

**Comparación de Observaciones Meteorológicas  
Costeras y Marinas de la Región Norte  
del Golfo de California**

**T E S I S**

**Que presenta:**

**Juan Carlos Leal Lupercio**

**Aprobada por:**

  
**Dr. Miguel Fernando Lavín Peregrina**  
**Presidente del Jurado**

  
**M.C. Rubén Castro Valdez**  
**Sinodal Propietario**

  
**M.C. José Ramón Luna Hernández**  
**Sinodal Propietario**

## Resumen

Se comparan observaciones meteorológicas realizadas simultáneamente en San Felipe, B.C. y en el centro de la región norte del Golfo de California, durante el período del 9 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995. La información de costa obtenida a 1.5 km tierra adentro, es influenciada por la presencia física de la Sierra Kila, la Punta Machorro, árboles y casas de esa zona árida, y muestra pronunciadas fluctuaciones diurnas. En contraste, los datos de mar no muestran una influencia significativa en la frecuencia diurna. Además, el calentamiento diferencial tierra-mar y la orografía en cada región producen un sistema importante de brisas y efectos locales sobre la costa. Se exploran tres modelos que relacionan linealmente la diferencia de la rapidez del viento a través de la zona costera propuestos por Hsu (1981; 1986). Se encuentra que la temperatura del aire, la humedad relativa y la magnitud del viento medidos en San Felipe, B.C., están subestimados por un factor de 1.01, 1.04 y 2.57 respectivamente, en comparación con el forzamiento atmosférico mar adentro.

# Dedicatoria

## **A mis Padres:**

Bertha Lupercio Juárez y Javier Leal Navarro

..... Por que en todo ese cariño y apoyo encontré la libertad de elegir.

## **A mis hermanos:**

Bertha Yadira, Ricardo y Fco. Javier

..... Por su estima, confianza y apoyo.

## **A mis Abuelos:**

Mamá Pachita y Papá Florentino

..... Por su cariño e interés.

# Agradecimientos

Al Dr. Miguel F. Lavín, por su dirección, apoyo y estímulos.

A mis sinodales: M.C. Rubén Castro y M.C. Ramón Luna por sus críticas, revisiones y sugerencias.

Al M.C. Emilio Palacios por la programación de la boya, sus críticas y sugerencias.

Al Servicio Meteorológico Nacional por la información meteorológica facilitada.

A la tripulación del B/O Francisco de Ulloa.

A Rafael Hernández Walls, por sus apoyo académico y sugerencias.

A mis tíos(as): Raquel, Salvador, Chelo, Rubén, Esperanza, Lourdes, Chano, Francis, Arturo, Efraín y Ramón, por sus estímulos.

A mis amigos: Plata, *Gilillo*, Jocelyn, Luis, Héctor, Jesús, Cuauh, Gerardo, Chema y Diego Edgar, por su apoyo intelectual y moral.

A la Sra. Gloria González de la Cadena por adoptarme durante un tiempo.

A la familia Ávila por su hospitalidad.

A Salvador Sánchez por la captura de datos y participación técnica en el anclaje de la boya. A Carlos Cabrera por sus asesorías técnicas de cómputo.

A los profesores de la Facultad de Ciencias Marinas.

A la Universidad Autónoma de Baja California por la beca patrocinio otorgada.

Al CICESE, por la beca Servicio Social y beca Tesis.

Esta es una contribución del proyecto CONACyT 3209-T.

# Índice General

	<i>Página</i>
Resumen .....	<i>i</i>
Dedicatoria .....	<i>ii</i>
Agradecimientos .....	<i>iii</i>
Índice de Figuras .....	<i>v</i>
Índice de Tablas .....	<i>vii</i>
<b>I. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
<b>II. DATOS Y MÉTODOS .....</b>	<b>5</b>
II.1 Perfiles logarítmicos del viento, temperatura y humedad en la capa superficial atmosférica de la parte norte del Golfo de California .....	10
<b>III. TEORÍA .....</b>	<b>15</b>
III.1 Modelo Teórico .....	15
III.2 Modelo Estadístico .....	17
III.3 Modelo Semiempírico .....	18
<b>IV. RESULTADOS .....</b>	<b>21</b>
IV.1 Variabilidad Espacial .....	21
IV.2 Ajustes .....	29
<b>V. DISCUSIÓN .....</b>	<b>33</b>
<b>VI. CONCLUSIONES .....</b>	<b>38</b>
<b>Literatura Citada .....</b>	<b>40</b>

# Índice de Figuras

	<i>Página</i>
<b>Figura 1</b> Localización de las estaciones meteorológicas en la región norte del Golfo de California .....	2
<b>Figura 2</b> La estación meteorológica automática (EMA-7, la primera torre de izquierda a derecha) en el poblado de San Felipe, B.C. ....	6
<b>Figura 3</b> La boya meteorológica en el lugar del anclaje en el NGC (fotografía: Salvador Sánchez) .....	6
<b>Figura 4</b> a) Datos de la humedad relativa obtenida con la boya meteorológica (línea) y con la campaña FU9412 (puntos), y la b) distribución de los errores .....	8
<b>Figura 5</b> Datos atmosféricos horarios de San Felipe, B.C. (línea delgada o puntos) del NGC (línea gruesa o círculos) durante el invierno 1994-95. ....	23
<b>Figura 6</b> Espectros de potencia de temperatura del aire (a) San Felipe y (b) NGC; humedad relativa (c) San Felipe y (d) NGC y, presión atmosférica (e) San Felipe. La barra indica los límites de confianza del espectro (intervalo de confianza al 95 %). ....	25
<b>Figura 7</b> Densidad de potencia espectral del viento medido en el invierno 1994-95. El eje de energía está en escala logarítmica; el eje de frecuencias en ciclos/h y el intervalo de confianza al 95 % se muestra en la parte superior derecha de la gráfica .....	26
<b>Figura 8</b> Elipses componentes de las bandas con mayor energía durante el invierno 1994-95. Las cuales son: la banda cero, > 1/72 ciclos/h [c/h]; la banda diurna, 1/24 [c/h] y la banda semidiurna, 1/12 [c/h]. ....	27
<b>Figura 9</b> Ajustes de las observaciones meteorológicas de San Felipe (línea delgada) a las del NGC (línea gruesa). ....	30

<b>Figura 10</b>	Representación de los ajustes del viento de costa al observado en el a) NGC, con datos obtenidos en b) San Felipe, B.C. por los distintos modelos: c) modelo teórico; d) modelo estadístico y e) modelo semiempírico. ....	32
<b>Figura 11</b>	Orografía de la región de San Felipe, B.C. (INEGI, 1981). ....	34

# Índice de Tablas

	<i>Página</i>
<b>Tabla I.</b> Media y desviación estándar de datos atmosféricos horarios de costa y mar. Para el viento, con la componente <i>U</i> transversal y con la componente <i>V</i> longitudinal al golfo (positiva hacia el Este y Norte, respectivamente). .....	22
<b>Tabla II.</b> Valores mínimos y máximos de las observaciones meteorológicas de la costa y el mar durante el invierno 1994-95. ....	22
<b>Tabla III.</b> Coeficientes de correlación de las series meteorológicas horarias crudas entre el NGC y San Felipe durante el invierno 1994-95. ....	28
<b>Tabla IV.</b> Coherencia y correlación total por banda de frecuencia. ....	28
<b>Tabla V.</b> Coeficientes de correlación de las series meteorológicas horarias ajustadas entre el NGC y San Felipe durante el invierno 1994-95. Para el viento se muestran los ajustes con los distintos modelos. ....	29
<b>Tabla VI.</b> Errores (%) de los ajustes. ....	31

# I. INTRODUCCIÓN

El Golfo de California es un mar marginal, considerado de amplio interés oceanográfico y meteorológico por sus peculiares condiciones, además de su alta productividad y probable influencia sobre una extensa área geográfica (Badan *et al.*, 1991).

El clima sobre el golfo presenta dos estaciones claramente diferenciadas: la tropical de invierno y la subtropical de verano (Roden, 1958). A su vez es notable la diferencia meteorológica entre la región norte y sur (Reyes y Vogel, 1984).

La ubicación de la región norte del Golfo de California (abreviada NGC, Fig. 1), se encuentra cerca de la frontera entre los regímenes de circulación atmosférica subtropical y tropical,  $29^{\circ}$  y  $31.6^{\circ}$  N, además está rodeado por desiertos y está caracterizado por un aislamiento tanto marino como atmosférico (Badan *et al.*, 1991; Reyes-Hernández, 1993; Reyes y Lavín, 1996); lo que ha definido que el clima en esta región sea más continental que marino (Alvarez, 1983; Reyes-Hernández, 1993; Reyes y Lavín, 1996).

La circulación sinóptica de las masas de aire en la capa superficial atmosférica del NGC es dominada en invierno por un centro de alta presión que se localiza al suroeste de Estados Unidos, lo cual causa eventos de vientos fuertes, secos y fríos provenientes del noroeste que se alinean al eje del golfo, estos eventos duran de 3 a 10 días (Ives, 1962; Badan *et al.*, 1991; Reyes-Hernández, 1993; Reyes y Lavín, 1996).

Las condiciones atmosféricas de invierno afectan al NGC al modificar los campos de vientos, humedad y temperatura producidos por la invasión de aire frío y seco de origen continental (Reyes *et al.*, 1984; Badan *et al.*, 1991; Reyes-Hernández, 1993; Reyes y Lavín, 1996). La respuesta de las aguas del NGC a las condiciones de viento intenso del NO ( $\sim 8 \text{ ms}^{-1}$ ) y baja humedad relativa ( $\sim 57\%$ ) indica una pérdida de calor (87 % del total) en esta temporada, con más de 2/3 debida a la evaporación (Reyes-Hernández, 1993; Reyes y Lavín, 1996).

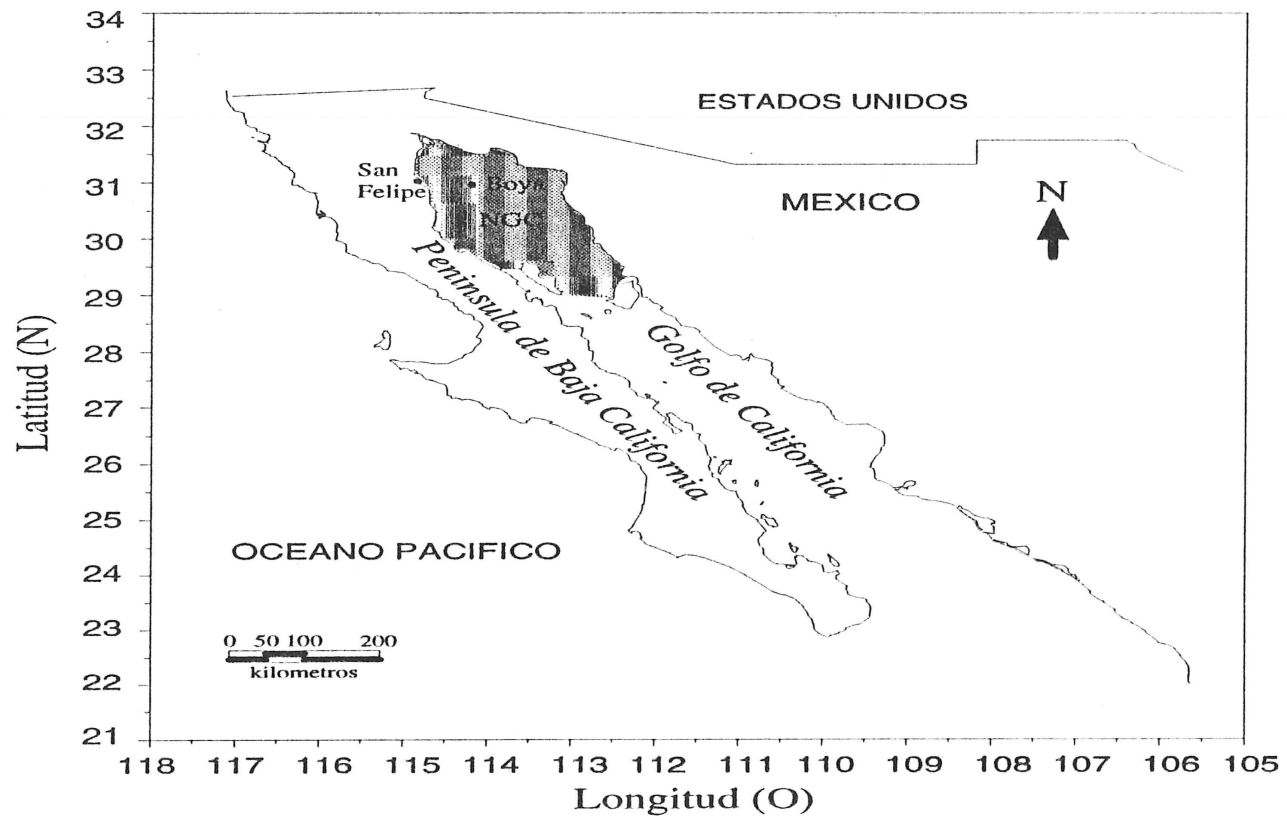


Figura 1. Localización de las estaciones meteorológicas en la región norte del Golfo de California.

El campo de vientos en esta región, además del sistema de brisas de la costa (Reyes-Hernández, 1993; Delgado *et al.*, 1994), presenta normalmente eventos de escala sinóptica que se manifiestan como vientos persistentes con alta coherencia a lo largo y ancho del golfo (Paden *et al.*, 1991; Badan *et al.*, 1991) y un marcado comportamiento monzónico (Roden, 1958; Reyes *et al.*, 1984; Organista-Sandoval, 1987; Badan *et al.*, 1991; Delgado *et al.*, 1994).

El estudio de las características del forzamiento atmosférico sobre el golfo realizado a través de los años por diversos trabajos (Roden, 1958; Reyes *et al.*, 1984; Organista-Sandoval, 1987; Lavín y Organista, 1988; Badan *et al.*, 1991; Reyes-Hernández, 1993; Castro *et al.*, 1994; Reyes y Lavín, 1996), se han servido de observaciones que se obtuvieron en la costa.

Con relación a esto último, existe evidencia de que el viento oceánico es subestimado por los efectos de la costa (SethuRaman y Raynor, 1980; Franklin y Blanton, 1984). Reyes-Hernández (1993) observó discrepancia entre el viento medido con la estación meteorológica de San Felipe, B.C. respecto al observado en el NGC, y a través de un conjunto de datos simultáneos entre las estaciones meteorológicas de San Felipe, B.C. y Puerto Peñasco, Son., usando además 3 campañas oceanográficas, obtuvo un factor de corrección de 2.55. Este valor es parecido al sugerido por Franklin y Blanton (1984) y por Badan *et al.* (1991). De igual forma, Reyes-Hernández (1993) estimó una razón media para la humedad medida en la costa de 1.28.

La necesidad de determinar correctamente el efecto del esfuerzo del viento sobre el océano, exige datos más confiables, 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 (Franklin y Blanton, 1984). Asimismo, el estudio del balance estacional de calor en el golfo enfatizó la necesidad de series de datos fuera de la costa, para reducir la incertidumbre (Castro *et al.*, 1994).

La variabilidad espacial de las condiciones atmosféricas de invierno dentro del

NGC es considerada poca significativa por Paden *et al.* (1991) y por Badan *et al.* (1991). Sin embargo, esto no debe sugerir que lo sea también para la costa adyacente. La comparación de las variables atmosféricas de estas dos regiones (Fig. 1) ponen de manifiesto tal inconsistencia. Es por ello que, el objetivo de este trabajo es obtener una relación de ajuste para el viento (en particular, la magnitud), la humedad y la temperatura del aire medidas en la costa, con las cuales se representen las condiciones del forzamiento sinóptico atmosférico dentro de la región norte del Golfo de California durante condiciones de invierno.

## II. DATOS Y MÉTODOS

La información meteorológica que se utilizó en este estudio, consiste de series de datos que se obtuvieron simultáneamente en dos distintas localidades. Los datos costeros, se registraron con la Estación Meteorológica Automática (EMA-7, Fig. 2) del Servicio Meteorológico Nacional, la cual contiene un sistema de transmisión vía satélite y se encuentra localizada en el poblado de San Felipe, Baja California ( $31^{\circ}1.68' N$  y  $114^{\circ} 50.80' O$ ) a aproximadamente 1.5 km tierra adentro. Los datos de mar, se registraron con la boya meteorológica Minimet/Zeno-800 (Fig. 3), anclada aproximadamente en el centro de la región norte del Golfo de California ( $30^{\circ}59' N$  y  $114^{\circ}12' O$ , Fig. 1), siendo ésta la parte más profunda de la cuenca de Wagner (200 m).

El período de muestreo fue del 9 de diciembre de 1994 al 21 de enero de 1995, correspondiente a la estación de invierno. Los datos meteorológicos que se utilizan son: para la costa, la temperatura del aire ( $^{\circ}C$ ), la humedad relativa (%), la presión atmosférica (mb) y el viento ( $ms^{-1}$ ); para el mar, se incluyen todas las anteriores excepto la presión atmosférica.

Debido a que la información original está orientada al norte magnético, se reorientó al norte geográfico sumando  $11^{\circ} 07'$  (declinación magnética) según la carta OMEGA #21008 de la parte norte del Golfo de California a ambas series. Se definió la dirección del vector velocidad del viento hacia donde sopla éste (convención oceanográfica).

La altura 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 perfiles logarítmicos de la rapidez del viento, la temperatura y la humedad, como se expondrá más adelante.

La humedad relativa medida con la boya meteorológica anclada mar adentro ( $Hr_{boya} = 40.44 \pm 12.87 \%$ ) mostró bajos contenidos de humedad respecto a los medidos en la costa, esto evidentemente crea dudas sobre la calibración del sensor

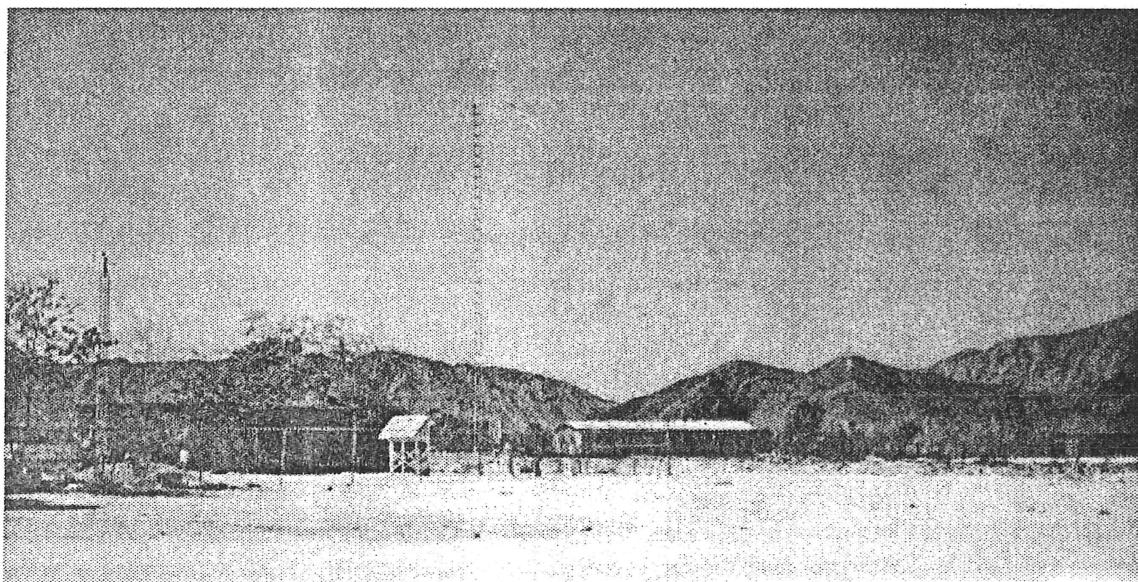


Figura 2. La estación meteorológica automática (EMA-7, la primera torre de izquierda a derecha) en el poblado de San Felipe, B.C.

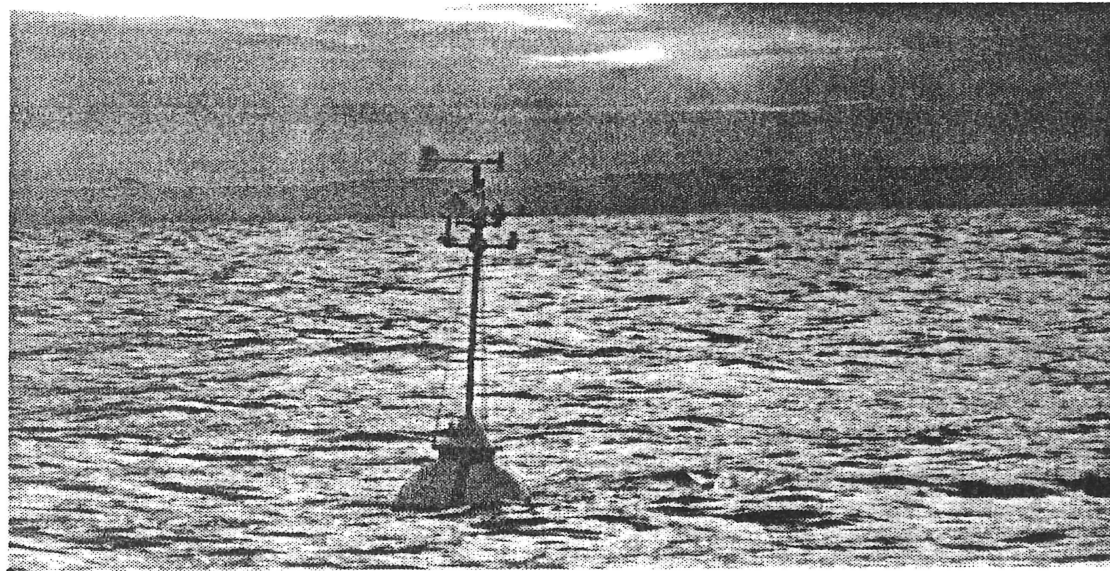


Figura 3. La boya meteorológica en el lugar del anclaje en el NGC (fotografía: Salvador Sánchez).

de humedad de la boya, por lo que es corregida con datos colectados simultáneamente en la campaña FU9412 ( $Hr_{barco} = 56.98 \pm 12.80 \%$ ) durante 11 días en el NGC (Fig. 4a). Esto último se hizo con base en una regresión lineal para los series previamente alisadas con una ventana espectral tipo Hannfil,

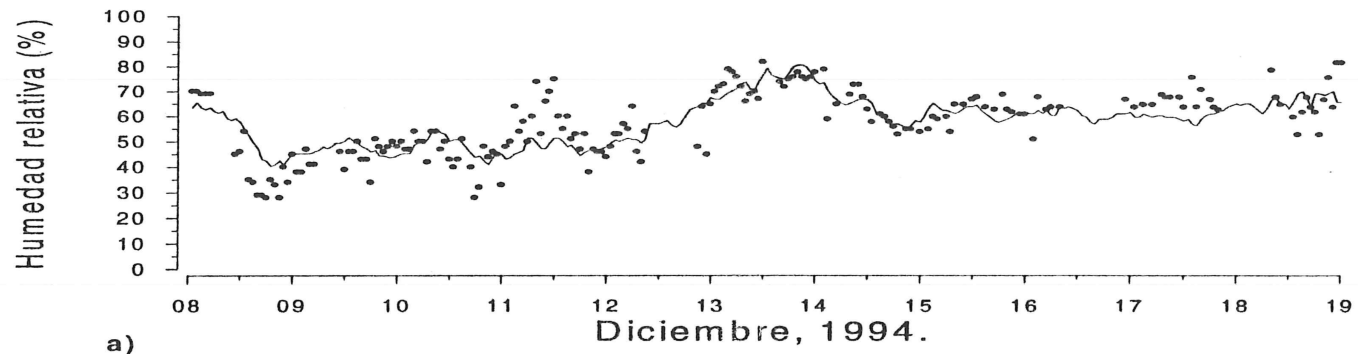
$$Hr_{Boya} = 25 + 0.79Hr_{Barco}$$

en el que se encuentra un valor conservador de correlación ( $r^2 = 0.76$ ) y una desviación estándar de 2.84 % (Fig. 4b). Sin embargo, tanto la corrección de la serie de datos de la humedad que se obtuvo para la boya como el ajuste que posteriormente se obtiene para los datos de costa deben tomarse con cautela, debido a que la información de la campaña oceanográfica se obtuvo por todo el NGC.

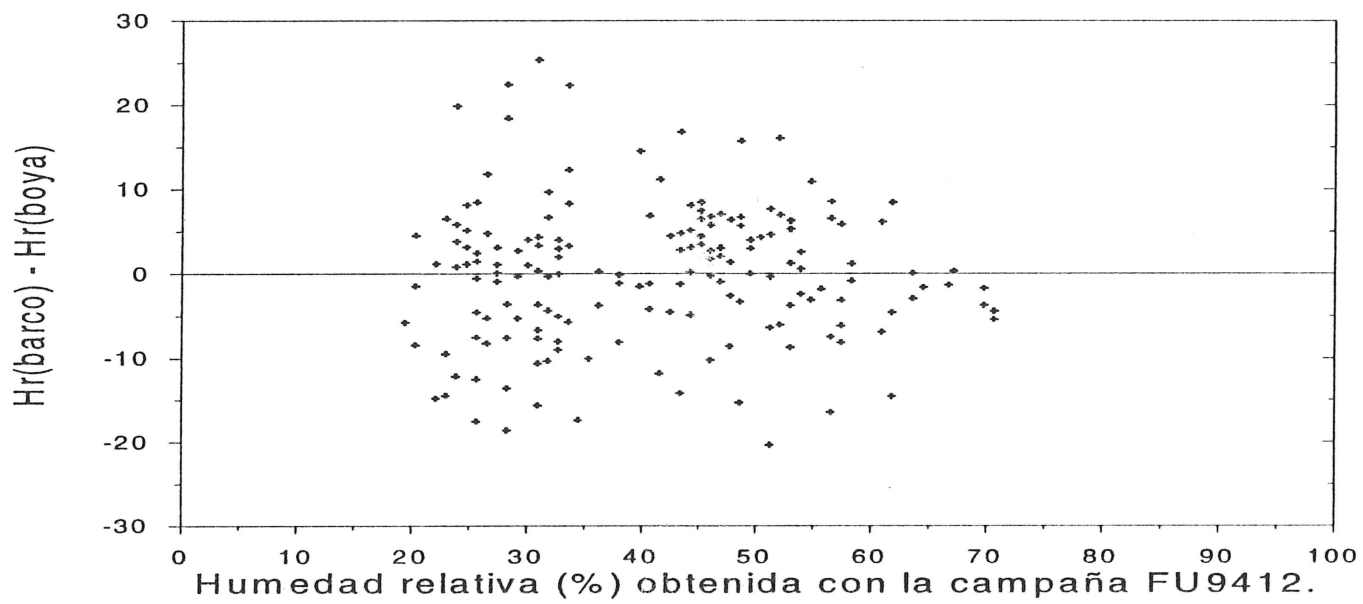
Los datos de rapidez ( $R$ ) y dirección ( $\theta$ ) que definen el vector velocidad del viento ( $W$ ) se transformaron a componentes  $U$  y  $V$ , con la componente  $U$  en la dirección E-O y la componente  $V$  en la dirección N-S. Los datos del viento, de temperatura y de humedad medidos en la costa, que consisten de promedios de 10 minutos de información, son reducidos a promedios horarios.

Debido a que las fluctuaciones de las variables atmosféricas están asociadas en gran parte con las variaciones de los regímenes atmosféricos de mayor escala, es posible extraer esta información de las series de datos. Los espectros energéticos de cada una de las series horarias del invierno 1994-95, para las variables atmosféricas aquí consideradas se calcularon para un intervalo de confianza del 95 % y 24 gl.

Con el cálculo de espectros vectoriales de potencia para los datos crudos de cada una de las series de tiempo del viento, en el que se utiliza un ancho de banda de 1 cpd, se obtuvieron los elementos de la elipse componente y el espectro de potencia total. 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 (Candela-Pérez, 1982). Para la temperatura y la humedad relativa (y la presión, sólo medida en la costa) se



a)



b)

Figura 4. a) Datos de la humedad relativa obtenida con la boya meteorológica (línea) y con la campaña FU9412 (puntos), y la b) distribución de los errores.

obtuvo el respectivo espectro escalar de potencia.

Con el propósito de visualizar los eventos asociados con escalas sinópticas, las series de datos fueron suavizadas mediante un promedio corrido de 24 datos, en tres ocasiones consecutivas (Godin, 1972). Con este tratamiento se elimina la información asociada con las brisas y sobresalen los regímenes que tienen duración de más de un día.

Los datos de viento ahora deben mostrar una dirección preferente asociada al forzamiento sinóptico atmosférico y que se define por el diagrama de dispersión de las componentes del viento. Por ello, resulta conveniente girar las series de tiempo del viento a este eje principal, el cual puede ser estimado de acuerdo a la descripción de Kundu y Allen (1976); este eje indica en un sentido físico el ángulo hacia donde está alineada la mayor cantidad de energía. Para este caso, dicho ángulo coincide con el eje a lo largo del Golfo de California (Delgado *et al.*, 1994), por lo que es de esta forma como se definen las componentes del viento longitudinal y transversal al golfo.

Finalmente, con el conjunto de datos del viento que se obtuvieron con la boya meteorológica durante el invierno 1994-95 en la región norte del Golfo de California, a aproximadamente 64 km al este de San Felipe, se hace una comparación lineal con el conjunto de datos de igual extensión que fue obtenido en dicha localidad costera (Fig. 1).

Se evaluaron tres modelos que relacionan linealmente la diferencia en rapidez del viento entre ambas regiones. El primer modelo, derivado de las ecuaciones del movimiento en la dirección del viento (Hsu, 1981), es reducido a

$$\frac{U_{mar}}{U_{costa}} = \left[ \frac{H_{mar} C_{D_{costa}}}{H_{costa} C_{D_{mar}}} \right]^{1/2} \quad (1)$$

donde  $U$  es la velocidad 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.  $H_{costa}$  se estima a partir de la  $H_{mar}$  y de la diferencia de temperatura del aire entre la costa y el mar. Este modelo se llamará teórico.

El segundo (modelo estadístico), obtenido desde un punto de vista estadístico (Hsu, 1986) es

$$U_{mar} = A + BU_{costa} \quad (2)$$

donde las constantes  $A$  y  $B$  son determinadas empíricamente. Con base en la teoría de similitud, se sugiere una relación similar para la temperatura del aire y la humedad relativa.

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,

$$U_{mar} = aU_{costa}^b \quad (3)$$

donde  $a$  y  $b$  son coeficientes positivos. Una explicación detallada de los fundamentos de cada modelo se dan en la sección de teoría.

Para evaluar la representatividad de las series de tiempo de los datos meteorológicos que se ajustaron a las condiciones atmosféricas de la parte norte del golfo, se obtuvo un coeficiente de correlación compleja ( $|\rho|$ ) y un ángulo medio ( $\theta$ ) que forma el viento del NGC respecto de San Felipe,  $\theta$  es expresado en grados y es positivo en sentido dextrógiro (Kundu, 1976). Se obtuvo un coeficiente de correlación cruzada para la temperatura y la humedad. Las observaciones meteorológicas *in situ* obtenidas con la boya durante el mismo período de tiempo fueron usadas de referencia para tal propósito.

## II.1 Perfiles logarítmicos del viento, temperatura y humedad en la capa superficial atmosférica de la parte norte del Golfo de California

La capa superficial de la atmósfera constituye la décima parte inferior de toda la capa límite atmosférica, pero en los primeros 50 m de altura ocurren los cambios más importantes de la velocidad del viento, la temperatura y la humedad (Charnock, 1981; Etling, 1994a).

La velocidad del viento cerca de la superficie del agua produce un contacto friccional, lo cual significa un flujo de momentum de la atmósfera al océano (Kraus, 1972). El viento es un flujo turbulento, y los giros turbulentos hacen variar el perfil vertical, pero en promedio existe un perfil vertical característico (Kraus, 1972; Charnock, 1981; Etling, 1994a).

La velocidad turbulenta del viento es tomada durante un tiempo suficiente como una velocidad media  $U(z)$ , la cual es función de la altura  $z$  a la cual se hace la medición. El esfuerzo promedio es dado entonces por  $\tau = -\rho_a \langle u'w' \rangle$ , donde  $u'$  y  $w'$  son las componentes horizontal y vertical de las fluctuaciones turbulentas de la velocidad y  $\rho_a$  es la densidad del aire.

El movimiento del aire sobre la tierra o el mar es el ejemplo clásico de un flujo cortante (o sea que la velocidad horizontal del viento no es homogéneo en la vertical), aplicable a una capa suficientemente somera para que los efectos de la rotación terrestre puedan ser ignorados (Kraus, 1972). La relación funcional entre el esfuerzo  $\tau$  respecto a la altura  $z$  necesaria para mantener el gradiente vertical de velocidad se obtiene por análisis dimensional. Excepto muy cerca de la superficie (donde la viscosidad puede ser importante), se supone que  $\frac{du}{dz}$  sólo es función de  $z$ ,  $\tau$  y  $\rho_a$  (Priestley, 1968).

De tal forma, la distribución logarítmica del viento medio en condiciones de estabilidad neutra (Banke y Smith, 1971) es dado por

$$U_{10} = \frac{U_*}{k} \left( \ln(10) - \ln(z) + \frac{kU}{U_*} \right) \quad (4)$$

donde  $U_* \equiv \left(\frac{\tau}{\rho_a}\right)^{1/2}$  es la velocidad de fricción y  $k = 0.4$  es una razón de transferencia

de la energía cinética del viento sobre una pared rugosa, conocida como la constante de von Karman.

La diferencia de temperatura y de humedad entre el aire y la superficie del mar causan intercambios de calor y agua, los cuales también son turbulentos. Como el movimiento de las parcelas de aire causantes de este intercambio son generadas por el corte de velocidad, sus razones de transferencia también dependen de la velocidad del viento  $U$ . Esto significa que, con base en la teoría de similitud, es posible tratar a los perfiles de temperatura, humedad o la concentración de gases como el dióxido de carbono de igual manera (Kraus, 1972; Charnock, 1981; Donelan, 1990; Etling, 1994a). El perfil de temperatura entonces es dado por

$$\Theta_{10} = \frac{\theta_*}{k} \left( \ln(10) - \ln(z) + \frac{k\theta}{\theta_*} \right) \quad (5)$$

y el de humedad por

$$Q_{10} = \frac{q_*}{k} \left( \ln(10) - \ln(z) + \frac{kq}{q_*} \right) \quad (6)$$

En las ecuaciones (5) y (6),  $\Theta$  es la temperatura media y  $Q$  es la humedad media,  $\theta$  y  $q$  son respectivamente las cantidades fluctuantes,  $\theta_*$  es la escala de temperatura, definida por  $U_*\theta_* = \langle w'\theta \rangle$  al igual que  $U_*q_* = \langle w'q \rangle$ . Las covarianzas  $\langle w'\theta \rangle$  y  $\langle w'q \rangle$  miden el flujo de calor sensible  $H$  y el flujo de vapor de agua (calor latente)  $E$  como

$$H = c_p \rho_a \langle w'\theta \rangle$$

$$E = \rho_a \langle w'q \rangle$$

en analogía con el esfuerzo de Reynolds  $\tau = -\rho_a \langle w'u' \rangle$  ( $c_p$  es el calor específico a presión constante).

En la práctica, lo que se tiene es la velocidad del viento ( $U$ ) a alguna altura sobre la superficie (10 m por convención) y lo que se desea es calcular  $\tau$ . Suponiendo que la velocidad del viento es cero en la superficie (en realidad es  $\sim 3\%$  de  $U$ ) (Kraus,

1972), entonces

$$\tau = \rho_a C_D U^2$$

El uso de esta parametrización implica que el perfil de velocidad es logarítmico. El coeficiente  $C_D$  depende de la velocidad del viento ( $U$ ), de la estabilidad de la capa superficial atmosférica y de la longitud de rugosidad ( $z_o$ ) de la superficie (Bunker, 1976; Garratt, 1977; Smith, 1988). Correspondientemente, para el flujo de calor sensible

$$H = \rho_a C_H c_p (T_s - T_a) U$$

y para el flujo de calor latente

$$E = \rho_a C_E (q_s - q_a) U$$

aquí  $\tau$ ,  $H$  y  $E$  son el promedio de los intercambios de momentum, de calor sensible y de vapor de agua,  $C_D$ ,  $C_H$  y  $C_E$  son los coeficientes de intercambio,  $q_s$  y  $q_a$  son la razón media de mezcla del aire en contacto con el agua de mar y a la altura medida, respectivamente.  $T_s$  es la temperatura superficial y  $T_a$  es la correspondiente a la altura de la medición (Bunker, 1976).

Los coeficientes de intercambio que se estimaron para la parte norte del golfo, donde  $C_H$  es tomado equivalente al valor de  $C_E$  (Smith, 1988; Donelan, 1990) son  $C_H = C_E = 1.45 \times 10^{-3}$  y  $C_D = 1.4 \times 10^{-3}$  (Organista-Sandoval, 1987). Con estos coeficientes de intercambio y con base en las relaciones (4), (5) y (6), se obtuvo para los datos de la magnitud del viento, de temperatura y de humedad medidos a una altura  $z = 3$  m sobre la superficie del agua con la boya meteorológica, sus valores correspondientes a la altura de referencia (10 m).

Por otra parte, la ecuación (1), requiere  $C_{D_{costa}}$ ; mientras que para  $C_{D_{mar}}$  es posible obtener una longitud de rugosidad de la superficie  $z_o = 0.0018$  m. La longitud de rugosidad  $z_o$  es equivalente al coeficiente de arrastre  $C_D$  a través de una distribución logarítmica. Por esto,  $z_o$  posee un mayor significado geofísico, ya que éste

determina no sólo el perfil de velocidad del viento sino también el arrastre sobre la superficie (Kusaba y Masuda, 1988; Donelan, 1994). Para una frontera sólida, la altura característica de la rugosidad de la superficie corresponde aproximadamente a la longitud de rugosidad  $z_o$ . Mientras que en el mar, el valor de  $z_o$  es un orden de magnitud menor que los elementos rugosos que forman la superficie (Priestley, 1968; Donelan, 1994).

Considerando lo anterior, para el área aledaña a la estación meteorológica de San Felipe, B.C., se estimó una longitud de rugosidad igual a 0.2 m (Garratt, 1984), así que  $C_{D_{costa}} = 12.4 \times 10^{-3}$ .

Cuando se conoce  $z_o$  en ambas regiones, es posible evaluar la razón de la intensidad de la turbulencia del viento (SethuRaman y Raynor, 1980), definida por

$$\frac{\left(\frac{\sigma_u}{U}\right)_{mar}}{\left(\frac{\sigma_u}{U}\right)_{costa}} = \frac{\left[\ln\left(\frac{z}{z_o}\right)\right]_{costa}}{\left[\ln\left(\frac{z}{z_o}\right)\right]_{mar}} \quad (7)$$

donde  $\sigma_u$  es la desviación estándar de las fluctuaciones de la velocidad longitudinal, *es decir, un indicador de la turbulencia*, y  $\frac{\sigma_u}{U}$  es la intensidad de la turbulencia. Asumiendo los valores de  $z_o$  dados anteriormente para cada localidad, la razón en condiciones neutras tiene una estimación de

$$\frac{\left(\frac{\sigma_u}{U}\right)_{mar}}{\left(\frac{\sigma_u}{U}\right)_{costa}} \approx 0.45$$

### III. TEORÍA

Para entender y estimar la diferencia en rapidez del viento a través de la zona costera, se evaluaron tres fórmulas propuestas por Hsu (1981; 1986) para la corrección de datos de la estación meteorológica de San Felipe, B.C. antes de aplicarlos a regiones de mar adentro en la parte norte del Golfo de California. La descripción de cada uno de los modelos se da a continuación.

#### III.1 Modelo Teórico

El desarrollo del modelo teórico de Hsu (1981) asume para la capa límite planetaria (CLP) que:

1. El corte del viento medio en la horizontal es pequeño comparado con el corte del viento medio en la vertical.
2. Existe un balance de fuerzas entre la aceleración, la fuerza de Coriolis, el gradiente de presión y la viscosidad turbulenta a cualquier nivel.

Bajo estas condiciones la ecuación del movimiento en la horizontal puede escribirse como:

$$\frac{du}{dt} = fv - \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \quad (8)$$

$$\frac{dv}{dt} = -fu - \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{1}{\rho_a} \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \quad (9)$$

Sin pérdida de generalidad se asume además que:

1. Los términos de la aceleración  $\frac{du}{dt}$  y  $\frac{dv}{dt}$  son pequeños comparados con los otros términos de la ecuación (8) y (9).
2. La dirección del viento es a lo largo del eje  $x$  cerca de la superficie ( i.e.  $v = 0$  y  $\therefore \tau_{zy} = 0$  ); y

3. Existe un viento geostrófico en la CLP con componentes  $U_g$  y  $V_g$ ,

$$U_g \equiv \frac{1}{\rho_a f} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad V_g \equiv \frac{1}{\rho_a f} \frac{\partial P}{\partial x}.$$

Bajo estas condiciones se tiene

$$\frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} = \rho_a f V_g \quad (10)$$

Ahora se integra la ecuación (10) respecto a  $z$  a partir de un nivel de referencia, es decir  $z = 10$  m arriba de la superficie, hasta el límite superior de la CLP de altura  $H$ , y se obtiene

$$\int_{\tau_{superficie}}^{\tau_{arriba}} d\tau = \int_{10m}^H \rho_a f V_g dz = \rho_a f V_g \int_{10}^H dz$$

o

$$\frac{\tau_{arriba} - \tau_{superficie}}{H - 10m} = \rho_a f V_g \quad (11)$$

Al considerar que  $\tau_{arriba} = 0$ , al parametrizar el esfuerzo turbulento con el  $C_D$ ,  $\tau_{superficie} = \rho_a C_D U^2$  y al suponer que  $H \gg 10$  m (la altura de la CLP es normalmente de cientos de metros), se llega entonces a

$$\frac{C_D U^2}{H} = -f V_g \quad (12)$$

En el lado derecho de las ecuaciones (10), (11) y (12) sólo se encuentran las variables densidad, parámetro de Coriolis y componente geostrófica del viento. Estos términos pueden ser considerados constantes a través de la zona costera, lo cual sugiere que

$$\left( \frac{C_D U^2}{H} \right)_{costa} \div \left( \frac{C_D U^2}{H} \right)_{mar} = 1$$

o

$$\frac{U_{mar}}{U_{costa}} = \left[ \frac{H_{mar} C_{D_{costa}}}{H_{costa} C_{D_{mar}}} \right]^{1/2} \quad (13)$$

donde los subíndices mar y costa, representan las condiciones de cada región. Debido a que la relación anterior [ecuación (13)], será objeto de mención en el texto, se ha elegido denominarlo **modelo teórico**, para facilitar su referencia conservando las consideraciones teóricas.

Desafortunadamente, la carencia de sondeos de la CLP en costa (caso específico de la costa oeste del NGC) o en la capa marina en el mar es muy común. Debido a ello se han desarrollado modelos que consideran las variaciones de la capa límite entre ambas regiones dada al menos una de ellas ya conocida. Para la estimación de  $H_{costa}$  se puede usar la relación propuesta por Hsu (1979), la cual asume que los efectos sinópticos a través de la zona costera, tal como la variación del viento geostrófico, la invasión de masas de aire, los efectos locales y el desarrollo de una capa límite interna debida a los cambios de la rugosidad de la superficie, son pequeños al compararlos con la contribución de la diferencia a mesoescala de la temperatura del aire entre la costa y el mar, esto es

$$H_{mar} = H_{costa} - 123(T_{costa} - T_{mar}) \quad (14)$$

donde el factor de proporcionalidad (123) se obtuvo con un análisis de regresión simple entre las diferencias de alturas de las capas límites y de las temperaturas de la costa y del mar,  $T_{costa}$  y  $T_{mar}$  son las temperaturas del aire a 2 m sobre la superficie de la costa y el mar, respectivamente.  $H_{mar}$ , para condiciones de invierno en el alto golfo, tiene valores típicos de 150 m aún cuando el viento presenta intensidad y dirección variable (Botella-Arriaga, 1996). Bajo estas consideraciones, la estimación de  $H_{costa}$  dió un valor aproximado de 200 m de altura.

### III.2 Modelo Estadístico

El modelo teórico es en tanto, un ejemplo de cómo  $U_{costa}$  está relacionada linealmente con  $U_{mar}$ . La forma clásica de relacionar una variable con otra, es con base en una regresión simple (Hsu, 1986),

$$U_{mar} = A + BU_{costa} \quad (15)$$

donde las constantes  $A$  y  $B$  son determinadas empíricamente.

La relación anterior puede considerar condiciones de viento en calma para la costa, mientras que en mar abierto, esto puede no necesariamente ocurrir. Así, el parámetro  $A$  es un requerimiento meteorológico necesario. Si se eliminan las fluctuaciones semidiurnas y diurnas debidas a los efectos locales en la costa, entonces es posible sugerir una relación similar para la temperatura del aire,

$$Ta_{mar} = C + DTa_{costa} \quad (16)$$

y para la humedad relativa,

$$Hr_{mar} = E + FHr_{costa} \quad (17)$$

donde  $C$ ,  $D$ ,  $E$  y  $F$  también son determinadas empíricamente. Con el mismo propósito que se llamó modelo teórico a la ecuación (13) para el viento, se llamará al tipo de relación de este apartado [ecuación (15)], **modelo estadístico**.

### III.3 Modelo Semiempírico

La fórmula semiempírica (Hsu, 1981), se basa en la regla de la potencia como una representación de la distribución del viento respecto a la altura de la CLP,

$$\frac{U}{U_H} = \left(\frac{z}{H}\right)^p \quad (18)$$

donde  $U$  a la altura  $z$  y  $U_H$  a la altura  $H$  son las velocidades medias del viento a

las alturas de medición dentro y arriba de la CLP, respectivamente. El exponente  $p$  depende de la estabilidad atmosférica y de la rugosidad de la superficie ( $z_o$ ). La regla de la potencia es una buena representación del perfil medio de la distribución del viento en la CLP.

Si se asume que la ecuación (18) es válida tanto para la costa como para el mar, se obtiene

$$\frac{\left(\frac{U}{U_H}\right)_{mar}}{\left(\frac{U}{U_H}\right)_{costa}} = \frac{\left(\frac{z}{H}\right)_{mar}^{p_{mar}}}{\left(\frac{z}{H}\right)_{costa}^{p_{costa}}} \quad (19)$$

Si se asume además que  $U_H$  en la parte superior de la CLP no cambia apreciablemente a través de la zona costera y que  $z = 10$  m sobre la superficie, la ecuación (19) toma la forma

$$\frac{U_{mar}}{U_{costa}} = \left(\frac{10^{p_{mar}}}{10^{p_{costa}}}\right) \left(\frac{H_{costa}^{p_{costa}}}{H_{mar}^{p_{mar}}}\right) \quad (20)$$

Por otro lado, con la expresión (14) de Hsu (1979), la cual asume  $H_{costa}$  conocida y de acuerdo con Hsu (1970),

$$U_{costa} \propto (T_{costa} - T_{mar}) \quad (21)$$

se obtiene que

$$H_{mar} \propto U_{costa} \quad (22)$$

al utilizar este resultado en la ecuación (20), donde se supone igualmente que  $H_{costa}$  es conocida, se llega a

$$\frac{U_{mar}}{U_{costa}} \propto U_{costa}^{-p_{mar}}$$

o

$$\frac{U_{mar}}{U_{costa}} = aU_{costa}^{-b} \quad (23)$$

donde  $a$  y  $b$  son constantes positivas. Una evaluación de los coeficientes con base en

resultados experimentales (Hsu, 1981) propone para aplicaciones oceanográficas,

$$U_{mar} = 3U_{costa}^{2/3} \quad (24)$$

a la ecuación (24), se le llamará **modelo semiempírico**.

## IV. RESULTADOS

Para mostrar la discrepancia de las condiciones atmosféricas costeras y marinas y además los ajustes de los datos meteorológicos de costa, libres de la influencia del sistema de brisas (frecuencias diurna y semidiurna) en la región norte del Golfo de California, se han reservado dos secciones donde se presentan los resultados: una primera, para variabilidad espacial y otra segunda, para los ajustes.

### IV.1 Variabilidad espacial

Para evaluar la variabilidad espacial de las condiciones atmosféricas en la región norte del Golfo de California, la serie que se obtuvo en mar abierto es comparada con las observaciones que se realizaron en la costa durante el invierno 1994-95.

La secuencia horaria de los datos atmosféricos de San Felipe y el NGC (Fig. 5) representadas por sus estimadores estadísticos (Tabla I), muestran las condiciones típicas de cada región. Debe recordarse que los datos que se presentan aquí, ya están referidos a un mismo nivel y la humedad relativa de mar obtenida con la boya, también ha sido corregida con datos de la campaña FU9412 (Fig. 4a).

Es notable que los valores medios de las variables atmosféricas (temperatura, humedad y viento) en la costa son menores que mar adentro, también es apreciable que las fluctuaciones de estas variables se intensifican en la costa, debido a las propiedades termales y a la orografía de esa zona. Los valores extremos (mínimos y máximos) de la temperatura del aire y de la humedad relativa se observan en la costa (Tabla II).

Una prospección preliminar de las condiciones atmosféricas durante el invierno revela un ligero aumento en la temperatura ambiente de la costa hacia dentro del golfo (Tabla I, Fig. 5).

La humedad relativa es ligeramente mayor en el mar que en la costa, y muestra una alta coherencia con la distribución en costa (Fig. 5), estas son afectadas

apreciablemente por las variaciones sinópticas de la presión atmosférica: a una alta presión (1014 mb) le corresponde un bajo contenido de humedad en la capa superficial y viceversa (Fig. 5). En este sentido y en términos gruesos, las condiciones atmosféricas del NGC son afectadas por las masas de aire de distinta procedencia; viento seco y frío del NO de origen continental con alta presión atmosférica o viento cálido y húmedo de origen marino con baja presión atmosférica (Reyes-Hernández, 1993).

Tabla I. Media y desviación estándar de datos atmosféricos horarios de costa y mar. Para el viento, con la componente  $U$  transversal y con la componente  $V$  longitudinal al golfo (positiva hacia el Este y Norte, respectivamente).

	Temperatura ambiente ( $^{\circ}C$ )	Humedad relativa (%)	Componente $U$ ( $ms^{-1}$ )	Componente $V$ ( $ms^{-1}$ )
SAN FELIPE	$13.71 \pm 3.36$	$64.92 \pm 20.81$	$-0.16 \pm 1.22$	$-1.11 \pm 1.87$
MAR	$13.95 \pm 1.04$	$68.06 \pm 11.60$	$0.03 \pm 2.00$	$-2.52 \pm 4.90$

Tabla II. Valores mínimos y máximos de las observaciones meteorológicas de la costa y el mar durante el invierno 1994-95.

	SAN FELIPE		MAR	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Temperatura del aire ( $^{\circ}C$ )	5.65	23.65	10.07	16.60
Humedad relativa (%)	23.00	99.00	40.35	91.29
Rapidez del viento ( $ms^{-1}$ )	0.00	7.74	0.000	14.464

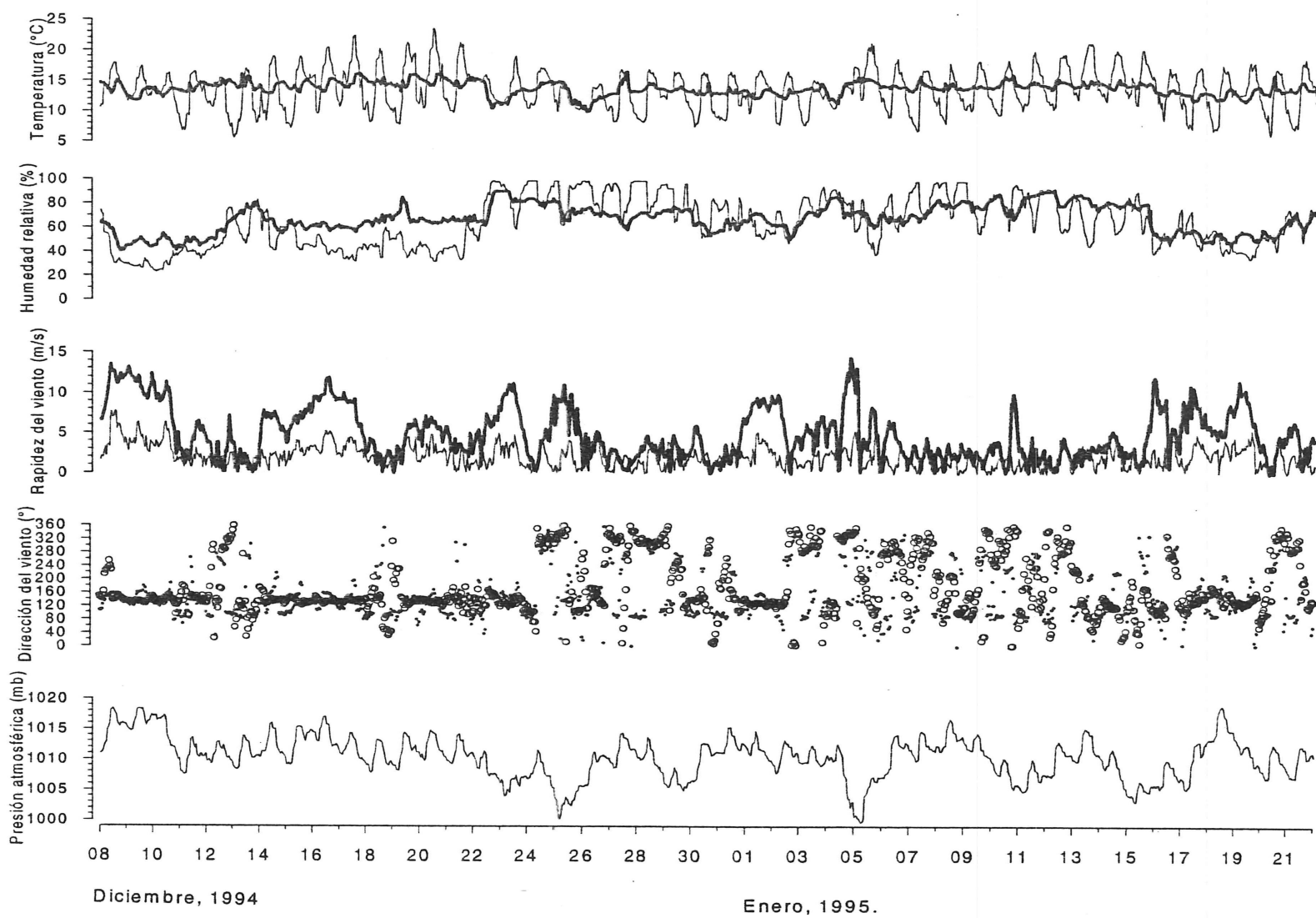


Figura 5. Datos atmosféricos horarios de San Felipe, B.C. (línea delgada o puntos) y del NGC (línea gruesa o círculos) durante el invierno 1994-95.

Los espectros de potencia (Figuras 6 y 7) muestran la forma en que está distribuida la energía de una serie en las diferentes frecuencias. La temperatura ambiente, la humedad relativa, la presión y el viento en la costa son afectadas por fluctuaciones diurna y semidiurna (Figuras 6 y 7), al representar las contribuciones de la energía cinética del viento con las elipses componentes (Fig. 8), sugiere el típico efecto del régimen de brisas reportado por Reyes-Hernández (1993) y por Delgado *et al.* (1994). En tanto, tal como habría de esperarse, la series de mar no muestran una influencia significativa del sistema de brisas (Figuras 6 y 8), lo que hace aún más difícil comparar los campos de vientos sobre tierra y mar (SethuRaman y Raynor, 1980).

El viento de costa y mar (Fig. 5) son significativamente diferentes (Fig. 7) en magnitud. Tal como lo refleja la razón de la intensidad de la turbulencia ( $\sim 0.45$ ), la velocidad media del viento en costa revela el efecto debido al cambio de la rugosidad de la superficie entre ambas regiones (SethuRaman y Raynor, 1980; Etling, 1994b), cuya diferencia es de varios órdenes de magnitud.

Además, la superficie de la tierra puede ser descrita en términos de un terreno no homogéneo con propiedades de la superficie no uniformes. De aquí que la superficie tenga una influencia sobre el desarrollo de la capa límite atmosférica y que pueda permitir el flujo local semejante al sistema de brisas mar-tierra (Hsu, 1979; Etling, 1994b).

El viento en mar es predominantemente del NO (vientos hacia el SE, Fig. 5) y varía con periodicidad semejante a la presión atmosférica (Fig. 5), la mayor rapidez ( $> 2.0 \text{ ms}^{-1}$ ) la alcanza en condiciones de presión atmosférica alta (1014 mb). En condiciones con baja presión, el viento se debilita y puede invertir su dirección, soplando del SE con rapidez que en algunos casos puede ser comparable con la máxima del NO.

Los valores de la energía del viento asociada con las bandas cero, diurna y semidiurna del espectro de potencia (Fig. 7) explican el 96 % y el 80 % de la energía total

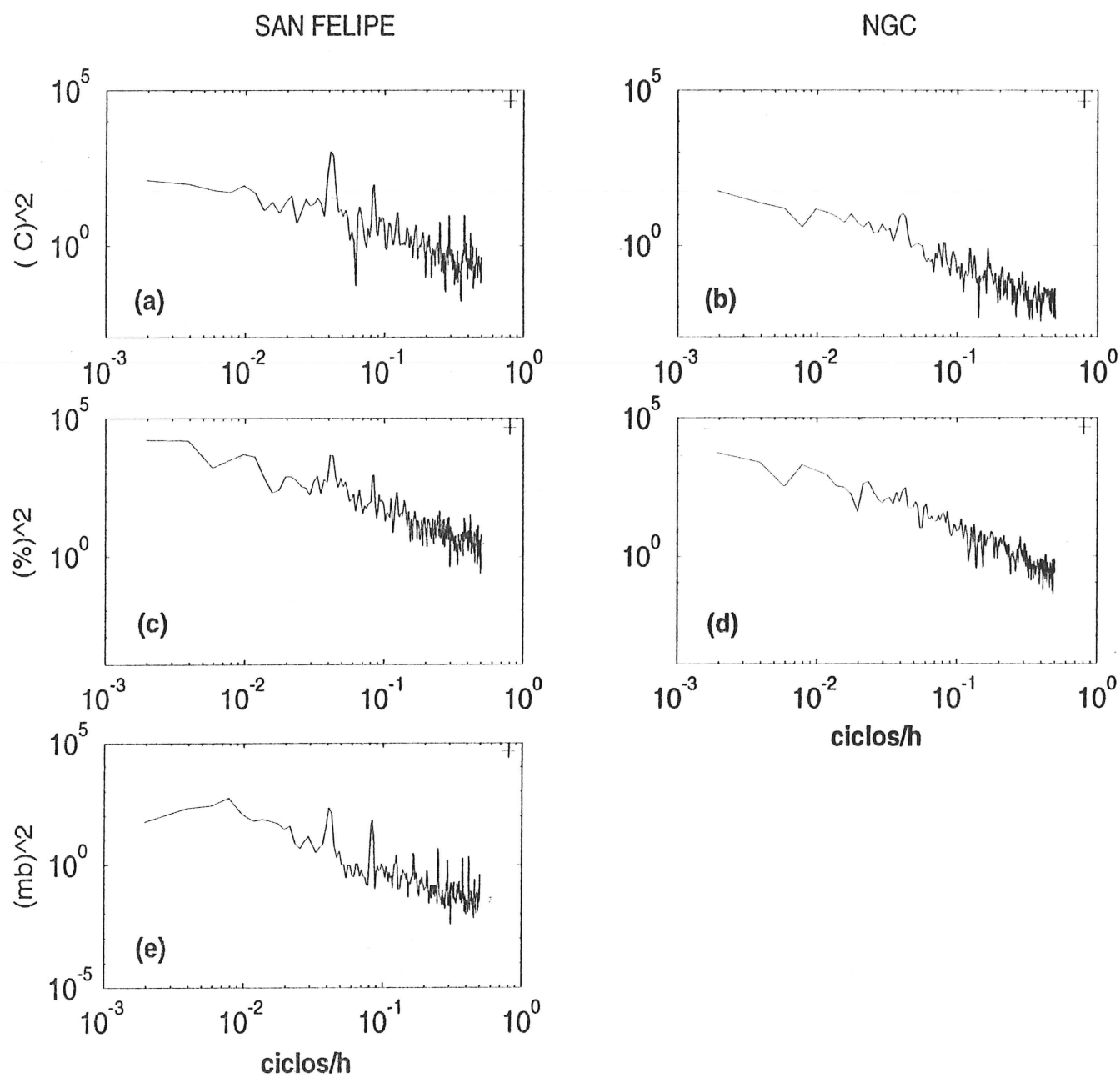


Figura 6. Espectros de potencia de temperatura del aire (a) San Felipe y (b) NGC; humedad relativa (c) San Felipe y (d) NGC y, presión atmosférica (e) San Felipe. La barra indica los límites de confianza del espectro (intervalo de confianza al 95 %).

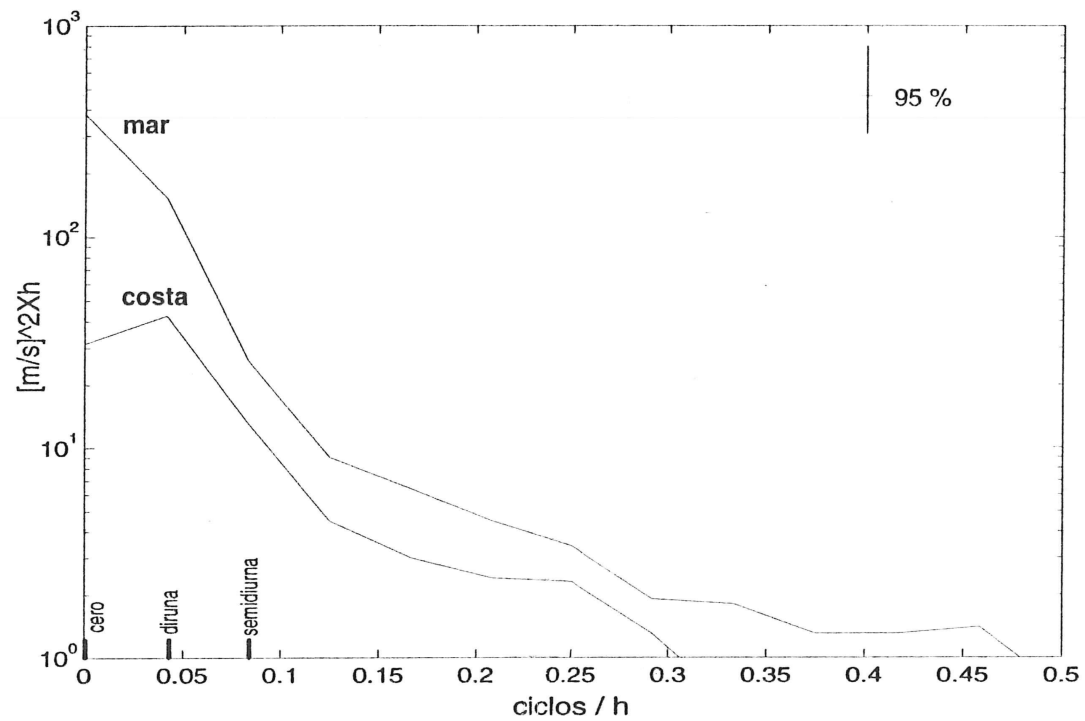


Figura 7. Densidad de potencia espectral del viento medido en el invierno 1994-95. El eje de energía está en escala logarítmica; el eje de frecuencias en ciclos/h y el intervalo de confianza al 95 % se muestra con la barra en la parte superior derecha de la gráfica.

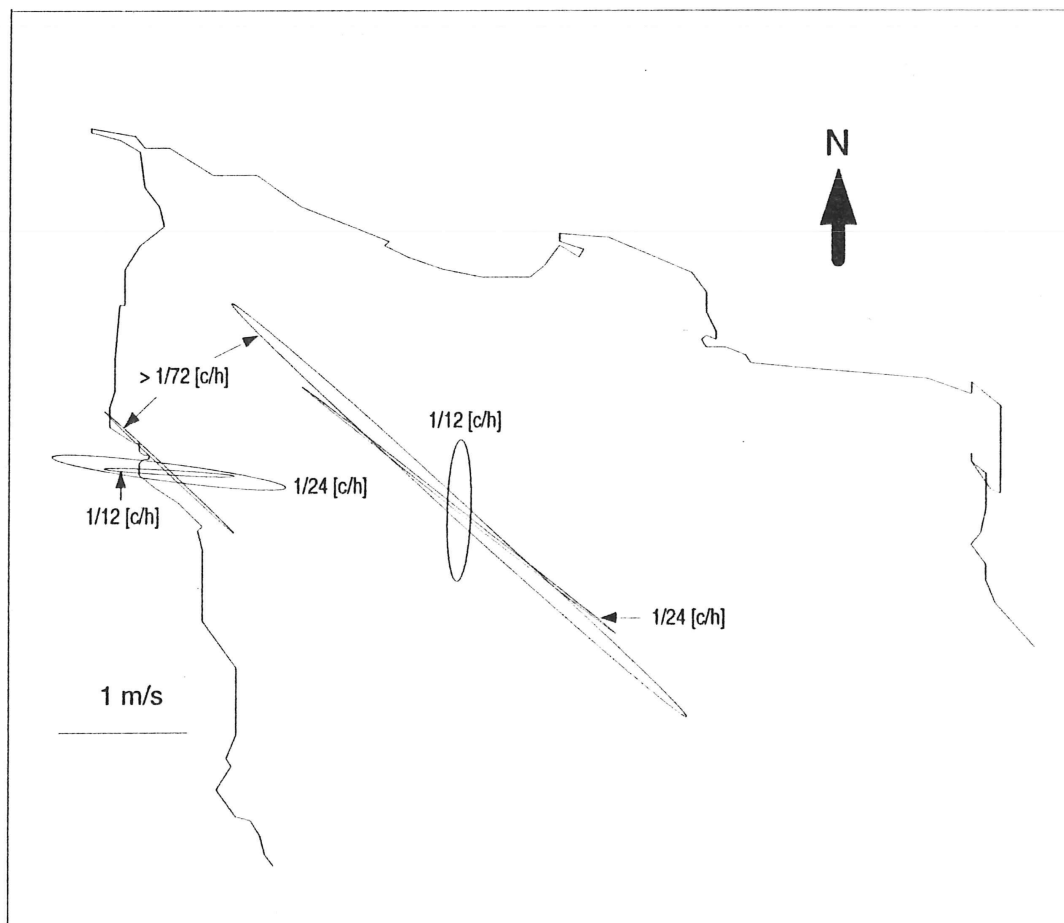


Figura 8. Elipses componentes de las bandas con mayor energía durante el invierno 1994-95. Las cuales son: la banda cero,  $> 1/72$  ciclos/h [c/h]; la banda diurna,  $1/24$  [c/h] y la banda semidiurna,  $1/12$  [c/h].

de los espectros en el mar y en la costa, respectivamente. Las bandas con mayor energía en cada región son: la banda cero en mar que explica el 67 % y la banda diurna en la costa que explica el 35 % de la energía total; para este último caso, la banda diurna es 2 % mayor que la banda cero.

Una comparación de las series de tiempo de los datos meteorológicos entre estos dos ambientes, tiene en términos generales un pobre coeficiente de correlación (Tabla III).

No obstante, con los espectros cruzados vectoriales se encontró para los eventos del viento sinóptico un valor conservador de coherencia vectorial y correlación total (Tabla IV).

Tabla III. Coeficientes de correlación de las series meteorológicas horarias crudas entre el NGC y San Felipe durante el invierno 1994-95.

Temperatura del aire ( $^{\circ}C$ )	Humedad relativa (%)	Viento ( $ms^{-1}$ ) $ \rho ; \theta$
0.28	0.50	0.58; $-2.1^{\circ}$

Tabla IV. Coherencia y correlación total por banda de frecuencia.

Bandas (ciclos / h)	coherencia vectorial (frecuencia positiva)	coeficiente de correlación total
0.0000	0.810	0.769
0.0417	0.248	0.254
0.0833	0.278	0.231

Con relación a lo anterior, los espectros de potencia (Fig. 7) sugieren la misma conclusión, además de que permite observar que se debe en gran parte, al efecto del régimen de brisas (frecuencias diurna y semidiurna) presentes en la costa (Fig. 8).

## IV.2 Ajustes

Después de haber eliminado las frecuencias diurna y semidiurna con el filtro de Godin y de haber aplicado los modelos para los datos meteorológicos de costa, las series (Figuras 9 y 10) son similares entre sí durante el invierno, excepto la de temperatura ambiente, como lo indican los coeficientes de correlación cruzada para la temperatura del aire y para la humedad relativa y el coeficiente de correlación compleja y el ángulo medio para el viento (Tabla V).

Tabla V. Coeficientes de correlación de las series meteorológicas horarias ajustadas entre el NGC y San Felipe durante el invierno 1994-95. Para el viento se muestran los del ajuste con los distintos modelos.

Temperatura del aire ( $^{\circ}C$ )	Humedad relativa (%)	M. teórico $ \rho ; \theta$	M. estadístico $ \rho ; \theta$	M. semiempírico $ \rho ; \theta$
0.355	0.608	0.88; $-6.5^{\circ}$	0.86; $-6.6^{\circ}$	0.83; $-6.6^{\circ}$

Las series de tiempo de la temperatura, la humedad y el viento de costa que se ajustaron a las del NGC, libre de los efectos semidiurno y diurno (Figuras 9 y 10), permiten observar efectos locales.

Para evaluar el error de cada ajuste, se consideró el evento del día 9 al 24 de diciembre -como un episodio de vientos del NO- representativo de las condiciones atmosféricas de invierno (Fig. 10). Para lo anterior se obtuvo la razón media de la rapidez del viento de cada localidad ( $|\rho| = 0.97$ ) para cada uno de los ajustes, a partir de la cual por comparación se estimó el error medio. Para la temperatura y la humedad, se estimó el error cuadrado medio considerando las series completas (Tabla VI).

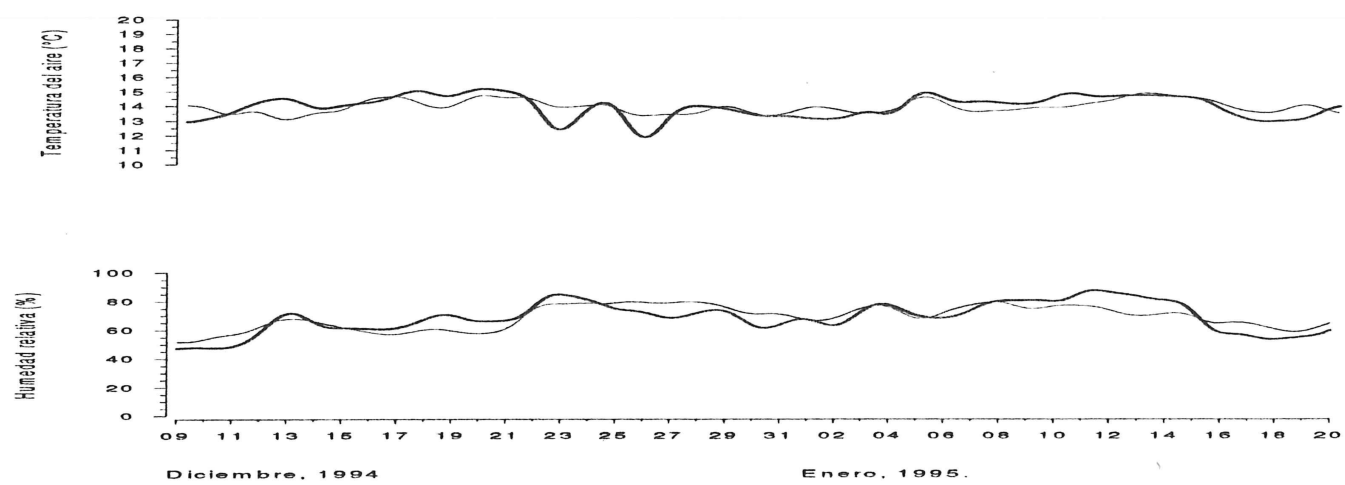


Figura 9. Ajuste de las observaciones meteorológicas de San Felipe (línea delgada) a las del NGC (línea gruesa).

Tabla VI. Errores (%) de los ajustes.

Temperatura del aire ( $^{\circ}C$ )	Humedad relativa (%)	Viento ( $ms^{-1}$ ) M. teórico	Viento ( $ms^{-1}$ ) M. estadístico	Viento ( $ms^{-1}$ ) M. semiempírico
4.38	15.65	3.19	5.10	10.91

El modelo que mejor ajusta la diferencia de rapidez del viento medido en la costa al observado en el mar (NGC), es el modelo teórico. Con éste modelo se encuentra un factor (2.57) que es prácticamente el mismo valor que reportó Reyes-Hernández (1993), para esta estación meteorológica (2.55).

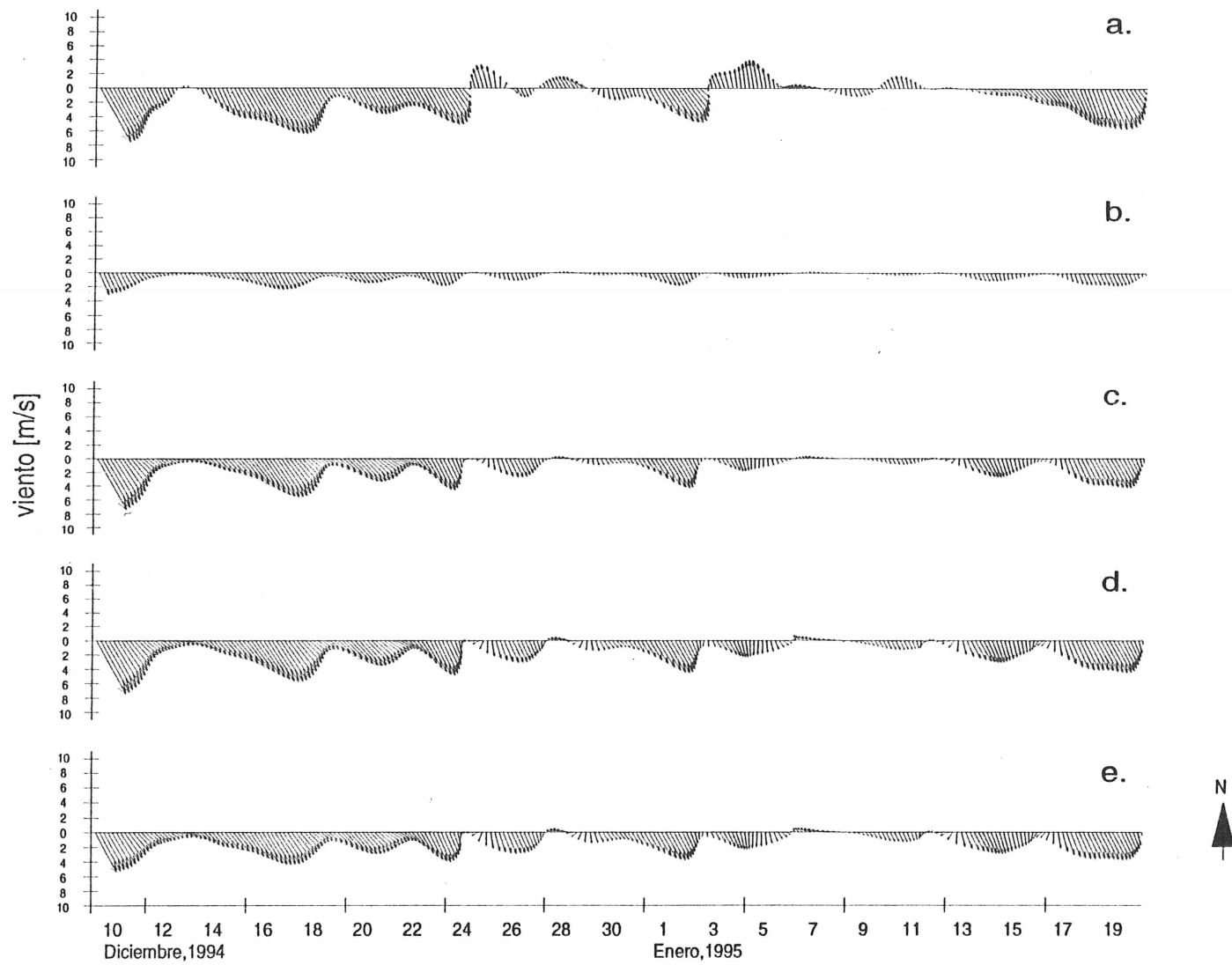


Figura 10.. Representación de los ajustes del viento de costa en diagrama de astillas al observado en el a) NGC, con datos obtenidos en b) San Felipe, B.C. por los distintos modelos: c) modelo teórico; d) modelo estadístico y e) modelo semiempírico.

## V. DISCUSIÓN

Se encontró discrepancia significativa entre las observaciones meteorológicas de San Felipe y del NGC para las variables aquí consideradas; en términos generales, la temperatura del aire, la humedad relativa y el viento son menores en la costa (Tabla I).

La localización de la estación meteorológica en San Felipe, B.C., alrededor de 1.5 km tierra adentro, con obstáculos físicos (árboles, casas, etc) y protegida al igual que la población de los vientos del NO por la saliente rocosa con altura cercana a los 300 m (Punta Machorro y Sierra Kila, Fig. 11), es inapropiada para el registro de las observaciones meteorológicas, con las cuales se pueda caracterizar las condiciones del forzamiento atmosférico del NGC.

Las observaciones obtenidas en mar con la boya meteorológica representan bien las condiciones en el NGC (Tabla I, Fig. 8), esto significa que, la altura del anemómetro ( $\sim 3$  m) mide correctamente las fluctuaciones de la velocidad del viento, y que la elevación media (por mareas) de la boya y debido al oleaje ( $3-5^\circ$ ) dependiendo del estado del mar, tiene pequeños efectos sobre la turbulencia longitudinal del viento de acuerdo con SethuRaman y Raynor (1980).

La ecuación (4) para condiciones no neutras no describe exactamente una distribución logarítmica, pero como la aproximación de la extrapolación por perfil logarítmico de la temperatura del aire, la humedad relativa y el viento bajo el supuesto de estabilidad neutra para el NGC, disminuyó la temperatura y humedad media en  $\sim 13$  % y aumentó la velocidad media en  $\sim 10$  %, y si se considera que la velocidad media justa a 3 m de altura difiere de la velocidad media medida a 10 m por un máximo del 17.5 % (Banke y Smith, 1971), este ajuste aún en condiciones no neutras es satisfactorio.

La diferencia media de las variables atmosféricas entre la costa y el mar en el NGC, es el reflejo del efecto de las propiedades termales y de las uniformidades de la superficie de cada región. Las variables meteorológicas en la costa están afectadas

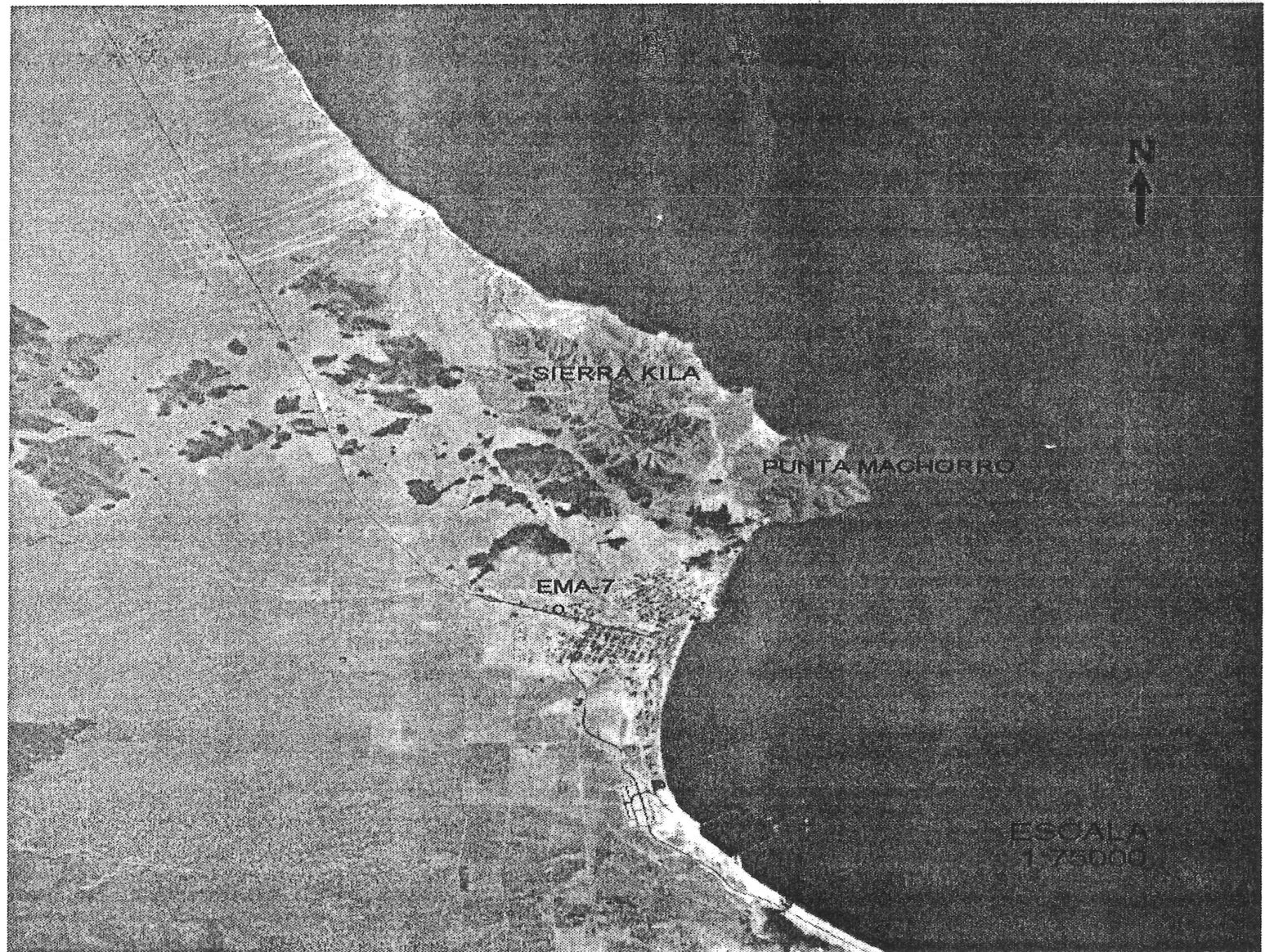


Figura 11. Orografía de la región de San Felipe, B.C. (INEGI, 1981).

por un régimen de brisas (Reyes-Hernández, 1993; Delgado *et al.*, 1994), mientras que las de mar no muestran una influencia significativa de dicho régimen (Fig. 8).

La temperatura media del aire durante el invierno aumenta ligeramente de la costa hacia mar adentro (Tabla I, Fig. 5). La causa es que la temperatura superficial del agua es más tibia que la temperatura del aire en el NGC (Organista-Sandoval, 1987; Lavín y Organista, 1988), esto significa que el golfo le cede calor sensible a la atmósfera durante esta estación (Reyes y Vogel, 1984; Badan *et al.*, 1991; Reyes-Hernández, 1993; Castro *et al.*, 1994; Reyes y Lavín, 1996), a diferencia de lo que sucede en la costa.

Debido a que la humedad relativa tuvo una corrección previa, la comparación del factor de corrección que Reyes-Hernández (1993) estimó para la costa (1.28) en condiciones de invierno con el que se encontró aquí (1.04), debe considerarse con sus limitaciones que también se extienden para los propósitos de este trabajo.

La brisa marina, con una contribución del 35 % de la energía total del espectro reportado en la costa (Fig. 7), sugiere un importante flujo diurno de calor y humedad a través de la línea de costa, además de causar las amplias fluctuaciones de las variables que se reportan aquí.

Las componentes positivas del viento longitudinal y transversal al golfo, apuntan hacia los  $317^\circ$  y  $47^\circ$  para la serie en mar, mientras que para la costa apuntan hacia los  $313^\circ$  y  $43^\circ$ , respectivamente. Estos resultados demuestran que los vientos asociados con los eventos sinópticos en el NGC soplan paralelo a la línea de la costa ( $327^\circ$  azimutal, Fig. 8) debido al efecto de canalización de las cadenas montañosas como fue propuesto por Hales (1972).

El factor que se obtuvo para el viento de costa libre de los efectos del sistema de brisas, es prácticamente el mismo que encontró Reyes-Hernández (1993), es decir, el viento en la costa durante el invierno se encuentra subestimado en  $\sim 2.55$  veces el viento en el NGC. Cabe señalar que esto, es consistente con la razón media de la intensidad de la turbulencia ( $\sim 0.45$ ), asociada con el cambio de la rugosidad de

la superficie a través de la zona costera, la cual afecta tanto a la velocidad media del viento como a la turbulencia (SethuRaman y Raynor, 1980). La Sierra Kila y Punta Machorro actuarían como obstáculos físicos al flujo de aire, produciéndose una estela a sotavento de esta saliente rocosa asociada con el forzamiento sinóptico atmosférico (Botella-Arriaga, 1996). Esto explica la baja intensidad del viento que se registra, y porque el régimen de brisas no es removido por tales eventos como lo señalan Delgado *et al.* (1994).

La geomorfología y las características de la región de San Felipe, B.C. producen efectos locales sobre los vientos, los cuales guardan relación con el forzamiento sinóptico atmosférico. Durante el período del 3 al 6 de enero de 1995 se registró la más baja presión ( $\sim 1000$  mb), con un contenido de humedad alrededor del 70 %, con vientos del SE en el NGC, mientras que en la costa, los vientos del NO se conservaron predominantes. La baja intensidad de los vientos en la región NGC, propició la mayor variabilidad de éstos en ambas partes ( $|\rho| = 0.51$ ). Durante el período del 18 al 20 de enero, se registró la más alta presión ( $\sim 1020$  mb) con un contenido medio de humedad del 40 %, con vientos del NO con una tendencia a aumentar la intensidad de éstos en el NGC; en tanto, en costa (Fig. 10) se registró una repentina disminución de la intensidad del viento fluctuando alrededor de la dirección norte.

Las fluctuaciones de la temperatura del aire en el NGC generalmente son pequeñas, sin embargo, puede observarse una invasión de vientos intensos y fríos con bajo contenido de humedad de origen continental durante los días 21 y 25 de diciembre de 1994 (Fig. 9)

El mayor ajuste que se obtiene entre los modelos que relacionan linealmente la diferencia de la rapidez del viento a través de la zona costera aquí considerados, es el modelo teórico de Hsu (1981). 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, un estudio reciente 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 CLP es independiente de la dirección e intensidad del viento. Lo anterior puede explicarse por que la subsidencia de masas de aire comprime la capa marina durante esta estación del año (Badan *et al.*, 1991). Por otra parte, la altura de la CLP en la costa (200 m), se estimó de una relación con suposiciones fuertes para el NGC (Hsu, 1979). Sin embargo, el cálculo guarda relación con la hidrodinámica del lugar (Botella-Arriaga, 1996).

Los coeficientes de intercambio ( $C_D$ ,  $C_E$  y  $C_H$ ) obtenidos por Organista-Sandoval (1987) se consideraron para este estudio, debido a que se careció de información para evaluar la estabilidad de la capa superficial atmosférica. La forma como Organista-Sandoval (1987) estimó estos coeficientes fue con el uso de la tabla de Bunker (1976), la cual considera la inestabilidad y la intensidad del viento en la capa superficial. Pero estos coeficientes, comparados con los de Smith (1988), están sobrestimados, y cabe señalar que además de las anteriores consideraciones, Smith (1988) incluye el efecto de la rugosidad de la superficie. Ya se habló acerca del papel de la  $z_0$  sobre el esfuerzo del viento, sólo cabe decir que esta longitud de rugosidad de la superficie permanece en controversia debido al valor que puede tomar según sea la configuración de la superficie del mar; una superficie móvil (Smith, 1988; Kusaba y Masuda, 1988).

A pesar de esto, dicho modelo posee una razón con mayor significado físico para el NGC en comparación a los otros dos modelos, debido a que las condiciones de viento intenso o de calma, se registraron simultáneamente en ambas localidades, en otras palabras, las observaciones están en fase. Por lo que pensar en un parámetro  $A$ , como lo sugiere la ecuación estadística (Hsu, 1986, ecuación (15)), carece de sentido en este caso. Ahora, la ecuación semiempírica (Hsu, 1981) subestima la intensidad del viento y además, disminuye la varianza de los datos (Fig. 9).

## VI. CONCLUSIONES

Se cuantificó la discrepancia que existe entre las observaciones meteorológicas costeras y marinas en la región norte del Golfo de California durante el invierno 1994-95. La temperatura del aire, la humedad relativa y la magnitud del viento están subestimadas en San Felipe, B.C. por un factor de 1.01, 1.04 y 2.57, respectivamente. Esto se debe al efecto de las propiedades termales y de las uniformidades de la superficie de cada región. Además, y por consecuencia de lo anterior, las variables meteorológicas en San Felipe están afectadas por un régimen de brisas, mientras que las de el alto golfo no lo están.

La estación meteorológica de San Felipe, B.C. refleja efectos locales asociados con la orografía del lugar, por lo que debe ser removida a un sitio libre de obstáculos físicos y lo más cercana a la línea de costa.

En tanto las mediciones meteorológicas *in situ* en mar sean escasas, la corrección de datos meteorológicos obtenidos en la costa será una alternativa para representar las condiciones del régimen climático marino.

Las relaciones que se proponen para conocer la intensidad del forzamiento sinóptico atmosférico en el NGC son:

Para el viento,

$$U_{mar} = \left[ \frac{(150m)(0.0124)}{(200m)(0.0014)} \right]^{1/2} U_{costa}$$

$$U_{mar} = 0.65 + 2.44U_{costa}$$

Para la temperatura del aire,

$$Ta_{mar} = 9.38 + 0.33Ta_{costa}$$

o una razón media igual a 1.01. Y para la humedad relativa,

$$Hr_{mar} = 38.96 + 0.45Hr_{costa}$$

Un entendimiento correcto de las observaciones meteorológicas de costa para reflejar los efectos sobre el océano, requiere evaluar correctamente el esfuerzo y la estabilidad termal en ambas localidades, además de realizar simultáneamente radio-sondeos de la atmósfera a través de la zona costera.

## Literatura Citada

Alvarez, S.B. (1983). Gulf of California. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Espinoza 843, Ensenada, B.C., México, 69 pp.

Badan, A.D., C.E. Dorman, M.A. Merrifield, and C.D. Winant. (1991). The lower atmosphere over the Gulf of California. **J. Geophys. Res.** 96(C9):16877-16896.

Banke, E.G. and S.D. Smith. (1971). Wind stress over ice and over water in the Beaufort Sea. **J. Geophys. Res.** 76(30):7368-7374.

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.

Bunker, A.F. (1972). Wintertime interactions of the atmosphere with the Mediterranean Sea. **J. Geophys. Oceanogr.** 2(3):225-238.

----- (1976). Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. **Mon. weather Rev.** 104:1122-1139.

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. **J. Geophys. Res.** 99(C2):3249-3261.

Charnock, H. (1981). Evolution of physical oceanography. Edited by Bruce A. Warren and Carl Wunsch. Cap. 17. Air-Sea Interaction. pags. 482-490.

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(3):421-440.

Donelan, M. (1990). Air-sea interaction. Vol. 9. John Wiley y Sons. Canadá. 292 pp.

Etling, D. (1994a). The Atmospheric Boundary Layer Part I: Mean vertical structure. Internationaly Centre for Theoretical Physics, Italia. 33 pp.

----- (1994b). The Atmospheric Boundary Layer Part II: Temporal and Spatial Variations. Internationaly Centre for Theoretical Physics, Italia. 20 pp.

Franklin, B.S. and Blanton, J.O. (1984). The use of land and sea based wind data in a simple circulation model. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** 14:193-197.

Garratt, J.R. (1977). Review of drag coefficients over oceans and continents. **Mon. weather Rev.** 105(7):915-929.

Godin, G. (1972). The analysis of tides. University of Toronto press. USA. sección 1.7 Filters, pag(s). 56-69.

Hales, E.J. (1972). Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. **Mon. weather Rev.** 100(4):298-306.

Hsu, S.A. (1970). Coastal air-circulation system: observations and empirical model. **Mon. weather Rev.** 98(7):487-509.

Hsu, S.A. (1979). An operational forecasting model for the variation of mean maximum mixing heigth across the coastal zone. **Bound. Layer Meteor.** 16:93-98.

Hsu, S.A. (1981). Models for estimating offshore winds from onshore meteorological measurements. **Bound. Layer Meteor.** 20:341-351.

Hsu, S.A. (1986). Correction of land-based wind data for offshore applications: a further evaluation. **Bull. Amer. Meteor. Soc.** 16:390-394.

Ives, R.L. (1962). The pestiferous winds of the upper Gulf of California. **Weatherwise.** 15(5):197-201.

Kraus, E.B. (1972). Atmosphere-ocean interaction. Oxford University Press. USA. Cap. 5. Turbulent transfer near the interface. pags. 134-163.

Kundu, P.K. (1976). Ekman veering observed near the ocean bottom. **J. Phys. Oceanogr.** 6:238-242.

Kundu, P.K. and J.S. Allen. (1976). Some three-dimensional characteristics of low-frequency current fluctuations near the Oregon coast. **J. Phys. Oceanogr.** 6:181-199.

Kusaba, T. and A. Masuda. (1988). The roughness height and drag law over the water surface based on the hypothesis of local equilibrium. **J. Oceanographical Society of Japan.** 44(4):200-214.

Lavín, M.F. y S. Organista. (1988). Surface heat flux in the Northern Gulf of California. **J. Phys. Oceanogr.** 93(C11):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.

Paden, C.A., M.R. Abbott and C.D. Winant. (1991). Tidal and atmospheric forcing of the upper ocean in the Gulf of California 1. Sea surface temperature variability. **J. Geophys. Res.** 96:18337-18359.

Priestley, C.H.B. (1968). Turbulent transfer in the lower atmosphere. University of Chicago Press. USA. Cap. 3. The shearing stress and the wind profile. pags. 19-38.

Reyes, S., E. Pavía L., J. Candela P. y R. Troncoso G. (1984). Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climatológicas alrededor del Golfo de California Ira: Parte. Análisis del viento. **Ciencias Marinas.** 10(2):9-26.

Reyes, S. y G. Vogel (1984). Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climatológicas alrededor del Golfo de California 2da. Parte: Análisis de los parámetros termodinámicos. **Ciencias Marinas.** 10(2):45-64.

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. and M. F. Lavín. (1996). Autumn-winter meteorology and heat losses in the Gulf of California. **Atmósfera.** (enviado).

Roden, G.I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. **Pac. Sci.** 12(1):21-45.

SethuRaman, S. and G. Raynor. (1980). Comparison of mean wind speeds and turbulence at a coastal site and an offshore location. **J. of applied meteorology.** 19(1):15-21.

Smith, S.D. (1988). Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. **J. Geophys. Res.** 93(C12):15467-15472.