



**ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL**  
FACULTAD DE INGENIERIA MARITIMA Y  
CIENCIAS DEL MAR

"ANALISIS ESPECTRAL DE LA INTERACCION  
VIENTOS-ONDAS EN LA PROVINCIA  
DE MANABI"

**TESIS DE GRADO**  
Previa a la obtención del Título de  
**OCEANOGRAFO**

Presentada por:  
**Vanessa R. Cardín Beseke**

Guayaquil - Ecuador

1989

551.6  
C267



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

## AGRADECIMIENTO

A mi directora de tesis Ms. Maria del Pilar Cornejo por haberme dado siempre ánimos cuando lo necesitaba.

A Wilson Serrano por su ayuda y comprensión.

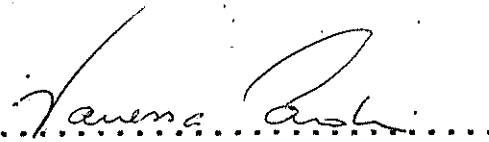
Al Instituto Oceanográfico de la Armada por proporcionarme los datos necesarios para la elaboración de esta tesis.

DEDICATORIA

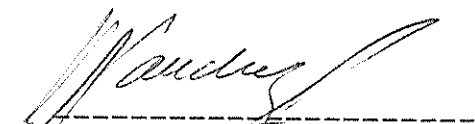
A MIS PADRES

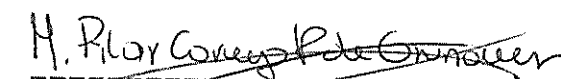
"La responsabilidad por los hechos y doctrinas expuestos en esta tesis, me corresponden exclusivamente; y, el patrimonio intelectual de la misma, a la ESCUELA SUPERIOR POLITECNICA DEL LITORAL".

(Reglamento de Exámenes y Titulos profesionales de la ESPOL).


A handwritten signature in cursive script, reading "Vanessa Cardin Beseke", is written over a horizontal dotted line.

Vanessa Cardin Beseke

  
-----  
Ms. Enrique Sánchez C.  
SUB-DECANO FACULTAD DE  
INGENIERIA MARITIMA Y  
CIENCIAS DEL MAR

  
-----  
Msc. Ma. del Pilar Cornejo R.  
DIRECTOR DE TESIS

  
-----  
Dr. Jorge Calderón  
MIEMBRO DEL TRIBUNAL

  
-----  
Msc. José Luis Santos  
MIEMBRO DEL TRIBUNAL



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

## RESUMEN

A partir de datos de altura significativa de olas de la localidad de Jaramijó y de las series de tiempo de viento de Bahía de Caráquez y Manta se han obtenido las principales periodicidades comprendidas entre 2 días y 1 año, similares a aquellas de las ondas de largo periodo. Para esto se utilizaron técnicas estadísticas tales como la media corrida y el análisis espectral. Se pudo apreciar que la banda de periodos más significativa en la serie de ondas es similar a aquella de las ondas Kelvin. También se observaron periodicidades en la banda de 9-10 días, lo que podría indicar la presencia de ondas que se encuentran dentro del rango de las ondas Rossby-gravedad.

Se estableció en forma clara, así mismo, la presencia de periodicidades de 40-60 días para las series de viento similares a las referidas por Spillane et al. (1987), Enfield (1987), y Luther (1980) entre otros. El régimen de

vientos analizados coincide con el régimen de los vientos alisios del sur, los cuales decaen y se incrementan para las mismas épocas como producto del anticiclón del sur. El espectro cruzado entre las series de viento y la serie de ondas presenta como resultado la tendencia dominante de posibles ondas con periodos entre 3.0 y 7.0 días, además de mostrar una relación para ciertas frecuencias.

## INDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN.....	VI
INDICE GENERAL.....	VIII
INDICE DE FIGURAS.....	X
INDICE DE TABLAS.....	XIII
INTRODUCCION.....	XIV
I. ASPECTOS TEORICOS DE LA INTERACCION VIENTOS-- ONDAS	
1.1 Variabilidad del campo de las ondas oceánicas.....	16
1.1.1 Ondas Ecuatoriales.....	16
1.1.2 Observaciones en el Pacifico Ecuatorial.....	16
1.2 Campo de Viento.....	26
1.2.1 Leyes del Movimiento.....	27
1.2.2 Campo local de Vientos.....	29
1.2.3 Circulación Atmosférica del Pacifico.....	32
1.3 Interacción de las ondas con el viento	35
II. CARACTERISTICAS DE LAS SERIES DE TIEMPO EN EL SITIO DE ESTUDIO	
2.1 Generalidades del Área de estudio.....	40



2.2	Registro de ondas.....	42
2.2.1	Serie de tiempo de olas.....	45
2.3	Registro de vientos.....	48
2.3.1	Serie de tiempo de vientos.....	50
2.3.2	Procesamiento de los datos.....	51

### III. ANALISIS ESPECTRAL DE LAS SERIES DE TIEMPO

3.1	Métodos espectrales aplicables al estudio.....	54
3.1.1	Definición del espectro de un proceso estocástico.....	57
3.1.2	Ventanas Espectrales aplicables al estudio.....	61
3.1.3	Intervalos y niveles de confianza.....	65
3.1.4	Conceptos teóricos del Espectro Cruzado.....	68
3.2	Autoespectro de ondas.....	75
3.2.1	Climatología de ondas.....	77
3.2.2	Procedimientos y resultados del análisis espectral.....	82
3.3	Autoespectro de vientos.....	89
3.3.1	Climatología de las series de viento.....	90
3.3.2	Aplicación del análisis espectral a las series de viento.....	106
3.4	Espectro Cruzado.....	117

IV.	ANALISIS DE LOS RESULTADOS.....	125
	CONCLUSIONES .....	131
	RECOMENDACIONES.....	134
	BIBLIOGRAFIA.....	135

## INDICE DE FIGURAS

	Pág.
Fig. # 1 Curva de dispersión de Ondas Ecuatoriales.....	19
Fig. # 2 Propagación de las Ondas Kelvin.....	22
Fig. # 3 Brisa diurna desde el mar y brisa nocturna desde la tierra.....	31
Fig. # 4 Distribución global de los vientos en los meses de enero y julio.....	33
Fig. # 5 Geografía de la Provincia de Manabí...	41
Fig. # 6 Area de estudio (oligrafo).....	44
Fig. # 7 Serie de Ondas de Jaramijó.....	49
Fig. # 8 Serie de Viento escalar en Manta y Bahía de Caráquez.....	52
Fig. # 9 Ventana de datos de Hanning.....	63
Fig. # 10 Ventana espectral de Hanning.....	64
Fig. # 11 Distribución de alturas significativas	78
Fig. # 12 Promedios diarios de alturas significativas (Hs).....	81

	Pag.
Fig. # 13 Media Corrida de ondas (15 días).....	83
Fig. # 14 Media Corrida de ondas (30 días).....	84
Fig. # 15 Media Corrida de ondas (45 días).....	85
Fig. # 16 Espectro de ondas.....	88
Fig. # 17 Distribución de la Velocidad del Viento - Manta.....	93
Fig. # 18 Promedios diarios de la Velocidad del Viento - Manta.....	94
Fig. # 19 Promedios diarios de la Componente u y v del Viento - Manta.....	96
Fig. # 20 Media corrida de la Velocidad del Viento (15 días).....	97
Fig. # 21 Media corrida de la Velocidad del Viento (30 días).....	99
Fig. # 22 Media corrida de la Velocidad del Viento (45 días).....	100
Fig. # 23 Distribución de la Velocidad del Viento - Bahía.....	102
Fig. # 24 Promedios diarios de la Velocidad del Viento - Bahía.....	104
Fig. # 25 Promedios diarios de la Componente u y v del Viento - Bahía.....	105
Fig. # 26 Media corrida de la Velocidad del Viento (15 días).....	107
Fig. # 27 Media corrida de la Velocidad del Viento (30 días).....	108

Fig. # 28	Media corrida de la Velocidad del Viento (45 días).....	109
Fig. # 29	Autoespectro del viento (escalar) para las localidades de Manta y Bahía.....	111
Fig. # 30	Autoespectro de la componente u del viento para las localidades de Manta y Bahía.....	113
Fig. # 31	Autoespectro de la componente v del viento para las localidades de Manta y Bahía.....	114
Fig. # 32	Espectro Cruzado entre el viento (escalar) en Manta y Bahía y ondas en Jaramijó.....	119
Fig. # 33	Espectro Cruzado entre la componente u del viento en Manta y ondas en Jaramijó.....	120
Fig. # 34	Espectro Cruzado entre la componente v del viento en Manta y ondas en Jaramijó.....	122
Fig. # 35	Espectro Cruzado entre la componente u del viento en Bahía y ondas en Jaramijó.....	123
Fig. # 36	Espectro Cruzado entre la componente v del viento en Bahía y ondas en Jaramijó.....	124

## INDICE DE TABLAS

		Pág.
Tabla I	Resumen de Fórmulas del Espectro Cruzado.....	76
Tabla II	Frecuencias absolutas mensuales de alturas significativas.....	79
TABLA III	Frecuencias absolutas mensuales de la velocidad del viento (Manta).....	92
TABLA IV	Frecuencias absolutas mensuales de la velocidad del viento (Bahía de Caráquez).....	103
TABLA V	Principales frecuencias presentes en en las series de tiempo.....	116



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

## INTRODUCCION

Estudios anteriores tales como Luther (1980), Enfield (1981), Spillane et. al (1987), Enfield (1987), Enfield et. al. (1987) entre otros demostraron la existencia de diferentes tipos de oscilaciones con diversas periodicidades, tanto atmosféricas como oceánicas, para la región del Pacífico Ecuatorial.

El objetivo de esta tesis es determinar la presencia de periodicidades dentro del rango de las ondas oceánicas a partir de datos de viento y olas, así como también la interacción existente para las diferentes frecuencias.

En el capítulo I se ha presentado principalmente a las ondas ecuatoriales: su generación, definiendo los diversos tipos de ondas ecuatoriales así como también se hace referencia a algunos de los diferentes estudios realizados

dentro del tema. Una visión general de las características del campo de vientos es analizada.

En el capítulo II se exponen las características generales de las series de tiempo, así como también de la zona de estudio. La Provincia de Manabí en general presenta muchas variaciones y anomalías climáticas, originadas por los complejos cambios de las masas de agua del Frente Oceánico, condición ambiental que explicaría la gran variedad de la vida animal y vegetal (Caffadas, 1983). La temperatura media del aire es de 25° C y el periodo de mayor temperatura coincide con el de las lluvias (diciembre-marzo).

Los métodos espectrales aplicables al estudio, las ventanas espectrales y los parámetros estadísticos son mencionados en el capítulo III, además de la aplicación del análisis espectral y medias corridas a todas las series. Así mismo, se obtuvo el espectro cruzado entre las series de viento y la serie de ondas, para un nivel de significancia de 95 %.

Por último se realizó el análisis de los resultados obtenidos presentando conclusiones y recomendaciones.



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

## CAPITULO 1

### ASPECTOS TEORICOS DE LA INTERACCION VIENTOS-ONDAS

#### 1.1 Variabilidad del campo de las ondas oceánicas.-

##### 1.1.1 Ondas Ecuatoriales

Muchos investigadores han identificado la presencia de ondas de largo periodo, tales como ondas Kelvin, ondas Mezcladas Rossby-Gravedad (u Ondas Yanai) y Rossby a lo largo del canal ecuatorial y frente a las costas de Perú, Ecuador. y Colombia. El rol oceánico de las ondas ecuatoriales se presenta muy importante principalmente por su eficiente y rápida redistribución zonal de la respuesta del océano a cambiantes vientos superficiales. Las ondas ecuatoriales que se propagan libremente pueden encontrarse en todas las frecuencias entre las



que tenemos las ondas Kelvin, Rossby, Yanai e Inercia-gravedad. Las ondas ecuatoriales atrapadas dentro del canal ecuatorial permiten que señales se propaguen en forma zonal sin experimentar una gran pérdida de amplitud debido a poca o ninguna dispersión meridional.



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

Las principales ecuaciones aplicadas a las ondas ecuatoriales en aguas someras en una esfera en rotación fueron desarrolladas por Laplace, las cuales consisten en un número infinito de modos que obedecen a la siguiente relación de dispersión (Wunsch y Gill, 1976):

$$(w/c)^2 - k^2 - \beta k/w = (2n + 1) \beta/c \quad (1)$$

donde  $w$  es la frecuencia,  $k$  el número de onda,  $c$  una constante de separación (también puede ser la velocidad de la onda de gravedad),  $f$  el parámetro de coriolis,  $n$  es el orden del polinomio de Hermite que gobierna cada uno de los modos,  $\beta = df/dy$ , donde  $y$  es la coordenada meridional. Esta relación de dispersión nos proporciona una serie de curvas en  $k, w$ , las que se encuentran graficadas en la figura 1 en función de la frecuencia en

forma adimensional (ordenada) y el número de onda (abscisa), en la que cada curva ilustra la relación de dispersión para cada uno de los modos y explicado por Cornejo (1987). Como se mencionó anteriormente existen cuatro clases de ondas: la onda Kelvin ( $n=-1$ ); las ondas de Inercia-gravedad para  $n \geq 1$ , frecuencias altas; las ondas de Rossby,  $n \geq 1$ , frecuencias bajas; y la onda mezclada de Rossby-gravedad (MRG), conocida también como Yanai ( $n=0$ ). Esta onda toma su nombre debido a que para números de ondas positivos sus características son similares a las de gravedad (Kelvin), mientras que para números de onda negativos se asemeja a la onda Rossby.

Utilizando el diagrama de dispersión y si se conecta el origen con puntos de coordenadas  $(k, \omega)$  mediante una línea imaginaria, su pendiente es la velocidad de fase de la onda. Así mismo, la pendiente de una línea tangente a la curva en el mismo punto, proporcionará la velocidad de grupo (es decir la razón de propagación de la energía). Si se observa en el diagrama, se notará que para números de onda positivos, la propagación de fase es

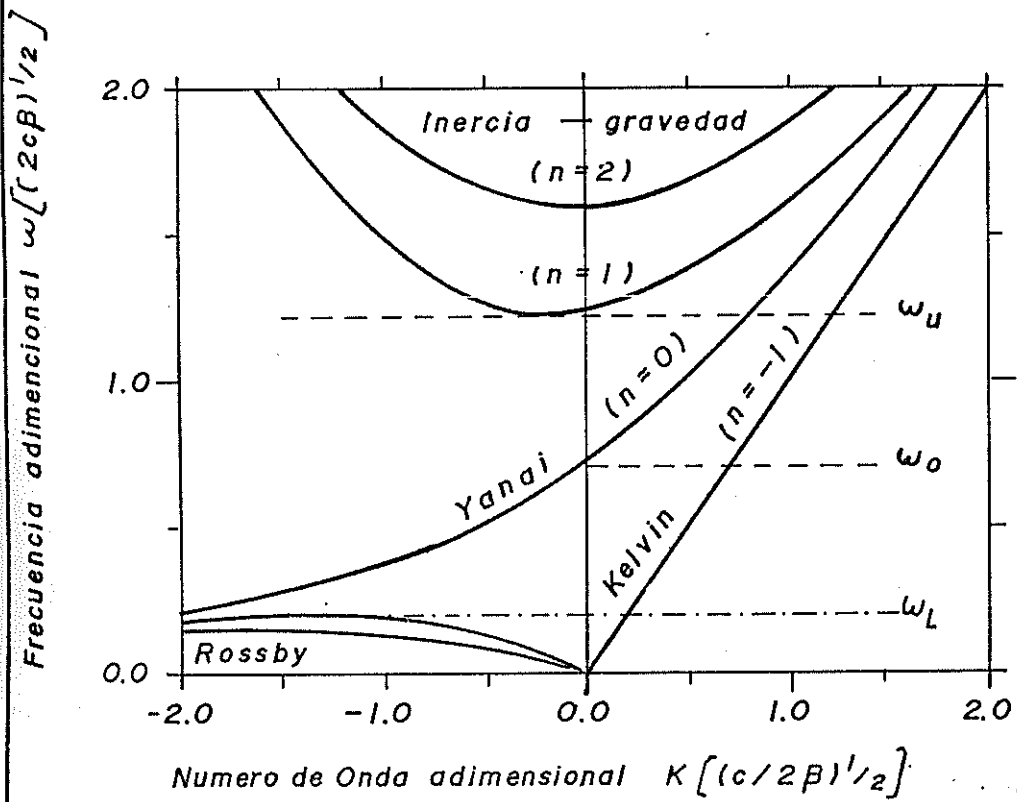


Figura. 1.- Diagrama de Dispersión de Ondas Ecuatoriales

hacia el este, mientras que para números de onda negativos será hacia el oeste. Para una onda Kelvin y MRG la fase se propaga solamente hacia el Este, y en cualquiera de los dos sentidos para ondas de Inercia-Gravedad y Rossby. Considerando una ventana de frecuencia entre  $\omega_s$  (límite superior) y  $\omega_i$  (límite inferior) se aprecia la existencia de ondas Kelvin y ondas MRG y en la cual la energía únicamente puede desplazarse hacia el Este. Esto significa que si la energía dentro de esta banda llega a la frontera Este (costas de Sudamérica), no podrá ser reflejada y tendrá que transmitirse hacia los polos como ondas costeras atrapadas. Utilizando una constante de separación  $c$  típica entre 2.5 y 3.0 m/s (primer modo baroclínico), las frecuencias de esta ventana oscilarán entre 5-6 días y 30-33 días, por lo que ondas ecuatoriales con periodos de 1-4 semanas deberán tomar la forma de ondas Kelvin o MRG y su energía se propagará hacia el Este (Cornejo-Rodríguez y Enfield, 1987).

Las ondas Kelvin se propagan hacia el Este en forma no dispersiva, con la velocidad de las

partículas de agua paralela al ecuador. La onda Kelvin tiene su máximo desplazamiento en el ecuador, simétricamente hacia el norte y sur con una forma gaussiana (figura 2). La onda Yanai se presenta en forma antisimétrica con respecto al ecuador, con un desplazamiento extremo localizado en 3-4 grados hacia el norte/sur y sin desplazamiento en el ecuador (Cornejo-Rodríguez y D. Enfield, 1987).

La energía incidente en el borde Este debe continuar hacia los polos de ambos hemisferios en forma de ondas costeras atrapadas. Estas ondas, una vez que se desplazan hacia los polos presentan características propias independientes de las ondas ecuatoriales de las que provienen. La onda costera atrapada depende principalmente de la topografía del margen continental y de la densidad de la columna de agua. En latitudes bajas, entre  $\pm 15$  grados, estas ondas se comportan en forma similar a las ondas internas Kelvin atrapadas por un borde vertical (Gill, 1982) ya que la escala meridional de las ondas se presenta mucho mayor que la escala meridional de la topografía costera.



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA.

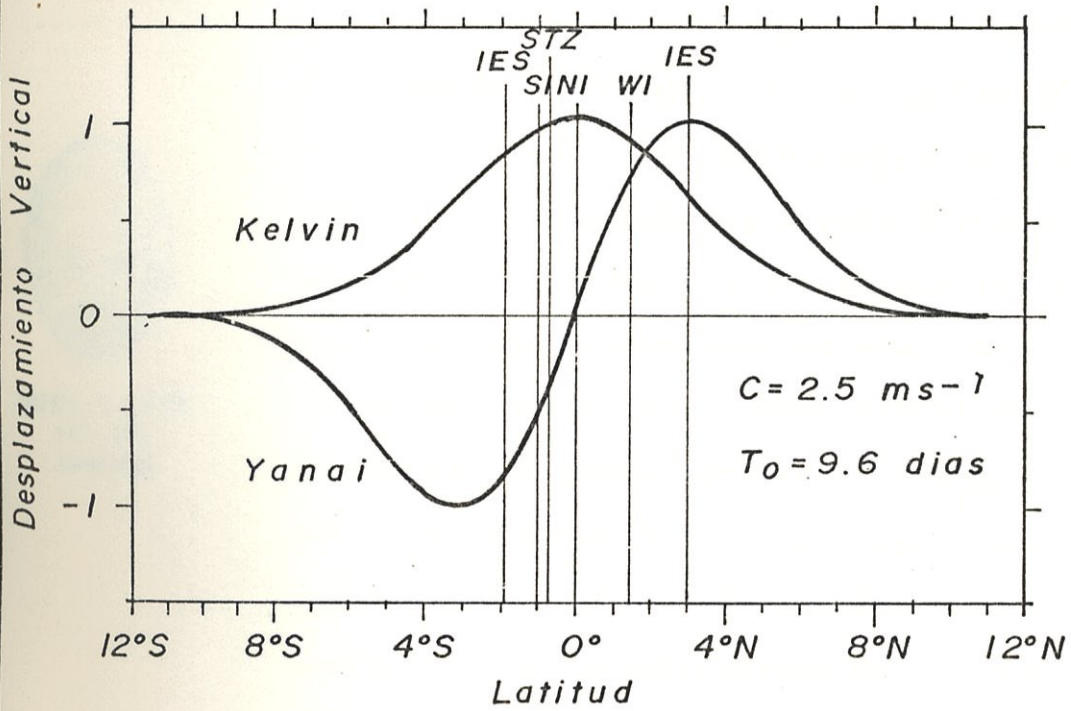


Figura. 2.- Propagación de las Ondas Ecuatoriales.

### 1.1.2 Observaciones en el Pacífico Ecuatorial.-

Ondas ecuatoriales han sido observadas en el Pacífico Ecuatorial tanto en la atmósfera como en el océano. Wunsch y Gill (1976) encontraron una oscilación significativa de 4 días, la cual se encuentra confinada ecuatorialmente y se presenta coherente con los vientos meridionales locales. No se encontró un pico de energía correspondiente a esta frecuencia en las variables atmosféricas, lo que les llevó a concluir que la oscilación era debido a una resonancia oceánica. Luther (1980) detectó la presencia de ondas mezcladas Rossby-Gravedad (MRG) en la tropósfera baja cuyas componentes meridionales eran dominantes cerca del ecuador, con periodicidades de 3-7 días. Asimismo, periodicidades entre 7-20 días fueron encontradas para ondas Kelvin en la estratósfera y en oscilaciones de vientos superficiales en la zona ecuatorial. En la banda de 20-90 días únicamente encontró la presencia de ondas Kelvin. Para mediciones en el océano, ondas MRG se presentaron en forma muy significativa en bandas de frecuencias entre 6.5-7.5 y 9-10 días. Periodicidades entre 35-80 días fueron encontradas para las ondas Kelvin.



BIBLIOTECA  
ING.  
NACIONAL  
CONGRESO

Romea y Smith (1983) analizaron las corrientes y fluctuaciones del nivel del mar para el periodo entre 1976-1977, en la banda de frecuencia de 0.1-0.2 cpd a lo largo de la costa de Perú (5°S-15°S). Ellos encontraron fluctuaciones que se propagan hacia los polos con una velocidad de fase entre 2-3 m/s, las cuales no se encuentran forzadas localmente. Ellos trataron de establecer una conexión entre las fluctuaciones costeras en la banda de días-semanas y la variabilidad ecuatorial, comparando una estación mareográfica en la Isla Baltra con estaciones a lo largo de la costa de Perú. Una tenue evidencia de que las ondas Kelvin provienen de las señales que se propagan en forma costera fue encontrada.

Sin embargo, estudios en la región ecuatorial alrededor de las Islas Galápagos (Ripa y Hayes, 1981; Chiswell et al, 1987) sugirieron que la variabilidad ecuatorial en la banda de días-semanas consiste en energía en la forma de ondas atrapadas Yanai, así como también de ondas Kelvin. Ripa y Hayes (1981) encontraron que el primer modo estaba de acuerdo con la estructura simétrica de las ondas Kelvin



dominando las bajas frecuencias, mientras que el segundo se encontraba de acuerdo con la estructura antisimétrica de las ondas Yanai dominando las altas frecuencias. Chiswell et al. (1987) utilizaron series de alturas dinámicas de ecosondas invertidos alrededor de las Islas Galápagos y encontraron evidencia de la presencia de ondas Kelvin y Yanai.

Técnicas de análisis espectral utilizadas por Spillane et al. (1987) y aplicadas a 4 años de mediciones de mareógrafos revelaron una fuerte evidencia de una oscilación estacional de 36-73 días, en la cual se sugiere que esta fluctuación se propaga hacia los polos como una onda costera no forzada por influencias meteorológicas locales.

Cornejo-Rodríguez y Enfield (1987), encontraron fluctuaciones en el nivel del mar a lo largo de la costa Oeste de Sudamérica durante El Niño 82-83, en un orden de magnitud mayor que antes o después del evento, con periodos de 1-2 semanas. Ellos demostraron que estas fluctuaciones no fueron forzadas localmente. Enfield et al. (1987) analizaron series de

tiempo del nivel del mar y corrientes en el Pacífico Ecuatorial Oriental para el período 1982-1983 y demostraron que las ondas MRG eran las responsables de las fluctuaciones más energéticas del nivel del mar observadas por Cornejo-Rodríguez y Enfield (1987), que se detectaron en la frontera Este. Demostraron así mismo, que las ondas MRG eran las dominantes en la banda de 1-2 semanas.

#### Campo de Vientos.-

La atmósfera mantiene una diferencia constante de temperatura entre los polos y el ecuador, lo que provee de la energía necesaria para manejar la circulación atmosférica. La conversión de la energía calorífica en energía cinética debe abarcar tanto aire ascendente como descendente para producir movimiento y estos movimientos pueden ser verticales y horizontales; siendo los primeros menos evidentes que los segundos. Estos movimientos afectan a las ondas oceánicas produciendo variaciones en pequeña y gran escala. Además de la influencia de estos movimientos, el viento depende también de las condiciones meteorológicas imperantes en una región. Los vientos locales pueden constituir manifestaciones

locales del paso del viento general por la región de referencia, pero en ocasiones pueden ser vientos de desarrollo única y exclusivamente del sitio. Los parámetros de análisis del viento son su dirección e intensidad. La dirección del viento es el punto o región del horizonte desde el cual sopla el viento, considerando que no se puede pensar en un solo punto del horizonte sino en varios contiguos.

El análisis de las ondas relacionadas con las características del viento está condicionado a la localización de la zona de generación o "fetch", definida como el área de la superficie del mar sobre la cual se encuentra soplando el viento desde una dirección y velocidad constante y durante un tiempo determinado. Así también se la puede definir como la longitud del área de generación de las ondas en la dirección que se encuentra soplando el viento, esto es, la distancia entre ambos límites de la zona de generación. Estos límites generalmente se encuentran determinados por líneas de costa, frentes meteorológicos y curvaturas de las isóbaras.

### 1.2.1 Leyes del Movimiento.-

Existen movimientos horizontales y verticales

del aire. Los primeros se encuentran controlados e influenciados por factores como la fuerza del gradiente de presión, las fuerzas friccionales, la fuerza de Coriolis y la aceleración centrípeta, mientras que los movimientos verticales se encuentran afectados por la divergencia de las masas y la vortici-  
dad. La fuerza del gradiente de presión tiene componente en dos planos, pero su componente vertical se encuentra en balance con la fuerza de gravedad. El gradiente horizontal de presión sirve como una fuerza generadora, la cual causa que el movimiento del aire se desplace lejos de las áreas de alta presión hacia las zonas donde ésta es menor, aún cuando otras fuerzas evitan que el aire se desplace directamente a través de las isòbaras (Coriolis por ejemplo).

Mientras más cerca se encuentren las isòbaras, más intenso será el gradiente y por lo tanto mayor será la velocidad del viento. En estado estacionario, esta fuerza se encuentra balanceada exactamente por la deflección de Coriolis, actuando en una dirección diametralmente opuesta.

### 1.2.2 Campo Local de Vientos

El especial control del movimiento del aire producido por condiciones locales usualmente proporciona más problemas que los efectos causados por las fuerzas planetarias. Así, tendencias diurnas son superimpuestas tanto en pequeña como en gran escala a patrones de viento en una región. En condiciones normales, existe una tendencia general de las velocidades de los vientos de ser. cuesta abajo, al tiempo que existe una pequeña mezcla térmica vertical y el aire más bajo no toma parte del libre movimiento de las capas superiores. Inversamente, las velocidades de algunos de los vientos locales son mayores en la tarde aproximadamente entre las 13h00 y 14h00 (Barley y Chorley, 1975), y es aquí cuando el aire sufre la mayor tendencia de moverse verticalmente debido al calentamiento terrestre; permitiendo así, sujeto a efectos friccionales de la superficie, incorporarse al movimiento libre del aire superior. Como norma general puede considerarse que la intensidad del viento es relativamente débil de noche y relativamente fuerte durante las

horas del día. Esto es debido a la inestabilidad que la irradiación de calor provoca durante el día, y como contrapartida a la misma, existe una tendencia a la estabilidad durante las horas de la noche debido a que los estratos inferiores de la atmósfera son más fríos por estar en contacto con el suelo.

Dos de los efectos locales que influyen en un régimen de viento son la costa (topografía) y las brisas marinas (figura 3). La expansión vertical de la columna de aire, que ocurre diariamente durante las horas de mayor incremento de temperatura, produce una separación de las isóbaras sobre la costa produciendo un desplazamiento hacia el mar en los estratos superiores y un movimiento compensatorio en los niveles inferiores hacia la costa. Durante la noche, debido a que el aire sobre el mar es más cálido, la situación varía en forma inversa, aun cuando mucha de esta inversión es usualmente causada por el efecto de vientos que mantienen un movimiento cuesta abajo y una dirección hacia el mar.

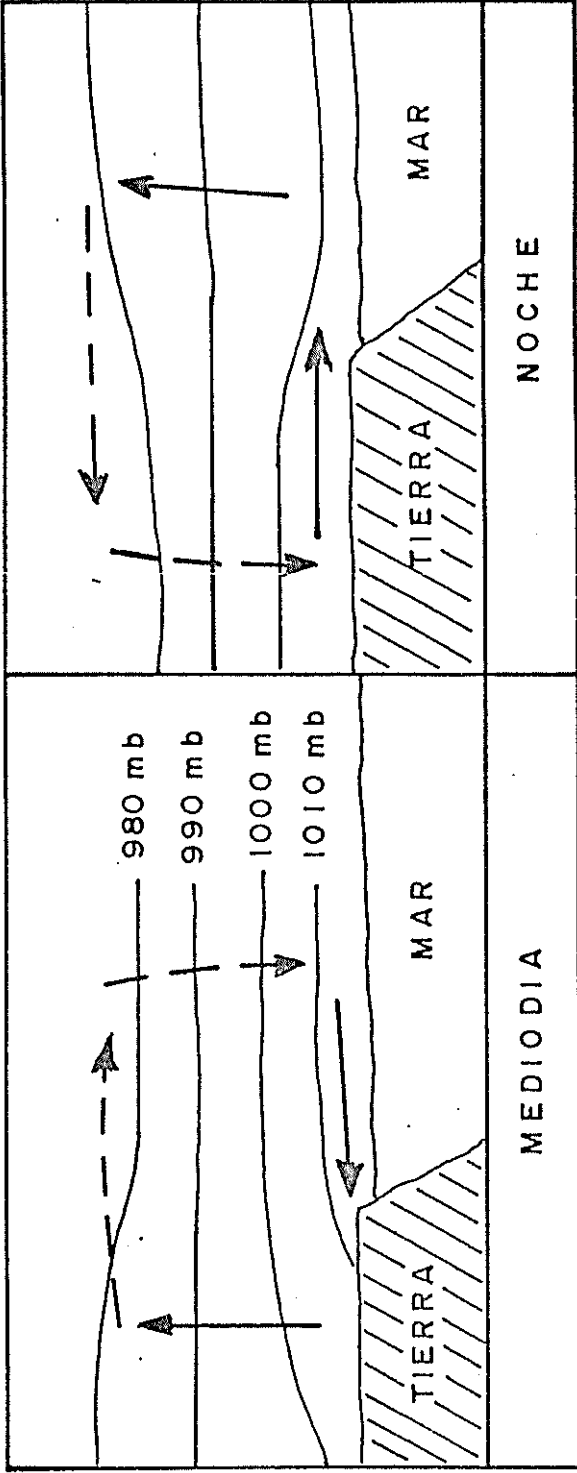


FIGURA.3. — BRISA DIURNA DESDE EL MAR Y BRISA NOCTURNA DESDE LA TIERRA.

FUENTE: Atmosphere Weather and climate

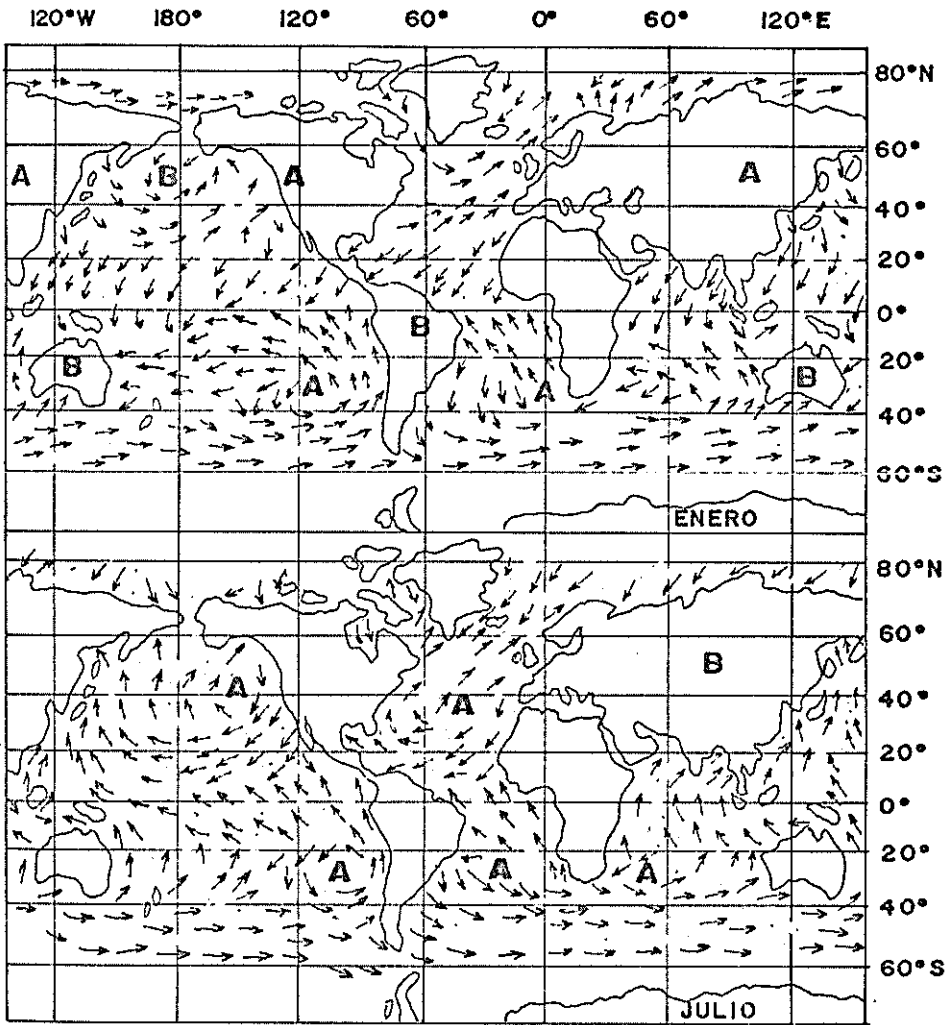
### 1.2.3 Circulación Atmosférica del Pacífico

La circulación atmosférica del océano Pacífico se encuentra influenciada principalmente por 2 centros de alta presión ubicados en el hemisferio norte, en los  $35^{\circ}$  N y  $140^{\circ}$  W, y en el hemisferio sur, en los  $30^{\circ}$  S y  $90^{\circ}$  W (figura 4). Ambos centros de presión tienen un movimiento elíptico, diferenciándose por presentar el segundo una menor variabilidad en posición. El eje mayor del centro de alta presión, que controla la circulación del Pacífico Norte tiene aproximadamente una dimensión de 1700 kilómetros y se encuentra más cercano al continente Americano en diciembre, más al sur de su posición promedio en febrero, alejándose del continente hacia el occidente en julio y hacia el norte en septiembre. La dimensión del eje mayor del centro de alta presión del Pacífico Sur es aproximadamente de 800 kilómetros y se encuentra más cercano al continente en septiembre, desplazándose luego y encontrando su posición más suroeste entre febrero y marzo, y más hacia el norte en julio. Debido que, a principios de año el centro de alta



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA





A : CENTRO DE ALTA PRESION

B : CENTRO DE BAJA PRESION

FIGURA 4.- DISTRIBUCION GLOBAL DE LOS VIENTOS EN  
LOS MESES DE ENERO Y JULIO.

REFERENCIA: COASTAL ENGINEERING I (RICHARD SILVESTER, 1974)

presión del Pacífico norte se encuentra cerca del continente y el del Pacífico Sur al suroeste, se produce un fortalecimiento de los vientos alisios del noreste y un debilitamiento de aquellos del sureste y, como producto de esta diferencia de fuerzas ocurre un desplazamiento de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) hacia el sur hasta los  $2^{\circ}$  N, para luego debilitarse y dar paso a una inversión y desplazamiento de la (ZCIT) hacia el norte hasta los  $10^{\circ}$  N. Esto ocurre aproximadamente a mediados de año, pero no se mantiene en esta posición por mucho tiempo por la acción del centro de alta de las Azores (Moreano, 1983), generando un movimiento hacia el sur; y es solamente en octubre que éste alcanza nuevamente su posición anterior. Durante el fortalecimiento de los vientos alisios del sureste, las aguas de la Península Antártica, reconocida como formadora de masas de agua profunda e intermedia del Pacífico, se desplazan hacia el norte conjuntamente con un mar de leva, imprimiendo características especiales al medio ambiente marino y costero de la región del Pacífico Sur Oriental y, consecuentemente a las costas del Ecuador.

## Interacción de las ondas con el viento

Para tener un conocimiento cabal de todos los procesos asociados con el crecimiento de las ondas y entender los factores que juegan un rol importante en el cálculo de éstas a partir de las características del campo de viento hay que contestar dos interrogantes principales relacionadas con estos procesos:

- a.- cómo aparecen las ondas inicialmente en la superficie calmada del océano, y;
- b.- cómo incrementan su tamaño bajo la influencia del viento

Se ha aceptado que pequeñas fluctuaciones de presión conectadas con los flujos turbulentos de aire son capaces de iniciar el movimiento de las ondas. Inmediatamente que empieza a soplar el viento pequeños rizos aparecen en la superficie del mar. Estos rizos aumentan de tamaño bajo la acción y empuje del viento. Las primeras ondulaciones pequeñas en aparecer son las ondas capilares de sólo unos pocos centímetros de longitud y altura. Si la brisa que generó las ondas capilares deja de soplar, entonces ellas desaparecen. Pero si continúa aumentando su

fuerza estas ondas capilares se convertirán en ondas de gravedad.

Al principio, las ondas crecen rápidamente en longitud y altura para luego hacerlo en forma mucho más lenta hasta que se alcanza un equilibrio como resultado de las fuerzas generadoras de las olas, la disipación de energía causada por la fricción interna y la resistencia del aire. Si ellas alcanzan su altura límite y hay mucha más energía disponible, las olas crecen en longitud. Así, la altura de la onda depende de la duración con que sopla el viento y la distancia sobre la cual este sopla, así como también de la fuerza o la magnitud de la velocidad del viento. Mientras más largo y fuerte sopla el viento, mayor cantidad de energía será transferida por el viento hacia las olas. Ondas de gran altura y largo período sólo pueden desarrollarse bajo condiciones de fuertes vientos y de larga duración sobre una extensa área en el océano.

Si no existiera una pérdida de energía en las ondas, estas crecerían infinitamente. Naturalmente esto no ocurre en la naturaleza y sólo es la función matemática la que crece infinitamente. En algún momento las fuerzas limitantes empezarán a actuar.

Así, toma un poco de tiempo hasta que el viento ha transferido energía a las ondas y estas alcanzan un equilibrio, conociéndose dicho estado como Océano Completamente Desarrollado. En este estado todas las posibles frecuencias poseen una energía correspondiente para la prevaleciente velocidad del viento. Cuando se incrementa esta velocidad, el área bajo la curva aumenta rápidamente y se nota un desplazamiento de la banda de máxima energía, desde las altas hacia las bajas frecuencias.

Dos mecanismos han sido propuestos como requisito para el desarrollo de las ondas de viento. En el primero se asume que el viento, que se encuentra soplando a través de una superficie de agua, va a producir una fluctuación de presión sobre la misma, como resultado de turbulencia ocurrida en la capa límite. Esto va a generar la formación de pequeñas olas. Si alguna de estas olas se mueve a una velocidad similar a estas fluctuaciones de presión, entonces el campo de presión va a reforzar el campo de las olas y las mismas crecerán. El segundo mecanismo asume que las ondas superficiales influenciarán en las fluctuaciones de presión ocurridas en la atmósfera de tal manera que las fluctuaciones superficiales de presión y las olas crecen en función

del tiempo. Si el flujo sobre las ondas es suave entonces la distribución de presión no puede transmitir la energía a las ondas pero, si el flujo es turbulento, la distribución de presión puede entrar en fase con la velocidad vertical de la superficie del mar y permitir un rápido intercambio. Esto causa que la onda crezca en forma exponencial con el tiempo. Se puede apreciar que la mayor parte de la energía del viento se distribuye en el espectro sobre una amplia banda de frecuencias mientras que la disipación está concentrada en las altas frecuencias finales del espectro.

Las ondas pueden ganar energía del viento de tres maneras:

- por el empuje directo del viento sobre la superficie libre
- por el arrastre friccional del aire sobre la superficie del mar
- a través de la diferencia de presión sobre ésta

El efecto que produzca el empuje del viento va a depender de la manera como éste último se aplique sobre la onda y de la forma de la misma. En lo que se refiere al arrastre friccional del aire, este

actúa sobre el perfil de las ondas pero su efecto será diferente en cada punto del mismo. Cuando actúa directamente el empuje del viento sobre la onda, el arrastre friccional le transfiere energía aunque las ondas se estén moviendo más rápido que el viento, debido a que su acción es sobre las partículas de agua, las cuales se mueven en forma más lenta que la onda misma. La misma energía ganada del viento se pierde principalmente debido a procesos turbulentos del movimiento del agua.

Se ha observado que una serie de espectros de ondas generadas, cuando el viento sopla desde la costa, aumentan en altura y energía conforme se incrementan la distancia a la costa o al fetch (Wells, 1986). A medida que aumenta el fetch, el espectro de energía se estrecha y esto implica que mayor cantidad de energía se concentra en unas pocas frecuencias. Aún cuando las olas han ganado energía del viento, también se está disipando energía aproximadamente en la misma proporción. Este tipo de espectros es llamado "Espectro Saturado" y tanto su forma como su frecuencia dominante y su energía total se encuentran relacionadas con el fetch y el esfuerzo del viento (Wells, op.cit.).

## CAPITULO 2

### CARACTERISTICAS DE LAS SERIES DE TIEMPO EN EL SITIO DE ESTUDIO

#### Generalidades del Área de estudio

Esta parte de la costa se encuentra en la Provincia de Manabí situada en la parte central de la Región Litoral y del País. Manabí limita al norte con la Provincia de Esmeraldas, al sur con la Provincia del Guayas, al este comparte límites con las Provincias de Guayas y Pichincha y al oeste con el Océano Pacífico (figura 5).

El estudio del oleaje se concentró en el área de Jaramijó mientras que el correspondiente al campo local de vientos se localizó hacia el norte, en la ciudad de Bahía de Caráquez y hacia el sur en la ciudad de Manta, debido a que la localidad de



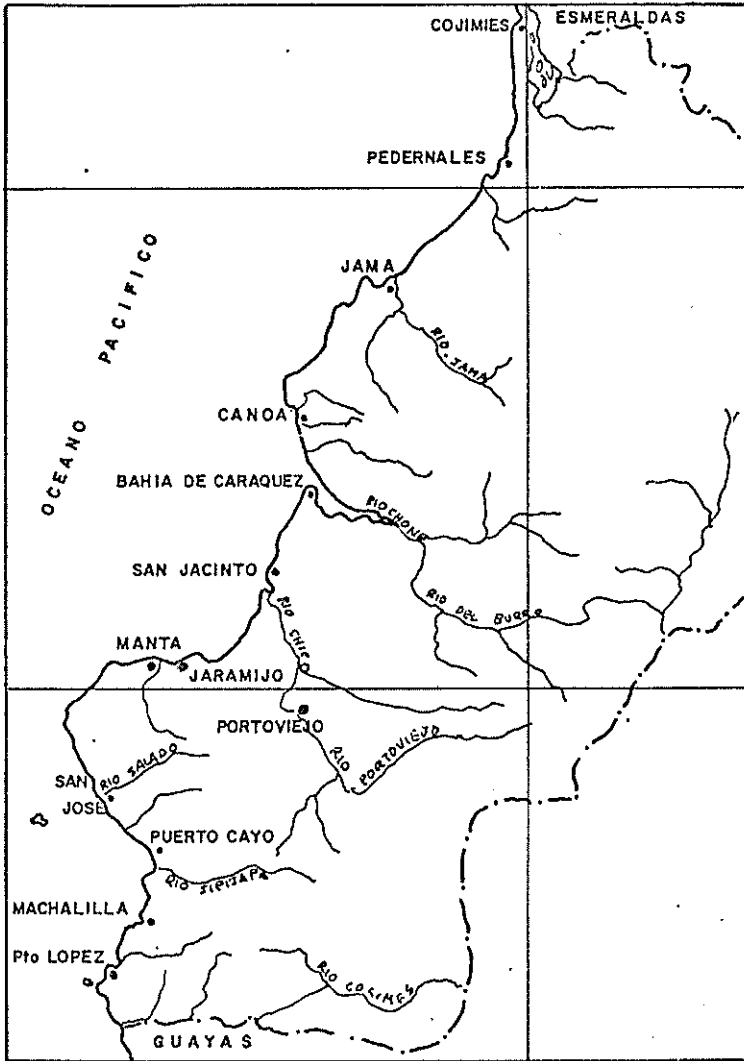


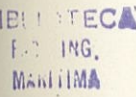
FIGURA. 5 ... GEOGRAFIA DE LA PROVINCIA DE MANABI.

Jaramijó se encuentra entre ambas ciudades y se pretende hacer un estudio de vientos hacia el norte y sur de la región de estudio de ondas.

La costa en estudio, de unos 59 kms de extensión, limita al norte con la ciudad de Bahía de Caráquez ( $0^{\circ} 35'S$ ), y al sur con la ciudad de Manta ( $0^{\circ} 57'S$ ).



## 2.2 REGISTRO DE ONDAS



El registro fue tomado por el personal del Instituto Oceanográfico de la Armada, para lo cual se utilizó un medidor de olas marca Hydro-Products modelo 525. Cada registro obtenido corresponde a 20 minutos de mediciones cada 30 minutos, el instrumento registra valores de altura significativa (Hs) y periodos medios (T). La altura significativa se define como el promedio del 33% de las olas más altas medidas en los 20 minutos. El periodo medio (T) es el promedio de todos los periodos de las olas medidos en el mismo tiempo. Este equipo está diseñado para filtrar aquellas oscilaciones con periodos menores a cinco segundos y mayores a cuarenta segundos. El equipo utiliza un sensor de presión, cuya función es captar los cambios de presión producidos por la variación de la columna de agua sobre él, como resultado del

movimiento ondulatorio de la superficie del mar. Estas variaciones son transformadas en señales eléctricas por el sensor y a su vez transferidas a un circuito electrónico que transfiere la información a un registrador en cinta de papel analógico o en cinta magnética.

Las alturas significativas registradas son a la profundidad de instalación del sensor de presión, por tanto los valores registrados sufren una atenuación por la columna de agua y son corregidos (Instituto Oceanográfico de la Armada, Informe Interno).

El olígrafo Hydro - Products 525 puede ser instalado hasta una profundidad de 15 metros y tiene una precisión de 3 % en la escala total de alturas de ola y de 4 % en la escala total de las frecuencias, registra alturas de olas dentro del rango entre 0 y 3.05 metros y periodos medios mayores que 5 segundos. El promedio del periodo de ola está determinado por el tiempo promedio del cruce del cero de la ola.

El equipo fue instalado a una profundidad de 13 m referidos al Nivel Medio de las Bajamares de Sicigia (MLWS) en la localidad de Jaramijó (Figura 6) entre unos 3 a 4 kilómetros de la línea de costa.

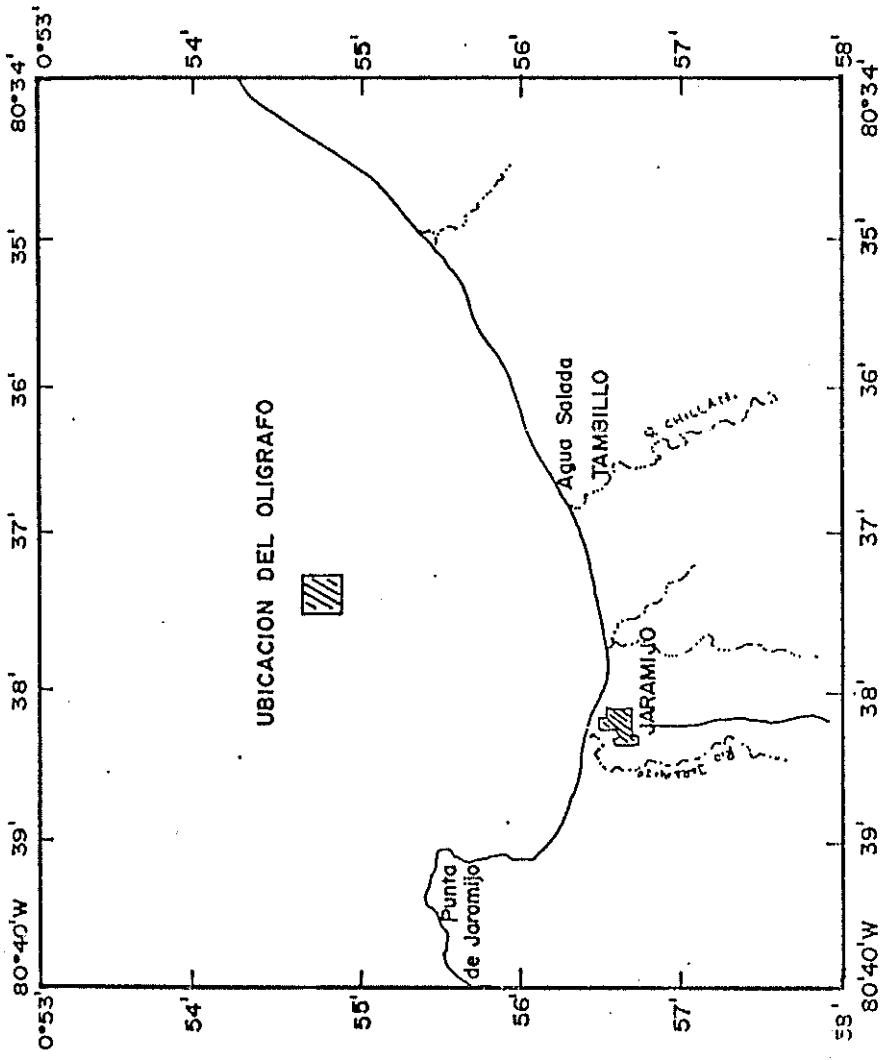


FIG. 6 .-- AREA DE ESTUDIO

FUENTE: REFERENCIA CARTA I.O.A. 1043

### 2.2.1 Serie de tiempo de olas

El ollografo fue instalado en la zona de Jaramijó por el INOCAR, durante un año calendario y a partir del cual se utilizó el periodo comprendido entre julio/79-Marzo/80 registrándose 13540 pares de datos.

Como se mencionó anteriormente cada dato corresponde a 20 minutos de medición cada media hora obteniéndose así usualmente 48 valores diarios, excepto aquellos días en que se realizó el mantenimiento necesario al equipo, lo cual fue hecho dos veces por mes.

Como la altura significativa de la ola registrada en la cinta de papel es disminuida por la atenuación dinámica producida por la profundidad de instalación del instrumento, ésta ha sido corregida para obtener el verdadero valor en superficie, valor utilizado en esta tesis.

La longitud de la ola en aguas profundas se encuentra definida por la siguiente relación:



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

$$L_0 = \frac{g}{2\pi} T^2 \quad (2)$$

donde  $g$  = la aceleración de la gravedad, y

$T$  = el período registrado en el olígrafo

con este valor de  $L_0$  se determina la longitud de la ola en el sitio de instalación utilizando la siguiente relación:

$$L = L_0 \operatorname{tgh} \frac{(2\pi h_1)}{L} \quad (3)$$

donde  $h_1$  = profundidad del lugar de instalación en el instante que para la ola

La relación entre la verdadera altura de la ola en superficie con la altura atenuada medida en profundidad por el olígrafo es:

$$h_{\text{profundidad}} = \frac{H_{\text{superficie}}}{2} \times K \quad (4)$$

donde  $K$  es el factor hidrodinámico de atenuación, luego la altura verdadera de la ola es:

$$H_{\text{superficie}} = H_{\text{profundidad}} \frac{z}{K} \quad (5)$$

El olifrafo no estuvo en el fondo el verdadero valor de  $K$  está dado por:

$$K = \frac{K_1}{K_2} \quad (6)$$

siendo

$$K_1 = \frac{1}{\cosh \left( \frac{2\pi h_1}{L} \right)} \quad (7)$$

$$K_2 = \frac{1}{\cosh \left( \frac{2\pi h_2}{L} \right)} \quad (8)$$

donde  $h_1$  = profundidad al fondo en el momento en que pasa la ola

$h_2$  = profundidad al sensor en el mismo momento

$L$  = longitud de la ola en el sitio de estudio, calculado con la relación (3)

En la figura 7 se muestra la serie de tiempo obtenida de los promedios diarios para la localidad de Jaramijó para el periodo comprendido entre julio/79 y marzo/80. Los valores de altura se incrementan hacia el fin del año, registrándose dos picos principales en enero/80 y entre febrero y marzo/80. Además se aprecia la presencia de periodicidades entre 40 y 60 días durante toda la serie. Debido a la falta de información a partir de marzo no es posible visualizar alguna periodicidad estacional o anual.

### 2.3 Registro de vientos

El equipo utilizado en Bahía de Caráquez está localizado en el aeropuerto de dicha ciudad ( $0^{\circ} 35'$  S,  $80^{\circ} 25'$  W). En la ciudad de Manta, el equipo se encuentra en la torre de control del aeropuerto ( $0^{\circ}$



# SERIE DE ONDAS

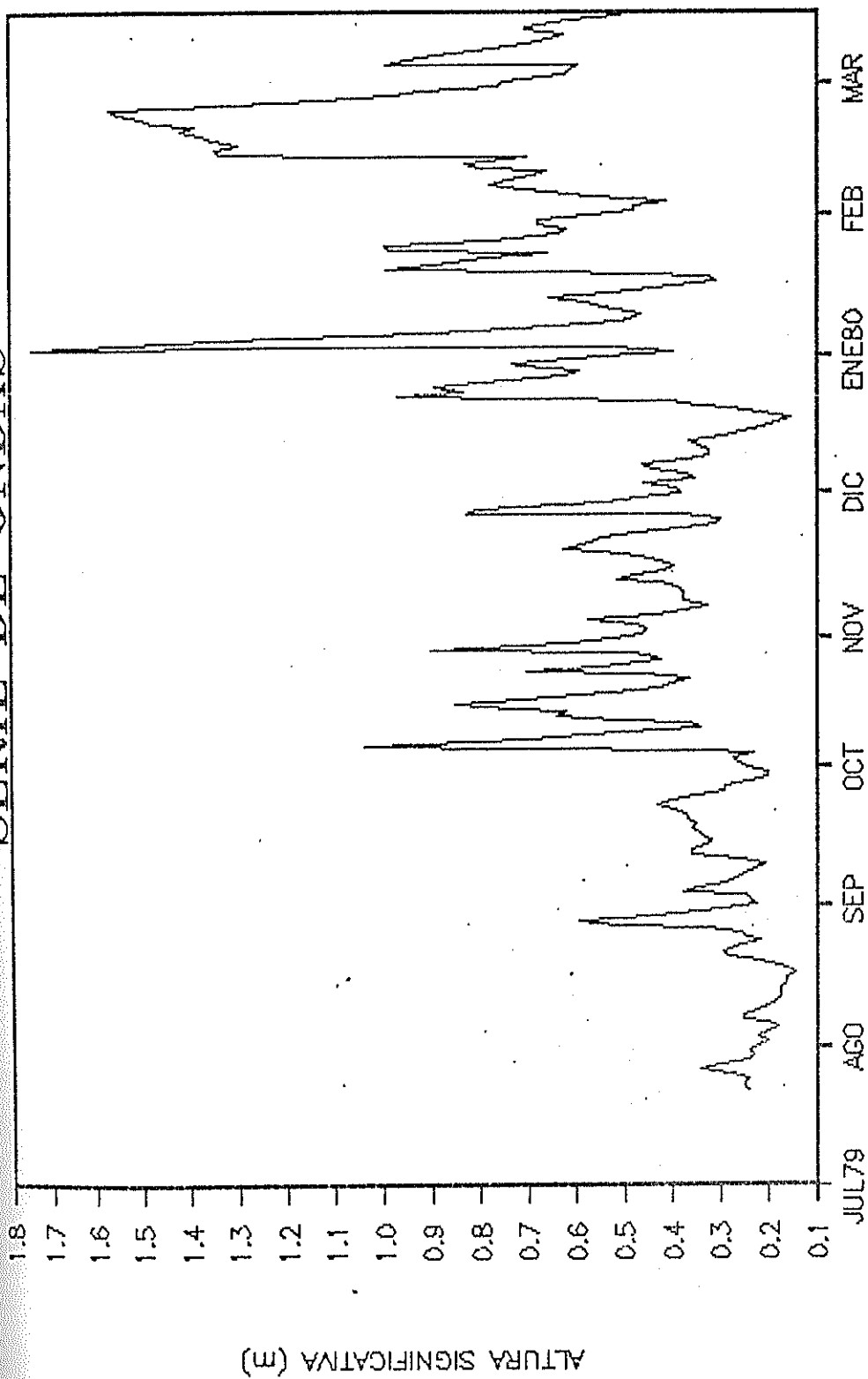


FIGURA 7.- SERIE DE ONDAS DE JARAMIJO

57'S, 80° 41'W). Ambos equipos se encuentran instalados sobre un soporte a una altura de 10 metros cumpliendo las regulaciones de seguridad de la Dirección de Aviación Civil.

Para la obtención de los datos de viento la Dirección de Aviación Civil utilizó en Bahía de Caráquez un transmisor de Viento BENDIX AEROVANE, modelo 120, el cual mide la velocidad y dirección del viento. Para la ciudad de Manta se utilizó un registrador de viento AEROCOM el cual mide el viento instantáneo.

### 2.3.1 Serie de tiempo de Vientos.-

Para ambas localidades el periodo de muestreo está comprendido entre Septiembre 01/1979 hasta Agosto 30/ 1980. Los datos proporcionados por la Dirección de Aviación Civil fueron promedios diarios, y están caracterizados por la velocidad y dirección del viento. Basado en la experiencia de los observadores meteorológicos y a la falta de observaciones en los aeropuertos durante la noche, se ha añadido el valor medio de la serie entre las 19:00 horas y las 06:00 horas. De esta manera la Aviación

Civil ha obtenido los promedios diarios para cada una de las localidades, manteniéndose dentro de las regulaciones de la Organización Meteorológica Mundial - OMM) y según la cual las observaciones de viento se realizan en forma sinóptica a las 07h00, 13h00 y a las 19h00. La velocidad del viento está expresada en metros/segundos y la dirección en función de los puntos cardinales.

En la figura 8 se observa la serie de viento de la localidad de Manta para el periodo comprendido entre julio/79 y diciembre/80. La serie experimenta sus mayores velocidades entre octubre y noviembre para luego decaer hasta un mínimo en el mes de abril. Luego de esto la serie comienza nuevamente a incrementarse. Para Bahía de Caráquez una periodicidad estacional se aprecia en mejor forma con dos picos en noviembre/79 y noviembre/80 (figura 8). Un valor mínimo es observado durante el mes de abril.

### 2.3.2 Procesamiento de los datos.-

Los datos han sido codificados y almacenados

## SERIES DE VIENTO (ESCALAR)

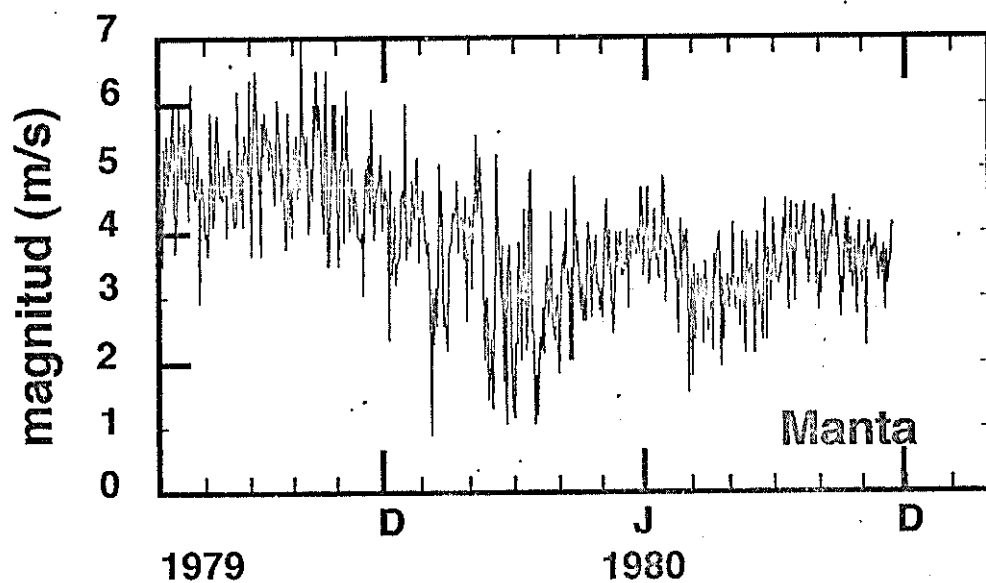
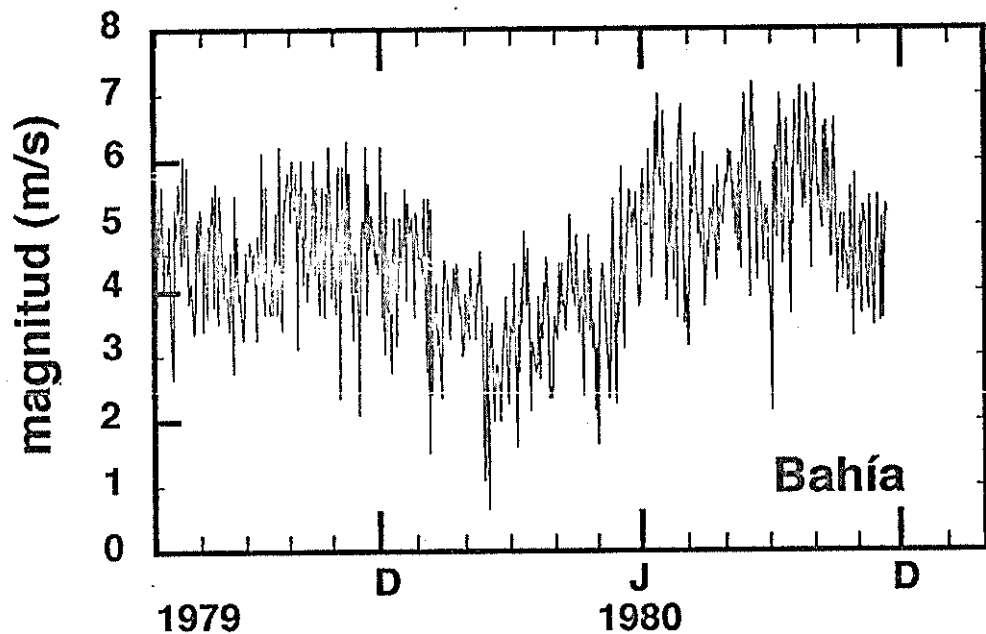


Figura 8 Series de viento escalar en Manta y Bahía

en un computador Macintosh IIX. La dirección del viento fue introducida en función de los puntos cardinales para luego ser transformados en grados magnéticos mediante el uso de un programa de computador.

## CAPITULO 3

### ANALISIS ESPECTRAL DE LAS SERIES DE TIEMPO

#### 1.1 Métodos espectrales aplicables al estudio

Antes de tratar directamente los métodos espectrales existentes y que van a ser aplicados tanto a las series de olas como a las de viento es necesario revisar algunos conceptos básicos del análisis espectral y definir una serie de tiempo. El desarrollo matemático de los conceptos básicos del análisis espectral, así como también de los parámetros estadísticos y oceanográficos fue realizado por Cornejo (1984).

Una serie de tiempo es una secuencia de números representando una progresión de algún parámetro en el tiempo; esto es, la función  $x(t)$  del tiempo  $t$ . Uno de los rasgos característicos de una serie de tiempo

es que es una función aleatoria o una función no determinística del tiempo, es decir, su comportamiento no puede ser predicho exactamente. El término series de tiempo se asume para incluir a series donde, por ejemplo, el espacio es la variable independiente. El tipo más simple de un proceso estocástico es el proceso lineal, el cual puede ser generado por una operación lineal dentro de un proceso aleatorio.

Generalmente se realiza el análisis de una serie o registro en el dominio del tiempo con un análisis estadístico básico, calculando la media, varianza, curvas acumulativas, funciones de probabilidad, etc., mientras que el análisis espectral consiste en estudiar esta serie en el dominio de la frecuencia. Una serie de tiempo cualquiera puede ser descompuesta en sus componentes armónicas, entonces

$$g(x) = A_0 + 2 \sum_{n=1}^{N-1} a_n \cos(2\pi nt/T) + b_n \sin(2\pi nt/T) \quad (9)$$

donde  $a_n$  y  $b_n$  son los coeficientes o amplitudes de Fourier,  $T$  es la longitud total de la serie de tiempo,  $t$  es el tiempo y  $n$  representa a la armónica. Mediante la utilización del análisis espectral se determina cual de las componentes armónicas de la

serie es la que contribuye más a la varianza de la serie y cual es su periodo.

Para el análisis espectral de una serie de tiempo existen dos métodos:

1) Indirecto (Blackman-Tuckey): Primero se calcula la función autocovarianza de la serie y luego se aplica la transformada de Fourier (TF) de esta función.

2) Directo (Cooley-Tuckey): calcula directamente la transformada de la serie.

La transformada rápida de Fourier es un algoritmo que usa una técnica iterativa basada en que la transformada de Fourier puede ser reducida a una simple suma y productos de datos de puntos individuales seleccionados del total de la serie en cierto orden.

El utilizar el método directo representa una ventaja debido a que solamente requiere  $2\log_2 N$  operaciones mientras que el método indirecto requiere de  $N^2$  operaciones. Para aplicar el método directo se asume que la serie de tiempo es estacionaria, esto quiere decir que la media y la varianza de la serie



se conservan a lo "largo" de ella. Para este trabajo se ha escogido el método directo debido a las ventajas antes mencionadas.

### 3.1.1 Definición del Espectro de un Proceso Estocástico.-

Para realizar un análisis espectral y estadístico se asume que la serie obedece a una distribución de probabilidad Gaussiana o normal y que es estacionaria.

La varianza o potencia promedio de una señal  $x(t)$  en el rango  $-T/2 \leq t \leq T/2$  puede ser descompuesta en contribuciones a armónicas  $f_m = m/T$  de la frecuencia fundamental  $f = 1/T$

$$\sigma_T^2 = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x^2(t) dt \quad (10)$$

Para una señal discreta en tiempos  $t = -n, -(n-1), \dots, (n-1)$  la ecuación (10) se transforma en

$$\sigma_T^2 = \frac{1}{N} \sum_{t=0}^{n-1} x^2 = \sum_{m=0}^{n-1} |X_m|^2 \quad (11)$$

A partir de (10) la varianza de un registro infinito se puede definir como

$$\sigma_T^2 = \int_{-\infty}^{\infty} \Gamma(f) df$$

donde  $\Gamma$  es el espectro de potencia. Usando la definición de  $X_m$ , que es la amplitud compleja a una frecuencia armónica  $f_m = m/T$  tenemos:

$$X_m = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t) e^{-j2\pi mft} dt \quad (12)$$

y se transforma en

$$C_{xx}(f) = \frac{1}{T} \left| \int_{-T/2}^{T/2} x(t) e^{-j2\pi ft} dt \right|^2 \quad (13)$$

la cual es definida para un rango continuo de

frecuencia entre  $-\infty < f < \infty$  y es llamado espectro muestreado, para el caso discreto el espectro muestreado se define como

$$C_{xx}(f) = \frac{\Delta}{N} \left| \sum x_t e^{-j2\pi ft} \right|^2 \quad (14)$$

A partir de (13)

$$C_{xx}(f) = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} x(t) e^{-j2\pi ft} dt \int_{-T/2}^{T/2} x(t') e^{-j2\pi ft'} dt \quad (15)$$

lo que es igual a

$$C_{xx}(f) = \int_{-T}^T c_{xx}(u) e^{-j2\pi fu} du, \quad -\infty < f < \infty \quad (16)$$

a partir de la cual se obtiene que el espectro muestreado es la transformada de Fourier de la función autocovarianza muestreada. Así, el espectro de potencia es

$$r_{xx}(f) = \int_{-\infty}^{\infty} r_{xx}(u) e^{-2\pi fu} du \quad (17)$$

$\Gamma_{xx}(x)$  = función covarianza cruzada

La curva del espectro de potencia muestra como la varianza del proceso estocástico está distribuida con la frecuencia. Algunas veces es necesario comparar series de tiempo, las cuales tienen diferentes escalas de medida, y en estas circunstancias es necesario normalizar el espectro  $\Gamma_{xx}(f)$  dividiéndolo por su varianza  $\sigma^2_x$

$$\frac{\Gamma_{xx}(f)}{\sigma^2_x} \quad (18)$$

lo cual es llamado FUNCION DE DENSIDAD ESPECTRAL

$$\frac{\Gamma_{xx}(f)}{\sigma^2_x} = \int_{-\infty}^{\infty} \rho_{xx}(u) e^{-j2\pi fu} du \quad (19)$$

la función de densidad espectral es la transformada de Fourier de la función autocorrelación ( $\rho$ ).

### 3.1.2 Ventana Espectral aplicable al estudio.--

Para series en tiempo discreto, todos los calculos se efectúan para un rango  $-1/2 \Delta \leq f \leq 1/2 \Delta$ , donde  $1/2\Delta$  es llamada frecuencia Nyquist, la cual es la mayor frecuencia que puede ser resuelta con el intervalo de tiempo. Las dos frecuencias  $1/(2N\Delta)$  y  $1/(2\Delta)$  definen los límites inferior y superior de una banda de frecuencia, la cual se denomina ventana observacional. Por medio de la elección de la longitud de la serie  $N$  y del intervalo, se ha excluido la posibilidad de obtener información sobre la serie en todas las frecuencias fuera de esta banda. Tomando en cuenta la expresión (16) para  $k$  sub-series, cada una de una longitud  $M$  tenemos

$$C_{xx}^{(i)}(f) = \int C_{xx}^{(i)}(u) e^{-j2\pi fu} du \quad (28)$$

El área bajo cada pico es cuantitativamente importante y representa la energía de la serie en la banda correspondiente.

Las ventanas son muy importante en el análisis espectral y son usadas para truncar series de tiempo de larga duración en grupos de  $n$  puntos, usualmente para ser luego procesadas por la transformada rápida de Fourier. La ventana espectral más simple es la rectangular y es la única que preserva la varianza. Ventanas más complicadas son posibles y su uso dependerá de su resolución y el tipo de serie a analizarse. En este estudio se utilizó la ventana de Hanning (figura 9), cuya ventana de datos se la define así :

$$\begin{aligned}
 h(t) &= 0.5 + 0.5 \cos \left( \frac{\pi t}{T_0} \right) \\
 &= 0 \quad \begin{array}{l} t \leq -T_0 \\ t > +T_0 \end{array}
 \end{aligned}
 \tag{21}$$

y la ventana espectral correspondiente es la siguiente y se muestra en la figura 10:

$$\begin{aligned}
 H(f) &= 0.5 Q(f) + 1/4 | Q(f + 1/2 T_0) \\
 &\quad + Q(f - 1/2 T_0) |
 \end{aligned}
 \tag{22}$$

$$Q(f) = \frac{\text{sen}(2\pi T_0 f)}{\pi f}$$

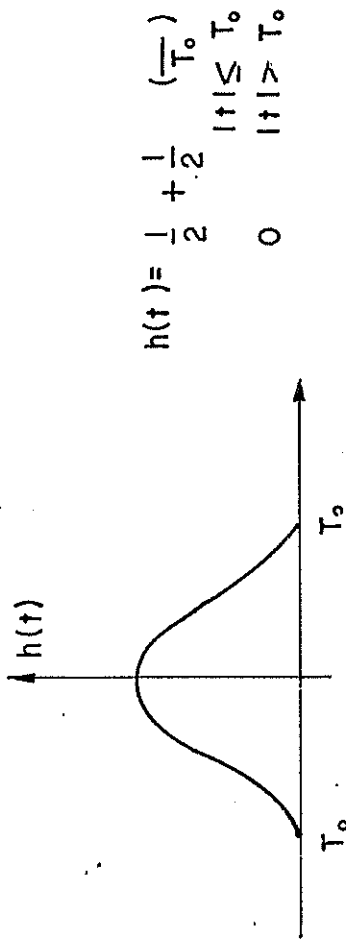


FIGURA. 9 .- VENTANA DE DATOS DE HANNING

$$H(f) = \frac{1}{2} Q(f) + \frac{1}{4} |Q(f + \frac{1}{2T_0}) + Q(f - \frac{1}{2T_0})| + \frac{\sin(2\pi T_0 f)}{\pi f}$$

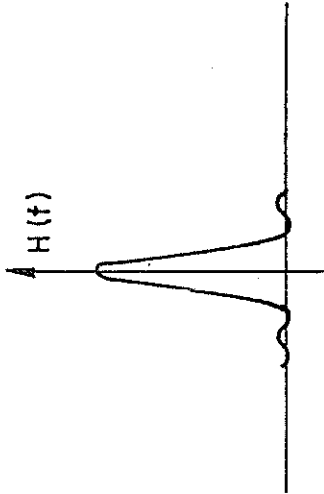


FIGURA.10.- VENTANA ESPECTRAL DE HANNING.



Subdividiendo la serie de tiempo de longitud  $T$  en  $k$  secciones de longitud  $M = n/k$ , donde  $m$  es un número de potencia de dos. Secciones sucesivas son multiplicadas por la ventana de Hanning, transformadas por la Transformada rápida de Fourier y acumuladas.

Controlando la longitud  $M$  de las subseries es posible regular el ancho de la base de la ventana espectral. Haciendo  $M$  pequeño la varianza del espectro puede ser reducida.

Dado que esto corresponde a hacer el ancho de la base grande, sucede que una varianza pequeña puede ser obtenida usando la ventana espectral con un gran ancho de banda. Sin embargo, un gran ancho de banda implica un suavizamiento sobre un amplio rango de frecuencias lo que provoca una mayor desviación. Así, como todos los estimadores estadísticos, se debe comprometer entre la varianza y la desviación.

### 3.1.3 Intervalos y Niveles de Confianza

Si definimos una cantidad chi-cuadrado =  $X^2$ , como una medida de la dispersión en un



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

estimador  $x_i$ , que puede ser el estimado de cualquier función, y que para el caso de análisis es el espectro de potencia.

$$X^2 = \sum_i (x_i - \bar{x}_i)^2 / x \quad \text{para } \bar{x}_i \neq 0$$

(23)

$$X^2 = \sum x_i^2$$

Asumiendo que  $x_i$  está distribuida de acuerdo con una curva gaussiana,  $X^2$  estará distribuida con la distribución estadística  $X^2$ , y se la definirá como  $f(x^2)$ . Esta función contiene un número de grados de libertad  $\nu$  y tiene la siguiente propiedad:

$$\int_0^{\infty} f(x^2) dx^2 = 1 \quad (24)$$

Entonces la probabilidad  $Pr$  de que  $X^2$  este localizada entre  $a$  y  $b$  es la siguiente:

$$Pr(a < X^2 < b) = \int_a^b f(X^2) dx^2 \quad (25)$$

De acuerdo a los límites buscados, o sea de acuerdo con los valores de  $a$  y  $b$  se puede determinar con un porcentaje de probabilidad el intervalo de confianza para el estimado de una función.

Para el caso del espectro de potencia, los grados de libertad son función de la relación  $n/M$ , donde  $n$  es el número de datos de la serie cuyo espectro se estima y  $M$  es el número máximo de desplazamientos usados en el cálculo de la función autocovarianza o del suavizamiento del espectro.

Los niveles de confianza indican si existe una relación significativa entre dos parámetros. Para el caso del análisis espectral, dichos niveles son usados para determinar la relación entre dos series de tiempo y se lo llamará coherencia cuadrada, la cual será explicada después.

$$[\gamma^2_{xy}(t)]_{\text{crítico}} = \frac{F_{2, h-2}(\alpha)}{\left[\frac{h-2}{2} + F_{2, n-2}(\alpha)\right]} \quad (26)$$

donde  $n-2$  son los grados de libertad y  $F$  es la distribución estadística  $F$  y se define como la razón de las varianzas de dos muestras aleatorias (series de tiempo) independientes, ó la probabilidad:

$$\text{Prob} [ F > F_{2, n-2} (\alpha) ] = \alpha \quad (27)$$

Si cualquier  $\chi^2_{xy}(f) \geq \chi^2_{xy} \text{ crítico}$ , entonces es significativo estadísticamente con  $100(1 - \alpha) \%$  de probabilidad.

### 3.1.4 Conceptos Teóricos del Espectro Cruzado

El espectro de una variable se encuentra usualmente limitado en su uso o interés; es más interesante también comparar el espectro para diferentes variables, especialmente si el objetivo es determinar las relaciones causales entre variables. En tales casos, es necesario utilizar las técnicas del espectro cruzado. La covarianza es estimada entre pares de variables como una función de frecuencia. La función covarianza cruzada se define como:



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

$$\gamma_{x_1, x_2}(u) = E [(X_1(t) - \mu_1)(X_2(t+u) - \mu_2)] \quad (28)$$

$$\gamma_{x_2, x_1}(u) = E [(X_2(t) - \mu_2)(X_1(t-u) - \mu_1)]$$

La función  $\gamma_{x_1, x_2}(u)$  es la función covarianza cruzada de "lag"  $u$  con  $x_1(t)$  gobernando a  $x_2(t)$  y  $\gamma_{x_2, x_1}(u)$  es la función covarianza con "lag"  $u$  con  $x_2(t)$  gobernando a  $x_1(t)$ .

En general puede ser necesario estudiar la interacción entre dos procesos con posibles diferentes escalas de medidas o varianzas. En esa situación es necesario definir la función correlación cruzada

$$\rho_{12}(u) = \frac{\gamma_{12}(u)}{\sqrt{\gamma_{11}(0) \gamma_{22}(0)}} \quad (29)$$

(30)

$$= \frac{\gamma_{12}(u)}{\sigma_1 \sigma_2}$$

El espectro cruzado es una cantidad compleja y puede ser descrito como el producto de una

función real llamada espectro de amplitud cruzada y una función compleja llamada espectro de fase. El espectro de amplitud cruzada muestra cuales componentes de una serie se encuentran asociados con grandes o pequeñas amplitudes en la misma frecuencia en otras series. El espectro de fase muestra cuales componentes con una determinada frecuencia de una serie se retrasan o lideran las componentes de la misma frecuencia de otras series.

La función teórica de la covarianza cruzada tiene un transformada de Fourier llamada Espectro Cruzado, el cual puede ser representado como el producto matemático del espectro de amplitud cruzada y el espectro de fase.

Si se considera 2 ondas cosenoidales, con la misma frecuencia  $f_0$ , diferentes amplitudes  $A_1$  y  $A_2$  y diferentes fases  $\phi_1$  y  $\phi_2$  respectivamente, se obtendría para cada serie  $x_1(t)$  y  $x_2(t)$

$$x_i(t) = A_i \cos(2\pi f_0 t + \phi_i), \quad i=1,2 \quad (31)$$

Para un intervalo de tiempo entre  $-t/2 < t < t/2$   
la transformada de Fourier de  $X_i$  será

$$X_i(f) = \frac{A_i}{2} \left[ e^{j\phi} \left\{ \frac{\text{sen } \pi (f - f_0) T}{\pi (f - f_0)} \right\} + e^{-j\phi} \left\{ \frac{\text{sen } \pi (f + f_0) T}{\pi (f + f_0)} \right\} \right], \quad i=1,2 \quad (32)$$

Por tanto el espectro muestreado de dos señales es

$$C_{x_i x_i}(f) = \frac{X_i(f)^2}{T}, \quad i=1,2 \quad (33)$$

el cual tiende a

$$1/4 A_i^2 [\delta(f - f_0) + \delta(f + f_0)] \quad (34)$$

a medida que  $T$  tiende al infinito. Además, la varianza o potencia promedio de una onda cosinusoidal es igual a  $(1/2 A_i^2)$  distribuido como funciones delta a frecuencias  $f = \pm f_0$ . Para poder describir la covarianza entre las

dos series es necesario utilizar el espectro cruzado muestreado, el cual se encuentra definido de la siguiente manera

$$C_{x_1 x_2}(f) = \frac{X_1^*(f) X_2(f)}{T} \quad (35)$$

donde el asterisco denota el complejo conjugado. Utilizando (32) y sustituyendo en (35) puede expresarse de la siguiente manera

$$\frac{1}{4} A_1 A_2 [e^{-j(\varphi_2 - \varphi_1)} \int (f+f_0) + e^{j(\varphi_2 - \varphi_1)} \int (f-f_0)] \quad (36)$$

La expresión (36) nos indica cual de las dos ondas cosenoidales lidera a partir de la diferencia de fase  $\varphi_2 - \varphi_1$ ; mientras que la amplitud cruzada muestra cual de las amplitudes, a una frecuencia particular en una onda se encuentra relacionada con otra amplitud a la misma frecuencia en la otra.

Si suponemos que las transformadas de Fourier de las dos señales son  $X_1(f)$  y  $X_2(f)$  se puede



inferir que la amplitud y la distribución de fase de las señales serán

$$X_i(f) = A_i(f) e^{j F_i(f)}, \quad i=1,2 \quad (37)$$

donde  $A_i(f)$  es una función impar y  $F_i(f)$  es una función par. Para la función  $x_1$  y  $x_2$  se convierte en

$$C_{12}(f) = A_{12}(f) e^{j F_{12}(f)} \quad (38)$$

La covarianza existente entre ambas señales puede ser descrita a partir del espectro de fase muestreado  $F_{12}(f)$  y del espectro cruzado muestreado de amplitudes  $A_{12}(f)$ , definidos a continuación

$$F_{12}(f) = F_2(f) - F_1(f) \quad (39)$$

$$A_{12}(f) = A_1(f) A_2(f) / T$$

El espectro de fase  $F_{12}(f)$  muestra la cantidad por la cual la serie de tiempo  $x_1(t)$  precede a la serie de tiempo  $x_2(t)$  en una frecuencia

$f$ ; esto es valores positivos indicarán esto mientras que valores negativos indicarán lo contrario. El espectro cruzado muestreado de amplitudes en una frecuencia  $f$  denota si es que la amplitud de la serie de tiempo  $x_1(t)$  en la frecuencia  $f$  está asociada con variaciones grandes o pequeñas de la amplitud de la serie  $x_2(t)$  en la misma frecuencia. Como (38) es una cantidad compleja puede escribirse como el producto de la función de amplitud por la función de fase. Además esta expresión es la suma de una parte real y una imaginaria, esto es,

$$\hat{C}_{12}(f) = L_{12}(f) - j Q_{12}(f) \quad (40)$$

donde

$$L_{12}(f) = A_{12}(f) \cos F_{12}(f)$$

$$Q_{12}(f) = -A_{12}(f) \operatorname{sen} F_{12}(f)$$

y

$$A_{12}^2(f) = L_{12}^2(f) + Q_{12}^2(f) \quad (41)$$

$$F_{12}(f) = \arctan \left[ - \frac{Q_{12}(f)}{L_{12}(f)} \right]$$

donde  $L_{12}(f)$  es el co-espectro o espectro coincidente, y muestra la relación entre eventos que tienen la misma fase;  $Q_{12}(f)$  representa el espectro de cuadratura y muestra la relación entre eventos que tienen diferentes fases. Ambas,  $L_{12}(f)$  y  $Q_{12}(f)$  miden la varianza entre las componentes de fase y cuadratura a una frecuencia  $f$ . En la tabla I se presenta un resumen de las definiciones matemáticas del análisis espectral, tanto para los valores teóricos como para los valores muestreados.

### 3.2 Autoespectro de ondas

La serie de tiempo de altura significativa de olas fue registrada con un intervalo de medición de media hora para el periodo comprendido entre julio/79 y marzo/80, como se explicó en la sección 2.2.1. El análisis ha sido basado asumiendo que la serie de alturas significativas es estacionaria, es decir que mantiene sus propiedades estadísticas como la media y la varianza a través del tiempo.

Auto-espectro  $\Gamma_{11}(S) = \int_{-\infty}^{\infty} \gamma(u) e^{-j2\pi S u} du$   $C_{11}(S) = \int_{-T}^T c_{11}(u) e^{-j2\pi S u} du$

Espectro cruzado  $\Gamma_{12}(S) = \int_{-\infty}^{\infty} \gamma_{12}(u) e^{-j2\pi S u} du$   $C_{12}(S) = \int_{-T}^T c_{12}(u) e^{-j2\pi S u} du$   
 $= \alpha_{12}(S) e^{-j\theta_{12}(S)}$   $= A_{12}(S) e^{-j\phi_{12}(S)}$   
 $= \lambda_{12}(S) - j\psi_{12}(S)$   $= L_{12}(S) - jQ_{12}(S)$

Amplitud de espectro cruzado  $\alpha_{12}(S) = |\Gamma_{12}(S)|$   $A_{12}(S) = |C_{12}(S)|$   
 $= \sqrt{\lambda_{12}^2(S) + \psi_{12}^2(S)}$   $= \sqrt{L_{12}^2(S) + Q_{12}^2(S)}$

Fase de espectro  $\phi_{12}(S) = \arctan \left( -\frac{\psi_{12}(S)}{\lambda_{12}(S)} \right)$   $\phi_{12}(S) = \arctan \left( -\frac{Q_{12}(S)}{L_{12}(S)} \right)$

Co-espectro  $\lambda_{12}(S) = \int_{-\infty}^{\infty} \lambda_{12}(u) e^{-j2\pi S u} du$   $L_{12}(S) = \int_{-T}^T l_{12}(u) e^{-j2\pi S u} du$   
 $= \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} (\gamma_{12}(u) + \gamma_{12}^*(-u)) \cos 2\pi f u du$   $= \frac{1}{2} \int_{-T}^T (c_{12}(u) + c_{12}^*(-u)) \cos 2\pi f u du$

Espectro de cuadratura  $\psi_{12}(S) = \int_{-\infty}^{\infty} \psi_{12}(u) e^{-j2\pi S u} du$   $Q_{12}(S) = \int_{-T}^T q_{12}(u) e^{-j2\pi S u} du$   
 $= \frac{1}{2} \int_{-\infty}^{\infty} (\gamma_{12}(u) - \gamma_{12}^*(-u)) \sin 2\pi f u du$   $= \frac{1}{2} \int_{-T}^T (c_{12}(u) - c_{12}^*(-u)) \sin 2\pi f u du$

### 3.2.1 Climatología de ondas

Durante este periodo las alturas variaron en un amplio rango en Jaramijó, siendo su altura media de 0.51 m, su mayor altura significativa de 2.33 m y la varianza 0.08 . En la figura 11 se muestra la distribución de alturas, indicada por el porcentaje de ocurrencia de Hs en intervalos de 0.1 m.; además del valor medio del intervalo. Esta distribución se presenta como una distribución gaussiana, en la cual se puede establecer que la mayor densidad de eventos se concentra entre 0.2 y 0.7 m obteniendo el 76.55 % de ocurrencia, confirmando así la distribución encontrada por Allauca y Cardin (1987) pero variando los porcentajes debido al menor periodo de medición procesado. Sin embargo, en este trabajo no se establecerán las características de las olas sino el tipo de onda presente y su periodicidad. La tabla II muestra la distribución de frecuencias absolutas en forma mensual de las alturas significativas calculadas a partir de los promedios diarios en base a los cuales se ha realizado este análisis.

# DISTRIBUCION DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS

LOCAL: JARAMIJO PERIODO: JUL/79-MAR/80

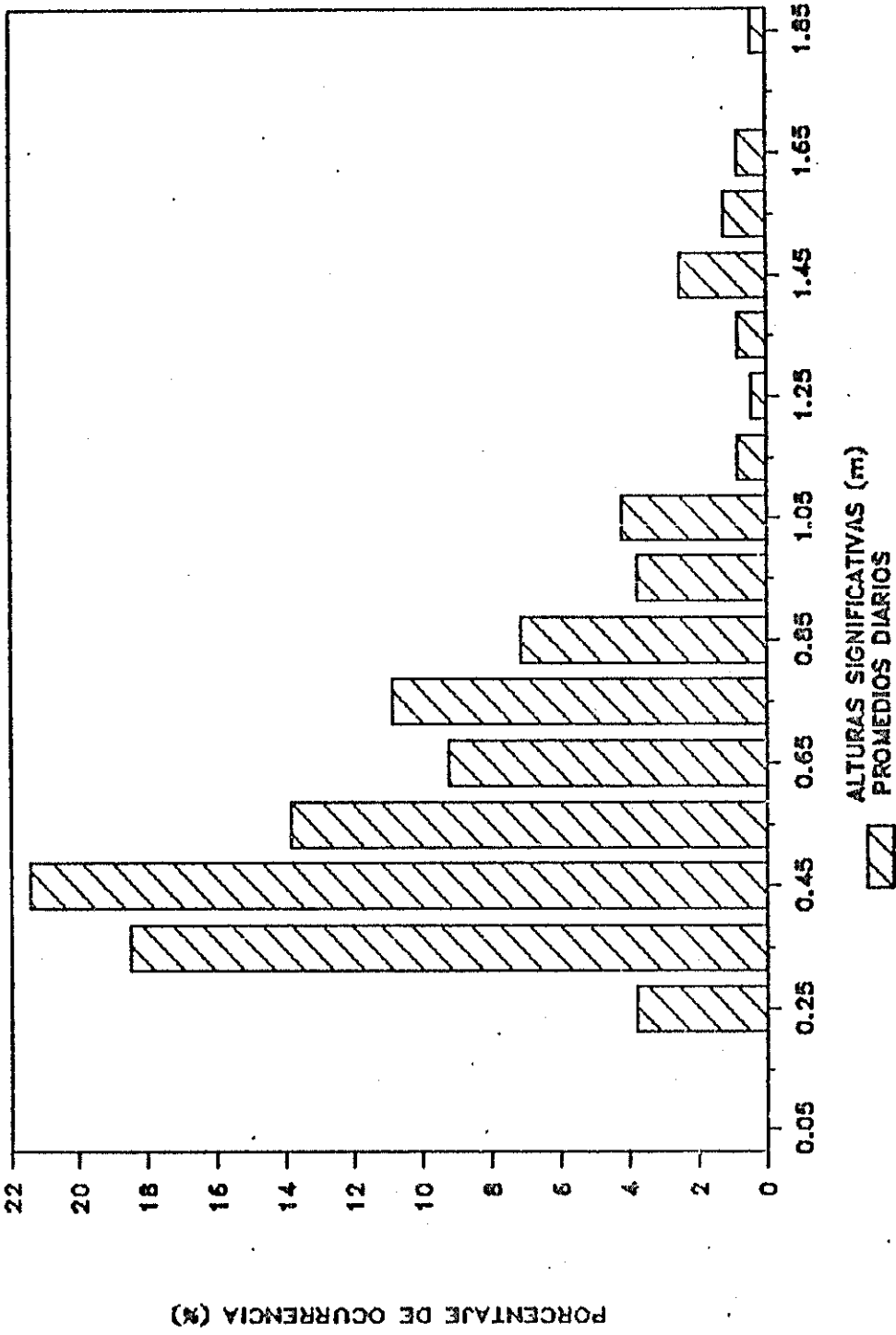


FIGURA 11.- DISTRIBUCION DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (Hs)

TABLA II.

TABLA DE FRECUENCIAS MENSUALES DE ALTURAS SIGNIFICATIVASL

RANGO	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	TOTALES
0.0 - 0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.1 - 0.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0.2 - 0.3	0	7	0	0	0	2	0	0	0	9
0.3 - 0.4	7	17	11	4	0	5	0	0	0	44
0.4 - 0.5	3	4	16	4	10	10	4	0	0	51
0.5 - 0.6	0	0	3	7	11	4	3	3	1	33
0.6 - 0.7	0	0	0	5	6	2	6	1	1	22
0.7 - 0.8	0	0	0	3	1	1	8	4	2	26
0.8 - 0.9	0	0	0	5	0	3	2	5	2	17
0.9 - 1.0	0	0	0	1	2	3	1	1	1	9
1.0 - 1.1	0	0	0	1	0	1	4	2	2	10
1.1 - 1.2	0	0	0	1	0	0	0	1	0	2
1.2 - 1.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1.3 - 1.4	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1
1.4 - 1.5	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
1.5 - 1.6	0	0	0	0	0	0	1	5	0	6
1.6 - 1.7	0	0	0	0	0	0	0	3	0	3
1.7 - 1.8	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
1.8 - 1.9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
TOTALES	10	31	30	31	30	31	31	29	15	238

LOCALIDAD: JARAMIJO

PERIODO: JULIO/79 - MARZO/80?

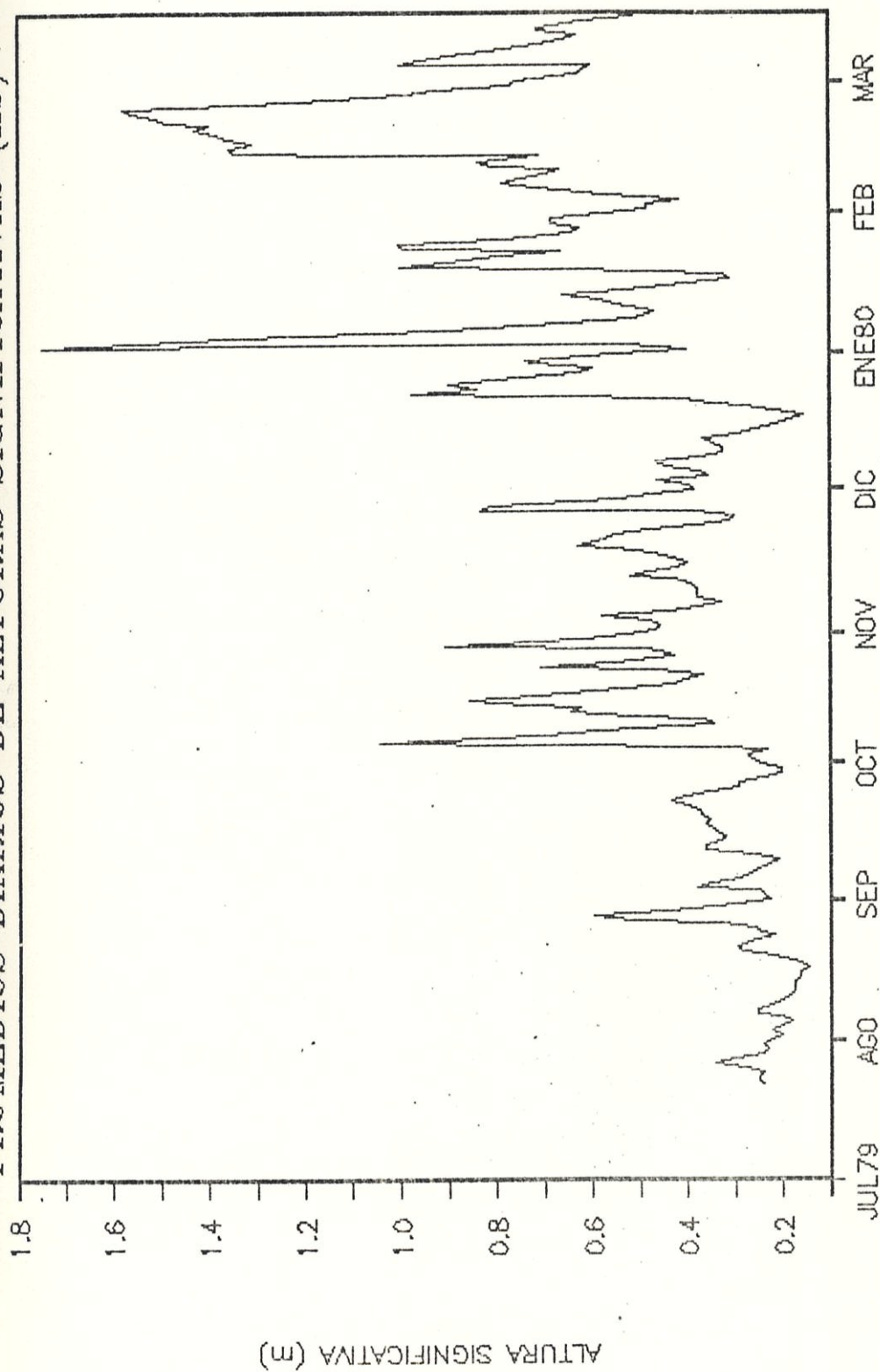
Debido a que solo 8 meses han sido utilizados para este análisis, se presenta muy difícil realizar una variación estacional del oleaje en esta zona, pero se ha podido determinar que las mayores alturas significativas ocurrieron con mayor frecuencia durante los meses de Enero y Febrero/80, registrándose durante el primero la mayor altura de la serie (figura 12). Los valores de altura significativa aumentan monotónicamente hacia el final de la serie, indicando una posible tendencia lineal para luego comenzar a declinar.

Una menor variabilidad se la obtuvo mediante el proceso de "medias o promedios corridos" que consiste en promediar bandas de alturas significativas que luego se traslapan, durante un periodo determinado y este valor medio es graficado en la posición media de la banda. A partir de los promedios diarios de la serie de Hs se realizó este tipo de análisis utilizando los periodos de tiempo de 15, 30 y 45 días.

En base a los resultados obtenidos de las medias corridas de 15 días se observa la presencia de una contaminación de la serie por



PROMEDIOS DIARIOS DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS (Hs)



BIBLIOTECA  
ING.  
MARITIMA

FIGURA 12.-PROMEDIOS DIARIOS DE ALTURAS SIGNIFICATIVAS EN JARAMIJO

parte de pequeñas fluctuaciones a lo largo de toda la serie, además de exhibir una tendencia ascendente desde julio a marzo. A medida que se incrementa el periodo de tiempo del filtro estas pequeñas fluctuaciones y oscilaciones son atenuadas. Se observa la presencia, aunque no muy determinada, de periodicidades de 40 - 60 días aproximadamente (figura 13). Tomando en consideración la media corrida de 30 días (figura 14), las pequeñas fluctuaciones han sido filtradas aunque manteniendo su tendencia ascendente pero, podría pensarse que a partir de marzo comienza a descender indicando un periodicidad estacional. La falta de una serie de tiempo más larga hace imposible determinar un cambio estacional. En la media corrida de 45 días (figura 15) se presenta un incremento en las alturas de olas en forma notoria a partir de diciembre, encontrando su máximo valor a mediados de febrero y empezando a declinar en marzo.

### 3.2.2 Procedimientos y Resultados del Análisis espectral

El análisis de la serie de tiempo de datos y

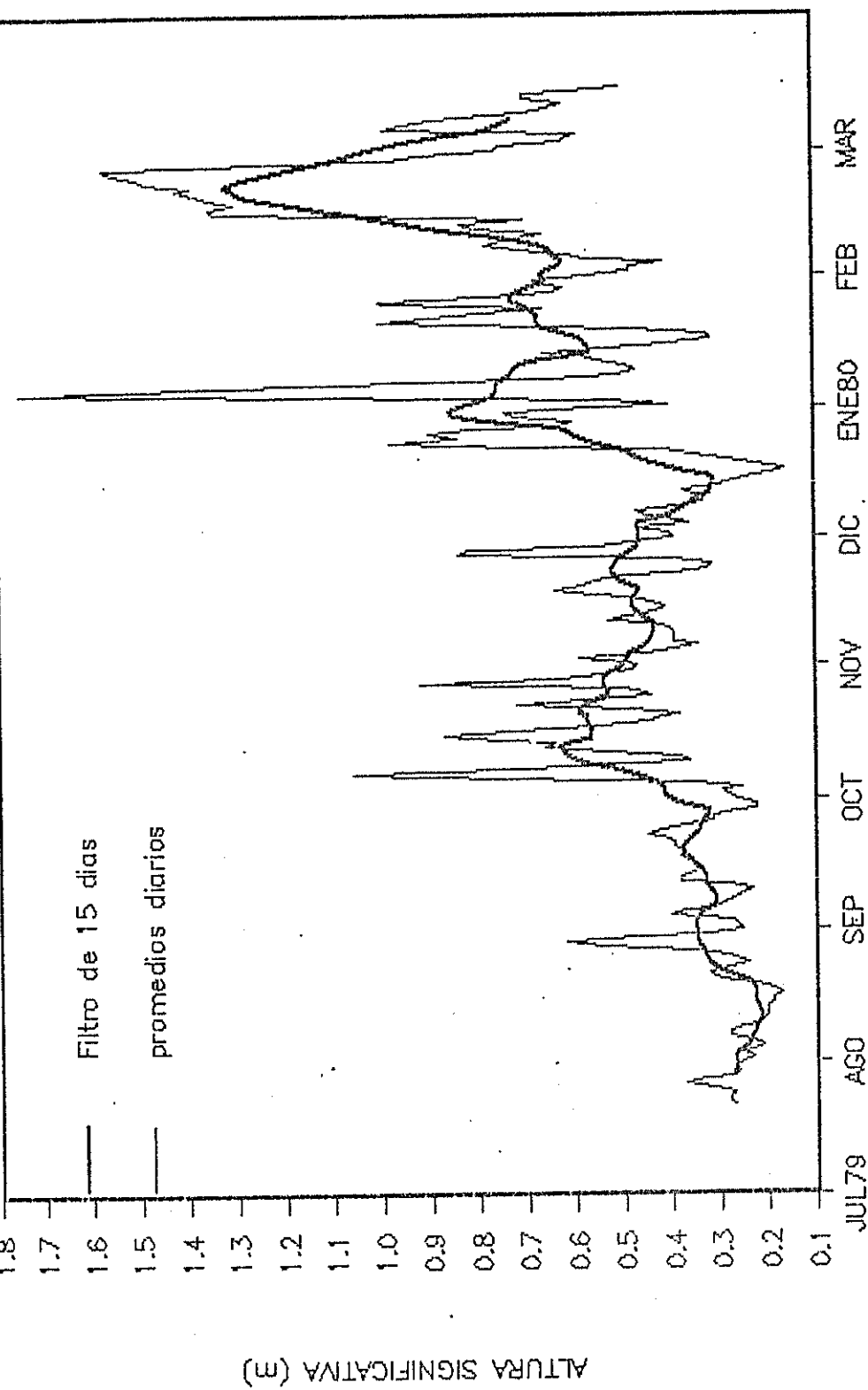


FIGURA 13.- MEDIA CORRIDA DE ONDAS (15 DIAS)

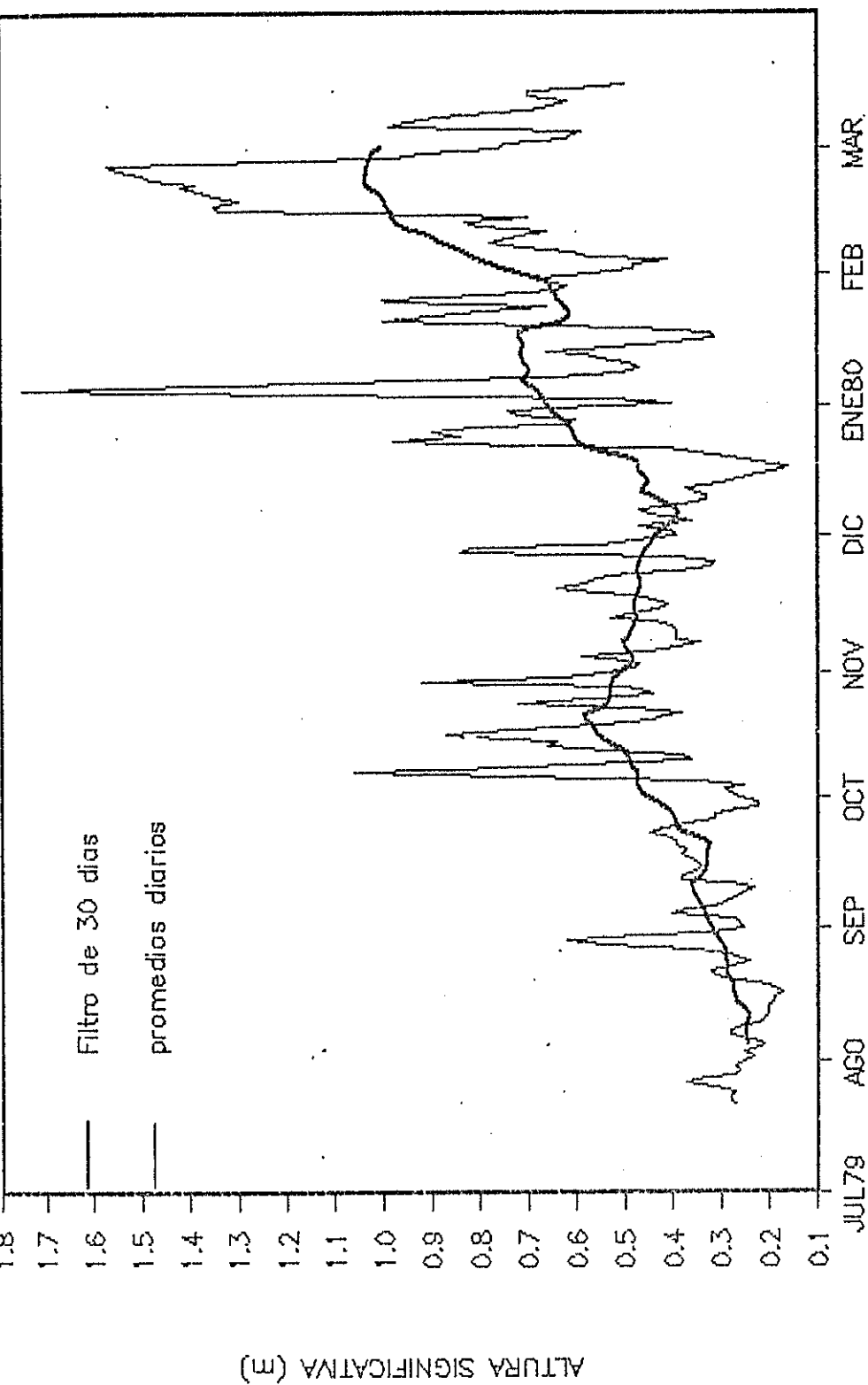


FIGURA 14.- MEDIA CORRIDA DE ONDAS (30 DIAS)

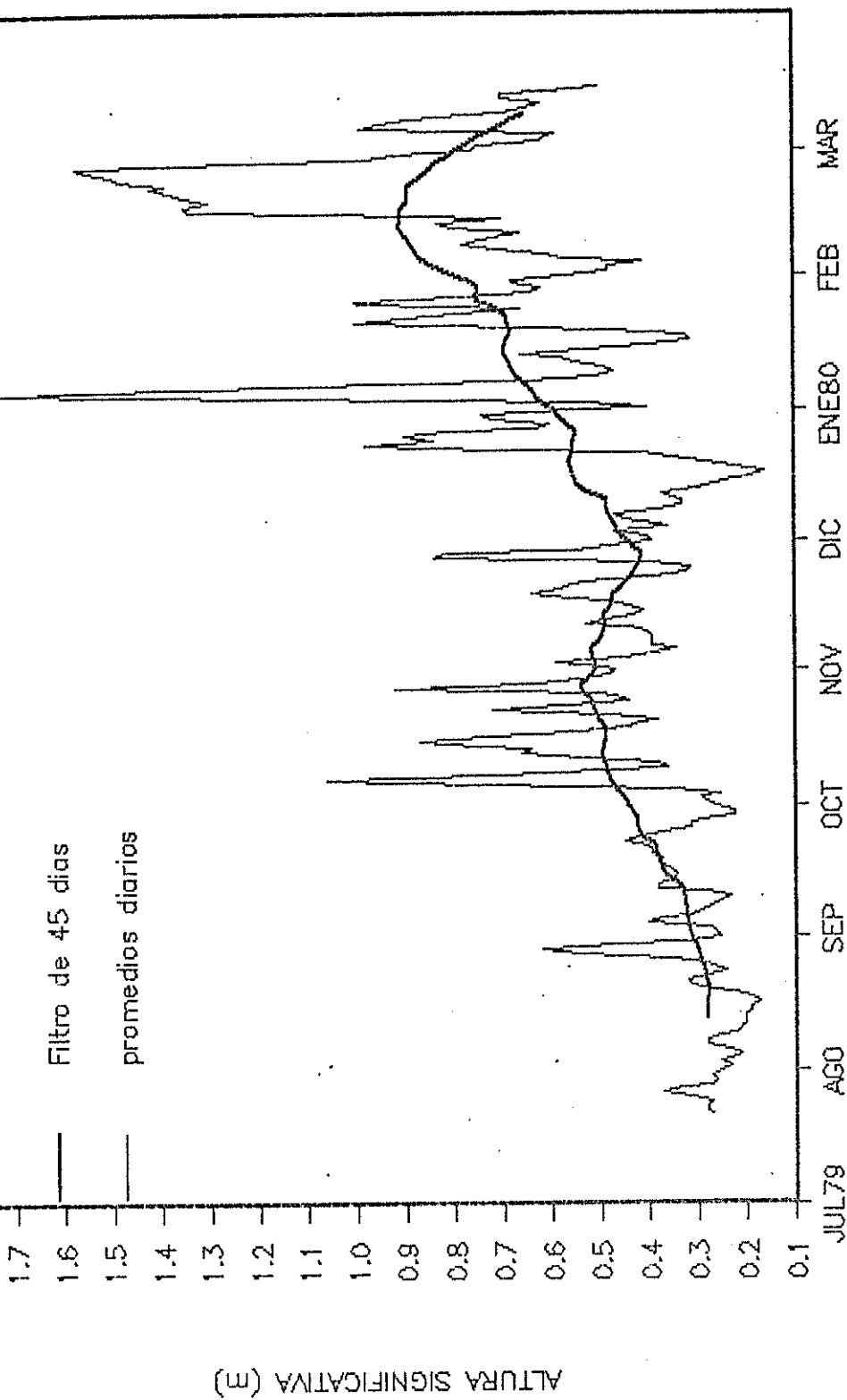


FIGURA 15.— MEDIA CORRIDA DE ONDAS (45 DIAS)

su interrelaciones está basada en la transformación de la información del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia, esto es, la formación del espectro de potencia y su estadística. El método utilizado para calcular el espectro de potencia es el método directo como se mencionó anteriormente, el cual involucra la aplicación de la transformada rápida de Fourier (TRF) a la serie de tiempo. Para reducir la varianza de los estimados espectrales, la ventana espectral de Hanning ha sido usada.

Debido a que el espectro es real no es necesario calcular ambos lados del espectro sino hasta una frecuencia determinada dada por la frecuencia Nyquist ( $1/2 \Delta t$ ), ya que a partir de esta frecuencia la transformada se vuelve periódica.

El intervalo de tiempo  $\Delta t$  escogido para el cómputo del espectro fue 1 día (utilizando los promedios diarios de la serie), lo que proporciona una frecuencia Nyquist de 0.5 cpd.

Para la aplicación del análisis espectral la

serie de tiempo de longitud  $n$  ha sido dividida en secciones de  $m$  puntos cada una, donde  $m$  es una potencia de dos. Secciones sucesivas son multiplicadas por la ventana de Hanning, transformadas por la transformada rápida de Fourier y acumuladas. Además se utilizó el método de promedios móviles para suavizar el espectro, utilizando subseries de 192 puntos ( $m=128$ ) con un traslape de 64 puntos. En otras palabras se toman los 128 primeros puntos de la serie, se calcula el espectro para cada frecuencia espectral, luego se "mueven" a  $L=64$  puntos y se toman 128 puntos a partir de  $n=64$  para los cuales se calcula el espectro, repitiéndose el proceso hasta que se terminan los datos de la serie. Luego se promedian los valores del espectro para cada frecuencia espectral. El programa utilizado corresponde a la subrutina Spectrum de la Librería Matlab (1988) en la cual se utilizan como datos de entrada la serie de tiempo, el número  $m$  de puntos que tendrá la subserie y el traslape  $L$ .

En la figura 16 se muestra el espectro de olas, graficado en la abscisa la frecuencia y

# AUTOESPECTRO DE LA SERIE DE ONDAS

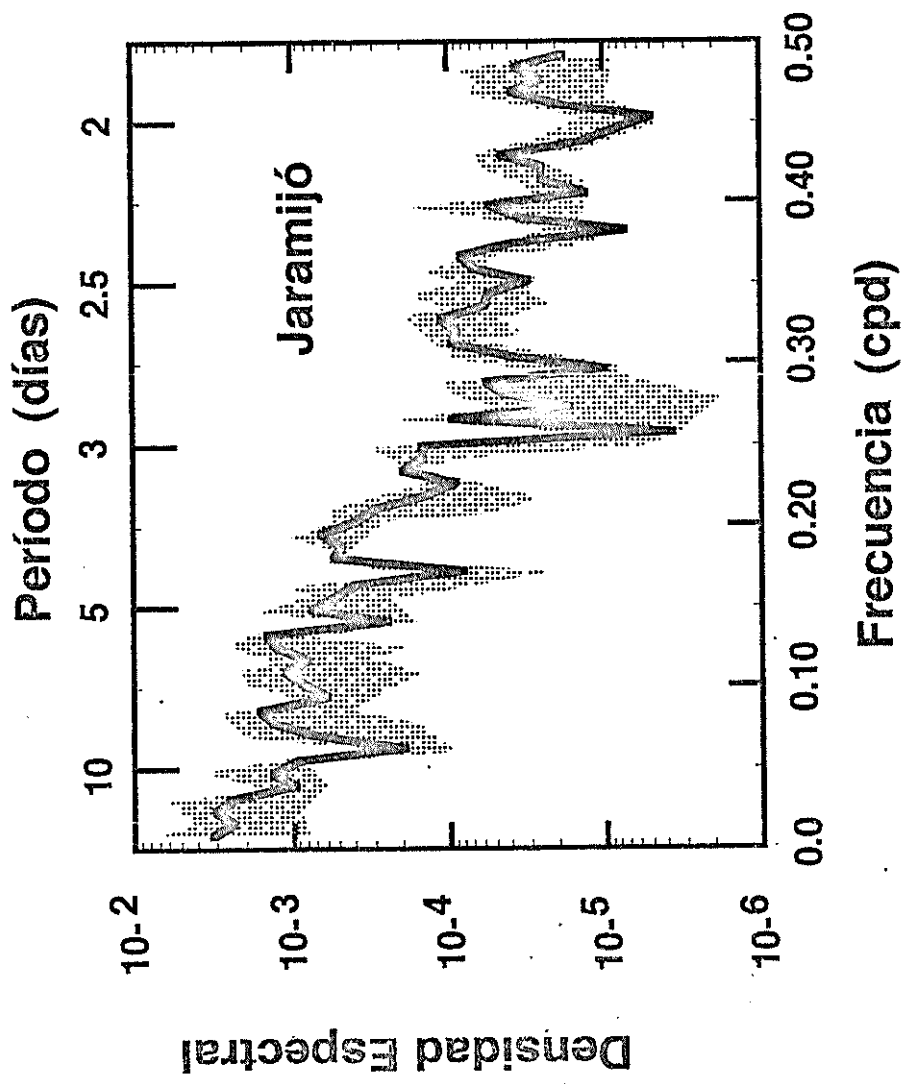


Figura 16 Autoespectro de Ondas



en la ordenada los valores del espectro de potencia en forma lineal. Examinando el espectro resultante se observa que las bandas más significativas se encuentran localizadas en las bajas frecuencias con un pico centrado en 0.088 cpd (12 días) y otro en 0.200 cpd (5 días). Así también se presenta los intervalos de confianza calculando la varianza de  $m$  estimadores espectrales promediados, bajo la suposición de una distribución normal. Dichos intervalos han sido obtenidos para un nivel de confianza de 95 %. Hacia las altas frecuencias el espectro se encuentra muy suavizado, no encontrándose frecuencias significativas.

### 3.3 Autoespectro de vientos

Para realizar el análisis de los vientos fue necesario crear dos periodos de mediciones, tanto para la serie de tiempo de Bahía de Caráquez como para aquella de Manta. El primer periodo utilizado comprendió entre Julio 1979 y Marzo 1980, mientras que el segundo fue entre Julio 1979 y Diciembre 1980. El primero fue aplicado en el análisis espectral de las series debido a la falta de datos en la serie de ondas. Sin embargo, para obtener una mejor resolución

así y poder realizar un mejor análisis de las medias corridas fue preciso el uso del segundo periodo de medición. Las características del viento de los promedios diarios de las series se las definió a partir de los datos de magnitud y dirección, por lo que se realizó un análisis tanto vectorial (componentes u y v) como escalar. Siguiendo con la misma metodología de análisis para las series de tiempo (igual que para la serie de ondas) se realizaron medias o promedios corridos de 15, 30 y 45 días para cada una de las estaciones de Manta y Bahía de Caráquez.

Para ambas series se realizó una tabla de frecuencias mensuales de los promedios diarios entre julio/79 y diciembre/80. Un análisis espectral en forma horaria no ha sido posible realizarlo debido a la falta de información real durante la noche en ambas estaciones.

### 3.3.1 Climatología de las series de viento

Un total de 550 datos de promedios diarios se obtuvieron para la localidad de Manta entre julio/79 y diciembre/80. Los valores de la

velocidad del viento para la ciudad de Manta variaron entre las calmas y una velocidad máxima de 10.8 m/s, registrada durante el mes de septiembre/79 (dato obtenido en forma horaria), sin embargo, para los promedios diarios el rango de frecuencia osciló entre 1 m/s y 8 m/s. El valor medio de la serie fue 4.45 m/s (tabla III).

En el histograma de la figura 17 se observa que las velocidades más frecuentes ocurrieron entre 4 y 6 m/s representando el 68.54 % de todos los registros. La velocidad del viento presenta una distribución gaussiana aumentando el porcentaje de ocurrencia desde las bajas velocidades hasta un valor máximo entre 4 y 5 m/s, para luego disminuir hacia las velocidades más altas con un porcentaje mínimo de 1.818 entre 7-8 m/s.

En general, la serie de Manta en forma escalar presenta una tendencia ascendente desde julio hasta noviembre cuando comienza a descender, registrándose los mínimos valores durante los meses de marzo-abril, como se aprecia en la figura 18. Sin embargo, anomalías de la

TABLA III

TABLA DE FRECUENCIAS MENSUALES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

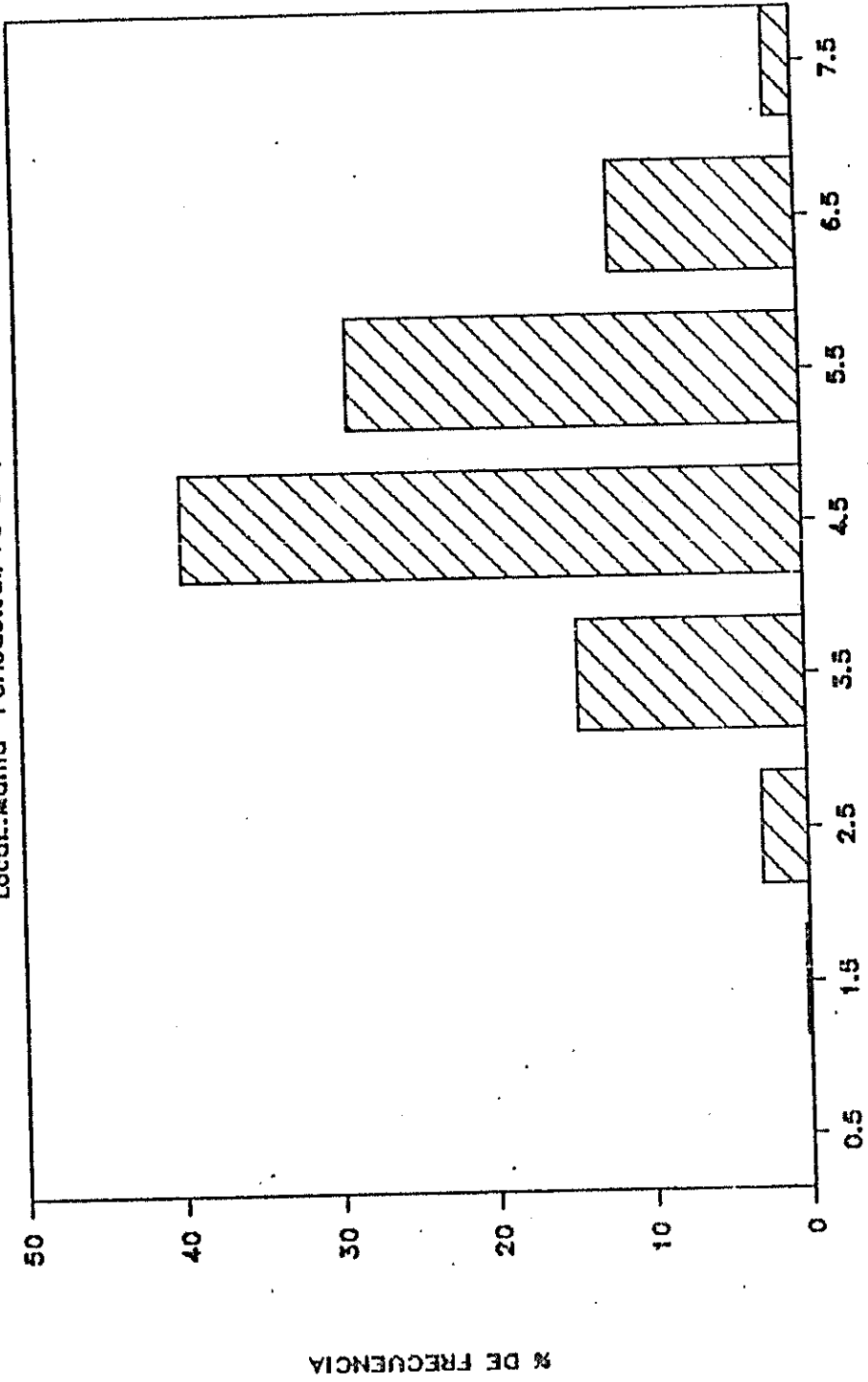
RANGO	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	TOTALES	
>1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1-2	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
2-3	0	0	0	0	0	0	0	0	6	6	1	0	0	3	0	0	0	0	0	16
3-4	1	1	0	0	0	0	1	8	7	14	10	5	2	9	13	4	2	3	3	80
4-5	7	5	2	4	6	7	14	9	7	6	17	21	19	18	16	17	18	25	218	
5-6	16	14	13	10	10	18	14	10	8	4	3	4	10	1	1	10	10	3	159	
6-7	7	10	11	16	11	5	2	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	66	
7-8	0	1	4	1	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
8-9																				
TOTALES	31	31	30	31	30	31	31	29	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	31	550

LOCALIDAD: HANTA

PERIODO: JULIO/79 - DICIEMBRE/80

# DISTRIBUCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Local.: Manta Período: Jul/79-Dic/80



VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s)  
FIGURA 17.- DISTRIBUCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO - MANTA

# PROMEDIOS DIARIOS DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79 - MAR\80 LOCAL MANTA

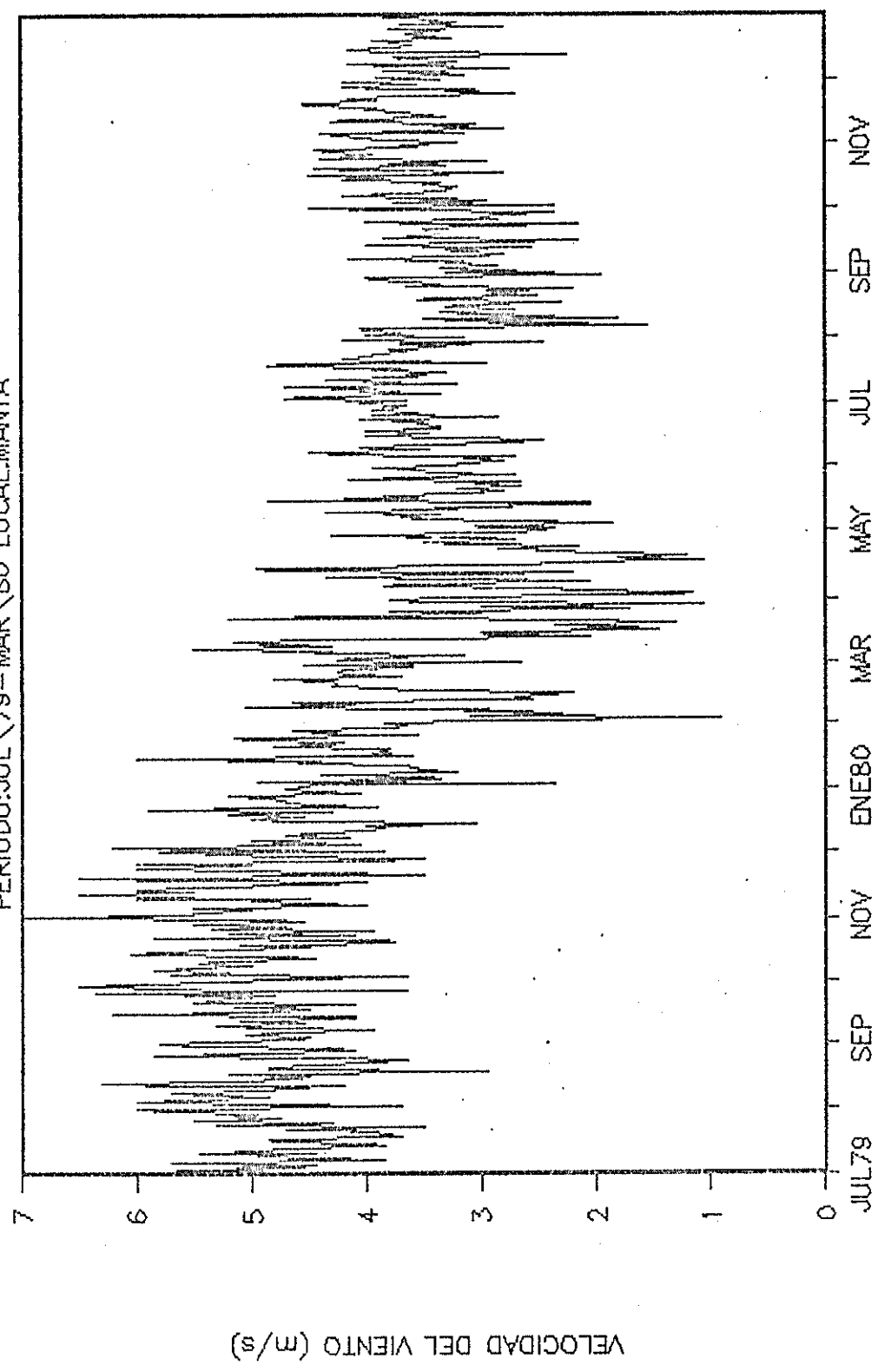


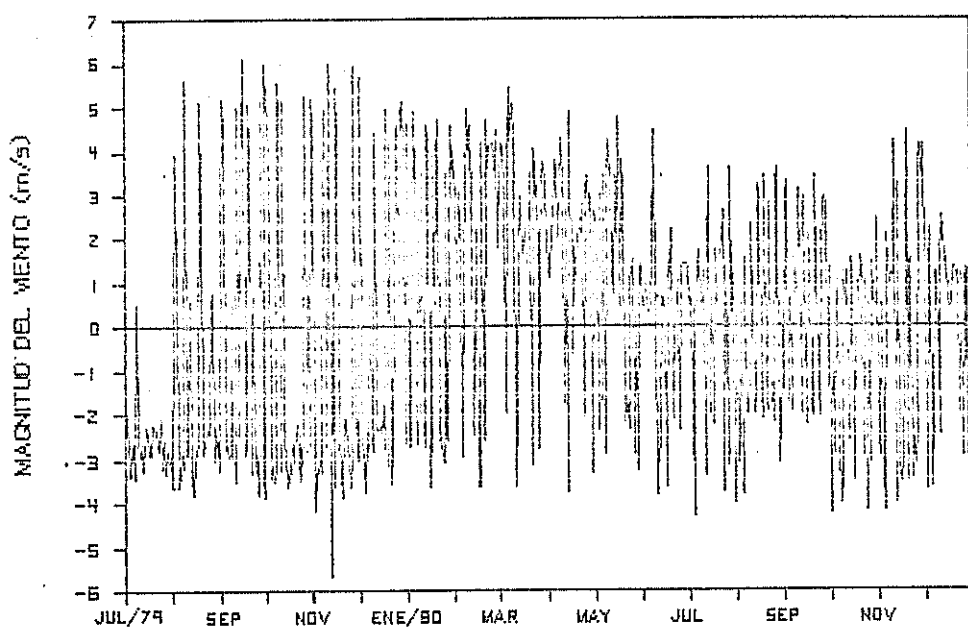
FIGURA 18.-PRMEDIOS DIARIOS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO - MANTA

magnitud de la velocidad del viento son registradas durante los meses de agosto y septiembre, al experimentar un colapso los vientos. Los valores de la velocidad del viento han sido filtrados inicialmente utilizando promedios diarios, reduciendo la variabilidad de la serie y eliminando periodicidades < que 2 días. Descomponiendo la serie en sus componentes norte y este (u y v) (figuras 19), se observa una mayor oscilación y aporte significativo positivo de la componente u durante los primeros 8 meses de la serie de tiempo, para luego producirse una situación inversa.

La media corrida de 15 días realizada muestra una periodicidad aproximada de 40 a 60 días entre los meses de julio/79 - mayo/80. (figura 20), sin embargo a partir de esta fecha la periodicidad varía, presentándose como pequeñas ondulaciones para el resto de la serie.

Debido a que las medias corridas o corridas móviles filtran diferentes periodicidades o parte de energía, fluctuaciones de pequeño

## COMPONENTE U DEL VIENTO



## COMPONENTE V DEL VIENTO

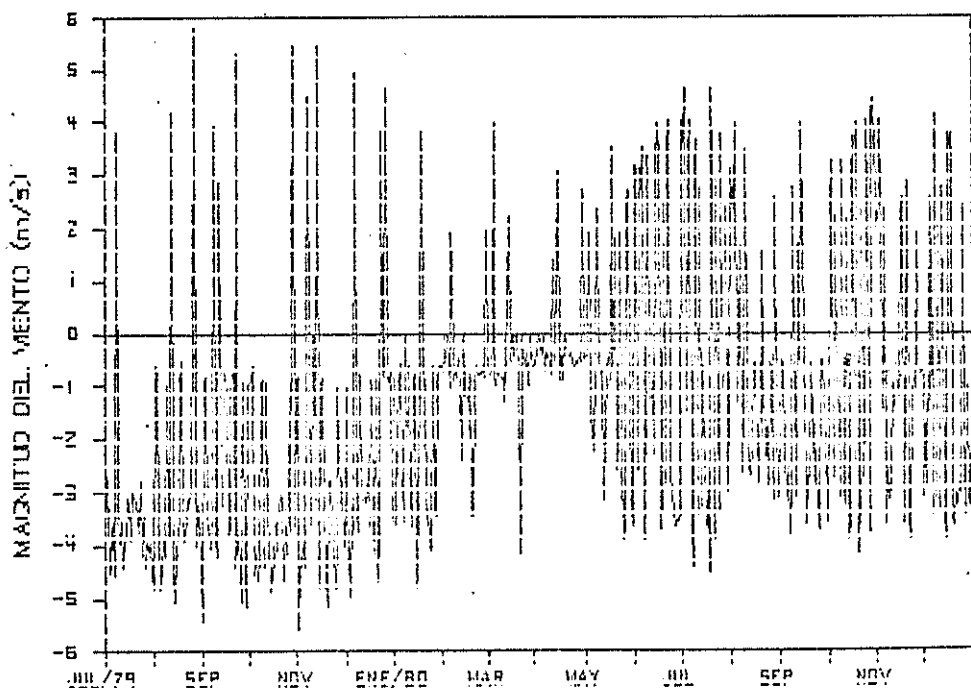
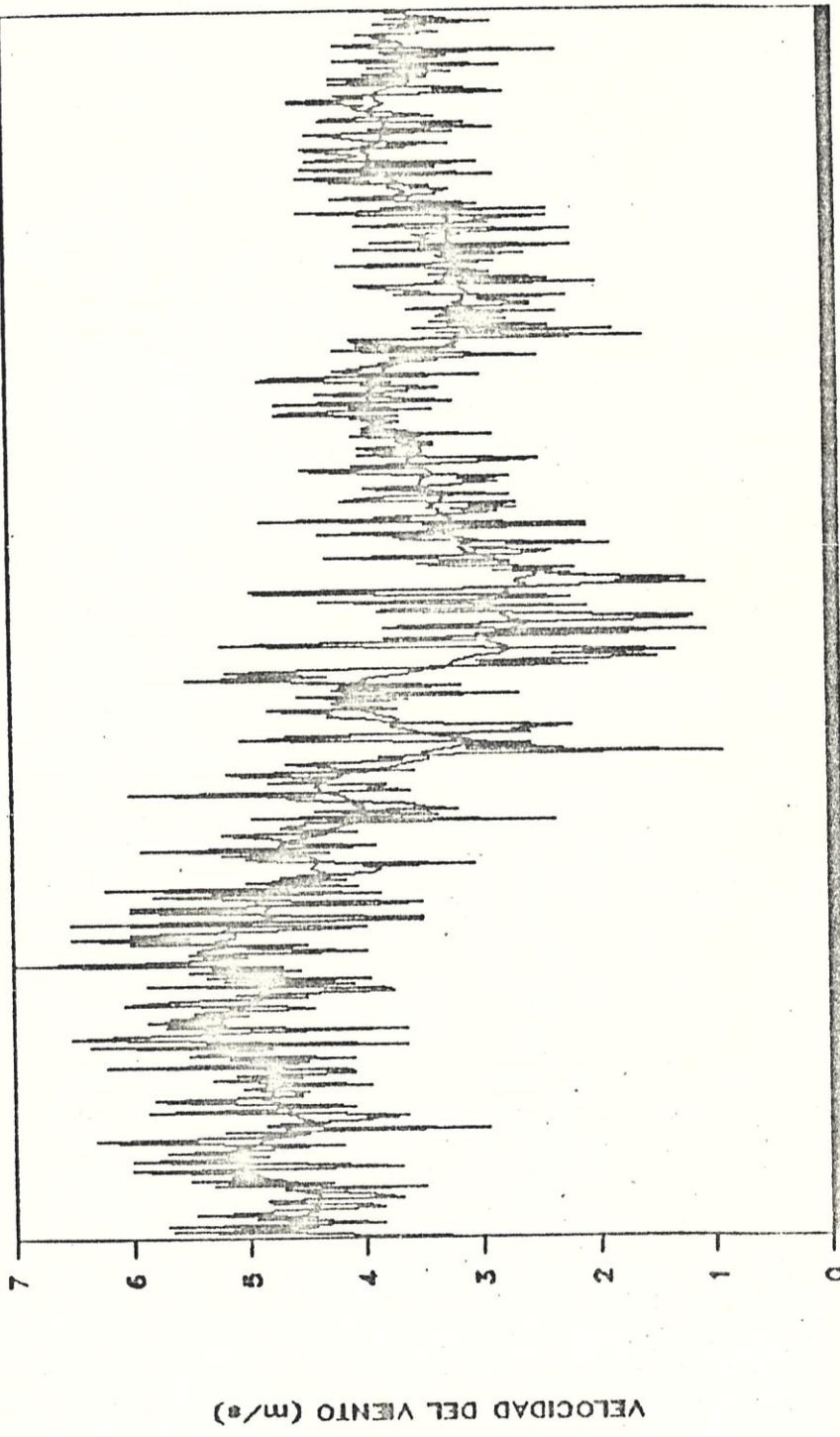


FIGURA 19.- PROMEDIOS DIARIOS DE LA COMPONENTE U Y V DEL VIENTO  
LOCALIDAD:MANTA - PERIODO DE MEDICION JUL/79-DIC/80



# MEDIA CORRIDA DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79-DIC\80 LOCAL MANTA



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

— filtro de 15 dias — promedios diarios

FIGURA 20. -MEDIA CORRIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (15 DIAS)

periodo son suavizadas a medida que se incrementa el periodo de tiempo de la media corrida (15, 30 y 45 días). A medida que se filtra la serie de tiempo se establece la presencia más clara de oscilaciones de mayor periodo. días).

En la media corrida de 30 días (figura 21) estas periodicidades de 40 a 60 días son atenuadas advirtiéndose la presencia de pequeñas ondulaciones durante toda la serie. La serie se incrementa de julio hasta su máximo en noviembre/79, para luego disminuir paulatinamente hasta mayo/80, a partir del cual aparecen dos ondas de aproximadamente tres meses y medio. En la media corrida de 45 días, se mantienen pequeñas ondulaciones y se caracteriza ésta por la aparición de oscilaciones de largo periodo en forma irregular: la primera desde julio/79 hasta abril-mayo/80 y la segunda de aproximadamente entre mayo-septiembre/octubre para luego continuar una tendencia ascendente (figura 22).

# MEDIA CORRIDA DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79-DIC\80 LOCAL: MANTA

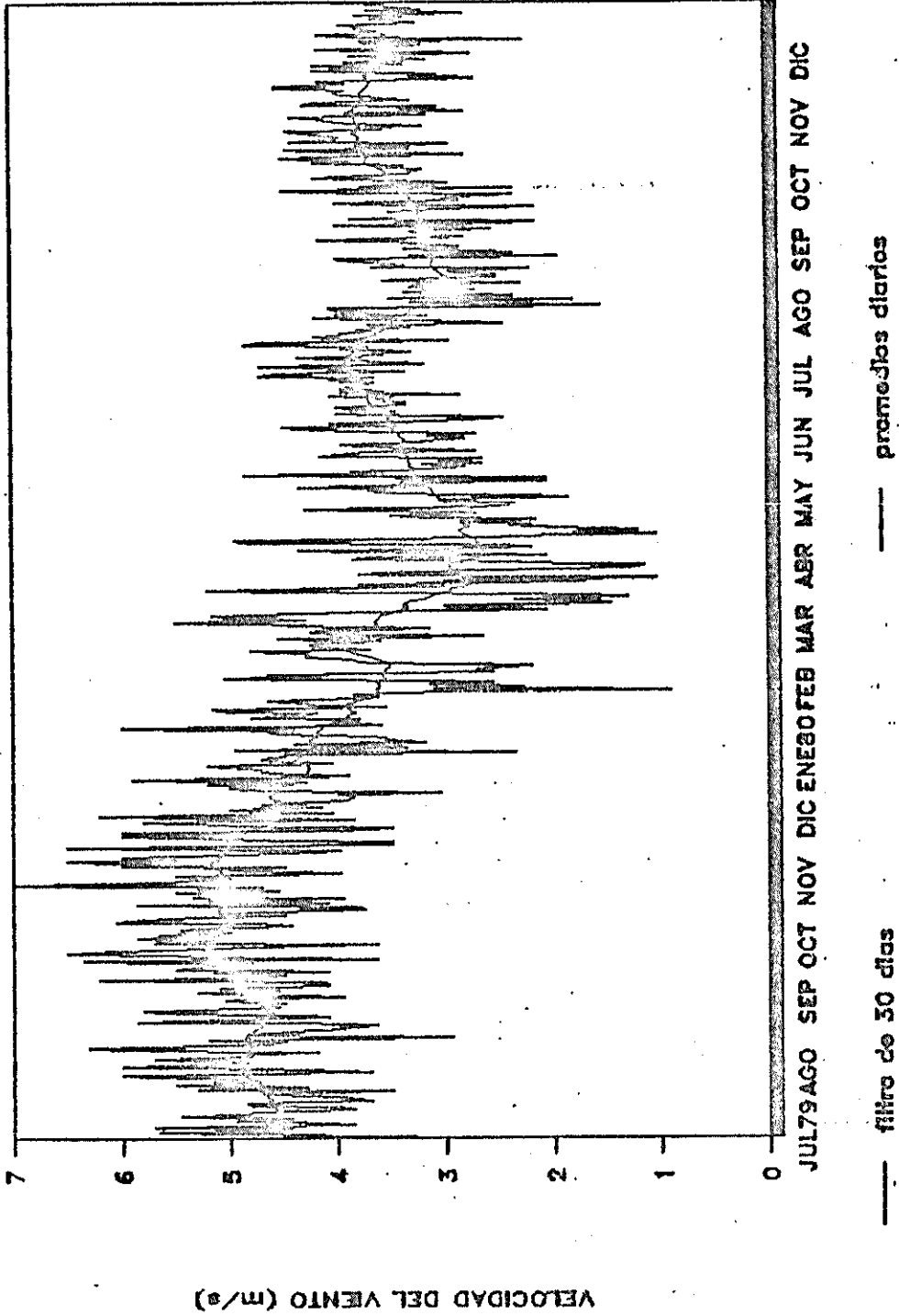


FIGURA 24.-MEDIA CORRIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (30 DIAS)

# MEDIA CORRIDA DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79-DIC\80 LOCAL MANTA

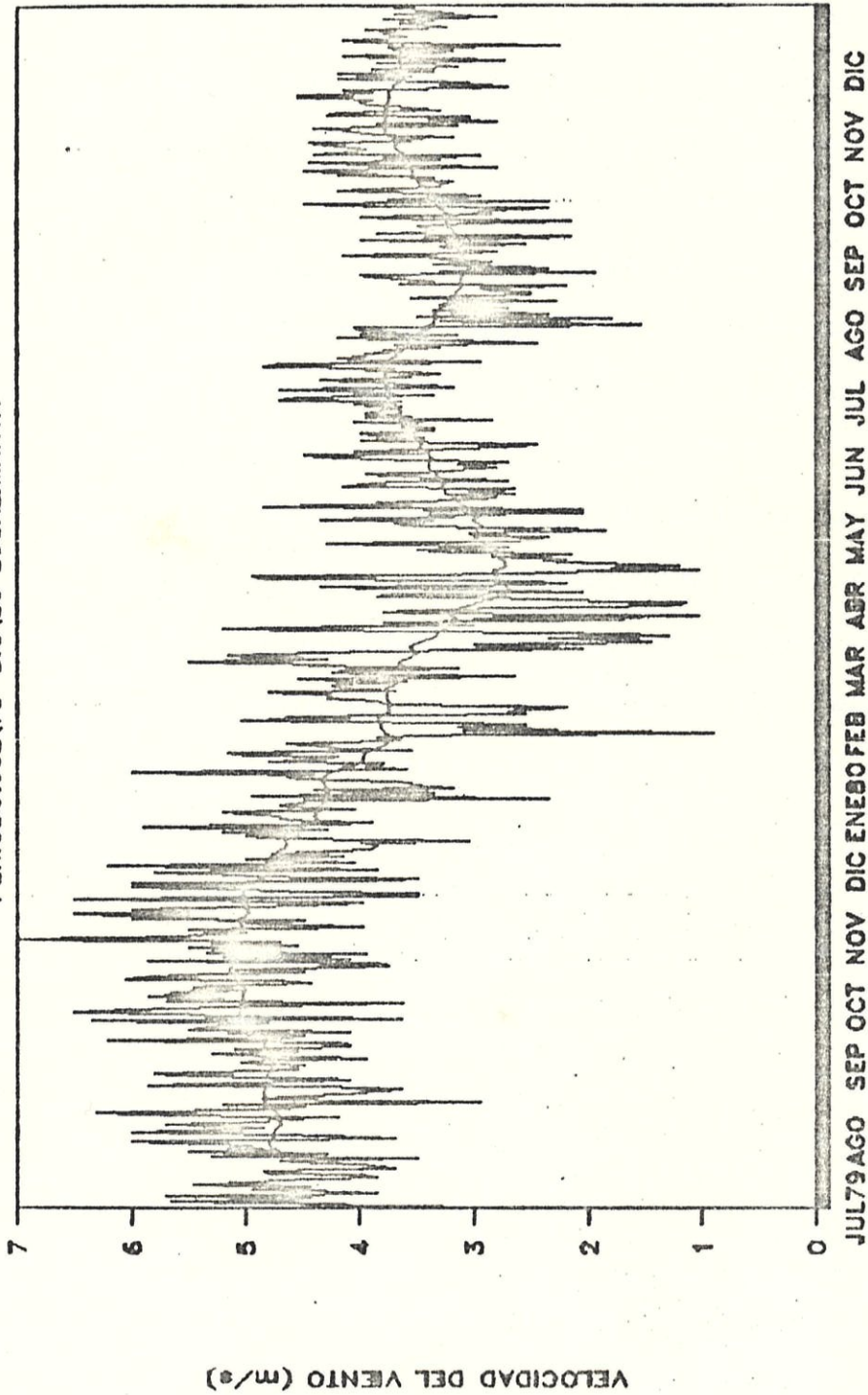


FIGURA 2.2.-MEDIA CORRIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (45 DIAS)



BIBLIOTECA  
FAC. ING.  
MARITIMA

Si se analiza la serie de viento de Bahía de Caráquez se encontrará una distribución de la velocidad mucho más uniforme, con una distribución principal de la velocidad entre 4 y 7 m/s con un 84.54 % de ocurrencia (figura 23) y un valor medio de 4.25 m/s (Tabla IV). La mayor magnitud registrada, obtenida a partir de los datos horarios, fue de 11.5 m/s.

La serie presenta una tendencia a aumentar desde julio a noviembre, mes a partir del cual la intensidad del viento empieza a decaer monotónicamente hasta encontrar su mínima expresión entre los meses de marzo y abril, para luego incrementarse nuevamente en forma sinusoidal hasta su máximo valor obtenido durante el mes de noviembre (figura 24). Se establece que la componente  $u$  del viento aporta mucho más energía a la serie que la componente  $v$  ya que la amplitud de oscilación es mayor, mientras que el comportamiento de la componente  $v$  oscila con una menor amplitud y principalmente dentro de valores negativos (figura 25).

Además, luego de realizar las medias corridas

# DISTRIBUCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

Local.: Bahía Período: Jul/79-Dic/80

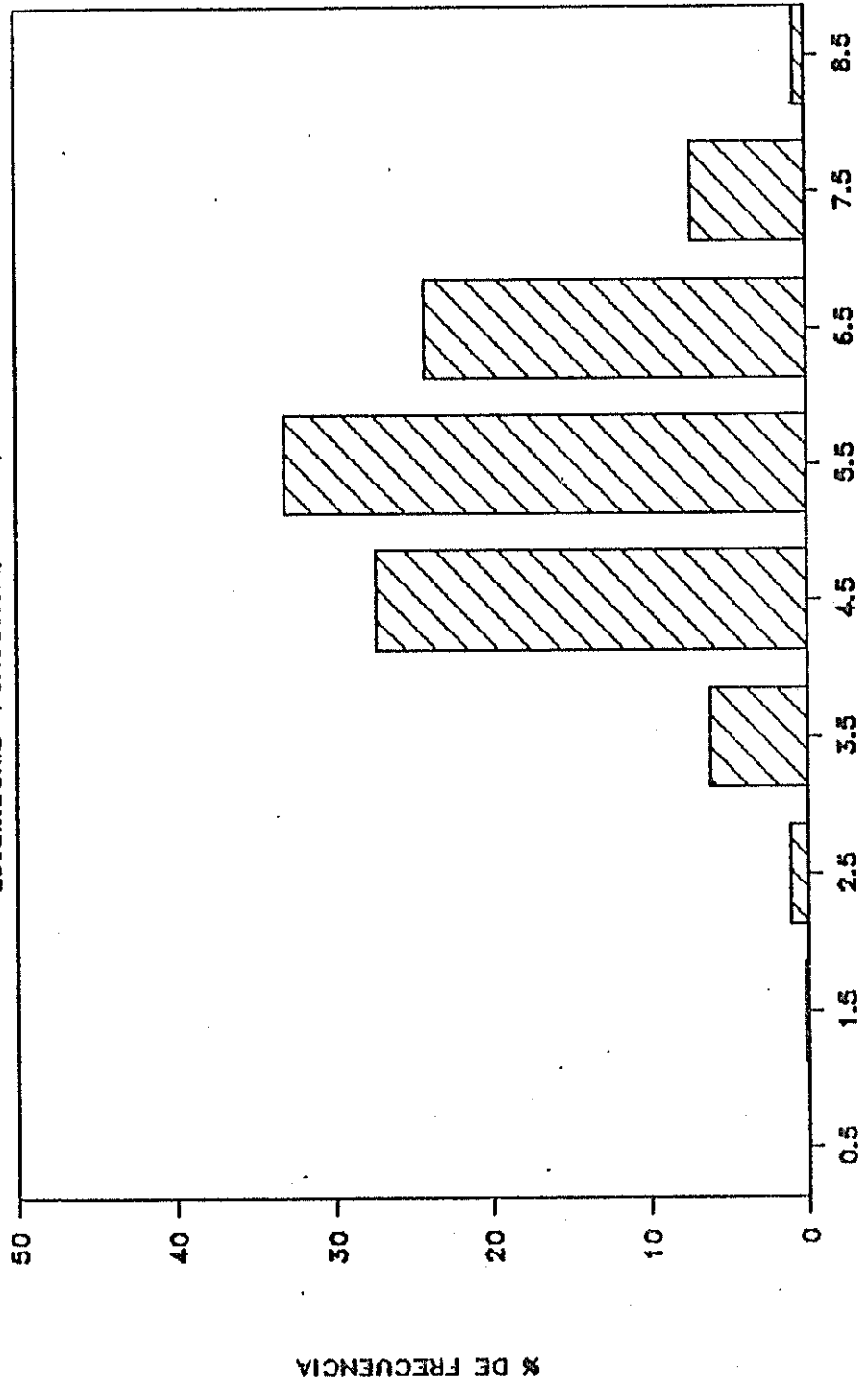


FIGURA 23.- DISTRIBUCION DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO - BAHIA DE CARAQUEZ

T A B L A IV

TABLA DE FRECUENCIAS MENSUALES DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO

RANGO	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	TOTALES	
>1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1-2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
2-3	0	0	0	0	0	0	0	1	3	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	6
3-4	0	2	1	0	0	2	1	5	6	7	4	5	0	0	0	1	0	0	0	34
4-5	10	8	11	9	6	5	7	14	17	15	17	11	3	5	1	2	1	8	8	150
5-6	19	11	13	8	13	14	14	7	4	7	9	8	9	11	6	10	6	13	13	182
6-7	2	9	5	12	10	7	9	2	0	0	1	5	14	10	15	9	13	10	10	133
7-8	0	1	0	2	1	3	0	0	0	0	0	0	5	5	6	8	9	0	0	40
8-9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1	0	0	4
TOTALES	31	31	30	31	30	31	31	29	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31	31	550

LOCALIDAD: BAHIA DE CARAQUEZ

PERIODO: JULIO/79 - DICIEMBRE/80

# PROMEDIOS DIARIOS DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79-DIC\80 LOCAL: BAHIA

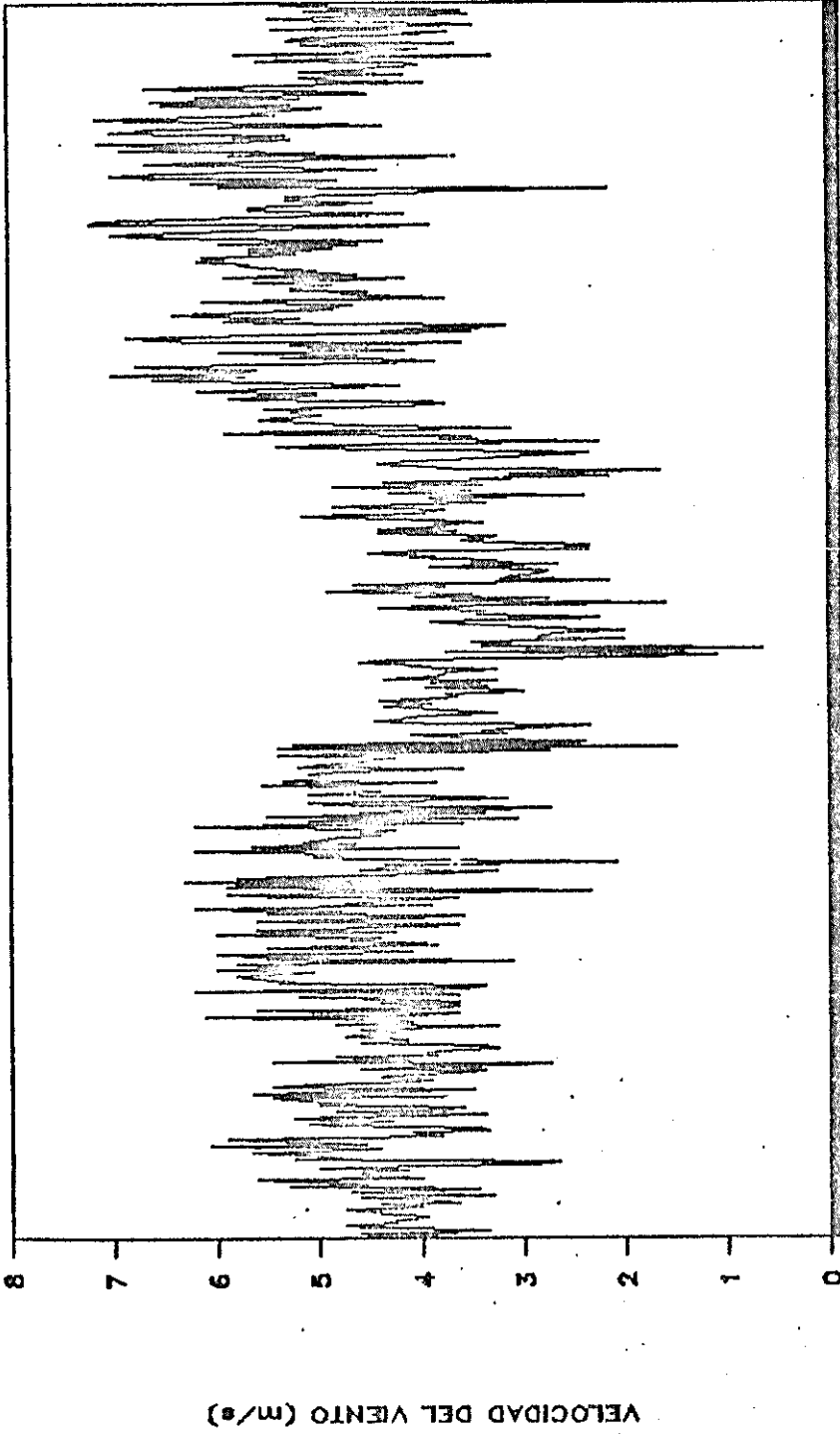


FIGURA 24. - PROMEDIOS DIARIOS DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO - BAHIA



similares a las realizadas para la localidad de Manta partir de los promedios diarios se observó para Bahía de Caráquez la presencia de fluctuaciones de aproximadamente 40-60 días en la media corrida de 15 días, aunque en forma menos visible que la observada para Manta (figura 26). A medida que se incrementa el número de días para los cuales se realizan las medias corridas (30 y 45 días), se obtiene una mayor atenuación de la serie, como se observa en las figuras 27 y 28. Realizando una comparación entre medias corridas y tomando en cuenta el filtro de 45 días se establece la presencia de una onda sinusoidal con un su valor mínimo aproximadamente durante el mes de abril y luego ascender hasta el mes de noviembre/80 y experimentar un descenso para los siguientes meses.

### 3.3.2 Aplicación del análisis espectral a las series de viento

El análisis espectral de las series de viento fue realizado para una frecuencia Nyquist de 0.5 cpd tanto para Bahía de Caráquez como para

# MEDIA CORRIDA DE LA VEL. DEL VIENTO

Local: Bahía Período: Jul/79-Dic/80

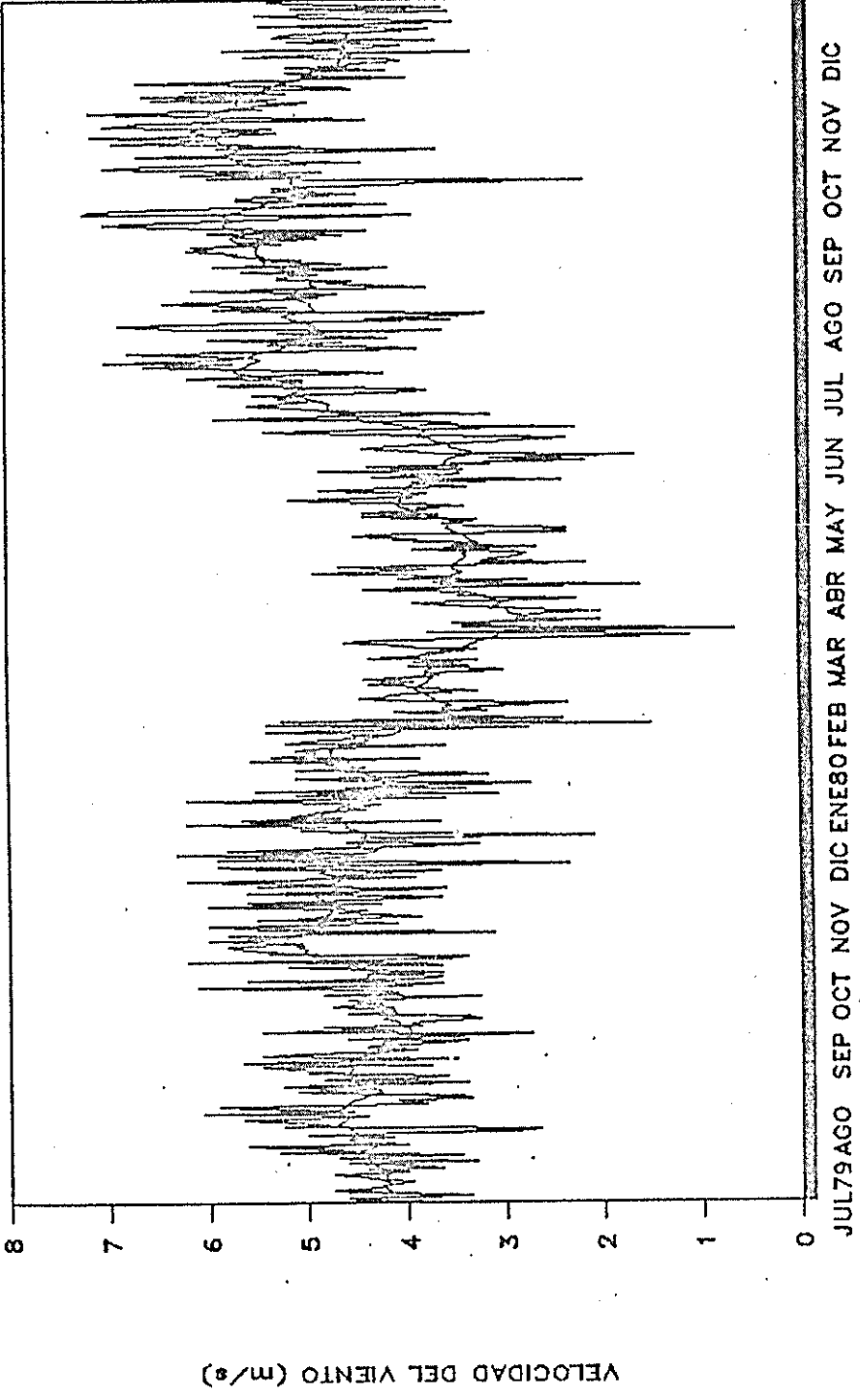


FIGURA 26.- MEDIA CORRIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (15 DIAS)

# MEDIA CORRIDA DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79 - DIC\80 LOCAL: BAHIA

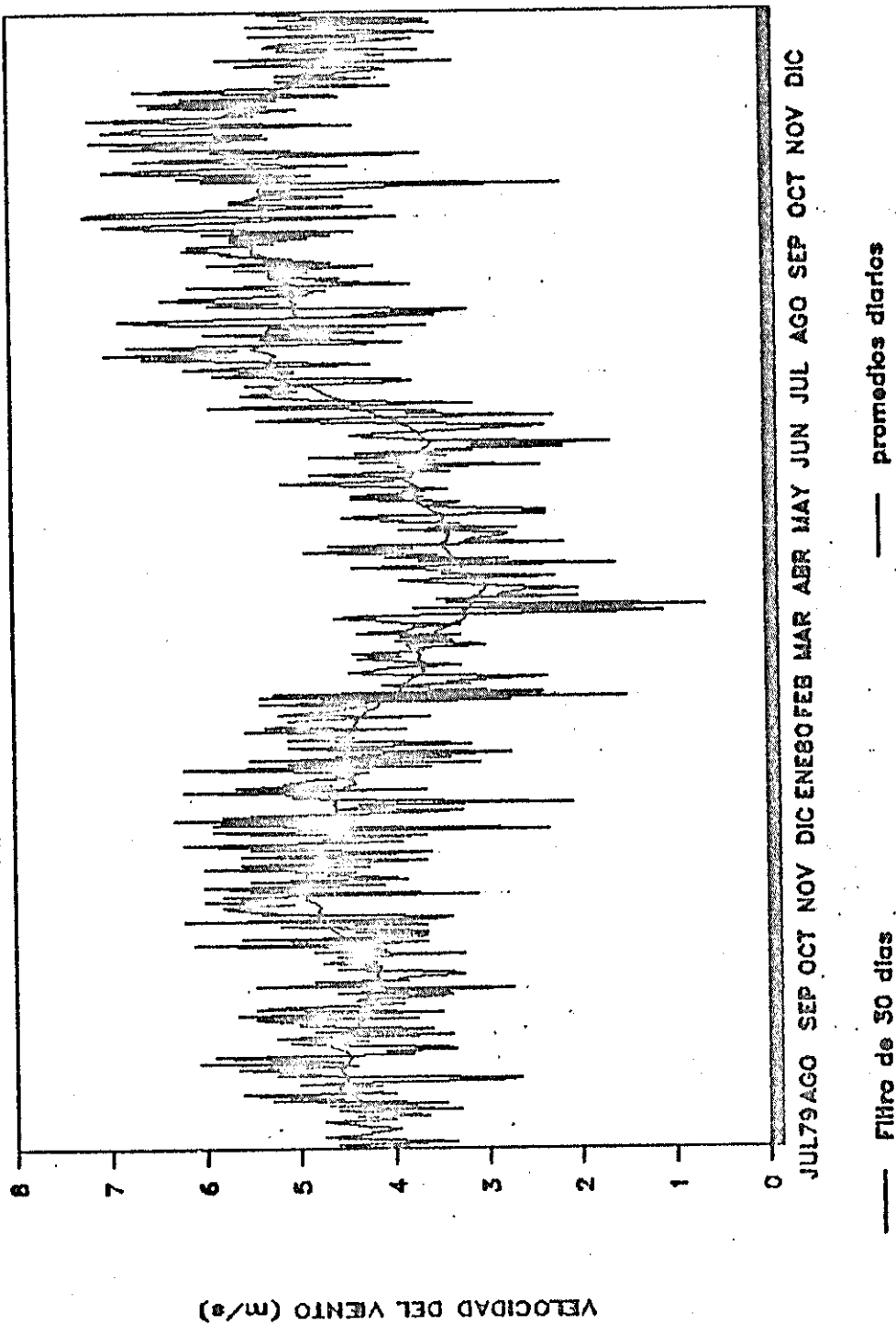


FIGURA 27. - MEDIA CORRIDA DE 30 DIAS

# MEDIA CORRIDA DE LA VEL. DEL VIENTO

PERIODO: JUL\79-DIC\80 LOCAL BAHIA

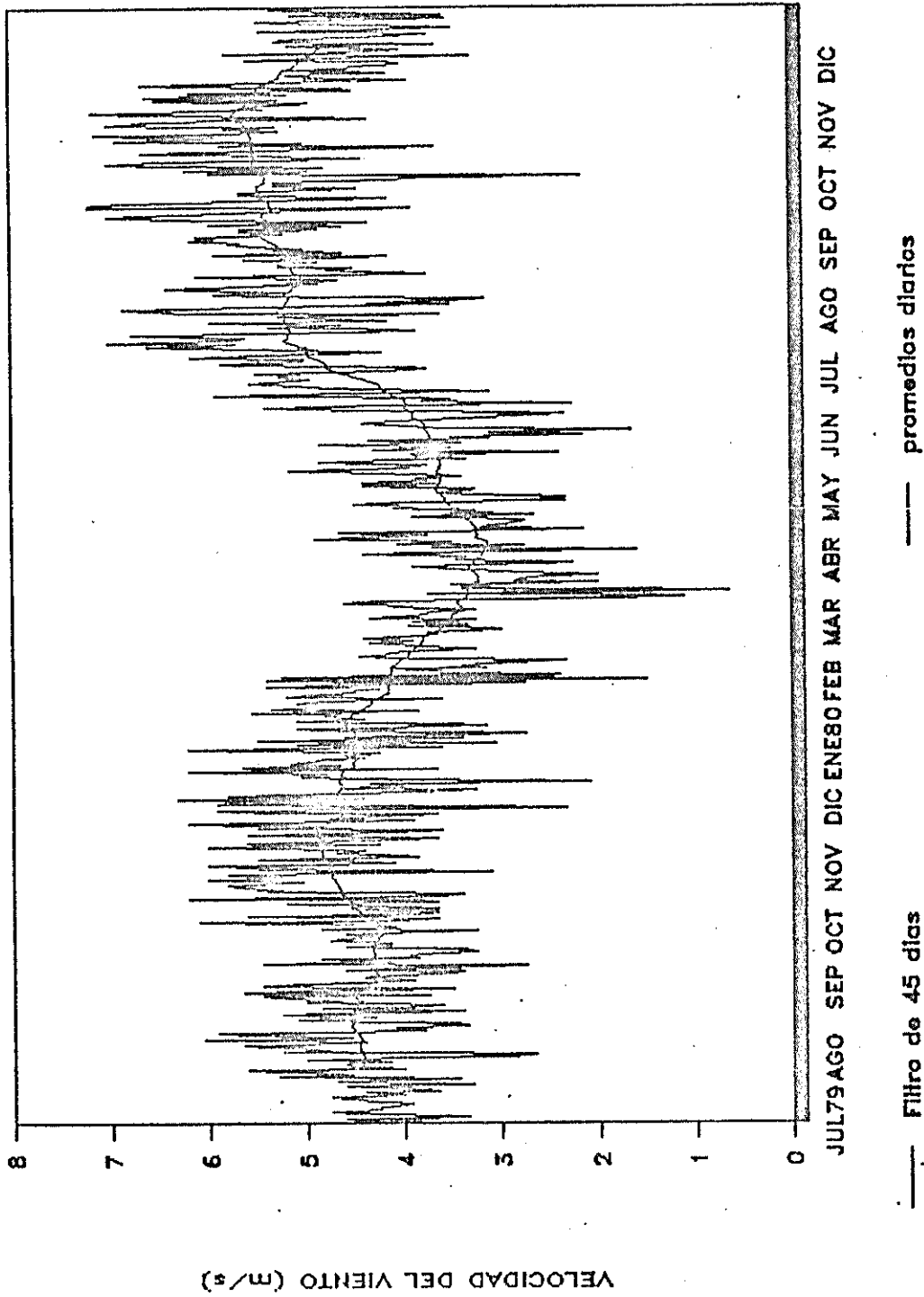


FIGURA 28 . --MEDIA CORRIDA DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO (45 DIAS)

Manta en forma escalar y para cada una de las componentes, esto es: u y v. A cada una de las series de tiempo de promedios diarios, se les aplicó la ventana de Hanning para producir un suavizamiento.

Tres picos principales bien definidos se visualizan en el espectro del viento escalar, para la localidad de Manta (figura 29), en las frecuencias altas de 0.02 cpd (50 días), a más de una banda de alta energía en frecuencias entre 0.108 cpd (9.26 días) y 0.184 cpd (5.43 días). La serie se presenta más energética para las bajas frecuencias en relación con los valores del espectro a partir de 0.3 cpd, cuando se observa una mayor uniformidad. A diferencia de la componente escalar del viento de Manta, en la que picos significativos se presentan tanto en las bajas como altas frecuencias, para la localidad de Bahía de Caráquez la energía se concentra en una banda entre 0.352 cpd y 0.416 cpd, con un pico dentro de esta banda localizado en 0.38 cpd.

El autoespectro para la componente del viento zonal de la localidad de Manta y Bahía se

# AUTOESPECTRO DE VIENTO

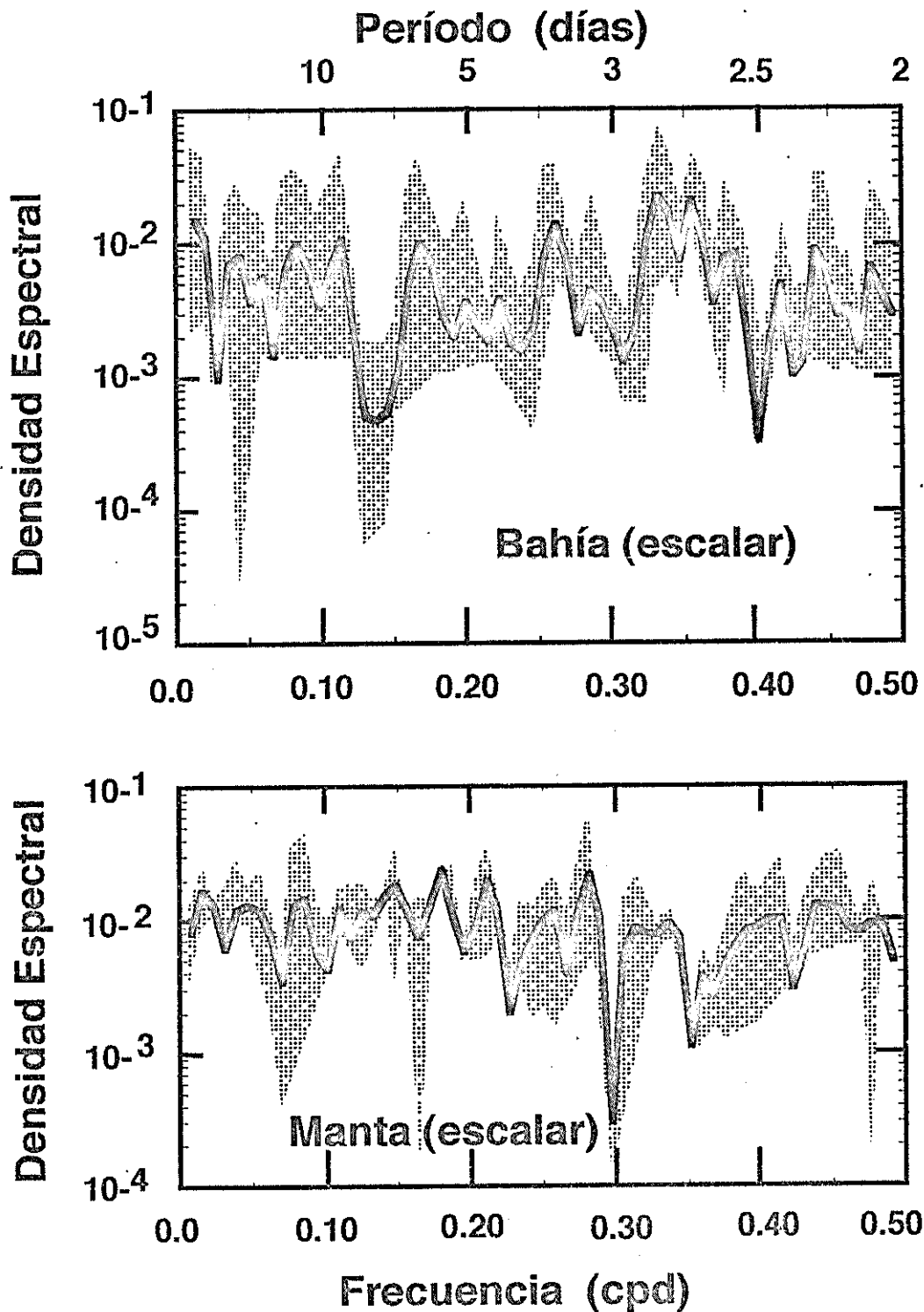


Figura 29 Autoespectro del viento (escalar)

muestra en la figura 30. El espectro del viento de Manta presenta picos tanto en altas como bajas frecuencias, con frecuencias características de 0.012 cpd (83.20 días), 0.268 cpd (3.84 días) y 0.420 cpd (2.38 días). El espectro de la componente u del viento de Bahía de Caráquez al igual que aquel en forma escalar se caracteriza por presentar picos bien definidos en la banda de frecuencias de 0.264 cpd y 0.356 cpd, correspondientes a periodicidades entre 3.78 días y 2.8 días. Sin embargo el espectro escalar exhibe mayor cantidad de energía.

A diferencia del espectro de la componente u del viento para la localidad de Manta (figura 31), la componente v es menos energética con dos frecuencias principales de 0.2 cpd (5 días) y 0.42 cpd (2.38 días). Esta estructura coincide con la periodicidad significativa encontrada para la componente u, además de observarse varios picos falsos. La componente v del espectro de Bahía de Caráquez no aporta gran cantidad de energía, presentando un único pico significativo localizado en la frecuencia de 0.332 cpd. Picos con amplios intervalos de

# AUTOESPECTRO DEL VIENTO: COMPONENTE U

Período (días)

10

5

3

2.5

2

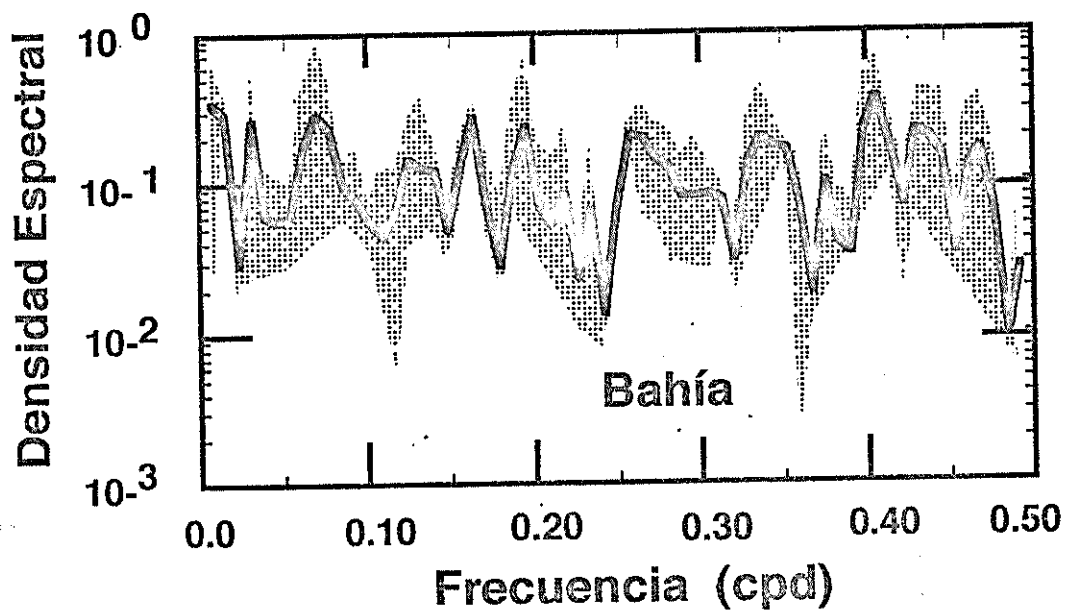
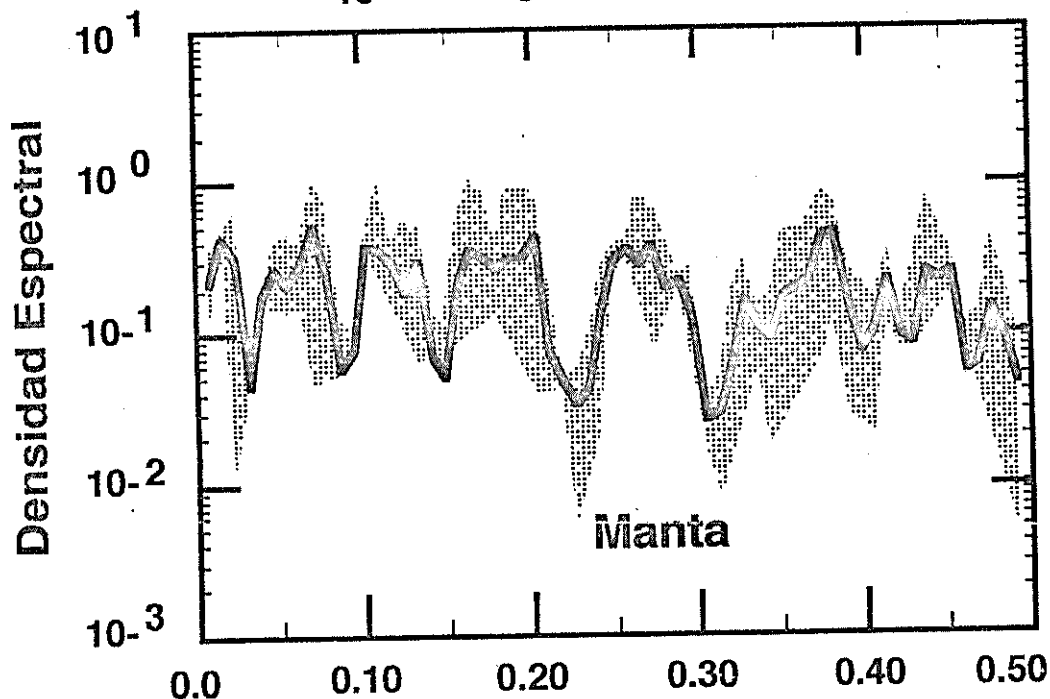


Figura 30 Autoespectro de la componente u del viento



# AUTOESPECTRO DE VIENTO: COMPONENTE V

Período (días)

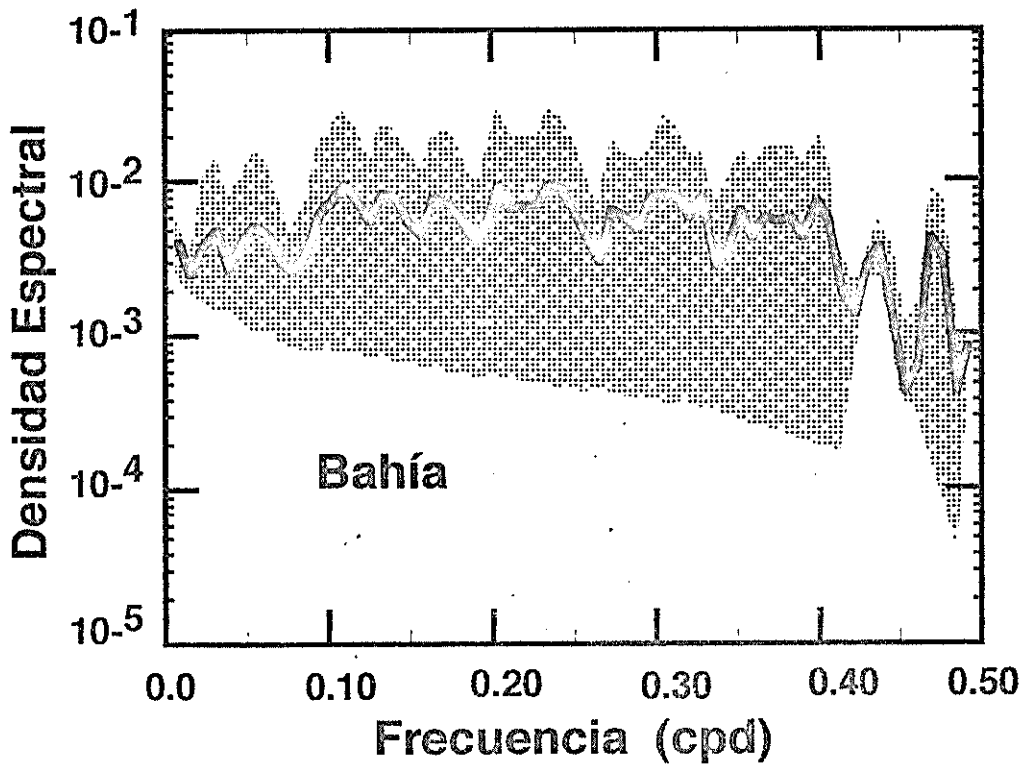
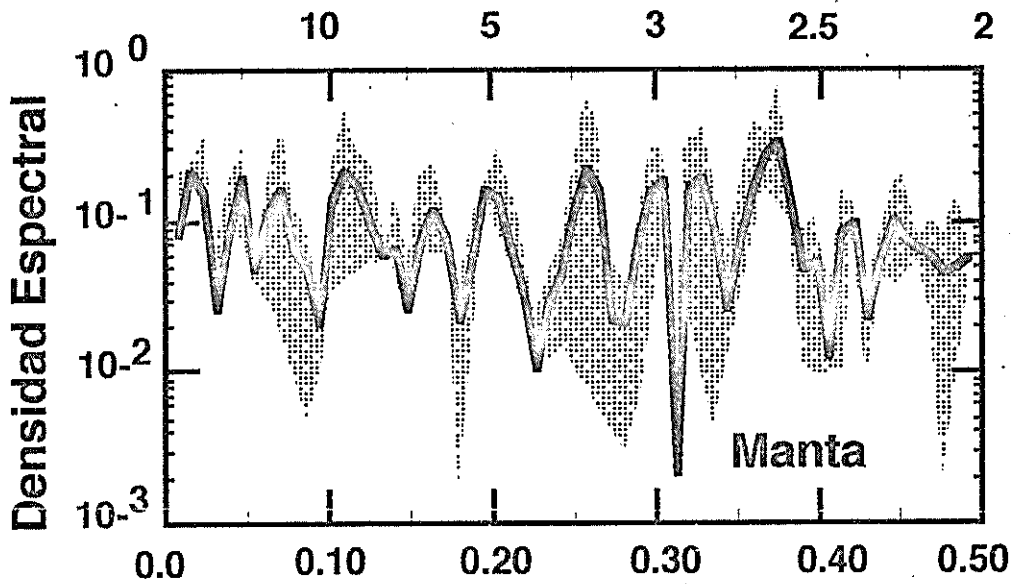


Figura 31 Autoespectro de la componente v del viento

confianza aparece como característica principal en todo el espectro.

Los espectros de la densidad espectral determinada para cada una de las componentes (u y v) exhiben gran cantidad de energía ( $m^2/s/cpd$ ) en comparación con la cantidad de energía mostrada en el espectro escalar del viento. En la tabla V se resume las principales periodicidades encontradas de Manta, Bahía y Jaramijó.

TABLA V.- PRINCIPALES FRECUENCIAS PRESENTES EN LOS AUTO-  
ESPECTROS DE ONDAS Y VIENTO

LOCALIDAD	COMPONENTE	FRECUENCIA SIGNIFICATIVA (cpd)	PERIODICIDAD EQUIVALENTE (días)
JARAMIJO	ESCALAR	0.088	12.0
		0.200	5.0
MANTA	ESCALAR	0.020	50.0
		0.108	9.26
		0.184	5.43
	COMPONENTE U	0.012	83.30
		0.268	3.84
		0.420	2.38
COMPONENTE V	0.2	5.00	
	0.420	2.38	
BAHIA DE CARAQUEZ	ESCALAR	0.352	2.84
		0.380	2.63
		0.416	2.40
COMPONENTE U	0.264	3.78	
	0.356	2.8	
	COMPONENTE V	0.332	3.00

### 3.4 Espectro Cruzado

Para estudiar las relaciones entre dos o más series de tiempo en el dominio de la frecuencia, es necesario emplear una herramienta muy útil como es el espectro cruzado. Al igual que en el cálculo del autoespectro, se usó el método directo para obtener el espectro cruzado entre las series de viento de Manta y Bahía y la serie de ondas de Jaramijó; así mismo, el número total de datos empleados para este análisis se lo obtuvo en forma similar al autoespectro. El nivel de confianza de 95 % utilizado fue de 0.77 determinado a partir de los grados de libertad (Amplitud y Fase) por un lado y el número de grados de libertad =  $2 * M$  para el otro.

En general, para el primer espectro cruzado realizado entre la serie de vientos de Manta (escalar y vectorial) y la serie de alturas significativas (Jaramijó) la coherencia cuadrada es relativamente alta y significativa con un nivel de confianza de 95 % para  $\gamma > 0.77$ , centrada en una banda de frecuencias entre 0.14 y 0.38 cpd. Se aprecian 4 principales picos localizados en frecuencias de 0.14, 0.22, 0.272 y 0.38 cpd que corresponden a periodos de 7.1, 4.5, 3.6 y 2.6 días y cuyas fases se encuentran

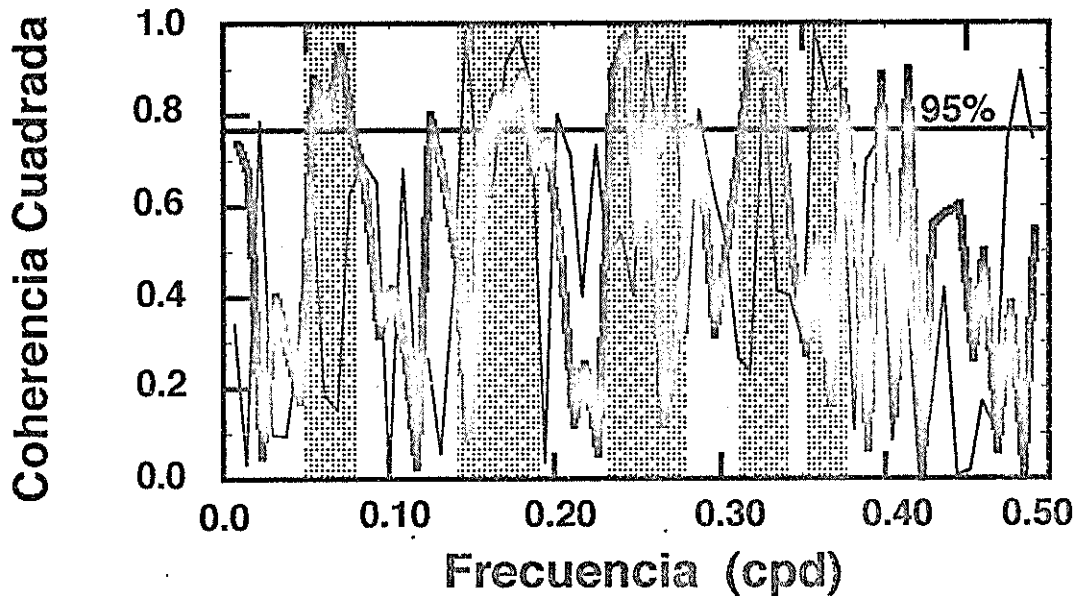
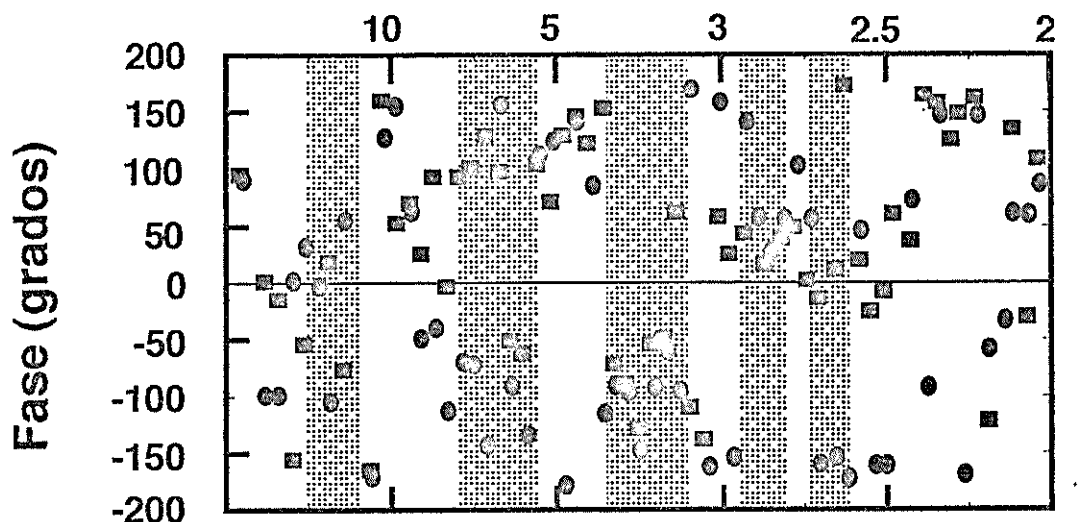
distribuidas principalmente entre 120 y 180 grados (figura 32).

Realizando el mismo análisis para la serie de Vientos de Bahía de Caráquez y la serie de ondas en forma escalar, se observa que para rangos de frecuencias entre 0.048 - 0.068 cpd y 0.3 - 0.372 cpd la coherencia cuadrada es significativa para el espectro en forma escalar con un valor entre 0.95 y 1.0, y lo que equivale a periodicidades entre 20.8 - 14.7 días y 3.3 - 2.7 días. Para las demás frecuencias este valor es poco significativo. En el primer rango las fases se encuentran distribuidas aproximadamente en 0 grados, mientras que el segundo  $\pm$  150 grados (figura 32).

Si se descompone la serie de Manta en forma vectorial, es decir zonal y meridionalmente y se obtiene el espectro cruzado con un 95 % de confianza, se observa una coherencia cuadrada para la componente u significativa en la frecuencia de 0.128 cpd (banda de 2-3 días) alcanzando valores para  $\chi > 0.77$  entre 0.9 - 1.0. Para estas frecuencias la fases oscila entre 120 y 180 grados, mientras que para las demás frecuencias la coherencia es generalmente baja y de poca importancia, como se aprecia en la figura 33.

# ESPECTRO CRUZADO : VIENTO vs ONDAS

Período (días)



- Manta escalar vs ondas
- Bahía escalar vs ondas

Figura 32 Espectro Cruzado entre el viento en Manta y Bahía y ondas en Jaramijó

# ESPECTRO CRUZADO : COMPONENTE U DEL VIENTO vs ONDAS

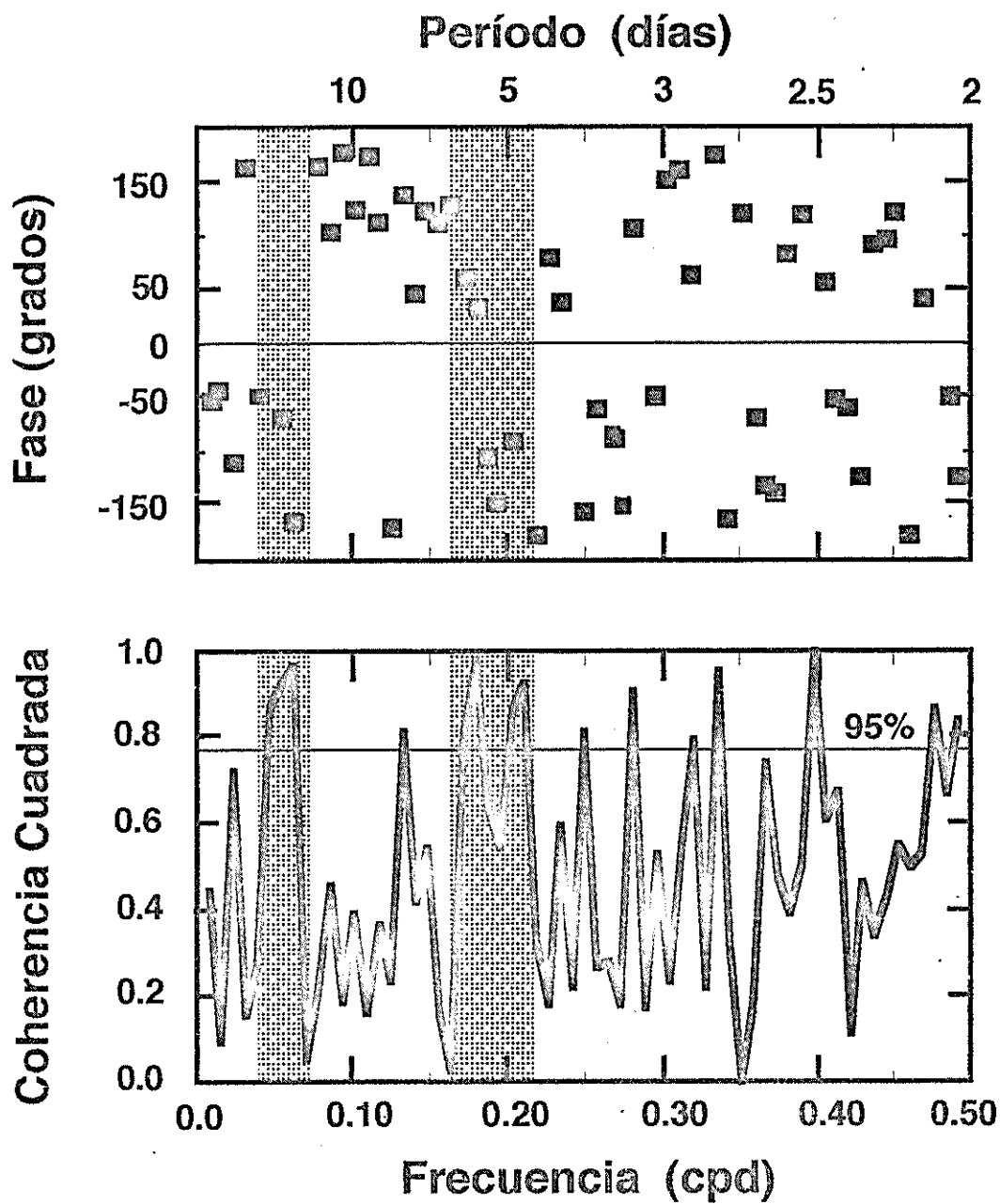


Figura 33 Espectro cruzado de la componente u del viento en Manta y ondas en Jaramijó

La coherencia de la componente  $v$  de la serie de Manta para frecuencias mayores a 0.3 cpd (periodicidades menores a 3 días) es significativa, además de la presencia de tres picos centrados en frecuencias de 0.032, 0.06 cpd y en 0.2 cpd, lo que corresponde a periodos de 31.25, 16.6 y 5 días con un valor de entre 0.9 y 1.0 (figura 34).

Tanto la componente  $u$  como la  $v$  presentan picos en frecuencias similares con una coherencia cuadrada significativa, tales como 0.16, 0.3 y 0.36 cpd. Sin embargo, las fases se presentan en forma diferente; para la componente  $u$  ellas se localizan entre 0 y -100 grados, mientras que para la componente  $v$  todas son positivas (figura 35 y 36).



# ESPECTRO CRUZADO : COMPONENTE V DEL VIENTO vs ONDAS

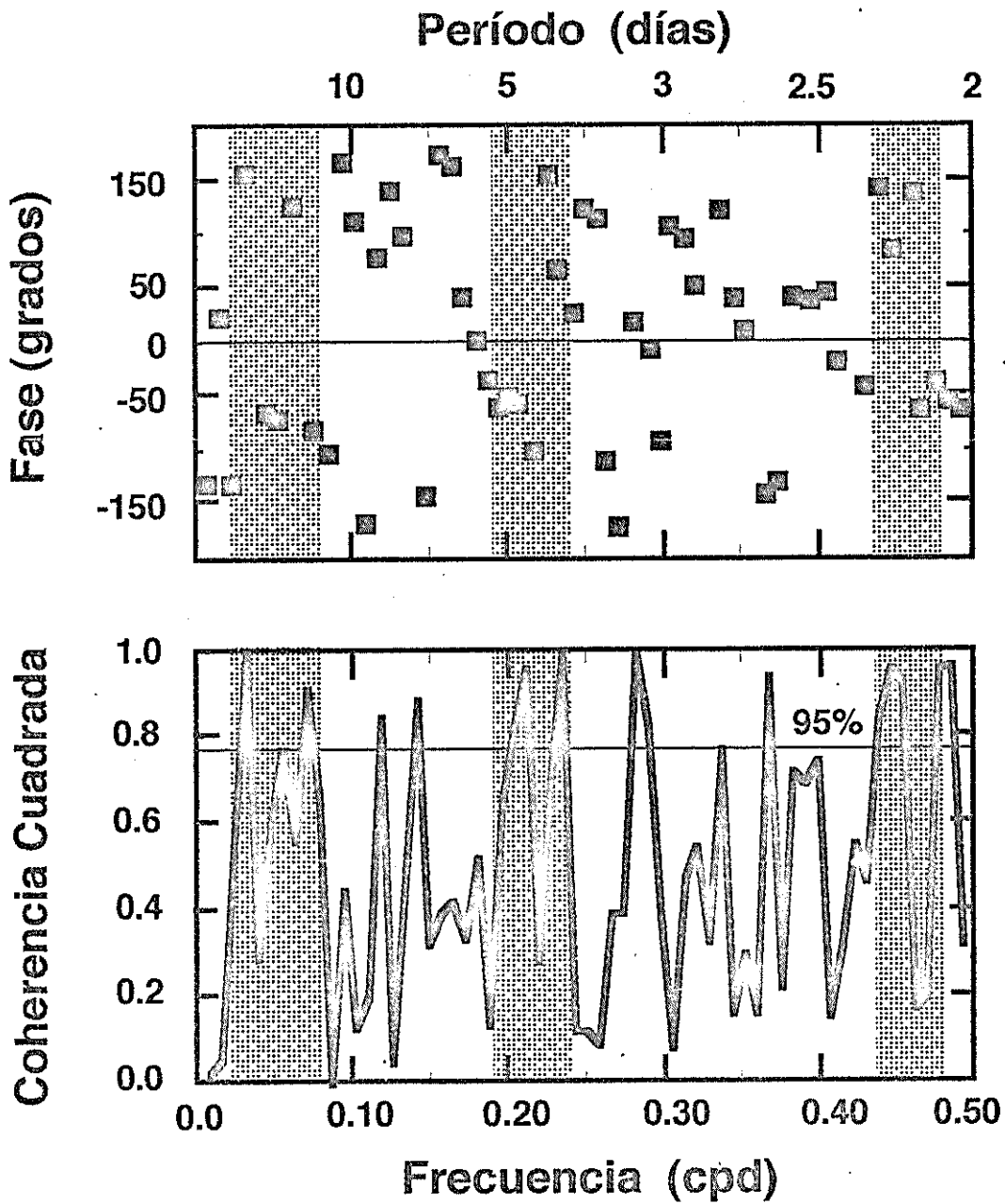


Figura 34 Espectro cruzado de la componente v del viento en Manta y ondas en Jaramijó

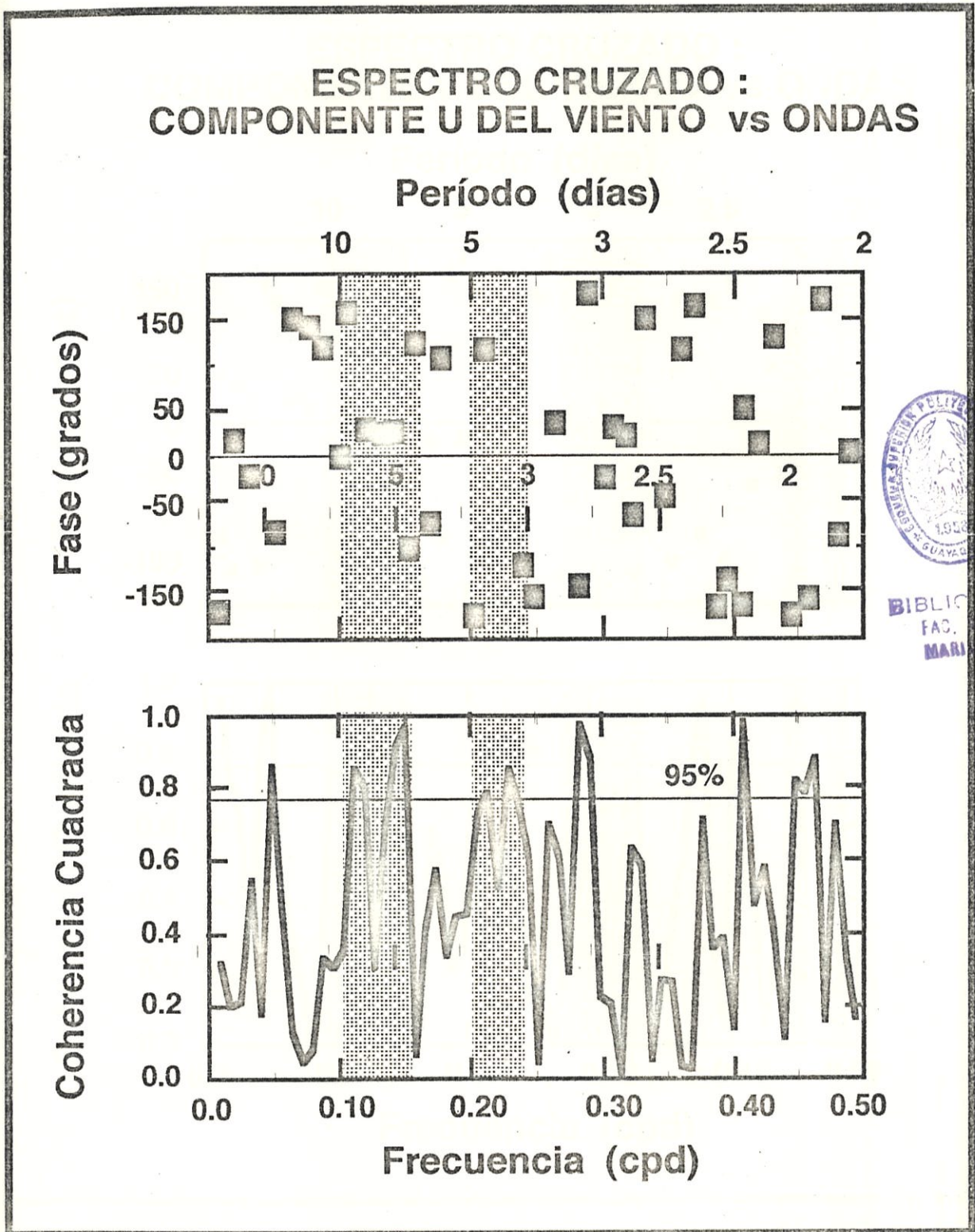


Figura 35 Espectro cruzado de la componente u del viento en Bahía y ondas en Jaramijó

# ESPECTRO CRUZADO : COMPONENTE V DEL VIENTO vs ONDAS

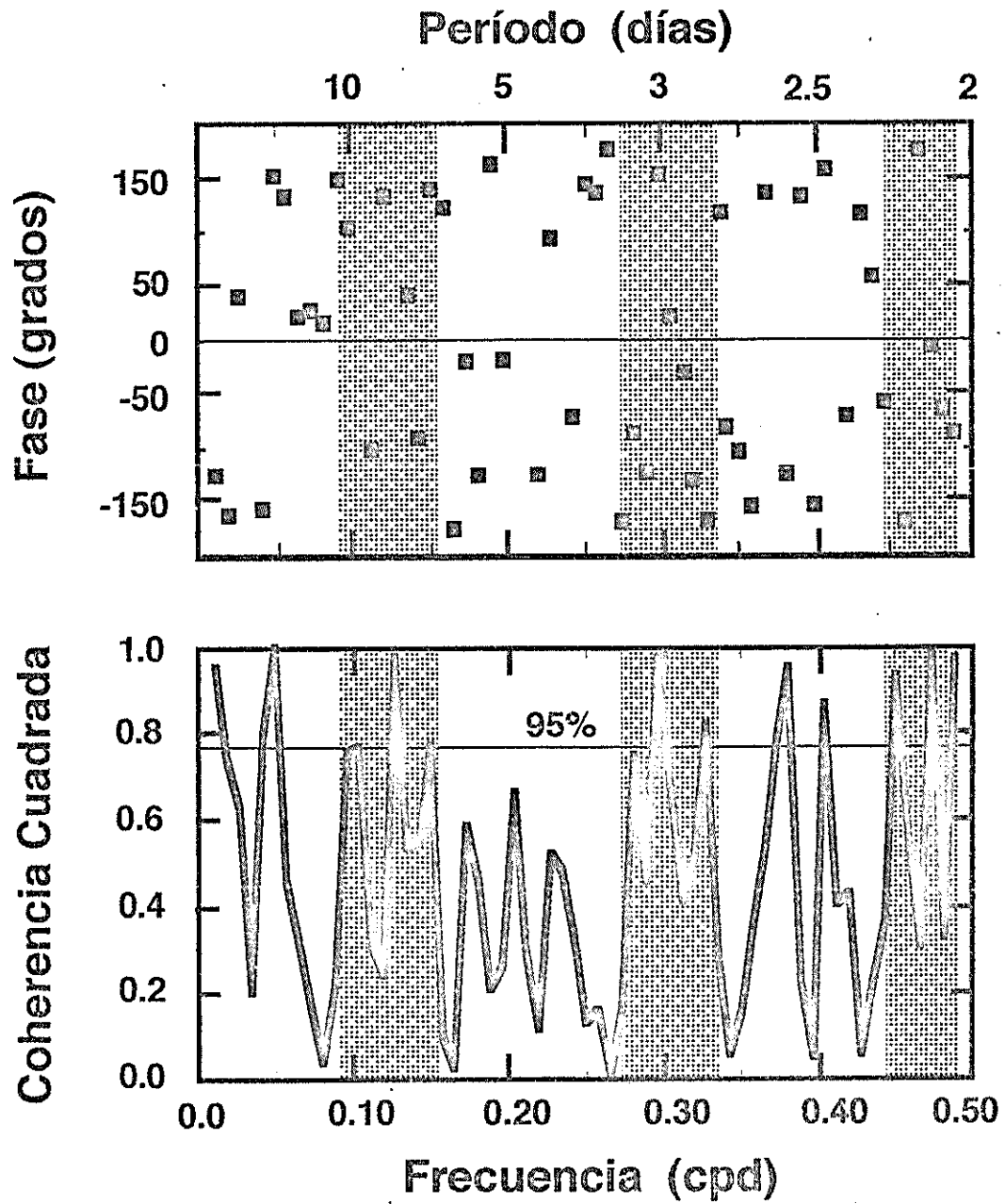


Figura 36 Espectro cruzado de la componente v del viento en Bahía y ondas en Jaramijó

## CAPITULO 4

### ANALISIS DE LOS RESULTADOS

El océano se encuentra íntimamente ligado con los procesos que ocurren en la atmósfera y, la respuesta de éste a dichos procesos está condicionada a la forma que ellos influyen. Debido a que el océano es el resultado de una superposición de ondas, la determinación y presencia de muchas de ellas en una serie de tiempo es dependiente del periodo de muestreo escogido y aplicado en la obtención de los datos.

A pesar de que los datos utilizados para establecer los tipos de ondas presentes en la serie de tiempo fueron alturas significativas, no se pretendió determinar las características de olas de periodos cortos tales como periodo medio, altura significativa medio, etc.

Los resultados obtenidos a partir de las medias corridas de la serie de ondas reflejan un aumento de altura significativa para la época de invierno siendo influenciados por ondas provenientes del norte y noroeste (Enfield, 1981).

Del análisis espectral aplicado a la serie de tiempo de ondas se determinó una concentración de energía en las bajas frecuencias, definiéndose una banda muy significativa entre 12 y 25 días. Las mareas con periodos de 13 días se encuentran localizadas en una banda de frecuencia donde solamente ondas Kelvin y Mezcladas Rossby-Gravedad existen para el modo baroclínico más bajo de ondas ecuatoriales atrapadas (Luther, 1980). Spillane et. al (1987) mencionan la existencia de perturbaciones similares que se desplazan hacia los polos dentro de una escala de tiempo de 4 a 20 días para registros de temperatura, nivel del mar y corrientes. La presencia de ondas con periodos de 5 días confirma lo encontrado por Luther (1980), quien afirma que oscilaciones entre 4-6 días se encuentran presentes en todo el Pacífico, independiente de la latitud. Todas las oscilaciones observadas en los espectros pueden ser el reflejo de eventos que afectan el nivel del mar, ya que en la serie de tiempo se habían filtrado previamente oscilaciones de largo periodo; esto se podría comprobar si se comparan

series de olas (oligrafos) con series de nivel del mar (mareógrafos) ya que periodicidades similares a las ondas presentes se encuentran en el canal ecuatorial y han sido identificadas como ondas de inercia-gravedad (Wunsch y Gill, 1976).

Luego de haber realizado las medias corridas a las series de tiempo de viento de ambas localidades, se observa la presencia de contaminación por parte de oscilaciones de bajo periodo, que podrían corresponder a las variaciones diurnas del flujo de aire, provocada posiblemente por fenómenos locales. Fluctuaciones irregulares con un periodo aproximado de 40 - 60 días en ambas series de viento durante el periodo de julio/79- marzo/80 para luego disminuir en intensidad son fácilmente observables. Dichas periodicidades coinciden con las oscilaciones interestacionales en la atmósfera tropical referidas por Spillane et al. (1987) y Enfield (1987) para el Pacífico Ecuatorial.

A partir de las medias corridas de los datos de viento de Bahía se establece la presencia de una oscilación casi sinusoidal, cuyos valores máximos se presentan entre los meses de noviembre/79 y noviembre/80 equivalente a una periodicidad anual. Este régimen de viento coincide con

el régimen de los vientos alisios del sur que decaen y se incrementan para las mismas épocas producto del anticiclón del sur, determinando la presencia de procesos a gran escala propios del Pacífico Ecuatorial (Enfield, 1981).

A diferencia de la serie de Bahía, la serie de Manta presenta características similares únicamente hasta los meses de abril y mayo para luego variar su oscilación, ya que a partir de esta fecha los vientos comienzan a incrementarse hasta el mes de julio donde colapsan y decaen con un mínimo durante el mes de septiembre para luego incrementarse. Esta variación en periodicidades a partir de julio/80 no es frecuente y puede deberse a diferentes causas como fenómenos netamente locales, aunque debido a la poca distancia existente entre ambas estaciones este comportamiento no se presenta normal. Para ambos casos la dirección predominante de los vientos es del oeste y suroeste, especialmente durante los meses de nuestro invierno, lo cual fue determinado a partir de los datos de viento.

Oscilaciones entre 35-70 días fueron observadas en la serie de viento de Manta, ya sea en el espectro escalar como en la componente u. A diferencia de esto, la componente v se caracteriza por picos que se localizan en

las altas frecuencias (periodicidades menores a 5 días) que podrían deberse a la interacción aire-mar-tierra (procesos locales). Periodicidades similares fueron especificadas por Luther (1980) en su estudio sobre ondas ecuatoriales atrapadas, donde determina la presencia de periodicidades entre 35-80 días que corresponden a ondas Kelvin, aparentemente forzadas por oscilaciones atmosféricas presentes en la costa oeste del Pacífico.

El espectro de viento en forma escalar para la estación de Manta indica la posible presencia de ondas de periodo entre 7-20 días similares a las mencionadas por Luther (1980) y que se encuentran presentes en el Pacífico Ecuatorial. Ondas con periodicidades entre 3.0-5.5 días, similares a las ondas Rossby-Gravedad se manifiestan en la componente v de Manta y como característica principal de la serie de viento de Bahía de Caráquez en forma escalar y vectorial. Ondas tales como las Kelvin con periodos entre 10-15 días y Rossby entre 7-9 días se manifiestan dentro del mencionado periodo para las series de tiempo de viento. Además se establece la existencia de periodicidades similares a las de las ondas Rossby-Gravedad con una gran componente meridional del viento y de gran amplitud en la banda de periodos entre 3.0-5.35 días para ambas series.



Del análisis cruzado entre las series de viento y la serie de ondas se observa una coherencia significativa únicamente para ciertas periodicidades, principalmente entre 3.0 y 7.0 días con un desfase entre +120 grados y +180 grados para todas las componentes y en forma escalar, coincidiendo con el rango de acción de las Ondas mezcladas Rossby-Gravedad. El espectro cruzado entre la componente v del viento de Manta y la serie de ondas sugiere una coherencia cuadrada mayor a 0.77 para frecuencias menores a 0.09 cpd, similares a aquellas de las ondas Kelvin. Por lo tanto, los resultados obtenidos del análisis cruzado entre las series de viento y la serie de ondas indicarían un tenue forzamiento de las condiciones meteorológicas locales sobre las ondas oceánicas, actuando únicamente en las frecuencias mencionadas anteriormente.

## CONCLUSIONES

Luego de haber realizado un análisis estadístico y espectral de las series de tiempo de viento para las localidades de Manta y Bahía de Caráquez, así como también de la serie de tiempo de olas de Jaramijo se concluye que:

- 1.- La serie de ondas presenta oscilaciones de largo periodo aun cuando estas fueron filtradas inicialmente durante el muestreo, lo que indica que a pesar de esto las olas reflejarían los cambios del nivel medio del mar.
- 2.- La serie de ondas exhibe la presencia de una concentración de energía en las bajas frecuencias con una banda muy significativa entre 0.088 y 0.200 cpd equivalentes a periodicidades entre 11.36 y 5 días. La banda de periodos más significativa de esta serie coincide con el rango de periodos de las ondas

Kelvin, las que aparentemente podrían ser forzadas por oscilaciones atmosféricas presentes en la banda ecuatorial del Océano Pacífico (Luther, 1980). La serie de altura significativa exhibe la presencia de frecuencias que obedecen al mismo forzamiento en forma local que aquellas generadas en el Pacífico Occidental y Central.

- 3.- Las frecuencias se presentan principalmente dentro del rango de 1-2 semanas, tanto para la serie de ondas como para cada una de las componentes de las series de viento de Bahía de Caráquez y Manta. Sin embargo, el espectro de la componente escalar de Manta exhibe una periodicidad dentro del rango de 2-90 días mencionado por Luther (1980), incluyendo las ondas Kelvin presentes en la estratósfera y las ondas Rossby.
  
- 4.- A partir del análisis de las medias corridas para las series de viento, se establece la presencia de una oscilación interestacional de 40-60 días, referida por Spillane et al. (1987) y Enfield (1987) para el Pacífico Oriental. Así mismo se registra una posible periodicidad estacional cuyos picos se encuentran en noviembre/79 y noviembre/80.

- 5.-El régimen de viento coincide con el régimen de los vientos alisios del sur, lo cuales decaen y se incrementan para las mismas épocas como productos del anticiclón del sur (Enfield, 1981).
- 6.- El rango de periodicidades más significativo encontrado en este trabajo para las series de viento concuerda principalmente con el de las ondas Rossby (7-9 días) y Rossby-gravedad (3.0-5.5 días), mencionado por Lüther (1980) y Enfield (1987).
- 7.- El espectro cruzado entre el viento de Manta y Bahía de Caráquez y las ondas en Jaramijó muestra un débil forzamiento entre las condiciones meteorológicas locales y las ondas oceánicas, observándose una alta coherencia cuadrada únicamente para frecuencias aisladas en el espectro, localizadas principalmente entre 2.6 y 7 días; corroborando lo estudiado por Romea y Smith (1983), Spillane et. al. (1987) y Cornejo-Rodríguez y Enfield (1987).

## RECOMENDACIONES

- 1.- Es necesario establecer que tipo de correlación, si acaso alguna, existe entre las series de tiempo de ondas y el nivel medio del mar para largos periodos, para lo cual se pueden utilizar registros simultáneos de olígrafos y mareógrafos.
- 2.- Para realizar un mejor análisis es necesario la utilización de una serie de tiempo de ondas de mayor longitud, y así poder determinar la 'presencia' de periodicidades mayores así como también variaciones estacionales y ciclos anuales.
- 3.- También es necesario la obtención de datos reales de viento en forma horaria entre las 19h00 horas y las 06h00 horas del siguiente día, debido a que la suposición de la existencia de calmas durante la noche introduce ruido y contaminación al espectro.

## BIBLIOGRAFIA

1. ALLAUCA S. y V. Cardin. Análisis de olas en la costa central del Ecuador, Acta Oceanográfica del Pacífico, 1987, Vol. 4 (1) pp. 1-33.
2. AYON H. Morfología de la línea de costa, Memorias del Seminario de Ordenación y Desarrollo Integral de las Zonas Costeras, DIGEIM - Naciones Unidas, 1982.
3. BENDAT J.S. y A.G. Piersol. Random Data: Analysis and Measurement procedures, Wiley-Interscience, editor, 1975.
4. BRIGHAM, E. O. The Fast Fourier Transform. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, editor, 1974.
5. CHISWELL, S.M., D.R. Watts y M. Wimbush. Inverted Echo Sounder Observations of Zonal and Meridional Dynamic Height Variability in the Eastern Equatorial Pacific during the 1982-1983 "El Niño", Deep-Sea Res., 1987, Vol 34, pp. 313-327.

6. CORNEJO-RODRIGUEZ M.P. Estudio Estadístico de un registro analógico de olas, Tesis de Grado, ESPOL, 1984.
7. CORNEJO-RODRIGUEZ M.P. y D.B. Enfield. High frequency Sea level variability along the West Coast of South America, J. of Geophys. Res., 1987, Vol 92 (C13), 1987, pp. 14323-14334.
8. DENMAN K.L. Spectral Analysis: A summary of the theory and techniques, Reporte Técnico No.539. Departamento del Medio Ambiente, pesquerías y servicios marinos, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth-Nova Scotia, 1975.
9. ENFIELD D.B. Annual and non seasonal variability of monthly low - level wind fields over the southeastern tropical Pacific, Monthly Weather Review, 1981, Vol. 109 (10).
10. ENFIELD D.B. The intraseasonal Oscillation in the Eastern Pacific Sea Levels: How is it forced?, Journal of Physical Oceanography, 1987, Vol. 17, pp. 1860-1876.
11. ENFIELD D.B., M.P. Cornejo-Rodriguez, R.L. Smith Y P.A. Newberger. The Equatorial Source of Propagating

- Variability along the Peru coast during the 1982-1983 El Niño. *Journal of Geophysical Research*, 1987, Vol. 92 (C13).
12. Handbook on Wave Analysis and Forecasting. World Meteorological Organization, 1976.
  13. Informe de Jaramijó. Manuscrito no publicado, Instituto oceanográfico de la Armada, 1980.
  14. JENKINS G.M. y D.G. Watts. Spectral Analysis and its applications, Holden-Day, editor, 1968, Capítulos 5, 6, 7, 8.
  15. KNAUSS J.A. Introduction to Physical Oceanography, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, 1978, pp. 209-215.
  16. LUTHER, D.S. Observations of long period waves in the tropical oceans and atmosphere, Tesis de Doctorado, Instituto Tecnológico de Massachusetts, 1980.
  17. MOREANO H. Interacción Océano-atmósfera sobre la zona costera del Ecuador, *Acta Oceanográfica del Pacífico*, 1983, Vol. 2 (1), pp. 1-11.



18. SILVESTER, R. Coastal Engineering I, Elsevier Scientific Publishing Company, editor, 1974.
19. RIPA P. y S.P. Hayes. Evidence for Equatorial trapped Waves at the Galapagos Islands, J. Geophys. Res., 1981, Vol 86, pp. 6509-6516.
20. ROMEA R.D. y R.L. Smith. Further evidence for coastal trapped waves along the Peru Coast, J. Phys. Ocean., 1983, Vol 13 (8), pp. 1341-1356.
21. SPILLANE M.C., D.B. Enfield y J.S. Allen. Intraseasonal Oscillations in Sea Level along the West Coast of the Americas, Journal of Physical Oceanography, 1987, Vol. 17 (3).
22. VON ARX, M. An Introduction to Physical Oceanography, Addison-Wesley Publishing Company, editor, Cap.3, pp. 63-73
23. WELLS N. The atmosphere and Ocean.- A Physical Introduction, First Edition, pp. 229-240.
24. WUNSCH C. y A.E. Gill. Observations of equatorially trapped waves in the Pacific Sea Level Variations, Deep-Sea Res., 1976, Vol 23, pp. 371-390.