

# La circulación costera del Pacífico Tropical Oriental, con énfasis en la Alberca Cálida Mexicana (ACM)

*Armando Trasviña Castro, CICESE – Oceanografía Física*

*CICESE en BCS, Miraflores #334 e/Mulegé y La Paz, Fracc. Bella Vista, La Paz  
23050 BCS, trasvi@cicese.mx*

## Introducción

La región que abarca México, América Central y el Caribe tiene características únicas por estar rodeada de regiones oceánicas cálidas que controlan el clima regional. La variabilidad en la precipitación dentro del año, e inclusive de un año al siguiente, es influenciada en gran parte por los mares Interamericanos y por el Pacífico tropical Oriental. La dinámica misma de estos mares constituye un elemento importante de estudio para lograr predicciones confiables del clima regional.

Las regiones oceánicas donde se registran temperaturas superficiales iguales o superiores a 28°C, llamadas “albercas de agua cálida” favorecen el desarrollo de convección profunda y precipitación (Webster 1994). La más conocida es la del Pacífico Tropical Occidental que, por su extensión, es capaz de modular gran parte de la circulación atmosférica en los trópicos. Sus fluctuaciones estacionales e interanuales modifican el clima de gran parte del planeta. Los casos más dramáticos son los fenómenos del Niño y la Niña.

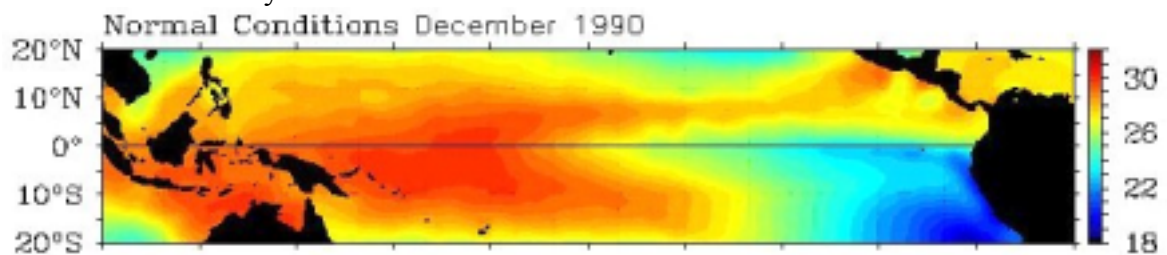
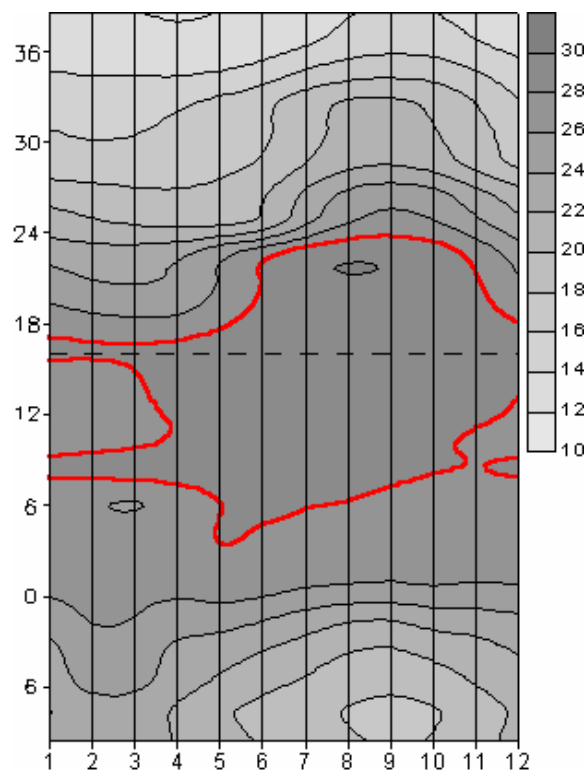


Fig. 1. ‘Albercas’ de agua cálida del Pacífico tropical

En el Pacífico Mexicano (Trasviña et al, 1999), centrada en 16°N, al norte de la lengüeta de agua fría y frente a las costas de Michoacán y Guerrero, existe también una alberca de agua cálida (Fig. 1). Esta es de menor en extensión pero juega un papel importante en la formación y dinámica de la Zona Intertropical de Convergencia durante el verano (Magaña et al. 1999). El núcleo de la Alberca Cálida Mexicana (ACM, 16°N) mantiene temperaturas superiores a 28°C todo año (Fig.2). Sin embargo, las temperaturas superficiales exhiben un ciclo anual en extensión superficial. Hacia el norte alcanza la entrada al Golfo de California (23°N) en octubre y se retrae a 17°N de

abril a junio, siguiendo la mínima y máxima intensidades de la Corriente de California (Lynn y Simpson 1987). La máxima incursión hacia el sur se registra entre abril y mayo, llegando a 5°N. Entre noviembre y abril la zona costera de la ACM se parte en dos debido al efecto de los Nortes del Golfo de Tehuantepec y Papagayo entre las latitudes 9 y 16°N (Strong, De Rycke y Stumpf, 1972; Stumpf y Legeckis, 1977; Trasviña, 1991; Trasviña et al., 1995). La temperatura de verano en el Pacífico Tropical Mexicano alcanza dos máximos relativos en junio y agosto. Esto es debido a interacciones entre el régimen de corrientes, la radiación solar, los vientos y la precipitación, en un proceso típico de interacción entre el océano y la atmósfera. Estas fluctuaciones en la temperatura superficial del mar modulan la actividad convectiva en el sur de México, y son responsables, por ejemplo, de la sequía intraestival también conocida como la ‘canícula’ (Magaña et al 1999).



**Figura 2. Evolución (mes vs. latitud) del promedio climatológico mensual de temperatura superficial del mar (TSM) para cuadrantes (1°x1°) costeros entre la costa occidental de Baja California y Perú. Escala en grados centígrados. La línea punteada marca los 16°N (Acapulco). La línea roja envuelve la región de TSM igual o mayor a 28°C (cortesía de Daniel Lluch Cota – CIBnor, México).**

Pero, ¿qué procesos mantienen las altas temperaturas de la ACM?. Es claro que el océano superior acumula energía proveniente del sol. A partir de esa energía se establecen intercambios océano-atmósfera que determinan la temperatura de la capa

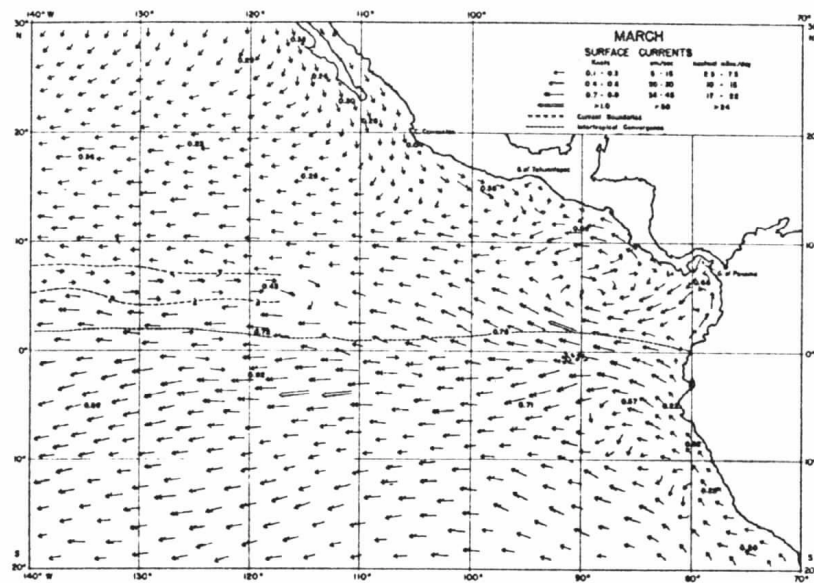
superficial del océano y de las capas más bajas de la atmósfera (ver, por ejemplo, Peixoto y Oort, 1992). Sin embargo los sistemas de corrientes son capaces de transportar cantidades grandes de calor y modifican sustancialmente las temperaturas que se obtendrían de un sistema en equilibrio radiativo con la atmósfera. Esta es la interrogante en la región: desconocemos muchos detalles importantes de su circulación y, consecuentemente, la manera en que varían los flujos horizontales de calor.

A continuación se describen los esquemas de circulación del Pacífico tropical oriental, conocidos en base a información histórica y se actualizan con información más reciente.

## ***Esquemas de la circulación estacional en base a datos históricos y observaciones recientes***

### **La circulación de invierno**

Los primeros mapas confiables de la circulación fueron publicados por el Prof. Klaus Wyrtki en 1965 a partir de datos de deriva de buque. A pesar de ser una publicación relativamente antigua contiene detalles de la circulación que no aparecen en reportes más recientes y sigue siendo una valiosa fuente de información.



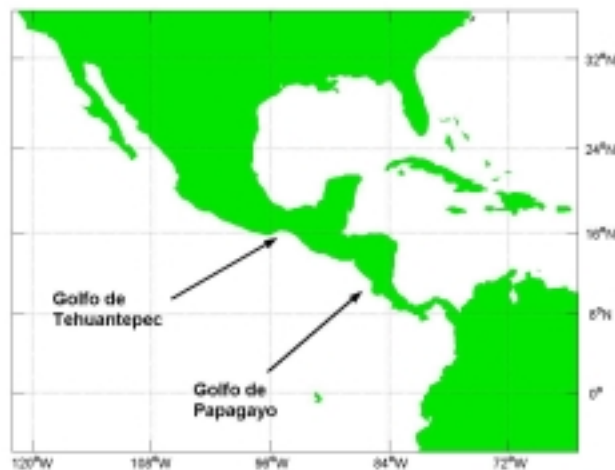
**Fig. 3. Mapa de la circulación de Marzo (Wyrtki, 1965).**

En el invierno, si escogemos el mes de marzo como el típico (Fig.3), la circulación se caracteriza por:

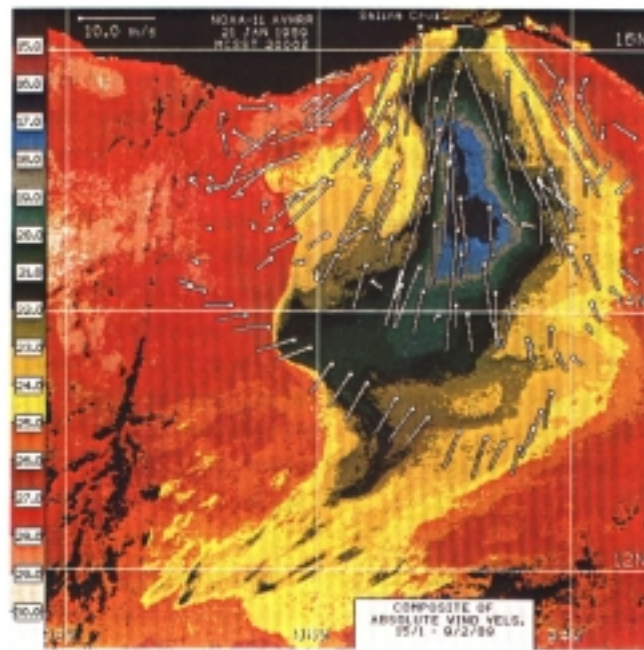
- a) La Contracorriente Nor-ecuatorial esta ausente.
- b) El flujo principal de la Corriente de California no alcanza la entrada al golfo de

- California. Se aleja de la costa occidental al norte de  $23^{\circ}$  N y alimenta a la Corriente Nor-ecuatorial.
- c) La Corriente Sur-ecuatorial se localiza al sur del Ecuador, es débil y muestra movimientos ocasionales hacia el este.
  - d) La circulación costera en el sur de México (al sur de  $20^{\circ}$  N) es hacia el ecuador hasta el Golfo de Tehuantepec ( $15^{\circ}$  N). No se observan presencia de flujos costeros hacia el polo a lo largo de la costa de México y Centroamérica (por ejemplo, la Corriente Costera de Costa Rica).
  - e) Los intensos vientos de paso de montaña ('Nortes') de los golfos de Papagayo, Nicaragua y Tehuantepec, México producen circulación hacia fuera de la costa en ambos sitios.
  - f) El flujo se dirige hacia fuera de la costa en el Golfo de Panamá, quizás también inducidos por efecto del viento (Nortes del Golfo de Panamá).
  - g) En la costa de Colombia se encuentra un intenso chorro costero hacia el interior golfo de Panamá.

A continuación se presentan resultados más recientes. Estos consisten en observaciones con perfiladores acústicos de corrientes (ADCP, por sus siglas en inglés) y con flotadores superficiales ARGOS, seguidos por satélite. Éstas nos permiten mejorar sustancialmente la descripción anterior.



**Fig. 4. Lugares donde la circulación de invierno es modificada por vientos intensos de 'paso de montaña': golfos de Tehuantepec, México y Papagayo, Nicaragua.**

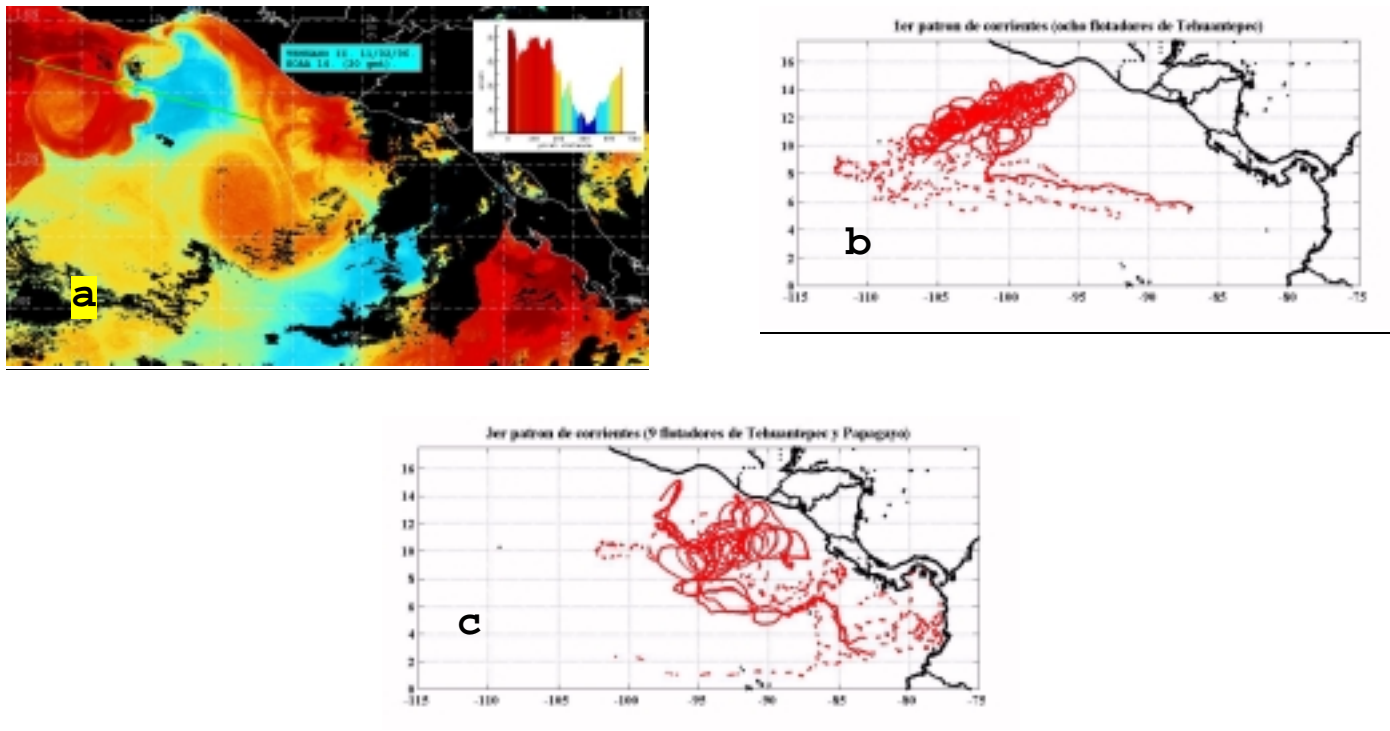


**Fig. 5. El campo de viento invernal en el golfo de Tehuantepec, durante un evento de vientos del norte. Se muestra superpuesto sobre una imagen de temperatura del océano en falso color. Los vientos se originan en la cabeza del golfo y se extienden hacia el sur, como un abanico que cubre toda la región costera. Las temperaturas mínimas se localizan bajo el eje de máxima velocidad del viento.**

En el invierno de 1989 se desarrolló un experimento conjunto entre el CICESE y la Universidad del Norte de Gales, Gran Bretaña. El objetivo era describir el efecto de intensos eventos de viento sobre la dinámica del Golfo de Tehuantepec (Figuras 4 y 5). El fenómeno atmosférico es descrito en detalle por Schultz et al. (1998), Steenburger et al. (1998) y por Chelton et al (2000). Participaron investigadores de ambas instituciones a bordo del B.O. El Puma (Universidad Nacional Autónoma de México) y del R/V Wecoma (Universidad Estatal de Oregon, fletado para este experimento por el Consejo de Investigaciones Ambientales Naturales – NERC - de la Gran Bretaña). El experimento nos permitió describir la generación de giros cálidos de gran tamaño (200 km de diámetro). Los giros son anticiclónicos, es decir, giran con las manecillas del reloj. En la superficie son estructuras circulares (Fig. 6a) y su estructura vertical esta delimitada por una termoclina cóncava. La termoclina alcanza la superficie en la periferia del giro y en el centro puede alcanzar los 200 m de profundidad. Giros de estas dimensiones son capaces de atrapar y transportar grandes cantidades de agua cálida. Giran a velocidades de hasta  $1 \text{ m s}^{-1}$  y se propagan hacia fuera de la costa a velocidades típicas de  $9 \text{ km d}^{-1}$ . También observamos la formación de lengüetas de agua fría bajo el



eje del viento. Esto es consecuencia del abordaje de aguas subsuperficiales frías hacia la superficie, también inducido por el viento. Los resultados principales se encuentran publicados en: Trasviña (1991), Barton et al. (1993), Trasviña et al. (1995) y Trasviña et al. (2002). Este enfriamiento superficial es el responsable de que la climatología de la ACM se divida en dos subregiones en el invierno (ver Fig. 2).



**Fig. 6. Circulación costera de invierno en los golfos de Tehuantepec, México y Papagayo, Nicaragua: a) Imagen de temperatura en falso color del 11 de febrero de 1996. Muestra la costa del sur de México y Centroamérica. Las dos estructuras circulares representan giros anticiclónicos, cálido; b) las trayectorias de ocho flotadores ARGOS muestran la propagación de giros de Tehuantepec hacia fuera de la costa. En el verano, después de varios meses de propagación, los giros se disipan al intensificarse la Contracorriente Norecuatorial; c) las trayectorias de nueve flotadores ARGOS muestran propagación de giros de Papagayo hacia afuera de la costa y circulación entre los golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá.**

Los estudios del golfo de Tehuantepec continuaron en 1996. Bajo el liderazgo del CICESE participaron investigadores y estudiantes de diversas instituciones Mexicanas, Costarricenses, Nicaragüenses y de Estados Unidos y Gran Bretaña. Los trabajos de campo se desarrollaron durante febrero y marzo de 1996 y participaron buques del CICESE (B.O. Fco. De Ulloa), de la Armada de México (B.O. Altair) y del Laboratorio de Oceanografía Costera de Costa Rica (LAOCOS, B.O. Solidaridad). El objetivo era describir la propagación de los giros de mesoescala y entender su importancia en la

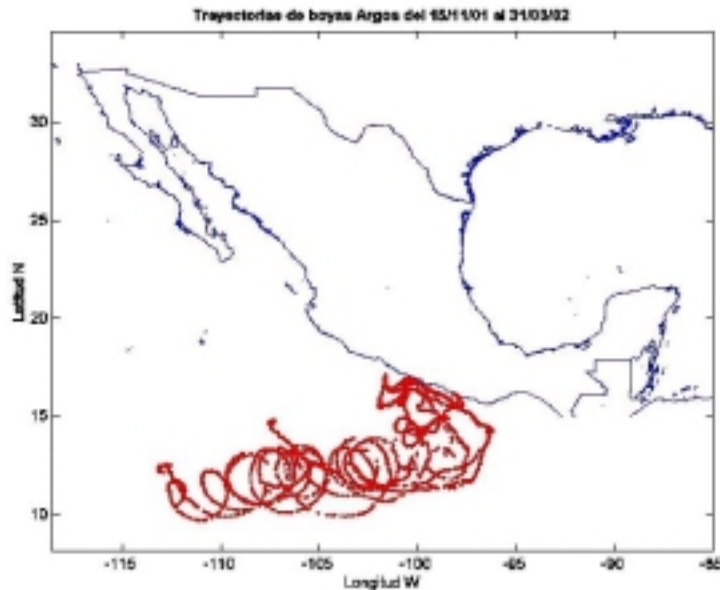
circulación general de la región.

La figura 6 muestra algunos resultados del experimento. En la imagen de satélite (Fig. 6a) se observan formas circulares afuera de los golfos de Tehuantepec y Papagayo. Estos son los giros cálidos de circulación anticiclónica, generados por vientos perpendiculares a la costa. El contraste con las temperaturas en el centro de ambos golfos resulta del intenso enfriamiento de la superficie, también producido por el viento (Trasviña et al. 1995). Se liberaron un total de 24 flotadores ARGOS, seguidos por satélite, para describir la circulación en el interior de los giros. La figura 6b muestra las trayectorias dentro de tres giros del golfo de Tehuantepec. Estos se propagan hacia el interior del Pacífico por varios meses. Su propagación ocurre a lo largo de trayectorias muy similares, formando un 'corredor' de giros desde la costa hasta 110°W, con dirección OSO (Trasviña et al., 2002). Su disipación ocurre en los meses de verano y coincide con la intensificación de la Contracorriente Norecuatorial.

Los flotadores liberados en el golfo de Papagayo (Fig. 6c) se propagaron hacia fuera de la costa dentro de dos giros. Estos son de mayor tamaño que los de Tehuantepec debido a que se forman en latitudes más bajas. Sin embargo en este caso no se observó una propagación tan persistente como la de los giros de Tehuantepec. En unos pocos meses los flotadores abandonan los giros para seguir una corriente paralela a la costa, hacia el golfo de Panamá o una trayectoria ciclónica, lenta y errática, de regreso a la costa. Algunos de los flotadores liberados en el golfo de Tehuantepec continúan hacia el sur, visitan brevemente la periferia de los giros de Papagayo y se dirigen hacia el golfo de Panamá. Algunos de los flotadores estuvieron cerca de la costa durante el período en que la Corriente Costera de Costa Rica debería estar presente. A pesar de esto ninguno siguió trayectorias hacia el polo.

En noviembre del 2001 liberamos 4 flotadores ARGOS en la región costera del sur de México, frente a la Costa Grande del estado de Guerrero (Fig. 7). El seguimiento de estos flotadores aporta un importante dato adicional al rompecabezas de la circulación costera. En la figura se muestran las trayectorias de flotadores liberados muy cerca de la costa, aproximadamente a 16° N. Las trayectorias de las primeras semanas siguen un flujo costero hacia el sur. Cuando los flotadores alcanzan el golfo de Tehuantepec se integran a la circulación dentro de un giro de mesoescala y se propagan hacia el interior del Pacífico. Esto indica que la generación de remolinos en Tehuantepec tiene una influencia importante en la circulación costera de invierno. La advección de masa, calor y momentum que origina la propagación de los giros se compensa en la costa por flujos laterales. Esto produce las corrientes que provienen principalmente del norte de Tehuantepec, a lo largo de la costa. Se ha reportado la generación de al menos 5 giros por temporada (de octubre a marzo, Giese, Carlton y Holl, 1994) y nosotros hemos observado hasta 9 por temporada (datos no publicados del autor). Es claro entonces que esta circulación es capaz de inhibir los flujos costero hacia el polo, durante los meses de

influencia de los nortes de Tehuantepec.



**Fig. 7. Trayectorias de cuatro flotadores ARGOS seguidos por satélite. Las trayectorias iniciales describen una circulación costera hacia el corredor de giros del golfo de Tehuantepec.**

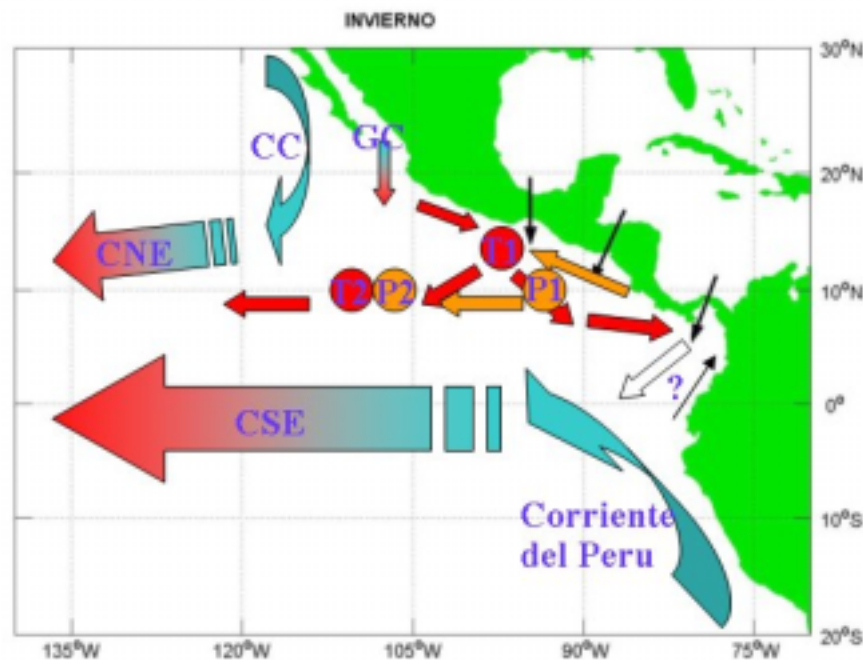
Usando todos estos elementos podemos mejorar el esquema conceptual de la circulación de invierno para el Pacífico tropical oriental (Fig. 8).

- El flujo principal de la Corriente de California no alcanza la entrada al golfo de California. Se aleja de la costa occidental al norte de  $23^{\circ}$  N y alimenta a la Corriente Nor-ecuatorial.
- En el interior del Golfo de California los vientos del norte, a lo largo del eje del Golfo, producen circulación hacia el sur. Esta circulación se continúa a lo largo de la costa hacia el Golfo de Tehuantepec.
- En el Golfo de Tehuantepec los frecuentes eventos de vientos del norte generan grandes giros anticiclónicos que acarrear las aguas costeras hacia el interior del Pacífico hasta, al menos,  $110^{\circ}$  W.
- En el golfo de Papagayo también ocurren intensos eventos de viento y se generan grandes giros anticiclónicos capaces de acarrear aguas costeras hacia el interior del Pacífico. Su trayectoria de propagación los lleva a coincidir, mar afuera, con los giros de Tehuantepec.
- Existen corriente rápidas que comunican a los golfos de Tehuantepec, Papagayo y Panamá. Estos se observan como flujos angostos y bien definidos que circulan en la periferia de los giros con dirección sureste.
- Lejos de la costa los giros que se generan en ambos golfos siguen una



trayectoria clásica de auto-propagación hacia el occidente (Nof, 1981).

- Aunque en el golfo de Panamá no hay observaciones detalladas del flujo, sabemos que allí ocurren también eventos de vientos perpendiculares a la costa. Wyrтки identifica allí flujos hacia el interior del Pacífico, aunque sus características dinámicas específicas son desconocidas.
- En la costa Colombiana existe una contracorriente costera hacia el interior del golfo de Panamá. Allí los mapas de Wyrтки (1965) muestran un flujo rápido y angosto. Este patrón de circulación es bien conocida por los marinos que transitan la región, aunque no contamos con observaciones recientes.
- La Contracorriente Norecuatorial está ausente de la región en el invierno.
- La Corriente del Perú fluye hacia el norte hasta cerca del ecuador, se separa de la costa y alimenta la Corriente Surecuatorial. Esta fluye hacia el oeste al sur del ecuador geográfico.



**Fig. 8. Esquema conceptual de la circulación de invierno en el Pacífico tropical oriental.**

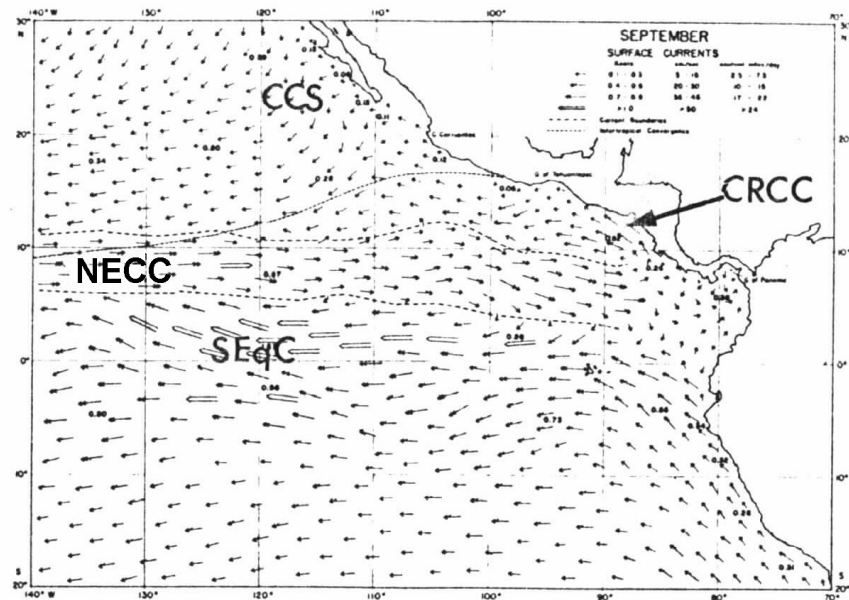
### La circulación de verano

De nuevo siguiendo a Wyrтки (1965) podemos describir la circulación de verano con ayuda de la carta de septiembre (Fig. 9):

- a) La Corriente de California (CC) alcanza su mayor intensidad en el verano,

aunque un poco antes que le CCNE (ver más abajo). Es en el mes de junio cuando se registra la mayor presencia superficial de la CC en la entrada al Golfo de California (23° N, Lynn y Simpson 1987). La frontera norte de la ACM migra estacionalmente hacia el sur cada invierno (ver Fig. 2), sin embargo el avance hacia el sur de las aguas frías de la CC mantiene esa migración estacional al sur de los 23°N hasta principios de junio.

- b) La Corriente del Perú y la Surecuatorial migran hacia el norte del ecuador geográfico. En el sur la Corriente del Perú alcanza su máxima intensidad en septiembre- octubre. También hacia el mes de septiembre el núcleo de la Surecuatorial se encuentra en latitudes cercanas a los 5° N.



**Fig. 9. Mapa de la circulación de Septiembre (Wyrтки, 1965). Las diferentes corrientes se identifican por sus siglas en inglés: Corriente de California (CCS), Corriente Costera de Costa Rica (CCCR), Contracorriente Norecuatorial (NECC), Corriente Surecuatorial (SEqC).**

- c) De mayo a julio se forma la Contracorriente Norecuatorial (CCNE). Wyrтки menciona en su artículo que el arribo de la CCNE a la costa produce una circulación ciclónica (contra el reloj), alrededor del llamado 'Domo de Costa Rica' (centrado en 10° N). A esto atribuye la generación de una corriente costera hacia el polo desde Costa Rica hasta el sur de México (Corriente Costera de Costa Rica, CCCR). En la figura 9 solo se observa su presencia entre Costa Rica y Tehuantepec (15° N), aunque en otros meses del verano Wyrтки reporta su continuación hasta 20° N. En el texto siguiente se discutirá este punto en mayor detalle, a la luz de información más reciente.

Para el verano hay tres grupos de datos que aportan información nueva.

El primero proviene de un experimento de circulación realizado en junio del año 2000, y de nuevo en el Golfo de Tehuantepec. En esta ocasión liberamos 30 flotadores ARGOS en una malla regular dentro del golfo. Deseábamos comprobar la hipótesis de la presencia de la Corriente Costera de Costa Rica en verano, en la costa sur del Pacífico mexicano (ver inciso ‘d’). Los resultados fueron un tanto inesperados, como se describe a continuación.

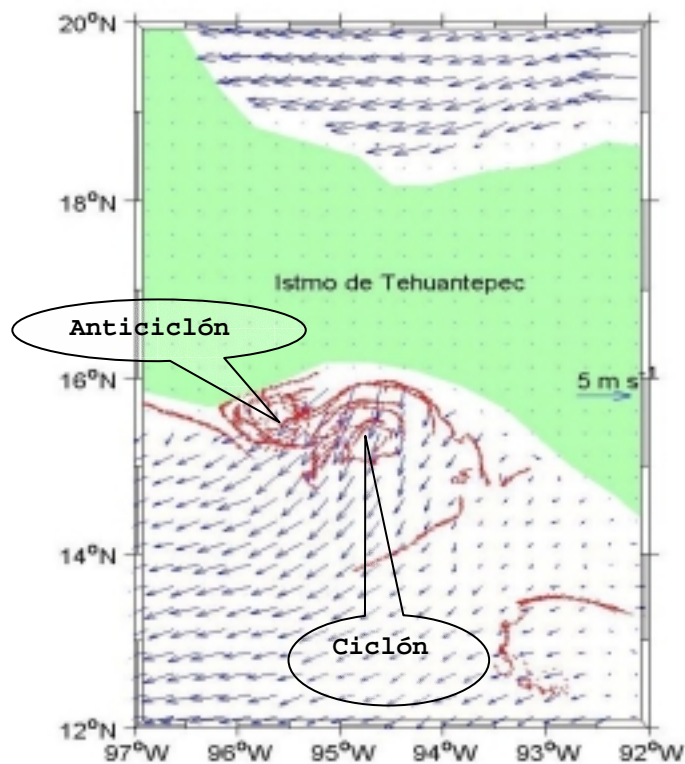
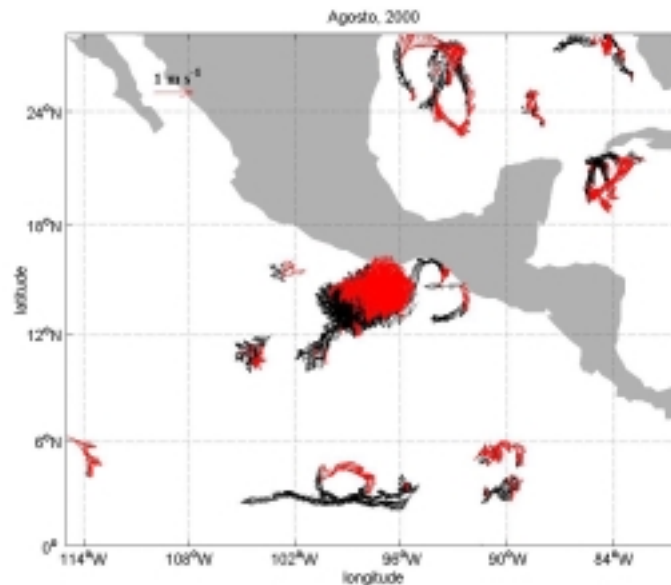


Fig. 9. Campo de viento promedio (Quickscat) en azul y vectores de corriente de las trayectorias de flotadores ARGOS (en rojo). Primera quincena de junio del 2000 en el Golfo de Tehuantepec, México.

Las trayectorias de los flotadores (Fig. 9) siguen la circulación dentro de un ‘dipolo’ de las corrientes costeras. Esto corresponde a la presencia de un par de giros acoplados: ciclónico en el golfo oriental (frío y que gira contra reloj) y anticiclónico en el occidental (cálido y que gira con el reloj). Esto sucede como respuesta al forzamiento del viento. La figura también muestra el campo de viento dominante para el período de observaciones, a partir de datos de Quickscat. El campo de viento proviene del norte,

cruza el Istmo de Tehuantepec y se esparce sobre el golfo con una importante componente perpendicular a la costa. Los vientos son similares a los invernales aunque más débiles y persistentes. Esta circulación no esta presente en los mapas de Wyrski. Ninguno de los flotadores del golfo oriental muestra la presencia de una corriente costera hacia el Polo. Solo uno de los flotadores, liberado en el extremo oeste del golfo y lejos de la costa, sigue una trayectoria hacia el Polo. Consecuentemente, no es posible confirmar la presencia de corriente costera con las características que se le atribuyen a la CCCR.

El dipolo solo sobrevive unas cuantas semanas, hasta principios de julio. Las trayectorias del mes de agosto (Fig. 10) muestran que solo el anticiclón se propaga hacia afuera de la costa. En este mes tampoco se observa propagación hacia el Polo en ninguno de los flotadores. Estos giros no se internan en el Pacífico tanto como los de invierno, observaciones posteriores muestran su movimiento hasta 105° W para después disiparse rápidamente.

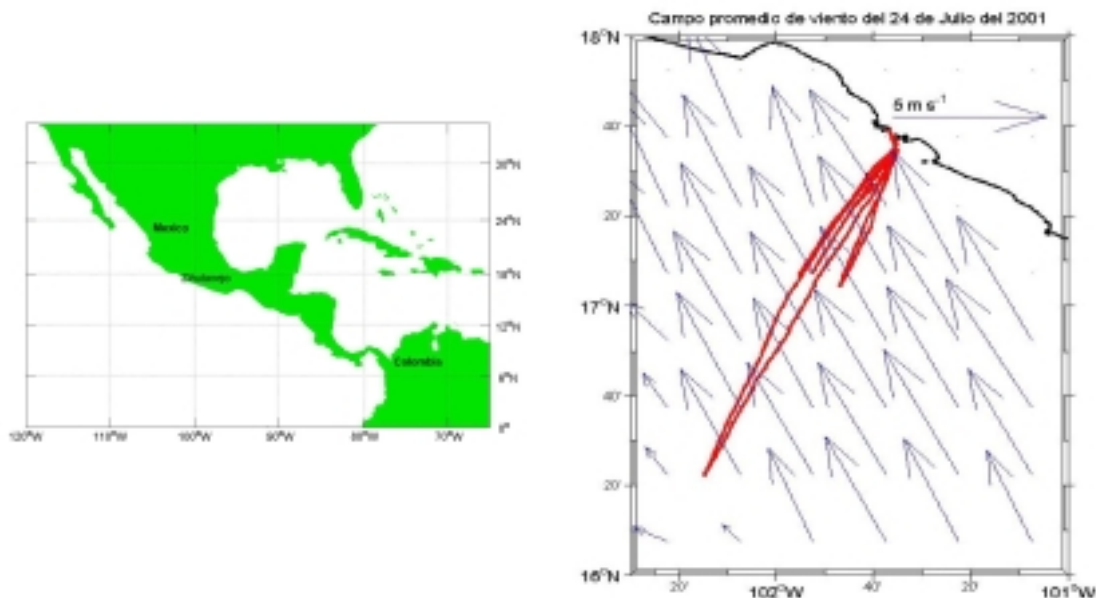


**Fig. 10. Velocidades calculadas a partir de trayectorias de flotadores ARGOS para el mes de agosto del 2000. Los vectores rojos indican corrientes con componente hacia el este y los negros hacia el oeste. Los flotadores liberados en junio en el Golfo de Tehuantepec siguen la propagación del giro anticiclónico. El giro ciclónico se disipó desde principios de julio.**

Como mencionamos antes, ésta circulación surge del forzamiento por vientos persistentes del norte, a través del paso de montaña del Istmo de Tehuantepec. Aunque no hay información oceanográfica en el océano costero afuera de los otros pasos de

montaña de Centroamérica, podemos especular que estos patrones de circulación se repiten en donde existen condiciones similares a las de Tehuantepec, por ejemplo en el golfo de Papagayo en Nicaragua. El esquema mejorado de la circulación de verano incluye esta posibilidad (Fig. 15).

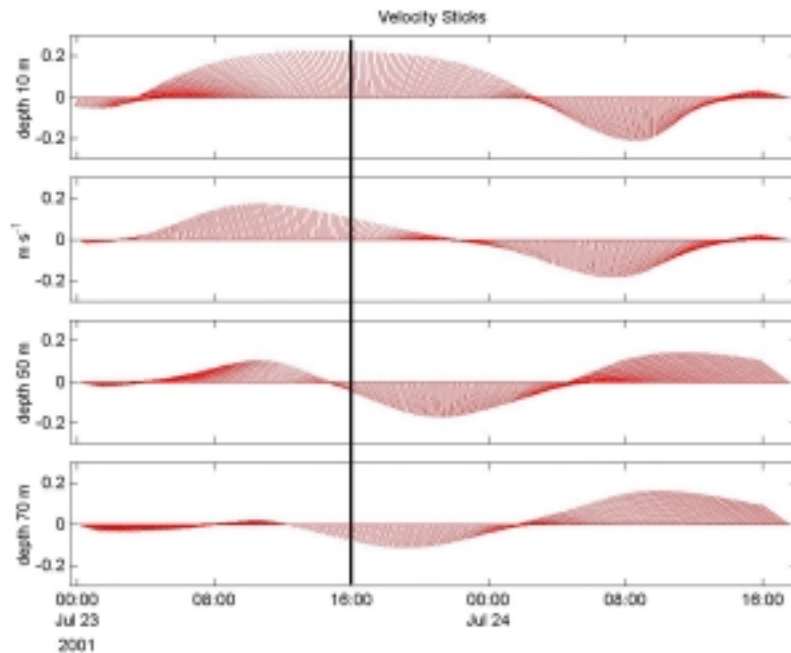
El segundo grupo de datos se obtuvo en julio del 2001 en la costa del estado de Guerrero, en el Pacífico sur mexicano. En esta ocasión se hicieron mediciones de la corriente superficial hasta los 80 m de profundidad, con un perfilador acústico de corrientes de 300 KHz (ADCP, por sus siglas en inglés). En la figura 11 se incluyen los transectos seguidos en este experimento, su localización geográfica y el campo de vientos dominantes obtenido a partir de datos de Quikscat.



**Fig. 11. Experimento de circulación en Zihuatanejo, Costa Grande de Guerrero, julio del 2001. Las flechas describen el campo de viento promedio semanal (Quikscat) y las trayectorias en rojo son los transectos en los que se midieron las corrientes con un perfilador acústico.**

Se hicieron una serie de transectos perpendiculares a la costa. Aquí se presentan datos muestreados durante casi 36 horas de mediciones entre la costa y 35 millas náuticas mar afuera. Las mediciones fueron a lo largo de transectos perpendiculares a la costa y se repitieron aproximadamente cada 8 horas. Para simular el campo de corrientes que se obtendría de hacer observaciones en un solo punto, aplicamos un filtro en tiempo (paso bajo de 8 horas de longitud). Esto lo hacemos después de saber que el flujo presenta pocos cortes horizontales. El objetivo es eliminar la mayor parte de la variabilidad espacial para estudiar la serie de tiempo de forma independiente. Los resultados (Fig.

12) muestran la existencia de un flujo dominante hacia el norte, a lo largo de la costa, en los primeros 30 m superficiales. A los 70 m de profundidad el flujo es opuesto al de la superficie. La dirección de la corriente exhibe una oscilación de período aproximado de 30 horas. Si recordamos que una oscilación inercial a esta latitud ( $17.6^\circ \text{ N}$ ) debería tener un período cercano a las 39.6 horas, estas oscilaciones resultan tener una frecuencia parecida aunque en el rango super-inercial. Si recordamos que la teoría de oscilaciones inerciales es válida para un forzamiento estacionario y no toma en cuenta otras influencias, concluimos que el campo de viento debe ser el principal responsable de este comportamiento. Pero existe evidencia adicional.



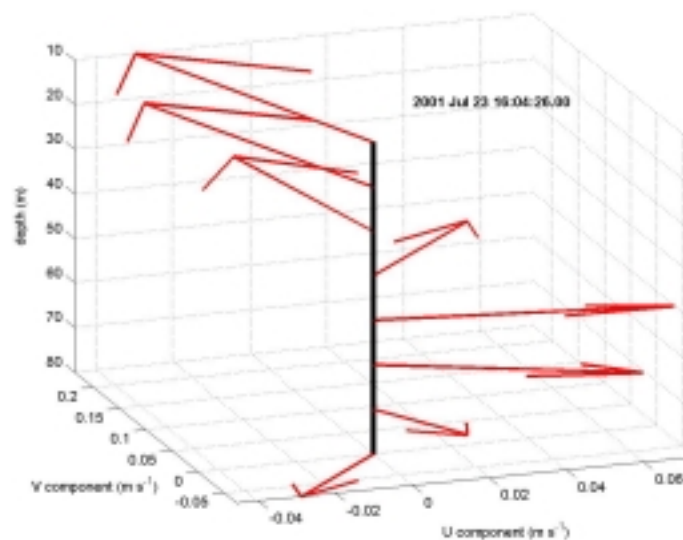
**Fig. 12. Series de tiempo de corrientes entre la costa y 35 millas náuticas afuera de la costa de Guerrero, México. Los diferentes paneles contienen (de arriba abajo) las mediciones de corrientes a 10, 30, 50 y 70 m de profundidad. Para eliminar variabilidad espacial los datos fueron suavizados con un filtro de paso bajo de 8 horas.**

La variabilidad vertical de las corrientes se muestra en la figura 13, para las 16 horas del 23 de julio. En los primeros 30 m superficiales la corriente se dirige hacia el norte y cambia de dirección con la profundidad. A los 70 m la dirección de la corriente es opuesta a la de la superficie. Esto es consistente con la existencia de una espiral de Ekman en profundidad, en donde las corrientes subsuperficiales viran hacia la derecha del viento. Esta resulta del balance de las fuerzas friccionales del esfuerzo del viento en



la superficie, de la fuerza de Coriolis y del arrastre de las diferentes capas del flujo dentro de la capa de influencia del viento, o ‘capa friccional’.

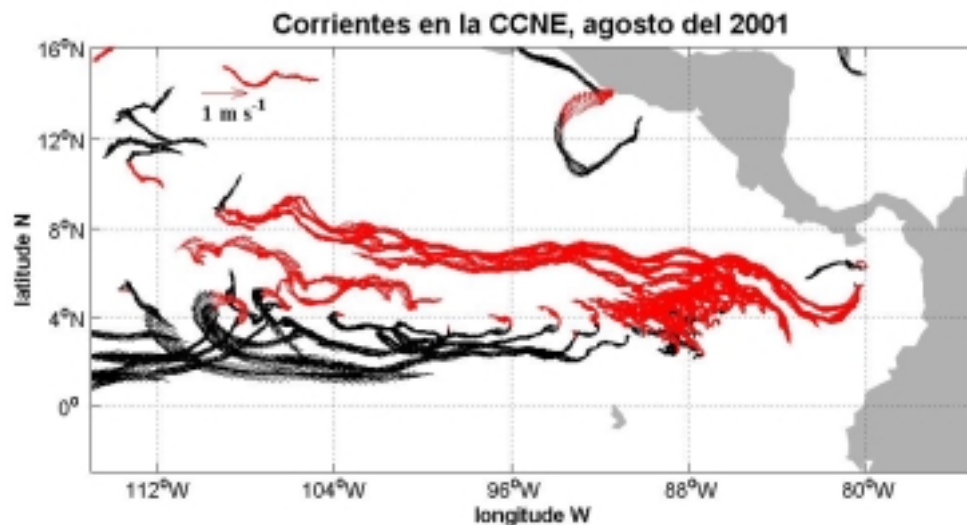
Aunque el período de observación de las corrientes es solo de 36 horas y no se hizo en un sitio fijo, la presencia de vientos del sur, la periodicidad casi inercial de las corrientes observadas y la presencia de una Espiral de Ekman en su comportamiento vertical es evidencia consistente con un flujo costero hacia el polo, a lo largo de la costa, impulsado por vientos locales.



**Fig. 13. Perfil vertical de velocidad a lo largo de la línea negra (16:00 hs del 23 de julio) de la serie de tiempo de corrientes.**

El tercer grupo de datos proviene de un experimento diseñado por el Prof. Peter Niiler (Institución de Oceanografía de Scripps, La Jolla, California), para observar el desarrollo de la Contracorriente Norecuatorial (CCNE) por medio de flotadores ARGOS. Aquí presentamos el mapa de circulación de agosto del 2001 (Fig. 14). Se observa la presencia del flujo intenso de la CCNE entre 4 y 9° N y entre 111° W y el golfo de Panamá (80° W). El núcleo de la CCNE se dirige hacia la costa con una componente pequeña hacia el sur pero nunca alcanza la costa de Centroamérica. En su recorrido hacia la costa los flotadores más sureños se van incorporando a la Corriente Surecuatorial. El comportamiento de los flotadores restantes sigue dos patrones principalmente. Los más norteños describen una trayectoria que los lleva al golfo de Panamá con pocos cambios de velocidad, aunque exhiben oscilaciones meridionales en su dirección. Una fracción importante se desacelera entre 4 y 5° N y entre 85 y 90° W. Este comportamiento es evidencia de la existencia de una zona de convergencia del flujo horizontal. Por argumentos de continuidad del flujo, esto implica un movimiento

tridimensional de hundimiento o subducción bajo la superficie en la región frontal que separa las aguas de la CCNE de las de la CSE. Sin embargo, es claro que la CCNE no llega hasta la costa de Centroamérica y tampoco origina el flujo costero descrito por Wyrski (1965) como la Corriente Costera de Costa Rica. Es interesante también notar que ninguno de los flotadores sigue trayectorias ciclónicas (contra reloj) frente a Costa Rica. El único flotador presente en esa región sigue una trayectoria anticiclónica (con el reloj) frente a las costas de Honduras y Nicaragua.



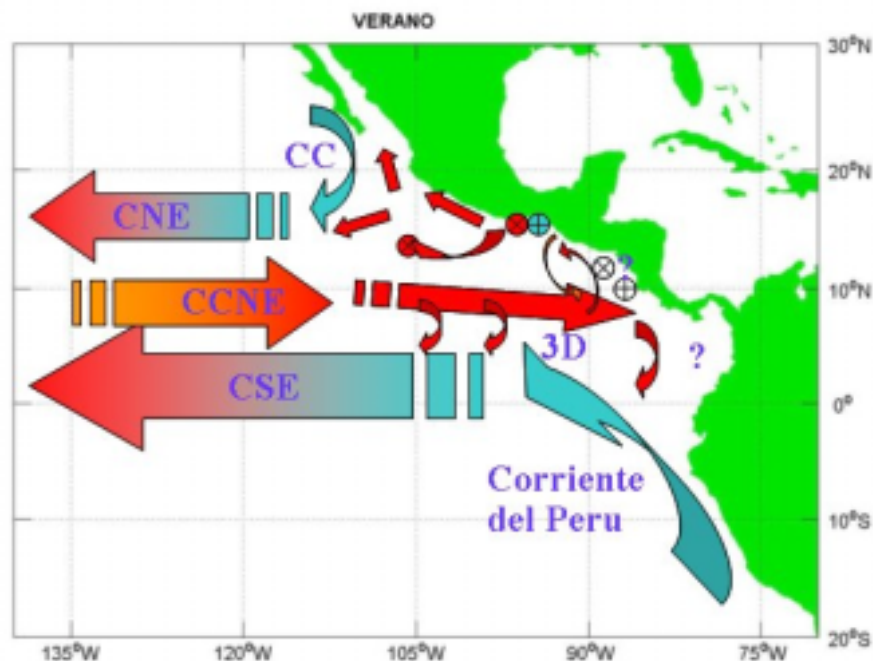
**Fig. 14. Trayectorias de flotadores en la Contracorriente Norecuatorial. Agosto del 2001. Las observaciones provienen del Centro de Adquisición de Datos (DAC, AOML-NOAA, EE. UU.). Se marcan en rojo los vectores de corriente con componente hacia el este y en negro hacia el oeste.**

Podemos entonces llegar a un esquema mejorado de la circulación de verano en el Pacífico tropical oriental.

- La Corriente Surecuatorial (CSE) se encuentra bien desarrollada al norte del Ecuador, hasta 4° N.
- En la confluencia de la Corriente del Perú con la CCNE, existe una zona frontal en donde la convergencia del flujo horizontal sugiere la existencia de un intenso

movimiento tridimensional de subducción. No tenemos observaciones adicionales pero esta desaceleración del flujo es consistente con la presencia de la Corriente del Perú al norte del Ecuador.

- c) Publicaciones posteriores a la de Wyrski (Lynn y Simpson, 1987) reportan que es en el mes de junio cuando se registra su mayor presencia superficial en la entrada al Golfo de California. No tenemos datos adicionales sobre la extensión al sur de la Corriente de California (CC), es una de las regiones en las que faltan observaciones más detalladas.
- d) Los vientos perpendiculares a la costa forman dipolos (ciclón-anticiclón) en el Golfo de Tehuantepec.
- e) Se observa propagación del giro anticiclónico mar afuera del golfo de Tehuantepec hasta 105° W. Esto altera la circulación a lo largo de un corredor de remolinos similar al de invierno, aunque de menor longitud.
- f) Es posible que se formen dipolos parecidos en el golfo de Papagayo en Nicaragua. No tenemos observaciones detalladas pero algunas trayectorias de flotadores parecen confirmar esta posibilidad. Esta es otra región que requiere mayor esfuerzo observacional.
- g) La CCNE se observa como un flujo intenso y angosto entre 4 y 9° N y entre 111° W y el golfo de Panamá (80° W). Su circulación no alcanza la costa de Centroamérica.



**Fig. 15. Esquema conceptual de la circulación de invierno en el Pacífico tropical oriental.**

- h) La mayor parte del flujo de la CCNE alimenta a la CSE. En la confluencia de la Corriente del Perú con la CSE hay evidencia de circulación tridimensional, o subducción, presumiblemente debido a la presencia de un frente intenso de densidad.
- i) Aunque la evidencia es todavía fragmentaria, ya es claro que la circulación hacia el Polo a lo largo de la costa de México y Centroamérica ocurre en forma de corrientes de corto alcance, en algunos casos forzadas por vientos locales. No se observa circulación costera consistente con la presencia de un flujo continuo a lo largo de la costa como la 'Corriente Costera de Costa Rica'. Consecuentemente, no hemos encontrado evidencia de un flujo continuo de propiedades entre Costa Rica y el sur de México.
- j) No se ha observado la circulación ciclónica que ocurriría alrededor del 'Domo de Costa Rica'. Unas cuantas trayectorias de flotadores en la costa de Centroamérica muestran celdas locales de circulación anticiclónica

## ***Reflexiones finales***

Es claro que hay avances significativos en el conocimiento de la circulación costera desde Wyrski (1965) a la fecha. Ahora conocemos de la existencia de corredores de remolinos de mesoescala que transportan propiedades del océano costero hacia el interior del Pacífico. Es importante estimar su transporte promedio de propiedades con respecto a la circulación de gran escala. También sabemos de la presencia de chorros de corrientes invernales hacia el ecuador, entre el sur de México y el golfo de Panamá. Y conocemos mejor el comportamiento de la Contracorriente Norecuatorial. Persisten algunas dudas sobre el comportamiento de las corrientes costeras en sitios específicos como la entrada al golfo de California, la costa de Centroamérica, el Golfo de Panamá y el Pacífico Colombiano. Sin embargo este ejercicio de síntesis presenta un panorama de la circulación mucho más complejo del que se sospechaba hasta hace poco tiempo. La existencia de celdas costeras de circulación en Centroamérica y la presencia de circulación tridimensional en la confluencia de las corrientes de gran escala, presentan nuevos retos para entender los flujos estacionales de calor que modulan el comportamiento estacional e interanual de la alberca cálida mexicana.

## ***Referencias***

- Barton, E.D., M.L. Argote, J. Brown, P.M. Kosro, M. Lavin, J.M. Robles, R.L. Smith, A. Trasvina, and H.S. Velez, 1993. Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, Mexico, *Oceanography*, 6(1), 23-30.
- Chelton, Dudley B., Michael H. Freilich and Steven K. Esbensen, 2000. Satellite observations of the wind jets off the Pacific Coast of Central America. Part I:

- Case studies and statistical characteristics. *Mon. W. Rev.*, 128, 1993-2018.
- Giese, B. S., J. A. Carton, and L. J. Holl, 1994. Sea level variability in the eastern tropical Pacific as observed by TOPEX and Tropical Ocean-Global Atmosphere Tropical Atmosphere-Ocean Experiment (Paper 94JC01814). *J.G.R.*, Vol. 99, No. C12, pages 24, 739-748.
- Lynn R.J. y Simpson J.J., 1987. The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92(12): 12947-12966.
- Magaña, V, J.A. Amador and S. Medina, 1999. The Midsummer Drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, Vol 12, Number 6.
- Nof, D. 1981. On the  $\beta$ -Induced movement of isolated baroclinic eddies. *J. of Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, No. 12, pp. 1662–1672.
- Peixoto, J.P. and A.H. Oort, 1992. *Physics of Climate*. American Institute of Physics, New York, pp. 520.
- Schultz, D.M., E.R. Bracken, and L.F. Bosart, 1998. Planetary- and Synoptic-Scale Signatures Associated with Central American Cold Surges. *Monthly Weath. Rev.*, 126, 5-27.
- Steenburgh, W. James, David M. Schultz, Brian A. Cole, 1998. The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126, 2673-2691.
- Strong, A. E., R. J. De Rycke, and H. G. Stumpf, Satellite detection of upwelling and cold water eddies, paper presented at 8th International Symposium on Remote Sensing of the Environment. *Environ. Res. Inst. of Mich., Ann Arbor*, 1067-1081, 1972.
- Stumpf, H. G., and R. V. Legeckis, Satellite observations of mesoscale eddy dynamics in the eastern tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 7, 648-658, 1977.
- Trasviña A., 1991. Offshore wind forcing in a coastal ocean: observations and modelling of the Gulf of Tehuantepec, México”. Tesis doctoral (PhD). Universidad de Gales, Gran Bretaña.
- Trasviña A., E.D. Barton, J. Brown, H.S. Vélez, M. Kosro and R.L. Smith, 1995. Offshore Wind Forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: the asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research, OCEANS*, Vol. 100, No. C10, pp.20649-20663.
- Trasviña A., D. Lluch, A. Filonov, A. Gallegos, 1999. El Pacífico Tropical Mexicano y El Niño. Contribución al libro “Impacto del Niño en México”. Ed. V. Magaña. UNAM.
- Trasviña, A., E.D. Barton, H.S. Velez and J. Brown, 2002. Frontal subduction of a cool surface water mass in the Gulf of Tehuantepec (eddies within eddies). *Geofísica Internacional*, en prensa.
- Webster, P.J., 1994. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions. *Reviews of Geophysics*, 32, No. 4, pp. 427-476
- Wirtky, K., 1965. Surface currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. *Inter-American Tropical Tuna Commission, Bulletin IX*, No.5, 63-97.

## ***Agradecimientos***

Este manuscrito se hizo bajo el auspicio de diversos proyectos apoyados por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) de México, por la División de Oceanología del CICESE y por el Campus del CICESE en Baja California Sur. También reconocemos el apoyo del Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste. El manuscrito se escribió durante una estancia sabática en este centro. También queremos reconocer el impulso y entusiasmo del personal del Consejo Nacional de Acreditación de Colombia, sin esa motivación adicional este trabajo no hubiese tomado la forma y presentación actuales.