

ESCUELA SUPERIOR DE CIENCIAS MARINAS

U A B C

ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES  
DE LOS VIENTOS SUPERFICIALES SOBRE  
LA BAHIA DE TODOS SANTOS. 3

TESIS QUE PARA  
OBTENER EL TITULO  
DE OCEANOLOGO  
PRESENTA

ALEJANDRO PARES SIERRA

# INDICE

## I. - INTRODUCCION:

1.1- Introducción.....	1
1.2- Antecedentes.....	5
1.3- Area de estudio.....	7
1.4- Objetivos.....	8
1.5- Obtención de datos.....	9

## III. - METODOS DE ANALISIS:

2.1- Inspección preliminar.....	11
2.2- Espectro rotacional.....	12
2.3- Componentes principales.....	17

## III. - RESULTADOS Y DISCUSION:

3.1- Escrutinio preliminar.....	28
3.2- Espectro rotacional.....	33
3.3- Componentes principales.....	35

## IV. - CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES:

4.1- Conclusiones.....	43
4.2- Recomendaciones.....	45

BIBLIOGRAFIA  
FIGURAS  
APENDICE

## LISTA DE FIGURAS

- Fig. 1. - a) Patrón básico de circulación de brisas.  
b) Patrón de circulación de brisas para costa recta, concava y convexa.
- Fig. 2. - Bahía de Todos Santos. Area de estudio.
- Fig. 3. - Componente este-oeste de viento superficial para las estaciones de Isla Todos Santos, Ciencias Marinas, Faro Beach y CICESE.
- Fig. 4. - Componente norte-sur de viento superficial para las estaciones de Isla Todos Santos, Ciencias Marinas, Faro Beach, CICESE.
- Fig. 5. - Función de autocorrelación para componentes  $u$  y  $v$  de las cuatro estaciones analizadas.
- Fig. 6. - Funcion de correlación cruzada entre componentes  $u$  y  $v$  de las cuatro estaciones analizadas.

Fig. 7. - Función de correlación cruzada entre la componente  $u$  de Todos Santos y las componentes  $u$  y  $v$  de Ciencias Marinas, Faro Beach y CICESE.

Fig. 8. - Función de correlación cruzada entre la componente  $v$  de Todos Santos y las componentes  $u$  y  $v$  de Ciencias Marinas, Faro Beach y CICESE.

Fig. 9. - Función de correlación cruzada entre las componentes  $u$  y  $v$  de Ciencias Marinas y las componentes  $u$  y  $v$  de Faro Beach y CICESE.

Fig. 10. - Función de correlación cruzada entre las componentes  $u$  y  $v$  de Faro Beach y las componentes  $u$  y  $v$  de CICESE.

Fig. 11. - Espectro de potencia para los componentes  $u$  y  $v$  de las cuatro estaciones estudiadas.

Fig. 12. - a) Representación meteorológica de un vector de viento.  
b) Transformación de representación meteorológica a representación matemática.

Fig. 13. - Espectros rotacionales.

Fig. 14. - Elipse componentes para frecuencia diurna.

Fig. 15. - Elipse componentes para frecuencia semidiurna.

Fig. 16. - Componente principal. Modo 1.

Fig. 17. - Componente principal. Modo 2.

Fig. 18. - Dirección característica de brisa marina de acuerdo al análisis de componentes principales.

Fig. 19. - Dirección característica de brisa terrestre de acuerdo al análisis de componentes principales.

Fig. 20. - Comparación de temperatura superficial entre tierra y agua en una región cercana a la estación de Ciencias Marinas.

Fig. 21. - Distribución de temperatura superficial del agua en la bahía de Todos Santos.

## LISTA DE TABLAS

Tabla 1. - Estadística general de los datos de viento.

Tabla 2. - Area de las elipses componentes para frecuencias  
diurna y semidiurna.

# CAPITULO I

## INTRODUCCION

### 1.1- Introducción:

Debido a la intensificación de los estudios científicos en el área de Ensenada ,Baja California, se ha señalado la importancia de contar con un registro continuo de los parámetros meteorológicos en la Bahía de Todos Santos ,(Pavía,1979). Con el objeto de cubrir esta necesidad científica, el CICESE, a través de la sección de meteorología, planteó e implementó el programa "Circulación Atmosférica de la Bahía de Todos Santos", CABATOS, del cual es parte el presente trabajo.

El conocimiento de los regímenes de viento en la Bahía de Ensenada y el entendimiento de los fenómenos y causas que los generan es una parte muy importante del conocimiento general de la dinámica de la atmósfera y del océano circunvecino.

El papel determinante de la interacción océano-atmósfera en la dinámica de ambos ha sido señalado por varios autores en numerosas investigaciones (e.g. Monin(1979), Bakun(1973), Sverdrup et al.(1942), Amador(1978)); en particular el efecto del viento sobre la superficie del mar ha sido reconocido como

uno de los factores mas importantes en la dinámica de las aguas superficiales tales como surgencias, oleaje, corrientes, etc.

Además de la importancia obvia que un análisis de los vientos tiene en estudios oceanográficos y meteorológicos en general, su utilización puede extenderse a muy diversos campos de la investigación científica tales como: diseño de estructuras y edificaciones costeras, navegación marina y aérea, estudios de contaminación atmosférica, climatología, calculo de evaporación de masas de agua ,etc.

Dentro de los fenómenos atmosféricos observados en las regiones costeras, la circulación de brisas marinas y terrestres (BMT) es uno de los más interesantes en cuanto que constituye un ejemplo en pequeña escala (decenas de kilometros, diurno) de uno de los procesos dinámicos mas fundamentales ; generación de movimiento por calentamiento diferencial.

Las brisas marinas y terrestres ocurren en zonas costeras y son vientos típicos diurnos que establecen una circulación local. Durante el día, la tierra se calienta más, y más rapidamente ,bajo la influencia de la radiación solar; mientras que la temperatura de la superficie del mar permanece más o menos constante debido a que el calor, en este medio, es distribuido a través de la columna de agua, principalmente por turbulencias y

por penetración directa y absorción (Nieuwolt, 1977). Como resultado, el aire cercano a la superficie se calienta más rápidamente sobre la tierra, generando un gradiente horizontal de temperatura y densidad perpendicular a la línea de costa; la gravedad, que actúa sobre este gradiente, causa que el aire más frío y denso del mar fluya hacia tierra bajo el aire más caliente y ligero de la tierra. La circulación en el plano vertical debe ser continuada, por lo que se genera una contracorriente de tierra a mar en niveles más altos. La circulación durante el día se completa con subsidencia sobre el mar y por 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. En la figura 1 se muestra esquemáticamente el proceso.

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

i) Una influencia dinámica, dependiente únicamente de la latitud, es la fuerza de Coriolis (Herbert, 1954). 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, el viento de brisa es gradualmente desviado en el sentido de las manecillas del reloj, pudiendo llegar a soplar paralelo a la línea de costa (eg. Herbert(1954), Schmidt(1947), Neumann(1977)).

ii) Otro factor importante es la presencia del viento sinóptico, que puede afectar la brisa, debilitándola, desviando su dirección o anulándola completamente; i.e. cuando el viento sinóptico es en ángulo recto a la línea de costa, de mar a tierra, resulta una intensificación del viento local en dirección a tierra. Si el viento sinóptico es en sentido contrario, el viento local, en dirección a tierra, puede o no desarrollarse (Munn, 1966). Si se desarrolla, es acompañado por un descenso brusco de la temperatura y aumento en la humedad (Herbert, 1954); durante las primeras horas, después de la salida del sol, el aire caliente de la tierra se mueve en dirección del viento sinóptico empujando al aire frío del mar. Si se desarrolla suficiente gradiente de presión, la brisa marina se moverá hacia tierra con las características de un frente frío de macroescala (Herbert, 1954).

iii) 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 esta, el flujo se hace divergente al ir penetrando a la bahía (ver figura 1b). Desde luego las irregularidades del terreno cercano a la costa (montañas, construcciones, vegetación etc.) también afectan al desarrollo de la brisa.

En la costa suroeste de los Estados Unidos y noroeste de México los fenómenos meteorológicos locales se ven grandemente afectados por una combinación de factores fisiográficos y oceanográficos (Johnson y O'Brien, 1979).

#### 1.2- Antecedentes:

Los estudios meteorológicos desarrollados hasta el presente en la Bahía de Ensenada son escasos.

Alvarez(1977), estudiando los vientos registrados durante el día en la base aérea del Cipres B. C. encuentra que estos son predominantemente NW, con intensidad promedio de 4 m/s y que no existe cambio estacional marcado, relaciona esta situación con la presencia de un centro semipermanente de alta presión localizado entre los 30° y 35° N y los 130° y 150° W.

En un estudio más reciente, Pavía(1979) analiza los vientos

registrados en la estación meteorológica de la Escuela de Ciencias Marinas y encuentra que el viento es predominantemente SW durante el día en todos los meses del estudio y que durante la noche es en dirección contraria y de menor intensidad. Pavía(1979) concluye que el viento en esta estación está determinado por un régimen de brisas mar-tierra sobrepuesto al viento inducido por el centro de alta presión; comparando sus resultados con los obtenidos por Alvarez(1977), plantea la hipótesis de un régimen dispersivo de brisas para la Bahía, basándose en la teoría expuesta por Barbato(1978).

Resultados preliminares de lo que hasta ahora se ha obtenido con la presente investigación, fueron presentados en la IV reunión de la Unión Geofísica Mexicana y en la VIII reunión de la European Geophysical Society.

Existen además otras mediciones meteorológicas realizadas por diferentes instituciones, entre ellas el Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, Fuerza Aérea Mexicana, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos; sin embargo, los datos no han sido publicados o sometidos a un análisis meteorológico cuantitativo.

### 1.3- Area de trabajo:

En el presente trabajo se analizan los datos de viento registrados en la Bahía de Todos Santos (fig.2), la cual se encuentra localizada en la parte noroccidental de la península de Baja California entre los  $31^{\circ} 44' N.$  (Punta Banda) y  $31^{\circ} 54' N.$  (Punta San Miguel) y  $116^{\circ} 37' W$  y  $116^{\circ} 45' W$ ; su forma es de herradura y está ligeramente orientada hacia el NW. En la parte NE de la bahía se encuentra el puerto de Ensenada, al SE el Estero de Punta Banda, y sobre el océano, siguiendo la orientación de Punta Banda, las Islas Todos Santos. La orografía no es homogénea alrededor de la bahía; en la parte norte se encuentran principalmente colinas de mediana altura cercanas a la costa; en la parte media las colinas se encuentran más alejadas de la costa y de muy variadas alturas; la parte sur está definida por Punta Banda que está formada por una colina de mayor altura con respecto a las demás que se encuentran alrededor de la bahía.

Las estaciones existentes de la red meteorológica de la bahía son:

i) Isla Todos Santos (TS): situada en las instalaciones del faro viejo, en la menor de las Islas Todos Santos.

ii) Escuela Superior de Ciencias Marinas (CM): situada en los edificios de la Escuela, muy cerca de la costa.

iii) CICESE (CI): situada en los edificios del Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada, en la ciudad (calle Espinoza # 843).

iv) Faro Beach (FB): situada en los edificios del campo turístico "Faro Beach", en la parte media de la bahía, cerca de la boca del estero de Punta Banda.

Las estaciones de CM, CI, FB, se encuentran aproximadamente a una altura de 10 mts. sobre el suelo; para TS la altura es de 20 mts. aproximadamente. Todas las estaciones, excepto CI, se encuentran libres de obstáculos en un radio de 100 mts. por lo menos; CI está localizada en medio de la ciudad pero sin edificios o arboles que obstruyan el flujo de aire.

#### 1.4- Objetivos:

Los objetivos del presente trabajo son:

i) Implementar el método de análisis "funciones empíricas ortogonales" en su forma compleja para el estudio de series vectoriales bidimensionales tales como: vientos, corrientes

marinas, etc.

ii) Por medio del método anterior, y otros estadísticos comunes adecuados, estudiar la circulación de viento superficial en escala local dentro de la bahía de Todos Santos.

iii) Probar que, para la Bahía, los vientos dominantes están determinados por un régimen dispersivo de brisa generado por un calentamiento diferencial de mar y tierra, en conjunto con la influencia de la curvatura de la línea de costa en este lugar. Y

iv) Probar la utilidad de las funciones empíricas ortogonales complejas en la determinación de este patrón de circulación.

#### 1.5- Obtención de los datos:

Los datos de viento registrados simultáneamente en las estaciones meteorológicas de la bahía se obtuvieron como sigue:

Para la estación de TS los vientos fueron registrados en cinta magnética cada hora por una estación automática Aanderaa (modelos 2593 y 205) y leídos de la cinta directamente.

Para las estaciones de FB y CM, se usó un anemógrafo

Kahlsico (modelo 02AM300) que registra en cinta de papel; las cintas fueron digitalizadas cada 15 minutos con un digitalizador Talos 1614 para obtener con estos datos un promedio horario.

Para la estación de CI se usó un anemógrafo Weather Measure (modelo W1215D) que registra en cinta de papel; las cintas fueron digitalizadas cada media hora para obtener un promedio horario.

En el capítulo II se hará una descripción de los métodos de análisis utilizados en esta tesis y se aplicarán a los datos de viento de las estaciones seleccionadas.

En el capítulo III se discutirán los principales resultados de los métodos de análisis y del comportamiento del viento en la Bahía de Todos Santos.

En el capítulo IV se resumen los principales resultados y conclusiones de lo desarrollado en la tesis y se harán algunas recomendaciones para un mejor entendimiento y aprovechamiento de los vientos en la bahía.

## CAPITULO II

### MÉTODOS DE ANÁLISIS

#### 2.1- Inspección preliminar:

Con el fin de obtener una visión general de los datos, sus variabilidades y tendencias así como las diferencias y/o similitudes entre estaciones se sometieron los datos a un escrutinio preliminar que consistió en lo siguiente:

i) gráfica de los registros de viento descompuestos en sus componentes este-oeste( $u$ ) y norte-sur( $v$ ) (figs. 3 y 4).

ii) función de autocorrelación de los componentes  $u$  y  $v$  de cada estación (fig. 5).

iii) función de correlación cruzada entre componentes  $u$  y  $v$  de una misma estación para las cuatro estaciones (fig. 6).

iv) función de correlación cruzada entre componentes de estaciones distintas (figs. 7-10).

v) espectros de potencia para cada componente de las cuatro estaciones (fig. 11).

Las funciones de autocorrelación y correlación cruzada fueron calculadas por medio del paquete de programas MINITAB y los espectros de potencia por un programa escrito por el oc. Candela (comunicación personal). Ambos programas se encuentran disponibles en CICESE.

### 2.2- Espectro rotacional:

En el escrutinio preliminar de los datos se llevó a cabo el análisis de las series temporales bidimensionales de viento descomponiendo estas en sus componentes cartesianos y trabajando con las series reales, resultantes, como independientes; los resultados de este procedimiento son útiles y producen buenas conclusiones a cierto nivel del estudio. Sin embargo, al profundizar en este se encuentra que los estadísticos obtenidos adolecen principalmente de la propiedad de invarianza con respecto a la rotación de los ejes de referencia.

Esta falta de invarianza, junto con la pérdida de información que resulta de considerar independientes las componentes de las series vectoriales, así como la complicación en la interpretación de los resultados, hace evidente la debilidad de esta metodología a un nivel avanzado del análisis.

Un método alternativo es el llamado de espectros

rotacionales, desarrollado independientemente por Fofonoff(1969) y Mooers(1970), (O'Brien,1973) y expandido por Gonella(1972) para tratar series vectoriales acopladas. El método ha sido utilizado entre otros autores por Perkins(1970) y Pillsbury(1972) citado por O'Brien(1973). O'Brien(1973) da una explicación breve del método y presenta ejemplos con series de viento. Godin(1978), utilizando series de corrientes hace una amplia exposición tanto de la teoría como de los problemas prácticos de este.

El método de espectros rotacionales consiste básicamente en descomponer el vector bidimensional en dos movimientos circulares con fase y magnitud propia 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 (SMR); frecuencias negativas, y la varianza de la rotación en contra de las manecillas del reloj (CMR); 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 (en el hodograma), siendo esta una representación más natural del movimiento y su interpretación física inmediata.

El vector de viento  $w(t)$  puede ser considerado como un número complejo en función del tiempo:

$$W(t) = u(t) + \underline{i} v(t) \dots \dots \dots (1)$$

donde  $u(t)$  y  $v(t)$  son las componentes del vector a lo largo del eje X (este-oeste) y Y (norte-sur) respectivamente, e  $\underline{i} = \sqrt{-1}$

Si se considera a las series reales  $u(t)$  y  $v(t)$  como una realización de un proceso continuo, estacionario y estocástico, es posible expresarlas adecuadamente en su expansión de senos y cosenos de Fourier (Jenkins and Watts, 1968).

Para una banda arbitraria de frecuencia  $f + \Delta f$  podrá ser:

$$\left. \begin{aligned} u(t) &= a_1(f) \cos(2\pi f t) + b_1(f) \sin(2\pi f t) \\ v(t) &= a_2(f) \cos(2\pi f t) + b_2(f) \sin(2\pi f t) \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

y utilizando la relación de Euler para el seno y el coseno (eg. Abramowitz y Stegun, 1970, pp75) la ec. (1) la podemos reescribir como:

$$W(t) = u(t) + \underline{i} v(t) = \left\{ \frac{1}{2} [(a_1(f) + b_2(f)) + \underline{i} (a_2(f) - b_1(f))] \right\} e^{i 2\pi f t} + \left\{ \frac{1}{2} [(a_1(f) + b_2(f)) + \underline{i} (a_2(f) + b_1(f))] \right\} e^{-i 2\pi f t} \dots \dots (3)$$

En el plano complejo  $\exp(i2\pi ft)$  es un vector unitario que gira como función de  $t$  en el sentido CMR con una frecuencia  $f$ , similarmente  $\exp(-i2\pi ft)$  en tiempos sucesivos girará en sentido contrario, y a la misma frecuencia; de tal forma que la ec. (3) representa una descomposición en dos vectores (para cada frecuencia) que giran en sentido contrario y cuyas magnitudes son:

$$A(f) = \frac{1}{2} [(a_1(f) + b_2(f))^2 + (a_2(f) - b_1(f))^2]^{1/2} \dots \dots \dots (4)$$

para el vector que gira CMR (+f) y

$$C(f) = \frac{1}{2} [(a_2(f) + b_1(f))^2 + (a_1(f) + b_2(f))^2]^{1/2} \dots \dots \dots (5)$$

para el vector que gira en SMR (-f).

Las fases de estos dos movimientos están dadas por la dirección de los dos vectores que son multiplicados por  $\exp(\pm i2\pi ft)$ . Si se hace:

$$\tan F(f) = [a_2(f) - b_1(f)] / [a_1(f) + b_2(f)] \dots \dots \dots (6)$$

$$\tan G(f) = [a_2(f) + b_1(f)] / [b_2(f) + a_1(f)] \dots \dots \dots (7)$$

la ec. (3) se podrá escribir:

$$w(t) = A(f) e^{iF(f)} e^{i2\pi ft} + C(f) e^{-iG(f)} e^{-i2\pi ft} \dots \dots \dots (8)$$

donde  $F(f)$  y  $G(f)$  representan la dirección de los vectores para el giro positivo y negativo, respectivamente, al tiempo  $t=n/2\pi f$ :  $n=0, 1, 2, 3, \dots$

La ec. (8) describe, en el plano complejo, una elipse con elementos:

$$\begin{array}{ll} \text{semieje mayor} & M(f) = A(f) + C(f) \\ \text{semieje menor} & m(f) = A(f) - C(f) \\ \text{dirección del eje mayor} & \theta(f) = (F(f) - G(f))/2 \end{array}$$

La varianza de  $W$  es  $2(A^2 + C^2)$  la cual ha sido dividida, como función de frecuencia, en dos porciones, CMR y AMR. A la gráfica de  $2TA^2$  contra frecuencia, para frecuencias positivas, y  $2TC^2$  contra frecuencia, para frecuencias negativas, se le llama espectro rotacional (D'Brien y Pillsbury, 1973).

En el presente trabajo, el espectro rotacional y los elementos de la elipse, para cada una de las series a analizar, fueron calculados a través de las relaciones dadas por Gonella (1972) con los espectros de potencia de las series  $u(t)$  y  $v(t)$  y el espectro cruzado entre estas, utilizando un programa de computadora escrito por Dr. G. Godin (comunicación personal) que se encuentra disponible en CICESE.

### 2.3- Componentes principales:

El método consiste en descomponer, linealmente, un conjunto de datos, generalmente  $N$  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 (eg. Anderson, 1958) que los autovectores de la matriz de varianza-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 terminos 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 varianza-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 si.

Es decir, si  $S$  es la matriz original a transformar, con elementos

$$\{S_{ij}\} ; i=1, \dots, N \quad y \quad j=1, \dots, M \quad \dots \dots \dots (9)$$

con media

$$\mu = \{ \mu_i / \mu_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M S_{ij} ; i=1, \dots, N \} \quad \dots \dots \dots (10)$$

y con matriz de var-cov

$$\Sigma = \{ \chi_{ij} / \chi_{ij} = \sigma_i^2 \text{ para } i=j \wedge \chi_{ij} = \sigma_{ij} \text{ para } i \neq j \}$$

$$\text{donde } \sigma_i^2 = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M (S_{ij} - \mu_i)^2 \quad y \quad \sigma_{pq} = \frac{1}{M-1} \sum (S_{pj} - \mu_p)(S_{qj} - \mu_q)$$

entonces existe una transformación lineal ortogonal

$$U = E' S \quad \dots \dots \dots (11)$$

tal que la matriz de var-cov de  $U$  será

$$\Lambda = \begin{bmatrix} \phi_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \phi_2 & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \dots & \phi_N \end{bmatrix}$$

donde  $\phi_1 > \phi_2 > \dots > \phi_N$  son las raíces de

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

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

$$\left( \sum_{i=1}^N -\phi_i I \right) E = 0$$

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:

$$\begin{aligned} \text{i)} \quad & |\Sigma| = |\Delta| \\ \text{ii)} \quad & \sum_{i=1}^N \sigma_i^2 = \sum_{i=1}^N \phi_i \\ \text{iii)} \quad & \lambda_i = \phi_i \\ \text{iv)} \quad & E'E = I \quad ; \quad E^{(r)'} E^{(s)} = \begin{cases} 1 & \text{Para } r=s \\ 0 & \text{Para } r \neq s \end{cases} \end{aligned}$$

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 (11) y de la característica 3-iv tenemos que  $S$  puede ser reorganizada como sigue:

$$S = E U \quad \dots\dots\dots (12)$$

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

$$S = E^{(1)} U_{(1)} + E^{(2)} U_{(2)} + \dots + E^{(n)} U_{(n)} \quad \dots\dots\dots (13)$$

de tal forma que  $U_{(1)}$ , generalmente podrá ser identificado con el comportamiento físico más característico o predominante de los datos. Una medida de que tan predominante es esta característica esta dada por  $F_i = \lambda_i / \sum_{j=1}^N \lambda_j$  que matemáticamente representa la contribución por el componente  $i$  a la varianza total.  $U_{(2)}$  podrá ser identificado con un comportamiento físico que este 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 ventaja adicional (aunque no menos importante) del método consiste en que, generalmente, se puede hacer la siguiente aproximación

$$\lambda_1 + \lambda_2 + \dots + \lambda_p \approx \sum_{i=1}^p \sigma_i^2 \quad \dots\dots\dots (14)$$

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

$$S \approx E^{(1)} V_{(1)} + E^{(2)} V_{(2)} + \dots + E^{(p)} V_{(p)} \quad \dots\dots\dots (15)$$

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 estas. Es decir, si todas las series tienen varianzas similares ( $\sigma_i^2 \approx \sigma_j^2$  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 pérdida considerable de información, o sea:

$$p = \begin{cases} 1 & \text{cuando } r_{12}^2 = r_{13}^2 = \dots = r_{1N}^2 = \dots = r_{(N-1)N}^2 = 1 \\ 0 & \text{cuando } r_{12}^2 = r_{13}^2 = \dots = r_{1N}^2 = \dots = r_{(N-1)N}^2 = 0 \quad \dots\dots\dots (16) \end{cases}$$

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

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 (11) puede ser redefinida como

$$U = E^T S \quad \dots\dots\dots (17)$$

y los enunciados ii y iv:

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

$$iv) \quad E^T E = I \quad ; \quad E^{(r)T} E^{(s)} = \begin{cases} 1 & \text{para } r=s \\ 0 & \text{para } r \neq s \dots \end{cases} (18)$$

donde  $\dagger$  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

$$S = \{ S_{ij} ; i=1, \dots, N \wedge j=1, \dots, M \} \quad \dots\dots\dots (19)$$

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  $t_0 + \Delta t(m-1)$  donde  $m$  va de 1 a  $M$  (en este caso  $\Delta t=1$  hr.), cada elemento de  $S$  está formado entonces por:

$$S_{ij} = r_{ij} e^{\pm i \phi_{ij}} \dots \dots \dots 20$$

donde  $r_{ij}$  representa la magnitud del vector de viento y  $\phi_{ij}$  su dirección meteorológica como muestra la figura 12a.

Para poder tener una interpretación más directa de los resultados y trabajar con las formulas trigonométricas usuales se convirtieron los datos de dirección meteorológica a dirección algebraica (fig. 12b) por medio de la relación (21)

$$\theta_{ij} = (3\pi/2) - \phi_{ij} \dots \dots \dots (21)$$

El vector promedio de  $S$  está dado por:

$$\bar{S} = \begin{pmatrix} \bar{S}_1 \\ \bar{S}_2 \\ \vdots \\ \bar{S}_N \end{pmatrix} \quad \text{donde} \quad \bar{S}_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M S_{ij} \dots \dots \dots (22)$$

se definió la matriz

$$A = S - \bar{S}1 \quad \dots\dots\dots (23)$$

(1 = vector unitario)

con elementos

$$a_{ij} = S_{ij} - \bar{S}_i \quad \dots\dots\dots (24)$$

entonces la matriz de varianza-covarianza esta dada por:

$$\Sigma = \frac{1}{M} A A^{\dagger} \quad \dots\dots\dots (25)$$

y tiene elementos

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{M} \sum_{k=1}^M a_{ik} a_{jk}^* \quad \dots\dots\dots (26)$$

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 x M) a analizar, los N autovalores de  $\Sigma$  (que por ser  $\Sigma$  hermitiana por definición, son siempre reales) y sus N autovectores asociados  $E^{(1)}, \dots, E^{(N)}$  en general complejos. Con estos autovectores y de acuerdo a la ecuación (17) se encontraron los N coeficientes de expansión asociados. Esto es, si reescribimos la

ecuación (17) en terminos de sus componentes como:

$$U = E^T S$$

$$\begin{pmatrix} U_{(1)} \\ \vdots \\ U_{(N)} \end{pmatrix} = (E^{(1)}, \dots, E^{(N)})^T \begin{pmatrix} S_{(1)} \\ \vdots \\ S_{(N)} \end{pmatrix} \dots\dots\dots (27)$$

$$\begin{pmatrix} U_{(1)1} & U_{(1)2} & \dots & U_{(1)M} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ U_{(N)1} & U_{(N)2} & \dots & U_{(N)M} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} E_1^{(1)} & E_2^{(1)} & \dots & E_N^{(1)} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ E_1^{(N)} & E_2^{(N)} & \dots & E_N^{(N)} \end{pmatrix}^* \begin{pmatrix} S_{(1)1} & S_{(1)2} & \dots & S_{(1)M} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ S_{(N)1} & S_{(N)2} & \dots & S_{(N)M} \end{pmatrix} \text{ ó}$$

$$U_{(i)j} = \sum_{k=1}^N E_k^{(i)*} S_{(k)j} \dots\dots\dots (28)$$

Reescribiendo la ecuación (2) en función de sus componentes tenemos que

$$S_{(n)m} = \sum_{k=1}^N E_n^{(k)} U_{(k)m} \dots\dots\dots (29)$$

con lo cual es facil observar que, para un tiempo dado m, cada elemento de E<sup>(k)</sup> es escalado por un factor común, dado por la magnitud de U<sub>(k)m</sub>, y su dirección es girada por una constante común aditiva, dada por la fase de U<sub>(k)m</sub>. Por ejemplo, si se considera que el primer modo es por si solo capés de representar adecuadamente los datos (p=1) y representamos a E<sub>j</sub><sup>(1)</sup> y U<sub>(1)m</sub> en la forma

$$E_j^{(1)} = e_j^{(1)} \exp(i \alpha_j^{(1)}) \dots\dots\dots (30)$$

$$U_{(1)m} = C_{(1)m} \exp(i \gamma_{(1)m}) \dots\dots\dots (31)$$

entonces (28) puede escribirse, usando (15) como

$$\begin{aligned} S_{(i)m} &= r_{(i)m} \exp(\pm \theta_{(i)m}) \approx E_i^{(i)} U_{(i)m} = \left[ e_i^{(i)} \exp(\pm \alpha_i^{(i)}) \right] \left[ c_{(i)m} \exp(\pm \gamma_{(i)m}) \right] = \\ &= e_i^{(i)} c_{(i)m} \exp[\pm (\alpha_i^{(i)} + \gamma_{(i)m})] \end{aligned}$$

de donde  $r_{(i)m} = e_i^{(i)} c_{(i)m}$  y  $\theta_{(i)m} = \alpha_i^{(i)} + \gamma_{(i)m}$  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)  $c_{(i)m}$ , y un giro común de sus elementos dado por  $\gamma_{(i)m}$ .

Es posible observar, en esta forma, que el valor cuadrático medio, del coeficiente de expansión  $c_i$  es una medida de la importancia relativa del vector característico  $E^{(i)}$  en la representación de los datos. Se puede demostrar que este valor cuadrático medio, del coeficiente de expansión  $c_i$  es igual al  $i$ -ésimo valor característico de  $\sum$  o sea:

$$\lambda_i = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (c_{(i)m})^2 \quad i = 1, \dots, N$$

lo cual no es más que otra forma de escribir el enunciado 3-iii.

También, es posible observar de (29) que el vector  $E^{(i)}$  puede ser asociado a un determinado patrón de circulación, ya que a

cada elemento de  $E^{(i)}$  lo podemos asociar con una localidad o estación;  $E^{(1)}$  corresponde, en este caso, al patrón de circulación mas 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.

Se desarrolló un programa de computadora escrito en fortran para utilizar este método con N series simultáneas de viento. El programa puede ser usado igualmente con cualquier otro tipo de series bidimensionales. Las entradas del programa son: Las series a analizar, numero de series(N), tamaño de las series(M) y etiqueta identificadora. Las salidas son: La matriz de varianza-covarianza de la matriz formada por las N series de longitud M, los N eigenvalores y eigenvectores complejos y las N series de coeficientes de expansión, los resultados son escritos y graficados. En el apendice A se presenta este programa.

## CAPITULO III

### RESULTADOS Y DISCUSIONES

#### 3.1- 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. Se puede observar que en la estación Isla Todos Santos es donde se presentan los vientos mas intensos y variables, la magnitud promedio del viento en esta estación es de 3.9 m/s y una desviación estandar de 2.5 mientras que las menores intensidades de viento y varianza, en general, se encuentran en la estación de CICESE (CI) donde la magnitud promedio del viento es de 1.5 m/s y su desviación estandar es de 1.8

De acuerdo a las características de sus componentes, las estaciones pueden ser divididas en dos grupos:

i.- Las estaciones de TS y FR en donde el viento promedio es NW (tabla 1), la componente u para ambas muestra, en su función de autocorrelación (figs. 5a y 5c), una variación periodica de 24 hr; su función de correlación cruzada con los componentes u y v de CM y CI (figs. 7a, 7c, 9a, 9c, 10a) es también periódica de

24 hr. mostrando la interrelación con ambas componentes de estas estaciones.

La componente  $v$  (figs. 4b y 4d) tiene una forma menos definida en estas estaciones, haciendo que el valor de su función de autocorrelación (5a y 5c) sea muy pequeño para todos los desfases calculados y su función de correlación cruzada con los componentes  $u$  y  $v$  de las est. CM y CI (8a, 8c, 9a, 9c y 10b) sin una forma bien definida y el valor pequeño en general.

ii) Las estaciones de CM y CI en donde el viento promedio es SW y sus componentes  $u$  y  $v$  tienen características similares, mostrando en sus gráficas de autocorrelación (fig. 5b y 5d) periodicidad bien definida y buena correlación con la componente  $u$  de TS y FR pero mala con las componentes  $v$  de estas mismas estaciones.

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 CI y CM la costa está orientada en sentido NW-SE de tal manera que la brisa generada, perpendicular

a la interface 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 FR 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 TS no tiene una dirección de línea de costa bien definida; pero, por los resultados obtenidos, se puede suponer que la interface mar-tierra que genera la brisa en esta estación es N-S.

En la figura 6, en donde se presentan las gráficas de correlación cruzada entre los componentes (magnitud) u y v de cada una de las estaciones, se muestra nuevamente el carácter periódico de las series y la mayor independencia entre sus componentes para la estación de FR y, en menor grado, para TS con respecto a las estaciones de CM y CI. También es posible observar que el máximo (o el mínimo) de estas funciones no se encuentra a un desfase cero, como se esperaría si la única causa generadora de los vientos en la bahía fuera el fenómeno de brisas, ya que, en este caso el viento variarían en general en una sola dirección, haciendo que sus componentes estuvieran

completamente en fase aumentando una cuando la otra aumentara, o viceversa en el caso que, para  $\tau = 0$ , correspondiera un mínimo.

La causa de este pequeño desfase (1 ó 2 horas) es debido probablemente a que, por efecto de la fuerza de Coriolis, la trayectoria que el vector de viento describe en cada estación a través del tiempo no sea una línea recta sino una trayectoria elíptica. De ser este el caso el sentido del giro sería contrario a las manecillas del reloj.

Por otro lado de la figura 7 se puede observar que existe un pequeño desfase ( $\tau = -1$  ó  $-2$ ) entre la componente  $u$  de TS 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, a la estación de la isla.

De las gráficas de densidad espectral (fig. 11) se observa lo siguiente:

-La componente  $u$  de la estación de TS (fig. 11a) refleja, por el pico bien definido para la frecuencia de 0.04166 cic/día, el carácter periódico de la serie, la misma característica es visible en los espectros de las componentes  $u$  de las otras

estaciones, en los que se observa además un pico para la frecuencia semidiurna.

-En general, en las estaciones TS y CM la energía de la componente v es menor que la de la componente u; mostrando también un pico en el espectro para las frecuencias diurnas y semidiurnas, aunque este último en la estación de CM no está bien definido.

-La misma característica es observable en la fig. 11d para la componente v de CI, con la diferencia que su energía es similar a la de la componente u de esta misma estación.

-Para la componente v de FR su gráfica espectral (fig. 11c) refleja el carácter más aleatorio de esta serie al no presentar ningún pico bien definido.

Estos análisis preliminares, para obtener una visión general de los datos, se pueden resumir como sigue:

i. - Mayor energía del viento en la estación de la Isla y menor en la estación de CI.

ii. - Similitud, de acuerdo al comportamiento de sus componentes, en las estaciones CI y CM por un lado, y FR y TS por

el otro.

iii. - Frecuencia diurna marcada en las componentes u de todas las estaciones y en la componente v de las estaciones de CI y CM.

iv. - Probable trayectoria elíptica de los vectores de viento en todas las estaciones por efecto de la fuerza de Coriolis.

v. - Retrazo en el comienzo del fenómeno de brisas en la estación de la Isla con respecto a las estaciones costeras.

### 3.2- Espectro rotacional y componentes principales:

Se calcularon los espectros rotacionales para las series de viento registradas para las cuatro estaciones meteorológicas de la bahía (TS, CM, FR y CI), durante los días 19-31 de octubre de 1979.

De las gráficas de espectros rotacionales (fig. 13) es posible observar que, para las series de vientos de las estaciones CM, FR y CI, existen dos frecuencias significativas, diurna y semidiurna, siendo la primera de mayor importancia que la segunda. Para la estación de TS su espectro rotacional evidencia una marcada componente diurna pero no presenta

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.

Las elipses componentes para las dos frecuencias importantes se graficaron en el mapa de la bahía (figs. 14 y 15): de ellas, se puede observar una mayor magnitud y varianza en el vector que describe el movimiento diurno en la estación de TS y una menor magnitud y varianza para la misma frecuencia en el vector que describe a la estación de CI. Las estaciones de CM y FR 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 FR y TS se observa una dirección en la elipse de frecuencia diurna practicamente E-W, mientras que para CM y CI la dirección es NE-SW. Para las frecuencias semidiurnas las direcciones de las elipses son muy similares a las de las elipses diurnas para CM, CI y FR, mientras que para TS 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 la relación entre el área de las elipses diurnas y semidiurnas se muestra en la tabla II.

### 3.5- Componentes principales:

El análisis de componentes principales, o funciones empíricas ortogonales (FEO), se aplicó a las cuatro series vectoriales de viento de la Bahía de Todos Santos (TS, CM, FB, CI), para los días del 19 al 31 de octubre de 1979. Los resultados del análisis se muestran gráficamente en las figuras 19 y 20.

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

direccion	magnitud relativa	
-22	.71	para TS
-7	.51	para CM
-24	.42	para FR
9	.21	para CI

En los coeficientes de expansión, para este modo, se puede

apreciar claramente que el factor comun predominante (70 %) tiene una periodicidad diurna tanto en su dirección como 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 las figuras 18 y 19.

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 estos 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

"maximos" y "minimos" siendo estos de similar duraci3n.

Estos resultados coinciden con lo esperado de acuerdo a la teorfa de brisas, las figuras 18 y 19 pueden ser relacionadas con el maximo de la brisa marina y terrestre respectivamente, donde como se observa la brisa marina es de mayor intensidad que la terrestre aunque de menor duraci3n. Este hecho es explicable por la diferencia que en el periodo muestreado existe entre la duraci3n del dfa y de la noche propio de otoño y el gradiente de temperatura entre mar y tierra que durante el dfa es en sentido mar-tierra y de mayor intensidad que durante la noche en la cual el sentido se invierte.

En la figura 20 se muestra la temperatura medida en mar y tierra durante un dfa en octubre de 1980 en la regi3n de CM, en ella se observa el aumento del gradiente de temperatura durante el dfa hasta alcanzar un m3ximo alrededor de las 14:00 horas, este periodo muestreado es muy corto para mostrar la variaci3n diurna del gradiente de temperatura pero da una idea de la hora de m3ximo gradiente en el mes de octubre.

De las figuras 16 y 2 se encuentra que el periodo de m3xima insolaci3n (12:00) no corresponde como podrfa esperarse con la m3xima intensidad de brisa, sino mas bien con el inicio de esta, esto puede deberse en primer lugar al retraso entre la m3xima

insolación y el máximo gradiente de temperatura alcanzada, entre tierra y mar, y además, posiblemente, por el esfuerzo de fricción sobre el viento lo que no permite el desarrollo de la brisa hasta que la intensidad de esta es mayor a la necesaria para contrarrestar a la fricción.

Las direcciones de los valores característicos 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 CM y CI el sistema de brisas es principalmente SW-NE, mientras para TS y FR esta es mas bien W-E. Las pequeñas variaciones a este patrón de circulación, como el caso de CM donde su componente E-W es un poco mayor de lo que correspondería de acuerdo a la orientación de la línea de costa posiblemente se deba a la no homogeneidad de la temperatura del agua en la bahía y a la orografía local.

La orientación de las elipses, del método de espectros rotacionales, también muestran estas direcciones características de variación: las diferencias que resultan de uno y otro método se pueden deber a que en el FED 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 independiente de las

demás. Además es de recordarse que en el sistema de brisas representado por el modo 1 del FED están integradas tanto la frecuencia diurna como semidiurna de la brisa mientras que las elipses representan una u otra de estas frecuencias.

En las figuras 14 y 15 (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 nor-oeste de la bahía. La figura 21 muestra la distribución de temperaturas para un día promedio de octubre de 1972 (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 sentido de las manecillas del reloj, lo que da evidencia del 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 CI. Esto coincide con lo esperado de acuerdo a 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 eigenvalores de este primer modo. La menor energía, reflejada por el eigenvalor menor, corresponde a la estación de CI 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 TS, ocurre lo contrario mostrando el fenómeno de brisas más intenso, que se refleja en el eigenvalor mayor.

El mismo resultado se obtiene al comparar las áreas de las elipses componentes (tabla 2): mayor energía en la frecuencia diurna para TS seguida de CM, FR y CI con la menor energía.

Por otro lado el hecho de que las dos direcciones características del primer modo 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, este, al sobreponerse 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.

En el modo dos que representa el 16.71 de la varianza, los

eigenvalores resultantes muestran una diferencia de aproximadamente 180 entre la dirección correspondiente a la estación de TS y las otras estaciones. Además de las figuras 14 y 15 se encuentra que las elipses componentes para la banda semidiurna tienen más o menos la misma orientación que los correspondientes a la banda diurna para las estaciones CM, FR y CI, mientras que para TS las direcciones son completamente diferentes para las dos frecuencias. Este resultado, reforzado con lo expuesto en el análisis preliminar, evidencia una diferencia cualitativa en el comportamiento del viento para la estación de TS con respecto a las estaciones de tierra debido probablemente a un efecto de convección, el cual es más intenso en las estaciones costeras que en la isla (Reyes, S., comunicación personal) o posiblemente también a un retraso en el inicio del fenómeno de brisas para esta.

Los coeficientes de expansión para el modo 2 no muestran ninguna característica bien definida como en el caso del modo 1, esto, aunado a la poca importancia relativa del modo, nos inclina a pensar que es resultado únicamente de la diferencia antes mencionada entre las estaciones de tierra y la isla.

Los modos tres y cuatro, con el 5 y el 6 de la varianza total, no presentan ninguna característica definida ni en sus eigenvalores ni eigenvectores, por lo que consideramos que

representan la parte de ruido de las series de viento originales.

## CAPITULO IV

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

#### 4.1- Conclusiones:

Se encontró que el método de funciones empíricas ortogonales 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 tesis, 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.

Por otro lado, por el análisis de las series de viento se puede concluir que:

En las cuatro estaciones estudiadas existe una brisa marina-terrestre bien definida con magnitudes de viento máximas para la brisa marina alrededor de las 14:00 horas.

La estación de TS muestra la máxima energía del viento seguida de CM y FR, para la estación de CI 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 CI y menor para la estación de TS.

Las direcciones observadas del viento indican una dependencia de este con la orientación de la línea de costa. Para las estaciones de FR y TS la dirección de la brisa marina-terrestre es E-W mientras que para las estaciones de CM y CI 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 bahía al desarrollo de los vientos locales.

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

Se encontró, por el análisis de los componentes principales así como de las elipses componentes, que existe una diferencia cualitativa además de cuantitativa en el viento de TS con respecto a las otras estaciones: esto es debido probablemente a un retraso en el inicio de la brisa y a la mayor influencia de viento sinóptico 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 a la teoría de brisa, esta diferencia pensamos es principalmente debida al efecto del viento sinóptico sobre el sistema de vientos locales en la bahía.

#### 4.2- Recomendaciones

Los resultados aquí presentados explican el comportamiento de los vientos superficiales para las regiones de TS, CM, FR y CI para la época de otoño.

i) Es necesario procesar y analizar un conjunto de series, por al menos un año, para poder entender las variaciones temporales (en escala estacional).

ii) Para entender el fenómeno de brisas, y vientos locales y

sus efectos en la climatología se deberán considerar otros parámetros como temperatura de la superficie del mar, presión atmosférica, humedad, temperatura del aire y radiación solar.

iii) Es necesario hacer observaciones en el plano vertical (de radiosondeo) para cuantificar las dimensiones de los vientos locales y de brisas y el efecto de los vientos sinópticos en los mismos.

iv) Cuando se tengan logrados los incisos i-iii, se podrán hacer aplicaciones directas a la climatología local, la oceanografía, la navegación aérea, etc.

CAPITULO V  
BIBLIOGRAFIA

Abramowitz, M y Stegun, I. (editores), 1970: Handbook of mathematical functions, Dover publications, Inc., New York.

Anderson, T. W., 1958: An introduction to multivariate statistical, John Wiley and Sons, Inc., New York.

Alvarez, L. G., 1977: Vientos en la Bahía de Todos Santos, B. C., Ciencias Marinas, Vol. 4, No. 1, PP. 81-89.

Amador, A., 1978: Analisis de vientos, corrientes y nivel del mar en una zona de surgencias cerca de Punta Colonet, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Tesis de maestría, 32 pp.

Bakun, A., 1973: Coastal upwelling indices, westcoast of North America, 1946-71, NOAA Technical Report, NMFS, SSRF-671, 103 pp.

Barbato, J. P., 1978: Aereal parameters of the sea breeze and its vertical structure in the Boston Basin, Bull. Am. Met. Soc., Vol. 59, No. 11, pp. 1420-1431.

Diaz H. F. y Fulbright D. C., 1981: Eigenvector analysis of seasonal temperature, precipitation and synoptic-scale system frequency over the contiguous United States, Monthly Weather Review, Vol. 109, pp. 1267-1284.

Dickenson, M. H., 1978: MASCON-A mass consistent atmospheric flux model for regions with complex terrain, Journal of applied meteorology, Vol. 17, No. 3, pp. 241-253.

Fofonoff, N. D., 1969: Spectral characteristics of internal waves in the ocean, Deep-sea Research, Supplement to Vol. 16, pp. 59-71.

García, L. E. y Chee, G., 1976: Ecología de la zona entre mareas de la Bahía de Todos Santos, Ciencias Marinas, Vol. 3, No. 1, pp. 10-27.

Gonella, J., 1972: A rotary-component method for analysing meteorological and oceanographic vector time series, Deep-sea Research, Vol. 19, pp. 833-846.

Goodin, W. R., M Rae, G. J. y Seinfeld, J. H., 1980: An objective analysis technique for constructing three-dimensional urban-scale wind fields, Journal of Applied Meteorology, Vol. 19, pp. 98-108.

Hardy, D. M., Walton, J. J., 1978: Principal components analysis of vector wind measurements, Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, pp. 1153-1162.

Hennessey, J. P., 1977: Some aspects of wind power statistics, Journal of Applied Meteorology, Vol. 16, pp. 119-128.

Justus, C. G., Hargrave, W. R., Mikhail, A. y Graber, D., 1978: Methods for estimating wind speed frequency distributions, Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, pp. 350-353.

Lorenz, E. N., 1956: Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction, Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology, Scientific report No. 1.

Monin, A. S., 1979: Air-sea interaction and climate, Dyn. Atmos. Oceans, Vol. 3, pp. 85-94.

Moors, 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., 1979: Tesis profesional, Escuela Superior de Ciencias Marinas, UABC.

O'Brien, J. J., Pillsbury, R. D., 1973: A note on rotary wind spectrum in a seabreeze regime, contribution No. 93 of the Geophysical Fluid Dynamics Institute, Florida State University.

Pavía, E. G., 1979: Brisas en la Bahía de Todos Santos, B. C. durante los meses de marzo a agosto 1978, Escuela Superior de Ciencias Marinas, UABC, Tesis Profesional, 97 pp.

Ransdell, J. V., 1978: Wind shear fluctuations downwind of large surface roughness elements, Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, PP. 436-443.

Schwerdtfeger, P., 1976: Physical principles of micro-meteorological measurements, Elsevier Scientific Publishing Company, New York, 300 pp.

Stewart, D. A., Essenwanger, O. M., 1978: Frequency distribution of wind speed near the surface, Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, pp. 1633-1642.

Sherman, C. A., 1978: A mass-consistent model for wind field over complex terrain, Journal of Applied Meteorology, Vol. 17, pp. 312-319.

Sverdrup, H. U., Johnson, M. W. y Fleming, R. H., 1942: The oceans, their physics, chemistry, and general biology. Prentice-Hall, New York, 1087 pp.

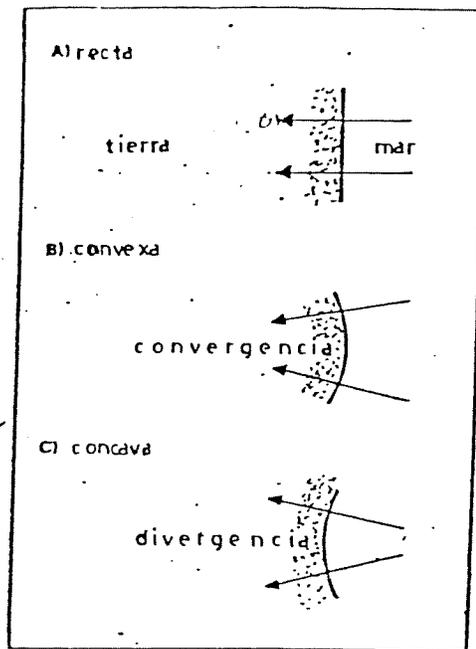


Fig. 1b- Patrón básico de circulación de brisas para costa recta, cóncava y convexa. (según Barbato, 1978).

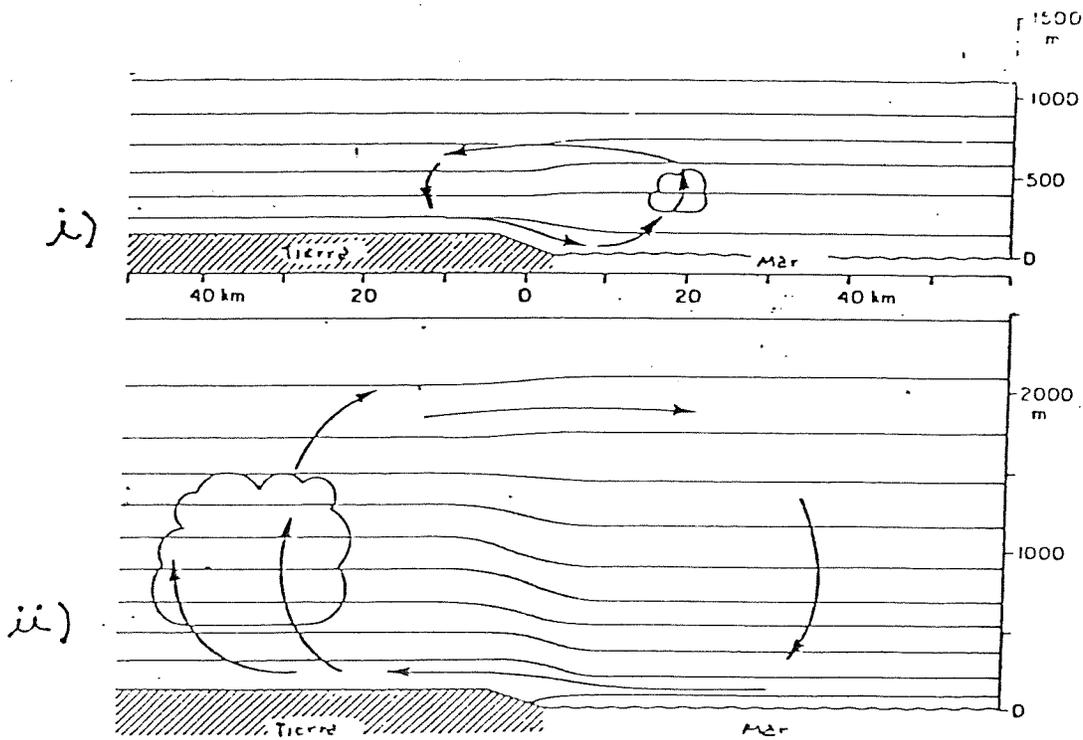


Fig. 1a- Patrón básico de circulación de brisas:  
 i) brisa marina.  
 ii) brisa terrestre.  
 (según Nienwolt, 1977).

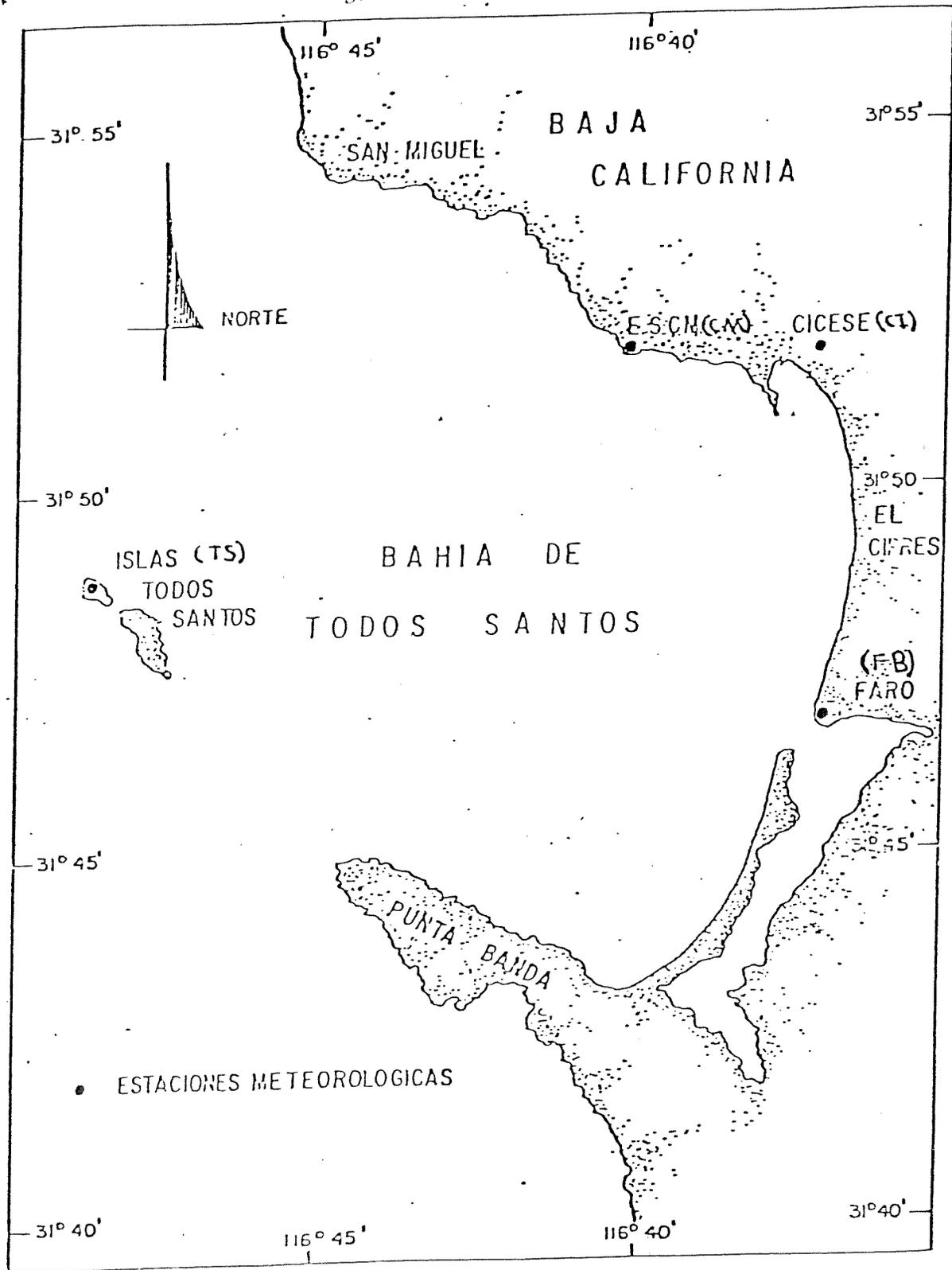


Fig. 2 Bahía de Todos Santos. Area de estudio.

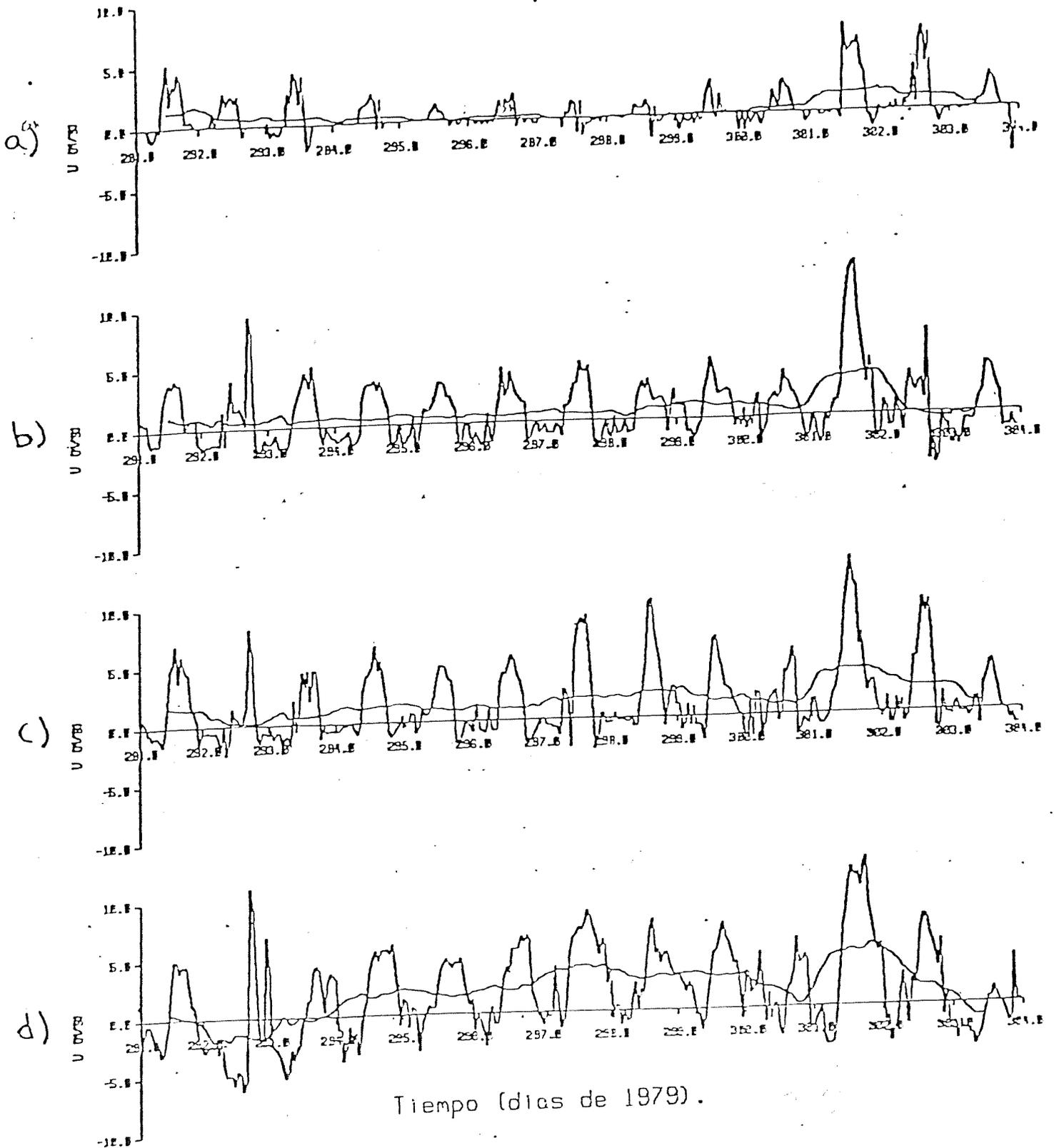


Fig. 3- Componente este-oeste(u) de viento superficial para estaciones: CICESE(a): Faro Beach(b): Ciencias Marinas(c): Todos Santos(d).

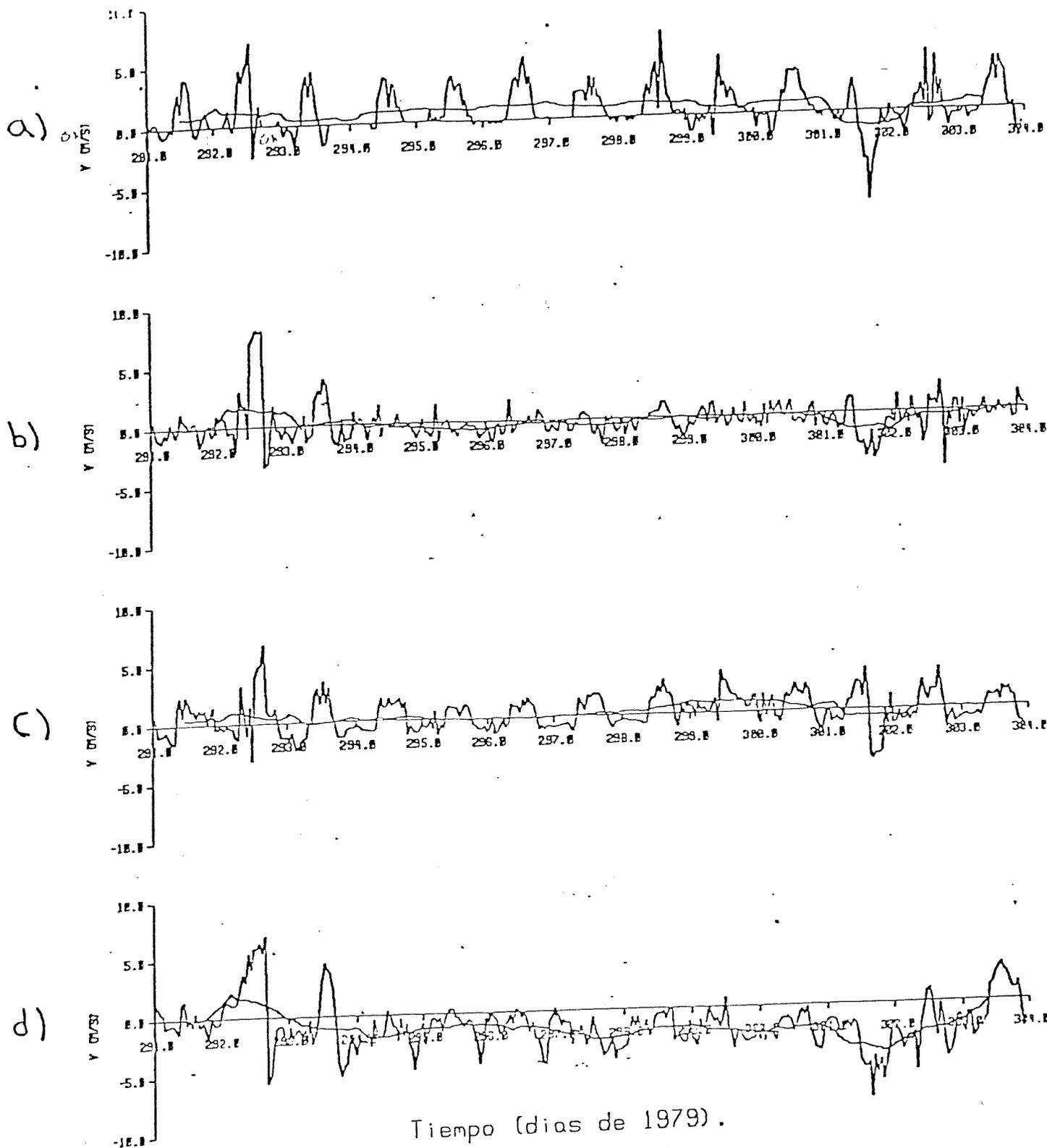


Fig. 4--Componente norte-sur(v) de viento superficial para estaciones: CICESE(a): Faro Beach(b): Ciencias Marinas(c): Todos Santos(d).

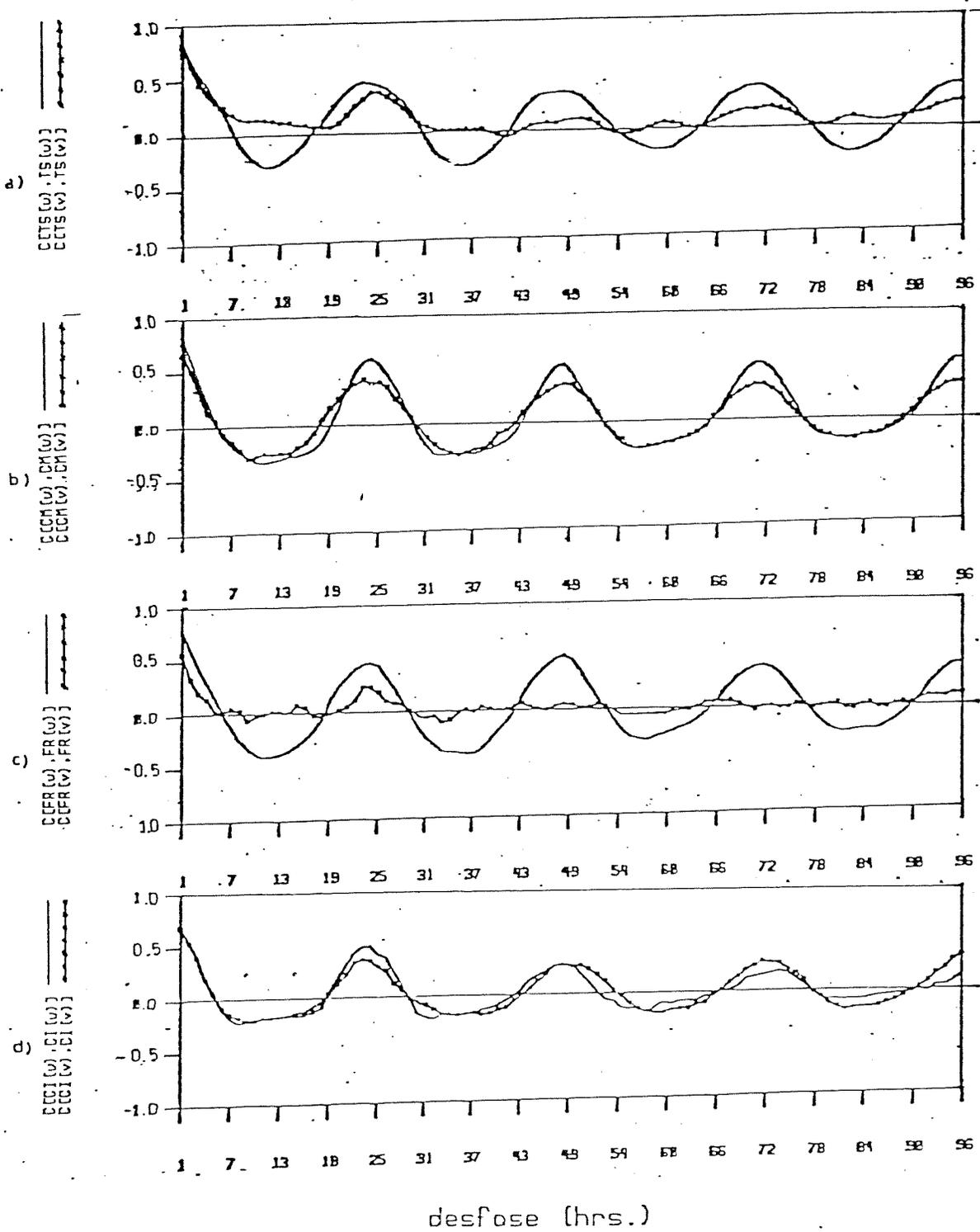


Fig. 5- Función de autocorrelación para componentes u y v:  
 Todos Santos(a): Ciencias Marinas(b):  
 Faro Beach(c): CICESE(d).

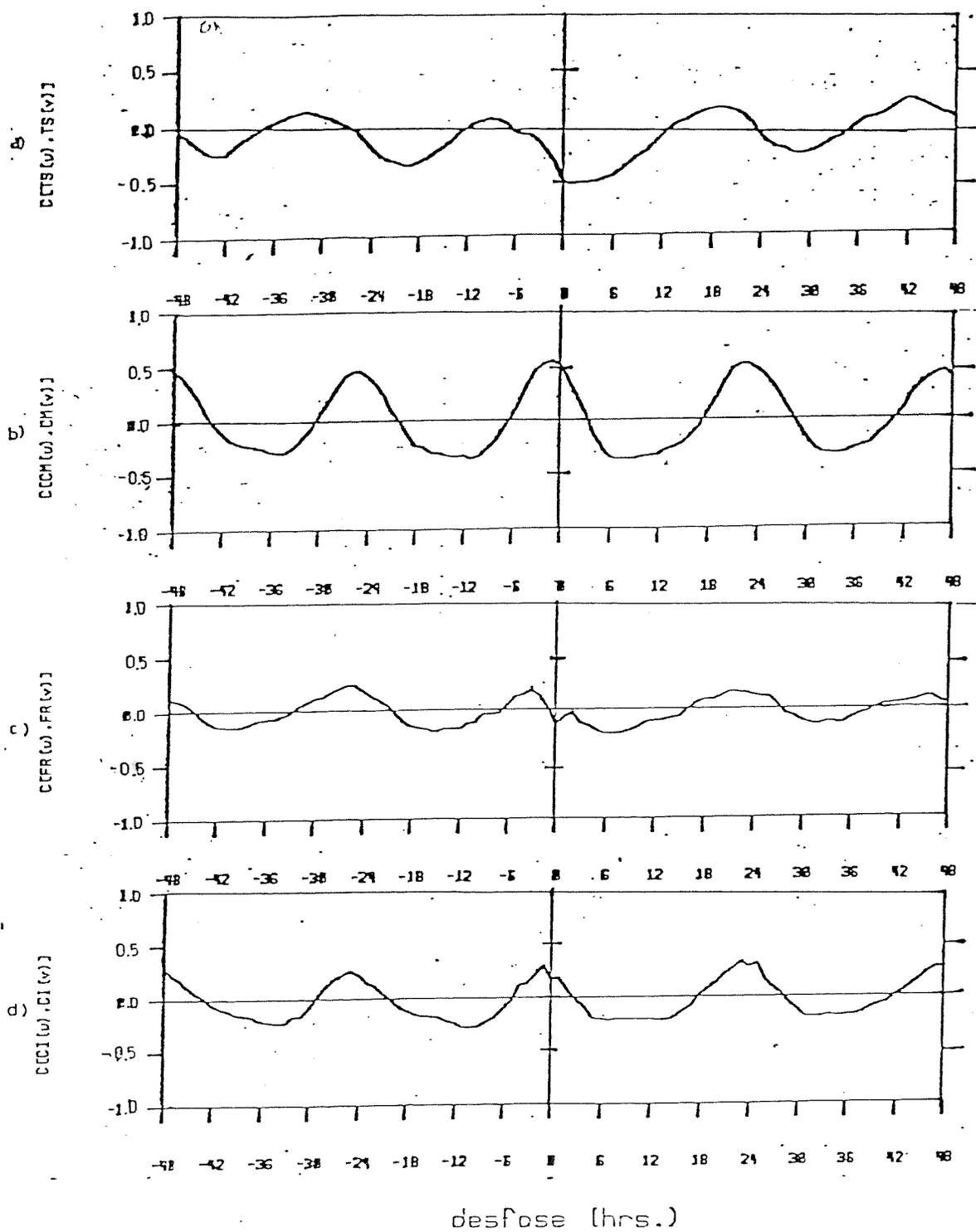


Fig. 6- Función de correlación cruzada entre componentes u y v para: Todos Santos(a): Ciencias Marinas(b): Faro Beach(c): CICESE(d).

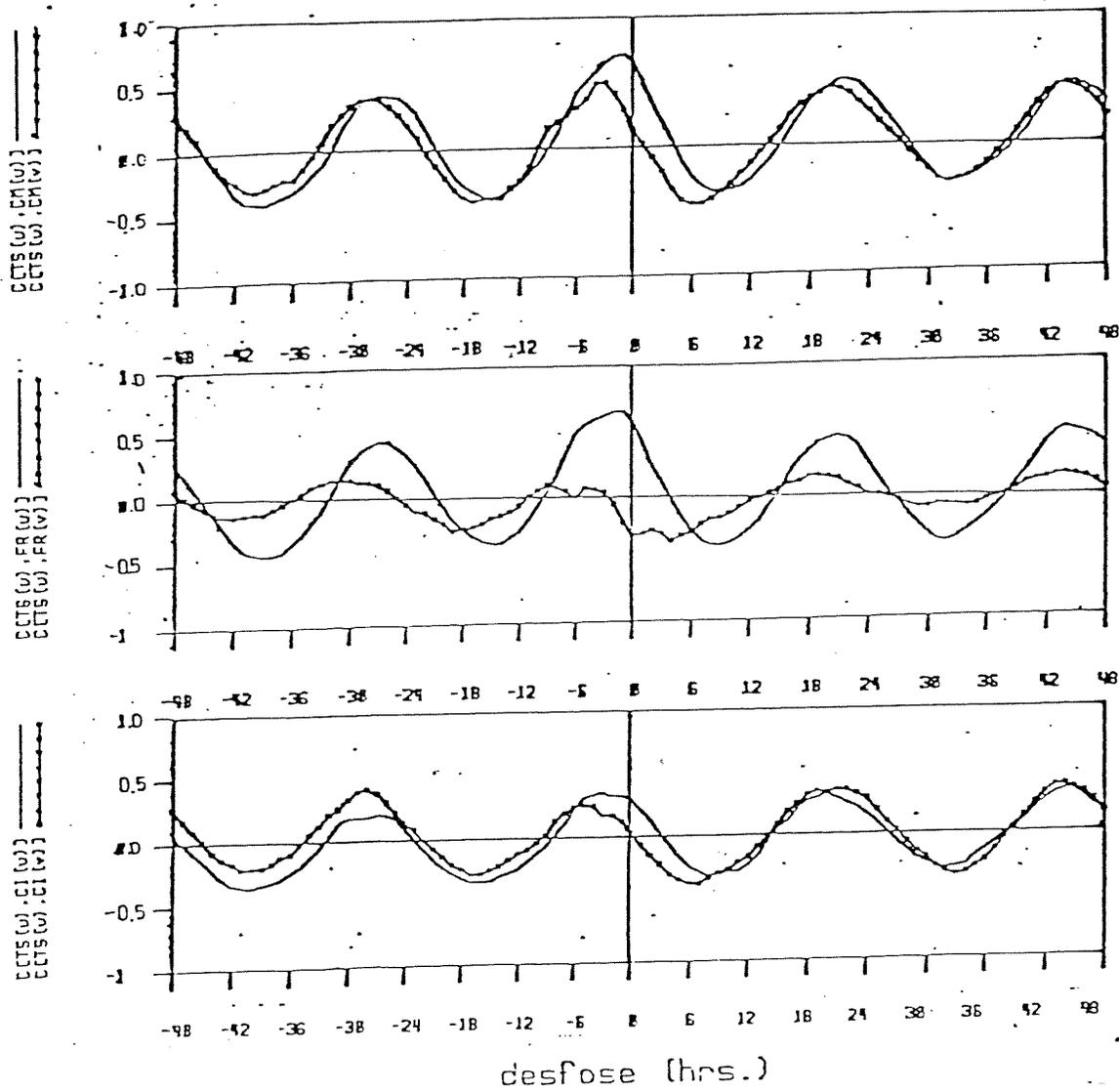


Fig. 7- Función de correlación cruzada entre la componente u de Todos Santos y : u y v de Ciencias Marinas(a): u y v de Faro Beach(b): u y v de CICESE(c).

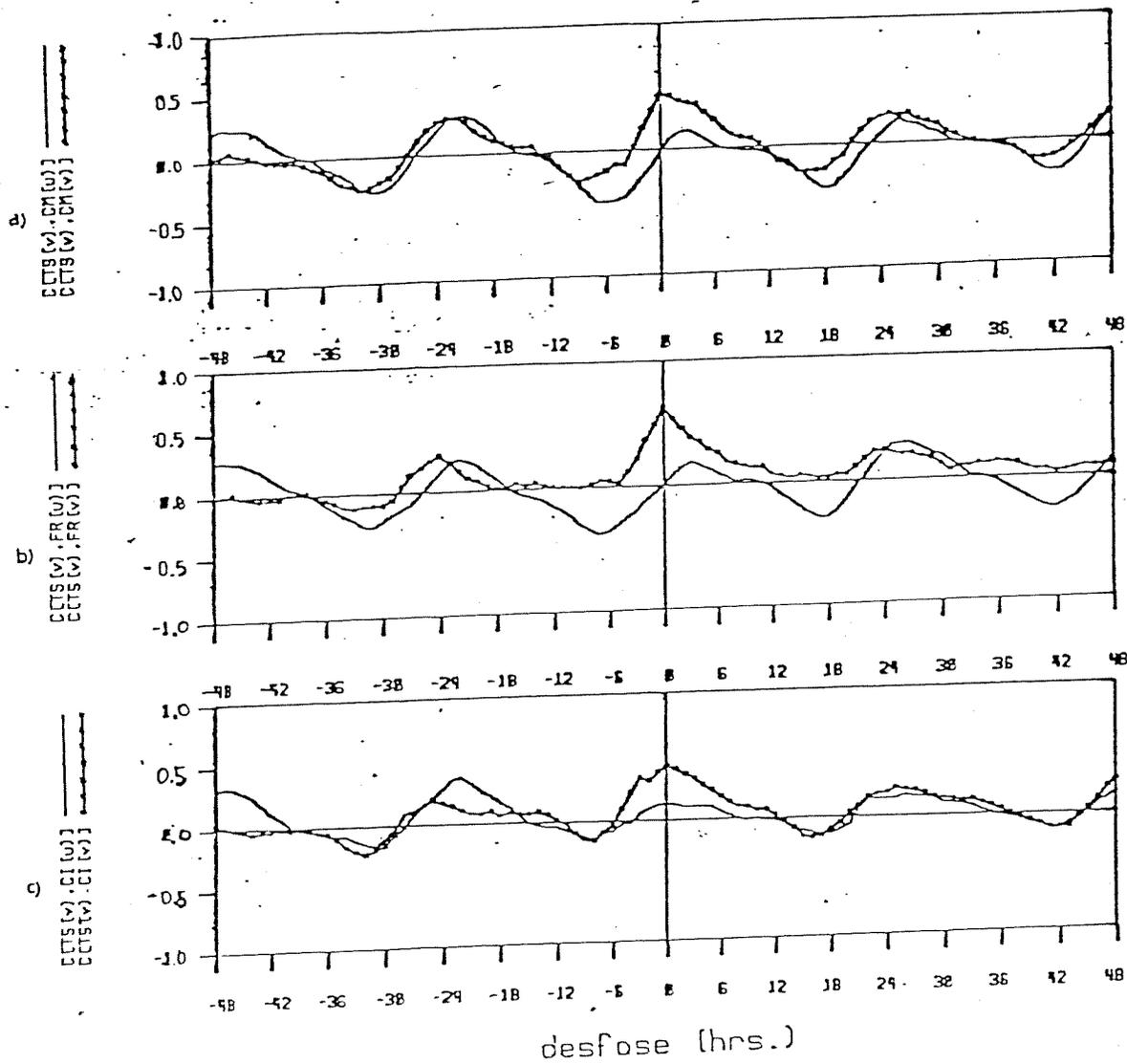


Fig. 8- Función de correlación cruzada entre la componente v de Todos Santos y: u y v de Ciencias Marinas(a): u y v de Faro Beach(b): u y v de CICESE(c).

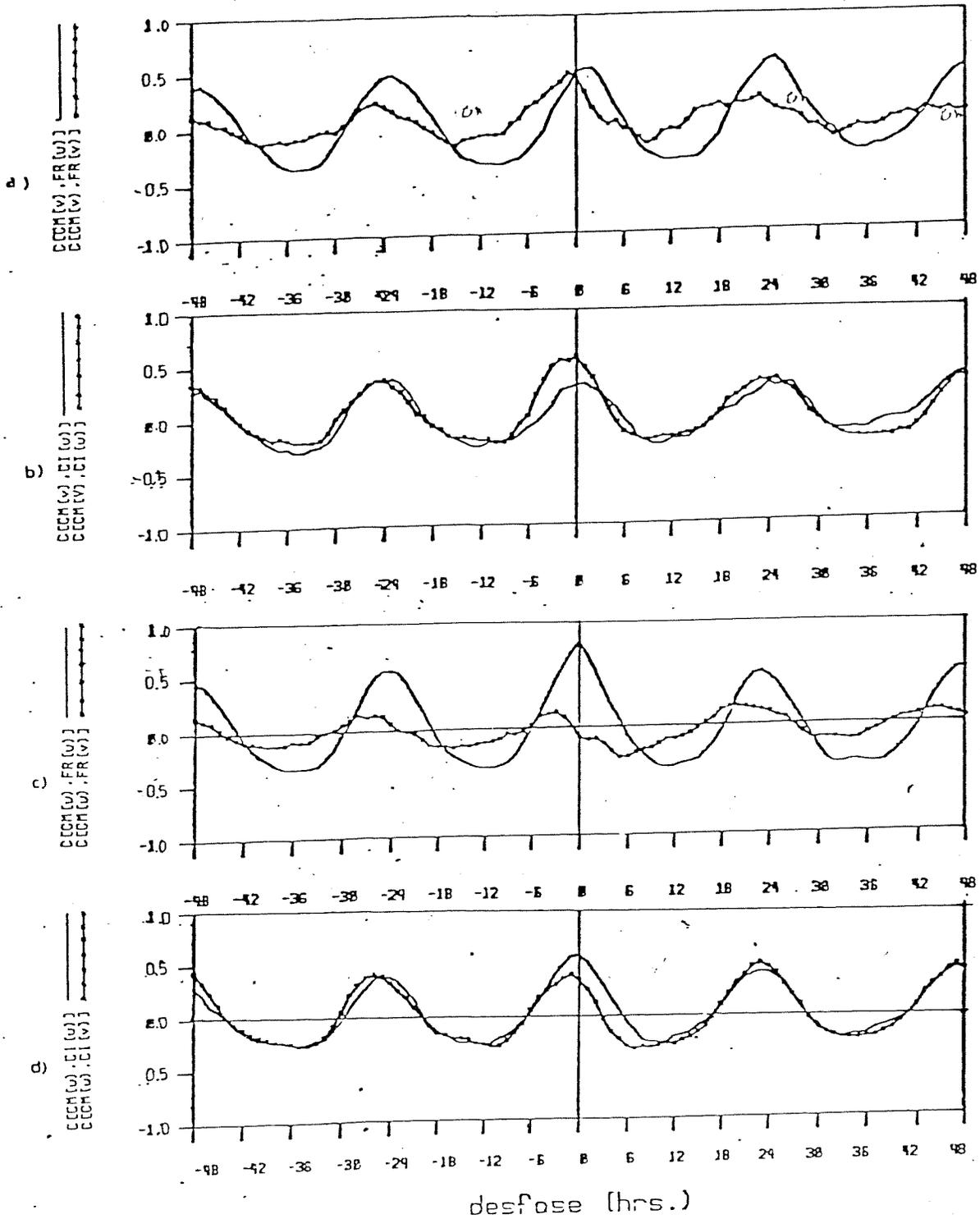


Fig. 9- Función de correlación cruzada entre componente v de Ciencias Marinas y: u y v de Faro Beach(a): u y v de CICESE(b), y entre componente u de Ciencias Marinas y : u y v de Faro Beach(c): u y v de CICESE(d).

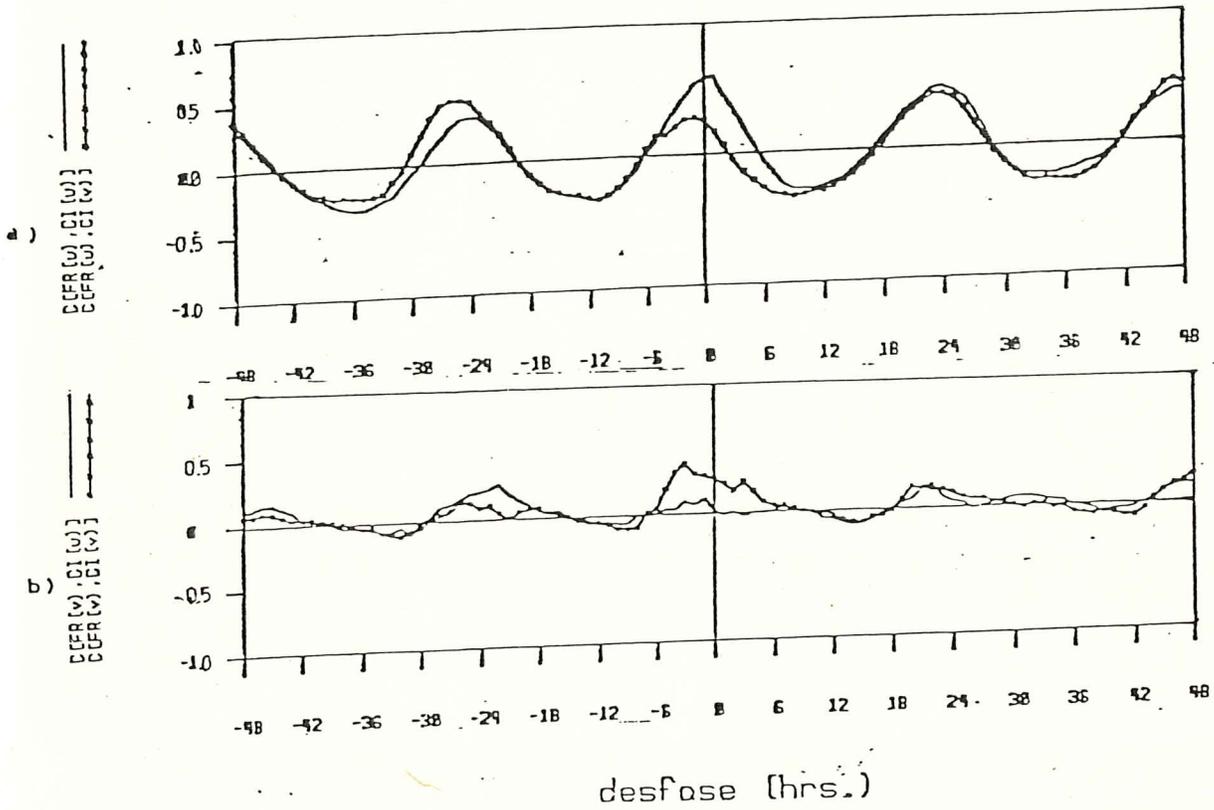
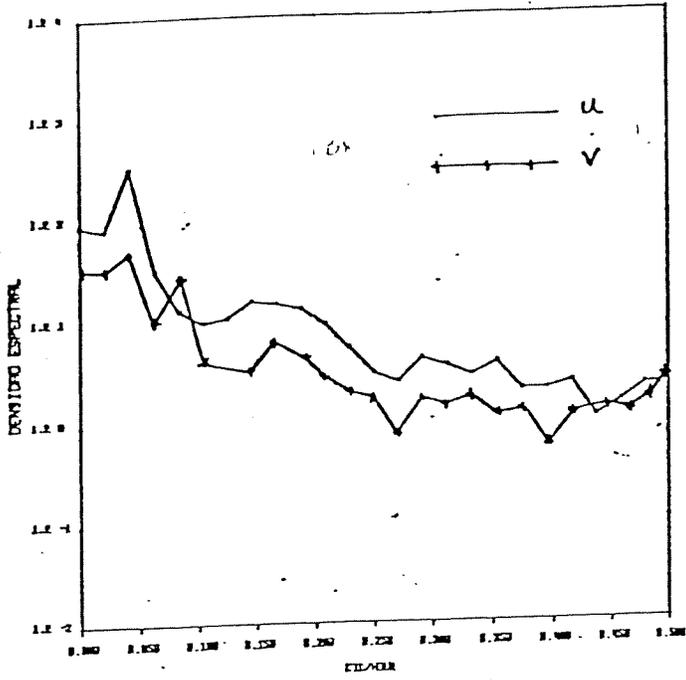


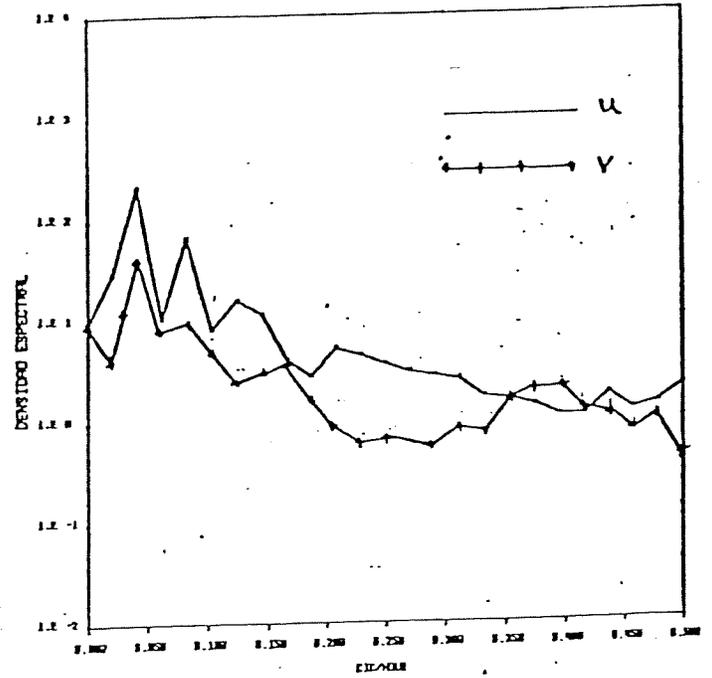
Fig. 10- Función de correlación cruzada entre componentes: u de Faro Beach contra u y v de CICESE(a) y v de Faro Beach contra u y v de CICESE(b).

DENSIDAD ESPECTRAL  
EST. TS



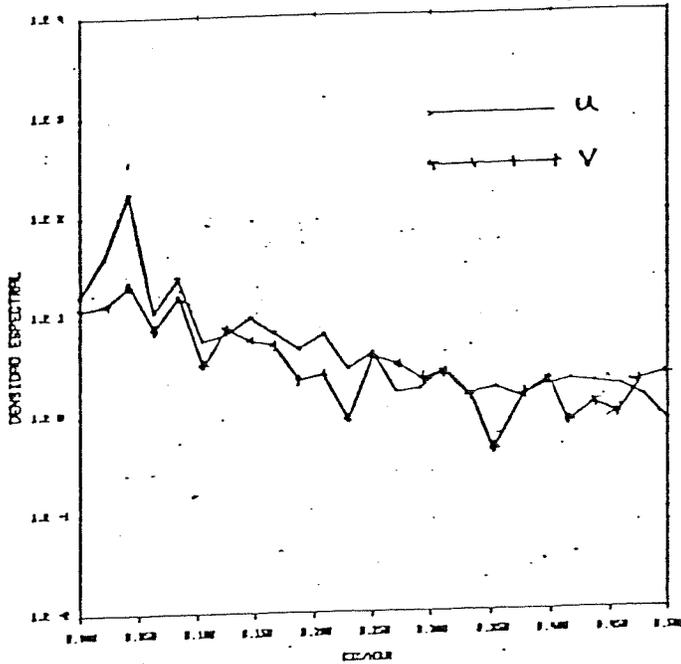
a

DENSIDAD ESPECTRAL  
EST. CM



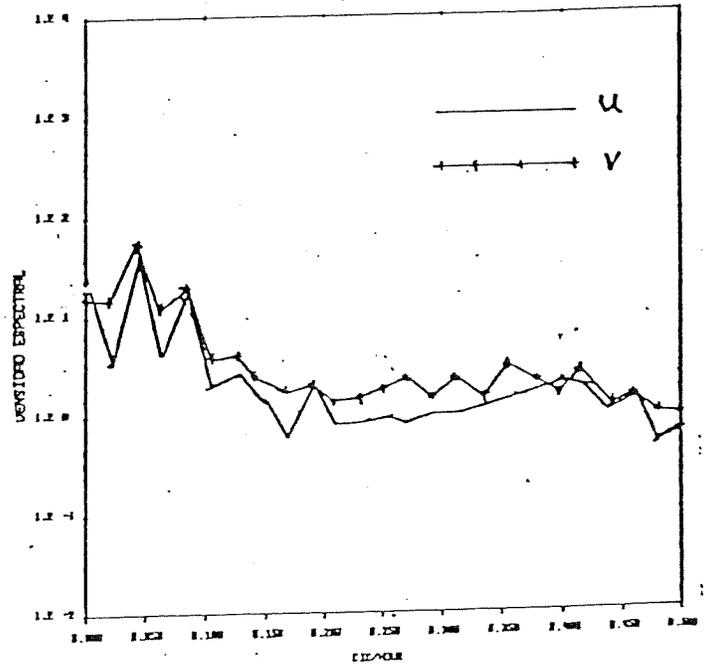
b

DENSIDAD ESPECTRAL  
EST. FR



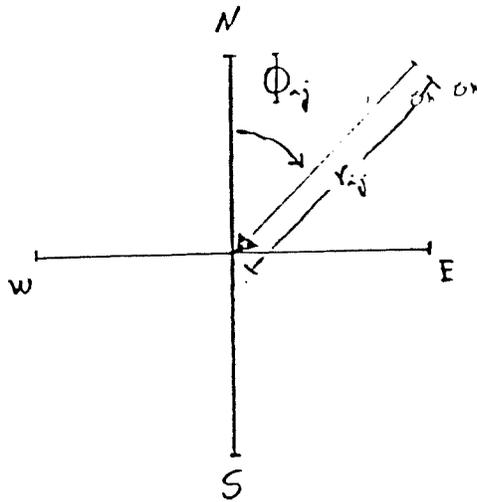
c

DENSIDAD ESPECTRAL  
EST. CI

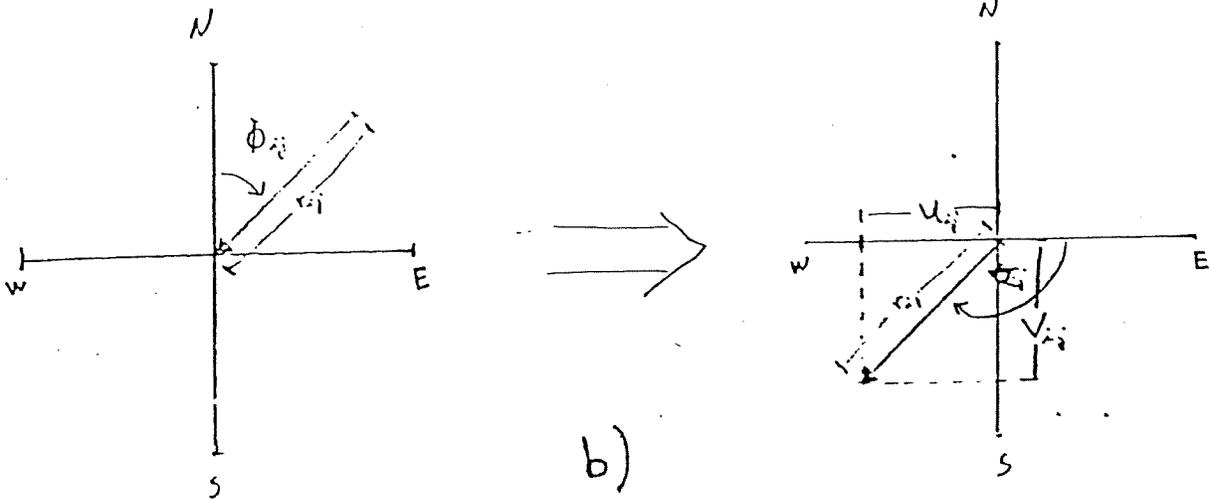


d

Fig. 11- Espectro de potencia para componentes u y v de:  
Todos Santos(a): Ciencias Marinas(b):  
Faro Beach(c): CICESE(d).

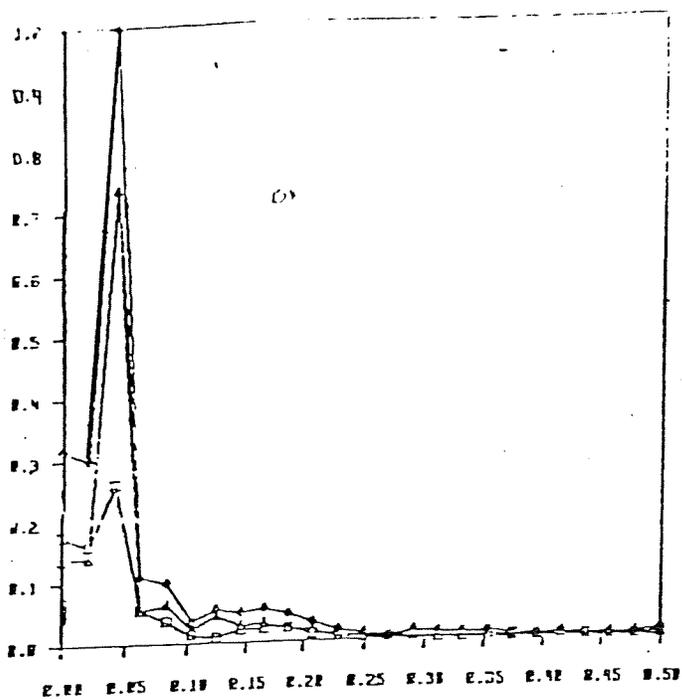


a)



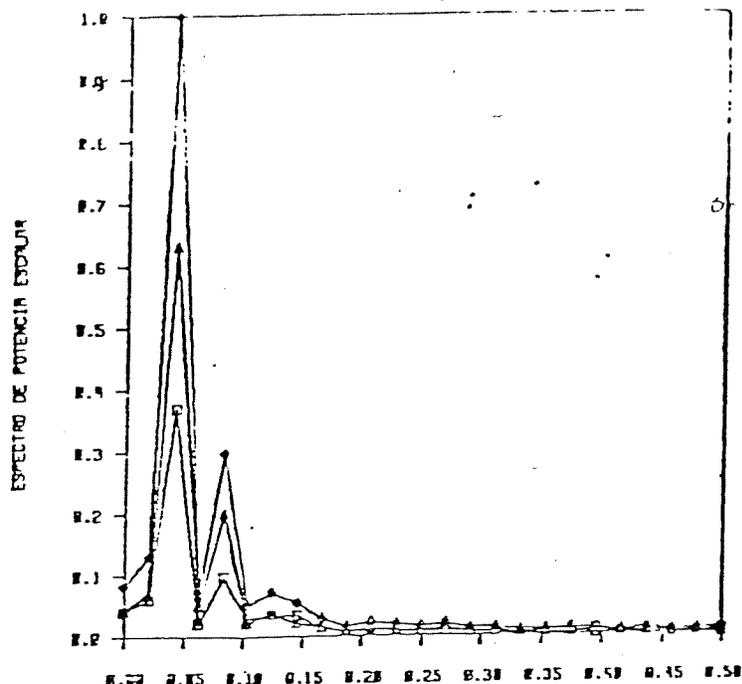
b)

Fig. 12- a) Representación meteorológica de un vector de viento.  
 b) Transformación de representación meteorológica a representación matemática.



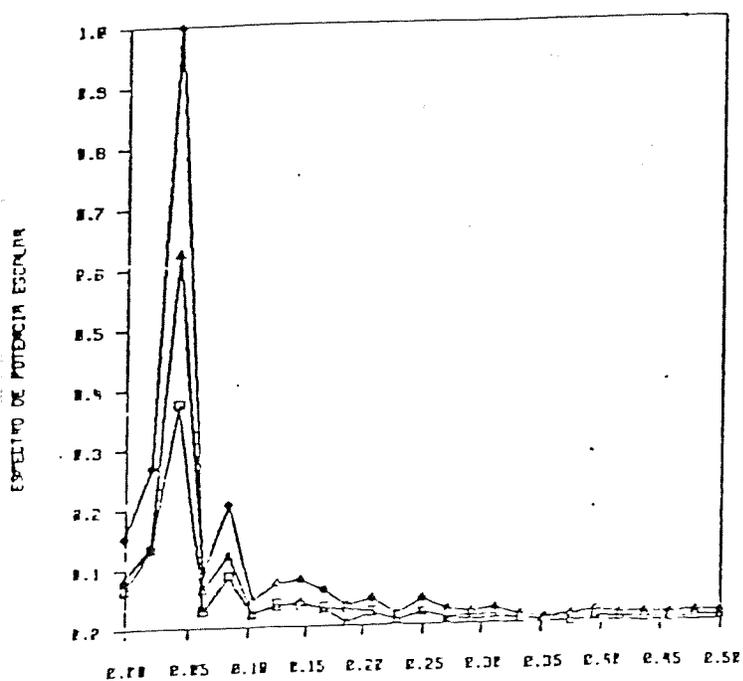
a) EST. 176 OCT. 119-311.

DOX ESPEC. NORMALIZADA. MAX = 0.3249E 03



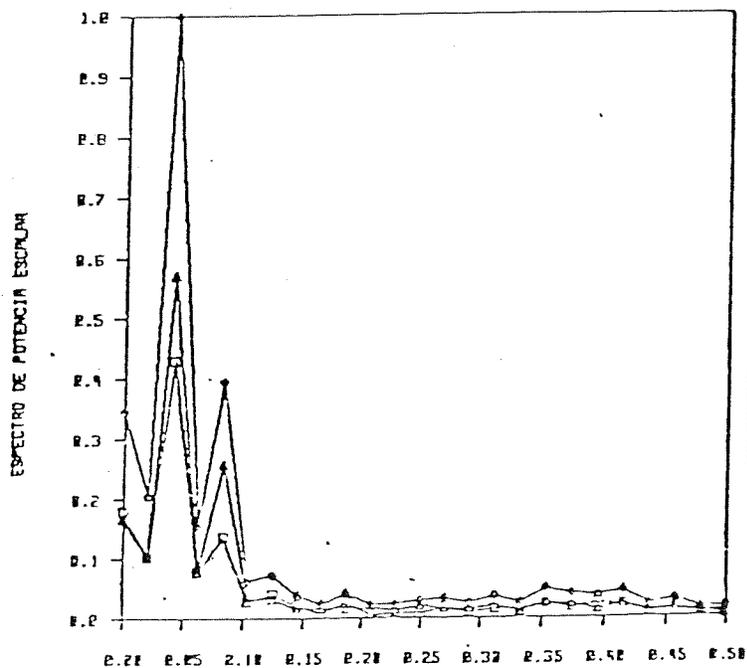
b) EST. 08 OCT 119-311

DOX ESPEC. NORMALIZADA. MAX = 0.2555E 03



c) EST. 01 OCT. 119-311

DOX ESPEC. NORMALIZADA. MAX = 0.1882E 03



d) EST. 01 OCT. 119-311

DOX ESPEC. NORMALIZADA. MAX = 0.9152E 02

○ — ○ — ○ — ○ — ○      S(100)  
 □ — □ — □ — □ — □      S(4)  
 △ — △ — △ — △ — △      S(-)

Fig. 13- Espectros rotacionales:  
 Todos Santos(a): Ciencias Marinas(b):  
 Faro Beach(c): CICESE(d).

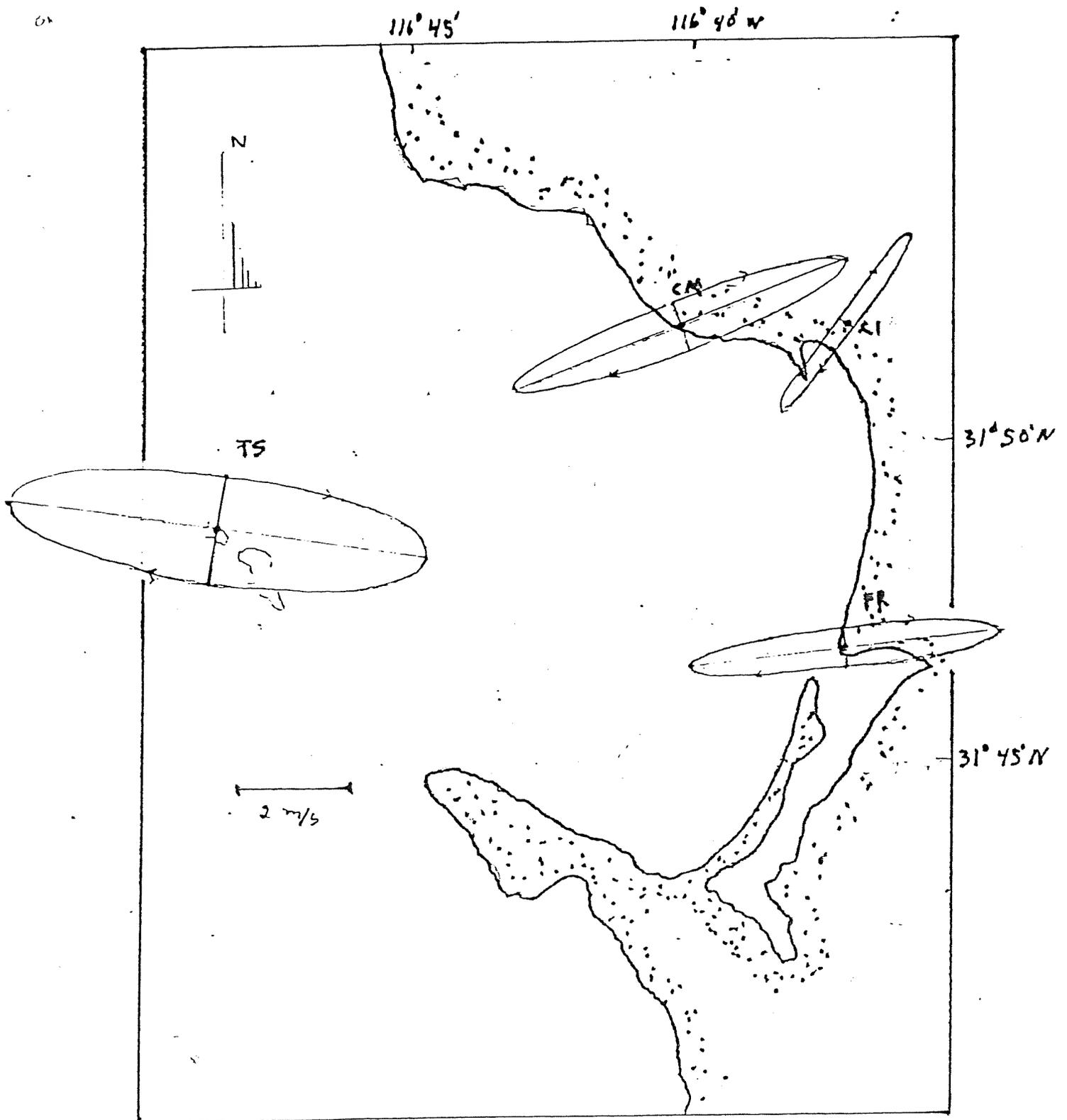


Fig. 14- Elipses componentes para frecuencia diurna.

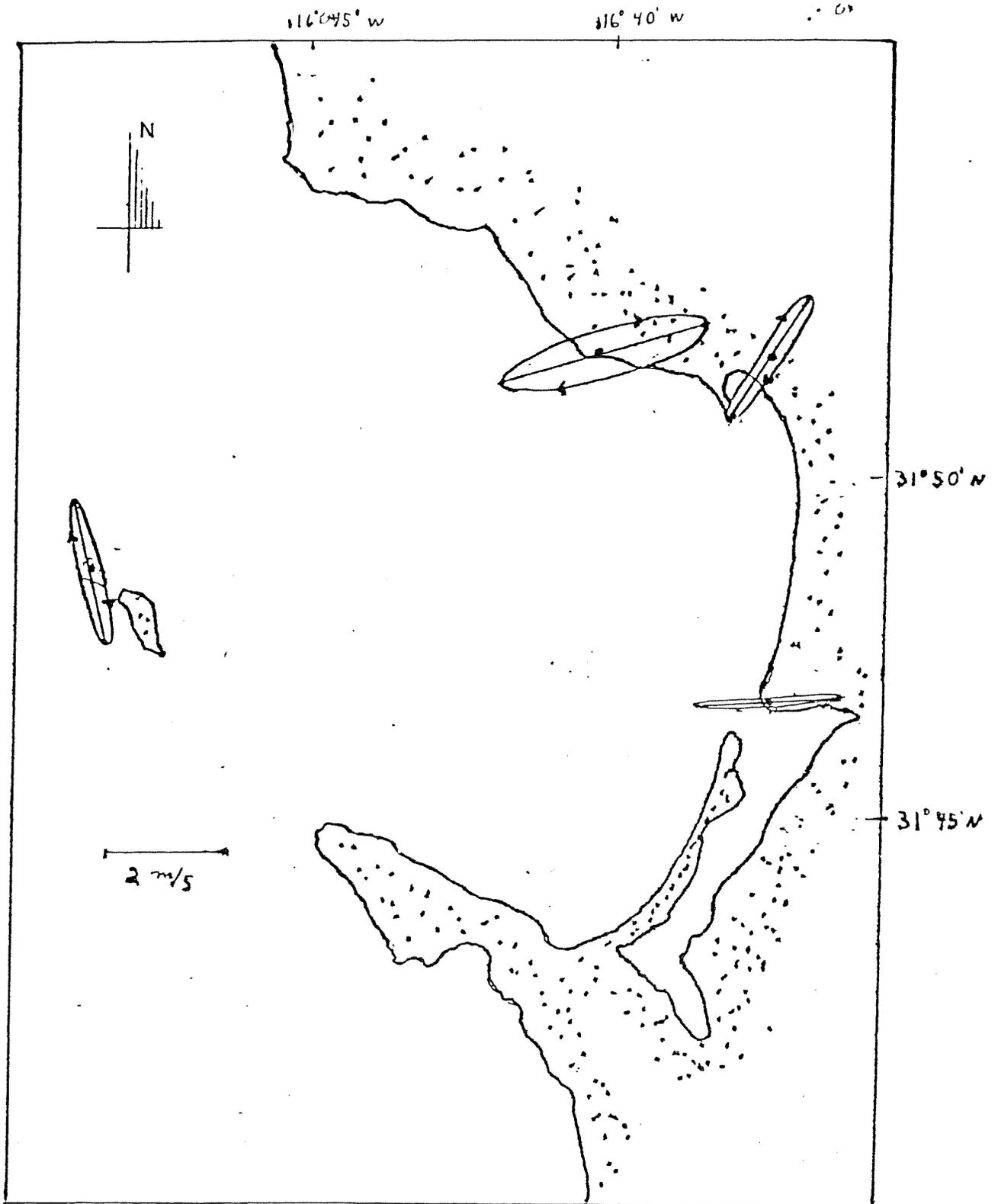
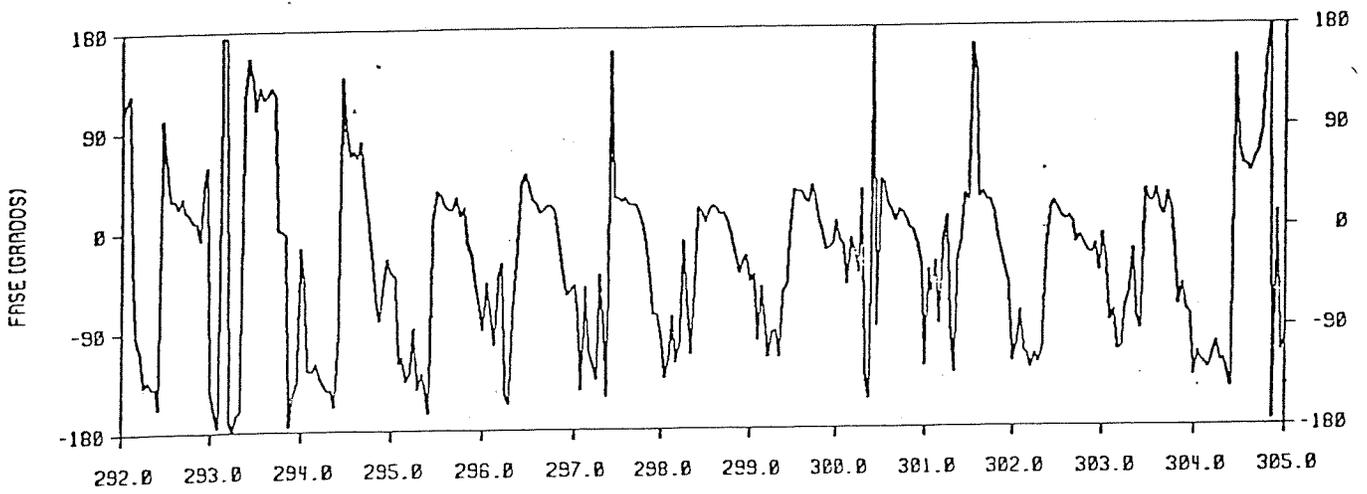
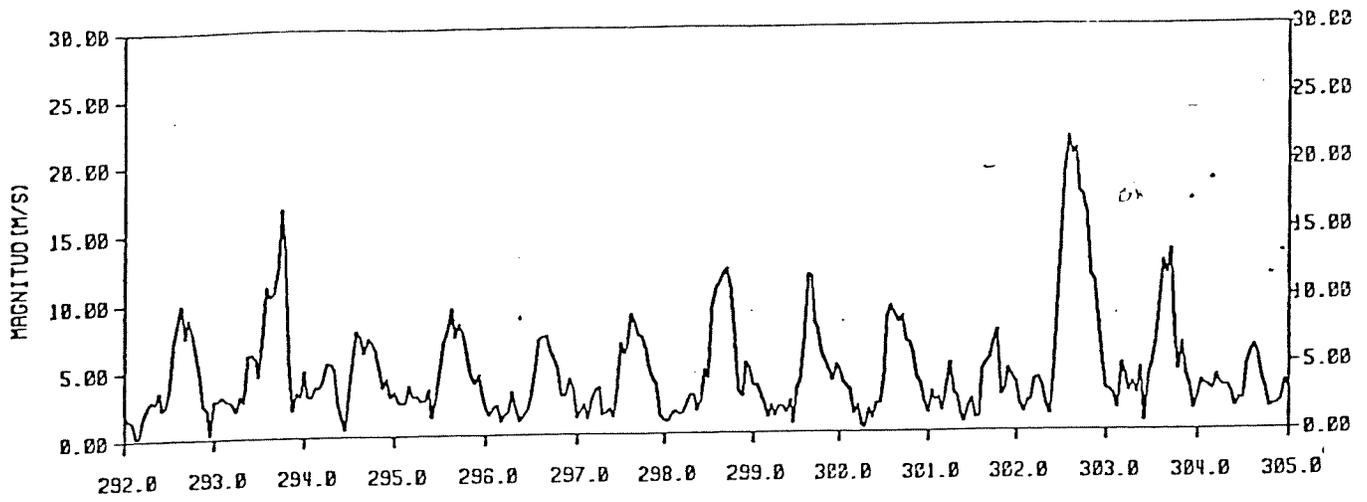


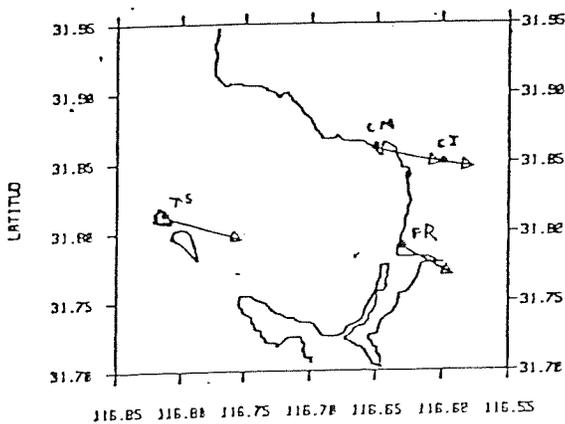
Fig. 15- Elipses componentes para frecuencia semidiurna.



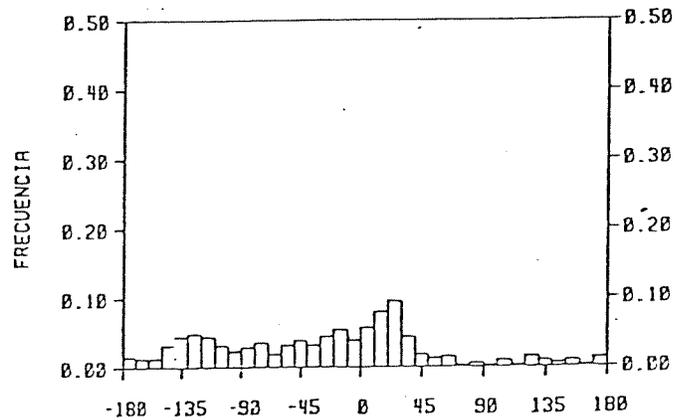
TIEMPO (DÍAS DE 1979)

COEF. DE EXPANSION PARA MOD0 - 1. 69.84

116.85 116.80 116.75 116.70 116.65 116.60 116.55

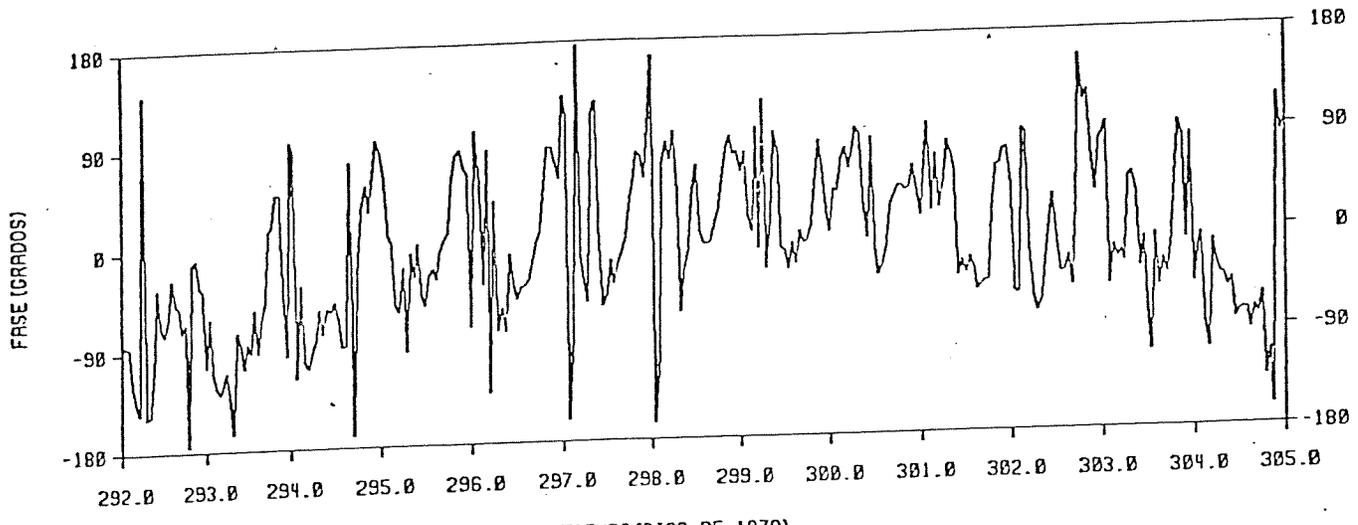
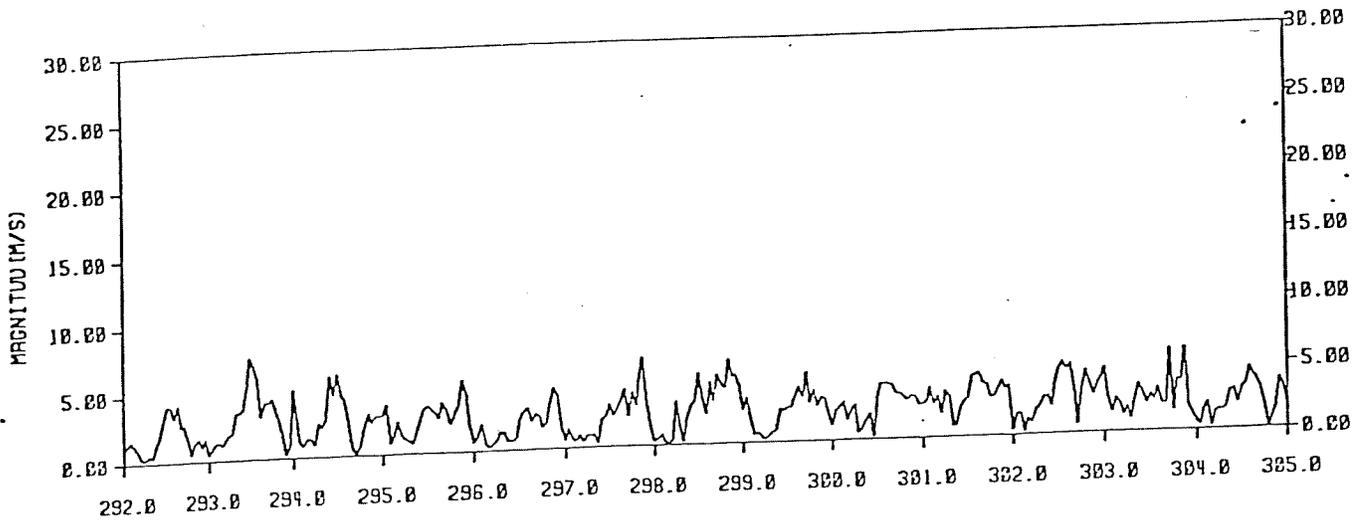


LONGITUD  
MOD0 1. eigenvectores.

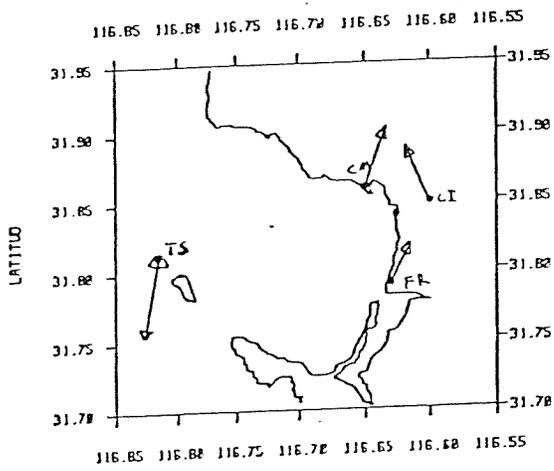


Fase (grados)  
Histograma de frecuencia  
normalizada para la fase del  
coeficiente de expansion. MOD0 1.

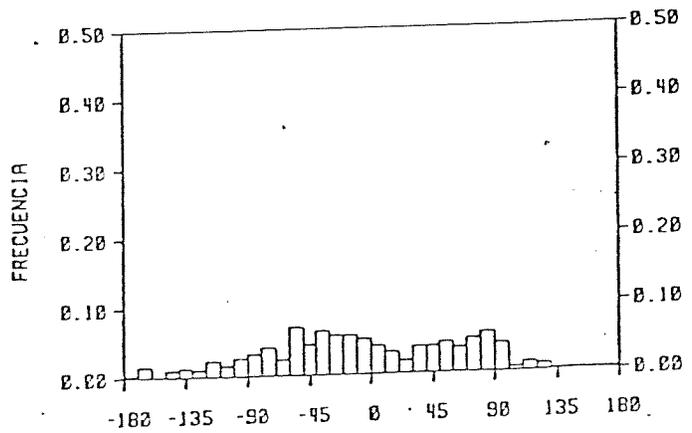
Fig. 16- Componente principal. Modo 1.



COEF. DE EXPANCIÓN PARA MODO - 2. 16.92



• MODO 2. eigenvectores.



Fase (grados)  
Histograma de frecuencia  
normalizado para la fase del  
coeficiente de expansión. MODO 2

Fig. 17- Componente principal. Modo 2.

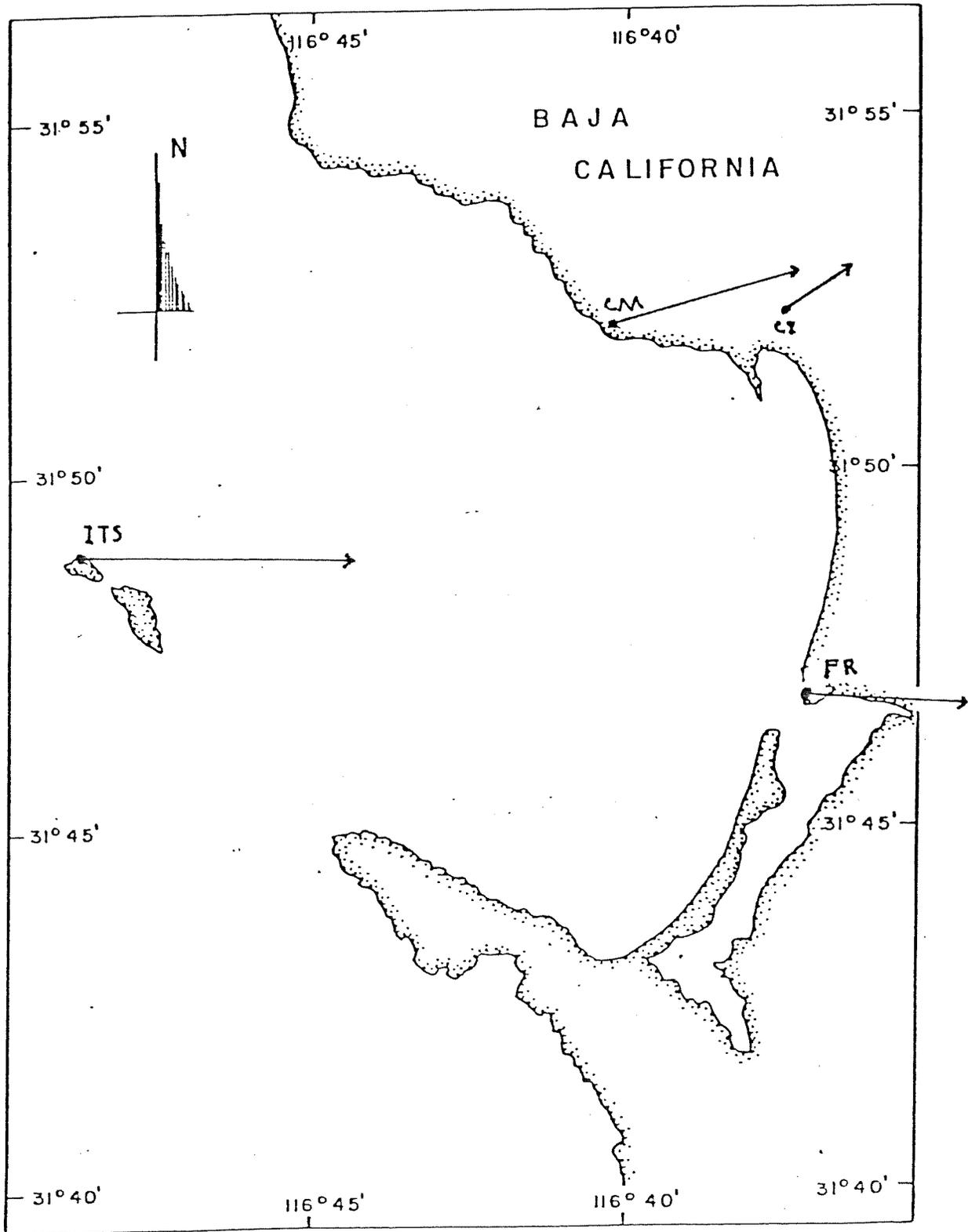


Fig. 18- Dirección característica de brisa marina de acuerdo al análisis de componentes principales.

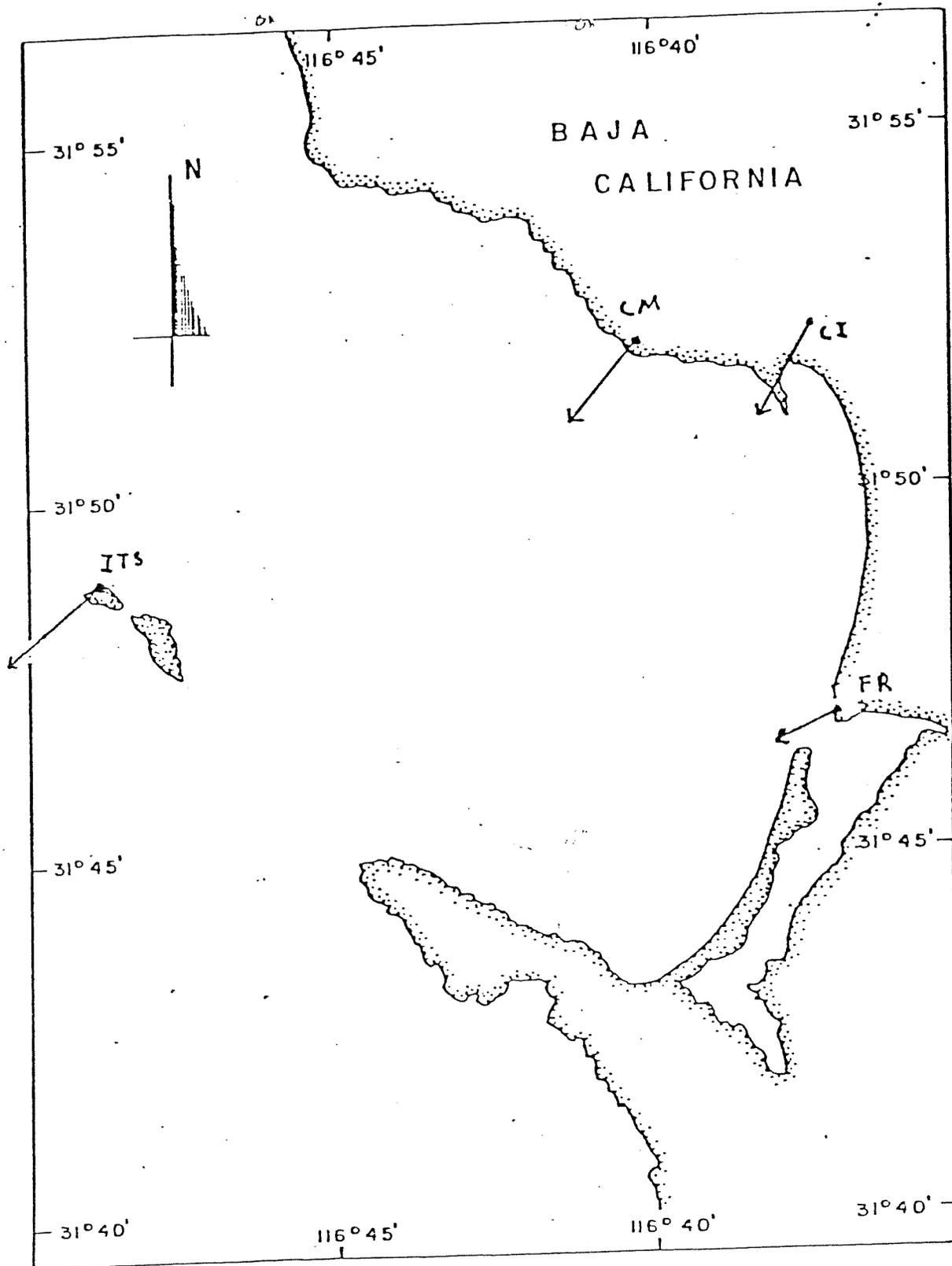


Fig. 19- Dirección característica de brisa terrestre de acuerdo al análisis de componentes principales.

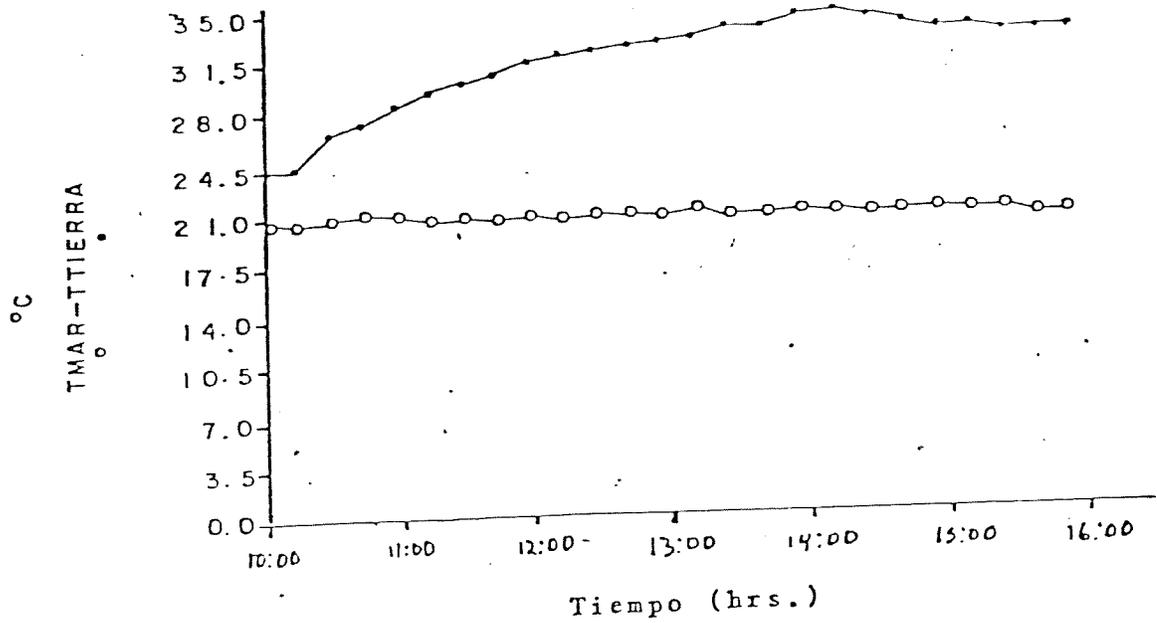
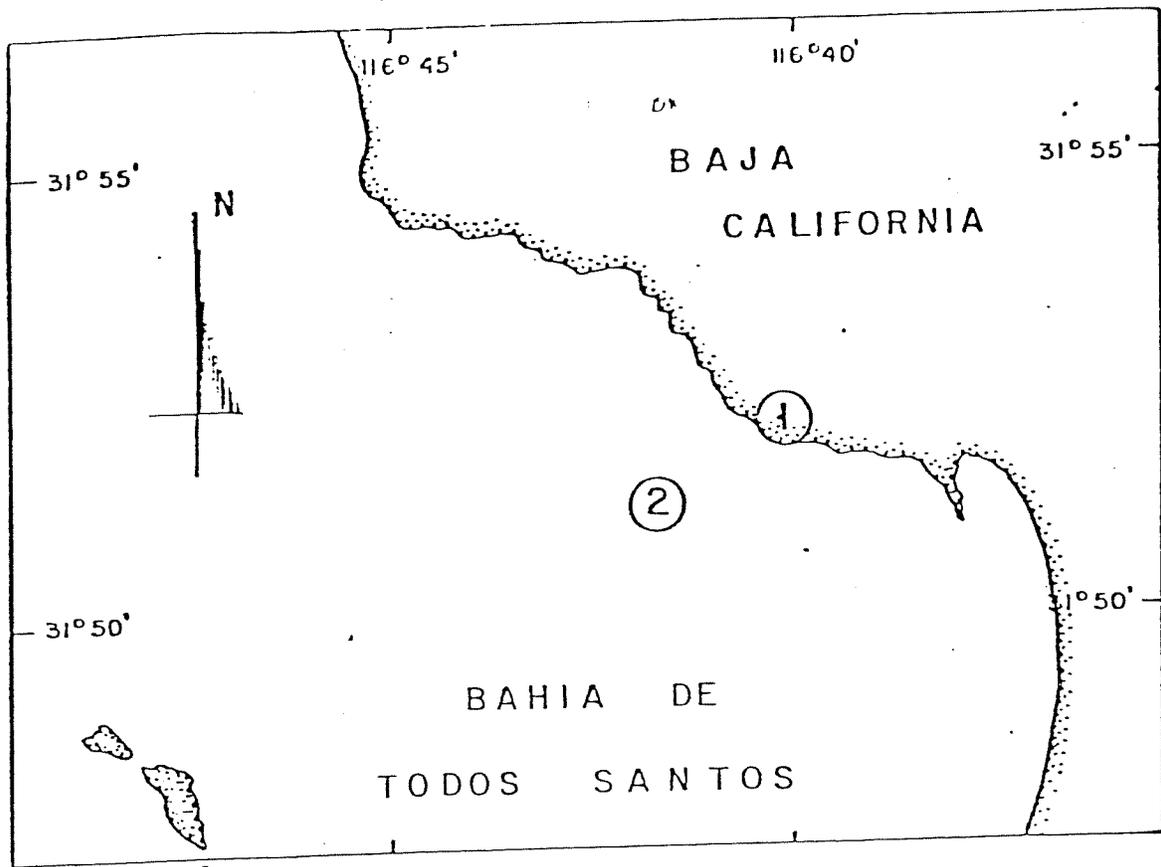


Fig. 20- Temperatura de la tierra (est. 1, —●—) y del agua (est. 2, -○-) cercanos a la estación CM (5 de octubre 1980).

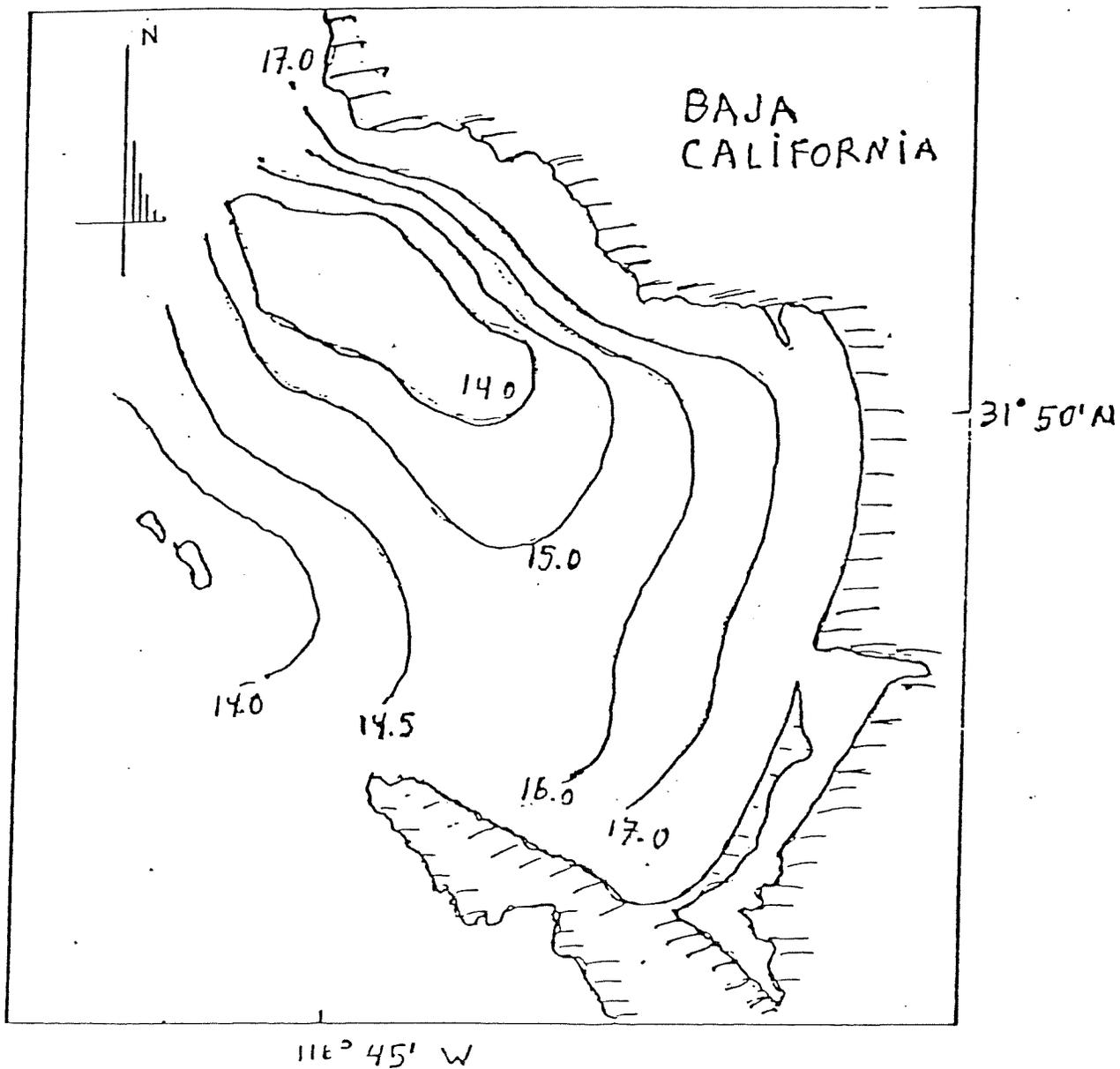


Fig. 21- Distribución de temperatura superficial del agua para un día promedio de octubre de 1972 (según Morales, 1977).



```

      READ(5,1003) (IFECHA(I), I=1,4)
1003 FORMAT(4I2)
      DO 10 J=1,M
      READ (5,FORMA1) ( CS(I,J), I=1,N)
      10 CONTINUE
C
C   TRANSFORMAR TETA(I,J) A REPRESENTACION MATEMATICA Y A
C   RADIANTES; CS A SU FORMA A+BI Y ENCONTRAR SU COMPL. CONJUGADO
C
      PI = 4* ATAN(1.0)
      PIFAC= PI/180.
      RAD = 180./PI
      PI2= PI/2
      MPI2= -PI2
      DO 15 I= 1,N
      CCSUM(I)=CMPLX(0.0,0.0)
      DO 20 J= 1,M
      TEMPS= REAL(CS(I,J))
      TEMPT= AIMAG(CS(I,J))
      TEMPT= 90.0-TEMPT+180.
C   IF(TEMPT.LT.0.0) TEMPT= 360.0 + TEMPT
      TEMPT = TEMPT* PIFAC
      TEMPS1 = TEMPS
      TEMPS= TEMPS*COS(TEMPT)
      TEMPT= TEMPS1*SIN(TEMPT)
50 CS(I,J) = CMPLX(TEMPS,TEMPT)
      CCSUM(I)=CCSUM(I)+CS(I,J)
      20 CONTINUE
      15 CONTINUE
C   SE NORMALIZA CS, EN CS1
      DO 92 I= 1,N
      DO 91 J= 1,M
      CS1(I,J) = CS(I,J) -CCSUM(I)/M
91 CONTINUE
92 CONTINUE
C
C   DEFINIR CWORK= S*(ST*)/M : (T*) = TRANSPUESTO CONJUGADO COMPLEJO.
C   SHIST SE USA PARA CONTRUIR EL HISTOGRAMA DE LAS DIRECCIONES DE LOS
C   COEFICIENTES DE EXPANCION.
C
      DO 9 M1= 1,36
      DO 9 M2 =1,NX
      SHIST(M1,M2)=0.0
9 CONTINUE
      DO 11 I= 1,N
      DO 11 J= 1,N
      CSUM= CMPLX(0.0,0.0)
      DO 14 K= 1,M
      14 CSUM=CSUM+ CS1(I,K) * CONJG(CS1(J,K))
      CWORK(I,J) = CSUM/M
      IF(J.GT.I) CWORK(J,I) = CONJG(CSUM)/M
      11 CONTINUE
      WRITE(6,1007)
C   SE ESCRIBE LA MATRIZ DE VAR-COV (CWORK).
1007 FORMAT(X, 'ANALISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES')
      WRITE(6,1008) NOMBRE
1008 FORMAT(X, 'PARA', 2X, 40A2, '//, 'MATRIZ A DESCOMPONER', //)
      DO 1005 I9= 1,N

```

```

1005 WRITE(6,1006)(CWORK(I9,I10),I10=1,N)
1006 FORMAT(14F10.4)
WRITE(6,1234)
1234 FORMAT(//)
C SE OBTIENEN EIGENVE. (EN CVECA) Y EIGENVAL. (EN LA DIAG. PRINC. DE CWORK)
CALL VALCAR(CWORK,CVECA,N,NX)
C ENCONTRAR F(K), FIGURA DE MERITO
SUMF= 0.0
DO 80 I= 1,N
SUMF= SUMF+ REAL(CWORK(I,I))
80 CONTINUE
DO 90 I = 1,N
F(I) = REAL(CWORK(I,I))/SUMF
90 CONTINUE
C ESCRIBIR RESULTADOS
102 FORMAT(3X,' I ', 'LAMBDA(I)', ' F(I) ',2X,' VE. CA. -')
C ENCONTRAR CVECA(T*)
CVECA(1,1)= CONJG(CVECA(1,1))
N1= N-1
DO 200 I= 1,N1
IP1= I+1
DO 201 J= IP1,N
CVECA(J,J) = CONJG(CVECA(J,J))
CTEMP1 = CVECA(I,J)
CVECA(I,J) = CONJG(CVECA(J,I))
CVECA(J,I) = CONJG(CTEMP1)
201 CONTINUE
200 CONTINUE
C ENCONTRAR COMPONENTES PRINCIPALES (COEF. DE EXP.) COMPI= CVECA(T*)* CS
DO 13 I= 1,N
DO 13 J= 1,M
COMPRI(I,J) = CMPLX(0.0,0.0)
DO 13 K= 1,N
13 COMPRI(I,J) =COMPRI(I,J)+ CVECA(I,K)*CS(K,J)
C
C SE OBTIENE MAGNITUD Y FASE DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES
C Y SE GENERA EL HISTOGRAMA DE FRECUENCIAS PARA LA DIRECCION DE ESTOS.
C
DO 30 J= 1 ,N
SUMHIS=0.0
CSUM = CMPLX(0.0,0.0)
DO 12 I= 1,M
CSUM = CSUM +COMPRI(J,I)
12 CONTINUE
A = REAL(CSUM)/FLOAT(M)
B=AIMAG(CSUM)/FLOAT(M)
PHI= PHI1(A,B)
VPROM= SIN(-PHI)
UPROM = COS(-PHI)
DO 22 I= 1,M
CUV= COMPRI(J,I)*CMPLX(UPROM,VPROM)
FMAGR= REAL(CUV)
FASI= AIMAG(CUV)
FMAG11 = SQRT(FMAGR*FMAGR+FASI*FASI)
FAS11= (PHI1(FMAGR,FASI))*RAD
IF(FAS11.GT.180.) FAS11=FAS11-360.
COMPRI(J,I) = CMPLX(FMAG11,FAS11)
JHISTO=ABS((FAS11+180.)/10.)+1

```

```

SHIST(JHISTO, J)=SHIST(JHISTO, J) +1.
SUMHIS=SUMHIS+1.
22 CONTINUE
DO 21 JHISTO= 1,36
SHIST(JHISTO, J)=SHIST(JHISTO, J)/FLOAT(M)
21 CONTINUE
C   SE OBTIENE VECA GIRADO
DO 30 I= 1, N
CVEBE = CONJG(CVECA(J, I))*CMPLX(UPROM, -VROM)
BU(I, J) = REAL(CVEBE)
BV(I, J) = AIMAG(CVEBE)
30 CONTINUE
WRITE (6, 102)
DO 95 J= 1, N
LAMBI = REAL (CWORK(J, J))
WRITE (6, 100) J, LAMBI, F(J), (BU(I, J), I= 1, N)
95 WRITE (6, 101) (BV(I, J), I=1, N)
100 FORMAT(2X, I3, F9. 3, F7. 4, 2X, 7F11. 4)
101 FORMAT(23X, 7F11. 4, /)
WRITE (6, 1234)
WRITE(6, 1235)
1235 FORMAT( 3X, 'COEFICIENTES DE EXPANCION', //,
1   '* * * MAGNITUD Y FASE * * *')
C   ESCRIBIR COMPONENTES PRINCIPALES
WRITE(6, 202)
202 FORMAT(//, 4X, 'COMPONENTE PRINCIPALES')
DO 300 I = 1, M
DO 207 J=1, N
ALFA(J) = REAL (COMPRI(J, I))
207 BETA(J) = AIMAG(COMPRI(J, I))
WRITE(6, 301)(ALFA(J), J=1, N)
WRITE(6, 302) (BETA(J), J=1, N)
300 CONTINUE
CALL INITP1(10, 11)
CALL TNOUA('FACTOR... ', 9)
READ(1, *) FAC
CALL FACTOR(FAC)
XXXFAC=0. 0
1110 CALL TNOUA('# DE MODO A GRAFICAR (SI>N: FIN DEL PRO.)... ', 43)
READ(1, 1001) JCOM
IF(JCOM.GT.N) GOTO 1111
CALL GRAMAF(JCOM, N, M, DELTA, F(JCOM), XXXFAC)
XXXFAC = 13. 0
GOTO 1110
301 FORMAT( X, 'M', 2X, 7F10. 3)
302 FORMAT( X, 'F', 2X, 7F10. 3)
1000 FORMAT(16A2)
1001 FORMAT(I4)
1002 FORMAT(40A2)
1111 CONTINUE
CALL ENDPLT
CALL EXIT
END
FUNCTION PHI1(X, Y)
PI= 4. *ATAN(1. )
PI1=PI
IF (X.GT.0. 0) PI= 0. 0
PHI1= ATAN(Y/X) +PI

RETURN
END

```

```

C      SUBROUTINE VALCAR(A, Z, T, U, N, NX)
C      SUBROUTINE VALCAR(CAZ, CTU, N, NX)
C      IMPLICIT REAL*8 (A, B, D-H, O-Z)
C      COMPLEX CAZ(NX, N), CTU(NX, N)
C      DIMENSION A(7, 7), Z(7, 7), T(7, 7), U(7, 7)
C      DIMENSION EN(14)
C      LOGICAL MARK
C      REAL*8 MAX, ND, NC, ISW
C      IMPLICIT DOUBLE PRECISION (A-H, O-Z)
C      EPS = 00.00000000001
C      MARK=.FALSE.

C
C      PONE IDENTIDAD EN T Y CERO EN U
C
C      DO 5 I=1, N
C      DO 6 J=1, N
C      A(I, J)=DBLE(REAL(CAZ(I, J)))
C      Z(I, J) = DBLE(AIMAG(CAZ(I, J)))
6 CONTINUE
5 CONTINUE
C      DO 10 I=1, N
C      T(I, I) = 1.0
C      U(I, I) =0.0
C      I1=I+1
C      DO 15 J= I1, N
C      T(I, J) =0.0
C      T(J, I) =0.0
C      U(I, J) = 0.0
C      U(J, I) = 0.0
15 CONTINUE
10 CONTINUE
C      LOOP DE SEGURIDAD
C
C      DO 3 IT = 1, 35
C      WRITE (1, 99) IT
99 FORMAT(I5)
C      IF (MARK) GOTO2
C      TAU= 0.0
C      DO 20 K = 1, N
C      TEM = 0.0
C      DO 25 I = 1, N
C      IF (I.NE.K)TEM = DABS(A(I, K))+DABS(Z(I, K))+TEM
25 CONTINUE
C      TAU = TAU +TEM
C      EN(K)= TEM + DABS(A(K, K))+DABS(Z(K, K))
20 CONTINUE

C
C      INTERCAMBIA FILAS Y COLUMNAS
C
C      N1= N-1
C      DO 51 K = 1, N1
C      MAX = EN(K)
C      I= K
C      K1= K+1
C      DO 52 J = K1, N
C      IF(EN(K).LE.MAX) GOTO 52
C      MAX = EN (J)
C      I = J

```

```

52 CONTINUE
  IF (I.EQ.K) GOTO 53
  EN(I) = EN(K)
  DO 54 J = 1,N
    TEP = A(K,J)
    A(K,J) = A(I,J)
    A(I,J) = TEP
    TEP = Z(K,J)
    Z(K,J) = Z(I,J)
    Z(I,J) = TEP
54 CONTINUE
  DO 55 J = 1,N
    TEP = A(J,K)
    A(J,K) = A(J,I)
    A(J,I) = TEP
    TEP = Z(J,K)
    Z(J,K) = Z(J,I)
    Z(J,I) = TEP
    TEP = T(J,K)
    T(J,K) = T(J,I)
    T(J,I) = TEP
    TEP = U(J,K)
    U(J,K) = U(J,I)
    U(J,I) = TEP
55 CONTINUE
53 CONTINUE
51 CONTINUE
  WRITE(1,13) TAU
13 FORMAT(F16.9)
  IF(TAU.LT.100.0*EPS) GOTO 2

```

C  
C  
C

```

  EMPIEZA ITERACCION

  MARK=. TRUE.
  N1=N-1
  DO 56 K = 1, N1
    K1 = K+1
    DO 57 M = K1,N
      HJ = 0.0
      HR = 0.0
      HI = 0.0
      G = 0.0
      DO 58 I = 1,N
        IF ( I.EQ.K.OR.I.EQ.M) GOTO 58
        HR = HR+A(K,I)*A(M,I)+ Z(K,I)*Z(M,I)
1      -A(I,K)*A(I,M)-Z(I,K)*Z(I,M)
        HI = HI + Z(K,I) *A(M,I)-A(K,I)*Z(M,I)
1      -A(I,K) *Z(I,M)+Z(I,K)*A(I,M)
        TE = A(I,K)*A(I,K)+Z(I,K)*Z(I,K)
1      +A(M,I)*A(M,I)+Z(M,I)*Z(M,I)
        TEE = A(I,M)*A(I,M)+Z(I,M)*Z(I,M)+
1      A(K,I)*A(K,I) +Z(K,I)*Z(K,I)
        G= G+TE+TEE
        HJ = HJ - TE +TEE
58 CONTINUE
      BR = A(K,M) +A(M,K)
      BI = Z(K,M)+ Z(M,K)
      ER = A(K,M)- A(M,K)

```

```

EI = Z(K,M) - Z(M,K)
DR= A(K,K) - A(M,M)
DI = Z(K,K) - Z(M,M)
TE = BR*BR + EI*EI + DR*DR
TEE = BI*BI + ER*ER + DI*DI
IF (TE.LT.TEE) GOTO 90
ISW = 1.0
C= BR
S =EI
D = DR
DE = DI
ROOT2 = DSQRT(TE)
GOTO 100
90 CONTINUE
ISW = -1.0
C= BI
S = -ER
D = DI
DE = DR
ROOT2 = DSQRT(TEE)
100 CONTINUE
ROOT1 = DSQRT(S*S + C*C)
SIG = -1.0
IF(D.GE.0.0) SIG = 1.0
SA = 0.0
CA = -1.0
IF(C.GE.0.0) CA = 1.0
IF(ROOT1.GE.EPS) GOTO 110
SX = 0.0
SA = 0.0
CX = 1.0
CA = 1.0
E = EI
IF(ISW.GT.0.0) E = ER
B = -BR
IF ( ISW.GT.0.0) B = BI
ND = D*D + DE*DE
GOTO 1000
110 CONTINUE
IF (DABS(S).LE.EPS) GOTO 120
CA= C/ ROOT1
SA = S/ROOT1
120 CONTINUE
COT2X = D/ROOT1
COTX = COT2X + (SIG* DSQRT(1.0+ COT2X * COT2X))
SX = SIG / DSQRT(1.0 + COTX*COTX)
CX = SX*COTX

```

C  
C  
C

ENCUENTRA ELEMENTOS ROTADOS

```

ETA = (ER* BR + BI*EI)/ROOT1
TSE = ( BR* BI - ER*EI)/ ROOT1
TE = SIG*(-ROOT1 * DE + TSE *D)/ ROOT2
TEE = ( D* DE + ROOT1 * TSE) / ROOT2
ND = ROOT2* ROOT2 + TEE *TEE
TEE = HJ * CX *SX
COS2A = CA *CA - SA *SA
SIN2A =2.0 *CA *SA

```

```

TEM = HR *COS2A + HI * SIN2A
TEP = HI *COS2A - HR *SIN2A
HR = CX * CX *HR - SX*SX *TEM - CA *TEE
HI = CX*CX*HI + SX*SX*TEP - SA*TEE
B = ISW *TE *CA + ETA * SA
E= CA*ETA -ISW*TE*SA
C
1000 CACCCCCCCCCC
S= HR-SIG*ROOT2 *E
C=HI -SIG * ROOT2*B
ROOT = DSQRT(C*C+ S*S)
IF (ROOT.GE.EPS)GOTO 130
CB = 1.0
CH =1.0
SB =0.0
SH =0.0
GOTO 2000
130 CB=-C/ROOT
SB = S/ROOT
TEE = CB* B - E * SB
NC = TEE*TEE
TANH = ROOT /((G+2.0*(NC+ND))
CH= 1.0/DSQRT(1.0-TANH*TANH)
SH = CH* TANH
C
C
C
2000 TEM = SX*SH*(SA*CB-SB*CA)
C1R= CX*CH-TEM
C2R = CX*CH + TEM
C1I = -SX*SH*(CA*CB+SA*SB)
C2I= C1I
TEP = SX*CH*CA
TEM = CX*SH*SB
S1R = TEP -TEM
S2R = -TEP - TEM
TEP = SX*CH *SA
TEM = CX*SH*CB
S1I = TEP + TEM
S2I = TEP - TEM
C
C
C
DECIDE SI SE HACE LA TRANSFORMACION
TEM = DSQRT(S1R*S1R + S1I*S1I)
TEP = DSQRT( S2R* S2R + S2I*S2I)
IF( TEM.LE.EPS.AND.TEP.LE.EPS) GOTO 145
MARK = .FALSE.
C
C
C
TRANSFORMACION EN LA IZQUIERDA
DO 140 I = 1,N
AKI = A(K, I)
AMI= A(M, I)
ZKI = Z(K, I)
ZMI= Z(M, I)
A(K, I) = C1R *AKI-C1I*ZKI+ S1R*AMI - S1I*ZMI
Z(K, I) = C1R * ZKI + C1I* AKI + S1R *ZMI+ S1I *AMI
A(M, I) = S2R* AKI - S2I*ZKI + C2R*AMI - C2I*ZMI
Z(M, I) = S2R*ZKI + S2I* AKI + C2R*ZMI + C2I*AMI

```

140 CONTINUE

C  
C  
C

TRANSFORMACION EN LA DERECHA

```
DO 150 I = 1,N
AIK = A(I,K)
AIM = A(I,M)
ZIK = Z(I,K)
ZIM = Z(I,M)
A(I,K) = C2R*AIK - C2I*ZIK - S2R*AIM + S2I* ZIM
Z(I,K) = C2R *ZIK + C2I*AIK - S2R*ZIM - S2I * AIM
A(I,M) = -S1R*AIK + S1I*ZIK + C1R*AIM - C1I*ZIM
Z(I,M) = -S1R * ZIK - S1I*AIK + C1R*ZIM + C1I*AIM
TIK = T(I,K)
TIM = T(I,M)
UIK = U (I,K)
UIM = U(I,M)
T(I,K) = C2R*TIK - C2I*UIK - S2R *TIM + S2I*UIM
U(I,K) = C2R* UIK + C2I*TIK - S2R*UIM - S2I*TIM
T(I,M) = - S1R*TIK + S1I* UIK+ C1R* TIM - C1I* UIM
U(I,M) = - S1R* UIK - S1I *TIK + C1R*UIM + C1I*TIM
CTU(I,K) = CMPLX(SNGL(T(I,K)),SNGL(U(I,K)))
CTU(I,M) = CMPLX(SNGL(T(I,M)),SNGL(U(I,M)))
CAZ(I,K)= CMPLX(SNGL(A(I,K)),SNGL(Z(I,K)))
CAZ(I,M)= CMPLX(SNGL(A(I,M)),SNGL(Z(I,M)))
```

150 CONTINUE

145 CONTINUE

57 CONTINUE

56 CONTINUE

3 CONTINUE

2 CONTINUE

RETURN

END