

VARIABILIDAD SINOPTICA TEMPORAL EN LAS  
CORRIENTES SUPERFICIALES FRENTE A  
BAJA CALIFORNIA

Tesis Profesional presentada a la Escuela Superior de  
Ciencias Marinas, Universidad Autónoma de Baja California.

Para Obtener el Título de:

OCEANOLOGO

Por:

Guillermo Gutiérrez de Velasco Sanroman.

Ensenada, Baja California. Septiembre de 1981.

#### AGRADECIMIENTOS:

Quiero expresar mi agradecimiento

Al Dr. Niels Christensen, Jr., por hacer posible este trabajo.

Al Cc. René De La Paz V., M.C. Luis Rok P., M.C. Luis Galindo R., M.C. José Gómez V., M.C. Adolfo González C., Cc. Francisco Ocampo, M.C. René Pinet P., por sus correcciones y sugerencias.

Al Sr. Manuel Santana R., por su asistencia técnica en la obtención de los datos.

Al Centro de Cálculo del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), por las facilidades prestadas en el procesamiento de los datos y edición del escrito.

Este trabajo fue hecho en la Sección de Mareografía del CICESE.



## INDICE

|       |                                    |    |
|-------|------------------------------------|----|
| 1.    | INTRODUCCION.                      | 1  |
| 1.1   | La Corriente de California.        | 2  |
| 1.2   | Ecuación de Movimiento.            | 4  |
| 1.2.1 | Aproximación Geostrofica.          | 6  |
| 1.3   | Nivel del Mar.                     | 7  |
| 1.4   | Antecedentes.                      | 10 |
| 2.    | DATOS.                             | 13 |
| 2.1   | Nivel del Mar.                     | 13 |
| 2.2   | Presión Atmosférica.               | 13 |
| 2.3   | Análisis Preliminar.               | 19 |
| 3.    | MÉTODOS.                           | 28 |
| 3.1   | Nivel del Mar.                     | 29 |
| 3.2   | Sistemas de Baja Presión.          | 29 |
| 3.3   | Presión Atmosférica.               | 32 |
| 3.4   | Descomposición Ortogonal Empírica. | 32 |
| 4.    | RESULTADOS.                        | 36 |
| 5.    | DISCUSION.                         | 48 |
| 6.    | CONCLUSIONES.                      | 53 |
| 7.    | REFERENCIAS.                       | 55 |

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 Localización del Área de estudio. (página 17)

Figura 2.1 Diagramas de Distribución de los datos de nivel del mar para el periodo de observaciones 75-76 en las estaciones: (A) Ensenada, B.C. (B) Cabo San Lucas, B.C.S. (página 22)

Figura 2.2 Diagramas de Distribución para los datos de presión atmosférica superficial en las posiciones geográficas 11, 2, 3 y 4. (A) Periodo de observaciones 58-59. (B) Periodo de observaciones 75-76. (página 23)

Figura 2.3 (A) Diagramas de Distribución para el gradiente de presión de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 58-59. (B) Diagramas de Distribución para el diámetro de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 58-59. (página 24)

Figura 2.4 (A) Diagramas de Distribución para la Latitud geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 58-59. (B) Diagramas de Distribución para la Longitud geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 58-59. (página 25)

Figura 2.5 (A) Diagramas de Distribución para el gradiente de presión de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76. (B) Diagramas de Distribución para el diámetro de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76. (página 26)

Figura 2.6 (A) Diagramas de Distribución para la Latitud geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76. (B) Diagramas de Distribución para la Longitud geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76. (página 27)

Figura 3.1 Representación de la distribución de presión en un sistema atmosférico de baja presión de acuerdo a la Ec.(3.2b). (página 35)

Figura 4.1 Velocidad superficial promedio entre Isla Guadalupe y Ensenada. (página 38)

Figura 4.2 Esfuerzo producido por los sistemas atmosféricos de baja presión. (página 39)

Figura 4.3 Velocidad producida por las diferencias de presión atmosférica a lo largo de la costa. (página 40)

Figura 4.4 Expansión en modos normales de las series de tiempo del esfuerzo producido por los sistemas atmosféricos de baja presión en el período de observaciones 58-59. (página 41)

Figura 4.5 Expansión en modos normales de las series de tiempo del esfuerzo producido por los sistemas atmosféricos de baja presión en el período de observaciones 75-76. (página 42)

Figura 4.6 Expansión en modos normales de las series de tiempo de la velocidad producida por las diferencias de presión superficial a lo largo de la costa en el período de observaciones 58-59. (página 43)

Figura 4.7 Expansión en modos normales de las series de tiempo de la velocidad producida por las diferencias de presión superficial a lo largo de la costa en el período de observaciones 75-76. (página 44)

Figura 4.8 Series de tiempo representativas de los fenómenos físicos analizados. (página 45)

Figura 4.9 Expansión en modos normales de las series de tiempo representativas de los fenómenos físicos analizados, período de observaciones 58-59. (página 46)

Figura 4.10 Expansión en modos normales de las series de tiempo representativas de los fenómenos físicos analizados, período de observaciones 75-76. (página 47)

## 1. INTRODUCCION.

El patrón general de las corrientes oceánicas es casi un sistema cerrado; llamado giro. Todo océano tiene un gran giro de corrientes centrado alrededor de las regiones subtropicales de cada Hemisferio (aproximadamente en  $30^{\circ}$  N y  $30^{\circ}$  S). En los océanos Atlántico Norte y Pacífico Norte, ocurren giros menores en las regiones subpolares y están centrados aproximadamente en  $50^{\circ}$  N. En el Hemisferio Sur, la deriva de los vientos Oeste alrededor del Continente Antártico conecta los sistemas de corrientes en cada una de las tres cuencas oceánicas que lo circundan.

Los giros subtropicales se extienden desde las zonas de calmas tropicales, hasta los cinturones de vientos prevalecientes del Oeste en las latitudes medias. En estos giros el flujo superficial es predominantemente anticiclónico y pueden ser diferenciadas cuatro corrientes en ellos. Los límites Norte y Sur de cada giro son marcados por corrientes aproximadamente Este-Oeste. Estas corrientes de océano abierto son unidas por corrientes de frontera que corren casi paralelas a las márgenes continentales, las cuales se caracterizan como fuertes y persistentes flujos hacia el Polo en el lado Oeste de los giros, y movimientos compensatorios de menor intensidad pero más amplia escala horizontal dirigidos hacia el Ecuador, en el lado Este.

El patrón general de las corrientes oceánicas es el resultado de la acción de las distintas fuerzas que actúan sobre todo el Océano como un sistema. En esta escala espacial, las características de la circulación oceánica son dominadas principalmente por la circulación atmosférica, a través del transporte de deriva por el viento. Regionalmente, cada sistema de corrientes tiene variaciones espaciales y temporales cuyas tendencias definen su patrón general de circulación.

Este trabajo es parte de un estudio para evaluar las corrientes superficiales frente a Baja California empleando métodos indirectos. Resultados previos indican la existencia de variaciones temporales en la corriente superficial, con periodos del orden de 15 a 30 días, cuyas causas no han sido comprendidas aún (Christensen y Rodriguez, 1979). Se pretende definir si estas variaciones temporales o 'eventos', como les

fenómenos en adelante, pueden atribuirse a determinados fenómenos físicos, utilizando la relación que guardan estos eventos en la corriente superficial entre Isla Guadalupe, B.C. y Ensenada, B.C. con: a) el paso de sistemas atmosféricos de baja presión, b) corrientes superficiales producidas por la distribución de presión atmosférica a lo largo de la costa, c) distribución de presión atmosférica entre Isla Guadalupe y Ensenada. Los parámetros que caracterizan los distintos fenómenos físicos se calculan a partir de las distribuciones de presión atmosférica superficial y del nivel del mar, de acuerdo con la dinámica de cada fenómeno. El análisis se efectúa por medio de una descomposición ortogonal empírica de las series de tiempo que representan los distintos fenómenos, con lo cual se agrupan las tendencias comunes de éstos en modos normales.

### 1.1 LA CORRIENTE DE CALIFORNIA.

En el Pacífico Norte, el Continente Americano bloquea completamente el transporte de deriva de los vientos Oeste, conocido como corriente del Pacífico Norte, una porción del cual gira hacia el Norte para alimentar la Corriente de Alaska y el resto se dirige hacia el Sur como Corriente de California.

La Corriente de California representa la corriente de frontera Este del giro subtropical en el Pacífico Norte, siendo un flujo con una componente prevaleciente hacia el Ecuador entre las latitudes 48 y 23 grados Norte a lo largo de la costa occidental de América, donde la masa de Agua Subártica converge con la masa de Agua Ecuatorial. El límite exterior de la Corriente de California está representado por la región de frontera entre la masa de Agua Subártica y la masa de Agua Subtropical y se localiza aproximadamente a 700 km. fuera de la costa, de acuerdo a las observaciones hechas por el Carnegie en 1929, el Louisville en 1936 y el Bushnell en 1939 (Sverdrup et al., 1942).

El volumen total transportado, estimado en base a datos hidrográficos, es del orden de los 15 Sverdrups (Wooster y Reid, 1963), y en vista de la gran amplitud de la corriente, no se encuentran grandes velocidades, excepto en zonas locales. La velocidad estimada a partir de cartas de deriva superficial y de topografía dinámica por Wooster y Reid (1963) es en promedio menor de medio nudo (25 cm/seg). Frente a Ensenada, B.C., Gómez (1980) encuentra que cerca de la costa la corriente superficial es más fuerte (14 cm/seg) en Primavera y más débil en Invierno; lejos de la costa, el flujo máximo (10 cm/seg), ocurre en Julio y el mínimo (4 cm/seg), en Enero.

Durante Primavera y Verano, prevalecen fuera de las costas de California y Baja California, vientos Norte-Noroeste, y alcanzan su máxima velocidad a alguna distancia fuera de la costa, dando incremento a las surgencias que generalmente comienzan en Marzo y continúan más o menos ininterrumpidamente hasta Julio. Durante toda la época de surgencias, fluye cerca de la costa, a profundidades bajo los 200 mts., una contracorriente subsuperficial que contiene considerables cantidades de Agua Ecuatorial (Sverdrup y Fleming, 1941).

Como la Corriente de California fluye hacia el Ecuador desde latitudes relativamente altas, sus aguas son de temperaturas menores que aquellas de latitudes comparables en la parte central del océano. Además, estacionalmente es introducida agua fría a lo largo de la costa por las surgencias. En la región frente a Ensenada, B.C., la temperatura superficial lejos de la costa fluctúa a la par con el ciclo de transferencia de calor, siendo baja en Febrero (15 °C), incrementándose en Primavera y alcanzando sus máximos valores en Verano y Otoño, para disminuir en Invierno (Gómez, 1980). Cerca de la costa, la temperatura superficial solo responde parcialmente al ciclo de transferencia de calor, siendo baja en Febrero (14 °C), decreciendo en Primavera debido a la intensificación de las surgencias y a la presencia de la corriente hacia el Sur, incrementándose en Otoño y regresando a los valores mínimos en Invierno; cerca del fondo la temperatura es mayor en Otoño por la intensificación de la contracorriente subsuperficial y alcanza sus mínimos valores en Primavera (Gómez, 1980).

En las regiones desde las que fluye la Corriente de California, la precipitación excede a la evaporación, de forma que sus aguas superficiales son relativamente menos salinas. La evaporación y mezcla conforme avanza el flujo tienden a incrementar la salinidad superficial; por otra parte, en la región de la Corriente de California la salinidad cerca de la costa se incrementa con la profundidad, por lo que, estacionalmente las surgencias contribuyen a incrementar la salinidad superficial (Wooster y Reid, 1963).

La estructura de densidad es casi paralela a la de temperatura, con las isopícnas ascendiendo hacia la costa, siendo la temperatura el factor predominante en las fluctuaciones de densidad. Normalmente, cerca de la costa las isopícnas someras forman una capa frontal inclinada hacia la superficie y las subsuperficiales se inclinan hacia abajo a medida que se acercan a la costa (Gómez, 1980). La distribución de densidad en las capas someras, con las isopícnas elevándose hacia la costa, indica un flujo geostrófico superficial hacia el Ecuador; la distribución de densidad en las capas subsuperficiales, con las isopícnas



hundriendose hacia la costa, es una estructura típica de densidad asociada con una corriente subsuperficial hacia el Polo.

Las isolíneas de oxígeno disuelto y fosfatos ascienden hacia la costa, donde son encontrados los valores superficiales más altos de fosfatos y los mínimos valores superficiales de oxígeno disuelto (Wooster y Reid, 1963). Lejos de la costa, la variación estacional del contenido de oxígeno disuelto en la superficie generalmente ocurre en respuesta al cambio estacional en temperatura; valores bajos de temperatura se correlacionan con valores altos de oxígeno disuelto. Durante todo el año los valores de oxígeno disuelto son más bajos cerca de la costa. Los valores bajos en la superficie se asocian a surgencias y los que ocurren a niveles subsuperficiales se relacionan con la intrusión de las aguas de la contracorriente subsuperficial (Gómez, 1980).

## 1.2 ECUACION DE MOVIMIENTO.

La formulación de los varios conjuntos de ecuaciones hidrodinámicas usadas en oceanografía para explicar las características de la circulación en el océano se realiza a partir de muy variados conceptos físicos. Algunos de estos conceptos son la aplicación de una de las leyes de Newton para un medio continuo (la segunda ley de movimiento), los tipos de fuerzas que pueden actuar en un fluido y la formulación de las condiciones iniciales y de frontera que especifiquen correctamente el problema tratado. Es también importante identificar las fuentes externas de energía que modifican la estructura de densidad del fluido, las coordenadas a considerar y las diferentes formas de expresar las ecuaciones.

Las principales fuerzas que actúan en el océano pueden dividirse en dos grupos:

### 1.- Fuerzas que Causan el Movimiento.

(a) Fuerzas de Gravedad: Actúan sobre la masa total del océano. incluyen la gravedad terrestre, la fuerza del gradiente de presión y las fuerzas de atracción debidas al Sol y a la Luna.

(b) Esfuerzo del Viento: Actúa primero en la frontera océano-atmósfera y sus efectos penetran después el cuerpo de agua. Puede ser tangencial (fricción) o normal (presión).

(c) Presión Atmosférica: Actúa en la frontera océano-atmósfera y es normal a ésta.

(d) Fuerzas Sísmicas: Actúan en la frontera tierra-océano producidas por los movimientos del fondo oceánico.

## 2.- Fuerzas que Resultan del Movimiento.

(a) Fuerza de Coriolis: Actúa sobre la masa total del agua en movimiento y es una fuerza aparente que desvía el movimiento de un cuerpo, cuando este movimiento es observado desde un sistema de coordenadas en rotación.

(b) Fricción: Actúa en las fronteras del océano oponiéndose al movimiento, o actúa dentro del océano haciendo más uniforme el movimiento. La fricción disipa la energía mecánica, convirtiendo la energía cinética del fluido en energía calorífica.

La segunda ley de movimiento de Newton -La fuerza resultante aplicada, por unidad de masa, es igual a la aceleración producida.- expresada en forma vectorial es utilizada para obtener las ecuaciones de movimiento en hidrodinámica. Esto es, en palabras:

$$\text{Aceleración} = (F.Presión + F.Coriolis + F.Gravedad + \text{Otras } F.) / \text{masa}$$

Esta ley es aplicada a un volumen continuo de fluido, tomando en cuenta que diferentes partes del fluido pueden moverse en direcciones diferentes en tiempos y posiciones diferentes, y que dos elementos distintos del fluido no pueden ocupar la misma posición en el mismo tiempo. Esta última condición se define por otra ecuación que establece la conservación de masa.

En un sistema cartesiano de coordenadas X,Y,Z, donde X es positiva hacia el Oeste, Y es positiva hacia el Sur y Z es positiva hacia arriba del nivel medio de las aguas; cuando los efectos de la viscosidad, las atracciones del Sol y la Luna y otras fuerzas externas son agrupadas en un solo término, la ecuación de movimiento o ecuación de conservación de momentum por unidad de masa, en forma vectorial, es:

$$DV/Dt = -(1/\rho) \nabla(P) + 2 \Omega \times V + G + F \quad (1.2a)$$

y la ecuación de continuidad:

$$-\nabla \cdot (\rho V) = \partial \rho / \partial t \quad (1.2b)$$



donde  $V$  es el vector de velocidad del fluido con componentes  $(u, v, w)$  a lo largo de los ejes de coordenadas  $X, Y, Z$  respectivamente;  $\Omega$  es el vector de rotación angular de la tierra con componentes  $(0, \omega \cos(\theta), \omega \sin(\theta))$  donde  $\omega$  es la velocidad angular de rotación terrestre y  $\theta$  es la latitud geográfica;  $G$  es el vector de gravedad terrestre y tiene componentes  $(0, 0, -g)$  donde  $g$  es la aceleración de la gravedad;  $P$  es la presión en el fluido;  $\rho$  es la densidad del fluido; el vector  $F$  incluye todas las fuerzas restantes que pueden actuar sobre el fluido, y tiene componentes  $(F_x, F_y, F_z)$ .

La ecuación de movimiento es muy rica en posibles soluciones, por lo cual debe utilizarse el criterio y la experiencia para simplificar las matemáticas y la física del problema, así como para preservar las características que corresponden a la realidad. De hecho, el formular un problema correctamente a menudo representa la mayor parte de su solución.

#### 1.2.1 Aproximación Geostrófica.

La aproximación geostrófica de la ecuación de movimiento es usada para describir la circulación oceánica a gran escala, donde el flujo puede ser considerado estacionario, sin fricción y gobernado solo por el balance entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis.

La ecuación geostrófica puede ser derivada directamente de la ecuación de movimiento, que expresada en sus componentes es:

$$\begin{aligned} Du/Dt &= -(1/\rho)(\partial P/\partial x) + 2\omega \sin(\theta)v + 2\omega \cos(\theta)w + F_x \\ Dv/Dt &= -(1/\rho)(\partial P/\partial y) - 2\omega \sin(\theta)u + F_y \\ Dw/Dt &= -(1/\rho)(\partial P/\partial z) + 2\omega \cos(\theta)u - g + F_z \end{aligned} \quad (1.2.1a)$$

Suponiendo:

- (a) El flujo es estacionario.  $(Du/Dt) = (Dv/Dt) = (Dw/Dt) = 0$
- (b) Solo existen la fuerza del gradiente de presión y la fuerza de Coriolis.  $F_x = F_y = F_z = 0$
- (c) La velocidad vertical es pequeña y puede ser despreciado el término  $2\omega \cos(\theta)w$ .

(d) La componente vertical de la fuerza de Coriolis,  $2\omega \cos(\theta)u$ , es muy pequeña comparada con la aceleración de la gravedad; para  $u=25.0$  cm/seg,  $\theta=45^\circ$ , el valor de esta componente es  $2.6E-03$  cm/seg<sup>2</sup>, por lo cual puede ser eliminada, quedando el fluido en balance hidrostático.

Entonces, las ecuaciones (1.2.1a) quedan expresadas como:

$$\begin{aligned} -(1/\rho)(\partial P/\partial x) + f v &= 0 \\ -(1/\rho)(\partial P/\partial y) - f u &= 0 \\ -(1/\rho)(\partial P/\partial z) - g &= 0 \end{aligned} \quad (1.2.1b)$$

donde  $f = 2\omega \sin(\theta)$ , es conocido como parámetro de Coriolis. La componente vertical en (1.2.1b), describe el equilibrio hidrostático en el fluido; las componentes horizontales describen el llamado Equilibrio Geostrófico, entre la fuerza del gradiente de presión y la fuerza debida a la rotación de la tierra. Combinando las componentes horizontales obtenemos una expresión general de la ecuación geostrófica:

$$f V = (1/\rho)(\partial P/\partial \eta) \quad (1.2.1c)$$

donde  $V^2 = u^2 + v^2$ , y  $\eta$  es un versor perpendicular a la dirección del gradiente de presión.

La ecuación geostrófica es utilizada para inferir corrientes debido a que obtener mediciones directas en cantidad suficiente es muy costoso y técnicamente presenta muchas dificultades. Además, las corrientes geostróficas contribuyen hasta en un 92 por ciento a las corrientes observadas (Bryden, 1977). Debe enfatizarse que el balance geostrófico funciona para corrientes con escalas amplias de longitud y tiempo, de centenas de kilómetros y de meses respectivamente.

### 1.3 NIVEL DEL MAR.

La elevación de la superficie del mar, respecto de un nivel de referencia dado, varía continuamente debido a cambios en las propiedades físicas y en la dinámica de las masas de agua. Los principales agentes responsables de estos cambios son:

Marea Astronómica. - La marea astronómica se manifiesta

en el océano como una onda, provocada por las atracciones gravitacionales entre la Tierra y diferentes cuerpos en el espacio. Para casi cualquier propósito, solo las contribuciones del Sol y la Luna son tomadas en cuenta pues las contribuciones de otros cuerpos celestes son muy pequeñas. La marea astronómica puede ser representada como una suma de oscilaciones armónicas de la superficie del mar, donde cada armónico está asociado con una frecuencia real y representa las variaciones periódicas de las fuerzas gravitacionales, debidas a cambios relativos de posición en el sistema Tierra-Luna-Sol. Las principales frecuencias empleadas para representar la onda de marea corresponden a los siguientes períodos: un día, período de rotación de la Tierra; un mes, período del movimiento orbital de la Luna; un año, período del movimiento orbital de la Tierra; 8.85 años, período del perigeo lunar; 18.61 años, período de regresión de los nodos lunares; 20,900.0 años, período del perigeo solar.

Ondas Oceánicas.— La evolución del océano puede representarse en gran parte mediante una superposición lineal de ondas dentro de un amplio rango de escalas espacio-temporales, donde las características de cada onda posible dependen del agente que modifica el estado del océano y de las propiedades del modelo con que es descrito el sistema. Es decir, que a partir de las ecuaciones de movimiento y condiciones de frontera apropiadas, para un modelo oceánico dado, podemos obtener una ecuación de onda que describa el campo de velocidades del sistema, cuya solución es una onda (o superposición lineal de ondas) caracterizada por la velocidad de propagación de las perturbaciones, su amplitud, fase y frecuencia.

Podemos distinguir dos tipos generales de ondas oceánicas: Ondas Libres y Forzadas. Ambos tipos obedecen una ecuación de onda de primer orden:

$$\partial \xi / \partial t - C (\partial \xi / \partial Y) = \gamma C \quad (1.3a)$$

donde  $t$  representa el tiempo;  $Y$  es la coordenada a lo largo de la costa, positiva hacia el Ecuador;  $C$  es la velocidad de fase de la onda;  $\xi$  es la variable independiente; el término  $\gamma$  es igual a cero para las Ondas Libres, y es una función de los agentes externos que perturban el océano para el caso de las Ondas Forzadas.

Las Ondas Libres,  $\gamma=0$ , son generadas por las fuerzas restitutivas en el océano y pueden ser: Compresionales (Compresibilidad); Gravitatorias (Atracción Terrestre); Inerciales (Rotación Terrestre); Planetarias (Esfericidad Terrestre). Las Ondas Forzadas son generadas por agentes

externos al océano como los atmosféricos, astronómicos y la radiación solar.

Tsunamis.— Los Tsunamis son fenómenos transitorios provocados por movimientos del fondo oceánico, se manifiestan como ondas que se propagan radialmente desde su fuente con periodos del orden de decenas de minutos; en mar abierto, estas ondas tienen una amplitud de pocos decímetros, pero al alcanzar la costa su amplitud puede sobrepasar los 15 metros, dependiendo ésto de la topografía cerca de la costa.

Presión Atmosférica.— La superficie del mar responde a los cambios en la presión atmosférica de forma análoga a un barómetro invertido. Dado que en un océano en reposo las superficies isobáricas deben ser superficies de nivel, la superficie del mar debe ser más alta, respecto a una superficie isobárica dada, en regiones de menor presión atmosférica, y más baja en regiones de mayor presión atmosférica. De acuerdo con esto, a una profundidad constante,  $h$ , la presión en el agua,  $P_h$ , es constante y puede expresarse como:

$$P_h = P_a + \rho g (h + H) \quad (1.3b)$$

donde  $P_a$  es la presión atmosférica,  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $\rho$  es una densidad constante típica del agua, y  $H$  es la elevación o depresión de la superficie del mar. Entonces, la inclinación de la superficie del mar a lo largo de una distancia horizontal  $dx$ , es:

$$\partial H / \partial x = -(1/\rho g)(\partial P_a / \partial x) \quad (1.3c)$$

La inclinación de la superficie del mar en una dirección dada es proporcional a la variación de la presión atmosférica en la misma dirección. El factor  $(1/\rho g)$  para el agua de mar, en unidades cgs, es aproximadamente 0.001 y (1.3c) puede escribirse como:  $\Delta H = -0.001 \Delta P_a$ , si expresamos la presión en milibares tenemos:

$$\Delta H \text{ [cm]} = -\Delta P_a \text{ [mb]} \quad (1.3d)$$

es decir que, para cualquier propósito práctico, el aumento de un milibar en la presión atmosférica causa una disminución de un centímetro en el nivel del mar, y viceversa.

Corrientes Oceánicas.— Los océanos están de hecho en una

condición baroclínica y en movimiento. Los grandes movimientos oceánicos pueden ser considerados estacionarios y en equilibrio geostrófico. Un flujo geostrófico a lo largo de la costa, requiere una elevación de la superficie del mar hacia la costa cuando el flujo se dirige hacia el Polo, y una elevación de la superficie del mar hacia afuera de la costa cuando el flujo se dirige hacia el Ecuador.

Las corrientes de deriva generadas por el viento producen también ascensos y descensos del nivel del mar. La fricción del viento sobre la superficie del mar produce un transporte de agua en la dirección del viento, que es desviado de esta dirección por la fuerza de Coriolis. La fuerza de Coriolis desvía el transporte hacia la derecha (izquierda) de la dirección del viento en el Hemisferio Norte (Sur). Cuando la dirección del viento es paralela a la costa, la corriente de deriva fluye perpendicular a ésta, provocando en el Hemisferio Norte (Sur), un ascenso (descenso) en el nivel del mar, cuando la costa está a la derecha de la dirección del viento y un descenso (ascenso) del nivel del mar, cuando la costa está a la izquierda.

Las variaciones del nivel del mar provocadas por las corrientes de deriva por el viento, asociado a depresiones atmosféricas, representan después de la marea astronómica la mayor contribución a los cambios del nivel del mar.

#### 1.4 ANTECEDENTES.

Nivel del Mar. - Los cambios del nivel del mar se clasifican generalmente en función de los factores que los producen. Lizitzin (1974) resume las diferentes formas en que se han clasificado estos cambios: Nomitsu y Okomoto en 1927 discuten las variaciones del nivel del mar alrededor de Japón, dividiendo sus causas en dos grupos. El primer grupo se refiere a las causas internas, incluyendo cambios en las propiedades del agua de mar como temperatura y salinidad. El segundo grupo se refiere a los factores externos, incluyendo la presión atmosférica, el esfuerzo del viento y la rotación de la tierra; Hela en 1944 considera también dos grupos de cambios. El primero se refiere a las causas internas e incluye los cambios en las propiedades físicas del agua de mar. El segundo grupo considera las causas externas tomando en cuenta los efectos de la marea astronómica, presión atmosférica, vientos, precipitación, descarga de los ríos y transporte de masas de agua; Dietrich en 1954 divide las variaciones del nivel del mar en tres sistemas. El primero cubre el efecto de los cuerpos astronómicos. El segundo concierne al océano, la corteza terrestre y los cambios en la

topografía del fondo oceánico. El tercer sistema corresponde a las interacciones océano-atmósfera; Galerkin en 1960 considera tres grupos de cambios del nivel del mar. El primero toma en cuenta el efecto de los cambios en las propiedades físicas del agua de mar. El segundo cubre las fluctuaciones en la cantidad de agua y el tercer grupo incluye los efectos de la presión atmosférica, el esfuerzo del viento y la fuerza de Coriolis.

Esfuerzo del Viento. - El esfuerzo del viento,  $\tau$ , se expresa generalmente en términos de un coeficiente de resistencia,  $K$ , y la velocidad del viento,  $V$ , como:

$$\tau = \rho' K V^2 \quad (1.4a)$$

donde  $\rho'$  es la densidad del aire. Esta ecuación está basada en un razonamiento hidrodinámico y el valor de  $K$  depende de las características hidrodinámicas bajo la capa superficial. Para un flujo sobre superficies de agua, se debe considerar el hecho de que la rugosidad de la superficie del mar puede variar con la velocidad del viento (oleaje). Así,  $K$  no se considera como una constante, sino como una función de la velocidad del viento. Cuando es aplicada al esfuerzo del viento en la superficie del agua, la Ec.(1.4a) puede entonces expresarse en la forma:

$$\tau = \rho' K(V) V^2 = \rho' K^0 V^n \quad (1.4b)$$

donde  $K^0$  es una constante, y el exponente  $n$  puede ser diferente de 2. Si expresamos  $K(V)$  de acuerdo con (1.4b),

$$K(V) = \tau / (\rho' V^2) \quad (1.4c)$$

observamos que existe una considerable discrepancia entre la velocidad del viento y el coeficiente  $K(V)$ , especialmente a bajas velocidades. Basado en observaciones de la pendiente de la superficie del mar, Neumann(1948) (citado por Neumann y Pierson, 1966) sugiere un coeficiente  $K(V) = 0.009 V^{1/4}$ , donde  $V$  está dada en mts./seg. Sin embargo, considerando las dificultades involucradas y debido a la discrepancia entre los resultados obtenidos por diferentes métodos, generalmente es empleada la Ley Cuadrática Ec.(1.4a). Esta ecuación fué primeramente derivada por Ekman en 1905 (citado por Sverdrup et al., 1942) en un estudio de la inclinación de la superficie del mar durante una tormenta en el Báltico en 1872. Ekman obtuvo un valor de  $K=0.0026$  para velocidades de viento



alrededor de 20 mts./seg y una altitud de 15 mts.; en un estudio similar, Palmén y Laurila(1938) (citado por Sverdrup et al., 1942) obtienen un valor de  $K=0.0024$ ; y Hela(1948) (citado por Neumann y Pierson, 1966) obtiene  $K=0.0019$ . Estos resultados apoyan la conclusión de que con vientos moderados y fuertes, el esfuerzo del viento es proporcional al cuadrado de la velocidad del viento.

Ondas de Período Largo.— El cuadro teórico de la respuesta del sistema costero al paso de perturbaciones atmosféricas sobre el océano emerge al presente de tres grupos de estudios: (a) Modelos que consideran un océano estratificado con un fondo plano y una costa vertical como frontera Este. (b) Modelos que consideran un océano homogéneo con una topografía típica de la plataforma y pendiente continentales. (c) Modelos que consideran un océano estratificado con una topografía típica de la plataforma y pendiente continentales. En los tres casos, los modelos satisfacen una ecuación de onda forzada de primer orden, Ec.(1.3a), cuyas soluciones en términos de modos normales son ondas atrapadas en la costa que se propagan hacia las regiones polares.

En el primer caso la solución resulta en una respuesta baroclínica, la cual involucra ondas internas de Kelvin en una región angosta sobre la plataforma y cerca de la costa. Los modelos teóricos en este caso son situaciones ideales en los cuales se incluye una costa vertical y un fondo plano, o casi plano, en la región cercana a la costa (Charney, 1955; Csanady, 1968; Moore, 1968; Walin, 1972; O'Brien y Horlburt, 1972; Allen, 1973; Gill y Clarke, 1974). De acuerdo a estos estudios, para ondas ecuatoriales incidentes en una frecuencia particular, las ondas resultantes atrapadas en la costa que se propagan fuera de la región ecuatorial son ondas internas de Kelvin. Estas ondas se propagan hacia los Polos a lo largo de la costa de forma no dispersiva, con una velocidad  $C^n = (gHn)^{1/2}$  (donde  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $Hn$  es la profundidad equivalente) y con una pequeña inclinación de las líneas de fase con respecto de la costa, debido al efecto de la fuerza de Coriolis. La escala de las ondas fuera de la costa está dada por el radio interno de deformación de Rossby  $\delta r = C^n / f$ , donde  $f$  es el parámetro de Coriolis. Cerca del Ecuador ( $f \rightarrow 0$ ;  $\delta r \rightarrow \infty$ ), la región de las ondas internas de Kelvin colinda con el canal de ondas ecuatorial. Observaciones de campo (Moore y Allen, 1973; Walin, 1972; Smith, 1974; Huyer, 1973) han mostrado resultados acordes a estos modelos.

El segundo caso resulta en una respuesta barotrópica, la cual involucra ondas de la plataforma en una región ancha sobre la plataforma y pendiente continentales. La variación de profundidad en la plataforma y pendiente provee un

mecanismo para la existencia de ondas de periodo largo, estas ondas topográficas de Rossby se deben esencialmente al cambio de vorticidad potencial cuando elementos del fluido son desplazados hacia arriba o hacia abajo por una pendiente (Longuet-Higgins, 1968) y son generadas principalmente por el viento y la presión atmosférica (Adams y Buchwald, 1969). Estas ondas son atrapadas en la costa y se propagan con la costa a su derecha en el Hemisferio Norte y a su izquierda en el Hemisferio Sur (en la misma forma que las ondas de Kelvin). Este tipo de ondas ha sido estudiado teóricamente por Robinson (1964), Mysak (1967), Buchwald y Adams (1968), Adams y Buchwald (1969), Gill y Schumann (1974). Evidencia sobre la existencia de estas ondas, basada en observaciones de campo ha sido reportada por Hamon (1966), Mooers y Smith (1968), Cartwright (1969), Mysak y Hamon (1969), Cutchin y Smith (1973).

La solución para el tercer grupo de estudios no es más una onda de la plataforma o una onda interna de Kelvin, sino una combinación lineal de ambos tipos de ondas. Han sido teóricamente descritas por Mysak (1967), Gill y Clarke (1974), Kajiiura (1974), Allen (1975), Wang (1975a,b), Clarke (1975) y Allen y Rommea (1980). Se asume en estos modelos que la escala de variación de las ondas a lo largo de la costa,  $\delta y$ , es mucho mayor que el ancho de la región plataforma-pendiente continentales,  $L_c$ . Consecuentemente, todas las ondas resultantes tienen un carácter no dispersivo. Para la mayoría de los valores del parámetro de Coriolis,  $f$ , la solución de la ecuación de onda por medio de autovectores consiste en una onda interna de Kelvin y un grupo infinito de ondas de la plataforma continental, cuya estructura depende de la razón  $\delta r/L_s$ , donde  $\delta r$  es el radio interno de deformación de Rossby definido anteriormente y  $L_s$  es el ancho de la Plataforma Continental. Para  $\delta r/L_s \gg 1$ , las ondas de la plataforma son ondas atrapadas en el fondo; mientras que para  $\delta r/L_s \ll 1$ , son ondas barotrópicas. La velocidad,  $C^n$ , para las ondas de la plataforma varía linealmente con  $f$ , pero la velocidad,  $C^0$ , de la onda interna de Kelvin es independiente de  $f$ . La fuerza de mezcla entre los dos tipos de ondas (Allen, 1975) depende del parámetro  $\beta = \delta r/\delta b$ , donde  $\delta b$  es una escala espacial para la topografía del fondo en las márgenes continentales, la cual es más importante que  $L_s$  para ondas atrapadas en la costa, y se define como:  $\delta b = h/h_x$ , donde  $X$  es la coordenada normal a la costa,  $h$  es la profundidad como una función de  $X$ , y el subíndice  $x$  denota diferenciación con respecto a esta cantidad. Si aproximamos  $\delta b = h \Delta x/\Delta h$ , observamos que  $\delta b$  es esencialmente la distancia  $X$  sobre la cual el cambio en la profundidad es de la misma magnitud que la profundidad misma. Si el ancho de la región plataforma-pendiente continentales es pequeño comparado con la escala de las ondas fuera de la costa, debe esperarse que la pendiente continental tenga poco efecto en los procesos de transmisión y reflexión de las



ondas. Para una onda interna de Kelvin debe esperarse que cuando  $\delta r$  disminuye de magnitud hasta el punto donde es similar a  $\delta b$ ,  $\beta=O(1)$ , los efectos de la topografía del fondo en la pendiente continental serán tan importantes como aquellos debidos a la estratificación de densidad. Cuando este es el caso, la estructura de la onda interna de Kelvin puede ser modificada en un tipo más general de onda atrapada en la costa (Allen, 1975; Wang y Mooers, 1976). Además, en latitudes medias,  $\delta r=10-15\text{Km.}$ , observaciones y argumentos físicos indican que perturbaciones baroclínicas, si tienen forma similar a ondas internas de Kelvin, son afectadas desfavorablemente por grandes inhomogeneidades en el campo de densidad, por las relativamente grandes corrientes observadas cerca de la costa, o por la irregular topografía en la plataforma continental. Como resultado, perturbaciones baroclínicas atrapadas en la costa pueden propagarse eficientemente de la región Ecuatorial hacia las latitudes medias donde toman la forma de ondas barotrópicas de la plataforma y continúan propagándose hacia el Polo de esta forma. Este argumento es reforzado por Allen y Romnes (1980), quienes muestran que el flujo de energía a lo largo de la costa es constante para cada autovector, y conforme  $f$  se incrementa con la latitud hasta valores críticos  $f=f_{cn}$ , donde  $C$  se aproxima a  $C^0$ , las velocidades de fase y los autovectores varían de forma que representan un tipo diferente de ondas después del valor crítico  $f_{cn}$ .

Corrientes Oceánicas. El esquema general de circulación de las aguas superficiales en los océanos ha sido revelado gradualmente desde la primera compilación de observaciones de deriva de las embarcaciones marinas, hecha a principios de la década de 1840 por Matthew Fontaine Maury (1806-1873), considerado como el padre de la oceanografía moderna. Maury sintetizó datos de muchos años de observaciones hechas a bordo de embarcaciones, para producir cartas de vientos y corrientes superficiales de cada mes del año.

La investigación científica de las corrientes de frontera Este comenzó ya bien avanzado el presente siglo. A principios de la década de 1940, la Corriente de California había sido estudiada de forma descriptiva con cierto detalle por los cruceros oceanográficos del Bluefin y el E.W. Scripps (Sverdrup y Fleming, 1941; Tibby, 1941). Munk (1950) propone un modelo de circulación oceánica de deriva por el viento. En este modelo son derivadas líneas de corriente de transporte de masa a partir de una ecuación de vorticidad integrada verticalmente, la cual relaciona la vorticidad planetaria, el rotacional del esfuerzo del viento sobre la superficie del mar y el rotacional del esfuerzo lateral. Las soluciones de este modelo concuerdan con muchas de las características generales de la circulación oceánica. Sin embargo, las mayores investigaciones teóricas se han

concentrado en el proceso de surgencias costeras, una característica básica de las corrientes de frontera Este, comenzando por los trabajos de Defant en 1952, Hidaka en 1954, Yoshida en 1955 y Yoshida y Mao en 1957, citados por Neumann y Pierson (1966). El conocimiento descriptivo de la porción Este del Pacífico Norte ha avanzado grandemente por las mediciones mensuales de la California Cooperative Oceanic Fisheries Investigation (CALCOFI) desde 1949, por los cruceros oceanográficos de las universidades de Oregon y Washington y del grupo oceanográfico del Pacífico de Canada.

El balance geostrófico en las ecuaciones horizontales de momentum es utilizado desde hace tiempo para inferir corrientes a partir de mediciones de temperatura y salinidad. Sin embargo han sido pocas las comparaciones efectuadas entre corrientes medidas e inferidas. La comparación clásica fué hecha por Wüst en 1924 (citado por Bryden (1977)) para corrientes en el estrecho de Florida, encontrando una discrepancia promedio de 9 cm/seg o 18 por ciento entre las corrientes observadas y geostróficas. Otras comparaciones hechas por Von Arx, the International Ice Patrol y la expedición Meteor, muestran discrepancias alrededor de 15 por ciento (Von Arx, 1962). En las mediciones recientes de corrientes, ha sido común notar una concordancia general entre las corrientes observadas y las geostróficamente inferidas, Swallow(1971) encontró una discrepancia dentro de los 0.9 cm/seg o 12 por ciento para corrientes centro-oceánicas en el Atlántico, y Bryden(1977) encuentra que las corrientes geostróficamente inferidas contribuyen en un 92 por ciento a las corrientes observadas.

Aunque en términos generales han quedado establecidas las características de la circulación en la Corriente de California y los mecanismos que la gobiernan, aún no se comprenden completamente sus variaciones espaciales y temporales. Christensen y Rodriguez (1979) han analizado las variaciones temporales de la Corriente de California entre Isla Guadalupe, B.C., situada aproximadamente en el eje de la corriente a 300 km. de la costa sobre los 29 grados de Latitud Norte, y el puerto de Ensenada, B.C. (Figura 1.1). Utilizaron las variaciones de nivel del mar entre ambas estaciones para calcular la corriente geostrófica superficial. Los resultados muestran que la variabilidad de la corriente presenta eventos significativos en tres escalas de tiempo: períodos estacionales, períodos de 15-30 días y períodos de 5-7 días. Los eventos con períodos estacionales encuentran su explicación en el ciclo anual de calentamiento en la atmósfera y los eventos de 5-7 días son generados por los vientos locales. Los eventos de 15-30 días tienen las mayores amplitudes, siendo éstas en ocasiones de la misma magnitud que el flujo promedio, y no se encuentra una contraparte en el clima local, lo que sugiere que deben ser producidos por

fenómenos con una escala oceánica más amplia.

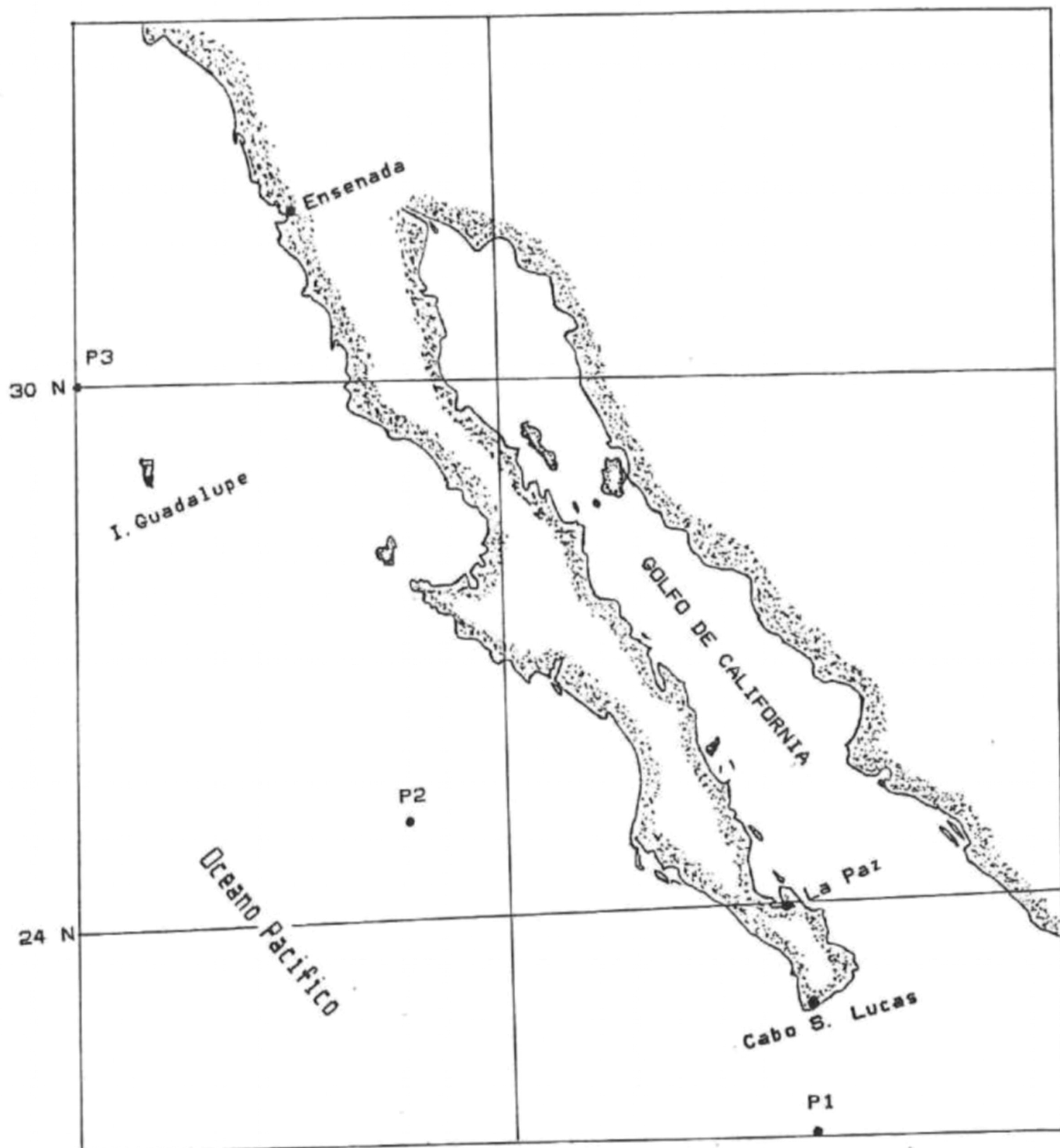


Figura 1.1 Localización del área de estudio.

## 2. DATOS.

Los distintos fenómenos que deseamos relacionar se estudiaron por medio de series de tiempo que los describen, de acuerdo a su dinámica, a partir de parámetros físicos sobre los cuales se puede obtener información en forma sencilla y durante períodos de tiempo suficientemente prolongados. Fueron empleados datos de nivel del mar y presión atmosférica superficial, formandose series de tiempo para dos períodos de observaciones:

- I.- 9 de Junio de 1958 - 2 de Enero de 1959.
- II.- 19 de Noviembre de 1975 - 11 de Junio de 1976.

### 2.1 NIVEL DEL MAR.

Se emplearon los registros horarios de cuatro estaciones mareográficas (Fig. 1.1) para este trabajo.

- |                           |                       |
|---------------------------|-----------------------|
| a) Ensenada, B.C.         | (31° 50'N, 116° 50'W) |
| b) Isla Guadalupe, B.C.   | (28° 53'N, 118° 18'W) |
| c) La Paz, B.C.S.         | (24° 10'N, 110° 20'W) |
| d) Cabo San Lucas, B.C.S. | (22° 53'N, 109° 54'W) |

Los datos de Ensenada, La Paz y el período 58-59 para Isla Guadalupe fueron proporcionados por el Instituto de Geofísica de la U.N.A.M.; los registros de Isla Guadalupe para el período 75-76 y Cabo San Lucas fueron proporcionados por el C.I.C.E.S.E. Todos estos datos se dan en pies, con referencia al cero de cada estación.

### 2.2 PRESION ATMOSFERICA.

Series de tiempo de presión atmosférica superficial fueron obtenidas para las siguientes localidades (Fig.1.1):

- |                    |                       |
|--------------------|-----------------------|
| (a) Ensenada, B.C. | (31° 50'N, 116° 50'W) |
|--------------------|-----------------------|

|                          |                       |
|--------------------------|-----------------------|
| (b) Isla Guadalupe, B.C. | (28° 53'N, 118° 18'W) |
| (c) P1                   | (20°N, 110°W)         |
| (d) P2                   | (25°N, 115°W)         |
| (e) P3                   | (30°N, 120°W)         |
| (f) P4                   | (35°N, 125°W)         |

(g) También se obtuvieron series de tiempo del gradiente de presión, diámetro y posición geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión desarrollados frente a la costa Oeste de Norte América en un área comprendida de los 15 a los 60 grados de Latitud Norte y de los 105 a los 170 grados de Longitud Oeste.

Los datos de Ensenada e Isla Guadalupe para el período 58-59 son mediciones de sensores de presión, proporcionadas por el Servicio Meteorológico Nacional, dependiente de la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos de México; para el período 75-76 se utilizaron datos obtenidos de los mapas sinópticos de presión superficial de la National Oceanic and Atmospheric Administration, E.U.A.

La presión atmosférica superficial en las cuatro posiciones geográficas, P1,2,3 y 4, y la información de los sistemas de baja presión se obtuvo de las Cartas Superficiales de Norte América, preparadas por el National Meteorological Center de Suitland, Maryland, dependiente de la National Oceanic and Atmospheric Administration, E.U.A. Estas cartas cubren un cuadrante de 75 grados de latitud (15°N-90°N) y 145 grados de longitud (30°W-175°W), representando en intervalos de tres horas las líneas de igual presión, en milibares referidos a la superficie de 1000 milibares, con una resolución de 4 milibares.

## 2.3 ANALISIS PRELIMINAR.

Como una primera representación de la distribución estadística de los datos, que nos permita visualizar sus tendencias y detectar posibles errores de muestreo y operación, cada serie de tiempo es considerada como un conjunto no clasificado de valores y su distribución es descrita por medio de dos métodos estadísticos expuestos por Tukey (1977). Estos métodos emplean la mediana como valor típico de la distribución y la diferencia entre cuartiles como medida de dispersión de los datos, pues son más representativas que la media y la varianza cuando los grupos de datos son asimétricos.



Para ilustrar estos métodos se presenta en la Figura 2.1 la distribución de los datos de nivel del mar de las estaciones Ensenada y Cabo San Lucas, para el periodo de observaciones 75-76. Los diagramas son similares para todas las series de datos de nivel del mar, por ser la Marea Astronómica la señal predominante en todos estos registros. Todas las distribuciones son simétricas respecto de la mediana y su dispersión tiene una relación directa con el rango de los datos, esto se debe a que la Marea Astronómica se manifiesta como una oscilación periódica de la elevación de la superficie del mar respecto a un nivel de referencia.

El diagrama superior en estas figuras (denominado Diagrama de Tallo y Hoja) es un cuadro bidimensional que describe la ocurrencia de los datos en intervalos de clase fijos. Cada línea representa un intervalo de clase, ascendientemente, donde el número a la izquierda de los dos puntos indica el nivel del intervalo y cada dígito a la derecha de éstos representa un dato. El valor numérico de cada dato se obtiene uniendo el nivel del intervalo al dígito que representa el dato, que es la última cifra significativa de éste (en este caso décimas de pie). Esta representación es similar a un Histograma pero tiene la ventaja de indicarnos, además de cuántos datos hay en cada intervalo, cuáles son sus valores. En el presente cuadro cada línea está restringida a 100 caracteres, por lo cual, en los intervalos donde hay muchos datos se indica al final de cada línea el número de datos que no alcanzan a escribirse.

El diagrama inferior (llamado Diagrama de Caja) es una forma gráfica de describir la distribución de los datos. Los números en la parte superior son los valores máximo y mínimo del arreglo. La longitud horizontal,  $L$ , de este diagrama es una escala del rango de los datos,  $L:(X_{\max}-X_{\min})$ , donde son representados sus valores característicos. El rectángulo determina la distancia,  $D_c$ , entre cuartiles,  $D_c=L(Q_{\sup}-Q_{\inf})/(X_{\max}-X_{\min})$ , y el asterisco la posición de la mediana dentro de esta escala. Las líneas a ambos lados del rectángulo tienen una longitud  $D_c$ . Los ceros representan la posición de los datos que se encuentran a una distancia mayor que  $D_c$  pero menor que  $1.5 D_c$  a partir del cuartil correspondiente, con el símbolo @ se representan aquellos datos cuya posición es más distante que  $1.5 D_c$ . Los dígitos bajo estos símbolos indican el número de datos en cada posición.

La presión atmosférica superficial en las posiciones P1,2,3 y 4 se comporta de manera similar en los dos periodos de observaciones (Figura 2.2). La dispersión de los datos es pequeña ( $\sim 4$  mb) en todas las series. Aunque los valores típicos para cada posición tienen mayor magnitud en el periodo 75-76, en ambos periodos aumentan de magnitud de la posición

P1 (1012 mb en 58-59 y 1013 mb en 75-76) hacia la posición P4 (1017 mb en 58-59 y 1020 mb en 75-76).

Los Diagramas de Distribución para el gradiente de presión, diámetro y posición geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión se muestran en las Figuras 2.3 a 2.6. El gradiente de presión en los dos periodos de observaciones tiene un valor típico de 10 mb/cm y su dispersión es de 12 mb en 58-59 y de 8 mb en 75-76. Los diámetros son mayores y presentan mayor dispersión en el primer periodo de observaciones (mediana: 10 grados de Latitud, dispersión: 11 grados de Latitud) que en el segundo (mediana: 5 grados de Latitud; dispersión: 4.5 grados de Latitud). La posición típica de los sistemas es casi la misma durante los dos periodos de observaciones ( $54^{\circ}\text{N}, 144^{\circ}\text{W}$  en 58-59 y  $50^{\circ} 30' \text{N}, 145^{\circ}\text{W}$  en 75-76), existiendo además modas menores alrededor de la posición  $20^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{W}$ .

( )



[illegible][illegible]

Figura 2.3 (A) Diagramas de Distribución para el gradiente de presión de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 58-59. (B) Diagramas de Distribución para el diámetro de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 58-59.







[illegible][illegible]

Figura 2.6 (A) Diagramas de Distribución para la Latitud geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76. (B) Diagramas de distribución para la Longitud geográfica de los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76.

### 3. METODOS.

Las series de tiempo describen fenómenos cuyas dimensiones físicas pueden ser diferentes, por lo cual es necesario expresarlas de tal forma que puedan ser comparadas; esto se consigue eliminando la media temporal y normalizando la varianza en cada serie, con lo que se establece una escala para las variaciones, donde la unidad está representada en cada serie de tiempo por su propia varianza. Los eventos de interés para este trabajo presentan una escala de oscilación en el tiempo con periodos del orden de semanas a meses, por lo cual son eliminadas las oscilaciones con periodos menores o iguales a un día y mayores a un año utilizando dos filtros numéricos:

El primer filtro fué diseñado por Groves (1955), para eliminar especialmente las frecuencias de marea y en general las altas frecuencias, consiste en la convolución de una serie de tiempo con una 'ventana' de 51 términos cuya respuesta para el t'ésimo valor de la serie de tiempo está dada por:

$$J(t) = \sum_{k=-n}^n W(k) j(t+k) \quad (3.a)$$

donde  $J(t)$  es el valor filtrado,  $j(t+k)$  son los valores de la serie de tiempo utilizados para obtener la respuesta y  $W(k)$  son los  $2N+1$  (51) términos o pesos de la ventana y cumplen con la condición  $\sum_k W(k)=1$ , necesaria para que cualquier filtro numérico de respuesta unitaria a una componente con periodo infinito.

El segundo filtro empleado se construye considerando la serie de tiempo como una suma de oscilaciones armónicas, en la cual cada frecuencia  $S_k$  del espectro está representada por una onda armónica de amplitud  $a_k$  y fase  $\alpha_k$  en la forma:

$$J(t) = J_0 + \sum_{k=1}^{\infty} a_k \cos(S_k t - \alpha_k) \quad (3.b)$$

donde  $J_0$  representa un nivel de referencia constante o la tendencia de este nivel a cambiar en el tiempo de forma lineal como  $J_0 = A + Bt$   $A, B$  ( $=$ ) constantes. De esta forma podemos agrupar las armónicas cuyas contribuciones a la serie de tiempo deseamos eliminar y producir con ellas una nueva serie de tiempo, que sustraemos de la serie original para obtener la serie filtrada. Las frecuencias eliminadas de los datos empleando este filtro fueron: 1.0, 0.50, 0.33 y 0.25 ciclos por año.

### 3.1 NIVEL DEL MAR.

La corriente superficial a lo largo de la costa entre Isla Guadalupe y Ensenada se calculó en base a las diferencias de nivel del mar entre ambas estaciones, utilizando la aproximación geostrófica de la ecuación de movimiento y suponiendo que para la mayoría de los mareógrafos 0.1 dyn-cm es equivalente a 1.0 dyn-cm en altura dinámica calculada en base a datos hidrográficos (Hickey, 1975), de la misma forma que Christensen y Rodríguez (1979). Siendo la expresión para la velocidad superficial promedio entre estas estaciones:

$$V_s = 0.37 \Delta H \text{ [cm/seg]} \quad (3.1a)$$

donde  $\Delta H$  es la diferencia en el nivel del mar I. Guadalupe-Ensenada, expresada en centímetros. Velocidades positivas indican flujos de Norte a Sur.

### 3.2 SISTEMAS DE BAJA PRESION.

La transferencia de momentum a la superficie del océano por los sistemas de baja presión en la atmósfera, es un resultado de la fricción en la interfase atmósfera-océano durante el movimiento de masas de aire provocado por dichos sistemas. Esta transferencia se evalúa por medio del esfuerzo tangencial producido, utilizando la llamada ley cuadrática, Ec. (1.4a).

Para cuantificar el esfuerzo es necesario obtener una expresión que relacione la velocidad del viento producida por los sistemas de baja presión con los parámetros de estos sistemas que nos es posible medir. Consideremos un sistema de

baja presión sobre el océano, con un diámetro  $D$ , y una diferencia de presión  $P_m$ , entre el nivel isobárico  $P_o$ , a partir del cual se desarrolla y el punto de mínima presión en el sistema, como se muestra en la Figura 3.1. En una representación cartesiana de coordenadas  $r, P$ , la distribución de presión en el sistema puede ser aproximada por medio de la función de distribución Normal o de Gauss, cuya ecuación en función de la variable independiente  $r$ , la media de la distribución  $\mu$ , y la desviación estandar  $\sigma$ , de ésta, es:

$$P(r, \mu, \sigma) = P_o - \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{(r-\mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (3.2a)$$

de acuerdo con las propiedades de la distribución Normal, consideramos el diámetro del sistema como  $D=4\sigma$  y el origen de coordenadas de forma que:  $\mu=0$ . Entonces la expresión para la distribución de presión es:

$$P(r, 0, D/4) = P_o - P_m \exp\left[-8(r/D)^2\right] \quad (3.2b)$$

y el gradiente de presión:

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{16 P_m r}{D^2} \exp\left[-8(r/D)^2\right] \quad (3.2c)$$

considerando que el sistema se encuentra en balance geostrófico, la velocidad del viento producido por el campo de presión es:

$$V = \frac{16 P_m r}{\rho' f D^2} \exp\left[-8(r/D)^2\right] \quad (3.2d)$$

donde  $\rho'$  es la densidad del aire y  $f$  es el parámetro de Coriolis.

El esfuerzo tangencial producido, por unidad de área superficial por unidad de tiempo, se obtiene sustituyendo (3.2d) en (1.4a):

$$\tau = \frac{16^2 P m^2 r^2 C}{\rho' f^2 D^4} \text{EXP}[-16(r/D)^2] \quad (3.2e)$$

El esfuerzo total por unidad de tiempo es la integral de este esfuerzo sobre toda la superficie:

$$\tau_T = \int_s \tau \, ds \quad (3.2f)$$

empleando coordenadas polares para hacer la integración:

$$\tau_T = \frac{2\pi 16^2 P m^2 C}{\rho' f^2 D^4} \int_0^{\infty} r^3 \text{EXP}[-16(r/D)^2] \, dr \quad (3.2g)$$

haciendo un cambio de variables en el cual  $x=4r/D$ , tenemos:

$$\tau_T = \frac{2\pi P m^2 C}{\rho' f^2} \int_0^{\infty} x^3 \text{EXP}[-x^2] \, dx \quad (3.2h)$$

el resultado del integrando es 1/2, por lo cual el esfuerzo total se reduce a:

$$\tau_T = \frac{\pi P m^2 C}{\rho' f^2} \quad (3.2i)$$

La superficie de integración es un círculo con radio de magnitud infinita y el esfuerzo calculado actúa en todas direcciones a partir de su centro, entonces es necesario tomar solamente la fracción de este esfuerzo que corresponde a el Área de estudio. Para hacer esto, se divide el esfuerzo total entre la longitud de la línea 'A' que une el centro del sistema de baja presión y el punto medio de la línea que une las estaciones I. Guadalupe-Ensenada con lo que obtenemos el esfuerzo  $\tau_d$ , correspondiente a un círculo cuyo radio es dicha longitud, además multiplicamos esta cantidad por el coseno del ángulo que forma la línea A con la dirección predominante de la Corriente de California (S45°E), obteniendo el esfuerzo  $\tau_c$ ,

restringido a esa dirección.

### 3.3 PRESION ATMOSFERICA.

La ecuación de movimiento con que se describe la corriente producida por los gradientes de presión atmosférica a lo largo de la costa es:

$$\partial V / \partial t = -(1/\rho)(\partial P / \partial Y) - g (\partial H / \partial Y) \quad (3.3a)$$

donde V representa la velocidad de la corriente, P la presión atmosférica sobre la superficie del océano,  $\rho$  es una densidad típica del agua de mar, g es la celeración de la gravedad, H es la altura del nivel del mar y Y es el vector de posición a lo largo de la costa, positivo hacia el Polo. Los cambios en el tiempo de la corriente son producidos por el gradiente de presión, corregido por las variaciones del nivel del mar en el área. La velocidad de la corriente se obtiene integrando la ecuación de movimiento (3.3a). En este caso se realiza una integración numérica:

$$V_i = - \frac{\Delta t}{\rho \, d} \sum_{j=1}^i \Delta P(j) - g \frac{\Delta t}{d'} \sum_{j=1}^i \Delta H(j) \quad (3.3b)$$

donde  $\Delta t$  es el incremento en el tiempo,  $\Delta P$  es la diferencia de presión, d es la distancia entre los puntos sobre los cuales se realiza la diferencia de presión,  $\Delta H$  es la diferencia de nivel del mar y d' es la distancia entre los puntos sobre los que se realiza la diferencia de nivel del mar.

### 3.4 DESCOMPOSICION ORTOGONAL EMPIRICA.

El análisis de la relación entre los distintos fenómenos físicos, representados por series de tiempo de acuerdo a lo expuesto anteriormente, se efectúa empleando el método de Descomposición Ortogonal Empírica (Lumley, 1970; Kundu et al., 1975). Este método consiste básicamente en representar un grupo de series de tiempo por medio de un conjunto de funciones ortogonales, las cuales definen una estructura

típica de los miembros del grupo, basada únicamente en la estadística de los datos.

Considerese un grupo formado por  $N$  series de tiempo, cada una constituida por  $M$  realizaciones y representadas como un arreglo matricial  $Q$  de orden  $M \times N$  en el cual la  $i$ 'ésima realización de la  $j$ 'ésima serie de tiempo es expresada como  $q(i,j)$ , podemos entonces definir un espacio funcional de  $N$  dimensiones en el cual cada punto es una función cuyas coordenadas son:  $[q(i,1), q(i,2), \dots, q(i,N)]$ . Los autovectores de la matriz de covarianza  $R$ , definida como:

$$R(k,m) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M q(i,k) q(i,m) \quad (3.4a)$$

pueden ser interpretados como los ejes o direcciones principales de los puntos en el espacio  $N$ -dimensional, de forma análoga como los autovectores del tensor de inercia representan los ejes principales del campo de esfuerzos en un sólido. Esto nos permite establecer un nuevo sistema de ejes ortogonales donde los autovectores de la matriz de covarianza determinan las direcciones de los nuevos ejes y se encuentran definidos por la relación:

$$\sum_{k=1}^N R(k,m) \varepsilon(k,n) = \lambda(n) \varepsilon(m,n) \quad , \quad n=1,2,\dots,N \quad (3.4b)$$

donde cada columna de la matriz  $\varepsilon$  representa un autovector y las componentes de  $\lambda$  son los autovalores de la matriz de covarianza  $R$ . Definimos un nuevo grupo de variables  $E(i,j)$  como la proyección de los puntos del espacio sobre los nuevos ejes:

$$E(i,j) = \sum_{m=1}^N q(i,m) \varepsilon(m,j) \quad (3.4c)$$

En el nuevo sistema las variables forman un conjunto de series ortogonales, llamadas modos normales, que están representadas por las columnas del arreglo  $E$ . La matriz de covarianza en este sistema es diagonal y está formada por los autovalores:



$$R'(k, m) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M E(i, k) E(i, m) = \lambda(k) \delta_{km} \quad (3.4d)$$

o bien:

$$R'(k, k) = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M E^2(i, k) = \lambda(k) \quad (3.4e)$$

es decir que, los autovalores son los valores cuadráticos medios o energía promedio de los distintos modos del sistema. Como la matriz de covarianza es real y simétrica, a su vez todos sus autovalores son reales, siendo uno de ellos maximizado y otro minimizado, así que el autovector asociado al máximo autovalor es la dirección óptima del grupo y aquél asociado con el mínimo es la 'Peor' dirección, siendo los restantes autovectores direcciones estacionarias, en las cuales un ligero cambio de dirección disminuye la magnitud de la proyección. En resumen, el primer modo del sistema extrae la máxima energía del grupo, el segundo extrae la máxima energía restante, y así sucesivamente, de forma que únicamente son necesarios unos pocos modos para representar casi la totalidad de la varianza del grupo.

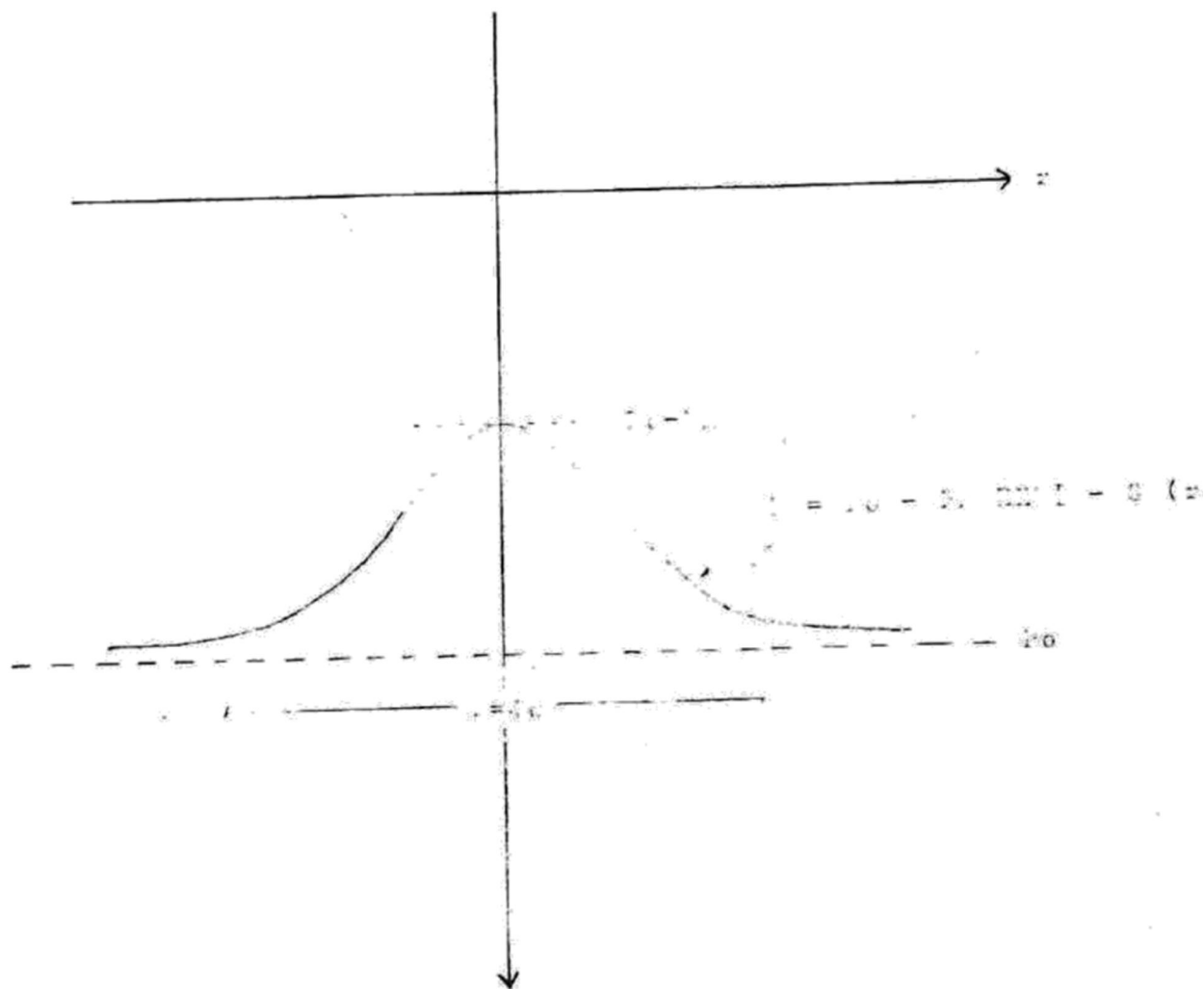


Figura 3.1 Representación de la distribución de presión en un sistema atmosférico de baja presión de acuerdo a la Ec.(3.2b).

#### 4. RESULTADOS.

Las series de tiempo de velocidad superficial, muestreadas cada doce horas, se presentan en la Figura 4.1. Las diferencias,  $\Delta h$ , en el nivel del mar no fueron corregidas para tomar en cuenta el efecto de barómetro invertido, por el cual la superficie del mar disminuye o aumenta su altura con el aumento o disminución de la presión atmosférica superficial a una razón de 1. cm por cada milibar de presión aproximadamente, pues en estudios realizados por varios investigadores (Wyrski, 1974; Reid y Mantyla, 1976; Smith, 1978; Christensen y Rodríguez, 1979) se ha encontrado que para escalas de longitud de pocos kilómetros hasta varios cientos de kilómetros, las diferencias corregidas por el efecto de la presión superficial no se distinguen significativamente de las diferencias no corregidas.

En las tres series de esfuerzo formadas  $\tau_r$ ,  $\tau_\theta$ ,  $\tau_c$ , se empleó un coeficiente de arrastre del viento  $K=0.002$  y se consideró la densidad del aire como  $\rho'=0.00123$  (gr/cm<sup>3</sup>). Después de filtradas, las series se muestrearon cada doce horas y se calculó numéricamente la integral en el tiempo de cada una de ellas por medio de la regla del trapecio, mostrándose en la Figura 4.2

Se formaron seis series de tiempo de velocidad con las posibles combinaciones entre las cuatro series de presión superficial  $P_{1,2,3}$  y 4, utilizándose la diferencia en el nivel del mar Ensenada-La Paz para formar las series en el período 58-59 y la diferencia Ensenada-Cabo S. Lucas para el período 75-76. (Figura 4.3)

En la parte superior de las figuras que representan modos normales (Figs. 4.4 a 4.7 y Figs. 4.9 a 4.10) se muestra la matriz de covarianza para el sistema, los autovalores de la matriz de covarianza, el porcentaje de la varianza total del sistema que corresponde a cada modo y las componentes de los autovectores del sistema. Al lado de las componentes de cada autovector se encuentra, entre paréntesis, la contribución de las series para formar el modo, representada por el porcentaje de la varianza de las series presente en el modo, en el orden siguiente: junto a la primera componente de cada autovector se encuentra la contribución de la primera serie, junto a la segunda

componente se encuentra la contribución de la segunda serie, etc., así que, la contribución de la  $i$ 'ésima serie para formar el  $n$ 'ésimo modo se encuentra junto a la  $i$ 'ésima componente del  $n$ 'ésimo autovector.

Se calculó en cada periodo de observaciones la expansión en modos normales para las series de esfuerzo (Figuras 4.4 y 4.5) y para las series de velocidad superficial producida por el gradiente de presión atmosférica a lo largo de la costa (Figuras 4.6 y 4.7). En lo sucesivo se emplea el modo normal principal (modo 1) de cada grupo de series para representarlo, por ser en ambos casos el modo normal que contiene la mayor parte de la varianza total.

La Figura 4.8 muestra las series de tiempo representativas de los fenómenos físicos que deseamos relacionar: Corriente geostrófica superficial promedio entre I. Guadalupe y Ensenada ( $V_s$ ); Nivel del mar en el Sur de la península de Baja California (Hs, estación La Paz en 58-59 y Cabo San Lucas en 75-76); Sistemas atmosféricos de baja presión ( $\tau$ , modo normal principal de las series de esfuerzo); corriente superficial debida al gradiente de presión a lo largo de la costa ( $V_p$ , modo normal principal de las series de velocidad); diferencia de presión atmosférica I. Guadalupe-Ensenada ( $\Delta P$ ). Las Figuras 4.9 y 4.10 muestran la expansión de estas series en modos normales, así como los autovectores y autovalores de cada sistema.

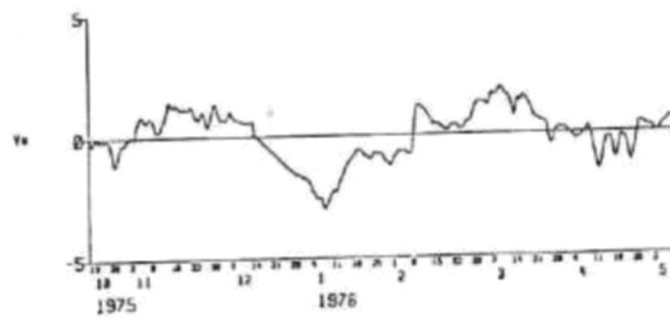
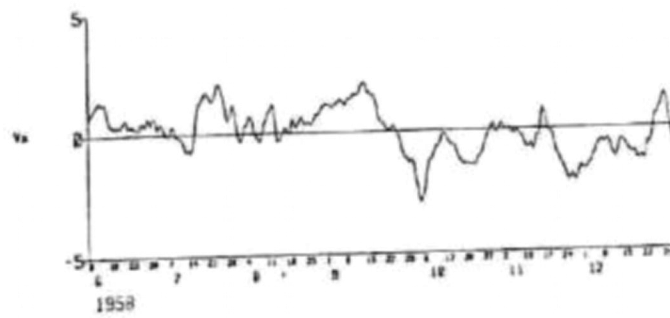


Figura 4.1 Velocidad superficial promedio entre Isla Guadalupe y Ensenada.

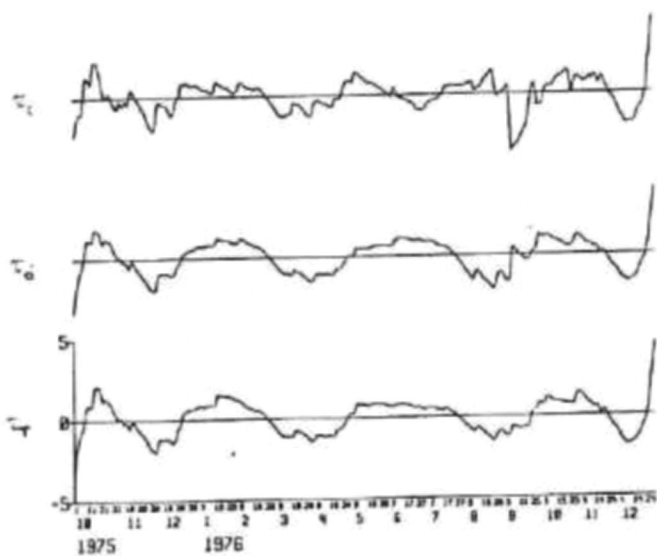
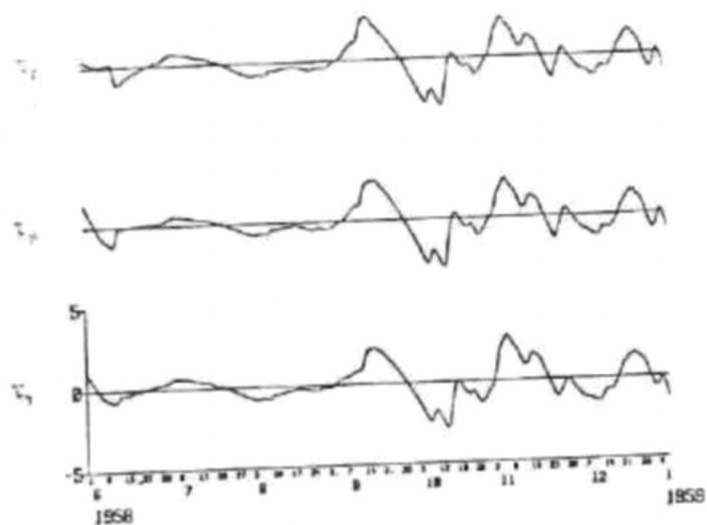


Figura 4.2 Esfuerzo producido por los sistemas atmosféricos de baja presión.

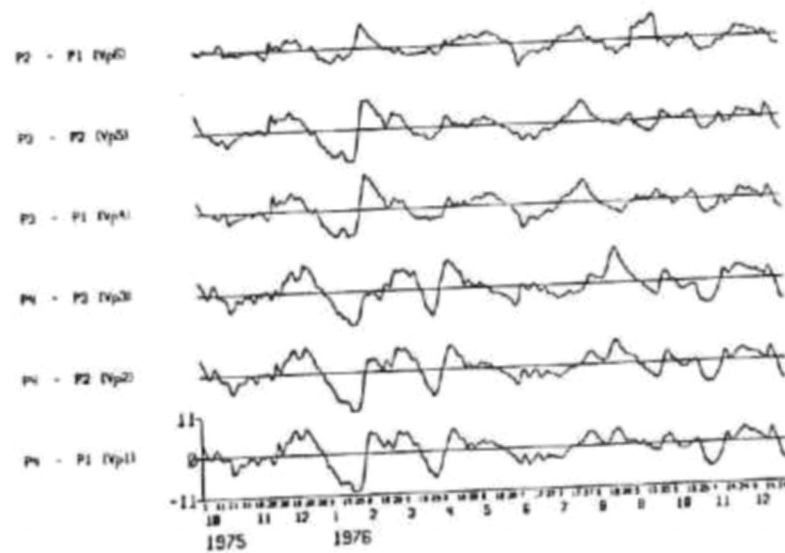
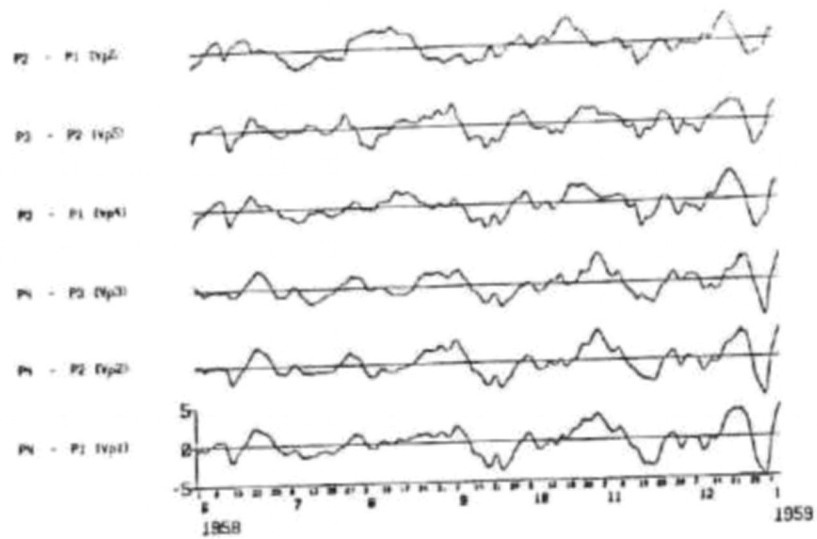


Figura 4.3 Velocidad producida por las diferencias de presión atmosférica a lo largo de la costa.



# MATRIZ DE COVARIANZA

|          | $\tau_1$ | $\tau_2$ | $\tau_3$ |
|----------|----------|----------|----------|
| $\tau_1$ | 1.00     | 0.98     | 0.96     |
| $\tau_2$ | 0.98     | 1.00     | 0.97     |
| $\tau_3$ | 0.96     | 0.97     | 1.00     |

|             | $\lambda(1)$ | $\lambda(2)$ | $\lambda(3)$ |
|-------------|--------------|--------------|--------------|
| AUTOVALORES | 2.9383       | 0.0243       | 0.0374       |
| VARIANZA    | 97.9425      | 0.8101       | 1.2474       |

## AUTOVECTORES

| $e_1$      | $e_2$       | $e_3$       |
|------------|-------------|-------------|
| 0.578(98.) | -0.658( 1.) | -0.483( 1.) |
| 0.578(98.) | 0.747( 1.)  | -0.327( 0.) |
| 0.578(98.) | -0.090( 0.) | 0.812( 2.)  |

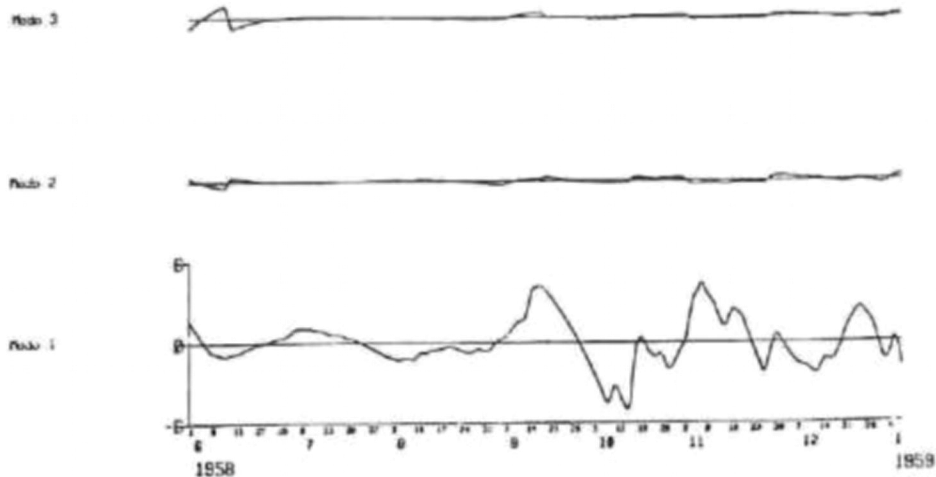


Figura 4.4 Expansi3n en modos normales de las series de tiempo del esfuerzo producido por los sistemas atmosf3ricos de baja presi3n en el periodo de observaciones 58-59.

# MATRIZ DE COVARIANZA

|          | $\tau_1$ | $\tau_2$ | $\tau_3$ |
|----------|----------|----------|----------|
| $\tau_1$ | 1.00     | 0.97     | 0.68     |
| $\tau_2$ | 0.97     | 1.00     | 0.52     |
| $\tau_3$ | 0.68     | 0.52     | 1.00     |

|             | $\lambda(1)$ | $\lambda(2)$ | $\lambda(3)$ |
|-------------|--------------|--------------|--------------|
| AUTOVALORES | 2.4611       | 0.0169       | 0.5286       |
| VARIANZA    | 82.0373      | 0.3631       | 17.5996      |

## AUTOVECTORES

| $e_1$      | $e_2$       | $e_3$       |
|------------|-------------|-------------|
| 0.628(97.) | -0.749( 1.) | -0.213( 2.) |
| 0.594(87.) | 0.638(00.)  | -0.491(13.) |
| 0.503(62.) | 0.182(00.)  | 0.845(38.)  |

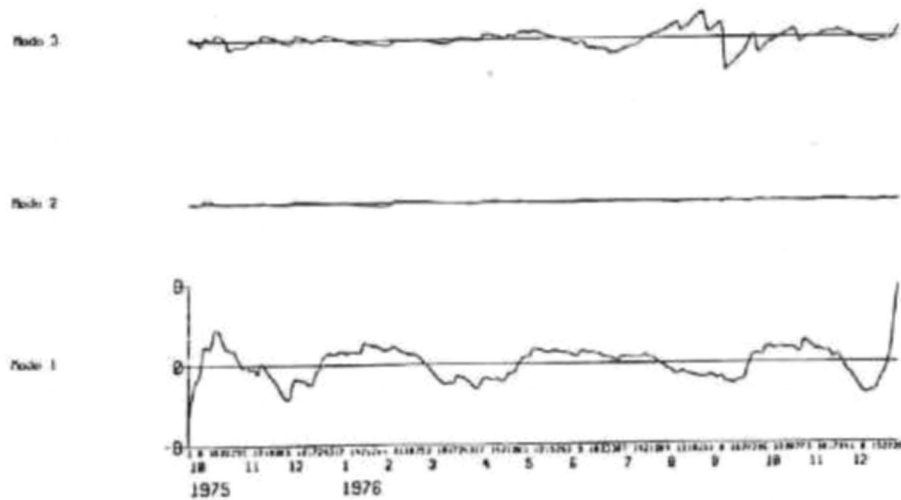


Figura 4.5 Expansión en modos normales de las series de tiempo del esfuerzo producido por los sistemas atmosféricos de baja presión en el periodo de observaciones 75-76.

| MATRIZ DE COVARIANZA |      |      |      |      |      |      |
|----------------------|------|------|------|------|------|------|
|                      | Vp1  | Vp2  | Vp3  | Vp4  | Vp5  | Vp6  |
| Vp1                  | 1.00 | 0.94 | 0.89 | 0.86 | 0.81 | 0.54 |
| Vp2                  | 0.94 | 1.00 | 0.95 | 0.68 | 0.84 | 0.24 |
| Vp3                  | 0.89 | 0.95 | 1.00 | 0.55 | 0.63 | 0.24 |
| Vp4                  | 0.86 | 0.68 | 0.55 | 1.00 | 0.78 | 0.79 |
| Vp5                  | 0.81 | 0.84 | 0.63 | 0.78 | 1.00 | 0.25 |
| Vp6                  | 0.54 | 0.24 | 0.24 | 0.79 | 0.25 | 1.00 |

|             | $\lambda(1)$ | $\lambda(2)$ | $\lambda(3)$ | $\lambda(4)$ | $\lambda(5)$ | $\lambda(6)$ |
|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| AUTOVALORES | 4.4327       | 1.1186       | 0.4300       | 0.0187       | 0.0000       | -0.0000      |
| VALIANZA    | 73.8782      | 18.6438      | 7.1660       | 0.3119       | 0.0000       | -0.0000      |

| AUTOVECTORES |             |             |             |             |             |    |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|----|
|              | e1          | e2          | e3          | e4          | e5          | e6 |
| 0.471(98.)   | 0.022(00.)  | 0.152( 1.)  | 0.611( 1.)  | 0.474(60.)  | -0.398(00.) |    |
| 0.444(87.)   | 0.332(12.)  | 0.088(00.)  | 0.129(00.)  | -0.798(00.) | -0.176(00.) |    |
| 0.406(73.)   | 0.343(13.)  | 0.558(13.)  | -0.457(00.) | 0.280(00.)  | 0.345(00.)  |    |
| 0.426(88.)   | -0.386(17.) | -0.261( 3.) | 0.273(00.)  | -0.068(00.) | 0.723(00.)  |    |
| 0.468(74.)   | 0.167( 3.)  | -0.721(22.) | -0.442(00.) | 0.196(00.)  | -0.227(00.) |    |
| 0.261(30.)   | -0.771(67.) | 0.265( 3.)  | -0.363(60.) | -0.129(00.) | -0.344(00.) |    |

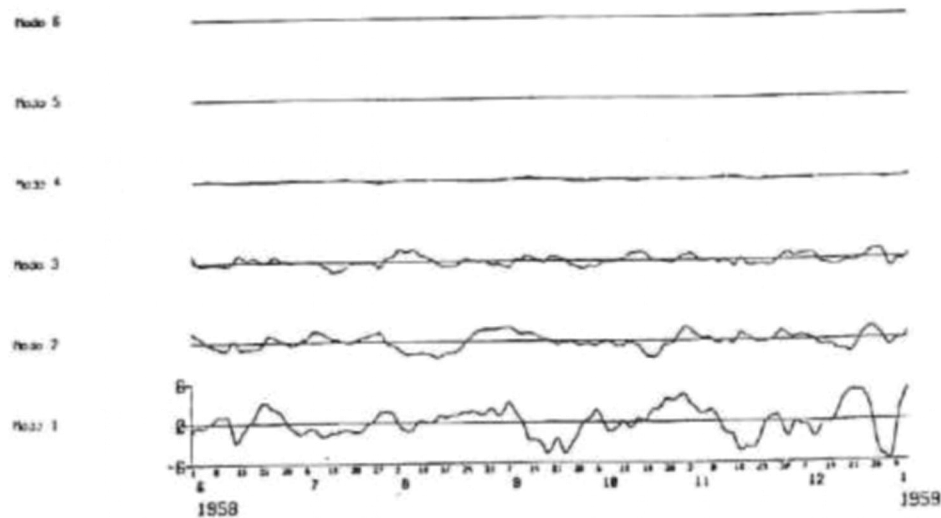


Figura 4.6 Expansión en modos normales de las series de tiempo de la velocidad producida por las diferencias de presión superficial a lo largo de la costa en el periodo de observaciones 58-59.

# MATRIZ DE COVARIANZA

|     | Vp1  | Vp2  | Vp3  | Vp4  | Vp5  | Vp6  |
|-----|------|------|------|------|------|------|
| Vp1 | 1.00 | 0.97 | 0.86 | 0.80 | 0.87 | 0.52 |
| Vp2 | 0.97 | 1.00 | 0.94 | 0.65 | 0.80 | 0.31 |
| Vp3 | 0.86 | 0.94 | 1.00 | 0.38 | 0.54 | 0.12 |
| Vp4 | 0.80 | 0.65 | 0.38 | 1.00 | 0.93 | 0.82 |
| Vp5 | 0.87 | 0.80 | 0.54 | 0.93 | 1.00 | 0.56 |
| Vp6 | 0.52 | 0.31 | 0.12 | 0.82 | 0.56 | 1.00 |

|             | $\lambda(1)$ | $\lambda(2)$ | $\lambda(3)$ | $\lambda(4)$ | $\lambda(5)$ | $\lambda(6)$ |
|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| AUTOVALORES | 4.4371       | 1.2579       | 0.2982       | 0.0068       | 0.0000       | 0.0000       |
| VARIANZA    | 73.9517      | 20.9656      | 4.9655       | 0.1132       | 0.0000       | 0.0000       |

## AUTOVECTORES

| $e1$       | $e2$        | $e3$        | $e4$        | $e5$        | $e6$        |
|------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 0.466(97.) | 0.139( 2.)  | 0.100(00.)  | 0.631(00.)  | -0.559(00.) | 0.205(00.)  |
| 0.439(86.) | 0.338(14.)  | -0.003(00.) | 0.038(00.)  | 0.198(00.)  | -0.008(00.) |
| 0.362(58.) | 0.544(37.)  | 0.387( 4.)  | -0.388(00.) | 0.240(00.)  | 0.464(00.)  |
| 0.421(79.) | -0.398(20.) | -0.216( 1.) | 0.327(00.)  | 0.672(00.)  | 0.243(00.)  |
| 0.439(86.) | -0.131( 2.) | -0.625(12.) | -0.518(00.) | -0.334(00.) | 0.080(00.)  |
| 0.295(39.) | -0.628(50.) | 0.625(12.)  | -0.274(00.) | -0.165(00.) | -0.138(00.) |

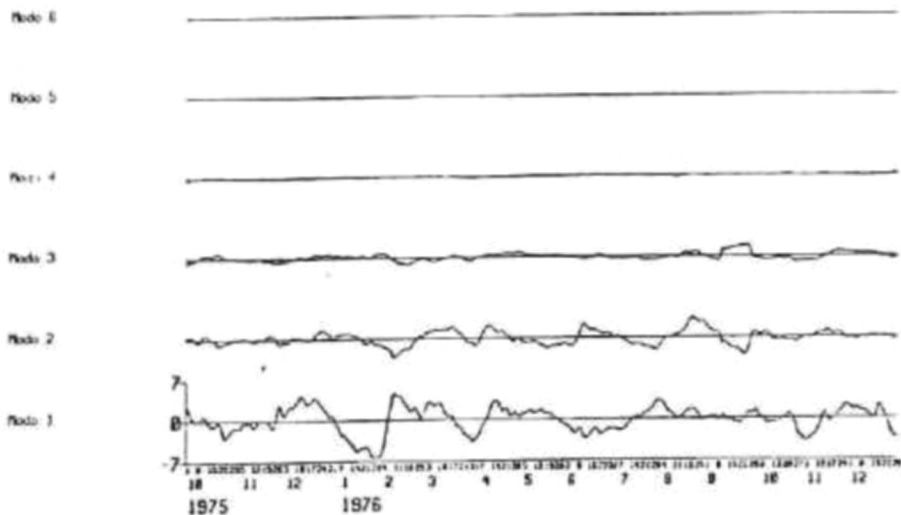


Figura 4.7 Expansi3n en modos normales de las series de tiempo de la velocidad producida por las diferencias de presi3n superficial a lo largo de la costa en el periodo de observaciones 75-76.

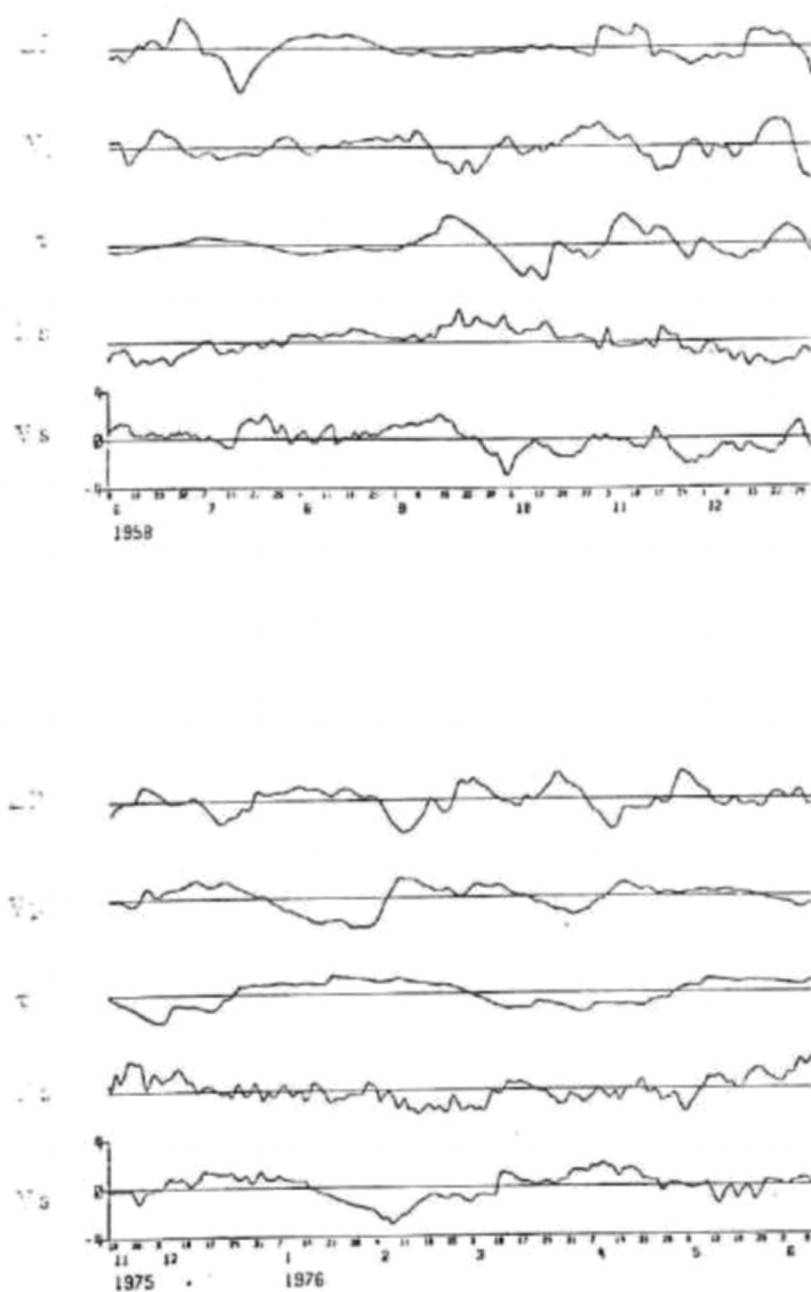


Figura 4.8 Series de tiempo representativas de los fenómenos físicos analizados.

# TABLE 12. CONTINUED

|       | $V_1$ | $V_2$ | $V_3$ | $V_4$ | $V_5$ |
|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| $V_1$ | 1.00  | 0.02  | 0.27  | -0.12 | -0.01 |
| $V_2$ | 0.02  | 1.00  | 0.01  | -0.27 | -0.06 |
| $V_3$ | 0.27  | 0.01  | 1.00  | -0.22 | 0.04  |
| $V_4$ | -0.12 | -0.27 | -0.22 | 1.00  | 0.42  |
| $V_5$ | -0.01 | -0.06 | 0.04  | 0.42  | 1.00  |

|             | $\lambda(1)$ | $\lambda(2)$ | $\lambda(3)$ | $\lambda(4)$ | $\lambda(5)$ |
|-------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| AUTOVALORES | 1.6389       | 1.2797       | 0.4615       | 0.6975       | 0.9220       |
| VARIANZA    | 32.7776      | 25.5938      | 9.2383       | 13.9496      | 18.4406      |

## AUTOVECTORES

| $e_1$       | $e_2$       | $e_3$       | $e_4$       | $e_5$       |
|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| 0.338(19.)  | 0.584(44.)  | -0.121( 1.) | -0.728(37.) | -0.025(00.) |
| 0.356(21.)  | -0.250( 8.) | 0.266( 3.)  | -0.109( 1.) | 0.854(67.)  |
| 0.378(23.)  | 0.594(45.)  | 0.400( 7.)  | 0.586(24.)  | -0.034(00.) |
| -0.643(61.) | 0.202( 5.)  | 0.689(22.)  | -0.254( 5.) | 0.080( 1.)  |
| -0.450(33.) | 0.452(26.)  | -0.530(13.) | 0.224( 3.)  | 0.513(24.)  |

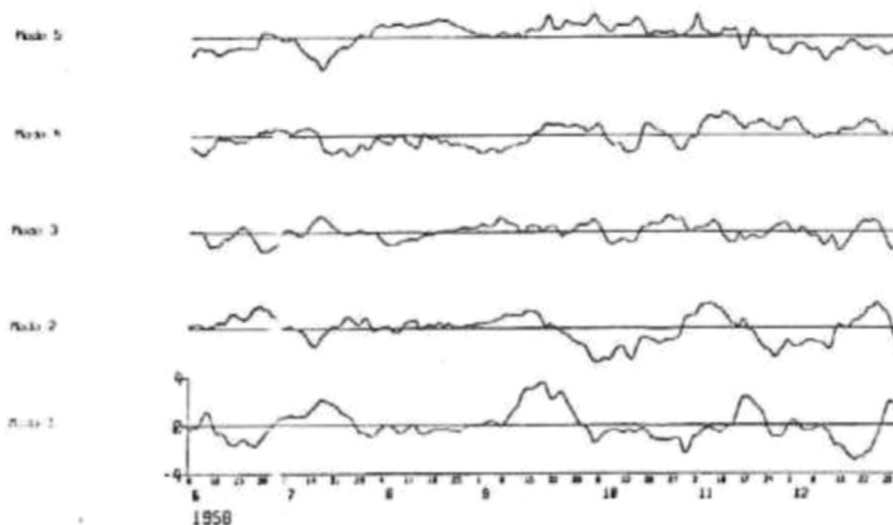


Figura 4.9 Expansi3n en modos normales de las series de tiempo representativas de los fen3menos fisiscos analizados, periodo de observaciones 58-59.

# TABLE 11 COVARIANCE

|            | $V_x$ | $V_y$ | $\tau$ | $V_z$ | $\Delta P$ |
|------------|-------|-------|--------|-------|------------|
| $V_x$      | 1.00  | 0.17  | -0.17  | 0.17  | 0.17       |
| $V_y$      | 0.17  | 1.00  | -0.17  | -0.17 | -0.17      |
| $\tau$     | -0.17 | -0.17 | 1.00   | -0.17 | 0.17       |
| $V_z$      | 0.17  | -0.17 | -0.17  | 1.00  | -0.17      |
| $\Delta P$ | 0.17  | -0.17 | 0.17   | -0.17 | 1.00       |

|            | $\lambda(1)$ | $\lambda(2)$ | $\lambda(3)$ | $\lambda(4)$ | $\lambda(5)$ |
|------------|--------------|--------------|--------------|--------------|--------------|
| AUTOVALUES | 1.7633       | 0.3528       | 0.5433       | 1.3952       | 0.9456       |
| VARIANCE   | 35.2656      | 7.0555       | 10.8613      | 27.9047      | 18.9129      |

## AUTOVECTORS

| $e_1$       | $e_2$      | $e_3$       | $e_4$       | $e_5$       |
|-------------|------------|-------------|-------------|-------------|
| 0.545(52.)  | 0.402( 6.) | -0.617(21.) | 0.365(19.)  | -0.167( 3.) |
| 0.228(10.)  | 0.144( 1.) | 0.264( 4.)  | 0.329(15.)  | 0.863(70.)  |
| -0.616(67.) | 0.626(14.) | -0.338( 6.) | -0.223( 7.) | 0.254( 6.)  |
| 0.442(35.)  | 0.530(10.) | 0.442(11.)  | -0.558(43.) | -0.133( 2.) |
| -0.267(13.) | 0.382( 5.) | 0.490(13.)  | 0.631(56.)  | -0.381(14.) |

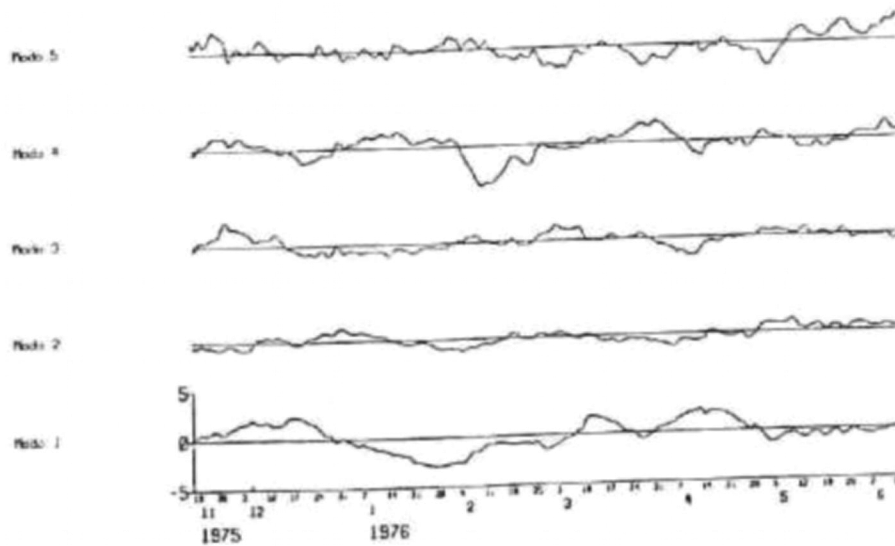


Figura 4.10 Expansi3n en modos normales de las series de tiempo representativas de los fen3menos f3sicos analizados, periodo de observaciones 75-76.

## 5. DISCUSION.

Los valores extremos para  $V_s$  (Fig. 4.1) durante los dos periodos de observaciones fueron de 8 cm/seg (Sur) el 26 de Julio de 1958 y de -7 cm/seg (Norte) el 9 de Enero de 1976. Se observan dos tipos de variaciones en la corriente superficial; variaciones con rangos temporales de 5-7 días cuya relación con los vientos locales ha sido señalada por Christensen y Rodriguez (1979) y variaciones con rangos temporales de 15-30 días, existiendo dos eventos importantes con este rango de variación que están caracterizados por una inversión en la dirección de la corriente. En el primer evento la amplitud de la variación es de 12.5 cm/seg con una velocidad extrema de -3 cm/seg (Norte) el 6 de Octubre de 1958. El segundo evento tiene una amplitud de 9 cm/seg con una velocidad extrema de -7 cm/seg (Norte) el 9 de Enero de 1976.

En la Tabla 5.1 se muestran los valores típicos del esfuerzo producido por los sistemas atmosféricos de baja presión. Puede observarse que existe gran variabilidad en todas las series de esfuerzo y que estas variaciones tienen rangos temporales de semanas a meses principalmente (Fig. 4.2). Las variaciones del esfuerzo dependen del gradiente de presión y posición geográfica de los sistemas de baja presión como lo expresa la Ec.(3.2i).

El desarrollo de estos sistemas es similar en la mayoría de los casos: se forman con un gradiente de presión que se incrementa con el tiempo hasta alcanzar un valor máximo para después decrecer y desaparecer, a la vez que se desplazan de posición; su evolución tarda generalmente 1-3 días. En algunos casos el gradiente de presión se mantiene constante y la posición geográfica varía poco, desapareciendo estos sistemas en solo algunas horas.

En la primera mitad del periodo de observaciones 58-59 y en todo el periodo de observaciones 75-76 las oscilaciones predominantes en las series de esfuerzo (Fig. 4.2) tienen periodos del orden de tres meses. En la segunda mitad del periodo de observaciones 58-59 las oscilaciones más evidentes tienen periodos del orden de 5-7 días. En ambos periodos de observaciones, la descomposición en modos normales (Figs. 4.4 y 4.5) agrupa la mayor parte de la varianza de las series en el modo principal (97.9 por ciento en 58-59 y 82 por ciento en



75-76). Sin embargo, durante el periodo 75-76 se observa que un 17.6 por ciento de la varianza total está contenida en el tercer modo, mismo que representa las variaciones en la dirección desde la cual se propaga el esfuerzo hacia el área de estudio. La causa de esto son los sistemas atmosféricos de baja presión registrados durante este periodo alrededor de la posición geográfica  $20^{\circ}\text{N}, 110^{\circ}\text{W}$  (Fig. 2.6), pues su esfuerzo se propaga desde una dirección opuesta a la dirección de propagación que predomina en la mayoría de los casos.

Los valores promedio de la presión atmosférica superficial en las posiciones geográficas muestreadas a lo largo de la costa (P1, 2, 3 y 4) aumentan de magnitud de la posición P1 hacia la posición P4 (Fig. 2.2), con una diferencia de presión promedio entre las posiciones extremas (P4-P1) de 5 y 7 mb, para los periodos de observaciones 58-59 y 75-76 respectivamente. De acuerdo con la Ec.(1.3d), esta diferencia de presión produce una diferencia en el nivel del mar de -5 y -7 cm a lo largo de una distancia de 2200 Km aproximadamente. Esto concuerda con la topografía dinámica promedio para esta zona, relativa a la superficie de 1000 db, reportada por Wyrski (1975). Debemos tener presente que esta diferencia de nivel del mar no es la diferencia absoluta, sino la contribución de la presión atmosférica a la diferencia absoluta en el nivel del mar.

La distribución de presión atmosférica superficial a lo largo de la costa varía de manera uniforme en toda la zona muestreada, manteniendo aproximadamente la misma estructura espacial a través del tiempo. El gradiente de presión por unidad de longitud tiene poca variación espacial y temporal, manteniéndose las isobaras paralelas a la costa en la región frente al Sur de California y Baja California, lo cual debe producir vientos que viajan hacia el Sur a lo largo de la costa manteniendo durante todo el año las condiciones de surgencia en esta región, hecho que observa Bakun (1973) en el cálculo de sus índices de surgencia para la costa Oeste de América. Estas características del campo de presión se reflejan en las series de velocidad superficial ( $V_p$ , Fig. 4.3) donde las variaciones en el tiempo de la velocidad superficial a lo largo de la costa siguen aproximadamente el mismo patrón en todas las posiciones. Además, estos cambios de velocidad que afectan toda la zona y tienen periodos de varias semanas contienen la mayor parte de la varianza total de las series, encontrándose representados en el modo normal principal (modo 1) de éstas (Figs. 4.6 y 4.7) con el 73.88 por ciento de la varianza total en el periodo de observaciones 58-59 y el 73.95 por ciento de la varianza total en el periodo de observaciones 75-76.

Los modos normales agrupan las características comunes a las distintas series que forman un grupo. La importancia de

las características representadas en un modo normal, para la variabilidad de una de las series del grupo, se manifiesta en el porcentaje de varianza de la serie que interviene en la formación del modo; la importancia de cada modo dentro del sistema puede apreciarse en su contenido de varianza total del grupo. En el caso de las series de esfuerzo ( $\tau$ ) y de las series de velocidad a lo largo de la costa ( $V_p$ ), la descomposición ortogonal es empleada, principalmente, con el objeto de obtener de cada uno de estos grupos una serie que lo represente, reduciendo de esta forma el número de variables en el análisis final. Como fué señalado anteriormente, en ambos casos todas las series del grupo presentan el mismo patrón de variación y aportan la mayor parte de su varianza al modo normal que lo representa.

Descomponiendo el grupo de series de tiempo formadas (Fig. 4.8) en sus modos normales (Figs. 4.9 y 4.10), observamos que la varianza total se encuentra dispersa en los distintos modos. La forma en que se distribuye la energía del sistema, así como el tipo de variaciones que agrupa cada modo, es diferente en uno y otro período de observaciones. Sólo el modo 5 presenta características similares durante los dos períodos, conteniendo casi una quinta parte de la energía total y representando principalmente las variaciones presentes en el nivel del mar del Sur de Baja California (Hs, 67 por ciento de su varianza en 58-59 y 70 por ciento en 75-76), con una contribución menor de la diferencia de presión atmosférica I. Guadalupe-Ensenada ( $\Delta P$ , 24 por ciento en 58-59 y 14 por ciento en 75-76).

La mayor parte de la energía total (~ 60 por ciento) corresponde a dos tipos de variaciones: El primero de ellos representa gran parte de la varianza de las series  $V_p$  y  $\Delta P$ , siendo el que más energía contiene (32.78 por ciento) durante el primer período de observaciones (modo 1) y el segundo en contenido de energía (27.90 por ciento) durante el segundo período (modo 4). El segundo representa principalmente la varianza de las series  $\tau$  y  $V_s$ , teniendo el segundo lugar en contenido de energía (25.59 por ciento) en el período 58-59 (modo 2) y el primer lugar (35.27 por ciento) en el período 75-76 (modo 1).

Los 'eventos' en la corriente superficial promedio,  $V_s$ , se encuentran contenidos en el modo normal que concentra la mayor parte de la varianza de este fenómeno (modo 2 en 58-59 y modo 1 en 75-76), agrupándose también en este modo las principales variaciones del esfuerzo,  $\tau$ , producido por los sistemas atmosféricos de baja presión. La estructura del autovector asociado a este modo refleja una fuerte influencia de la covarianza entre estos fenómenos. En el primer período de observaciones la covarianza entre  $\tau$  y  $V_s$  es positiva (+0.33), indicando que la velocidad superficial promedio está

generalmente dirigida hacia el Sur cuando el esfuerzo se intensifica. La covarianza es negativa y de mayor valor absoluto en el segundo período (-0.54), señalando que la corriente superficial promedio se dirige hacia el Norte cuando el esfuerzo alcanza sus más altos valores. Como consecuencia de estas diferencias en las características e intensidad de las relaciones entre los dos fenómenos, la cantidad relativa de energía total contenida en este modo es mayor durante el segundo período de observaciones. Este aumento se debe principalmente a la contribución del esfuerzo, ya que el porcentaje de la varianza de este fenómeno contenido en el modo se incrementa en un 22 por ciento de un período a otro, mientras que para la velocidad superficial promedio el incremento es solo del 8 por ciento.

En resumen, las relaciones entre los distintos fenómenos analizados se caracterizan generalmente por una baja covarianza entre ellos. La mayor parte de la energía total corresponde a los modos normales que agrupan las principales variaciones de los fenómenos más intensamente relacionados entre sí, siendo estos  $\tau$ -Vs y Vp-AP. Los eventos en la corriente superficial promedio representan aproximadamente la mitad de la varianza de ésta y no existe una relación consistente durante los dos períodos de observaciones entre estos eventos y los distintos fenómenos analizados.

TABLA 5.1  
Valores típicos del esfuerzo producido por  
los sistemas atmosféricos de baja presión.

-----

Período 58-59

|          | $\tau_r$<br>[dinas] | $\tau_d$<br>[dinas/cm] | $\tau_c$<br>[dinas/cm] |
|----------|---------------------|------------------------|------------------------|
| PROMEDIO | 0.546E17            | 0.168E09               | 0.149E09               |
| VARIANZA | 1.100E17            | 0.335E09               | 0.326E09               |

Error estimado: 0.465 E 15

Período 75-76

|          | $\tau_r$<br>[dinas] | $\tau_d$<br>[dinas/cm] | $\tau_c$<br>[dinas/cm] |
|----------|---------------------|------------------------|------------------------|
| PROMEDIO | 0.796E17            | 0.304E09               | 0.194E09               |
| VARIANZA | 1.260E17            | 0.603E09               | 0.575E09               |

Error estimado: 0.511 E 15

-----

## 6. CONCLUSIONES.

Exceptuando el esfuerzo,  $\tau$ , ningún fenómeno contribuye significativamente a la formación del modo normal que representa los eventos en la corriente superficial promedio, eliminando así la posibilidad de que estos fenómenos sean determinantes en la ocurrencia de dichos eventos durante los periodos de tiempo considerados.

Las relaciones más intensas ocurren entre los fenómenos representados por las series de tiempo  $V_p$  y  $\Delta P$ , así como entre  $\tau$  y  $V_s$ . No se puede hablar de una relación de causa y efecto entre estos fenómenos pues la covarianza en ambos casos cambia de signo, indicando que las relaciones entre los fenómenos tienen características opuestas en uno y otro periodo de observaciones. En el primer caso los dos fenómenos físicos son determinados por las variaciones en el campo de presión atmosférica superficial, lo cual explica su relación. En el segundo caso además de existir un cambio de signo en la covarianza, el valor absoluto de ésta es mayor durante el periodo 75-76, este incremento se manifiesta en un mayor contenido de energía total para el modo normal que representa las principales variaciones del esfuerzo y la corriente superficial promedio durante este periodo.

La tendencia estacional en las series de velocidad superficial a lo largo de la costa ( $V_p$ , Fig. 4.3) es consistente con las características del sistema de la Corriente de California reportadas en los estudios de Hickey (1978) y Gómez (1980).

Los eventos en la corriente superficial promedio ocurren en Otoño e Invierno, coincidiendo con la intensificación de la Contracorriente de California en Otoño (Munk, 1950) y con los mínimos flujos hacia el Sur de la Corriente de California en Invierno (Gómez, 1980).

Reid et al. (1963) y Bernstein et al. (1977) reportan giros ciclónicos con escalas espaciales alrededor de 100 km. frente al Sur de California y Baja California, sugiriendo que son producidos por el corte entre Corriente y Contracorriente de California. Hasta ahora estos giros se presentan como la causa más probable de los eventos presentes en la corriente superficial promedio. Sin embargo, el hecho de tener un solo evento en cada periodo de observaciones y el que estos

periodos estén tan distanciados en el tiempo no permite concluir sobre la frecuencia de ocurrencia de los eventos o la causa de su origen en relación con los fenómenos analizados.

Es necesario contar con observaciones más cercanas en el tiempo para determinar la frecuencia con que ocurren los eventos y emplear métodos analíticos en los cuales se considere la distribución de las propiedades físicas y dinámicas del campo de masa en la zona para conocer el origen y evolución de los eventos. Debe también considerarse el tipo de mediciones a utilizar, pues en un período de tres semanas (duración aproximada de un crucero hidrográfico CALCOFI) la corriente superficial promedio puede cambiar su intensidad hasta en 10 cm/seg e incluso invertir su dirección, lo que podría producir resultados confusos.

Estos eventos son importantes ecológicamente pues los límites de las áreas de las especies dependen más de las características de las fronteras físicas que de insuficiencia en el poder de expansión. Las fronteras coinciden generalmente con violentos gradientes ecológicos que suelen ser denominados barreras. Las corrientes marinas constituyen, al igual que los continentes, barreras para la expansión de las formas marinas. Las variaciones en la corriente relacionadas con intensas convergencias y divergencias pueden producir desplazamientos verticales en la termoclina afectando la profundidad en la plataforma continental a la cual se pueden localizar los peces de fondo tanto como la productividad de la zona, que se reflejaría en el reclutamiento y distribución de los productos pesqueros.

## 7. REFERENCIAS.

- Adams, J.K., y V.T. Buchwald, 1969: The generation of continental shelf waves. *J. Fluid Mech.* (35), 815-826.
- Allen, J.S., 1973: Upwelling and coastal jets in a continuously stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.* (3), 245-257.
- Allen, J.S., 1975: Coastal trapped waves in a stratified ocean. *J. Phys. Oceanogr.* (5), 300-325.
- Allen, J.S., y R.D. Romea, 1980: On coastal trapped waves at low latitudes in a stratified ocean. *J. Fluid Mech.* (98), 555-558.
- Bakun, A., 1973: Coastal upwelling indices, west coast of North America 1946-1971. NOAA Technical Report NMES SSRF-671.
- Bernstein, R.L. et al., 1977: A study of sea level variations and currents off Baja California. *J. of Phys. Oceanogr.* (9), 631-638.
- Bryden, H.L., 1977: Geostrophic comparisons from moored measurements of currents and temperatures during the Mid-Ocean Dynamics Experiment. *Deep-Sea Res.* (24), 667-681.
- Buchwald, V.T., y J.K. Adams, 1968: The propagation of continental shelf waves. *Proc. Roy. Soc. London.* (A305), 235-250.
- Cartwright, D., 1969: Extraordinary tidal currents near St. Kilda. *Nature.* (223), 928-932.
- Charney, J.G., 1955: The generation of oceanic currents by the wind. *J. Mar. Res.* (14), 477-498.
- Christensen, Jr., N., y N. Rodriguez S., 1979: A study of sea level variations and currents off Baja California. *J. Phys. Oceanogr.* (9), 631-638.
- Clarke, A.J., 1975: Coastal upwelling and coastally trapped long waves. Ph. D. Thesis, Cambridge University, 178 pp.



- Csanady, G.T., 1968: Motions in a model great lake due to a suddenly imposed wind. *J. Geophys. Res.* (73), 6435-6447.
- Cutchin, D.L., y R.L. Smith, 1973: Continental shelf waves: Low frequency variations in sea level and currents over the Oregon Continental Shelf. *J. Phys. Oceanogr.* (3), 73-82.
- Gill, A.E., y A.J. Clarke, 1974: Wind-induced upwelling, coastal currents and sea level changes. *Deep Sea Res.* (21), 325-345.
- Gill, A.E., y E.H. Schumann, 1974: The generation of long shelf waves by the wind. *J. Phys. Oceanogr.* (4), 83-90.
- Gómez Valdés, J., 1980: Variación Estacional en el Sistema de la Corriente de California Frente a Ensenada, B.C. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California, México. 165 pp.
- Groves, G.W., 1955: Numerical filters for discriminating against tidal periodicities. *Trans. Amer. Geophys. Union.* (36), 1073-1084.
- Hamon, B.V., 1966: Continental shelf waves and the effects of the atmospheric pressure and wind stress on sea level. *J. Geophys. Res.* (71), 2883-2893.
- Hickey, B.M., 1975: The relationship between fluctuations in sea level, wind stress, and sea surface temperature in the Equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.* (5), 460-475.
- Hickey, B.M., 1978: The California current system - hypotheses and facts. *Prog. Oceanogr.* (8), 191-279.
- Huyer, A., 1973: Observations of the coastal upwelling region off Oregon during 1972. Ph. D. Thesis, Oregon State University, 149 pp.
- Kajiiura, K., 1974: Effect of stratification on long period trapped waves on the shelf. *J. Oceanogr. Soc. Japan.* (30), 271-281.
- Kundu, P.K., J.S. Allen, y R.L. Smith, 1975: Modal decomposition of the velocity field near the Oregon Coast. *J. Phys. Oceanogr.* (5), 683-704.
- Lisitzin, E., 1974. *Sea Level Changes.* Elsevier



Scientific Publishing Co., New York. 286 pp.

- Longuet-Higgins, M.S., 1968: Double Kelvin waves with continuous depth profiles. *J. Fluid Mech.* (34), 49-80.

- Lumley, J.L., 1970: *Stochastic Tools in Turbulence*. Academic Press, 194 pp.

- Mooers, C.N.K., y R.L. Smith, 1968: Continental shelf waves off Oregon. *J. Geophys. Res.* (73), 549-557.

- Mooers, C.N.K., y J.S. Allen, 1973: Final report of the coastal upwelling ecosystems analysis summer 1973, Theoretical Workshop. School of Oceanography, Oregon State University.

- Moore, D.W., 1968: Planetary-gravity waves in an equatorial ocean. Ph. D. thesis. Harvard University.

- Munk, W.H., 1950: On the Wind-Driven Ocean Circulation. *J. of Meteorol.* (7), 79-93.

- Mysak, L.A., 1967: On the theory of continental shelf waves. *J. Mar. Res.* (25), 205-227.

- Mysak, L.A., y B.V. Hamon, 1969: Low frequency sea level behavior and continental shelf waves off North Carolina. *J. Geophys. Res.* (74), 1397-1405.

- Neumann, G. y W.J. Pierson, Jr., 1966: *Principles of physical oceanography*. Prentice-Hall. 545 pp.

- O'Brien, J.J., y H.E. Hurlburt, 1972: A numerical model of coastal upwelling. *J. Phys. Oceanogr.* (2), 14-20.

- Reid, J.L. et al., 1963: Direct measurements of a small surface eddy off Northern Baja California. *J. of Marine Res.* (21), 205-218.

- Reid, J.L., y A.W. Mantyla, 1976: The effect of the geostrophic flow upon coastal sea level in the northern North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.* (81), 3100-3110.

- Robinson, A.R., 1964: Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems. *J. Geophys. Res.* (69), 367-368.

- Smith, R., 1974: A description of current, wind and sea level variations during coastal upwelling off Oregon coast, july-agost, 1972. *J. Geophys. Res.* (79), 435-443.

- Smith, R.L., 1978: Poleward propagation in currents and sea levels along the Peru coast. J. Geophys. Res. (83), 6083-6092.
- Sverdrup, H.U., y R.H. Fleming, 1941: The water off the coast of Southern California, March to July 1937. Scripps Inst. Ocean. Bull. (4), 261-378.
- Sverdrup, H.U., M.W. Johnson y R.H. Fleming, 1942: The Oceans. Prentice-Hall, inc. 1087 pp.
- Tibby, R.B., 1941: The water masses off the west coast of North America. Jour. Marine Research. (4), 112-121.
- Tukey, J., 1977: Exploratory Data Analysis. Addison-Wesley. 688 pp.
- von Arx, W.S., 1962: Introduction to physical oceanography. Addison-Wesley.
- Walin, G., 1972: Some observations of temperature fluctuations in the coastal region of the Baltic. Tellus. (24), 187-198.
- Wang, D.P., 1975a: Coastal trapped waves in a baroclinic ocean. J. Phys. Oceanogr. (5), 326-333.
- Wang, D.P., 1975b: Coastal water response to the variable wind theory and coastal upwelling experiment. Ph. D. Thesis, University of Miami, 174 pp.
- Wang, D.P., y C.N.K. Mooers, 1976: Coastal-trapped waves in a continuously stratified ocean. J. Phys. Oceanogr. (6), 853-863.
- Wooster, W.S., y J.L. Reid, Jr., 1963: Eastern boundary currents. The Sea, M.N. Hill, Ed., Interscience, 253-280.
- Wyrtki, K., 1974: Sea level and the seasonal fluctuations of the Equatorial Currents in the western Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr. (4), 91-103.
- Wyrtki, K., 1975: Fluctuations of the dynamic topography in the Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr. (5), 450-459.