

COMPARACIÓN DEL VIENTO COSTERO Y MARINO DE LA REGIÓN NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA DURANTE EL INVIERNO DE 1994

Juan Carlos Leal^{1,2} y Miguel F. Lavín¹

¹ Depto. de Oceanografía Física, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

² División de Recursos Hídricos, IMADES

Reyes y Aguascalientes, Col. San Benito, Hermosillo, Sonora, 83190, México

RESUMEN

Se comparan observaciones del viento realizadas simultáneamente en el observatorio meteorológico de San Felipe, Baja California y en el centro de la Cuenca Wagner, en la región norte del Golfo de California, del 8 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995. La información obtenida en la costa, a 1.5 km tierra adentro, es influenciada por la orografía local, y muestra una marcada fluctuación diurna. En contraste, los datos obtenidos con la boya meteorológica a ~60 km de la costa, no muestran variación diurna. Con los datos filtrados para eliminar las variaciones diurnas y semidiurnas se exploran tres modelos que relacionan linealmente la diferencia de la rapidez del viento a través de la zona costera. Se encuentra que la magnitud del viento sinóptico observado en la Cuenca Wagner es aproximadamente 2.5 mayor que la observada en San Felipe.

Palabras clave: Golfo de California, viento, comparación.

INTRODUCCIÓN

En invierno, la circulación sinóptica de los niveles bajos de la atmósfera de la región norte del Golfo de California (NGC) es dominada por un centro de alta presión que se localiza al suroeste de Estados Unidos, lo cual causa eventos, de 3 a 10 días de duración, de viento fuerte, seco y frío, proveniente del noroeste que se mueve paralelo al eje longitudinal del golfo (Ives, 1962; Badan-Dangon *et al.*, 1991). Una de las respuestas de las aguas del NGC a las condiciones de viento intenso del noroeste ($\sim 8 \text{ ms}^{-1}$) y baja humedad relativa ($\sim 57\%$) es la intensa pérdida de calor (87 % del total) en esta temporada, con más de dos tercios debida a la evaporación (Reyes y Lavín, 1997).

Como en otras zonas costeras, el estudio de las características del forzamiento atmosférico sobre el Golfo de California se ha basado en observaciones obtenidas en la costa (Roden, 1958; Organista-Sandoval, 1987; Lavín y Organista, 1988; Badan-Dangon *et al.*, 1991; Castro *et al.*, 1994; Reyes y Lavín, 1997; Berón-Vera y Ripa, 2000). Esto no es satisfactorio, pues existe evidencia de que la magnitud del viento oceánico es mayor que el medido en la costa (SethuRaman y Raynor, 1980; Schwing y Blanton, 1984). La determinación correcta de los efectos del viento sobre el océano exige una buena estimación del viento lejos de la costa, dado que pequeñas diferencias acumuladas en rapidez y dirección del viento pueden causar una gran discrepancia en el cálculo del momentum total ejercido sobre la superficie del agua (Schwing y Blanton, 1984), así como en las estimaciones del intercambio de propiedades fisicoquímicas, masa, agua, CO_2 , O_2 , etc.

Aunque la variación espacial de las condiciones atmosféricas de invierno dentro del NGC es considerada poco significativa por Badan-Dangon *et al.* (1991), esto no necesariamente es cierto para la costa adyacente. Usando un conjunto de datos simultáneos de las estaciones meteorológicas de San Felipe, B.C. y Puerto Peñasco, Son., y de 3 campañas oceanográficas, Reyes-Hernández (1993) obtuvo una razón de 2.55 entre los promedios diarios del viento medidos mar adentro y en la estación meteorológica de San Felipe. Aunque este valor es cercano al factor 2 sugerido para la misma región por Badan-Dangon *et al.* (1991) y generalizado por Schwing y Blanton (1984), no existe fundamento estadístico que apoye la validez de esos resultados. El objetivo de este trabajo es comparar una serie de tiempo de viento obtenida en la costa contra una serie de tiempo obtenida mar adentro en el NGC, basado en relaciones formuladas por otros autores en otras partes del mundo, con las que se pueda estimar la diferencia del viento. Asimismo, se desea comparar los rasgos más sobresalientes entre ambos regímenes durante la temporada de invierno de 1994.

DATOS Y MÉTODOS

Las series de tiempo de viento de costa y mar adentro son referidas a un nivel y a una orientación de referencia para evaluar la variación espacial de las condiciones atmosféricas en el NGC. Se utiliza el análisis espectral para caracterizar los rasgos más sobresalientes de cada ambiente y se exploran tres modelos para ajustar los datos del viento de costa a los de mar abierto. La calidad del ajuste se evalúa con un coeficiente de correlación compleja.

La información meteorológica que se utilizó en este estudio consiste de una serie de datos de viento obtenida simultáneamente en dos distintas localidades, del 8 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995. Los datos costeros se registraron cada 10 minutos con la Estación Meteorológica Automática del Servicio Meteorológico Nacional en el poblado de San Felipe, Baja California (31°1.68'N y 114°50.80'O), aproximadamente 1.5 km tierra adentro (Figura 1). Los datos de mar se registraron cada hora con una boya meteorológica Minimet/Zeno-800, anclada aproximadamente en el centro de la región norte del Golfo de California (Figura 1; 30°59'N y 114°12'O), siendo ésta la parte más profunda de la cuenca Wagner (200 m).

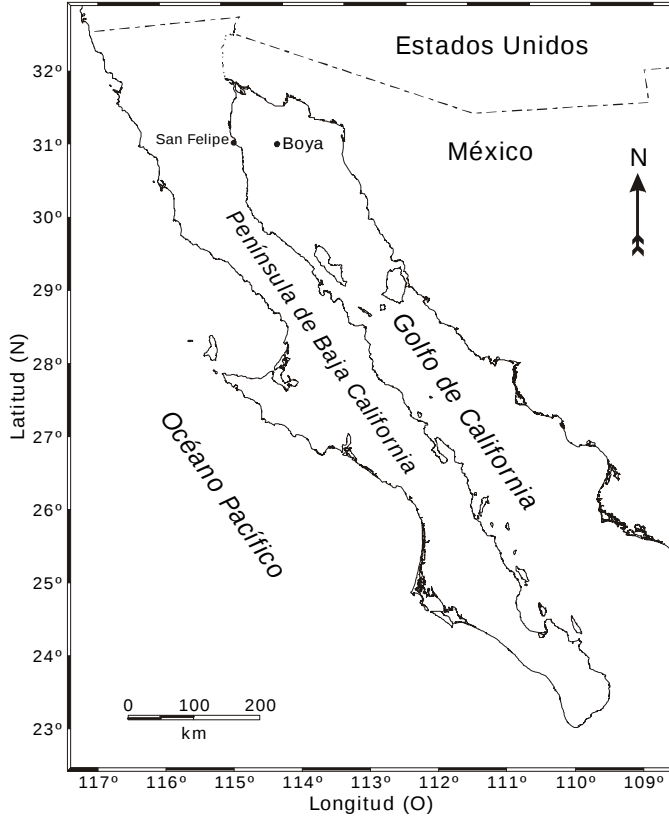


Figura 1. Posiciones de observación en el poblado de San Felipe (B.C.) y en el centro de la región norte del Golfo de California.

La altura (z) de los sensores en la boya es de 3 m sobre la superficie del agua, por lo que se hizo una aproximación extrapolando los datos a la altura convencional de 10 m, con base en el perfil logarítmico de la rapidez del viento medio (U) en condiciones de estabilidad neutra (Banke y Smith, 1971):

$$U_{10} = \frac{U^*}{k} \left[\ln(10) - \ln(z) + k \frac{U}{U^*} \right] \quad (1)$$

donde $U^* = (\tau / \rho_a)^{1/2}$ es la velocidad de fricción, $\tau = \rho_a C_D U^2$ es una parametrización del esfuerzo del viento, ρ_a es la densidad del aire, y $k = 0.4$ es la constante de von Karman. C_D es el coeficiente de arrastre, el cual depende de la intensidad del viento, de la estabilidad de la capa superficial atmosférica y de la

rugosidad de la superficie (Gill, 1982, p. 29-30), pero para algunas aplicaciones se puede usar un valor constante promedio. Para el Golfo de California se han usado valores de C_D que van desde 1.1×10^{-3} (Ripa, 1990; Argote *et al.*, 1994 y 1998) hasta 1.6×10^{-3} (Organista-Sandoval, 1987); aquí usaremos un valor intermedio de 1.4×10^{-3} .

Los datos de rapidez (R) y dirección (θ) que definen el vector velocidad del viento ($\mathbf{W}$) se reorientaron al norte geográfico (11°07' declinación magnética) y se transformaron a componentes u y v , con la componente u en la dirección zonal y la componente v en la dirección meridional. Se definió la dirección del vector velocidad del viento hacia donde sopla éste (convección oceanográfica). Ambas series de datos fueron promediadas vectorialmente cada hora.

Se calculó el espectro energético de cada una de las series horarias usando un intervalo de confianza del 95 % y 192 grados de libertad (gl). Con el cálculo de espectros vectoriales de potencia de cada una de las series de tiempo de viento, en donde se utilizó un ancho de banda de 8 ciclos por día (cpd), se obtuvieron los elementos de la elipse componente y el espectro rotacional. Además, se calculó la correlación total y la coherencia a partir de los espectros cruzados vectoriales entre ambas series. Estos parámetros se estimaron para cada una de las bandas de frecuencia en que se divide el espectro de acuerdo a la metodología de Candela-Pérez (1982).

MODELOS

Con el propósito de estudiar los eventos asociados con escalas sinópticas, ambas series de datos fueron suavizadas (filtradas) mediante un triple promedio corrido de 24 datos (Godin, 1972). Con este tratamiento se eliminan las frecuencias asociadas con las brisas y sobresalen los regímenes que tienen duración de más de un día. Con los datos suavizados se exploraron tres modelos que relacionan linealmente la diferencia en rapidez del viento entre ambas regiones. Un primer modelo (Hsu, 1981), derivado de las ecuaciones de movimiento es

$$U_{\text{mar}} = U_{\text{costa}} \sqrt{\frac{H_{\text{mar}} C_{D\text{costa}}}{H_{\text{costa}} C_{D\text{mar}}}}, \quad (2)$$

donde U es la rapidez media del viento, H es la altura de la capa límite planetaria (CLP) y C_D es el coeficiente de arrastre. Los subíndices *mar* y *costa* representan las condiciones de cada ambiente. No se realizó sondeo alguno de la capa marina en el lugar del anclaje de la boya durante el estudio para determinar su altura. Sin embargo, el estudio de Botella-Arriaga (1996) sobre los aspectos hidráulicos de la capa marina en el Golfo de California, encuentra una altura típica de la capa marina en condiciones de invierno de aproximadamente 150 m con pequeñas variaciones dentro del NGC; esto es, la altura de la CLP es independiente de la dirección e intensidad del viento. Lo anterior puede deberse a que la subsidencia de masas de aire comprime

la capa marina durante esta estación del año (Badan-Dangon *et al.*, 1991). La altura de la CLP en la costa (200 m), se estimó a partir de Hmar y del gradiente de temperatura entre ambas localidades de acuerdo a Hsu (1979):

$$H_{\text{costa}} = H_{\text{mar}} - 123(T_{\text{costa}} - T_{\text{mar}}),$$

donde Tcosta y Tmar, son las temperaturas del aire en la costa y el mar, respectivamente. El cálculo guarda relación con la hidrodinámica del lugar (Botella-Arriaga, 1996). Este modelo,

$$U_{\text{mar}} = U_{\text{costa}} \sqrt{\frac{(150 \text{ m})(0.0124)}{(200 \text{ m})(0.0014)}} \quad (2')$$

se llamará “teórico” y el segundo modelo, al que llamaremos “estadístico” (Hsu, 1986), es

$$U_{\text{mar}} = A + B U_{\text{costa}} \quad (3)$$

donde las constantes A y B son determinadas empíricamente por medio de mínimos cuadrados. La relación anterior puede considerar condiciones de viento en calma para la costa, mientras que el viento sopla en mar abierto.

El tercer modelo, denominado “semiempírico” (Hsu, 1981), está basado principalmente en la regla de la potencia como una representación de la distribución del viento respecto a la altura de la CLP,

$$U_{\text{mar}} = a (U_{\text{costa}})^b \quad (4)$$

(Hsu, 1981), donde a y b son coeficientes positivos que varían para cada localidad, los cuales se obtienen empíricamente.

Al comparar la serie de tiempo obtenida en San Felipe (U_{costa}), con el viento medido mar adentro por la boya (U_{mar}), se obtuvo un coeficiente de correlación compleja ($|\rho|$) y un ángulo medio (θ) que representa la dirección relativa entre el viento en el centro del NGC respecto al viento en San Felipe; θ es expresado en grados y es positivo en sentido dextrógiro (Kundu, 1976). Las observaciones meteorológicas *in situ* obtenidas con la boya durante el mismo período de tiempo fueron usadas de referencia para tal propósito.

RESULTADOS Y DISCUSION

Los datos horarios de viento de San Felipe y de la boya mostrados en la Figura 2, tienen magnitudes claramente diferentes y, además, tienen distintos patrones de comportamiento. El viento en la costa es de menor magnitud que mar adentro, lo cual es debido a que el saliente rocoso con alturas de 300 m que se encuentra al norte del poblado actúa como obstáculo físico al flujo de aire del NO, produciendo una estela a sotavento de este saliente, asociada con el forzamiento sinóptico atmosférico (Botella-Arriaga, 1996). Esto explica la baja intensidad del viento

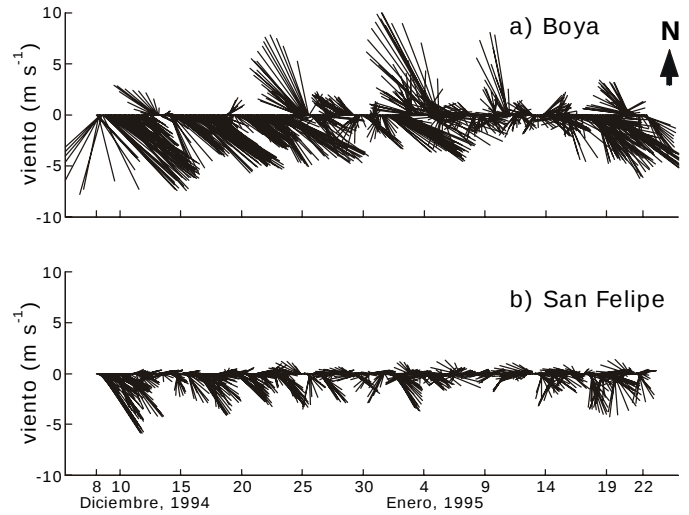


Figura 2. Series horarias del viento en diagrama de astillas de a) Boya y de b) San Felipe, durante el periodo del 8 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995.

medio que se registra y por qué el régimen de brisas no es removido por eventos de viento fuerte, como lo señalan Delgado *et al.* (1994).

El viento costero parece ser afectado más fuertemente por fluctuaciones diurnas y semidiurnas que el viento medido mar adentro (Figura 2), lo cual es confirmado por los espectros rotacionales en la Figura 3. La mayor energía del espectro rotacional del viento medido mar adentro (Figura 3) está asociada con la banda sinóptica (del orden de una semana), la cual contiene el 75 % de la energía total. Para el viento medido en la costa, la banda diurna contiene el 40% de la energía total, y es 1.5 veces mayor que la energía de la banda sinóptica. Las bandas sinóptica, diurna y semidiurna (Figura 3) contienen el 76% de la energía total del espectro del viento medido en la costa. La orientación de las elipses componentes diurna y semidiurna, aproximadamente normal a la costa (Figura 4), muestra que se trata de un típico régimen de brisas que, para esta zona, ya ha sido descrito por Reyes-Hernández (1993) y por Delgado *et al.* (1994). El viento mar adentro no muestra influencia del sistema de brisas (Figuras 2 y 3), lo cual implica que el alcance de éste es menor de 60 km mar adentro.

Una comparación de la serie de tiempo del viento entre estos dos ambientes muestra un pobre coeficiente de correlación ($|\rho| = 0.58$). No obstante, con los espectros cruzados vectoriales se encontró para los eventos del viento sinóptico un valor conservador de coherencia vectorial (0.81) y correlación total (0.77). El sistema de brisas (Figuras 3 y 4) es lo que empobrece y dificulta la comparación de los campos de vientos sobre tierra y mar, por tal razón las fluctuaciones asociadas a éste sistema fueron removidas.

Los datos filtrados mar adentro se muestran en la Figura 5a. Las series “mar adentro” predichas con los datos costeros usando los tres modelos dados por las ecuaciones (2), (3) y (4) son las Figuras 5b, 5c y 5d, respectivamente. Los resultados

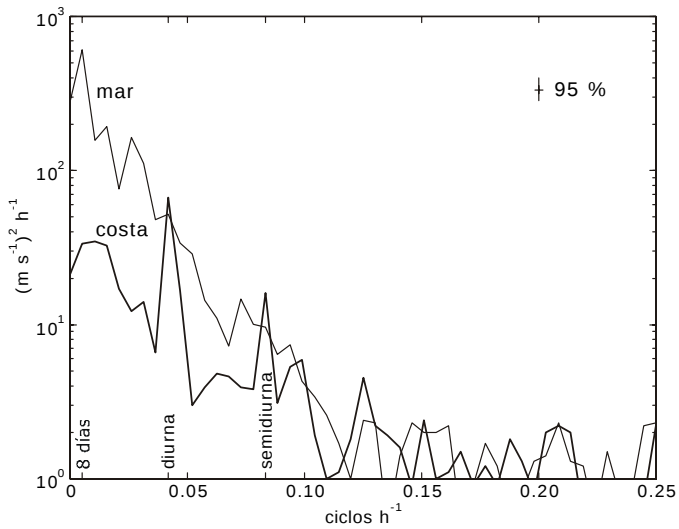


Figura 3. Espectro rotacional positivo de la magnitud del viento medido durante el periodo del 8 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995. El eje de energía está en escala logarítmica; el eje de frecuencias en $ciclos h^{-1}$ y el intervalo de confianza al 95 % se muestra en la parte superior derecha de la gráfica.

son visualmente muy similares, lo cual es confirmado cuantitativamente por los valores de la pareja $(|\rho|, \theta)$: (0.88, -2.0), (0.87, -2.0) y (0.88, -2.0) para los modelos teórico, estadístico y semiempírico, respectivamente.

Los tres modelos ajustan adecuadamente (en términos estadísticos) la diferencia de rapidez del viento medido en la costa al observado en el mar (NGC). Una estimación de la razón del viento medido mar adentro y en costa, libre de fluctuaciones diurnas y semidiurnas, resultó de 2.5; este factor sustenta la magnitud de los parámetros de la ecuación 2. El hecho de que los eventos hayan ocurrido simultáneamente en la costa y mar adentro (Figura 5), desacredita el sentido del parámetro A de la ecuación estadística. Cabe destacar que los eventos de viento del SE son pobremente resueltos con los modelos (Figura 5). Tales eventos ocurren durante condiciones de baja presión, lo que causa que el viento se debilite y pueda invertir su dirección, soplando del SE con rapidez que en algunos casos puede ser comparable con la máxima del NO. La atenuación de tales eventos en la costa puede asociarse con la geomorfología del lugar.

Por lo tanto, las relaciones que se proponen (durante invierno) para estimar la intensidad del viento sinóptico del NO en el NGC a partir de datos medidos en San Felipe son:

$$U_{\text{mar}} = 2.5 U_{\text{costa}}$$

mediante el modelo teórico,

$$U_{\text{mar}} = 0.65 + 2.45 U_{\text{costa}}$$

mediante el modelo estadístico, y

$$U_{\text{mar}} = 3 (U_{\text{costa}})^{0.9}$$

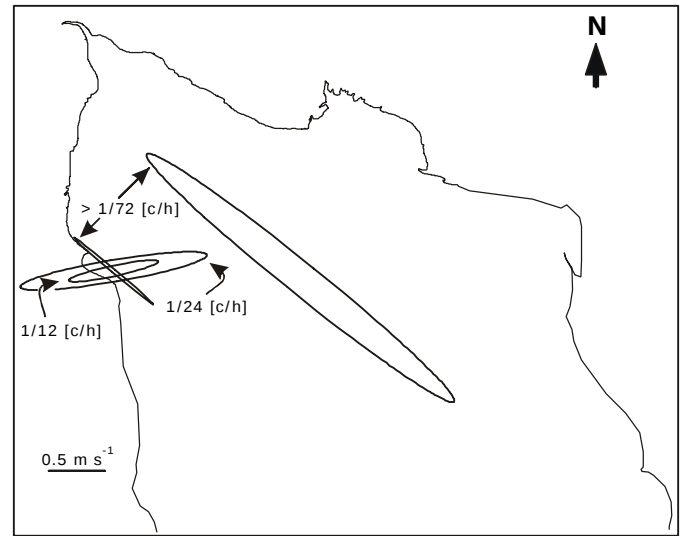


Figura 4. Elipses componentes de las bandas con mayor energía durante el periodo del 8 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995. Las cuales son: la banda sinóptica, $> 1/72$ ciclos/h [c/h]; la banda diurna, $1/24$ [c/h] y la banda semidiurna, $1/12$ [c/h].

mediante el modelo semiempírico. La gran similitud entre el factor 2.5 del modelo teórico (con desviación estándar de 0.1), y el de 2.55 estimado por Reyes-Hernández (1993) debe ser fortuito, en vista de las serias limitaciones en el conocimiento de los parámetros usados en su cálculo.

CONCLUSIONES

Se usaron observaciones directas para describir y cuantificar las diferencias entre el viento costero y marino en la región norte del Golfo de California durante el periodo del 8 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995. Las condiciones observadas con tal conjunto de datos reflejan claramente el efecto de las propiedades térmicas y de las uniformidades de la superficie de cada región. El viento costero es dominado por el régimen de brisas, mientras que el del NGC no lo está. A escala sinóptica, la orografía local causa una reducción del viento costero con respecto al medido en el centro de la cuenca Wagner. Esta reducción puede estimarse de acuerdo con las relaciones $U_{\text{mar}} = 2.5 U_{\text{costa}}$, $U_{\text{mar}} = 0.65 + 2.45 U_{\text{costa}}$ o $U_{\text{mar}} = 3 (U_{\text{costa}})^{0.9}$. Estas relaciones son apropiadas para viento del noroeste, pero no para viento del sureste.

AGRADECIMIENTOS

Este artículo forma parte del proyecto CONACyT 25555-T9712. CICESE proporcionó financiamiento adicional, del presupuesto global otorgado por la SEP. El Servicio Meteorológico Nacional, a través del Met. Ramón Arozamena Castro, proporcionó la información meteorológica de San Felipe, B.C. Las maniobras del anclaje de la boyas meteorológica se llevaron a cabo en el B/O Francisco de Ulloa. El Oc. Salvador Sánchez

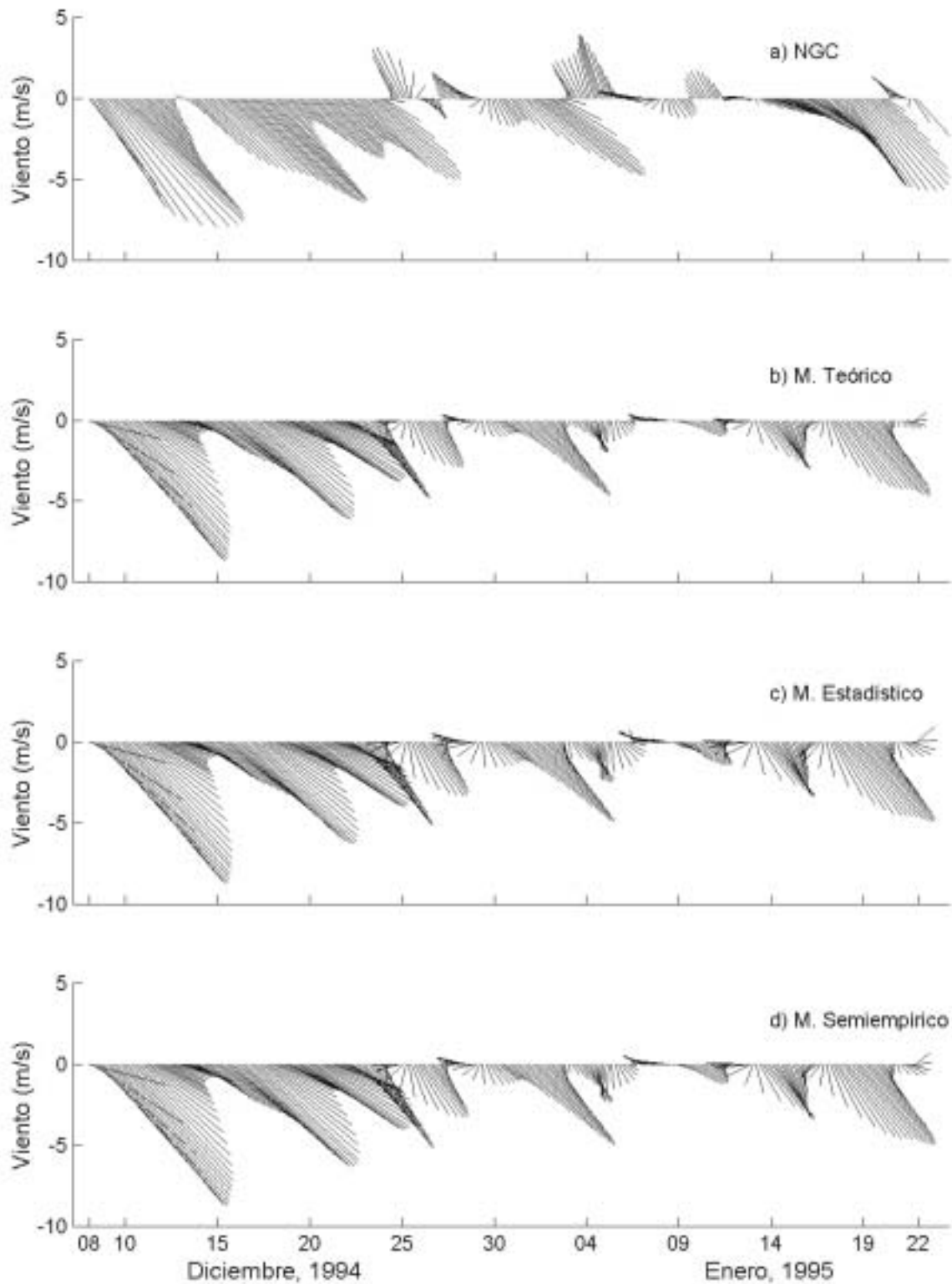


Figura 5. Series de tiempo del viento medido en: a) NGC; y los ajustes, b) modelo teórico, c) modelo estadístico y d) modelo semiempírico.

participó en la operación técnica del anclaje y el Dr. Emilio Palacios en la captura de datos de la boya meteorológica. Carlos Cabrera ayudó con las figuras. Finalmente, agradecemos las revisiones de Rubén Castro y un árbitro anónimo.

REFERENCIAS

Argote, M.L., A. Amador, M.F. Lavín and J.R. Hunter, Tidal dissipation and stratification in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 100 (C8), 16103-16118, 1995.

- Argote, M.L., M.F. Lavín and A. Amador, Barotropic residual circulation in the Gulf of California due to the M2 tide and wind stress. *Atmósfera*, 11, 173-197, 1998.
- Badan, A.D., C.E. Dorman, M.A. Merrifield, and C.D. Winant, 1991, The lower atmosphere over the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 96, 16877-16896.
- Banke, E.G., and S.D. Smith, 1971, Wind stress over ice and over water in the Beaufort Sea, *Journal of Geophysical Research*, 76, 7368-7374.
- Beron-Vera, J., and P. Ripa, 2000, Three-dimensional aspects of the seasonal heat balance in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 105, 11441-11457.
- Botella-Arriaga, J., 1996, Aspectos hidráulicos de la capa marina sobre el Golfo de California, Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C. 81 pp.
- Candela-Pérez, J., 1982, Corrientes en el estrecho de Johnstone, B.C., Canadá durante la primavera y el verano de 1973, Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C., México, 208 pp.
- Castro, R., M.F. Lavín, and P. Ripa, 1994, Seasonal heat balance in the Gulf of California, *Journal of Geophysical Research*, 99, 3249-3261.
- Delgado, O.E.G., F.J. Ocampo T., y S. Larios C., 1994, Las brisas durante algunos meses de primavera y verano en el noroeste del Golfo de California, *Ciencias Marinas*, 20, 421-440.
- Gill, A.E., 1982, *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press, 662 pp.
- Godin, G., 1972, *The Analysis of Tides*, University of Toronto Press, 264 pp.
- Hsu, S.A., 1979, An operational forecasting model for the variation of mean maximum mixing height across the coastal zone, *Boundary-Layer Meteorology*, 16, 93-98.
- Hsu, S.A., 1981, Models for estimating offshore winds from onshore meteorological measurements, *Boundary-Layer Meteorology*, 20, 341-351.
- Hsu, S.A., 1986, Correction of land-based wind data for offshore applications: a further evaluation, *Journal of Physical Oceanography*, 16, 390-394.
- Ives, R.L., 1962, The pestiferous winds of the upper Gulf of California, *Weatherwise*, 15, 197-201.
- Kundu, P.K., 1976, Ekman veering observed near the ocean bottom, *Journal of Physical Oceanography*, 6, 238-242.
- Lavín, M.F., y S. Organista, 1988, Surface heat flux in the Northern Gulf of California. *Journal of Geophysical Research*, 93, 14033-14038.
- Organista-Sandoval, S., 1987, Flujos de calor en el alto Golfo de California, Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, B.C., México, 142 pp.
- Reyes-Hernández, A.C., 1993, Efectos de las condiciones atmosféricas de otoño e invierno sobre la formación de masas de agua en el Golfo de California, Tesis de Maestría en Ciencias, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B.C., México, 91 pp.
- Reyes, H.C. y, M. F. Lavín, 1997, Effects of the autumn-winter meteorology upon the surface heat loss in the Northern Gulf of California, *Atmósfera*, 10, 101-123.
- Ripa, P., Seasonal circulation in the Gulf of California, *Oceanologica Acta*, 8, 559-564, 1990.
- Roden, G.I., 1958, Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California, *Pacific Science*, 12, 21-45.
- Schwing, F.S., and Blanton, J.O., 1984, The use of land and sea based wind data in a simple circulation model, *Journal of Physical Oceanography*, 14, 193-197.
- SethuRaman, S., and G. Raynor, 1980, Comparison of mean wind speeds and turbulence at a coastal site and an offshore location, *Journal of Applied Meteorology*, 19, 15-21.