



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
Universidad Nacional Autónoma de México



03064

*“Estudio de la Circulación de la Brisa en el Lago de Chapala,
Jalisco”*

T E S I S

que para obtener el grado académico de

Maestro en Ciencias

(Oceanografía Física)

p r e s e n t a

RAÚL CANDELARIO CRUZ GÓMEZ

Director de tesis: Dr. Anatoliy E. Filonov

Comité Tutorial: Dra. Adela Monreal Gómez
Dra. Irina E. Tereshchenko
Dr. Javier Alcocer Durand
Dr. Martín Merino Ibarra

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

Guadalajara, Jalisco
14 de Febrero del 2002



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ESTA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES Y ENSEÑANZA DE QUÍMICA
CARRERAS DE QUÍMICA Y QUÍMICA INDUSTRIAL
CARRERAS DE QUÍMICA Y QUÍMICA INDUSTRIAL

A mis padres

Agradecimientos

Quiero agradecer en primer lugar al Dr. Anatoliy E. Filonov y a la Dra. Irina Tereshchenko por su infinita paciencia, por darme también un espacio y la oportunidad de realizar este trabajo.

Muchas gracias Doctor Anatoliy.

También quiero agradecer a mi comité tutorial por sus valiosas sugerencias y concejos para la realización de este trabajo.

Gracias Dr. Martín Merino por haberme dado la oportunidad de pertenecer al posgrado del ICMyL.

Muchas gracias David Serrano por tus excelentes respuestas a todas mis preguntas.

Gracias

Especialmente a ti mi compañera y esposa por tu apoyo incondicional.

Gaby y mis bebes Gaby y Xochitl, porque gracias a ustedes he realizado un hermoso sueño y han logrado que de solo pensar en ustedes se me alegren los días. Discúlpenme si en algún momento las ofendí.

RESUMEN.iv
I. INTRODUCCIÓN.	1
1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.	5
1.1. Área de estudio	5
1.2. Objetivos y metas.	6
1.3. Datos iniciales y equipo requerido.	7
1.4. Metodología.	9
2. MÉTODOS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS PROCESOS Y CAMPOS HIDROMETEOROLÓGICOS DE UN PROCESO ALEATORIO.	10
2.1. Análisis espectral lineal.	10
2.2. Análisis espectral cruzado.	12
2.3. Calidad del análisis espectral.	14
2.4. Análisis espectral de los campos hidrofísicos aleatorios (Análisis tridimensional).	14
2.5. Propiedades de las estimaciones adaptativas.	17
2.6. Análisis espectral de los procesos aleatorios vectoriales.	17
3. VARIABILIDAD DE LOS PROCESOS HIDROMETEOROLÓGICOS EN LA REGIÓN DEL LAGO DE CHAPALA	24
3.1. Variabilidad estacional.	24
3.1.1. Precipitación.	24
3.1.2. Temperatura del aire.	25
3.1.3. Humedad relativa.	25

3.1.4. Magnitud del viento.	25
3.1.5. Presión atmosférica.	25
3.2. Variabilidad sinóptica.	27
3.3. Variabilidad de unas horas hasta 24 horas.	29
3.4. Análisis de los promedios de las series iniciales.	31
3.4.1. Magnitud y dirección del viento.	31
3.4.2. Análisis de las fluctuaciones meteorológicas (Temperatura, Presión, Humedad y Velocidad del Viento)	33
3.5. Análisis de los datos horarios capturados en la estación climática Chapala.	35
3.5.1. Sentido de la circulación de la brisa.	35
3.5.2. Fluctuaciones del nivel del lago.	37
3.5.3. Análisis de la Coherencia, Diferencia de fase y Amplitud cuadrada media.	38
3.6. Análisis de los datos recibidos durante un experimento especial.	41
3.6.1. Análisis visual de las series obtenidas durante el experimento.	41
3.6.2. Espectros de las series de tiempo recibidos durante el experimento.	42
3.6.3. Experimento para la investigación de la estructura espacial de la brisa.	45
3.7. Análisis espectral espacial.	46
4. SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LOS SEICHES BAROTRÓPICOS EN EL LAGO.	51
4.1 Batimetría del lago de Chapala.	51
4.2 Modelo semi-implícito HAMSOM	52
4.2.1. Sistema de ecuaciones.	52
4.3. Simulación del modelo para el viento real.	54
4.3.1. Resultado del análisis de variación de nivel del lago.	54

4.3.2. Prueba del modelo numérico.	56
4.3.3. Resultados de modelación con la batimetría real.	59
4.3.4. Variación de nivel del lago generada por el modelo.	63
4.3.5. Periodo de los seiches en las diferentes cotas del lago.	65
5. CONCLUSIONES.68
6. REFERENCIAS.70

RESUMEN

A las series de tiempo de temperatura del aire, presión atmosférica, magnitud y dirección del viento, humedad relativa y variación de nivel del agua del lago fueron capturadas y analizadas mediante un análisis espectral auto y cruzado.

Los resultados indicaron, que la dinámica de la circulación de la brisa esta sujeta a la orografía local, por tal razón se realizó un experimento con duración de tres días dentro y fuera del lago mediante una antena de sensores y se capturaron las características meteorológicas sincronizadas, las cuales fueron sometidas al análisis tridimensional, encontrando la magnitud y dirección de la onda de la brisa sobre la región del lago, esta consta de cuatro principales armónicos 24, 12, 8 y 6 horas. El armónico de 12 y 8 horas tienen dirección NE y el de 6 horas tiene dirección paralela a la costa.

Se demuestra que las fluctuaciones atmosféricas periódicas, generan amplitudes significantes de los seiches con periodos de aproximadamente 6 horas. Con la ayuda de un modelo numérico de circulación barotrópica bidimensional (HAMSOM), se obtuvieron las corrientes debidas al viento y las amplitudes de los seiches, estos tienen dos principales modos de oscilación los cuales dependen directamente de la forma y batimetría del lago. Se concluye que la fuente principal de la dinámica dentro y fuera del lago es la brisa local.

INTRODUCCIÓN

La limnología física es el estudio del movimiento y mezcla del agua de un lago, mientras que la meteorología es el estudio de la dinámica de la atmósfera. El punto de partida para una investigación sobre el movimiento en un cuerpo de agua y los mecanismos que lo causan, debe incluir un estudio detallado de ambas ramas de la física, ya que la superficie de un lago está expuesta a factores meteorológicos, como son: la radiación solar, la temperatura del aire, humedad relativa y el viento. La radiación solar es, sin duda, la principal fuente de calor, la cual tiene un efecto máximo en la superficie del agua y ésta es absorbida en la primera capa provocando toda una dinámica dentro y fuera del lago.

Chapala es el lago natural más grande de México, situado al Sur de la Zona Metropolitana de Guadalajara, Jalisco (aproximadamente $20^{\circ}20' N$, $103^{\circ}25' W$ y $20^{\circ}10' N$, $102^{\circ}40' W$), cuyas dimensiones son 75 por 25 km, con una profundidad promedio de 6 m y una máxima cercana a los 13 m. Por la belleza de su paisaje, por el incomparable clima y por su cercanía a la ciudad de Guadalajara, ha venido a ser el sitio geográfico de mayor interés en nuestro país que atrae una gran cantidad de turistas mexicanos y extranjeros.

Chapala es un lago receptor siendo su fuente principal el río Lerma y su afluente único el río Santiago. El lago es el más importante abastecimiento de agua potable para la ciudad de Guadalajara por ser la más económica. Lamentablemente, desde décadas pasadas el agua del lago ha sido fuertemente contaminada por fuentes de origen antropogénico así como por desechos de las poblaciones locales. Además de esto, el nivel del lago se ha visto seriamente afectado por el uso de sus aguas para el riego y el gasto doméstico de la ciudad de Guadalajara (*Sandoval 1994*).

La hidrodinámica del lago ha recibido mayor atención en los últimos años a través de extensos muestreos de campo, cuyos objetivos, han sido el estudio del régimen termodinámico de

las aguas del lago (*Filonov y Tereshchenko, 1999a*), la modelación de la circulación de las aguas, la dispersión y dinámica de los contaminantes en el lago (*Escalante, 1992; Hansen, 1994; León, 1994; Curiel, 1995*), en la tasa de sedimentación (*Fernex, et al., 2001*), en circulación hidrometeorológica y los procesos termodinámicos en la atmósfera, (*Filonov et al., 1998; Filonov, 1998*).

Hasta 1987, un listado de revisiones sobre la problemática del lago incluía 120 trabajos (*Guzmán y Morelos, 1992*). Entre los trabajos importantes destaca el trabajo de muchos años por un grupo de biólogos estadounidenses y mexicanos que publicaron un estudio de los factores que controlan la producción del fitoplancton en el lago (*Owen et al., 1992*).

De los lagos tropicales someros, Chapala es el más grande de México, lamentablemente se cuenta con muy poca información sobre la dinámica de sus aguas y su interacción con la atmósfera. Aunque, por otro lado, su química, biología e historial geológico han sido descritos y discutidos ampliamente por varios autores, entre los que destacan *Palmer (1926), Downs (1958), Clementes (1963), Rosas-Elguera y Urrutia-Fucuguachi (1997); Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugachi (1998)*.

Las observaciones sobre el nivel del agua en el lago han mostrado que los vientos locales ó brisa generan diferencias de nivel en la superficie. Al mismo tiempo, dicho proceso convectivo debido a rápidos cambios de temperatura juega un papel importante en el intercambio de calor de la masa de agua del sistema, del cual se derivan procesos dinámicos dentro del lago, que incluyen: corrientes, ondas internas y seiches (*Filonov y Tereshchenko, 1999a, 1999b; Filonov, en prensa*). El estudio de los seiches es de gran importancia pues proveen de una fuente significativa de energía a las parcelas de agua y además son los principales promotores de mezcla y transporte.

La magnitud del viento diurno es más intenso que el nocturno; alcanzando 8-10 m/s con dirección hacia la costa, lo que incrementa la evaporación en la superficie del lago (*Filonov, 1998*). El viento nocturno tiene dirección hacia el lago con magnitud promedio de 3 m/s; y es el resultado de la diferencia de temperatura existente entre la superficie del lago y el medio terrestre que lo rodea, el cual se encuentra totalmente deforestado, provocando así un gradiente en la presión atmosférica.

Los vientos locales y la brisa, son los que determinan toda la dinámica del lago de Chapala, se generan diariamente por el gradiente de los parámetros meteorológicos (temperatura del aire, presión atmosférica, humedad relativa). La variabilidad interanual de la precipitación causa importantes fluctuaciones en el nivel, área y volumen del lago. La variabilidad sinóptica en la atmósfera se presenta con periodos de entre 2-15 días en la región del lago de Chapala (*Filonov et al., 1998*).

En el presente estudio se utilizan series de tiempo de datos meteorológicos y nivel del lago disponibles, así como de nuevos registros y experimentos realizados, para dilucidar los efectos de las variaciones meteorológicas y de la brisa sobre el nivel del lago y su dinámica. Adicionalmente, se simuló la dinámica generada en el lago por el viento mediante un modelo semi-implícito de circulación barotrópica bidimensional

Las series temporales iniciales meteorológicas y de nivel del lago (Diciembre de 1996 a Septiembre del 2000) se analizaron cuidadosamente mediante el análisis espectral auto y cruzado, encontrando la diferencia de fase entre cada proceso y su amplitud media

También se analizaron series obtenidas mediante un experimento especial en el lago, en el cual se midieron las fluctuaciones de temperatura del aire, presión atmosférica, humedad relativa, magnitud y dirección del viento, dentro y fuera del lago, durante un tiempo aproximado de tres días continuos con cielo despejado. La circulación y longitud de la onda de la brisa se analizaron

de acuerdo a la metodología escrita por *Filonov (1986)* y *Konyaev (1990)*, encontrando así la relación existente como magnitud y diferencia de fase entre los armónicos diurno (24 horas), semidiurno (12 horas), de 8 y de 6 horas, todo esto mediante programas elaborados con el software *Fortran 90* y *Matlab 5.3*.

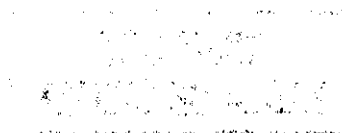
El sentido de la circulación que sigue la brisa en la región del lago, a favor ó en contra de las manecillas del reloj, se encontró mediante el método de componentes rotacionales ó método de *Gonella (1972)*.

Para poder pronosticar tanto las variaciones en el nivel de la superficie del lago, así como los modos de oscilación de este, se utilizó y adaptó el modelo semi-implícito HAMSOM (*Hamburg Shelf Ocean Model*) de circulación barotrópica bidimensional *Carbajal (1993)*; *Núñez Riboni (2000)* y con él se simuló la dinámica que tiene el lago forzando a dicho modelo solo por viento tratando de comparar los resultados arrojados por éste con las series iniciales.

1.1. ÁREA DE ESTUDIO

El lago de Chapala es el más grande de México y se distingue como un lago transmisor (*Sandoval, 1990*), ya que es alimentado por el río Lerma y tiene un desagüe natural por el río Santiago, ambos ríos junto con el lago forman el sistema de la cuenca, (Fig. 1). La existencia de un lago depende de su equilibrio hidrológico, esto es, debe de existir una equivalencia entre entradas y salidas de agua. Lamentablemente, en los últimos años (1990-2000), el nivel del vaso lacustre ha disminuido, principalmente por evaporación (CNA). La radiación solar, la temperatura ambiente y la magnitud del viento son la causa principal de ésta. Por su cercanía a la ciudad de Guadalajara, el lago de Chapala es actualmente la principal fuente de abastecimiento de agua para esta ciudad, así como la más económica (*Sandoval, 1994*).

En años de lluvias intensas la precipitación es de aproximadamente 750 mm anuales. La evaporación del espejo de agua del lago es de 1400-1600 mm al año, es decir, casi dos veces más que la precipitación (*Filonov, 1998*). Las oscilaciones de la intensidad de las precipitaciones en la cuenca tienen una ciclicidad temporal con periodos de El Niño (desde 2 hasta 7 años) y periodos de variación de la actividad solar (11, 22, 45 y más años). Esta variabilidad interanual en la precipitación origina a su vez oscilaciones temporales importantes en el nivel, el volumen y la superficie del lago (*Filonov, 1998*)



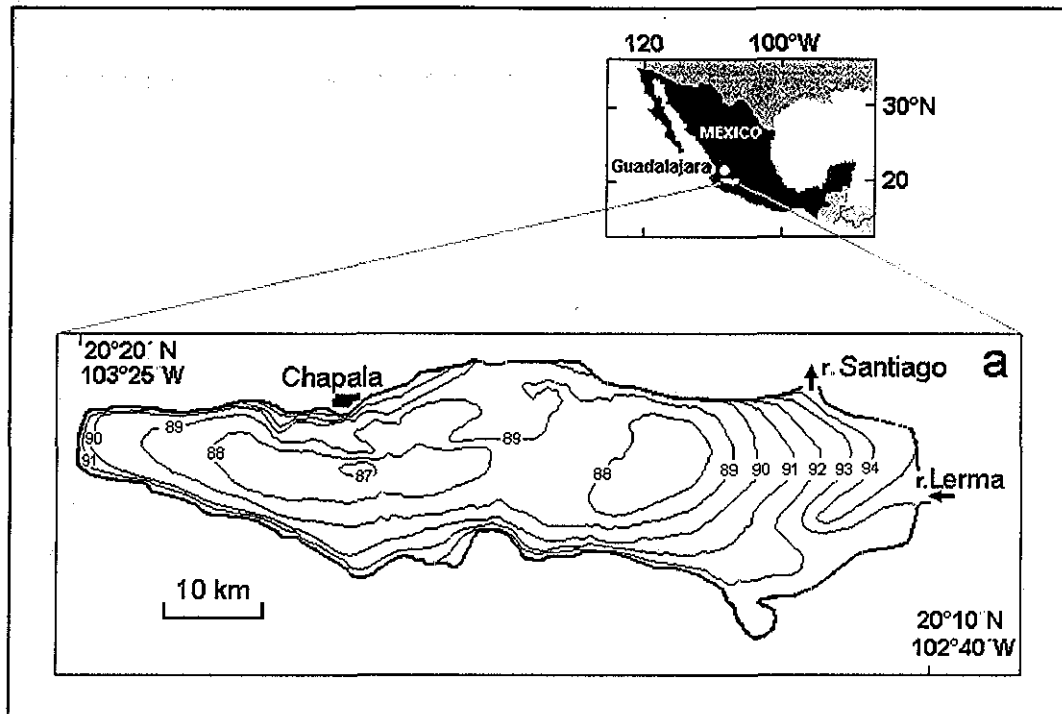


Figura 1. Ubicación geográfica del lago de Chapala y su batimetría. La profundidad está dada en metros con relación a la cota mínima que es la 87 ó 0.

1.2. OBJETIVOS Y METAS

Los objetivos generales de este trabajo son:

- Determinar la variación espacio-temporal de los parámetros meteorológicos y su reflejo en la variación del nivel en el lago de Chapala.
- Reconocer los efectos termodinámicos provocados por la circulación de la brisa en el lago mediante un polígono hidrofísico.

Las metas de este trabajo son:

1. Crear un banco de datos para el lago de Chapala, que incluya:
 - a) Series de tiempo de las fluctuaciones meteorológicas.
 - b) Series largas de tiempo de las fluctuaciones de corto periodo del nivel del lago;

2. Estudiar las variaciones de los parámetros meteorológicos (temperatura del aire, presión atmosférica, humedad relativa, magnitud y dirección del viento) y su relación con la circulación de la brisa sobre el sistema tierra-lago.
3. Con base en el modelo semi-implícito HAMSOM para aguas someras, realizar una modelación numérica de las fluctuaciones gravitacionales inducidas (barotrópicas) provocadas por la brisa en el lago.

1.3. DATOS INICIALES Y EQUIPO REQUERIDO

La adquisición de los datos de variación de nivel se realizó con la ayuda de la Comisión Nacional del Agua (CNA). Estos fueron registrados por una estación climática propia de la CNA. Los datos de variación del nivel del lago fueron recabados diariamente con ayuda de un limnógrafo mecánico. Los limnogramas fueron digitalizados con el software *SURFER 6.01*, con discretización de 1 hora cada muestra, obteniendo así una serie de tiempo no continua de 32 años. La serie no es continua por la razón de que el nivel del lago en tiempos de estiaje es muy bajo y el limnógrafo no captura datos. Sin embargo, personal de la CNA mide el nivel de este con una regla diariamente a las 8 de la mañana, lecturas que se capturaron y se interpolaron con igual discretización con la ayuda del software *MATLAB 5.3* y el método *spline-cúbico*.

Los datos meteorológicos se registraron con una estación meteorológica autónoma *WEATHER MONITOR II*, en el lugar donde está la estación climática de la CNA. La discretización de la serie es de 1 hora obteniendo una serie de tiempo no continua de 38 años. De igual forma la serie no es continua debido a la falta de mantenimiento de la estación *WEATHER MONITOR II*.

Para el desarrollo y metodología de adquisición de nuevos datos meteorológicos se estableció un polígono de tres aristas en forma de triángulo equilátero con lados de



aproximadamente 3 km frente a la ciudad de Chapala, como lo muestra la figura 2. Durante el experimento se instalaron 3 estaciones meteorológicas autónomas *WEATHER MONITOR II*, en cada arista del polígono a las que se les llamó 1) Chapala ($20^{\circ}17.428'N$, $103^{\circ}12.104'W$), 2) San Antonio ($20^{\circ}17.428'N$, $103^{\circ}12.104'W$) y 3) Lago ($20^{\circ}16.276'N$, $103^{\circ}12.76'W$). Las estaciones tuvieron una discretización en tiempo de 5 min. El experimento tuvo una duración de aproximadamente 3 días (25 al 27 de Mayo del 2000). La estación Chapala y San Antonio se mantuvieron fijas en tierra cerca de la costa y la estación Lago se mantuvo anclada durante todo ese periodo en el agua. Este experimento se llevó a cabo en estas fechas por qué es cuando se presentan las mejores condiciones de brisa y evaporación en el lago (época de estiaje). Esta antena de sensores permitirá valorar el espectro tridimensional de los parámetros meteorológicos, por el cual se pueden medir los periodos, dirección y longitud de las ondas de brisa en la atmósfera para cualquier intervalo de tiempo.

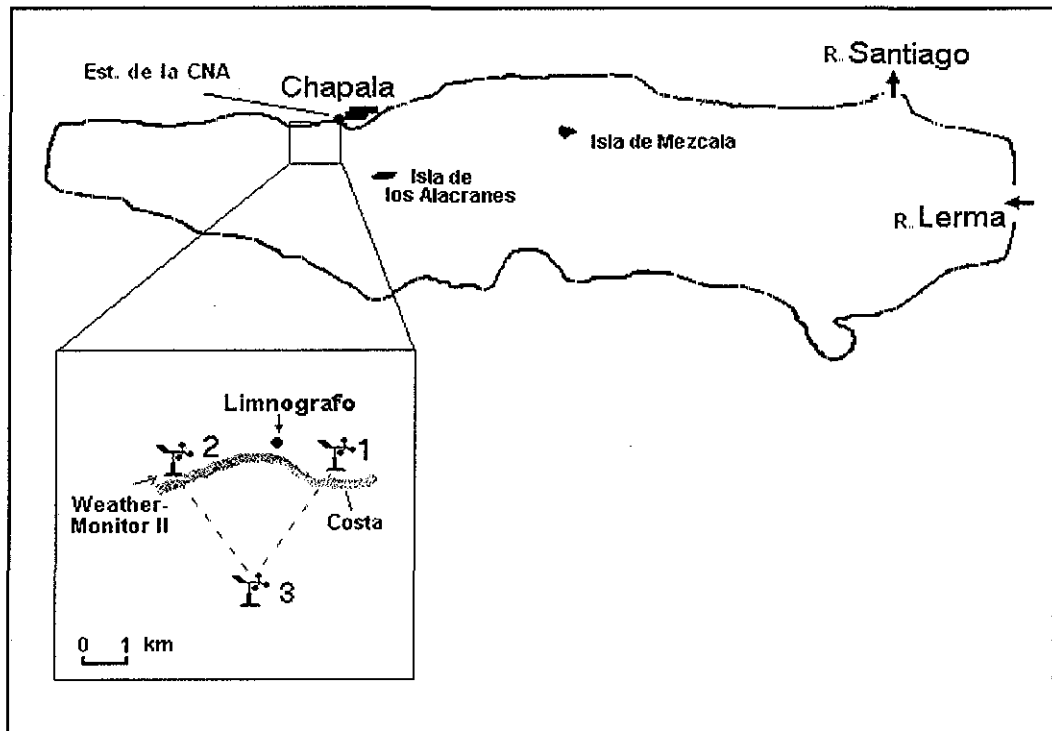


Figura 2. Representación esquemática del polígono experimental establecido en el área de estudio.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

1.4. METODOLOGÍA

Para el análisis de las periodicidades ocultas en las mediciones escalares y vectoriales de las series de tiempo, se utilizaron los métodos del análisis espectral (*Jenkins y Watts, 1969*). Con base en los resultados obtenidos de las mediciones reales en el polígono, se aplicó un modelo hidrodinámico de las fluctuaciones de nivel y corrientes en el lago provocados por las brisas (*Modelo seimi-implícito HAMSOM*).

Los resultados del modelo fueron comparados con los datos obtenidos del limnógrafo.

MÉTODOS DEL ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS PROCESOS Y CAMPOS HIDROMETEOROLÓGICOS

Los procesos geofísicos que ocurren en la naturaleza se clasifican en *determinísticos* y *no determinísticos*.

Los procesos determinísticos se pueden expresar por una descripción matemática exacta como por ejemplo: Rotación de un satélite, mareas oceánicas y atmosféricas, variabilidad anual de la temperatura en la superficie terrestre etc. Los procesos no determinísticos no se pueden describir por una relación matemática exacta, ya que no es posible pronosticar su comportamiento en el tiempo o espacio, por lo que estos procesos se caracterizan sólo por algunas relaciones estadísticas. Los procesos que presentan este tipo de característica se les denomina también aleatorios.

Investigando los procesos que se presentan en la atmósfera e hidrósfera generalmente nos encontramos con que son procesos aleatorios los que determinan la variabilidad espacio-temporal de los fenómenos observados. Sin embargo, no existen en la naturaleza procesos determinísticos o aleatorios en su forma pura. Una herramienta muy poderosa para la investigación de los procesos aleatorios es sin duda el análisis espectral. La variabilidad de los procesos en la naturaleza se presenta no solo en el tiempo sino también en coordenadas espaciales, por tal razón los procesos geofísicos se relacionan con campos multidimensionales vectoriales o escalares.

2.1. ANALISIS ESPECTRAL LINEAL

La transformada de Fourier (TF) es una poderosa herramienta matemática para convertir datos en el dominio del tiempo al dominio de las frecuencias y viceversa. En otras palabras la

transformada de Fourier distingue o identifica las diferentes frecuencias que componen una serie (en senos y cosenos), con sus respectivas amplitudes y fases. Matemáticamente su relación es expresada como: *Bendat y Piersol (1967); Jenkins y Watts (1969); Filonov (1976); Konyayev (1990)*.

$$S_x(\omega) = \int_0^T x(t) e^{-i2\pi\omega t} dt = \int_0^T x(t) \cos(2\pi\omega t) dt - i \int_0^T x(t) \sin(2\pi\omega t) dt = a_x(\omega) - ib_x(\omega). \quad (2.1)$$

donde $x(t)$ es la serie de tiempo, T es la longitud total de la serie y ω es la frecuencia. En donde $a_x(\omega)$ es la parte real de la TF y $ib_x(\omega)$ es la parte imaginaria de la TF y S_x es la TF en el dominio del tiempo.

La función del periodograma es el cuadrado del espectro amplitudinal y físicamente nos da los periodos de los armónicos que forman la serie de tiempo:

$$S_{xx}(\omega) = \frac{1}{T} C_x(\omega) C_x^*(\omega), \quad (2.2)$$

Donde C_x y C_x^* son la parte real e imaginaria del periodograma cruzado y $(*)$ es el conjugado complejo del espectro. Cuando, el valor promedio del periodograma (según el conjunto de series) es igual a la densidad espectral, el periodograma es una estimación asintótica insesgada. La dispersión del periodograma es aproximadamente igual al cuadrado del valor promedio de la estimación, esto es, el cuadrado de la densidad espectral del proceso mismo y prácticamente no depende de la longitud de la serie inicial. Por lo tanto el periodograma es al mismo tiempo una estimación inconsistente del espectro. La gran dispersión del periodograma surge debido a la falta de promediación del proceso aleatorio en la etapa de cálculo, ya que esta se obtiene elevando al cuadrado el módulo del espectro de amplitud. Con esto las pulsaciones se incrementan proporcionalmente a la densidad espectral del proceso mismo, *Filonov (1982)*.

Se cuenta con dos posibles procedimientos para mejorar esta estimación: ya sea

promediar los periodogramas obtenidos en realizaciones independientes, o suavizar el periodograma por las frecuencias con ayuda de la correspondiente ventana de suavización, por ejemplo:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} S_1(\omega') \cdot Z(\omega - \omega') d\omega' \quad (2.3)$$

Ambos caminos llevan a una estimación que concuerda con la forma general de la estimación del espectro. A la estimación obtenida con tal sucesión de operaciones se le llama filtro.

2.2. ANÁLISIS ESPECTRAL CRUZADO

El análisis espectral cruzado se aplica a pares de series de los procesos aleatorios para obtener dependencias complementarias pero pierden su significado al ser analizadas por separado. Cuando se tienen los procesos aleatorios de $x(t)$ y $y(t)$, frecuentemente surge el problema de determinar las medidas de relación entre estos procesos, que como regla se ubican distribuidos en el tiempo o en el espacio. La medida de relación se puede caracterizar al calcular el espectro cruzado de los procesos $x(t)$ y $y(t)$.

El periodograma cruzado se determina por la expresión

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{T} C_x(\omega) \cdot C_y^*(\omega) \quad (2.4)$$

ya que

$$\left\{ \begin{array}{l} C_x(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} [x(t) \cos 2\pi\omega t - ix(t) \sin 2\pi\omega t] dt, \\ C_y^*(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} [y(t) \cos 2\pi\omega t + iy(t) \sin 2\pi\omega t] dt, \end{array} \right.$$

se introducen las siguientes expresiones para los espectros amplitudinales

$$\begin{aligned} C_x(\omega) &= a_x(\omega) - ib_x(\omega) \\ C_y^*(\omega) &= a_y(\omega) + ib_y(\omega) \end{aligned} \quad (2.5)$$

de aquí

$$\begin{aligned} S_{xy}(\omega) &= \frac{1}{T} (a_x(\omega) - ib_x(\omega))(a_y(\omega) + ib_y(\omega)) = \\ &= \frac{1}{T} (a_x(\omega) \cdot a_y(\omega) + b_x(\omega) \cdot b_y(\omega) - ib_x(\omega) \cdot a_y(\omega) + ia_x(\omega) \cdot b_y(\omega)) \end{aligned} \quad (2.6)$$

Y finalmente se obtiene:

$$S_{xy}(\omega) = P_{xy}(\omega) - iQ_{xy}(\omega),$$

en donde $P_{xy}(\omega)$, es la parte cosenoidal del espectro cruzado de los procesos $x(t)$ y $y(t)$ o co-espectro; $Q_{xy}(\omega)$ parte senosoidal o espectro de cuadratura.

Es claro que el co-espectro es una función par y el espectro de cuadratura es una función impar. De la expresión anterior se tiene que si $x(t) = y(t)$, esto es, el espectro cruzado se estima para una misma serie entonces

$$S_{xy}(\omega) = S_{xx}(\omega) = S_{yy}(\omega),$$

Para procesos estacionarios tiene significado calcular la función de coherencia de los procesos $x(t)$ y $y(t)$, si sus valores numéricos se encuentran entre los límites 0 a 1:

$$C_0^2(\omega) = \frac{|S_{xy}(\omega)|^2}{S_{xx}(\omega) \cdot S_{yy}(\omega)} = \frac{P_{xy}^2(\omega) + Q_{xy}^2(\omega)}{S_{xx}(\omega) \cdot S_{yy}(\omega)} \quad (2.7)$$

Esta determinación positiva de la función caracteriza la medida de relación en cada frecuencia entre los procesos $x(t)$ y $y(t)$. Cuando $C_0^2(\omega) = 0$, se entiende que no existe relación entre estos procesos y cuando $C_0^2 = 1$ significa que existe una relación lineal en la frecuencia ω con una diferencia de fase:

$$\Delta\varphi_{xy}(\omega) = \arctg\left(\frac{Q_{xy}(\omega)}{P_{xy}(\omega)}\right) \quad (2.8)$$

2.3. CALIDAD DEL ANÁLISIS ESPECTRAL

Para poder evaluar la calidad del cálculo del espectro es necesario compararlo con un modelo estadístico. En estadística existe una función χ^2_ν ; donde ν son los grados de libertad. El cálculo de esta función es muy parecida al cálculo del espectro (*Jenkins y Watts, 1969; Konyaev, 1990*).

Porque χ^2_ν es una función que se encuentra bien tabulada en cualquier libro de estadística, el espectro evaluado se puede comparar con esta función. Aquí cualquier valor de cualquier frecuencia del periodograma tiene dos grados de libertad porque resulta de la sumatoria de la transformada de seno y coseno del espectro amplitudinal. Pero el espectro energético se obtiene como periodograma suavizado con valores de frecuencias independientes del lado derecho e izquierdo. Para calcular los grados de libertad se utiliza la fórmula $\nu = 2\alpha(2F + 1)$; donde α es el número de pruebas, en el cual la estimación espectral promedio es estimada y F es la semianchura del filtro de suavización.

Los límites de confianza se buscan por cantidad de grados de libertad ν en las tablas o gráficos especiales que podemos encontrar en las monografías (*Bendat y Piersol, 1986; Konyaev, 1990*).

2.4. ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS CAMPOS HIDROFÍSICOS ALEATORIOS (ANÁLISIS TRIDIMENSIONAL)

La dificultad relacionada con la organización de las mediciones espaciales se presenta más claramente en las investigaciones oceanográficas. Como regla, en el análisis espacial por lo general no es suficiente la capacidad de resolución de los sensores, ya que las mediciones

espaciales frecuentemente se presentan en un plano con 3-4 puntos de medición (ubicadas en el espacio de una estación de boyas autónomas). Por ello en la oceanografía se debe esperar el mayor efecto en la sustitución de los estimadores tradicionales y los adaptativos. Analicemos las ideas que yacen en la base del análisis espacial.

Sea que se mide un campo aleatorio $\zeta(x,y,t)$ en donde x y y son las coordenadas espaciales horizontales, con ayuda de P sensores ubicados en el plano x y y de valores del campo durante un segmento de tiempo. Toda la información sobre el espectro del campo se tiene en la matriz de los espectros cruzados en la cual se presentan los datos de la función de correlación para todos los desplazamientos posibles en cualquier frecuencia de tiempo.

$$S_{ij}(\omega) = \begin{bmatrix} S_{11}(\omega) & S_{12}(\omega) & \dots & S_{1p}(\omega) \\ S_{21}(\omega) & S_{22}(\omega) & \dots & S_{2p}(\omega) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ S_{p1}(\omega) & S_{p2}(\omega) & \dots & S_{pp}(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.9)$$

en donde $S_{ij}(\omega) = C_i(\omega)C_j^*(\omega)$; $i, j = 1, 2, \dots, P$ es el número de los sensores; $C_i(\omega)$ es el espectro amplitudinal de la serie de tiempo del i -ésimo sensor; (*) representa el conjugado complejo.

Los espectros cruzados $S_{ij}(\omega)$ en la matriz (2.9) se suavizan por la frecuencia ω o se promedian por el conjunto de datos temporales para disminuir la dispersión de la estimación del espectro.

La estimación tradicional del espectro espacio-temporal tiene la forma:

$$\vec{S}(\vec{k}, \omega) = \sum_{i=1}^P \sum_{j=1}^P a_{ij} S_{ij}(\omega) \exp - i2\pi \vec{k} \Delta \vec{x}_{ij} \quad (2.10)$$

en donde \vec{k} es el vector número de onda; $\Delta \vec{x}_{ij}$ es el vector de la diferencia de coordenadas del i -ésimo y j -ésimo sensor; a_{ij} son multiplicadores de peso escogidos para cada posición concreta de los sensores de tal manera que se pueda “formar” una buena ventana espectral a través de la

eliminación o supresión de la información obtenida con sensores ubicados no adecuadamente. Sin embargo, debido a que la información de cada sensor se obtiene a un alto precio, entonces las variantes de la posición optima se piensan antes del experimento, aunque este camino semi-empírico no cuenta con criterios precisos.

Para la estimación adaptativa del espectro espacial se construye un filtro de múltiples canales (EP), en el que para la estimación por el *método de Máxima Entropía (ME)*, sus coeficientes se encuentran como función de la frecuencia temporal ω de la ecuación matricial:

$$\begin{bmatrix} S_{11}(\omega) & S_{12}(\omega) & \dots & S_{1p}(\omega) \\ S_{21}(\omega) & S_{22}(\omega) & \dots & S_{2p}(\omega) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ S_{p1}(\omega) & S_{p2}(\omega) & \dots & S_{pp}(\omega) \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_{p-1} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 1 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (2.11)$$

La matriz del filtro multicanal se forma en un producto directo de la columna vector por el vector fila del conjugado complejo, cada uno se compone de coeficientes del filtro EP:

$$h_{ij}(\omega) = \begin{Bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_{p-1} \end{Bmatrix} \otimes \{a_0 a_1 \dots a_{p-1}\}^* \quad (2.12)$$

El estimador mismo de Máxima Entropía (con una exactitud de hasta el multiplicador normativo) se calcula de la forma:

$$S(\vec{k}, \omega) = \left(\sum_{i,j=0}^{p-1} h_{ij}(\omega) \exp - i 2\pi \vec{k} \Delta \vec{x}_{ij} \right)^{-1} \quad (2.13)$$

Para la estimación del espectro por el *método de Máxima Verosimilitud (MV)*, el filtro $h_{ij}(\omega)$ se determina por la matriz espectral inversa

$$h_{ij}(\omega) = \begin{bmatrix} S_{11}(\omega) & S_{12}(\omega) & \dots & S_{1p}(\omega) \\ S_{21}(\omega) & S_{22}(\omega) & \dots & S_{2p}(\omega) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ S_{p1}(\omega) & S_{p2}(\omega) & \dots & S_{pp}(\omega) \end{bmatrix}^{-1} \quad (2.14)$$

y la estimación se calcula sustituyendo (2.14) en (2.13).

2.5. PROPIEDADES DE LAS ESTIMACIONES ADAPTATIVAS.

La estimación de MV del espectro espacio-temporal se distribuye por la ley de χ^2 con $\nu = 2(k - p + 1)$ grados de libertad, en donde k es el número de segmentos por los cuales se promedia (existe la promediación por la frecuencia temporal) la matriz espectral (2.9) y P es el número de sensores. En la práctica estas limitantes se eluden promediando los espectros cruzados por casi la totalidad de los segmentos que se cubren (los datos vecinos están desplazados en 1-2 datos), la cantidad de ellos puede ser mucho mayor que el número de sensores, pero la longitud total de la serie es menor a la solicitada $k \geq P$

La estimación de Máxima Entropía de la serie temporal que contiene N datos se distribuye asintóticamente (esto es, con N se distribuye normalmente) con un número condicional de grados de libertad $\nu = N/M$ en donde M es el orden del modelo que depende del orden del filtro EP. Sin embargo, la estimación EP asintóticamente da el mismo error aleatorio que la tradicional con la elección correspondiente de la ventana espectral

2.6. ANÁLISIS ESPECTRAL DE LOS PROCESOS ALEATORIOS VECTORIALES

Los campos y procesos aleatorios vectoriales juegan un papel fundamental en la dinámica de la atmósfera y el océano. Una de las principales fuentes de información de las regularidades de la estructura y dinámica de las corrientes, así como de las ondas internas de mayor escala, son las

observaciones sobre las velocidades de las corrientes.

La mayoría de los registros de corrientes marítimas y vientos atmosféricos proporcionan información de las variaciones de la magnitud, dirección y velocidad en momentos discretos del tiempo, recopilando en estos registros las fluctuaciones de velocidad en el sistema de coordenadas polares, medido generalmente en diferentes puntos del espacio en forma de dirección y magnitud.

Las corrientes se ven como un campo vectorial y generalmente, los investigadores transforman la información a coordenadas cartesianas, representando la pulsación del vector de velocidad con sus proyecciones en las direcciones ortogonales $u(t)$ (eje dirigido al oriente) y $v(t)$ (eje dirigido al norte).

Existen tres formas para el análisis de la fluctuación de la velocidad de las corrientes, que han sido descritas en los trabajos contemporáneos *Rozhrkov (1979)*, *Fofonoff (1969)*, *Gonella (1972)*, *Mooers (1973)*, *Filonov (1979)* donde proponen una metodología del análisis espectral de los procesos vectoriales y estas son:

- a) Algebraico vectorial
- b) Componentes ortogonales
- c) Componentes giratorios (ó rotacional)

Estos métodos han sido desarrollados para hacer el análisis de los componentes ortogonales de velocidad. La idea básica es representar el vector de velocidad en el plano hodográfico, i.e. esto es la representación de la variación temporal de la velocidad en un plano u, v . En este plano los componentes oscilatorios del vector de velocidad ejecutan periódicamente órbitas elípticas, bajo la consideración de que el vector velocidad se puede descomponer para cada frecuencia, en dos rotaciones circulares con movimientos opuestos, cada uno con su propia amplitud y fase; el movimiento en sentido contrario a las manecillas del reloj corresponde a las

frecuencias positivas y el movimiento en sentido de las manecillas del reloj, a las frecuencias negativas. En este trabajo de tesis solo se análisis el método de componentes giratorias (Gonella, 1972).

Método de componentes giratorias

La velocidad horizontal compleja para una determinada ω se define como:

$$w(t) = u(t) + iv(t) = (a_u \cos \omega t + b_u \sen \omega t) + i(a_v \cos \omega t + b_v \sen \omega t), \quad (2.15)$$

Aquí a_u, a_v es la parte coseno; b_u, b_v es la parte seno de los espectros amplitudinales c_u y c_v ; ω la frecuencia cíclica; t es el tiempo.

Tranformando (2.15) en el tiempo obtenemos:

$$w_\omega(t) = \frac{1}{2}(a_{+\omega} + ib_{+\omega})e^{i\omega t} + \frac{1}{2}(a_{-\omega} + ib_{-\omega})e^{-i\omega t} \quad (2.16)$$

Y se utiliza la siguiente simbología

$$\begin{aligned} a_{+\omega} &= a_u + b_u, & b_{+\omega} &= a_v - b_u \\ a_{-\omega} &= a_u - b_u, & b_{-\omega} &= a_v + b_u, \\ c_{+\omega} &= \frac{1}{2}(a_{+\omega} + ib_{+\omega}) = |c_{+\omega}| \exp i\varphi, \\ c_{-\omega} &= \frac{1}{2}(a_{-\omega} + ib_{-\omega}) = |c_{-\omega}| \exp i\theta, \\ \operatorname{tg} \varphi &= \frac{b_{+\omega}}{a_{+\omega}}, & \operatorname{tg} \theta &= \frac{b_{-\omega}}{a_{-\omega}}. \end{aligned}$$

La ecuación (2.16) describe la fluctuación de la velocidad horizontal compleja como una superposición de los componentes polarizados de las espirales de la derecha e izquierda.

La fase φ y la amplitud compleja $c_{+\omega}$ se relacionan con el armónico con frecuencia $+\omega$, mientras que θ y $c_{-\omega}$ se relacionan con el armónico con frecuencia $-\omega$. La frecuencia circular se considera positiva si la polarización del componente $w_\omega(t)$ es al contrario de las manecillas del reloj y negativa si la polarización es en dirección de las manecillas del reloj. De la expresión

exponencial de $w(t)$ se siguen las relaciones entre las partes reales e imaginarias de los espectros amplitudinales de los componentes $u_\omega(t)$, $v_\omega(t)$ y los espectros amplitudinales de la serie $w_\omega(t)$. Si simbolizamos $A = |c_{+\omega}|$ y $C = |c_{-\omega}|$, encontramos

$$\begin{aligned} a_u &= A \cos \varphi + C \cos \theta, & a_v &= A \sin \varphi + C \sin \theta, \\ b_u &= A \sin \varphi + C \sin \theta, & b_v &= C \cos \varphi + C \cos \theta. \end{aligned} \quad (2.17)$$

Para poder describir la cinemática de los vectores que presentan espiralidad izquierda y derecha, y que forman las fluctuaciones horizontal de la velocidad $w_\omega(t)$ se tiene que dividir el movimiento en $+\omega$ y $-\omega$:

$$w_\omega(t) = w_{+\omega}(t) + w_{-\omega}(t) = [u_{+\omega}(t) + iv_{+\omega}(t)] + [u_{-\omega}(t) + iv_{-\omega}(t)] \quad (2.18)$$

y los pares de componentes

$$\begin{aligned} u_{+\omega}(t) &= a_{+\omega} \cos \omega t + b_{+\omega} \sin \omega t \\ v_{+\omega}(t) &= a_{+\omega} \sin \omega t + b_{+\omega} \cos \omega t \\ u_{-\omega}(t) &= a_{-\omega} \cos \omega t + b_{-\omega} \sin \omega t \\ v_{-\omega}(t) &= a_{-\omega} \sin \omega t + b_{-\omega} \cos \omega t \end{aligned} ,$$

permiten obtener la ecuación

$$\begin{aligned} u_{+\omega}^2(t) + v_{+\omega}^2(t) &= A^2, \\ u_{-\omega}^2(t) + v_{-\omega}^2(t) &= C^2, \end{aligned} \quad (2.19)$$

que describen los movimientos circulares de los vectores a favor y en contra de las manecillas del reloj, con los módulos A , C y la fase inicial φ , θ respectivamente

Nótese que los vectores polarizados en círculo con las componentes $u_{+\omega}(t)$, $v_{+\omega}(t)$ y $u_{-\omega}(t)$, $v_{-\omega}(t)$ se superponen y provocan un movimiento arbitrario polarizado (en este caso en órbita elíptica), en donde sus componentes son $u_\omega(t)$ y $v_\omega(t)$. Lo anterior lo podemos ver en la figura 3

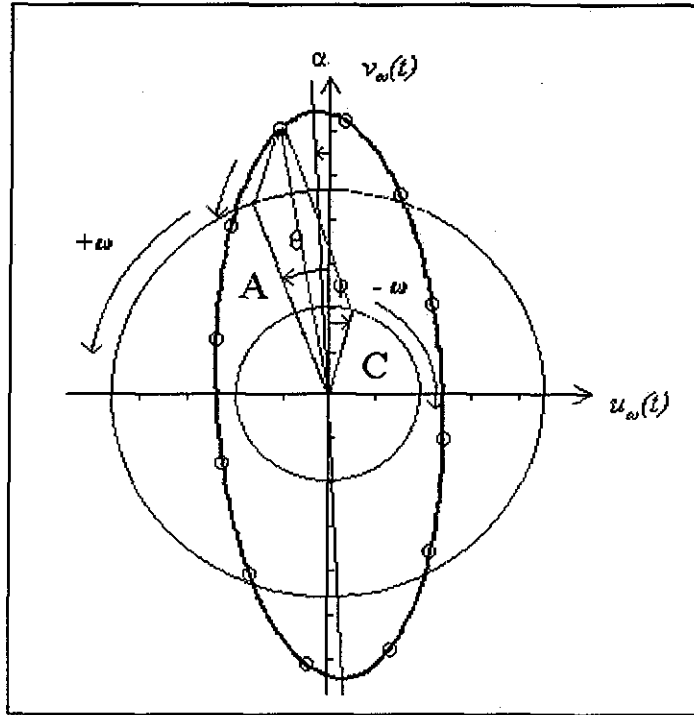


Figura 3. La cinemática de los vectores horizontales en círculo con una espiral de izquierda y derecha. La superposición de los cuales provoca una órbita elíptica de la sumatoria del vector velocidad

Es necesario realizar otras relaciones, de tal forma que de (2.19) se concluye la ecuación (2.20),

$$\begin{aligned}
 g_{uu} &= A^2 + C^2 + 2AC \cos 2\alpha, \\
 g_{vv} &= A^2 + C^2 - 2AC \cos 2\alpha, \\
 P_{uv} &= 2AC \operatorname{sen} 2\alpha, \\
 Q_{uv} &= A^2 - C^2.
 \end{aligned}
 \tag{2.20}$$

Aquí g_{uu} , g_{vv} , son los autoespectros de los componentes escalares; P_{uv} , Q_{uv} , son los espectros cruzado y de cuadratura.

A continuación se define la ecuación para el espectro de giro hacia la izquierda:

$$c_{+\omega}^* c_{+\omega} = A^2 = \frac{1}{4} (g_{uu} + g_{vv} + 2Q_{uv}) = S_{++}
 \tag{2.21}$$

el espectro de giro hacia la derecha:

$$\overline{c_{-\omega} c_{-\omega}^*} = C^2 = \frac{1}{4}(g_{uu} + g_{vv} - 2Q_{uv}) = S_{--} \quad (2.22)$$

el cohespectro de giro izquierda y derecha o el espectro de la energía cinética:

$$\overline{c_{+\omega} c_{-\omega}^*} = A^2 + C^2 = \frac{1}{2}(g_{uu} + g_{vv}) = S_{++} + S_{--} = S_{+-} \quad (2.23)$$

el espectro de las diferencias del giro de derecha e izquierda

$$A^2 - B^2 = S_{++} - S_{--} = -Q_{uv} \quad (2.24)$$

y la multiplicación de los espectros del giro derecha e izquierda

$$\overline{c_{+\omega} c_{-\omega}^*} = AC = \frac{1}{4}(g_{uu} - g_{vv} + i2P_{uv}) = S_{+-} \quad (2.25)$$

Aquí (-) es el promediado por ensamble de datos. Es de esperar que la existencia de ruido aleatorio en las mediciones de pulsación del vector de velocidad provocará la condición de $\max(c_o^2) \neq 1$ debido a que c_o^2 es una función del ángulo α definido como:

$$S_{+-} = R_{\text{exp}} - i2\alpha,$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctg \left(\frac{2P_{uv}}{(g_{uu} - g_{vv})} \right)$$

dando la posibilidad por analogía con la coherencia de introducir una magnitud invariante positiva que se define como E_ω^2 y es la relación del cuadrado del modulo de la magnitud compleja S_{+-} con respecto al producto de los autoespectros de giro hacia la izquierda y derecha

$$E_\omega^2 = \frac{|S_{+-}|^2}{S_{++}S_{--}} = \frac{(g_{uu} - g_{vv})^2 + 4P_{uv}^2}{(g_{uu} + g_{vv})^2 - 4Q_{uv}^2}, \quad (2.26)$$

(Gonella, 1972) llamo a (2.26) la estabilidad de la órbita elíptica, sin embargo es más conveniente interpretar E_ω^2 como la coherencia entre vectores izquierdo y derecho de la espiral

De esta forma, el análisis autoespectral de los componentes de la serie temporal de la fluctuación de una corriente en un sistema fijo u y v para cada ω fija dan la siguiente matriz de valores :

$$\begin{bmatrix} g_{uu}(\omega) & Q_{uv}(\omega) \\ P_{uv}(\omega) & g_{vv}(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.27)$$

en el cual únicamente el cuadrado del espectro es invariante. Este algoritmo se transforma en la matriz

$$\begin{bmatrix} S_{++}(\omega) & c_{out}(\omega) \\ c_{in}(\omega) & S_{--}(\omega) \end{bmatrix} \quad (2.28)$$

compuesta solamente de valores invariantes del espectro de la serie y que tienen un sentido físico claro

CAPÍTULO 3.

VARIABILIDAD DE LOS PROCESOS HIDROMETEOROLÓGICOS EN LA REGIÓN DEL LAGO DE CHAPALA.

Los datos horarios de temperatura, magnitud y dirección del viento, presión atmosférica y humedad relativa que se capturaron durante el periodo de diciembre de 1996 hasta septiembre del 2000 se presentan en la figura 4. Como se observa, éstos permiten hacer un análisis de las variaciones de los parámetros meteorológicos en tres escalas principales: de unas horas hasta un día (variabilidad diaria), de unos días hasta 1 ó 2 semanas (variabilidad sinóptica) y de algunos meses hasta un año (variabilidad estacional). Lamentablemente no se cuenta con las series completas, éstas presentan cerca del 23.2% de espacio vacío durante el tiempo capturado. El año de 1998 es el más afectado con un 16.8% y el menos afectado es 1997 con el 6.4%.

3.1. VARIABILIDAD ESTACIONAL

En la figura 4 se observan oscilaciones claras de los parámetros meteorológicos con variabilidad estacional. Analizando la temperatura del aire por ejemplo, se observan dos máximos por año, esto lo causa principalmente la posición geográfica en la que se encuentra el sensor, ya que éste se encuentra cerca de la zona ecuatorial (aproximadamente 20°) y el Sol está en el cenit dos veces por año (*Peterssen, 1976*).

3.1.1. Precipitación

La precipitación promedio anual en la zona del lago es de 750 mm, aunque puede disminuir hasta los 300 mm, en algunos años ó incrementarse hasta los 1200 mm. Dichas

oscilaciones tienen una ciclicidad temporal con periodos de El Niño (entre los 2 a 7 años) y periodos de la variación solar de 11, 22, 45 y más años (*Filonov, 1998*).

3.1.2. Temperatura del aire

La temperatura del aire oscila entre los 15 y los 25°C durante los meses de Abril-Mayo, pero presenta un decremento durante los meses de lluvia entre Junio-Agosto, recuperando nuevamente otro máximo suave durante los meses Septiembre-Octubre

La temperatura no desciende a valores por debajo de 10°C en esa zona por la inercia térmica que tiene el agua del lago.

3.1.3. Humedad relativa

Contrariamente a la temperatura del aire, la humedad relativa tiene un mínimo durante los meses de máxima insolación Abril-Mayo oscilando entre el 10 y 40%, sin embargo, en los meses de Junio-Octubre alcanza entre el 60 y 100%. Es necesario contar con sensores en el centro del lago para saber la humedad en dicho punto durante las diferentes estaciones del año

3.1.4. Magnitud del viento

La magnitud del viento tiene valores entre los 2 y 4 m/s presentándose con algunos máximos cada mes con valores hasta de 10 m/s; éstos aumentan cuando la temperatura del aire alcanza un valor máximo, en ese momento el viento tiene un gradiente también máximo. Esto es de esperarse por el gradiente horizontal diario de presión atmosférica que existe entre lago y tierra debido a la inercia térmica. En este caso la estación meteorológica se encuentra sólo en un punto (parte Norte), por lo que es probable que la dirección y velocidad del viento en el otro extremo del lago sean diferentes.

3.1.5. Presión atmosférica

La presión atmosférica oscila entre 845 y 855 mb. La diferencia de presión atmosférica existe siempre debido al gradiente de temperaturas entre el lago y la tierra durante el transcurso

del día. Su magnitud es máxima en los meses de Noviembre-Febrero con valores de 860 mb esto pasa cuando el gradiente de la humedad es mínimo.

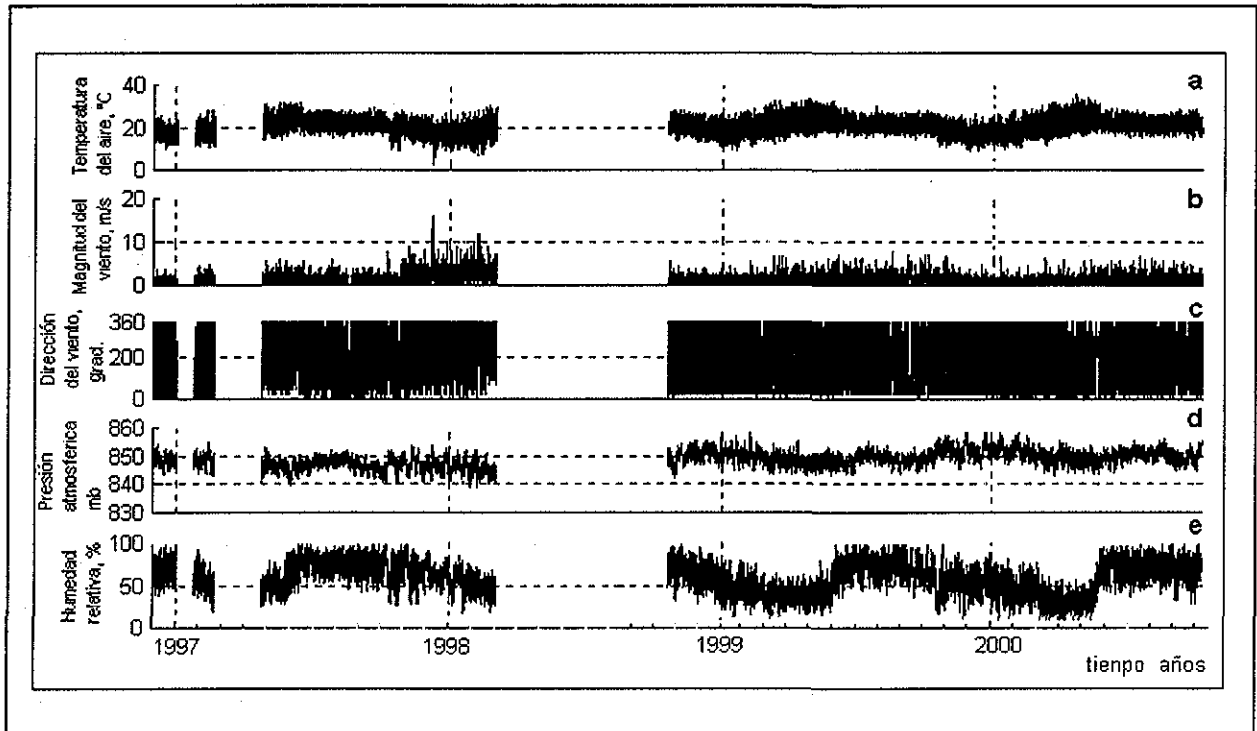


Figura 4. Series de tiempo iniciales (estación climática CNA) de los parámetros meteorológicos en (a) temperatura del aire en °C, (b) magnitud del viento en m/s, (c) dirección del viento en grados, (d) presión atmosférica en mb y (e) humedad relativa en % (Diciembre de 1996 hasta Septiembre del 2000).

En las fluctuaciones estacionales de la temperatura del aire, por ejemplo, se encuentran sumados los armónicos de variabilidad anual y semianual, altas frecuencias y ruido aleatorio. Podemos ajustar una ecuación de pronóstico para la temperatura, calculando primero el valor promedio. Esta ecuación es expresada para la región del lago en la forma:

$$I(t) = T_0 + A_0 t + A_1 \sin[2\pi(\omega_1 t + \phi_1)] + A_2 \sin[2\pi(\omega_2 t + \phi_2)] + \gamma(t)$$

donde T_0 es la temperatura promedio multianual del aire en la región del lago; A_0 es el coeficiente angular de la tendencia lineal; A_1 A_2 ω_1 ω_2 ϕ_1 , ϕ_2 son las amplitudes, frecuencias y fases iniciales del armónico anual y semianual *Tereshchenko et. al (2001)*, aplicando este modelo,



encontraron que la variabilidad estacional de las características meteorológicas en la región del lago son determinadas completamente por dos armónicos principales: anual y semianual.

3.2. VARIABILIDAD SINÓPTICA

Aunque diferentes en magnitud los procesos con frecuencias más altas son los mismos que en el ciclo anual. En los trópicos, las oscilaciones sinópticas del clima son muy débiles en comparación con latitudes moderadas (con excepción de los ciclones tropicales). Los ciclones tropicales afectan con mayor frecuencia el clima regional. La circulación en la atmósfera de sistemas con escalas sinópticas se presenta de varias formas, intensidades y duraciones. Estas oscilaciones en los trópicos son frecuentemente fáciles de localizar en mapas climáticos, en forma de ciclones ó anticiclones, con periodicidad de 5 y 9 días (*Filonov, et. al, 1998*).

Los climas del norte con aire frío generan variabilidad de temperatura y presión, que algunas veces llegan a latitudes tropicales. Por tal razón, la temperatura disminuye acercándose a cero grados en esta zona. Pero las influencias principales en la atmósfera de la región del lago se deben a los procesos que ocurren en el Pacífico. *Filonov, et. al (1998)*, calcularon la variabilidad sinóptica en un espectro bidimensional en tiempo y frecuencia $S(\omega, t)$ y encontraron las amplitudes medias cuadráticas y diferencias de fase de estos procesos y también los periodos de variabilidad sinóptica entre 2 a 15 días.

En este caso las series de tiempo empleadas fueron de 4 años desde 1990 hasta 1994, con datos tomados de la CNA. Los autores compararon sus resultados con los obtenidos por *Mosiño y García (1973)* con los cuales fueron congruentes. Debido a los grandes huecos en las series iniciales en este estudio es una tarea difícil hacer dichos cálculos.

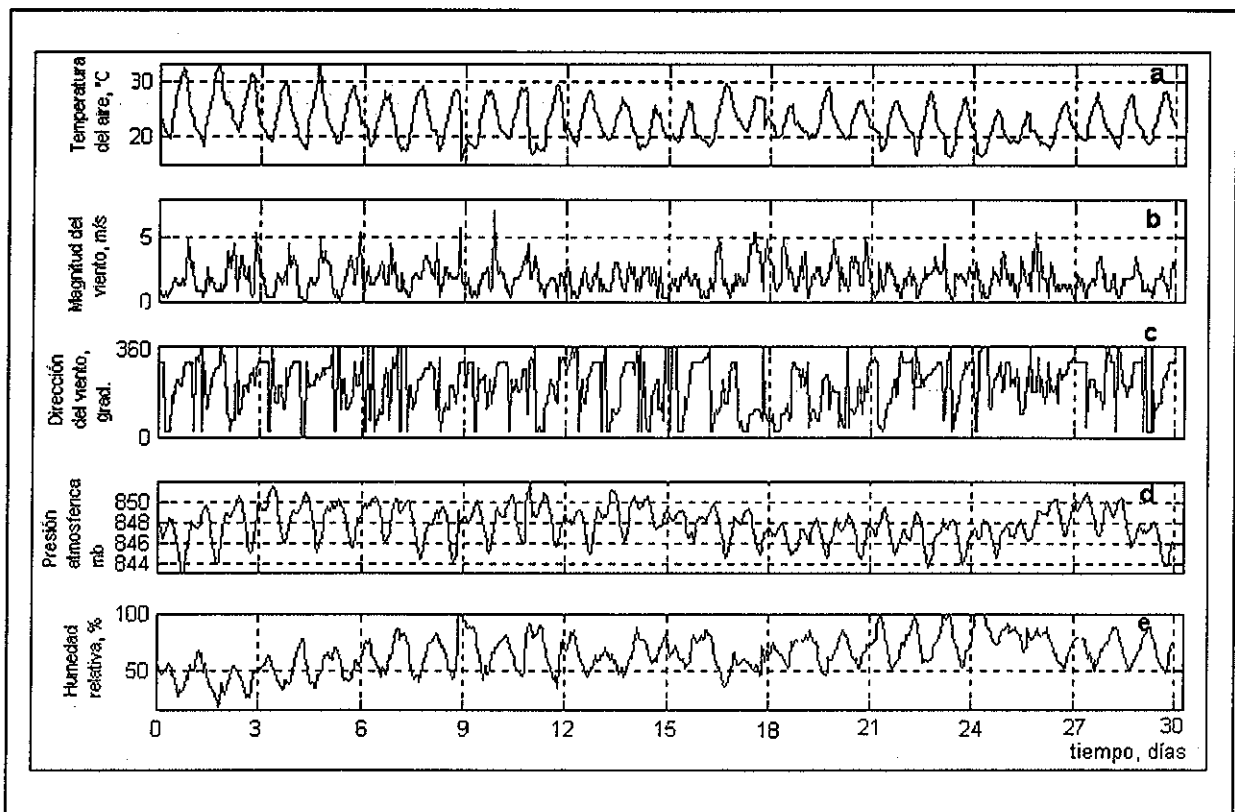


Figura 5. Series de tiempo (estación climática CNA) durante el verano en el mes de Junio de 1999. En (a) temperatura del aire en °C, (b) magnitud del viento en m/s, (c) dirección del viento en grados, (d) presión atmosférica en mb, (e) humedad relativa en %.

Las series temporales de los parámetros meteorológicos, durante un solo mes, se presentan en la figura 5 (estación de verano mes de Junio) y figura 6 (estación de invierno mes de Enero), muestran una variabilidad de máximos y mínimos con frecuencias mayores ó iguales a 5 días. Estas frecuencias son características de procesos sinópticos, siendo en algunos casos muy marcadas y en otros apenas se pueden observar. Dar una explicación con un simple análisis visual es muy difícil debido a su complejidad. Por lo regular, en verano los procesos sinópticos generan por ejemplo, aumentos de temperatura, pero en la estación de invierno estos procesos traen un decremento en la temperatura del aire en la zona del lago.

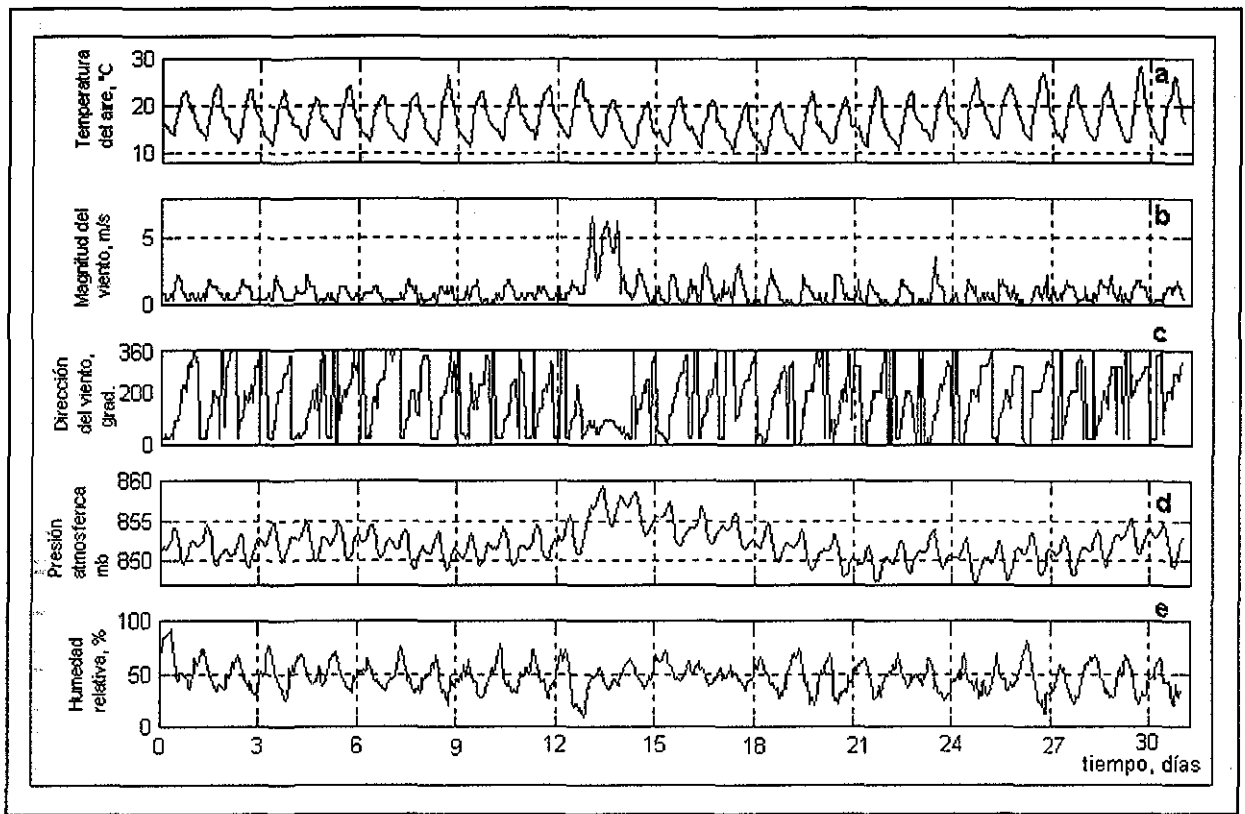


Figura 6. Series de tiempo (estación climática CNA) durante el invierno en el mes de Enero del 2000. En (a) temperatura del aire en °C, (b) magnitud del viento en m/s, (c) dirección del viento en grados, (d) presión atmosférica en mb, (e) humedad relativa en %.

3.3. VARIABILIDAD DE UNAS HORAS HASTA 24 HORAS

Aunque diferentes en grado, los procesos son los mismos que en el ciclo anual los principales factores que provocan dichos procesos de periodicidad muy corta; a nivel de mesoescala son: a) La corta duración del ciclo diario determina que la penetración de la temperatura sea pequeña; b) Debido a la brevedad del ciclo los intercambios horizontales de calor carecen relativamente de importancia, (con excepción en las regiones del lago y costas, donde por la diferencia de capacidad calorífica del agua y la tierra se presentan las brisas); c) La mayor insolación en el ecuador que en latitudes más altas ó más bajas provocan amplitudes de las ondas diurnas de temperatura del aire en la zona del lago de hasta 15°C como se muestra en la figura 7.

La principal fuente que provoca la circulación de la brisa en Chapala es el curso diario de la temperatura, causado por la transferencia del calor superficial de la tierra a la atmósfera durante el día.

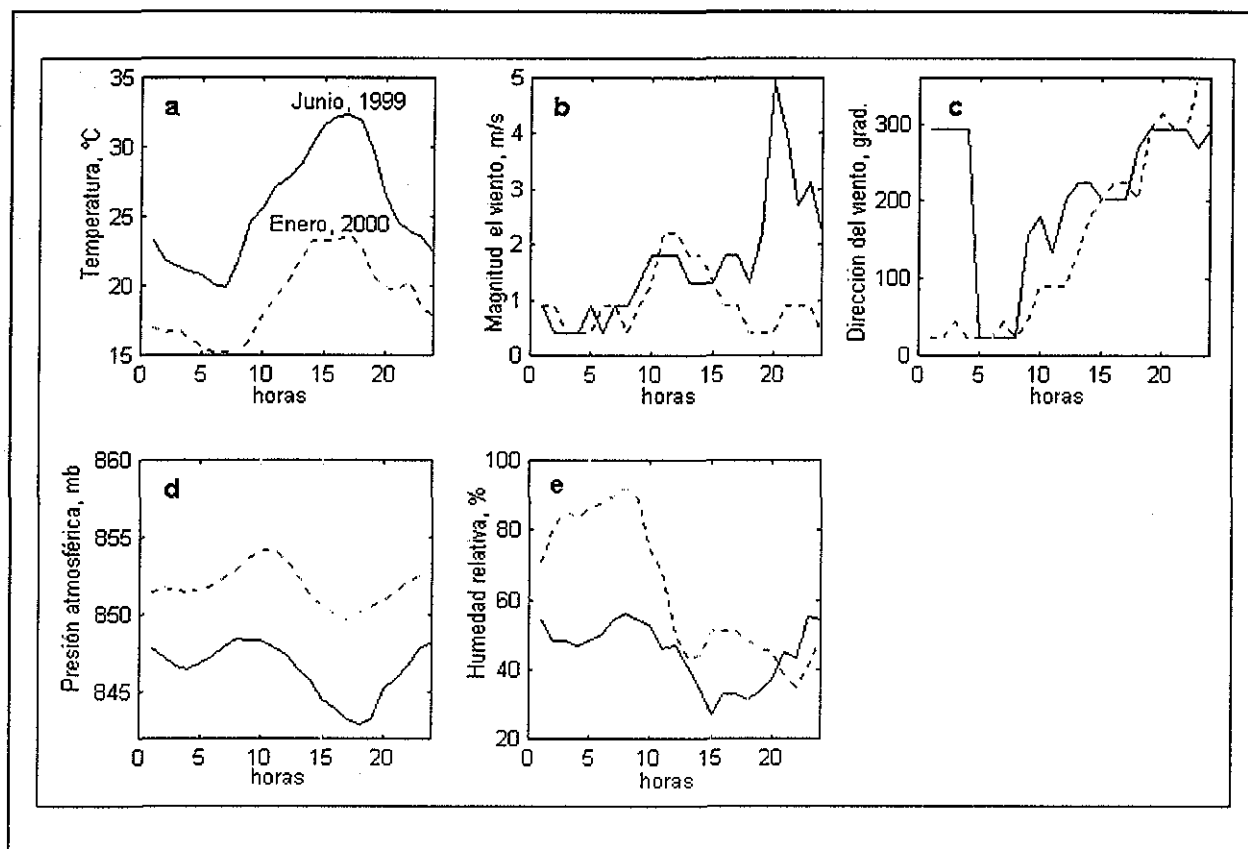


Figura 7. Ciclo diario de los parámetros meteorológicos de los meses de Junio 1999 (Verano, líneas continuas) y Enero del 2000 (Invierno, líneas punteadas). En (a) temperatura del aire en °C, (b) magnitud del viento en m/s, (c) dirección del viento en grados, (d) presión atmosférica en mb y (e) humedad relativa en %.

La región del lago de Chapala es montañosa, con valles en varias orientaciones, influyendo éstos como pulsos en la periodicidad diaria. En la figura 7 se observa que las series tienen periodicidad diaria permanente (*Filonov, en prensa*) Las curvas no tienen la forma de una onda sinusoidal típica. La humedad en la región obedece a dos fenómenos principales, el primero es la cantidad de nubes sobre el lago, las cuales causan una diferencia significativa de humedad

entre la tierra y el lago. El segundo es la dirección y velocidad de la brisa. En verano la humedad alcanza durante la noche el 30 al 60%, debido a la baja influencia que existe en la magnitud de brisa, mientras que en invierno ésta se encuentra entre el 60-90% durante la noche con brisa en calma.

Todos estos procesos generan variaciones en el rango de minutos a horas y hasta días (como alta frecuencia). La estación meteorológica situada en la región de Chapala solo nos puede proporcionar información local, por lo tanto estos procesos son locales. Los mecanismos clásicos de la circulación diaria en la atmósfera sobre la superficie del lago se alteran debido a la influencia de la brisa y los vientos desarrollados por los valles.

3.4. ANÁLISIS DE LOS PROMEDIOS DE LAS SERIES INICIALES.

3.4.1. Magnitud y dirección del viento

La magnitud y dirección del viento son las variables más adecuadas para analizar la presencia de la brisa. A las series de magnitud y dirección del viento se les ajustó un diagrama de astillas, (a partir de sus componentes u y v); a estos parámetros se les calculó el promedio diario por hora de los 3.8 años de registro. En la figura 8 se muestra dicho diagrama.

El promedio de la magnitud del viento es de 1.7 m/s en la región del lago. Claramente se observa que este viento tiene características de brisa. Durante la noche tiene dirección hacia el lago con un promedio máximo de 2 m/s, que exactamente a las 4:00 h toma esta dirección. El movimiento de la dirección del viento es en el sentido de las manecillas del reloj. Entre las 8:00 h. y 10:00 h. tiene dirección paralela a la costa (Oeste), aumentando su magnitud conforme pasa el tiempo. Entre las 14:00 h y 16:00 h tiene dirección hacia tierra (180°), con una magnitud máxima promedio de 4 m/s. De las 17:00 h. en adelante comienza a disminuir su magnitud y su dirección es nuevamente hacia el lago. Como se muestra en el diagrama de la figura 8, la brisa no

es constante durante todos los meses del año. Se puede ver que en Enero y Febrero la magnitud de esta brisa diurna es mayor que en el resto de los meses del año.

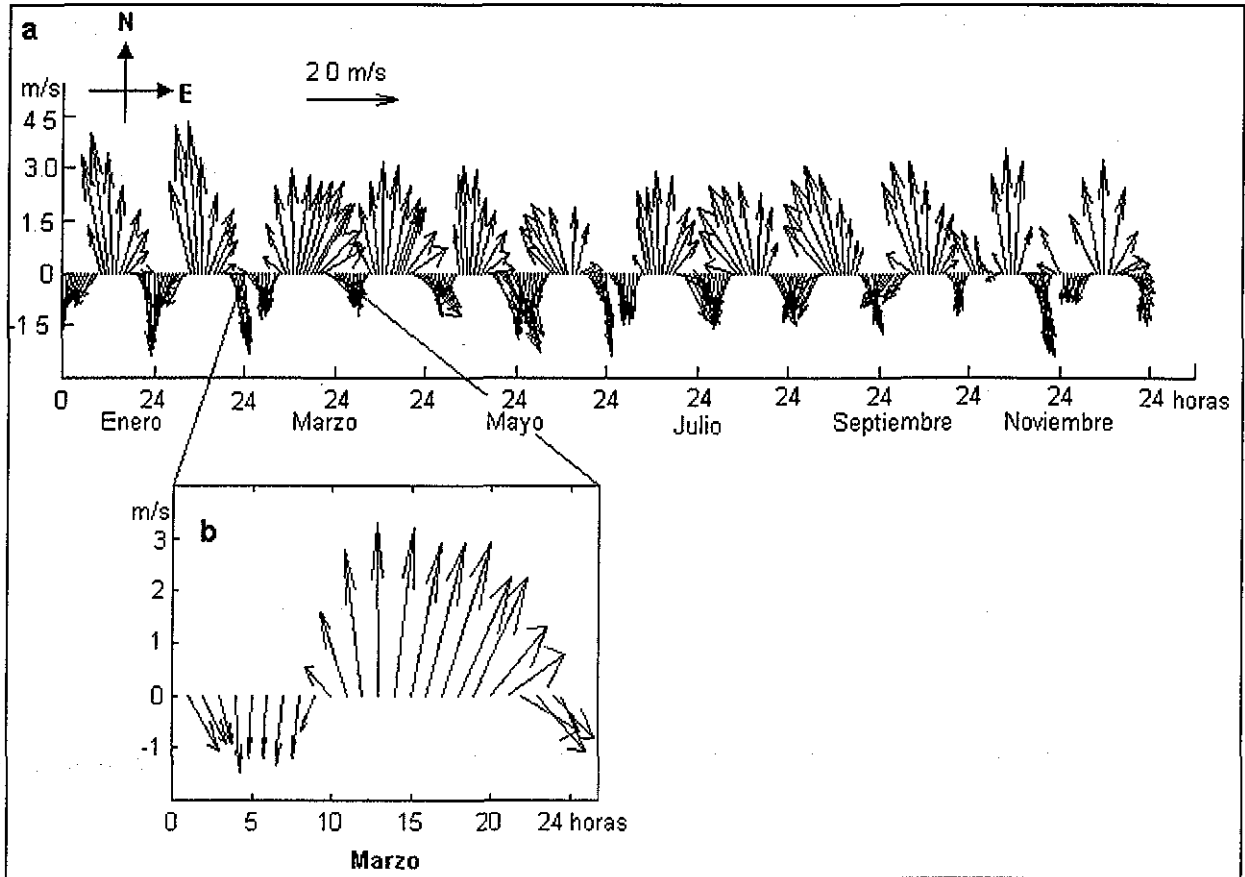


Figura 8. (a) Curso diario del vector del viento promedio por hora correspondiente a 38 años de lecturas. (En el eje horizontal se presentan las horas del día). (b) Vector del viento promedio en el mes de Marzo.

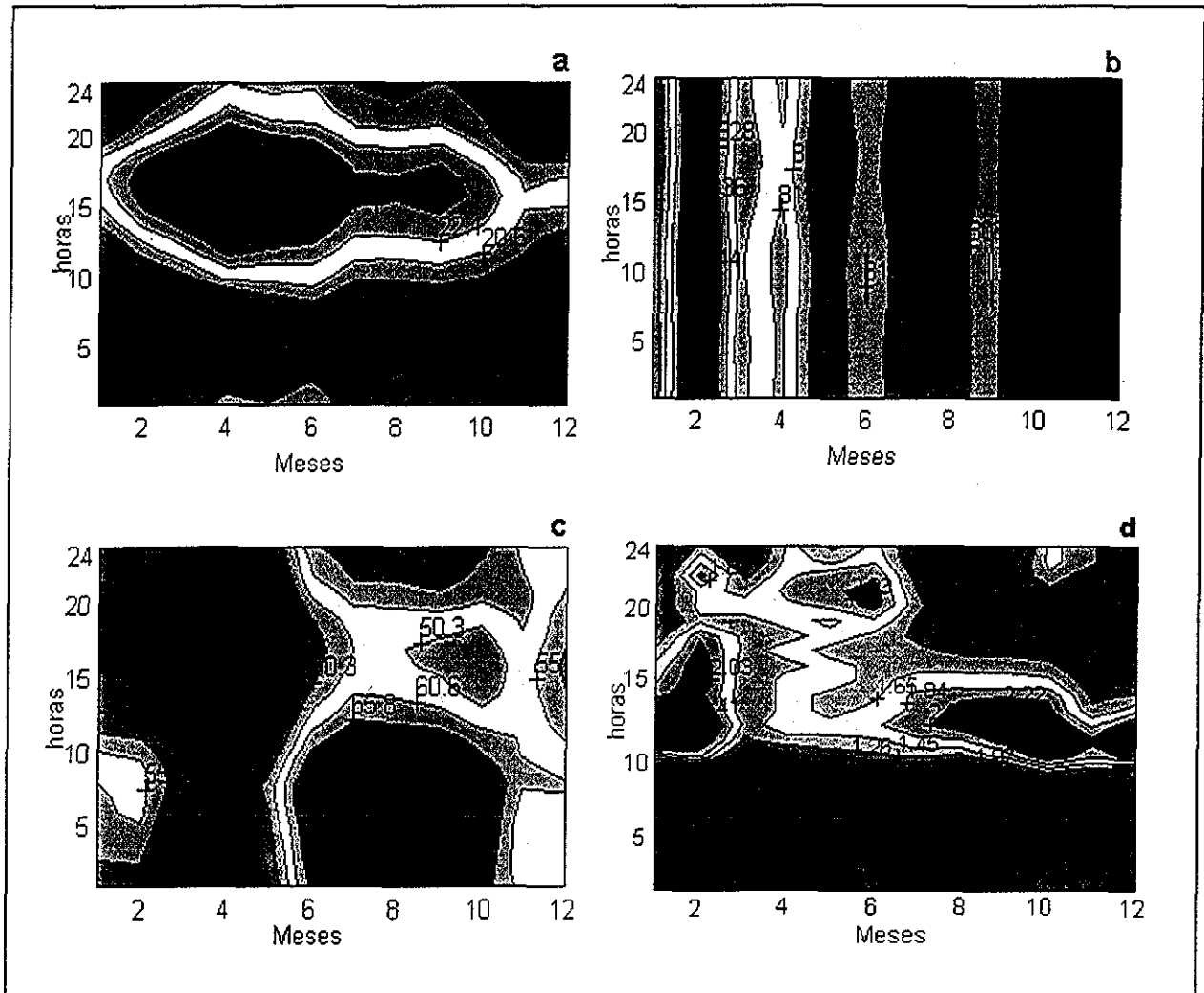
Durante los meses de Marzo a Mayo la brisa diurna es más intensa que la nocturna, esto lo causa la temporada de estiaje y la mayor insolación, que generan un incremento de temperatura en el agua del lago. En el mes de Junio disminuye a valores de entre 1.5 y 2 m/s por ser la temporada de lluvias. De Julio a Octubre toma de nuevo una magnitud entre los 2 y 3 m/s porque disminuye la lluvia pero se mantiene la humedad casi constante (ver figura 4). En este caso, la brisa nocturna es más intensa pero sigue dominando en magnitud la brisa diurna. En los meses de Noviembre a Diciembre la insolación disminuye, los días son más cortos y la temperatura

decrece. En estos meses la brisa diurna es menos intensa pero su magnitud se mantiene entre los 3 m/s. En el diagrama solo observamos los cambios del valor promedio de la brisa por hora durante un mes, esto es, se filtraron los aspectos de variabilidad sinóptica que pueden ser mejor analizados con cálculos de altas frecuencias (*Filonov, en prensa*).

3.4.2. Análisis de las fluctuaciones meteorológicas (temperatura del aire, presión atmosférica, humedad y velocidad del viento)

En la figura 8, se observa que la brisa es más intensa en los meses de Marzo a Mayo. Durante estos meses la evaporación es de aproximadamente 1 cm/día (*Sandoval, 1994*) En la figura 9, se observa con claridad como los promedios de la temperatura del aire, presión atmosférica y humedad relativa toman su valor máximo en diferentes meses y horas del año. En los meses de Enero y Febrero la temperatura del aire es baja alcanzando un valor mínimo de 12.8 °C entre las 5:00 h. y 6:00 h., pero, la presión atmosférica es máxima con 844 mb a las 13:00 h. Este máximo en la presión es una razón por la que en esos meses la magnitud de la brisa es la mayor de todo el año (figura 8).

Durante los meses de Marzo a Mayo la temperatura del aire es máxima entre las 15:00 h. y 17:00 h. alcanzando 26.8 °C y una mínima en esos meses de 15.9 °C a las 5:00 h. Esto no sucede con la humedad relativa, que es tal como se esperaba toma un valor mínimo de 24.3 % entre las 15:00 h. y 17:00 h. Desde principios de Junio a Octubre la temperatura disminuye al igual que la presión atmosférica y la humedad tiene un máximo durante la noche de 76.2 %. Por tal razón crece la intensidad de la brisa nocturna en estos meses, como se observa en la figura 8



3.5. ANÁLISIS DE LOS DATOS HORARIOS CAPTURADOS EN LA ESTACIÓN CLIMÁTICA CHAPALA

Para saber con detalle la energía de las características meteorológicas se analizaron las series por el método de análisis espectral auto y cruzado.

En la figura 10 se observan los espectros energéticos de los cinco parámetros meteorológicos. En todos los espectros domina el pico de 24 horas, seguido por los picos de 12 horas (cerca de un orden en magnitud menos energético) y posteriormente los de 8, 6 y 4 h. También se puede observar aunque muy poco la variabilidad sinóptica entre 2.5 y 5 días. Estos demuestran el mecanismo de transferencia e intercambio de energía con la periodicidad diaria del Sol, con fluctuaciones de pequeñas amplitudes y pequeños periodos llamados *overtones* (Filonov, en prensa).

En el espectro de la presión atmosférica (figura 10b), la densidad espectral de los picos diurno y semi-diurno tienen igual amplitud. En tiempo, estos picos corresponden a los momentos en los que el gradiente temporal de temperatura es máximo ó mínimo, que es cuando aumenta ó descende la temperatura del aire. El límite de confianza en estos cálculos es de 90%

3.5.1. Sentido de la circulación de la brisa

Para el análisis de la circulación que toma el viento utilizamos el método de componentes rotacionales (Gonella, 1972), nuevamente con los componentes u y v de la magnitud y dirección del viento. En la figura 11 se muestran los espectros en el sentido y en contra de las manecillas del reloj. El espectro que predomina es en el sentido de las manecillas del reloj que es un orden en magnitud mayor que el armónico semidiurno (*espectro 2*). Esto confirma la suposición de que en el área del lago las fluctuaciones diarias del viento son básicamente causadas por la brisa diurna (Filonov, en prensa) en el cual la circulación del viento es en el sentido de las manecillas del reloj.

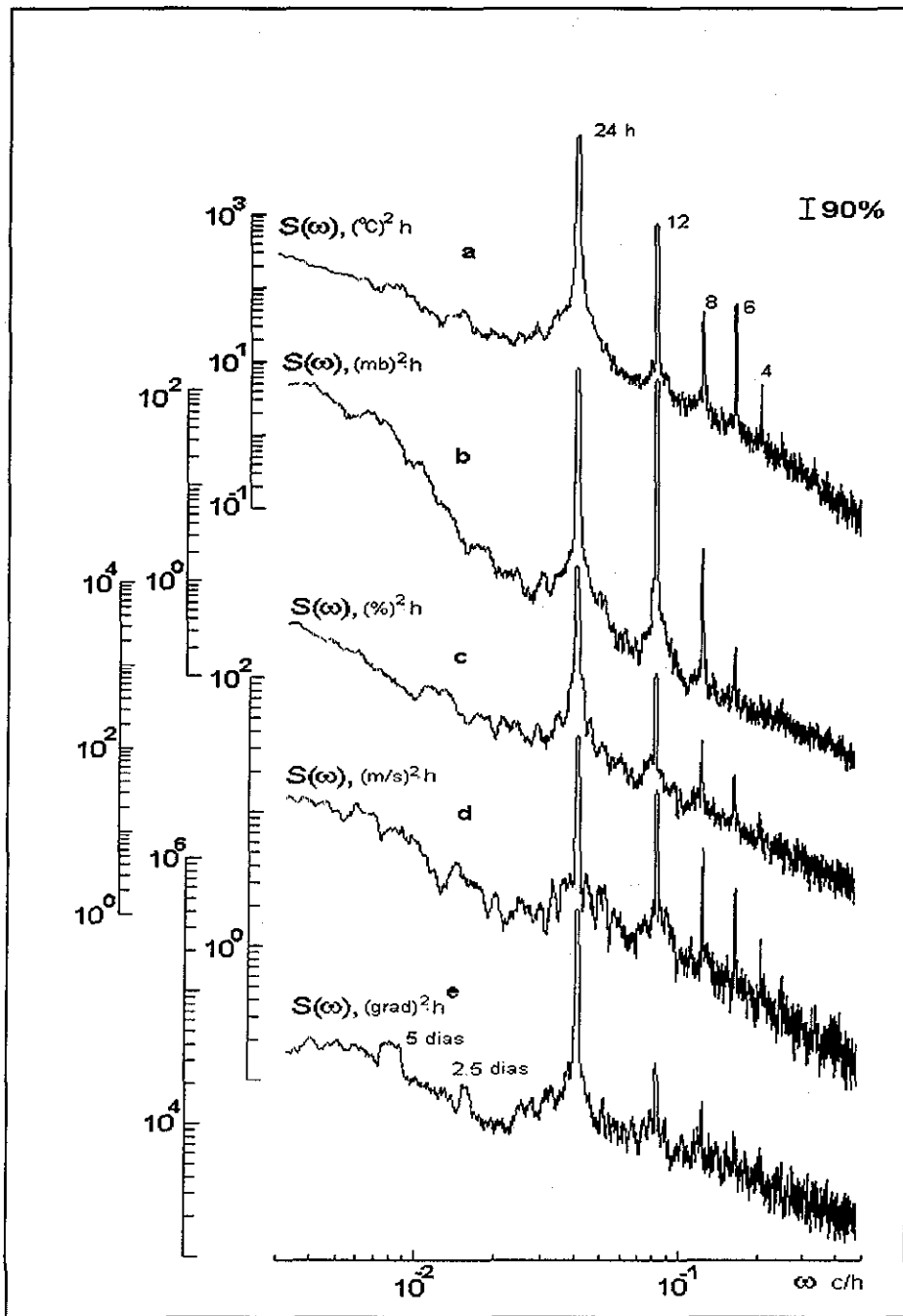


Figura 10. Espectros energéticos de las fluctuaciones de las características meteorológicas de: (a) temperatura del aire en $^\circ\text{C}$, (b) presión atmosférica en mb, (c) humedad relativa en %, (d) magnitud del viento en m/s y (e) dirección del viento en grados. La línea vertical indica el intervalo de confianza con un 90%.

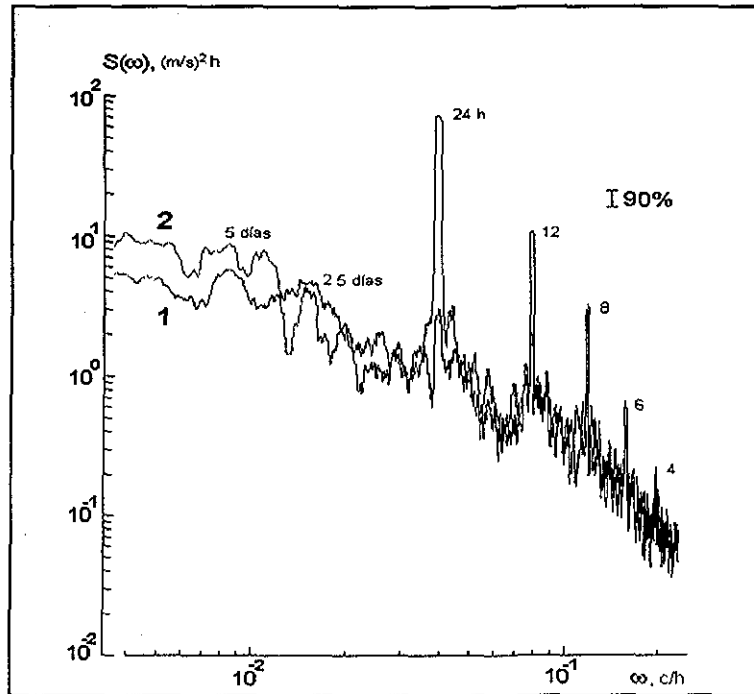


Figura 11. Densidad espectral en el sentido (*espectro 2*) y en contra de las manecillas del reloj (*espectro 1*).

3.5.2. Fluctuaciones del nivel del lago

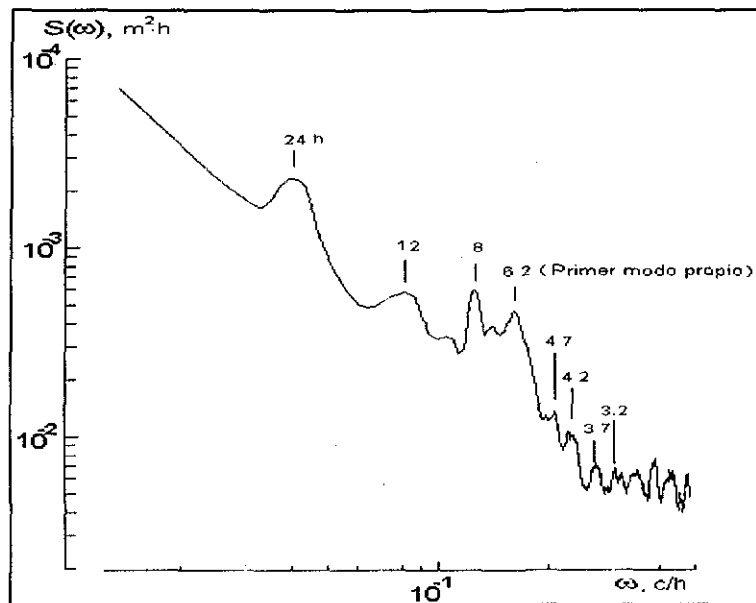


Figura 12. Densidad espectral de las fluctuaciones de nivel del lago.

La energía de las fluctuaciones meteorológicas también se refleja en el nivel del lago, en la figura 12 se observan los picos con periodos de 24, 12, 8, 6.2 y 4.7 horas. Los periodos menores a 4, son altas frecuencias. Como se explica más adelante, el pico con 6.2 horas corresponde al periodo de los seiches de primer modo en el lago.

3.5.3. Análisis de la Coherencia, Diferencia de fase y Amplitud cuadrada media.

Las matrices del cuadrado de la coherencia y diferencia de fase para los armónicos de los periodos principales se muestran en las tablas siguientes:

Tabla I. Valores de la función del cuadrado de la coherencia y diferencia de fase: (a) diurna, (b) semidiurnas, (c) de 8 horas y (d) de 6 horas.

a

Periodo de 24 horas	Nivel del lago	Magnitud del viento	Dirección del viento	Temperatura del aire	Presión atmosférica	Humedad relativa
Nivel del lago	-	0.131	0.610	0.097	0.050	0.085
Magnitud del viento	74.0 (4.9)	-	0.454	0.516	0.454	0.001
Dirección del viento	75.9 (5.0)	272.4 (18.1)	-	0.789	0.767	0.010
Temperatura del aire	44.6 (2.9)	336.7 (22.4)	58.9 (3.9)	-	0.980	0.009
Presión atmosférica	174.3 (11.6)	122.8 (8.1)	206.1 (13.7)	146.9 (9.7)	-	0.009
Humedad relativa	171.1 (11.4)	5.5 (0.3)	204.2 (13.6)	180.7 (12.0)	38.1 (2.5)	-

b

Periodo de 12 horas	Nivel del lago	Magnitud del viento	Dirección del viento	Temperatura del aire	Presión atmosférica	Humedad relativa
Nivel del lago	-	0.097	0.073	0.099	0.101	0.211
Magnitud del viento	138.1 (9.2)	-	0.045	0.717	0.703	0.001
Dirección del viento	93.5 (6.2)	228.0 (15.2)	-	0.011	0.002	0.006
Temperatura del aire	53.9 (3.5)	256.6 (17.1)	282.6 (18.8)	-	0.949	0.013
Presión atmosférica	166.9 (11.1)	25.9 (1.7)	30.1 (2.0)	128.9 (8.5)	-	0.010
Humedad relativa	194.1 (12.9)	78.0 (5.2)	83.8 (5.5)	238.2 (17.2)	120.3 (8.0)	-

Periodo de 8 horas	Nivel del lago	Magnitud del viento	Dirección del viento	Temperatura del aire	Presión atmosférica	Humedad relativa
Nivel del lago	-	0.009	0.054	0.066	0.056	0.052
Magnitud del viento	358.9 (23.9)	-	0.223	0.407	0.348	0.010
Dirección del viento	118.5 (7.9)	282.0 (18.8)	-	0.272	0.214	0.009
Temperatura del aire	35.4 (2.36)	77.3 (5.1)	171.9 (11.4)	-	0.048	0.004
Presión atmosférica	78.2 (5.2)	10.9 (0.72)	114.0 (7.6)	301.3 (20.0)	-	0.027
Humedad relativa	182.3 (12.1)	161.6 (10.7)	262.0 (17.4)	76.6 (5.1)	124.8 (8.3)	-

c

Periodo de 6 horas	Nivel del lago	Magnitud del viento	Dirección del viento	Temperatura del aire	Presión atmosférica	Humedad relativa
Nivel del lago	-	0.002	0.085	0.014	0.009	0.010
Magnitud del viento	274.8 (18.3)	-	0.011	0.574	0.330	0.010
Dirección del viento	68.8 (4.5)	67.3 (4.4)	-	0.043	0.011	0.017
Temperatura del aire	218.3 (14.5)	9.0 (0.6)	226.0 (15.0)	-	0.423	0.022
Presión atmosférica	238.8 (15.9)	11.3 (0.7)	260.2 (17.3)	356.5 (23.7)	-	0.038
Humedad relativa	278.2 (18.5)	344.9 (22.9)	242.9 (16.1)	312.1 (20.8)	283.7 (18.9)	-

d

En la diagonal superior de la matriz se presenta la coherencia y en la diagonal inferior se muestra la diferencia de fase (entre paréntesis en horas). La autocorrelación se encuentra en la diagonal principal.

Para entender mejor el análisis de estos procesos, se calcula primero la función de coherencia, que tiene significado estadístico como coeficiente de correlación para cada frecuencia.

Como se puede ver en la tabla I, las fluctuaciones de las características meteorológicas de los armónicos diurno y semidiurno muestran una coherencia significativa entre la presión atmosférica y la temperatura del aire. La relación entre estos parámetros es casi lineal y la diferencia de fase entre cada proceso es de 9.7 y 8.5 h. respectivamente.

Aunque el valor de coherencia entre estos procesos es cercano a la unidad, esto no implica que el resto de los procesos naturales deban ajustarse a tal valor. No es requisito que todos los procesos tengan una coherencia cercana a 1 para presentar desplazamiento de fase. Es decir pueden ocurrir procesos que no tengan relación lineal o casi lineal. Un ejemplo muy claro en la región del lago, es el cambio de dirección del viento que causa un cambio instantáneo en la humedad relativa con $\Delta\phi=0$ (figura 7), donde el valor de coherencia no se aproxima a la unidad; mas sin embargo, el cambio físico existe. Una situación similar se describe en (*Filonov, en prensa*).

Otras relaciones significativas se muestran entre la temperatura del aire y la magnitud del viento. El valor de coherencia oscila entre 0.4-0.7 y la diferencia de fase para los armónicos diurno y semidiurno fue de 22.4 y 15.2 h. Para los armónicos de 8 y 6 h, la diferencia de fase fue de 5.1 y 0.6 h.

En las amplitudes medias cuadradas el armónico diurno tiene mayor amplitud que el semidiurno, igual para los armónicos de 8 y 6 h. (tabla II). De esto se concluye que los procesos termodinámicos en el área del lago con periodos de una hora hasta un día, son causados por los procesos de la circulación local (brisa y vientos angulados), cuya principal fuente es el curso diario de la temperatura

Tabla II. Amplitudes medias cuadradas.

Características Hidrometeorológicas	Dimensión	Periodo en horas				
		24 h	12 h	8 h	6 h	4 h
Temperatura	°C	3.61	0.92	0.23	0.26	0.10
Presión atmosférica	mb	1.02	0.90	0.11	0.03	-
Humedad relativa	%	8.63	3.82	0.75	0.46	0.17
Magnitud del viento	m/s	0.41	0.25	0.15	0.10	0.04
Dirección del viento	grad	51.1	12.5	8.7	6.1	3.9

3.6. ANÁLISIS DE LOS DATOS RECIBIDOS DURANTE UN EXPERIMENTO ESPECIAL

En la figura 13 se muestran las gráficas de las series de tiempo de los parámetros meteorológicos obtenidos en cada estación durante el experimento (descrito en la figura 2)

Todas las estaciones están igualmente sincronizadas. La discretización entre muestras es de 5 minutos y la longitud de cada serie es de 615 datos, dando un total de 52 horas

3.6.1. Análisis visual de las series obtenidas durante el experimento.

El cambio de temperatura entre las 14:00 y 15:00 h. de los tres días es muy notable, este valor es cuando la brisa alcanza su máximo en dirección a la costa del lago, como se observa en

él la magnitud del viento. En las gráficas de la estación Lago se pueden observar las variaciones de las características meteorológicas bien marcadas como era de esperarse pues esta se encontraba anclada dentro del lago al igual la humedad relativa es mucho mayor en esta estación. La presión atmosférica al igual que la humedad relativa no se observa en la estación S. Antonio con la misma amplitud que en las estaciones lago y Chapala, esto es debido a que los sensores de presión no se encontraban en el lugar indicado (dentro de un cuarto cerrado). Nótese una relación casi lineal con estos parámetros de las tres estaciones.

3.6.2. Espectros de las series de tiempo recibidos durante el experimento

En los espectros de la figura 14 se observa que los picos de los armónicos no están bien definidos, por tal razón su intervalo de confianza no es muy confiable a excepción de la magnitud del viento (figura 14c). La razón por la cual los espectros no tienen bien definido sus picos es por que las series de tiempo son cortas, esto es, solo se obtuvieron 3 periodos del armónico de 24 horas

En este caso el semiancho del filtro y el límite de confianza del espectro energético es $F = 2$ (ver capítulo 2), y $v = 95 \%$ respectivamente, como lo muestra el segmento de línea vertical en los espectros

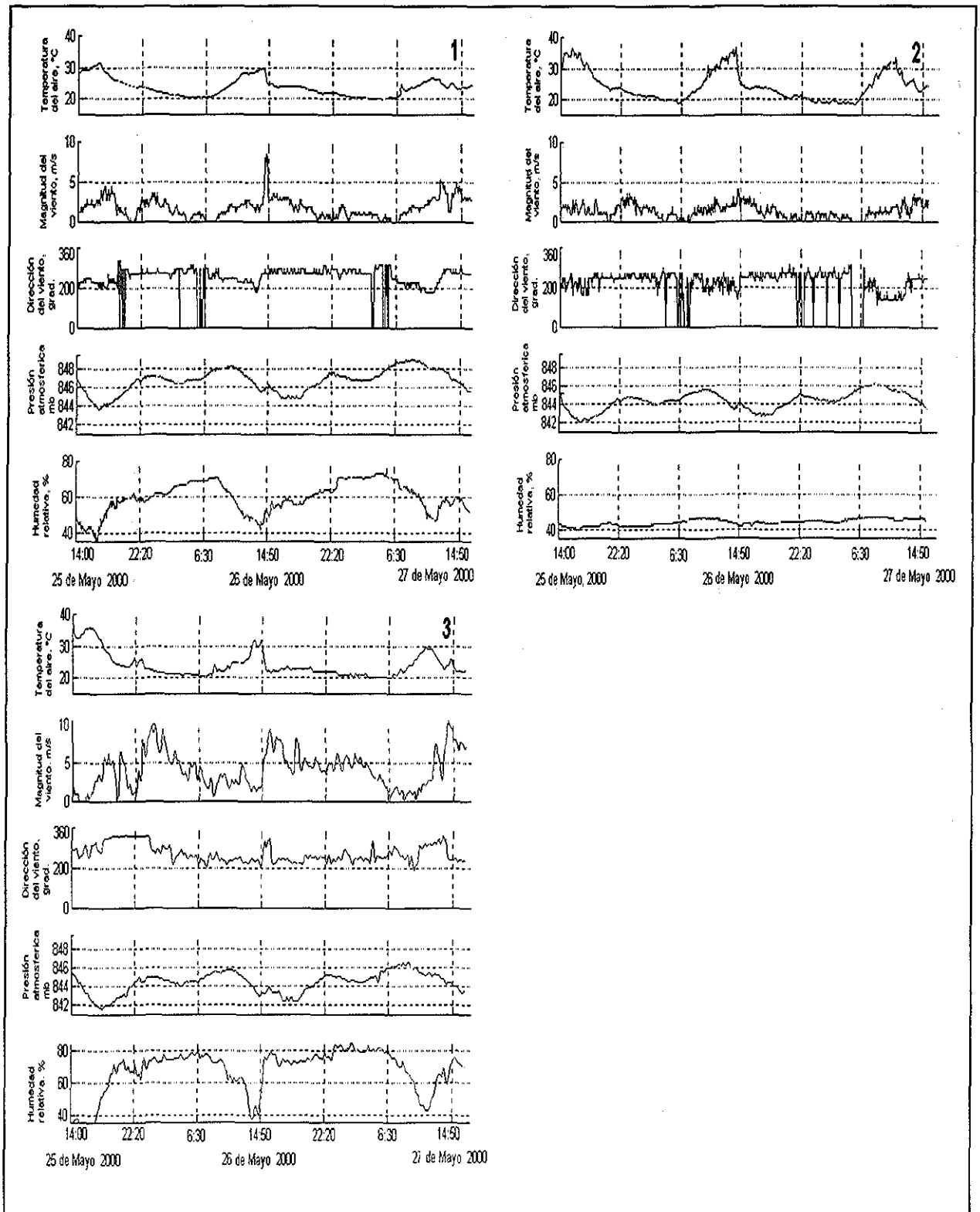


Figura 13. Gráficas de los datos obtenidos durante el experimento del 25 al 27 de mayo del 2000. (1) Estación Chapala, (2) Estación S. Antonio y (3) Estación Lago.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

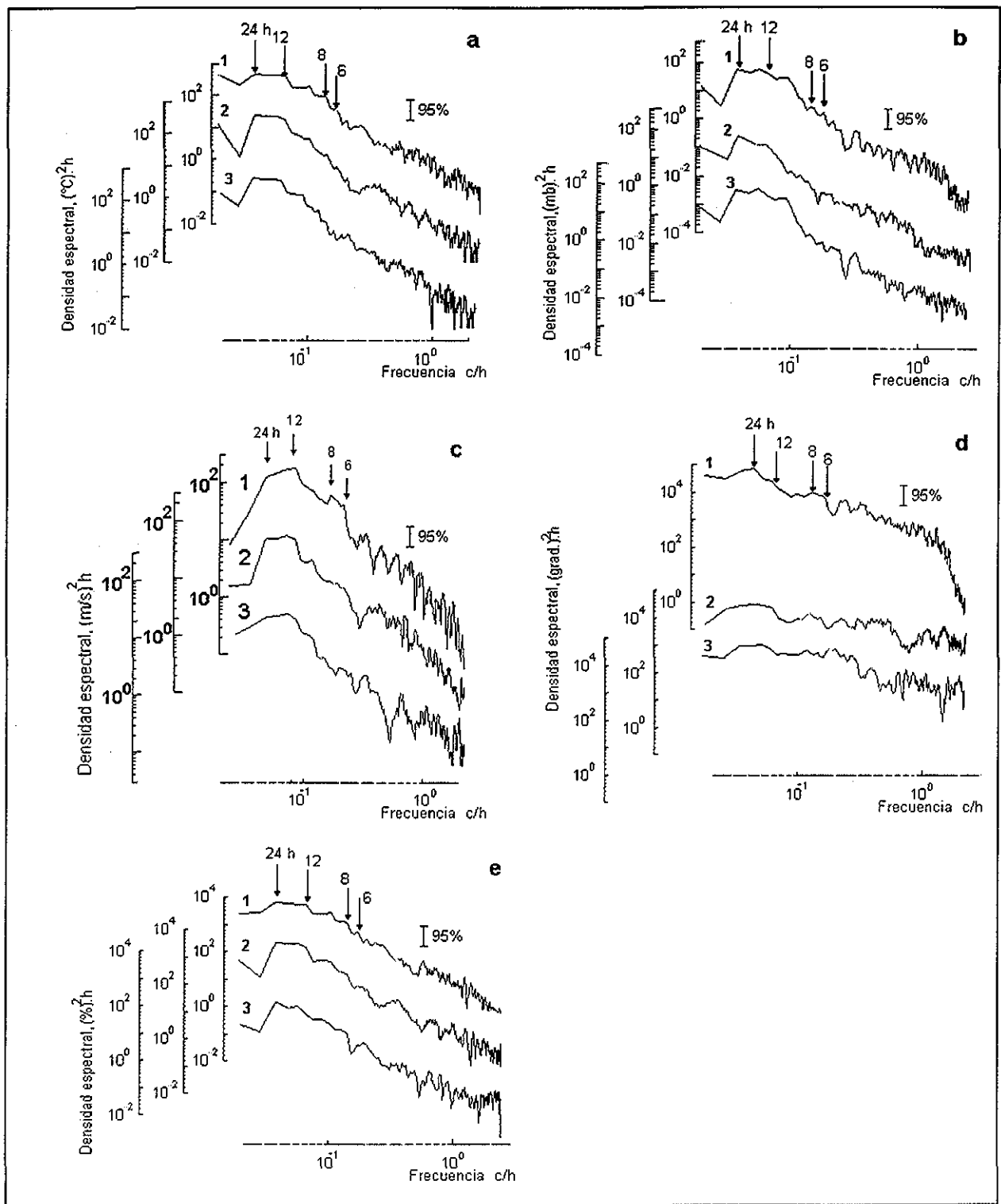


Figura 14. Densidad espectral de (a) temperatura del aire en $^{\circ}\text{C}$, (b) presión atmosférica en mb, (c) magnitud del viento en m/s, (d) dirección del viento en grad. y (e) humedad relativa en % La línea vertical muestra el 95% de confianza.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

3.6.3. Experimento para la investigación de la estructura espacial de la brisa

Como se discutió en el capítulo 2, medir las variaciones temporales de los parámetros meteorológicos en tres o más puntos del espacio permite evaluar el espectro espacio-temporal de los mismos. Este espectro nos brinda la posibilidad de encontrar no solo periodos y amplitudes, sino también dirección de propagación y longitud horizontal de las variaciones dominantes. En la sección anterior se discutió el análisis de series de tiempo de los parámetros meteorológicos y variación de nivel del lago en rangos desde algunas horas hasta un día, y se demostró que en el lago existe circulación de brisa durante todo el año.

El análisis espectral de las series escalares (nivel) y vectoriales (viento) permitió formar una imagen de la circulación de la brisa, pero esta imagen solo representa la región donde está ubicada la estación meteorológica (Estación Climática Chapala, CNA). Estas series espacio-temporales normalmente se analizan con métodos de análisis espectral tridimensional, las cuales se explican en los trabajos de *Filonov (1986)* y *Konyaev, (1990)*. Estos análisis requieren que los puntos en los cuales se hagan las mediciones (una antena especial de sensores) anteriormente hayan sido escogidos "correctamente". En otras palabras, que estos puntos formen una ventana espectral compacta. La mejor posición de los puntos, si estos son tres, es un triángulo equilátero *Konyaev, (1990)*.

Es conocido que las evaluaciones confiables del espectro espacial son posibles de obtener si la distancia entre sensores de la antena se encuentran en el rango $0.1\lambda \leq (\Delta x, \Delta y) \leq \lambda$ (*Filonov, 1986*), donde λ es la longitud de onda de la brisa y $\Delta x, \Delta y$ la distancia entre los sensores.

De acuerdo a la teoría, se hizo un estudio de escalas espaciales de la circulación de la brisa en el lago de Chapala mediante un experimento especial. La antena se muestra en la figura 15, dicha antena se estimó de tal manera que la longitud de la onda de la brisa pueda tener un rango de entre 20 y 50 km. (*Burman, 1969*).

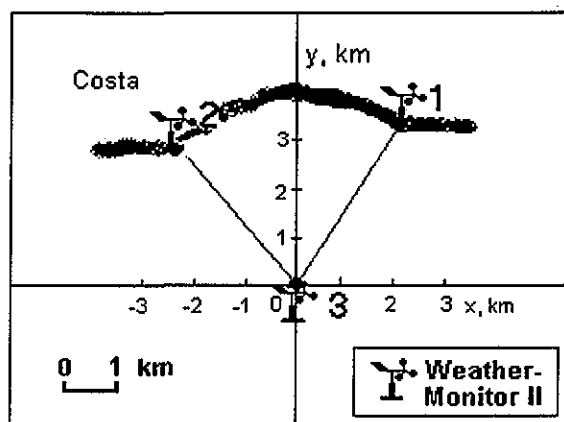


Figura 15. Antena de sensores Weather Monitor II.

3.7. ANÁLISIS ESPECTRAL ESPACIAL.

Con el algoritmo descrito en el capítulo 2 fueron calculados los espectros espaciales de las fluctuaciones para los periodos temporales de 24, 12, 8 y 6 horas. Los cálculos fueron hechos por tres métodos: Método Tradicional (MT), Método de Máxima Entropía (ME) y Método de Máxima Verosimilitud (MV)

Los cálculos muestran claramente que los espectros de todos los parámetros meteorológicos (a excepción del viento) dan la longitud horizontal de las fluctuaciones igual a infinito. Desde el punto de vista físico, esto es un resultado normal, porque el tamaño espacial de la antena de los sensores es muy pequeño y no podemos esperar cualquier cambio de fase de las variaciones de temperatura, presión, etc. Solo la fase de la magnitud y dirección del viento tiene que cambiar en diferentes puntos de medición durante el día debido a la influencia de la brisa.

En la figura 16 se muestra la ventana espectral, que se puede interpretar como respuesta de un algoritmo numérico para un impulso espacio temporal (*Filonov, 1986*). Entonces la forma de la ventana espectral depende solo de la posición de la antena de sensores. Si comparamos la

ventana con el espectro calculado real, podemos obtener información de éste sobre la composición espectral espacial.

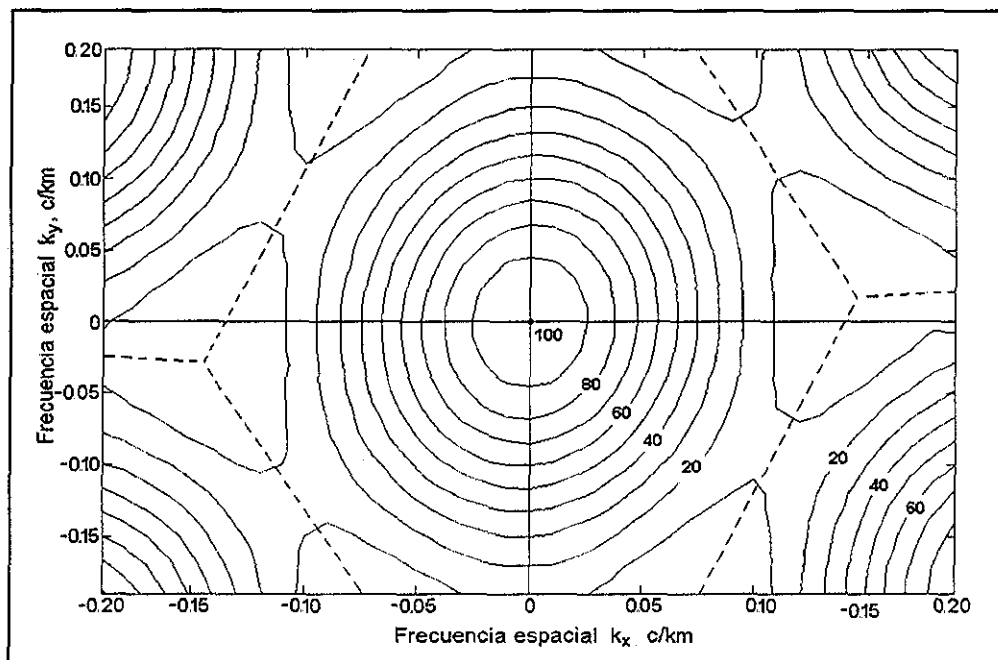


Figura 16 Ventana espectral espacial para la antena de estaciones meteorológicas durante el experimento (ver figura 15). Las isocurvas se dibujan en porcentaje del valor máximo del espectro.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

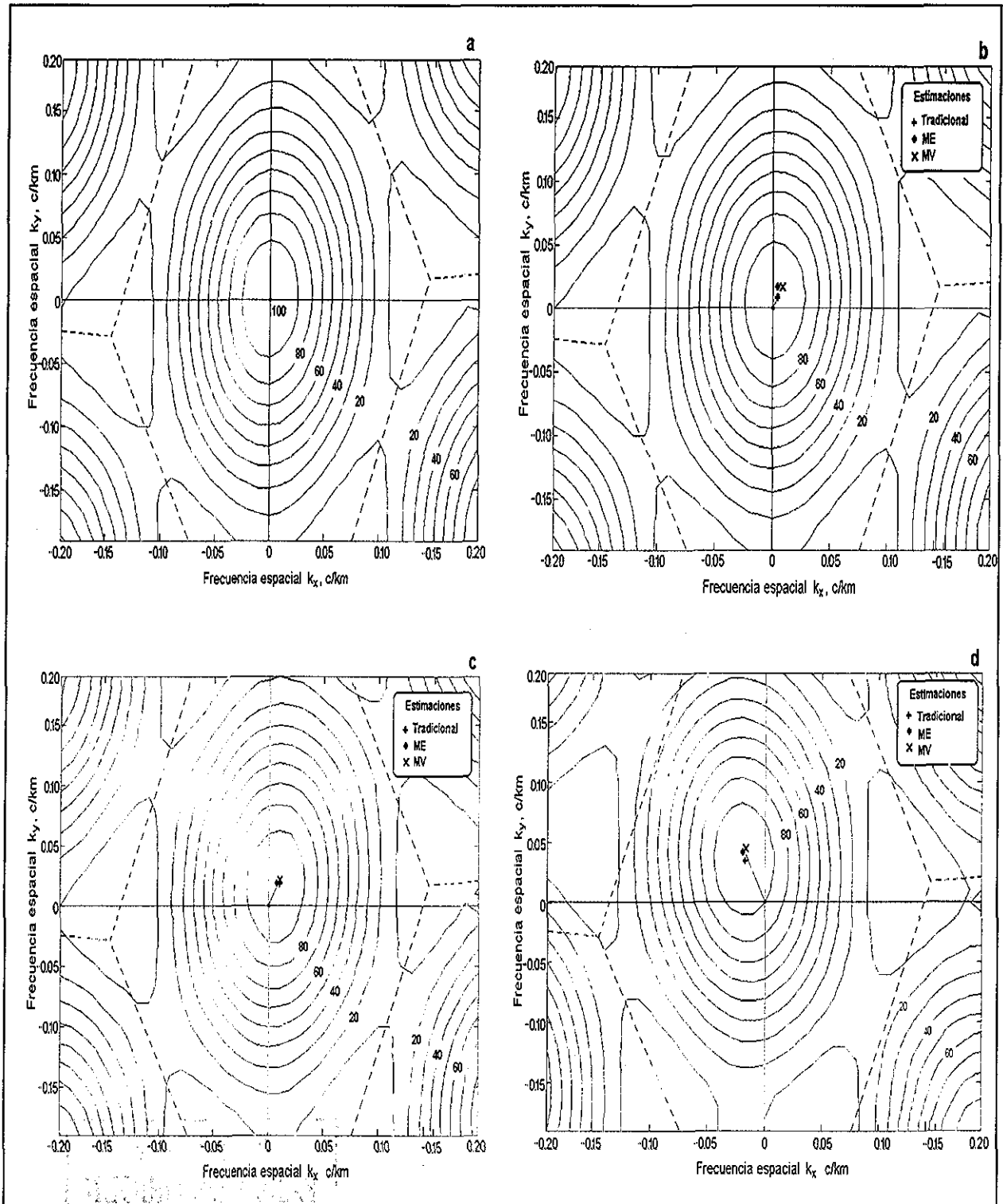


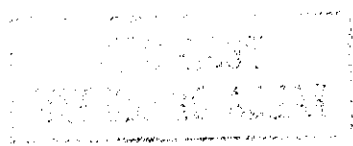
Figura 17 Espectros espaciales normalizados de la energía cinética del viento para el lugar del experimento a) Para la variabilidad temporal de 24 h; b) 12 h; c) 8 h y d) 6 h

En la figura 17 se muestran las estimaciones de los espectros espaciales tradicionales de la energía cinética del viento normalizados por su valor máximo. Con símbolos se muestran la posición de los valores máximos por el método de ME y MV. Los espectros de energía cinética $S_{u^2+v^2}(\omega, k_x, k_y) = \frac{1}{2}(S_{u^2}(\omega, k_x, k_y) + S_{v^2}(\omega, k_x, k_y))$ fueron calculados como la media suma de los componentes meridional y zonal de la variación del viento. Como se observa las estimaciones de los espectros ME y MV coinciden con la estimación tradicional. Esto da la posibilidad de hablar sobre una buena confianza en el análisis. Las longitudes y direcciones de las componentes de los espectros analizados se muestran en la tabla III.

Tabla III. Longitudes y direcciones de propagación de los armónicos de la brisa calculados por el método del análisis espectral tridimensional.

Estimación	Periodo en horas							
	24 horas		12 horas		8 horas		6 horas	
	Long km	Direc grad.	Long km	Direc grad.	Long km	Direc Grad.	Long km	Direc grad
Método Tradicional	∞	—	100	45	24.3	45	24.3	315
Método de ME	∞	—	31.6	30	24.3	45	20.0	315
Método de MV	∞	—	31.6	45	24.3	45	20.0	315

Del espectro espacial para 24 horas se obtuvo la longitud de onda infinita. Esto significa que el armónico de la brisa con este periodo tiene longitud mas grande que la posibilidad de resolución que tiene la antena, puede ser que su longitud sea más grande que 100 km. La estimación tradicional para el periodo de 12 horas da una longitud de onda en 100 km, pero la estimación ME y MV solo dan 31.6 km. y con una dirección NE de propagación de la onda. Las



estimaciones para 8 y 6 horas dan una longitud de onda 24.3 y 20 km. respectivamente, y que interesante que la dirección de la onda es también NE.

Sin embargo para el armónico de 6 horas la dirección estimada es NO. Todas las estimaciones calculadas por su forma coinciden con la forma de la ventana espectral. Esto permite concluir que la estructura de las variaciones de la brisa es muy simple. Entonces, para cada diapasón del periodo (24, 12, 8 y 6 horas) existió solo un armónico con una longitud y dirección de propagación marcada. Posiblemente el armónico de la brisa de 24 horas, que tiene la máxima amplitud (del espectro temporal), puede alcanzar la ciudad de Guadalajara e interactuar con la brisa local de la ciudad. Los otros armónicos, más frecuentes, caracterizan la brisa local en la zona ribereña del lago. Es importante mencionar que los armónicos de 12 y 8 horas tienen dirección de propagación al NE y no perpendicularmente a la línea de la costa del lago en el área del polígono, sino más bien inclinado al lado derecho entre un valle como se muestra en la figura 18

De lo anterior se concluye que los vientos de brisa dependen de la orografía de la costa del Lago. El armónico de 6 horas tiene dirección del lado izquierdo de la línea de la costa. ¿Pero que significa esto?, posiblemente es la frecuencia natural a la cual resuena la cuenca

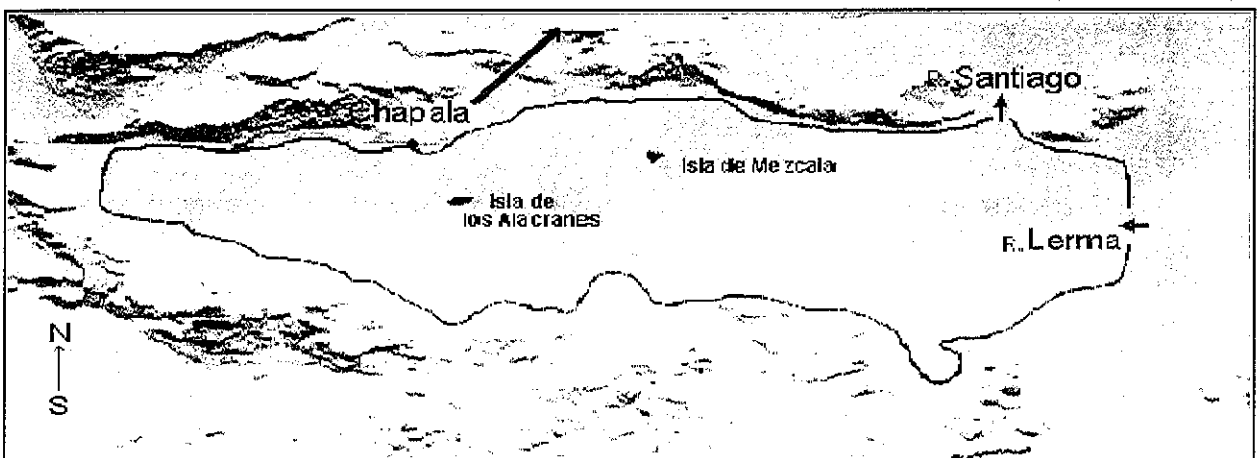


Figura 18. Orografía de la región del lago. La flecha marca la dirección de propagación que toman los armónicos de 12 y 8 horas.

SIMULACIÓN NUMÉRICA DE LOS SEICHES BAROTRÓPICOS EN EL LAGO

4.1. BATIMETRÍA DEL LAGO DE CHAPALA.

El lago Chapala es de origen tectónico formado en la era Cenozoica (*Rosas-Elguera et. al. 1998*). El graben de Chapala forma parte de un sistema regional de graben que se extiende en dirección EO, en donde se encuentra el lago. La base del mismo ha sufrido cambios y desplazamientos, el desplazamiento vertical del graben tiene un registro de aproximadamente 800 m (*Rosas-Elguera y Urrutia-Fucuguachi, 1998; Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998*). El azolve proviene principalmente del río Lerma y este acarrea un 81% de sólidos suspendidos (*Boletín Hidrológico 51, de la SRH, 1960-1961*), (*Sandoval, 1994*) En la actualidad la mayor profundidad del vaso es de 11 m. en su cota máxima

Se han hecho tres levantamientos batimétricos en la historia del lago (*Sandoval, 1994*): el primero por el Ing Ballesteros en 1929, con procedimientos primitivos. El segundo por contrato otorgado por la Secretaría de Recursos Hidráulicos en 1970, con demasiados errores comprobados. El último realizado en 1981 por la misma Secretaría de Recursos Hidráulicos (*Sandoval, 1994*) el cual se utilizó en este trabajo

La batimetría se digitalizó del tercer mapa batimétrico de la CESEACH (*Consejo Estatal de Seguimiento y Evaluación del Acuerdo de Chapala*), utilizando el Software *Surfer versión 6.1*, con una malla de 300 m², obteniendo así una matriz de 97 x 270 puntos. En la figura 19, se muestra dicha batimetría (*CNA, CESEACH*). En este estudio, la cota 87 es la profundidad máxima del lago. (*Filonov, en prensa*), utilizó un modelo numérico de simulación en el cual el lago es considerado como una caja rectangular con profundidad constante; los autores encontraron un

periodo para las ondas seiches de 5.4 horas y una amplitud de 18.3 mm, así como un nodo en el centro del lago.

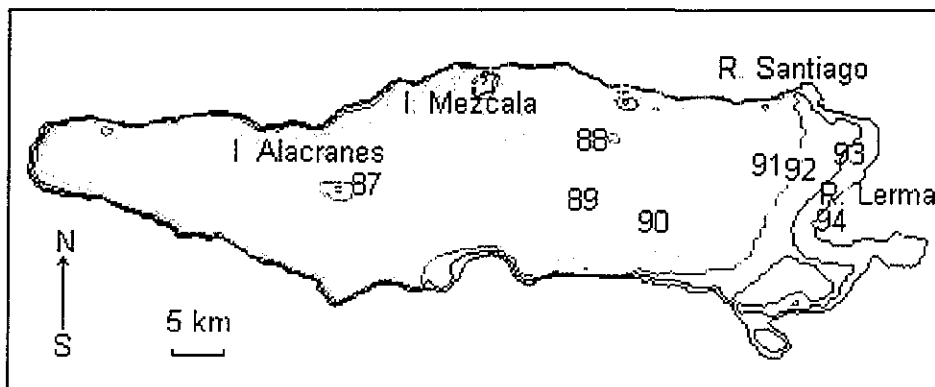


Figura 19. Batimetría del lago de Chapala desde la cota 94.

4.2. MODELO SEMI-IMPLÍCITO HAMSOM

En esta sección se describe el modelo numérico semi-implícito HAMSOM para calcular los periodos de las ondas estacionarias seiches en diferentes cotas, mediante análisis espectral, así como comparar los resultados obtenidos por el modelo con los datos reales obtenidos por un limnógrafo.

4.2.1. Sistema de ecuaciones.

Generalmente los modelos usados para la simulación de la circulación de las aguas en los lagos son igualmente aplicados en aguas costeras. Con el modelo semi-implícito HAMSOM (*Hamburg Shelf Ocean Model*) se han obtenido buenos resultados en lagunas costeras y en mar abierto (*Carbajal, 1993*). Este modelo, fue utilizado exitosamente por *Nuñez Riboni (2000)* en el complejo lagunar *Bahía de Altata / Ensenada del Pabellón, Sinaloa*

En este trabajo solo forzamos por viento el modelo, obteniendo así las series de tiempo de nivel del agua y las componentes de las corrientes u y v que este genera.

El estado de movimiento de un lago con densidad y presión constante, puede ser completamente descrito por tres cantidades espaciales y temporales macroscópicas, el modelo solo usa las componentes u y v por estar integrado en la vertical.

Las ecuaciones de movimiento de Navier-Stokes y de continuidad, como se usan en el modelo son las siguientes (Carbajal, 1993):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{U}{(H + \zeta)} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{V}{(H + \zeta)} \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g(H + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_H \nabla_h^2 U + \frac{\tau_{(s)}^{(x)} - \tau_{(b)}^{(x)}}{\rho} \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{U}{(H + \zeta)} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{V}{(H + \zeta)} \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g(H + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_H \nabla_h^2 V + \frac{\tau_{(s)}^{(y)} - \tau_{(b)}^{(y)}}{\rho} \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (4.3)$$

En donde las variables U y V son el transporte zonal y meridional respectivamente y ζ es la elevación de la superficie del lago. Estas son función de las variables espaciales x (positiva en la dirección este), y (positiva en la dirección norte) y temporal t . H es la profundidad, g la aceleración de la gravedad, τ_s el esfuerzo del viento, τ_b la fricción de fondo, f es el parámetro de Coriolis ($f = 2\Omega \sin\phi$, donde Ω es el módulo de la velocidad angular de la Tierra y ϕ la latitud), A_H es el coeficiente horizontal de viscosidad turbulenta, ρ la densidad y ∇_h^2 el operador Laplaciano horizontal. El coeficiente de viscosidad turbulenta horizontal en el modelo se describe de la siguiente forma $A_H = A_K * D_L * H$, en donde A_K es una constante de proporcionalidad con valor de 0.005, D_L es el incremento espacial y H es la profundidad

La solución al sistema de ecuaciones se encuentra con la ayuda de métodos de discretización. HAMSOM utiliza diferencias finitas y discretiza las ecuaciones anteriores seccionando el tiempo en lapsos de un cierto valor Δt .

Antes de comenzar a trabajar con el modelo es necesario alimentarlo con datos de entrada, estos son: batimetría, módulo y dirección del viento y el criterio de estabilidad de Courant-Friedrich-Lewy, el cual establece que la velocidad de propagación de la onda en un medio continuo no puede rebasar la velocidad calculada de la propagación de la información, esto es, el

$$\Delta t \text{ calculado entre celdas ó malla es entonces: } \Delta t \leq \frac{\Delta x}{\sqrt{2g \cdot H_{max}}}$$

Aquí g es la aceleración debida a la gravedad, Δx es el lado de la malla, que en este caso fue igual a 300 m. y H_{max} es la profundidad máxima del cuerpo de agua. El paso de tiempo en este caso fue $\Delta t \leq 36.2$ s. El tiempo aceptado por el modelo fue de 30s.

4.3. SIMULACIÓN DEL MODELO PARA EL VIENTO REAL

4.3.1. Resultado del análisis de variación de nivel del lago.

Observaciones en el nivel del lago muestran variaciones del mismo producidas por el esfuerzo del viento. La desaparición del viento causa oscilaciones en el lago conocidas como “seiches”, que corresponden a una o más frecuencias oscilatorias resonantes (modos libres). El modo libre de un seiche en particular es una onda barotrópica, el periodo τ de la oscilación superficial multinodal o “formula de Merian” (*Le Blond, Mysak, 1978*), viene dado aproximadamente por:

$$\tau = \frac{2L}{nc} \quad (4.4)$$

donde: L es la longitud del lago; $c = \sqrt{gh}$ es la velocidad de fase de una onda gravitacional libre; n es el número del modo de la onda; g es la aceleración de la gravedad y h es la profundidad media de la cuenca. En Enero de 1997 la profundidad promedio del lago era de 6 m y la cota máxima de 94.18 m. La serie de tiempo presentada en la siguiente figura comienza a partir de dicha cota. En la figura 20 se muestra la serie de tiempo de 3.2 años obtenida por el Limnigrafo.

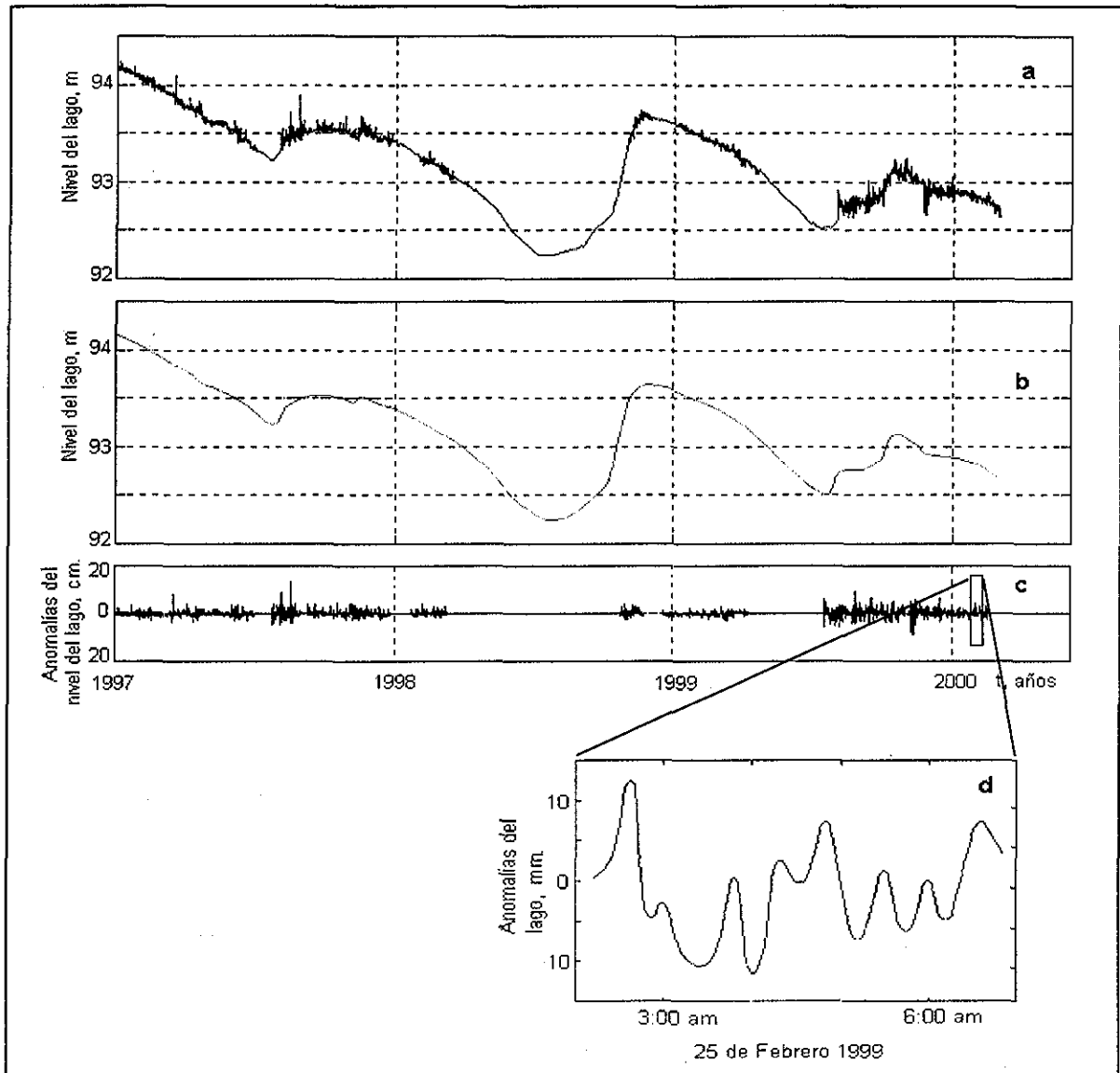


Figura 20. (a) Serie de tiempo de variación de nivel del lago. La discretización entre muestras es de 1h (b) La misma serie pero filtrada mediante un filtro móvil coseno de 14 meses de ancho. (c) Fluctuaciones de las anomalías del nivel del lago (d) Fluctuaciones de nivel con una clara forma sinusoidal

De los 3.2 años de registro, solo el 55 % cuenta con información real. En forma individual, el año más afectado es 1998 con solo el 25 % de información, 1997 tiene el 66 % y 1998 el 75 %. El resto se interpoló con el método spline-cubic y el Software Matlab 5.3.

Para quitar la influencia de bajas frecuencias de la serie inicial (figura 20-a) se filtró ésta mediante un filtro coseno móvil con una anchura de 14 meses, obteniendo así la serie suavizada de baja frecuencia (figura 20-b); las anomalías se muestran en la figura 13-c. A la serie de las anomalías se le cortaron las partes con las mejores fluctuaciones y se calculó el espectro. Los espectros obtenidos por cada parte se promediaron y se obtuvo el espectro que se muestra en el capítulo 3, figura 12.

El periodo τ encontrado en el espectro energético para los seiches de primer modo fue de 6.2 horas y para los de segundo modo fueron de 4.7 horas como se muestra en la figura 12. Para encontrar el periodo τ del espectro energético se usa la forma: $\tau = \frac{N\Delta t}{n}$ donde: N es la amplitud de la serie, Δt es la discretización del tiempo y n es el número de la frecuencia del pico. Se observan las diferentes frecuencias que mueven al vaso, y que son producidas por las fluctuaciones meteorológicas. Es importante resaltar que el valor del periodo τ es el promedio de los 3.2 años de la serie. Aquí, con el paso del tiempo el nivel del lago fue disminuyendo de la cota 94.18 hasta la 92.70. En este espectro el pico principal de 6.2h es cerca de un orden en magnitud más energético que el de segundo modo.

4.3.2. Prueba del modelo numérico.

En esta sección se describe el comportamiento observado al correr el modelo con los valores del módulo y dirección del viento promedio de los 3.2 años (obtenidos de la estación climatológica de la CNA) Estos son: modulo $w = 1.7$ m/s, dirección $\varphi = 170^\circ$ SE.

Con el fin de obtener información acerca de la dinámica en el lago, se corrió un modelo en forma de caja con profundidad constante y lados iguales a la cubeta del lago, utilizando los mismos valores de w y ϕ , el resultado obtenido se muestra a continuación en la figura 21.

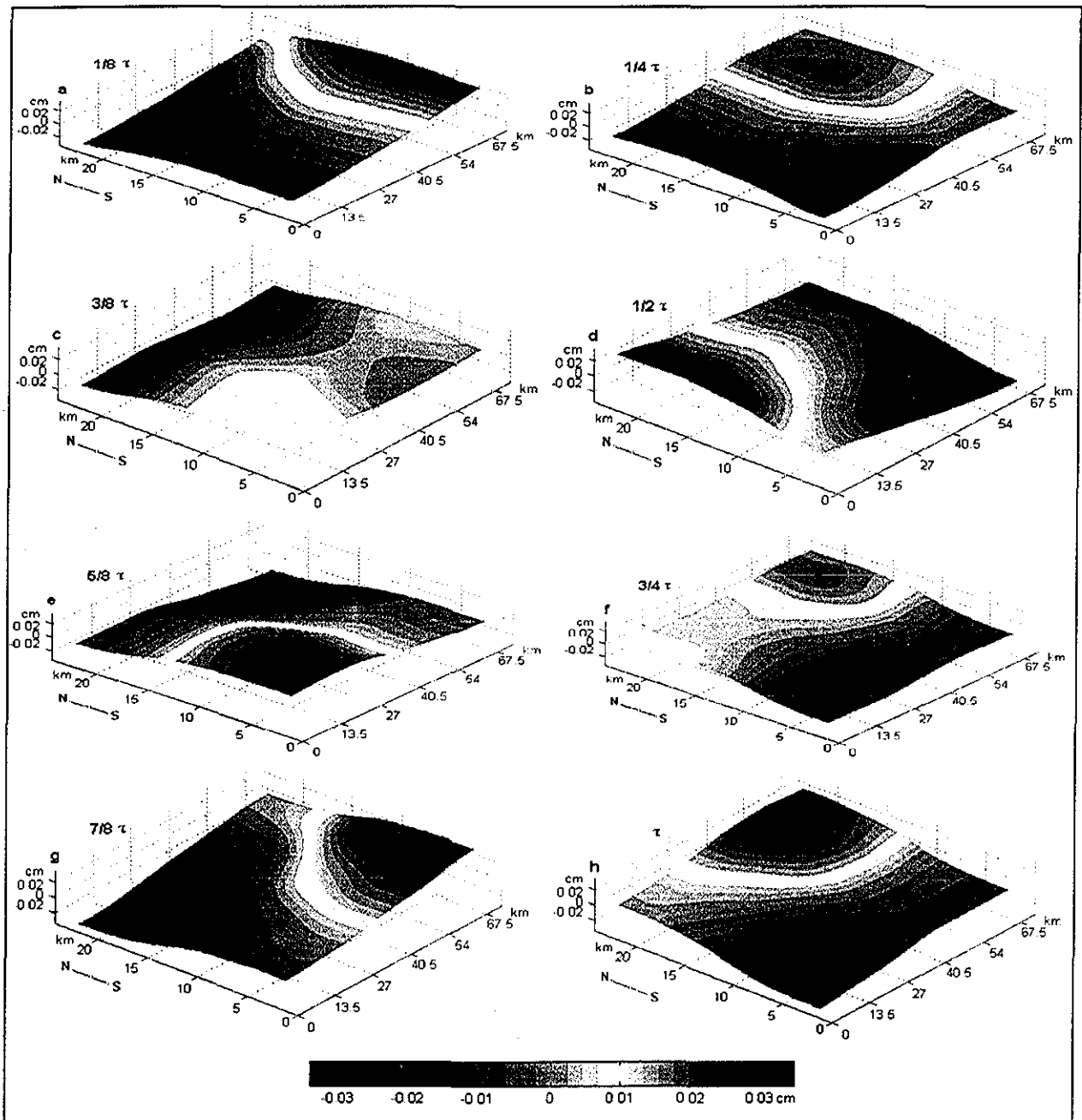


Figura 21. Secuencia de la animación de variación de nivel en la caja, obtenidas por el modelo. En esta figura se observa claramente el movimiento en dirección EO (longitudinal) y el movimiento de las ondas en dirección NS (transversal). La amplitud máxima de la onda fue de 3 cm. El tiempo entre animaciones es de 45 minutos.

En la secuencia de las animaciones de variación de nivel en la caja se observa claramente como el movimiento de los seiches tiene dirección longitudinal EO y dirección transversal NS. Analizando esas figuras se observan también dos principales modos de oscilación más energéticos.

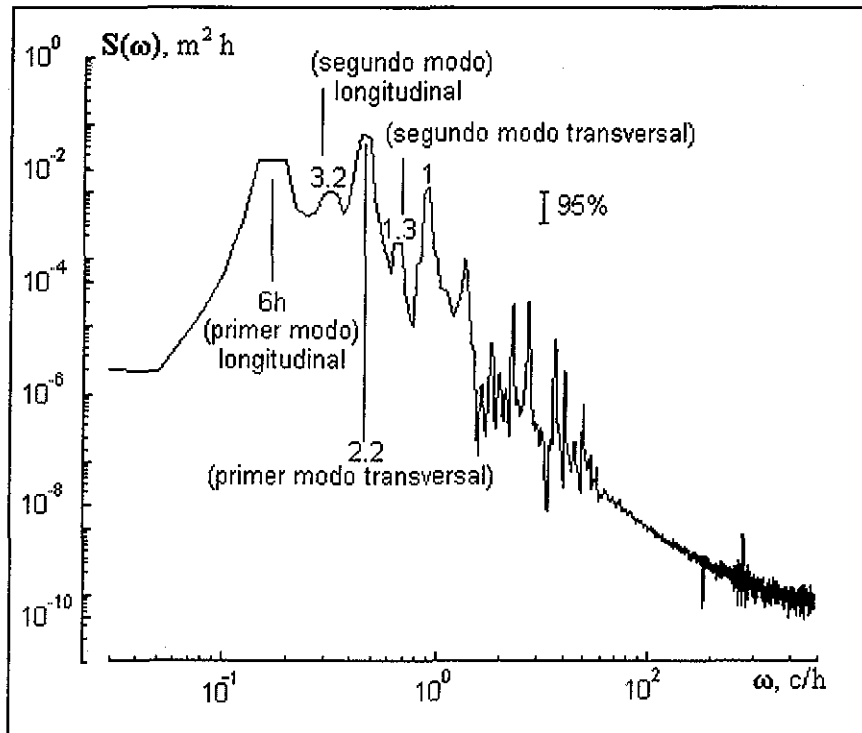


Figura 22 Densidad espectral de la serie de tiempo en la caja. La línea vertical muestra el intervalo de confianza

En la figura 22 se observa el espectro energético de la serie de tiempo de la elevación obtenida por el modelo de caja. Aquí la serie consta de 5000 muestras con un paso de tiempo de 30 segundos (esto equivale a 7 periodos de los seiches aproximadamente) Los periodos encontrados indican que el lago tiene movimientos de dos modos más energéticos: longitudinal y transversal. Estos fueron de 6 h. para el primer modo longitudinal, 3 2 h para el segundo modo longitudinal, 2 2 h. para el primer modo trasversal y 1 3 h para el segundo modo transversal. Los movimientos más energéticos, mayores a los otros en un orden de magnitud, son los que

corresponden a los primeros modos longitudinal y transversal y son por tanto los que predominan.

El campo de velocidades generadas por el viento con los mismos valores promedio de w y ϕ se muestran en la figura 23. en esta se pueden observar los dos modos de oscilación, en dirección longitudinal y transversal. En los nodos las velocidades horizontales rebasan 1 cm/s. En este caso la gráfica pertenece al periodo de 1.5 horas, por tal razón los vectores tienen dirección NE. Se observa también como las direcciones en los antinodos cambian debido a la dirección del viento.

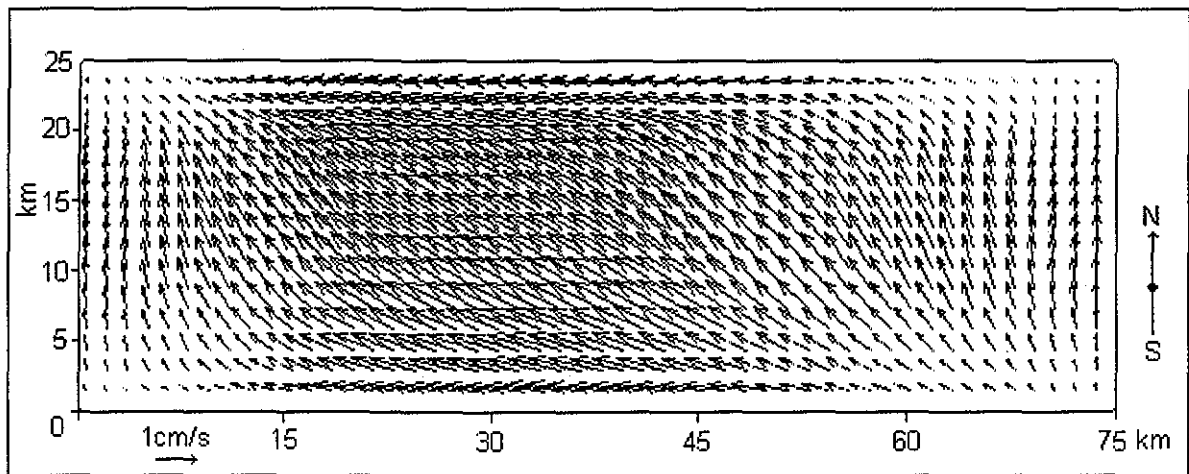


Figura 23. Campo de velocidades generadas por el modelo en la caja con profundidad constante.

Con los resultados anteriores de variación de nivel y corrientes obtenidos en la caja se pueden instalar puntos de control al modelo con la batimetría real. Por lo tanto se esperan cuatro periodos principales ó más energéticos en el espectro.

4.3.3. Resultados de modelación con la batimetría real.

Al correr el modelo con la batimetría real, se le adaptaron a este 5 puntos de control cerca de los nodos, para información de la variación de nivel, generándose así 5 series de tiempo con la misma calidad y cantidad de muestras con $N = 20,000$ (aproximadamente 166 h. 26 periodos de

los seiches). En la figura 24 se muestran los puntos de control. El punto L se encuentra cerca de la estación de la CNA.

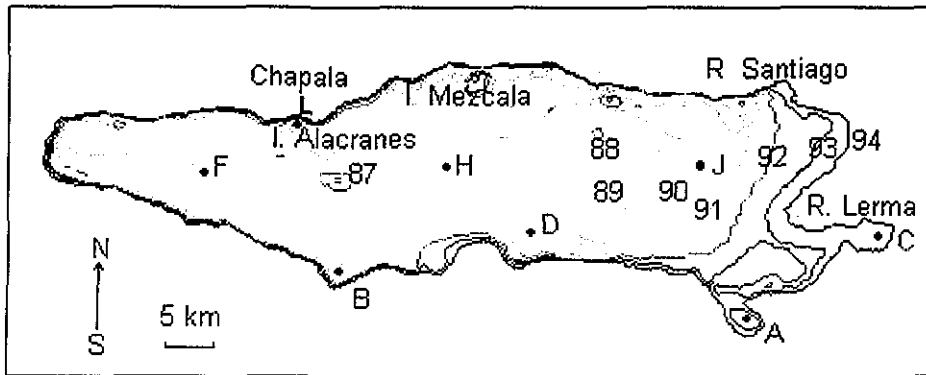


Figura 24. Puntos de control F, H, D, J y L. Para los puntos A, B y C no se muestran los espectros.

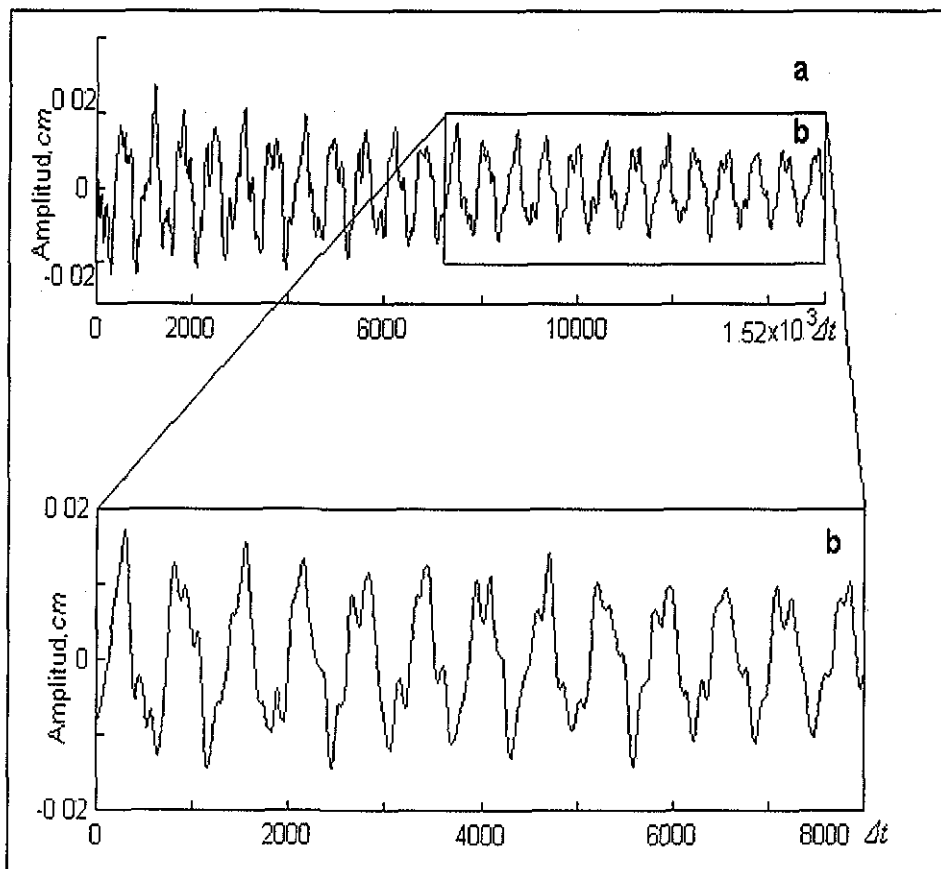


Figura 25. Resultados obtenidos al correr el modelo. a) serie de tiempo no forzada del proceso estacionario en el punto de control L. b) Ampliación de la serie de 8000 datos, aproximadamente 13 periodos de los seiches.

De la serie de tiempo no forzada en el punto de control L (figura 25a) se sometieron al análisis espectral solo 8000 datos (figura 27b), con discretización en el tiempo $\Delta t = 30$ s. para cada muestra. De esta forma los periodos analizados fueron cerca de 13. El espectro energético de la serie b se muestra en la figura 28.

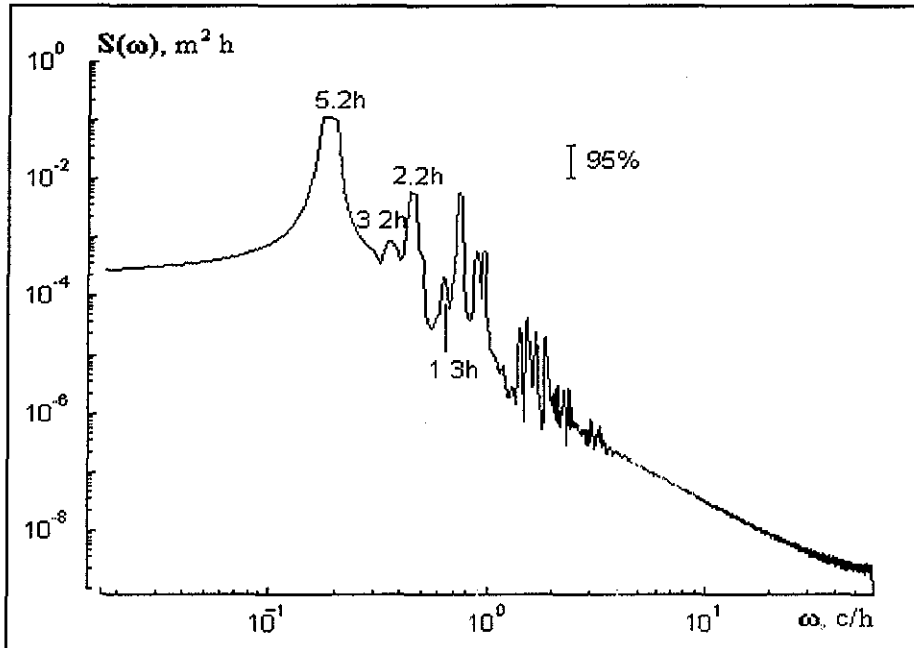


Figura 26. Densidad espectral de la serie b.

En la figura 26 se puede observar que se distinguen cuatro armónicos principales, tal como se esperaba de los resultados obtenidos con la caja (figura 22), los de dirección longitudinal y los de dirección transversal de primer y segundo modo. El periodo del seiche de primer modo es de 5.2 h. y de 3.2 h. para el segundo modo en dirección longitudinal. En dirección transversal fue de 2.2 h para el primer modo y 1.3 h para el segundo modo. Se observa en el espectro un tercer modo el cual puede ser debido a la dirección del viento que se da al modelo, ya que en la realidad esos modos no son tan energéticos. Una característica para hablar de segundos modos es que éstos deben de ser mayores a la mitad del primer modo (Wetzel, 1983).

En los diferentes puntos de control dichos armónicos cambian a ser más o menos energéticos, dependiendo de la morfología del lago en donde éstos se encuentren (figura 27). En la figura 25 se indican tres puntos de prueba dentro de tres pequeñas ensenadas: los puntos A, B y C. Los resultados obtenidos en estos puntos son muy parecidos al punto D; sobresale el periodo de 1.3 h. que es cerca de un orden de magnitud más energético. Por otra parte se observa en la figura 27 que en el punto J los cuatro principales armónicos se distinguen fácilmente, al igual que en el punto F donde el periodo de 5.2 horas es cerca de dos ordenes de magnitud mayor.

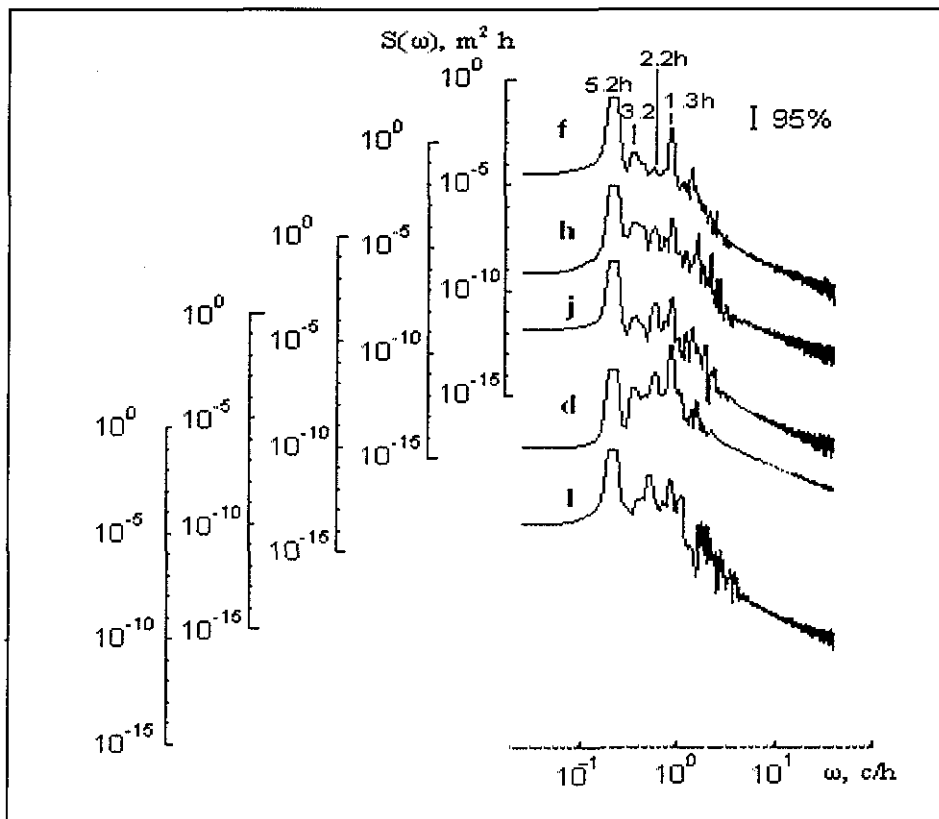


Figura 27. Densidad espectral de variación de nivel en los puntos de control, en orden descendente f, h, j, d y l

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

4.3.4. Variación de nivel del lago generada por el modelo

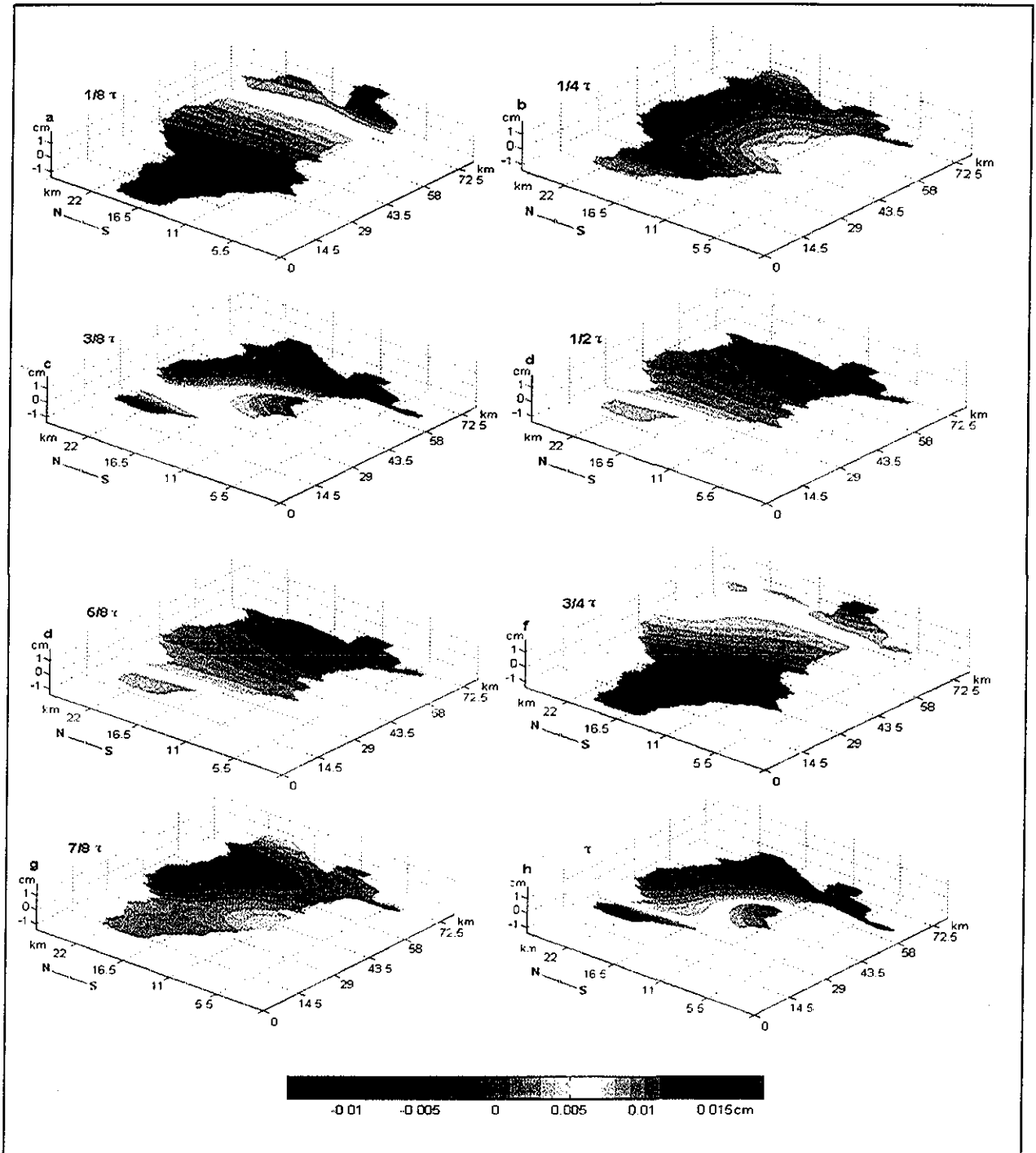


Figura 28. Resultado de la secuencia de animaciones en la cota 94. La amplitud máxima de la onda seiche es de 1.8 cm. El tiempo entre animaciones es de 39 minutos. Se pueden observar los dos principales modos de oscilación de los seiches

La morfología de la costa sur central y sureste del lago es la causa de que los espectros sean más energéticos en esas zonas. En la secuencia de animaciones de la figura 28 se observa que cerca del punto D (ver figura 24) el nivel tiene una elevación mayor. En las figuras 29 y 30 se muestra el campo de velocidades de dos animaciones. Las velocidades en los nodos son mayores o iguales a 1 cm/s. Se observa también un primer nodo más energético (parte central) con dirección SE, figura 28.

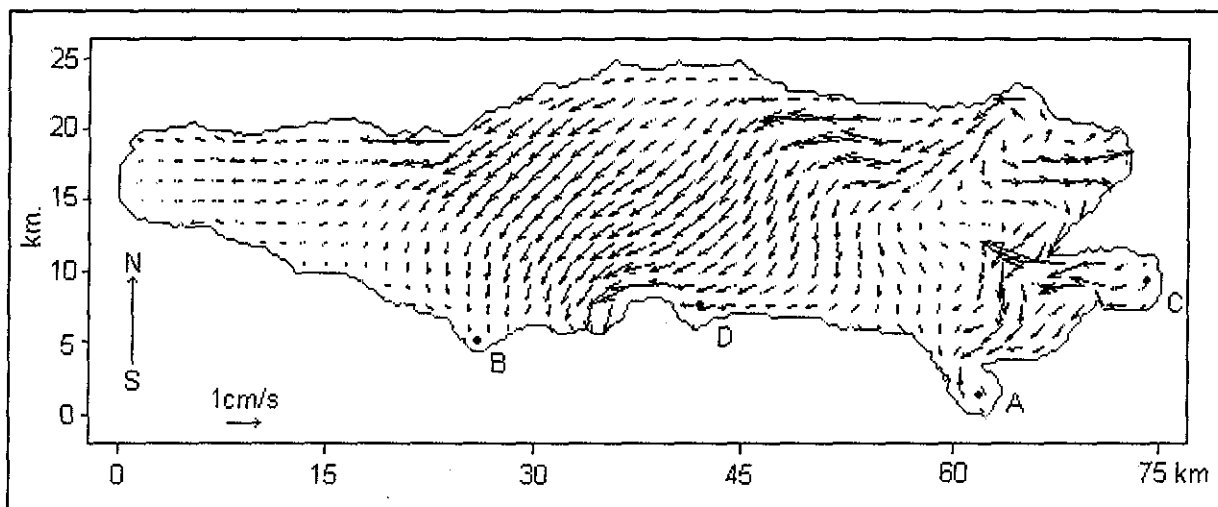


Figura 29. Campo de velocidades generado por el modelo durante 3/8 de periodo aproximadamente 1.3 horas, en los puntos A, B, C y D las velocidades son menores a 1 cm/s (antinodos).

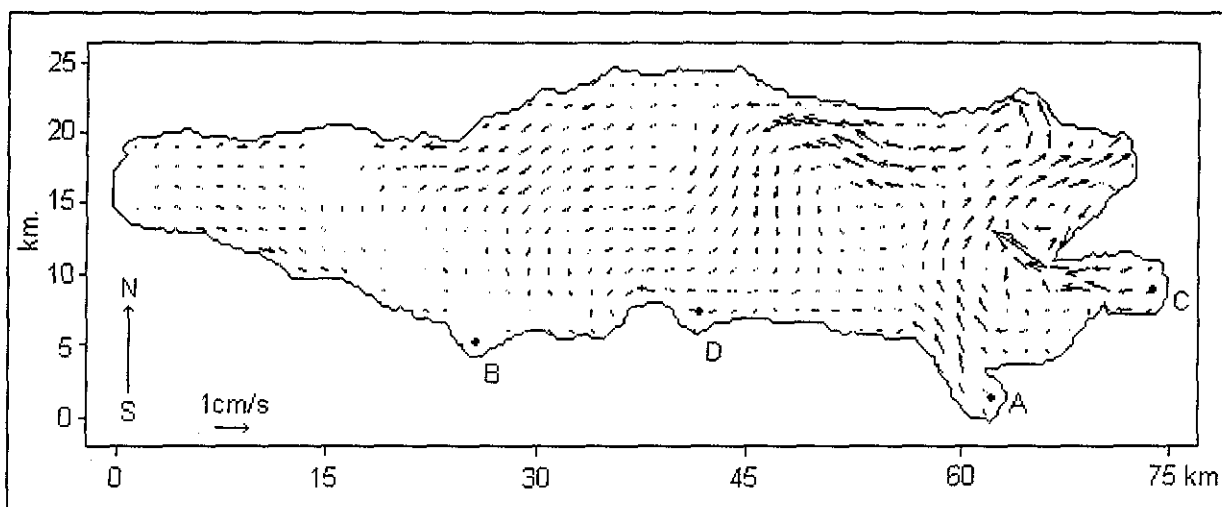


Figura 30. Campo de velocidades generado por el modelo durante 1 periodo, se sigue observando el primer nodo y un vórtice en la parte Este del lago nuevamente se observan los antinodos.

De lo anterior podemos concluir que las ensenadas señaladas con las letras A, B, C y D son las que generan el segundo modo, como se observa en el espectro d de la figura 27. En la parte SE se genera un vórtice por efecto de las fronteras y topografía cuya intensidad es importante. Estos resultados son congruentes con los encontrados por *Escalante (1994)* y *León (1994)*. El primer modo de los seiches puede causar fluctuaciones de nivel significativas en las partes Este y Oeste del lago y corrientes intensas horizontales en la parte central del mismo (línea nodal principal).

4.3.5. Periodos de los seiches en diferentes cotas del lago

La profundidad máxima del vaso es de 11 metros en su cota máxima a la 98. En los años 1997-1998 la cota máxima fue la 94 y el periodo de los seiches de primer modo en dirección longitudinal para esta cota es aproximadamente 5.2 h

Ajustando la batimetría al modelo desde la cota 90 que es la mínima en la cual el lago tiene profundidad promedio de 1 metro, hasta la 95 con profundidad promedio de 6 metros, el modelo se corrió en todos los casos con 25 periodos, generándose así nuevamente series de tiempo no forzadas de 15,300 datos, (aproximadamente 128 horas). El tamaño de las series analizadas fue de solo 5000 muestras con un intervalo de tiempo de 30 segundos. Estas series se obtuvieron del punto de control F. Los espectros se muestran en la figura 31

Debido a que el punto F se encuentra en la parte Oeste del lago (figura 24) en todas las series los picos más energéticos son los seiches de primer modo en dirección horizontal. Esto es de esperarse ya que existe mayor resistencia por fricción en las cotas más bajas (figura 19) En la cota 90, como se muestra en la densidad espectral de la figura 31, el periodo del seiche es de 10.4 h. pero al ascender la morfología del lago cambia y se generan otras frecuencias (nuevos modos de oscilación), tal como se observa de la cota 91 hasta la 94 (figura 31) En estos espectros la energía de los seiches transversales aumenta, pero los cuatro principales picos de primer y

segundo modo se mantienen visibles. En la tabla IV se muestran los periodos del seiche de primer modo longitudinal, ascendiendo cada metro desde la cota 90 hasta la 95.

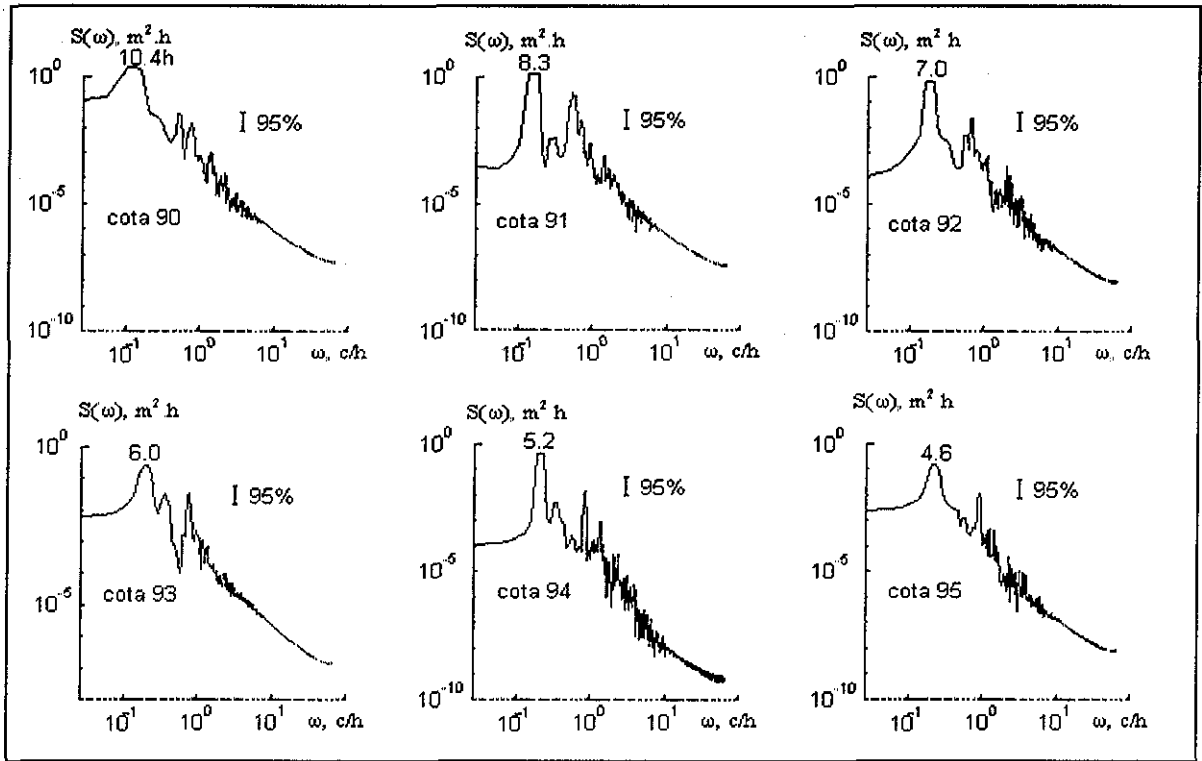


Figura 31. Densidad espectral de las series de tiempo generadas por el modelo en diferentes cotas del lago desde la 90 hasta la 95

Por último, se ajustó una ecuación mediante mínimos cuadrados a los periodos de los seiches obtenidos en el punto F, con el objetivo de predecir los valores que tendrán hasta la cota máxima, que es la 98. La curva resultante, junto con su ecuación de ajuste y el cuadrado del coeficiente de correlación se muestra en la figura 32.

Tabla IV. Periodos de los seiches de primer modo longitudinal.

Cota, m.	Periodo de los seiches en horas
90	10.4
91	8.3
92	7.0
93	6.0
94	5.2
95	4.6

TESIS CON FALLA DE ORIGEN

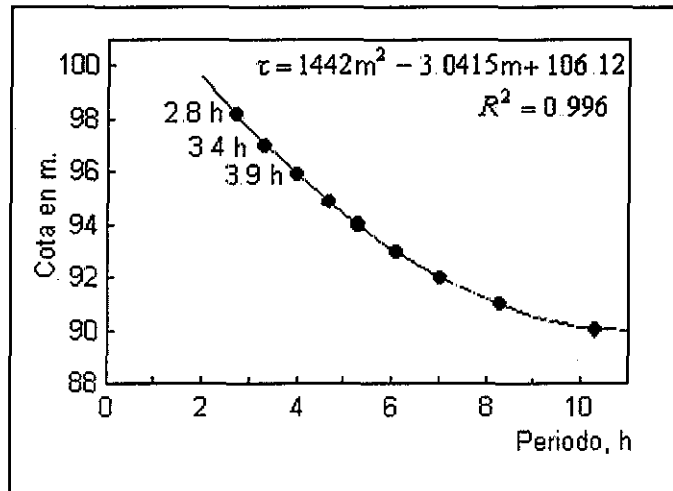


Figura 32. Gráfica de los periodos de seiches de primer modo y su ecuación de ajuste.

Los puntos sobre la curva son los periodos en horas, los últimos tres son los calculados con valores desde la cota 96 hasta la 98, que fueron de 2.8 h, 3.4 h y 3.9 h respectivamente

Con los resultados de las animaciones del campo de velocidades en el lago se observaron vórtices; estos dependen mucho de la topografía y fronteras de la cubeta. La amplitud máxima de las ondas seiches fue de 1.8 cm y se encuentra cerca de la estación climática de la CNA. En la cubeta se presentan más de dos modos de oscilación, los dominantes son los de dirección longitudinal de primer y segundo modo, los movimientos transversales son originados por la morfología del lago y son cerca de tres ordenes de magnitud menos energéticos. El primer modo tiene dirección de las componentes del viento SE, por lo tanto las corrientes horizontales son máximas en esos puntos.

En la región del lago de Chapala el principal proceso que ocasiona la dinámica tanto atmosférica como lacustre es la brisa; ésta es más intensa durante el día, tiene dirección hacia la tierra y su magnitud máxima promedio es de 4.5 m/s. A su vez, la brisa ocasiona un aumento en la evaporación del lago. La energía cinética de la brisa diurna es cerca de dos ordenes de magnitud mayor que la semidiurna. Las variaciones sinópticas en la región del lago se observan en los espectros energéticos con periodos de entre 2.5 y 5 días. Las variaciones de las características meteorológicas también se reflejan en las fluctuaciones de nivel del lago, presentándose con un desplazamiento de fase.

Los parámetros de presión atmosférica y temperatura del aire para los armónicos diurno y semidiurno presentan una coherencia significativa, su relación es casi lineal y su diferencia de fase es de 9.7 y 8.5 horas respectivamente.

El sentido que toma la brisa del lago es en dirección de las manecillas del reloj (anticiclónico). La brisa y las variaciones en la presión atmosférica generan ondas seiches. El análisis de éstas muestra que tienen un periodo de 6.2 horas. A través del modelo semi-implícito HAMSOM se encuentra que los seiches tienen más de dos modos de oscilación, tanto en dirección longitudinal como transversal: el modo más energético es el de primer modo longitudinal. El movimiento en dirección transversal es originado principalmente por la morfología de la cubeta. El nodo principal se encuentra en la parte central del lago y tiene dirección SE de las componentes del viento. Las corrientes horizontales generadas alcanzan hasta 1 m/s y la amplitud de las ondas seiches 18 cm. También se generan vórtices debidos principalmente a la batimetría y fronteras de la cubeta.

A partir del estudio de las series temporales de la magnitud y dirección del viento se identificaron la longitud y dirección de la onda de brisa en diferentes frecuencias. La longitud de la onda con frecuencia de 24 horas resultó ser infinita, debido a la baja resolución de la antena espectral de los sensores. El rumbo que toma la onda de brisa en las frecuencias de 12 y 8 horas es en dirección NE, con respecto a la localización de la antena. La frecuencia de 6 horas queda atrapada dentro de la cuenca del propio vaso lacustre.

Alba Vega, C., 1990. Editor. Chapala Ecología y Planeación Regional, El Colegio de Jalisco, Goethe-Institut de Guadalajara; 192.

Arredondo, F.J.L. & Aguilar D.C., 1987. Bosquejo Histórico de las Investigaciones Limnológicas, Realizadas en lagos Mexicanos, con Especial Énfasis en su Ictiofauna. Instituto de Biología de la UNAM.

Bendat, J.S. & A. G. Piersol, 1967. Measurement and Analysis of Random Data. Wiley & Sons, New York, 409.

Burman, E. A., 1969. Local Wind. Hydrometeorozdat, Leningrad. 344 pp.

Carbajal, N., 1993. Modeling of the Circulation in the Gulf of California. PhD Thesis, Institute of Oceanography, University of Hamburg.

Clements, T., 1963. Pleistocene History of Lake Chapala, Jalisco Mexico in Clements T. ed. Essay in Marine Geology in Honor of K.O. Emery, University of California Press, Los Angeles: 35-49.

Courant, R., Friedrichs K. O., Lewy H., 1928. On the Partial Difference Equations of Mathematical Physics. -IBM J, 1967, March, 215-234.

Curiel, B. A., 1995. Water quality in the Lakes of State Jalisco. The Fourth Intl. Symp. On fish Physiol, Toxicol and Water Quality. Montana St. University, USA, Sept. 1995, 26 p

Downs, T., 1958. Fossil Vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco, Mexico: Proc XX Int Geol Cong., Mexico, p 73-77

Enriquez, J. and Alatorre, M., 1998. Shallow Crustal Structure of the Junction of the Grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, México. *Geofísica Internacional*, 1998, Vol. 37, Num. 4. 263, 282.

Escalante, M. E., 1992. Transporte de Contaminación en el Lago de Chapala (etapa inicial) Informe técnico CH-9206/07

Fernex-Francois, Pedro Zárate-del Valle, Hermes Ramírez-Sánchez, Francois Michaud, 2001. Sedimentation Rates in Lake Chapala (western Mexico) Possible Active Tectonic Control. *Chemical Geology*. 16.

Filonov, A. E. 1976. Some Results of Investigation of Time-Spatial Scales of Internal Waves at the Atlantic Polygon-70. Collected Articles "Complex Investigation in the World Ocean". Moscow State University 45-51p

Filonov, A. E., 1979. Invariant Spectral Characteristics of Current Fluctuation in Bouy Polygon of GATE. In Proceeding of State Oceanographic Institute, Moscow, N 146, 81-91.

Filonov, A. E. 1982. Espectralni Analis y Evo Priminiyev gidrometeorologii. Odessa, OGMI, 76p.

Filonov, A. E. & I. E. Tereshchenko, 1997. Preliminary Results of Lake Chapala, México. Suppl. To EOS, Transact., AGU, Vol. 78: 46.

Filonov, A. E., 1998. ¿Morirá el Lago de Chapala?, Existe la posibilidad de salvarlo. *Teorema* Vol. 3, 16-18

Filonov, A. E., I. E. Tereshchenko & C. O. Monzon 1998. On the Oscillations of the Hydrometeorological Characteristics in the Region of Lake Chapala in Time Frames of the Days to Tens of Years. *Geofísica Internacional*. Vol. 37: 293-307

Filonov, A. E. & I. E. Tereshchenko, 1999a. Thermal Fronts and Nonlinear Internal Waves in Shallow Tropical Lake Chapala. Russian Meteorology. Vol. 1, 94-102.

Filonov, A. E. & I. E. Tereshchenko, 1999b. Termal Lenses and Internal Solitons en Lake Chapala, México. Chinese Journal of Oceanology and Limnology. Vol. 17(4): 308-314.

Filonov, A.E., en prensa. On the Dynamical Response of Lake Chapala, México to Lake Breeze Forcing.

Fofonoff, N. P. 1969. Spectral Characteristics of Internal Waves in the Ocean. Deep-Sea Res., Supplement to Vol. 16, 58-71p, Appendix.

Gonella, J., 1972. A Rotary-Components Method for Analysis Meteorological and Oceanographic Vector Time Series. Deep Sea Res. 19: 833-846.

Graf, H.C. & Mortimer H.C., 1979. Hydrodynamics of Lakes, Developments in Water Science, Elsevier Scientific Publishing, 11. 360.

Guzman, M. A. and M. L. Morelos, 1992. La bibliografía del lago de Chapala (análisis hasta 1987). Tiempo de Ciencias, 28, 1-22

Hansen, A. M., 1994. Migración de la contaminación. Gaceta del Lerma, número especial, 77-93

Jenkins, G.M. & D.G Watts, 1969. Spectral Analysis and its Applications Holden-Day, San Francisco, 602.

Konyaev, K. U. 1990. Spectral Analysis of Physical Oceanographics Data. A. A. Balkema, Rotterdam, 200p

LeBlond, P. H. & L. A. Mysak, 1978. Waves in the Ocean Elsevier, Amsterdam, 602 pp

Leon, L. F., 1994. Modelado del Transporte de Contaminantes, Caso de Estudio, Lago de Chapala. Gaceta del Lerma, Número Especial.

Margalef, R., 1994. Limnology Now, a Paradigm of Planetary Problems, Elsevier, 553.

Mooers, C.N.K., 1973. A Technique for the Cross-Spectrum Analysis of Pairs of Complex Valued Time Series With Emphasis on Properties of Polarized Components and Rotational Invariants. Deep Sea Res. 20: 1129-1141.

Mosiño, P. and E. Garcia, 1973. The Climate of México in the Climates of North America. Elsevier Scientific, Publishing Company-Amsterdam, 345-404.

Nava, F., 1993. Procesamiento de Datos Geofísicos, Notas de curso, Comunicaciones académicas, Serie sismología, CICESE 191.

Núñez Riboni, D. I. 2000. Dinámica y Procesos Dispersivos en el Complejo Lagunar Bahía de Altata / Ensenada del Pabellon, Sinaloa, Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM. 65p.

Owen, I. Lind, R. Doyle, D. S. Vodopich, B. T. Trotter, J. Glass, L. Davalos-Lind and G. Limon, 1992. Lago de Chapala: Factores que controlan la producción de fitoplancton. Ingen. Hidraul. en México, mayo-diciembre, 1992, 17-29.

Palmer, R. H., 1926. Tectonic Setting of the Lago Chapala. Pan Amer. Geol., 45: 125-134.

Patrick, J., 1976. Computational Fluid Dynamics, Hermosa Publisiers, Albuquerque.

Paul H. LeBlond and Lawrence A., 1978. Waves in the Ocean, Elsevier Scientific publication, 602.

Percival, B.D. & Walden, A.T., 1993. Spectral Analysis for Physical Applications, Cambridge, University Press. 583.

Petterssen S. 1976. Introduction to Meteorology. McGraw-Hill Book Company 1978. Quinta edición. 469.

Rosas-Elguera and Urrutia-Fucuguachi, 1997. Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western México. International Geology Review Vol. 39. 1997, 125-140.

Rosas-Elguera and Urrutia-Fucuguachi, 1998. Tectonic Control of the Volcano-Sedimentary Sequence of the Chapala graben, Western, México. Geology International Review, Vol. 40, 1998, 350-362.

Rozhskov, V.A. 1979. Metodi Veroyatnostnovo Analiza Okeanologicheskix Procesov. Leningrad, Gidrometeoizdat, 280p.

Sánchez, G R., 1995. Métodos de Análisis Espectral de los Campos y Procesos Aleatorios (Aplicaciones a la Geofísica), Tesis de Maestría, Universidad de Guadalajara. 121.

Sandoval, F., 1994. Pasado y futuro del lago de Chapala, Unidad Editorial Guadalajara. México. 92p.

Sandoval, F., 1990. Mitos y verdades sobre el lago de Chapala. Gobierno del estado de Jalisco, Guadalajara Jalisco 75-86p.

Tereshchenko, I., Filonov, A. E., Gallegas, A. and Rodriguez, R., 2001. El niño 1997-98 and the Hydrometeorological Variability of Chapala, a Shallow Tropical Lake in Mexico. Journal of Hydrology

Wetzel, G. R., 1983. Limnology, cap 7, Movimientos del Agua. CBS. College Publishing. 767