

**ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES DE LOS VIENTOS  
SUPERFICIALES SOBRE LA BAHIA DE TODOS SANTOS**

S. REYES\*

A. PARES\*

*(Recibido: 14 de abril, 1982)*

*(Aceptado: 4 de julio, 1983)*

**RESUMEN**

Se analizan los datos de viento superficial de cuatro estaciones meteorológicas en la Bahía de Todos Santos, para estudiar el campo de viento local. Los métodos de análisis estadísticos, de espectros rotacionales y de componentes principales (EOF), son utilizados para describir las características del flujo de aire. Las máximas energías son observadas en las frecuencias diurnas y semidiurnas, lo cual pone en evidencia los procesos de brisa marina y terrestre y de convección libre. Se observa que la brisa marina sobre la isla empieza con unas dos horas de retraso respecto a las estaciones costeras. La máxima energía de las frecuencias diurnas se encuentra en la estación de la isla, mientras que la energía mínima está en la estación de la ciudad, mostrando la importancia de la fricción; en las frecuencias semidiurnas se encuentra la energía máxima en la estación de la ciudad y la mínima en la isla, mostrando la importancia de la convección libre y del calentamiento del suelo sobre la tierra. El análisis EOF muestra la influencia del viento sinóptico sobre los autovectores principales, dando una componente sur a los valores esperados de la brisa mar-tierra. La brisa marina es, en promedio, dos veces más intensa que la brisa terrestre, además la brisa marina es mucho más persistente que la brisa terrestre.

\* *Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Ensenada, B. C., MEXICO, 28230.*

## ABSTRACT

Surface wind data, from four meteorological stations in Todos Santos Bay, are analyzed to study the local wind field. Statistical, rotary spectra, and principal components analysis (EOF) are used to describe the characteristics of the air flow. Diurnal and semidiurnal frequencies show the highest energies, giving evidence of the sea-land breeze and free convection processes. A time lag of the order of two hours in the initiation of the sea-breeze over the island site with respect to the shoreline stations is observed. The highest energy, in the diurnal frequency, is found in the island data, and the smallest energy for the city station showing the importance of friction. On the other hand, the highest energy occurs at semidiurnal frequencies over the city station and the weakest energy occurs over the island site, indicating the importance of convection and ground heating over the land as compared with the ocean. The EOF analysis shows that the principal eigenvectors are influenced by the synoptic wind, giving a southward component superimposed on the expected sea-land breeze eigenvectors normal to the coastline. The sea-breeze is, on the average, twice as strong as the land-breeze, moreover, the sea-breeze is much more persistent than the land-breeze.

## INTRODUCCION

Dentro de los fenómenos de interacción océano-atmósfera-tierra, la circulación de brisa marina y terrestre (BMT) es uno de los más interesantes en cuanto que constituye un ejemplo en pequeña escala de uno de los procesos dinámicos más fundamentales, i.e., generación de movimiento por calentamiento diferencial. Las BMT ocurren en zonas costeras y son vientos típicos diurnos que establecen una circulación local.

Durante el día, la tierra se calienta más, y más rápidamente, bajo la influencia de la radiación solar, mientras que la temperatura de la superficie del mar permanece más o menos constante, debido a las distintas propiedades físicas del agua y de la tierra, así como a que el calor es distribuido en un mayor volumen, principalmente por turbulencias y por penetración directa de la radiación solar. Como resultado, el aire cercano a la superficie de la tierra se calienta más rápidamente que el de la superficie del mar, generando gradientes horizontales de temperatura y densidad, los cuales a su vez generan un gradiente de presión y una fuerza resultante de mar a tierra. Esta fuerza de gradiente de presión es la causa de que el aire más frío y denso del mar, fluya hacia la costa bajo el aire más caliente y ligero de la tierra. Teóricamente, la circulación en el plano vertical debe ser continuada, por lo que se origina una contracorriente de tierra a mar en niveles más altos, generándose subsidencia sobre el mar y convección sobre la tierra (Defant, 1951).

Durante la noche, la tierra y su capa superficial de aire se enfrían más rápidamente que el mar y su capa superficial de aire, desarrollándose una circulación inversa, que en general es de menor intensidad y extensión vertical, debido principalmente, a un menor gradiente de temperatura entre mar y tierra.

Este patrón simple de circulación puede ser complicado por varios factores:

1) Una influencia dinámica, dependiente únicamente de la latitud, es la fuerza de Coriolis. En regiones ecuatoriales esta fuerza es pequeña, la brisa marina penetra a tierra en una forma casi perpendicular a la línea de costa; en latitudes medias del hemisferio norte, la dirección de la brisa es gradualmente desviada en el sentido de las manecillas del reloj, pudiendo llegar a ser paralela a la línea de costa (Neumann, 1977).

2) Otro factor importante es la presencia del viento sinóptico (o de mesoescala) que puede afectar la brisa, debilitándola, desviando su dirección o anulándola completamente, i.e., cuando el viento sinóptico tiene dirección perpendicular a la línea de costa y es de mar a tierra, resulta una intensificación del viento local de mar a tierra. Si el viento sinóptico es de sentido contrario, el viento local puede o no desarrollarse (Munn, 1966); si se desarrolla, es acompañado por un descenso brusco de la temperatura y un aumento en la humedad (Riehl, 1954).

3) La topografía de la costa es también un factor importante en el desarrollo de la brisa. Barbato (1978), en un estudio de brisas en la región de Boston, E. U., encuentra que la brisa marina avanza primeramente hacia tierra en dirección normal a la costa; sin embargo, debido a la concavidad de la bahía, el flujo se hace divergente al ir penetrando en la misma. Desde luego, las irregularidades del terreno cercano a la costa (montañas, construcciones, vegetación, etc.), también afectan el desarrollo de la brisa, disipándola y desviándola.

En particular, en la Bahía de Todos Santos, los vientos locales son afectados por los factores mencionados y su estudio es necesario para poder entender el comportamiento de los vientos y su aplicación a otras áreas de trabajo, como son: planificación, pronóstico, aerología y contaminación ambiental. Los datos de viento, registrados simultáneamente en cuatro estaciones meteorológicas alrededor de la bahía, se obtuvieron en la siguiente forma:

1) en la estación de la isla (ITS), los vientos fueron registrados en cinta magnética cada hora con una estación semiautomática de registro digital.

2) En las estaciones costeras (FRB) y (ECM) se usaron eos anemógrafos de registro analógico en cinta de papel; los datos fueron digitalizados cada 15 minutos, obteniéndose un promedio horario.

3) En la estación de la Ciudad (CIC) se usó un anemógrafo de registro analógico en cinta de papel y los datos fueron digitalizados cada 30 minutos para obtener promedios horarios.

En el presente trabajo se aplican los métodos de espectros rotacionales y de funciones principales (EOF) para estudiar la circulación del viento superficial en escala local, dentro de la Bahía de Todos Santos, localizada al noroeste de la Península de Baja California (figura 1).

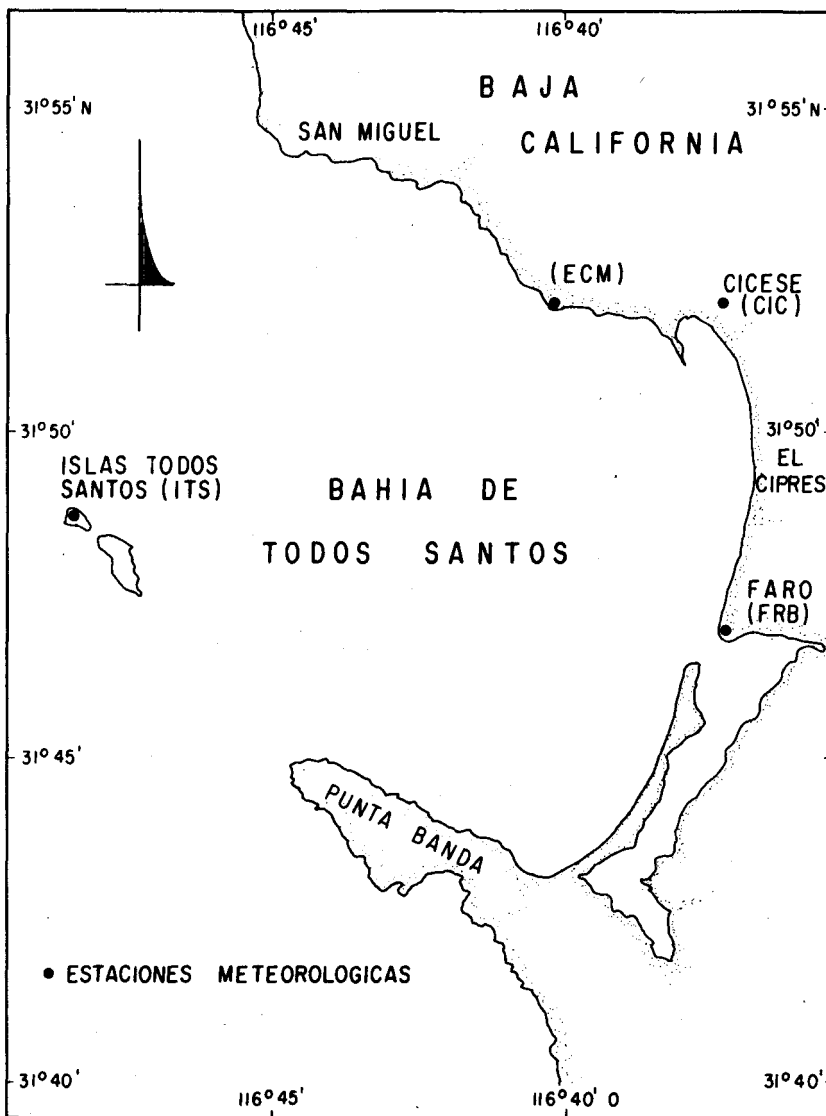


Fig. 1. Bahía de Todos Santos. Area de estudio.

## METODOS DE ANALISIS

### *Espectros rotacionales*

Los métodos convencionales de análisis estadísticos descomponen las series vectoriales en sus componentes cartesianos y asumen que las series resultantes son independientes entre sí. Los resultados de este procedimiento son útiles y producen buenas conclusiones a cierto nivel de estudio; sin embargo, al profundizar en el análisis se encuentra que las estadísticas obtenidas carecen, principalmente, de la propiedad de invarianza con respecto a la rotación de los ejes de referencia. Un método alternativo, que trata las series en su forma vectorial, es el llamado de espectros rotacionales que ha sido desarrollado, independientemente, por Fofonoff (1969) y Mooers (1970), y expandido por Gonella (1972) para tratar series vectoriales acopladas. Johnson y O'Brien (1973) dan una explicación breve del método y presentan ejemplos con series de viento. Godin (1978) hace una amplia exposición tanto de la teoría como de los problemas prácticos del método, al aplicarlo a series de corrientes marinas.

El método de espectros rotacionales consiste, básicamente, en descomponer el vector bidimensional en dos movimientos circulares con fase y magnitud propias para cada frecuencia. La potencia total de la serie, para cada banda de frecuencia, es dividida en dos componentes que se interpretan como la varianza de la rotación en el sentido de las manecillas del reloj (frecuencias negativas), y la varianza de la rotación en contra de las manecillas del reloj (frecuencias positivas). Como resultado inmediato del método, se obtiene invarianza de varios parámetros estadísticos con respecto a la rotación del sistema de referencia, además este método permite encontrar, para cada banda de frecuencia, las elipses componentes del movimiento, siendo ésta una representación más natural del movimiento y de su interpretación física inmediata. En el presente trabajo, el espectro rotacional y los elementos de la elipse, para cada una de las series, fueron calculados a través de las relaciones dadas por Gonella (1972).

### *Componentes principales*

El método consiste en descomponer, linealmente, un conjunto de datos, en general,  $N$  series de tiempo arregladas en forma matricial, de tal manera que los  $N$  componentes resultantes sean independientes entre sí, y que cumplan a la vez ciertos requisitos en términos de sus varianzas. Se puede mostrar (Anderson, 1958) que los autovectores de la matriz de covarianza de un conjunto de  $N$  series, arregladas en forma matricial, forman una base completa en el espacio  $N$ -dimensional y que la expansión de las series originales, en términos de esta base, cumplen con las siguientes características: *i)* La varianza generalizada de la matriz de las series expandidas

es igual a la varianza generalizada de la matriz original. *ii)* La suma de las varianzas de las series originales es igual a la suma de las varianzas de las series expandidas. *iii)* El valor característico *i*-ésimo de la matriz de covarianza de los datos a transformar, es igual a la varianza del componente *i*-ésimo de la transformación. *iv)* Las componentes de la matriz transformada son ortonormales entre sí. Es decir, si *S* es la matriz original a transformar con elementos

$$[S_{ij}] ; \begin{matrix} i = 1, \dots, N \\ j = 1, \dots, M \end{matrix} \quad (1)$$

con media

$$\mu = [\mu_i | \mu_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M S_{ij} ; i = 1, \dots, M] \quad (2)$$

y con matriz de covarianza

$$\Sigma = \begin{cases} X_{ij} & X_{ij} = \sigma_i^2 \text{ para } i = j \\ X_{ij} & X_{ij} = \sigma_{ij} \text{ para } i \neq j \end{cases}$$

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (S_{pj} - \mu_p)(S_{qj} - \mu_q)$$

$$\sigma_i^2 = \frac{1}{M-1} \sum_{j=1}^M (S_{ij} - \mu_i)^2$$

entonces existe una transformación lineal ortogonal

$$U = E'S \quad (3)$$

tal que la matriz de covarianza de *U* será

$$\Lambda = \begin{vmatrix} \phi_{11} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \phi_{22} & & \\ \cdot & & \cdot & \\ \cdot & & & \cdot \\ 0 & & & \phi_{NN} \end{vmatrix}$$

donde  $\phi_{ii}$  son las raíces de

$$|\Sigma - \lambda I| = 0$$

I es la matriz identidad y la columna  $i$ -ésima de  $E(E^i)$  satisface

$$(\Sigma - \phi_i I)E = 0$$

y el  $i$ -ésimo componente de  $U$  ( $U_i = E^i S$ ) tiene la mayor varianza de todas las combinaciones lineales no correlacionadas con  $U_1, \dots, U_{i-1}$ . Los enunciados  $i$  -  $iv$  anteriores los podemos reescribir entonces como:

$$i) \quad |\Sigma| = |\Lambda|$$

$$ii) \quad \sum_{j=1}^M \sigma_j^2 = \sum_{j=1}^M \phi_j$$

$$iii) \quad \lambda_i = \phi_i$$

$$iv) \quad E'E = 1$$

Es posible observar que una transformación empírica ortogonal, con las características anteriores, tiene la ventaja de reordenar los datos de tal manera que los componentes transformados pueden ser identificados como efectos o fenómenos físicos en orden decreciente de importancia (en el sentido de representabilidad de los datos originales), aunque desde luego la transformación es puramente matemática. En efecto, de la ecuación (3) y de la característica (iv) tenemos que  $S$  puede ser reorganizada como sigue:

$$S = E U \quad (4)$$

y si  $E^i$  es la  $i$ -ésima columna de  $E$  (vector característico de  $\Sigma$  asociado a  $\phi_i$ ) y  $U_i$ , la  $i$ -ésima fila de  $U$ , entonces

$$S = E^1 U_1 + E^2 U_2 + \dots + E^k U_k \quad (5)$$

de tal forma que  $U_i$ , generalmente podrá ser identificado con el comportamiento físico más característico o predominante de los datos. Una medida de qué tan predominante es esta característica, está dada por

$$U_1 = \lambda_1 / \sum_{j=1}^M \lambda_j$$

que matemáticamente representa la contribución por el componente 1 a la varianza total.  $U_2$  podrá ser identificado con un comportamiento físico que esté en segundo lugar de importancia, etc. A  $U_i$  se le llama componente principal  $i$ -ésimo o coeficiente de expansión  $i$ -ésimo y a  $E^i$  se le da el nombre de modo  $i$ -ésimo. Una ven-

taja adicional (aunque no menos importante) del método consiste en que, generalmente, se puede hacer la siguiente aproximación

$$\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_p \approx \sum_{i=1}^N \sigma_i^2 \quad (6)$$

donde  $p < N$ , por lo cual la expansión de  $S$  puede ser satisfactoriamente representada por los  $p$  primeros modos, o sea:

$$S \approx E^1 U_1 + E^2 U_2 + \dots + E^p U_p \quad (7)$$

logrando así una reducción en el número de modos a analizar. Aunque la elección de  $p$  es bastante arbitraria, se puede mostrar que  $p$  está relacionada con el grado de correlación de las series originales y las varianzas de éstas. Es decir, si todas las series tienen varianzas similar ( $\sigma_i^2 \approx \sigma_j^2$  para  $i, j = 1, \dots, N$ ) entonces, entre más correlación exista entre ellas, menor podrá ser  $p$ , eventualmente si las  $N$  series están perfectamente correlacionadas,  $p$  será 1. Si no existe correlación entre ellas  $p$  no podrá ser menor que  $N$  sin considerable pérdida de información, o sea:

$$P = \begin{cases} 1 & \text{cuando } \gamma_{12}^2 = \gamma_{13}^2 = \dots = \gamma_{1N}^2 + \dots = \gamma_{(n-1)N}^2 = 1 \\ N & \text{cuando } \gamma_{12}^2 = \gamma_{13}^2 = \dots = \gamma_{1N}^2 = \dots = \gamma_{(n-1)N}^2 = 0 \end{cases} \quad (8)$$

donde  $\gamma_{ij}^2 = \sigma_{ij}^2 / \sigma_i^2 \sigma_j^2$

Si la matriz  $S$  a descomponer es compleja (i.e. sus elementos  $S_{ij}$  son números complejos) las ecuaciones y características del método se conservan, cambiando únicamente el cuadrado o multiplicación real a su forma compleja. En su forma compleja la ecuación (3) puede ser redefinida como:

$$U = E^t S \quad (9)$$

y los enunciados (ii) e (iv):

$$\text{ii) } \sum_{i=1}^N \sigma_i \sigma_i^* = \sum_{i=1}^N \phi_i$$

$$\text{iv) } E^t E = I$$

$$E \gamma^t E^s = \begin{cases} 1 & \text{para } \gamma = s \\ 0 & \text{para } \gamma \neq s \end{cases} \quad (10)$$



donde  $t$  representa la transpuesta conjugada compleja y

\* representa el complejo conjugado.

Para el presente trabajo, las series de tiempo bidimensionales (magnitud y dirección del viento) de las diferentes estaciones en la Bahía de Todos Santos, fueron ordenadas formando la matriz rectangular compleja

$$S = \left\{ S_{ij}; \begin{array}{l} i = 1, \dots, 4 \\ j = 1, \dots, 312 \end{array} \right\} \quad (11)$$

donde el elemento  $S_{nm}$  complejo representa al vector de viento en la estación  $n$  en el tiempo  $m$ , el número de estaciones va del 1 a  $N$  y el tiempo está dado por  $t + \Delta t(m-1)$  donde  $m$  va de 1 a  $M$  (en este caso  $\Delta t = 1$  hr.), cada elemento de  $S$  está formado entonces por:

$$S_{ij} = R_{ij} \exp(i \theta_{ij}) \quad (12)$$

donde  $R_{ij}$  representa la magnitud del vector de viento y  $\theta_{ij}$  su dirección algebraica.

El vector promedio de  $S$  está dado por:

$$\bar{S} = \begin{pmatrix} \bar{S}_1 \\ \bar{S}_2 \\ \bar{S}_3 \\ \bar{S}_4 \end{pmatrix} \quad (13)$$

donde

$$\bar{S}_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M S_{ij}$$

se definió la matriz

$$A = S - \bar{S}1 \quad (14)$$

$$(1 \equiv \text{Vector unitario})$$

con elementos

$$a_{ij} = S_{ij} - \bar{S}_i \quad (15)$$

entonces la matriz de covarianza está dada por:

$$\Sigma = \frac{1}{M} A A^t \quad (16)$$

y tiene elementos

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M a_{ik} a_{jk}^* \quad (17)$$

los autovectores y autovalores de  $\Sigma$  se obtuvieron por el método de Jacobi para matrices complejas, descrito por Eberlein (1970). Como resultado de este procedimiento se obtuvieron, para cada matriz ( $N \times M$ ) a analizar, los  $N$  autovalores reales de  $\Sigma$  y sus  $N$  autovectores asociados  $E^1, \dots, E^N$ , en general complejos. Con estos autovectores y de acuerdo con la ecuación (9) se encontraron los  $M$  coeficientes de expansión asociados, esto es:

$$\begin{pmatrix} U_1 \\ \vdots \\ U_N \end{pmatrix} = (E^1, \dots, E^N)^t \begin{pmatrix} S_1 \\ \vdots \\ S_N \end{pmatrix} \quad (18)$$

$$\begin{pmatrix} U_{11} & \dots & U_{1M} \\ \vdots & & \vdots \\ U_{N1} & \dots & U_{NM} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_1^1 & \dots & E_N^1 \\ \vdots & & \vdots \\ E_1^N & \dots & E_N^N \end{pmatrix} \begin{pmatrix} S_{11} & \dots & S_{1M} \\ \vdots & & \vdots \\ S_{N1} & \dots & S_{NM} \end{pmatrix} \quad (19)$$

$$\text{ó} \quad U_{ij} = \sum_{k=1}^N E_k^{i*} S_{kj} \quad (20)$$

Reescribiendo la ecuación (20) en función de sus componentes, tenemos que:

$$S_{nm} = \sum_{k=1}^N E_n^k U_{km} \quad (21)$$

con lo cual es fácil observar que, para un tiempo dado  $m$ , cada elemento de  $E^k$  es escalado por un factor común, dado por la magnitud de  $U_{km}$ , y su dirección es girada por una constante común aditiva, dada por la fase de  $U_{km}$ . Por ejemplo, si se considera que el primer modo es por sí solo capaz de representar adecuadamente los datos ( $p = 1$ ) y representamos a  $E_n^k$  y  $U_{km}$  en la forma:

$$E_n^* = e_n^k \exp(i\alpha_n^k) \quad (22)$$

$$U_{km} = \ell_{km} \exp(i\gamma_{km}) \quad (23)$$

entonces (21), puede escribirse, usando (7), como:

$$\begin{aligned} S_{nm} &= e_n^k \ell_{km} \exp[i(\alpha_n^k + \gamma_{km})] \\ &= Q_{nm} \exp(i\theta_{nm}) \end{aligned}$$

o sea, en un momento dado  $m$ , el vector columna  $S_m$ , está efectivamente representado por el vector  $E_m$ , excepto por un escalamiento de su magnitud (común a todos sus elementos)  $k_{km}$ , y un giro común de sus elementos dado por  $\gamma_{km}$ . Es posible observar en (21) que el vector  $E^k$  puede ser asociado a un determinado patrón de circulación, ya que a cada elemento de  $E^k$  lo podemos asociar con una localidad o estación.  $E^1$  corresponde, en este caso, al patrón de circulación más importante:  $E^2$  a otro patrón que, siendo independiente de  $E^1$ , sigue en importancia, etc. Su variabilidad en el tiempo está dada por las series de los coeficientes de expansión:  $U_1$  para  $E^1$ ,  $U_2$  para  $E^2$ , etc.

## RESULTADOS Y DISCUSIONES

### *Escrutinio preliminar*

En la tabla I se presentan algunas estadísticas generales de los vectores de viento, obtenidas para cada estación en la Bahía de Todos Santos, registrados durante los días 19-31 de octubre de 1979. Se puede observar que en la estación Isla Todos Santos (ITS) es donde se presentan los vientos más intensos y variables; la magnitud promedio del vector de viento en esta estación es de 3.9 m/s y una desviación estándar de 2.5, mientras que las menores intensidades de viento y varianza, en general, se encuentran en la estación de CICESE (CIC), donde la magnitud promedio del vector de viento es de 1.5 m/s y su desviación estándar es de 1.8. De acuerdo con las características de sus componentes, las estaciones pueden ser divididas en dos grupos: 1) las estaciones ITS y FRB, en donde el viento promedio es NW y la componente -v- (norte-sur) no muestra una variación diurna bien definida (figura 2b); 2) las estaciones ECM y CIC, en donde el viento promedio es SW y las componentes -u- (este-oeste) y -v- tienen características similares, mostrando ambas una periodicidad diurna bien definida (figura 2a).

Considerando la teoría de brisas descrita en la introducción, esta división puede ser explicada en función de la orientación de la línea de costa para cada una de las estaciones, así como en función de los gradientes de temperatura superficial entre las distintas regiones locales. Para las estaciones de CIC y ECM, la costa está orientada en sentido NW-SE, de tal manera que la brisa generada, perpendicular a la interfase mar-tierra, es predominantemente SW (brisa marina) y NE (brisa terrestre), lo que se refleja en la variación diurna que se observa en las componentes -u- y -v- de estas estaciones. Para la estación de FRB, la línea de costa corre en sentido N-S, por lo que se genera una brisa en sentido E-W: su componente -u- varía en forma periódica, mientras que su componente -v- varía en forma independiente del fenómeno de brisas. La estación de ITS no tiene una dirección de línea de costa bien definida, pero, por los resultados obtenidos, se puede suponer que la interfase mar-

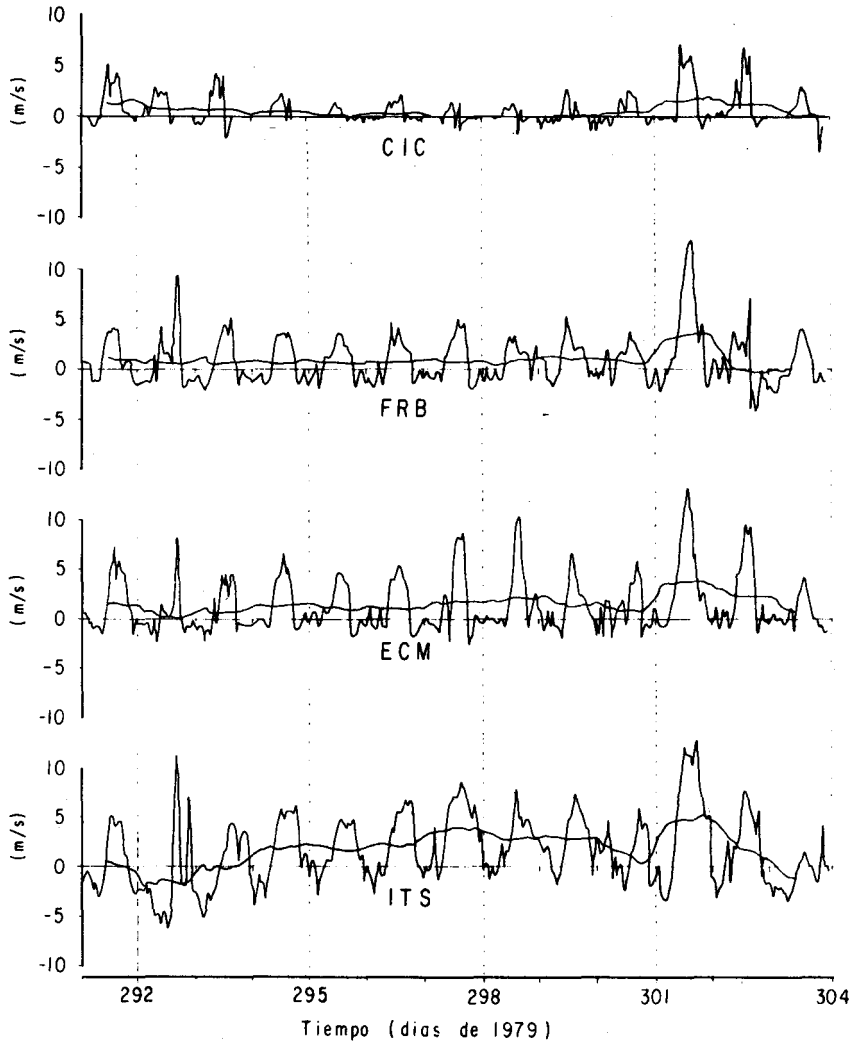


Fig. 2a. Componente este-oeste ( $u$ ) de viento superficial en estaciones meteorológicas en la Bahía de Todos Santos.

tierra, que genera la brisa en esta estación es N-S, siguiendo la pendiente de la Península en esta región.

Por otro lado, en la figura 3 se puede observar que existe un pequeño desfase ( $\tau = -1$  ó  $-2$ ) entre la componente  $-u$  de ITS y las componentes  $-u$  de las otras tres estaciones, indicando esto, probablemente, que el fenómeno de brisas se inicia en la interfase mar-tierra, extendiendo su efecto hacia mar adentro, hasta alcanzar después de una o dos horas, la estación de la isla.

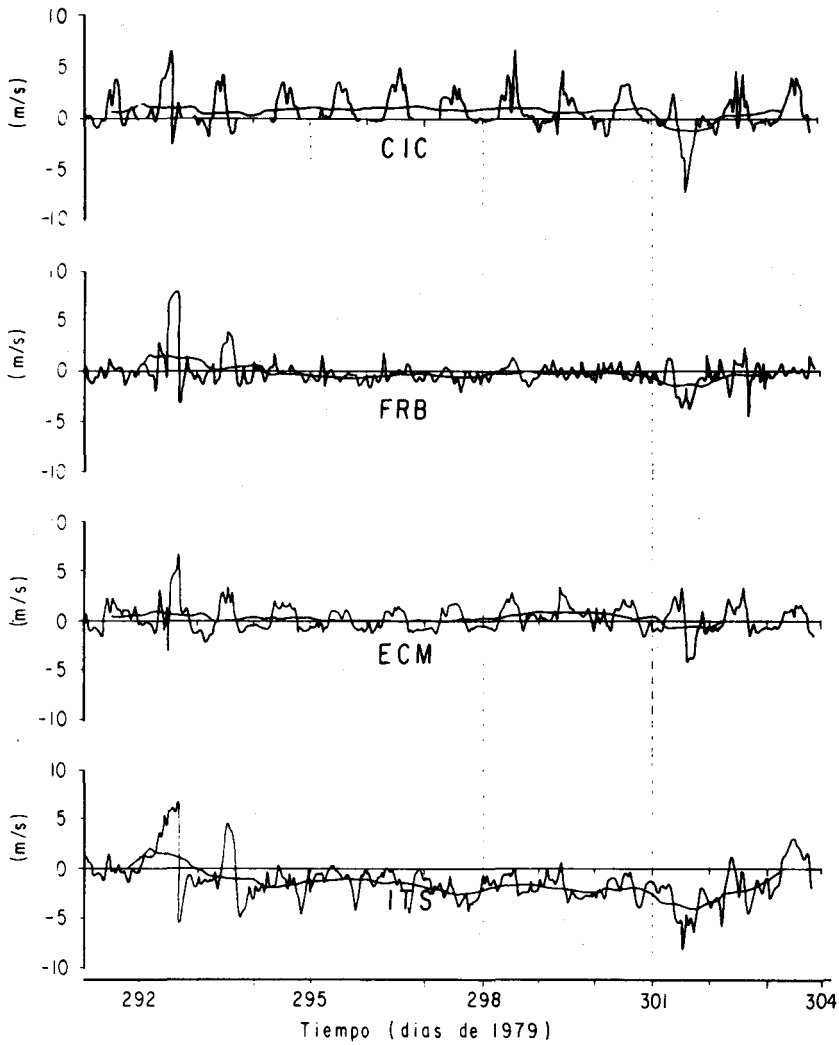


Fig. 2b. Componente norte-sur (v) de viento superficial en estaciones meteorológicas en la Bahía de Todos Santos.

Tabla 1

Estadísticas generales de las series de viento.

est.	comp.	prom. (m/s)	des. est. (m/s)	mag. pro. (m/s)	des. est. (m/s)	direcc. (grados)
ITS	u	1.5	3.6	3.9	2.5	320
	v	-1.3	2.1			
ECM	u	1.4	2.8	2.6	2.3	9
	v	0.2	1.4			
FRB	u	0.8	2.5	2.3	1.9	349
	v	-0.1	1.4			
CIC	u	0.5	1.4	1.5	1.8	53
	v	0.6	1.7			

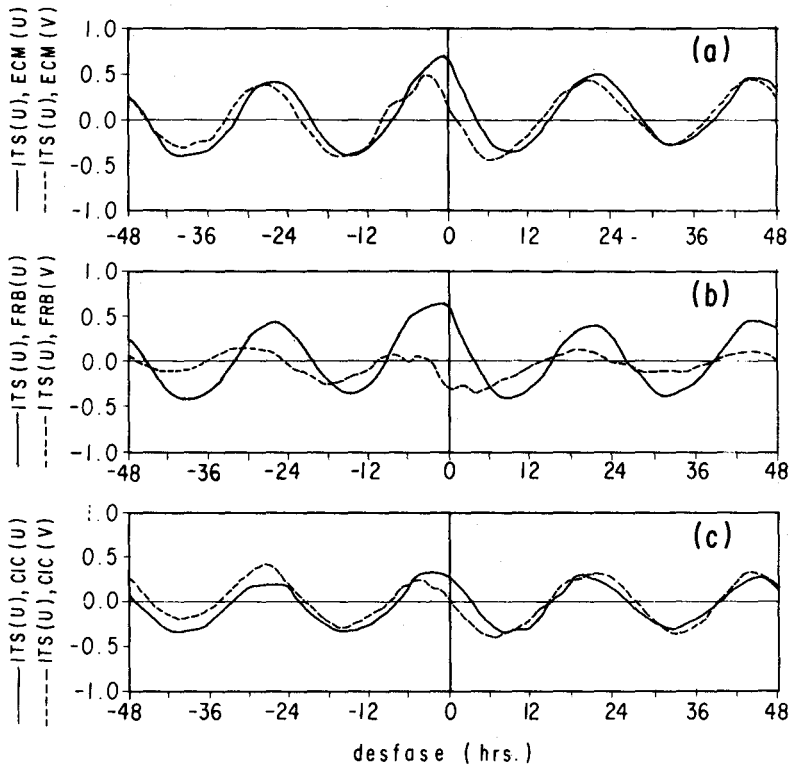


Fig. 3. Función de correlación cruzada entre la componente  $u$  de Todos Santos y:  $u$  y  $v$  de Ciencias Marinas (a);  $u$  y  $v$  de Faro Beach (b);  $u$  y  $v$  de CICESE (c).

### *Espectros rotacionales*

Se calcularon los espectros rotacionales para las series de viento, registradas en las cuatro estaciones meteorológicas de la bahía (ITS, ECM, FRB y CIC), durante los días 19-31 de octubre de 1979. De las gráficas de espectros rotacionales (figura 4) es posible observar que, para las series de vientos de las estaciones ECM, FRB y CIC, existen dos frecuencias significativas, diurna y semidiurna, siendo la primera de mayor importancia que la segunda. Para la estación de ITS su espectro rotacional muestra una marcada componente diurna, pero no presenta una componente semidiurna significativa. Para estas dos frecuencias, en todas las estaciones, la frecuencia negativa (giro a favor de las manecillas del reloj) es mayor que la frecuencia positiva, lo que indica un giro neto para estas frecuencias en el sentido de las manecillas del reloj.

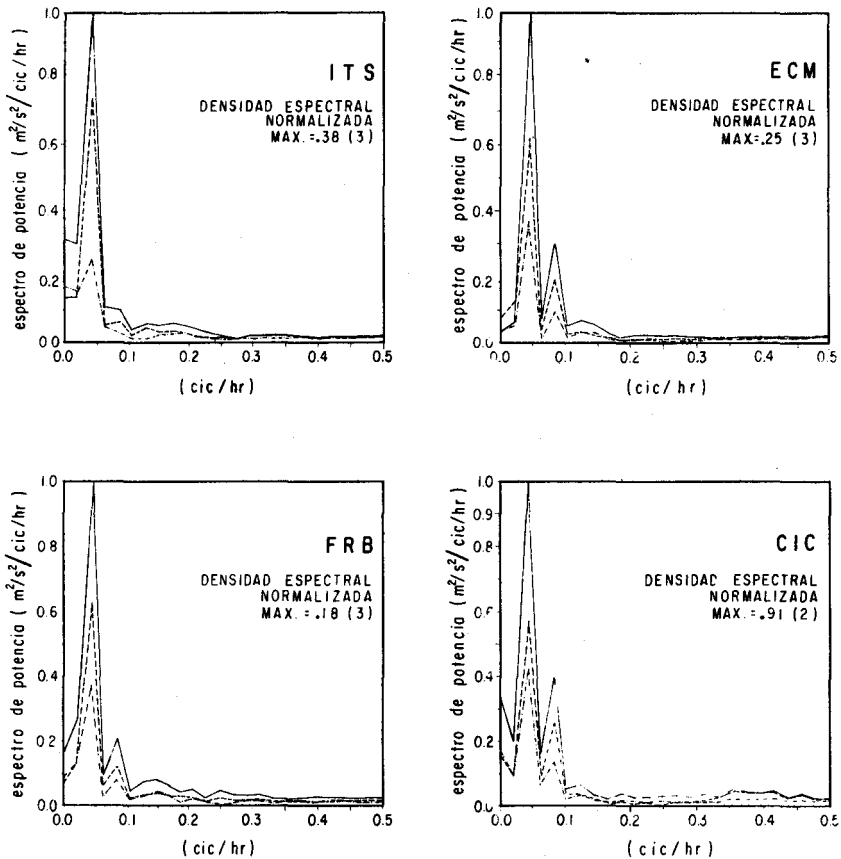


Fig. 4. Espectros rotacionales. Se indican las energías calculadas para el espectro total (—s [tot]), el espectro que gira a favor de las manecillas del reloj (---s[-]) y el espectro que gira en contra de las manecillas del reloj (-·-·-s[+]).

Las elipses componentes para las dos frecuencias importantes se graficaron en el mapa de la bahía (figura 5), en ella se puede observar una mayor magnitud y varianza en el vector que describe el movimiento diurno en la estación de ITS y una menor magnitud y varianza para la misma frecuencia en el vector que describe a la estación de CIC. Las estaciones de ECM y FRB están en una situación intermedia entre las dos primeras. Las direcciones de mayor variación, representadas por la dirección del eje mayor de las elipses correspondientes, son también presentadas en esta figura. Para la estación de FRB e ITS se observa una dirección en la elipse de frecuencia diurna prácticamente E-W, mientras que para ECM y CIC la dirección es



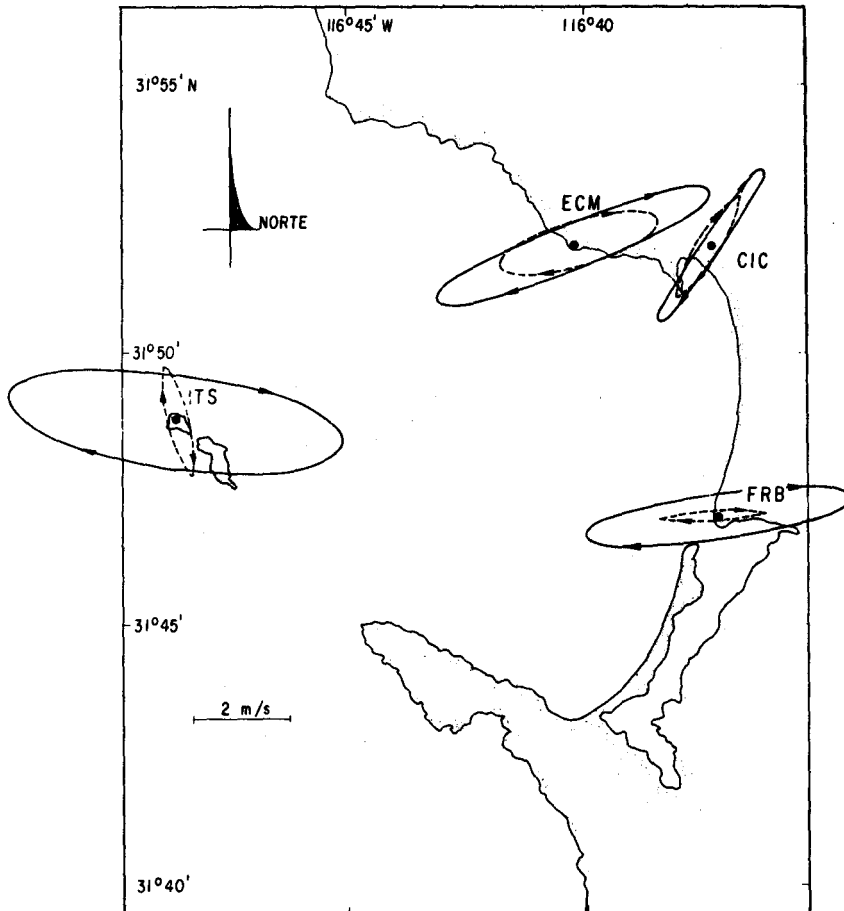


Fig. 5. Elipses componentes para frecuencia (—) diurna y (-----) semidiurna.

Tabla 2

Area adimensional de las elipses componentes  
para frecuencia diurna y semidiurna

est.	A (diurna)	A (semidiurna)	A(d)/A(sd)
ITS	3.01	0.16	18.81
ECM	1.09	0.43	2.56
FRB	0.78	0.11	7.15
CIC	0.21	0.18	1.16

NE-SW. Para las frecuencias semidiurnas las direcciones de las elipses son muy similares a las de las elipses diurnas para ECM, CIC y FRB, mientras que para ITS la orientación de su elipse componente semidiurna es casi N-S. El área de las elipses, que es una medida de la variación total explicada por cada banda de frecuencias, y el cociente entre el área de las elipses diurnas y semidiurnas se muestran en la tabla II.

### *Componentes principales*

El análisis de componentes principales, o funciones empíricas ortogonales (EOF), se aplicó a las cuatro series vectoriales de viento de la Bahía de Todos Santos (ITS, ECM, FRB, CIC), para los días del 19 al 31 de octubre de 1979. Los resultados del análisis se muestran gráficamente en la figura 6.

Para el primer modo, que representa el 70% de la varianza total, las magnitudes relativas y direcciones de los autovectores de la matriz de covarianza son:

dirección	magnitud relativa	
-22	.71	para ITS
-7	.51	para ECM
-24	.42	para FRB
9	.21	para CIC

En los coeficientes de expansión, para este modo, se puede apreciar claramente que el factor común predominante tiene una periodicidad diurna, tanto en su dirección como en su magnitud, siendo máximo el viento en las cuatro estaciones de las 12:00 a las 15:00 horas y mínimo de las 18:00 a las 11:00, aproximadamente. El período de máxima magnitud (6 m/s), del coeficiente de expansión en promedio, corresponde a una dirección de alrededor de 35, mientras que el mínimo (3 m/s) a una dirección de alrededor de -130. Estos valores, al ser multiplicados por los valores característicos correspondientes para cada estación, nos dan las dos direcciones características mostradas en la figura 7.

También se puede observar de las series de coeficientes de expansión que, en general, existe una mayor variación en la dirección y magnitud del vector durante los periodos en que la magnitud es menor (durante la noche). De la gráfica de magnitud del coeficiente de expansión, se observa que los máximos de éstos son de menor duración y de diferente forma que los mínimos; mientras que los primeros están representados por un pico agudo, los últimos se representan por un valle de longitud mucho mayor. Con respecto a la dirección, el fenómeno de la variación se repite,

no así la longitud de los "máximos" y "mínimos", siendo éstos de similar duración.

Estos resultados coinciden con lo esperado de acuerdo con la teoría de brisas; la figura 7 puede ser relacionada con el máximo de la brisa marina y terrestre, respectivamente, donde como se observa la brisa marina es de mayor intensidad que la terrestre, aunque de menor duración. Este hecho es explicable por la diferencia que existe entre la duración del día y de la noche, propio de otoño, y el gradiente de

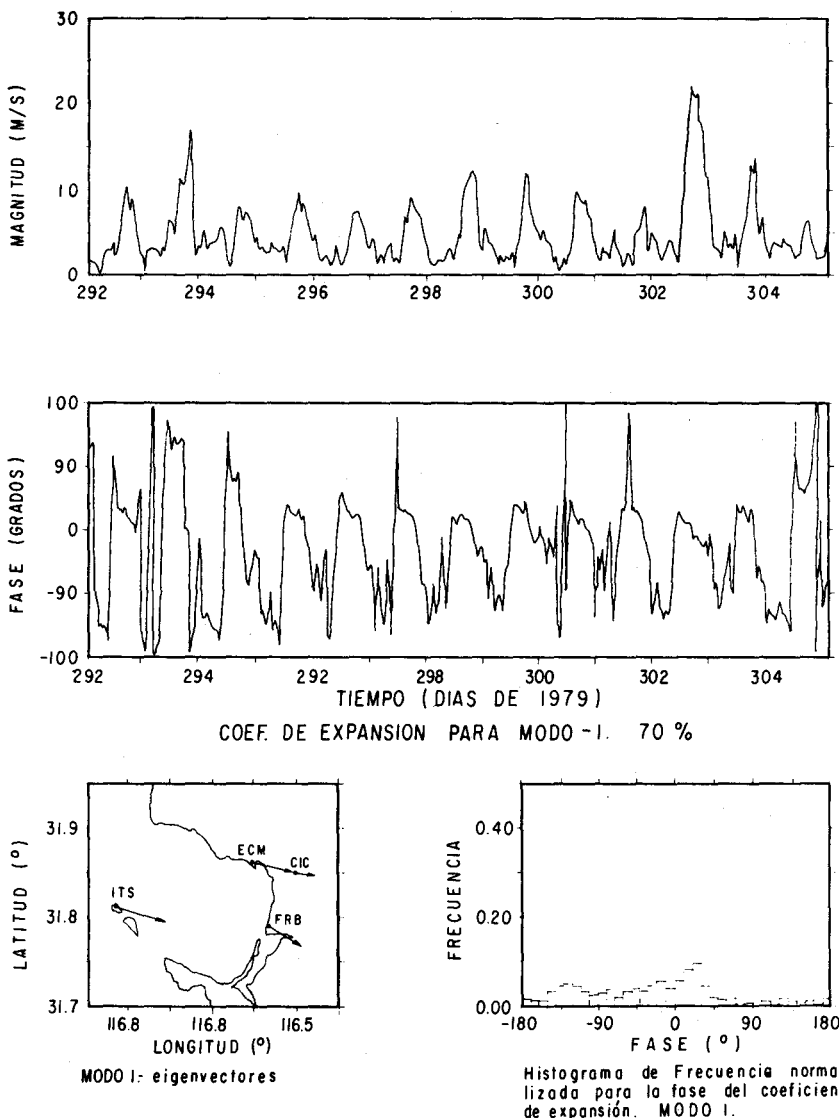


Fig. 6. Componente principal. MODO 1.

temperatura entre mar y tierra, que durante el día es en sentido mar-tierra y de mayor intensidad que durante la noche, en la cual el sentido se invierte. En la figura 8 se muestra la temperatura del aire, medida sobre el mar y la tierra, durante un día en octubre de 1979, en la región de ECM, en ella se observa el aumento del gradiente de temperatura durante el día hasta alcanzar un máximo alrededor de las 14:00 horas; este periodo muestreado es muy corto para mostrar la variación diurna del gradiente de temperatura, pero da una idea de la hora de máximo gradiente en el mes de octubre.

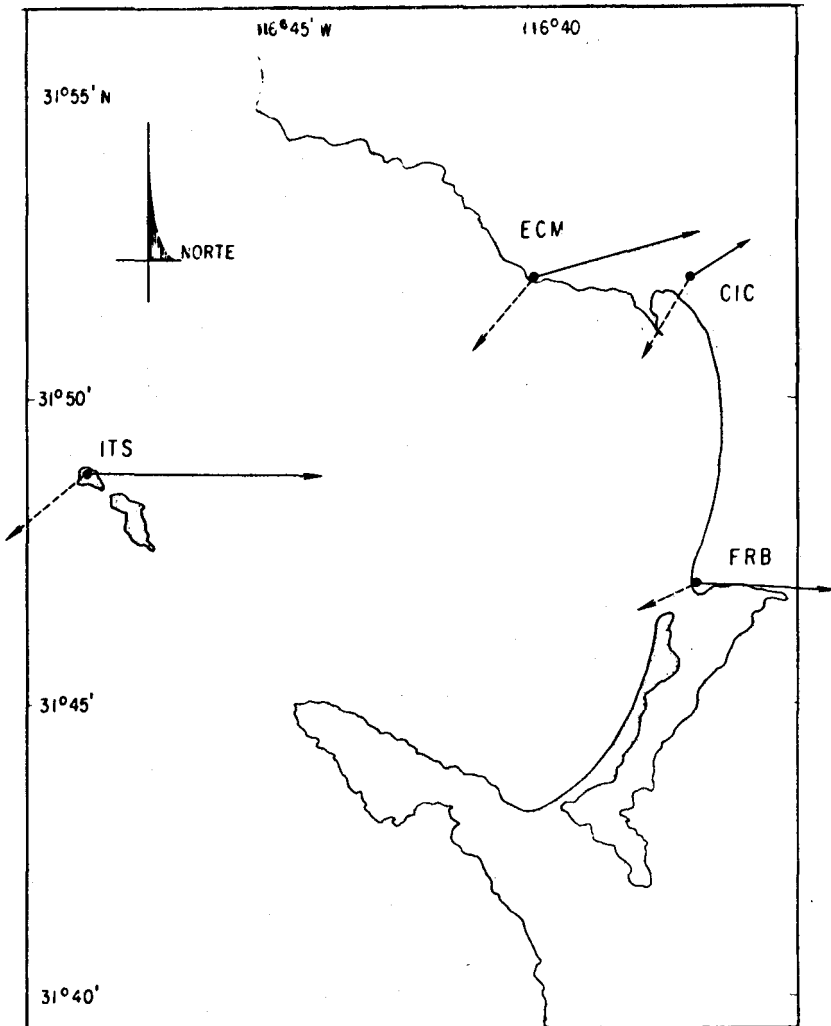


Fig. 7. Dirección característica de brisa terrestre (---) y de brisa marina (—) de acuerdo con el análisis de componentes principales.

Las direcciones de los valores característicos de la figura 7 dan indicación de la dependencia entre la dirección de la brisa y la dirección de la línea de costa, apoyando la hipótesis de un régimen dispersivo de brisas en la bahía. En las estaciones de ECM y CIC, el sistema de brisas es principalmente SW-NE, mientras para ITS y FRB es más bien W-E.

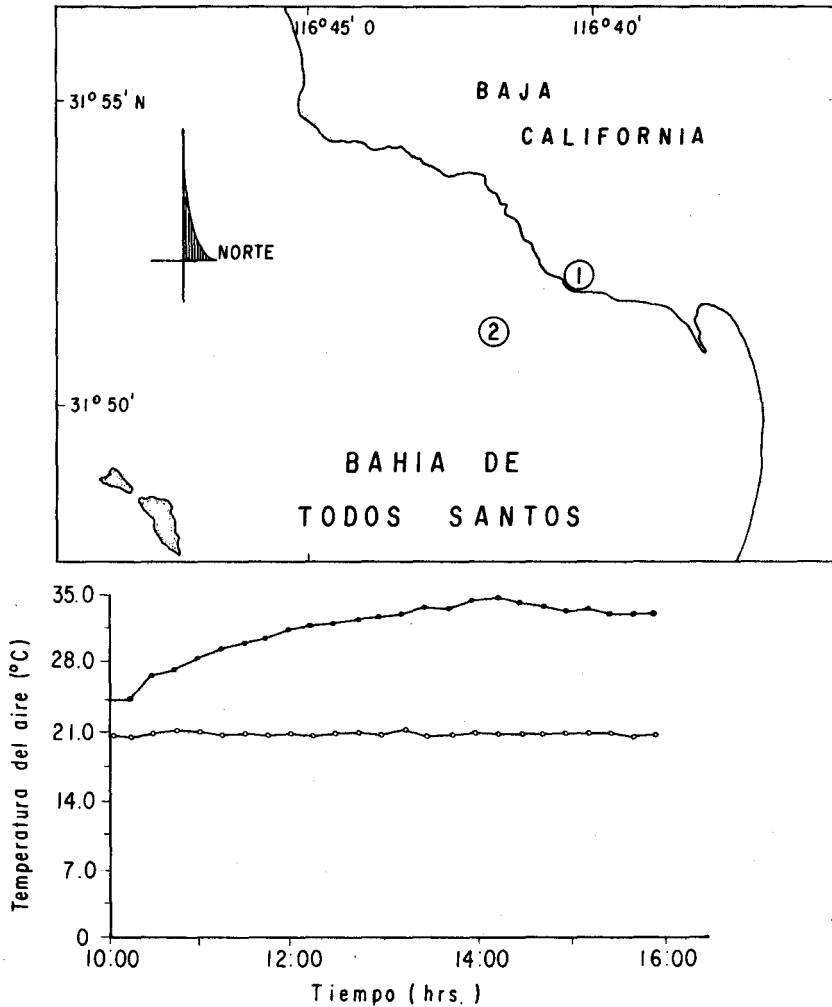


Fig. 8. Temperatura del aire sobre la tierra (est. 1, ●-●) y sobre el agua (est. 2, ○-○) cercanas a la estación ECM (5 de octubre de 1980).

La orientación de las elipses del método de espectros rotacionales, también muestra estas direcciones características de variación: las diferencias que resultan de uno y otro método pueden deberse a que en el EOF las cuatro estaciones son tratadas como un conjunto interrelacionado de datos, mientras que los espectros rotacionales y las elipses componentes son calculados para cada serie por separado e independientemente de las demás. Además es de recordarse que en el sistema de brisas, representado por el modo 1 del EOF, están integradas tanto la frecuencia diurna como semidiurna de la brisa, mientras que las elipses representan una u otra de estas frecuencias.

En la figura 5 (elipses) se presentan también pequeños cambios a la dirección que deberían tener las elipses, si la brisa fuera completamente perpendicular a la línea de costa: los resultados en este sentido parecen indicar que existe una región de aguas relativamente más frías hacia la zona noroeste de la bahía. La figura 9 muestra la distribución de temperaturas para un día promedio de octubre de 1979 (Morales, 1977), esta distribución explicaría los resultados obtenidos y daría evidencia de un efecto local de las diferentes temperaturas del mar sobre la brisa en la bahía.

El giro de las elipses para todas las estaciones es en el sentido de las manecillas del reloj, lo que muestra el posible efecto de la fuerza de Coriolis sobre los vientos locales; este efecto es más marcado en la isla, donde el coeficiente de rotación es mayor y menor en la estación de CIC. Esto coincide con lo esperado de acuerdo con la teoría por las diferencias de rapidez del viento, entre una estación y otra. El efecto de fricción se hace evidente al comparar las magnitudes relativas de los autovectores de este primer modo. La menor energía, reflejada por el autovector menor, corresponde a la estación de CIC, donde la fricción teóricamente debe ser mayor, por ser esta estación la más alejada de la costa hacia tierra y mayormente obstruida. Para la estación de ITS, ocurre lo contrario, mostrando el fenómeno de brisas más intenso, que se refleja en el autovector mayor. El mismo resultado (tabla II): mayor energía en la frecuencia diurna para ITS seguida de ECM, FRB y CIC con la menor energía.

Por otro lado, el hecho de que las dos direcciones características del primer modo (figura 7) no difieran entre sí 180, como correspondería a un sistema de brisas "puro", es debido muy probablemente a la interacción del viento sinóptico, y efectos orográficos con el fenómeno general de brisas en la bahía. Para la época del año en cuestión, el viento sinóptico es en general noroeste; éste al superponerse a los vientos de brisa, causará una desviación, tanto de la brisa marina como terrestre hacia el sureste, explicando así la desviación que se observa en las direcciones características obtenidas.

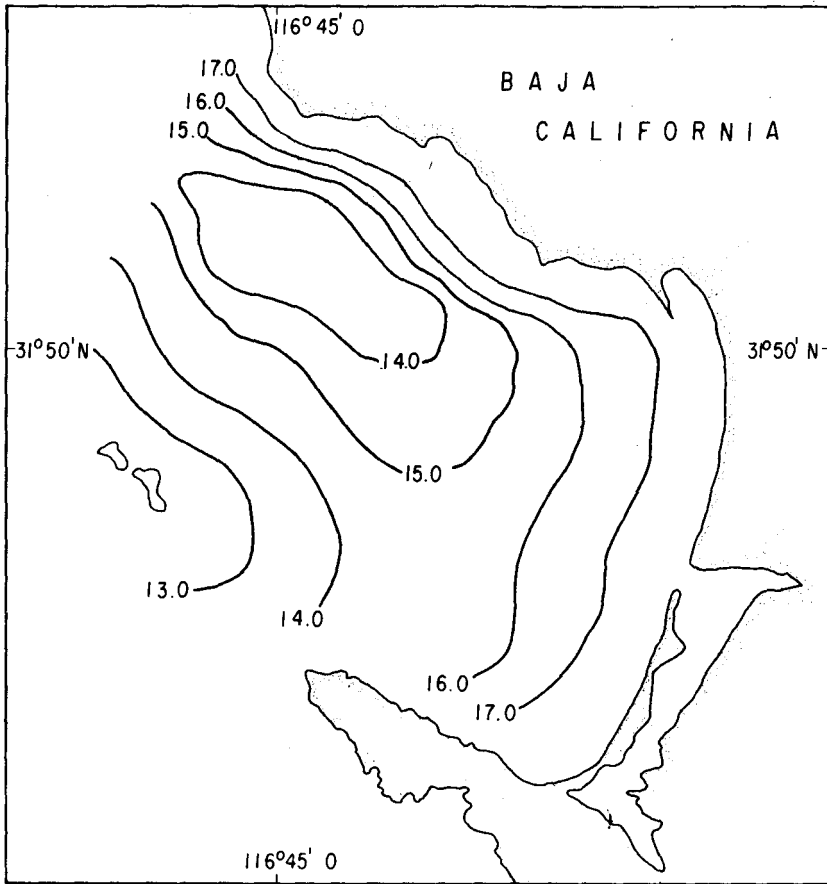


Fig. 9. Distribución de temperatura superficial del agua en un día promedio de octubre de 1977).

En la figura 5 se observa que las elipses componentes de la banda semidiurna tienen más o menos la misma orientación que las correspondientes a la banda diurna, en las estaciones ECM, FRB y CIC, mientras que en ITS las direcciones son completamente diferentes en las dos frecuencias. Este resultado, reforzado con lo expuesto en el análisis preliminar, demuestra una diferencia cualitativa en el comportamiento del viento en la estación de ITS, con respecto a las estaciones de tierra, debido probablemente al efecto de convección libre, el cual es más intenso en las estaciones costeras que en la isla. Es bien conocido (Chapman y Lindzen, 1970) que la variación semidiurna de la presión superficial es directamente dependiente del calentamiento y convección libre de la atmósfera. En consecuencia, se podrá

esperar una mayor fluctuación semidiurna de la presión en las estaciones en que el calentamiento sea mayor. A su vez, esta mayor fluctuación dará por consecuencia una mayor fuerza de gradiente de presión semidiurna, lo cual explicaría los resultados obtenidos para la frecuencia semidiurna de los espectros rotacionales.

### CONCLUSIONES

Se encontró que el método EOF en su forma compleja, es una herramienta muy útil y versátil para el análisis de series acopladas de datos bidimensionales, como los presentados en esta investigación, su empleo permite estudiar las variaciones, tanto en el espacio por medio de sus valores característicos, como en el tiempo por sus series de coeficientes de expansión. Además, permite identificar efectos físicos independientes por medio de sus modos principales. La utilidad del método no se limita al análisis de datos de viento, como los presentados, sino que de manera igualmente directa, se pueden analizar datos de corrientes marinas, o series acopladas de corrientes y vientos, por ejemplo para el estudio del fenómeno de surgencias, o en general, cualquier tipo de series vectoriales bidimensionales.

En las cuatro estaciones estudiadas existe una brisa marina-terrestre bien definida, con magnitudes máximas de viento para la brisa marina, alrededor de las 14:00 horas. La estación de ITS muestra la máxima energía del viento, seguida de ECM y FRB; para la estación de CIC se encontró la menor energía. Esta situación es principalmente debida al efecto de la fricción, mayor por sus características orográficas y urbanísticas para la estación de CIC y menor para la estación de ITS.

Se encontró, por el análisis de los componentes principales, así como de las elipses componentes, que existe una diferencia cualitativa y cuantitativa en el viento de ITS con respecto a las otras estaciones, esto es debido a la mayor influencia del viento sinóptico, al menor efecto de convección libre, y al retraso en el inicio de la brisa en esta estación. Las dos direcciones características del viento, definidas por las funciones empíricas ortogonales, muestran un desfase de alrededor de 105, contrario a los 180 de acuerdo con la teoría de brisa; esta diferencia puede ser principalmente debida al efecto del viento sinóptico sobre el sistema de vientos locales en la bahía.

Las direcciones del viento observadas indican una dependencia de éste con la orientación de la línea de costa. Para las estaciones de FRB e ITS la dirección de la brisa marina-terrestre es E-W, mientras que para las estaciones de ECM y CIC su dirección es predominantemente SW-NE. Se encontraron pequeñas variaciones a este patrón de circulación, que se explican por una influencia de las variaciones de temperatura del agua dentro de la banda según el desarrollo de los vientos locales.



Los espectros rotacionales mostraron una rotación en el sentido de las manecillas del reloj, tanto para la frecuencia diaria como semidiurna en las cuatro series de datos, evidenciando el posible efecto de la fuerza de Coriolis en este movimiento.

### AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al personal técnico de la Sección de Meteorología, su cooperación en el procesamiento y recolección de los datos. Esta investigación forma parte del programa Circulación Atmosférica en la Bahía de Todos Santos, que el CICESE desarrolla desde 1979.

### BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON, T. S., 1958. An introduction to multivariate statistics, John Wiley and Sons, Inc., New York.
- BARBATO, J. P., 1978. Aereal parameters of the sea breeze and its vertical structure in the Boston Basin, *Bull. Am. Met. Soc.*, 59, 11, 1420-1431.
- CHAPMAN, S. and R. S. LINDZEN, 1970. Atmospheric tides. D. Reidel Publishing Co., Holland, pp.200.
- DEFANT, F., 1951. Local winds, Compendium of Meteorology, American Meteorological Society, pp.655-672.
- EBERLEIN, P. J., 1970. Solution to the complex eigenproblem by a norm reducing Jacobi type method. *Numer. Math.*, 14, 232-245.
- FOFONOFF, N. D., 1969. Spectral characteristics of internal waves in the ocean, *Deep-Sea Research, Supplement to Vol. 16*, 59-71.
- GODIN, G., 1978. L'analyse des données de courant: Theorie et pratique, Marine Sciences Directorate, Man. Rep. Ser. No.49, Ottawa, Canada, pp. 91.
- GONELLA, J., 1972. A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series, *Deep-Sea Res.* 19, 833-846.
- JOHNSON, A. and J. O'BRIEN, 1973. A study of an Oregon sea breeze event. *Jour. of Appl. Meteor.*, 12, 1267-1283.
- MOOERS, C. N. K., 1970. The interaction of an internal tide with the frontal zone of a coast upwelling region, Ph.D. thesis, Oregon State University, pp. 480.
- MORALES, C., 1977. Tesis profesional, Escuela Superior de Ciencias Marinas, UABC.
- MUNN, R. E., 1966. Descriptive Micrometeorology, Met. Ser. of Canada, Academic Press, N. Y., 245 pp.
- NEUMANN, J., 1977. On the rate of the direction of sea and land breezes, *Jour. of the Atmosph. Sciences.*, 34, 1913-1917.
- RIEHL, H., 1954. Tropical Meteorology, McGraw-Hill Book Co., New York, pp. 392.