



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE
MÉXICO**

**POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**

***RESPUESTA DE LA CIRCULACIÓN OCEÁNICA ANTE EL
FORZAMIENTO DE EVENTOS DE NORTE EN LA ZONA DEL
SISTEMA ARRECIFAL VERACRUZANO***

T E S I S

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(FÍSICA DE LA ATMÓSFERA)**

P R E S E N T A

JULIO ROJAS ALVAREZ

**DIRECTOR DE TESIS: DR. JORGE ZAVALA HIDALGO
JULIO 2008**



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.

Agradecimientos:

Al Doctor Jorge Zavala Hidalgo por su atención, dedicación y paciencia en la dirección de este trabajo.

A los miembros del jurado:

Dr. Benjamín Martínez López

Dr. Artemio Gallegos García

Dr. Ernesto Caetano Neto

Dr. Steven Czitrom Baus

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada, registro 201130.

A Adriana Mateos, Oscar Calderón, Rosario Romero, Rodolfo Meza y Alejandra Ortega por sus aportaciones y conocimientos que contribuyeron en la elaboración de este trabajo.

A los compañeros del equipo: Anizul Terán, Valentín López, Nidia Taylor, Ferdinando Pacheco, Maru Allende y Rebeca de Buen.

A l@s compas del CCA Adriana Espinosa, Dany Cruz, Javier Balbuena, Delibes Flores, y tantos más que ocuparía mucho espacio el mencionar, por todas las historias que construimos durante este tiempo.

Dedicatorias:

Para Ale, quien con su amor hizo más agradable este proceso.

Para mi Madre, hermanos y sobrinos, por estar siempre conmigo.

Tabla de Contenido	Página
Resumen	
Capítulo 1 Introducción	
1.1 Antecedentes	1
1.2 Esfuerzo del viento sobre la circulación oceánica	2
1.3 Circulación estacional sobre la plataforma oeste del Golfo de México	5
1.4 Caracterización de <i>nortes</i>	7
1.5 El Sistema Arrecifal Veracruzano	9
Capítulo 2 Metodología	
2.1 Descripción de los corrientímetros	13
2.2 Descripción del <i>Navy Coastal Ocean Model</i> (NCOM)	
2.2.1 Ecuaciones básicas	16
2.2.2 Mallas horizontal y vertical	20
2.3 Datos de viento	21
Capítulo 3 Resultados	
3.1 Los <i>nortes</i> de la temporada de estudio	32
3.2 Corrientes observadas	42
3.3 Campos de circulación	48
Capítulo 4 Discusión y conclusiones	49
Apéndice A	
A.1 Ángulo entre campos de viento de El Salado y del reanálisis	53
A.2 Magnitud entre campos de viento de El Salado y del reanálisis	53
Referencias	55

Resumen

Se estudia la respuesta de la circulación oceánica en la zona del Sistema Arrecifal Veracruzano, en el Golfo de México, ante el forzamiento del viento durante eventos atmosféricos de *norte*.

Se realizaron mediciones de corrientes con dos corrientímetros colocados estratégicamente: uno entre los arrecifes Gallega y Galleguilla y el otro entre los arrecifes Isla Verde-Anegada de Adentro. Con dichos instrumentos se recolectaron datos durante dos periodos: en Septiembre y Octubre de 2006 y en Diciembre de 2006 y Enero de 2007. En estos periodos se registraron 8 eventos de *norte*.

Para el análisis del esfuerzo del viento se utilizaron datos del Reanálisis de NCEP y datos de una estación meteorológica de la región conocida como *El Salado* en el municipio veracruzano de Antón Lizardo. Para el análisis numérico de la circulación oceánica se utilizó el modelo de circulación *Navy Coastal Ocean Model*.

Se encontró que durante los eventos de *norte* generalmente se alcanzan corrientes de 0.5m/s, con máximos de poco más de 1 m/s. Se observó muy poca estratificación en las corrientes siendo ligeramente más intensas en las capas superficiales. Entre los dos sitios la correlación fue de 0.95 con un retraso de 3.2 hrs. del sitio Isla Verde – Anegada de Adentro con relación a Gallega – Galleguilla. También se encontró que las corrientes inducidas por los nortes (~ 0.5 m/s) son un orden de magnitud mayores que las corrientes de marea (~ 0.05 m/s). Entre la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa y la corriente paralela a la costa se encontró una correlación muy alta, de hasta 0.91.

CAPÍTULO 1

Introducción

1.1 Antecedentes

En las últimas décadas las actividades humanas en las zonas costeras se han incrementado más rápidamente que en otras regiones. Estas actividades se relacionan con un crecimiento urbano en las zonas costeras, alteración de los ciclos hidrológicos y de los nutrientes, un incremento en los aportes de contaminantes que vienen de la zona terrestre, destrucción de ecosistemas estuarinos y oceánicos, disminución de los recursos pesqueros y degradación de los sitios recreativos. Ante esta situación es de gran importancia conocer mejor los sistemas costeros para, entre otras cosas, estimar su respuesta a los impactos de origen antropogénico y natural. La circulación de las zonas costeras aparece como uno de los aspectos más importantes por conocer e incluso se debe desarrollar la capacidad de pronosticarla. La dinámica de los sistemas costeros es compleja pues está influenciada por forzamientos locales y remotos, por procesos de distintas escalas espaciales y temporales y varía sustancialmente de una región a otra. Entre los procesos que más afectan la dinámica costera están las mareas, las descargas de agua dulce, el esfuerzo del viento, las corrientes de gran escala, las ondas costeras y la topografía y forma de la línea de costa. Al estudiar una zona costera uno de los objetivos principales es determinar cuáles son los procesos más importantes que influyen en cada región.

Uno de los fenómenos meteorológicos que producen un impacto notable sobre las corrientes en el Golfo de México son los llamados *nortes*. En este estudio se busca determinar el impacto de los eventos de *norte* en la circulación en el Sistema Arrecifal Veracruzano (SAV), el cual se localiza frente al Puerto de Veracruz y los municipios de Boca del Río y Antón Lizardo en el Estado de Veracruz. El SAV está compuesto por 17

arrecifes que cubren un área de 522 km², es un área natural protegida y se ubica en una zona donde coexisten varios usos de la zona costera, entre los que se pueden mencionar el uso portuario, la pesca y el uso recreativo. El SAV se ubica entre los ríos La Antigua al norte y Papaloapan al sur, y sobre ella descarga el río Jamapa. Estos ríos tienen asociado un transporte muy importante de agua dulce y sedimentos. La zona también tiene una fuerte influencia de contaminantes debido a que en ella se descargan importantes volúmenes de aguas negras.

Los conocimientos de la dinámica de la región son muy limitados y la importancia relativa de los distintos forzamientos también. Estudios sobre la circulación en la plataforma continental de los Estados de Tamaulipas y Veracruz (Zavala-Hidalgo et al., 2003), han mostrado que el esfuerzo del viento tiene una gran importancia en la circulación de gran escala. Sin embargo, los estudios de pequeña escala en la región son casi inexistentes; se conoce muy poco acerca de la importancia de la circulación inducida por las mareas o del posible impacto de la circulación fuera de la plataforma, en particular de los remolinos en la Bahía de Campeche.

En este estudio se analizan datos de dos corrientímetros que estuvieron instalados en la zona durante dos períodos: septiembre-octubre de 2006 y diciembre de 2006 - enero de 2007. Las mediciones de los corrientímetros se analizan junto con datos de viento, el análisis de las condiciones meteorológicas y los resultados de una simulación numérica. En el Capítulo 2 de este trabajo se describe la metodología, los datos y el modelo utilizado, en el Capítulo 3 se presentan y discuten los resultados y en el Capítulo 4 se presentan las conclusiones.

1.2 Esfuerzo del viento sobre la circulación oceánica en plataforma

La circulación oceánica en la plataforma continental está influenciada por la rotación de la Tierra, la estratificación del campo de densidad, la topografía del fondo, la forma de la línea de costa, la influencia de la circulación fuera de la plataforma y la magnitud y

dirección de los vientos en la zona. Sin embargo, generalmente son estos últimos, o más bien, la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa, el principal mecanismo de forzamiento en la circulación oceánica en plataforma (Allen, 1980).

La circulación oceánica generada por el forzamiento del viento afecta en primera instancia la superficie del océano. Sin embargo, debido al efecto de rotación de la Tierra o fuerza de Coriolis, este esfuerzo provoca un movimiento de las capas superficiales, hacia la derecha en el hemisferio norte y hacia la izquierda en el hemisferio sur, con relación a la dirección del viento (figura 1.1). A dicho fenómeno se le conoce como transporte de Ekman.

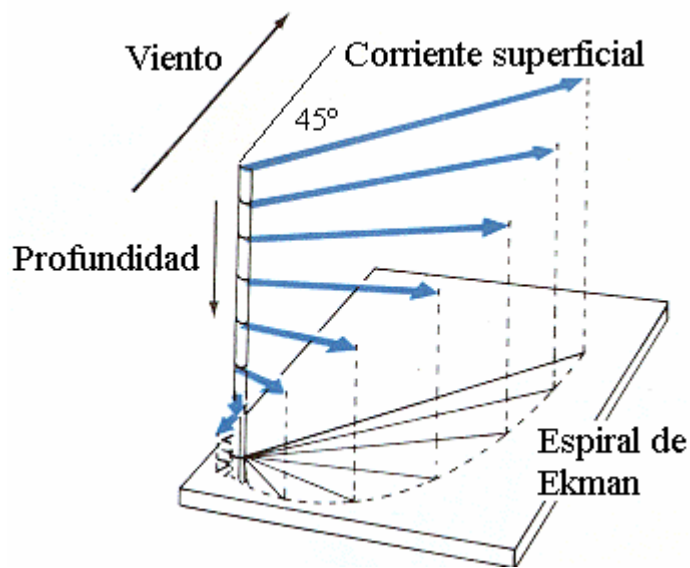


Figura 1.1. Transporte de Ekman

Como se observa en la figura 1.1 la fuerza de Coriolis desvía el agua superficial 45° respecto a la dirección del viento, y debido a la fricción entre las capas de agua, conforme aumenta la profundidad cada capa va teniendo menos velocidad y la corriente se va desviando más hacia la derecha que la capa inmediata superior, generando una espiral de Ekman y produciendo un transporte neto a 90° de la dirección del viento.

Cuando la costa se ubica a la izquierda de la dirección en que soplan los vientos, el transporte de Ekman genera un desplazamiento de agua en dirección perpendicular a la dirección del viento, la cual es sustituida por aguas subsuperficiales tal como se observa en la figura 1.2. A este fenómeno se le conoce como surgencia costera. Mediante este proceso, las costas y plataformas continentales se ven enriquecidas con los nutrientes y sedimentos orgánicos del fondo, de lo cual se ve favorecido el ser humano.

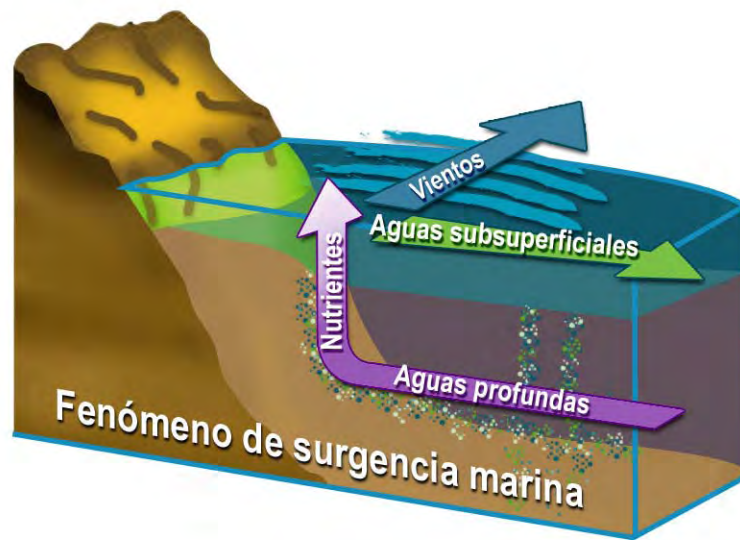


Figura 1.2 Surgencia Costera

Para el análisis de este mecanismo de forzamiento se considera el siguiente sistema de referencia:

- i) Eje X, de la costa hacia mar abierto, con el eje positivo hacia mar abierto y con longitud de unos pocos a cientos de kilómetros.
- ii) Eje Y, a lo largo de la costa con longitud de cientos a miles de kilómetros.
- iii) La escala vertical o eje Z, con longitud de decenas de metros sobre la plataforma a centenas de metros sobre el talud continental.
- iv) El origen lo fijamos en la costa en el nivel medio del agua.

Con base en lo anterior se procede a establecer el sistema de ecuaciones de movimiento mostrado en la sección 2.2.1.

1.3 Circulación estacional sobre la plataforma oeste del Golfo de México

Por su disposición geográfica y la circulación oceánica que se presenta en ella, la plataforma oeste del Golfo de México (GoM) puede ser dividida en tres regiones (figura 1.3): la plataforma de Louisiana-Texas (LATEX), la plataforma de Tamaulipas-Veracruz (TAVE) y la plataforma oeste del Banco de Campeche oeste (Zavala-Hidalgo et al, 2003).

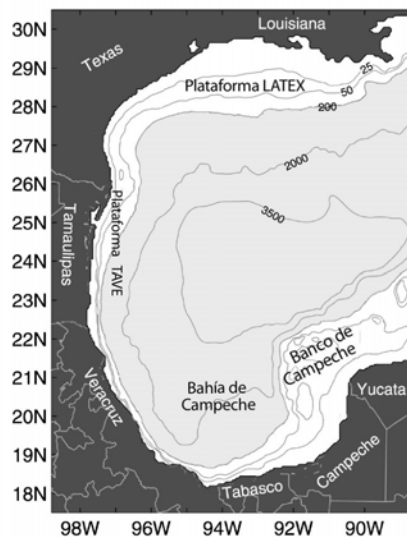


Figura 1.3 Plataforma oeste del Golfo de México. Las líneas de contorno se refieren a la batimetría del fondo marino (tomada de Zavala-Hidalgo et al., 2003).

La dirección de los vientos que inciden sobre el GoM está determinada por la posición de los sistemas de alta presión. En otoño e invierno estos sistemas provienen del noroeste de los Estados Unidos generando vientos del noreste en la parte oeste del golfo; mientras en el verano la intensificación y el desplazamiento hacia el oeste de la Alta de Bermudas y el calentamiento del territorio de Estados Unidos genera vientos provenientes del sureste. La componente meridional de los vientos se intensifica en el oeste del golfo por el efecto del bloqueo de la Sierra Madre Oriental.

En toda la plataforma del GoM existe una alta correlación entre la componente del esfuerzo del viento a lo largo de la costa (CVLC) y las corrientes locales, identificando a este esfuerzo como el principal mecanismo de forzamiento de las corrientes costeras, siempre y cuando estas últimas tengan una variación espacial y temporal relativamente pequeña y además que el número de Rossby sea pequeño. El número de Rossby (R_o) es una cantidad adimensional utilizada para describir flujos en el océano y en la atmósfera y se define mediante la siguiente relación:

$$R_o = \frac{U}{Lf}$$

en donde

U : Velocidad característica del fluido

L : Longitud característica del movimiento

f : parametro de Coriolis= $2\Omega\text{sen}\varphi$, en donde Ω es la velocidad angular de la rotación planetaria y φ es la latitud.

Por ejemplo, si consideramos una velocidad típica en el océano de $\sim 10 \text{ cms}^{-1}$ y una longitud de $\sim 4000 \text{ km}$, se obtiene un valor típico para el número de Rossby de $R_o \sim 10^{-4}$.

De acuerdo con Zavala-Hidalgo et al. (2003), la CVLC y la circulación en las distintas regiones de la plataforma es la siguiente:

Sobre la plataforma LATEX la CVLC es hacia el sur, excepto para los meses de verano, de junio a agosto, cuando es muy débil e incluso algunas veces se invierte. Dicho comportamiento genera una circulación ciclónica, un *jet* cerca de la costa y una débil corriente hacia el noreste sobre la plataforma exterior. Esta circulación es reforzada por las descargas de los ríos Mississipi y Atchafalaya (Cochrane and Kelly, 1986; Nowlin et al. 2005).

Sobre la plataforma TAVE, entre los 18.5°N y los 26°N de latitud, la CVLC es hacia el sur de septiembre a marzo; durante este periodo se genera una corriente desde la

plataforma LATEX hasta el límite sur de la Bahía de Campeche. Mientras que de Mayo a Agosto la corriente va hacia el norte con velocidades que alcanzan los 0.70 ms^{-1} . Cuando estas corrientes llegan a la plataforma LATEX, se genera una región de confluencia, aproximadamente a los 26.5°N .

En el lado oriental de la Bahía de Campeche, la CVLC es hacia el este o sureste durante todo el año siendo más intensa en invierno.

1.4 Caracterización de los *nortes*

Los *nortes* son sistemas meteorológicos de alta presión de escala sinóptica de latitudes medias que se forman en la región central de Estados Unidos, a sotavento de las montañas Rocallosas y se propagan hacia los trópicos. De acuerdo a Klaus (1973), una columna de aire que se extendiera desde la superficie del suelo hasta la tropopausa, la cual actuaría como una barrera natural, al encontrarse con un obstáculo orográfico y fluir sobre éste reduciría su altura, compensando esta reducción con una extensión horizontal al momento de cruzar dicho obstáculo. El efecto de la fuerza de Coriolis hace que la masa de aire que fluye adopte una dirección anticiclónica.

En el caso de los fuertes vientos polares que inciden sobre las Rocallosas, al bajar a sotavento de ellas generan una zona de baja presión; mientras que sobre las mismas montañas se origina un área de alta presión, la cual al propagarse genera el evento de *norte*.

Las circulaciones anticiclónicas asociadas a dichos eventos ocasionan en el Golfo de México vientos provenientes del norte con magnitud superior a los 30 m/s , descensos de temperatura desde 2°C hasta 15°C en 24 horas, nubosidad baja y en ocasiones precipitaciones (Vazquez, 2000).

Por ser la masa de aire del *norte* más fría que la de los lugares donde incide, es por consiguiente más densa, de tal manera que en la región de encuentro entre ambas masas de aire, la del *norte* entra como cuña en la otra, tal como se muestra en la Fig. 1.4, de allí

también se entiende la baja de temperatura así como el aumento de presión que registran los aparatos meteorológicos al paso de estos eventos.

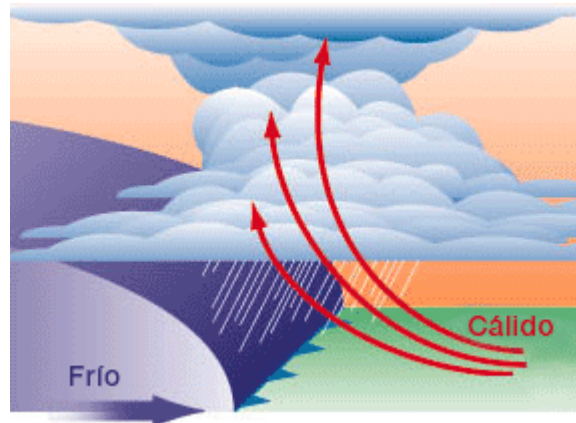


Figura 1.4 Frente frío asociado con un *norte* y su encuentro con una masa de aire más calida.

Los elementos sinópticos que caracterizan a un *norte* continental son (Vázquez, 2000):

- a) Presencia de un sistema de alta presión que se desplaza de noroeste a sureste sobre el territorio de los Estados Unidos.
- b) Vientos intensos que soplan de norte a sur sobre el Golfo de México.
- c) Descenso en la temperatura superficial, ocasionado por el desplazamiento de la masa de aire polar continental hacia latitudes bajas.
- d) Precipitación sobre el sureste de México.
- e) El frente que precede al sistema tiene un bajo contenido de humedad.

Debido a las características por las que se forman, los *nortes* ocurren en el invierno boreal, particularmente entre los meses de octubre a abril, aunque no se descartan en septiembre y principios de primavera pero con menor intensidad. Suelen tener una duración de entre 3 a 5 días, aunque su permanencia en el Golfo de México varía dependiendo de la velocidad con que se desplaza el sistema de alta presión al cual están asociados. En términos generales, su trayectoria en territorio mexicano, es la siguiente:

una vez que entran al Golfo de México, se desplazan desde el litoral de Tamaulipas avanzando hacia Veracruz, incursionan sobre la Sonda de Campeche y atraviesan buena parte de la península de Yucatán hasta salir al mar Caribe.

Un evento de *norte* puede identificarse cuando se cumplen las siguientes condiciones (Vázquez, 2000):

- i) Descenso notable de temperatura en un intervalo de tiempo de unas cuantas horas.
- ii) Vientos intensos del Noroeste, Norte y/o Noreste.
- iii) Incremento de la presión en el mismo intervalo de tiempo.
- iv) Cambio en la humedad relativa en el mismo intervalo de tiempo.

1.5 El Sistema Arrecifal Veracruzano

El Instituto Nacional de Ecología declaró al *Sistema Arrecifal Veracruzano* (SAV) como Parque Marino Nacional el 24 de agosto de 1992. El SAV está formado por 17 arrecifes (Fig. 1.5), de los cuales 11 se localizan frente a Antón Lizardo y el resto frente al Puerto de Veracruz. Enlaza al noroeste con el Sistema Arrecifal Veracruzano norte, situado enfrente de la Laguna de Tamiahua, y al este con el Sistema Arrecifal de Campeche y Yucatán. El SAV se localiza frente a los municipios de Veracruz, Boca del Río y Alvarado y abarca una superficie de 522.38 km².

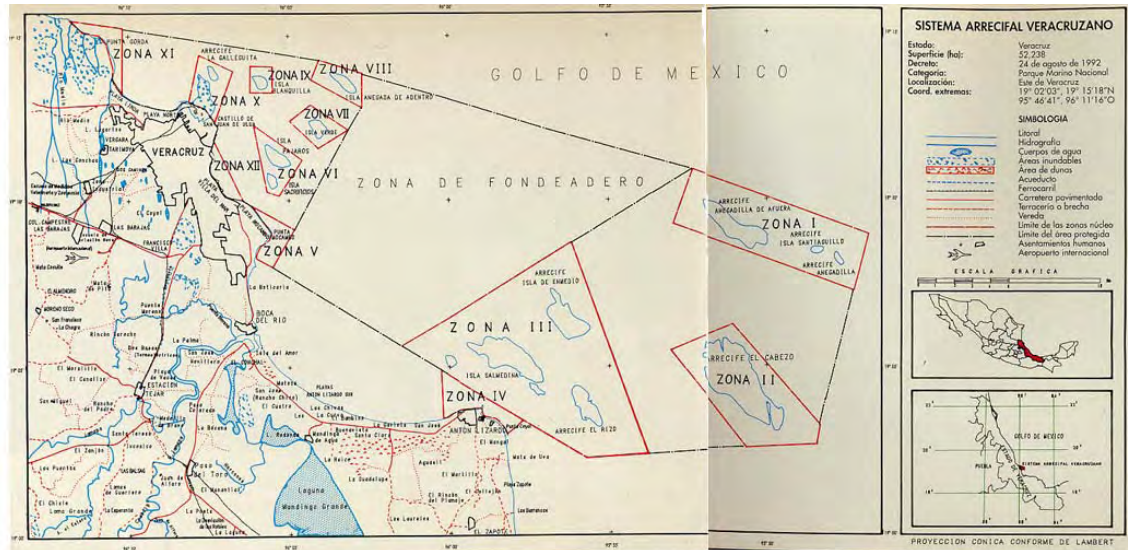


Figura 1.5 El Sistema Arrecifal Veracruzano

El SAV está formado por bajos, islas y arrecifes situados en la región oeste de la plataforma continental del Golfo de México, los cuales se elevan desde profundidades cercanas a los 40 m. Geográficamente se pueden ubicar dos áreas separadas: la primera frente al Puerto de Veracruz que incluye los arrecifes Gallega, Galleguilla, Anegada de Adentro, La Blanquilla, Isla Verde, Isla Sacrificios, Pájaros, Hornos, Ingeniero y Punta Gorda, todos dentro de la isóbata de 45 m. La segunda se ubica frente a punta Antón Lizardo, a unos 20 km al suroeste del Puerto de Veracruz, e incluye los arrecifes Giotte, Polo, Blanca, Punta Coyol, Chopas, En Medio, Cabezo, El Rizo, Santiaguillo, Anegada de Afuera, Anegadilla y Topetillo, todos ellos a profundidades menores de 48 m.

Las lagunas arrecifales, delimitadas por las barreras coralinas de las aguas profundas, rara vez exceden los 2 m de profundidad. Los arrecifes que componen el SAV son del tipo plataforma y presentan dos formas de desarrollo: la ya mencionada forma alargada en dirección noroeste-sureste y otra en semicírculo con la misma orientación. Se caracterizan por tener pendientes en barlovento y en sotavento. En esta última se presenta un mayor desarrollo arrecifal.

Por el grado de desarrollo que alcanzan los arrecifes del SAV se pueden clasificar en cuatro grupos (INE, 2005):

Arrecifes exteriores: Tienen un desarrollo continuo en las pendientes de barlovento y sotavento y parches de gorgonáceos¹ en la parte somera de sotavento.

Arrecifes intermedios: Presentan una pendiente de sotavento extensa y de inclinación muy suave; en ella hay bancos de arena y crecimientos coralinos discontinuos. En la pendiente expuesta es común encontrar una matriz calcárea formada por restos de *Acropora cervicornis*².

Arrecifes interiores: Se caracterizan por la gran cantidad de sedimento en la pendiente de sotavento; los crecimientos coralinos importantes se desarrollan solo hacia los extremos de las formaciones arrecifales donde hay gran cantidad de esponjas.

Arrecifes bordeantes: Se desarrollan anexos a la costa, los cubre una ligera capa de escleratinios³ y un desarrollo somero que no excede los 12 m de profundidad.

Así mismo, se pueden reconocer cuatro zonas estructurales: sotavento, laguna arrecifal, cresta arrecifal y arrecife frontal. Estas estructuras son resultado de los efectos de viento, el oleaje, las corrientes y la sedimentación:

Estructura de sotavento: Se caracteriza por el leve movimiento del agua, baja energía de oleaje y constante aporte de sedimentos, que provocan mucha turbidez. El rango de profundidad es de 3-24 m.

Estructura de laguna arrecifal: Se caracteriza por su elevada tasa de sedimentación, reducido movimiento de agua y profundidades que van de 0.5 a 2.0 m.

Estructura de cresta arrecifal: Es la que soporta la máxima energía del oleaje, su profundidad varía entre 0 y 3 m. La sedimentación es baja y abunda el sustrato duro ya que la litificación del sedimento forma un piso liso y poroso. Su extensión es muy variable, dependiendo del tamaño del arrecife, y constituye casi todo el plano arrecifal en las estructuras de menor tamaño.

1. *Gorgonáceos.* Especie de coral que dispone sus pólipos en un solo plano, enfrentados a la corriente marina, también llamados abanicos de mar.

2. *Acropora crevicornis.* Especie de coral con pólipos finos similares a espinas.

3. *Escleractinios.* Los corales escleractínios son del tipo de corales duros.

Estructura de arrecife frontal: Aquí la pendiente de barlovento se distingue por la presencia de macizos y canales. Esta zona se extiende hasta 12 m de profundidad en arrecifes bordeantes o hasta 40 m en arrecifes exteriores. La erosión causada por el oleaje en la parte somera de esta pendiente produce sedimentos, una parte de los cuales son arrastrados hacia sotavento y otros son depositados sobre los canales.

Para el estudio de la circulación en el SAV se colocaron dos corrientímetros en la zona con los cuales se realizaron mediciones durante dos periodos: Septiembre y Octubre de 2006 y posteriormente en Diciembre de 2006 y Enero de 2007. La operación de estos instrumentos y la recopilación de los datos se detallan en el siguiente capítulo.

CAPÍTULO 2

Metodología

2.1 Descripción de los corrientímetros

Para el muestreo de datos de circulación en el área de estudio se usaron dos perfiladores de corriente de efecto Doppler modelo *Nortek Aquadopp*, ubicados en las posiciones indicadas en la figura 2.1.

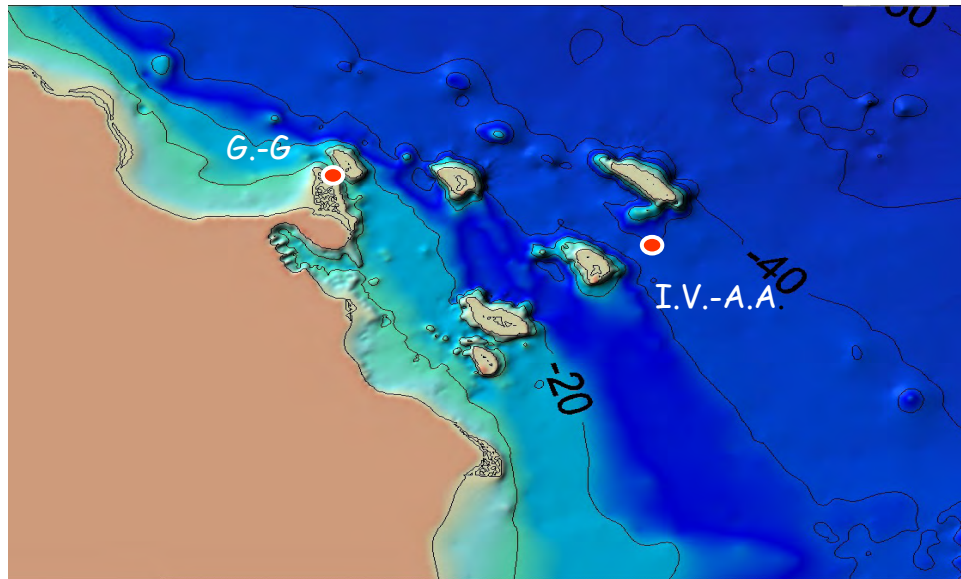


Figura 2.1 Ubicación de corrientímetros en el Sistema Arrecifal Veracruzano. Uno de ellos entre los arrecifes Gallega – Galleguilla (G-G) y el otro entre los arrecifes Isla Verde – Anegada de Adentro (IV-AA).

Un corrientímetro quedó ubicado entre los arrecifes Gallega y Galleguilla y fue colocado a una profundidad de 15 m (señalado en la Fig 2.1 como **G.-G.**). El segundo corrientímetro se ubicó entre los arrecifes Isla Verde y Anegada de Adentro y fue colocado a una profundidad de 30 m (señalado en la figura 2.1 como **I.V.-A.A.**).

Las especificaciones técnicas más importantes del perfilador de corriente *Aquadopp* son¹:

Tabla 2.1 Características del corrientímetro *Aquadopp*.

Frecuencia acústica:	0.6 MHz
Alcance máximo:	30 m – 40 m
Rango de tamaño de celda:	1 m – 4 m
Blanqueo mínimo:	0.50 m
Número máximo de celdas:	128
Destellos emitidos:	3
Ancho de destello:	3.0°
Rango de temperatura:	-4°C a 40°C
Inclinación máxima detectable:	30°
Rango del sensor de presión (Material piezoresistivo)	0 m – 100 m

El instrumento lleva a cabo la medición de velocidad de la corriente mediante el efecto Doppler, esto es, de la ecuación de efecto Doppler (Hartmann, 1994):

$$f_0 = f_s \frac{V + v_o}{V - v_s} \quad (2.1)$$

Donde:

f_0 ≡ Frecuencia observada

f_s ≡ Frecuencia de la fuente

V ≡ Velocidad del sonido en agua de mar

v_o ≡ Velocidad del observador (nula en nuestro caso, pues el instrumento está fijo)

v_s ≡ Velocidad de la fuente (en nuestro caso, velocidad de la corriente)

1. Para mayor detalle sobre las características técnicas, funcionamiento y *software* del equipo, se puede revisar el manual que viene con el instrumento o visitar el sitio *web* del fabricante <http://www.nortek-as.com>

De la ecuación 2.1 se despeja la velocidad de la corriente, v_s . El perfilador de corriente *Aquadopp* emite un destello a una frecuencia previamente determinada (f_s) y detecta la frecuencia reflejada (f_o) en las partículas de plancton, zooplancton o de sedimentos que se encuentran suspendidos en el agua, lo que permite calcular v_s .

La distancia que recorre el destello durante el tiempo que toma al *Aquadopp* cambiar de emisor a receptor se llama blanqueo y es un parámetro determinado por el usuario, aunque hay un límite determinado por las características físicas del instrumento. Por ser el blanqueo una zona de no medición, se recomienda usar el valor mínimo; en nuestro caso de 0.50 m (figura 2.2).

La detección de la frecuencia reflejada no se recibe de una sola posición o a un único tiempo, sino que las propiedades técnicas del *Aquadopp* permiten hacer mediciones cada determinado intervalo de tiempo y así poder obtener un perfil vertical de las corrientes de la zona de estudio (figura 2.2) .

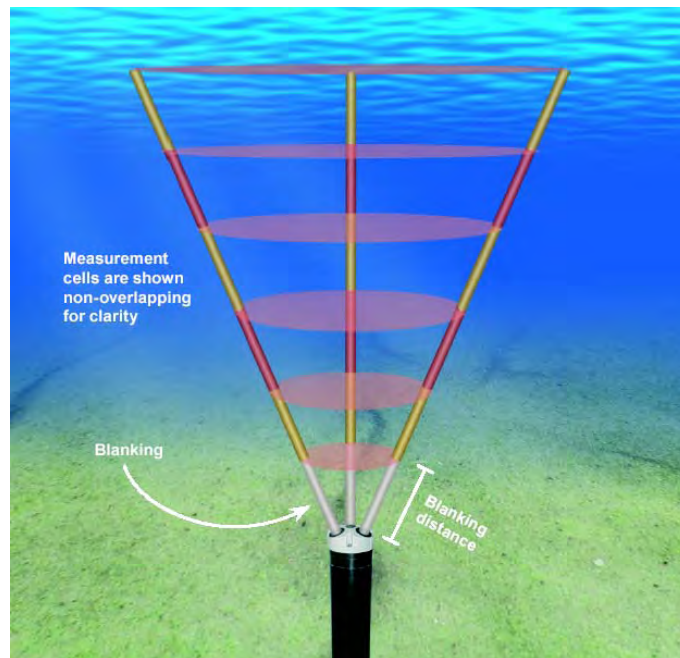


Figura 2.2. Celdas de medición del Aquadopp

A la distancia que recorre el destello en un intervalo de tiempo se le llama *celda*. El número de celdas también es un parámetro determinado por el usuario; en nuestro caso, para el perfilador colocado a 15 m de profundidad se usaron 10 celdas, con un tamaño individual de 150 cm, y para el perfilador a 30 m de profundidad se usaron 15 celdas, con un tamaño individual de 200 cm.

La emisión de tres destellos en distintas direcciones permite la obtención de un perfil tridimensional del campo de velocidad, con componentes Este, Norte y Arriba (ENU por sus siglas en inglés). Para nuestro análisis sólo usaremos las componentes Este y Norte.

El perfilador de corriente *Aquadop* contiene un sensor de inclinación, capaz de medir inclinaciones hasta de 30° , que aunado a un dispositivo de brújula electrónica nos da la dirección de nuestro campo de velocidad. Así mismo cuenta con un sensor de temperatura y uno de presión con cuya información se obtiene la profundidad.

2.2 Descripción del *Navy Coastal Ocean Model*

2.2.1 Ecuaciones básicas

Para la simulación numérica de la circulación oceánica se utilizó el Navy Coastal Ocean Model (NCOM), desarrollado en el Naval Research Laboratory, Stennis Space Center, EU, que está basado en el Princeton Ocean Model (POM) y el Sigma/Z-level model (SZM). La diferencia con estos últimos es que usa coordenadas híbridas, es decir, niveles sigma cerca de la superficie y niveles geopotencial es (Z) en profundidades específicas, lo cual lo hace más flexible a los cambios batimétricos y más efectivo para el estudio de corrientes costeras y regiones de gradientes grandes de profundidad, como en el talud continental.

La descripción física del sistema a modelar está basado en el siguiente sistema de ecuaciones de movimiento y de conservación (Martin, 2000):

Ecuaciones de momento:

$$\begin{aligned}\frac{\partial u}{\partial t} &= -\nabla \cdot (\bar{vu}) + Qu + fv - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + F_u + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ \frac{\partial v}{\partial t} &= -\nabla \cdot (\bar{v}v) + Qv - fu - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + F_v + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right)\end{aligned}\quad (2.2)$$

Ecuación de equilibrio hidrostático:

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2.3)$$

Ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = Q \quad (2.4)$$

Ecuación de conservación de temperatura:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot (\bar{v}T) + QT + \nabla_h (A_H \nabla_h T) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_r \frac{\partial \gamma}{\partial z} \quad (2.5)$$

Ecuación de conservación de salinidad:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\nabla \cdot (\bar{v}S) + QS + \nabla_h (A_H \nabla_h S) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial S}{\partial z} \right) \quad (2.6)$$

donde:

Q es el término fuente de volumen;

\bar{v} es el vector velocidad;

T es la temperatura potencial;

S es la salinidad,

∇_h es el gradiente horizontal;

f es el parámetro de Coriolis;

p es la presión;

ρ es la densidad del agua (en este caso, agua de mar);

ρ_o es una densidad de referencia o promedio;

g es la aceleración de la gravedad;

F_u, F_v son términos de mezcla horizontal de momento;

A_H es el coeficiente de mezcla horizontal para campos escalares (en este caso, temperatura y salinidad);

K_M y K_H son los coeficientes de turbulencia vertical para momento y campos escalares respectivamente;

Q_r es la radiación solar;

γ es una función que describe la penetración solar.

El sistema está sujeto a la presencia de la superficie y el fondo marino, lo que nos genera las siguientes condiciones de frontera (Martin, 2000):

En la superficie, con $z = \zeta$ (donde ζ es una pequeña perturbación):

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau^x}{\rho_o} \quad (2.7)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau^y}{\rho_o} \quad (2.8)$$

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_b + Q_e + Q_s}{\rho_o c_p} \quad (2.9)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = S|_{z=\zeta} (E_v - P_r) \quad (2.10)$$

donde:

τ^x y τ^y son las componentes horizontales del esfuerzo del viento.

Q_b , Q_e y Q_s son los flujos de calor de onda larga, latente y sensible respectivamente.

E_v y P_r son las proporciones de evaporación y precipitación.
 c_p es el calor específico del agua de mar.

En el fondo, $z = H$;

$$K_M \frac{\partial u}{\partial z} = c_b u |v| \quad (2.11)$$

$$K_M \frac{\partial v}{\partial z} = c_b v |v| \quad (2.12)$$

$$K_H \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (2.13)$$

$$K_H \frac{\partial S}{\partial z} = 0 \quad (2.14)$$

donde c_b es un coeficiente de arrastre y su valor es función del espesor de la capa del fondo, Δz_b , y la rugosidad del fondo, z_o :

$$c_b = \max \left[\frac{k^2}{\log^2 \left(\frac{\Delta z_b}{2z_o} \right)}, c_{b \min} \right] \quad (2.15)$$

donde $k = 0.4$ es la constante de Von Karman.

2.2.2 Mallas horizontal y vertical

El NCOM usa un arreglo horizontal de las variables sobre una malla de tipo Arakawa C (figura 2.3), donde los campos escalares tales como T , S y ρ se localizan en el centro de la celda y las componentes de la velocidad en el centro de cada cara.

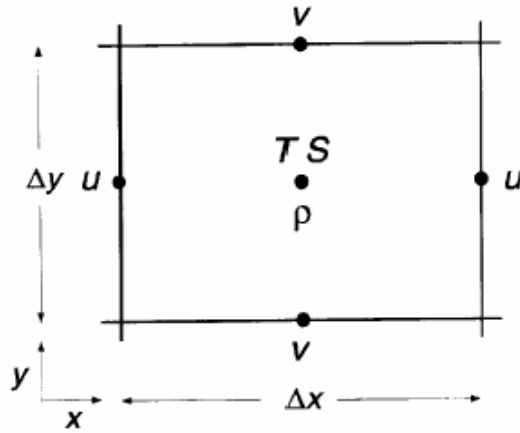


Figura 2.3 Arreglo horizontal de variables (Martin, 2000).

Mientras que para la malla vertical usa una combinación de niveles z y niveles σ , con estos últimos cerca de la superficie y los niveles z debajo de ellos (figura 2.4).

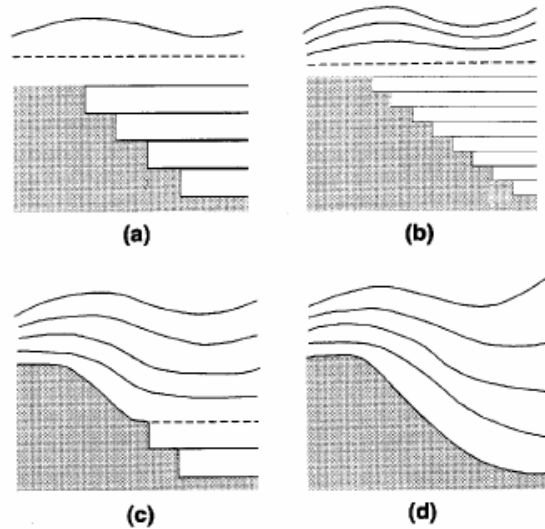


Figura 2.4. Distintas combinaciones de niveles z y σ : a) Con una capa σ en la superficie y debajo de ella las capas de niveles z . b), c) Varias capas σ para obtener mayor resolución en cambios de elevación. d) Con capas σ únicamente para poder resolver cambios más pequeños en el talud continental y en el fondo inclusive.

2.3 Datos de viento

Se analizan datos de viento de una estación meteorológica automática ubicada en el municipio Antón Lizardo conocida como El Salado, la cual tiene una frecuencia de medición de 15 minutos. De esta estación se extrajeron datos del 1 de Septiembre de 2006 al 31 de Octubre de 2006 (primer periodo de análisis) y del 1 de Diciembre de 2006 al 31 de Enero de 2007 (segundo periodo de análisis).

La otra base de datos de viento utilizada para el análisis de la circulación y el forzamiento del modelo NCOM es la del reanálisis del National Center for Environmental Prediction (NCEP, Kalnay et al. 1996), con una frecuencia de 4 datos diarios y una resolución espacial de 0.05° tanto en latitud como en longitud.

Para establecer una correspondencia entre ambas bases de datos, se aplicó un tratamiento estadístico a los datos del reanálisis, como se describe a continuación. Se extraen los datos correspondientes a los periodos de estudio arriba mencionados de la región delimitada por las latitudes 18° N y 33° N y las longitudes 83° W y 98° W; se calculan por interpolación los vientos en una posición frente al puerto de Veracruz con latitud $19^\circ 17'$ N y longitud 96.0° W. Debido a que los datos del reanálisis cerca de la costa tienen mayor error por su baja resolución se realizó un ajuste en la dirección y magnitud usando como referencia los datos de El Salado. Como resultado se aplicó una corrección al desfase angular (ver Apéndice A):

$$\text{Ángulo de fase: } -16.88^\circ = -0.29 \text{ Rad}$$

Con respecto a la magnitud entre ambos campos vectoriales, ajustamos un polinomio por componente para cada periodo (ver Apéndice A), obteniendo como coeficientes de ajuste los que se presentan en la Tabla 2.2.

Tabla 2.2 Coeficientes de ajuste de magnitud entre los campos de viento de El Salado y del reanálisis.

	u	v
Sep-Oct	1.35	1.56
Dic-Ene	0.84	1.27

Cuando le aplicamos dicho ajuste angular y escalar al campo de vientos del reanálisis, obtenemos el patrón presentado en las gráficas superiores de las figuras 2.5a y 2.5b.

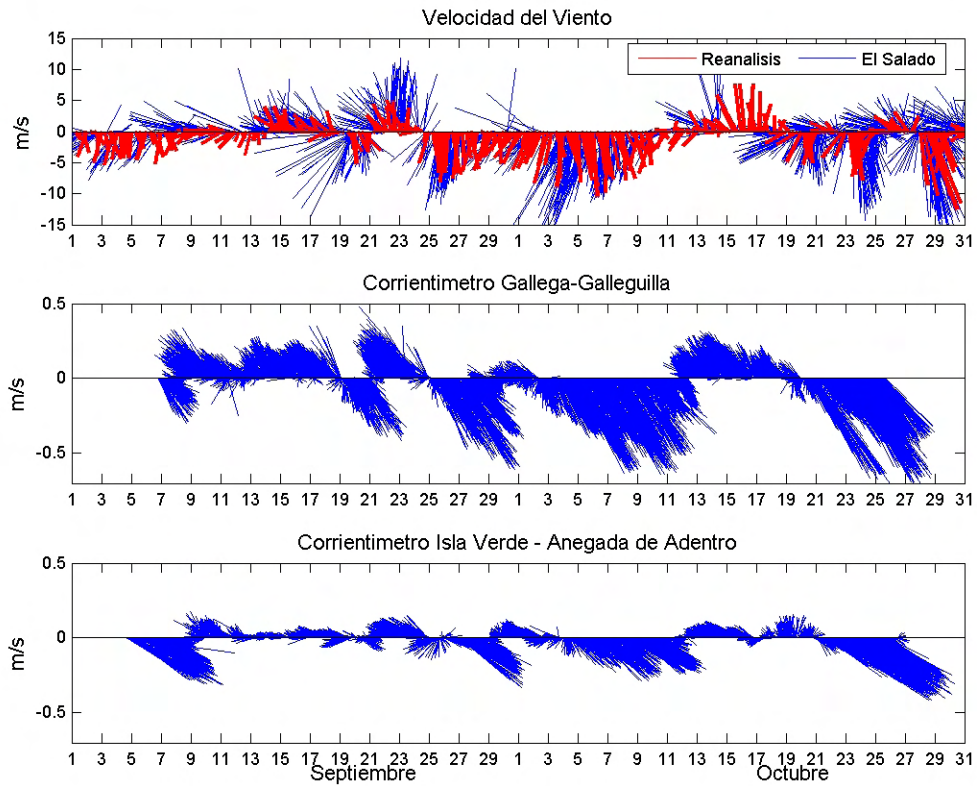


Figura 2.5a En las dos gráficas inferiores se presenta el patrón de corrientes en la posición Gallega-Galleguilla y en Isla Verde-Anegada de Adentro respectivamente para el primer periodo de análisis, mientras que en la gráfica superior se presenta el patrón de vientos utilizado.

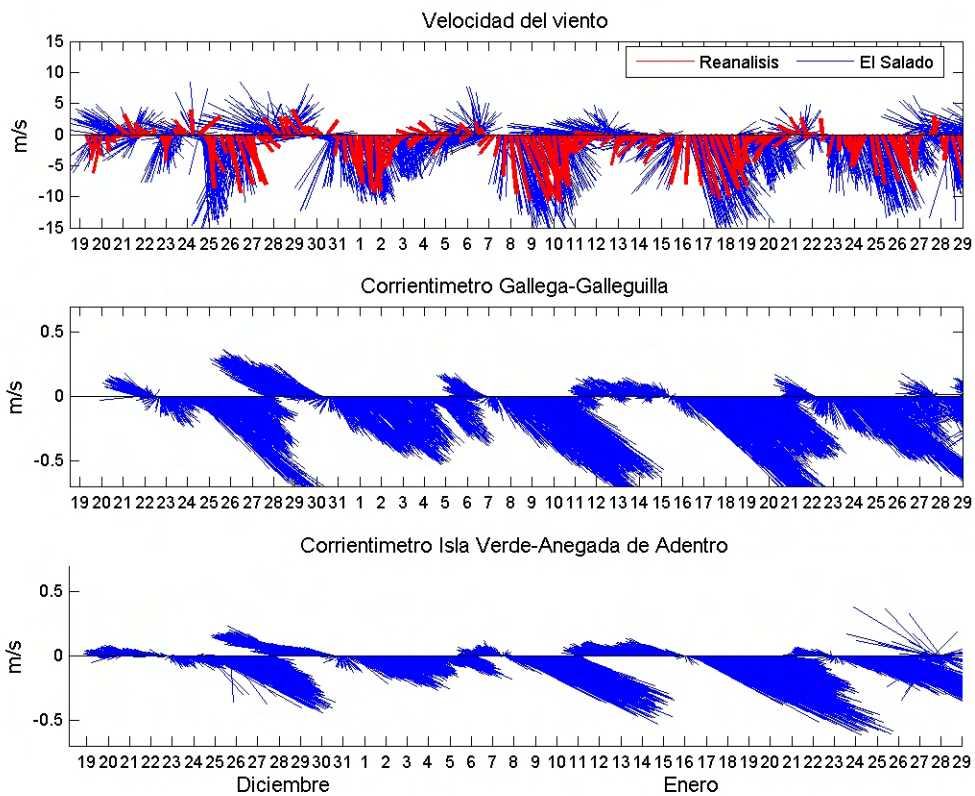


Figura 2.5b. En las dos gráficas inferiores se presenta el patrón de corrientes en la posición Gallega-Galleguilla y en Isla Verde-Anegada de Adentro respectivamente para el segundo periodo de análisis, mientras que en la gráfica superior se presenta el patrón de vientos utilizado.

En la figura 2.5a se presentan los resultados para el primer periodo de análisis y en la figura 2.5b para el segundo periodo de análisis. Las dos gráficas inferiores de cada figura corresponden a las lecturas de las corrientes superficiales llevadas a cabo por los corrientímetros, mientras que el gráfico superior muestra el comportamiento de los campos de viento de El Salado (en azul) y del reanálisis (en rojo).

El esfuerzo del viento (τ) determina el intercambio de momento entre las capas superficiales del océano y la atmósfera. Para calcular dicho esfuerzo a partir de los campos de viento se utiliza la siguiente relación (Hartmann, 1994):

$$\begin{aligned}\tau_u &= C_D \rho \mathbf{u}/u \\ \tau_v &= C_D \rho \mathbf{u}/v\end{aligned}\quad 2.16$$

donde C_D es un coeficiente de arrastre adimensional, ρ es la densidad del aire y $\bar{\mathbf{u}} = (u, v)$ es el vector de viento horizontal.

C_D puede determinarse a partir de:

$$C_D = (0.61 + 0.063|\mathbf{u}|)10^{-3} \quad \text{sí} \quad 6 \text{ ms}^{-1} < |\mathbf{u}| < 22 \text{ ms}^{-1} \quad 2.17 \text{ a)}$$

$$C_D = 1.1 \times 10^{-3} \quad \text{sí} \quad |\mathbf{u}| < 6 \text{ ms}^{-1} \quad 2.17 \text{ b)}$$

En la zona de estudio el principal mecanismo de forzamiento de la circulación oceánica es la componente del viento paralela a la inclinación de la costa (ver Capítulo 1). Dicha inclinación se obtiene por geometría básica como se muestra en la figura 2.6, tomando en cuenta la región comprendida entre los paralelos $18^\circ 45'$ y $19^\circ 25'$ de latitud norte y entre los meridianos $95^\circ 35'$ y $96^\circ 20'$ de longitud oeste; a partir de lo cual obtenemos un ángulo de inclinación de:

$$\text{Theta} = 41.63^\circ = 0.72 \text{ Rad}$$



Figura 2.6. Geometría para calcular el ángulo de inclinación de la costa, utilizando meridianos y paralelos terrestres.

A continuación proyectamos el esfuerzo del viento sobre el vector unitario paralelo a dicho ángulo inclinación para ambos campos, los graficamos junto con los campos de la corriente paralela a la costa y aplicamos un filtro para eliminar las altas frecuencias. De esta manera se obtienen los patrones mostrados en las figuras 2.7a y 2.7b.

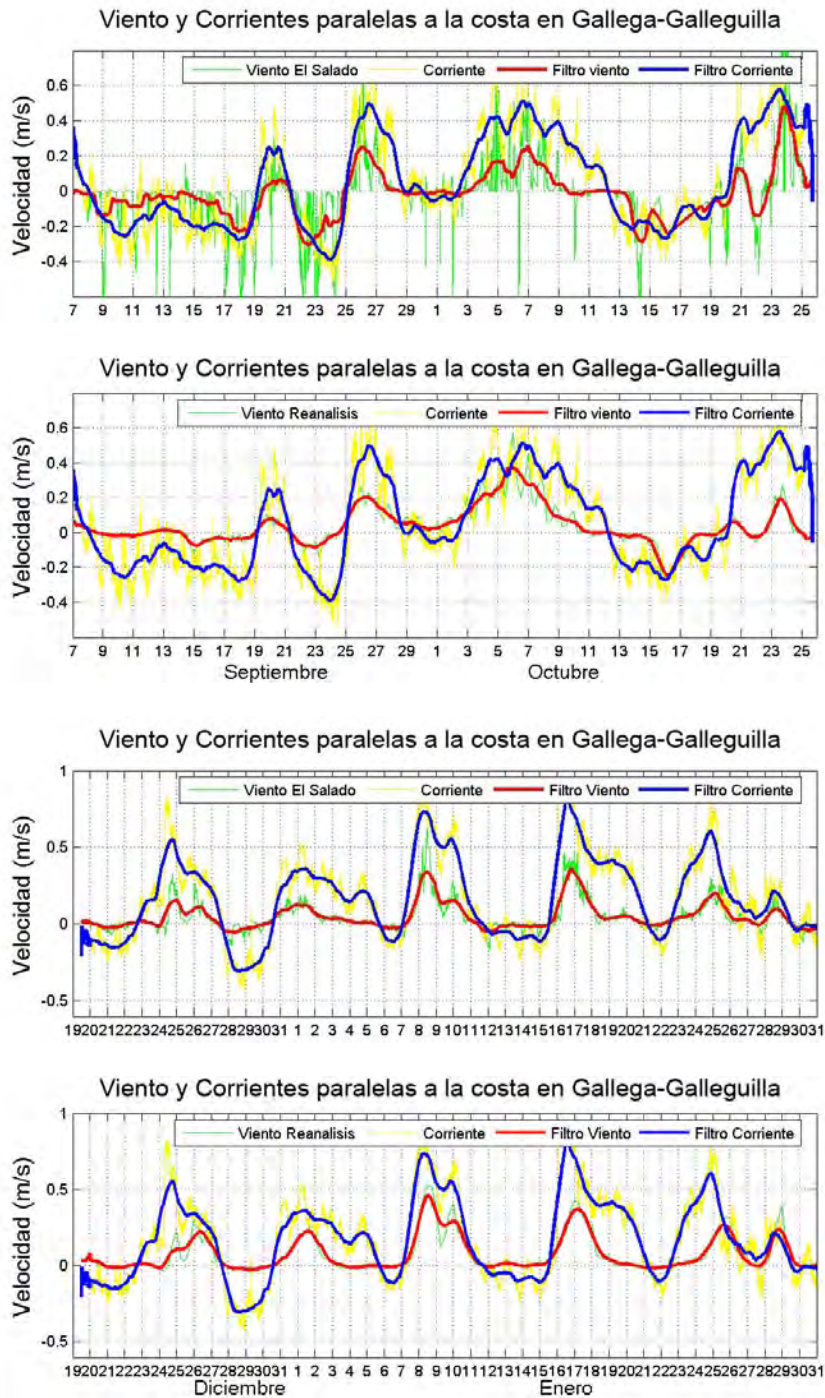
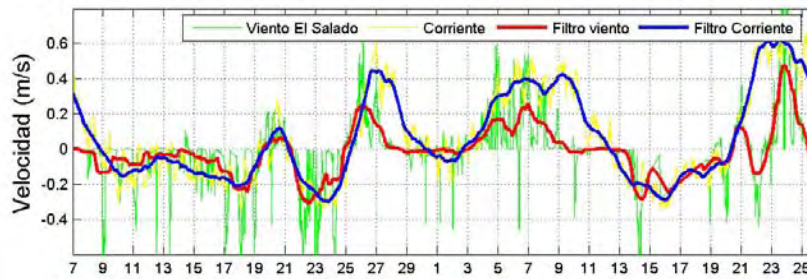
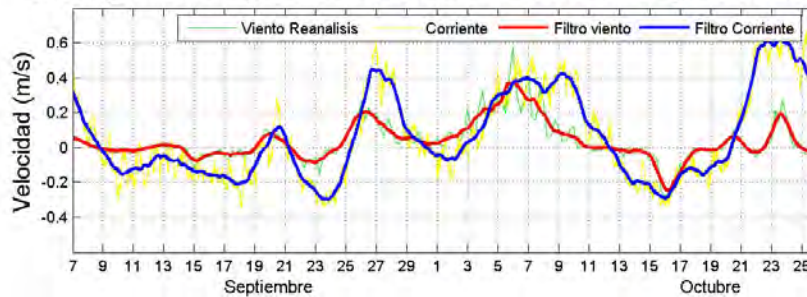


Figura 2.7a Proyección de la componente del esfuerzo del viento paralela a la inclinación de la costa para los vientos de El Salado (*a* y *c*) y del reanálisis (*b* y *d*), comparada con la corriente en la dirección paralela a la costa en el sitio Gallega-Galleguilla, para el primer periodo (*a* y *b*) y para el segundo periodo (*c* y *d*). Nota: Los vientos están multiplicados por 0.1 para facilitar la comparación.

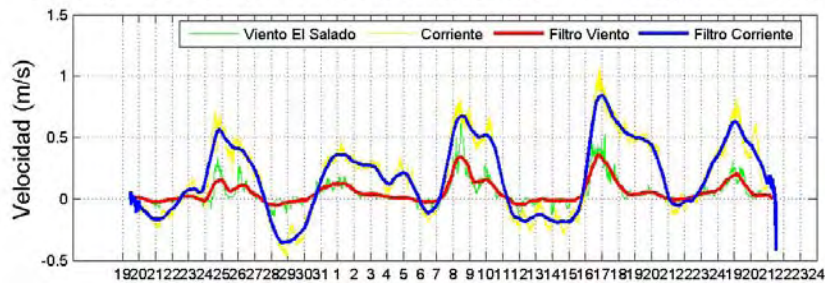
Viento y Corrientes paralelas a la costa en Isla Verde- Anegada de Adentro



Viento y Corrientes paralelas a la costa en Isla Verde- Anegada de Adentro



Viento y Corrientes paralelas a la costa en Isla Verde- Anegada de Adentro



Viento y Corrientes paralelas a la costa en Isla Verde- Anegada de Adentro

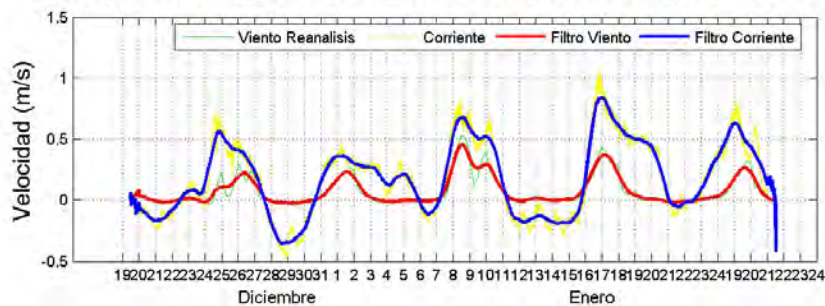


Figura 2.7b Proyección de la componente del esfuerzo del viento paralela a la inclinación de la costa para los vientos de El Salado (*a* y *c*) y del reanálisis (*b* y *d*) comparada con la corriente en la dirección paralela a la costa en el sitio Isla Verde-Anegada de Adentro, para el primer periodo (*a* y *b*) y para el segundo periodo (*c* y *d*). Nota: Los vientos están multiplicados por 0.1 para facilitar la comparación.

En las figuras 2.7a y 2.7b podemos notar la gran correspondencia entre el esfuerzo del viento que circula paralelo a la costa y las corrientes en la dirección paralela a la costa registradas por los corrientímetros en los dos sitios de estudio, en ambos periodos. Se observa que los cambios de dirección o de magnitud que presentan los campos de viento también se observan en las corrientes. También el aumento de intensidad de los vientos producido por algún evento atmosférico (lo cual se verá con detalle en el próximo capítulo), se ve reflejado en un aumento en la intensidad de las corrientes. Al calcular analíticamente la correlación entre ambas variables (campos de viento y corrientes) se obtienen valores altos, los cuales se muestran en las figuras 2.8a y 2.8b.

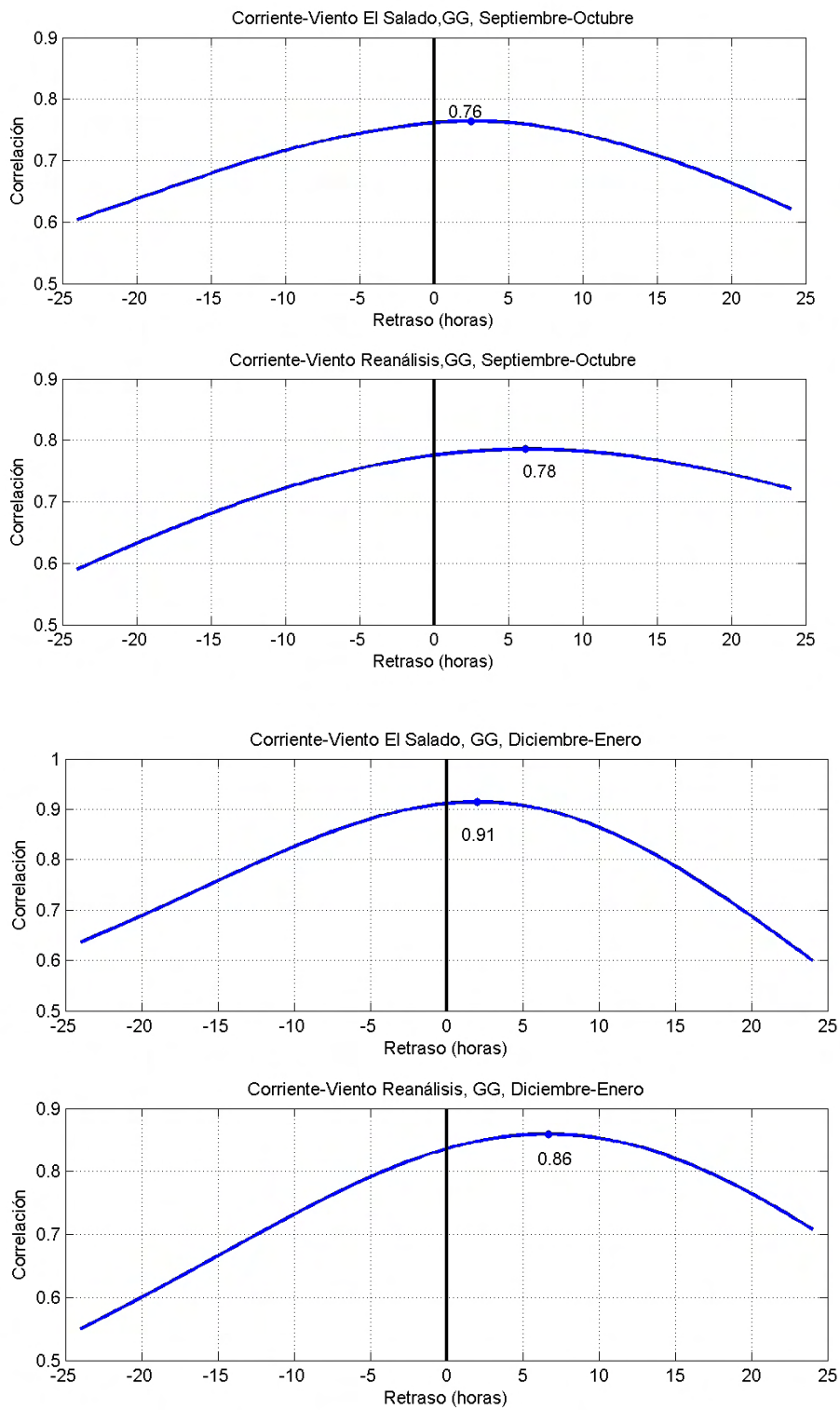


Figura 2.8a Correlación entre los campos de viento de El Salado y del reanálisis con las corrientes para el sitio Gallega-Galleguilla, durante los dos periodos de análisis.

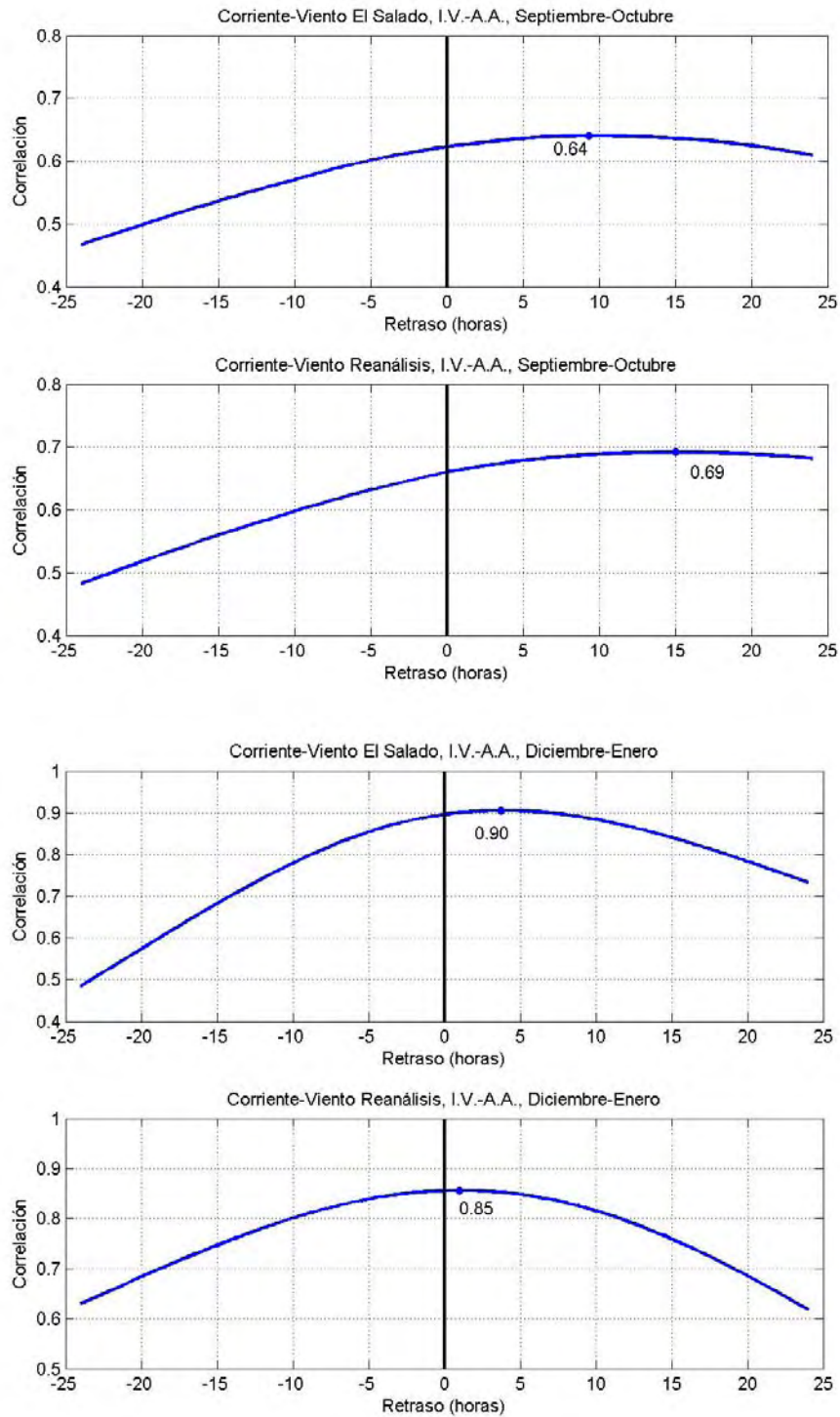


Figura 2.8b Correlación entre los campos de viento de El Salado y del reanálisis con el de corrientes para el sitio Isla Verde-Anegada de Adentro, durante los dos periodos de análisis.

Observando los elevados índices de correlación entre los campos de viento y de corrientes, podemos advertir que, tal y como se menciona en la sección 1.2, el esfuerzo del viento es el principal mecanismo de forzamiento sobre la circulación superficial oceánica en la plataforma oeste del GoM.

El campo de viento registrado en la zona de El Salado es un parámetro confiable con base en el cual se calibró el campo de viento del reanálisis durante los periodos de estudio. A partir de lo anterior, se determinó utilizar el campo de viento del reanálisis en la simulación del NCOM para obtener un campo de circulación en la región del Sistema Arrecifal Veracruzano.

CAPÍTULO 3

Resultados

3.1 Los *nortes* de la temporada de estudio

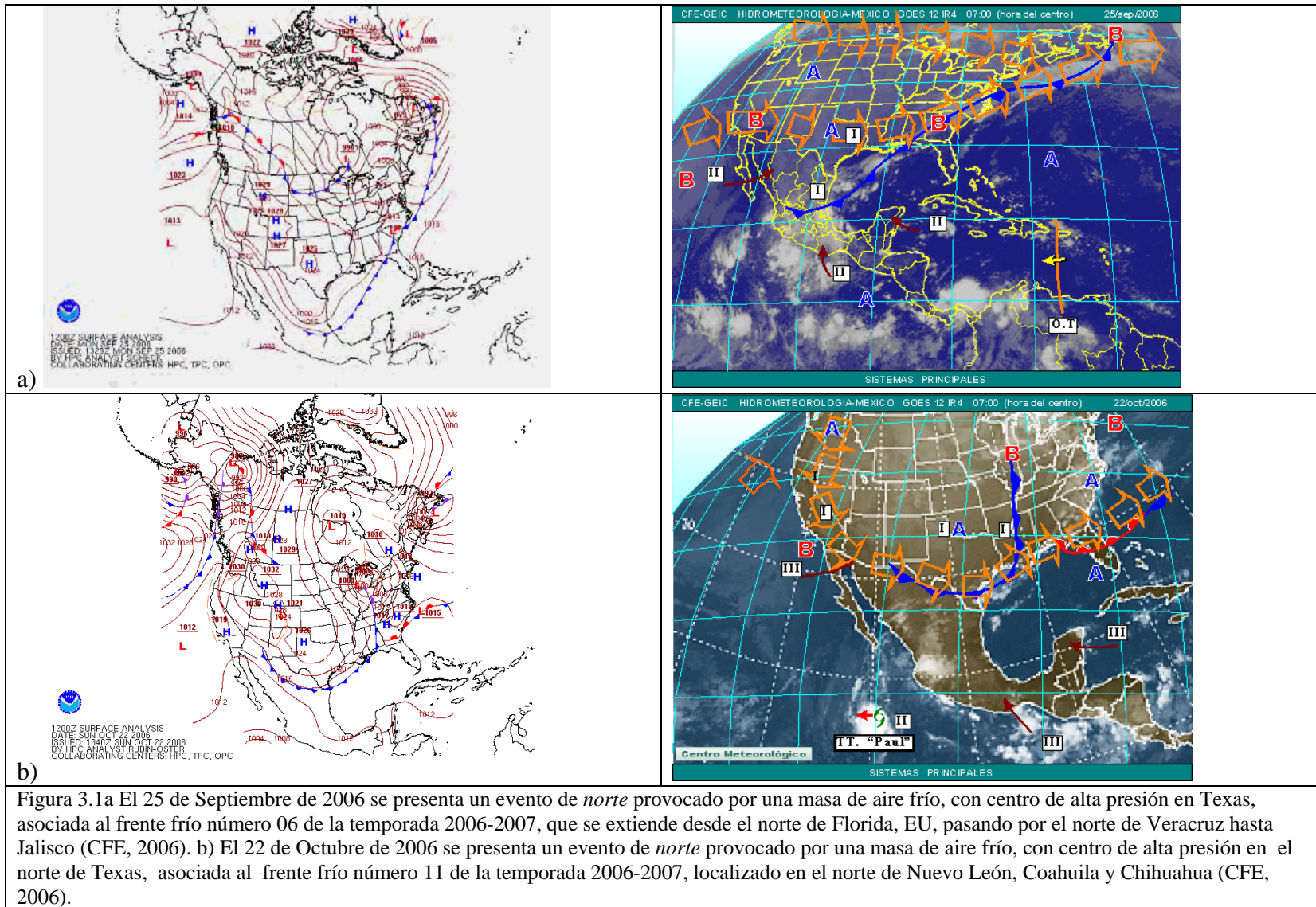
Para identificar y analizar los eventos de norte ocurridos durante los periodos de estudio se recurrió a la información que al respecto proporciona la Comisión Federal de Electricidad (CFE). La CFE estableció la ocurrencia de eventos de *norte* durante las fechas mostradas en la Tabla 3.1.

Tabla 3.1 Eventos de *norte* durante la temporada de estudio según la CFE.

Evento	Fecha	Frente
Evento 1	25 al 27 de Septiembre de 2006	Frente frío # 06
Evento 2	22 al 24 de octubre de 2006	Frente frío # 11
Evento 3	27 al 29 de Octubre de 2006	Frente frío # 12
Evento 4	23 al 27 de Diciembre	Frente frío # 23
Evento 5	31 de Diciembre al 02 de Enero	Frente frío # 28
Evento 6	06 al 10 de Enero de 2007	Frente frío # 30
Evento 7	15 al 19 de Enero de 2007	Frente frío # 31
Evento 8	22 al 25 de Enero de 2007	Frente frío # 32

A continuación se muestran los análisis de superficie e imágenes satelitales que confirman la ocurrencia de los *nortes* de estudio, a través de mapas sinópticos de superficie (tomados del sitio *web* de la *National Oceanic and Atmospheric Administration*, NOAA) y de imágenes infrarrojas del GOES 12 (tomadas del sitio *web* de CFE) (figura 3.1a – 3.1h).

A continuación, y de acuerdo con las propiedades de los *nortes* mencionadas en la sección 1.4, se caracterizan los eventos de estudio utilizando datos meteorológicos de la boya océano-meteorológica 42002 (25.79° N, 93.67° W) de la NOAA, cuya ubicación se muestra en la figura 3.2.



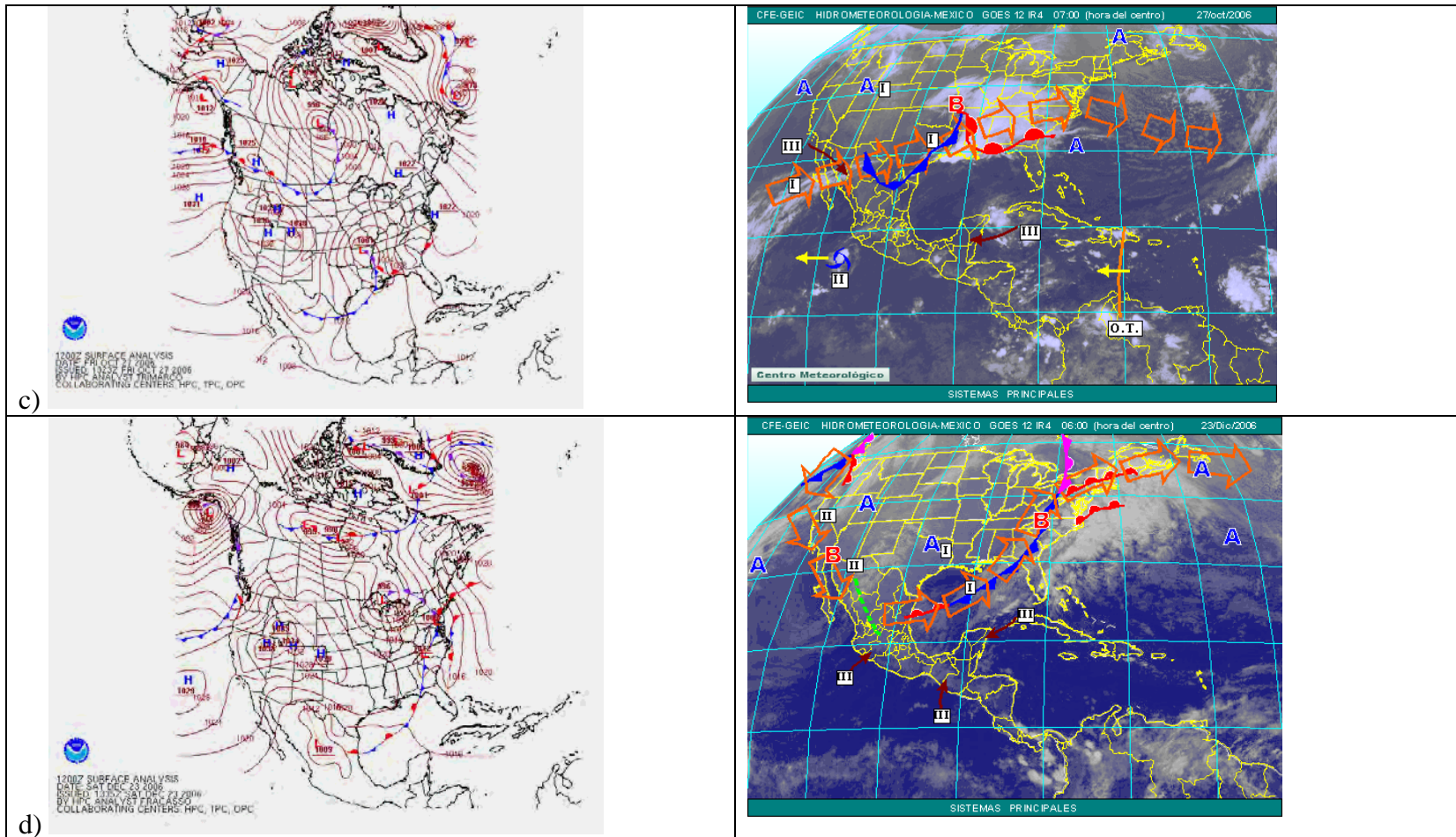
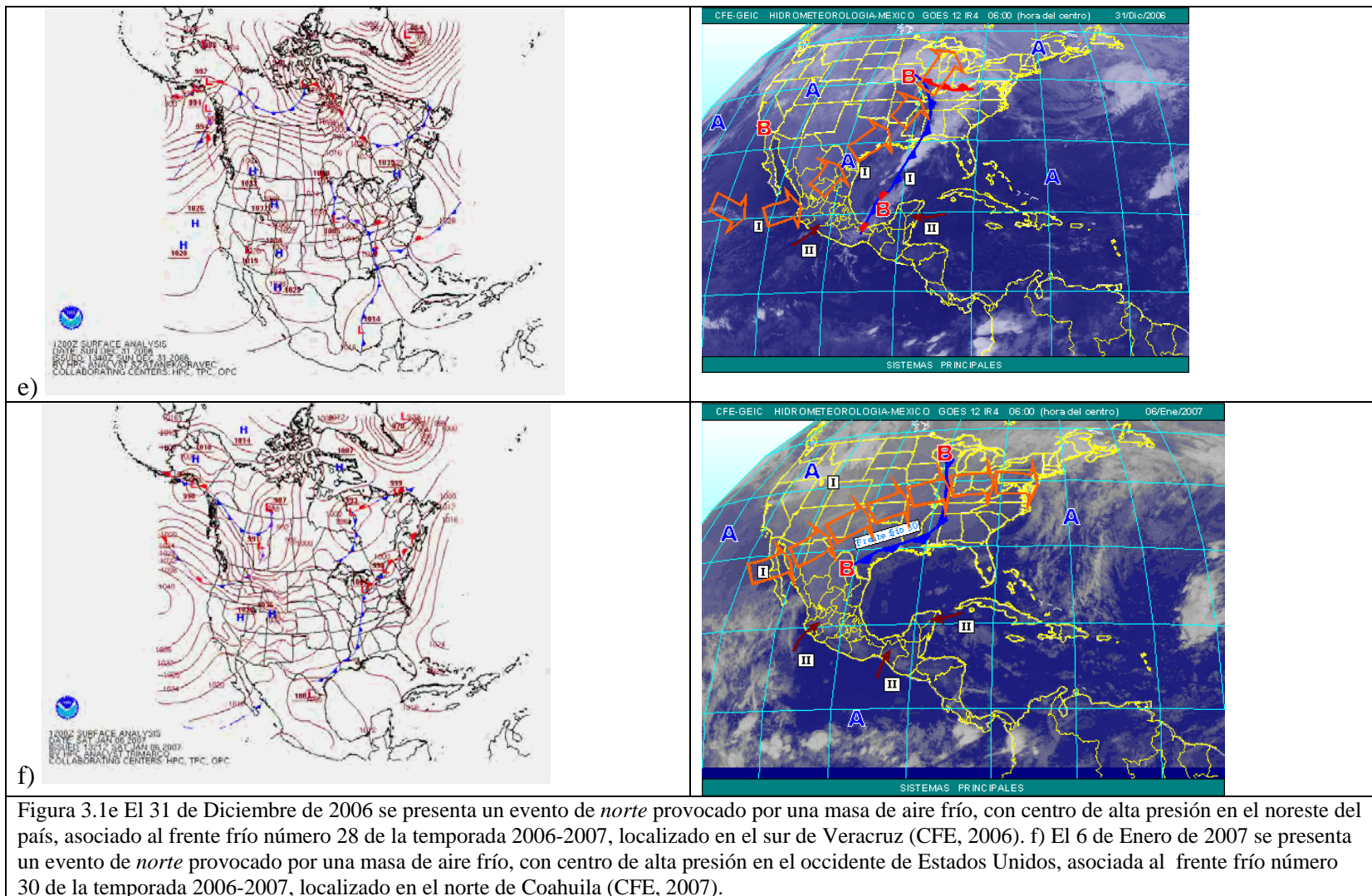


Figura 3.1c El 27 de Octubre de 2006 se presenta un evento de *norte* provocado por una masa de aire frío, con centro de alta presión en el occidente de Estados Unidos, asociada al frente frío número 12 de la temporada 2006-2007, localizado en el noreste del país (CFE, 2006). d) El 23 de Diciembre de 2006 se presenta un evento de *norte* provocado por una masa de aire frío, con centro de alta presión en el sur de Estados Unidos, asociada al frente frío número 23 de la temporada 2006-2007, localizado en el Golfo de México, acompañado de un frente cálido al sur de Tamaulipas (CFE, 2006).



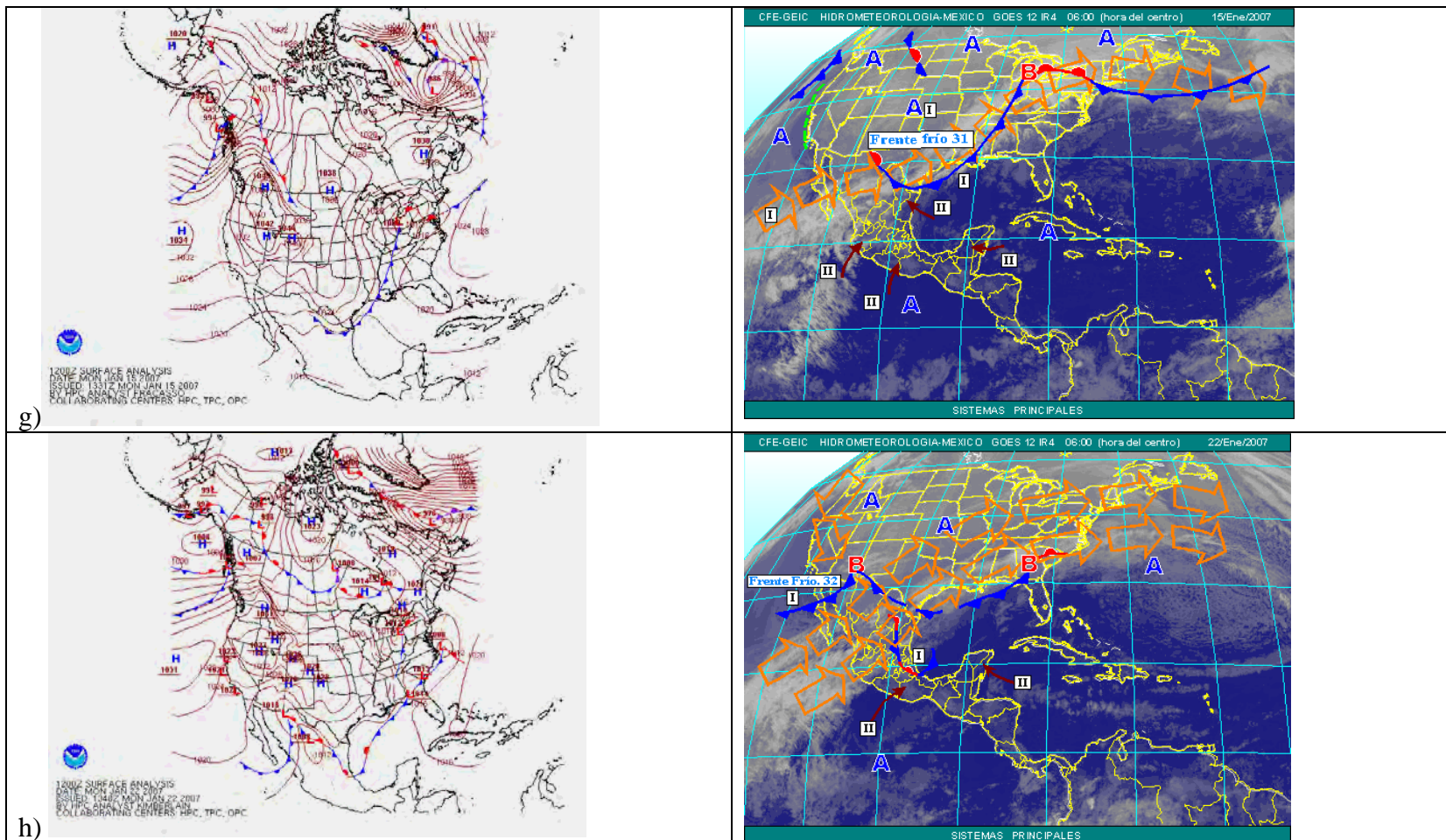


Figura 3.1g El 15 de Enero de 2007 se presenta un evento de *norte* provocado por una masa de aire frío, con centro de alta presión en el sur de Estados Unidos, asociada al frente frío número 31, localizado en el noreste del país (CFE, 2007). h) El 22 de Enero de 2007 se presenta un evento de *norte* provocado por una masa de aire frío, con centro de alta presión en el centro de Estados Unidos, asociada al frente frío número 32, localizado sobre la península de Baja California, el cual se extiende como frente estacionario desde el oriente de Nuevo León hasta el centro de Veracruz (CFE, 2007).

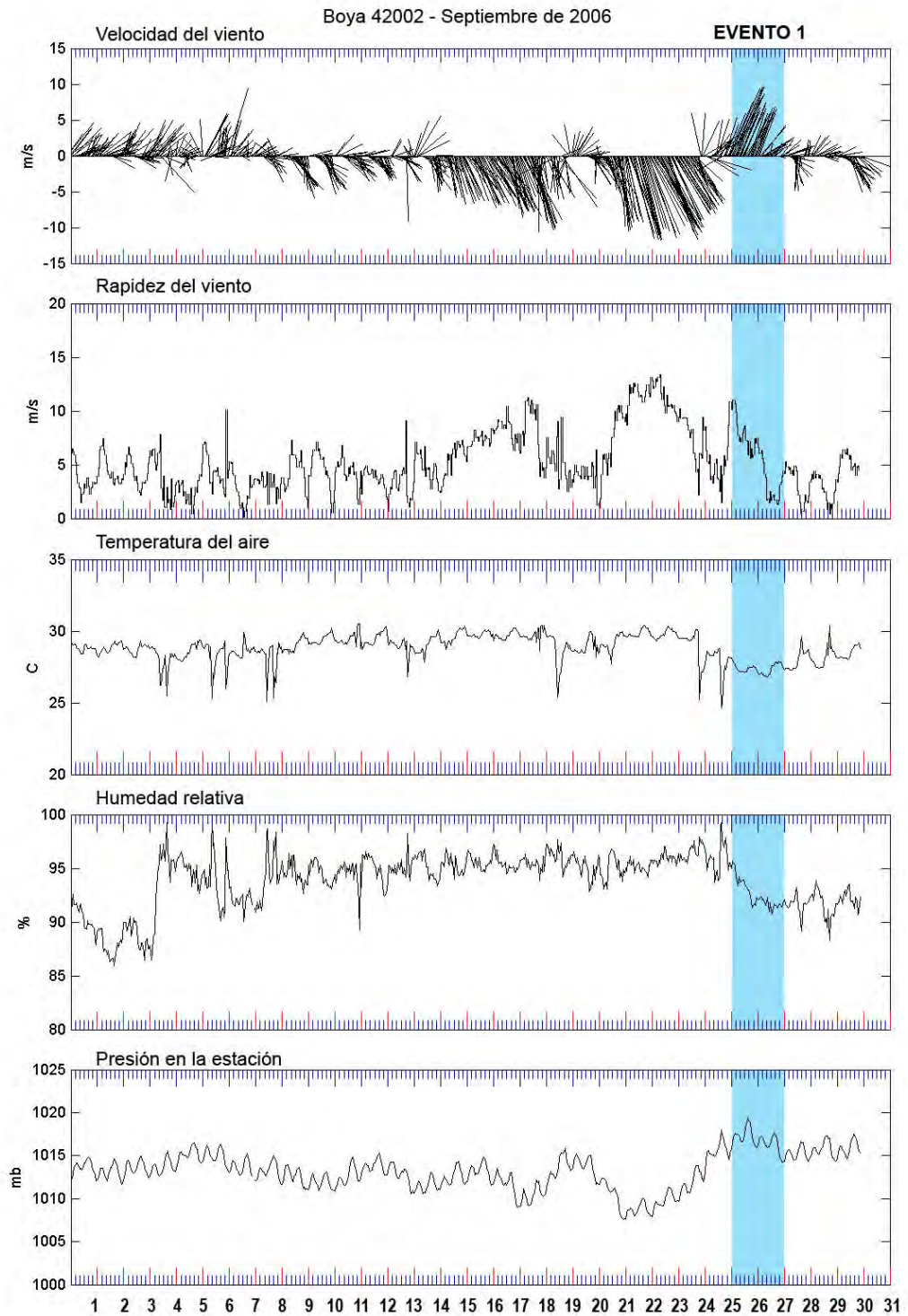


Figura 3.3a Patrón meteorológico registrado por la boya 42002 correspondiente a Septiembre de 2006, en donde se identifica la ocurrencia del Evento 1 con el sombreado azul. El tiempo del registro es GMT.

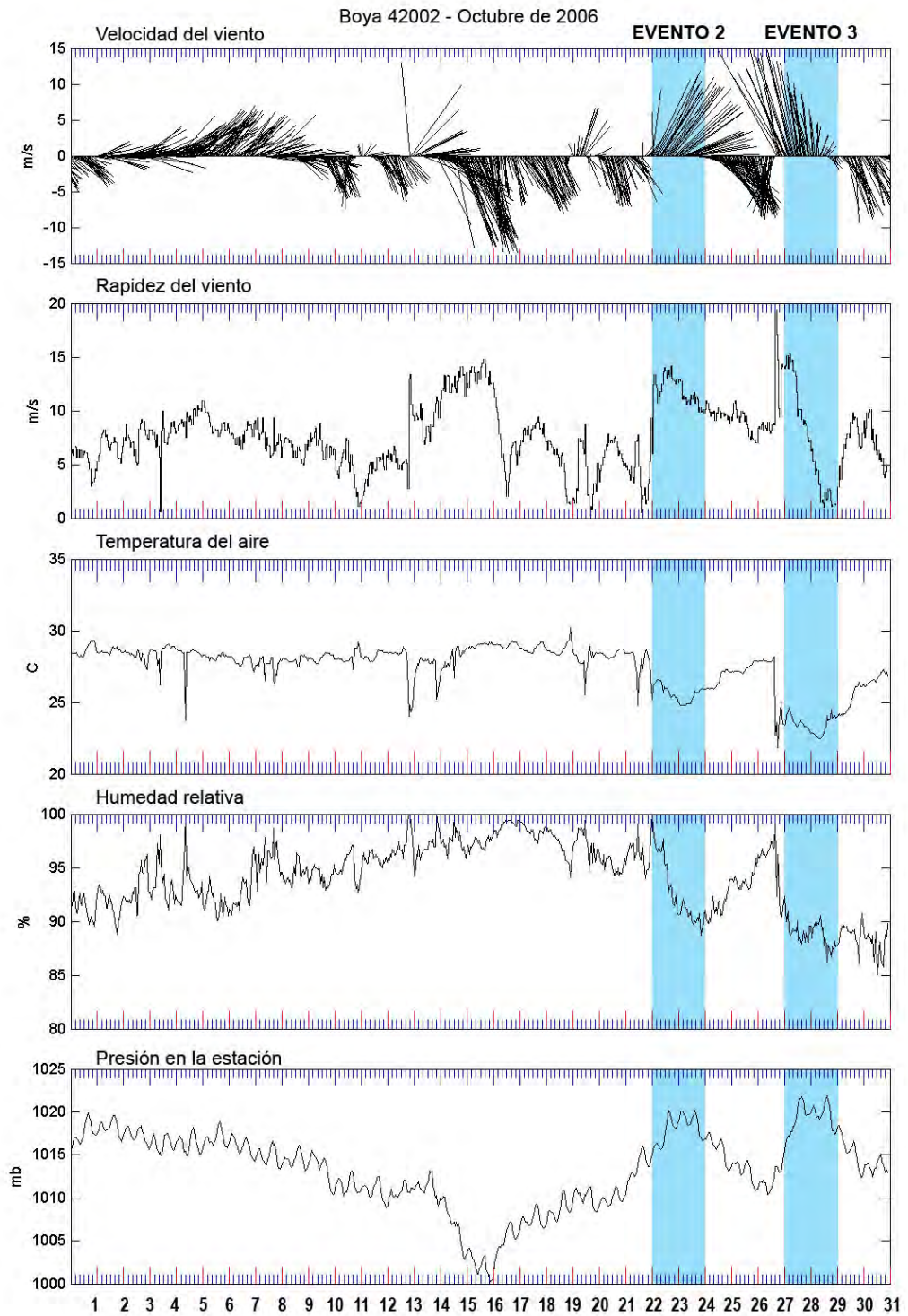


Figura 3.3b Patrón meteorológico registrado por la boya 42002 correspondiente a Octubre de 2006, en donde se identifican los Eventos 2 y 3 con el sombreado azul. El tiempo del registro es GMT.

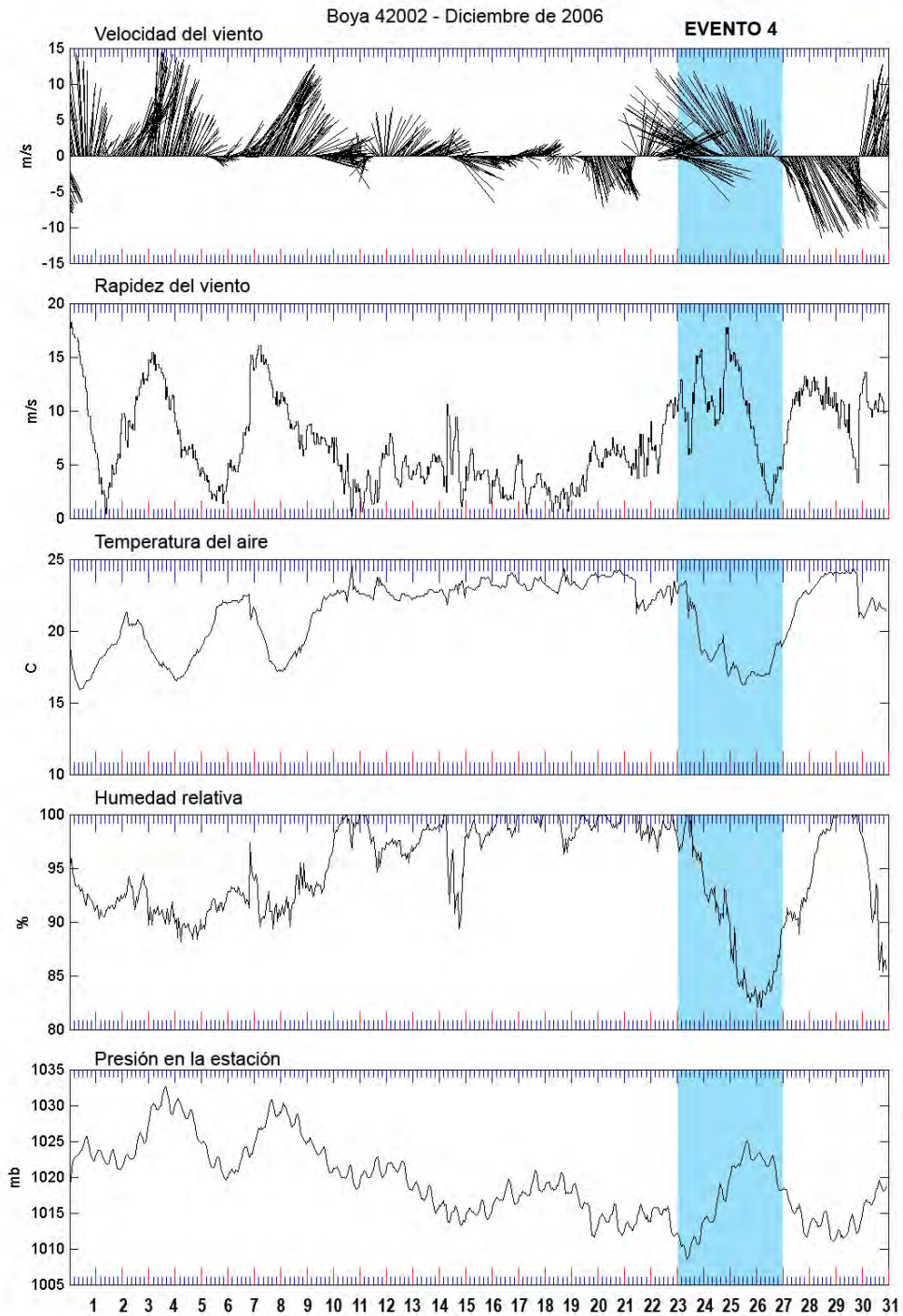


Figura 3.3c Patrón meteorológico registrado por la boya 42002 correspondiente a Diciembre de 2006, en donde se identifica el Evento 4 con el sombreado azul. El tiempo del registro es GMT. En este mes sólo se considera un evento pues la adquisición de datos de los corrientímetros comenzó a partir del 19 de Diciembre de 2006.

Boya 42002 - Enero de 2007

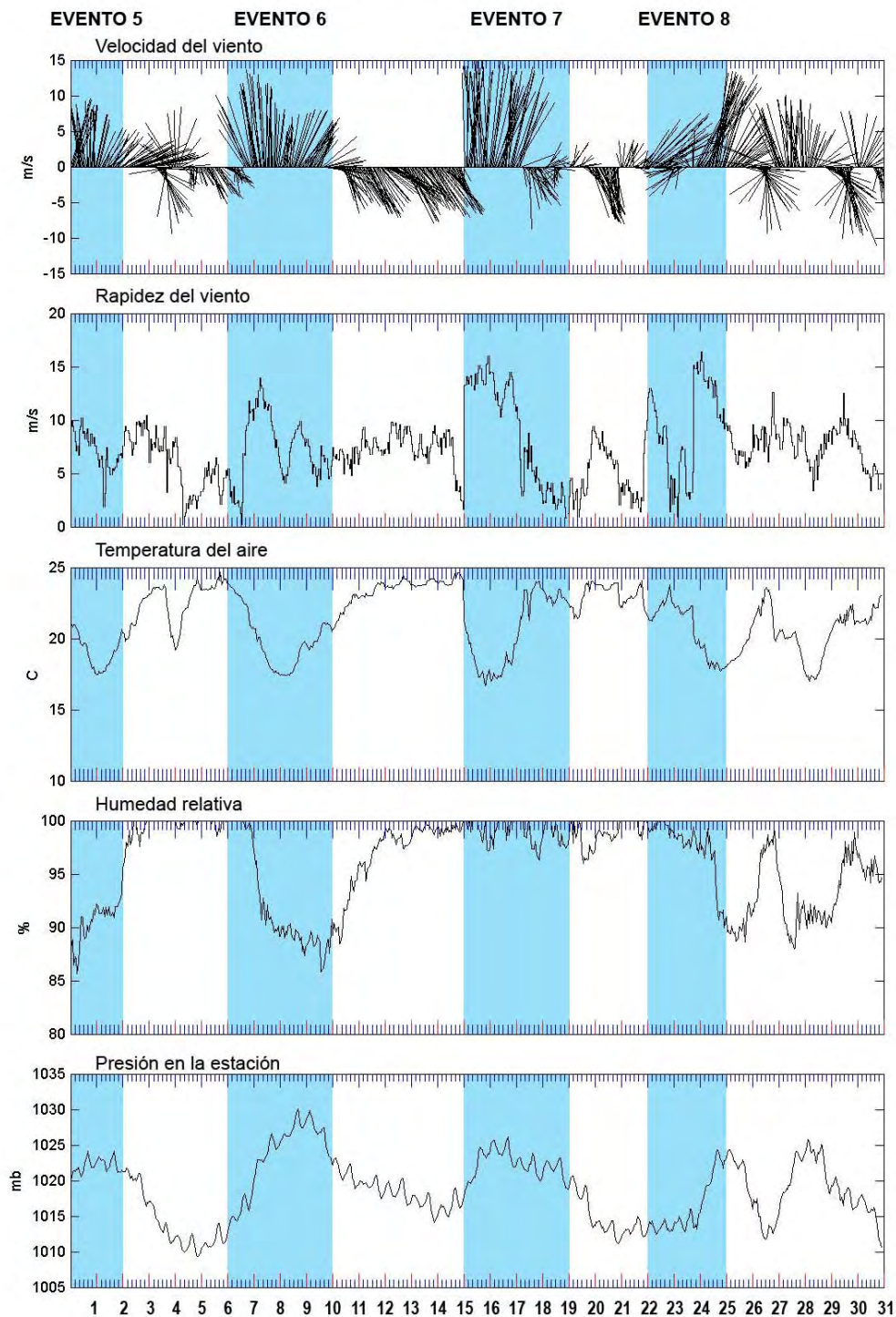


Figura 3.3d. Patrón meteorológico registrado por la boya 42002 correspondiente a Enero de 2007, en donde se identifican los Eventos 5, 6, 7 y 8 con el sombreado azul. El tiempo del registro es GMT.

Como también se ha mencionado anteriormente, el frente frío asociado a los eventos de *norte* acarrea un descenso de temperatura así como un descenso en la humedad relativa los cuales son registrados y mostrados en las gráficas correspondientes.

La última gráfica de cada figura muestra las variaciones de la presión, y como puede verse, es notable el aumento de la misma durante la ocurrencia de los eventos de *norte*.

3.2 Corrientes observadas

A pesar de haber analizado el campo de corrientes observadas en capítulos anteriores, hablaremos de ellas con mayor detalle en esta sección. Es importante hacer notar que el análisis se hizo utilizando las corrientes paralelas a la costa.

Para procesar los datos de las corrientes primero se encontró la dirección de máxima varianza, la cual es aproximadamente paralela a la costa. Las corrientes se presentan en un sistema coordinado en el que se denomina dirección principal a la dirección de máxima varianza de la corriente¹. En la figura 3.4 se muestra el promedio vertical de la corriente. Un análisis de las series de tiempo de las corrientes observadas durante el primer periodo (septiembre-octubre) en el sitio Gallega-Galleguilla (figura 3.4a) muestra que su intensidad alcanzó magnitudes hasta de aproximadamente 0.8 m/s; además es visible el efecto de los eventos atmosféricos sobre ésta y sobre la dirección de la circulación al percibirse cambios de dirección e intensidad en su comportamiento, tal y como se observa en el sombreado azul, siendo posible identificar la influencia de los *nortes* descritos en la sección anterior.

1. La rotación de las corrientes observadas fue realizado con el apoyo de Rebeca de Buen.

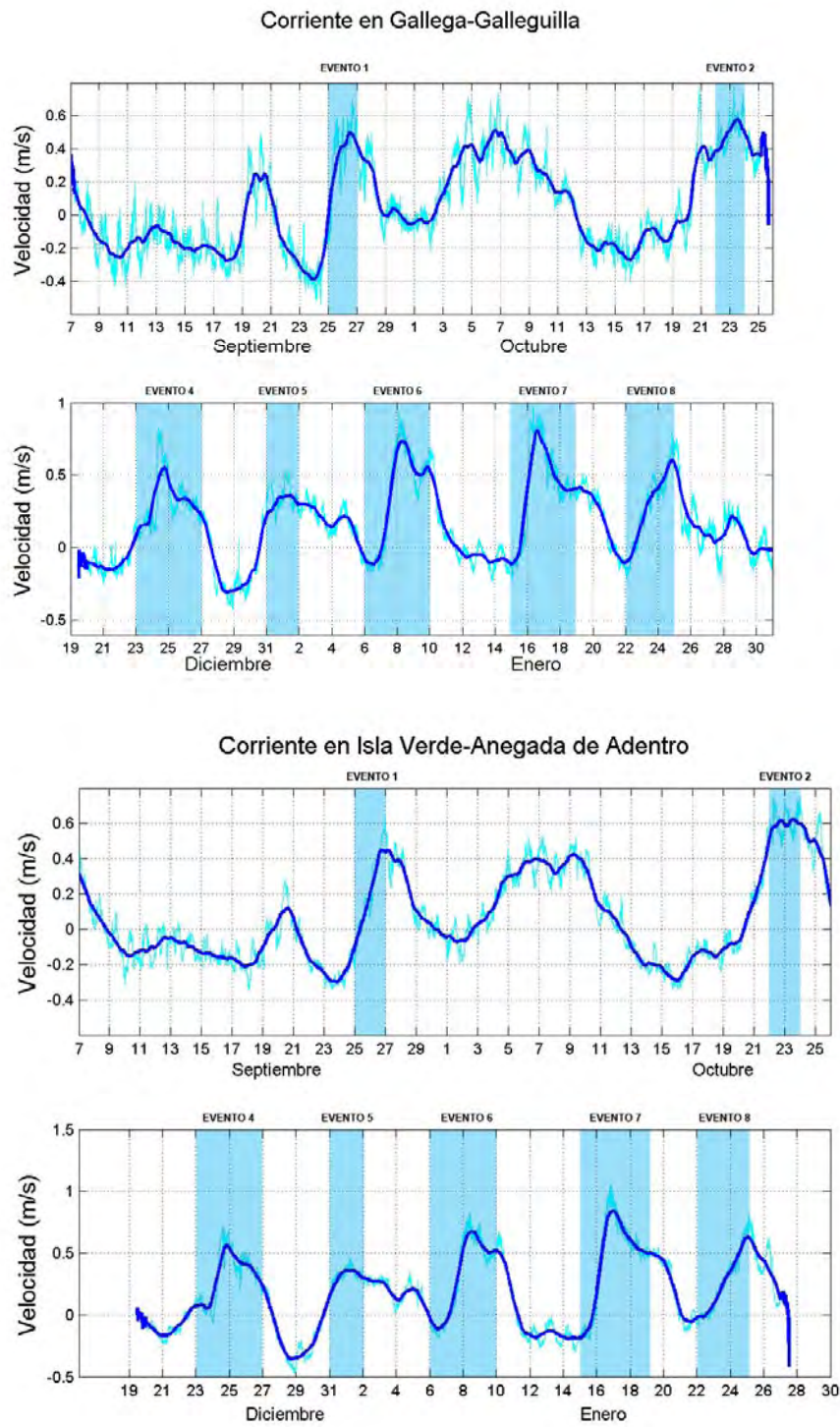


Figura 3.4 Series de tiempo de las corrientes medidas en el sitio Gallega-Galleguilla (a y b) y en Isla Verde- Anegada de Adentro (c y d) durante los dos periodos de estudio.

El perfil vertical de la circulación en la dirección principal para el sitio G.G. durante el primer periodo se muestra en la figura 3.5a (gráfica superior), en donde podemos observar que la influencia de los *nortes* alcanzó varios metros bajo la superficie del océano. Para las corrientes medidas durante el segundo periodo (figura 3.4b) en este sitio, observamos magnitudes cercanas a 1 m/s. Durante este periodo es más evidente la influencia de los *nortes*, pues son más notables los cambios de dirección de la circulación.

El perfil vertical de la circulación en G.G. para el segundo periodo (figura 3.5a, gráfica inferior), muestra que la intensidad de la corriente es mayor durante los eventos de *norte* cuya intensidad fue mayor durante este periodo.

Para el sitio Isla Verde-Anegada de Adentro (figura 3.5b, gráfica superior), durante el primer periodo de análisis la magnitud alcanzada por la corriente en la dirección principal fue cercana a 0.8 m/s, registrando, de igual manera, la influencia de los *nortes*, en su cambio visible de intensidad y dirección; lo cual también se puede identificar en el gráfico de perfil vertical (figura 3.5b).

En este caso se observa mayor variabilidad en la vertical que en el sitio Gallega-Galleguilla, siendo más intensas las corrientes en las capas superficiales, independientemente de la dirección de la corriente.

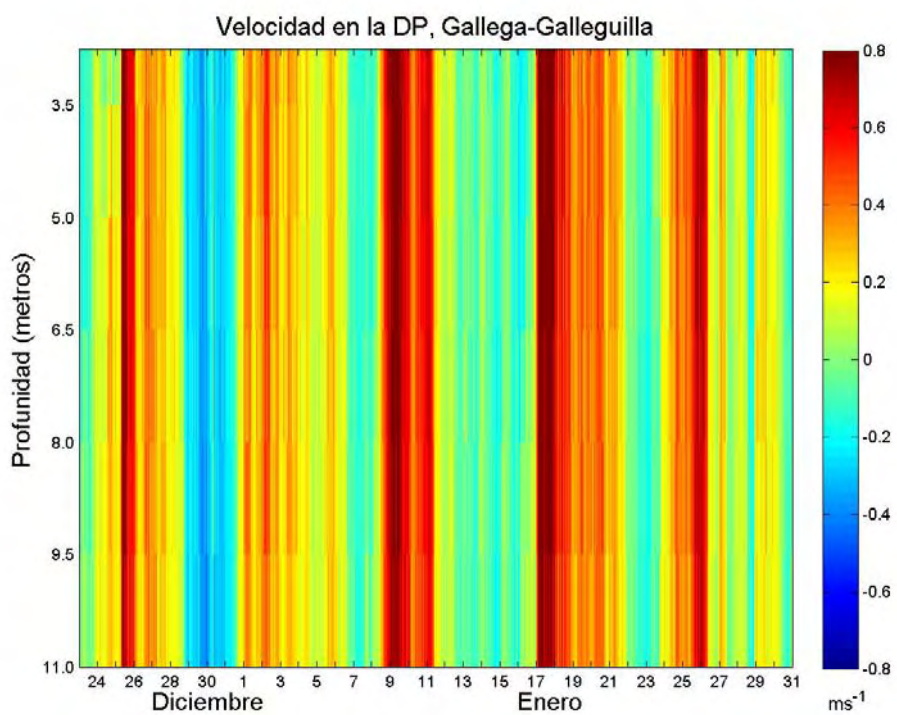
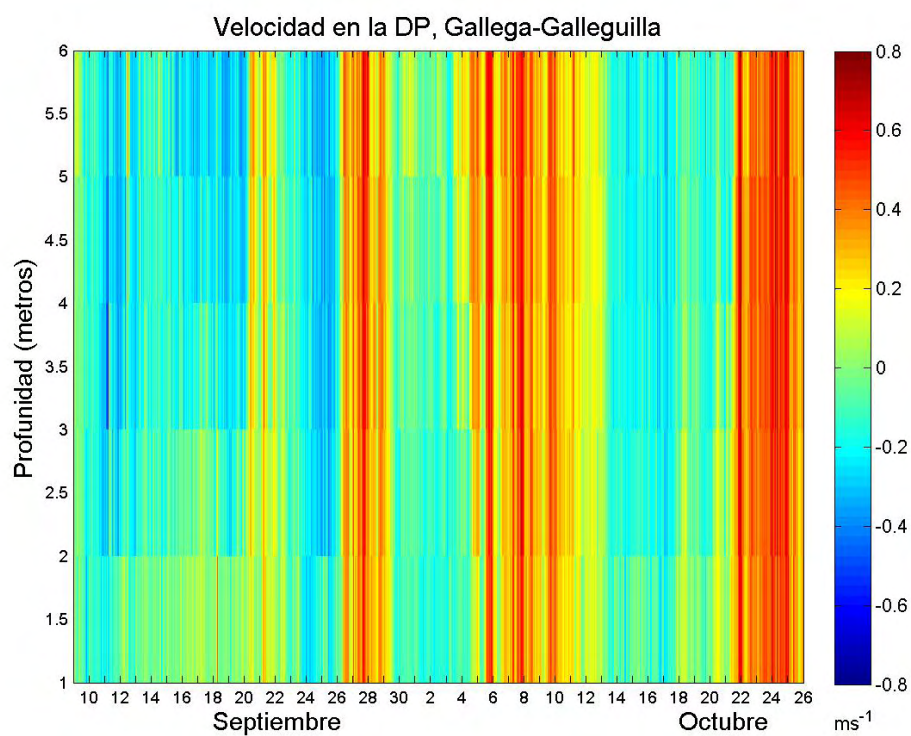


Fig 3.5 a) Perfil vertical de las corrientes en la dirección principal en Gallega-Galleguilla.

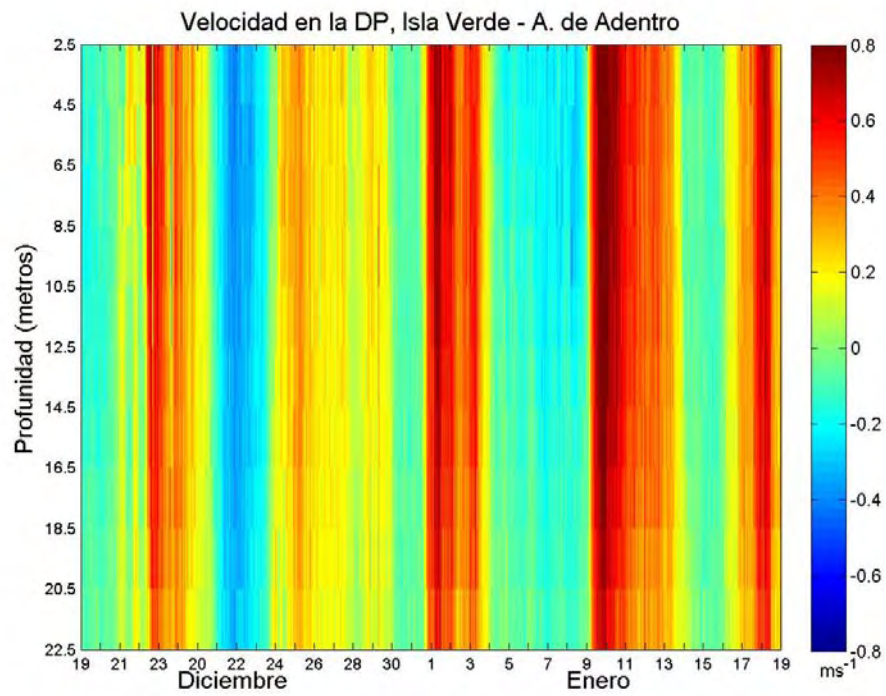
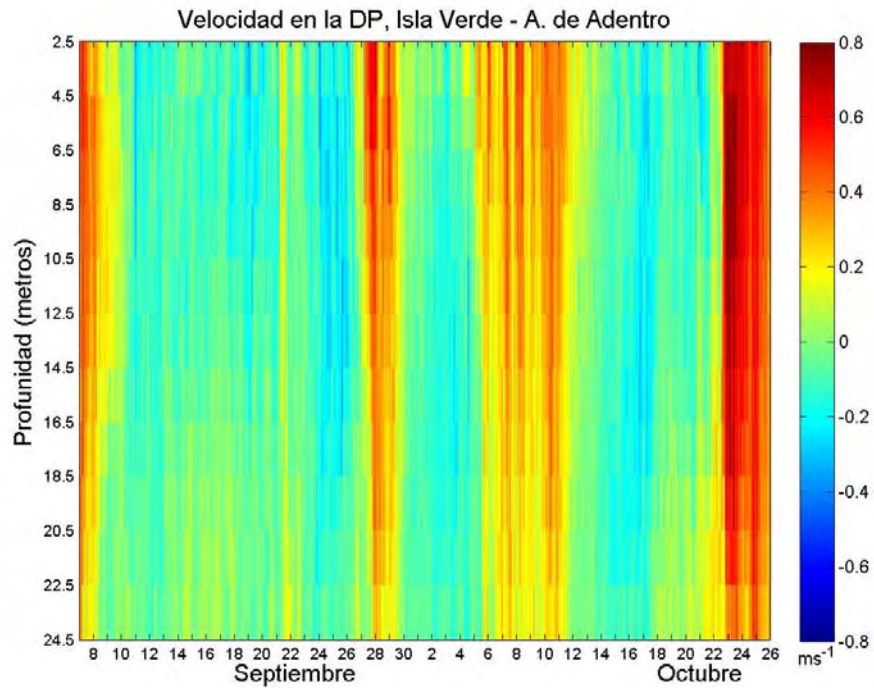


Fig 3.5 b) Perfil vertical de las corrientes en la dirección principal en Isla Verde-Anegada de Adentro.

Y para el segundo periodo en esta posición la magnitud de la corriente fue mayor superando ligeramente 1 m/s, los días 8 y 16 de Enero, durante la ocurrencia de los frentes fríos 30 y 31 respectivamente; registrándose en ambos gráficos (figura 3.4) el cambio en dirección e incremento de intensidad de las corrientes como respuesta a los nortes.

En este caso la variabilidad en la vertical es mucho menor que en el primer periodo siendo casi homogéneas las corrientes en las capas profundas y las superficiales.

Se hizo un breve análisis de la componente diurna de las corrientes calculándola mediante el ajuste un análisis armónico, para el período septiembre-octubre, encontrándose una amplitud de 0.05 ms^{-1} (figura 3.6). Estas corrientes son mucho menores que las observadas como respuesta a los nortes.

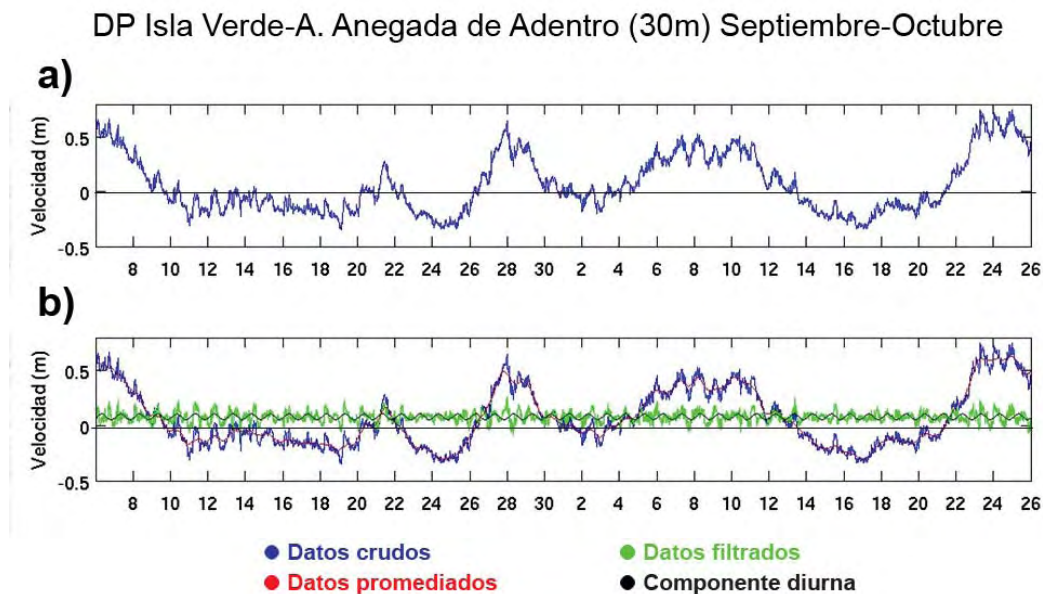


Figura 3.6. a) Corrientes observadas en IslaVerde-Anegada de Afuera durante el período Septiembre-Octubre de 2006, b) Corrientes observadas (azul), datos con promedios corridos de 24 horas (rojo), residuo de la corriente al restar las corrientes filtradas de las observadas mas la corriente promedio del período (verde), gráfica del armónico con frecuencia de 24 horas más el promedio de la corriente del período (negro)

3.3 Campos de circulación.

La última parte del análisis consistió en llevar a cabo una simulación utilizando el modelo NCOM², con un forzamiento de vientos del campo de reanálisis. El dominio de la circulación numérica incluye todo el Golfo de México, tiene una resolución en la horizontal de 0.05 grados y 60 niveles en la vertical siendo 8 de ellas coordenadas sigma en los primeros 100 metros y 40 niveles de coordenada z en el resto de la columna de agua. Para el forzamiento del esfuerzo del viento se usaron los vientos del reanálisis cada 6 horas y para los flujos de calor se usó la climatología de DaSilva (1994). Se extrajeron los datos en el punto de la malla más cercano al sitio IV-AA. Los resultados de la corrida se observan en la figura 3.7 correspondiente al mes de Octubre.

Se puede observar que hay una correspondencia en el comportamiento del patrón obtenido de los corrientímetros (línea azul) y del obtenido de la simulación del NCOM (línea roja). Incluso se puede observar que en la simulación se evidencian la presencia de algunos de los eventos de *norte* estudiados.

La simulación muestra corrientes menos intensas y con cambios en el tiempo más suaves. Esto puede deberse a que los vientos del reanálisis que se utilizaron para forzar el modelo nos son muy precisos cerca de la costa y a que la simulación tiene poca resolución, aproximadamente 5 km, para el ancho de la plataforma en la región, que es de unos 30 km. Otro factor es que la presencia de los arrecifes genera canales en los cuales la corriente se intensifica y es donde se colocaron los corrientímetros.

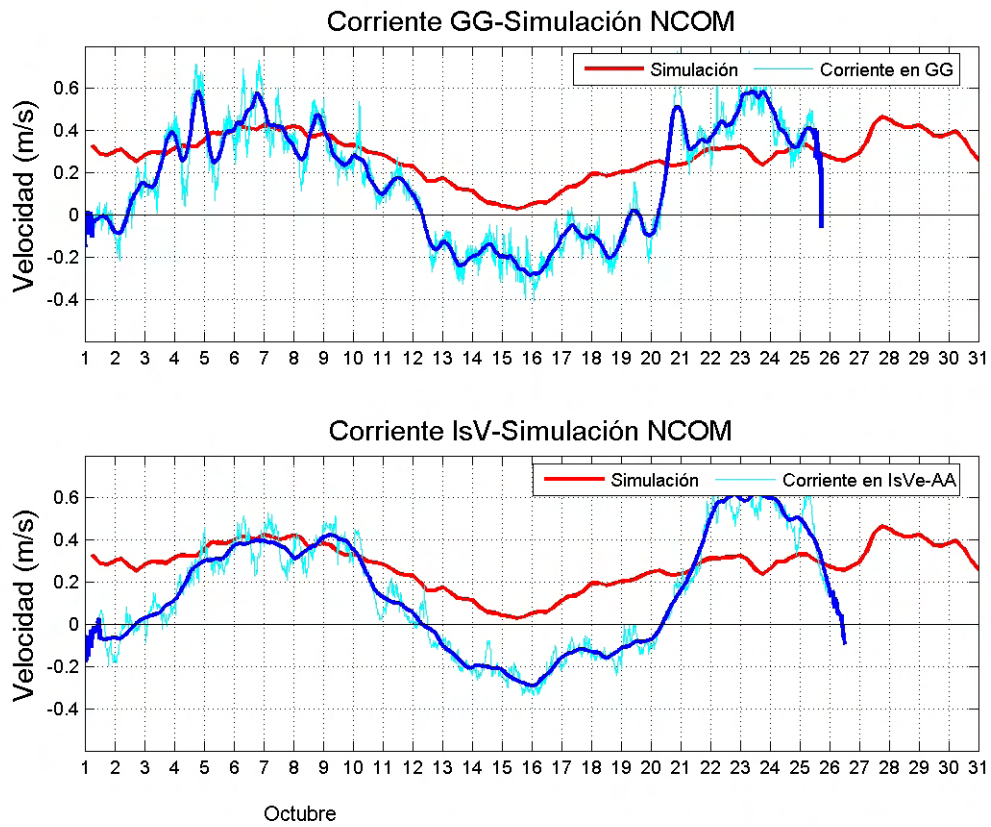


Figura 3.7 Evolución de la corriente paralela a la costa en las dos posiciones de estudio, Gallega-Galleguilla (arriba) e Isla Verde-Anegada de Adentro (abajo), durante el mes de Octubre. En color azul se representa la circulación registrada por los corrientímetros y en rojo la obtenida de la simulación del modelo NCOM.

CAPÍTULO 4

Discusión y conclusiones

Se analizaron ocho eventos de norte de la temporada 2006-2007; tres durante septiembre y octubre de 2006 y cinco entre diciembre de 2006 y enero de 2007. En estos periodos dos corrientímetros estuvieron instalados en los arrecifes del norte del Sistema Arrecifal Veracruzano. Para esos períodos se estudiaron los sistemas meteorológicos que llegaron a la zona, revisando los análisis de superficie, las imágenes de satélite y las variables meteorológicas medidas en una boya océano-meteorológica localizada en el noroeste del Golfo de México, la 42002. Para cada uno de los eventos analizados se identificó el frente, el sistema de alta presión, los vientos del norte, la intensificación de los vientos, el descenso en la temperatura del aire, la disminución en la humedad relativa y la respuesta en las corrientes oceánicas en el SAV.

Del análisis de los datos de la boya océano-meteorológica se observaron vientos de hasta 19 m/s durante el segundo evento analizado en este trabajo, entre el 27 y 29 de Octubre de 2006. Los gradientes de temperatura variaron hasta un poco más de 7°C como es el caso de los eventos 4 (23 al 27 de diciembre de 2006), 6 (6 al 10 de enero de 2007) y 7 (15 al 19 de enero de 2007) cuyos descensos de temperatura son muy notables y se observaron incrementos de presión de hasta 15 mb también más intensos durante la ocurrencia del evento 6. La humedad relativa bajó hasta 18% durante los eventos 4 y 6.

La dirección de los vientos fue diferente para cada evento, observándose vientos del noroeste en los eventos 3 y 4, del norte en los eventos 5, 6 y 7 y del noreste en los eventos 1, 2 y 8. La dirección de los vientos no tuvo correlación con su intensidad. Tampoco aparece una relación obvia entre la intensidad de los vientos y el cambio observado en la temperatura o en la humedad relativa.

Se hizo un análisis de las corrientes oceánicas en dos puntos, uno ubicado entre los arrecifes Gallega y Galleguilla y el otro entre los arrecifes Isla Verde y Anegada

de Adentro. Se encontró una correlación muy alta entre los dos sitios, de 0.95, con un retraso de 3.2 horas del sitio Isla Verde-Anegada de Adentro con respecto al sitio Gallega-Galleguilla. Una explicación de este retraso es que el segundo sitio tiene una profundidad de 30 m mientras que el primero de 15 m, por lo cual tiene mayor inercia. Se encontró que las corrientes son casi barotrópicas, con un ligero corte vertical de velocidad en el sitio más profundo durante el periodo Septiembre-Octubre, cuando hay mayor estratificación. En el período Diciembre-Enero las corrientes fueron prácticamente homogéneas en la vertical. Las corrientes más intensas se observaron durante el evento 7 alcanzando más de 1 ms^{-1} . Durante este evento los vientos alcanzaron velocidades de hasta 16 ms^{-1} , con dirección predominante del norte, y la presión atmosférica al nivel medio del mar fue de alrededor de 1026 hPa. Durante este evento no se alcanzaron los vientos más intensos pero su característica con relación a los demás eventos analizados fue que los vientos se mantuvieron durante casi 60 horas con una intensidad mayor de 12 ms^{-1} , mientras que en otros casos la intensidad del viento disminuyó después de 24 horas. Otro factor que pudo contribuir a la intensidad de las corrientes durante ese evento fue que los vientos dominantes fueron del norte en comparación, por ejemplo, con el evento 4 que tuvo vientos intensos durante 3 días pero con dirección noroeste. Por otro lado se calculó la amplitud de la corriente en la frecuencia diurna, que es debida a la marea y al forzamiento diurno de los vientos, encontrándose que tiene una amplitud de aproximadamente 0.026 ms^{-1} , que es un orden de magnitud menor que el de las corrientes inducidas por los vientos del norte.

Las corrientes presentaron una clara respuesta a la ocurrencia de nortes encontrándose una correlación entre la componente de la corriente paralela a la costa y la del esfuerzo del viento en esa misma dirección. La correlación entre la proyección del esfuerzo del viento (obtenida a partir de vientos del reanálisis) y las corrientes medidas alcanzó valores elevados, llegando hasta 0.78 para el primer período en el sitio Gallega Galleguilla y hasta 0.69 durante ese mismo período en el sitio Isla Verde-Anegada de Adentro. Las correlaciones fueron mayores durante el segundo periodo cuando se alcanzaron correlaciones de hasta 0.86 para el sitio Gallega Galleguilla y de 0.85 en la posición Isla Verde-Anegada de Adentro.

La utilización de los vientos del reanálisis en una simulación numérica usando el modelo NCOM para el mes de Octubre llevó a obtener un campo de circulación aproximado al observado aunque con corrientes menos intensas y un cambio en la intensidad de la corriente más lento. Esto puede deberse a varios factores entre los que se pueden mencionar que: se realizó una simulación de todo el Golfo de México con una resolución de 1/20 de grado, aproximadamente 5 km, que es poca resolución para el ancho de la plataforma en la zona de estudio, otro aspecto es que la batimetría en la zona del SAV tiene variaciones de pequeña escala que no se representaron en la simulación y pueden afectar la intensidad de las corrientes, pues la presencia de los arrecifes genera canales en los cuales la corriente se intensifica. Una conclusión de este trabajo es que en futuros estudios numéricos será necesario generar simulaciones anidadas con una mayor resolución.

En este trabajo se mostró que las corrientes en el SAV, durante el período de otoño e invierno, responden principalmente a los vientos del norte observándose que, en promedio, las corrientes se dirigen hacia el sureste. Sin embargo las corrientes cambian de dirección en períodos de 3 a 5 días, alternándose las direcciones hacia el sureste y hacia el noroeste pero siendo considerablemente más intensas las primeras, las cuales dominado la circulación estacional.

Apéndice A

A.1 Angulo entre campos de viento El Salado y Reanálisis

Un método sugerido por Kundu (1975) para hallar el desplazamiento angular promedio entre dos series de tiempo de cantidades vectoriales, consiste en encontrar el ángulo de fase del coeficiente de correlación compleja entre los dos arreglos vectoriales (En nuestro caso, los campos de viento de El Salado y de Reanálisis).

En términos de componentes, el coeficiente de correlación ρ es (kundu, 1975):

$$\rho = \frac{\langle u_1 u_2 + v_1 v_2 \rangle}{\langle u_1^2 + v_1^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \langle u_2^2 + v_2^2 \rangle^{\frac{1}{2}}} + i \frac{\langle u_1 v_2 - u_2 v_1 \rangle}{\langle u_1^2 + v_1^2 \rangle^{\frac{1}{2}} \langle u_2^2 + v_2^2 \rangle^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{A.1})$$

Tal que el ángulo de fase es:

$$\alpha = \tan^{-1} \frac{\langle u_1 v_2 - v_1 u_2 \rangle}{\langle u_1 u_2 + v_1 v_2 \rangle} \quad (\text{A.2})$$

Con nuestros datos se obtuvo un ángulo de fase entre la serie de tiempo de vientos de El Salado y la de el reanálisis de NCEP = $-16.88^\circ = -0.29$ Rad

A.2 Magnitud entre campos de viento El Salado y Reanálisis

Para ajustar la magnitud entre los campos vectoriales de El salado y Reanálisis, hacemos un diagrama de dispersión entre las respectivas componentes de cada campo, como se muestra en la figura A.1 y le ajustamos un polinomio (en este caso lineal), mediante el cual obtenemos los coeficientes de ajuste de magnitud por variable y por periodo:

	u	v
Sep-Oct	1.35	1.56
Dic-Ene	0.84	1.27

Con este ajuste y con el del ángulo de fase, logramos establecer una buena correspondencia entre ambos campos de viento.

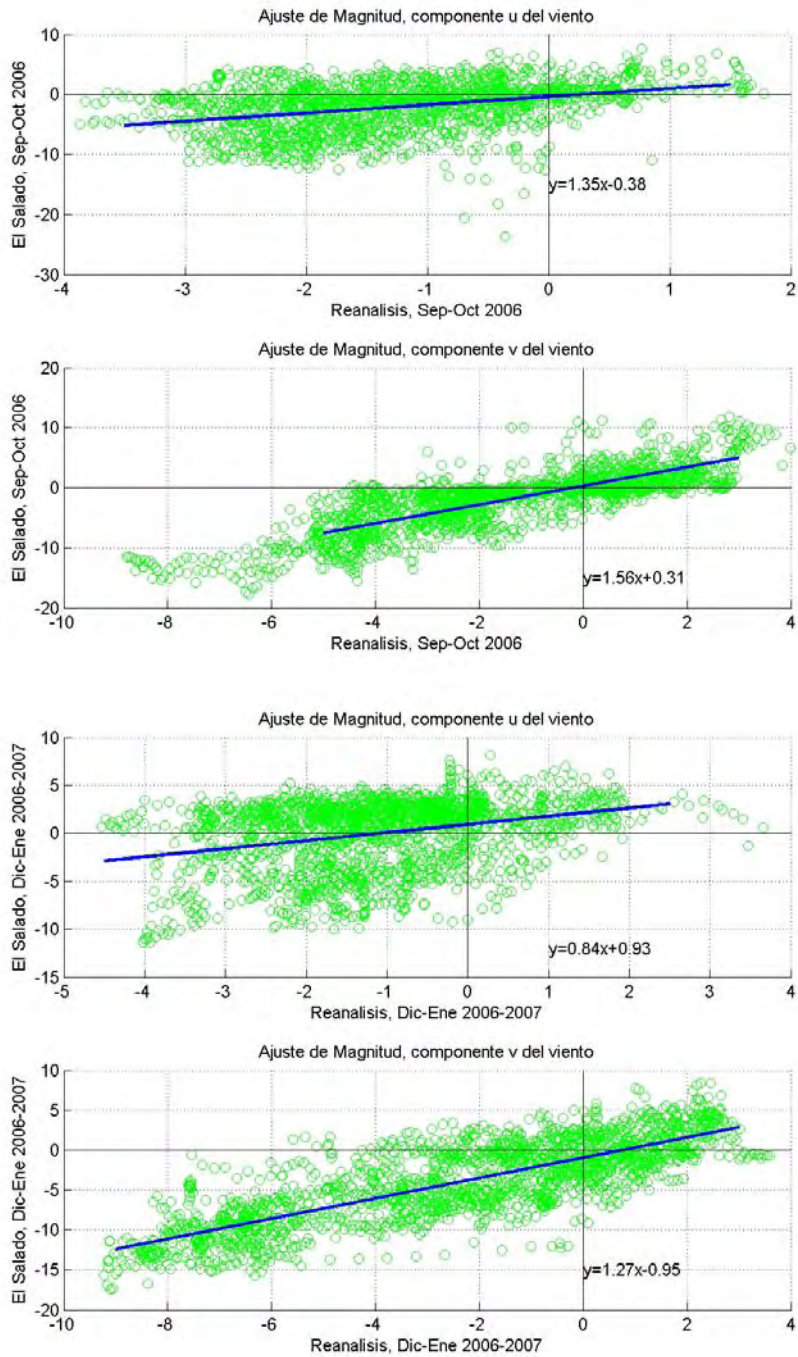


Figura A.1 Ajuste de polinomio entre las componentes de los campos de viento de El Salado y de Reanálisis. Las dos gráficas de arriba para el primer periodo y las dos de abajo para el segundo.

Referencias

Allen J. S (1980), Models of wind-driven currents on the continental shelf, *Ann. Rev. Fluid Mech.* (12), 389-433.

DaSilva, A., A. C. Young, and S. Levitus, Atlas of Surface Marine Data 1994, vol. 1, Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NESDIS, vol. 6, Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md., 1994.

Hartmann Dennis L (1994), *Global Physical Climatology*, Academic Press. 145-149.

Instituto Nacional de Ecología, www.ine.gov.mx/ueajei/publicaciones/libros/2/1996 (Información actualizada al 31 de Marzo de 2005).

Kalnay, E et al. 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Met. Soc.* 77, 437-471.

Klaus Dieter (1973), Las invasiones de aire frío en los trópicos a sotavento de las montañas Rocallosas, *Geofísica Internacional*, 13(2), 99-143.

Kundu Pijush K (1975), Ekman Veering Observed near the Ocean Bottom, *J. Physic. Oc.* (6). 234-256

Martin Paul J, Description of the Navy Coastal Ocean Model Version 1.0, Naval Research Laboratory, Stennis Space Center.

Manual Aquadopp current profiler (2005), Editorial Nortek, 1-55.

Reader's Digest (1995), Atlas universal, 12-15.

Stewart Robert H (2004), Introduction to physical oceanography. Texas A&M University, 122-158.

Tejeda Martínez Adalberto, Acevedo Federico, Jáuregui Ernesto (1989), Atlas Climático del Estado de Veracruz, Universidad Veracruzana.

Vázquez Aguirre Jorge Luís (2000), Caracterización objetiva de los nortes del Golfo de México y su variabilidad interanual, Universidad veracruzana (Tesis de licenciatura), 68-89.

Willet H. C (1933), American Air Mass Properties, *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 2(2).

Zavala-Hidalgo Jorge, Morey Steven L, O'Brien James J (2003), Seasonal circulation on the western shelf of the gulf of Mexico using a high-resolution numerical model, *Journal of geophysical research*, 108 (C12), 3389.