

UNIVERSIDAD AUTONOMA DE BAJA CALIFORNIA
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS



Variabilidad diurna, estacional y transitoria de los vientos en el Sur del Golfo de California

TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANÓLOGO

PRESENTA:

RENE GABRIEL NAVARRO LABASTIDA

ENSENADA, B.C
AGOSTO DEL 2013

RESUMEN

Se describe y analiza la variabilidad diurna, estacional y de eventos transitorios en el sur del Golfo de California (GC) con base en datos del viento (rapidez y dirección) y presión atmosférica, registrados cada hora en una Estación Meteorológica (EM) costera en Cabo Pulmo, B. C. S., así como de datos de reanálisis (CCMP) cada 6 h y resolución espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, entre noviembre de 2003 y julio de 2010. En cuanto a la variabilidad diurna en la EM se encontró que el efecto térmico y sinóptico sobre el patrón de brisas es identificado en los hodógrafos de verano e invierno por formas elípticas alargadas y desplazamientos fuera del origen. La circulación mar-tierra domina en la estructura de mesoescala con un flujo atmosférico nocturno débil (~ 2 m/s) con respecto al diurno (~ 4 m/s) la mayor parte del año. Para estudiar la variabilidad estacional, los datos de la EM y de CCMP fueron filtrados para remover efectos diurnos y se promediaron diariamente, cuya correlación vectorial máxima entre ambas fuentes fue de 0.81 frente a la EM. La componente del viento rotada al eje de máxima varianza para los datos diarios mostró una señal estacional relativamente alta en ambas fuentes, con $\sim 50\%$ de la varianza explicada por el ajuste armónico anual. La dominancia relativa de la magnitud promedio sobre la variabilidad estacional para la EM y CCMP, durante verano e invierno se debe a la alta persistencia del viento típico del noroeste y del sureste, a diferencia de otoño y primavera donde el efecto local es dominante por el debilitamiento del viento sinóptico. La orografía y las características del viento local, remoto y sinóptico modifican el ángulo entre el vector medio y el eje de la elipse de máxima variabilidad. Fueron detectados en la serie de tiempo los ciclones tropicales John, Henriette y Norbert con ayuda de reportes técnicos de la NOAA National Hurricane Center, los cuales penetraron al GC e interrumpieron la influencia del ciclo diurno y del viento estacional durante el decaimiento del Monzón (final del verano) gracias a la circulación de gran escala en los niveles medios y altos de la tropósfera del Golfo de California.

Palabras clave: Golfo de California, Brisas, Monzón.

DEDICATORIA

*A mi familia, en especial a mis padres,
René Navarro Palacios y Gabriela Labastida
Por apoyarme y guiarme en este viaje que acaba de comenzar.*

*A mis abuelos
René Navarro Padilla y Ofelia Palacios
Por siempre brindarme su apoyo y ayuda durante toda mi carrera y vida.*

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. R. Castro Valdez por su disponibilidad y ayuda durante la elaboración de este trabajo, parte vital en mi formación profesional.

Al Dr. R. Durazo Arvizu por sus comentarios y sugerencias que ayudaron a elaborar este trabajo y a entender el trabajo científico.

Al Dr. C. Turrent Thompson por su valiosa ayuda, comentarios y sugerencia para realizar este estudio.

A la Universidad Autónoma de Baja California, en especial a la Facultad de Ciencias Marinas y a todo el personal que ahí labora, quienes tuvieron a bien recibirme.

Al Dr. A. Marcarenhas, al Oc. E. Gil-Silva, Dr. R. Blanco y M.C. S. Larios por su apoyo en la instalación y recuperación de datos de la Estación Meteorológica. A los proyectos de CONACyT C01-25343 y UABC P-0324, P-0352.

A mi padre René Navarro Palacios por sus consejos, ayuda, comentarios y apoyo durante este trabajo, mi carrera y mi vida.

A doña Tere por todo su apoyo alimenticio durante mi carrera. A mis compañeros, amigos y “Al Pueblo”, por brindarme su amistad, compañía y confianza, que sin ellos esto no hubiese sido lo mismo. A la Bióloga. I. Núñez por su preocupación y apoyo. A Yesenia Muett por su compañía, comprensión y ayuda todo este tiempo.

INDICE

	Paginas
RESUMEN	i
DEDICATORIA	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
INDICE	iv
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABLAS	vi
I. INTRODUCCION	1
II. OBJETIVOS	5
III. HIPOTESIS	5
IV. AREA DE ESTUDIO	6
V. DATOS	7
VI. METODO	9
a. Tratamiento previo	9
b. Obtención de hodógrafos sin efecto sinóptico	13
c. Obtención de curvas de rapidez y dirección del viento	13
d. Ejes de máxima y mínima varianza	14
e. Ajuste armónico al eje principal de los datos diarios	15
f. Aislamiento y descripción de fenómenos de origen tropical	16
VII. RESULTADOS	17
1. Parámetros estadísticos por estación del año	17
2. Variabilidad diurna en la estación meteorológica	19
3. Variabilidad estacional	23
4. Variabilidad transitoria	29
VIII. DISCUSION	35
IX. CONCLUSIONES	42
X. REFERENCIAS	44

LISTA DE FIGURAS

Fig.		Pág.
1	Localización del Golfo de California (GC). Se incluye la estación meteorológica (EM) en Cabo Pulmo, Baja California Sur y el punto de malla seleccionado para los datos de CCMP. Dicho punto es donde ocurrió la máxima correlación entre la EM y los datos de CCMP (ver método) en todo el Golfo de California (ver método). Las elevaciones orográficas están en metros (escala de colores) de donde sobresalen la Sierra Madre Occidental (SMO) y Península de Baja California. (PBC).	6
2	Estación Meteorológica Aanderaa Instruments tipo AWS2700, ubicada en Cabo Pulmo, BCS.	8
3	Correlación vectorial (escala de colores) entre CCMP-EM a lo largo del golfo. El punto de máxima correlación (circulo blanco) se encuentra frente a la EM (recuadro negro).	10
4	Hodógrafos para los días típicos por estación del año de la EM de Cabo Pulmo para el período de observaciones 2003-2010 (línea continua). La línea punteada representa los hodógrafos de las componentes U_f y V_f obtenidos del viento al que se le removieron los efectos estacionales.	19
5	Representación de los días típicos del viento en Cabo Pulmo, BCS, para el período 2003-2010. La rapidez (panel izquierdo) y la dirección (panel derecho). Los colores indican cada estación del año: primavera (verde), otoño (negro) invierno (azul) y verano (rojo) de la EM.	22
6	Variabilidad del viento diario de la componente rotada al eje de máxima varianza para la EM (arriba) y CCMP (abajo). La línea roja indica un ajuste armónico anual. Valores positivos (negativos) indican vientos del NO (SE).	23
7	Elipses de variabilidad del viento para la EM de Cabo Pulmo, BCS, período 2003-2010. Se incluyen los vectores diarios (color gris) y vector medio para cada una de las estaciones: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Para este caso los vectores indican hacia donde el viento se dirige.	25
8	Elipses de variabilidad del viento para la estación CCMP, periodo 2003-2010. Se incluyen los. Vectores diarios (color gris) y el vector medio para las estaciones: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño, (d) invierno. Para este caso los vectores indican hacia donde el viento se dirige.	27
9	Serie de tiempo de los datos horarios para la EM de Cabo Pulmo, B. C. Sur. Presión Atmosférica (arriba). Magnitud media y ráfagas del viento (abajo).	30
10	Trayectoria de los huracanes obtenida de los reportes técnicos de la NOAA. Se incluyen los valores de presión atmosférica en la trayectoria. Estos huracanes fueron identificados en la serie de tiempo de la EM de Cabo Pulmo, B. C. S.	31
11	Presión atmosférica (11. a) y viento medio y ráfagas (11. b) durante el paso del huracán <i>John</i> detectado en la serie de tiempo de EM.	32
12	Presión atmosférica (12. a) y viento medio y ráfagas (12. b) durante el paso del huracán <i>Henriette</i> detectado en la serie de tiempo de la EM.	33
13	Presión atmosférica (13. a) y viento medio y ráfagas (13. b) durante el paso del Huracán <i>Norbert</i> detectado en la serie de tiempo de EM.	34
14	Climatología 2000-2010 para verano de los datos de CCMP. En color se incluye la raíz cuadrática media.	39

LISTA DE TABLAS

Tabla		Pág.
1	Sensores utilizados para el registro de las diferentes variables y la exactitud de cada uno de ellos.	7
2	Estadísticas de los datos diarios (Promedio, desviación estándar, máximo) de la presión atmosférica (mbar) y de las componentes del viento (m/s). (U_d , V_d) y (UU , VV) son para la serie de tiempo de la EM y CCMP, respectivamente.	17
3	Parámetros de las elipses de variabilidad y vectores del viento para la EM y CCMP. Mag es la magnitud promedio del viento, θ_v la dirección del vector medio, λ_u es el eje mayor variabilidad, λ_v el eje de menor variabilidad, β es la relación entre la magnitud promedio con respecto a la desviación estándar del eje de mayor variabilidad, π indica la excentricidad de la elipses y θ_p el ángulo de inclinación con respecto a λ_u .	29

Variabilidad diurna, estacional y transitoria de los vientos en el Sur del Golfo de California

TESIS

que para obtener el título de

OCEANÓLOGO

presenta:

René Gabriel Navarro Labastida

Aprobada por:



Dr. Rubén Castro Valdez

Director de Tesis



Dr. Reginaldo Durazo Arvizu

Sinodal



Dr. Cuauhtémoc Turrent Thompson

Sinodal

I. Introducción

El Golfo de California (GC) es un mar marginal semicerrado, considerado la única cuenca de evaporación importante del Océano Pacífico (De la Lanza-Espino, 1991; Castro et al., 1994). Su ancho promedio de 150 km y su longitud mayor a los 1100 km lo extienden sobre la región delimitada por las coordenadas 22°-32° N y 107°-115° O. La morfología regional restringe climatológicamente a la cuenca, al oeste por la elevada topografía de la Península de Baja California (PBC; 700-1000 m de altura), al este por la Sierra Madre Occidental (> 1500 m) y al noreste por las tierras bajas del Gran Valle Imperial en los Estados Unidos (EU). Al sureste presenta comunicación directa con el Océano Pacífico (Fig. 1) (Merrifield y Winant, 1989; Badan-Dangon *et al.*, 1991).

Sin duda, el estudio de la variabilidad de los vientos en la región sur del GC es importante, ya que este forzamiento es un motor esencial en la dinámica interna del GC y lo es también en un sin fin de procesos oceanográficos, ambientales y biológicos. El viento es un factor importante en los desplazamientos reales de la circulación, lo que sirve para determinar flujos residuales y sus consecuencias en la región (Trasviña *et al.*, 2012). Es por esto que tanto los eventos de escala local como planetaria son contemplados en este estudio, debido a sus diferentes efectos temporales y espaciales.

La principal causa del viento diurno es el sistema de brisas marinas y terrestres, fenómeno que ocurre en la mayoría de las costas del mundo. Es un patrón de circulación de mesoescala (escala local) resultado del ciclo diurno de insolación, en respuesta a las diferencias en la capacidad calorífica del océano ($\sim 4187 \text{ Joule Kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) y la tierra ($\sim 1046.75 \text{ Joule Kg}^{-1} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) (Miller *et al.*, 2003; Reyes-Coca, 2002). Éste contraste térmico ocasiona durante el día movimientos ascendentes del aire en tierra, así como un flujo horizontal del aire de tierra a mar. Durante la noche ocurre una inversión del patrón de circulación con vientos generalmente de menor intensidad en dirección hacia el mar. Este sistema no solo depende de sus

características termodinámicas, sino también de la latitud, de los rasgos geomorfológicos de la localidad, la rugosidad de la tierra, la curvatura de la línea de costa y de las condiciones atmosféricas del campo sinóptico (Haurwitz, 1947; Orlic *et al.*, 1988; Delgado-González *et al.*, 1992).

Mediante un análisis con elipses de variabilidad en dirección normal y fuera de la costa durante mayo y junio para San Felipe B. C., Delgado-González *et al.* (1992) establecieron la importancia relativa del sistema de brisas con respecto al campo sinóptico en el dominio del tiempo. Los autores evidenciaron el efecto que tienen los vientos > 5 m/s persistentes a lo largo del GC, que logran interrumpir el sistema de brisas y que logran desaparecer las brisas terrestres. Para abril y julio reportaron un régimen parcialmente modificado por el campo sinóptico que logra distorsionar las brisas y limitarlas a una oscilación diurna de la intensidad del viento en dirección predominantemente normal a la costa (principalmente durante julio), así como para mayo y junio (< 4 m/s) un carácter de transición (primavera) con respecto a la alternancia Monzónica del viento del sureste durante julio (~ 6 m/s)(verano) y del noroeste y noreste ($6 - 8$ m/s) durante invierno.

Para la región norte del GC Badan-Dangon *et al.* (1991) encontraron una brisa marina alrededor de los 4 m/s hasta las 16:00 hrs cuando el viento disminuye rápidamente y se presenta una brisa terrestre de muy baja intensidad. De 2:00 - 8:00 en invierno y de 2:00 – 6:00 durante verano, el viento sufre un estancamiento en respuesta a la asimetría del forzamiento térmico.

La circulación regional del GC está caracterizada por una corriente de baja humedad en dirección sureste la mayor parte del año. Durante verano El Monzón de Norteamérica invierte dicho patrón hacia el noreste en respuesta a una baja presión y baja térmica (conocida como “Low thermal”) sobre el noreste y la alta presión en la boca del GC, que hacen aumentar la

humedad regional drásticamente debido a una transferencia de masa en dirección noreste (Bordoni et al., 2004; Turrent y Cavazos, 2009).

Lo anterior es indicado por la progresión de la isoterma de 26 °C a lo largo del GC a finales de la primavera y principios del verano y que precede a la llegada de las lluvias Monzónicas y del calentamiento de la capa superficial del golfo (Mitchell *et al.*, 2002; Bordoni *et al.*, 2004). La inversión favorece la penetración de los frentes y con ello el aumento sustancial en las precipitaciones en el GC (Badan-Dangon, 2003; Bordoni *et al.*, 2004; Grantz *et al.*, 2007).

Los ciclones tropicales pueden transportar calor y masa de un lugar a otro en el océano. Su principal fuente de energía proviene del calor latente de vaporización del agua que favorece la reducción de la presión atmosférica sobre océanos tropicales ($> 27\text{ }^{\circ}\text{C}$), durante el periodo de mayo-octubre entre 10-15° N (Romero-Vadillo et al., 2007). Estos sistemas presentan vientos intensos (200 - 300 km/h), alturas $>16\text{ km}$ y radios de 300 - 500 km que giran ciclónicamente alrededor de un centro de calma relativa (ojo) de un diámetro de 20 - 30 km, de forma circular o elíptica (Reyes-Coca, 2002). Se clasifican según la velocidad del viento sostenido, a partir de la escala eólica Saffir-Simpson, donde los “mayores” (por su potencial en la generación de daños) son las categorías 3 a 5 (178 - 250 km/h; 50 - 70 m/s) y de poco riesgo las 1 y 2 (118 - 178 km/h; 33 – 70 m/s) (semarnat.gob; noaa.gov).

Por lo general los ciclones en el Pacífico oriental siguen trayectorias hacia el noreste hasta encontrar condiciones térmicas adversas a los 30° N que los desvían al oeste (Romero-Vadillo et al., 2007). Sin embargo, la alta fricción superficial al paso del viento por la orografía, las aguas cálidas del GC en contraste a las de la corriente de California por el lado del Océano Pacífico y la posición de la PBC, pueden desviar sus trayectorias hacia el continente. (Merrifield y Winant, 1989; Farfán et al., 2006; Farfán 2012).

Farfán et al., (2006), Pash (2006), Farfán (2012), Knabb (2007), Franklin (2009) y Zamudio et al., (2010), documentaron la penetración de los huracanes tropicales Lynda, John, Lane, Henriette, Norbert y Juliette respectivamente. Farfán et al., (2006) indicó que el flujo anticiclónico de escala regional sobre EU-México favoreció el impacto de John sobre la PBC. Zamudio et al., (2010) documentó el aumento de la profundidad de la capa de mezcla (de 5 a ~40 m), la formación de surgencias con velocidades verticales > 30 m/día a lo largo de las costas y una importante variabilidad en la circulación y volumen de la boca del GC en respuesta a los intensos vientos del huracán Juliette.

A pesar de que se han realizado varios estudios regionales en el GC relacionados con la circulación atmosférica superficial, poco se ha analizado sobre variabilidad diurna y estacional del viento en registros de series largas en el sur del golfo. Este estudio analiza y discute resultados del viento en el sur del GC, donde se destaca la ocurrencia de vientos del noroeste la mayor parte del año, la inversión de la circulación ligada al Monzón, la señal en el campo de viento de los fenómenos transitorios de origen remoto y los efectos de estos sobre el patrón de brisas.

II. Objetivo

Describir y analizar el comportamiento diurno y estacional del viento, así como documentar la presencia de fenómenos transitorios de los vientos en el sur del Golfo de California.

III. Hipótesis

La componente meridional del viento en la región sur del GC presenta una marcada señal estacional que además de presentar una inversión en la dirección del viento durante el verano, modifica de manera importante el patrón de circulación del viento diurno ubicándose como un importante forzante en los procesos físicos de mesoescala.

IV. Area de estudio

El área de estudio se localiza en la costa suroeste del GC. En particular, se utilizaron observaciones en la Bahía de Cabo Pulmo (CP), B.C.S. (Fig. 1) sobre las coordenadas 23° 25.223' N, 109° 24.404' W. Las condiciones oceanográficas del sitio no siempre son cálidas a pesar de su ubicación y es usual encontrar condiciones subtropicales parte del año, ello se debe a que la estación se ubicó en la región oceanográfica transicional (GC-Océano Pacífico) de la entrada del GC.

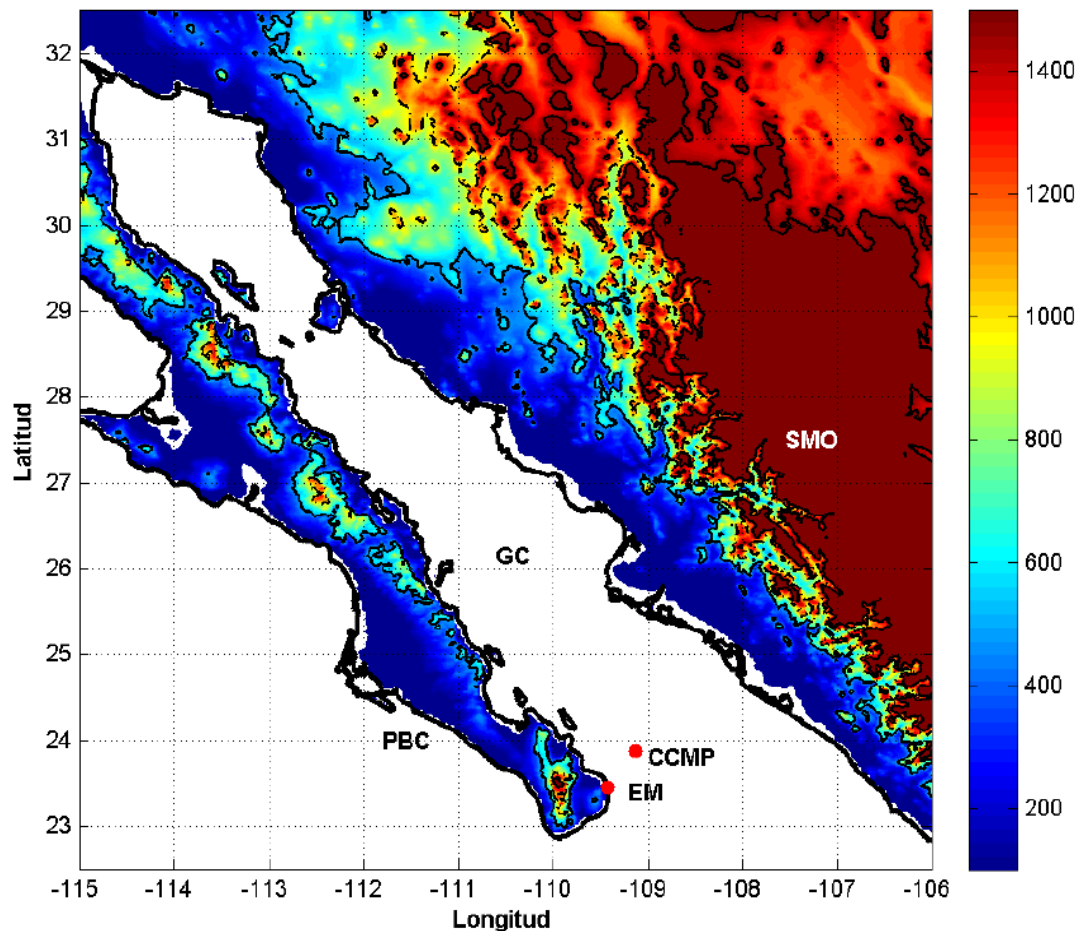


Figura 1. Localización del Golfo de California (GC). Se incluye la estación meteorológica (EM) en Cabo Pulmo, Baja California Sur y el punto de malla seleccionado para los datos de CCMP. Dicho punto es donde ocurrió la máxima correlación entre la EM y los datos de CCMP en todo el Golfo de California (ver método). Las elevaciones orográficas están en metros (escala de colores) de donde sobresalen la Sierra Madre Occidental (SMO) y Península de Baja California. (PBC).

V. Datos

En este estudio se utilizaron tres bases de datos durante el periodo del 11 de noviembre del 2003 al 8 de julio del 2010:

- 1) Datos horarios de la estación meteorológica (EM) de CP (figura 2) marca “Anderaa Instruments”, modelo AWS2700 (Automatic Weather Station), instrumento autónomo con capacidad de medición de hasta 12 parámetros, alimentado por voltaje directo de un sistema integrador de batería y celda solar. Utiliza sensores modulares para el registro de las variables: rapidez y dirección del viento, temperatura ambiente, humedad relativa, presión atmosférica y radiación solar neta (Gil-Silva, et al., 2011). Este estudio solo contempla el uso de las variables de dirección y magnitud del viento, así como de la presión atmosférica. La tabla 1 proporciona los sensores utilizados, los intervalos de medición y su exactitud.

Tabla 1.-Sensores utilizados para el registro de las diferentes variables y la exactitud de cada uno de ellos.

Sensor	Intervalo de medición	Exactitud
Magnitud del viento	0 a 79 m/s	0.2 m/s
Dirección del viento	0 a 360°	± 0.5°
Presión atmosférica	920 a 1080 mb	0.2 mb

- 2) Datos de presión atmosférica de reportes técnicos de la NOAA National Hurricane Center de algunos eventos transitorios de origen tropical.
- 3) Datos cada 6 horas del viento obtenido del producto “*Calibrated Multi-Platform Ocean Surface Wind Components for Meteorological Applications*” (CCMP), producto compuesto por la mezcla de varios escaterómetros, observaciones ‘in situ’ y análisis variacionales. Estos son datos a 10 m sobre el nivel del mar distribuidos sobre una malla uniforme de 0.25° x 0.25° (http://podaac.jpl.nasa.gov/DATA_CATALOG).

Es importante mencionar que en las mediciones de campo no fue posible la medición de parámetros de viento en dos periodos: El primero (21-mayo-04 al 17-noviembre-04) con duración de seis meses, se presentó a pesar de que el aparato estuvo instalado y

trabajando, pero al parecer se vandalizó la memoria de la EM y en consecuencia el instrumento dejó de registrar. El segundo periodo (14-octubre-05 al 30-noviembre-05) con duración de mes y medio, fue originado por un mal funcionamiento de la estación, al que no se le encontró explicación. A pesar de estas discontinuidades en la serie de tiempo, se cuenta con una base de datos amplia, representativa de las condiciones del viento de las cuatros estaciones del año.



Figura 2. Estación Meteorológica Aanderaa Instruments tipo AWS2700, ubicada en Cabo Pulmo, BCS.

Las diferencias observadas en los rangos de magnitud del viento de CCMP sobre los de la EM, están asociadas a las diferentes técnicas de obtención de los datos y los efectos de la interacción del viento al paso sobre la orografía costera donde se ubicó la EM.

VI. Método

El método y tratamiento preliminar aplicado a la base de datos de EM y CCMP del presente trabajo se describe a continuación:

a. Tratamiento previo

La dirección del viento de la EM referida al norte magnético se corrigió al norte geográfico, para esto se le sumó el valor de la declinación magnética de 9.4250°. Posteriormente se calculó la dirección referida al eje este-oeste positivo (convención matemática). Inicialmente se obtuvieron las componentes del viento por medio de las ecuaciones:

$$U_t = R \cos \phi \quad (1)$$

$$V_t = R \sin \phi \quad (2)$$

donde U_t es la componente zonal (este-oeste), V_t la meridional (norte-sur), R la rapidez y ϕ la dirección observada del viento medida como ángulo matemático.

La dirección del viento medio fue calculada por la ecuación 3 y posteriormente corregida a grados azimutales como

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{U_t}{V_t} \right) \quad (3)$$

Los datos de las componentes de velocidad de la EM (datos horarios) y CCMP (datos cada seis horas) fueron filtrados a través de un promedio corrido con periodo de corte de 24 horas para remover efectos diurnos y posteriormente promediados diariamente (U_d y V_d para EM y UU y VV para CCMP). Para determinar dónde se localiza la correlación máxima entre los datos de CCMP y la EM se utilizó el coeficiente de correlación vectorial (Kundu y Allen, 1976):

$$\rho(x_1, x_2, \tau) = \frac{\overline{Z_1(t)Z_2(t+\tau)}}{\left[\frac{1}{Z_1(t)Z_1(t)^2} \frac{1}{Z_2(t)Z_2(t)^2} \right]} \quad (4)$$

donde $\mathbf{Z}_1(t)$ y $\mathbf{Z}_2(t)$ son las series representativas de las cantidades medidas en el tiempo de CCMP y EM, respectivamente, τ es el desfase ($\tau = 0$), ρ coeficiente de correlación entre las dos series, $\mathbf{x}_1$ y $\mathbf{x}_2$ son las dos posiciones a correlacionar.

La correlación estima el nivel de relación lineal entre dos variables que varían en el tiempo. El coeficiente de correlación vectorial máximo entre la EM y CCMP fue de 0.81 con un ángulo de 2.13° y ocurrió frente a CP (ver Fig. 3), de donde se extrajo la serie representativa de CCMP. El ángulo es el promedio de cuanto necesita rotar para alinear ambos vectores de las series de tiempo.

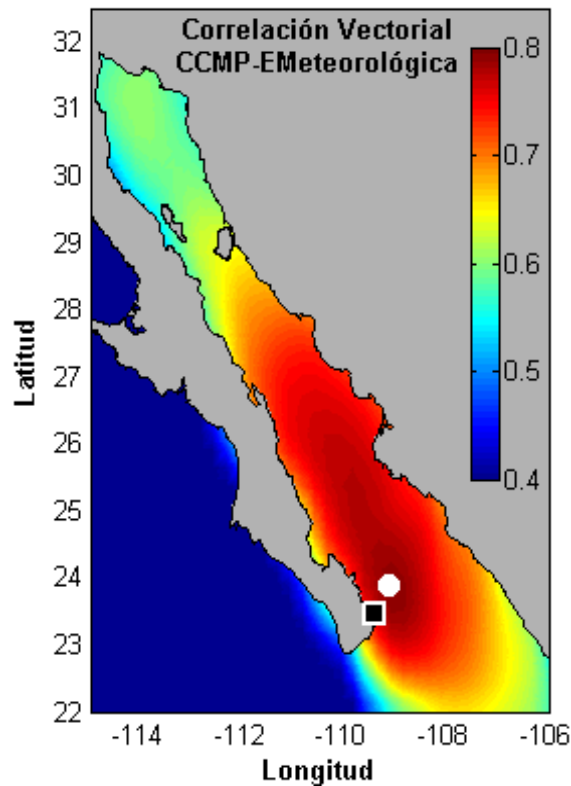


Figura 3. Correlación vectorial (escala de colores) entre CCMP-EM a lo largo del golfo. El punto de máxima correlación (circulo blanco) se encuentra frente a la EM (recuadro negro).

Para una comparación de las condiciones meteorológicas del viento a lo largo de los siete años de muestreo, se delimitaron las estaciones de primavera, verano, otoño e invierno, de tal manera que la primavera comprendió desde marzo a mayo, verano de junio a agosto, otoño de septiembre a noviembre e invierno de diciembre a febrero. También con el fin de un mejor manejo e interpretación de las series de tiempo de la EM y CCMP, se empataron las dos series, a la convención meteorológica.

A partir de los promedios diarios de EM (U_d y V_d) y CCMP (UV y UU) se obtuvieron los parámetros estadísticos básicos por estaciones del año, lo cual incluye máximos, promedios y desviación estándar para cada variable. Los promedios diarios de la componente este-oeste y norte-sur de CCMP y la EM se obtuvieron a partir de las ecuaciones:

$$\overline{Ut} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Ut_i \quad (5)$$

$$\overline{Vt} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Vt_i \quad (6)$$

Donde ($i = 1, 2, 3, \dots, n$) se refiere a los días que conforman a cada estación del año, n es el total de datos. Una vez obtenidos los promedios diarios, se agruparon en las estaciones del año anteriormente mencionadas.

La desviación estándar del conjunto de datos se calculó a partir de la ecuación 7, de esta manera, se mide de la varianza de los puntajes alrededor de la media que crece a medida que aumenta la dispersión de los datos.

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{N}} \quad (7)$$

Donde x_i representa cualquier valor de las componentes (Ut y Vt) dado por $n = (1, 2, 3, \dots, N)$, $\bar{x}$ el promedio obtenido por la ecuación 5 y 6, $N = 2433$ el número total de datos (diarios).

Variabilidad diurna

El ciclo diurno promedio (día típico) es una representación en el dominio del tiempo que proporciona información de la rapidez y dirección del viento a cada hora de las componentes Vt y Ut a lo largo del día (cada hora) (Delgado-González *et al.*, 1992) por medio de un suavizado de los datos mediante un promedio aritmético de 24 puntos.

Para construir un día típico, por ejemplo para el verano, se toman todos los datos horarios de la EM del 1 de junio al 31 de Agosto de los siete años (2001-2007). Una vez agrupados todos estos datos, se calculó el promedio de Ut y Vt de todas las horas 1:00 de todos los días, seguido del promedio de todas las horas 2:00 y así consecutivamente hasta obtener 24 promedios, correspondientes a las 24 horas que componen el ciclo diurno para la estación de verano y representativa de los siete años de mediciones. Este proceso se repitió con el fin de obtener el ciclo diurno promedio para cada estación del año.

Los hodógrafos se construyen al graficar la componente Ut contra Vt , representan las condiciones meteorológicas de cada hora del día típico de cada estación propiamente. El resultado es la oscilación típica del día que involucra los efectos tanto de la brisa como los efectos sinópticos y estacionales del sistema.

b. Obtención de hodógrafos sin efecto sinóptico.

Las series de tiempo horarias de las componentes zonal (U_d) y meridional (V_d) de la EM fueron suavizadas por un triple promedio corrido de 24 datos (U_f , V_f), para eliminar las frecuencias altas asociadas a las brisas (Pavía, 1979; Delgado-González *et al.*, 1992)

A partir de las nuevas variables, aplicamos las siguientes ecuaciones:

$$U_{brisa} = U_d - U_f \quad (8)$$

$$V_{brisa} = V_d - V_f \quad (9)$$

De esta manera, obtenemos nuevas componentes libres de las oscilaciones sinópticas y estacionales que llamaremos ***U de brisa*** y ***V de brisa***. Con las variables ***Ubrisa*** y ***Vbrisa***, se repite el punto c de este método para obtener los días típicos de primavera, verano, otoño e invierno libres del efecto sinóptico.

c. Obtención de curvas de rapidez y dirección de viento para las cuatro estaciones del año típico.

A partir del método descrito en el punto c, se obtuvieron los promedios de rapidez y dirección con los que se graficaron las curvas de rapidez y dirección del viento en dominio del tiempo ($t=24$). Las curvas son una importante herramienta para observar modificaciones al sistema diurno por parte de la componente sinóptica de verano e invierno visibles en la dirección dominante de la componente meridional a lo largo del día típico.

Variabilidad estacional

d. Ejes de máxima y mínima varianza (Elipses de Variabilidad)

Los datos diarios del viento se rotaron a los ejes de máxima varianza. Lo anterior consiste en encontrar el eje principal que está dado por la orientación a lo largo de la cual la varianza de los vientos es máxima. Para definir la elipse de variabilidad se rotaron los ejes de las componentes del viento de la EM y de CCMP a su eje de máxima y mínima variabilidad (Emery y Thomson, 2003).

Al sustraer la media de las series de tiempo diaria de EM y CCMP de las componentes U y V , obtenemos las anomalías de las componentes (u', v')

$$u' = U - \bar{U} \quad (10)$$

$$v' = V - \bar{V} \quad (11)$$

La construcción de una matriz de covarianza se hace por la solución de la ecuación cuadrática

$$\det[C - \lambda I] = 0 \quad (12)$$

donde C (ecuación 14) es la covarianza de los datos, I es la matriz identidad y λ los eigenvalores, que son las raíces de las varianzas de las fluctuaciones de velocidad a lo largo de los ejes mayor y menor obtenidos por

$$\lambda_u = \frac{1}{2} \left\{ (\overline{u'^2} + \overline{v'^2}) \pm \left[(\overline{u'^2} - \overline{v'^2})^2 + 4(\overline{u'v'})^2 \right]^{1/2} \right\} \quad (13)$$

donde el valor positivo es utilizado para calcular λ_u y el valor negativo para λ_v ,

$$C = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N u' v'_{(tn)} \quad (14)$$

la orientación del eje mayor (λ_u) difiere 90° con respecto al menor (λ_v). El ángulo de orientación del eje principal se obtiene por

$$\theta_p = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left[\frac{(2\overline{u'v'})}{(\overline{u'^2} - \overline{v'^2})} \right] \quad \text{para} \quad -\frac{\pi}{2} \leq \theta_p \leq \frac{\pi}{2} \quad (15)$$

La ecuación 16 es la relación que representa la excentricidad de la elipse. Es la desviación del eje mayor y menor con respecto a una circunferencia:

$$\pi = \frac{\lambda_u}{\lambda_v} \quad (16)$$

El parámetro β (ecuación 17) es un índice que normaliza la magnitud promedio con respecto a la desviación estándar del eje de máxima variabilidad. Esta es una útil herramienta, para contrastar la importancia relativa de la magnitud promedio sobre la variabilidad ($\beta > 1$) o el dominio de variabilidad sobre la magnitud promedio ($\beta < 1$).

$$\beta = \frac{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}}{\lambda_u} \quad (17)$$

Las elipses gráficas se construyeron a partir de la obtención de los ejes principales de las componentes ortogonales de velocidad U y V de un sistema de coordenadas rectangular donde el eje mayor y menor indican la dirección de mayor y menor variabilidad respectivamente (desviación estándar).

Junto a las elipses de variabilidad se incluyeron los vectores medios diarios por estaciones del año de EM y CCMP así como un vector medio obtenido por un promedio aritmético, como una herramienta más para indicar la tendencia direccional dominante del viento.

e. Ajuste armónico anual al eje principal de los datos diarios

Para obtener la tendencia estacional de los datos diarios se aplicó a ambas series de tiempo (EM, CCMP) rotadas al eje de máxima varianza un ajuste armónico anual por mínimos cuadrados de la forma

$$Ur(t) = A_0 + A_1 \cos(\omega t - \delta) \quad (18)$$

donde t es el tiempo ($t = 1$ a 365), $\omega = 2\pi/365$ es la frecuencia angular, $\pi = 3.1416$, δ la fase, A_0 y A_1 son las amplitudes del ajuste. La varianza explicada entre los datos observados y el ajuste es expresada en porcentaje.

Variabilidad transitoria

f. Aislamiento y descripción de fenómenos de origen tropical

Como una primera revisión de la base de datos, se graficaron en función del tiempo las componentes de velocidad (*Ud* y *Vd*) de la EM, donde destacaron fluctuaciones transitorias significantes (incremento de la intensidad de los vientos) durante los meses de verano y otoño. Además, se graficó la serie de presión atmosférica de la EM, donde se identificaron valores de baja presión de origen tropical en los mismos períodos de las fluctuaciones de la intensidad del viento. Los eventos transitorios presentes se aislaron con apoyo a reportes técnicos de la *NOAA Hurricane Center* (www.noaa.org), donde documentan la evolución y trayectoria de los huracanes en la región este del Pacífico. Finalmente se graficaron la magnitud media y las ráfagas máximas del viento y la presión atmosférica en función del tiempo, además de las trayectorias de aquellos eventos transitorios notorios en la serie.

VII. RESULTADOS

A continuación se muestran los resultados obtenidos a partir de la aplicación y resolución del método descrito en el capítulo anterior, en orden secuencial para facilitar la formulación de una mejor discusión.

1. Parámetros estadísticos básicos por estación del año

En la Tabla 2 se muestran las estadísticas básicas para cada estación del año del periodo de análisis (2003-2010). P_d es el promedio de la presión atmosférica de la EM.

Tabla 2. Estadísticas de los datos diarios (Promedio, desviación estándar, máximo) de la presión atmosférica (mbar) y de las componentes del viento (m/s). (U_d , V_d) y (UU , VV) son para la serie de tiempo de la EM y CCMP, respectivamente.

	Primavera	Verano	Otoño	Invierno
P_d	1011.1 ± 2.03 (1017.3)	1008.8 ± 1.80 (1013.1)	1010 ± 2.55 (1016.5)	1014.4 ± 1.90 (1019.0)
U_d	-0.169 ± 0.57 (-2.53)	0.546 ± 0.27 (2.67)	-0.229 ± 0.73 (-2.47)	-1.107 ± 0.68 (-2.92)
V_d	0.865 ± 1.77 (6.05)	-1.919 ± 1.42 (-6.63)	0.615 ± 2.33 (6.09)	3.112 ± 1.67 (6.60)
UU	-1.580 ± 1.59 (-8.20)	-0.132 ± 1.53 (-4.52)	-1.344 ± 1.93 (-6.70)	-2.451 ± 0.28 (-7.30)
VV	1.344 ± 3.12 (9.32)	-2.480 ± 2.14 (-8.98)	1.441 ± 3.86 (11.90)	4.852 ± 2.88 (12.26)

La presión atmosférica promedio (Tabla 2) muestra una clara estacionalidad, con valores máximos durante invierno y mínimos en el verano, como respuesta a las bajas temperaturas y al mayor calentamiento (respectivamente).

Las componentes de velocidad promedio por estación del año para CCMP y la EM (Tabla 2), muestran que para primavera, otoño e invierno los vientos provienen del noroeste, a excepción del verano donde los vientos para CCMP (EM) son del suroeste (sureste). Los valores más intensos resultaron en el invierno para ambas fuentes de datos, cuya componente meridional fue mayor ($V_d = 3.11 \pm 1.67$ m/s, máximo de 6.6 m/s, $VV = 4.85 \pm 2.88$ m/s, máximo de 12.26 m/s) que la meridional del verano (0.546 ± 0.27 , máximo de 2.67 m/s y -2.480 ± 2.14 máximo de -8.98).

Durante la primavera se observa un debilitamiento de la intensidad con respecto a verano e invierno, siendo otoño más débil y variable en contraste a primavera, por tratarse de la época más afectada por los ciclones tropicales después del verano.

La desviación estándar de la componente meridional fue mayor que la componente zonal, tanto para la EM como para CCMP, aunque CCMP presentó una mayor desviación estándar. Las estaciones de verano e invierno presentaron la mayor persistencia en su distribución de los datos, mientras que en el otoño y la primavera tuvieron la variabilidad más notable de todas las estaciones

La mayor parte del año, la dirección incidente del viento, observada en la EM y CCMP, fue del noreste, solo en verano la dirección de las componentes se invirtió, lo que resultó en un viento del sureste y suroeste, débil en contraste a invierno, pero fuerte con respecto a primavera y otoño. Los promedio de U_d y V_d son mayores que los de UU y VV lo que posiblemente se explica por la fricción con la orografía del sitio.

2. Variabilidad diurna en la Estación Meteorológica

Hodógrafos

En la figura 4 se muestran los hodógrafos para los días típicos de las cuatro estaciones del año.

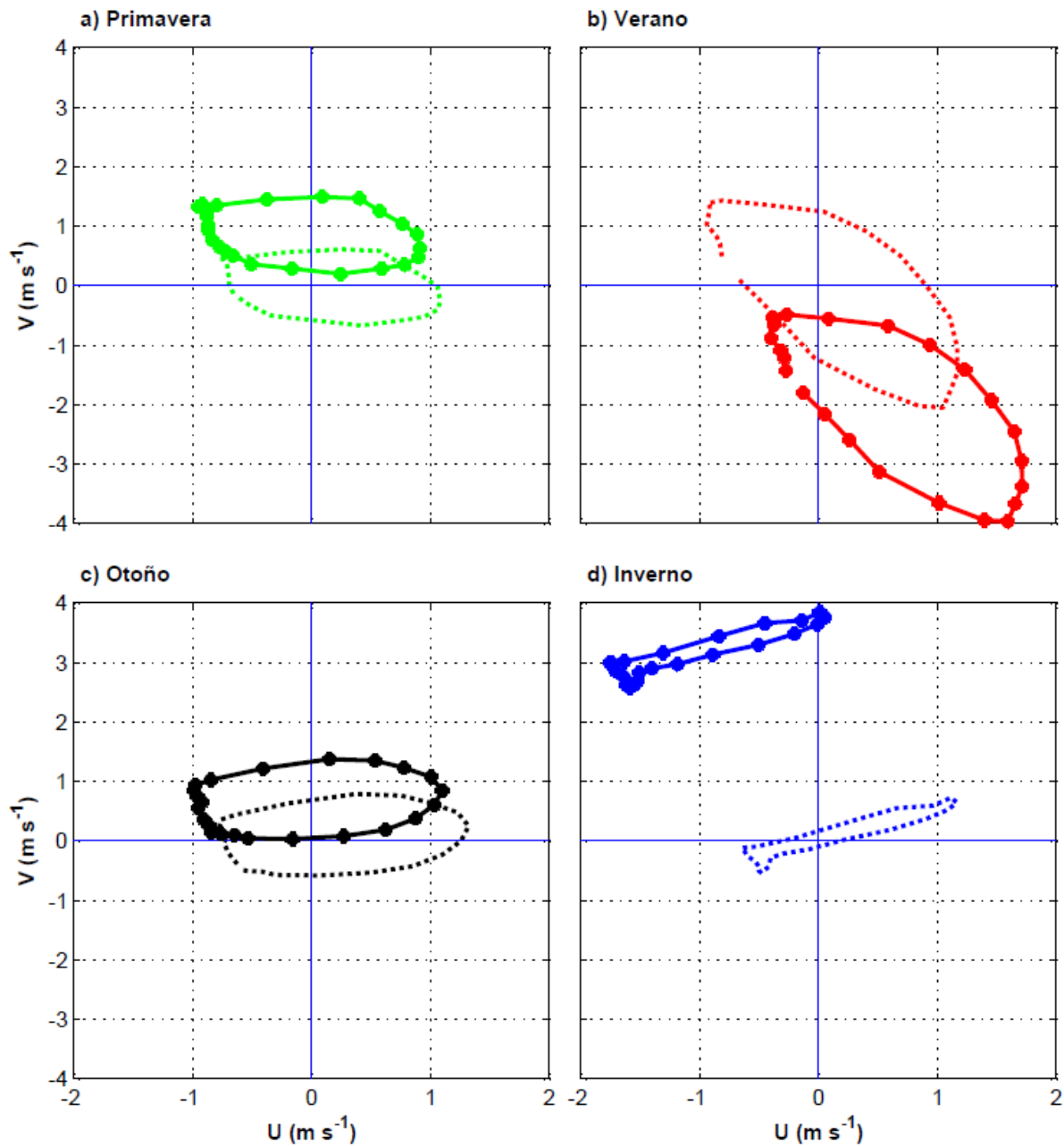


Figura 4. Hodógrafos para los días típicos por estación del año de la EM de Cabo Pulmo para el período de observaciones 2003-2010 (línea continua). La línea punteada representa los hodógrafos de las componentes U_f y V_f obtenidos del viento al que se le removieron los efectos estacionales.

En general, los hodógrafos para las cuatro estaciones del año mostraron formas elípticas alargadas, lo que indica un sistema de brisas bien definido. En primavera y otoño las elipses fueron similares con distribución principalmente a lo largo del eje U (Fig. 4 y 4c) en la parte central de los cuadrantes, con velocidades de 0 -1.5 m/s para la componente V y de -1.0 a 1.0 m/s para la componente U. La ubicación central de dichos hodógrafos está relacionada a un periodo de transición del viento, producto de la influencia del viento dominante del noroeste y el viento estacional del sureste durante verano.

En invierno la elipse del hodógrafo fue más cerrada, con mayor distribución a lo largo de la dirección este-oeste e inclinada hacia el noreste (Fig. 4d). Destaca la fuerte influencia del forzamiento sinóptico con vientos del noroeste, por lo que se ubicó sobre el cuadrante II. La componente V fluctuó entre 2.5 y 4.0 m/s, mientras que la componente U entre -0.5 a ~1.0 m/s. La elipse cerrada, o la disminución del eje menor, ocurre en respuesta a la alta persistencia de los vientos del noroeste (3 a 4 m/s) y es un claro ejemplo de cómo el campo del viento remoto tiende a anular el patrón de variabilidad de la componente U, debido a la alta persistencia de la componente a lo largo del Golfo.

En el verano el patrón resultó más contrastante. La forma de la elipse cubrió un área más grande y el eje mayor tuvo una orientación sureste (Fig. 4b). La componente U fluctuó entre ~-0.5 y >1.5 m/s. Durante las horas de obscuridad, el viento fue en dirección tierra-mar invirtiéndose débilmente de 4:00 a 7:00 e intensificándose de 7:00 a 15:00. La componente V fluctuó entre -0.5 a -4.00 m/s

A excepción del verano, entre las primeras horas del día (24:00-1:00) y hasta ~9:00, los hodógrafos parecen tener un cambio direccional hacia el este y el resto del día (10:00-23:00) hacia el oeste. Se observa también que el cambio direccional parece ser más lento después de ~16:00, como se muestra en la acumulación de los datos horarios en los hodógrafos. En el verano el cambio direccional ocurrió hacia el sureste desde las primeras horas del día y hasta las 9:00-10:00, hacia el suroeste hasta las 12:00 y hacia el noroeste el resto del día. La

acumulación de datos aquí ocurrió después de las 19:00. El viento de las 24:00 al amanecer fue de relativa baja intensidad pero a partir del mediodía la rapidez adquiere valores máximos ($\sim 1\text{--}1.5$ m/s para primavera y otoño; ~ 4 y 3 m/s para verano e invierno respectivamente). Los valores mínimos se observan durante las últimas y primeras horas de cada día, momento en que la circulación es tierra-mar (Delgado et al., 1992), con velocidades de ~ 0 m/s para primavera y otoño y de -2 y 3 m/s para verano e invierno respectivamente. Este debilitamiento del flujo perpendicular evidencia la influencia del campo sinóptico sobre la brisa en la forma y ubicación de los hodógrafos.

En los hodógrafos obtenidos a partir de la diferencia entre los datos observados y sin variabilidad diurna (línea punteada), el efecto del campo sinóptico fue reducido, por lo que las trayectorias trazadas por los hodógrafos son cercanas al centro de los cuatro cuadrantes. A pesar de dicho suavizado, los hodógrafos siguen evidenciando la influencia del viento estacional. Por ejemplo, para verano el viento está orientado hacia el cuadrante sureste y en el invierno hacia el norte, así como los de primavera y otoño al centro del cuadrante (figura 4).

En la figura 5 se muestra la variabilidad diurna de la intensidad y dirección del viento para un día típico de cada estación del año. La progresión de la rapidez (Fig. 5a) y dirección (Fig. 5b) del viento a lo largo de los cuatro días típicos, presentó un acoplamiento asociado al patrón del sistema de brisas.

La dirección del viento para la mayor parte del año (invierno, otoño y primavera) es de tierra-mar ($300 - 360^\circ$) para las horas de oscuridad (20:00 – 10:00) y mar-tierra ($0 - 100^\circ$) el resto del día (8:00 - 20:00), a diferencia de verano, que también presenta una dirección tierra-mar ($200 - 250^\circ$) pero de baja magnitud (~ 1 m/s) durante horas de oscuridad (20:00 – 8:00) y de mar-tierra ($110 - 170^\circ$) durante el día (10:00 – 20:00) pero mayormente alineada a la línea de costa e influenciada en dirección noroeste por el campo de viento estacional de 12:00 a 15:00. En general, la circulación en la dirección mar-tierra, que ocurre durante el periodo de mayor forzamiento térmico (10:00 - 17:00), presentó las mayores intensidades del viento.

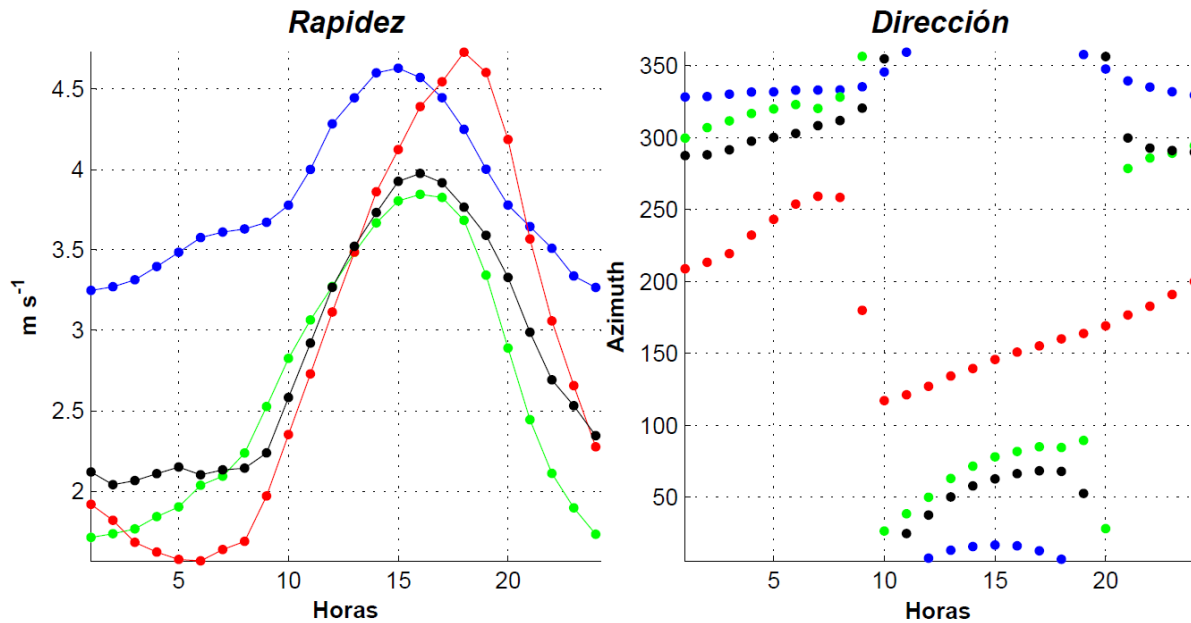


Figura 5. Representación de los días típicos del viento en Cabo Pulmo, BCS, para el período 2003-2010. La rapidez en m/s (panel izquierdo) y la dirección en grados acimutales (panel derecho) en función de las horas del ciclo diurno. Los colores indican cada estación del año: primavera (verde), otoño (negro) invierno (azul) y verano (rojo) de la EM.

La curva de invierno presentó valores mínimos ~ 3.2 m/s durante las primeras y últimas horas del día, así como máximo > 4.5 m/s a 15 hrs que no necesariamente responde aun un mayor contrastes térmico (como se observa en verano), si no al viento típico del noroeste de mayor intensidad que el del sureste (Merrifield y Winant, 1989). A pesar de que la curva de verano presentó valores mínimos cercanos a 1.5 m/s, alcanzó un máximo mayor al de invierno ~ 4.7 m/s a las 18:00. Las curvas de primavera y otoño tuvieron comportamientos similares y presentaron mínimos entre los 1.5 y 2 m/s durante periodo de obscuridad y máximo ~ 4 m/s a las 15:00. En el verano se presentó un desfase de 1 hora (18:00 hrs) de su máximo (~ 5 m/s) y de 6 horas (6:00 hrs) de su mínimo (~ 1.5 m/s) así como un decaimiento de la rapidez entre las 18:00 y 24:00 hrs (de ~ 5 a 1 m/s).

3. Variabilidad Estacional

En la figura 6 se presenta la componente del viento rotada al eje de máxima varianza de los datos diarios para la EM y CCMP además se incluye un ajuste armónico anual.

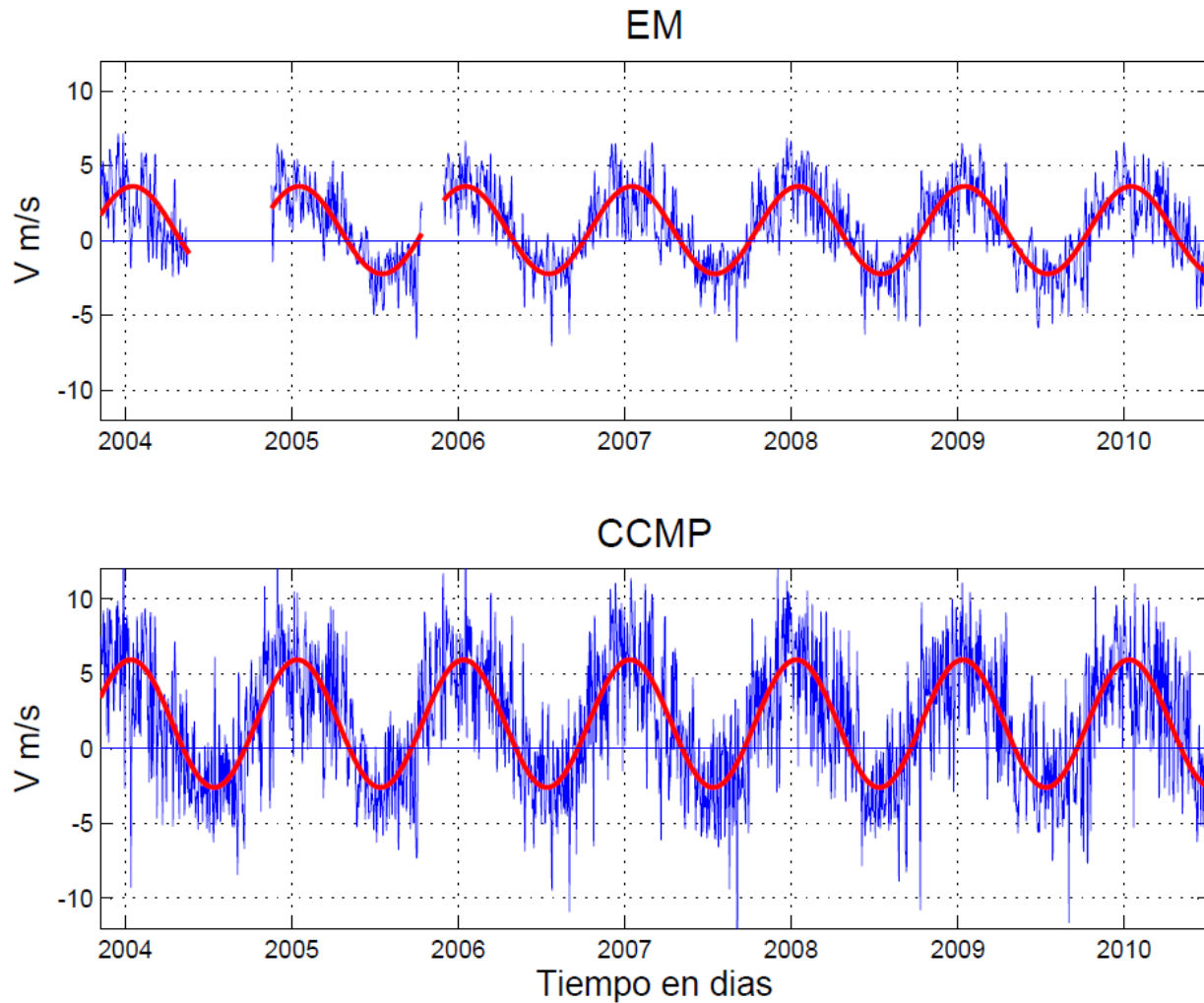


Figura 6. Variabilidad del viento diario de la componente rotada al eje de máxima varianza para la EM (arriba) y CCMP (abajo). La línea roja indica un ajuste armónico anual. Valores positivos (negativos) indican vientos del NO (SE).

El comportamiento de ambas figuras marcó un patrón estacional muy similar en respuesta al patrón de viento Monzónico. La varianza explicada del ajuste armónico anual fue de $\sim 50\%$, tanto en la EM como en CCMP, con un promedio de 4 m/s para la EM y 6 m/s para CCMP. En la curva ajustada se observa que la mayor tendencia direccional fue de vientos del

noroeste para los meses de octubre hasta finales de abril y del sureste de mediados de mayo a finales septiembre. Se observa que los valores de la componente rotada para la EM son más bajos que los de CCMP, posiblemente relacionado a la ubicación de la EM y de CCMP (Fig. 1). Esta diferencia en el rango de velocidades podría ser debido al efecto friccional del viento con la orografía, puesto que la EM está localizada en la costa de la PBC y los datos de CCMP en una zona de menor fricción superficial. A pesar de lo anterior se observa correspondencia en el patrón Monzónico de los datos originales de EM con CCMP

Elipses de variabilidad

Para mostrar detalles espaciales estacionalmente, se graficaron las elipses de variabilidad para cada estación del año para la EM (Fig. 7) y CCMP (Fig. 8) sobre su localidad geográfica, así como sus parámetros (Tabla 3). En la EM, todas las elipses mostraron una tendencia general asociada al flujo a lo largo del eje del golfo, lo anterior fue similar para CCMP aunque con mayor variabilidad y con una mayor influencia de los vientos transversales al eje del golfo.

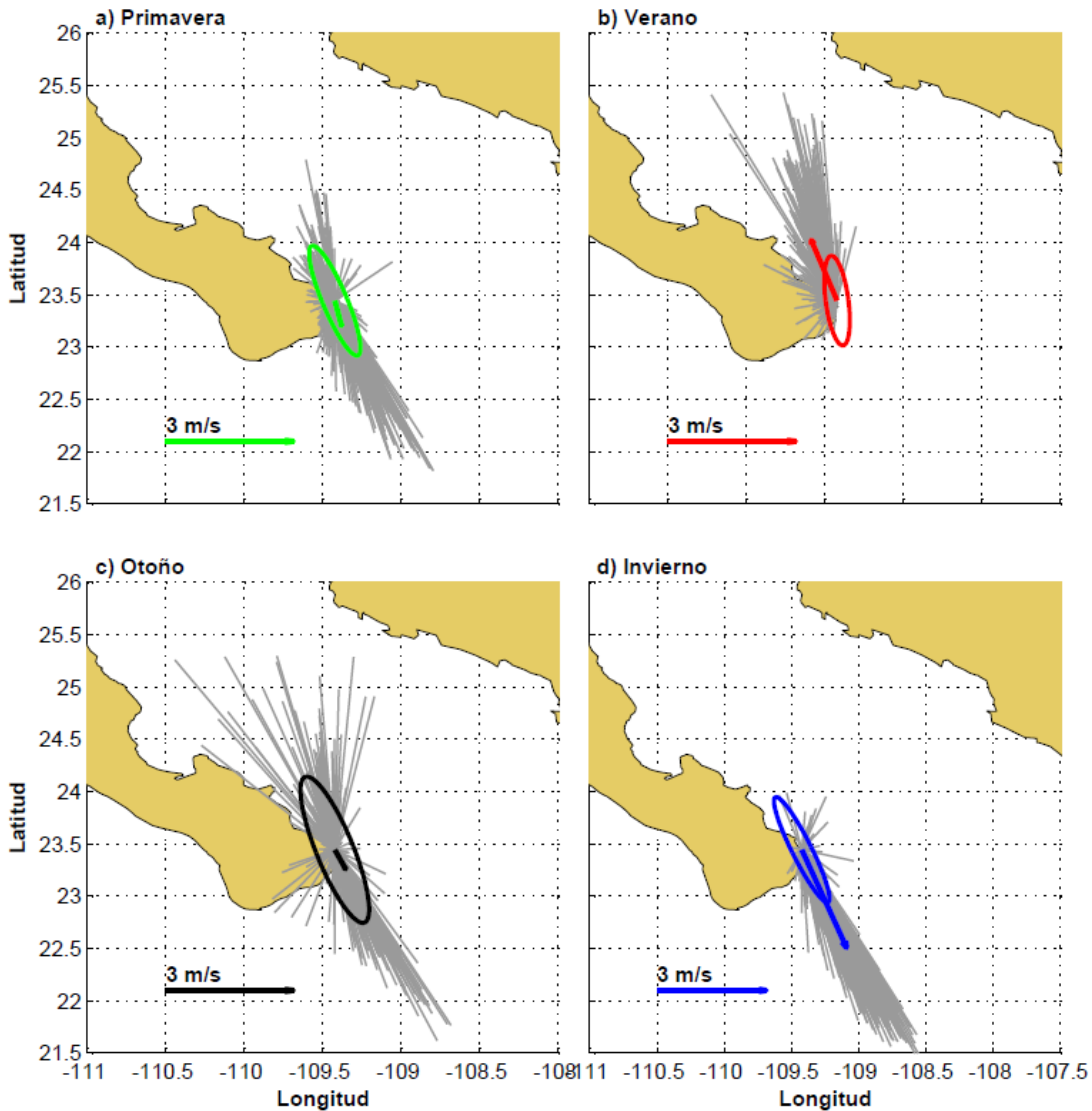


Figura 7. Elipses de variabilidad del viento para la EM de Cabo Pulmo, BCS, período 2003-2010. Se incluyen los vectores diarios (color gris) y vector medio para cada una de las estaciones: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño e (d) invierno. Para este caso los vectores indican hacia donde el viento se dirige.

Durante primavera (Fig. 7a) el vector medio (indicado en verde), es de baja intensidad (0.80 m/s) y en dirección sureste (tabla 3) ($\theta_v=192.41^\circ$), lo que indica la tendencia general de los vectores diarios. La elipse es angosta ($\lambda_v=0.27$) con un eje mayor alargado ($\lambda_u=1.82$) que responde a la alta excentricidad (Tabla 3) de 0.15, así como el alineamiento de la elipse a la línea de costa ($\theta_p=195^\circ$), que sugieren una alta variabilidad a lo largo del eje del Golfo, como lo muestran los vectores diarios con una dirección preferencial noreste-sureste. En el verano (Fig. 7b) los vectores diarios del viento mostraron una dirección preferencial hacia el noreste cuyo vector medio fue de 2.0 m/s en dirección noroeste ($\theta_v=17.76^\circ$). La elipse alineada al norte geográfico en dirección sureste ($\theta_p=185^\circ$) y paralela a la línea de costa, resultó menor a la de primavera con la disminución del eje menor ($\lambda_v=0.24$) y el aumento del eje mayor de ($\lambda_u=1.43$) lo que disminuyó la excentricidad de la elipse a 0.17. En otoño (Fig. 7c), los vectores presentaron una alta variabilidad y se distribuyeron en todas las direcciones, lo que en adición a la disminución del vector medio (0.65 m/s) en dirección sureste ($\theta_v=202.95^\circ$) parece estar relacionado al aumento de los ejes menor ($\lambda_v=0.41$) y mayor ($\lambda_u=2.41$) de la elipse, la cual mantiene la excentricidad de 0.17 y orientada al sureste ($\theta_p=194.7^\circ$). En invierno (Fig. 7d), los vectores diarios del viento mostraron la mayor persistencia en dirección sureste con un vector medio sustancialmente más intenso (-3.30 m/s) en dirección sureste ($\theta_v=201.81^\circ$). La elipse es alargada y paralela a la costa de eje menor angosto ($\lambda_v=0.25$) y eje mayor mas largo ($\lambda_u=1.80$) que evidencian la alta persistencia del viento en dirección sureste con una excentricidad de 0.14.

La importancia relativa de la magnitud promedio sobre la variabilidad estacional (Tabla 3) ($\beta>1$) se suscitó en verano ($\beta=1.39$) e invierno ($\beta=1.84$) mientras que el dominio de variabilidad sobre la magnitud promedio ($\beta<1$) fue durante las estaciones de transición de primavera ($\beta=0.44$) y otoño ($\beta=0.27$).

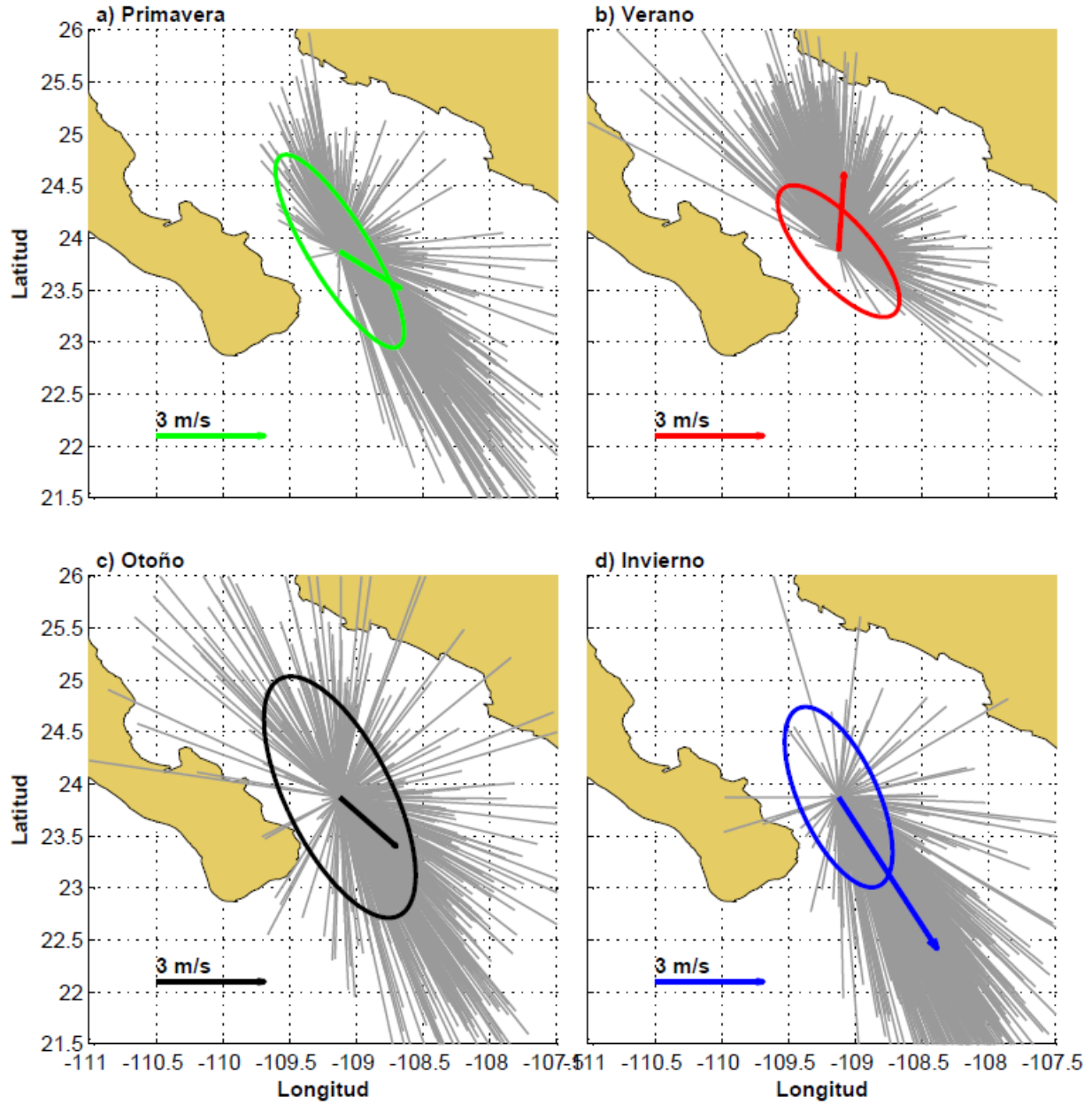


Figura 8. Elipses de variabilidad del viento para la estación CCMP, periodo 2003-2010. Se incluyen los. Vectores diarios (color gris) y el vector medio para las estaciones: (a) primavera, (b) verano, (c) otoño, (d) invierno. Para este caso los vectores indican hacia donde el viento se dirige.

En relación a la variabilidad estacional de las elipses características de los datos de CCMP se encontró que durante primavera (Fig. 8a) la elipse se encuentra alineada al eje del Golfo ($\theta_p=204.9^\circ$), con un eje menor $\lambda_v=0.80$ y un eje mayor $\lambda_u=3.4$ que resultan en una

excentricidad de 0.24. El vector medio (1.92 m/s) está en dirección diferente a la orientación de la elipse, y mantiene una dirección al sureste ($\theta_v=235.61^\circ$). Los vectores diarios se distribuyeron en un abanico de direcciones que van desde el norte hasta el sureste, sin embargo la mayor parte de los vectores y los más intensos son en dirección sureste. En verano (figura 8b) la mayor cantidad de vectores y de mayor intensidad son en dirección noreste con un vector medio de 2.49 m/s en la misma dirección ($\theta_v=356.61^\circ$). La elipse durante el verano se orientó al sureste ($\theta_p=212.8^\circ$), con una disminución del eje mayor ($\lambda_u=2.45$) y un aumento del eje menor ($\lambda_v=0.88$) con respecto a la primavera, que le otorga una excentricidad de 0.36. En otoño (figura 8c) los vectores se distribuyeron prácticamente en todas las direcciones, pero la mayoría de ellos y los de mayor intensidad están direccionados al sureste. El vector medio fue de 2.11 m/s en dirección sureste ($\theta_v=227.71^\circ$) y no se encuentra alineado al eje mayor de la elipse ($\theta_p=199.83^\circ$). La forma elíptica bien definida alineada a la línea de costa y en dirección sureste de la elipse cuenta con un eje mayor ($\lambda_u=4.08$) y menor ($\lambda_v=1.37$) y excentricidad de 0.34. En invierno (figura 8d) presenta la mayor homogeneidad o persistencia en la dirección del viento hacia el sureste-suroeste, prácticamente alineado a la dirección de la elipse ($\theta_p=198.04^\circ$) con eje menor de $\lambda_v=1.01$ y eje mayor de $\lambda_u=3.02$ con excentricidad de 0.34. Se evidencia la alta persistencia del viento para esta estación, con vector medio más intenso (5.44 m/s) en dirección al suroeste ($\theta_v=209.79^\circ$).

La importancia relativa de la magnitud promedio sobre la variabilidad estacional (tabla 3) ($\beta>1$) se produjo en verano ($\beta=1.02$) e invierno ($\beta=1.80$), mientras que el dominio de variabilidad sobre la magnitud promedio ($\beta<1$) fue durante la primavera ($\beta=0.50$) y el otoño (0.52).

Tabla 3. Parámetros de las elipses de variabilidad y vectores del viento para la EM y CCMP. **Mag** es la magnitud promedio del viento, **θ_v** la dirección del vector promedio, **λ_u** es el eje mayor variabilidad, **λ_v** el eje de menor variabilidad, **β** es la relación entre la magnitud promedio con respecto a la desviación estándar del eje de mayor variabilidad, **π** indica la excentricidad de la elipses y **θ_p** el ángulo de inclinación con respecto a **λ_u** .

	Mag	θ_v	λ_u	λ_v	β	π	θ_p
EM							
Primavera	0.8	192	1.82	0.27	0.44	0.15	195
Verano	2.0	18	1.43	0.24	1.39	0.17	185
Otoño	0.6	201	2.41	0.41	0.27	0.17	195
Invierno	3.3	202	1.80	0.25	1.84	0.14	201
CCMP							
Primavera	1.9	236	3.39	0.80	0.57	0.24	205
Verano	2.5	357	2.45	0.88	1.02	0.36	213
Otoño	2.1	228	4.08	1.37	0.52	0.34	200
Invierno	5.4	210	3.02	1.01	1.80	0.34	198

4. Variabilidad transitoria

En la figura 9 se presenta la serie de tiempo completa (2003-2010) de los datos horarios de la presión atmosférica, la intensidad media y las ráfagas del viento. En estos registros destacan incrementos (decrementos) de la intensidad del viento (presión atmosférica) para ciertos eventos. Lo anterior sugirió la presencia de eventos transitorios, corroborados con ayuda de reportes técnicos de la NOAA Hurricane Center (www.nhc.noaa.gov). Se identificaron varios eventos de origen tropical (huracanes) como *Otis* en el 2005, *John y Paul* en el 2006, *Henriette* en el 2007, *Norbert* en el 2008 y *Julio* en el 2009. En este estudio solo son considerados los huracanes *John*, *Henriette* y *Norbert* (Fig. 10) por su mayor influencia en el campo de vientos y presión atmosférica registrada por la EM de Cabo Pulmo, BCS.

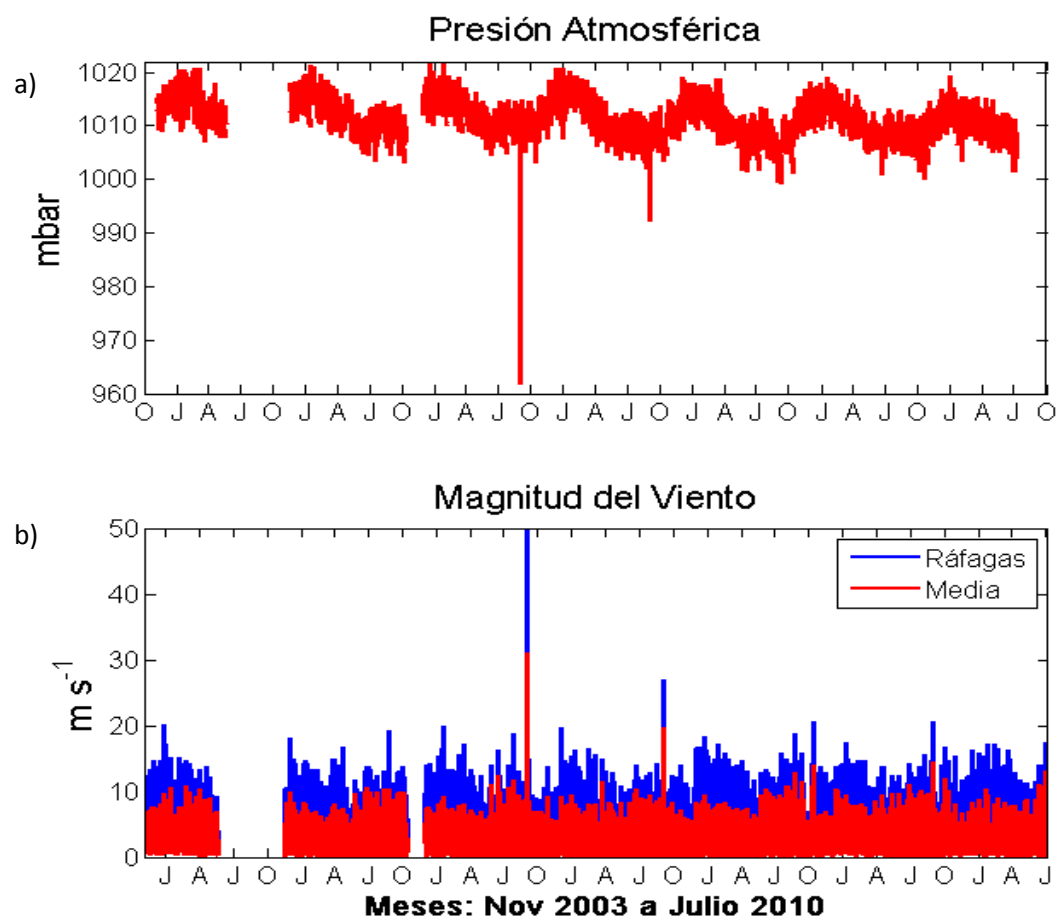


Figura 9. Serie de tiempo de los datos horarios para la EM de Cabo Pulmo, B. C. Sur. Presión Atmosférica (10. a). Magnitud media y ráfagas del viento (10. b).

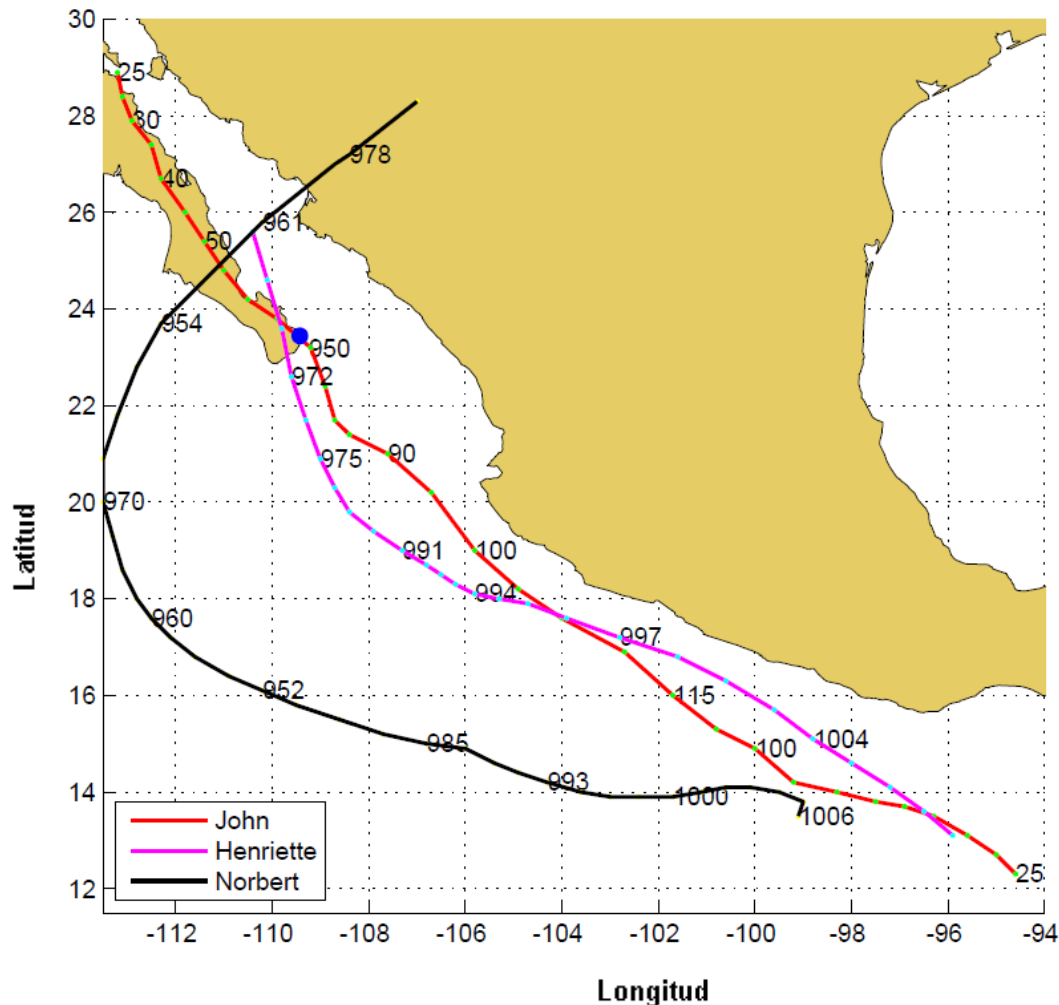


Figura 10. Trayectoria de los huracanes obtenida de los reportes técnicos de la NOAA. Se incluyen los valores de presión atmosférica en la trayectoria. Estos huracanes fueron identificados en la serie de tiempo de la EM de Cabo Pulmo, B. C. S.

Para el 2 de septiembre del 2006 el huracán John, después de una incursión por el Océano Pacífico Mexicano, penetró con categoría 2 y un ojo con diámetro aproximado de 16 – 19.2 km en Cabo Este, BCS. Su desplazamiento hacia el noroeste por la costa Oriental, lo llevó el día 4 de septiembre hasta la parte norte-central de la Península de Baja California, donde finalmente se disipó completamente (Pasch, 2006; Farfán et al., 2012).

El Huracán John fue detectado en la EM el primero de septiembre del 2006 (Fig. 11); la presión atmosférica disminuyó de 1015 mbar el 31 de agosto a 960 mbar el 1ro de septiembre. El huracán produjo un viento medio de 30 m/s y ráfagas máximas mayores a 50 m/s el día 2 de

septiembre del 2006. John deja de ser evidente en la serie de presión atmosférica hasta las últimas horas del día dos de septiembre debido al rápido paso del centro del huracán por la EM, pero prevalece en la serie de viento hasta las últimas horas del día tres, debido al amplio alcance del huracán sobre la EM.

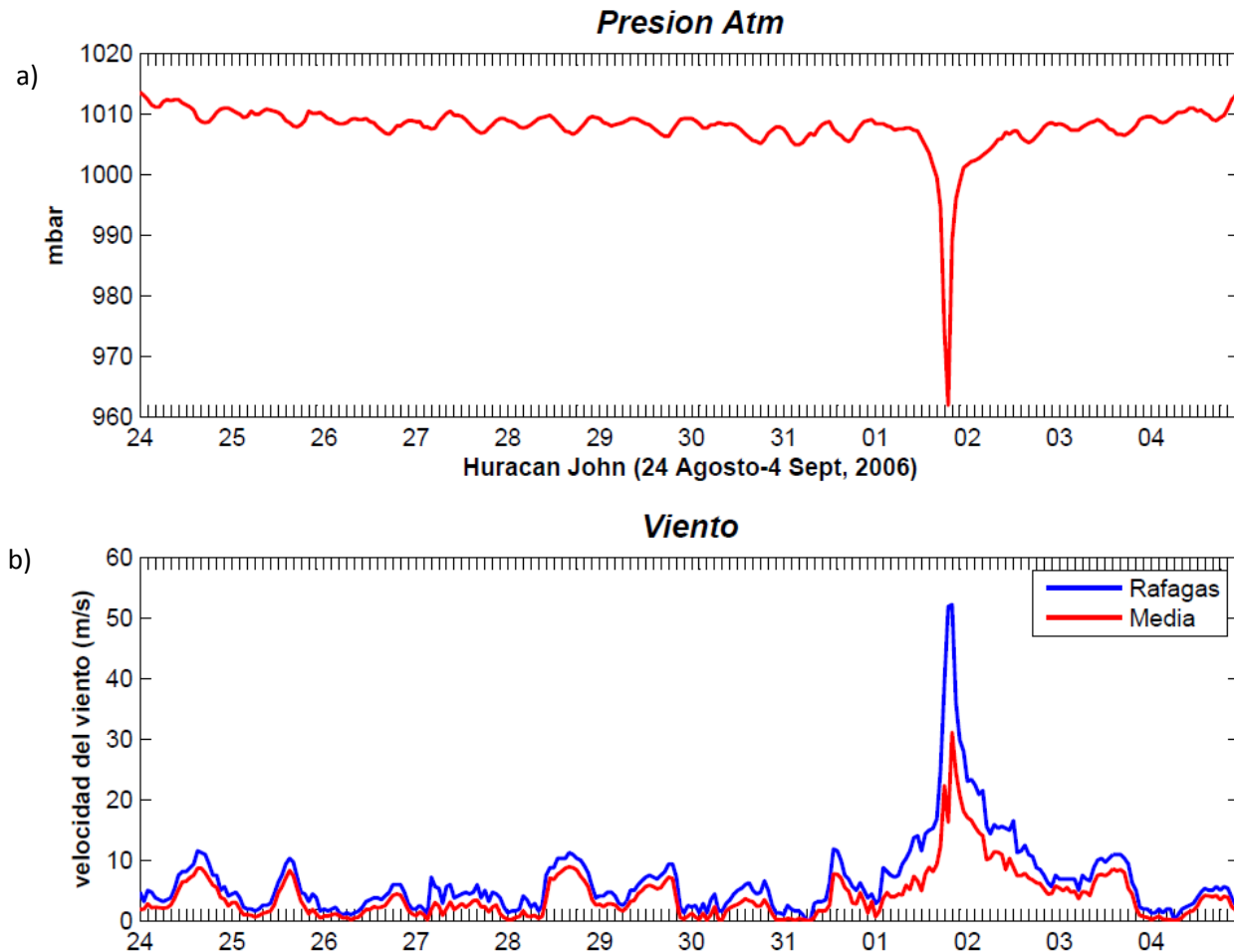


Figura 11. Presión atmosférica (11. a) y viento medio y ráfagas (11. b) durante el paso del huracán *John* detectado en la serie de tiempo de EM.

El huracán *Henriette* tocó tierra con categoría 1 el día cuatro de septiembre del 2007 al este de Cabo San Lucas cerca de San José del Cabo, BCS, y así emerge hacia el GC el cinco de septiembre. Finalmente, el seis de septiembre hace su último acercamiento a tierra cerca de

Guaymas, Sonora, deteriorándose y disipándose rápidamente por efecto isobárico, sobre las montañas del noroeste de México (Knabb, 2007).

Henriette es observado en la serie de tiempo de la EM los días cuatro y cinco de septiembre del 2007 (Fig. 12), donde la baja presión atmosférica disminuyó de 1010 a 990 mbar, así como vientos medios de 20 m/s y ráfagas de hasta 30 m/s. La baja de presión reportada por Knabb (2007), es consistente con la encontrada en EM de 990 mbar, mientras que la satelital es de 972 mbar (Fig. 10).

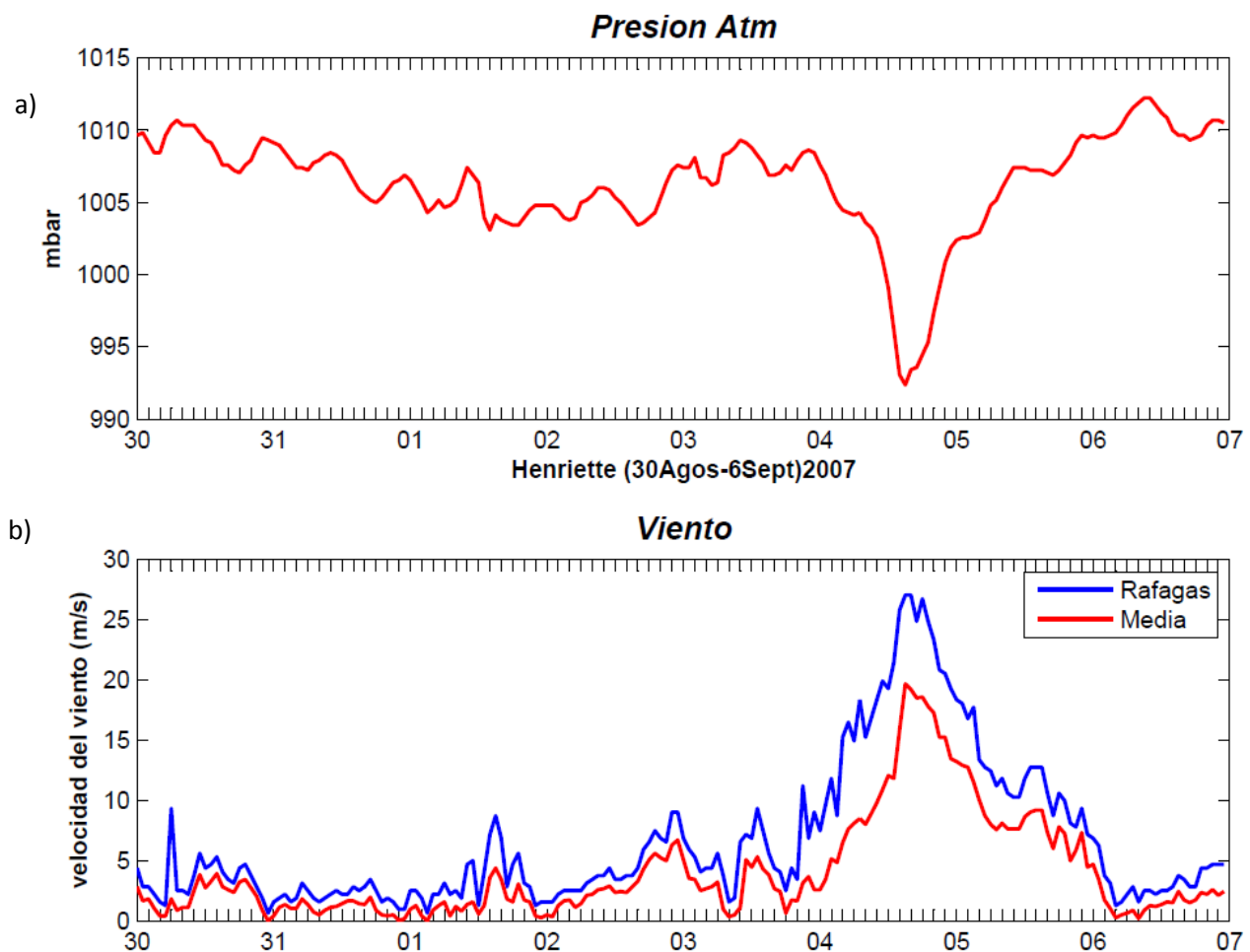


Figura 12. Presión atmosférica (12. a) y viento medio y ráfagas (12. b) durante el paso del huracán *Henriette* detectado en la serie de tiempo de la EM.

El huracán *Norbert* hace contacto cerca de Puerto Chale al Sur de Bahía Magdalena, BCS, con categoría 2 el día 11 de octubre del 2008. El 12 de octubre penetra en el GC y arriba a 192 km frente Huatabampo, Sonora, lugar donde toca tierra a unos 80 km náuticas de los Mochis, Sinaloa, debilitándose y decayendo rápidamente en un sistema de depresión tropical y finalmente disipa su circulación sobre las montañas del noroeste Mexicano por efecto isobárico (Franklin, 2009).

Norbert fue detectado en la EM por una baja en la presión atmosférica de 1010 a 1001 mbar, entre los días 11-12 de octubre del 2008, con ráfagas >20 m/s para el mismo periodo (Fig. 13). El paso de *Norbert* fue relativamente alejado a EM. Sin embargo, es considerado no por la cercanía del paso del huracán a la PBC o a la EM propiamente, sino por ser lo suficientemente evidente en el registro de la EM.

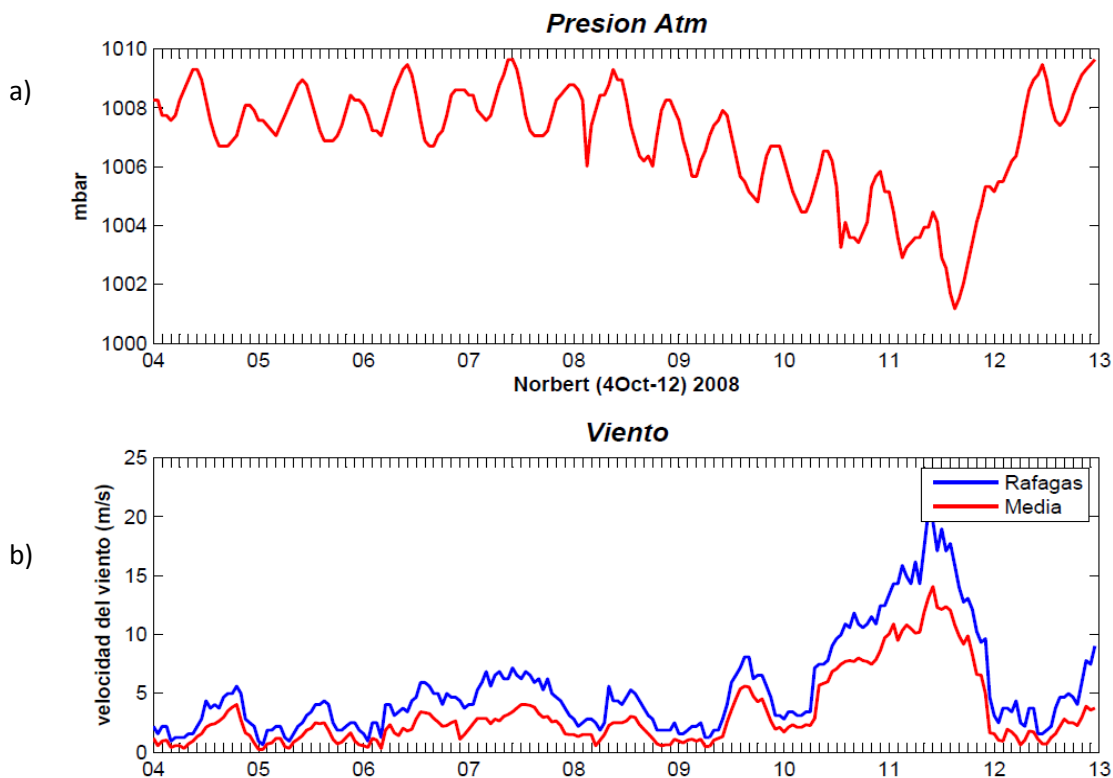


Figura 13. Presión atmosférica (13. a) y viento medio y ráfagas (13. b) durante el paso del Huracán *Norbert* detectado en la serie de tiempo de EM.

VIII. DISCUSIÓN

En la sección anterior se describen la variabilidad diurna, estacional y transitoria de los vientos en la región sur del GC. Para esto se utilizó información de una estación meteorológica costera (EM) ubicada en Cabo Pulmo, B. C. S. y datos de reanálisis (CCMP) entre noviembre de 2003 y julio de 2010.

En contraste con los estudios anteriores de Badan-Dangon *et al.* (1991) y Delgado *et al.* (1992), en los que trabajaron con series de tiempo discontinuas y no mayores a los 3 años, este estudio utiliza una serie de tiempo cercana a los siete años de registro (2003-2010) representativas de las condiciones atmosféricas de mesoescala y escala regional

La siguiente sección está encaminada a realizar una interpretación física de los fenómenos meteorológicos aquí presentados, con el fin de llegar a un entendimiento real del comportamiento temporal del viento de bajos niveles sobre el GC.

Parámetros estadísticos básicos por estación del año

La oscilación de la presión atmosférica a lo largo del año mostró un comportamiento típico para estas latitudes (Fig. 9, Tabla 2). En el verano su disminución es una respuesta al aumento de la temperatura (no mostrado), además se encuentra aproximadamente en fase a la inversión latitudinal del viento y el consecuente transporte de masa del sureste que produce un aumento en la humedad ambiente (Fig. 6), mientras que en invierno responde a la circulación regional del viento sinóptico del noroeste caracterizado por su baja humedad y temperatura.

La correlacion entre los datos de EM-CCMP resultó bastante buena ($\rho = 0.81$) y en una ubicación cercana de la EM sobre el mar (Fig. 3). Por otro lado, si se contrastan las componentes de velocidad (UU y U_d ; V_d y VV), la media de las diferencias entre CCMP y la EM fue mayor para la componente zonal (1.16 m/s) que para la componente meridional (-0.67

m/s). Las diferencias entre U_d y UU en relación a la diferencia entre VV y V_d son mayores debido que a la componente U_d presenta una mayor influencia costera, mientras que VV y V_d presentan pocas diferencias debido a que el viento a lo largo del golfo están alineado a la forma de la cuenca (CCMP) y confinado por la costa en el caso de EM.

El viento zonal y el meridional medio mostró debilitamiento durante primavera (EM [-0.17, 0.87 m/s]; CCMP [-1.58, 1.34 m/s]) y otoño (EM [-0.23, 0.62 m/s], CCMP [1.44, -1.34 m/s]) por tratarse de periodos de transición entre las condiciones dominantes del invierno (EM [-1.11, 3.11 m/s] , CCMP [-2.45, 4.85 m/s]) y del verano (EM [0.54, -1.912 m/s], CCMP [-0.13,-2.48 m/s]).

Los valores máximos del viento de verano (6.60 m/s) e invierno (6.63 m/s) para EM y para CCMP (8.98 y 12.26 m/s) con una desviación estándar de la componente meridional dos veces mayor que la local en los dos casos similar a lo reportado para la región norte por Merrifield y Winant (1989). Esto denota la dominancia de la componente meridional tanto para la EM como para CCMP.

VARIABILIDAD DIURNA

Los hodógrafos mostraron una rotación anticiclónica que es característica del hemisferio norte (Haurwitz, 1947; Simpson, 1995). La información horaria de las características meteorológicas del viento de la EM evidencia la respuesta del sistema de brisas a la estacionalidad del viento.

Las condiciones observadas en la serie de tiempo, reflejan el efecto térmico y estacional del patrón de brisas (Leal-Lavín, 1995). Dichos efectos se pueden identificar en los hodógrafos de verano e invierno, tanto por su forma alargada como por su desplazamiento fuera del origen. Las formas elípticas alargadas de los hodógrafos indican un sistema bien definido, modificado por vientos con dirección normal a la costa que son indicativos de vientos persistentes y débiles (Haurwitz, 1947; Orlic et al., 1988; Delgado et al., 1992).

Las curvas de rapidez y dirección del viento de los días típicos son una primera contribución de este tipo para la zona de la entrada al golfo. En dichas curvas el desfase del máximo diurno de la curva de verano con respecto a los de más ciclos diurnos, se debe a la longitud del día que es mayor durante los días de esta estación.

Este estudio encontró un flujo medio nocturno débil (~ 2 m/s) en comparación al diurno (~ 4 m/s) para verano, lo que se explica por el máximo de insolación durante las horas luz (máximas velocidades) del ciclo diurno de calentamiento superficial y su interrupción durante las horas de obscuridad (menores velocidades), por lo que la circulación de mesoescala para CP, responde principalmente a los menores gradientes durante la noche y por tanto a sus brisas nocturnas débiles. Se encontró para primavera (1.5 m/s) y otoño (2 m/s) una corriente nocturna y diurna (4 m/s para ambos) de intensidades muy similares.

VARIABILIDAD ESTACIONAL

- Ajuste armónico

Para el ajuste armónico anual de la EM y CCMP de la componente del viento rotada al eje de máxima varianza, la dirección con vientos provenientes del noreste prevalece la mayor parte del año, con el máximo entre diciembre y enero de ~ 4 m/s para la EM y de ~ 5 m/s para CCMP, así como de ~ 6 m/s y ~ 10 m/s, respectivamente, para el viento diario (Fig. 6). En general, tanto en el ajuste como en los datos diarios, es evidente un comportamiento armónico que responde al efecto del Monzón y al forzamiento transitorio.

En los datos de CCMP se observan a finales de septiembre y principios de octubre, eventos en los que el viento alcanzó velocidades de ~ 8 m/s a ~ 11 m/s del sureste. En la EM son evidentes el mismo tiempo que rebasan los 5 m/s. Dichos eventos son relacionados a la presencia de los vientos de los sistemas tropicales.

Elipses de variabilidad

La orientación y forma de las elipses estacionales (Fig. 7 y 8) indican la influencia del viento estacional que evidencia el efecto Monzónico estacional asimétrico. La disminución del ancho de la elipse se debe a una menor variabilidad de los datos con respecto a la media, lo que implica la disminución de la desviación estándar de los valores diarios con respecto a la mayor persistencia.

Los vientos frente a la península del lado del Pacífico son caracterizados por su alta persistencia (Castro y Martínez, 2010) en dirección al sureste. Sin embargo las montañas de la península de Baja California logran aislar el GC de la influencia del Pacífico y confinan el viento estacional a las direcciones dominantes del sureste y noreste (Merrifield y Winant, 1989).

Sin embargo, el vector medio de verano (CCMP) en dirección noreste, condición observada en la punta de la península en la climatología para diez años de datos del viento de CCMP de verano (Figura 14) es similar al reportado por Munchow (2000) y Dorman y Koracin (2008) para Punta Concepción al oeste del canal de Santa Barbará, California EU. La reorientación del flujo atmosférico a 90° al cambio abrupto de la línea de costa, la orografía, el gradiente de presión superficial, la fricción lateral, la alta persistencia y estrés superficial del viento del Pacífico.

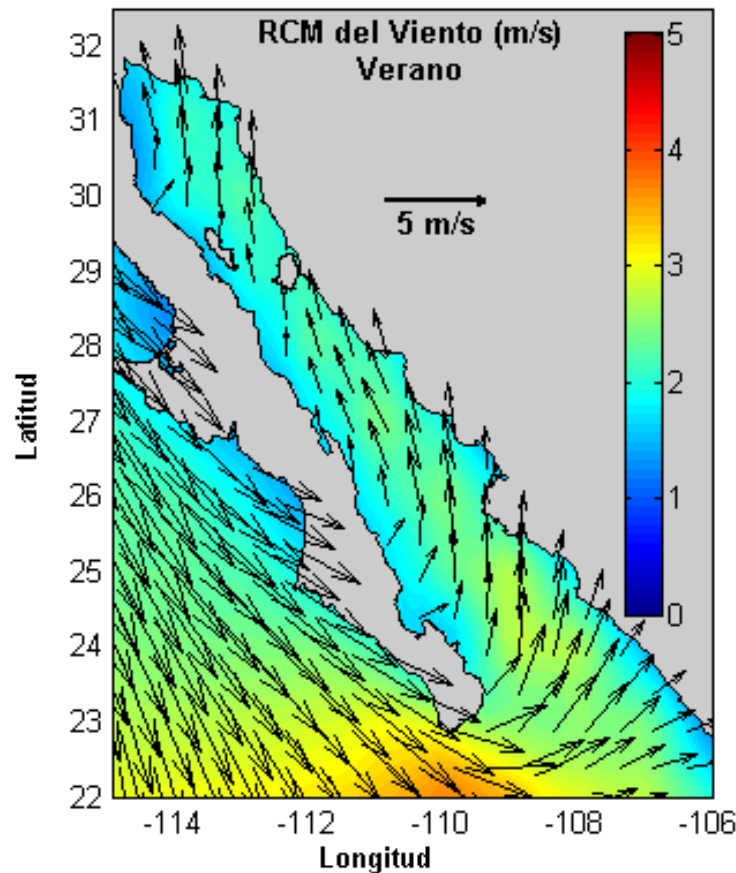


Figura 14. Climatología 2000-2010 para verano de los datos de CCMP. En color se incluye la raíz cuadrática media.

La excentricidad de las elipses de la EM (Fig. 7) como las de CCMP (Fig. 8) fue baja. Las mayores excentricidades fueron durante verano y otoño con diferencias de 0.02 y 0.03 con respecto a las de primavera e invierno para EM y de 0.12 y 0.02 para CCMP respectivamente. Este comportamiento denota un mayor direccionamiento del viento durante invierno y verano

que durante otoño y primavera, estaciones en las que se presenta un debilitamiento de la componente meridional y una alta influencia de la componente zonal. La dominancia relativa de la magnitud promedio sobre la variabilidad estacional, observada durante verano ($\beta=1.39$) e invierno ($\beta=1.84$), denota la alta persistencia del viento estacional del noroeste durante invierno y del sureste de menor intensidad durante verano. El periodo de otoño presenta la menor dominancia de los fenómenos locales con respecto a primavera, por tratarse de la época altamente influenciada por las condiciones de verano, la presencia de eventos tropicales durante septiembre y octubre, así como del decaimiento del Monzón.

La dirección del vector medio de la EM difiere poco con respecto a la dirección del eje de máxima variabilidad, con diferencias angulares de 2.59° para primavera, 12.76° para verano, 8.25° para otoño y de 0.72° para invierno; esto contrasta con lo sucedido en CCMP, con diferencias de 30.71° para primavera, 143.81° para verano, 27.88° para otoño y de 11.75° durante invierno. El alineamiento del eje con el vector medio se debe a la baja variabilidad direccional de la EM debido al forzamiento local de la orografía. Las diferencias en la orientación del eje y el vector medio de CCMP son producto de la presencia de eventos tropicales, viento del oeste de la PBC y la baja fricción superficial de CCMP.

VARIABILIDAD TRANSITORIA.

La penetración de los ciclones tropicales durante los siete años de observaciones se limitó a principios de septiembre y mediados de octubre durante la etapa final del Monzón. Dado al gran tamaño de los ciclones, el ingreso de estos sistemas al GC no se encuentra asociado a la penetración de los frentes tropicales durante el Monzon (Badan-Dangon 2003; Bordoni *et al.*, 2004; Grantz *et al.* 2007), sino a la circulación de gran escala de los niveles medios y superiores de la tropósfera.

Las trayectorias de los ciclones durante esta época depende significativamente de la circulación del viento troposférico cerca de las áreas de alta presión que durante octubre-septiembre promueven un paso de baja presión entre el centro de alta presión de California y al anticiclón sobre el territorio de mexicano que permite el movimiento de los ciclones al interior del GC (Romero-Vadilla et al. 2007).

IX. CONCLUSIONES

En este estudio se describen y analizan las observaciones del viento de la zona del Parque Nacional de Cabo Pulmo, B. C. S. y de datos de re-análisis en el sur del GC. Para esto se utilizó una base de datos entre noviembre de 2003 y julio de 2010, para determinar el comportamiento diurno, estacional y transitorio de los vientos en el sur del Golfo de California.

- La oscilación de la presión atmosférica se encuentra aproximadamente en fase a la inversión latitudinal del viento de verano y a su intensificación durante invierno.
- El viento zonal y meridional medio mostró debilitamiento durante primavera y otoño por tratarse de periodos de transición entre las condiciones dominantes de invierno y verano.
- Las corrientes nocturna y diurna de intensidad comparable durante primavera y otoño, evidencian el carácter de transición de estas estaciones.
- El viento presenta una tendencia al alineamiento a lo largo del eje del GC debido a la orografía y forma del GC.
- El efecto térmico y estacional sobre el patrón de brisas se observa en los hodógrafos de verano e invierno por formas elípticas alargadas y desplazamientos fuera del origen.
- La circulación mar-tierra está caracterizada por un flujo atmosférico nocturno débil (~ 2 m/s) con respecto al diurno (~ 4 m/s) la mayor parte del año.
- El patrón de viento tanto de la EM y de CCMP presenta una señal estacional definida del 50% de la varianza explicada del ajuste armónico anual de los datos diarios.
- El viento meridional del noreste domina la mayor parte del año (octubre a mayo) es de mayor intensidad (~ 6 m/s a ~ 10 m/s) que el del sureste (mayo a septiembre) (~ 3 m/s)
- El vector del sureste durante verano en CCMP responde al ángulo oblicuo del viento del lado oeste de la PBC que ingresa al GC.

- La dominancia relativa de la magnitud promedio sobre la variabilidad estacional para la EM y CCMP, durante verano e invierno se debe a la alta persistencia del viento típico del noroeste y del sureste, a diferencia de otoño y primavera ($\beta < 1$) donde el efecto local es dominante por el debilitamiento o estancamiento del viento estacional.
- La orografía y las características del viento local y remoto modifican el ángulo entre el vector medio y el eje de la elipse de máxima variabilidad.
- La penetración de los ciclones tropicales al GC ocurrió durante el decaimiento del Monzón (final del verano), momento en el que domina la circulación troposférica de gran escala en los niveles medios y altos de la tropósfera del hacia el interior del GC.
- Los ciclones John, Henriette y Norbert modificaron el viento y la presión atmosférica local y regional, interrumpiendo la influencia del ciclo diurno y la componente estacional.

X. REFERENCIAS

- Adams D. K. y A. C. Comrie, 1997. The North American Monsoon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, No. 10, pp. 2197-2213.
- Badan-Dangon A. 2003. The Atmosphere Over the Gulf of California. *Oceanografía Física*, CICESE.
- Badan-Dangon A., E. Dorman-Clive, M. A. Merrifield y C. D. Winant. 1991. The lower atmosphere over the Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*,. 96, pp. 16877-16896.
- Bordoni S., P. E. Ciesielski, R. H. Johnson, B. D. McNoldy y B. Stevens. 2004. The low level circulation of the North American Monsoon as revealed by QuikSCAT. *Geophysical Research Letters*, 31, L10109.
- Castro R., M. F. Lavin, y P. Ripa, 1994. Seasonal heat balance in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99, No. C2, pp. 3249-3261.
- Castro R. y J. A. Martínez (2010). Variabilidad Temporal y Espacial del campo de Vientos. Capítulo del Libro *Dinámica del Ecosistema Pelágico Frente a la Península de Baja California, 1997-2007: Diez años del Programa IMECOCAL*. Durazo R. y Gaxiola, G. (Eds.). Instituto Nacional de Ecología (INE), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior (CICESE), México. pp. 129-147. ISBN: 978-607-7908-30-2.
- Delgado-González O., F. Ocampo-Torres y S. Larios-Castillo. 1992 Las brisas durante algunos meses de primavera y verano en el noroeste del Golfo de California. *Ciencias Marinas*, 20, pp. 421-440.
- De la Lanza-Espino G., 1991. *Oceanografía de Mares de México*, Primera edición, AGT Editor, S.A., pp. 569.
- Dorman-Clive E. y D. Koracin, 2008. Response of the summer matiné layer flow to an extreme California coastal bend. *American Meteorological Society*, 136, pp. 2894-2922.
- Emery W. y R. Thompson, *Data Analysis methods in physical oceanography*. Ed. Elsevier, Second edition, Amsterdam, 638 2003.
- Farfan L. M., 2005. Development of convective systems over Baja California during tropical cyclone Linda (2004). *Notes and Correspondence, American Meteorological Society*, 20, Weather and Forecasting.

- Farfan L. M., R. Romero-Centeno y G.B. Raga., 2012. Observations and forecasts from the landfall of tropical cyclones John, Lane and Paul (2006) over Northwestern México. American Meteorological Society, 27, Weather and Forecasting.
- Franklin J. L., 2009. Tropical Cyclone Report Hurricane Norbert (EP152008) 4-12 October 2008. National Hurricane Center.
- Gil-Silva E., O. Delgado-González., A. Mejía-Trejo, R. Castro y P. Feliciano-Domínguez, 2011. Informe de datos meteorológicos de la estación Punta Morro, Ensenada, BC., Periodo Enero 1 a diciembre 31 de 2010. Informe Técnico, DOFIO, 38.
- Grantz K., B. Rajagoplan, M. Clark y E. Zagana 2007. Seasonal shifts in the North America Monsoon. American Meteorological Society, 22, pp. 1923-1936.
- Haurwitz B. 1947. Comments on the sea-breeze circulation, Journal of Meteorology. 4.
- [Http://ine.gob](http://ine.gob)
- Knabb R. D. 2007. Tropical Cyclone Report Hurricane Henriette (EP112007) 30 August – 6 September 2007. National Hurricane Center.
- Kundu-Pijush K. y J.S. Allen, 1976. Some three-dimensional characteristic of low-frequency current fluctuations near Oregon coast. Journal of physical oceanography, 6.
- Leal J. C. y M. F. Lavin, 1995. Comparación de viento costero y marino de la región Norte del Golfo de California durante el invierno de 1994 GEOS, 22 pp. 12 - 17.
- Merrifield M. A. y C. D. Winant, 1989. Shelf circulation in the Gulf of California: A description of the variability. Journal of Geophysical Research, 94, C12. pp. 18133-18160.
- Miller S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot, y H. Mao, 2003. Sea breeze: Structure. Review of Geophysics .41, 3 / 1011.
- Mitchell D. L., D. Ivanova , T. J. Brown y R. Kelly, 2002. Gulf of California Sea surface temperatures and the North American Monsoon: Mechanistic implications from observations. Journal of Climate, 15.
- Munchow A., 2000. Wind stress curl forcing of the coastal ocean near Point Conception, California. American Meteorological Society, 30, pp. 1265-1280.
- [Http://noaa.org](http://noaa.org)
- Orlic M., B. Pensar y I. Penzar. 1988. Adriatic Sea and land breezes: clockwise versus anticlockwise rotation, Notes and Correspondence, 27, pp. 675-679

Pasch R. J., 2006. Tropical Cyclone Report, Hurricane John (EP112006) 28 August-4 September 2006. National Hurricane Center.

Pavía E. y S. Reyes-Coca, 1983. Variaciones espaciales y estacionales del viento superficial en la Bahía de Todos Santos, B.C. Ciencias Marinas, 9, pp. 153-167.

[Http://podaac.jpl.nasa.gov](http://podaac.jpl.nasa.gov)

Romero-Vadillo E., O. Zaytsev y R. Moralez-Perez, 2007. Tropical cyclone statics in the Northeastern Pacific. Atmosfera 20(2), pp. 197-213.

Reyes-Coca S., 2002, Introducción a la meteorología, Universidad Autónoma de Baja California. pp. 468

[Http://semarnat.gob](http://semarnat.gob)

Simpson J. E., 1995, Diurnal Changes in sea-breeze direction, Journal of Applied Meteorology, 35, pp 1166-1170

Trasviña-Castro A., O. Aburto-Oropeza, E. Ezcurra y O. Zytsev, (2012). Observaciones de corrientes en el Parque Nacional de Cabo Pulmo, Baja California Sur: mediciones Eulerianas en verano, otoño e inicios del invierno. GEOS, 32.

Turrent-Thompson C. y T. Cavazos 2009. Role of the land-sea thermal contrast in the interannual modulation of the North American Monsoon. Geophysical Research Letters, 36, L02808.

Zamudio L., E. J. Metzger y P. J. Hogan.2010. Ocean Modelling, 33 pp. 20-32.