



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**CONECTIVIDAD Y DISPERSIÓN SUPERFICIAL EN EL PACÍFICO
TROPICAL FRENTE A MÉXICO UTILIZANDO UN MODELO
NUMÉRICO LAGRANGIANO.**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS
OCEANOGRAFÍA FÍSICA

PRESENTA:

LANDEROS TAFOLLA DAVID

TUTOR PRINCIPAL:

DR. EMILIO BEIER

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE
ENSENADA, BAJA CALIFORNIA.
CICESE-UNIDAD LA PAZ.

COMITÉ TUTOR:

DR. JORGE ALEJANDRO KURCZYN ROBLEDO

INSTITUTO DE ECOLOGÍA, PESQUERÍAS Y OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE
MÉXICO, CAMPECHE.

DR. MIGUEL ÁNGEL ALATORRE MENDIETA

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR y LIMNOLOGÍA, C.U., UNAM, CD. MÉXICO.

DR. JAVIER ALDECO RAMÍREZ

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA-UNIDAD XOCHIMILCO, CD. MÉXICO.

DRA. LAURA SÁNCHEZ VELASCO

CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS, LA PAZ, B.C.S.

LA PAZ, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO. MARZO, 2018.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



CONECTIVIDAD Y DISPERSIÓN SUPERFICIAL EN EL PACÍFICO TROPICAL FRENTE A MÉXICO UTILIZANDO UN MODELO NUMÉRICO LAGRANGIANO

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:

**MAESTRO EN CIENCIAS
OCEANOGRAFÍA FÍSICA**

PRESENTA:

LANDEROS TAFOLLA DAVID

TUTOR PRINCIPAL:

DR. EMILIO BEIER

CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR DE
ENSENADA, BAJA CALIFORNIA.
CICESE-UNIDAD LA PAZ.

COMITÉ TUTOR:

DR. JORGE A. KURCZYN ROBLEDO

INSTITUTO DE ECOLOGÍA, PESQUERÍAS Y OCEANOGRAFÍA DEL GOLFO DE
MÉXICO, CAMPECHE.

DR. MIGUEL A. ALATORRE MENDIETA

INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR y LIMNOLOGÍA, C.U., UNAM, CD. MÉXICO.

DR. JAVIER ALDECO RAMÍREZ

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA METROPOLITANA-UNIDAD XOCHIMILCO, CD. MÉXICO.

DRA. LAURA SÁNCHEZ VELASCO

CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS, LA PAZ, B.C.S.

LA PAZ, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO. MARZO, 2018.

Agradecimientos

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México por permitirme ser parte del programa de Maestría en Ciencias.

A la Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología “CONACYT”, por el apoyo económico para la realización de mis estudios de Maestría.

Al Dr. Emilio Beier, quien aceptó ser mi director de tesis. Por su apoyo, paciencia y tiempo invaluable para un Biólogo de profesión, siendo él Físico.

Al Dr. J. Alejandro Kurczyn, por guiarme e introducirme a la programación en un nuevo lenguaje. Por su apoyo y consejos, lo cual fue fundamental para la realización de este trabajo.

Al Dr. Miguel Ángel Alatorre, por demostrarme que las ecuaciones no son sino letras y números, nada que temer.

Al Dr. Javier Aldeco, quien me encaminó en el mundo de la Oceanografía Física.

A todo el personal de CICESE–Unidad La Paz, por su amistad y por recibirme durante mi estancia.

Agradecimientos Personales

A mi Familia Landeros–Tafolla–Sánchez, por estar conmigo siempre. Porque decir “apoyo” no es la palabra correcta para lo que quiero decir, por creer en mí y estar conmigo desde siempre, por respetar mis decisiones de estar lejos, aunque al volver a verlos es como si hubiesen pasado solo unas horas.

A la M.C. Karen A. Díaz, por compartir momentos y anécdotas durante la Maestría. Por recordarme siempre que ya no soy “Biólogo” y por demostrarme que en la vida hay que probar, intentar y conocer cosas nuevas.

A mis amigos de CICIMAR: Ana, Lili, Cristina, Evelin, Germán, Mike y Luis Miguel, con quienes compartí tareas, estrés y sobre todo momentos agradables.

A “Mi Comadre”, por brindarme su confianza y regaños para que hiciera mejor las cosas y animarme a seguir con la tesis cuando todo parecía caer. Por esos viajes a la playa, por compartir historias, risas y canciones junto a nuestro amigo “Jack”.

Al grupo de “Clarines” por darme su paciencia y respaldo durante mis estudios, por darme las facilidades para ausentarme a los ensayos por falta de tiempo debido a la tarea y al trabajo.

A Martha, Jesús y “mi gordo”, por brindarme su apoyo y confianza, por darme alojamiento en su casa y por todas aquellas veces que me buscaban y e iban a dejar al aeropuerto de La Paz.

A “Lupe Kitty” por apoyarme para la realización de este trabajo y por motivarme a seguir adelante.

A la familia García–Reyes, quienes me brindaron su cariño y ánimo para continuar adelante. Por escuchar todas las historias de los cruceros en los que he participado, por su fraternidad y por darme la bendición cada vez que me veía en la necesidad de partir.

A la Enf. Noemi G. Reyes, por su invaluable apoyo antes, durante y después del posgrado. Por darme el valor para hacer lo que me apasiona. Por hacerme notar que las cosas que se hacen con amor, dedicación y con la bendición de Dios, son posibles.

Dedicatoria

A ti... por estar conmigo a pesar del tiempo y la distancia...

Tabla de contenido

Agradecimientos	ii
Agradecimientos Personales	iii
Dedicatoria	iv
Resumen	vii
Abstract	viii
Lista de Figuras	ix
Lista de Tablas	x
Lista de nomenclatura	xi
1. Introducción	1
2. Problema, Hipótesis y Preguntas de Investigación	4
2.1 Problema.....	4
2.2 Hipótesis.....	4
2.3 Preguntas de investigación.....	4
3. Objetivos: general y particulares	5
3.1 Objetivo general.....	5
3.2 Objetivos particulares.....	5
4. Área de estudio	6
5. Materiales y métodos	7
5.1 Datos de altimetría satelital.....	7
5.2 Análisis de datos.....	7
5.2.1 Ajuste estacional.....	7
5.2.2 Cálculo de las velocidades geostróficas.....	8
5.3 Modelo Lagrangiano.....	8
5.4 Aplicación del modelo Lagrangiano.....	10
5.4.1 Advección Lagrangiana: Intercambio de agua.....	10
5.4.2 Cálculo de la salinidad modificada.....	11
6. Resultados	12
6.1 Variabilidad estacional en el PTM.....	12
6.2 Circulación estacional en el PTM.....	13
6.3 Trayectorias de partículas y matrices de conectividad.....	16
7. Discusión	23
7.1 Variación y circulación estacional en el PTM.....	23
7.2 Conectividad y dispersión.....	24
7.2.1 Conectividad durante invierno.....	24
7.2.2 Conectividad durante la primavera.....	24

7.2.3 Conectividad durante el verano.....	25
7.2.4 Conectividad durante otoño	26
8. Conclusiones	28
9. Literatura citada	30

Resumen

El Pacífico Tropical frente a México ($12^{\circ}\text{N} - 24^{\circ}\text{N}$; 112°W hasta la costa) es una zona que en su límite norte ocurre la transición tropical-subtropical y la confluencia de dos corrientes superficiales: el brazo tropical de la Corriente de California y la Corriente Costera Mexicana. Se utilizó un modelo numérico Lagrangiano, con el propósito de observar y describir la conectividad y dispersión superficial en el Pacífico Tropical frente a México. Para correr el modelo, se utilizaron series de tiempo de la topografía dinámica absoluta a partir de la altimetría satelital de 1993 a 2016 en una malla de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ longitud/latitud. Los datos fueron analizados por medio de un ajuste por cuadrados mínimos para extraer la señal estacional (anual, semianual, y valor medio) y para calcular las velocidades geostroficas asociadas a la topografía dinámica absoluta. La componente anual señaló que en todo el Pacífico Tropical frente a México la distribución espacial de las amplitudes y fases pueden ser explicadas por ondas largas de Rossby las cuales son forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento; y aquellas radiadas desde la costa. En la variabilidad estacional, la componente anual es la que tiene mayor relevancia cerca de la costa ya que explica más del 30 % de la varianza local. Los cambios estacionales de la conectividad y dispersión superficial de partículas sembradas mar adentro en todo el dominio mostraron que en invierno y primavera domina la circulación ciclónica hacia el ecuador atravesando el Pacífico Tropical frente a México; entre las regiones cercanas a Mazatlán y adyacentes a Cabo Corrientes la conexión es de $>40\%$, mientras que en el área de Manzanillo, Zihuatanejo y Huatulco el intercambio de partículas fue $>30\%$. Por otro lado, Cabo San Lucas presenta una conectividad con Cabo Corrientes del 20 %. En invierno, se retuvieron partículas de $\sim 20\%$ a un $<40\%$ desde Huatulco a Cabo Corrientes, a diferencia de Mazatlán y Cabo San Lucas que retienen ~ 10 y 60% , respectivamente. En primavera, las partículas fueron atrapadas ($>35\%$) en las zonas donde se producen giros ciclónicos. Durante el verano y otoño, la circulación se invierte en la fase anticiclónica de las ondas largas de Rossby, por lo que la advección de partículas mar adentro es hacia el polo. En verano, la retención de partículas al sureste de México fue $<20\%$ y al noroeste hasta un 70% . En otoño, al norte y noroeste se encuentran conectadas las subregiones Cabo San Lucas, Mazatlán y Cabo Corrientes. En éstas subregiones se reclutaron $>30\%$ de las partículas al oeste de Cabo Corrientes y al sur de la Península de Baja California en dos giros anticiclónicos claramente definidos. Basado en lo anterior, este trabajo apoya desde el punto de vista de la dinámica, la explicación de la advección de un mínimo salino, desde el límite norte del golfo de Tehuantepec al sureste de Cabo Corrientes, resultado de una conexión, debida a la variabilidad de la componente anual de la velocidad sobre la costa que corresponde a la Corriente Costera Mexicana, la cual se intensifica durante verano y otoño.

Palabras clave: Pacífico Tropical frente a México; Corriente Costera Mexicana; mínimo salino; conectividad; modelo Lagrangiano.

Abstract

The Tropical Pacific off Mexico (TPM) ($12^{\circ}\text{N} - 24^{\circ}\text{N}$; 112°W to the coastal) it is an area than in its north limit occurs tropical-subtropical transition and the confluence of two surface current: the tropical branch California Current and the Mexican Coastal Current. A Lagrangian numerical model was used, with the purpose of observing and describing connectivity and surface dispersion in the Tropical Pacific against Mexico. To run the model, time series of absolute dynamic topography were used from satellite altimetry since 1993 to 2016 on a $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ longitude/latitude grid. The data were analyzed by least squares fitting for extract seasonal signal (annual, semiannual, and mean value) and to calculate geostrophic velocities associated with the absolute dynamic topography. The annual component showed that throughout the Tropical Pacific off Mexico the spatial distribution of the amplitudes and phases can be explained by long Rossby waves which are forced by the wind stress curl; and those radiated from the coast. In seasonal variability, the annual component is the one that has most relevance near coastal because explains more than 30 % local variance. Seasonal changes in connectivity and surface dispersion of particles seeded offshore throughout the domain showed that in winter and spring dominates the cyclonic circulation towards the equator crossing the Tropical Pacific off Mexico; between the regions near Mazatlan and adjacent to Cabo Corrientes, the connection is $>40\%$, while in Manzanillo, Zihuatanejo and Huatulco areas the particles exchange was $>30\%$. On the other hand, Cabo San Lucas has a connectivity with Cabo Corrientes of 20 %. In winter, particles $\sim 20\%$ were retained at $<40\%$ from Huatulco to Cabo Corrientes, unlike Mazatlan and Cabo San Lucas which retain ~ 10 and 60% , respectively. In spring, the particles were trapped ($>35\%$) in areas where cyclonic eddy occur. During the summer and autumn, the circulation is reversed in the anticyclonic phase of the long waves Rossby, so that the advection of particles offshore is towards the pole. In summer, the particle retention in the southeast of the Tropical Pacific Mexico was $<20\%$ and in the northwest up to 70% . The Cabo San Lucas, Mazatlan and Cabo Corrientes subregions are connected to the northwest in autumn. In these subregions $>30\%$ of the particles were recruited to the west of Cabo Corrientes and to the south of the Baja California Peninsula in two clearly defined anticyclonic eddy. Based on above, this work it is supports from the point view of dynamics, the explanation of the advection of a salinity minimum, from the northern limit of the Gulf of Tehuantepec to the southeast from Cabo Corrientes, the result of this connection, is due to the variability of the annual component of the velocity alongshore which corresponds to the Mexican Coastal Current, which intensifies during summer and autumn.

Key words: Tropical Pacific off Mexico; Mexican Coastal Current; salinity minimum; connectivity; Lagrangian model.

Lista de Figuras

Figura 1.- Circulación esquemática del Pacífico Tropical Oriental. La circulación está basada en datos actualizados al 2006. La figura es original de Kessler (2006). En el recuadro rojo se presenta el PTM....	2
Figura 2.- Dominio espacial en el Pacífico Tropical frente a México. Los puntos de color representan las partículas sembradas en el tiempo inicial con una resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ latitud/longitud. .	6
Figura 3.- Caracterización de las subregiones en término de las áreas delimitadas y a partir de los límites de masas de agua de TEOS-10 (Tabla 1). Figura adaptada de la figura 1 de Portela <i>et al.</i> , (2016).....	11
Figura 4.- Amplitudes (cm) y fases (meses) del ajuste estacional de la componente anual de las series de tiempo de 1993 a 2016 de la ADT.....	12
Figura 5.- Amplitudes (cm) y fases (meses) del ajuste estacional de la componente semianual de la serie de tiempo de 1993 a 2016 de la ADT.....	13
Figura 6.- Varianza local explicada por la variabilidad estacional ($\zeta_a + \zeta_s$), referida a la topografía dinámica absoluta.....	14
Figura 7.- Climatología estacional de la señal anual de la ADT (cm) asociada a sus velocidades geostróficas (cm s^{-1}). a) Invierno: enero-marzo; b) Primavera: abril-junio; c) Verano: julio-septiembre y d) Otoño: octubre-diciembre. Las estaciones se definieron como en Portela <i>et al.</i> , (2016).....	15
Figura 8.- Dispersión y trayectoria de partículas para invierno con una $L_t = 90$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Puede observarse la conectividad entre las regiones Mazatlán, Cabo Corrientes, Manzanillo, Zihuatanejo y Huatulco. Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 31 de marzo.....	16
Figura 9.- Dispersión y trayectoria de partículas en primavera con $L_t = 91$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Puede observarse la formación de un giro ciclónico en la subregión de Huatulco. Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 30 de junio.	18
Figura 10.- Dispersión y trayectoria de partículas en verano con $L_t = 92$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 30 de septiembre.....	20
Figura 11.- Dispersión y trayectoria de partículas en otoño con $L_t = 92$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 31 de diciembre. Se observa el encuentro de dos flujos entre los $\sim 21^\circ\text{N}$ y $\sim 108^\circ\text{W}$. El primer flujo proveniente del norte aparentemente del golfo de California y el segundo desde el sur que corresponde con la CCM.	22

Lista de Tablas

Tabla 1.- Nuevos límites de masas de agua y rango aproximado de profundidad media para el PTMC obtenidas por Portela <i>et al.</i> , (2016), quien uso la nueva ecuación termodinámica TEOS–10.	10
Tabla 2.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en la estación de invierno (enero–marzo), corresponde a la figura 8. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.....	17
Tabla 3.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en primavera (abril–junio), correspondiente a la figura 9. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.	19
Tabla 4.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en verano (julio–septiembre), correspondiente con la figura 10. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.....	21
Tabla 5.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en otoño (octubre-diciembre), correspondiente con la figura 11. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.....	22

Lista de nomenclatura

ABREVIATURAS

Acrónimo	Nombre
PTM	<i>Pacífico Tropical frente a México</i>
PTMC	<i>Pacífico Tropical frente a México Central</i>
CC	<i>Corriente de California</i>
CSsC	<i>Corriente Subsuperficial de California</i>
BTCC	<i>Brazo Tropical de la Corriente de California</i>
CCM	<i>Corriente Costera Mexicana</i>
CTh	<i>Cuenca de Tehuantepec</i>
ACC	<i>Agua de la Corriente de California</i>
ATS	<i>Agua Tropical Superficial</i>
AGC	<i>Agua del Golfo de California</i>
THEOS-10	<i>Thermodynamyc Equation of Seawater 2010</i>
SimLaTS	<i>Simple Lagrangian Trajectory Simulator</i>

Variable	Nombre
ADT	<i>Absolut Dynamic Topography</i>
$\zeta_{mean}(\vec{x})$	<i>Valor medio de largo periodo de la ADT</i>
$F_{season}(\vec{x}, t)$	<i>Ajuste estacional</i>
$\vec{x}(x, y)$	<i>Coordenadas espaciales, con x hacia el este y y hacia el norte</i>
t	<i>Tiempo en días</i>
ζ_a	<i>Componente anual</i>
ζ_s	<i>Componente semianual</i>
A_a, A_s	<i>Amplitudes anual y semianual, respectivamente</i>
φ_a, φ_s	<i>Fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente</i>
ω	<i>Frecuencia anual en radianes ($2\pi/365.25$ días)</i>
u, v	<i>Componentes zonal y meridional, respectivamente.</i>
g	<i>Aceleración de la gravedad (980 cm/s).</i>
f	<i>Parámetro de Coriolis ($f = 2\omega \sin\phi$; $\omega = 7.2 \times 10^{-5} s$; ϕ = Latitud)</i>
η	<i>Altura de la superficie del mar medida por los altímetros (m)</i>
$\partial x, \partial y$	<i>Distancias positivas y negativas hacia el este y hacia el norte, respectivamente</i>

$X(t), Y(t)$	Posiciones de las partículas en la dirección zonal y meridional, respectivamente
$X_a(t), Y_a(t)$	Desplazamientos advectivos obtenidos al despejar el campo de la velocidad en el tiempo t
R_x, R_y	Variabes aleatorias uniformes con media = 0 y valores que varían entre -1 y 1
dt	Intervalo de tiempo con el que el satélite mide las alturas (días)
$X(t + dt),$ $Y(t + dt)$	Posiciones finales después de considerar la suma de todas las contribuciones.
A_h	Coficiente de difusividad ($m^2 s^{-1}$).
γ	Coficiente de Smagorisky (0.1),
dx^2	Tamaño de la malla (m) de velocidades (0.25°)
$u_x, u_y,$	Derivadas espaciales de u en la dirección x
v_x, v_y	Derivadas espaciales de v en la dirección y
S^M	Salinidad modificada ($g kg^{-1}$)
sn_1, sn_2	Subregión donde las partículas son liberadas y hacia donde llegan, respectivamente
S^T	Salinidad total
ρC	Porcentaje de la matriz de conectividad entre subregiones n_1 y n_2 , porcentaje de S^T

1. Introducción

En el Pacífico Tropical frente a México (PTM, Figura 1), ubicado desde los 12°N y 24°N y los 112°W y la costa de México es una zona de transición tropical–subtropical donde confluyen al menos dos corrientes superficiales: la primera con dirección hacia el sur es una extensión de la Corriente de California (CC) conocida como el Brazo Tropical de la Corriente de California (BTCC) (Godínez, *et al.*, 2010) la cual está caracterizada por aguas frías de origen subártico que transporta Agua de la Corriente de California (ACC) con temperaturas entre 10–21°C y salinidad <34.6 g kg⁻¹. El BTCC ha sido observado en primavera e invierno (Kessler, 2006; Godínez *et al.*, 2010).

La segunda corriente con dirección hacia el polo denominada la Corriente Costera Mexicana (CCM; Lavín *et al.*, 2006; Gómez–Valdivia, 2015), nombrada por primera vez por Kessler (2006) como la Corriente Mexicana del Oeste (WMC, por su acrónimo en inglés), esta corriente está caracterizada por una masa de agua cálida y menos densa de origen tropical conocida como Agua Tropical Superficial (ATS) cuyas temperaturas son >25°C y salinidad <34.6 g kg⁻¹. Esta corriente se presenta con intensidad en verano (Lavín *et al.*, 2006; Kessler, 2006).

En 1997, Wyrki consideró que la circulación costera hacia el polo en verano, se debía a una extensión de la Corriente Costera de Costa Rica. Los estudios de Kessler (2006) a partir de observaciones hidrográficas, demostraron que no hay una conexión entorno a esta extensión. Sin embargo, por la falta de datos dejó una interrogante en donde confluyen éstas dos corrientes superficiales (Figura 1). Para apoyar los resultados de Kessler (2006), simulaciones numéricas (Beier *et al.*, 2003; Zamudio *et al.*, 2007) sugieren que la CCM se debe al rotacional del esfuerzo del viento local.

Las características de la CCM alrededor de Cabo Corrientes fueron destacadas por Lavín *et al.*, (2006) mediante observaciones directas e hidrográficas en junio del 2003 y junio del 2005. En junio del 2003, la corriente fue de hasta 180 km de ancho, con una profundidad de 400 m, velocidades de ~0.3 m s⁻¹ y transporte de ~4 Sv. En junio del 2005 las características cambiaron ~90 km ancho, hasta 300 m de profundidad, velocidad media de ~ 0.15 m s⁻¹ y con un transporte de ~2.5 Sv. Además, notaron que los giros de mesoescala afectan significativamente la corriente costera y parecen transportar agua del BTCC hacia dentro de la costa.

A pesar de los resultados sobre la CCM, no se ha logrado identificar el alcance que tiene. En primavera y otoño, Gómez-Valdivia *et al.*, (2015), a partir de modelaciones numéricas, observaron un flujo continuo desde el golfo de Tehuantepec hasta la entrada del Golfo de California, el cual se separa en dos brazos: uno que sigue la línea de costa y otro que se desplaza hacia el noroeste hasta unirse con la Corriente Subsuperficial de California (CSsC).

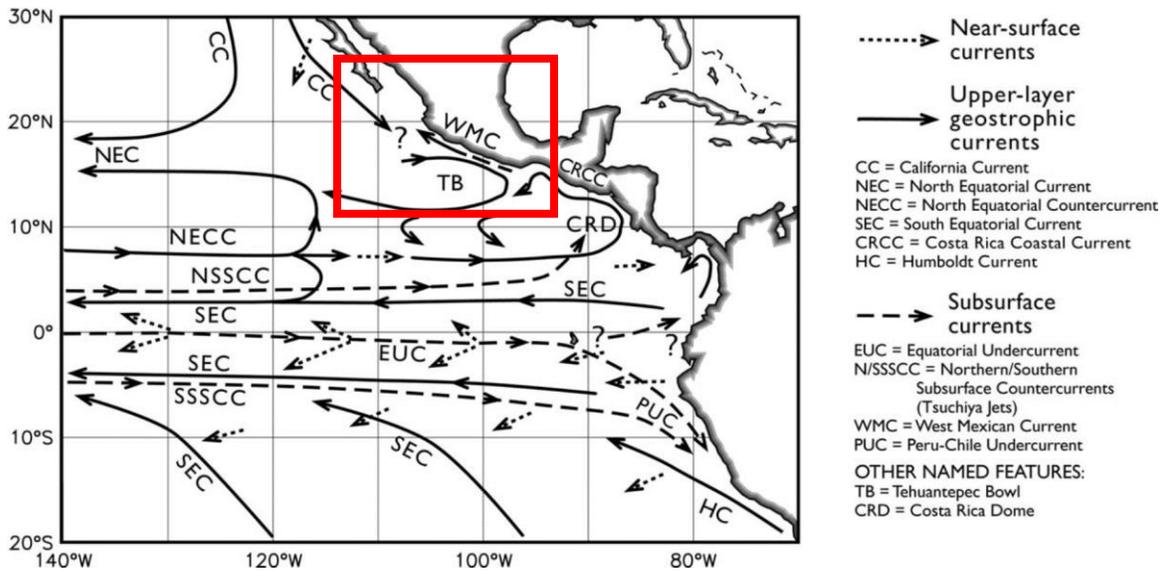


Figura 1.- Circulación esquemática del Pacífico Tropical Oriental. La circulación está basada en datos actualizados al 2006. La figura es original de Kessler (2006). En el recuadro rojo se presenta el PTM.

La presencia y características de giros de mesoescala han sido documentados en el golfo de Tehuantepec por observaciones directas en invierno (Barton *et al.*, 1993; Trasviña *et al.*, 2009); para verano, Trasviña y Barton (2008), utilizaron trayectos de satélites para seguimiento de deriva superficial y altimetría satelital para demostrar que los giros de mesoescala dominaron la circulación al oeste del golfo de Tehuantepec mientras que la CCM aparentemente estuvo ausente.

Las escalas de tiempo que intervienen en la circulación del PTM son la escala estacional, mesoescala y las anomalías interanuales. En la escala estacional, la circulación es forzada por la propagación hacia el oeste de las ondas largas de Rossby (Godínez *et al.*, 2010). La dinámica de mesoescala fue descrita por giros superiores a los 200 km de diámetro, que son generados cerca de las áreas costeras y pueden viajar hacia el interior del océano (Kurczyn *et al.*, 2012) por periodos largos (9 y 11 meses, Kurczyn *et al.*, 2013) antes de disiparse. En el norte del PTM la zona de transición tropical–subtropical está caracterizada por una actividad de mesoescala relativamente intensa, la cual no ha sido suficientemente investigada (Kurczyn *et al.*, 2012; 2013) la variabilidad de mesoescala de la circulación superficial es tan importante como la variabilidad estacional e interanual, ya que explica el 30 % de la varianza local. Los forzantes físicos involucrados en la generación de giros cerca de la costa pueden ser debido a la inestabilidad baroclínica y de corrientes cercanas a la costa (Pantoja *et al.*, 2012), la interacción de circulación de gran escala con la de topografía del fondo (Kurian *et al.*, 2011), una forzante de vientos locales (Parés-Sierra *et al.*, 1993) y ondas atrapadas de origen ecuatorial (Zamudio *et al.*, 2001 y 2007). En estudios previos Godínez *et al.*, (2010) explican la variabilidad interanual en términos de eventos ecuatoriales que se propagan hacia los polos, que en el PTM se expresan en una banda costera a menos de 500 km de la costa; fenómenos a gran escala como El Niño/La Niña.

La circulación del PTM ha sido estudiada a partir de observaciones directas (Barton *et al.*, 1993; Trasviña *et al.*, 1995; Lavín *et al.*, 2006; Barton *et al.*, 2009; Godínez *et al.*, 2010; Kurczyn *et al.*, 2012 y 2013) y simulaciones numéricas (Beier *et al.*, 2003; Zamudio *et al.*, 2007; Pantoja *et al.*, 2012).

Desde el punto de vista biológico, es bien sabido que los procesos de circulación juegan un papel importante en la dispersión zooplancton, incluyendo huevos y larvas de peces, en los océanos (Paris *et al.*, 2007). Estos estudios permiten la detección de desove potencial y áreas de reclutamiento de peces, tales como las rutas de conectividad (dirección y distancia) entre áreas junto con sus cambios temporales (Forgarty y Botsford, 2007; Jones *et al.*, 2007). Los hábitats recurrentes y las especies dominantes pueden estar asociadas a largo plazo a la distribución espacial de indicadores del medio ambiente, tal como lo reportaron León-Chávez *et al.*, (2015) en un estudio de distribución espacial de larvas de peces en el PTM. La extensión espacial de cada hábitat tuvo su variación en función de la contribución de las componentes interanual, estacional y de mesoescala.

Peguero-Icaza *et al.*, (2008) establecen que el uso de matrices de conectividad es una técnica muy útil para determinar el origen y destino de larvas de peces, por ejemplo, si se conocen las áreas de desove se pueden sembrar partículas en toda la zona, éstas se dispersan y luego se observa el lugar en donde terminan después de un periodo de tiempo.

Para entender mejor la estacionalidad y la circulación en el Pacífico Tropical frente a México Central (PTMC) desde el punto de vista termodinámico, Portela *et al.*, (2016) identificaron nuevos límites de las masas de agua a partir de la Salinidad Absoluta (S_A) y temperatura Conservativa (θ) de áreas circundantes. Los autores emplearon un modelo analítico simple, el cual resolvió la ecuación de balance de sal y estudiaron la contribución relativa del forzamiento atmosférico y la advección desde el noroeste del golfo de Tehuantepec hasta el sureste de Cabo Corrientes (Huatulco, Zihuatanejo y Manzanillo). Encontraron que, en la escala anual. La advección de sal puede explicarse mediante la variación anual de la velocidad a lo largo de la costa y una salinidad media.

2. Problema, Hipótesis y Preguntas de Investigación

2.1 Problema

Debido a la alta evaporación que se origina en América Central (Caribe y Pacífico), la precipitación es mayor en la región de los golfos de Tehuantepec y Papagayo. Con el exceso de precipitación, las concentraciones de salinidad en esta zona se ven modificadas y resultan en una disminución en su concentración. Aunque de cruceros aislados, estas masas de agua superficiales menos densas, que no se han logrado identificar en diagramas termodinámicos de temperatura y salinidad, se podrían deducir que de la región tropical del norte del golfo de Tehuantepec se desplazan hacia el noroeste sobre la costa adyacente al PTM hasta Cabo Corrientes y que lo hacen principalmente por medio de la CCM. Sin embargo, otras escalas espacio-temporales podrían también estar influenciando o contrarrestando este evento.

2.2 Hipótesis

Si las masas de agua superficiales de baja densidad del límite norte del golfo de Tehuantepec se desplazan al PTM hasta Cabo Corrientes, entonces el proceso de desplazamiento se debe a la CCM.

2.3 Preguntas de investigación

- a) ¿En qué escalas temporales se presenta la conectividad y la dispersión en el PTM?
- b) ¿Cuál es la conectividad entre el golfo de Tehuantepec y el PTM?
- c) ¿Qué procesos físicos son los que intervienen en la conectividad y la dispersión?

3. Objetivos: general y particulares

3.1 Objetivo general

Explicar la conectividad y dispersión superficial en el PTM desde el norte del golfo de Tehuantepec hasta Cabo Corrientes, empleando un modelo numérico Lagrangiano, forzado por un campo de velocidad geostrófico superficial derivado de observaciones del nivel del mar por los altímetros satelitales.

3.2 Objetivos particulares

1. Emplear un modelo numérico Lagrangiano para observar la conectividad y dispersión de partículas virtuales.
2. Describir la conectividad del PTM.
3. Explicar el proceso de la dispersión de las partículas de agua tropical superficial desde el límite norte del golfo de Tehuantepec hasta Cabo Corrientes.
4. Determinar los procesos físicos y forzamientos que intervienen en la conectividad y dispersión.

4. Área de estudio

El área de estudio (Figura 2) denominada PTM, se delimita desde la costa hasta los 112° W y entre los 12° N y 26° N, se ubica en una zona de transición tropical-subtropical con una dinámica muy compleja. El área se subdividió en seis regiones que fueron nombradas de acuerdo a su ubicación: Huatulco (12.9° N - 97.06° W y 13.88° N - 100° W, hasta la costa), Zihuatanejo (13.88° N - 100.07° W y 14.81° N - 102.9° W, hasta la costa), Manzanillo (14.81° N - 102.9° W y 16.65° N - 106.36° W, hasta la costa), Cabo Corrientes (16.65° N - 106.36° W y 20.65° N - 107.89° W, hasta la costa), Mazatlán (20.65° N - 107.89° W, hasta la costa) y Cabo San Lucas (20.65° N - 107.89° W y 22.9° N - 111.76° W, hasta la costa). Portela *et al.*, (2016) observaron la circulación estacional en toda el área. Sin embargo, estos autores delimitaron en dos subregiones el Pacífico Tropical Oriental Mexicano (PTOM): Zona de Transición (17° N - 23° N y 115° W - 110° W) y Pacífico Tropical Mexicano Central (PTMC) (17° N - 23° N y 110° W hasta la costa), por ser regiones de confluencia entre masas de agua circundantes y otra subregión nombrada Tropical (10° N - 17° N y 115° W hasta la costa) por ser fuente final de algunas masas de agua implicadas en el estudio (Figura 3).

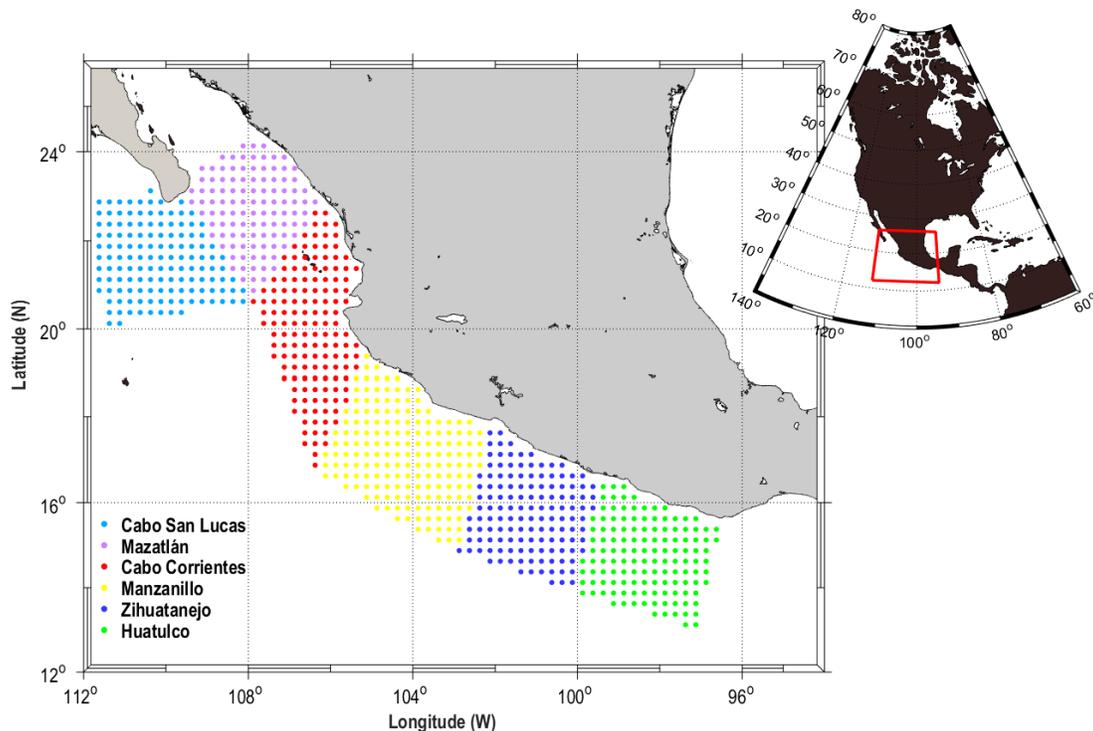


Figura 2.- Dominio espacial en el Pacífico Tropical frente a México. Los puntos de color representan las partículas sembradas en el tiempo inicial con una resolución espacial de $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ latitud/longitud.

5. Materiales y métodos

En el presente trabajo se describe la conectividad y dispersión superficial en el PTM a partir de un modelo numérico Lagrangiano, el cual da soporte a los resultados termodinámicos encontrados por Portela *et al.*, (comunicación personal) sobre la advección del mínimo salino superficial del área Tropical hacia el noreste del PTMC, con un enfoque puramente dinámico. La técnica de movimiento superficial consiste de la advección de partículas asociadas a los campos trazados de la superficie usando las corrientes geostróficas superficiales derivadas de la altimetría satelital (velocidades zonal y meridional: u y v , respectivamente). Partiendo de una matriz de posiciones iniciales de partículas, éstas son desplazadas por corrientes en una muestra Lagrangiana de advección realizada en un periodo de tiempo. Sin embargo, como lo mencionan Deprès *et al.*, (2011) y Dencausse *et al.*, (2014), el método de dispersión Lagrangiana tiene limitaciones, por ejemplo, el aumento en el tiempo de modelación puede salirse de la realidad.

5.1 Datos de altimetría satelital

Los datos analizados del altímetro son de la topografía dinámica absoluta (ADT, por su acrónimo en inglés) de alta resolución temporal y representan una serie de tiempo de 1993 a agosto de 2016 con un paso de tiempo de un día. La resolución espacial es de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ latitud/longitud. Los datos son producidos por SSALTO/DUACS (Developing Use of Altimetry for Climate Studies) y distribuidos por AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic Data) (<http://www.aviso.oceanobs.com>). Debido a las dificultades que afectan las correcciones aplicadas a los datos por el altímetro en la costa (Saraceno *et al.*, 2008) y aunque matemáticamente se pueden obtener las velocidades a partir de los datos de alturas del nivel del mar, no se consideró la circulación dentro del golfo de California por lo que fue blanqueado en toda la modelación.

5.2 Análisis de datos

5.2.1 Ajuste estacional

Para separar las escalas de la variabilidad de la ADT, primero se calculó el valor medio (ζ_{mean}). Después se obtuvo la señal estacional ($F_{season}(\vec{x}, t)$) a partir de los armónicos anual y semianual de la serie temporal de 23 años. Para separar los armónicos se utilizó el método de ajuste por cuadrados mínimos de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$F_{season}(\vec{x}, t) = \zeta_{mean}(\vec{x}) + A_a(\vec{x}) \cos(\omega t - \varphi_a(\vec{x})) + A_s(\vec{x}) \cos(2\omega t - \varphi_s(\vec{x})), \quad (1)$$

donde: $\vec{x} = (x, y)$ son las coordenadas espaciales, con x hacia el este y y hacia el norte, t es el tiempo en días, $\zeta_{mean}(\vec{x})$ es el valor medio de largo periodo de la ADT, A_a y A_s son las amplitudes anual y semianual, respectivamente; φ_a y φ_s son las

fases de los armónicos anual y semianual, respectivamente, y $\omega = 2\pi/365.25$ es la frecuencia anual en radianes. La ecuación (1) puede ser sustituida de la siguiente manera:

$$F_{season}(\vec{x}, t) = \zeta_{mean} + \zeta_a + \zeta_s, \quad (2)$$

donde: $\vec{x} = (x, y)$ son las coordenadas espaciales, con x hacia el este y y hacia el norte, t es el tiempo en días, $\zeta_{mean}(\vec{x})$ es el valor medio; el segundo término en ecuación (1), es la componente anual ζ_a en ecuación (2) y el tercer término en ecuación (1), es la componente semianual ζ_s en ecuación (2).

5.2.2 Cálculo de las velocidades geostróficas

Las velocidades geostróficas se obtuvieron a partir del ajuste estacional de las ADT. Las componentes zonal y meridional (u y v , respectivamente) de la velocidad geostrófica superficial fue calculada usando la simplificación clásica de las ecuaciones del movimiento para el flujo geostrófico (Knauss, 1996).

$$u = -\frac{g}{f(y)} \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad v = \frac{g}{f(y)} \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad (3)$$

donde: g es la aceleración de la gravedad, f es el parámetro de Coriolis, η es la altura de la superficie del mar (medida por los altímetros), y ∂x y ∂y son las distancias positivas y negativas hacia el este y hacia el norte, respectivamente.

5.3 Modelo Lagrangiano

Con el fin de abordar el movimiento de partículas virtuales suspendidas en la superficie del océano, se implementó un modelo Lagrangiano bi-dimencional, denominado *Simple Lagrangian Trajectory Simulator* (SimLaTS, por su acrónimo en inglés). SimLaTS utiliza los valores de un campo de velocidad cualquiera para estimar el transporte Lagrangiano de las partículas sembradas virtualmente (Kurczyn, *et al.*, comunicación personal). Para el caso particular de este estudio, el campo utilizado fue el de las velocidades geostróficas obtenidas a partir de datos de imágenes de altimetría satelital (ADT). Este modelo, coloca partículas virtuales dentro de un área predefinida (PTM, en este trabajo) y fuerza su transporte con base en: (a) el campo de velocidad euleriana y (b) en una contribución debida a la difusión turbulenta del mar introducida como una ruta aleatoria (Smagorisky, 1963, Visser, 1997), de tal forma que la posición de las partículas se calcula aplicando las siguientes fórmulas:

$$X(t + dt) = X(t) + X_a(t) + R_X \sqrt{6A_h dt} \quad (4)$$

$$Y(t + dt) = Y(t) + Y_a(t) + R_Y \sqrt{6A_h dt} \quad (5)$$

donde: $X(t)$ y $Y(t)$ son las posiciones de las partículas en la dirección zonal y meridional, respectivamente; $X_a(t)$ y $Y_a(t)$ son los desplazamientos advectivos obtenidos al despejar el campo de la velocidad en el tiempo t ; R_X y R_Y son variables aleatorias uniformes con media = 0 y valores que varían entre -1 y 1; dt es el intervalo de tiempo con el que el satélite mide las alturas; $X(t + dt)$ y $Y(t + dt)$ son las posiciones finales después de considerar la suma de todas las contribuciones.

El coeficiente de difusividad (A_h) se describe considerando el campo de velocidad superficial de acuerdo a Smagorisky (1963):

$$A_h = \gamma dx^2 \sqrt{u_{x^2} + v_{y^2} + \frac{1}{2}(u_y + v_x)^2} \quad (6)$$

donde: A_h es el coeficiente de difusividad ($m^2 s^{-1}$), γ es el coeficiente de Smagorisky (0.1), dx^2 es el tamaño de la malla (m) de velocidades (0.25°); u_x , u_y y v_x , v_y , son las derivadas espaciales de u y v en la dirección x y y , respectivamente.

Para describir la conectividad del desplazamiento de las masas de agua entre el límite norte del golfo de Tehuantepec y Cabo Corrientes, como objetivo principal en este trabajo, el dominio se dividió en seis subregiones: Huatulco, Zihuatanejo, Manzanillo, Cabo Corrientes, Mazatlán y Cabo San Lucas, (Figura 2). Debido a la resolución espacial de los datos altimetría ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$; ~ 27 km), las velocidades calculadas y las partículas sembradas en cada subregión se encuentran a la misma resolución espacial. Se realizaron dos modelaciones con el fin de observar y comparar la dispersión de partículas. En la primera, se sembró una partícula por punto de malla con un total de 812 partículas en las seis subregiones. La segunda, con 50 partículas por punto de malla con un total de 40,600 partículas. Dado que el fenómeno de dispersión en la naturaleza no es lineal, si sólo se sembrara una partícula por punto de malla se estaría asegurando que las partículas siguen una sola trayectoria, lo cual no es verdadero. Por lo tanto es necesario sembrar más partículas en el mismo punto para darle un mayor soporte estadístico a los resultados. Con base en lo anterior en los resultados sólo se muestra la modelación con 50 partículas.

5.4 Aplicación del modelo Lagrangiano

En este trabajo las partículas sembradas en la modelación, representan a las partículas superficiales de las masas de agua, por lo tanto se utilizaron los límites de masas de agua obtenidos por Portela *et al.*, (2016) (Tabla 1) para cada subregión con la característica aproximada de la masa de agua que le corresponde (Figura 2). Debido a la dificultad de caracterizar la masa de agua que domina la región de transición, ya que son tres masas de agua las que convergen en dicha zona (Portela *et al.*, 2016), se realizó un promedio entre el ACC, ATS y el Agua del Golfo de California (AGC).

La masa de agua característica de las subregiones de Huatulco, Zihuatanejo puede considerarse como ATS. Las partículas de Cabo San Lucas corresponden al BTCC (ACC) y las de Mazatlán al AGC (Figura 3, Tabla 1). Estas dos subregiones se consideraron así debido al flujo proveniente del norte, ya sea por el lado occidental de la península de Baja California o por el flujo del golfo de California, respectivamente. La ubicación de Cabo Corrientes complica la caracterización de sus partículas, por lo tanto pueden ser consideradas como aguas transicionales las cuales son una mezcla entre el ATS y el BTCC a partir de un patrón estacional de corrientes (Portela *et al.*, 2016) (Figura 11).

Tabla 1.- Nuevos límites de masas de agua y rango aproximado de profundidad media para el PTMC obtenidas por Portela *et al.*, (2016), quien uso la nueva ecuación termodinámica TEOS-10.

	Temperatura (°C)	Salinidad (g kg ⁻¹)	Rango de profundidad media (m)
Agua de la Corriente de California	10–21	<34.6	0–150
Agua Tropical Superficial	> 25.1	<34.6	0–50
Agua del Golfo de California	> 12	> 35.1	0–150
Agua Subsuperficial Subtropical	9–18	34.6–35.1	75–400
Agua Intermedia del Pacifico	4–9	34.6–34.9	400–1000

5.4.1 Advección Lagrangiana: Intercambio de agua.

Aunque no es precisa la caracterización de las masas de agua por subregión, se adaptaron las cinco subregiones y la interpolación de los lances por estación que los autores usaron en todo el PTM (ver figura 1 de Portela *et al.*, (2016)), esto con el propósito de explicar la circulación y llegada del mínimo salino del límite norte del golfo de Tehuantepec a la región norte del PTM (frente a Cabo Corrientes) en un contexto dinámico (Figura 3).

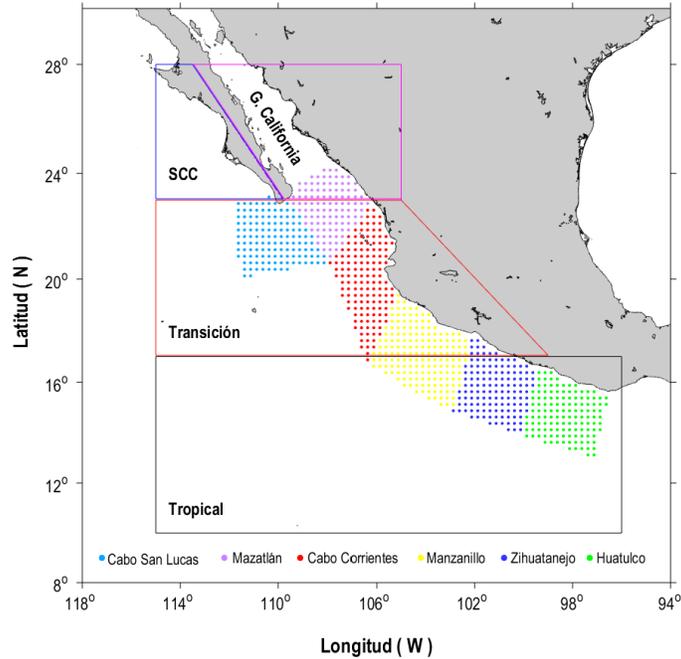


Figura 3.- Caracterización de las subregiones en término de las áreas delimitadas y a partir de los límites de masas de agua de TEOS-10 (Tabla 1). Figura adaptada de la figura 1 de Portela *et al.*, (2016).

5.4.2 Cálculo de la salinidad modificada.

Una aplicación de las matrices de conectividad es que a partir de sus porcentajes se puede observar qué cantidad de agua es advectada de una subregión a otra. Por lo tanto, se realizó un cálculo simple para estimar el intercambio de agua en términos de la salinidad de acuerdo con la ecuación:

$$S_{sn_2}^M = (S_{sn_2}^T - [\rho C(S_{sn_2}^T)]) + [\rho C(S_{sn_1}^T)] \quad (7)$$

donde: S^M = salinidad modificada, sn_1 y sn_2 = subregión donde las partículas son liberadas y hacia donde llegan, respectivamente, S^T = salinidad total, ρC = porcentaje de la matriz de conectividad entre subregiones n_1 y n_2 , (porcentaje de S^T).

6.1 Variabilidad estacional en el PTM

Las amplitudes y fases de los armónicos anual y semianual son los resultados del ajuste estacional de acuerdo con la ecuación (1). La amplitud anual (A_a) tuvo alturas máximas de 11 cm frente a Cabo Corrientes y golfo de Tehuantepec, con fase (φ_a) en los meses de Agosto–Septiembre. Al noroeste de Cabo Corrientes y al sur de la Península de Baja California, se observan alturas de 7 a 10 cm, respectivamente, las cuales registraron su fase en los meses de Septiembre a Octubre. De noreste a sureste se puede observar como la amplitud disminuye (de 11 a 6 cm) desde Cabo Corrientes hacia Huatulco, en las mismas fechas (Agosto–Septiembre). En la parte norte del golfo de Tehuantepec las amplitudes son similares a Cabo Corrientes pero con fase en Julio (Figura 4A). En el noroeste y en la parte central del PTM fuera de la costa, las amplitudes disminuyen considerablemente mar a dentro hasta valores de 1 y 2 cm con fase en los meses de Octubre a Diciembre (Figura 4B). Más adelante se describe la conectividad entre subregiones a partir de las matrices de conectividad generadas por el modelo.

La componente semianual explica menos de la varianza total (no mostrada), que la varianza de la componente anual. La amplitud máxima de la componente semianual fue de 4 cm en la subregión de Manzanillo con fase en el mes de Enero. Paralelo a la costa se observan amplitudes de 2 y 3 cm con fase en los meses de Enero y Febrero (Figura 5). En la parte central del PTM las amplitudes se disipan desde la costa (3 cm) hacia mar adentro (1 cm) con fase en Enero a Marzo.

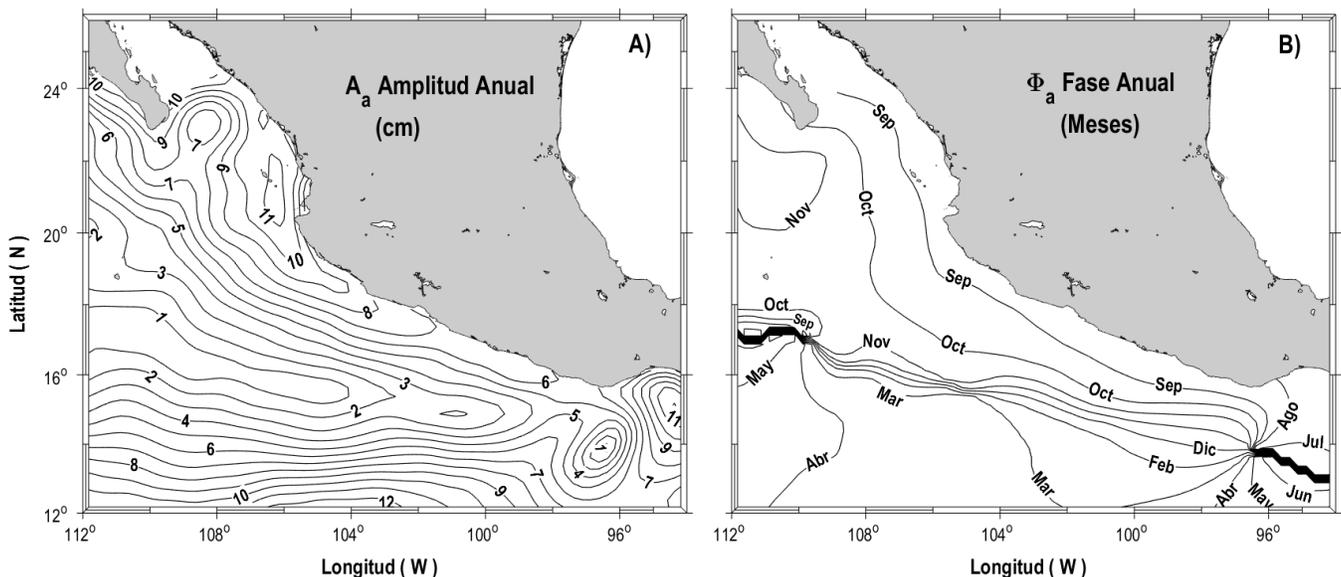


Figura 4.- Amplitudes (cm) y fases (meses) del ajuste estacional de la componente anual de las series de tiempo de 1993 a 2016 de la ADT.

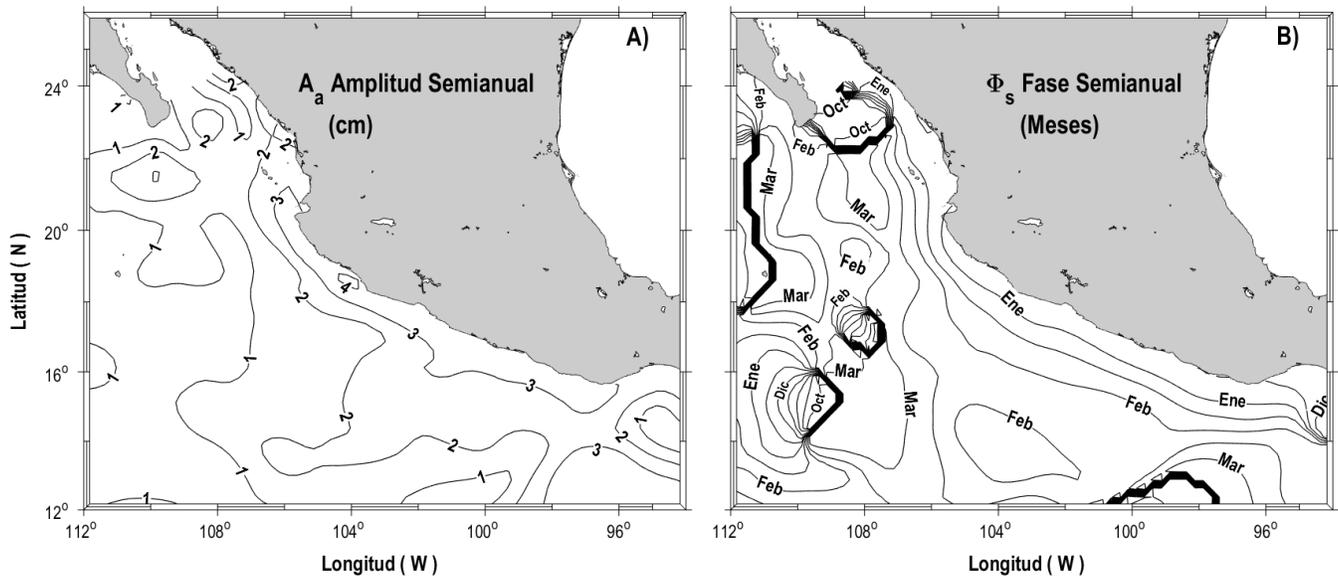


Figura 5.- Amplitudes (cm) y fases (meses) del ajuste estacional de la componente semianual de la serie de tiempo de 1993 a 2016 de la ADT.

En la figura 6 se muestra la varianza local (%) explicada por las componentes anual y semianual, $\zeta_a + \zeta_s$, (variabilidad estacional). La variabilidad estacional tiene mayor importancia cerca de la costa alrededor de la Península de Baja California, en las subregiones de Cabo San Lucas y Mazatlán (50 %). Frente a Cabo Corrientes, la varianza explica hasta un 50 % del total y disminuye en dirección sureste sobre la línea de costa hasta llegar a la parte norte del golfo de Tehuantepec donde sólo es del 20 y 30 % de la varianza local. En el golfo de Tehuantepec, en la zona donde se generan los giros de mesoescala (Barton *et al.*, 1993; Trasviña y Barton 2008; Trasviña *et al.*, 2009), se explica entre un 30 y 40 % de la varianza.

En el centro del PTM, la varianza explica <10 %. Lo que indica que fuera de la costa la variabilidad estacional no es tan importante sobre el total de la varianza, por lo que otros procesos podrían producir forzamientos mar adentro (Figura 6).

6.2 Circulación estacional en el PTM

La climatología trimestral de la señal anual de la ADT asociada con sus velocidades geostróficas se muestra en la figura 7. En invierno, la circulación es ciclónica desde el noroeste del PTM al sureste paralela a la costa hasta llegar frente al golfo de Tehuantepec. Las velocidades geostrófica máximas se localizan al noroeste de la península de Baja California y en el borde norte del Cuenco de Tehuantepec ubicado ~17°N y 106°W – 97°W (Kessler, 2006), mientras que la velocidad del flujo es menor en dirección hacia el polo pegado a la costa del lado del continente en las subregiones Zihuatanejo, Manzanillo y Cabo Corrientes lo cual concuerda con las amplitudes de la ADT (Figura 7a). Las velocidades son mayor en Huatulco con un flujo hacia el sureste hasta alcanzar el golfo de Tehuantepec, donde se define un giro ciclónico.

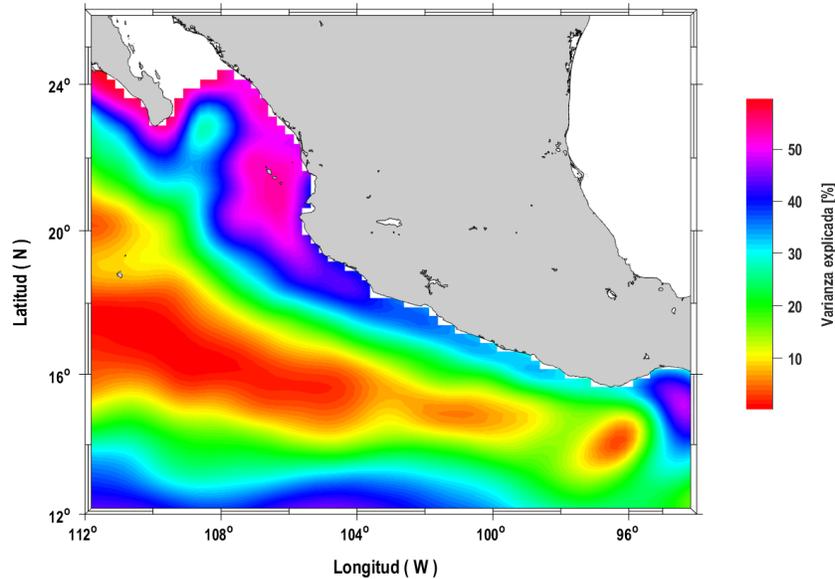


Figura 6.- Varianza local explicada por la variabilidad estacional ($\zeta_a + \zeta_s$), referida a la topografía dinámica absoluta.

Durante la primavera el patrón ciclónico se extiende hacia el sur (14°N) y hacia el oeste (más allá de los 112°W mar adentro), con menor velocidad $<10 \text{ cm s}^{-1}$. Al sur de la Península de Baja California, las corrientes siguen un giro ciclónico. Pegado a la costa las velocidades son más fuertes con dirección al golfo de California. Frente a Cabo Corrientes se observa otro giro ciclónico de mayor diámetro con velocidades más rápidas del lado del continente (Figura 7b).

Resumiendo, la circulación sigue un patrón hacia el polo pegado a la línea de costa desde el límite sur del PTM hasta el límite norte en la entrada del golfo de California y la parte oeste de la Península de Baja California. Para las estaciones de invierno y primavera el flujo es ciclónico, aunque en primavera es más evidente (Figura 7a y 7b). En invierno y primavera se muestra un flujo hacia el polo pegado a la costa que cambia de dirección en verano y otoño.

En verano, la circulación cambia de sentido, ahora presenta una fase anticiclónica, con intensificación en dirección sureste-noroeste. Desde Huatulco el flujo atraviesa el PTM hasta la entrada al golfo de California bordeando la punta de la península de este a oeste con velocidades mayores a los 10 cm s^{-1} . Sin embargo, el flujo continua hacia el norte del lado oeste de la península aunque con menor velocidad (Figura 7c). Cerca de los 16° N y $\sim 103^\circ\text{W}$ puede observarse la separación de un flujo generado en el límite norte del golfo de Tehuantepec y Huatulco, parte de este flujo sigue su dirección anticiclónica hacia el polo sobre la línea de costa mientras que la otra parte se dirige al oeste mar adentro.

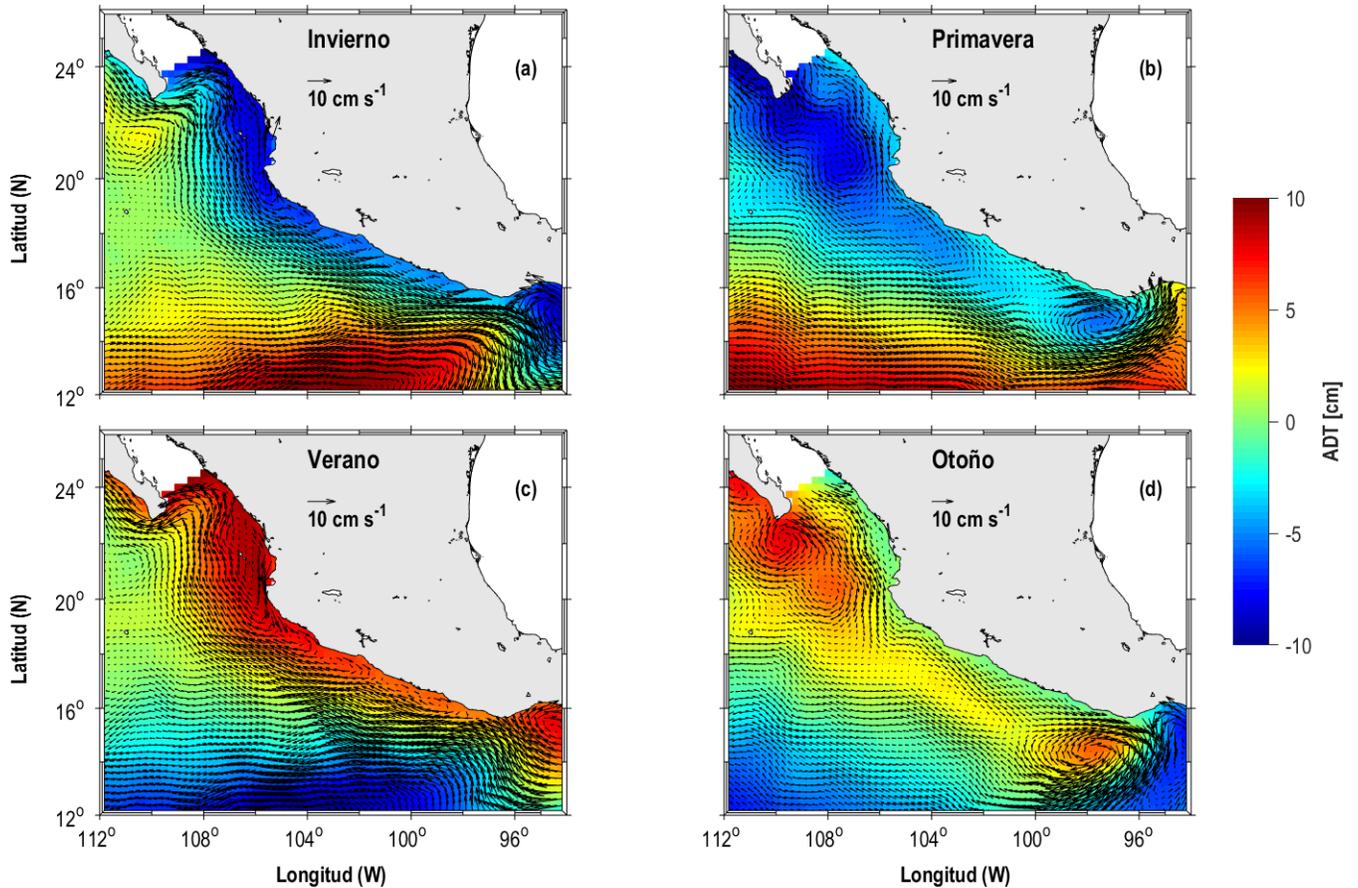


Figura 7.- Climatología estacional de la señal anual de la ADT (cm) asociada a sus velocidades geostróficas (cm s^{-1}). a) Invierno: enero-marzo; b) Primavera: abril-junio; c) Verano: julio-septiembre y d) Otoño: octubre-diciembre. Las estaciones se definieron como en Portela *et al.*, (2016).

En otoño, la circulación continua hacia el polo sobre el PTM, aunque con menor intensidad y despegado de las costas de México. Adyacente a la costa se observa que la circulación tiene dirección noroeste-sureste desde la región de Mazatlán hasta el sur de Huatulco. La circulación proveniente del golfo de Tehuantepec hacia el ecuador junto con el flujo del norte de Huatulco producen un giro anticiclónico en esta subregión (Figura 7d).

6.3 Trayectorias de partículas y matrices de conectividad

La simulación de dispersión de partículas se realizó estacionalmente (entre 90–92 días, dependiendo la estación). La siembra inicial de las partículas (Figura 2) fue el día 1 del mes de inicio de cada estación (i.e 1 de enero de enero para invierno, etc.). Posteriormente, se dejó modelar por una longitud de tiempo, $L_t = 90$ días que es el periodo de duración para la estación

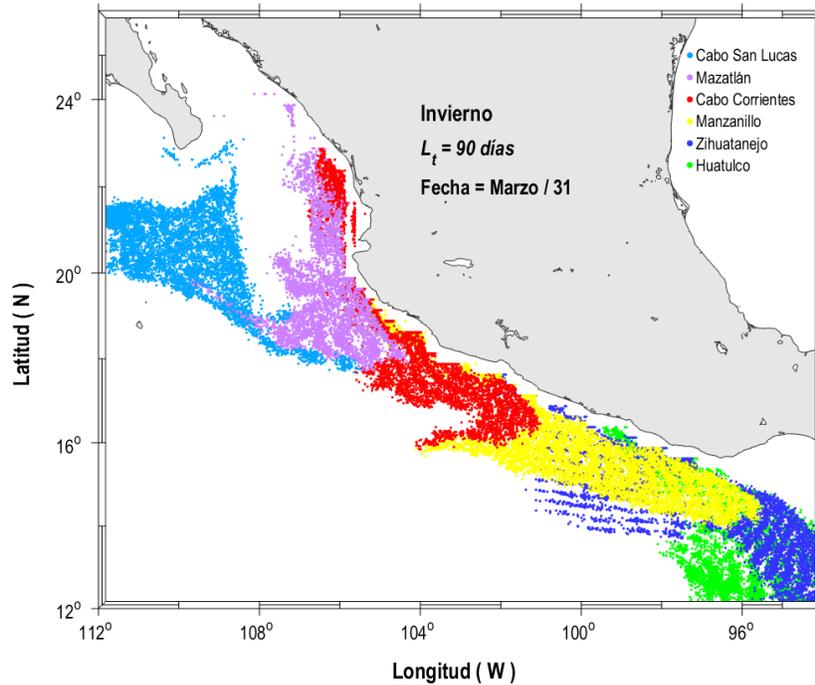


Figura 8.- Dispersión y trayectoria de partículas para invierno con una $L_t = 90$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Puede observarse la conectividad entre las regiones Mazatlán, Cabo Corrientes, Manzanillo, Zihuatanejo y Huatulco. Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 31 de marzo.

(Figura 8). Sobre la línea de costa se puede observar la conectividad de la subregión de Mazatlán con Cabo Corrientes y Manzanillo. Además, Manzanillo, Zihuatanejo y Huatulco tienen conectividad. La conectividad entre estas subregiones es hacia el sureste (Figura 8).

Durante la estación de invierno todas las subregiones continentales intercambian hacia el sur la mayor parte de sus partículas, las cuales casi no retienen. Solo Cabo San Lucas no cumplió con ese comportamiento. Las aguas de transición de Manzanillo ($\sim 34.76 \text{ g kg}^{-1}$) advectadas a Zihuatanejo y Huatulco no modificarían la salinidad en ambas subregiones. La subregión de Cabo Corrientes tuvo conectividad con Manzanillo y Zihuatanejo ya que las partículas son advectadas hacia el sureste mientras que al norte presenta conectividad con Mazatlán (Tabla 2). El intercambio de agua con Zihuatanejo (Tabla 2) no representa una

modificación en la salinidad de la subregión. Por otro lado, en Cabo Corrientes se retuvo el 39 % de las partículas liberadas (Figura 8, Tabla 2).

La conectividad de Mazatlán con Cabo Corrientes (Tabla 2) aumentaría ligeramente la salinidad de esta subregión de ~34.76 a ~34.83 g kg⁻¹; mientras que algunas partículas salieron del dominio al ser advectadas al oeste (Tabla 2). La subregión de Cabo San Lucas prácticamente no tuvo conectividad con Mazatlán, Manzanillo y Cabo Corrientes. La dispersión de las partículas de ACC de Cabo San Lucas se dispersó al sur a la parte central del PTM las cuales salieron del dominio del modelo (Tabla 2).

Tabla 2.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en la estación de invierno (enero-marzo), corresponde a la figura 8. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.

Posición final después de 90 días →

	Huatulco	Zihuatanejo	Manzanillo	C. Corrientes	Mazatlán	C. S. Lucas	Fuera del dominio
Huatulco	35	0	0	0	0	0	65
Zihuatanejo	32	25	0	0	0	0	43
Manzanillo	36	34	21	0	0	0	9
C. Corrientes	0	16	45	39	1	0	0
Mazatlán	0	0	12	67	10	0	11
C. San Lucas	0	0	1	3	1	61	34

El eje horizontal representa la región donde las partículas fueron liberadas y el eje vertical la región de llegada.

Debido a la baja conectividad registrada de Cabo San Lucas con las tres subregiones mencionadas, esta no parece influir en la mezcla de salinidad con las demás subregiones. En general, la modelación de dispersión de partículas durante el invierno fue dominante hacia el sureste como lo sugiere el punto de vista Euleriano de la figura 7a.

Durante la primavera, la simulación se realizó por una $L_t = 91$ días que corresponden del 1 de abril al 30 de junio. En el periodo, la circulación ciclónica es más evidente que en invierno (Figura 7a y 7b). En general para las seis subregiones, las partículas siguen una trayectoria al sureste desde el sur de la Península de Baja California hasta Huatulco. Además, partículas de agua de Huatulco, Zihuatanejo y Manzanillo fueron atrapadas en un giro ciclónico localizado a los 14° N y 99° W y por un giro anticiclónico frente al golfo de Tehuantepec entre los 17° N y 94° W (Figura 9). Las partículas de agua de región transicional frente a de Cabo Corrientes y las partículas de agua de Mazatlán correspondientes a AGC, son transportadas hacia el norte por la corriente costera del lado del continente (Figura 9). Después de 91 días de modelación, agua de Huatulco fue transportada a la subregión de Zihuatanejo (Figura 9), sin embargo más de la mitad de las partículas de esta agua se retuvieron dentro de su subregión (Tabla 3). El ATS de Zihuatanejo siguió el flujo ciclónico hacia el sur para ser intercambiada con la subregión de

Huatulco. Por otro lado un flujo débil hacia el polo sobre la costa, influyó para que se presentara conectividad entre Zihuatanejo y Manzanillo (Figura 9; Tabla 3). De acuerdo con la dispersión que es dominada por la corriente del lado del continente hacia el sureste, Manzanillo tiene conectividad con Huatulco y Zihuatanejo, muy poco intercambio al noroeste con Cabo Corrientes (Figura 9, Tabla 3).

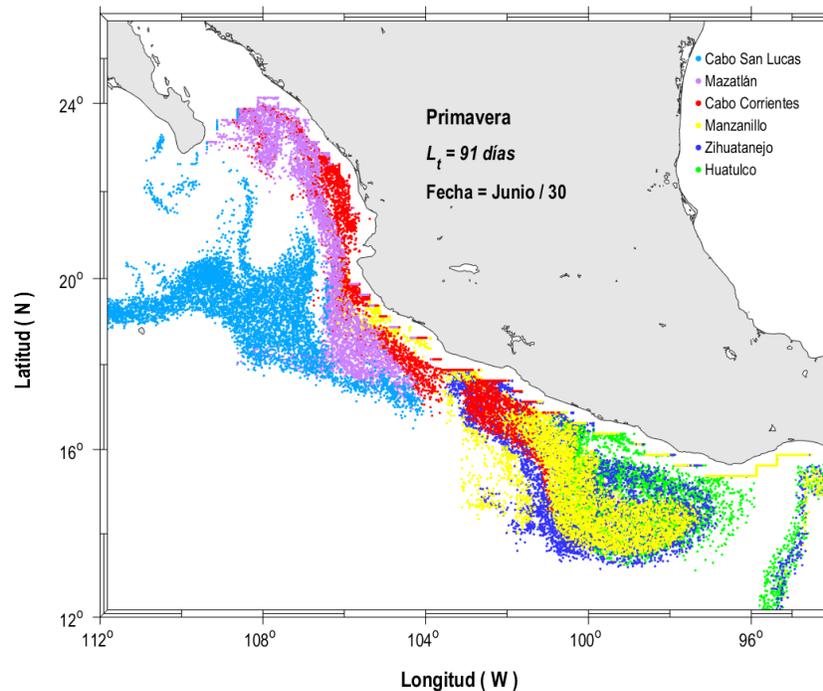


Figura 9.- Dispersión y trayectoria de partículas en primavera con $L_t = 91$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Puede observarse la formación de un giro ciclónico en la subregión de Huatulco. Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 30 de junio.

La subregión de Zihuatanejo presentó mayor intercambio de partículas con Huatulco. Zihuatanejo dispersó poca agua hacia Manzanillo (Tabla 3). La advección de aguas de transición de Manzanillo a la subregión de Cabo Corrientes fue $<10\%$ (Figura 9; Tabla 3). Por otro lado, la retención de partículas en la subregión de Manzanillo fue $>10\%$.

Finalmente, para la estación de primavera agua de la subregión de Cabo San Lucas fue advectada al sureste hasta Cabo Corrientes y Manzanillo y al este a Mazatlán. En la subregión de Cabo San Lucas la mayoría de las partículas fue advectada hacia mar afuera, al suroeste donde salieron del dominio (Tabla 3).

En primavera sigue este flujo continental hacia el sur, pero ahora las subregiones comienzan a retener más partículas que en invierno, aun así dispersan más de lo que retienen, incluyendo ahora a Cabo San Lucas. En esta ocasión fue Huatulco quien retiene más de lo que dispersa.

Tabla 3.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en primavera (abril-junio), correspondiente a la figura 9. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.

Posición final después de 91 días →

	Huatulco	Zihuatanejo	Manzanillo	C. Corrientes	Mazatlán	C. S. Lucas	Fuera del dominio
Huatulco	56	23	0	0	0	0	22
Zihuatanejo	32	41	10	0	0	0	17
Manzanillo	22	41	14	7	0	0	17
C. Corrientes	0	11	45	35	8	0	0
Mazatlán	0	0	15	47	37	0	2
C. San Lucas	0	0	5	20	2	5	68

El eje horizontal representa la región de salida de las partículas y el eje vertical la región de llegada.

En verano, la dispersión de partículas de todas las subregiones fue más rápida con un desplazamiento hacia el noroeste del PTM (Figura 10). La subregión de Huatulco intercambió poca agua con Zihuatanejo y con Cabo Corrientes, mayormente con Manzanillo (~30 %, Tabla 4). Debido a la dispersión hacia el noroeste de la subregión, más de la mitad de las partículas salió del dominio (Figura 10; Tabla 4). Un flujo adyacente a la costa fuerza las partículas de Zihuatanejo hacia el sur a la subregión de Huatulco donde se tiene conexión. En Cabo Corrientes la conectividad fue mayormente hacia el sur con Manzanillo (Figura 10, Tabla 4). Manzanillo dispersó partículas sobre la costa hacia el sureste la cual está conectada a Zihuatanejo y Huatulco. La dispersión de partículas de la subregión sigue una corriente costera con dirección sureste del lado del continente (Figura 10), la cual forma parte de la fase anticiclónica del campo de velocidad Euleriano, 7c. Las partículas de Cabo Corrientes se dispersaron al noroeste para conectarse con la subregión de Mazatlán y al sur con Manzanillo (Figura 10, Tabla 4), además de que algunos restos de estas aguas de transición permanecieron en Zihuatanejo conectando ambas regiones. Debido a una convergencia de un flujo proveniente del Golfo de California y otro del sur sugerido como la CCM hacia el noroeste despegado de la costa, hubo una retención de aguas en la subregión de Cabo Corrientes (Tabla 4). La dispersión hacia el oeste, obligó que algunas de las partículas de Cabo Corrientes salieran del dominio. La subregión de Mazatlán presenta conexión al oeste con Cabo San Lucas y al sureste con Cabo Corrientes (Figura 10, Tabla 4).

Debido al proceso de la convergencia de los dos flujos, Mazatlán retuvo ~70% de sus partículas. La región de Cabo San Lucas intercambió ACC con AGC de Mazatlán. Este intercambio de agua de baja salinidad de Cabo San Lucas a Mazatlán disminuiría su concentración de salinidad de ~35.1 a ~34.87 g kg⁻¹. Por otro lado, un flujo proveniente del sureste y otro flujo del lado peninsular del Golfo de California, mantuvieron parte de las partículas de Cabo San Lucas en la subregión (Figura 10; Tabla 4).

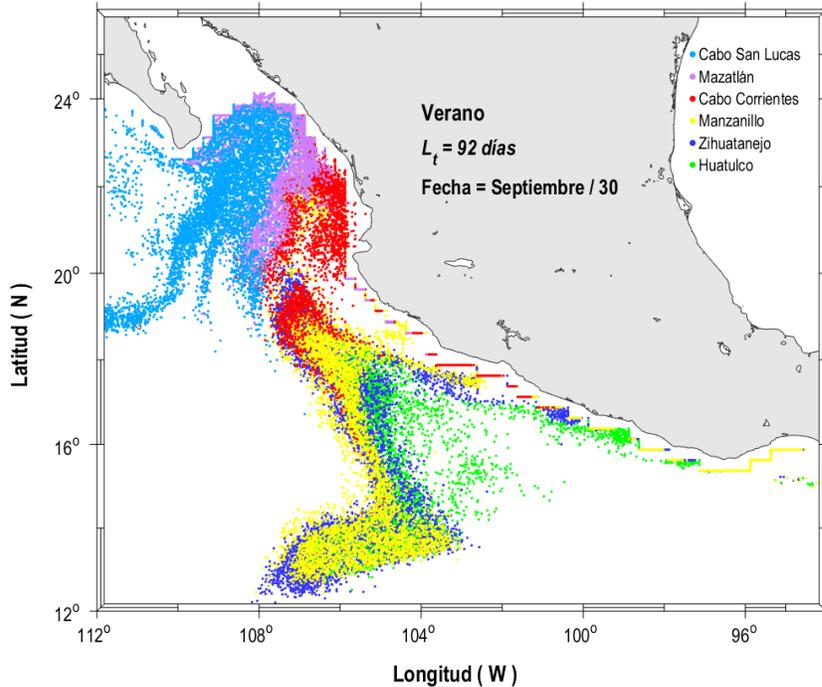


Figura 10.- Dispersión y trayectoria de partículas en verano con $L_t = 92$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 30 de septiembre.

En verano, cambia el sentido de la corriente hacia el polo. En general, todas las subregiones dispersan más que retener, a decir de Mazatlán quien en esta ocasión retuvo más de lo que dispersó. Cerca de la costa de Mazatlán a Cabo Corrientes la corriente es hacia el sur, en Manzanillo, comienza a cambiar hacia el norte.

En la estación de otoño ($L_t = 92$ días), la fase anticiclónica es más evidente donde se unen tres subregiones: Cabo San Lucas, Mazatlán y Cabo Corrientes, en la región de Huatulco es más rápida la velocidad de acuerdo con el campo de velocidad Euleriano (Figura 7d) y puede observarse que la dispersión de partículas ocurre más rápido hacia el oeste en este periodo, de acuerdo con la velocidad Lagrangiana (Figura 11). En la subregión de Huatulco la mayoría de las partículas de origen tropical, salieron del dominio al desplazarse al oeste en el PTM en la parte central quedando pocas en la subregión. El resto de las partículas fueron advectadas hacia el noroeste a las subregiones de Zihuatanejo, Manzanillo y Cabo Corrientes (Figura 10; Tabla 5). En Zihuatanejo un flujo costero hacia el sur sugerido en la figura 7d ($\sim 16^\circ\text{N}$ y $\sim 99^\circ\text{W}$), genera una conexión con Huatulco (Tabla 5). Al norte el intercambio de partículas es con Manzanillo y Cabo Corrientes. El flujo proveniente del sur, forzó a las partículas a tener un desplazamiento hacia el noroeste separándolas de la costa, debido a este forzamiento Zihuatanejo tiene conectividad con Cabo San Lucas. Por otro lado, el desplazamiento al suroeste y una circulación débil ligada a la costa permiten que la subregión mantenga $\sim 50\%$ de sus partículas (Figura 11). La subregión de Manzanillo tuvo intercambio de agua con las demás subregiones (Figura 11; Tabla 5). Sin embargo, la mayoría de sus partículas se desplazaron al oeste mar adentro,

Tabla 4.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en verano (julio–septiembre), correspondiente con la figura 10. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.

Posición final después de 92 días →

	Huatulco	Zihuatanejo	Manzanillo	C. Corrientes	Mazatlán	C. S. Lucas	Fuera del dominio
Huatulco	8	5	29	3	0	0	55
Zihuatanejo	12	6	16	17	0	0	48
Manzanillo	4	8	17	20	4	0	47
C. Corrientes	0	5	33	48	10	0	4
Mazatlán	0	0	0	19	71	5	4
C. San Lucas	0	0	0	0	45	37	17

El eje horizontal representa la región de salida de las partículas y el eje vertical la región de llegada.

por lo que salieron del dominio de conectividad. La trayectoria que siguieron las partículas de Huatulco, Zihuatanejo y Manzanillo fue en dos direcciones: la primera al noroeste (~18° N y 107° W) y la segunda al suroeste (~15° N y 108° N).

La subregión de Cabo Corrientes retuvo ~50% de las partículas posiblemente por el forzamiento de los flujos provenientes del norte y el sur antes mencionados (Figura 11). Al sureste, Cabo Corrientes tuvo un intercambio con Manzanillo y Zihuatanejo (Tabla 5). Al norte sobre la costa, un flujo hacia el polo genera un intercambio de agua con la subregión de Mazatlán. Este mismo flujo que se despega de la costa se dirige al noroeste, por lo que partículas de Cabo Corrientes fueron advectadas hasta la subregión de Cabo San Lucas generando una conexión con esta región. En la figura 11 se observan partículas de Cabo Corrientes y Zihuatanejo atrapadas en lo que aparentemente es un giro anticiclónico entre los 20° N y 108° W, mientras que partículas de Manzanillo son arrastradas en la periferia del giro del lado oeste.

Un flujo saliente del Golfo de California dispersa partículas de Mazatlán hacia el sur (Figura 11), éstas fueron encontradas en Cabo Corrientes, mientras que al suroeste de la península de Baja California fueron dispersadas hacia Cabo San Lucas (Tabla 5). Por otro lado, se retuvo el 31 % del total de partículas en Mazatlán.

Finalmente, el campo de velocidad anual advecta partículas de la subregión de Cabo San Lucas hacia el sureste conectándose con Cabo Corrientes (Tabla 5). Un flujo que sale del lado este de la península de Baja California, separa partículas de Cabo San Lucas desde la punta de la península y hasta ~21° N y 108° W. Al oeste de la separación, el flujo produce un giro anticiclónico en la subregión de Cabo San Lucas (~22° N y ~109° W) donde retiene la mitad de las partículas correspondientes a ACC. En la parte central de la entrada del golfo de California, se encuentran trazas de ACC proveniente de Cabo San Lucas en la subregión de Mazatlán (Figura 11).

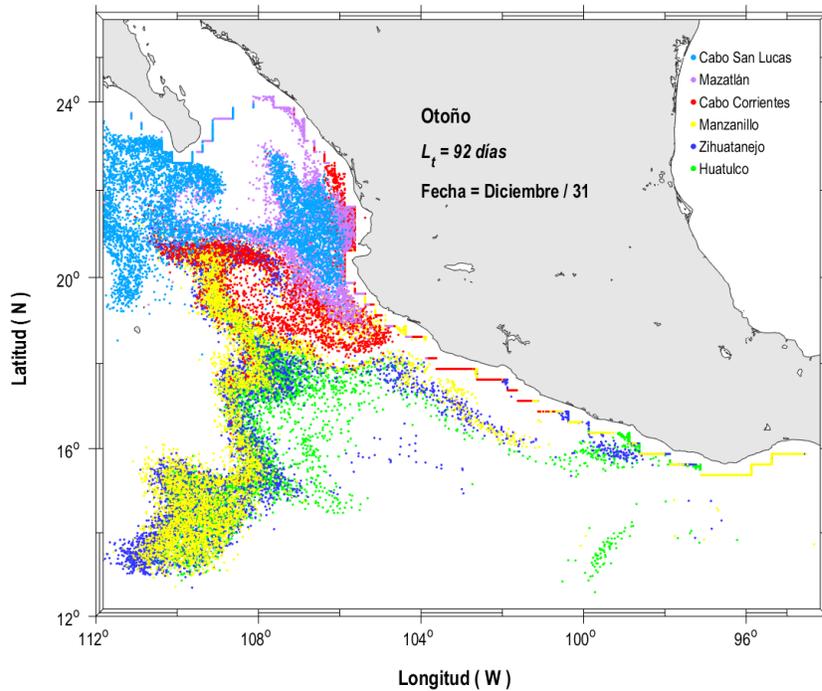


Figura 11.- Dispersión y trayectoria de partículas en otoño con $L_t = 92$ días. Dispersión con 50 partículas por punto de malla (40,600 partículas). Se muestra la posición final de las partículas correspondiente al 31 de diciembre. Se observa el encuentro de dos flujos entre los $\sim 21^\circ\text{N}$ y $\sim 108^\circ\text{W}$. El primer flujo proveniente del norte aparentemente del golfo de California y el segundo desde el sur que corresponde con la CCM.

Lo destacable de esta estación, es la dispersión de Cabo San Lucas hacia el sureste, y el flujo hacia el noroeste (mar adentro) de las subregiones más sureñas, que incluso llegan hasta Cabo San Lucas.

Tabla 5.- Matriz de conectividad (% de partículas liberadas) en otoño (octubre-diciembre), correspondiente con la figura 11. El área sombreada indica la retención de partículas en cada subregión.

Posición final después de 92 días →

	Huatulco	Zihuatanejo	Manzanillo	C. Corrientes	Mazatlán	C. S. Lucas	Fuera del dominio
Huatulco	9	2	3	2	0	0	84
Zihuatanejo	14	5	5	2	0	8	66
Manzanillo	4	8	9	9	1	3	65
C. Corrientes	0	5	35	42	4	6	8
Mazatlán	0	0	1	56	31	12	1
C. San Lucas	0	0	0	22	16	51	11

El eje horizontal representa la región de salida de las partículas y el eje vertical la región de llegada.

7.1 Variación y circulación estacional en el PTM

La escala estacional (forzada por la CC y la CCM) en el PTM, es una de las tres más importantes en el Pacífico Tropical Oriental frente a México (Kessler, 2006), puede ser la escala temporal más importante, junto con el fenómeno de El Niño/La Niña (Kessler, 2006).

De acuerdo con los resultados de la componente anual, a lo largo de la costa y en la parte central del PTM las amplitudes tienen dirección NE-SE, van desde los 11 cm frente a Cabo Corrientes hasta los 6 cm en el límite norte del golfo de Tehuantepec (Figura 4A). En la escala anual, Godínez *et al.*, (2010), sugieren una fuerte circulación entre la CC al noroeste y la CCM en el sureste (Figura 7). Las alturas del mar al noroeste del PTM respecto a las del sureste son parte de una característica de mayor escala. Strub y James (2002) describen esta característica como el desplazamiento estacional hacia el polo de las anomalías costeras del nivel del mar a partir de datos de altimetría; tal y como se muestra en nuestros resultados.

Alrededor de los 15°N y 100°W las ADT se disipan al oeste alcanzando amplitudes de apenas 1 cm. En el trabajo de Godínez *et al.*, (2010) se observa la disipación de la onda de Rossby ~106° W, con la misma amplitud. En los resultados de este trabajo, la variabilidad anual tiene fase entre Agosto–Octubre (Figura 4B) y en el trabajo de Godínez *et al.*, (2010) la fase se da en Septiembre–Octubre (ver su Figura 5). La distribución espacial de las amplitudes y fases del ciclo anual al oeste sobre el PTM, las cuales son disipadas por fricción, pueden ser explicadas en términos de ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento y por ondas radiadas desde la costa, ambos en la escala estacional (Godínez *et al.*, 2010).

La señal estacional explica cerca del 50 % de la varianza en la península de Baja California, en la entrada del golfo de California, en la costa frente a Mazatlán y Cabo Corrientes. Fuera de la costa la variación estacional no tiene importancia relativa sobre el total de la varianza (Godínez *et al.*, 2010). Los resultados obtenidos como los de Portela *et al.*, (2016), muestran que en la parte central y al oeste del PTM la varianza explica menos del 10 % (Figura 6). La señal anual de la circulación en el PTM representa la mayor parte de la varianza explicada. Los resultados de la componente semianual explican menos del total de la varianza (no mostrada), en comparación con la señal anual. Además la variabilidad espacial en la escala semianual es mucho mayor en el área de estudio (Figura 5).

De acuerdo con los resultados del ajuste estacional, la dispersión y trayectoria de las partículas sembradas en el dominio, son advectadas y forzadas en la escala estacional, principalmente por la componente anual de la velocidad (Figura 7).

7.2 Conectividad y dispersión

7.2.1 Conectividad durante invierno

El flujo geostrófico hacia el sur fuera de la costa se presenta en invierno y primavera (Figura 7, 8 y 9) con circulación ciclónica entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas. Esta circulación sucede cuando se debilita la CCM en superficie, lo que permite que el agua del BTCC se extienda hacia los trópicos (Kessler, 2006). Esta circulación coincide con la llegada de aguas superficiales de transición entre ACC (noroeste) y el AGC (norte) hasta el PTMC (Portela *et al.*, 2016). Lo anterior se sustenta en el flujo sugerido por el campo Euleriano (Figura 7a) y en la modelación de la dispersión de partículas durante el invierno (Figura 8). A partir de los resultados, se puede deducir la conexión entre el BTCC hacia el ecuador y la CCM hacia el polo como se sugiere en la figura 7.

La dispersión de partículas en invierno es en dirección noroeste–sureste ~300 km fuera de la costa de México (Figura 8). Las partículas de las seis subregiones son advectadas del lado este del PTM, a excepción de las partículas liberadas al norte de Cabo San Lucas, correspondientes al ACC, las cuales son advectadas al interior del golfo de California del lado oeste atravesando la península de Baja California mientras que un flujo proveniente del golfo de California del lado este, dispersa AGC de Mazatlán hacia el sur hasta Cabo Corrientes (Figura 8). La conectividad de la masa de agua de Mazatlán con Cabo Corrientes se encuentra entre un 60 y 70 % (Tabla 2). Este proceso de advección coincide con los resultados de Zamudio *et al.*, (2007) donde observan una ramificación de la CC por la costa occidental dividiéndose en la boca del golfo, donde se transporta una parte de esta corriente al golfo y otra continúa débilmente al suroeste sobre las costas de México. Las partículas definidas como ATS Zihuatanejo y Huatulco siguen el mismo patrón de circulación hacia el sur (Figura 8). La masa de agua de Huatulco es advectada aparentemente por el flujo hacia el suroeste asociado al borde norte del cuenco de Tehuantepec (Kessler, 2006). La subregión de Huatulco retiene ~35–37 % del ATS (Figura 8). Kessler (2006), menciona que un domo de subtermoclina y circulación ciclónica cerca de los 19°N y 109°W, transporta ACC hacia la costa. Lo que explicaría el proceso de advección de las masas de agua al sureste. Portela *et al.*, (2016) observaron el patrón de circulación con la llegada de aguas transicionales del BTCC y AGC en el PTM desde el noroeste en invierno y primavera. Aunque los resultados se basan en análisis termodinámicos, en este estudio se corroboran sus resultados al observar la conectividad y dispersión Lagrangiana de las partículas entre Cabo San Lucas, Mazatlán y Cabo Corrientes (Figura 8).

7.2.2 Conectividad durante la primavera

En primavera, hay un fuerte flujo que sale desde el golfo de California sobre la costa de México y otro correspondiente a la CC al oeste del PTM hacia el sureste, lo que obliga a las partículas de Cabo San Lucas, Mazatlán y Cabo Corrientes a desplazarse más hacia el sur (hasta Manzanillo, Figura 9).

La dispersión de las partículas de Mazatlán a Cabo Corrientes puede ser explicada por un flujo de salida hacia el ecuador en el lado este del golfo de California (Figura 9). Estas partículas de AGC son advectadas hacia el sureste sobre el PTM, mientras que otro flujo procedente de la CC entra por el lado oeste del golfo lo cual ha sido reportado por Portela *et al.*, (2016). La circulación geostrofica en la entrada del golfo de California es ciclónica, además es evidente la presencia de un giro de esta naturaleza localizado $\sim 20^{\circ}\text{N}$ y $\sim 108^{\circ}\text{W}$ (Figura 8), el giro también es detectado por el campo Euleriano de la velocidad (Figura 7b). El intercambio de las masas de agua de Cabo San Lucas, Mazatlán y Cabo Corrientes define la periferia del giro. Sin embargo, esto contradice a algunos autores quienes han establecido mediante observaciones directas y modelaciones numéricas y analíticas de corrientes (Lagrangianas y Eulerianas), que la circulación superficial en la boca del golfo de California es anticiclónica a principios de primavera (Lavín *et al.*, 1997; Palacios-Hernández *et al.*, 2002; Beier, 1997; Marinone, 2003; Zamudio *et al.*, 2008). Durante la primavera (abril), la circulación hacia el polo es forzada por la circulación ciclónica frente a Cabo Corrientes donde se presenta una fuerte variabilidad estacional (Kurczyn *et al.*, 2012) y por la extensión de la CCM sobre la costa mexicana (figura 7), hasta llegar a la entrada del golfo de California (Figura 9).

A finales de la estación, se presenta la entrada de un flujo por la parte este del golfo de California proveniente del sur sobre la costa con velocidad $>10\text{ cm s}^{-1}$ (Figura 9). Esto se observa en la conectividad de Cabo Corrientes con Mazatlán (Figura 9; Tabla 2). Portela *et al.*, (2016), menciona que el flujo se invierte entre verano y otoño cuando la corriente costera fluye hacia el polo a través del PTM (Figura 10 y 11).

7.2.3 Conectividad durante el verano

Durante el verano, el modelo Lagrangiano describe una circulación hacia el norte y noroeste del PTM lo cual produce la dispersión y conexión de partículas entre Huatulco, Zihuatanejo, Manzanillo y Cabo Corrientes. El patrón de circulación es hacia el polo (Figura 7c), esta circulación se explica por estacionalidad de la CCM que durante en verano se intensifica (Portela *et al.*, 2016) (Figura 10). Aunque Manzanillo es una subregión más cercana a Huatulco, partículas de ésta son advectadas hasta Cabo Corrientes. Portela *et al.*, (comunicación personal) mediante datos hidrográficos, observaron el desplazamiento de un mínimo salino entre octubre y noviembre en Huatulco (al noroeste del Golfo de Tehuantepec) y de noviembre a diciembre en Manzanillo al sur de Cabo Corrientes. Este desplazamiento del mínimo salino es corroborado con los resultados obtenidos en este trabajo en el contexto dinámico ya que el intercambio se debe a que la subregión de Cabo Corrientes recibe partículas de Huatulco correspondientes a ATS transportada por la CCM en la escala anual de la velocidad (Portela *et al.*, 2016). Kessler (2006), observó que durante junio y octubre, las velocidades de la CCM aumentan $>5\text{ cm s}^{-1}$, por lo que ATS es transportada hacia el golfo de California (Figura 10, Tabla 5).

A partir de observaciones directas fuera de Cabo Corrientes, la CCM domina la circulación costera extendiéndose más de 100 km fuera de la costa entre junio y diciembre (verano y otoño) (Lavín *et al.*, 2006; Roden 1972). En la entrada del golfo de California la CCM superficial bifurca en un brazo que continua sobre la costa de México del lado del continente y un segundo

brazo que cruza el golfo donde se une con CC (Gómez-Valdivia *et al.*, 2015). Lavín *et al.*, (2006) reportó a partir de observaciones directas durante el verano la corriente costera hacia el polo al sureste de México. Los resultados describen que una parte de la corriente costera continúa a lo largo de la costa hasta entrar al golfo de California. Sin embargo, no hay datos que indiquen una conexión que cruzara el golfo para unirse con la Contracorriente de California) (Badan-Dagon, 1998).

La dispersión de partículas durante verano mostró un mayor desplazamiento advectivo hacia el oeste en comparación con invierno y primavera (Figura 8, 9 y 10). Las partículas fueron dispersadas en primer lugar por la velocidad geostrofica en la escala anual. Sin embargo, los mecanismos de forzamientos evidentes son las alturas superficiales en la región durante el periodo (Strub y James, 2002; Kessler, 2006).

Pantoja *et al.*, (2012) mostraron que en la velocidad superficial promedio, se presenta una circulación anticiclónica entre Cabo Corrientes y Cabo San Lucas (entrada al golfo de California) en invierno y otoño. En los resultados de la circulación estacional (Figura 7c), la corriente CCM presenta mayor intensidad a partir de verano sobre la costa y se separa de ella en otoño (Figura 11). Gómez-Valdivia *et al.*, (2015) mencionan que por debajo de la termoclina, la CCM es mayor durante primavera y otoño cuando se observa un flujo costero continuo desde el golfo de Tehuantepec a la entra del golfo de California cerca de Mazatlán (Figura 10).

En la zona de estudio, Zamudio *et al.*, (2007), fueron los primeros en observar (numéricamente) la generación de remolinos lo cual atribuyen a la intensificación de la CCM y a su separación de la costa en Cabo Corrientes (Figura 10 y 11). La circulación frente a Cabo Corrientes es anticiclónica, mientras un flujo mar adentro ubicado $\sim 19^{\circ}\text{N}$ y 106°W se dirige hacia el polo el cual es definido por las partículas dispersadas de las subregiones de Cabo Corrientes, Mazatlán, Zihuatanejo y Huatulco. Por otro lado, se observa un fuerte flujo pegado a la costa proveniente del golfo de California en dirección sureste (Figura 9 y 10).

7.2.4 Conectividad durante otoño

En otoño, la masa de agua que se dispersa hacia el noroeste del PTM se separa aún más de la costa hasta alcanzar el sur de la subregión de Cabo San Lucas (Figura 11). El intercambio de agua es de origen tropical de las subregiones de Zihuatanejo, Manzanillo y Cabo Corrientes la cual representa el flujo de la CCM. Parte de esa masa de agua superficial sigue una trayectoria al oeste sin entrar al golfo de California. La conectividad de estas tres subregiones con Cabo San Lucas fue $<10\%$ (Tabla 5). Esto fue reportado por Pantoja *et al.*, (2013) quien mencionan que cuando la CCM no entra al golfo de California se extiende hacia Cabo San Lucas. En los procesos mencionados se producen remolinos anticiclónicos (Figura 11). Los giros superficiales en Cabo Corrientes han sido demostrados por Kurczyn *et al.*, (2012) donde la máxima generación de giros anticiclónicos ocurre en octubre además de presentar una fuerte variabilidad estacional (variabilidad semianual), por ser la escala más corta en el tiempo.

Con los resultados obtenidos para otoño, puede considerarse la conexión de la CCM con el BTCC en la escala anual de la velocidad geostrofica. Gómez-Valdivia *et al.*, (2015) observaron que durante otoño la CCM fue más fuerte por debajo de la termoclina, al alcanzar el promedio estacional con velocidades de $\sim 10 \text{ cm s}^{-1}$ la cual fluyó del golfo de Tehuantepec hasta la entrada del golfo de California cerca de Mazatlán. En este punto la CCM se separó en otro brazo que cruzó el golfo y se unió a la CC (Figura 11).

8. Conclusiones

El resultado obtenido del ajuste estacional aplicado a la ADT, señala que en la componente anual la distribución espacial de las amplitudes y fases es hacia el oeste del PTM. Las amplitudes son disipadas por fricción y son explicadas en términos de las ondas largas de Rossby forzadas por el rotacional del esfuerzo del viento y por ondas radiadas desde la costa.

La variabilidad estacional tiene mayor importancia cerca de la costa ya que explica más del 30 % de la varianza local. De esta, la variabilidad de la componente anual es más importante que la componente semianual ya que ésta explica menos de la varianza total.

La circulación geostrofica en el campo de velocidad Euleriana, sugiere que en invierno y primavera la circulación es ciclónica con dirección al ecuador. En primavera es más notoria esta circulación ya que se observa la presencia de giros ciclónicos al sur de la Península de Baja California y al oeste de Cabo Corrientes. En verano y otoño, señala que la circulación es anticiclónica la cual se invierte desde el sureste en el límite norte del Golfo de Tehuantepec al norte del PTM con dirección al polo.

La conectividad en las subregiones de Cabo San Lucas, Mazatlán, Cabo Corrientes, Manzanillo y Zihuatanejo, durante invierno, se debe a la advección de las partículas hacia el sureste forzada por el BTCC y por una corriente proveniente del golfo de California hacia el ecuador.

En primavera, se observa que la dispersión de partículas al sur sigue la trayectoria de la fase ciclónica. A finales de la estación, se debilita el BTCC y un flujo ligado a la costa del lado del continente entra al golfo de California que transporta agua transicional y AGC, mientras que del lado peninsular del golfo, empieza a salir un flujo que transporta ambas masas de agua.

En verano, la circulación cambia a su fase anticiclónica la cual se invierte hacia el polo. Esta circulación es forzada por la variación anual de la velocidad ligada a la costa correspondiente con la estacionalidad de la CCM. Por lo que ATS es advectada mediante esta corriente sobre el PTM.

Durante el otoño, la dispersión de partículas correspondiente al ATS, se separa en dos partes: un desplazamiento hacia el oeste mar adentro y otra corriente que sigue la dirección al noroeste, esta corriente descrita como la CCM, se separa de la costa para alcanzar el BTCC, mientras que un flujo hacia el ecuador proveniente del golfo de California del lado de las costas mexicanas, se encuentra con la CCM por lo que el proceso de convergencia de ambas corrientes, genera un giro anticiclónico al oeste de Cabo Corrientes, donde queda atrapada ATS de Zihuatanejo y Huatulco, agua transicional de Cabo Corrientes y Manzanillo y en la parte norte del giro trazas de AGC y ACC de Mazatlán y Cabo San Lucas, respectivamente.

Este trabajo corrobora que un mínimo salino observado mediante datos hidrográficos en el límite norte del golfo de Tehuantepec es advectado al sureste de Cabo Corrientes. Este proceso termodinámico es apoyado desde un contexto dinámico a partir de observaciones por altimetría. Esta advección es explicada por la variación estacional de la CCM a partir de la componente anual de la velocidad, la cual se intensifica durante verano y otoño.

El modelo numérico Lagrangiano es funcional para resolver procesos físicos de gran escala como los resueltos en este trabajo: ya que el dominio fue del tamaño de una cuenca oceánica. Sin embargo, el modelo puede ser alimentado con cualquier campo de velocidad ya sea por modelos numéricos o por observaciones directas (como observaciones de altimetría satelital u observaciones de radares de alta frecuencia).

9. Literatura citada

- Badan-Dangon, A. 1998. Coastal circulation from the Galápagos to the Gulf of California. In Robinson, A. and K.H. Brink (Eds.) *The Sea*, 11, 315-343.
- Barton, D., M. L. Argote, J. Brown, M. Kosro, M. F. Lavín, J. M. Robles, R. L. Smith, A. Trasviña y H. S. Veléz. 1993. Supersquirt: Dynamics of the Gulf of Tehuantepec, México. *Oceanography*, 6(1): 23-30.
- Barton, E. D., M. F. Lavín y A. Trasviña. 2009. Coastal circulation and hydrography in the Gulf of Tehuantepec, México, during winter, *Cont. Shelf Res.*, 29:485-500, doi:10.1016/j.crs.2008.12.003.
- Beier, E. 1997. A numerical investigation of the annual variability in the Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 615–632.
- Beier, E., M. F. Lavín, J. Gómez, V. M. Godínez, and J. García. 2003. La corriente costera Mexicana, in *GEOS*, 23, 152.
- Dencausse, G., Morrow, R., Rogé, M. y Fleury, S. 2014. Lateral stirring of large-scale tracer fields by altimetry. *Ocean. Dyn.* 64:61-78. doi:10.1007/s10236-01-0671-8.
- Deprès, A. Reverdin, G. y D'Ovidio, F. 2011. Mechanisms and spatial variability of meso scale frontogenesis in the northwestern subpolar gyre. *Ocean Model.* 39:97-113. doi:10.1016/j.ocemod.2010.12.005.
- Godínez, V. M., E. Beier, M. F. Lavín, y J. A. Kurczyn. 2010. Circulation at the entrance of the Gulf of California from satellite altimeter and hidrographic observations. *Journal of Geophysical Research*. 115. doi:10.1029/2009JC005705.
- Gómez-Valdivia, F., A. Parés-Sierra, and A. L. Flores-Morales, 2015. The Mexican Coastal Current: A subsurface seasonal bridge that connects the tropical and subtropical Northeastern Pacific. *Cont. Shelf Res.*, 110, 100–107, doi:10.1016/j.csr.2015.10.010.
- Kessler, W. S. 2006. The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. *Prog. Oceanogr.*, 69(2–4), 181–217, doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009.
- Knauss, J., A. 1996. Introduction to Physical Oceanography. 2da Ed. *Pearson*. Estados Unidos. Pp. 305.
- Kurczyn, J. A., E. Beier, M. F. Lavín y A. Chaigneau. 2012. Mesoscale eddies in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone: Statistical characterization from satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*. 117. doi:10.1029/2012JC007970.
- Kurczyn, J. A., E. Beier, M. F. Lavín, A. Chaigneau, y V. M. Godínez. 2013. Anatomy and evolution of a cyclonic mesoscale eddy observed in the northeastern Pacific tropical-subtropical transition zone. *J. Geophys. Res. Oceans*. 118, 5931–5950, doi:10.1002/2013JC009339
- Kurian, J., F. Colas, X. Capet, J. C. McWilliams, and D. B. Chelton. 2011. Eddy properties in the California Current System, *J. Geophys. Res.*, 116, C08027, doi:10.1029/2010JC006895.
- Lavín, M.F., R. Durazo, E. Palacios, M.L. Argote, and L. Carrillo. 1997. Lagrangian observations of the circulation in the northern Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 27, 2298-2305.

- Lavín, M. F., E. Beier, J. Gómez-Valdés, V. M. Godínez, and J. García. 2006. On the summer poleward coastal current off SW México, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02601, doi:10.1029/2005GL024686.
- León-Chávez, C. A., L. Sánchez-Velasco, E. Beier, M. F. Lavín, V. M. Godínez, and J. Fárber-Lorda, 2010: Larval fish assemblages and circulation in the eastern tropical Pacific in autumn and winter. *J. Plankton Res.*, 32, 397–410, doi:10.1093/plankt/fbp138.
- Marinone, S. G. 2003. A three dimensional model of the mean and seasonal circulation of the Gulf of California. *J. Geophys. Res.*, 108, 3325. doi:10.1029/2002JC001720.
- Palacios-Hernández, E., Beier, E., Lavín, M. F. *et al.* 2002. The effect of winter mixing on the circulation of the Northern Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 32, 705–728.
- Pantoja, D. A., S. G. Marinone, A. Parés-Sierra y F. Gómez-Valdivia. 2012. Numerical modeling of seasonal and mesoscale hydrography and circulation in the Mexican Central Pacific, *Cienc. Mar.*, 38(2):363–379.
- Parés-Sierra, A., W. B. White y C.-K. Tai. 1993. Wind-driven coastal generation of annual mesoscale eddy activity in the California Current. *J. Phys. Oceanogr.* 23(6):1110–1121, doi:10.1175/1520-0485(1993).
- Paris, C. B., Chérubin, L. M. and Cowen, R. K. 2007. Surfing, spinning, or diving from reef to reef: effects on population connectivity. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 347, 285–300.
- Peguero-Icaza, M., L. Sánchez-Velasco, M. F. Lavín, S. G. Marinone, E. Beier. Seasonal changes in connectivity routes among larval fish assemblages in a semi-enclosed sea (Gulf of California).
- Roden, G. I., 1972: Thermohaline structure and baroclinic flow across the Gulf of California entrance and in Revillagigedo Island region. *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 177–183, doi:10.1175/1520-0485(1972)002<0177:TSABFA.2.0.CO;2.
- Saraceno, M., P. T. Strub, and P. M. Kosro, 2008: Estimates of sea surface height and near-surface alongshore coastal currents from combinations of altimeters and tide gauges. *J. Geophys. Res.*, 113, C11013, doi:10.1029/2008JC004756.
- Smagorinsky, J. 1963. General circulation experiments with the primitive equations: I The basic experiment. *Monthly Weather Review.* 91(3):99-164. doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2
- Strub, P. T., and C. James, 2002: The 1997–1998 oceanic El Niño signal along the southeast and northeast Pacific boundaries—An altimetric view. *Prog. Oceanogr.*, 54, 439–458, doi:10.1016/S0079-6611(02)00063-0.
- Trasviña, A., E. D. Barton, J. Brown, H. S. Velez, P. M. Kosro, and R. L. Smith. 1995. Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation, *J. Geophys. Res.*, 100(C10), 20,649–20,663.
- Trasviña, A., y E. D. Barton. 2008. Summer circulation in the Mexican tropical Pacific. *Deep Sea Res. Part I.* 55(5):587-607, doi:10.1016/j.dsr.2008.02.002.
- Visser, A. W. 1997. Using random walk models to simulate the vertical distribution of particles in a turbulent water column. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 275-281.
- Wyrtki, K. 1967: Circulation and water masses in the eastern equatorial Pacific Ocean. *Int. J. Oceanol. Limnol.*, 1, 117–147.

Zamudio, L., A. P. Leonardi, S. D. Meyers, and J. J. O'Brien. 2001. ENSO and eddies on the southwest coast of Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 28(1):13–16, doi:10.1029/2000GL011814.

Zamudio, L., H. E. Hurlburt, E. J. Metzger, and C. E. Tilburg. 2007. Tropical wave-induced oceanic eddies at Cabo Corrientes and the Maria Islands, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 112, C05048, doi:10.1029/2006JC004018.

Zamudio, L., Hogan, P. and Metzger, J. E. 2008. Summer generation of the southern Gulf of California eddy train. *J. Geophys. Res.*, 113, 1–21.