

Propagación de señales en registros del nivel del mar, en la costa occidental de México

ISABEL RAMÍREZ

*Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada,
Ave. Espinoza 843, Ensenada B. Cfa., 22330. MEXICO*

(Manuscrito recibido el 10. de febrero 1990; aceptado en forma final 6 de junio 1990)

RESUMEN

Con datos meteorológicos y del nivel del mar, se formaron series de tiempo de seis meses, correspondientes a los semestres de verano e invierno. Los datos se analizaron utilizando Funciones Empíricas Ortogonales Complejas en el dominio del tiempo en una banda de frecuencias de 0.25 a 0.01 ciclos por día. Se analizan cinco casos: verano de 1962, invierno de 1965, un promedio de todos los veranos, un promedio de todos los inviernos, y un promedio de todos los semestres.

Los resultados muestran que eventos del nivel del mar se propagan hacia el norte durante los semestres de verano, este fenómeno no se presenta en los semestres de invierno. Esto concuerda con lo encontrado por otros autores para la misma zona de estudio utilizando otros métodos. Las ondas tienen una longitud del orden de 9 000 km y son básicamente de dos tipos, una que se propaga desde Salina Cruz a Mazatlán sin entrar al Golfo de California y otra (un poco más larga que la anterior) que viaja desde Acapulco a Guaymas y que entra al Golfo de California.

Se detecta propagación hacia el norte de eventos de presión atmosférica, calculando longitudes de onda de decenas de miles de kilómetros, las que se consideran dudosas por ser mucho más grandes que la zona de estudio.

En general el método brinda resultados cualitativamente comparables con la física de las series originales, pero cuantitativamente se considera que sobrevalúa las longitudes de onda.

ABSTRACT

Six month series of meteorological and sea level data, corresponding to summer and winter periods, were analyzed by complex empirical orthogonal functions on time domain, in 0.25 to 0.01 cpd frequency band. Five cases were analyzed: summer of 1962, winter of 1965, summers average, winters average and all semesters average (including summer and winter).

Results show sea level events propagating northward during the summer, this events are not present during winter. This is concordant with other authors studies for the same zone, using other methods. Wavelength is of about 9 000 km and there is two kinds: one that propagates from Salina Cruz to Mazatlan, not entering the Gulf of California, and other (longer than the first), that travels from Acapulco to Guaymas, entering the Gulf of California.

Atmospheric pressure events are detected propagating northward, with an estimated wavelength of thousands of km and are considered doubtfull, because they are much longer than the study zone.

In general, this method results are qualitatively comparable with the original series physics, but it is considered that quantitatively overestimates the wavelength of propagating events.

Introducción

Teniendo registros de cinco estaciones mareográficas y climatológicas distribuidas a lo largo de la costa del Pacífico mexicano (Figura 1), se observan directamente en los registros, elevaciones

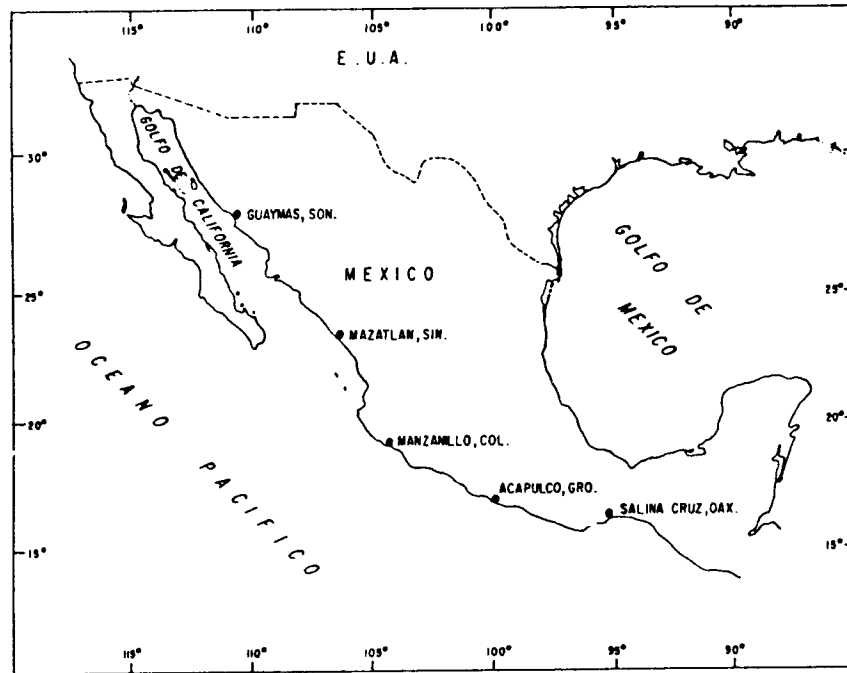


Fig. 1. Localización de las estaciones mareográficas y observatorios climatológicos.

del nivel del mar que se propagan hacia el norte (Figura 2). Estos eventos llegan a medir hasta 40 cm de amplitud y se estima que tardan diez días en recorrer toda la costa. Basándose en análisis de coherencias y correlaciones de series temporales de nivel del mar que incluyen la costa continental de México y la península de Baja California, Christensen, de la Paz y Gutiérrez (1983) han caracterizado estas señales como ondas híbridas de Kelvin y de plataforma continental. Los eventos se propagan sólo en la costa continental de México, mostrando coherencias pobres con la costa oeste de la península de Baja California, y ocurren principalmente en la época de 'invierno'. Enfield y Allen (1983) utilizando además de nivel del mar, datos meteorológicos (viento y presión atmosférica) para los años 1972-1975 atribuyen el origen de estas señales a las tormentas tropicales que se presentan en la época de verano al sur de Acapulco.

El objeto del presente estudio es analizar los eventos que se propagan hacia el norte en la costa occidental de México, utilizando el método de funciones empíricas ortogonales complejas en el dominio del tiempo (FEOCT). Este método, desarrollado por Barnett (1983), nos permite distinguir en un conjunto de datos, señales no estacionarias que se propagan, y puede ser utilizado en forma simultánea para un conjunto de variables. Utilizar Funciones Empíricas Ortogonales (FEO) para analizar una gran cantidad de información, tiene la ventaja de que comprime la varianza de todos los datos a unos cuantos modos con significancia física, haciendo resaltar las interrelaciones que existen entre los datos. Además de esta ventaja, utilizar el método en forma compleja ya sea en dominio del tiempo (Barnett, 1983) o en dominio de frecuencia (Wallace y Dickinson, 1872), nos permite obtener información de fase en tiempo y en espacio con lo cual es posible calcular la velocidad de fase de los eventos que se propagan.

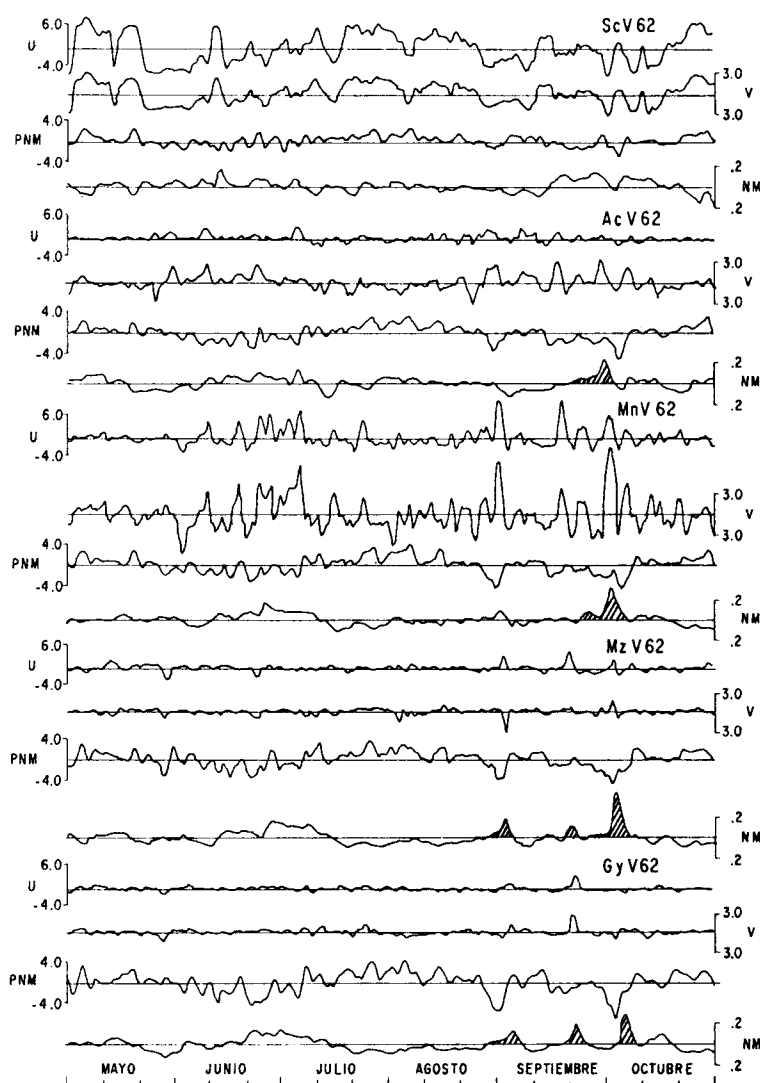


Fig. 2. Series de tiempo de viento superficial (U y V), en ms^{-1} , presión atmosférica (PNM), en mb y nivel del mar (NM) en m, que se utilizan en el análisis de verano 1962.

Datos

Se recopiló la información y se formó un banco de datos de variables climáticas (viento superficial y presión atmosférica) y nivel del mar (Tabla I), de cinco estaciones del Pacífico mexicano (Tabla II).

Los registros de viento y presión atmosférica fueron proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional (SRH). Los datos tienen un muestreo de tres lecturas como mínimo y un máximo de 24 lecturas diarias. Los datos de nivel del mar se obtuvieron de la Universidad Nacional Autónoma de México, y tienen un muestreo horario uniforme en todos los registros. Los datos se agruparon en semestres de 'verano' (1o. de mayo al 31 de octubre) e 'invierno' (1o. de noviembre al 30 de abril). Sólo se utilizaron los semestres que tenían información de las cuatro variables, y

puede observarse que, únicamente en los semestres de verano de 1962 e invierno de 1965 existe representación simultánea de las cinco estaciones (Figura 3).

Tabla I. Símbolo y unidades de las variables analizadas.

Variable	Símbolo	Unidades
Viento superficial (componente norte)	V	m/s
Viento superficial (componente este)	U	m/s
Presión atmosférica referida al nivel medio del mar	PNM	mb
Nivel del mar no ajustado	NM	m

Tabla II. Localizaciones de las estaciones, símbolos, longitud del registro de datos, orientación de la costa y separación.

Estación	Localización	Símbolo	Periodo	Orientación de la costa en grados referido al norte geo- gráfico	Separación entre esta- ciones km
Salina Cruz	10°09'N 95°12'W	Sc	1960-1976	67	550
Acapulco	16°50'N 90°34'W	Ac	1954-1981	294	530
Manzanillo	19°03'N 114°19'W	Mn	1952-1981	299	560
Mazatlán	23°11'N 106°25'W	Mz	1962-1975	319	670
Guaymas	27°55'N 110°53'W	Gy	1962-1981	313	

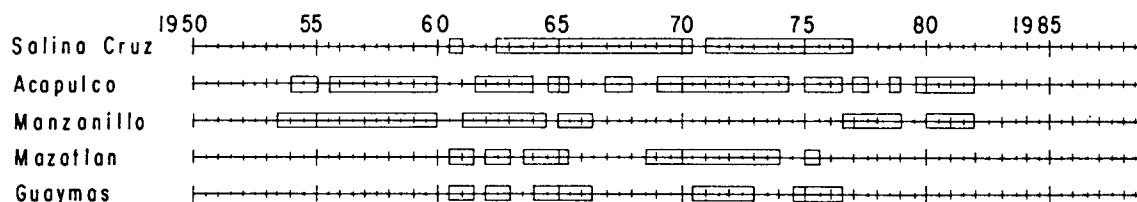


Fig. 3. Banco de Datos de U V, PNM y NM, utilizado.

Para obtener las componentes del viento, U (normal a la línea de costa, positivo hacia tierra) y V (paralelo a la línea de costa, positivo hacia el Norte) se rotaron los ejes de referencia teniendo en cuenta la orientación general de la costa (Tabla II).

Las frecuencias de marea y frecuencias superiores se eliminaron de las series, con el filtro D51 de Groves (1955). Debido a las características de este filtro no se utilizaron semestres con huecos mayores de dos días. La media, tendencia y ciclo anual se eliminaron mediante un ajuste de mínimos cuadrados. Finalmente se homogeneizó el muestreo de las series diezmándolos a 3 datos diarios. Detalles específicos del tratamiento preliminar que se les dió a los datos puede verse en Ramírez (1985).

Metodología

Para calcular las FEOCT se siguió el procedimiento descrito en Barnett (1983). A partir de las series semestrales $z_i(t)$, definidas en la Tabla III, se construyen series complejas ($Z_i(t)$) donde la parte real es la serie escalar original y la parte imaginaria viene a ser la transformada de Hilbert de la misma serie. Dado que esta nueva serie se construye con los coeficientes de Fourier, se cortaron las series a 512 datos y se suavizó una décima parte de los extremos de cada serie con un coseno. Aunque existen otros métodos para filtrar los datos, la serie compleja $Z_i(t)$, puede ser filtrada limitando el rango de la suma de los coeficientes de Fourier en el ancho de banda deseado. Aquí utilizamos un ancho de banda que incluyera el mayor número de períodos (4 a 100 días) esperando que el método separe los eventos que son físicamente independientes en diferentes modos ortogonales.

Con las nuevas series complejas se construye una matriz de covarianza para cada semestre de la forma (Barnett, 1983)

$$C_{ij} = \langle Z_i(t) Z_j^*(t) \rangle_t$$

donde * denota conjugado complejo y $\langle \dots \rangle_t$ es el promedio temporal de seis meses. Extraer las funciones empíricas de esta matriz de covarianza nos permite separar señales coherentes espacialmente en un conjunto de datos. C_{ij} posee eigenvalores reales λ_n (donde n es el número de la función) y eigenvectores complejos $B_n(x)$ (donde x representa la dependencia espacial). La amplitud ($B_n(x)$) y fase ($\beta_n(x)$) de los eigenvectores son relativas al primer elemento de la matriz, en este caso será la componente U del viento de Salina Cruz.

Dado que no se tiene una medida absoluta de la fase de los eigenvectores, únicamente el cambio de fase entre estaciones tiene significado si la magnitud del vector representa una cantidad de varianza considerable. Teniendo en cuenta que la matriz de covarianza se formó con las series en orden sur-norte (Tabla III), un cambio de fase en sentido negativo indicará propagación hacia el norte, calculando un número de onda de acuerdo a $k_n(x) = \partial\beta_n(x)/\partial x$. La magnitud del coeficiente de expansión complejo definido como $A_n(t) = \sum Z(x, t) B_n(x)$ nos sitúa las señales de propagación en el tiempo obteniendo una frecuencia instantánea del cambio de fase de A_n como $\omega_n(t) = \partial A_n(t)/\partial t$.

Los semestres de verano de 1962 e invierno de 1965 se analizan por separado, debido a que son los semestres que tienen representación de toda la costa. Las matrices incompletas de los

semestres que no cuentan con la representación simultánea de las cinco estaciones, se agruparon en una matriz promedio de las matrices de verano, una matriz promedio de las matrices de invierno y una matriz promedio de todos los semestres de tal manera que se tiene en esas matrices promedio, la representación de las cinco estaciones. Para asegurar que los resultados de las funciones empíricas no fueran dominados por una variable en particular, lo cual sucede al estar expresadas en unidades que pueden agrandar las fluctuaciones en tiempo, se adimensionalizó la matriz de covarianza con un promedio espacio temporal de la varianza de cada variable.

Tabla III. Orden en que se colocaron las series de tiempo para formar la matriz de covarianza

z1 = serie U de Sc	z11=serie PNM de Mn
z2 = serie V de Sc	z12=serie NM de Mn
z3 = serie PNM de Sc	z13=serie U de Mz
z4 = serie Nm de Sc	z14=serie V de Mz
z5 = serie U de Ac	z15=serie PNM de Mz
z6 = serie V de Ac	z16=serie NM de Mz
z7 = serie PNM de Ac	z17=serie U de Gy
z8 = serie NM de Ac	z18=serie V de Gy
z9 = serie U de Mn	z19=serie PNM de Gy
z10 = serie V de Mn	z20=serie NM de Gy

Resultados

La distribución de la varianza en los diferentes modos (Figura 4) y la regla N de Preisendorfer *et al.* (1981), son una base para seleccionar los modos con significancia física. De estas figuras puede notarse que la varianza es mayor en invierno y la distribución de ésta se muestra con pendiente más marcada, lo cual nos proporciona menos modos significantes que en verano. La distribución de varianza para los casos restantes no se muestra aquí, pero el promedio de veranos es muy similar a este verano y el promedio de inviernos es similar a este invierno.

El giro horario de los eigenvectores del primer modo de verano de 1962 (Figura 5a), muestra una propagación en el nivel del mar hacia el norte con una longitud de onda del orden de 9 000 km. El campo de presión atmosférica se muestra en fase a lo largo de la costa. Se observa que el viento no es coherente con presión y nivel del mar. Nótese la respuesta inversa del nivel del mar a presión atmosférica (barómetro invertido) con un desfase de 180 grados entre los eigenvectores correspondientes. Esto es más evidente en las estaciones de Sc, Ac y Mn, y no sucede en las estaciones dentro del Golfo. En el segundo modo (no se muestran los eigenvectores aquí) el viento de Salina Cruz es lo más sobresaliente energéticamente, no mostrando coherencia con ninguna variable a lo largo de la costa.

En el semestre de invierno 1965 sólo el primer modo con 66% de la varianza se considera con sentido físico. Los eigenvectores (Figura 5b) muestran la dominancia de las variables en el Sc tal que viento y presión se encuentran en fase y 180 grados fuera de fase con nivel del mar. No existe coherencia de las variables de Sc con las variables a lo largo de la costa. Esto puede notarse de las series originales de este semestre (Figura 6).

Realizar este análisis con matrices promedio, tiene la desventaja de no poder calcular el coeficiente de expansión complejo dado que no se utilizan las series originales directamente. El desfase

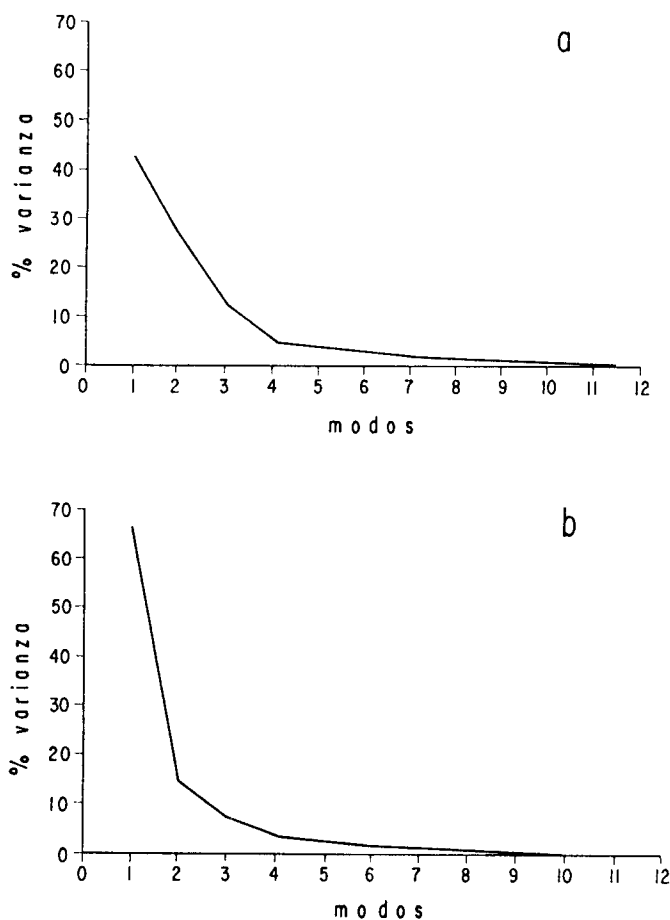


Fig. 4. Distribución de la varianza por modo para verano 1962 (a), e invierno 1965 (b).

de los eigenvectores de presión atmosférica del primer modo de promedios de veranos (Figura 7a) es pequeño, pudiera tratarse de un evento simultáneo a lo largo de la costa entre Ac y Gy. En nivel del mar se observa que la magnitud y fase de los eigenvectores decrece hacia el norte de Sc, con lo que se calcula una longitud de onda del orden de 9 400 km. Viento y presión atmosférica se encuentran en fase y 180 grados fuera de fase con nivel del mar en Sc. A lo largo de la costa, presión atmosférica y nivel del mar se encuentran aproximadamente 180 grados fuera de fase, mostrando nuevamente la respuesta del mar a presión atmosférica como un barómetro invertido. En el segundo modo (Figura 7b) los vientos de Sc y Mn son los de mayor intensidad a lo largo de la costa. La amplitud de los eigenvectores de presión atmosférica aumenta y la fase decrece hacia el norte al igual que en el primer modo calculando una longitud de onda del orden de 27 000 km. La fase de los eigenvectores del nivel del mar, decrece hacia el norte y sin considerar Sc debido a la poca amplitud del eigenvector, se calcula una longitud de onda del orden de 12 000 km. En este modo, presión y nivel del mar se encuentran casi 180 grados fuera de fase a lo largo de la costa excepto en Sc, y a diferencia del primer modo, en Sc presión y viento se encuentran 180 grados fuera de fase.

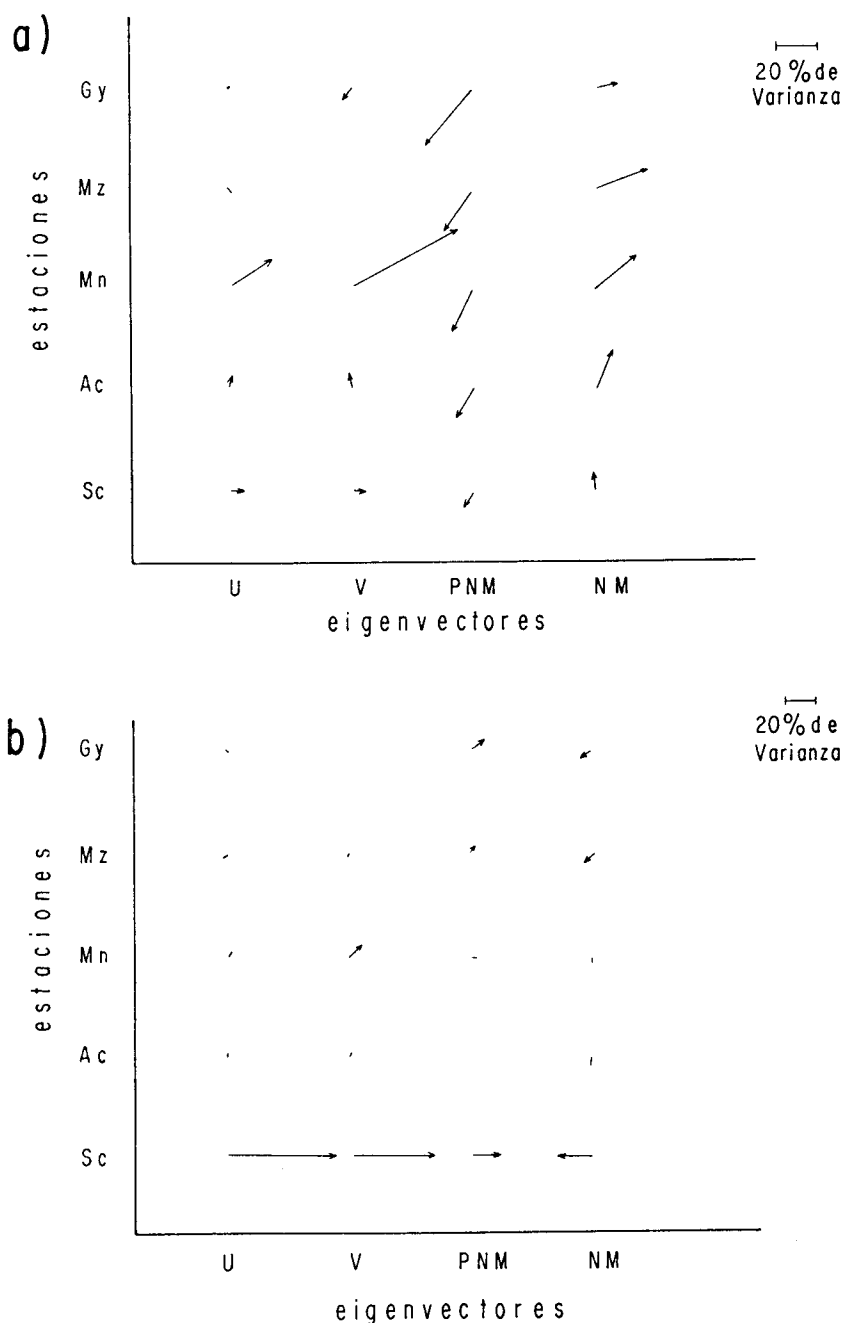


Fig. 5. a) Eigenvectores resultantes del primer modo de verano 1962. b) Eigenvectores del primer modo de invierno 1965.

En el primer modo el análisis de todos los semestres de invierno (Figura 8a), no existen evidencias de propagaciones en ninguna de las variables, sólo presión atmosférica es representativa siendo la magnitud de los eigenvectores muy similar a lo largo de la costa. El segundo modo (Figura 8b) tampoco muestra evidencias de propagación. Presión y nivel del mar se encuentran 180 grados fuera de fase a lo largo de la costa.

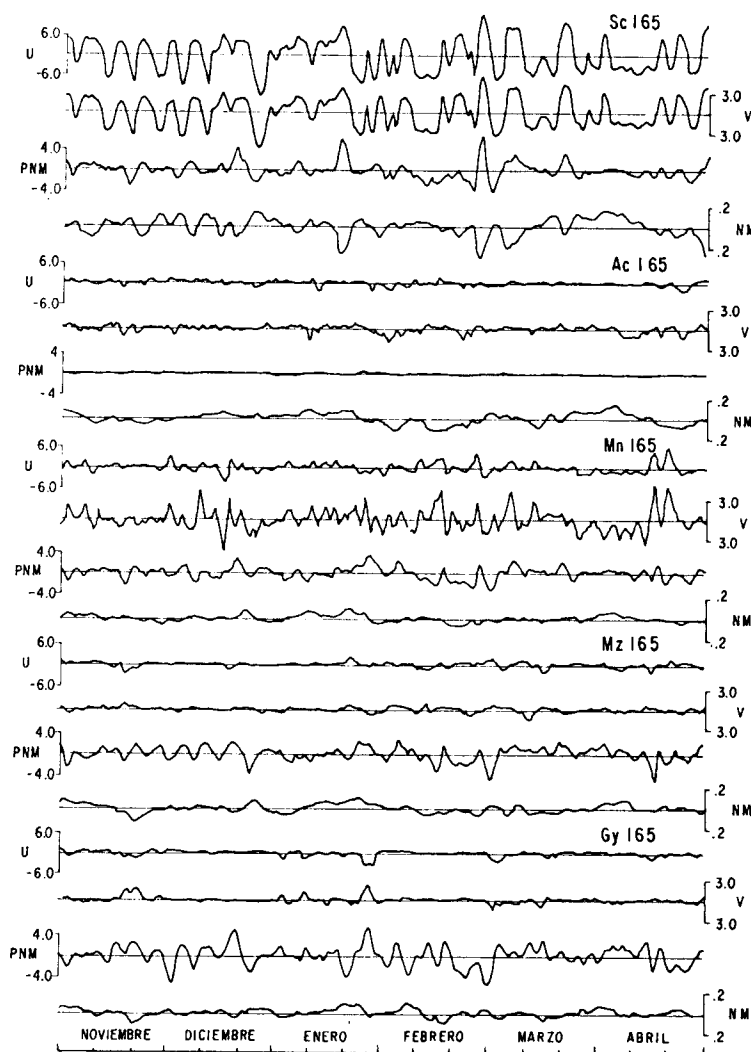
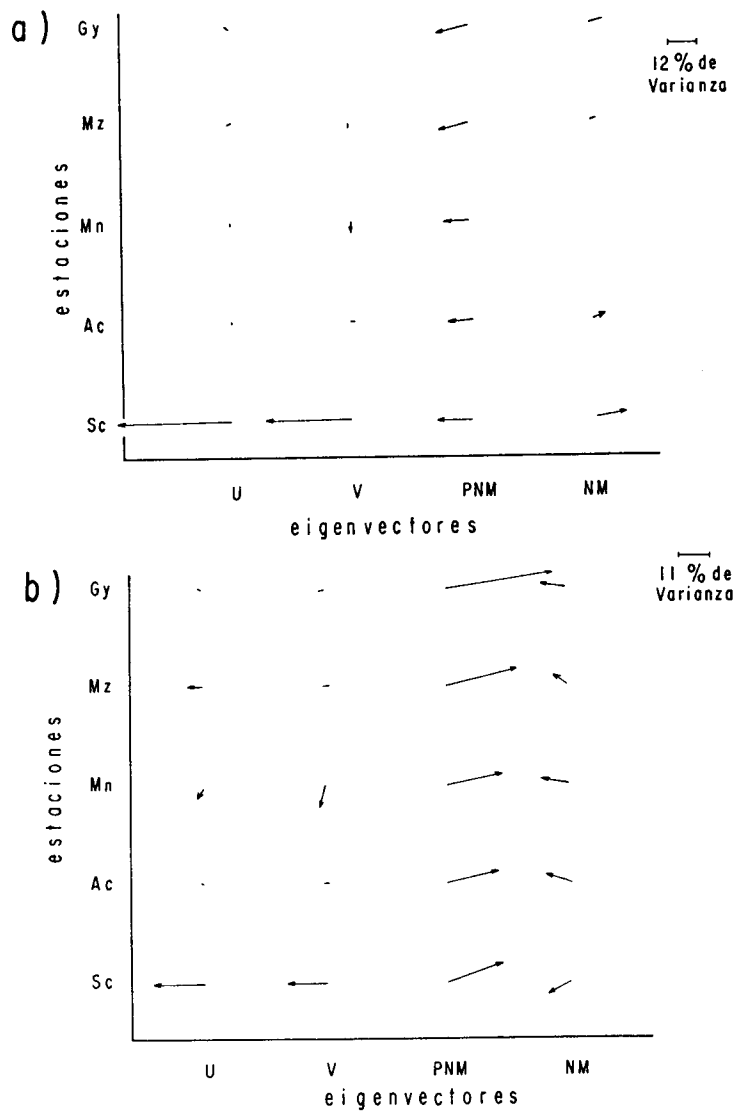
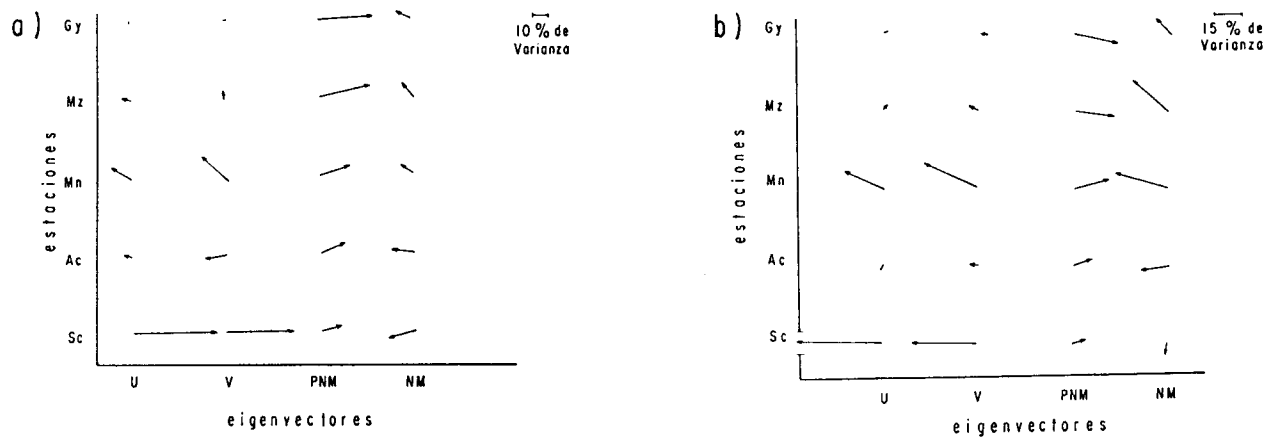


Fig. 6. Series de las cuatro variables en las cinco localidades que se utilizaron en el análisis de invierno de 1965. U y V en ms^{-1} , PNM en mb, NM en m.

Al analizar la matriz promedio de todas las matrices, el primer modo es parecido al primer modo del promedio de invierno (Figura 9a) sin mostrar evidencia de propagación y con la significancia sólo del campo de presión atmosférica a lo largo de la costa. En el segundo modo (Figura 9b), el desfase de los eigenvectores muestran una propagación del nivel del mar desde Sc a Mz y se calcula una longitud de onda del orden de 9 000 km, similar en longitud a la encontrada en el primer modo de verano 1962. Los eigenvectores de presión atmosférica muestran una propagación hacia el Norte, del mismo orden que se manifiesta en verano 1962. El tercer modo (Figura 9c) también muestra una propagación en la presión atmosférica del orden de 6 700 km desde Sc a Mz, y nivel del mar muestra una propagación de Ac y Gy del orden de 11 000 km.



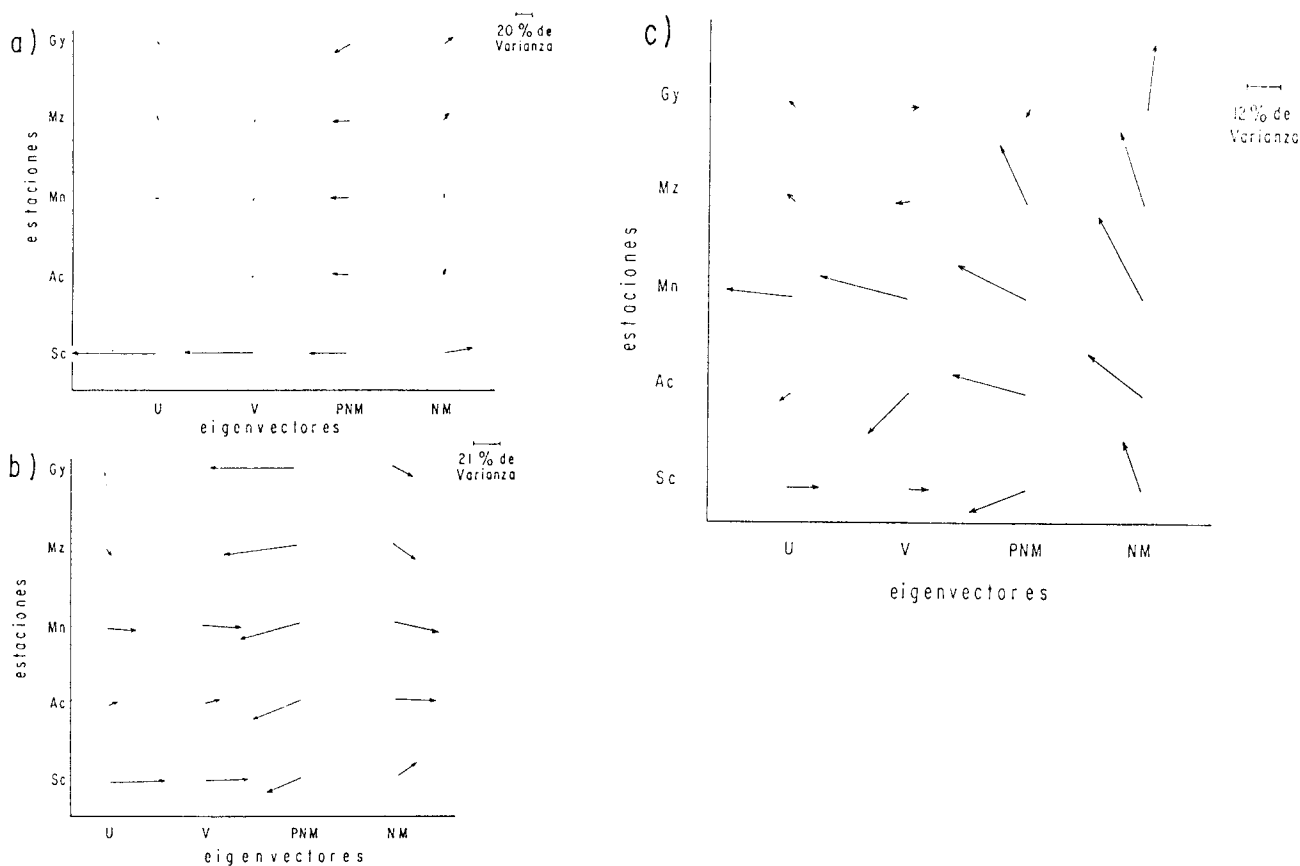


Fig. 9. Eigenvectores del primer modo a), segundo modo b) y tercer modo c) del promedio general.

Discusión

Tal como se había reportado por Christensen *et al.* (1983) y Enfield y Allen (1983), se encontró que existen propagaciones a lo largo de la costa occidental de México, aunque las longitudes de onda obtenidas por este método son mayores a las calculadas por estos autores. Estas propagaciones ocurren sólo en los semestres de verano; en dos casos se detecta un tipo de onda que viaja desde Sc a Mz, sin entrar al Golfo de California (no son detectadas en Gy), y en tres casos otro tipo de onda más larga que la anterior que viaja desde Ac a Gy.

Estos resultados de propagación en verano y no propagación en invierno se aprecian directamente en las series originales (Figuras 2 y 6). La señal detectada en el nivel del mar en la Figura 2 se propaga desde Ac a Gy, correspondiendo por lo tanto a la del primer modo de ese verano; las ondas de modos superiores no se observan en los datos originales. Si utilizamos el retraso en tiempo que se observa en el evento del mes de octubre de 1962 (del orden de 10 días) y la longitud de onda estimada en el primer modo de verano 1962, se obtiene una velocidad de propagación del orden de 13 ms^{-1} , la cual es aproximadamente tres veces mayor a la reportada por Christensen *et al.* (1983), para eventos en el nivel del mar.

La respuesta del océano al forzamiento atmosférico se observa tanto en los resultados del primer modo del FEOC (viento y presión en fase y nivel del mar 180 grados fuera de fase), como en las series de tiempo (Figura 6), particularmente en el caso de las series de Sc.

Encontramos una propagación de la señal de presión atmosférica hacia el Norte similar a la reportada por Gill (1977) en las costas de Africa, en el primer modo del verano de 1962 y el segundo modo de promedio general (desde Mn a Gy) y en el tercer modo de promedio de veranos y promedio general desde Sc a Mz. Las longitudes de onda estimadas son grandes en todos los casos (del orden de decenas de miles de kilómetros) y por lo tanto su significancia cuantitativa es dudosa. El resultado de tener longitudes de onda tan grandes, deriva del hecho de que existe poca diferencia de fase en los eigenvectores entre localidades, esto se aprecia en la Figura 2, notando eventos de baja presión alrededor del 2 de junio, 1o. de septiembre y 5 de octubre. Estas propagaciones se desplazan desde Ac a Gy en dos de los casos, y aparentemente desde Sc a Gy en un caso. Los resultados de analizar el semestre de verano de 1962, muestran que existen dos tipos de propagaciones, una de Mn a Gy y una de Sc a Mn, siendo éstas separadas en distintos modos. La ventaja que se obtiene al realizar este análisis, es la información adicional que se obtiene, a lo que objetivamente se puede observar en las series.

Conclusiones

Existen básicamente dos tipos de ondas en el nivel del mar, una que se propaga de Ac a Gy que no es generada por el viento de Ac. El otro tipo de onda se propaga de Sc a Mz, sin entrar al Golfo de California. Estas ondas no fueron generadas por los vientos 'Nortes' que ocurren en el istmo de Tehuantepec en esos meses. Las propagaciones en el nivel del mar, ocurren sólo en los meses de verano y esto es consistente en todos los veranos, y resulta de analizar un semestre en particular o un promedio de semestres. En invierno no existen señales de propagación en ninguna variable a lo largo de la costa. Existe propagación de bajos de presión atmosférica similar a lo reportado por Gill (1977) en la costa sur de Africa. El viento a lo largo de la costa, no es coherente con las propagaciones en nivel del mar. El método nos brinda una buena resolución cualitativa en cuanto hemos obtenido señales que se propagan hacia el polo en el nivel del mar, a lo largo de la costa de México, pero cuantitativamente, las longitudes de onda son grandes comparadas con lo estimado anteriormente por Christensen *et al.* (1983). Esta discrepancia con estudios anteriores puede ser debido a que en los registros existen varios eventos que se propagan, y también ocurren en bajos de presión atmosférica. El haber utilizado una banda de frecuencia ancha (.01-.25 cpd) contribuye también como fuente de error en las longitudes de onda estimadas.

Agradecimientos

Al Servicio Meteorológico Nacional, en especial al Ing. Jorge Romero Centeno y al Meteorólogo José Guadalupe Rosales Huerta por su enorme apoyo en la obtención de los datos meteorológicos. Al Ing. Francisco Grivel del Instituto de Geofísica de la UNAM, por su valiosa cooperación con los datos del nivel del mar.

REFERENCIAS

- Barnett, T. P., 1983. Interaction of the monsoon and Pacific trade wind system at interannual time scales. Part I: The Ecuatorial zone. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 756-773.
- Christensen, N., Jr., R. de la Paz and G. Gutiérrez, 1983. A study of sub-inertial waves off the west coast of Mexico. *Deep Sea Res.*, **30(8A)**, 835-850.
- Enfield, D. B. and J. S. Allen, 1983. The generation and propagation of sea level variability along the Pacific coast of Mexico. *J. Phys. Oceanogr.*, **13**, 1012-1032.
- Gill, A. E., 1977. Coastally-trapped waves in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **103**, 431-440.
- Groves, G. W., 1955. Numerical filters for discrimination against tidal periodicities. *Transactions of the American Geophysical Union*, **36(6)**, 1073-1084.
- Preisendorfer, R. W., F. W. Zwiers and T. P. Barnett, 1981. Foundations of principal component selection rules. SIO Ref. Ser. 81-4, Scripps Institution of Oceanography, La Jolla, Ca., 192 pp.
- Ramírez, I., 1985. Estudio de la variabilidad del nivel del mar, presión atmosférica y viento, en la costa occidental de México, desde 1952 a 1982. Tesis de Maestría. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, México, 94 pp.
- Wallace, J. M. and R. E. Dickinson, 1972. Empirical orthogonal representation of time series in the frequency domain. Part I: Theoretical considerations. *J. Appl. Meteor.*, **11(6)**, 887-892.