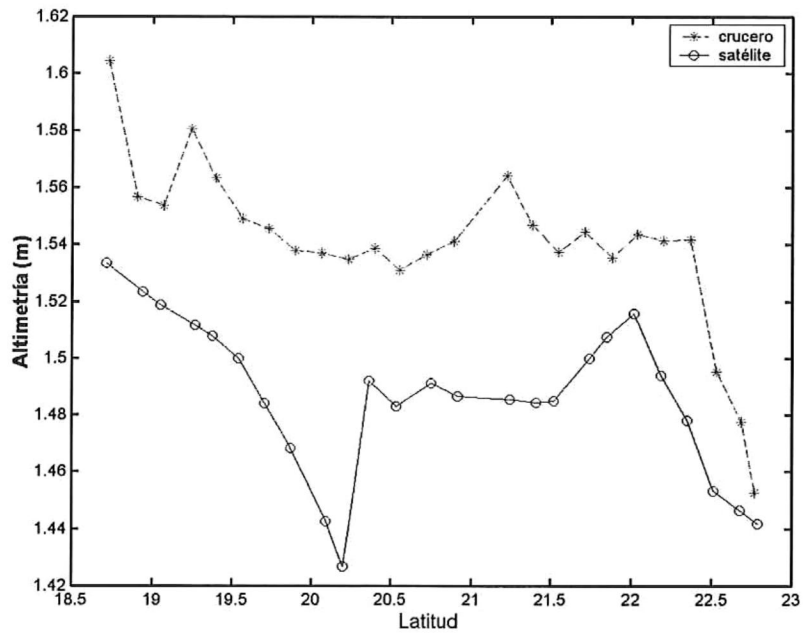


Figura 10. Comparación entre la altura dinámica calculada con los datos del PATO 5 (línea roja discontinua), y la altimetría calculada con los datos del T/P mas la climatología de Levitus (línea azul continua)

SLAs del T/P, se encuentra una gran similitud entre ambos (figura10), las diferencias en magnitud que se encontraron entre ambas series (en promedio de 5.3 cm), pueden ser atribuibles a errores en el nivel de referencia. A ambas series de datos se les aplicó un análisis de correlación, en el que se obtuvo una $R=0.72$, lo que nos indica que existe una buena correlación entre ambos métodos. Al comparar esta correlación con una distribución no normal se obtiene que no existen diferencias significativas (Transformación Normal de Fisher [$Z_{0.05,1}=0.009$, $N=25$]), por lo cual la correlación obtenida es estadísticamente correcta.

En la figura 11 se muestran las velocidades geostróficas calculadas con los datos de altimetría del T/P para la semana del crucero. Entre los 24 y 27° N y los 112 y 113° O la CC disminuye de intensidad. Se observa al oeste de Punta Eugenia un giro ciclónico, que también ha sido descrito por Haywarth *et al.* (1999) pero para el mes de julio. En la región de la entrada al Golfo de California se observa una circulación ciclónica, y un flujo angosto hacia el interior del Golfo de California frente a la punta de la península. Este patrón es similar a lo observado en las trayectorias de los flotadores (figura 8) y con las corrientes geostróficas calculadas a partir de los lances de CTD (figura 7). A lo largo de toda la sección, es decir para todas las latitudes y entre los 114 y los 116° de longitud Oeste, el flujo presenta velocidades inferiores a 0.1 m/s, lo que podría marcar el límite oeste del núcleo de la CC (Lynn y Simpson,1987). La presencia del giro ciclónico, fuera de la costa de Los Cabos hasta la Isla

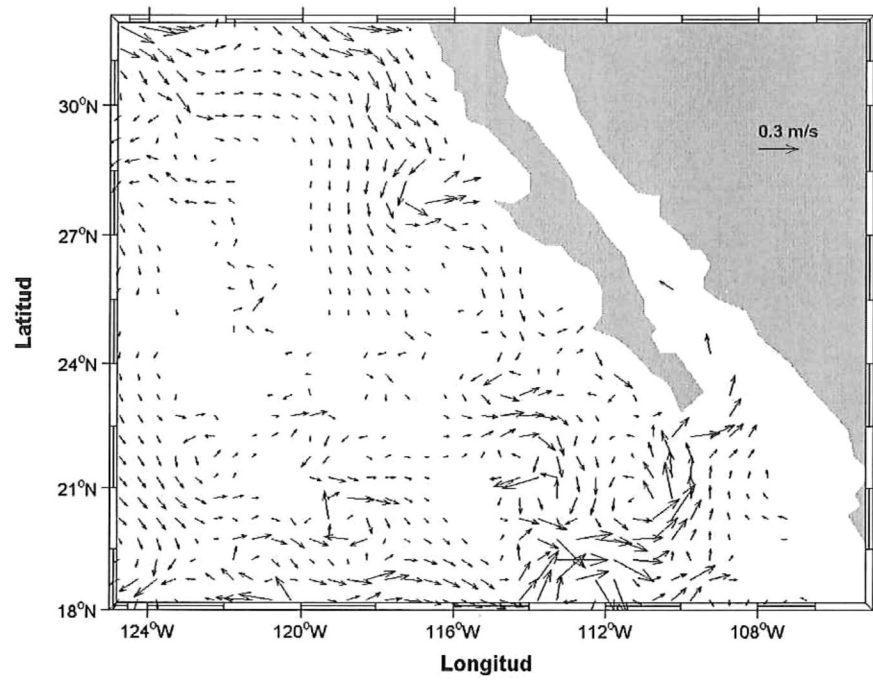


Figura 11. Velocidades geostróficas calculadas con los datos del T/P, durante la semana del 1ro. al 8 de junio de 1998.

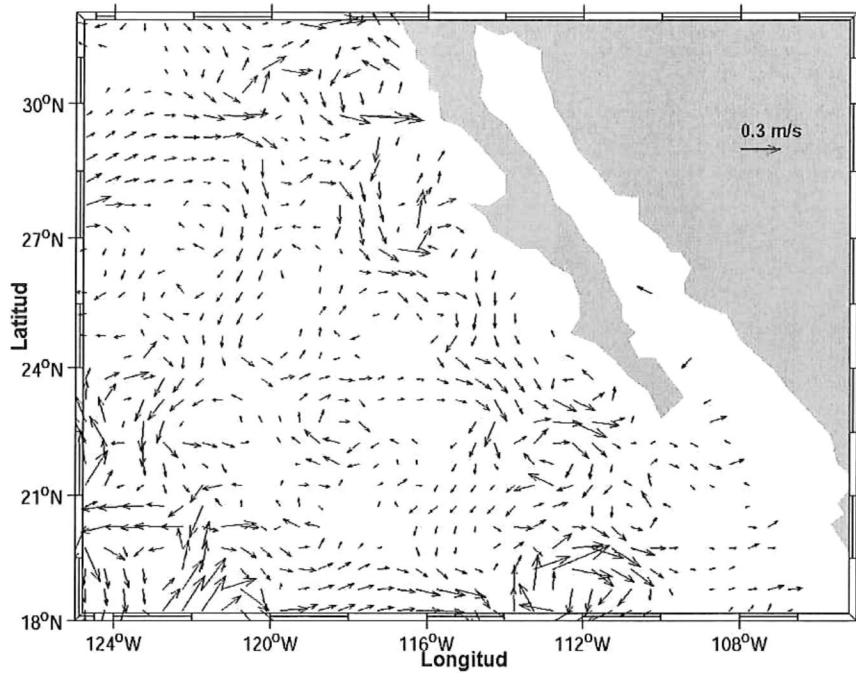


Figura 12. Velocidades geostróficas calculadas con los datos del T/P, durante la semana del 1ro. al 8 de junio de 1999.

Socorro, indica la tendencia de acarrear aguas de origen ecuatorial o tropical hacia el polo.

Para la misma semana (1 al 8 de junio) pero de 1999 (figura 12) encontramos que la situación se encuentra modificada, el flujo de la CC se encuentra un poco mas definido y con velocidades mayores que las del año anterior. Entre los 18 y 23° N y los 110 y 114° O, se observan dos giros anticiclónicos con velocidades de mayores a los 0.3 m/s. No se observa ningún flujo definido que entre al Golfo de California. Al oeste de la sección, entre los 18 y los 19° N y los 120 y 122° O, encontramos un flujo con velocidades de aproximadamente 0.3 m/s que se dirige hacia el noreste. Se tiene un flujo que se mueve al este alrededor de los 18° N. Al oeste de la sección, a partir de los 117° O y ente los 21 y 25° N, se encuentran dos giros ciclónicos.

Y finalmente para esta misma semana pero del 2000 (figura 13), encontramos que el flujo que se desplaza hacia el sur, entre los 24 y 27° N y los 119 y 120° se divide en dos ramas una hacia al Oeste y otra al Este, este última se integra a los meandros y giros que se observan a lo largo de la Península, uno de ellos entre los 23 y 24.5° N y los 112 y 113° O, y el otro, que se ha observado en los años anteriores, con los máximos de velocidad entre los 18 y 21.5° N y los 108 y 112° O. Sin embargo, al oeste de la sección, a partir de los 116° O, ya no se tienen los giros bien definidos ni el flujo que se dirigía al norte (entre lo 18 y 19° N) que se observaban el año anterior.

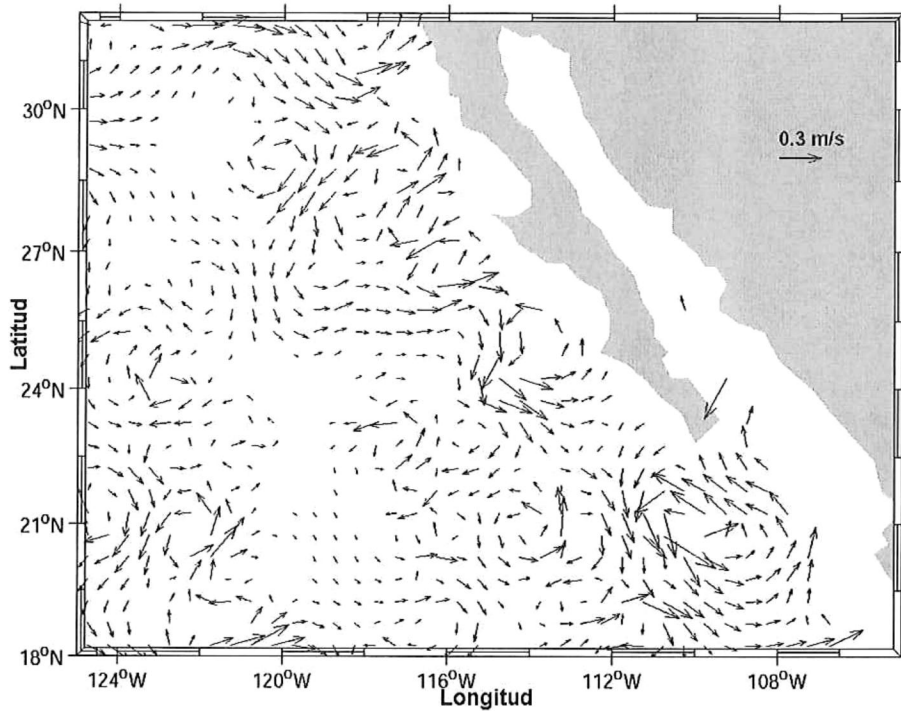


Figura 13. Velocidades geostróficas calculadas con los datos del T/P, durante la semana del 1ro. al 8 de junio de 2000.

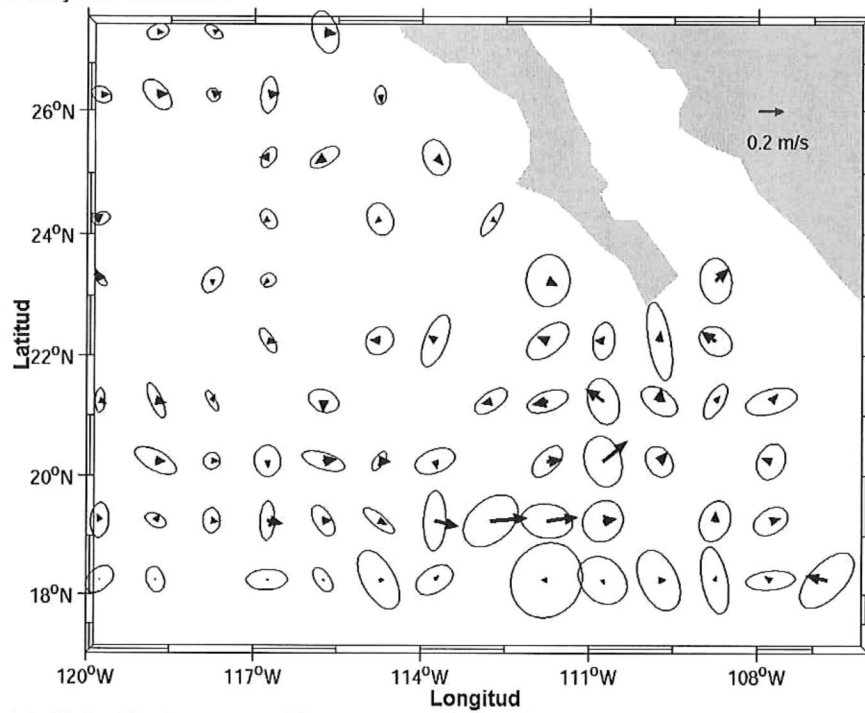


Figura 14. Velocidades geostróficas promedio y elipses de varianza para los meses de mayo, junio y julio de 1998, basados en datos semanales

En resumen, las observaciones hidrográficas indican una columna de agua bien estratificada, con hundimiento en las isotermas superficiales, como consecuencia del encuentro del AGC con el ACC, además de que se tiene presencia de un chorro costero que se dirige al interior del Golfo de California (ver figuras 7,8 y 11), en la gráfica de los flotadores lagrangeanos se observa que la dirección predominante de la sección es hacia el noreste, al contrario de lo que se esperaría, ya que es en junio cuando la CC tiene su máxima presencia superficial (López-Bojórquez, 1996). Finalmente, la altimetría indica que a diferencia de 1999 y sobre todo del 2000, junio de 1998, presenta un flujo hacia el sur con bajas velocidades (menores de 01. m/s); así como ausencia de actividad de mesoescala, a excepción del giro ciclónico entre Cabo San Lucas y la Isla Socorro que indica el acarreamiento de aguas ecuatoriales o tropicales hacia el polo. Esta ausencia de mesoescala concuerda con lo descrito por Durazo y Baumgartner (en prensa). Todo esto es consistente con el avance de aguas de origen tropical o ecuatorial hacia la región de confluencia de la entrada al Golfo de California. A continuación se discute la variabilidad interanual.

b) Comportamiento interanual

Finalmente, para entender el comportamiento interanual de la región, se calcularon las elipses de varianza con los tres meses de datos de altimetría (mayo, junio, julio) para los años de 1998, 1999 y 2000. La estadística de cada

año se calculó en base a 12 mapas, uno por semana. Estas elipses nos dan la estadística de las velocidades, donde el eje mayor indica la dirección de máxima variabilidad, y se comparan estas con el vector de velocidad promedio en los tres meses. La discusión se concentra en la región de confluencia de la CC con las aguas tropicales, es decir, entre los 109° y 114° O y los 18° y 24° N. En el mapa de 1998 (figura 14) se observa una sección con velocidades promedio bajas (menores a 0.1 m/s) durante los tres meses, ya que el vector promedio del flujo tiende a alinearse la eje mayor de la elipse o con ángulos de inclinación menores a los 30° (con respecto al eje principal) se tiene que hay poca variabilidad en este periodo lo que es consistente con lo descrito por Durazo y Baumgartner (en prensa). La región de confluencia de la CC (de 19° a 24° N y de 109° a 114° O) describe la misma circulación ciclónica observada en el mapa de circulación semanal (figura 11). La variabilidad, es decir el eje principal de las elipses, presenta ángulos de inclinación con respecto a la magnitud menores a los 45° lo que nos indica que hubo variabilidad en la dirección del flujo (característico de los giros), además de que es en este giro donde se registran los mayores velocidades promedio (0.2 m/s aproximadamente). Al sur del giro, a los 18° N y entre los 108 y 124° de O, se tiene un flujo con mucha variabilidad, tanto en su dirección de flujo como en su magnitud, esto se puede deber al encuentro entre masas de agua de diferentes características termohalinas. En la costa de Los Cabos se observa un flujo con velocidades promedio constantes durante los tres meses y menores a 0.1 m/s

que tienden a moverse hacia noreste, hacia la entrada del Golfo de California, pero con fluctuaciones importantes en la dirección.

Durante el periodo de mayo a julio de 1999 (figura 15) se observa que en la región de la CC las elipses de variabilidad todavía son de magnitud mayor y siguen mostrando un comportamiento errático. Entre los 18.5 y los 23.5° N y los 109 y 113° O se observa aún la presencia del giro ciclónico, pero con menor velocidad y variabilidad que el periodo anterior, que podría indicar que el aporte de aguas tropicales para este año fue menor. Los vectores promedio, entre los 20 ° y los 22° de N y los 111 y 122 O, indican velocidades constantes y menores a los 0.1 m/s con dirección promedio hacia el oeste, y es consistente con la separación de la CC de la costa para su eventual incorporación a la Corriente Norecuatorial (Lynn y Simpson, 1987). Entre los 21 y 23 ° N y los 109° O, se observa un flujo que se dirige al interior del Golfo de California, con velocidades menores y mayor variabilidad que la que se tiene en este mismo periodo pero en 1998. También se observa el flujo alrededor de los 18 ° N con baja velocidad y variabilidad menor que el año anterior, que parece indicar que el

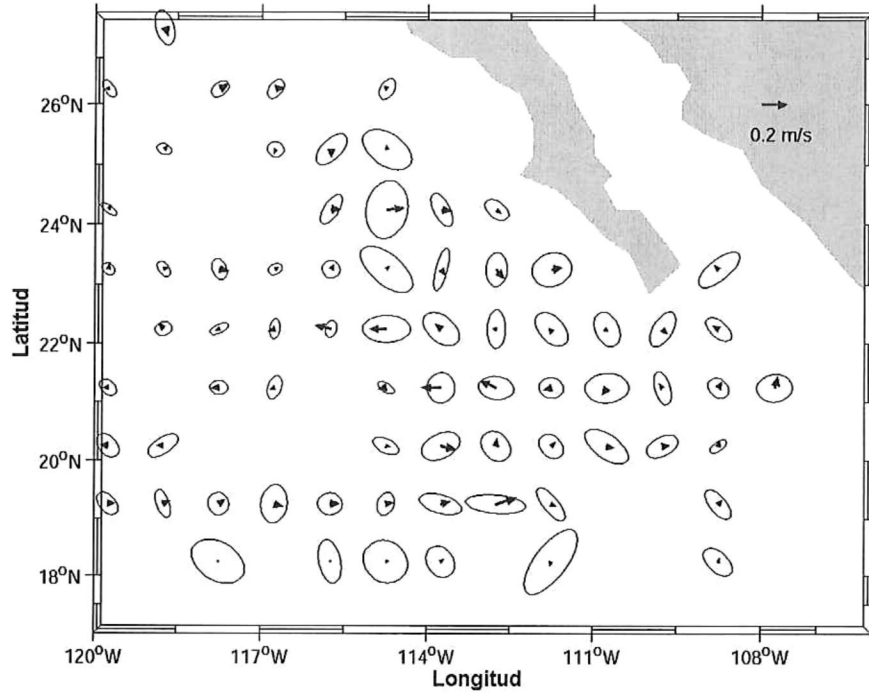


Figura 15. Velocidades geostróficas promedio y elipses de varianza para los meses de mayo, junio y julio de 1999, basados en datos semanales

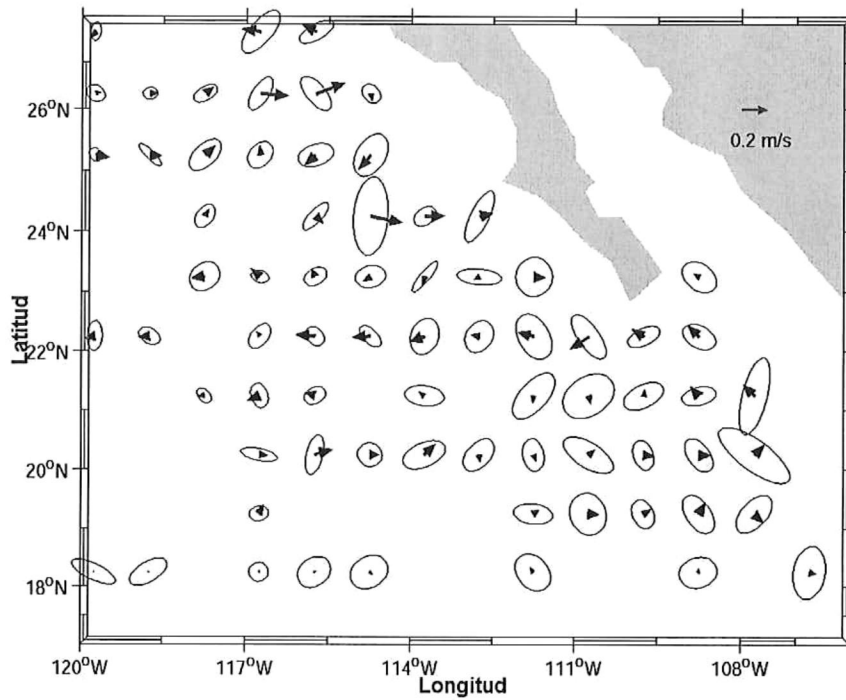


Figura 16. Velocidades geostróficas promedio y elipses de varianza para los meses de mayo, junio y julio del 2000, basados en datos semanales

encuentro de masas de agua de diferentes características termohalinas fue menos intenso. Entre los 18 y 22° N y los 124 ° O, se tiene un marcado flujo hacia el norte, con velocidades promedio menores a 0.1 m/s, pero con importantes fluctuaciones en la magnitud, como el eje principal tiende a alinearse al vector promedio, presenta poca variabilidad en la orientación. Entre los 113 y 122° O y los 19° N, se observa un flujo que se desplaza hacia el este y parece alimentar el giro ciclónico.

De mayo a julio del año 2000 (figura 15) las corrientes promedio a lo largo de la costa mostraron velocidades mayores que los dos años anteriores, así como una mayor tendencia hacia el sur y las elipses son generalmente menores o comparables con el promedio, sin embargo tienden a presentar una inclinación de 35 a 45° en relación a la corriente promedio. Esto significa que a pesar de la alta variabilidad en orientación, el flujo promedio es más importante que su variabilidad. Todo esto describe una mayor presencia superficial de la CC, que es en este periodo cuando se esperaría que así fuera (López-Bojórquez, 1996). Alrededor de los 23° de N se observa como la CC se divide en dos ramas una que continúa hacia el sur, y otra que se dirige hacia el oeste, esta última, con velocidades de 0.1 m/s y alta variabilidad, ya que el vector promedio resulta casi perpendicular al eje principal. En la entrada a Golfo de California, de 18° a 24° N y de 106° a 110° O se observa mayor actividad que en los años anteriores aunque la corriente promedio sigue siendo lenta, las elipses ahora son de mayor magnitud es decir con mayor variabilidad. La corriente que se dirige

hacia la entrada del Golfo de California (109° O) presenta mayor velocidad y variabilidad que en los años anteriores. El flujo errático que se ha estado observando alrededor de los 18° de N presenta menor variabilidad que los dos años anteriores.

En a base a estos resultados y a la descripción de variabilidad interanual podemos decir, que a pesar de que la señal del ENOS 1997-1998 para la región sur de nuestra área de estudio ya había llegado a su fin (Filonov y Tereschenko, 2000), en nuestra región de estudio aún se observaban anomalías positivas en la temperatura superficial del mar (Trasviña *et al.*, 1999) así como un hundimiento en las isotermas (figura 4), por el acarreamiento de aguas tropicales a la región de estudio, por lo que la CC se encuentra de forma subsuperficial (ver figura 5) , cuando debería encontrarse superficialmente en este periodo (López-Bojórquez, 1996) . Al comparar lo sucedido en 1998, 1999 y el 2000, podemos decir que los 3 años se comportaron de forma diferente, ya que durante mayo-julio de 1998 (figura 14) se observó en general bajas velocidades en el flujo y poca variabilidad, que concuerda con lo indicado por Durazo y Baumgartner (en prensa). Después del paso de El Niño 97-98, se observaron las condiciones de La Niña 1999-2000 (Bograd, et al, 2000), por lo que durante el periodo de mayo a julio de 1999 (fig. 15), se observa el flujo de la CC un poco mas definido pero con velocidades bajas y poca variabilidad. Durante el periodo de mayo a julio del 2000 (fig. 16) se observa de forma mas clara la presencia superficial de la CC, con velocidades mayores que el año

precedente y con mayor variabilidad en la dirección del flujo, por lo que se considera que las condiciones por fin se estaban normalizando para esta región. Lo que se mantiene constante en los tres años es lo que parece ser un frente oceánico, por el encuentro del agua de la CC (de baja salinidad y fría) con las aguas cálidas y saladas que se desplazan hacia el norte, alrededor de los 18° N, pero que en el 2000 presenta menor variabilidad y velocidades menores, lo que podría indicar que el aporte de las aguas tropicales que se desplazan hacia el norte disminuyó y la CC tuvo mayor presencia superficial.

CONCLUSIONES

Para junio de 1998, la región de estudio se ve fuertemente influenciada por los efectos del Niño, se tiene una región poca actividad de mesoescala, que se hace evidente en el mapa de variabilidad (figura 14), en el que las elipses son angostas y pequeñas y las velocidades promedio son lentas. Se registra un giro ciclónico persistente durante el periodo analizado, siendo este giro, que acarrea aguas tibias ecuatoriales, responsable del hundimiento del Agua de la Corriente de California (centrada a los 50 m) en la región de confluencia, que en este periodo debería tener su mayor presencia en superficie (Bojorquez, 1996)

La información de altimetría por satélite nos permite concluir que la región adyacente a la entrada al Golfo de California y la región de confluencia entre las aguas tropicales y las de la CC, no se normalizó antes de junio del 2000. La dinámica de las corrientes superficiales fue modificada intensamente por este evento del Niño y su efecto se prolongó por muchos meses después de haber terminado en el Pacífico Ecuatorial. Además de la transición a la Niña 1999-2000.

Los resultados obtenidos durante el crucero oceanográfico PATO 5, son muy consistentes con los calculados a partir de las anomalías del nivel del mar obtenidas del satélite T/P mas las alturas dinámicas calculadas con la climatología mensual de Levitus (1998) referida a 1000 m, y con las trayectorias de las boyas de deriva ARGOS.

BIBLIOGRAFÍA

- 📖 Arnault, S., L. Gourdeau, Y. Menard (1992) Comparison of the altimetric signal with in situ measurements in the tropical Atlantic Ocean, *Deep-Sea Research* 39(3/4): 481-499
- 📖 Bograd, S. J., T. Haywarth, D. Hyrenbach, P.M. Digiacomo, R. J. Lynn, W. J. Sydeman, C. S. Moore, R. Durazo, A. W. Mantyla, T. Baumgartner, B. Lavaniegos (2000) The state of the California Current, 1999-2000: forward to a new regime?, *CalCOFI Rep.*,41:26-52
- 📖 Castro, R., A. S. Mascarenhas, R. Durazo, C. A. Collins (2000) Seasonal variation of the temperature and salinity at the Entrance of the Gulf of California, México, *Ciencias Marinas*, 26(4): 561-583
- 📖 Collins A.C., N. Garfield, A.S. Mascarenhas, M. G. Spearman, T. A. Rago. (1997) Ocean currents across the entrance to the Gulf of California, *J. Geophys. Res.*102 (C9):20927-20936
- 📖 Durazo-Arvizu, R., T. R. Baumgartner (2000) Evolution of oceanographic conditions off Baja California; 1997-1998, *Progress in Oceanography* (sometido)
- 📖 Filonov, A. ,I. Tereshchenko (2000) El Niño 1997-98 monitoring inmixed layer at the Pacific Ocean near Mexico's West Coast, *Geophysical Research Letters*, 27(5):705-707
- 📖 Gill, A. (1982) *Atmosphere-Ocean Dynamics*, Academic Press, E.U.A., 662 pp.
- 📖 Gómez-Gutiérrez, J. y S. Hernández-Trujillo (1994) Euphasiacea and Copepoda of the oceanic front off Cabo San Lucas B.C.S. México (1988) *Rev. Biol. Trop.*, 42(1/2):155-164
- 📖 Graham, N.E., W.B. White (1988) The El Niño cycle: a natural oscillator of the Pacific Ocean-Atmosphere system, *Science*, 240:1293-1302
- 📖 Griffiths, R.C. (1968) Physical, chemical and biological Oceanography of the entrance to de Gulf of California, Spring of 1960. U. S. Fish and Wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish, 573:1-47
- 📖 Gutiérrez de Velasco, G. (1996) Wind forcing and circulation in the Gulf of México, Tesis de doctorado, Scripps Institution of Oceanography,

Universidad de California, E.U.A, 124 pp

- 📖 Hayward, T., R. Durazo, T. Murphee, T. R. Baumgartner, G. Gaxiola-Castro, F. B. Schwing, M. J. Tegner, D. M. Checkley, K. D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, M. M. Mullin (1999) The state of the California Current in 1998-1999: transition to cool-water conditions, CALCOFI Rep., 40:29-62
- 📖 <http://topex-www.jpl.nasa.gov/applications/data.html>
- 📖 <http://sirius-ci.cst.cnes.fr:8090/html/information>
- 📖 LaFond, E. C. (1963) Detailed temperature structures of the sea off Baja California, Limnology and Oceanography, 8(4):417-425
- 📖 Lee y Chelton (1999) Inference oceanic kelvin/rossby wave influence on North American west coast precipitation. Tech. Rep. NOAA. Pagina electrónica http://www.nwrfc.noaa.gov/papers/Tech_memo_nswr-253/tehc_memo_NWSWR-253.html
- 📖 Levitus (NODC) World Ocean Atlas (1998), Departamento de Comercio de E.U.A., NOAA, National Environmental Satellite, Data and Information Service (NESDIS), datos en CD-ROM
- 📖 López-Bojórquez, J.M. (1996) Hidrografía y dinámica del Pacífico Transicional Mexicano, Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica de Educación Superior de Ensenada, B.C., México 98 pp
- 📖 Lynn, R. J. y J. J. Simpson (1987) The California Current System: the seasonal variability of its physical characteristics, Journal of Geophysical Research ,92(C12):12,947-12,966
- 📖 Lynn, R.J., T. Baumgartner, J. García, C. A. Collins, T. L. Hayward, K.D. Hyrenbach, A. W. Mantyla, T. Murphree, A. Shankle, F. B. Schwing, K. M. Sakuma, M. J. Tegner (1998) The state of the California Current, 1997-1998: transition to El Niño conditions, CalCOFI Rep, 39:25-49
- 📖 McPhaden, M. J. (1999) Genesis and evolution of de 1997-98 El Niño, Science, 283:950-954
- 📖 Nerem, R. S. (1995) Global mean sea level variations from TOPEX/POSEIDON altimeter data, Science 268:708-710
- 📖 Polinova, J. J., P. Klieber, D. Kobayashi (en prensa) Application of Topex/Poseidon satellite altimetry to simulated dynamics of larvae of the

spiny lobster (*Panalinus marginatus*) in the Northwestern Hawaiian Islands 1995-1996, sometido a Fisheries Bulletin

- 📖 Pond S. y Pickard G. (1978) Introductory Dynamical Oceanography. Pergamon Press, 241 pp
- 📖 Qiu, B (1995) Variability and energetics of the Kuroshio Extension and its recirculation gyre from the first 2-year TOPEX data, *Journal of Physical Oceanography*, 25:1827-1842
- 📖 Quilfen Y., A. Bentamy, P. Delecluse, K., Katsaros, N. Grima (2000) Prediction of sea level anomalies using ocean circulation model force by scatterometer wind and validation using TOPEX/Poseidon data, *Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38(4): 1871-1882
- 📖 Roden, G.I, G. W. Groves (1959) Recent oceanographic investigations in the Gulf of California, *Journal of Marine Research*, 18:10-35
- 📖 Roden, Gunnar I. (1971) Aspects of the transition zone in the Northeastern Pacific, *Journal of Geophysical Research*, 76(15): 3462-3475
- 📖 Roden, Gunnar I (1972) Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California Entrance and in the Revillagigedo Islands region, *Journal of Physical Oceanography*, 2(2):177-183
- 📖 Stevenson, M. (1970) On the physical and biological oceanography near the entrance of the Gulf of California October 1966 – august 1967. *Inter-American tropical Tuna commission bulletin*, 14(3): 389-481 pp
- 📖 Strub, T., C. James (2000) Altimeter-derived variability of surface velocities in the California Current system: 2. Seasonal circulation and eddy statistics, *Deep Sea Research*, 47: 831-870
- 📖 Strub, T, C. James (2002) Altimeter-derives surface Circulation in the large-scale NE Pacific Gyres: part 2. 1997-1998 El Niño Anomalies, *Progress in Oceanography*, 53(2-4):185-214
- 📖 Talley, Lynne (1993) Distribution and formation of North Pacific Intermediate Water, *Journal of Physical Oceanography*, 23:517-537
- 📖 Torres-Orozco, E. (1993) Análisis volumétrico de las masa de agua del Golfo de California, Tesis de Maestría, Centro de Investigación Oceanográfica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C., México, 80 pp

- 📖 Trasviña A. D. Lluch Cota, A. E. Filonov, A. Gallegos (1999) Oceanografía y El Niño. Los impactos de El Niño en México. ed. Víctor O. Magaña, SEP-CONACyT, 69-93 pp.
- 📖 Wang, L. C.J. Koblinsky, S. Howden (2000) Mesoscale variability in the South china Sea from the TOPEX/ POSEIDON altimetry data, Deep-Sea Research I 47:681-708
- 📖 Wooster, W. S, y Reid, J.L.. Jr (1963) Eastern boundary currents. The Sea. ed. M.N. Hill, 253-260
- 📖 Wyrki, K.(1965) Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. Inter-American Tropical Tuna Comission Bulletin, 10(5):63-67
- 📖 Wyrki K. (1966) Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean, Oceanogr. Mar. Biol. Ann Rev.,4:33-68
- 📖 Wyrki, K.(1967)Circulation and water in the Eastern Equatorial Pacific Ocean, International Journal of Oceanology and Limnology, 1(2):117-147

APÉNDICE I

Para calcular las corrientes geostroficadas a partir de los datos del satélite T/P, se obtiene la ecuación de geostrofia a partir de la ecuación de movimiento:

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -\alpha \nabla p + 2\mathbf{\Omega} \times \mathbf{V} + \mathbf{g} + \mathbf{F} \quad (1)$$



Y si se supone que no hay aceleración, es decir que el flujo es estacionario, esto es:

$$\frac{du}{dt} = \frac{dv}{dt} = \frac{dw}{dt} = 0$$

y que la velocidad vertical (w) es despreciable y no hay otras fuerzas ($\mathbf{F}=0$) entonces podremos obtener que las componentes geostroficadas son:

$$0 = 2\Omega \cdot \text{sen}\Phi \cdot v - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \quad 0 = -2\Omega \cdot \text{sen}\Phi \cdot u - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2)$$

Las ecuaciones (2) son iguales a:

$$0 = fv - \alpha \frac{\partial p}{\partial x} \quad 0 = -fu - \alpha \frac{\partial p}{\partial y} \quad (3)$$

si se considera la ecuación hidrostática:

$$\alpha \Phi = \alpha dp = \rho^{-1} dp$$

si:

$$P = \rho gh$$

$$fv = g \frac{\partial h}{\partial x} \quad fu = -g \frac{\partial h}{\partial y} \quad (5)$$

las componentes de la velocidad geostrófica que se pueden despejar de las ecuaciones (5):

$$u = -\frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial y} \quad (6)$$

$$v = \frac{g}{f} \frac{\partial h}{\partial x} \quad (7)$$

donde:

- $\frac{\partial h}{\partial x}$ es el cambio de la altura del nivel del mar en la dirección E-W y
- $\frac{\partial h}{\partial y}$ es el cambio de la altura del nivel del mar en la dirección N-S

Al hacer el análisis dimensional de las ecuaciones 10 se tiene que:

$$u = \frac{\frac{m}{s^2}}{\frac{1}{s}} \cdot \frac{m}{m} = \frac{ms}{s^2} = \frac{m}{s}$$