



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

BOMBEO DE EKMAN EN EL GOLFO DE TEHUANTEPEC

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

P R E S E N T A:

EDNA DEL CARMEN VELASCO PERALTA

DIRECTOR DE TESIS:

M. en C. ROSALINDA MONREAL JIMÉNEZ

Cd. Mx. Marzo 2023





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.

DEDICATORIA

A mi familia que han guiado por la vida con amor y paciencia, hoy ven forjado un anhelo, gracias por compartir mis horas grises, mis momentos felices, ambiciones y sueños.

A mis padres por darme siempre su apoyo incondicional, amor, cuidado y protección, por alentarme a seguir mis objetivos, y por recordarme siempre que mis logros valen más que mis errores.

A mis hermanos Ricardo, Amelie y Esmeralda, mis compañeros de vida, por estar de una u otra forma siempre conmigo para reír, llorar, abrazarnos y solidarizarnos. Los amo mucho son lo mejor que la vida me ha dado.

A mis abuelitas Neto y Chuguis, por sus cuidados, amor y comprensión, sin duda son mi mejor ejemplo de amor y trabajo duro.

A mi Fati, Lili y Vicky que me llenan el corazón de amor.

Los ama infinitamente su hija, nieta, hermana y tía.♡

AGRADECIMIENTOS

A la Facultad de Ciencias UNAM y al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, gracias por permitirme ser parte de esta comunidad y por contribuir con mi desarrollo profesional y personal.

A mi asesora de tesis la M en C. Rosalinda Monreal Jiménez, por brindarme su apoyo, tiempo, enseñanzas, consejos y amistad. Gracias por hacer todo lo necesario en el proceso de desarrollo de la tesis, es una excelente asesora y más aún una excelente persona.

Al comité tutorial por haberse dado el tiempo de leer, revisar y retroalimentar este trabajo.

A el Dr. Víctor Kevin Contreras, gracias por todas sus enseñanzas, apoyo, por creer en mí y alentarme a seguir en el mundo de la ciencia.

A la Dra. Adela Monreal y el Dr. David Salas por haberme hecho algunas observaciones para mejorar este trabajo.

A Fernanda que más que mi mejor amiga es mi hermana, gracias por acompañarme desde hace más de 13 años, hoy juntas vemos la culminación de una etapa más de mi vida.

A mis amigas Aimeé y Sayury, porque antes de conocerlas me sentía perdida en la carrera y cuando las conocí encontré mi lugar. Gracias por su amistad, su compañerismo y su sororidad. Las quiero mucho.

A mi amigo Foster, por su apoyo en la creación de las imágenes satelitales. Gracias por tu amistad, los malos chistes y las grandes sonrisas

A mis amigos, Carlos, Pau, Carmen, Ale, Ariz, Jeremy y Erick, gracias por su integridad y gratitud a lo largo de todos estos años, a pesar de que cada uno es diferente tienen en común que son excelentes personas saben que son la familia que elegí, que la vida nos permita un millón de recuerdos más juntos.

A la familia Velasco, por ser la familia más maravillosa que hay en el mundo, no desearía nunca, no ser parte de ella.

Y por último quiero agradecerle a Dios, ni una sola palabra puede expresar el infinito agradecimiento que le tengo por todo lo hermoso que me ha dado.

GLOSARIO	1
RESUMEN	4
1. INTRODUCCIÓN	5
1.1 CIRCULACIÓN OCEÁNICA IMPULSADA POR EL VIENTO	7
1.2 ANTECEDENTES	9
2. OBJETIVOS	15
2.1 OBJETIVO GENERAL.....	15
2.2 OBJETIVOS PARTICULARES	15
3. HIPÓTESIS	16
4. ÁREA DE ESTUDIO	17
4.1 TOPOGRAFÍA Y BATIMETRÍA	19
4.2 VIENTOS.....	20
4.3 ESTRUCTURA TERMICA	22
4.4 CORRIENTES	22
4.5 SURGENCIAS.....	27
5. MÉTODOS Y BASES DE DATOS.....	29
5.1 MARCO TEÓRICO.....	29
5.2 ENSO.....	45
5.3 OBTENCIÓN DE DATOS DE VIENTO	48
5.4 OBTENCIÓN DE IMÁGENES SATELITALES DE CLOROFILA.....	48
5.5 PROCESAMIENTO DE DATOS.....	49
6. RESULTADOS	52
6.1 Vientos del norte.....	55
6.2 Vientos del sur.....	63
6.3 Vientos del este.....	65
6.4 Vientos del oeste.....	69
7. DISCUSIÓN.....	71
8. CONCLUSIONES	81
BIBLIOGRAFÍA.....	85

GLOSARIO

ADCP. El acrónimo surge de las siglas de Acoustic Doppler Current Profiler. Son instrumentos hidroacústicos que se utilizan para medir la velocidad y corriente del agua en un rango determinado de profundidad.

Altimetría (Hipsometría). Rama de la topografía que estudia el conjunto de métodos y procedimientos para determinar y representar la altura de cada punto en la Tierra respecto a un plano de referencia. Con esta se consigue representar el relieve del terreno.

Batimetría. Es el equivalente de la altimetría bajo el nivel del mar. Es el estudio de las profundidades marinas. Un mapa batimétrico muestra el relieve del fondo marino.

Capa de mezcla. La capa de mezcla en los cuerpos de agua es la capa superficial en donde gracias a la turbulencia generada por el viento varios factores como la temperatura y por ende densidad se encuentran prácticamente constantes.

Clorofila α . Es un pigmento verde que producen las plantas, el cual absorbe la energía luminosa y la transforma en energía química a través de la fotosíntesis. Su máxima absorbancia se encuentra entre los 430 y 662 nm. La clorofila α florece a los 673 (máximo) y 726 nm.

CTD. Surge del acrónimo de las siglas en inglés de: Conductivity, Temperature and Depth. Se trata de dispositivos que miden la conductividad eléctrica del agua de mar, su temperatura y la profundidad; a partir de lo cual mediante algoritmos previamente establecidos empíricamente se calculan: la salinidad, la densidad del agua de mar y la presión a la que se encuentra el agua en el momento en el que es tomada la medición. Este dispositivo normalmente se utiliza para medir estas variables en un punto fijo (estación de medición) a lo largo de toda la columna de agua.

Dipolo. Un dipolo en el océano se conforma de dos vórtices, que conviven en la misma región, uno de ellos (ciclónico) gira en sentido contrario a las manecillas del reloj y el otro (anticiclónico) que gira en sentido a las manecillas del reloj.

Eventos de Norte. Un evento de norte es todo aquél que dure más de dos días con el viento proveniente de esta dirección y que además cumpla con que la moda de los vientos en la región sea mayor a 8.5 m/s.

Fluido ideal. Los fluidos ideales son los que cumplen con las siguientes características: son no viscosos, es decir, se desprecia la fricción interna entre las distintas partes del fluido; son homogéneos, es decir, la densidad del fluido es la misma en todas las partes del fluido, y son estacionarios, es decir, la velocidad del fluido en un punto es constante en el tiempo.

Moda. Es el valor que aparece con mayor frecuencia en un conjunto de datos.

Onda polar. También llamada "ola de frío" u "ola polar". Es el repentino e intenso descenso de la temperatura, cuya variación puede llegar a ser de 20 a 30°C en 24 horas. Puede propagarse con extraordinaria rapidez y atravesar todo un continente en dos días. Su causa suele residir en un centro de altas presiones situadas a proximidad de una depresión. Muchas veces se debe a un anticiclón que baja rápidamente de las regiones polares.

Picnoclina. Es una capa de agua en la que se evidencia un cambio súbito en su densidad, vinculado con la profundidad. Es la profundidad en la cual la derivada de la densidad con respecto a la profundidad es máxima $\left(\frac{\partial \rho}{\partial z}\right)$.

Procesos de arrastre. En oceanografía son procesos en los que el agua puede arrastrar sedimentos diluidos y en suspensión debido a la fricción que se presenta con el fondo cuando la región es muy somera.

Surgencias. Se refiere al movimiento o ascenso de agua subsuperficial hacia la superficie. Las surgencias se generan principalmente por el viento y la rotación de la Tierra.

Termoclina. Es la capa en que la temperatura desciende bruscamente con la profundidad en un cuerpo de agua o columna de agua en el océano. Es la profundidad en la cual la derivada de la temperatura con respecto a la profundidad es máxima $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$.

Topografía dinámica (Altura dinámica). Para relacionar mejor las diferencias de presión, los oceanógrafos han creado un parámetro llamado altura dinámica. Claramente las diferencias de altura en el océano (que podrían normalmente expresarse por las diferentes alturas en la superficie del mar) reflejan diferencias de presión las cuales pueden ser expresadas como gradientes de presión horizontal. La topografía dinámica es calculada de la distribución de densidad y representa la posibilidad de una columna de agua de realizar un trabajo debido a diferencias en el geopotencial. Es decir, el potencial de la gravedad para realizar un trabajo debido a la altura del agua relativa a un nivel de referencia dado. Y se mide en metros dinámicos (mdin).

Topografía. Ciencia que estudia los principios y procedimientos que tienen por objeto la representación gráfica de la Tierra con sus formas y detalles, tanto naturales como artificiales.

Viento geostrófico. En geociencias un fluido geostrófico es una aproximación física a un fluido real. El viento geostrófico es una aproximación física a un viento real, en donde se trata al viento como si las únicas fuerzas que lo generaran fueran la fuerza de Coriolis y el gradiente de presión, eliminando la aceleración centrípeta y las fuerzas de fricción.

Vientos del norte. Es un viento que se origina en el norte y sopla en dirección sur. El viento del norte ha tenido un significado histórico y literal, ya que a menudo indica un clima frío y un cambio estacional en el hemisferio norte. En el hemisferio sur, especialmente en el sur de Australia, el viento del norte es un viento caliente que a menudo conduce a incendios forestales.

Zona de Convergencia Inter Tropical. (ZCIT) Es la región del globo terrestre donde convergen los vientos alisios (vientos del este) del hemisferio norte con los del hemisferio sur. A esta región también se la conoce como frente intertropical o zona de convergencia ecuatorial. Se caracteriza por ser una franja o cinturón de baja presión constituido por corrientes de aire ascendente, donde convergen grandes masas de aire cálido y húmedo provenientes del norte y del sur de la zona intertropical.

RESUMEN

El Golfo de Tehuantepec (GT) es una región del Pacífico tropical mexicano conocida por su alta productividad, como consecuencia de la interacción entre los intensos vientos del *Norte* y la topografía regional. Los vientos en el GT actúan sobre la capa superficial del océano, causando transporte horizontal y vertical. Para conocer y entender la dinámica superficial del GT, se determinó el transporte y bombeo de Ekman, y su efecto sobre la distribución en la clorofila-*a*, a partir de la aproximación de Ekman. Entre noviembre 2008 y noviembre 2009, se observaron tres épocas: la primera en la que los vientos dominantes son del norte, se presenta entre noviembre y marzo, julio y agosto; la segunda en donde los vientos predominantes son del este comprende los meses de abril a junio; y la tercera en la que los vientos dominantes son del oeste abarca los meses de septiembre y octubre.

Los vientos más intensos registrados en este estudio alcanzaron 28 m/s con dirección del norte, los vientos en otras direcciones no superaron 20 m/s. El espesor máximo de la capa de Ekman calculada en este estudio fue de 320 m, el máximo transporte alcanzó 27,000 kg/ms y se dio durante un evento de *Norte*. La máxima velocidad de afloramiento obtenida fue 54 m/día y la de hundimiento fue -20 m/día.

Los vientos del *Norte* se presentan a lo largo de todo el año (con una ocurrencia mayor al 75%), sin embargo, los vientos más intensos (> 8.5 m/s), son considerados eventos especiales conocidos como *Nortes*. Los *eventos Norte* son el principal mecanismo de forzamiento de la dinámica superficial del GT, permiten la creación de surgencias, afloramientos y frentes, lo cual provoca que esta zona sea rica en nutrientes y posea una alta productividad primaria; aun así, la respuesta oceanográfica al forzamiento del viento de diferentes direcciones también produce afloramientos y hundimientos de menor intensidad.

Las zonas de surgencia coincidieron con las zonas de mayor concentración de Chl-*a* cuando los vientos eran del norte e intensos, cuando los vientos eran del este, sur y oeste en la dinámica superficial en el este del GT se observa la influencia de otros factores, debido a que las zonas de mayor concentración de Chl-*a* y surgencias no concordaron. Las mayores concentraciones de Chl-*a* son propias de los eventos de *Norte* en el periodo la Niña, mientras que las menores concentraciones de Chl-*a* se encontraron cuando los vientos provenían del sur, dirección poco frecuente en la zona de estudio.

1. INTRODUCCIÓN

La superficie del territorio mexicano se integra por la superficie continental y la marítima. La continental corresponde a la parte del territorio dentro del continente americano y el territorio insular (las islas); la superficie marítima se compone por el mar territorial y la Zona Económica Exclusiva (ZEE) (Fig. 1.1). En total el territorio nacional comprende 5,120,679 km², de los cuales la superficie marítima comprende 3,160,490 km², más del 60% del territorio nacional. En este último se realiza la extracción de más del 80% del petróleo y de las pesquerías de exportación del país, y en sus costas tiene lugar el 90% de la actividad turística, es decir se realizan tres de las más importantes actividades económicas del país. Es por esto que es tan relevante el estudio de las principales características de las regiones marítimas de México.

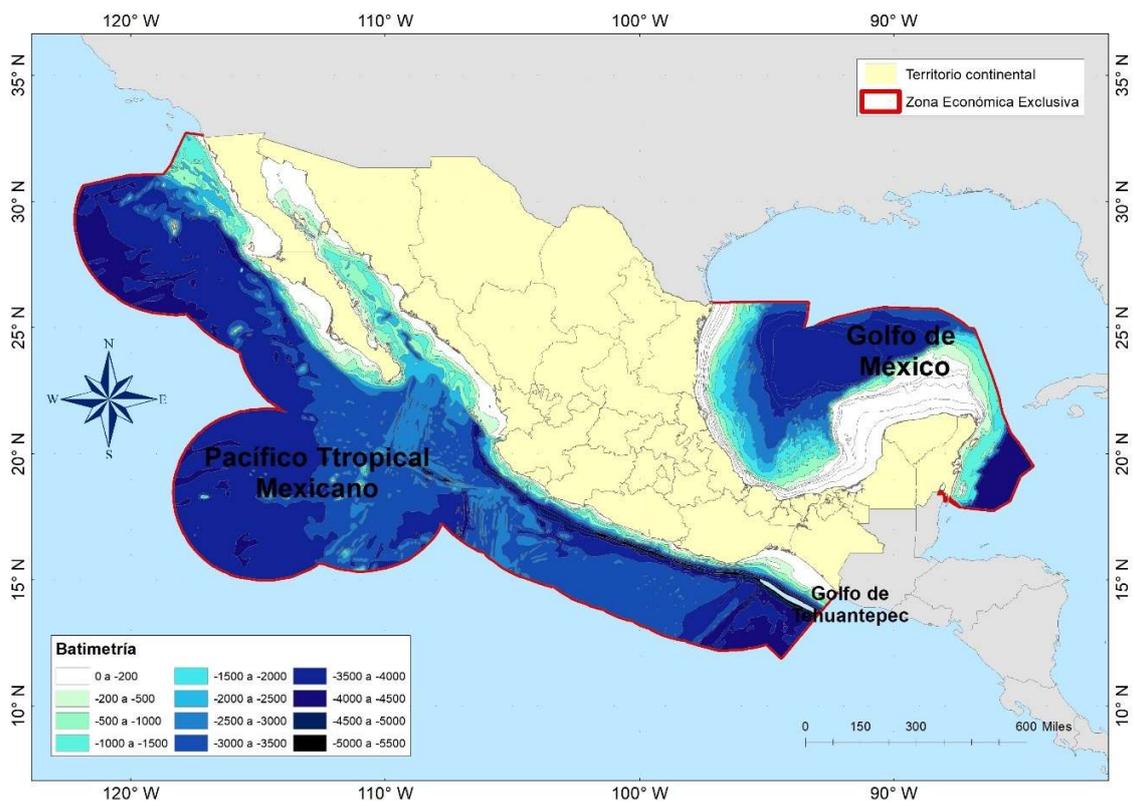


Figura 1.1. Extensión territorial de México, y batimetría de la Zona Económica Exclusiva.

México cuenta con acceso a dos mares continentales, el Golfo de México y el Golfo de California que representan el 0.5% del océano mundial (1,768,000 km² y 181,000 km², respectivamente), y a dos océanos: el Pacífico (el cual corresponde a la costa occidental de la península de Baja California (1,740 km de línea de costa), y el Pacífico tropical mexicano que se extiende de Cabo Corrientes al río Suchiate en la frontera con Guatemala (2,234 km de línea de costa)); y el Caribe mexicano (representado por el litoral de Quintana Roo (735 km de línea de costa), que forma parte del Mar Caribe) (de la Lanza Espino, 1992).

Dentro del Pacífico tropical mexicano, se encuentra el Golfo de Tehuantepec (GT), una de las pocas regiones en el mundo que presenta vientos intensos e intermitentes, conocidos como *Tehuano*s o *Nortes*. Otras regiones donde esto sucede son: cerca al Golfo de Fonseca en Honduras; en el Lago de Cocibolca (Gran Lago de Nicaragua), al noreste del Golfo de Papagayo, Nicaragua; y en el Istmo de Panamá, al norte del Golfo de Panamá; aunque existen decenas de sitios similares alrededor del mundo (Steenburgh, 1998) la mayoría presenta estos vientos de forma estacional. En el GT estos vientos están presentes todo el año, su mayor intensidad se presenta en otoño e invierno, mientras que la menor se presenta en verano, en ambos periodos los *Tehuano*s son capaces de inducir fuertes surgencias debido al transporte generado por estos vientos (transporte de Ekman) en toda la región del GT (Trasviña et al., 2019).

Las intensas corrientes de viento en la región (*Nortes*) se generan cuando la presión atmosférica se eleva sobre el Golfo de México (GM) debido a los frentes fríos, mientras que la presión atmosférica sobre el pacífico permanece baja. Estos centros de alta y baja presión están separados por la Sierra Madre que tiene 2000 m de altura en promedio, excepto en la región del paso de Chivela (Ortega et al., 2000). Por este paso el aire frío y seco del norte atraviesa el territorio mexicano y llega hasta el Pacífico como ráfagas de viento que van de la costa hacia mar adentro (Barton et al., 1993).

El GT es considerado como una de las tres zonas centroamericanas del Pacífico Tropical Oriental (PTO) con más altos niveles de productividad primaria, derivado del desarrollo invernal de surgencias costeras y fuerte mezcla vertical por el viento perpendicular a la costa, proceso que provee de nutrientes a la capa superficial (Ortega et al., 2000). Roden (1961) sugirió después de analizar registros históricos de viento y temperatura superficial en el GT que el decremento en la temperatura superficial, en ciertas épocas del año y por periodos que van entre 2 y 15 días, se puede

atribuir al afloramiento inducido por el transporte de Ekman generado por los vientos intensos (*Nortes*) en la región.

La dinámica de la región se ve afectada por el fenómeno de El Niño Oscilación del Sur (ENSO por sus siglas en inglés) pues es la causa predominante de la variabilidad interanual en el PTO, mientras que la variabilidad anual en la zona está dada principalmente por los vientos alisios (vientos del este), *Nortes* y por el sistema de corrientes del área (Ortega et al., 2000).

1.1 CIRCULACIÓN OCEÁNICA IMPULSADA POR EL VIENTO

La atmósfera juega un papel muy importante en el movimiento del océano, sobre todo en la capa superficial. La teoría de la circulación de Ekman es fundamental para interpretar esta relación océano-atmósfera, pues esta teoría, propuesta por Vagn Walfrid Ekman, fue la primera teoría cuantitativa que permitió comprender como los vientos impulsan la circulación oceánica superficial.

Cerca de la superficie, donde los intercambios de momento turbulento son intensos, el balance de momento es impulsado por el efecto de Coriolis, las fuerzas de presión y los flujos turbulentos verticales. Cuando el equilibrio se establece entre la fuerza de Coriolis y la de presión se tiene un sistema de corrientes geostróficas. Cuando el equilibrio de fuerzas cerca de la superficie del océano se da entre la fuerza de Coriolis y los flujos turbulentos verticales es cuando se utiliza la teoría de Ekman para describir las corrientes superficiales (Fig. 1.1.1 a) (Stewart, 2000). Una descripción detallada de esta teoría se ofrece en el capítulo 5.1.

Una de las soluciones más simples y relevantes de las ecuaciones de Ekman para la oceanografía a gran escala se refiere a los transportes de Ekman, resultado de las consideraciones de Ekman en las Ecuaciones de Navier Stokes, integrados verticalmente dentro de la capa de Ekman.

El viento actúa sobre la superficie del océano, causando el movimiento de las aguas superficiales, debido a la fricción interna del agua el efecto del viento se propaga hasta una profundidad determinada, a esta región se le conoce como la capa de Ekman. La capa de Ekman es la capa superficial del océano en la cual el esfuerzo del viento tiene injerencia causando el movimiento de las masas de agua oceánicas. El espesor de esta capa es directamente proporcional a la intensidad del viento (Stewart, 2000).

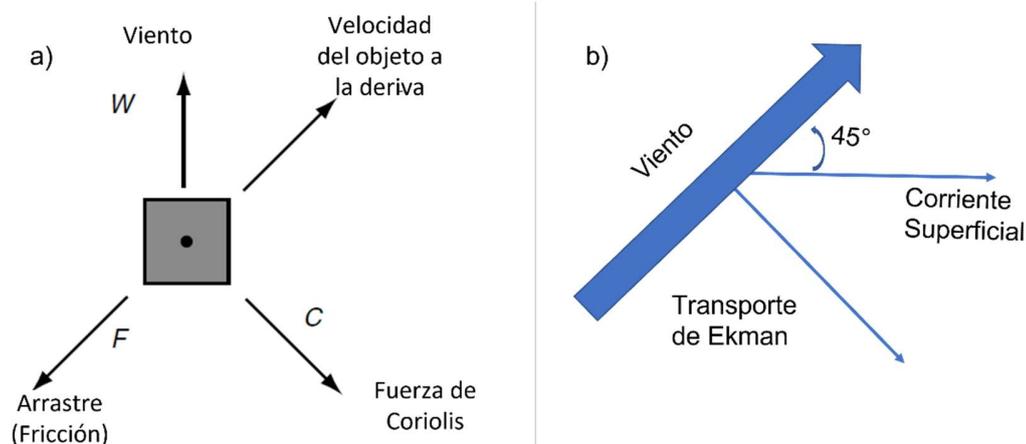


Fig. 1.1.1 a) Diagrama de fuerzas que actúan en un objeto a la deriva en la superficie del océano (Modificado de Stewart, 2000). b) Esquema de dirección de viento, corriente superficial y transporte de Ekman en el hemisferio norte.

El transporte de Ekman se debe al viento que sopla encima del océano, lo que provoca el movimiento de las aguas oceánicas superficiales (y todos los materiales en suspensión en ellas) con un cierto ángulo respecto a la dirección del viento, a su derecha en el hemisferio norte (Fig. 1.1.1 b) y a su izquierda en el hemisferio sur. Es decir, es un transporte de masa. El transporte de Ekman explica las principales regiones de afloramiento, que se deben principalmente al transporte debido al viento, ya sea en mar abierto o cercanas a la costa; la teoría también predice que, para un viento dado, el transporte de Ekman será más intenso en latitudes bajas, excepto en el ecuador ($\varphi = 0$) dónde la ecuación presenta una singularidad (Stewart, 2000).

El transporte de Ekman puede generar movimientos verticales a través del llamado bombeo de Ekman. Si el transporte de Ekman diverge en un punto en particular, se inducen por continuidad movimientos verticales en la base de la capa de Ekman. De hecho, debido a que el transporte de Ekman es ortogonal a los vientos en superficie, cualquier vorticidad positiva (negativa) de esos vientos induce una divergencia (convergencia), que provoca surgencias (hundimientos) (Fig. 1.1.2) (Stewart, 2000).

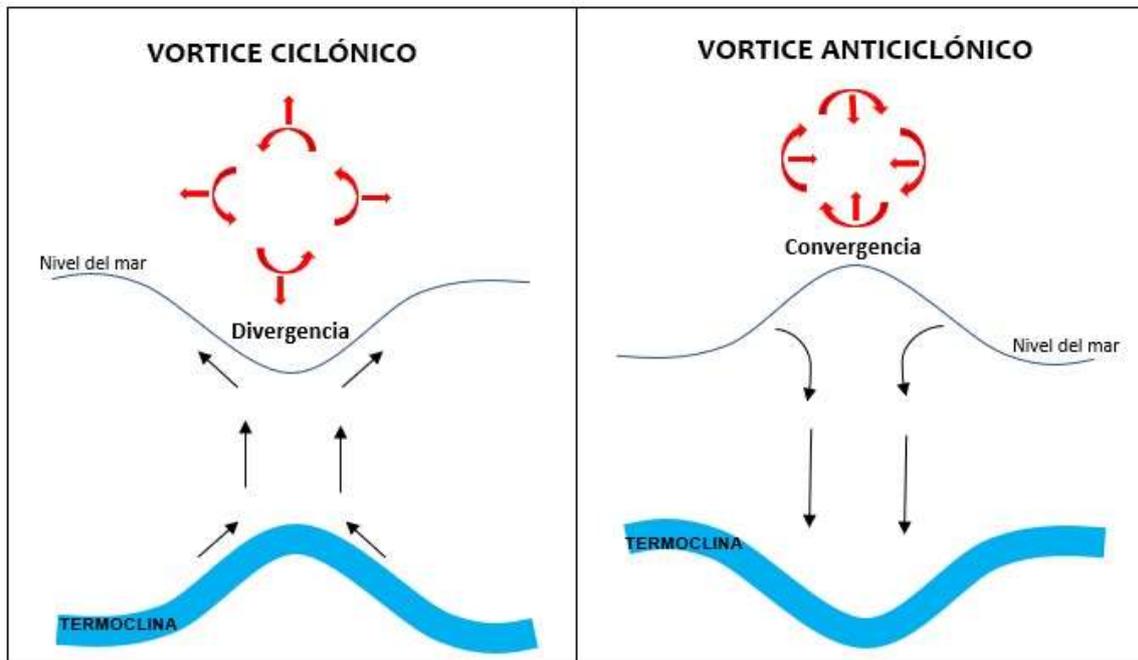


Fig. 1.1.2 a) Divergencia y b) convergencia en vórtices ciclónicos y anticiclónicos en el hemisferio norte (Modificado de Candelario et. al., 2008).

1.2 ANTECEDENTES

En la primera década del siglo XX, durante un crucero oceanográfico por el Ártico, Fridtjof Nansen observó que los témpanos de hielo no se movían en la misma dirección en la que eran empujados por el viento, más bien lo hacían en un ángulo entre 20° y 40° a la derecha de la dirección del viento. Esto llamó su atención y lo llevó a desarrollar una teoría cualitativa sobre el balance de fuerzas que actuaban en este fenómeno. Para dar sustento a su teoría pidió apoyo a su colega Vilhelm Bjerknes quién encomendó a su alumno de doctorado, el físico Walfrid Ekman para realizar el desarrollo matemático de esta nueva teoría. Ekman hizo un estudio teórico sobre la influencia de la rotación de la Tierra sobre las corrientes de deriva superficiales como trabajo de tesis doctoral, la cual presentó en 1905 con el título “Sobre la influencia de la rotación de la Tierra en las corrientes oceánicas” (Stewart, 2000).

El primero en documentar los intensos vientos, perpendiculares a la costa, que ocurren en invierno en el GT fue Hurd en 1929. Estos vientos (*Nortes*), influyen en las condiciones del océano

varios cientos de kilómetros mar adentro (Barton et al., 1993) y hasta varios cientos de metros de profundidad en el océano (Monreal Gómez y Salas de León, 1998). Típicamente, los *Nortes* se presentan en intervalos de 10 días, duran entre 3 y 4 días, y pueden alcanzar velocidades mayores a 20 m/s (Barton et al., 1993).

La respuesta del océano a los fuertes pulsos de viento en el GT ha sido detectada por mediciones satelitales mediante el uso de imágenes de temperatura superficial del mar (SST por sus siglas en inglés) medidas con infrarrojo (Stumpf, 1975; Steenburgh et al., 1998) y han encontrado que durante un evento de *Norte* la SST baja aproximadamente 8 °C en la zona de influencia del viento. También se ha observado esta influencia mediante imágenes tomadas en el visible, donde se observa una rugosidad mucho mayor en la región en dónde incide el viento (Strong et al., 1972; Steenburgh et al., 1998).

Las primeras mediciones hidrodinámicas de la respuesta del océano a los vientos *Tehuano* se llevaron a cabo entre el 7 de enero y 10 de febrero de 1989 (Barton et al., 1993). Durante este período se registraron tres eventos de *Norte*: del 21 al 22 de enero con vientos máximos de 25 m/s, del 30 al 31 de enero con vientos de 20 m/s y, del 8 al 9 de febrero. El resto del tiempo los vientos oscilaron entre velocidades cercanas a 0 m/s y 10 m/s, con velocidades medias de aproximadamente 5 m/s y SST alrededor de 23 °C. A las pocas horas del inicio de estos eventos la SST en el centro del golfo cayó 8 °C en las mediciones. La humedad relativa sobre el golfo también disminuyó, del 95% al 55%, a medida que el aire frío y seco se extendía desde la costa. Se registró un fuerte gradiente térmico al oeste del golfo, mientras que al este fue débil. El enfriamiento más intenso se localizó en el centro del golfo mientras ocurría el evento, cuando el evento se detuvo, se evidenció un ligero debilitamiento de la anomalía de la temperatura en el centro del golfo; mientras que, en la costa las SST continuaron disminuyendo, posiblemente como resultado de una corriente ascendente sobre la plataforma (surgencia). Resultados de mediciones de CTD (por sus siglas en inglés Conductivity, Temperature y Depth), ADCP (por sus siglas en inglés Acoustic Doppler Current Profiler) y Clorofila-*a* (Chl-*a*) mostraron que los vientos del *Norte* inducen una respuesta asimétrica: se activa un giro anticiclónico grande e intenso en el lado oeste del GT, y un giro ciclónico pequeño y débil en la parte este del golfo. La estructura de la termoclina mostró una fuerte asimetría en todo el golfo, más profunda en el oeste y menos en el este. La elevación máxima de la termoclina ocurrió no bajo el viento más intenso, sino en su lado ciclónico. La termoclina se profundizó en ~50 m en el oeste

durante y después del evento de *Norte*, de acuerdo con el giro anticiclónico. Dado un evento de *Norte* más intenso o una sucesión cercana de eventos, el giro anticiclónico podría ser lo suficientemente enérgico como para persistir durante un largo período y migrar fuera del golfo hacia la Corriente Norecuatorial (Barton et al., 1993)

Steenburgh et al. (1998) analizaron la estructura y evolución del flujo de salida del viento a través del Paso de Chivela. En estos estudios se examinó lo sucedido durante el paso de una masa de aire polar en centroamerica del 12 al 14 de marzo de 1993 (Conocida como la Super Tormenta de 1993), utilizando un modelo de mesoescala de alta resolución de la Universidad Estatal de Pensilvania y datos medidos directamente. Los resultados mostraron, que los vientos, sobre el eje del golfo y al oeste, presentaron una marcada desviación, formando un giro anticiclónico (más fuerte que la predicha por el equilibrio inercial); mientras que, al este mostraron una desviación anticiclónica muy débil en algunos casos, y en otros incluso desviación ciclónica, lo que muestra que el movimiento del aire no solo se da por el Paso de Chivela, también puede ocurrir sobre las montañas relativamente bajas del este. La respuesta del océano a los vientos se refleja en zonas de surgencia o afloramiento, y el enriquecimiento de las aguas superficiales, lo que provoca un aumento en la concentración de fitoplancton en regiones específicas, y favorece las pesquerías en la zona (Steenburgh et al., 1998; Luch-Cota et al., 1997).

Las características de los giros al este (ciclónico débil) y oeste (anticiclónico) fueron detectadas por la topografía dinámica de la superficie del mar (relativa a 250 dbar) que indicó una anomalía de elevación de la superficie (> 20 cm) asociada con el giro anticiclónico (Trasviña et al., 2019). Los vórtices se identificaron a partir de campos geostróficos utilizando un esquema de detección de remolinos basado en la geometría del vector de velocidad. Los efectos del viento dentro de los giros se evaluaron utilizando la dinámica de Ekman.

Trasviña et al. (2019) encontraron la formación de tres configuraciones de dipolos en la región, dependiendo de las condiciones del viento y de la hidrodinámica preexistente. Un dipolo en el océano se conforma de dos vórtices, que conviven en la misma región, uno de ellos ciclónico y el otro anticiclónico (Fig 1.1.2). El primer caso se observó en condiciones de circulación ciclónica preexistente débil (en toda la región del GT) cuando los vientos del *Norte* comenzaron y fortalecieron la circulación ciclónica en la región este del golfo, mientras que el desarrollo de la

circulación anticiclónica fue evidente en la región oeste. El segundo caso se observó una vez que el viento se intensificó, aquí el lado anticiclónico del dipolo se desarrolló por completo durante la etapa de máxima intensidad del viento. El dipolo persistió y luego se propagó en ausencia de vientos del *Norte*. Bajo condiciones de circulación anticiclónica preexistente, se disparó un tercer caso, que fue promovido por la presencia de un vórtice ciclónico en la porción oeste del GT, la influencia de un evento de *Norte* en el GT volvió a intensificar el vórtice anticiclónico e inició el desarrollo del vórtice ciclónico a lo largo de la costa este. El tercer dipolo se desarrolló completamente con un evento *Norte* muy fuerte (que duró en promedio cuatro días con velocidades de ~ 12 m/s). Posteriormente los vientos fueron persistentes y fortalecieron los vórtices, y el remolino anticiclónico se propagó hacia el suroeste mientras que el remolino ciclónico se mantuvo en el este del GT. Durante los períodos de relajación del viento, el vórtice ciclónico tendió a dominar la circulación del GT, a medida que se desarrollaba otro evento de *Norte*, el vórtice ciclónico se deshizo (Trasviña et al., 2019).

La generación de remolinos en el GT no solo se debe a los Nortes, los remolinos también pueden ser producidos por inestabilidades barotrópicas y baroclínicas en el flujo medio. Las inestabilidades barotrópicas se generan por diferencias en las velocidades horizontales de un punto a otro en la superficie del océano y las estabilidades baroclínicas se generan por diferencias en las velocidades horizontales que se dan en un mismo punto a diferentes profundidades. Sin embargo, el forzamiento del viento de alta frecuencia es posiblemente el principal factor que genera variabilidad costera y de mesoescala y desencadena dipolos en el GT (Trasviña et al., 2019).

Velázquez et al. (2011) estudiaron la variabilidad espacial y temporal de la circulación costera en el GT, con ayuda de radares de alta frecuencia (HFR por sus siglas en inglés), identificando cuatro eventos de *Norte* intensos durante el periodo de observaciones (9 febrero al 18 de marzo 2005). El primer evento transcurrió del 9 al 11 de febrero y alcanzó los 16 m/s. Un segundo evento de menor intensidad, con un máximo en la velocidad del viento de 14 m/s, se presentó del 17 al 19 de febrero, seguido de un periodo de calma relativa entre el 22 de febrero y el 8 de marzo. El evento más intenso en el periodo de observaciones alcanzó un máximo de 18 m/s y se presentó del 9 al 11 de marzo, previo a un evento de viento de corta duración y menor intensidad. Después de los tres eventos de viento de mayor intensidad, se observó la presencia de una estructura anticiclónica en la parte oeste del golfo, la cual fue moviéndose hacia el sur, aumentando su tamaño. Mientras que

una corriente del este fluía nuevamente hacia el oeste a través del GT. También encontraron que la baja variabilidad observada cerca de la costa este sugiere que la corriente costera se ve menos afectada por el viento en el lado este, mientras que la zona de alta variabilidad en la costa oeste está relacionada con los cambios de magnitud y dirección en la corriente y la formación de giros anticiclónicos durante algunos eventos *Nortes* en el oeste del GT. En el periodo de calma, que se puede considerar como un periodo de relajación o de ajuste posterior al evento de viento, se puede observar una corriente cálida que fluye a lo largo de la costa, del este hacia el oeste; este flujo de corriente cálida también se puede considerar como el flujo medio que existiría en ausencia de *Nortes*, con una velocidad media de la corriente de ~ 0.4 m/s y una temperatura 2 °C más alta que el agua que la rodea. Es importante señalar que, en ausencia de vientos fuertes, se observa un flujo cálido que entra al GT por el este, posiblemente debido a la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) que llega al GT por la costa este.

Romero-Centeno et al. (2003), llevaron a cabo un trabajo en donde estudiaron la variabilidad anual e interanual de los vientos del Istmo de Tehuantepec, mediante el análisis y reconstrucción de datos para un periodo de 31 años. En donde se muestra que las velocidades medias mensuales del viento a largo plazo tienen una fuerte señal estacional, con valores máximos durante diciembre-enero, mientras que los mínimos se presentaron en los meses de mayo-junio y un máximo relativo en julio, el cual fue detectado por mediciones directas en las estaciones de La Venta y Salina Cruz. En el estudio también se muestra que la dirección predominante del viento durante todo el año es del norte, especialmente de octubre a febrero, donde además se presentan los vientos del *Norte* más intensos con velocidades frecuentes entre 15 y 20 m/s, a partir de marzo la frecuencia de los vientos del *Norte* disminuye, aunque en abril se registraron vientos esporádicos intensos de esta dirección los cuales alcanzan entre 30 y 35 m/s, y en julio a pesar de que la frecuencia de los vientos del *Norte* aumenta las velocidades normalmente oscilan entre 10 y 15 m/s. En este estudio analizaron las características estadísticas de los vientos del GT y revisaron la variabilidad estacional e interanual, basándose en el hecho de que existe una estrecha relación entre los gradientes de presión a través el Istmo y los vientos locales. Estos autores desarrollaron un modelo estadístico para obtener una reconstrucción de los vientos a 12 horas a partir de los campos de presión a nivel del mar de 1964 a 1995. Los datos para este estudio fueron tomados de diferentes fuentes debido a la falta de disponibilidad de una serie continua de datos de viento en el Istmo de Tehuantepec. Se reportó que los vientos que alcanzan más de 30 m/s normalmente se

presentan en la temporada de otoño-invierno y son los que han sido más estudiados, por otra parte el estudio de los vientos en verano ha quedado relegado; sin embargo, se sugiere que están relacionados con el patrón de precipitación en verano en la parte sur de México que muestran una distribución bimodal con máximos en junio y septiembre-octubre y un mínimo relativo durante julio-agosto, conocido como sequía de verano o canícula. La sequía de verano genera un aumento en la diferencia de presión en el Istmo de Tehuantepec en julio, causado por el aumento de presión en el GM y no por una disminución en el GT.

En esta tesis se utilizaron datos de viento obtenidos del QuickSCAT sobre el GT, en el periodo comprendido entre el 21 de noviembre de 2008 y el 21 de noviembre de 2009. Se hizo un análisis estacional de los vientos que permitió visualizar la dinámica de esta región. Además, se calculó el espesor de la capa de Ekman, el transporte de Ekman, y el bombeo de Ekman (velocidades de ascenso y descenso) inducidos por los vientos en la región. Posteriormente se compararon los resultados de las zonas de ascenso (surgencias) y descenso (convergencias) con imágenes satelitales de $\text{Chl-}a$ del CMEMS (por sus siglas en inglés Copernicus Marine Environment Monitoring Service) para validar nuestros resultados.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GENERAL

Determinar el transporte y bombeo de Ekman en el GT y su efecto sobre la distribución de la clorofila-*a* en la región del GT durante un año y mostrar cómo cambia estacionalmente.

2.2 OBJETIVOS PARTICULARES

- a) Hacer un análisis estacional de los vientos en la región del GT para el periodo comprendido entre el 21 de noviembre de 2008 y el 21 de noviembre de 2009 y determinar los vientos típicos y dominantes en cada época del año.
- b) Calcular el espesor de la capa de Ekman que generan los vientos en esta región.
- c) Calcular la dirección y magnitud predominantes del transporte de Ekman y mostrar las diferencias para las principales direcciones del viento en la zona.
- d) Calcular el bombeo de Ekman, las velocidades de ascenso y descenso, en la región del GT para el mismo período de tiempo y localizar las regiones donde se registran afloramiento y hundimientos para las principales direcciones del viento.
- e) Comparar las zonas de ascenso y descenso en la columna de agua, generadas a partir del bombeo de Ekman, con imágenes satelitales de clorofila-*a* y determinar cuándo el viento domina la dinámica superficial del GT.

3. HIPÓTESIS

Los vientos que se presentan en el GT son principalmente vientos del norte, seguido por vientos de oeste y del este. Los vientos del norte se presentan con mayor intensidad y frecuencia entre noviembre y abril, mientras que el resto del año se presentan vientos, más débiles, intermitentes del este y del oeste y en algunas ocasiones del norte. En invierno se presentan vientos con mayor intensidad, por ende, la influencia de los vientos en la columna de agua será mayor y el espesor de la capa de Ekman también. Esto provocará que el transporte de Ekman sea hacia el oeste principalmente. Se espera que en esta época las regiones con altas concentraciones de clorofila-*a* concuerden con las zonas de ascenso calculadas a partir del bombeo de Ekman.

A finales de 2008 y hasta mayo de 2009, según el Índice Multivariado del ENSO (MEI por sus siglas en inglés) se presentó la fase fría (La Niña) y de julio a noviembre de 2009 la fase cálida (El Niño). Por lo que se espera que al inicio de la serie de tiempo (nov-2008 a may-2009) se haya registrado un aumento en la intensidad de los vientos y como consecuencia un aumento en la profundidad de la capa de Ekman y un enriquecimiento de las aguas debido al intenso bombeo de Ekman, mientras que al final (de julio a noviembre de 2009) la intensidad de los vientos haya disminuido, debido a la disminución en la intensidad de los vientos alisios, y como consecuencia se observará una disminución en el bombeo de Ekman y las concentraciones de clorofila-*a* disminuirán. Se espera encontrar las mayores intensidades de los vientos del norte entre noviembre de 2008 y febrero de 2009, y esta es la época en la que se espera encontrar una mayor correspondencia entre las regiones de afloramiento y las de mayor productividad primaria, es decir, es cuando hay mayor posibilidad de que los vientos locales dominen la dinámica del GT.

4. ÁREA DE ESTUDIO

El GT y el Istmo de Tehuantepec son regiones muy interesantes desde el punto de vista meteorológico, oceánico y costero. El GT es una región altamente dinámica del Pacífico mexicano, pues es afectada por fuertes vientos, debido a las condiciones meteorológicas especiales que interactúan con la topografía de la región.

El GT es una región que comprende aproximadamente 125,000 km², delimitada al sur por los 12° N de latitud, al norte por la costa mexicana, entre Puerto Ángel, Oaxaca y Puerto Madero, Chiapas, al este por el meridiano de los 92° W y al oeste por el meridiano 97° W (Fig. 4.1) y su radio es de aproximadamente 200 km (Ortega et al., 2000). De acuerdo con el criterio de Köppen modificado por García (1981), el clima de la región es de tipo "Aw" que corresponde a un clima cálido subhúmedo, el más seco de los subhúmedos, con régimen de lluvias de verano y presencia de Canícula (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Wyrski (1967) estudió las masas de agua del Pacífico Ecuatorial, al analizar la circulación en la zona próxima al golfo y mediante diagramas T-S encontró que las masas de agua dentro del GT, son: El *Agua Tropical Superficial*, que se caracteriza por su alta temperatura ($T > 25$ °C) y salinidades menores a 34.00 ups y el *Agua Subtropical Superficial* la cual tiene una alta salinidad, sus valores llegan hasta 35.00 y 36.00 ups, y su temperatura varía entre 15 y 28 °C. Estas dos masas de aguas se introducen en el GT, principalmente en verano y otoño, a través de la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Geográficamente y de manera general, el GT se caracteriza por tener tres regímenes hidrodinámicos (Fig. 4.2). El primero corresponde al giro anticiclónico en el oeste del golfo, el segundo o régimen central que se ve afectado directamente por los *Nortes* y es donde ocurren las surgencias, y el tercero al este, (el menos afectado por los *Nortes*), que presenta aguas características del Océano Pacífico Tropical, menos salina y más cálida (Ortega et al., 2000).

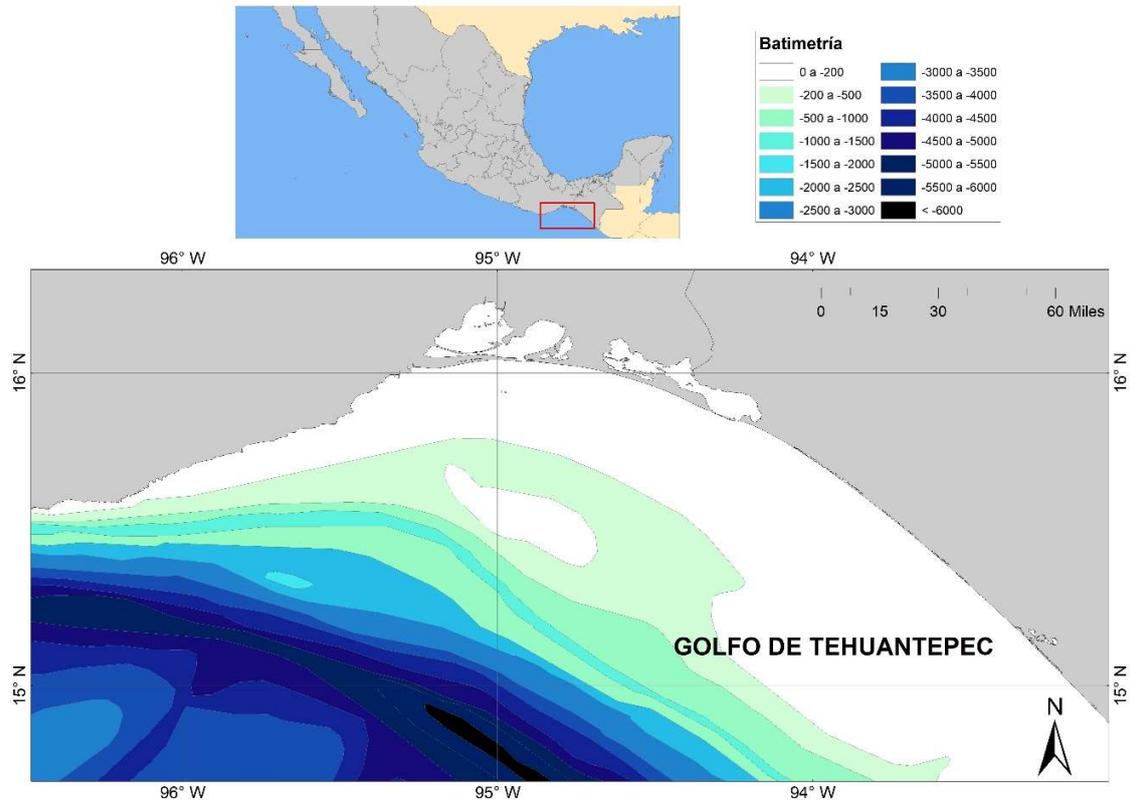


Figura 4.1. Ubicación del GT en la República Mexicana y contornos de batimetría.

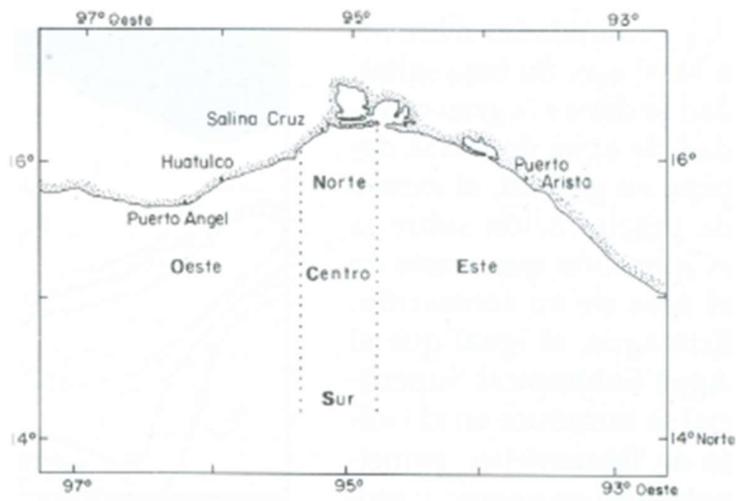


Figura 4.2. Regiones hidrodinámicas dentro del GT (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

4.1 TOPOGRAFÍA Y BATIMETRÍA

La Sierra Madre, con alturas de cresta de 2000 a 3000 m, la cual se extiende hacia el sur y este a través de México y América Central, representa el rasgo topográfico prominente de la región. Esta cordillera separa el GM, la Bahía de Campeche y el Mar Caribe del Océano Pacífico. El área más estrecha que separa al GM del océano pacífico recibe el nombre de Istmo de Tehuantepec (Brennan et al., 2010; Steenburgh et al., 1998).

Si bien la Sierra Madre representa una barrera importante para las masas de aire de baja altura, varios pasos de montaña permiten la canalización del aire a través de México y América Central. El más importante es el Paso de Chivela o Paso Chivela, una brecha de 220 km de largo y 40 km de ancho desde donde emergen los vientos del norte sobre el GT. El terreno en esta brecha tiene una elevación máxima de solo 250 m con picos al oeste que alcanzan los 2000 m, mientras que los del este se acercan a los 1500 m (Steenburgh et al., 1998, Ortega et al., 2000).

Cuando se registran rachas de aire frío sobre el GM, resultado de las tormentas invernales, localmente conocidas como *Nortes*, la Sierra Madres bloquea el flujo a gran escala de aire hacia el norte y el sur, lo que resulta en el desarrollo de un fuerte gradiente de presión de norte a sur a través del istmo. El flujo se canaliza a través del paso de Chivela (Brennan et al., 2010), dando como resultado los vientos del norte, conocidos localmente como *Tehuanos*.

El GT está situado en una región estructuralmente compleja, dado que se ubica cerca de una triple unión entre la Placa de Norteamérica, la de Cocos y la del Caribe. Su plataforma continental tiene un ancho promedio de 100 km. en la mitad este del golfo y desaparece en el lado oeste. La plataforma y la costa oeste del golfo bordean la trinchera Mesoamericana, de más de 5000 m de profundidad, considerada como la más profunda del Pacífico Tropical Oriental. En una gran parte del golfo se encuentra profundidades de 4000 m o mayores (Fig. 4.1.1) (Ortega et al., 2000). Desde el punto de vista geológico, las costas de Oaxaca y Chiapas se pueden dividir en dos regiones, una que comprende la mayor parte del GT (desde Salinas del Marqués, Oaxaca; al Río Suchiate, Chiapas) que se caracteriza por una plataforma amplia de fondos blandos y otra de escasa plataforma continental de litoral rocoso que comprende la parte oeste de la costa de Oaxaca a partir de Salinas del Marqués hasta los límites con el estado de Guerrero (Fig. 4.1.1) (Tapia y Gutiérrez, 1998).

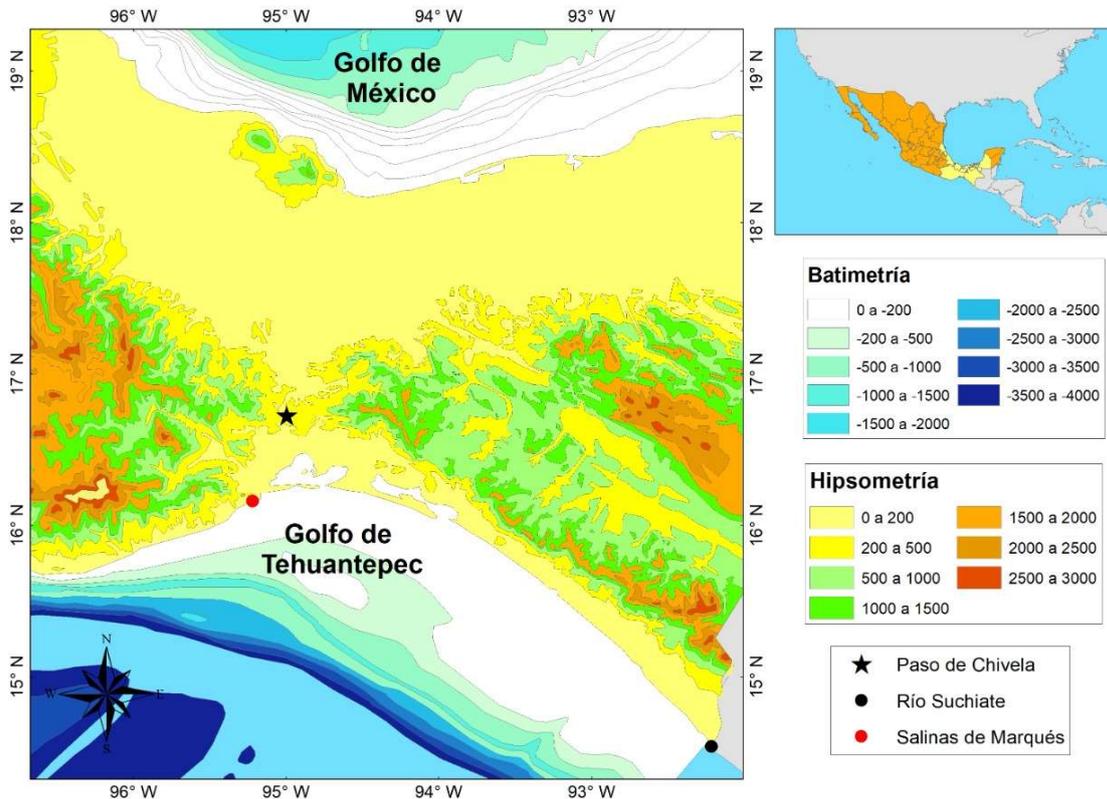


Figura 4.1.1. Batimetría e hipsometría de la región cercana al Istmo y GT.

4.2 VIENTOS

El GT es influenciado por los vientos alisios, los vientos del norte, el movimiento de la zona de convergencia intertropical, las tormentas tropicales, la oscilación cuasibianual del Pacífico y en periodos mayores por el ENSO (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Los giros atmosféricos polares que se forman en la región de Alaska y el noroeste de Canadá, al viajar hacia el sur se introducen en el GM produciendo el fenómeno conocido como *Nortes*, los cuales son vientos fríos provenientes del norte, que al atravesar el Istmo de Tehuantepec se intensifican debido a que son canalizados a través del Paso de Chivela y llegan al GT afectando su dinámica.(Ortega et al., 2000, Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Velázquez et al., 2011).

La presión atmosférica sobre el GM es frecuentemente más alta que del lado del Océano Pacífico, resultando en un gradiente de presión que produce fuertes vientos hacia el sur, por lo tanto, los *Tehuano*s (*Nortes* en el GT) son de mayor intensidad que los *Nortes* que fluyen sobre el GM

(Ortega et al., 2000; Velázquez et al., 2011), aunque comúnmente aún en la región del GT son conocidos como *Nortes*. La intensidad de los *Tehuano*s depende de la altitud del Istmo, del espesor del frente frío y de los gradientes térmicos entre el aire frío y el aire caliente desplazado. Estos vientos se presentan hasta varios cientos de kilómetros hacia el sur, sobre el océano (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Típicamente los *Nortes* duran entre 2 y 6 días (Steenburgh et al., 1998) y registran velocidades de viento entre 10 y 20 m/s (Barton et al., 1993; Steenburgh et al., 1998; Stumpf, 1975; Trasviña et al., 1995), sin embargo, a menudo pueden exceder los 30 m/s (Aguirre et al., 2012; Romero-Centeno et al., 2003) e inclusive encontrarse con ráfagas que alcanzan 60 m/s en eventos extremos (Stumpf, 1975; Trasviña et al., 1995) aunque estas ráfagas están casi restringidas a las temporadas de otoño e invierno (Romero-Centeno et al., 2003, Stumpf, 1975; Trasviña et al., 1995).

Aun así, la frecuencia y duración de los *Nortes* no está del todo definida, varios autores concuerdan que el GT se caracteriza por alcanzar un máximo de estos eventos en invierno y un mínimo en verano (Hernández-Becerril et al., 2015; Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Ortega et al., 2000; Romero-Centeno et al., 2003; Steenburgh et al., 1998; Velázquez et al., 2011). La primavera y el otoño son periodos de transición de máximo a mínimo y viceversa (Monreal Gómez y Salas de León, 1998). En general a lo largo del año los vientos predominantes sobre el GT vienen del norte, (Hernández-Becerril et al., 2015; Monreal Gómez y Salas de León, 1998), no obstante, también se presentan vientos del este, noreste, noroeste y oeste.

De junio a agosto, excepto cuando pasan las tormentas tropicales, los vientos son suaves con direcciones del norte, noreste y este. Los meses de mayo y septiembre son los meses de mayor variabilidad en los vientos debido a que es el tiempo de cambio entre épocas de *Tehuano*s y vientos suaves. De mayo a octubre, cuando ocurren las lluvias, se presentan vientos poco intensos (Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Ortega et al., 2000). Ocasionalmente se observan vientos intensos durante el paso de huracanes, en esta época la región se ve afectada por la proximidad de la Zona de Convergencia Intertropical (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

En verano, los vientos son débiles y soplan hacia el oeste (Roden, 1961), los vientos provenientes del norte se presentan ocasionalmente, el estudio de los vientos de norte en verano ha quedado relegado; sin embargo, se sugiere que están relacionados con el patrón de precipitación en verano en la parte sur de México que muestran una distribución bimodal con máximos en junio y septiembre-octubre y un mínimo relativo durante julio-agosto, conocido como sequía de verano

o canícula. La sequía de verano genera un aumento en la diferencia de presión en el Istmo julio, causado por el aumento de presión en el GM y no por una disminución en el GT (Romero-Centeno et al., 2003).

Aunque los *Nortes* son producidos por un gradiente de presión, no son vientos geostróficos porque su dirección está limitada por la topografía. Una vez que los vientos fluyen por el Istmo de Tehuantepec, y ya no están influenciados por la topografía, siguen predominantemente una trayectoria inercial (Romero-Centeno et al., 2003).

4.3 ESTRUCTURA TERMICA

A excepción de la época de surgencias, el GT se caracteriza por tener una capa de mezcla muy somera (Wyrki, 1967), aproximadamente entre los 10 a 30 m de profundidad, lo que implica que la termoclina permanente es muy somera (Monreal Gómez y Salas de León, 1998), de tal forma que el agua con el paso de los *Nortes* es arrastrada provocando anomalías negativas de SST (Ortega et al., 2000).

Ortega et al. (2000) encontraron que entre octubre-noviembre y marzo-abril se observa una capa de mezcla más somera, en estos meses la temperatura del agua superficial, dentro del GT, es varios grados menor que la de las aguas adyacentes, lo cual coincide con el inicio y fin de las surgencias. En invierno la distribución termohalina está dominada por el rotacional del esfuerzo del viento, por lo que las temperaturas superficiales más bajas no se producen donde el viento es más fuerte sino donde la pincoclina es más somera (Monreal Gómez y Salas de León, 1998). En el verano y otoño se presentan las temperaturas más altas, los primeros 20 m de profundidad corresponden al perfil térmico más cálido del PTO (Ortega et al., 2000). La diferencia en temperatura se da entre 2° y 3° C más en el verano y otoño, y 8° C menos durante el invierno y cuando aparecen surgencias.

4.4 CORRIENTES

La circulación superficial en el GT, al ser parte del PTO, está bajo la influencia de: la Corriente Norecuatorial (CNE), la Contracorriente Norecuatorial (CCNE), la Corriente Surecuatorial (CSE), la Corriente Subsuperficial Ecuatorial (CSSE) y en condiciones invernales extremas la Corriente de

California (CC), además localmente también se encuentra la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) (Monreal Gómez y Salas de León, 1998) (Fig.4.4.1.a).

En invierno y primavera, cuando los vientos alisios (del este) son más intensos y la ZCIT está en su posición más al sur, la CCCR se desvía hacia el oeste, esta desviación es sustentada por un flujo hacia el mar, producto de los *Tehuanos*. La CC llega al sur de los 15° N donde, además de alimentar a la CNE, entra al GT en las capas subsuperficiales. La incursión de esta agua es sólo en la parte oeste del golfo aproximadamente hasta 95° W donde se encuentra con agua producto de las surgencias y forma un frente oceánico (Ortega et al., 2000).

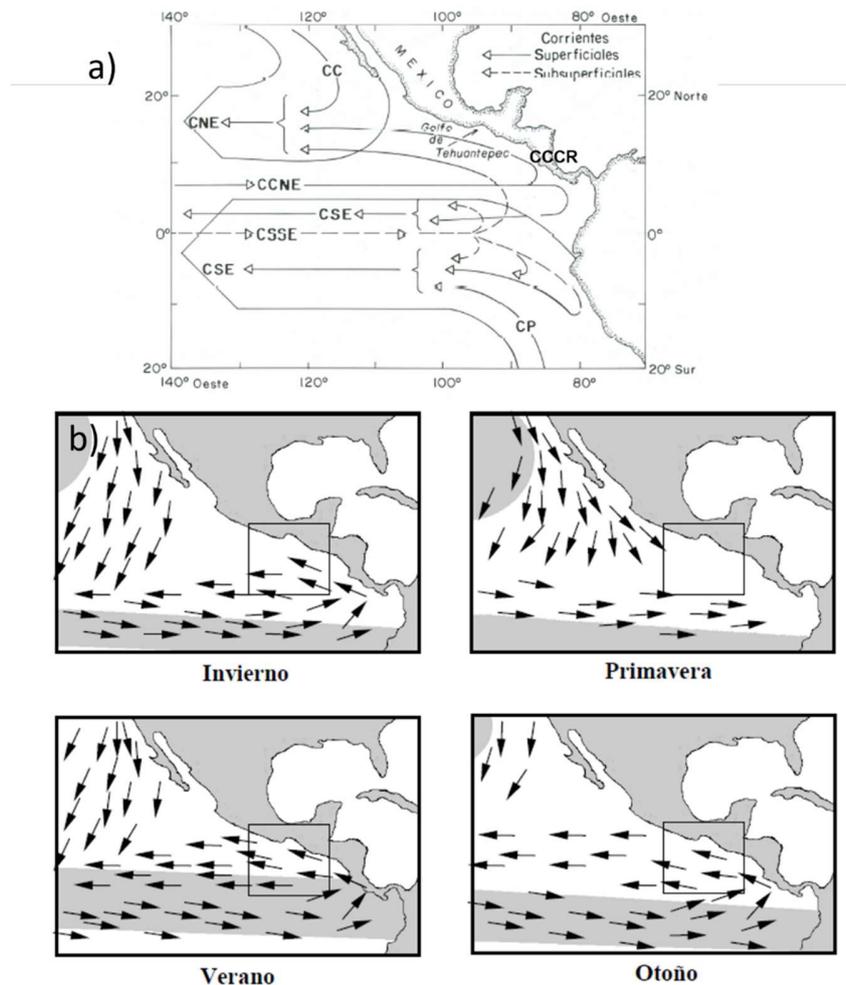


Figura 4.4.1. a) Patrón de circulación superficial del Océano Pacífico Tropical Oriental. B) Variación estacional de las corrientes superficiales en el Pacífico Tropical Oriental (Modificado de Monreal Gómez y Salas de León, 1998 y Ortega et al., 2000).

En verano y otoño, cuando la velocidad máxima de los vientos alisios del noreste se encuentra a los 18° N, y la ZCIT se localiza en su posición más al norte, la CCNE llega aproximadamente a los 90° W definiendo el domo de Costa Rica y alimentando la CCCR, la cual fluye hacia el noroeste a lo largo de la costa y entra al GT. Durante este periodo la CC no influye en el área de estudio debido a que se desvía hacia el oeste cerca de la punta de la Península de Baja California (Ortega et al., 2000).

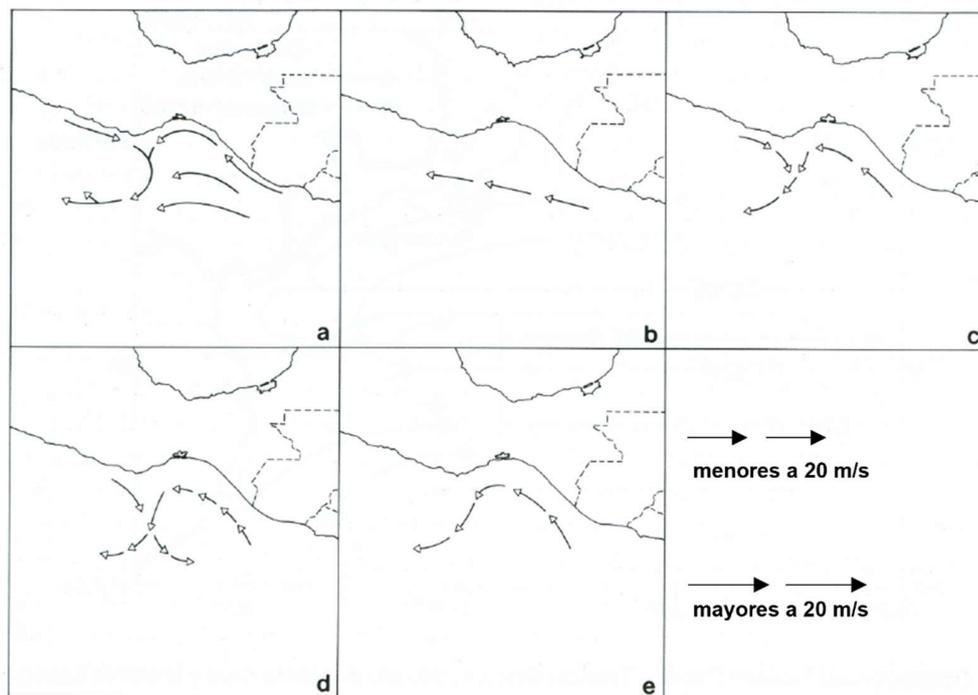


Figura 4.4.2. Corrientes superficiales del GT a) Época de *Nortes* de acuerdo con Roden (1961), b) junio a agosto, c) octubre a enero, d) febrero a abril, e) mayo a septiembre, según Blackburn (1962) (Modificado de Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

A menor escala, la circulación en el golfo presenta cuatro patrones característicos a lo largo del año (Fig. 4.4.2); durante la temporada de *Nortes* (Fig. 4.4.2 a) se tienen dos patrones muy similares entre sí, el primero de octubre a enero (Fig. 4.4.2.c) que muestra dos corrientes paralelas a la costa y en sentido contrario, las cuales se encuentran a la altura de Salina Cruz, la rapidez de la corriente en la parte alta del golfo es inferior a la de la región sur, una vez que dichas corrientes

convergen siguen una trayectoria hacia mar adentro con dirección hacia el suroeste; el segundo patrón se presenta de febrero a abril (Fig. 4.4.2.d), a finales de la época de *Nortes*. La diferencia estriba en que en este último la contribución noroeste se vuelve más importante que la del norte y una vez que las corrientes convergen se forman dos celdas (Monreal Gómez y Salas de León, 1998), desarrollándose un dipolo; un giro anticiclónico en la porción oeste de aproximadamente 200 km de diámetro y uno ciclónico en la parte oriental del golfo (Fig. 4.4.2.d) (Ortega et al., 2000). Durante la época de *Nortes* de acuerdo, con Ortega et al. (2000) el patrón de corrientes consiste en una circulación costera hacia el sureste y otra hacia el noroeste, las cuales convergen en la parte oeste del golfo donde cambian su trayectoria siguiendo hacia mar adentro hasta aproximadamente 200 km de la costa donde la corriente cambia de dirección hacia el oeste (Fig. 4.4.2.a) (Ortega et al., 2000). Los giros anticiclónicos que aparecen en el GT tienen un espesor de aproximadamente 120 m en su centro (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

En el periodo de junio a agosto (Fig. 4.4.2.b), época de lluvias y de huracanes, se presenta el tercer patrón de circulación, el cual es muy sencillo pues la corriente va hacia el noroeste (Fig. 4.4.2.b). En los meses de mayo y septiembre (Fig. 4.4.2.e), meses de transición de secas a lluvias y de lluvias a secas respectivamente, la corriente presenta una línea sinuosa con flujo de este a oeste, va hacia el norte con velocidades menores a 20 cm/s, más bajas que las correspondientes al periodo de junio a agosto (Fig. 4.4.2.b) (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

La formación de dipolos en el GT está asociada a los *Nortes* y al bombeo de Ekman. La dinámica fundamental de la circulación bipolar está basada en el bombeo de Ekman, asociado al esfuerzo del viento que produce un transporte de Ekman asimétrico bajo el eje del viento, esto es, una convergencia (divergencia) a la izquierda (derecha) del eje que produce un hundimiento (elevación) de la pycnoclina, y al alcanzar el balance geostrófico genera un remolino anticiclónico grande e intenso en el lado oeste del GT, mientras que en la parte este del golfo encuentra un remolino ciclónico pequeño y débil (Fig. 4.4.3) (Santiago, 2020; Trasviña et al., 2019). La circulación dipolar solo está presente durante unos días, la mayor parte del tiempo se observa una circulación asimétrica, en donde la formación del giro anticiclónico en la parte oeste del GT está presente, mientras que en la parte este no hay evidencia alguna de la existencia de un giro ciclónico.

Algunas características del GT pueden ser factores clave que atenúan los giros ciclónicos, como los procesos de arrastre, el flujo boyante en la costa este del golfo, que puede inhibir la

producción de giros y las interacciones de la plataforma continental (Müller-Karger y Fuentes-Yaco, 2000).

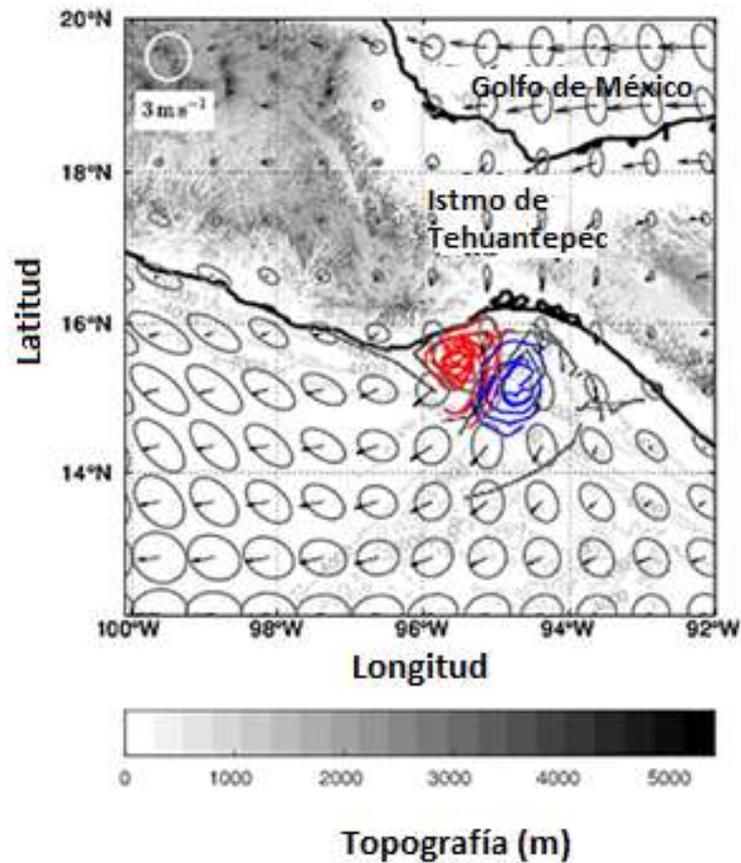


Figura 4.4.3. Circulación dipolar durante condiciones débiles de vientos *Tehuano*s (*Nortes*). Se muestran las trayectorias rojas (azules) de un remolino anticiclónico (ciclónico) en el oeste (este) del GT (Trasviña et al., 2019)

Los giros anticiclónicos son intensificados por la advección mientras que los giros ciclónicos son virtualmente eliminados por la mezcla vertical. Las corrientes en el giro anticiclónico tienen velocidades del orden de 80 cm/s. Existe una estructura baroclínica confinada en la capa de los 100 m (Monreal Gómez y Salas de León, 1998). En la frontera del giro se genera un fuerte gradiente térmico, formando frecuentemente un frente oceánico. Cuando el giro anticiclónico o cálido se prolonga hacia el oeste, representa una fuente significativa de calor y transporte de masa en la

región. Existen cambios abruptos en las corrientes, como resultado de la formación de giros de mesoescala.

4.5 SURGENCIAS

El GT se caracteriza principalmente por la presencia de dos épocas bien definidas. La primera durante el invierno y principios de la primavera, en donde se presentan los *Nortes*, siendo estos un mecanismo de generación de surgencias. La segunda durante el verano, con vientos del este y oeste, generalmente de menor intensidad en donde se presenta estratificación térmica y lluviosa (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Los *Nortes* afectan la dinámica del GT produciendo un arrastre de agua hacia el sur, lejos de la costa, que se compensa con agua arrastrada por corrientes del este, oeste y del fondo. Como consecuencia se desarrolla un giro anticiclónico y un hundimiento de la piconclina en el lado oeste. Estos vientos causan una mezcla considerable a lo largo del eje del viento, producen un descenso de la SST de varios grados y un aumento en la salinidad (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Al hundirse la termoclina hasta los 100 m en el lado oeste, se desarrolla un intenso frente horizontal al oeste del eje del viento, produciendo una pendiente de las isotermas. En la parte oeste del Golfo, se produce una convergencia de Ekman; la mezcla vertical se extiende a un máximo de 120 m de profundidad. Estos datos son resultado de mediciones realizadas in-situ durante varios años en la zona de estudio y recopiladas por Monreal Gómez y Salas de León (1998). En el lado opuesto, se forma una divergencia, la cual restringe la formación de una capa superficial bien desarrollada resultando, por lo tanto, en una capa más somera. En esta última zona se observa la existencia de un pequeño movimiento vertical que anudado a la divergencia producen la pendiente característica de la piconclina, inhibiendo también el desarrollo de fuertes gradientes de densidad cerca de la superficie (Monreal Gómez y Salas de León, 1998). El tiempo de respuesta de las surgencias al viento es de aproximadamente 36 horas (Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Roden, 1961). Las surgencias en el golfo están relacionadas con el rotacional del esfuerzo del viento y durante este evento se pueden esperar velocidades verticales de hasta 10 m/día calculadas mediante un modelo numérico. La circulación producida por el viento se restringe a la capa superficial, encima de la termoclina (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

La temperatura del agua en la superficie a lo largo de la dirección del viento, en donde se dan las surgencias es generalmente 1 o 2 °C más baja que la temperatura del aire durante los *Nortes*.

La temperatura superficial en la surgencia es aproximadamente 6 °C más baja que el agua de sus vecindades. El ancho de la zona de surgencias hacia el sur ha registrado hasta 50 km; la difusión del agua hacia afuera tiene lugar principalmente a lo largo del eje del viento.

La distribución del esfuerzo del viento sobre el mar causa un transporte de Ekman, que acumula agua en la superficie en el lado oeste del golfo, hundiendo la termoclina y eventualmente formando giros anticiclónicos de 200 a 300 km de diámetro. Durante las surgencias del lado este del golfo la termoclina se eleva cerca de la superficie, pero en ciertas ocasiones no se desarrolla el giro ciclónico, debido presumiblemente a que existe una plataforma continental ancha en esa porción del golfo (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

Cuando los fuertes vientos del norte cesan, en la parte oeste cerca de la costa del golfo, continúa el desarrollo del giro anticiclónico. En este caso, las aguas frías de la surgencia reciente se mueven en dirección de las manecillas del reloj, hacia las aguas adyacentes más calientes del norte, por lo que el giro redistribuye la temperatura cerca de la costa (Monreal Gómez y Salas de León, 1998). Cuando los vientos del norte son persistentes, estos tienden a prolongar las surgencias y a inhibir significativamente la formación del giro. El giro anticiclónico es una fase de transición entre el evento de surgencias extremas y el patrón de circulación de invierno. Los giros anticiclónicos que se forman al oeste de los 90° W están fuertemente asociados con las surgencias inducidas por el viento (Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

5. MÉTODOS Y BASES DE DATOS

5.1 MARCO TEÓRICO

Las ecuaciones que rigen el movimiento en los océanos son las ecuaciones de Navier Stokes, que son un conjunto de ecuaciones en derivadas parciales de segundo orden no lineales. Estas ecuaciones comprenden la ecuación de continuidad y la ecuación de conservación de momento. En su forma vectorial la ecuación de conservación de momento se presenta como:

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = -2(\vec{\Omega} \times \vec{u}) - \frac{d\vec{\Omega}}{dt} \times \vec{r} - \vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}) - \vec{g} - \frac{\nabla P}{\rho} + \frac{1}{3} \frac{\mu}{\rho} \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) + \frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u} + \vec{F} \quad (5.1.1)$$

dónde:

$\vec{u} = (u, v, w)$ es el vector velocidad, utilizando la convención oceanográfica, donde u es la componente x de la velocidad, v es la componente y de la velocidad, w es la componente z de la velocidad.

$\vec{\Omega} = \Omega(0, \cos\varphi, \sin\varphi)$ es el vector de velocidad de rotación de la Tierra, Ω es la magnitud del vector omega cuyo valor aproximado es $7.27 \times 10^{-5} \text{ 1/s}$, φ es la latitud, y en lo sucesivo se usará $f = 2\Omega \sin\varphi$ conocido como el parámetro de Coriolis.

$\vec{r} = (x, y, z)$ es un vector de posición sobre la Tierra

$\vec{g} = (0, 0, g)$ es el vector gravedad

t es el tiempo

P es la presión

μ es la viscosidad dinámica

ρ es la densidad del agua de mar

\vec{F} es cualquier otra fuerza que pueda intervenir en el sistema, de ordenes menores.

Cada uno de los términos de la Ec. (5.1.1) se explican a continuación:

El término $-2(\vec{\Omega} \times \vec{u})$ es conocido como término de Coriolis. Siempre que se tenga un sistema de referencia en rotación y un cuerpo se mueva en este sistema de referencia existe una aceleración relativa del cuerpo con respecto a dicho sistema. Esta aceleración es siempre perpendicular al eje de rotación del sistema y está dada por el término de Coriolis.

$\frac{d\vec{\Omega}}{dt} \times \vec{r}$ es el término que describe los efectos debidos al cambio de la velocidad de rotación del sistema, en este caso la Tierra. Debido a que la Tierra no experimenta grandes cambios en su velocidad de rotación este término suele despreciarse cuando el fenómeno que se describe transcurre en períodos de tiempo menores a eras geológicas.

Los términos $\vec{\Omega} \times (\vec{\Omega} \times \vec{r}) + \vec{g}$ se conjuntan en un solo término, conocido como gravedad aparente, pero debido a que su diferencia con la gravedad es muy pequeña se puede reducir a \vec{g} .

$\frac{\nabla P}{\rho}$ es conocido como el gradiente de presión, o los esfuerzos normales.

Los términos $\frac{1}{3} \frac{\mu}{\rho} \nabla(\nabla \cdot \vec{u})$ y $\frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u}$ son conocidos como esfuerzos tangenciales, que son debidos a las fuerzas friccionales (viscosas).

Las ecuaciones de Navier Stokes no tienen una solución analítica, cuando se trata de resolverlas tomando en cuenta todos sus términos. Estas ecuaciones expresan matemáticamente la conservación de momento y la conservación de masa para los fluidos newtonianos. Ya se habló de las ecuaciones de conservación de momento, la ecuación de conservación de masa o ecuación de continuidad se presenta a continuación:

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho(\nabla \cdot \vec{u}) = 0 \quad (5.1.2)$$

Para resolver las ecuaciones de Navier Stokes, es necesario hacer uso de métodos numéricos ya que en muchos de los casos relevantes no se conoce una solución analítica. En ciertas ocasiones se pueden tomar en cuenta consideraciones específicas, para reducir el número de términos y obtener un sistema de ecuaciones que se pueda resolver analíticamente, a estas ecuaciones se les conoce como aproximaciones. Para los fines de este trabajo se tomará en cuenta la aproximación propuesta por Ekman.

Partiendo de las ecuaciones de Navier Stokes (5.1.1) y (5.1.2), en la aproximación propuesta por Ekman se toman en cuenta las siguientes consideraciones:

1. El océano se considera un cuerpo de agua homogéneo, $\rho = cte$.
2. Con la superficie del océano plana, es decir el gradiente de presión no tiene componentes horizontales, $\nabla P = \left(\frac{\partial P}{\partial x}, \frac{\partial P}{\partial y}, \frac{\partial P}{\partial z} \right) = \left(0, 0, \frac{\partial P}{\partial z} \right)$.
3. En estado estacionario, por lo que $\frac{D\vec{u}}{Dt} = 0$ y $\frac{d\vec{\Omega}}{dt} = 0$ así que $\frac{d\vec{\Omega}}{dt} \times \vec{r} = 0$.
4. El océano es considerado como un flujo incompresible, con lo que $\nabla \cdot \vec{u} = 0$, por lo tanto $\frac{\mu}{\rho} \nabla(\nabla \cdot \vec{u}) = 0$.
5. Con condiciones estables de viento y viscosidad turbulenta, por lo que es necesario incluir la fricción. Esta fricción se toma en cuenta en el término $\frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u}$.

La ecuación de continuidad se modifica al tomar en cuenta la primera consideración, en la que se conoce como la ecuación de continuidad para un fluido incompresible, tomando la forma:

$$\nabla \cdot \vec{u} = 0 \quad (5.1.3)$$

El término $\frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u}$ se define como:

$$\frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u} = \frac{\mu}{\rho} \left[\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \hat{i} + \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \hat{j} + \left(\frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \hat{k} \right]$$

tomando en cuenta la consideración 2, que no hay gradientes de presión horizontal, y que el viento es estable se cumple que $\frac{\partial u_i}{\partial x_j} = 0$ con $i=1,2,3$ y $j=1,2$

$$\frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u} = \frac{\mu}{\rho} \left[\left(0 + 0 + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \hat{i} + \left(0 + 0 + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \hat{j} + \left(0 + 0 + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right) \hat{k} \right]$$

Si adicionalmente se considera que $\frac{\partial u_i}{\partial x_j} = 0$ con $i=1,2,3$ y $j=1,2$ en la ecuación de continuidad (5.1.3),

esta se reduce a $\frac{\partial w}{\partial z} = 0$, es decir que w cerca de la frontera es cero, con lo que

$$\frac{\mu}{\rho} \nabla^2 \vec{u} = \frac{\mu}{\rho} \left[\left(0 + 0 + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \hat{i} + \left(0 + 0 + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right) \hat{j} + (0 + 0 + 0) \hat{k} \right] = \frac{\mu}{\rho} \left[\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \hat{i} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \hat{j} \right].$$

Así las ecuaciones de Navier Stokes se reducen al siguiente sistema de ecuaciones, que es el que gobernará el movimiento del fluido (Stewart, 2000):

$$0 = fv + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (5.1.4)$$

$$0 = -fu + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (5.1.5)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g \quad (5.1.6)$$

Las ecuaciones (5.1.4) y (5.1.5) muestran un balance entre los términos de Coriolis y friccionales, son estas ecuaciones las que se tomarán en cuenta para describir el fluido en la capa superficial del océano, que es la que recibe una influencia directa del viento. La ecuación (5.1.6) es la ecuación hidrostática, que es una aproximación ampliamente utilizada para describir el movimiento vertical del océano.

El sistema de ecuaciones conformado por (5.1.4) y (5.1.5), es un sistema de ecuaciones lineales homogéneas de coeficientes constantes que tiene solución analítica, los detalles se describen a continuación:

despejando v de (5.1.4)

$$v = -\frac{\mu}{f\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

sustituyendo en (5.1.5)

$$0 = -fu + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = -fu + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left(-\frac{\mu}{f\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) = -f \frac{\rho}{\mu} u - \frac{1}{f} \frac{\mu}{\rho} \left(\frac{\partial^4 u}{\partial z^4} \right)$$

si renombramos $\frac{\mu}{f\rho} = \eta$ y reescribimos

$$\frac{1}{\eta} u + \eta \left(\frac{\partial^4 u}{\partial z^4} \right) = 0 \quad (5.1.7)$$

que es una ecuación lineal homogénea de coeficientes constantes y tiene solución analítica. Para resolverla se encuentra primero la ecuación característica:

$$\eta\lambda^4 + \frac{1}{\eta} = 0$$

al hacer el cambio de variable $\lambda^2 = q$ se puede reescribir como:

$$\eta q^2 + \frac{1}{\eta} = 0$$

que tiene dos raíces imaginarias

$$q_1 = \sqrt{\frac{-1}{\eta^2}} = \frac{i}{\eta}$$

$$q_2 = -\sqrt{\frac{-1}{\eta^2}} = -\frac{i}{\eta}$$

recordando que $\lambda^2 = q$

$$\lambda_{1,2}^2 = \frac{i}{\eta}$$

$$\lambda_1 = \sqrt{\frac{i}{\eta}}$$

$$\lambda_2 = -\sqrt{\frac{i}{\eta}}$$

$$\lambda_{3,4}^2 = -\frac{i}{\eta}$$

$$\lambda_3 = i\sqrt{\frac{i}{\eta}}$$

$$\lambda_4 = -i\sqrt{\frac{i}{\eta}}$$

Para poder utilizar la solución general de la ecuación es necesario tener las raíces imaginarias en su forma binómica ($z = a + ib$), por lo que se reescribirán las raíces. Para λ_1 y λ_2 y se utilizará la fórmula para las raíces de un número complejo

$$\sqrt[n]{z} = z^{1/n} = |z|^{1/n} \left\{ \cos\left(\frac{\theta + 2k\pi}{n}\right) + i \sin\left(\frac{\theta + 2k\pi}{n}\right) \right\} \quad (5.1.a)$$

con $k = 1, \dots, n - 1$, para que la solución sea única normalmente se toma en cuenta solo la solución que se encuentre en el primer cuadrante del plano, en este caso eso se cumple al considerar $k = 0$, por lo que

$$\begin{aligned}\sqrt{i} &= \{\cos\theta + i \sin\theta\}^{1/2} = \{0 + i \sin\theta\}^{1/2} = \left\{\cos\frac{\theta}{2} + i \sin\frac{\theta}{2}\right\} \\ &= \cos\frac{\pi}{4} + i \sin\frac{\pi}{4}\end{aligned}\tag{5.1.b}$$

ya que $\cos\theta = 0$ y $\sin\theta = 1$ entonces $\theta = \pi/2$. Con lo que podemos reescribir λ_1 y λ_2 como:

$$\begin{aligned}\lambda_1 &= \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}i \\ \lambda_2 &= -\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} - \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}i\end{aligned}$$

Para reescribir las otras dos raíces se utilizó el resultado obtenido en (5.1.b) y la fórmula para el producto de dos números complejos en fórmula binómica:

$$(a + ib)(c + id) = (ac - bd) + (ad + bc)i$$

con lo que

$$\begin{aligned}\lambda_3 &= -\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}i \\ \lambda_4 &= \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} - \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}i\end{aligned}$$

La solución general de la ecuación es:

$$\begin{aligned}u_g &= C_1 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 e^{-\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_3 e^{-\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \\ &\quad + C_4 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right)\end{aligned}$$

Para conocer el valor de las constantes debemos tomar en cuenta las condiciones de frontera. Tomando en cuenta que en la superficie $z = 0$ y $z < 0$ al interior del océano, se observa que los términos de la solución general que tienen $e^{-\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z}$ no tienen sentido físico, ya que crecen exponencialmente con la profundidad, por lo que:

$$u_g = e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\}$$

Para encontrar la solución de v_g se toma en cuenta (5.1.4) y se sustituye u con lo obtenido para u_g , tomando en cuenta que $\frac{\mu}{f\rho} = \eta$:

$$\begin{aligned} 0 &= f v_g + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2 u_g}{\partial z^2} = f v_g + \frac{\mu}{\rho} \frac{\partial^2}{\partial z^2} \left\{ e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \right\} \\ &= \frac{f\rho}{\mu} v_g + \left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}\right)^2 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \left(2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right) - C_2 \left(2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right) \right\} \\ &= \frac{1}{\eta} v_g + \frac{2(2)}{4\eta} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) - C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &v_g = e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left(-C_1 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right) \end{aligned}$$

con lo que las soluciones generales son:

$$u_g = e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \quad (5.1.8)$$

$$v_g = e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ -C_1 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \quad (5.1.9)$$

En la superficie del mar ($z=0$), las velocidades dependerán del esfuerzo del viento (τ) como se describe a continuación:

$$\mu \frac{\partial u}{\partial z} = \tau_x \quad (5.1.10)$$

$$\mu \frac{\partial v}{\partial z} = \tau_y \quad (5.1.11)$$

Si se asume que el esfuerzo tangencial producido por el viento en la superficie, tiene dirección a lo largo del eje positivo de las y (al norte), tal que $\tau_y = \tau$ y $\tau_x = 0$, entonces:

$$\mu \frac{\partial u_g}{\partial z} \Big|_{z=0} = 0 \quad (5.1.c)$$

$$\mu \frac{\partial v_g}{\partial z} \Big|_{z=0} = \tau \quad (5.1.d)$$

derivando (5.1.8) y (5.1.9) respecto a z:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_g}{\partial z} &= \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) - C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &\quad + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &= \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \left[\cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] \right. \\ &\quad \left. + C_2 \left[\cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) - \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] \right\} \\ \frac{dv_g}{dz} &= \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &\quad + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ -C_1 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &= \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ -C_1 \left[\cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) - \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] \right. \\ &\quad \left. + C_2 \left[\cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] \right\} \end{aligned}$$

utilizando las identidades trigonométricas de la suma y diferencia de ángulos

$$\cos(x) \pm \sin(x) = \sqrt{2} \sin\left(\frac{\pi}{4} \pm x\right) = \sqrt{2} \cos\left(\frac{\pi}{4} \mp x\right)$$

se pueden reescribir $\frac{du_g}{dz}$ y $\frac{dv_g}{dz}$ de tal modo que

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_g}{\partial z} &= \sqrt{2} \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_1 \left[\sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] + C_2 \left[\cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] \right\} \\ \frac{dv_g}{dz} &= \sqrt{2} \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ -C_1 \left[\cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] + C_2 \left[\sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right] \right\} \end{aligned}$$

tomando en cuenta las condiciones de frontera (5.1.c) y (5.1.d)

$$0 = \mu \frac{\partial u_g}{\partial z} \Big|_{z=0} = \sqrt{2}\mu \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \left\{ C_1 \left[\sin\left(\frac{\pi}{4}\right) \right] + C_2 \left[\cos\left(\frac{\pi}{4}\right) \right] \right\} = \sqrt{2}\mu \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{\sqrt{2}}{2} \{ C_1 + C_2 \}$$

$$-C_1 = C_2 \quad (5.1.e)$$

por lo que (5.1.d) se puede reescribir como

$$\tau = \mu \frac{dv_g}{dz} = \sqrt{2}\mu \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \left\{ -C_1 \left[\cos\left(\frac{\pi}{4}\right) \right] + C_2 \left[\sin\left(\frac{\pi}{4}\right) \right] \right\} = \sqrt{2}\mu \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{\sqrt{2}}{2} \{-C_1 + C_2\}$$

y al tomar la igualdad obtenida en (5.1.e)

$$\begin{aligned} \tau &= \sqrt{2}\mu \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{\sqrt{2}}{2} \{C_2 + C_2\} \\ \tau &= 2\sqrt{2}\mu \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{\sqrt{2}}{2} C_2 = \frac{\sqrt{2}\mu}{\sqrt{\eta}} C_2 \\ C_2 &= \frac{\tau}{\sqrt{\frac{2\mu^2}{\eta}}} \end{aligned}$$

recordando que $\frac{\mu}{f\rho} = \eta$

$$C_2 = \frac{\tau}{\sqrt{2\mu f\rho}}$$

con todo lo anterior las soluciones generales (5.1.8) y (5.1.9) se convierten en soluciones particulares

$$\begin{aligned} u &= e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ -C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &= C_2 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) - \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\ &= \sqrt{2}C_2 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \\ &= \sqrt{2} \frac{\tau}{\sqrt{2\mu f\rho}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \end{aligned} \quad (5.1.12)$$

$$\begin{aligned}
v &= e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ C_2 \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + C_2 \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\
&= C_2 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \left\{ \cos\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) + \sin\left(\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \right\} \\
&= \sqrt{2} C_2 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \\
&= \sqrt{2} \frac{\tau}{\sqrt{2\mu f \rho}} e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right)
\end{aligned} \tag{5.1.13}$$

La velocidad del agua en la superficie (z=0) está dada por:

$$V_0 = \sqrt{u^2 + v^2} = \sqrt{\left(\frac{\tau}{\sqrt{\mu f \rho}}\right)^2 \left\{ \sin^2\left(\frac{\pi}{4}\right) + \cos^2\left(\frac{\pi}{4}\right) \right\}} = \frac{\tau}{\sqrt{\mu f \rho}} \tag{5.1.14}$$

tomando en cuenta este resultado se pueden reescribir (5.1.12) y (5.1.13) como:

$$u = V_0 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \cos\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \tag{5.1.15}$$

$$v = V_0 e^{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z} \sin\left(\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z\right) \tag{5.1.16}$$

El conjunto de ecuaciones (5.1.15) y (5.1.16) muestran que para el hemisferio norte las corrientes de deriva debidas al viento, en la superficie del océano se dan 45° a la derecha de la dirección del viento. El ángulo de las corrientes aumenta uniformemente con la profundidad, de tal modo que llega a una dirección opuesta a la dirección del viento cuando se cumple que:

$$\frac{\pi}{4} + \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}z_{2\pi} = \frac{\pi}{4} + 2\pi$$

de dónde se puede inferir dicha profundidad

$$z_{2\pi} = \frac{2\pi}{\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}}}$$

recordando que en nuestro caso $z < 0$ dentro del océano, y que $\frac{\mu}{f\rho} = \eta$

$$z_{2\pi} = -2\pi \sqrt{\frac{2\mu}{f\rho}} \quad (5.1.17)$$

Así, las componentes de la velocidad en $z_{2\pi}$ están dadas por:

$$u_{2\pi} = V_0 e^{-\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{2\pi}{\sqrt{2}}} \cos\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{2\pi}{\sqrt{2}}\right) = V_0 e^{-2\pi} \cos\left(\frac{\pi}{4} - 2\pi\right) \quad (5.1.18)$$

$$u_{2\pi} = V_0 e^{-2\pi} \cos\left(\frac{\pi}{4}\right)$$

$$v_{2\pi} = V_0 e^{-\frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{2\pi}{\sqrt{2}}} \sin\left(\frac{\pi}{4} - \frac{\sqrt{2}}{2\sqrt{\eta}} \frac{2\pi}{\sqrt{2}}\right) = V_0 e^{-2\pi} \sin\left(\frac{\pi}{4} - 2\pi\right) \quad (5.1.19)$$

$$v_{2\pi} = V_0 e^{-2\pi} \sin\left(\frac{\pi}{4}\right)$$

y la magnitud de la velocidad por:

$$V_{2\pi} = \sqrt{V_0 e^{-4\pi} \left(\sin^2\left(\frac{\pi}{4}\right) + \cos^2\left(\frac{\pi}{4}\right) \right)} = V_0 e^{-2\pi} \quad (5.1.20)$$

La velocidad en la superficie del océano es V_0 , si se compara esta velocidad con la velocidad de la corriente $V_{2\pi}$

$$\frac{V_{2\pi}}{V_0} = \frac{V_0 e^{-2\pi}}{V_0} = e^{-2\pi}$$

$$V_{2\pi} \cong 0.0018 V_0$$

por lo que se puede decir que debajo de esta profundidad ($z_{2\pi}$) la velocidad de la corriente debida a los vientos es tan pequeña que puede despreciarse la influencia de los vientos (Fig. 5.1.1).

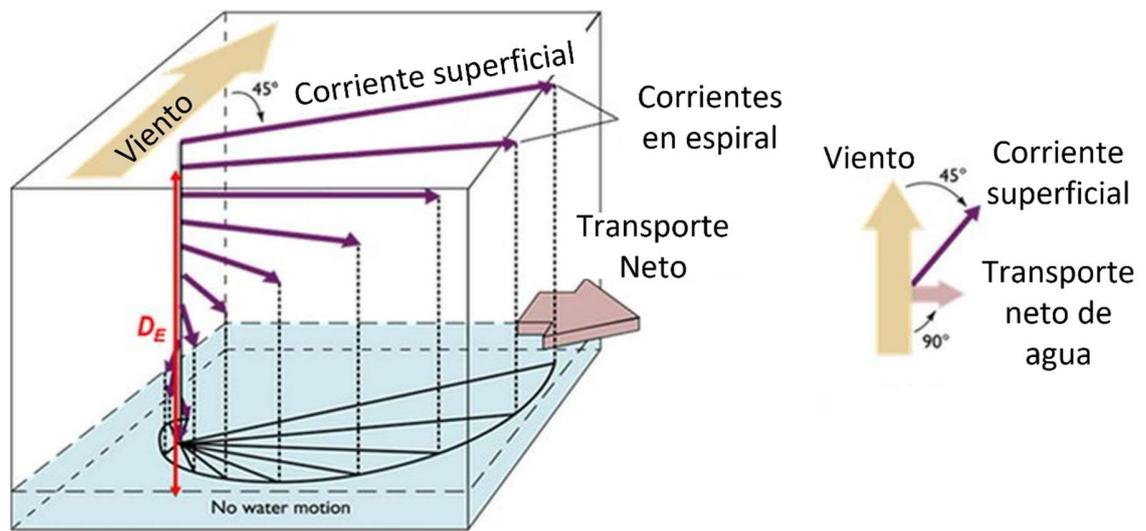


Figura 5.1.1. A la derecha del viento se forma la Espiral de Ekman en el hemisferio norte, se observa como esta gira en el sentido de las manecillas del reloj conforme aumenta la profundidad. La velocidad de la corriente va disminuyendo hasta que alcanza la profundidad de la Capa de Ekman (D_E) donde la velocidad debida al esfuerzo del viento es nula. A la derecha de la figura se muestra un esquema donde se observa que las corrientes superficiales se dan 45° a la derecha de la dirección del viento en el hemisferio norte y que el transporte neto del agua se da a 90° de la dirección del viento (Modificada de <https://twitter.com/Divulgameteo/status/1283714337849462784/photo/1>).

La profundidad $z_{2\pi}$ es considerada como la máxima profundidad a la que se forma la espiral de Ekman, y a partir de la cual la velocidad de la corriente, provocada por el viento, es totalmente nula ($V = 0$). A esta profundidad se le conoce como la profundidad de la Capa de Ekman.

Cuando el viento sopla a lo largo de la superficie del océano, provoca corrientes y olas superficiales. Los detalles cuantitativos de cómo se aplica el estrés del viento a la superficie del océano no se comprenden completamente. La energía se transfiere del viento al océano por algún tipo de proceso turbulento. Una comprensión más completa requiere un examen detallado no solo del viento medio, la corriente y los campos de presión, sino también de los cambios en estas variables (Knauss, 1997).

En este trabajo utilizaremos aproximaciones o ecuaciones empíricas. Estas aproximaciones son de gran valor ya que gracias a ellas podemos correlacionar las mediciones con las ecuaciones.

Las velocidades de la corriente que está en contacto directo con la atmosfera dependerán totalmente del esfuerzo del viento. La corriente inducida por el viento es de aproximadamente 3% (Knauss, 1997) del valor de la corriente del viento, es decir si tenemos un viento de 20 km/h la corriente inducida será de 0.6 km/h. Si partimos de las ecuaciones 5.1.10 y 5.1.11, las componentes del esfuerzo del viento se expresan según Färber et al. (2004) de la siguiente forma:

$$\tau = \rho_{air} C_d |W|^2 \quad (5.1.21)$$

$$\tau_x = \rho_{air} C_d |W| u \quad (5.1.22)$$

$$\tau_y = \rho_{air} C_d |W| v \quad (5.1.23)$$

donde ρ_{air} es la densidad del aire en kg/m^3 , C_d es el coeficiente de arrastre en m/s y τ es el estrés del viento en la superficie del océano en N/m^2 , W es la magnitud del viento en m/s , y u y v las componentes x y y del viento en m/s . Las unidades de τ son kg/ms^2 .

Cabe aclarar que esta relación es una aproximación simple, hay otros factores que influyen como la rugosidad de la superficie del mar y que tan lejos de la superficie del mar se mide el viento, normalmente se pide que la medición se haga a 10 metros de la superficie.

Para calcular τ es necesario calcular el coeficiente de arrastre adecuado, para ello se debe tomar en cuenta que el calcularlo depende de la velocidad del viento en ms^{-1} (Färber et al., 2004):

$$C_D \begin{cases} (0.87 + 0.067|W|)10^{-3} & \text{para } 0 \leq W < 8 \\ (1.20 + 0.025|W|)10^{-3} & \text{para } 8 \leq W < 25 \\ (0.073|W|)10^{-3} & \text{para } W \geq 25 \end{cases} \quad (5.1.24)$$

Tomando en cuenta las ecuaciones (5.1.10) y (5.1.11), las ecuaciones (5.1.4) y (5.1.5) se pueden reescribir de modo que:

$$0 = fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) = fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \quad (5.1.25)$$

$$0 = -fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \quad (5.1.26)$$

Hay una relación de estado estable en una zona entre la superficie y cierta profundidad $z_{2\pi}$ (que llamaremos $-z$) por debajo de la cual ya no se siente el efecto del viento, la profundidad anteriormente asociada a la profundidad de la Capa de Ekman. Si se integran las ecuaciones (5.1.25) y (5.1.26) en esta región

$$\int_{-z}^0 \frac{\partial \tau_x}{\partial z} dz = -f \int_{-z}^0 \rho v dz$$

$$\int_{-z}^0 \frac{\partial \tau_y}{\partial z} dz = f \int_{-z}^0 \rho u dz$$

se sigue que:

$$\tau_x(0) - \tau_x(-z) = -f \int_{-z}^0 \rho v dz$$

$$\tau_y(0) - \tau_y(-z) = f \int_{-z}^0 \rho u dz$$

ya que en $-z$ el esfuerzo del viento es nulo:

$$\tau_{xsup} = -f \int_{-z}^0 \rho v dz$$

$$\tau_{ysup} = f \int_{-z}^0 \rho u dz$$

con lo anterior se definen

$$\int_{-z}^0 \rho v dz = M_y$$

$$\int_{-z}^0 \rho u dz = M_x$$

los transportes meridional y zonal, respectivamente, con lo que a partir de los esfuerzos del viento se pueden calcular estos transportes como:

$$M_y = \frac{-\tau_x}{f} \quad (5.1.27)$$

$$M_x = \frac{\tau_y}{f} \quad (5.1.28)$$

donde $f = 2 \Omega \sin\phi$ es el parámetro de Coriolis, $\Omega = 7.272 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ es la velocidad angular de la Tierra, y ϕ es la latitud. Las unidades en las que se mide el transporte son kg/ms.

Así, un viento que sopla desde el norte no mueve la columna de agua integrada hacia el sur, sino hacia el oeste en el hemisferio norte (Fig. 5.1.1) y hacia el este en el hemisferio sur. Para un observador mirando hacia abajo, el agua se mueve hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur (Knauss, 1997).

Páginas atrás se habló de una profundidad a partir de la cual el movimiento del agua debido al estrés del viento es nulo ($z_{2\pi}$), esta consideración nos ayudó a calcular los transportes zonal y meridional. Es importante determinar cuál es esa profundidad en cada caso. Es muy intuitivo pensar que entre menor sea el esfuerzo del viento menor será esta profundidad, y se irá incrementando conforme lo hace el esfuerzo del viento. A la capa que se mueve debido al estrés del viento se conoce como “Capa de Ekman” y se le asigna un espesor (D_E). La forma en que se calcula el espesor de esta capa, es decir el valor absoluto de $-z$, pasó de ser una aproximación derivada de la ecuación (5.1.17) a una ecuación empírica, gracias a los avances realizados en laboratorios controlados, lo que ha permitido aproximar mejor la profundidad de la capa. En este trabajo se utilizó la ecuación propuesta por Wu y Liu (2008)

$$D_E = \frac{0.38}{f} \sqrt{\frac{\tau}{\rho_w}} \quad (5.1.29)$$

donde f es el parámetro de Coriolis, τ es el esfuerzo del viento y ρ_w la densidad del agua de mar. El resultado de D_E está en metros.

Adicionalmente se puede calcular la velocidad vertical en el fondo de la Capa de Ekman, para saber si en un determinado punto el agua está aflorando a la superficie desde capas inferiores o, si se está hundiendo, a esto se le conoce como el “Bombeo de Ekman”. Para calcular el Bombeo de Ekman se parte de la ecuación de continuidad para un fluido incompresible (5.1.3) y la aproximación de Ekman, ecuaciones (5.1.25) y (5.1.26), como se expone a continuación:

$$(\nabla \cdot \vec{u}) = 0 \quad (5.1.30)$$

$$0 = fv + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \quad (5.1.31)$$

$$0 = -fu + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \quad (5.1.32)$$

diferenciando la ecuación (5.1.25) respecto a y y (5.1.26) respecto a x

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) = -f \frac{\partial v}{\partial y} \quad (5.1.33)$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} \right) = f \frac{\partial u}{\partial x} \quad (5.1.34)$$

restando (5.1.29) de (5.1.30)

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) = f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right)$$

tomando en cuenta la ecuación (5.1.3), se puede reescribir como

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) = f \left(\frac{\partial w}{\partial z} \right)$$

integrando respecto a z ambos lados de la ecuación

$$\frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) = f (w_{DE} - w_{sup})$$

debido a que en la superficie la velocidad vertical es cero ($w_{sup} = 0$) la velocidad en el fondo de la Capa de Ekman se puede calcular como:

$$w_{D_E} = \frac{1}{\rho f} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (5.1.35)$$

con $w_{D_E} > 0$ cuando se tienen velocidades de ascenso (surgencias) y $w_{D_E} < 0$ para velocidades de descenso (hundimientos).

5.2 ENSO

Los eventos tipo ENSO son uno de los eventos de interacción océano-atmósfera más importantes a escala interanual. Este corresponde a un evento climático natural que se desarrolla en el océano Pacífico ecuatorial central. Este fenómeno consiste en una oscilación entre una fase cálida (El Niño) y una fase fría (La Niña), que se manifiesta principalmente a través de un calentamiento o enfriamiento anormal de la SST en el océano Pacífico ecuatorial central y oriental (Fig. 5.1.1). Estas variaciones de la SST alcanzan las costas norte y sur de América y traen consigo alteraciones significativas en los patrones climáticos a escala global (Maturana et al., 2004). El ENSO es actualmente el instrumento más utilizado para predecir alteraciones climáticas globales.

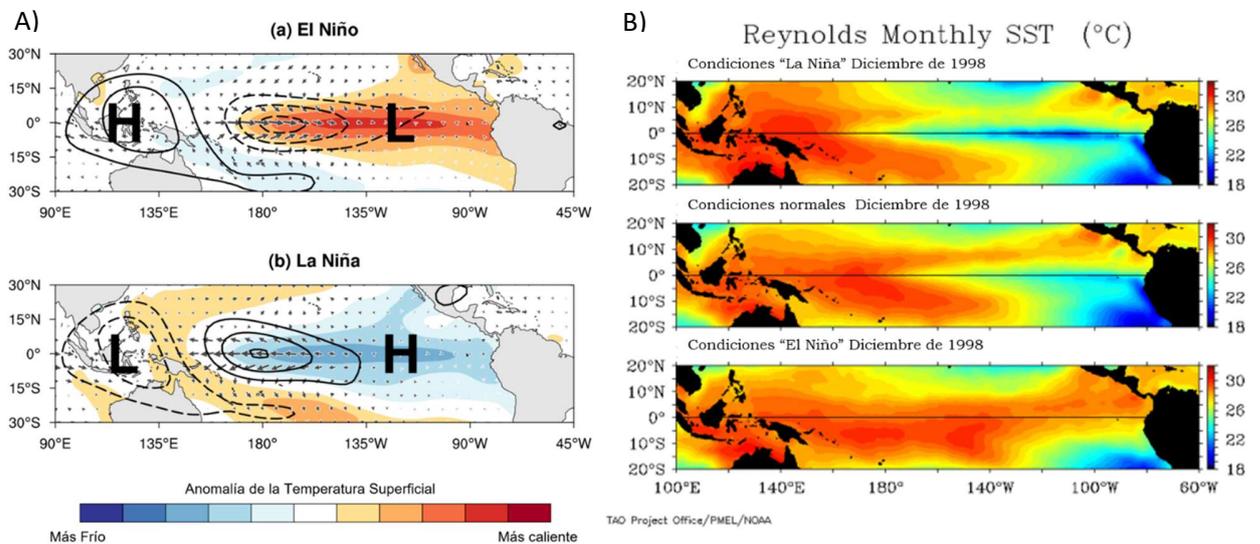


Fig. 5.1.1 A) Diagrama esquemático que muestra los mecanismos físicos por los cuales la temperatura superficial del mar (SST) (sombreada), la radiación de onda larga que sale (OLR, por sus siglas en inglés) (contornos), los vientos superficiales zonales y meridionales (vectores) y la presión a nivel del mar (representada por H (High, alta presión) y L (Low, baja presión) que indican el centro de alta y baja presión respectivamente) determinan el índice multivariado del ENSO (MEI) durante un evento de (a) El Niño y (b) La Niña. Basado en

anomalías compuestas para noviembre-diciembre extraídas de 11 eventos cálidos y 11 eventos fríos entre 1980 y 2016 (Modificado de <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>). B) Temperaturas en la superficie del mar bajo tres condiciones distintas: La Niña, año neutral y El Niño, con la escala en °C (Modificado de <http://www.pmel.noaa.gov/>).

El índice multivariado del ENSO (MEI, por sus siglas en inglés), que combina variables tanto oceánicas como atmosféricas, facilita en un solo índice la evaluación del ENSO; este índice provee de información sobre la intensidad del mismo y, a través de un análisis histórico, proporciona el contexto para un estudio de las condiciones de evolución (Fig. 5.1.2).

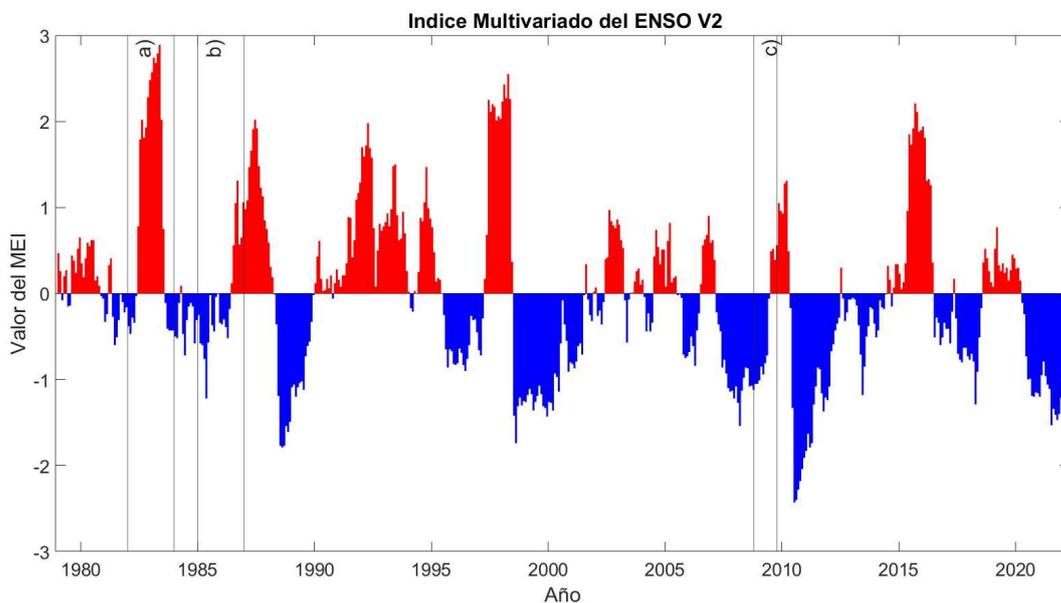


Figura 5.1.2. Valores mensuales para el MEI desde 1979 hasta marzo de 2022. Se muestra la fase cálida (El Niño) en valores positivos, y fría (La Niña) en valores negativos. Se marcaron dos épocas importantes en dónde se tiene registro del paso de estos fenómenos en el GT (a) 1982 y 1983, (b) 1985 y 1986, y c) la época de estudio (21 de noviembre de 2008 a 21 de noviembre de 2009).

Durante El Niño se produce un cambio en la intensidad y dirección (este a oeste) de los vientos alisos, como consecuencia del cambio en la presión atmosférica, cuando esta disminuye del lado este del pacífico y aumenta del lado oeste, provocando que estos se debiliten en el oeste y centro del océano Pacífico. En algunas ocasiones estos vientos invierten completamente su dirección, soplando de oeste a este. Este efecto trae como consecuencia el hundimiento de la

termoclina y reducción de las surgencias costeras, así como, un aumento en el nivel del mar en la región del PTO y la costa sudamericana (Fig. 5.1.1.A.a) (Maturana et al., 2004).

Durante la fase fría del ciclo ENOS (La Niña), la presión atmosférica aumenta en el lado este del pacífico y desciende del lado oeste, intensificando los vientos alisios y provocando anomalías negativas en la SST. Los vientos alisios que soplan normalmente hacia el oeste a lo largo del pacífico tropical en presencia de La Niña se intensifican, favoreciendo el ascenso de aguas mucho más profundas y por lo tanto más frías hacia la superficie en el lado este del Pacífico ecuatorial. Como consecuencia de este fenómeno disminuye la profundidad de la termoclina y se presentara una disminución en el nivel del mar en la región del PTO y la costa sudamericana (Fig. 5.1.1.A.b) (Maturana et al., 2004).

Se ha establecido que El Niño afecta el Pacífico mexicano de dos formas principales: (1) está asociado con una reducción en la productividad de las surgencias y eleva la temperatura del océano en ~ 5 °C y (2) el movimiento hacia el sur de las cálidas aguas ecuatoriales, combinado con una alta radiación solar en la superficie induce un aumento en la temperatura del mar, lo que a su vez reduce la productividad biológica primaria (Coria et al., 2019). El Niño, y su contraparte La Niña, modifican también los patrones de precipitación en México, en general, durante inviernos El Niño (La Niña), la precipitación aumenta (disminuye) en el noroeste de México, mientras que disminuye (aumenta) en el Istmo de Tehuantepec (Magaña et. al, 2003).

Durante El Niño de 1997-1998 en el GT se identificó un ligero aumento en la SST de 3 a 4 °C y una inhibición de los eventos de surgencia comparados con los años anteriores y posteriores, como consecuencia se observó una disminución en la concentración de Chl-*a*, este mismo comportamiento se observó para El Niño 2015-2016, en donde nuevamente el aumento de SST de 5 °C resulto en una disminución dramática de Chl-*a* registrada en enero de 2016, este evento corresponde al evento conocido como “El Niño Godzilla”. Los impactos de El Niño tenderán a ser más dramáticos cuanto más extremo sea el evento. Durante El Niño los vientos del norte llegan a la zona de estudio preferentemente del noreste (Coria et al., 2019).

Durante La Niña se favorecen las condiciones para la ocurrencia de surgencias (Aguirre et al., 2012). De acuerdo con Romero-Centeno et al. (2003), el promedio mensual a largo plazo de las velocidades del viento muestra valores más altos durante los años que se presenta “La Niña”. Durante La Niña los vientos son significativamente más fuertes que en un año neutral, así como, el porcentaje de ocurrencia de los *Tehuano*s (Romero-Centeno, 2003).

El índice MEI se utilizó en este estudio como parámetro comparativo de las condiciones del ENSO durante el período de estudio.

5.3 OBTENCIÓN DE DATOS DE VIENTO

Para este trabajo se obtuvieron datos de viento del satélite QuickSCAT (<https://podaac-opendap.jpl.nasa.gov/opendap/allData/quikscat/L2B12/v4.0/>), de dónde se extrajeron: latitud, longitud, rapidez y dirección del viento, para la época comprendida entre el 21 noviembre de 2008 y el 21 noviembre 2009. QuickSCAT, orbita la Tierra a una distancia de 803 Km, tiene una franja de barrido de 1,800 Km de ancho y una resolución de 25 Km, en latitudes medias. Este satélite permite conocer la velocidad y dirección del viento mediante el uso de un dispersómetro (SeaWind), un radar que transmite pulsos de microondas a la superficie de la Tierra y posteriormente mide la potencia con la que las ondas vuelven al instrumento, es una herramienta que permite obtener datos diarios de viento con cobertura global.

Se descargaron los archivos que comprendían las fechas descritas anteriormente (aproximadamente 5000) y se realizó un código en Matlab para discriminar los archivos que no contenían el área de estudio, la cual se estableció entre las latitudes 14.25 y 16.5, y longitudes -96.3 y -93. Se obtuvieron 49 archivos para el año 2008 y 339 para 2009, un total de 388 archivos.

5.4 OBTENCIÓN DE IMÁGENES SATELITALES DE CLOROFILA

Para poder comparar los resultados del transporte y la velocidad vertical con lo que sucedió en el área de estudio se obtuvieron imágenes de satélite de Chl- α . Las imágenes se obtuvieron a partir de datos del Copernicus Marine Environment Monitoring Service (CMEMS, por sus siglas en inglés) (https://resources.marine.copernicus.eu/?option=com_csw&view=details&product_id=OCEANCOLOUR_GLO_CHL_L3_REP_OBSERVATIONS_009_085). El CMEMS proporciona datos oceánicos, evaluados científicamente, gratuitos, abiertos y en intervalos regulares de tiempo, referentes al estado, la variabilidad y la dinámica del océano.

Los productos CMEMS de clorofila y bio se refieren a Chl- α , producción primaria y tipos funcionales de fitoplancton. Estos se basan en un enfoque de múltiples sensores/algoritmos para proporcionar a los usuarios la mejor estimación. Se distribuyen en dos productos diarios de Chl- α ,

en este estudio se utilizó el conocido como L3 que está limitado a las observaciones directas. Estos datos tienen una resolución espacial de 4 km, y una resolución temporal diaria que proporciona archivos en formato NetCDF.

Las imágenes de satélite de Chl-*a* son una herramienta muy útil cuando se trata de determinar la concentración de Chl en grandes áreas, sin embargo, cuando se trata de hacerlo en zonas cercanas al continente no se tienen buenas mediciones ya que la absorción de las longitudes de onda difieren mucho en esta zona debido a la influencia que tienen las altas concentraciones de material particulado y disuelto que comúnmente se presentan en estas regiones (<https://appliedsciences.nasa.gov/sites/default/files/2020-09/Sesio%CC%81n%20de%20Preguntas%20y%20Respuestas%20Parte%202.pdf>). Es debido a esto que en las regiones cercanas al continente en las que se presentaba una concentración de Chl-*a* mayor a 4.5 mg/m³ se decidió tomar el dato como si no hubiera medición ya que rara vez se registran concentraciones mayores en el océano.

5.5 PROCESAMIENTO DE DATOS

Los 388 archivos de velocidad del viento, obtenidos del QuickSCAT se revisaron, debido a que para algunos días existían dos archivos. Para trabajar con un archivo por día (366), los días en los que se tenían dos archivos se eliminó el archivo en el que el valor medio de la magnitud del viento fue menor para esa fecha. Esto se hizo ya que entre mayor sea la magnitud del viento será mayor la respuesta del océano a los parámetros que se calcularán y lo que se busca es mostrar que cuando el viento en la zona es mayor a 25 m/s la dinámica superficial de la región está dominada por el viento.

La información que brinda el satélite está en el sistema de ejes coordenado usado en la atmósfera, para un tiempo específico. Para poder trabajar con las ecuaciones que se encuentran en la sección del Marco Teórico es necesario procesar los datos de modo que:

1. Se transformaron los valores de magnitud y dirección de viento a componentes:

$$W_x = W \sin(\varphi)$$

$$W_y = W \cos(\varphi)$$

para trabajar con sus componentes.

2. Con la información de dirección del viento se determinó la dirección predominante del viento en cada fecha, tomando en cuenta la dirección de cada punto de la imagen. Considerando el norte ($315^\circ \leq \theta < 45^\circ$), este ($45^\circ \leq \theta < 135^\circ$), sur ($135^\circ \leq \theta < 225^\circ$) y oeste ($225^\circ \leq \theta < 315^\circ$); y determinando como dirección predominante la de mayor recurrencia.
3. Debido a que se espera una alta ocurrencia de vientos del norte se realizó un tratamiento especial de los mismos para poder determinar en que fecha se registraron los vientos del norte más intensos.

En esta tesis se hablará especialmente de los vientos del norte más intensos, y se denominarán eventos de Norte, no todos los vientos del norte se consideran eventos de *Norte*, típicamente se sugiere que los eventos de *Norte* duran entre 2 y 6 días (Steenburgh et al., 1998) y registran velocidades de viento entre 10 y 20 m/s (Barton et al., 1993; Steenburgh et al., 1998; Stumpf, 1975; Trasviña et al., 1995), con ráfagas que alcanzan 60 m/s en eventos extremos (Stumpf, 1975; Trasviña et al., 1995). Con base en lo anterior y los resultados esperados se determinó considerar, en este estudio, como un evento de norte todo aquél que durara más de dos días con el viento proveniente de esta dirección y que además cumpliera con que la moda de los vientos en la región fuera mayor a 8.5 m/s. Para determinar el porcentaje mensual de ocurrencia de *Nortes* se tomó en cuenta el total de los días que se presentaron estos eventos en comparación con los días del mes.

4. Se calculó el coeficiente de arrastre C_D según Färber et al. (2004), siguiendo la Ec. (5.1.24)
5. Se calculó el esfuerzo del viento $\vec{\tau}$, así como sus componentes τ_x y τ_y , con las Ec. (5.1.21), (5.1.22) y (5.1.23).
6. Se calculó el transporte meridional (M_y) y zonal (M_x) mediante las Ec. (5.1.27) y (5.1.28)
7. Se calculó el espesor de la capa de Ekman D_E utilizando la Ec. (5.1.29).
8. Se calculó la velocidad vertical en el fondo de la capa de Ekman siguiendo la Ec. (5.1.35), que a diferencia de las anteriores es una ecuación diferencial, por lo que se resolvió mediante el uso de un modelo numérico como se expone a continuación:
 - Se utilizó un esquema de malla tipo Arakawa-C.

Distintos tipos de esquema de malla, horizontal y vertical son utilizados para resolver ecuaciones por diferencias finitas. El arreglo de las variables en la malla Arakawa-C, permite un cálculo más sencillo cuando en la ecuación se presentan derivadas, como en este caso Ec. ((5.1.35)), ya que es un tipo de malla descentrada (Fig. 5.5.1).

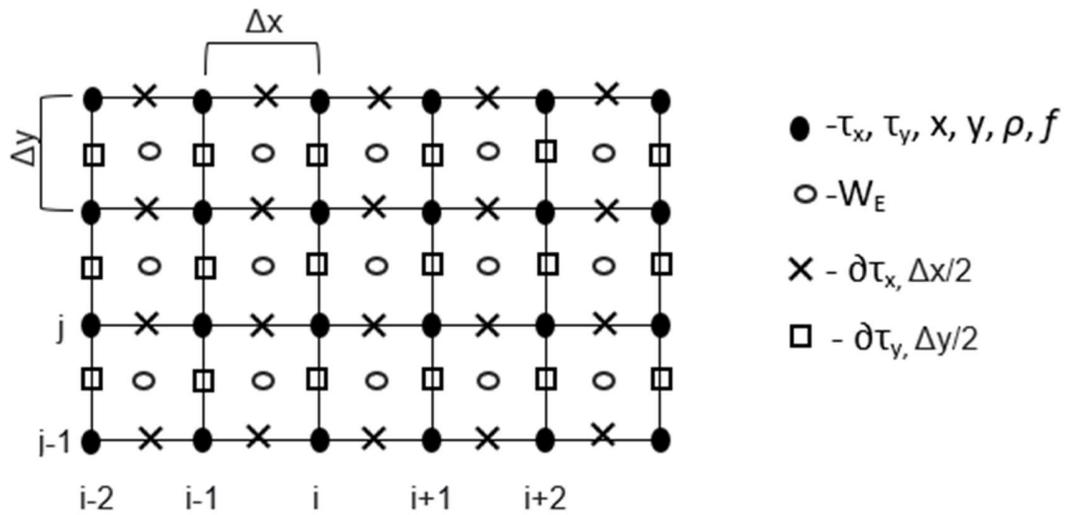


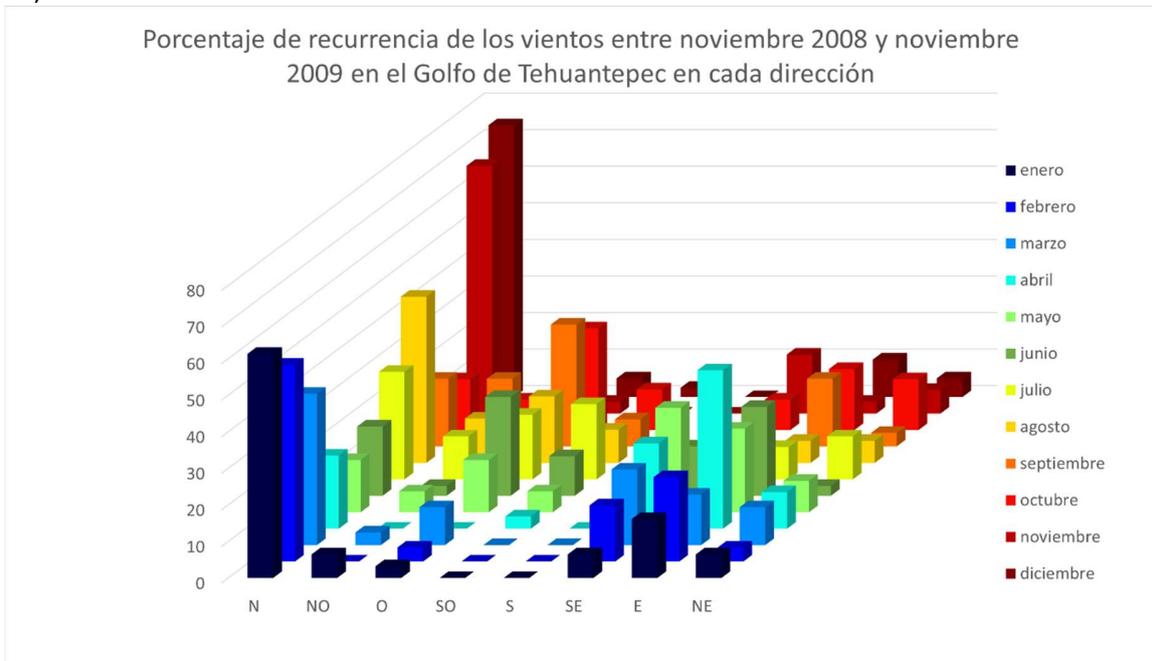
Figura 5.1.3. Acomodo de la malla Arakawa-C para este caso.

9. Finalmente se obtuvieron 366 archivos con los datos de Chl-*a*, el tratamiento de los datos y las imágenes se realizó en Jupyterlab.

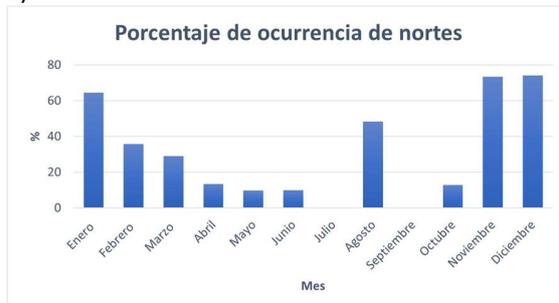
6. RESULTADOS

En la fig. 6.1 se muestra el comportamiento del viento entre noviembre 2008 y noviembre 2009. A lo largo del año se observaron tres épocas: la primera en la que los vientos dominantes son del norte se presenta entre noviembre y marzo, así como, en julio y agosto; la segunda en donde los vientos predominantes son del este comprende los meses de abril a junio; y la tercera en la que los vientos dominantes son del oeste abarca los meses de septiembre y octubre (Fig. 6.1 a). Debido a que se busca tener un año los datos de noviembre 2008 y noviembre 2009 se unieron para conformar un mes y poder trabajar con los datos como si se tratara de un año.

a)



b)



c)

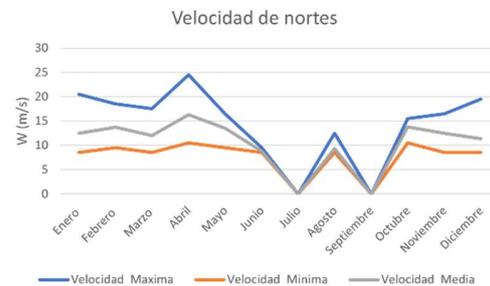


Figura 6.1. a) Porcentaje de recurrencia de los vientos en el GT, para cada dirección, entre noviembre de 2008 y noviembre de 2009. b) Porcentaje de recurrencia de eventos de *Norte*, mensuales, entre noviembre de 2008 y noviembre de 2009. c) Velocidad, máxima, mínima y media mensual de los eventos de *Norte*.

Tabla 6.1. Eventos de *Norte* entre el 21 de noviembre de 2008 y el 21 de noviembre de 2009. Se muestra la duración de cada evento, el máximo, el mínimo y la media de la moda de la velocidad del viento mientras duró el evento. Las celdas sombreadas representan los máximos de cada columna.

Evento	Inicio			Fin			Duración (días)	Máxima velocidad (m/s)	Mínima velocidad (m/s)	Media (m/s)
	día	mes	año	día	mes	año				
1	21	11	2008	26	11	2008	6	15.5	11.5	13.8
2	1	12	2008	7	12	2008	7	11.5	8.5	9.4
3	10	12	2008	14	12	2008	5	19.5	8.5	14.9
4	16	12	2008	23	12	2008	8	13.5	8.5	9.6
5	29	12	2008	1	12	2009	4	14.5	8.5	11.5
6	11	1	2009	23	1	2009	13	20.5	8.5	12.2
7	25	1	2009	27	1	2009	3	13.5	10.5	11.5
8	29	1	2009	31	1	2009	3	15.5	11.5	13.8
9	3	2	2009	7	2	2009	5	18.5	12.5	14.9
10	21	2	2009	25	2	2009	5	16.5	9.5	12.5
11	1	3	2009	3	3	2009	3	17.5	8.5	13.8
12	17	3	2009	22	3	2009	6	11.5	8.5	10.2
13	7	4	2009	8	4	2009	2	24.5	10.5	17.5
14	20	4	2009	21	4	2009	2	16.5	13.5	15
15	18	5	2009	20	5	2009	3	16.5	9.5	13.5
16	5	6	2009	7	6	2009	3	9.5	8.5	8.8
17	1	8	2009	5	8	2009	5	9.5	8.5	9.1
18	10	8	2009	14	8	2009	5	11.5	8.5	9.3
19	22	8	2009	27	8	2009	5	12.5	8.5	9.7
20	19	10	2009	21	10	2009	3	15.5	10.5	13.8
21	31	10	2009	12	11	2009	13	16.5	8.5	12.9
22	18	11	2009	21	11	2009	4	14.5	8.5	10.8

El porcentaje de ocurrencia de los vientos en el golfo (Fig. 6.1 a) muestra que los vientos del norte ocurren más del 75% del período de estudio, con frecuencias máximas en noviembre y diciembre. Aunque se debe hacer hincapié en que los vientos del norte están presentes todo el año.

El porcentaje de ocurrencias de eventos de *Norte* (Fig. 6.1 b) muestra que durante el invierno se presentan con mayor frecuencia. Durante diciembre se observa la mayor cantidad de eventos (Tabla 6.1), con un total de 4, que representan el 74% del mes, el más largo con una duración de 8 días, en el cual la moda de la velocidad máxima registrada fue de 19.5 m/s. Noviembre y enero registraron, cada uno, tres eventos de *Norte*, con su evento más largo de 13 días, la moda de la velocidad máxima registrada fue de 16.5 y 20.5 m/s para cada uno de ellos; estos eventos se

presentaron el 73 y 65% de cada mes. En esta época los eventos duraron entre 3 y 13 días, con una media de 5 días, las velocidades del viento van entre 20.5 y 8.5 m/s, con una media de 12.5 m/s (Fig. 6.1 c).

El porcentaje de ocurrencia de eventos de *Norte* disminuye durante el verano, con porcentajes nulos en julio y septiembre, no obstante que en el mes de agosto los eventos de *Norte* se presentan en casi la mitad del mes (48%) (Fig. 6.1 b), con velocidades del viento que oscilaran entre 12.5 y 8.5 m/s, con una media de 9.3 m/s (Fig. 6.1 c) y duración de 5 días (Tabla 6.1). Las velocidades y duración de estos eventos de *Norte* son de menor intensidad y duración que los que se presentan en el periodo de noviembre-enero.

En febrero y marzo la ocurrencia de los eventos norte decae y tiene valores cercanos al 30% (Fig. 6.1 b), aun así, la intensidad de los vientos en estos eventos se mantiene, y se observan velocidades entre 18.9 y 8.5 m/s, con una media de 12.75 m/s (Fig. 6.1 c).

En abril, mayo y junio la ocurrencia de eventos de *Norte* es menor al 15% (Fig. 6.1 b), con duración mayormente entre 2 y 3 días. En abril se observa el evento de mayor intensidad, que se presenta durante el período de estudio, con una velocidad máxima de 24.5 m/s (Tabla 6.1), y una media de 17.5 m/s, a pesar de ello la duración de este evento es de solo 2 días. En los meses de mayo y junio, la intensidad disminuye (Fig. 6.1 c), registrando velocidades entre 16.5 y 8.5 m/s, con una media de 12.43 m/s.

A continuación, se presentarán imágenes representativas de cada una de las direcciones del viento. Los criterios para elegir estas imágenes fueron:

- Magnitud del viento cercana a la máxima reportada en cada dirección.
- Que existiera una imagen de Chl- α en la misma fecha o cercana a esta, con más del 80% de información, es decir que no hubiera pérdida de datos debido a las nubes en una amplia región del área de estudio.

adicionalmente, si el patrón creado por las zonas de afloramiento y hundimiento era muy distinto en dos fechas en las que el viento soplara en la misma dirección y con aproximadamente el mismo patrón de vientos se decidió mostrar ambos resultados para evidenciar que pequeños cambios en el ángulo de inclinación o en la distribución de los vientos pueden generar notables diferencias en las zonas de afloramiento y hundimiento.

6.1 Vientos del norte

Debido a la importancia de esta dirección y a que los vientos provenientes de la misma se registraron a lo largo de todo el año se presentarán cuatro imágenes para ilustrar la reacción que provocan en el océano. A lo largo del año la dirección predominante del viento fue del norte, presentando la mayoría del tiempo las mayores intensidades en el eje del golfo.

En ciertos casos, como el 12 de diciembre de 2008, se presentaron los vientos más intensos en el oeste del golfo (Fig. 6.2.A), que superaron los 25 m/s. El espesor de la capa de Ekman en el este alcanzó 60 m y se incrementó hacia el centro del golfo, donde presentó su máximo espesor (310 m), a partir de ahí sólo se observó un ligero decremento hacia el oeste (290 m).

Los vientos del norte generaron transporte de Ekman hacia el oeste, debido a que existe un gradiente del esfuerzo del viento. El transporte de Ekman en el este mostró un mínimo de 1,000 kg/ms y aumentó hacia el centro del golfo donde se obtuvieron valores de 26,000 kg/ms, en la porción oeste del golfo los valores fueron de alrededor de 24,000 kg/ms (Fig. 6.2.B).

Debido a que existen variaciones espaciales del viento el transporte fue distinto en cada punto en que se calculó, y por continuidad, se produjeron velocidades verticales, tanto positivas (ascenso) como negativas (descenso) en las distintas regiones del golfo. Se observaron cuatro zonas de afloramiento cercanas a la costa con velocidades de ascenso mayores a 30 m/día, así como una lengüeta, en la región oeste, con velocidades de 15 m/día, de la costa hacia mar adentro. Se presentaron también tres zonas de hundimiento con velocidades verticales (negativas) mayores a 20 m/día, dos en el centro del golfo y una al este. Sin embargo, la mayor parte del área de estudio presentó velocidades entre -6 y 6 m/día (Fig. 6.2 C). La escala de color se ajustó en cada fecha con para hacer más sencillo el análisis y comparación.

La concentración de Chl-*a* superficial mostró valores altos ($>4 \text{ mg/m}^3$) cerca de la costa, a excepción de la zona costera frente a la ventosa (de 0.7 a 1 mg/m^3). Además, en la zona frente a la ventosa alejada de la costa entre los 15.75 y 15.25 °N y en la región oeste, desde la costa hasta los 15.25 °N, también se presentaron valores altos ($>4 \text{ mg/m}^3$). En la porción este del golfo los valores presentaron un rango de 0.1 a 0.7 mg/m^3 . En la porción central alejada de la costa los valores de la concentración de Chl-*a* fluctuaron entre 0.7 a 1 mg/m^3 . Existen contrastes entre el este y el oeste del golfo con mínimos valores en el este y mayores concentraciones en el oeste (Fig. 6.2.D).

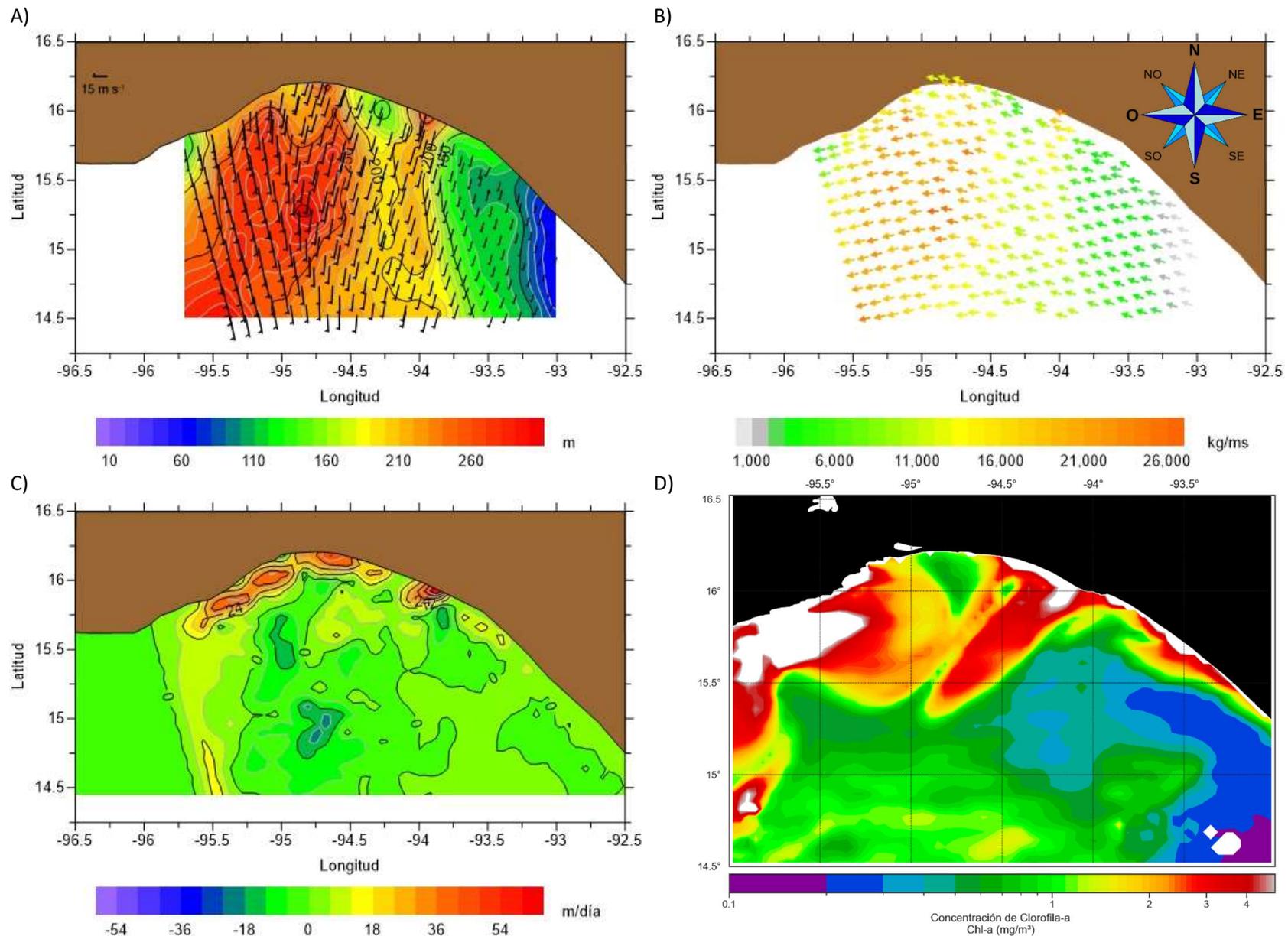


Figura 6.2. A) Campo de vientos, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/día) y D) Concentración de Clorofila-a (mg/m³); para el 12 de diciembre de 2008, cuando la dirección predominante del viento es del norte.

Los vientos el 06 de febrero de 2009, también fueron predominantemente del norte (Fig. 6.3.A), sin embargo el patrón de bombeo de Ekman (Fig. 6.2 C) es distinto al caso anterior (Fig. 6.3 C). Si la figura 6.3.A se divide a la mitad en los -94.5° de longitud se puede decir que los vientos de mayor intensidad (≈ 20 m/s) se presentaron al oeste del golfo y los de menor intensidad (≤ 7 m/s) en el este. Estos vientos generaron el mayor espesor de la capa de Ekman entre los -94.75 y -95.5° de longitud, con valores ≥ 250 m, fuera de esta zona los valores de la capa de Ekman van disminuyendo gradualmente hacia la periferia, del lado este se presenta el menor espesor de la capa con valores de alrededor de 90 m, mientras que del lado oeste el menor espesor de la capa tiene un valor de alrededor de 130 m.

Los vientos del norte generan un transporte de Ekman hacia el oeste del golfo (Fig. 6.3.B), el mayor transporte se encuentra entre los -95.5 y -94.5° longitud y 15 y 15.75° N de latitud. En la región este, el transporte presenta valores de hasta 6 000 kg/ms y en el extremo este se presentarán los menores transportes, con valores de 1 000 kg/ms. En la parte oeste del golfo se tienen valores en promedio alrededor de 14 000 kg/ms, los valores de menor intensidad para esta zona se encuentran cercanos en la costa, con valores de 5 000 kg/ms.

El bombeo de Ekman generado por este viento se muestra en la figura 6.3.C, en donde el mayor bombeo positivo de Ekman se encuentra en la zona centro cercana a la costa, con valores máximos de 45 m/día. En la zona este cercana a la costa se observa otra región de surgencia, de menor intensidad (35 m/día). En la parte oeste del golfo se observan valores de bombeo entre 10-15 m/día, en la zona cercana a la costa. En el centro del golfo, mar adentro, se observa una zona en donde se presentan los bombeos de Ekman negativos (hundimientos), con valores menores a -10 m/día.

La mayor concentración de Chl- α , se encuentra alrededor de la línea de costa y hacia mar adentro con valores máximos mayores a 4 mg/m³ y mínimos de 1.5 mg/m³, en la parte oeste del golfo se observa nuevamente un aumento en la concentración de clorofila (1.5 -2 mg/m³) alrededor de los 14.5° de latitud, mientras que en la parte este del golfo también se muestra un aumento de la concentración de clorofila entre los 15° a 14.5° de latitud con valores máximos mayores a 4 mg/m³, alrededor de este punto de alta concentración se presentan concentraciones muy bajas, con valores de 0.4 mg/m³ (Fig. 6.3.D).

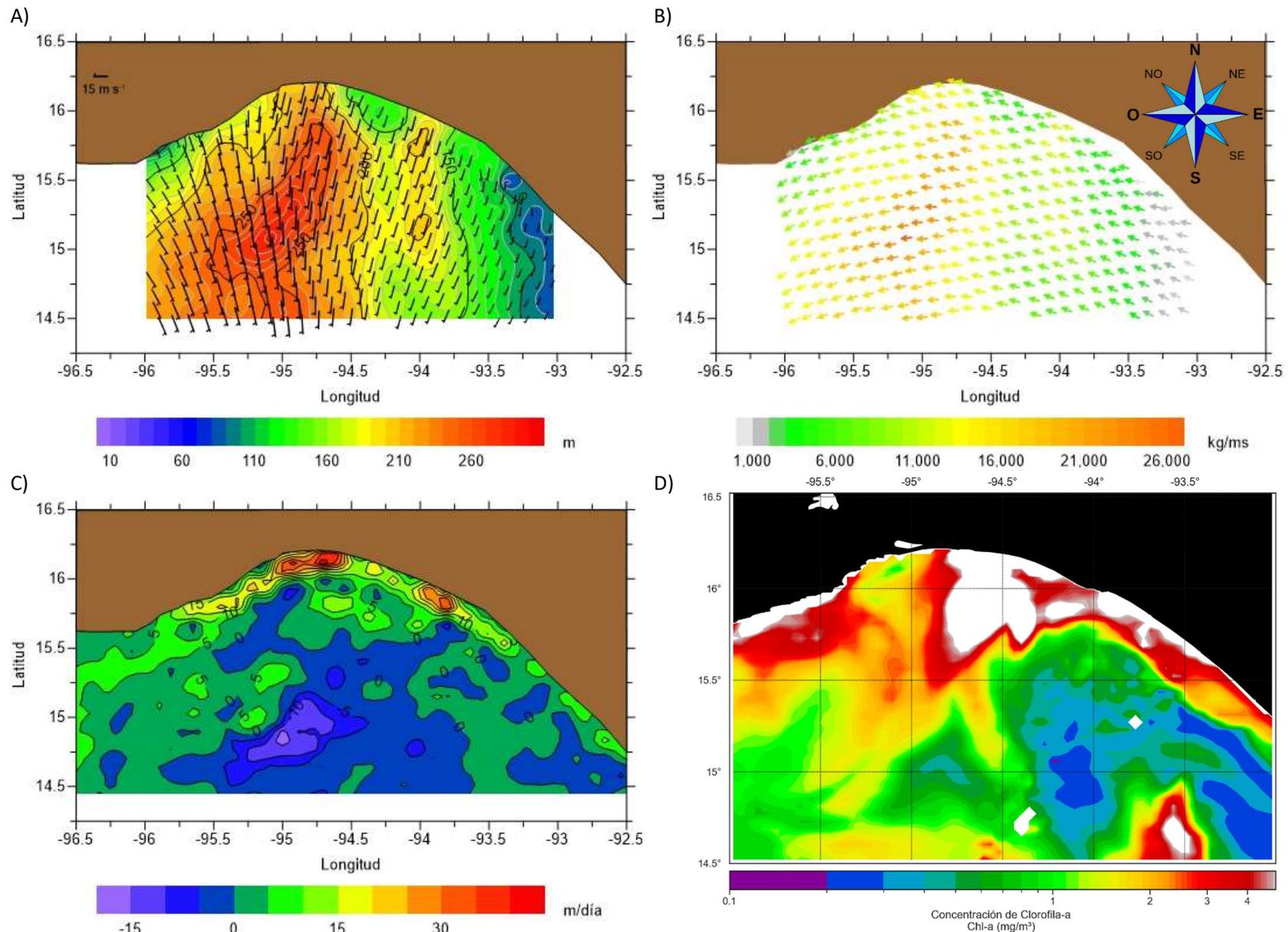


Figura 6.3. A) Campo de viento e intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/s) y D) Concentración de Clorofila-*a* (mg/m³); para el 06 de febrero de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del norte.

Los vientos el 02 de marzo de 2009, provenían del norte (Fig. 6.4.A), con vientos mayores a 25 m/s, la mayor intensidad de los vientos se presenta en la zona oeste, alejado de la costa, provocando espesores de la capa de Ekman mayores 300 m. Desde el eje del Golfo la intensidad del viento y espesor de la capa de Ekman van disminuyendo (de 300 a 90 m) hacia los flancos. En el oeste, el viento disminuye hasta alrededor de 10 m/s, mientras que en el este los vientos disminuyen gradualmente hasta presentar valores menores a 5 m/s, provocan un espesor de la capa de Ekman de 90 m. Estos vientos provocan un transporte de Ekman hacia el oeste (Fig. 6.4.B), el mayor transporte se presenta alrededor de los 14.75 y 15.25° de latitud y -95.25 y -94.5° longitud, con valores entre 24,000 y 26,000 kg/ms. En la parte oeste del GT los valores son mayores a 5,000 kg/ms, mientras que en la parte centro-este los transportes promedio oscilan alrededor de 10,000 kg/ms, en su extremo este disminuye hacia la línea de costa donde se registran valores entre 3,000 y 1,000 kg/ms.

El bombeo de Ekman generado para este día se muestra en la Figura 6.4.C. Entre los -95.5 y -94.5° de latitud se encuentra una zona muy particular, en donde se observan puntos de ascenso y hundimiento alternados, los centros de descenso registran velocidades alrededor de -36 m/día y los de ascenso alrededor de 12 m/día. El mayor bombeo de Ekman positivo (surgencia) se encuentra al centro y oeste de la línea de costa, con valores entre 12 y 54 m/día, en promedio 36 m/día, y en el este, las velocidades de ascenso se encuentran entre 12 y 24 m/día. Fuera de estas zonas el bombeo de Ekman se mantiene con valores de -6 y 6 m/día. Se debe mencionar que una de las zonas de hundimiento más importante se encuentra muy cerca de la línea de costa detrás de una de las dos zonas de mayor bombeo positivo justo en el centro del GT.

Las mayores concentraciones de Chl-*a* (Fig. 6.4.D) se observan en la zona este y oeste cercana a la costa con valores máximos cercanos a 4 mg/m³, en la parte centro de la costa se tienen valores de 0.3 a 1 mg/m³. Al sur de esta mancha de baja concentración de clorofila se tiene otra similar. En la parte este del Golfo hacia mar adentro se tienen valores similares a las dos manchas anteriormente descritas (0.3 a 0.5 mg/m³), en tanto en la parte oeste se ven valores de clorofila-*a* que van entre los 0.5 y 1 mg/m³. En la zona centro y oeste hacia mar adentro se observan dos zonas en donde las concentraciones de clorofila-*a* son más altas que las de sus alrededores (1.5 mg/m³).

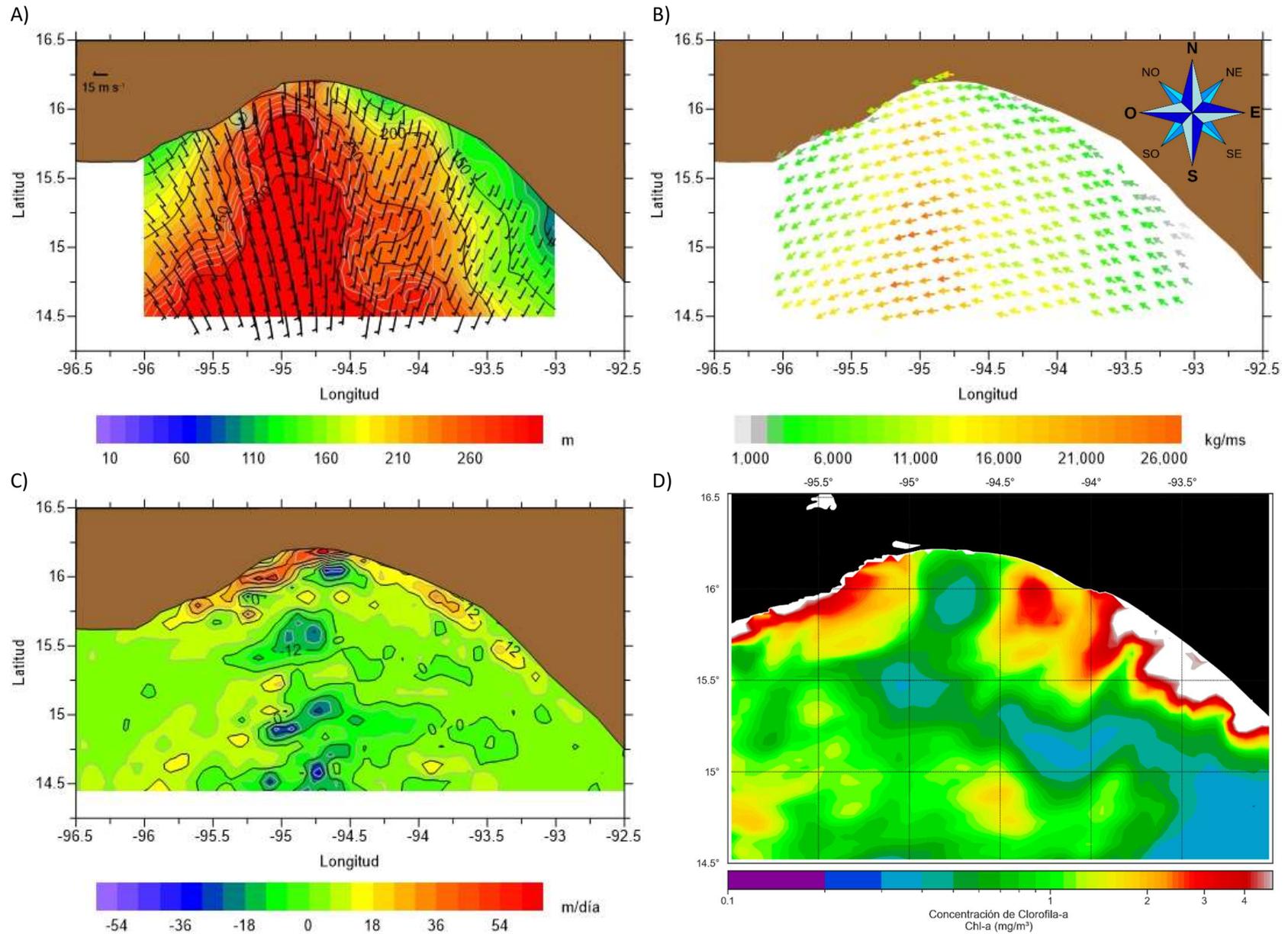


Figura 6.4. A) Campo de viento, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/s) y D) Concentración de Clorofila-*a* (mg/m³); para el 02 de marzo de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del norte.

Los vientos provenientes del norte, el 03 noviembre de 2009, tienen un patrón similar al presentado el 06 de febrero de 2009, sin embargo, el patrón de bombeo de Ekman que se genera es totalmente distinto, por lo que se decidió mostrar ambos resultados.

El 03 de noviembre de 2009 los vientos muestran su mayor intensidad (≥ 25 m/s) en la parte central del GT, alejado de la costa (Fig. 6.5.A), hacia los costados, el viento va perdiendo intensidad, alcanzando entre 10 y 7 m/s. El espesor de la capa de Ekman en la zona de mayor intensidad de los vientos tiene valores entre 250 y 270 m, mientras que hacia los costados del GT los valores del espesor de la capa van disminuyendo, tomando valores desde 200 m hasta llegar cerca de los 10 m.

Como en los casos anteriores los vientos del norte generan un transporte hacia el oeste. En este caso se tienen los máximos valores en la zona centro del GT con valores alrededor de 25,000 kg/ms, los valores van disminuyendo una vez más conforme nos acercamos a los costados del golfo, siendo el valor mínimo de 1,000 kg/ms (Fig.6.5. B).

En la figura 6.5.C se muestran los bombeos de Ekman, en ella se puede observar una zona de hundimiento de agua (descenso) en la costa central del GT, con velocidades de descenso entre -40 y -20 m/día. Mientras que los puntos de surgencia (ascenso), se encuentran en el centro del GT, con valores de 10 a 20 m/día, además en la costa este se presentan surgencias costeras de menor intensidad, aproximadamente 5 m/día. En el resto del golfo no se presentan movimientos verticales importantes.

La imagen de concentraciones de Chl-*a* (Fig. 6.5.D) muestra que donde se presenta la mayor concentración de Chl-*a* es en la zona centro-este cercana a la costa del GT (3-4 mg/m³) y va disminuyendo hacia mar adentro hasta alcanzar valores menores a 1 mg/m³. Alrededor de los 16 y 14.5° de latitud, en la parte centro y este del GT, se presenta una lengüeta de clorofila-*a* que se desprende de la zona cercana a la costa con valores entre 0.8 y 1 mg/m³. Dentro de esta lengüeta entre los -95 y -94.5° de longitud y 15.5 y 15° de latitud se observa una región de alta concentración de clorofila-*a* con valores cercanos a 3 mg/m³.

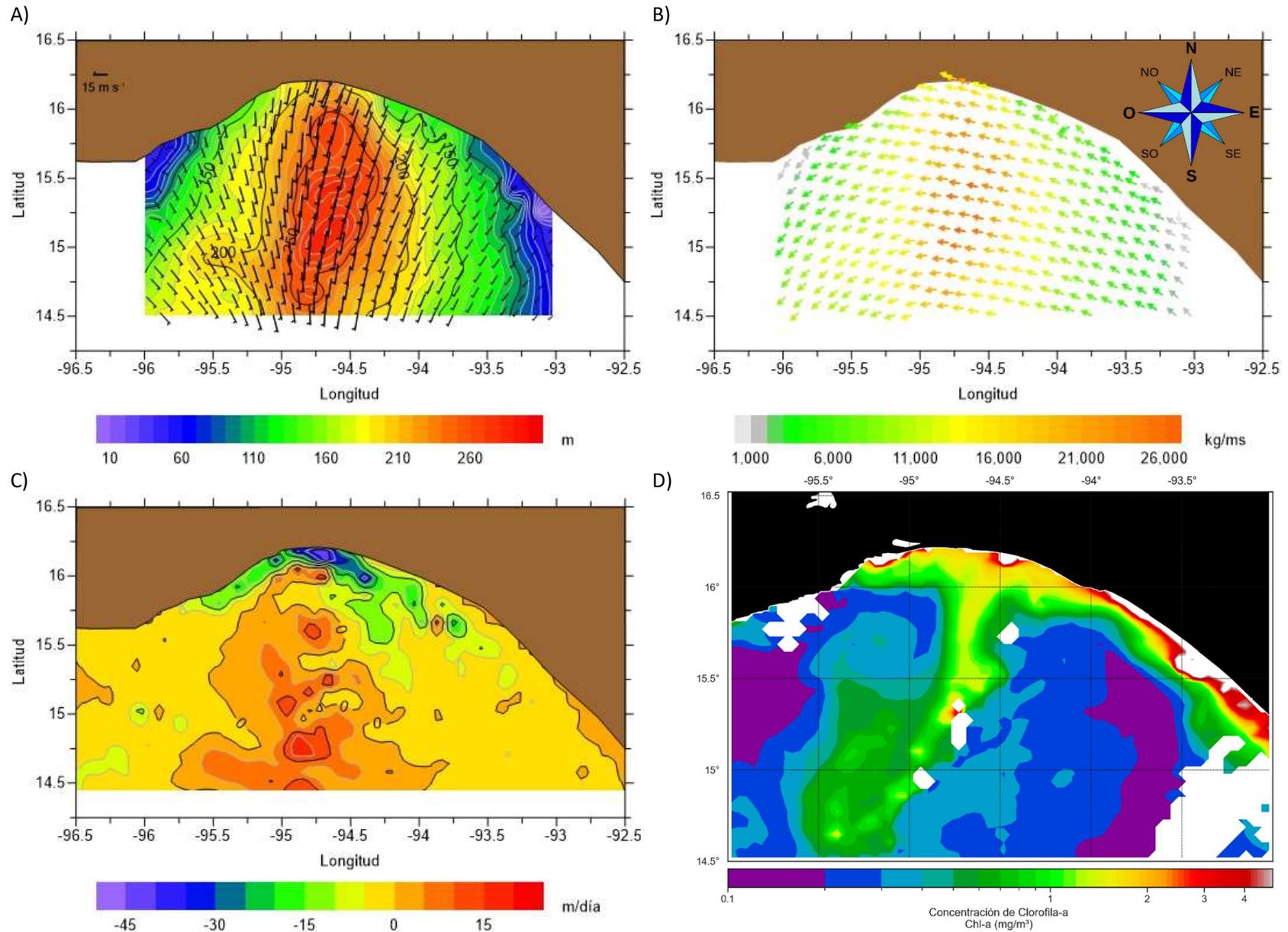


Figura 6.5. A) Campo de vientos, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/s) y D) Concentración de Clorofila- a (mg/m^3); para el 03 de noviembre de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del norte.

6.2 Vientos del sur

A diferencia del norte, el viento proveniente del sur no es predominante en la zona. En la figura que se muestra, si bien en la mayor parte de la región los vientos provienen del sur en la zona cercana a la costa y al oeste del golfo el viento viene del suroeste. La zona de mayor intensidad se encuentra en la zona centro-este del golfo cercana a la costa, en una zona muy localizada, con intensidades cercanas a 15 m/s (Fig. 6.6.A), con el viento del suroeste más uniforme en la región oeste del golfo. El espesor de la capa de Ekman cercano a la costa centro-este presentó valores entre 200 m y 270 m, conforme se aleja de la costa, del lado este del golfo el espesor disminuye considerablemente (≈ 60 m), mientras que en el oeste el espesor de la capa es de ~ 100 m de profundidad, desde la costa hasta mar adentro; en el centro el espesor de la capa tiene valores máximos de 60 m.

Cuando los vientos soplan del sur, se genera un transporte de Ekman hacia el este y cuando soplan del suroeste el transporte se da hacia el sureste (Fig. 6.6.B). El mayor transporte (26,000 kg/ms) se observó en la costa centro-este, en una región muy pequeña, en el resto de la costa y en la zona oeste el transporte fue de alrededor de 6,000 kg/ms. Los transportes de menor intensidad se encontraron en la zona este del golfo, alejado de la costa, con valores mínimos de 1,000 kg/ms.

Las zonas de afloramiento se generaron del lado centro-este del golfo, cercanas a la costa con valores entre 40 m/día y 10 m/día y las zonas de hundimiento subsecuentes a las zonas de surgencia con velocidades verticales menores a -6 m/día, la mayor parte del centro del golfo no presentó movimientos verticales importantes (Fig. 6.6.C).

La concentración de Chl-*a* superficial del 31 de julio de 2009 no se puede comparar con los resultados de las zonas de afloramiento debido a que la imagen satelital presenta grandes áreas sin información, esto se pudo deber a una alta nubosidad en la región en esa fecha. La fecha posterior más cercana en la que se cuenta con información suficiente es el 5 de agosto de 2009, en esa fecha se observa un patrón que coincide, *grosso modo*, con el esperado con vientos del sur. Los valores más altos se encuentran en el este del golfo (≥ 2.5 mg/m³), mientras que se observa una lengüeta en el eje del GT con valores relativamente altos que van de 0.2 a 1.0 mg/m³, los valores de menor concentración se encuentran en la zona centro y oeste del golfo con valores de entre 0.2 a 0.1 mg/m³ (Fig. 6.6.D).

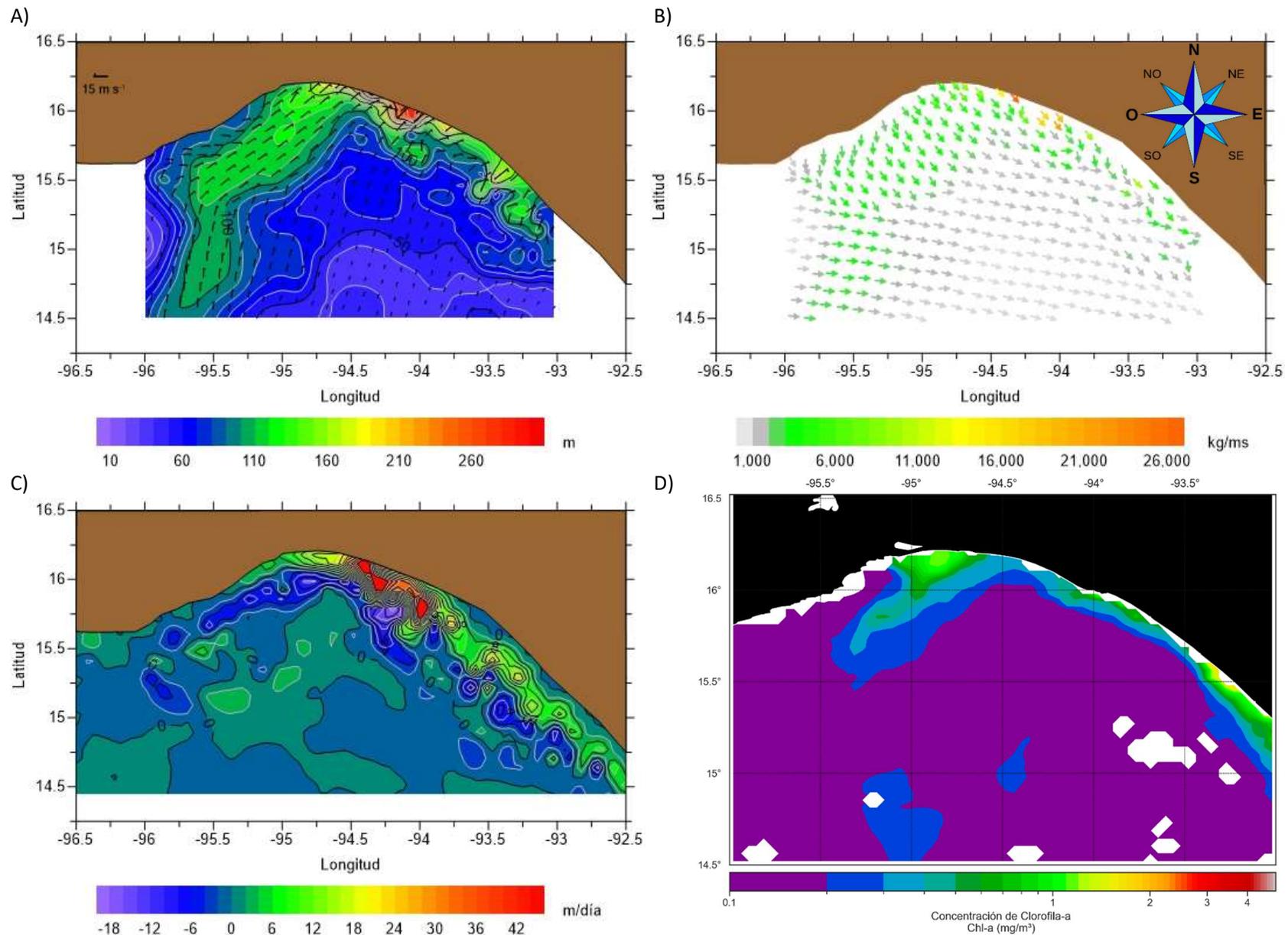


Figura 6.6. A) Campo de viento, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/s), para el 31 de julio de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del sur; y D) Concentración de Clorofila-a, el 5 de agosto de 2009.

6.3 Vientos del este

Los vientos del este se presentaron periódicamente a lo largo del año, aunque no fueron tan frecuentes e intensos como los vientos del norte. Sin embargo, se presentan dos fechas para ejemplificar los extremos de las configuraciones registradas para esta dirección.

Los vientos para el 22 de junio de 2009 fueron predominantemente del este (Fig. 6.7.A), con valores máximos un poco mayores a 15 m/s, en el este, y mínimos de alrededor de 4 m/s, en la parte suroeste del GT. En la zona este desde la costa hasta la zona más alejada, y al oeste cerca de la línea de costa se presenta la máxima intensidad del viento, así como los máximos espesores de la capa de Ekman (150-190 m), mientras que los menores (50-80 m) se encuentran en la zona suroeste, lejos de la costa.

El viento del este genera un transporte de Ekman hacia el norte (Fig. 6.7.B), el mayor transporte se genera en la zona centro cerca de la costa con un máximo localizado de 26,000 kg/ms; y el resto de la zona con 16,000 kg/ms; una zona de menor intensidad se presenta en la zona este del golfo lejos de la costa con valores de 11,000 kg/ms., al suroeste del golfo encontramos la zona en la que se presenta el menor transporte con valores de alrededor de 1,000 kg/ms. En la zona centro del golfo alejado de la costa el transporte tiene mayormente valores de 5,000 kg/ms.

La dinámica del bombeo de Ekman (Fig. 6.7.C) es interesante cerca de la línea de costa y la zona este del GT. Entre los -94.75 y -92.5° de longitud, se muestran zonas de hundimiento de agua con valores entre los -6 y -40 m/día, intercaladas con zonas de bombeo (surgencia) con valores entre 6 y 20 m/día. En la zona este del golfo alejada de la costa se tiene bombeo con valores entre 6 y 12 m/día, mientras que en la parte oeste del golfo lejos de la costa los valores son cercanos a cero.

Debido a que no se encontró información adecuada para generar la imagen de Chl-*a* el 22 de junio, probablemente debido a una alta nubosidad en la zona, se trabajó con la imagen del 29 de junio del mismo año. Las mayores concentraciones de Chl-*a* (Fig. 6.7.D) se encuentran cerca de la línea de costa, especialmente en el centro y este, con valores máximos de 4 mg/m³, hacia mar adentro los valores van disminuyendo hasta tener valores de 0.2 mg/m³. En la zona centro del golfo alrededor de los 15.5° y 16° de latitud se observa una lengüeta de clorofila con valores entre 0.2 y 0.5 mg/m³. En el resto del GT la Chl-*a* tiene valores de 0.1 mg/m³.

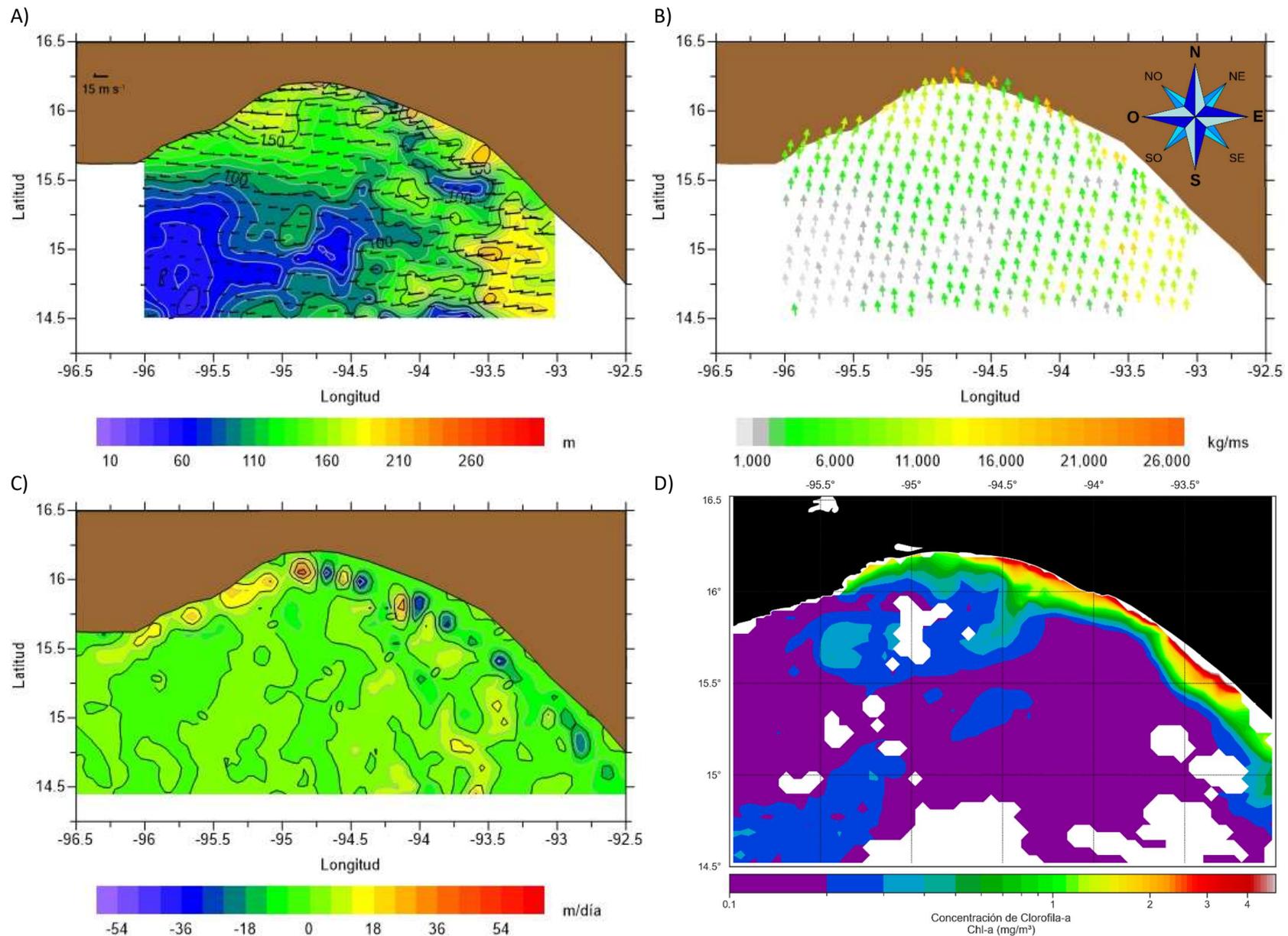


Figura 6.7. A) Campo de viento, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman, para el 22 de junio de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del este, y D) Concentración de Clorofila-a, el 29 de junio de 2009.

El viento proveniente del este, el 15 de agosto de 2009, alcanzó su mayor intensidad (~11 m/s) en la costa este del golfo y en una pequeña zona mar adentro entre los -94.5° y -95.5° de longitud y 14.5° - 15° de latitud. Los valores máximos de la capa de Ekman se encuentran en la zona de mayor intensidad del viento (≥ 260 m), en la zona de la costa, hacia mar adentro los valores van disminuyendo hasta el centro (≤ 60 m) y continúan haciéndolo hacia la parte oeste, donde registran valores menores a 10 m (Fig. 6.8.A).

Los vientos del este generaron un transporte de Ekman hacia el norte. En general el golfo presentó valores de alrededor de 1,000 kg/ms, a excepción de algunos puntos en la zona cercana a la costa en la región centro-este en donde el transporte es mayor (Fig. 6.8.B).

Se formaron cuatro zonas de afloramiento cercanas a la costa este, con velocidades de ascenso entre 40 y 20 m/día. Alrededor de dichas zonas se observan zonas de hundimiento con velocidades cercanas a -6 m/día, el resto del golfo presentó valores cercanos o iguales a 0 m/día., a excepción de la región mencionada anteriormente (entre -94.5° y -95.5° de longitud y 14.5° y 15° de latitud) donde se presentó una pequeña zona de afloramiento con velocidades de alrededor de 6 m/día (Fig. 6.8.C).

La concentración de Chl-*a* superficial, para el 16 de agosto del mismo año, mostró los valores más altos (≥ 3 mg/m³) en la parte este del golfo cercana a la costa, mientras que, en la parte oeste, desde la costa y hasta mar adentro, se observan también altas concentraciones de clorofila-*a* con valores cercanos o iguales a 1.5 mg/m³. En el resto del golfo los valores de clorofila-*a* fueron bajos, y corresponden a 0.1 mg/m³ (Fig. 6.8.D).

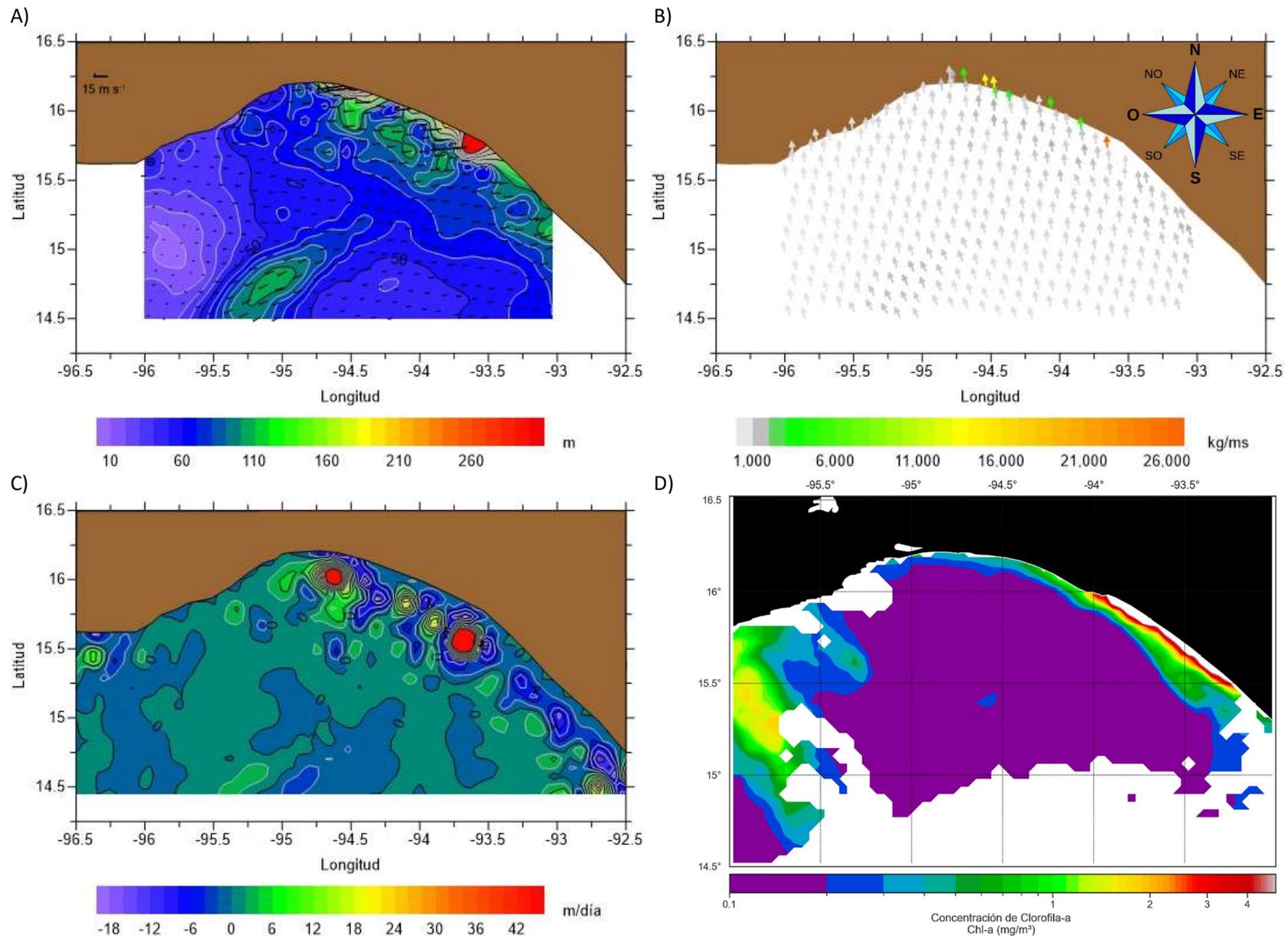


Figura 6.8. A) Campo de viento, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/s), para el 15 de agosto de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del este; y D) Concentración de Clorofila-a (mg/m³), el 16 de agosto de 2009.

6.4 Vientos del oeste

Los vientos del oeste se presentaron, al igual que los del este, en algunas épocas del año, sin embargo, su magnitud fue menor y los patrones mucho más regulares, por lo que solo se presenta una fecha para ejemplificarlos. Estos vientos muestran intensidades menores a 20 m/s. En la parte oeste y este (alejado de la costa) del golfo se puede observar que el espesor de la capa de Ekman va de 100 m a 150 m, fuera de estas dos regiones los valores son de sólo 60 m (Fig. 6.9.A).

Los vientos del oeste generan un transporte de Ekman hacia el sur, que varía entre los 9,000 kg/ms y 14,000 kg/ms, en las zonas con valores altos de rapidez del viento (Fig. 6.9.B). Se presentan tres zonas con los mayores transportes, la primera está cerca de la costa oeste, las otras dos centradas en los -94.5° de longitud y 15.0° de latitud, y -93.5° de longitud y 14.75° de latitud. En el resto del golfo el transporte es mucho menor, entre 1,000 kg/ms y 6,000 kg/ms.

En el centro del golfo cerca de la costa, se encuentran las principales zonas de surgencias y hundimientos (Fig. 6.9.C), las surgencias tienen valores máximos de bombeo de Ekman, de 16 m/día, mientras la zona de hundimiento posee un valor máximo -12 m/día. En la parte oeste del GT se observan principalmente zonas de surgencias con valores en promedio de 4 m/día, con una pequeña zona de hundimiento alrededor de los -95.75° longitud con valores entre -4 y -12 m/día. En la mayor parte del centro del GT se presentan zonas de surgencias, con valores entre 4 y 12 m/día. En la región este del GT cercana a la costa, se observa una pequeña zona de surgencia alrededor de los 15° de latitud, con valores entre 2 y 6 m/día, en tanto en la región este lejos de la costa, se encuentran pequeñas zonas de surgencia con valores entre 4 y 8 m/día y hundimientos con valores entre -4 y -8 m/día.

La concentración de Chl-*a* superficial (Fig. 6.9.D) muestra que en la parte central del GT próxima a la costa y hacia mar adentro alrededor de los 15.5° de latitud se tienen valores de clorofila-*a* de entre 0.5 y 2 mg/m³, al sur de los 15.5° se observan dos zonas, al oeste una con altos valores (entre 3 y 0.5 mg/m³) máximos cerca de -94.75° , 15° , y al este una de hundimiento, con valores menores a 0.5mg/m³.

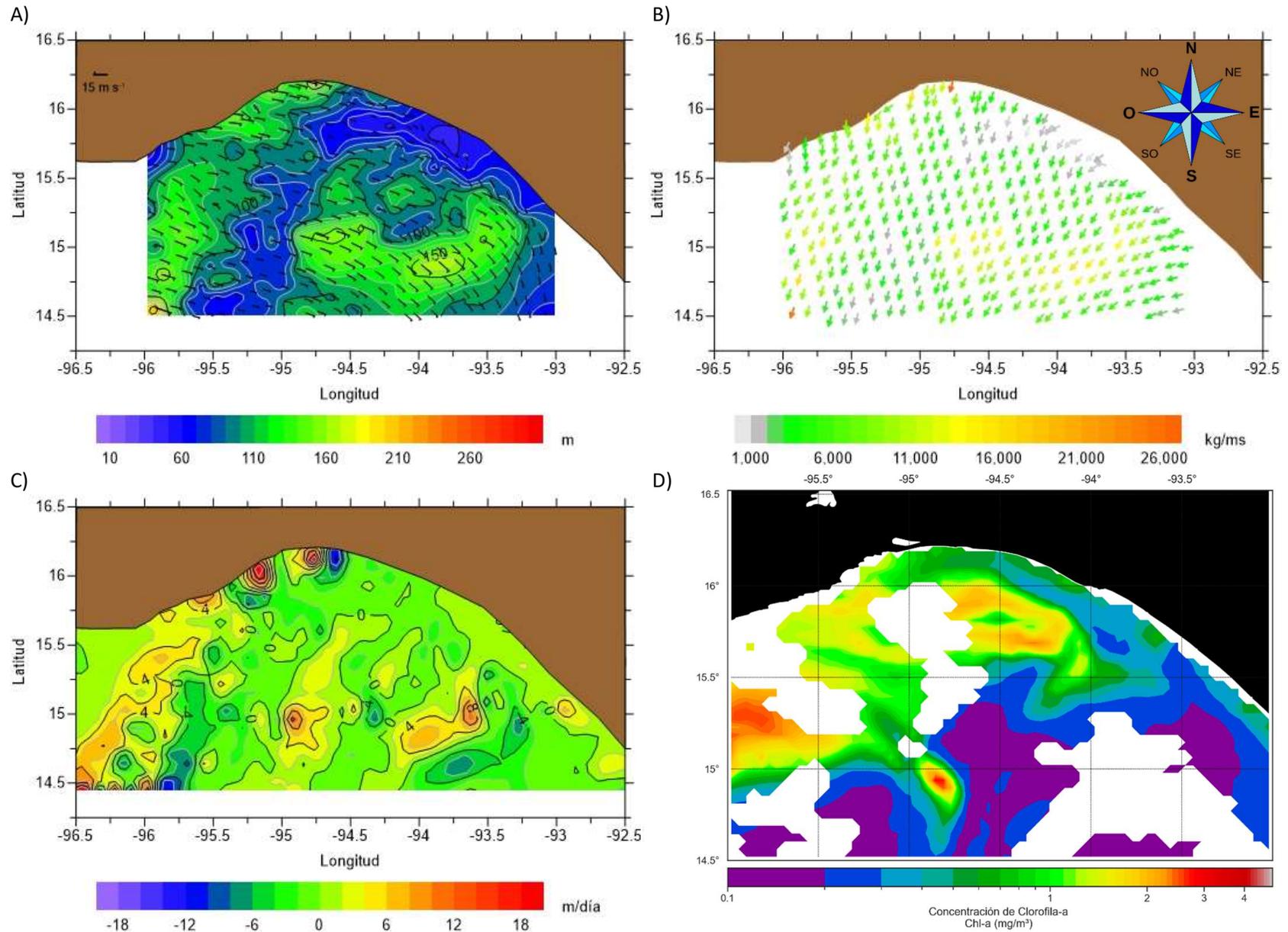


Figura 6.9: A) Campo de viento, intensidad (m/s) y espesor de la capa de Ekman (m), B) Transporte de Ekman (kg/ms), C) Bombeo de Ekman (m/s) y D) Concentración de Clorofila *a* (mg/m^3); para el 10 de mayo de 2009, cuando la dirección predominante del viento es del oeste.

7. DISCUSIÓN

En el GT los vientos se generan principalmente debido a las diferencias de presión entre el GM y el Pacífico Mexicano (Romero-Centeno et al., 2003), así como los desplazamientos latitudinales del sistema de vientos alisios y de la ZCIT (Ortega et al., 2000), lo cual explica y concuerda con las épocas de viento que se encontraron en la presente investigación.

Los patrones del viento muestran tres direcciones predominantes en el GT. Entre abril y junio se observó que los vientos predominantes fueron del este, y entre septiembre y octubre del oeste, lo cual concuerda con lo reportado por otros autores (Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Ortega et al., 2000; Romero-Centeno, 2003; Steenburgh et al., 1998; Velázquez et al., 2011; Trasviña et al., 2019), específicamente Romero-Centeno et al. (2003) encontraron que los vientos del norte tienen una frecuencia relativa mínima entre mayo y junio y Hernández-Becerril et al. (2015) reportaron que durante el verano los vientos dominantes son del este y que generalmente tienen menor intensidad que los vientos del norte. Monreal Gómez y Salas de León (1998) encontraron que en mayo y septiembre se presenta mayor variabilidad en los vientos debido a que son los meses de transición entre las épocas de *Nortes* y vientos suaves, lo cual coincide con los resultados obtenidos, en los que se puede observar que no existe una dirección preferencial del viento bien definida en estas dos épocas.

Los vientos del Norte se dan principalmente entre noviembre y marzo, lo cual coincide con lo reportado por diversos autores (Hernández-Becerril et al., 2015; Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Ortega et al., 2000; Romero-Centeno et al., 2003; Steenburgh et al., 1998; Velázquez et al., 2011; Trasviña et al., 2019), es decir, a finales de otoño, en invierno y hasta principios de primavera; y en julio y agosto se presenta otra época importante de vientos del norte, que coincide parcialmente con la descrita anteriormente por Romero-Centeno et al. (2003), debido a que ellos encuentran un máximo relativo en julio, y en esta tesis el máximo relativo se presenta en Agosto. La diferencia en los meses pudo deberse a que dichos autores toman en cuenta una serie de tiempo larga que contiene algunos datos medidos, pero que en su mayoría son resultado de reconstrucción de datos basados en modelos numéricos y estadísticos, aunado a esto la época analizada corresponde con un año niña moderado, es decir, no es un año normal o neutro; aun así, corresponde con la época de lluvias en la región.

De acuerdo con varios autores, la fuerza del viento en el GT controla la mayor parte del año la dinámica del lugar, siendo más evidente su dominancia en el invierno (Coria et al., 2019; Färber et al., 2004; Roden, 1961; Romero-Centeno et al., 2003), esto se observa en las imágenes de resultados (Fig. 6.2 a Fig. 6.5). El resultado de la acción del viento sobre el océano se pone de manifiesto mediante el transporte horizontal (Transporte de Ekman) y la velocidad vertical (Bombeo de Ekman) que se generan en la región y que controlan las corrientes, la formación de giros y la productividad en la zona. Los resultados de este estudio muestran que los *Nortes* son muy importantes en la región, ya que son capaces de desencadenar el transporte de Ekman en todo el GT. Esto se verifica debido a la similitud que se da entre las imágenes de bombeo de Ekman y concentración de Chl-*a* mientras soplaron vientos de esta dirección, lo cual concuerda con lo reportado anteriormente por Trasviña et al (2019), quienes encontraron que los vientos regulan las corrientes superficiales durante los eventos de *Norte*.

La respuesta oceanográfica al forzamiento del viento, sin importar la dirección de la que provenga, produce movimientos horizontales, giros ciclónicos y anticiclónicos, que al mismo tiempo generan movimientos verticales, de ascenso y descenso, respectivamente. Los movimientos de ascenso dan como resultado surgencias, las cuales están asociadas con el aporte de nutrientes y el aumento de la productividad primaria del océano (Pareja Román et al., 2013; Steenburgh et al., 1998; Hernández-Becerril et al., 2015); así mismo, cuando se tienen movimiento de descenso por lo general se encuentran zonas de baja productividad. Es importante mencionar que en el GT existen zonas de alta productividad que generalmente concuerdan con las zonas de surgencia, zonas dónde se encuentran un dipolo, zonas de frentes termohalinos (que se observan generalmente en la frontera de ambos vórtices), los frentes muchas veces superan la productividad de los centros del vórtice ciclónico.

Aunque el viento, en cualquier dirección provoca una respuesta oceánica, es importante recalcar que la respuesta cambia en función de la dirección, duración e intensidad del viento, así como, de los cambios en estas variables; lo que provoca que el transporte y bombeo de Ekman también cambie en cada situación. Es decir, para una misma dirección del viento se pueden tener patrones de transporte y bombeo de Ekman muy distintos, como se muestra en las distintas figuras de vientos del norte (6.2.b-c a 6.5.b-c), y vientos del este (6.7.b-c y 6.8.b-c).

Siguiendo la teoría del espesor de la capa de Ekman (Ec. (5.1.29)), el espesor está relacionado con la intensidad de los vientos, la latitud y la densidad del agua, en este caso los últimos

dos parámetros no varían considerablemente. El GT es una región cercana a los trópicos, por lo que la variable que determina el espesor de la capa depende principalmente de la intensidad de los vientos. En el GT, el espesor de la capa de Ekman es directamente proporcional a la raíz cuadrada del esfuerzo del viento, por lo que entre mayor sea el esfuerzo del viento mayor será el espesor de la capa de Ekman, es decir la profundidad hasta la cual el viento tendrá influencia en el movimiento del agua. El valor de esta variable será siempre positivo ($D_E \geq 0$), y cuando no se tenga esfuerzo de viento ($\vec{\tau} = 0$), es decir cuando hay calmas, el espesor de la capa será nulo ($D_E = 0$).

El transporte de Ekman Ec. (5.1.27) y Ec. (5.1.28) está relacionado con el esfuerzo del viento y la latitud, debido a que el GT es una región relativamente pequeña el transporte de Ekman depende principalmente del esfuerzo del viento, por lo que a mayor esfuerzo del viento mayor será la cantidad de agua que pueda transportar. Este transporte es una cantidad vectorial, por lo que no solo importa la intensidad del viento, sino también su dirección, y siempre será perpendicular (90° a la derecha) a la dirección del viento.

Para calcular el bombeo de Ekman Ec. (5.1.35) se debe conocer el esfuerzo del viento en sus componentes x y y , así como, la distancia que existe entre los puntos donde se tienen mediciones del viento, la latitud y densidad del agua. Los factores importantes para calcular el bombeo son el esfuerzo del viento y la distancia entre los puntos donde se tienen datos.

A pesar de que el esfuerzo del viento es el factor determinante al momento de calcular todos estos parámetros, no dependen de este de igual forma, en uno lo hace con la raíz cuadrada (espesor de la capa de Ekman), en otro es directamente proporcional (transporte de Ekman) mientras que el otro no solo depende del esfuerzo, si no de los valores colindantes a cada punto. Por lo que a pesar de que se esperan patrones similares en los resultados de estos parámetros, en realidad pueden variar, dependiendo de la dirección del viento y de los valores del esfuerzo del viento, tanto puntuales como los aledaños. Así se pueden tener patrones de espesor de la capa, y transporte de Ekman similares, es decir, los valores máximos se encontrarán en las mismas zonas, mientras que al calcular el bombeo de Ekman las regiones con valores máximos podrían estar en zonas muy distintas.

Por lo que se observa en los resultados, el transporte y bombeo de Ekman de mayor intensidad está restringido a los eventos de *Norte* (Hernández-Becerril et al., 2015) con intensidades de viento mayores a 25 m/s (Färber et al., 2004; Hernández-Becerril et al., 2015; Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Roden, 1961), a diferencia de lo que reportaron Monreal Gómez y Salas de

León (1998) y Velázquez et. al. (2011) los resultados de este estudio muestran que las mayores surgencias costeras se presentan en eventos de *Norte*, cualquiera que sea la época en que estos se presenten, es decir, el desarrollo de esta surgencia no está restringido a los meses de invierno, lo único que se requiere es que el viento sea mayor a 8.5 m/s y con una duración mayor a dos días.

En los resultados se observa que los vientos del **norte** (Fig. 6.2 A, Fig. 6.3 A, Fig. 6.4 A, Fig. 6.5 A) no siempre se presentan de la misma forma, sin embargo, casi siempre los vientos son más intensos en el eje y al oeste del GT. Es importante resaltar que las primeras tres imágenes (norte Fig. 6.2 A, Fig. 6.3 A, Fig. 6.4 A) representan vientos dentro de un evento de norte y correspondientes a un período La Niña intensa, mientras que la última imagen en la que se presentan vientos del norte (Fig. 6.5 A) es una imagen que no se registró durante un evento de norte y corresponde a un período El Niño intenso. En las primeras tres imágenes los vientos alcanzan los 30 m/s en algunas regiones, mientras que en la cuarta imagen solo alcanzan 25 m/s.

En cuanto al espesor de la capa de Ekman, en la primera imagen (Fig. 6.2 A) en el centro del GT alejado de la costa y al oeste se encuentra una zona en la que el espesor de la capa supera los 300 m de profundidad, en la segunda (Fig. 6.3 A) se encuentra una región muy cercana al eje del GT alejado de la costa, en donde se superan los 290 m. En la tercera (Fig. 6.4 A) toda la región del eje y alejado de la costa tanto al este como al oeste, supera los 300 m de profundidad. En la cuarta imagen (Fig. 6.5 A) en la región del eje se tienen espesores de capa de alrededor de 250 m. En las imágenes mencionadas anteriormente se observa que el espesor de la capa es directamente proporcional a la magnitud del viento. Es interesante resaltar que tanto en la zona este como en la oeste las isolíneas de espesor de la capa de Ekman fueron perpendiculares a la costa, lo que muestra que en estas zonas el esfuerzo del viento se mantuvo casi uniforme desde la costa y hasta mar adentro, con lo que se puede inferir que el gradiente de presión, entre el GM y el PO, en ese momento fue muy intenso.

No obstante que los patrones de viento y espesor de la capa tienen diferencias notables, en las imágenes de transporte no sucede lo mismo, el comportamiento del transporte es similar. En todas las imágenes (Fig. 6.2 B, Fig. 6.3 B, Fig. 6.4 B, Fig. 6.5 B) se observa una región en el centro-oeste del GT en donde se registran los máximos transportes, de hasta 25,000 kg/ms, en la zona alejada de la costa alrededor de esta región se observa una zona con transportes importantes desde 1,300 a 1,700 kg/ms en promedio, mientras que en el parte este y cerca de la costa el transporte en promedio llega a los 6,000 kg/ms.

En cuanto al bombeo de Ekman, en las tres primeras figuras, (Fig. 6.2 C, Fig. 6.3 C, Fig. 6.4 C) se observa afloramiento en la costa y hundimiento en el eje del golfo alejado de la costa. Sin embargo, para la última figura, el 3 de noviembre 2009 (Fig. 6.5 C), fecha que no corresponde a un evento de norte se observó la dinámica contraria, es decir, hundimiento cercano a la costa en el eje del golfo, y afloramiento en el eje del golfo alejado de la costa.

Para dar validez a los resultados obtenidos se compararon las zonas de afloramiento y hundimiento con imágenes satelitales de Chl-*a* (Fig. 6.2 D, Fig. 6.3 D, Fig. 6.4 D, Fig. 6.5 D). Al comparar las figuras de bombeo de Ekman y concentración de Chl-*a*, para los vientos del norte, se observan grandes similitudes entre las zonas de afloramiento y frentes, y las zonas de alta concentración de Chl-*a*, así como entre las zonas de hundimiento y bajas concentraciones de Chl-*a*. Las aguas subsuperficiales que afloran traen consigo una mayor concentración de nutrientes que las aguas superficiales, por lo que favorecen la producción primaria la cual está estrechamente relacionada con la concentración de Chl-*a*, es debido a esto que se espera una mayor concentración de Chl-*a* en las zonas de afloramiento. En las zonas de frentes se conjuntan dos características favorables para el aumento de la Chl-*a*, aguas frías y ricas en nutrientes (de afloramiento) entran en contacto con aguas cálidas que favorecen el crecimiento de los organismos, es por eso por lo que en estas zonas también se registran altas concentraciones de Chl-*a*.

El 12 de diciembre de 2008 se encuentran coincidencias entre las zonas de afloramiento y las zonas de mayor concentración de Chl-*a*, las cuales están a lo largo de la costa y en el eje hasta los 15.25° N, así como la lengüeta al oeste del GT. En las zonas de hundimiento se observan regiones de baja productividad con una concentración de 1 mg/m³, en cuanto a la región este del GT, alejada de la costa, se observa que la zona de afloramiento no coincide con una zona de alta productividad, por el contrario se observa una región de muy baja productividad, esto se debe principalmente a tres razones: la primera es que los vientos en la zona este del GT son más débiles, la segunda es la batimetría del GT (Fig. 4.1.1) que tiene una amplia plataforma continental en esa región y la tercera que sumada a las dos anteriores se convierte en la más importante, es la intrusión de agua de la Corriente Costera de Costa Rica (CCCR) en el este del GT en las capas superficiales y subsuperficiales (Ortega et al., 2000; Monreal Gómez y Salas de León, 1998).

La intrusión de la CCCR en la zona este del GT se da en invierno-primavera donde el agua llega hasta aproximadamente 15°N y 96°O (Ortega et al., 2000), esta corriente transporta agua cálida proveniente de la zona ecuatorial, lo cual dificulta la productividad primaria provocando un

descenso en la concentración de Chl-*a*. Esto coincide con los contornos observados en las imágenes de Chl-*a* correspondientes a estas épocas (primavera e invierno).

El *06 de febrero de 2009* se observan coincidencias entre las zonas de afloramiento y las zonas de mayor concentración de Chl-*a*, las cuales están a lo largo de la costa y en el oeste del GT; además de una zona importante con alta concentración de Chl-*a* centrada en -93.5° y 14.75° esta zona puede ser resultado de los frentes que se observan en esa región. También se observa una coincidencia entre la región de hundimiento más intenso y la región de menor concentración de Chl-*a* en el eje del GT. En este caso las zonas de menor concentración de Chl-*a* se encuentran nuevamente al este del GT debido a la intrusión de la CCCR en esta zona.

El *02 de marzo de 2009* se encuentra concordancia entre las zonas de afloramiento, obtenidas en los cálculos del bombeo de Ekman y las zonas de mayor concentración de Chl-*a* ubicadas en la costa a ambos lados del eje del viento. También se observan concordancias entre algunos puntos con velocidades de ascenso (descenso) relativamente altas cercanas al eje del GT, con pequeños centros de alta (baja) concentración de Chl-*a*. Al oeste del GT se observa una zona de afloramiento la cual concuerda con la zona de alta concentración de Chl-*a* para la misma fecha. Al este la baja en la concentración de Chl-*a* podría deberse a la intrusión de la CCCR, según lo reportado anteriormente (Ortega et al., 2000).

El *03 de noviembre de 2009* se observa que las zonas de afloramiento en la costa este del GT concuerdan con las de máxima concentración de Chl-*a*, así como, la zona del meridiano -94.75° . En el centro del GT cerca de la costa se encuentra una zona de moderada concentración de Chl-*a* en donde en principio debería haber una zona de baja concentración, sin embargo, debido que es tan cercana a la costa y se encuentra próxima a una zona de afloramiento se puede considerar como una región de frente y con esto se explica la alta concentración de Chl-*a* en esta zona.

Si se compara el bombeo de Ekman calculado en las cuatro imágenes del norte (Fig. 6.2 C, Fig. 6.3 C, Fig. 6.4 C, Fig. 6.5 C) se observa un patrón bien definido para las primeras tres imágenes (Fig. 6.2 C, Fig. 6.3 C, Fig. 6.4 C) en el cual se encuentra una zona de surgencias cercana a la costa y de hundimiento en el eje del GT alejado de la costa. Sin embargo, en la cuarta imagen (Fig. 6.5 C) se observa un patrón distinto en donde se encuentran zonas de surgencia en el eje del GT y en la costa este. Estas diferencias se ven reflejadas en imágenes satelitales, a pesar de que las imágenes de viento y espesor de la capa de Ekman muestran patrones muy similares, se puede observar que la principal diferencia es la dirección del viento, es decir el ángulo que forma el viento con el eje del

GT, que a pesar de ser muy pequeña y casi indistinguible, al realizar los cálculos del bombeo de Ekman Ec. (5.1.35) se observan diferencias en las zonas de afloramiento y hundimientos generadas.

Debido a las fechas en las que se presenta estos resultados también se pueden agrupar las tres primeras fechas (12 de diciembre 2008, 6 de febrero 2009, 02 de marzo 2009) dentro de *eventos norte*, es decir que el viento en esta fecha justo en el día anterior y posterior provenía también del norte y tenía una velocidad media mayor a 8.5 m/s; caso contrario para el 03 de noviembre de 2009, que fue un viento intenso del norte aislado. Además, las tres primeras fechas pertenecen a un evento intenso de Niña, mientras que la última pertenece a un evento de Niño intenso (Fig. 5.1.2). Estas diferencias, principalmente el cambio entre un evento Niña a un evento Niño, dan como resultado la pequeña variación en el ángulo de incidencia del viento lo que provoca un cambio total en la dinámica del GT.

A pesar de las diferencias en la dinámica generadas por el viento proveniente del norte en todos los casos se encuentra que las regiones de afloramiento y frentes concuerdan con las regiones de mayor concentración de Chl-*a*, y las de hundimiento con las de menor concentración. Es decir, la dinámica superficial del GT será dominada por vientos del norte mayores a 8.5 m/s. Según Ortega et al. (2000) la alta productividad del GT se debe principalmente a los procesos de surgencia y mezcla vertical; las aguas subsuperficiales traen consigo fosfatos, silicatos, nitratos y nitritos en alta concentración, lo que inicia una red trófica que produce y nutre a una rica comunidad biológica. En un estudio realizado en invierno (Ortega et al., 2000) dividieron el golfo en tres áreas, la parte central, este y oeste; la zona central presentó los valores promedio más altos en micronutrientes, seguida por la zona este y los valores más bajos en el oeste; respecto a la clorofila-*a* encuentran los valores máximos superficiales en la región oeste del GT. Los resultados de esta tesis concuerdan con los resultados obtenidos por Ortega et al. (2000), ya que en la zona oeste y a lo largo de la costa el bombeo es positivo y muy intenso, por lo que se favorece la productividad primaria y es esta zona en donde se encontraron los valores más altos de Chl-*a*; en la zona este hay un ascenso de las aguas, aunque no es muy intenso, por lo que los nutrientes son acarreados a la capa superficial, y aunque también hay productividad primaria no es tan alta, y es por esto que se acumulan y se registran altos valores de micronutrientes en esta zona.

De las cuatro direcciones del viento que se obtuvieron en esta tesis, el viento del norte genera las mayores zonas de surgencias y de hundimientos, (Fig. 6.2, Fig. 6.3, Fig. 6.4, Fig. 6.5.), ya que los vientos del norte son los más intensos en la región, lo cual coincide con lo reportado

anteriormente (Färber et al., 2004; Hernández-Becerril et al., 2015; Monreal Gómez y Salas de León, 1998; Roden, 1961), así como la dinámica que prevalece en el GT (como la formación del vórtice anticiclónico en la plataforma oeste del golfo) es debida al viento, por lo que cuando el viento es intenso y viene del norte es el principal mecanismo de forzamiento para la dinámica superficial en la región.

La dirección **sur** es una dirección peculiar, debido a que durante el período de estudio solo se registraron un par de días con vientos predominantes de esta dirección, durante la época de verano. El evento más intenso de este viento corresponde al *31 de julio de 2009*. Según Hernández-Becerril et al. (2015) en verano los vientos se dan regularmente del este, con menor intensidad que los vientos de invierno, lo cual concuerda con esta fecha. La dirección del viento se pudo deber a un momento de relajamiento de los vientos del este combinado con la aparición de centros de baja presión en el GM, aunque no lo podemos corroborar ya que no se realizó el análisis en esa zona, por lo que se sugiere realizarlo en próximas investigaciones. Al comparar la imagen de bombeo de Ekman y la de concentración de Chl-*a* se observa un ligero parecido entre ellas, sin embargo, comparadas con las imágenes con vientos del norte realmente no existe una clara señal del efecto del viento sobre la dinámica superficial del GT, esto debido a que los vientos no son muy intensos y esto favorece la intrusión de la CCCR no solo en el este del GT sino hasta el centro y oeste (Ortega et al., 2000). Estas condiciones no favorecen la productividad primaria, por lo que la imagen satelital, a pesar de no tener la misma fecha, refleja las condiciones prevalentes en la zona durante ese lapso: muestra bajas concentraciones de Chl-*a*, en ningún punto mayores a 1.5 mg/m³. De todas las imágenes satelitales que se presentan ésta es la que menor concentración de Chl-*a* registró en toda el área y periodo de estudio, esto concuerda por lo reportado por Roden (1961), Ortega et al. (2000) y Velázquez et al. (2011) quienes reportan periodos de lluvia y calma de mayo a octubre, una mayor penetración de la CCCR, que transporta agua cálida en todo el GT, inhibiendo la productividad primaria, y por ende se registran bajas concentraciones de Chl-*a* en la zona.

Las dos fechas que se presentan para ejemplificar los vientos del **este** (22 de junio y 15 de agosto de 2009) muestran una distribución muy distinta en cuanto a la magnitud del viento en la región lo que provoca resultados muy distintos al calcular el espesor de la capa de Ekman, en el primer caso alcanza los 200 m en algunas zonas al este y en la costa, en el resto del GT las profundidades van de 60 a 100 m; en el segundo se observa que la mayor parte del GT se genera un espesor menor a 60 m y solo en la costa este, donde los vientos son considerables se alcanzan

profundidades mayores a 140 m, en lo único que coinciden es en que ambos generan las capas más profundas en la costa este. El transporte en ambas fechas se da hacia el norte cercano a la costa, mientras que mar adentro se da hacia el norte en el primer caso y hacia el noroeste en el segundo, además la magnitud del transporte en ambos casos es muy distinta, en el primero es mayor o igual a 6,000 kg/ms en la mayor parte del GT (excepto al oeste alejado de la costa), mientras que en el segundo caso toda la zona presenta transporte menor a 1,000 kg/ms.

A pesar de las diferencias descritas en el párrafo anterior los patrones generados al calcular el bombeo de Ekman son muy similares en ambos casos, una zona de frentes en la costa este (debido a la calle de vórtices de Von Kármán), y el resto del GT con velocidades muy cercanas a cero. Es importante tomar en cuenta que la escala de colores en ambos casos es distinta, sin embargo, las zonas de afloramiento y hundimiento coinciden. Además, se observa una similitud en las imágenes satelitales en ambos casos, una zona de alta concentración de Chl-*a* muy cercana a la costa este y el resto del GT con concentraciones muy bajas. Al contrastar ambos pares de imágenes (6.7.C y 6.8.C, y 6.7.B y 6.8.B) se observa que la dinámica generada por los vientos y el transporte de Ekman rige el este del GT, debido a que en esta región las zonas de frentes coinciden con las zonas de alta concentración de Chl-*a*, mientras que en el oeste del GT existen otros factores que rigen el movimiento superficial de las aguas en ese momento, por ejemplo las corrientes geostróficas que toman importancia ya que el viento es débil y es una zona con una plataforma continental estrecha (Fig. 4.1.1) lo que favorece el desarrollo de corrientes geostróficas (Romero-Centeno et al., 2003) y la intrusión de la CCCR (Roden, 1961; Ortega et al., 2000 y Velázquez et al., 2011), esta corriente debido a las características fisicoquímicas de las masas de agua que transporta no favorece la producción primaria y por tanto las concentraciones de Chl-*a* son bajas. La alta concentración de Chl-*a* se ve restringida a la costa este debido a la fuerte intrusión de la CCCR en esta época del año (Ortega et al., 2000).

Cuando la dirección del viento es predominantemente del **oeste** se observa que, aunque las intensidades de viento son ≤ 15 m/s y se presenta un transporte de Ekman mayor a 6,000 kg/ms en casi todo el GT, aunque el bombeo de Ekman generado es el más débil de todas las direcciones (entre -15 m/día y 18 m/día). Los vientos provocan transporte principalmente hacia el sur aunque en algunos casos se da hacia el suroeste con valores máximos $\sim 14,000$ kg/ms localizados en el centro del eje del GT, donde los vientos son máximos. Estos resultados concuerdan con lo que se esperaría de los vientos del oeste. Los vientos son débiles, de modo que el espesor de la capa de

Ekman es menor a 150 m en todo el GT. La dinámica que se genera en la zona es compleja, se tienen varios puntos de afloramiento distribuidos a lo largo del GT, lo que genera una importante concentración de Chl-*a* en la costa, el eje y el oeste del GT. Al comparar las imágenes de concentración de Chl-*a* y bombeo de Ekman se encuentran coincidencias tanto en la zona de frente cercana a la costa, al oeste y en el eje del GT, especialmente en uno de los centros de afloramiento que se ubica en $-94.75^\circ, 15^\circ \text{ N}$; desafortunadamente en donde se ubica el segundo centro, en el paralelo 15° N no se tiene información de la imagen de satélite. En general se puede decir que las altas concentraciones de Chl-*a* en la imagen de satélite concuerdan con las zonas de afloramiento y frentes obtenidas mediante el cálculo del bombeo de Ekman, por lo que cuando el viento viene del oeste domina la dinámica superficial del GT y se presentan grandes zonas de alta concentración de Chl-*a*.

8. CONCLUSIONES

La interacción del viento, en el GT, con la capa superficial del océano se puede constatar mediante el transporte horizontal (transporte de Ekman) y el transporte vertical (bombeo de Ekman) que se genera en la región y controla, la mayor parte del tiempo, la dinámica superficial de la región.

El GT es una de las tres regiones con niveles más altos de productividad primaria en el PTO. Con los resultados obtenidos en esta tesis se puede confirmar que esto se debe en gran medida a los vientos del norte que se presentan en la región, aproximadamente el 75% del año, ya que estos vientos favorecen el desarrollo de zonas de surgencias, afloramientos y frentes, en toda la región del GT. Además, los vientos del oeste, aunque no son tan intensos favorecen la creación de zonas de afloramiento y frentes en la mayor parte del oeste, la costa y el eje del GT, por lo que también son muy importantes para la productividad primaria en el GT.

Entre noviembre 2008 y noviembre 2009 se presentaron tres épocas bien definidas de viento en el área de estudio: la primera en la que los vientos dominantes son del norte presentándose entre noviembre y marzo y, julio y agosto; la segunda en donde los vientos predominantes son del este y comprende los meses de abril a junio; y la tercera en la que los vientos dominantes son del oeste y abarca los meses de septiembre y octubre.

La respuesta del océano al esfuerzo del viento, sin importar la dirección de la que provenga, produce transportes horizontales y verticales. Aunque la respuesta del océano varía en función de la duración, dirección e intensidad del viento, lo que provoca que el transporte horizontal y vertical cambie en cada situación.

Los eventos de *Norte* son el principal mecanismo de generación para la dinámica superficial del GT. La frecuencia y duración de estos varía lo largo del año, siendo a finales de otoño e invierno en donde se presentan con una ocurrencia mayor al 60%, duración entre 3 y 13 días, con una media de 5 días, y velocidades entre 20.5 y 8.5, con una media de 12.5 m/s.

Los transportes vertical (bombeo de Ekman) y horizontal (transporte de Ekman) de mayor intensidad están restringidos a los eventos de *Norte*, cualquiera que sea la época del año en que estos se presenten, lo único que se requiere es que el viento sea mayor a 8.5 m/s y con una duración mayor a dos días. Las regiones de afloramiento y frentes, en este caso, concuerdan con las regiones de mayor concentración de Chl-*a* debido al aporte de nutrientes a la zona eutrófica que producen las surgencias, y las de hundimiento con las de menor concentración de Chl-*a*.

En agosto se encontró un aumento considerable en el porcentaje de eventos norte, comprado con los meses cercanos, con velocidades del viento entre 12.5 y 8.5, una media de 9.3 m/s y duración de 5 días. Estos eventos son de menor intensidad y duración que los que se presentan en el periodo de noviembre-enero, sin embargo, pueden desencadenar un transporte y bombeo intenso que cambie la dinámica superficial del GT en unas horas.

El aumento en el porcentaje de ocurrencia de *Nortes* en agosto, lo había reportado Romero-Centeno et al. (2003) anteriormente en la misma época, pero en el mes de julio. No obstante, esta diferencia se puede deber a que nuestro periodo de estudio solo es un año además es un año de transición de evento Niña a Niño, mientras que el estudio de Romero-Centeno et al. (2003) comprende un periodo de 31 años. Es necesario mencionar que en el estudio de Romero-Centeno et al. (2003) estudian la variabilidad estacional e interanual mediante el análisis y mayormente la reconstrucción de varios conjuntos de datos de viento, no mediante mediciones directas, sin embargo ambos meses pertenecen al verano.

La dinámica superficial del GT se ve afectada por los vientos, sin importar su dirección y magnitud, sin embargo, los vientos del norte, al ser los más intensos, pueden cambiar la dinámica de la región en cuestión de horas, mientras que los vientos de otras direcciones tienen tiempos de respuesta más largos que requieren que estas condiciones prevalezcan al menos 2 o 3 días para mostrar totalmente sus efectos.

Las zonas este y oeste del GT tienen un comportamiento muy distinto a lo largo del año, debido a la topografía y batimetría tan distinta que se presenta en estas. Los vientos siempre son más intensos en la zona oeste, debido a que ahí se encuentra el paso de Chivela y la plataforma continental es muy angosta, mientras que la zona este tiene una amplia plataforma continental y elevaciones de la sierra madre mayores a 1250 m; esto lleva a una dinámica distinta en ambas zonas.

Al analizar las imágenes satelitales de Chl- α , en el lado este el GT se observa la influencia de la CCCR, principalmente en los meses de primavera y verano, ya que no se observan regiones de alta concentración de Chl- α , que deberían coincidir con las regiones de afloramiento, más bien se observa una gran región con concentraciones de Chl- α cercanas a cero. Esto podría significar que aún en superficie y muy cerca de la costa la CCCR transporta, en esta región, agua cálida proveniente del Ecuador, que inhibe o dificulta la productividad primaria, y por ende el aumento en la concentración de Chl- α .

Las mayores concentraciones de Chl-a se presentaron en los meses de noviembre, diciembre y enero, mismo periodo en donde los porcentajes de ocurrencia de *Nortes* son mayores al 60%, es decir, los eventos de *Norte* generaran un mayor transporte y bombeo de Ekman y como resultado se presentaron en el GT altas concentraciones de Chl-a, mientras que los vientos de otras dirección al ser vientos de menor intensidad, provocan transportes y bombeos de Ekman de menor intensidad por lo tanto las concentraciones de Chl-a en el GT son menores. También en esta época se presentan las regiones más extensas con altas concentraciones de Chl-a.

Cuando la dirección del viento es predominantemente del sur, en el GT observamos concentraciones de Chl-a muy bajas, de hecho, son las concentraciones más bajas que se presentan en el periodo de estudio, sin embargo, no se sabe con certeza si esta dirección es una dirección común o atípica en el GT o si esta representa un momento de transición, puesto que los vientos con dirección sur solo aparecieron intermitentemente 5 días (a fines de julio y principios de agosto de 2009). Es necesario hacer este estudio para un periodo de tiempo más largo y constatar que pasa con los vientos en esta dirección.

La máxima intensidad de viento que se registró en una región (sin tomar en cuenta puntos aislados) fue de 28 m/s, este viento provocó un máximo espesor de la capa de Ekman de 320 m, y desencadenó un transporte máximo de 27,000 kg/ms, el 2 de marzo de 2009, sobre la región oeste del GT, alejado de la costa. Las mayores velocidades de ascenso del bombeo de Ekman se registraron el 12 de diciembre de 2008, 54 m/día; y de descenso el 2 de marzo y 5 de agosto de 2009, -20 m/día.

El cálculo del espesor de la capa de Ekman está directamente relacionado con la magnitud del viento, por lo que en las regiones bajo las que se observaron los mayores vientos se tuvo el mayor espesor de capa de Ekman, y lo mismo ocurrió para el transporte, mientras que esto no se cumplió para el bombeo de Ekman. Un viento que no es muy intenso puede provocar velocidades verticales muy intensas en algunas regiones, como fue el caso de los vientos del norte el 02 de marzo de 2009 (que no coinciden con la fecha con las mayores intensidades del viento en esta dirección), los vientos del sur, que como se explicó anteriormente son los menos intensos provocaron velocidades verticales de ascenso importantes, así como los vientos del este.

El periodo de estudio es un año muy particular pues en él se observa la transición de un evento La Niña (noviembre 2008 – abril 2009) a un evento El Niño (mayo 2009 – noviembre 2009), estos eventos provocaron ligeros cambios en la magnitud y dirección de los vientos en la región, aunque esta mínima variación en el ángulo de incidencia del viento provocó cambios importantes

en la dinámica del GT, como se observa en las imágenes con vientos del norte. En los eventos de *Norte* correspondientes a eventos Niña, se observa que el ángulo del viento es casi perpendicular al eje, lo que provoca un mayor afloramiento en la zona a comparación de El Niño.

Conforme a las aproximaciones tomadas en cuenta en este estudio, y al contrastar los resultados del bombeo de Ekman con las imágenes de satélite de Chl-*a* se puede concluir que se realizó una aproximación adecuada y este método se puede reproducir en otras regiones para calcular el espesor estimado de la capa de Ekman, transporte de Ekman y bombeo de Ekman.

Es necesario llevar a cabo un estudio similar para un periodo de tiempo mayor, para observar cómo cambian las zonas de afloramiento y hundimiento a través de los años y entender mejor la dinámica superficial del GT generada por los vientos.

La metodología del presente trabajo se puede utilizar en otras regiones de México, en donde se podrían calcular las zonas de surgencias y hundimientos, como por ejemplo en el Golfo de California y en la zona del Pacífico correspondiente a la costa occidental de la península de Baja California.

La metodología propuesta no es nueva, aunque el uso de ésta en la región de estudio no se había llevado a cabo. En este estudio se incluye por primera vez el uso de datos satelitales de viento de alta resolución en toda la región, ya que normalmente para realizar estos cálculos se toma en cuenta el viento como si tuviera un solo valor en toda la región (este viento se toma por ejemplo de alguna estación meteorológica cercana) o cuando ha considerado una malla en toda la región ésta contenía resultados de modelos de reanálisis; en este caso son datos medidos y no interpolados. Al realizar el cálculo del transporte de Ekman se calcularon las zonas de bombeo positivo y negativo en la región (ascenso y descenso), que al hacer una búsqueda bibliográfica no se encontró que se hayan reportado previamente ya que normalmente se toma en cuenta solo lo que sucede en la costa y el eje del GT.

Gracias al cálculo de estas zonas de ascenso y descenso se pudieron contrastar los resultados con imágenes satelitales de Chl-*a* (y se podría hacer con imágenes de temperatura) para determinar que los efectos del viento la dinámica superficial de la zona. Así se pudo determinar que estos tienen gran importancia a lo largo de todo el año.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, R., Salmerón, O., & Álvarez, R. (2012). Satellite observations of the effect of ENSO on the Tehuantepec and Papagayo upwellings. *Interciencia*, 37(11), 828–832. Caracas, Venezuela.
- Barton, E., Argote, M., Brown, J., Kosro, M., Lavin, M., Robles, J. M., Smith, R., Trasviña, A., & Velez, H. (1993). SUPERSQUIRT: DYNAMICS OF THE GULF OF TEHUANTEPEC, MEXICO. *Oceanography*, 6(1), 23–30.
- Brennan, M., Cobb, H., & Knabb, R. (2010). Observations of Gulf of Tehuantepec gap wind events from QuikSCAT: An updated event climatology and operational model evaluation. *Weather and Forecasting*, 25(2), 646–658.
- Coria, E., Salas, D., Monreal, M., & Durán, E. (2019). Satellite observations of the effect of the “Godzilla El Niño” on the Tehuantepec upwelling system in the Mexican Pacific. *Helgolander Marine Research*, 73(1), 1–11.
- García, E. (2004). *MODIFICACIONES AL SISTEMA DE CLASIFICACIÓN CLIMÁTICA DE KÖPPEN*. Instituto de Geografía UNAM (5ª Ed.). México.
- Färber, J., Lavín, M., & Guerrero, M. (2004). Effects of wind forcing on the trophic conditions, zooplankton biomass and krill biochemical composition in the Gulf of Tehuantepec. *Elsevier*, 51, 601–614.
- Hernández-Becerril, D. U., López-Tachiquín, L. F., Machain-Castillo, M. L., & Monreal-Gómez, M. A. (2015). Distribución de pigmentos fotosintéticos del fitoplancton del Golfo de Tehuantepec en verano (junio, 2003): Importancia del picofitoplancton. *Hidrobiológica*, 25(3), 365–374.
- Hurd, W. E. (1929). Northers of the Gulf of Tehuantepec. *Monthly Weather Review*, 57(5), 192–194. Knauss, J. (1997). *Introduction to PHYSICAL OCEANOGRAPHY* (Segunda ed. Pp. 122–128). Waveland Press, Inc. USA.
- Lanza, G. (1992). *Características físico-químicas de los mares de México*. (p. 16). Instituto de Geografía, Universidad Nacional Autónoma de México. México.
- Lluch-Cota, S. E., Álvarez-Borrego, S., Santamaría-Ángel, E., Müller-Karger, F., & Hernández-Vázquez, S. (1997). The Gulf of Tehuantepec and adjacent areas: Spatial and temporal variation of satellite-derived photosynthetic pigments. *Ciencias Marinas*, 23(3), 329–340.
- Maturana, J., Bello, M., & Manley, M. (2004). Antecedentes históricos y descripción del fenómeno El Niño, Oscilación del Sur. In *El Niño y la Niña 1997 - 2000. Sus efectos en Chile* (pp. 13–27).
- Monreal, M., & Salas, D. (1998). Dinámica y estructura termohalina, Cap. 2:13-26. En M. Tapia-García (Ed.) *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México.

- Müller-Karger, F. E., & Fuentes-Yaco, C. (2000). Characteristics of wind-generated rings in the eastern tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105(C1), 1271–1284.
- Ortega, S., Trigueros, J., Rodríguez, R., Lluch, S., & Villalobos, H. (2000). El Golfo de Tehuantepec como un centro de actividad biológica y su importancia en la pesquería. In D. Lluch, J. Elorduy, S. Lluch, & G. Ponce (Eds.), *Centros de Actividad Biológica del Pacífico mexicano*. (Primera ed, pp. 335–356). Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C. México.
- Pareja Román, L. F., Díaz Guevara, D. C., Rodríguez Tobar, Á. T., Villegas Bolaños, N. L., & Pérez Santos, I. E. (2013). Análisis del transporte y bombeo de Ekman en el Caribe colombiano entre 1999 y 2009. *Boletín Científico CIOH*, 31, 3–12.
- Roden, G.I. (1961). On the wind-driven circulation in the Gulf of Tehuantepec and its effect upon surface temperatures. *Geofis. Int.*, 1, 55-72).
- Romero-Centeno, R., Zavala-Hidalgo, J., Gallegos, A. and O'Brien, J. J. (2003). Isthmus of Tehuantepec wind climatology and ENSO signal. *Journal of climate*, 16(15), 2628-2639.
- Salazar, J. (2016). *Corrientes costeras en el Golfo de Tehuantepec*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. México.
- Santiago, M. (2020). *La interacción entre dipolos y vientos Tehuano en el Golfo de Tehuantepec: observaciones y modelación numérica*. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. México.
- Steenburgh, W., Schultz, D., & Colle, B. (1998). The structure and evolution of gap outflow over the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Monthly Weather Review*, 126(10), 2673–2691.
- Stewart, R. H. (2000). Physical Oceanography. In *Introduction to physical oceanography* (pp. 142–154). Department of Oceanography, Texas A&M University.
- Stumpf, H. G. (1975). Satellite detection of upwelling in the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *Journal of Physical Oceanography*, 5(2), 383-388.
- Strong, A.E., R.J. de Rycke and H.G. Stumpf. (1972). Satellite detection of upwelling and cold water eddies. *Proc. 8th Int. Syrup. Rein. Sens. Envir.*, Environmental Research Institute of Michigan Ann Arbor, 1067-1081.
- Tapia, M., & Gutiérrez, B. (1998). Recursos pesqueros de los estados de Oaxaca y Chiapas. In M. Tapia (Ed.), *El Golfo de Tehuantepec: el ecosistema y sus recursos*. (pp. 149–162). Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa, México.
- Trasviña, A., Barton, E. D., Brown, J., Velez, H. S., Kosro, P. M., & Smith, R. L. (1995). Offshore wind forcing in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: The asymmetric circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C10), 20649-20663.

- Trasviña, A., Santiago, M., & Parés, A. (2019). Dipole-wind interactions under gap wind jet conditions in the Gulf of Tehuantepec, Mexico: A surface drifter and satellite database analysis. *PLOS ONE*, *14*(12), e0226366.
- Velázquez, F., Martínez, J., Chavanne, C., Durazo, R., & Flament, P. (2011). Wind-driven coastal circulation in the Gulf of Tehuantepec, Mexico [Circulación costera forzada por el viento en el golfo de Tehuantepec, México]. *Ciencias Marinas*, *37*(4), 443–456.
- Wu, K., & Liu, B. (2008). Stokes drift – induced and direct wind energy inputs into the Ekman layer within the Antarctic Circumpolar Current. *113*(October 2007), 1–12.
- Wyrski, K. (1967). Circulation and water masses in the Eastern Pacific Ocean. *International Journal of Oceanology and Limnology*.1:117-147.
- Zamudio, L., Leonardi, A., Meyers, S., & Brien, J. (2001). ENSO and Eddies on the Southwest Coast of Mexico. *October*, *28*(1), 13–16.