



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



**Procesos termodinámicos en el lago volcánico de Santa María
del Oro, Nayarit**

T E S I S

que para obtener el grado académico de
Doctor en Ciencias
(Oceanografía Física)

Presenta:

M. en C. David Ernesto Serrano Hernández

Director de Tesis: **Dr. Anatoliy E. Filonov**

Comité Tutorial: **Dra. Ma. Adela Monreal Gómez**
Dr. Javier Alcocer Durand
Dr. Julio Candela Pérez

México, D. F. Diciembre de 2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Este trabajo se realizó parcialmente en el Laboratorio de Hidrometeorología, del Departamento de Física de la Universidad de Guadalajara y en el Laboratorio de Oceanografía Física, de La Unidad Académica Mazatlán del ICMYL de la UNAM.

A la memoria de
Casildo Hernández Acosta
Mi abuelito
Que de su mano me llevó a conocer el mar.

A Evlin y Marina, mi pequeña gran familia.

Poesía es lo que emanan
amor es lo que irradian.

A mi Madre, por cobijarme bajo un techo de amor, comprensión y libertad.

A mi Padre, por enseñarme el amor al trabajo y por sembrar en mí el amor a la ciencia.

A mis hermanos, Dany, Alex y Edith, porque seguimos jugando.

A Dios, por permitirme aún estar aquí.

Agradecimientos

Quizá sean varias decenas de personas que de alguna u otra forma contribuyeron a la realización de este trabajo, sin embargo, el espacio es limitado y... hay que ser realistas, las copias y la impresión son caras y los recursos escasos, así que a los que no mencione, no piensen que los olvidé, para ustedes mi gratitud y una disculpa por no haberlos incluido.

A mi asesor, Dr. Antoliy E. Filonov, por haberme aceptado como su estudiante en ese momento difícil y haberme apoyado siempre para concluir con este y otros trabajos, mostrando siempre su profesionalismo e interés para sacar adelante las vicisitudes por las que atravesamos. Mil gracias Doctor.

Al comité de tutores y miembros del jurado: Dra. Ma. Adela Monreal Gómez, Dr. Javier Alcocer Durand y Dr. Julio Candela, por su constante apoyo y valiosas observaciones para la culminación de este trabajo.

A los demás miembros del jurado: Dra. Gloria Vilaclara Fatjo, Dr. Sergey Bulgakov y Dr. David Salas de León por sus atinadas observaciones y sugerencias al manuscrito de tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca otorgada y por el apoyo financiero para realizar este estudio con el proyecto No. 33667-T.

Al M. en C. Raúl Gómez, por su ayuda en realizar algunos muestreos y el compañerismo y solidaridad que siempre mostró.

Al M. en C. Andrés García y al Ing. Víctor Cornejo, por su invaluable ayuda en realizar los levantamientos limnológicos.

Al M. en C. Marco Antonio Gurrola, por el entusiasmo y estar al pie del cañón al rediseñar la cadena autónoma de termistores.

Al M. en C. Arturo Figueroa, por su apoyo y asesoría al revisar el artículo en inglés.

Al Dr. Emilio Palacios, por sus sugerencias para analizar el campo de temperatura del lago y a las amenas e interesantes charlas de Oceanografía Física que entablamos.

Al Sr. Chris French, por su incondicional apoyo con sus fabulosas lanchas y permitirnos instalar la estación meteorológica en su propiedad.

A la Dra. Irina Tereshchenko, por su apoyo constante y entusiasmo para realizar este trabajo.

Al Dr. Michel Hendrikx y Dr. Federico Páez Osuna, por brindarme su apoyo y un espacio en la Unidad Académica Mazatlán, facilitándome además estas instalaciones.

A la Sra. Margarita Cordero por ocuparse de tantos pendientes, papeleos y recordatorios. Gracias Magali.

Al Mat. Germán Ramírez y al Lic. Carlos Suárez, por su invaluable ayuda en cuestiones de cómputo. Gracias "Yerman", gracias "Carnalzete"

A la Sra. Ma. Clara Ramírez por su gran apoyo en la búsqueda y solicitud de material bibliográfico y al Lic. Pedro Allende, por su apoyo en el préstamo de libros. Ya abriré mi sucursal.

A todo el personal administrativo de la Unidad Académica Mazatlán, en especial a la Sra. Natalia Medina, gracias por tu trato, cortesía y fineza.

A la Sra. Ma. Victoria Montes, encargada de la mapoteca y a los ingenieros Alberto Galaviz y Alberto Castro por la digitalización de la ribera del lago.

Al ICMYL-UNAM y a su Posgrado, al coordinador Dr. Martín Merino y al personal administrativo en la ciudad de México, Sras. Norma Suazo, Gabriela Almaraz, Guadalupe Godoy y a la Biol. Diana Juárez. Mil gracias por su apoyo y paciencia.

Al Dr. Arturo Chávez, responsable del Departamento de Física de la U. de G. por el apoyo que siempre me brindó para realizar este trabajo en las instalaciones del CUCEI.

Al Físico Roberto Toscazo, por su apoyo en materia de cómputo en las instalaciones del CUCEI de la U. de G.

A mis compañeros de travesía, Ismael, Rosalba y Carmen, que de alguna u otra manera hicieron más grata mi estancia en la Unidad Académica Mazatlán.

Al Dr. Noel Carbajal, por haberme invitado a continuar con mis estudios y por haber sido mi asesor y maestro en una primera etapa. Gracias Noel.

Y por último, pero no por ello menos importante a la Familia Arce Hernández, Tía Sabina, Tío Cesar, Max, Eliut, Nashely y Maxín, que me brindaron todo su apoyo y cariño, y que velaron por mi bienestar y salud en mi estancia en Guadalajara. Tengo una deuda muy grande con ustedes, espero algún día poderles corresponder. Un millón de gracias.

...me trajo el sombrero, y por ello supe que iba a salir a la cálida luz del sol. Este pensamiento, si es que una sensación muda puede llamarse así, me hizo saltar de alegría.

Bajamos caminando por el sendero que conducía a la caseta del pozo de la casa, atraídas por la fragancia de la madre selva que la cubría. Alguien estaba bombeando agua, y mi instructora me colocó la mano bajo el chorro. Mientras el fresco líquido se derramaba por mi mano, ella me tomó la otra y delectó allí la palabra *agua*, primero lentamente y después con viveza. Permanecí inmóvil, concentrando la mente en el movimiento de sus dedos. De repente me asaltó como una vaga conciencia de algo olvidado..., la excitación de un pensamiento recobrado, y sin saber muy bien cómo me fue revelado el misterio del lenguaje. Supe entonces que A-G-U-A correspondía al maravilloso frescor que yo sentía resbalar por mi mano. Aquella palabra viva despertó mi alma, le infundió esperanza, la llenó de luz y de alborozo, ¡la liberó! Ciertamente es que todavía quedaban obstáculos que salvar, pero eran obstáculos que andando el tiempo podía vencer sin dificultad.

Me alejé del pozo con un deseo enorme de aprender. Ahora todo tenía un nombre, y cada nombre alumbraba otra idea. De regreso a la casa todos los objetos que palpaban parecían estremecerse llenos de vida. La causa de ello estaba en que ahora lo veía todo con la extraña y súbita visión que me había poseído.

Helen Keller

Índice

Contenido		Página
Introducción		1
CAPÍTULO I		
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA		
1.1.	Justificación	4
1.2.	Área de estudio	6
1.3.	Objetivos y metas	7
1.4.	Metodología	8
1.4.1.	Batimetría	8
1.4.2.	Análisis espectral	9
1.4.3.	Espectro rotacional	10
CAPÍTULO II		
VARIABLES METEOROLÓGICAS Y EL EFECTO DEL VIENTO EN EL LAGO SANTA MARÍA DEL ORO		
2.1.	Introducción	13
2.1.2	Metodología	13
2.2.	Datos meteorológicos	13
2.2.1.	Temperatura del aire	14
2.2.2.	Presión atmosférica	14
2.2.3.	Rapidez del viento	14
2.2.4.	Día promedio meteorológico	15
2.3.	Análisis espectral de las variables meteorológicas	16
2.3.1.	Espectro rotacional	18
	Época de estiaje	19
	Época de lluvia	19
2.4.	Discusión de los datos meteorológicos	20
2.5.	Modelo numérico de circulación	21
2.5.1.	Base matemática para la modelación	21
2.5.2.	Modelo barotrópico	23
2.5.3.	Circulación producida por el viento	26
2.5.4.	Resultados y discusiones del campo de velocidades	26
2.5.5.	Modos normales de oscilación (seiche)	28
2.5.6.	Resultados y discusiones del seiche externo	30
2.5.7.	Campo de velocidad producido por el seiche externo	33
2.6.	Conclusiones del capítulo II	35
CAPÍTULO III		
VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL CAMPO DE TEMPERATURA EN EL LAGO SANTA MARIA DEL ORO		
3.1.	Introducción	36
3.2.	Metodología	37
3.3.	Campo de temperatura (secciones transversales)	38
3.4.	Variación espacio (vertical)-temporal de temperatura en el LSMO	43
3.4.1.	Funciones empíricas ortogonales	46
3.4.1.1	Resultados y discusiones de las FEO's	46

3.4.2.	Análisis Armónico	47
3.4.2.1.	Resultados y discusiones del AA	49
3.5.	Estabilidad	54
3.6.	Conclusiones del capítulo III	57

CAPÍTULO IV

ONDAS INTERNAS EN EL LAGO SANTA MARIA DEL ORO

4.1.	Introducción	59
4.2.	Ondas internas de gravedad	60
4.2.1.	Ondas internas con frecuencia de Brunt-Väisälä constante (relación de dispersión para las ondas internas)	61
4.2.2.	Condiciones para la existencia de las ondas internas	64
4.2.3.	Ondas internas libres en una columna estratificada en dos capas	64
4.2.4.	Variación de la frecuencia de Brunt-Väisälä con la profundidad (aproximación WKB)	66
4.3.	Análisis espectral tridimensional	66
4.3.1.	Análisis espectral cruzado	67
4.3.2.	Espectros espaciales	68
4.4.	Experimentos especiales	69
4.5.	Resultados y discusiones	73
4.5.1.	Experimento 1	73
4.5.2.	Experimento 2	76
4.5.3.	Experimento 3	79
4.6.	Conclusiones del capítulo IV	83

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN GENERAL

5.1.	Discusión	84
5.2.	Conclusión	88
	Literatura citada	90

Índice de tablas

Tabla		Página
1	Estabilidad mensual para el LSMO.	55
2	Estabilidad de lagos tropicales y lagos templados.	56

Índice de figuras

Figura		Página
1.1	Perfil de temperatura en dos estaciones del Lago Santa María del Oro en agosto de 2000.	5
1.2	Temperatura superficial a lo largo del Lago Santa María del Oro.	5
1.3	Ubicación del Lago Santa María del Oro. Profundidades (o batimetría) en metros.	6
1.4	Orografía de los alrededores del Lago Santa María del Oro.	7
1.5	Imagen tridimensional del Lago Santa María del Oro.	9
1.6	Elipse de corriente formada por la suma de los vectores con sentido de rotación horaria y contrahoraria.	12
2.1	Series de tiempo de parámetros meteorológicos: (a) temperatura, (b) presión atmosférica, (c) rapidez del viento; del 4 de enero al 8 de agosto de 2001 (línea gruesa datos filtrados).	15
2.2	Promedio horario de temperatura, presión, dirección y rapidez del viento para las épocas de estiaje (a) y lluvia (b).	16
2.3	Espectros energéticos correspondientes a la época de estiaje: (a) temperatura del aire, (b) presión atmosférica, (c) magnitud del viento y (d) dirección del viento. La línea vertical indica el nivel de confianza.	17
2.4	Espectros energéticos correspondientes a la época de lluvia: (a) temperatura del aire, (b) presión atmosférica, (c) magnitud del viento y (d) dirección del viento.	18
2.5	Densidad espectral para la época de estiaje (a) y (b) y para la época de lluvia (c) y (d) en el sentido horario (H, anticiclónico) y contrahorario (L, ciclónico).	19
2.6	Malla Arakawa tipo C.	25
2.7	Campo de velocidad producida por el viento, correspondiente de las 14:00 h (a), a las 21:00 h (h).	27
2.8	Promedio del campo de velocidad de las 22 a las 13 h.	28

2.9	Espectro promedio de las 19 series de tiempo de la elevación del lago. El cuadro superior izquierdo muestra los puntos donde se registraron las series de tiempo.	31
2.10	Secuencia de la elevación del seiche externo en el Lago Santa María del Oro.	32
2.11	Campo de velocidad del primer modo rotacional barotrópico.	34
2.12	Campo de velocidades que presenta el seiche externo, con separación aproximada de $\frac{1}{4}$ de periodo (40 s).	34
3.1	Transectos propuestos para realizar los levantamientos limnológicos.	38
3.2	Trayectorias seguidas en 7 levantamientos limnológicos, los puntos señalan la posición en la que se realizaron los lances.	39
3.3	Transectos y ubicación de los lances realizados en diciembre de 2000 (a) y en mayo de 2001 (b).	40
3.4	Perfiles de temperatura obtenidos de los transectos norte-sur y este-oeste para diciembre de 2000 (a) y mayo de 2001 (b).	41
3.5	Secciones transversales del campo de temperatura obtenidas como resultado de los muestreos del 5 de diciembre de 2000: (a) transecto norte-sur y (b) transecto este-oeste.	42
3.6	Detalle del metalimnion en transecto este-oeste para el mes de diciembre de 2000.	42
3.7	Secciones transversales del campo de temperatura obtenidas como resultado de los muestreos del 4 de mayo de 2000: (a) transecto norte-sur y (b) transecto este-oeste.	43
3.8	Isotermas en °C construidas con los perfiles promedio de los levantamientos limnológicos.	44
3.9	Series de tiempo de temperatura para cada metro de profundidad de la columna de agua (de 1 a 53 m).	45
3.10	Series de tiempo de temperatura para las profundidades entre 44 y 53 m (detalle de figura 3.9).	45
3.11	Descomposición en FEO's de la serie de tiempo de los perfiles de temperatura. El primer y segundo modo se señala con línea gruesa y delgada, respectivamente. (a) modos temporales; (b) modos espaciales (adimensional); (c), producto de la máxima amplitud del modo temporal con el modo espacial.	48
3.12	Amplitud en °C de los armónicos anual (a); semianual (b) y bianual (c), para las profundidades de 1 a 53 m.	51

3.13	Fase para los armónicos, anual (a); semianual (b) y bianual (c). El cero en el eje de las abscisas corresponde al 13 de agosto de 2000.	52
3.14	Aproximación de las series de tiempo de temperatura por la suma de los armónicos bianual, anual y semianual.	53
3.15	Desviación Cuadrática Media entre las series de tiempo registradas y la suma de los armónicos bianual, anual y semianual.	53
3.16	Perfiles de temperatura promedio de noviembre de 2000 a octubre de 2001.	55
3.17	Perfiles de densidad (a) y estabilidad (b) para los lagos Santa María del Oro y X.	57
4.1	a) Perfil de densidad y frecuencia de Brunt-Väisälä; b) amplitud en función de la profundidad para el primer (1) y segundo modo (2) baroclínico; c) y d), ondas internas para el primer y segundo modo baroclínico, respectivamente.	63
4.2	Trayectoria de las partículas de agua de ondas internas: (a) baja frecuencia; (b) alta frecuencia.	64
4.3	Ondas internas propagándose en la horizontal en un fluido estratificado en dos capas, h indica el espesor de cada capa y ρ la densidad.	65
4.4	Ubicación de experimentos especiales.	69
4.5	a) Perfil de temperatura, ubicación de los instrumentos y termistores de la cadena autónoma y frecuencia de Brunt-Väisälä, b) ubicación de los instrumentos en los vértices y en el interior del triángulo.	70
4.6	a) Perfil de temperatura, ubicación de los instrumentos y frecuencia de Brunt-Väisälä. b) ubicación de los instrumentos en los vértices y en el interior del triángulo.	71
4.7	Posición de los sensores de la cadena autónoma, perfil promedio de temperatura y frecuencia de Brunt-Väisälä para el 8 de octubre de 2001 en el LSMO.	72
4.8	Series de tiempo de los termógrafos SBE-16, TDS-85 y sensores 6 y 7 de la cadena autónoma, del 29 de octubre al 3 de noviembre de 2000.	73
4.9	Perfil promedio de densidad durante el primer experimento.	74
4.10	Densidad espectral de las series de tiempo de temperatura de los termógrafos SBE-16 y TDS-85 (recuadro).	75
4.11	Densidad espectral de las series de tiempo de temperatura de los sensores 6 y 7 de la cadena autónoma, gráfica 1 y 2, respectivamente.	75
4.12	Serie de tiempo del sensor 6 (línea fina) y serie filtrada (línea gruesa).	76

4.13	Series de tiempo de los termógrafos CAR-BOX, SBE-16, TDS-85-N4 y TDS-85-NS, del 9 al 10 de agosto de 2001.	77
4.14	Densidad espectral promedio de las cuatro series de tiempo registradas en el segundo experimento.	77
4.15	Espectros espaciales normalizados: a) Método tradicional; b) Método de Máxima Entropía y c) Método de Máxima Verosimilitud.	78
4.16	Registro de temperatura de 9 termistores de la cadena autónoma, del 8 de octubre al 7 de diciembre de 2001.	80
4.17	Series de tiempo de los primeros 4 sensores y serie filtrada (línea blanca), eliminando altas frecuencias (periodo menor a 24 horas) y anomalías de temperatura, resultado de restar la serie filtrada a la serie original.	81
4.18	Espectros energéticos de las fluctuaciones verticales de la termoclina, termistores 1, 2, 3 y 4.	82
4.19	Fluctuaciones temporales de las isotermas por los cuatro primeros sensores.	82

RESUMEN

El lago volcánico de Santa María del Oro se encuentra ubicado en el estado de Nayarit, a 53 km al sureste de la ciudad de Tepic, es un centro turístico importante para el estado. En este trabajo se discute, por medio de un modelo hidrodinámico, la respuesta del lago al sistema de vientos de valle, que día con día y a lo largo del año se presenta como forzamiento en la zona. Además, se estudia la variación espacio-temporal del campo de temperatura por medio del análisis armónico y las funciones empíricas ortogonales. Se determina la amplitud, longitud y periodo de las ondas y seiches internos que se presentan en el lago, destacando la importancia de estas ondas en el proceso de mezcla.

Los resultados del modelo muestran que el viento de valle es capaz de generar el seiche barotópico, con periodo de 2.6 minutos y amplitud máxima en la rada del lago de 12 mm. El patrón del viento produce la formación de dos giros con sentido de circulación opuesto, con orientación que depende de la dirección del viento. En las orillas de los giros se registran velocidades que alcanzan los 20 cm s^{-1} .

Las altas temperaturas que registra el lago y el hecho de que permanece estratificado la mayor parte del año, excepto durante los meses de febrero y marzo, nos permite clasificar al Lago Santa María del Oro como cálido monomítico. La mayor estabilidad se presenta en septiembre y la mínima en marzo. Los resultados del análisis armónico muestran que la señal estacional es la más importante por arriba de los 33 m. Un resultado a subrayar es que la señal bianual es la más importante por debajo de los 35 m. Debajo de esta profundidad se registró un incremento de $0.15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a lo largo del estudio, lo que sugiere que el Lago Santa María del Oro puede ser un indicador de cambio climático.

Las fuertes variaciones de temperatura en la vertical y el desplazamiento de la termoclina son producidos por las ondas internas, cuya amplitud fluctúa entre 1 y 1.5 m, amortiguándose conforme se alejan de la termoclina, siendo la teoría lineal consistente con este resultado. Durante el año, las condiciones de estratificación cambian y, con ello, el periodo del seiche interno, que fluctúa entre 2.1 y 4.5 h.

El proceso de mezcla en el lago es acelerado por las ondas internas y la permanencia de la termoclina en el proceso de homogenización es menor al transcurrir el tiempo, debido a la menor estabilidad que presenta el lago.

ABSTRACT

The volcanic lake of Santa María del Oro is in the state of Nayarit, 53 km SE from the city of Tepic, it is a tourist and important place for the state. In this work we discussed a hydrodynamic model, the response of the lake to the wind drift valley system, are in the lake forcing the zone day after day, and over the year. Also we studied the space-time variation of the temperature field with harmonic analysis and orthogonal empiric functions. We determined the amplitude, length and period of the wave and internal seiche in the lake; with an emphasis of the waves in the mixture process.

The model results show that the wind by itself origins the barotropic seiche, with a period of 2.6 minutes and a maximum amplitude in the bay of lake of 12 mm. The wind pattern origins two gyres with opposite circulation sense, and orientation depending of wind direction. Easterly wind cause speeds up to 20 cms^{-1} at the northern and western edge of the lake.

The high temperatures of the lake and the fact that is stratified almost the whole year, except February and March, we let classified to the lake Santa María del Oro as warm-monomictic. The higher stability is presented on September and the lower on March, the harmonic analysis results show that the seasonal sing is more important over 33 m. It is appropriate to underline the result that biannual signal is most important under 35 m, this suggest that Santa María del Oro Lake could be a climatic indicator.

The high temperature variations in the vertical and the movement thermocline are produced by internal waves, whose amplitude is between 1 and 1.5 m diminishing to move away the thermocline, this result is consistent with the linear theory. The stratification during the year is changing, and also the internal seiche period which is between 2.1 and 4.5 h.

The mixture process in the lake is accelerated by the internal waves and the permanent thermocline in the mixture process is lower as time goes on, because the lower stability in the lake.

Introducción

Los lagos se comportan como grandes osciladores mecánicos y responden en numerosas y complejas formas al someterse a diferentes fuerzas, siendo sus movimientos amortiguados por las fuerzas de fricción y viscosidad. Los movimientos en los lagos son producidos principalmente por la transferencia de energía del viento al agua, generando todo un espectro de movimientos oscilatorios. Cada cuenca posee su propio conjunto de modos normales de oscilación, tanto externos como en su interior. Su periodo depende de la fuerza de gravedad, de las dimensiones de la cuenca y de la distribución interna de la densidad (Wetzel, 1983).

Entre algunos estudios realizados en lagos y mares someros que comprenden aspectos físicos e hidrodinámicos se pueden citar los siguientes trabajos:

Con un modelo de dos capas, Bäuerle (1998) determinó que las oscilaciones en lagos estratificados pueden ser inducidas por las fuerzas gravitatorias que generan las mareas, si el periodo de los seiches internos coincide con el periodo de estos forzamientos. Desde el punto de vista analítico, Grimshaw (1998) hizo un breve resumen de los aspectos teóricos de solitones que se presentan en lagos y mares someros, indicando como son derivados algunos modelos para ondas largas con alinealidad débil, incluyendo la ecuación de Korteweg-de-Vries. Algunos aspectos dinámicos asociados a la morfología de lagos fueron estudiados por Thorpe (1998), concluyendo que el campo de las ondas internas en un lago está determinado por la eficacia de la reflexión de la onda, la cual depende de la pendiente del lago y su ubicación en la vertical.

En el campo de mediciones, Kumagai *et al.* (1998) registró la presencia de tres giros en el Lago Biwa, Japón, usando un ADCP (Acoustic Doppler Current Profile), encontrando que el giro ubicado en la parte norte del lago migra de acuerdo con el calentamiento estacional; los otros dos giros son inestables y varía su posición de acuerdo con el campo de viento. Saggio e Imberger (1998) determinaron el comportamiento de la columna de agua ante el esfuerzo del viento, empleando el análisis espectral a una serie de datos capturados por una cadena de sensores de temperatura en el Lago Biwa, Japón, encontrando que el hundimiento de la termoclina por efecto del viento no ocurre de forma inmediata.

Principalmente la limnología se ha llevado a cabo en latitudes altas; y algunos principios que se aplican en los lagos templados no fácilmente pueden aplicarse a los lagos tropicales (Lewis, 1987).

Los lagos tropicales reciben un alto grado de insolación a lo largo de todo el año a diferencia de los lagos templados. El sol es fuente de energía lumínica y de calor, el cual en los lagos y reservorios tiene su máximo efecto en la superficie. La insolación varía con la estación en los trópicos y ésta se refleja en los cambios de temperatura en las capas superiores de los lagos (Payne, 1986).

La temperatura del agua está relacionada con la irradiación solar. Datos empíricos muestran que la temperatura promedio disminuye con la latitud. Desde el ecuador hasta los 40° de latitud, el decremento en la temperatura promedio del lago se explica principalmente por la abrupta disminución de la temperatura ambiental mínima anual, como lo refleja la temperatura del agua en el fondo de los lagos durante la estratificación. Así, los lagos tropicales y templados se diferencian más contundentemente por las temperaturas mínimas que por las temperaturas máximas (Lewis, 1996).

Para latitudes templadas, los cambios en la temperatura del agua están asociados con la mezcla estacional y con la estratificación de los lagos. El efecto de la estacionalidad en el trópico es menor, pero no significa que esté ausente. Este hecho es contrario a las primeras especulaciones respecto a la estratificación y mezcla en los lagos de bajas latitudes (ver, por ejemplo; Hutchinson, 1957). Los lagos tropicales que son suficientemente profundos para la estratificación tienden a mezclarse en una época particular y permanecer estratificado por el resto del año (Lewis, 1987). En este sentido, no existen diferencias entre los lagos subtropicales o templados y los tropicales, excepto que la época de mezcla es tan corta en estos últimos que dura entre un mes y seis semanas (Lewis, 1996).

El clima está relacionado con la latitud y por tanto con el régimen térmico de los lagos alrededor del mundo. Respecto a la latitud, los lagos en México deberían ser principalmente tropicales. Sin embargo, la compleja geomorfología y la variedad de climas en el territorio mexicano producen que el escenario térmico para los lagos sea incierto (Alcocer *et al.*, 2000).

Los lagos más estudiados en México son los de Cuitzeo y Pátzcuaro, localizados en el Estado de Michoacán y el de Chapala, ubicado en el Estado de Jalisco, siendo éste el más extenso de la República Mexicana (Arredondo-Figueroa y Aguilar-Díaz, 1987), además de Lago Alchichica que se encuentra en el Estado de Puebla. En todos ellos se practican actividades recreativas y pesqueras.

Entre los trabajos realizados en los lagos mexicanos que han estudiado aspectos físicos, tenemos los de Simons (1984), en el Lago de Chapala, quien por medio de un modelo numérico hidrodinámico bidimensional describe el patrón de circulación que presenta el lago ante el esfuerzo del viento y la descarga de los ríos Lerma y Santiago. Alcocer *et al.* (1998), describen algunos parámetros físicos-químicos, como salinidad, conductividad, temperatura, pH y nutrientes en el lago volcánico Isabela, en la isla homónima ubicada en el litoral de Nayarit. Filonov *et al.* (1998), estudian las variables hidro-meteorológicas del Lago de Chapala por medio del análisis espectral, con datos de temperatura del aire, precipitación, evaporación, presión atmosférica, rapidez y dirección del viento, nivel del lago y flujo de los ríos Lerma y Santiago; discuten las posibles causas de las oscilaciones que presenta el lago, así como las relaciones entre las diferentes variables estudiadas. Por otra parte y analizando datos de temperatura superficial y en el perfil vertical

Filonov y Tereshchenko (1999), concluyen que el Lago de Chapala presenta diferentes grados de estratificación, con diferencia de temperatura entre la superficie y el fondo de 0.5 a 1 °C en el centro y en la zona oriente entre 2 y 3 °C, reportando además lentes de agua fría con escalas entre 100 y 400 m de diámetro. Recientemente Cruz-Gómez (2002) estudió el efecto de la brisa en el Lago de Chapala y determinó por medio de un modelo numérico bidimensional la amplitud y periodicidad de los modos normales de oscilación.

CAPÍTULO I

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

1.1. Justificación

La limnología física estudia el movimiento y la mezcla de agua en lagos, reservorios y ríos. Las ondas internas, seiches internos y externos que se manifiestan en los lagos son de gran importancia en el proceso de mezcla y circulación que presentan estos cuerpos de agua.

El intercambio vertical entre las aguas superficiales y profundas en los lagos estratificados es un punto central en el entendimiento de los flujos de partículas y nutrientes, y consecuentemente en la eutrofización (Saggio e Imberger, 2001). En los lagos estratificados, la termoclina actúa como una barrera fisicoquímica en la difusión de sustancias disueltas, pudiendo aislar el epilimnion del hipolimnion en el proceso de circulación (Payne, 1986).

Los movimientos asociados a los seiches internos son mucho más significativos que los superficiales y las corrientes que resultan son los mayores movimientos de agua sub-superficial que se presentan en los lagos; dichos movimientos dan lugar al transporte vertical y horizontal de calor y de sustancias disueltas en el agua, alterando significativamente la distribución y productividad del fitoplancton y zooplancton (Wetzel, 1983).

En agosto de 2000, Filonov y su grupo de trabajo realizaron algunas mediciones de temperatura superficial y en la vertical en el Lago de Santa María del Oro, y encontraron que entre dos perfiles de temperatura separados aproximadamente 300 m en la horizontal, el mismo valor de temperatura se localizó hasta con 1 m de diferencia, indicando movimiento vertical de la estructura térmica (Fig. 1.1). Por otra parte, en la superficie se registró una diferencia de 3 °C en un transecto de 1700 m a lo largo del lago (Fig. 1.2).

La diferencia de temperatura entre los perfiles verticales en la zona donde se manifiesta la termoclina y la diferencia de temperatura a lo largo del transecto, nos hace suponer la existencia de ondas internas; que se manifiestan con franjas de agua de temperatura inferior a la que se encuentra en la superficie.

Por otra parte y para esta región, el régimen de temperatura para invierno y verano no es igual, por lo que posiblemente se manifieste en el lago con una paulatina degradación de la termoclina al iniciar el enfriamiento atmosférico, empezando así el proceso de circulación en la vertical. A lo largo del día el lago se ve forzado por cambios en la dirección y magnitud del viento, por lo que esperamos que este forzamiento produzca un patrón de corrientes y en los periodos de relativa calma la manifestación del seiche externo.

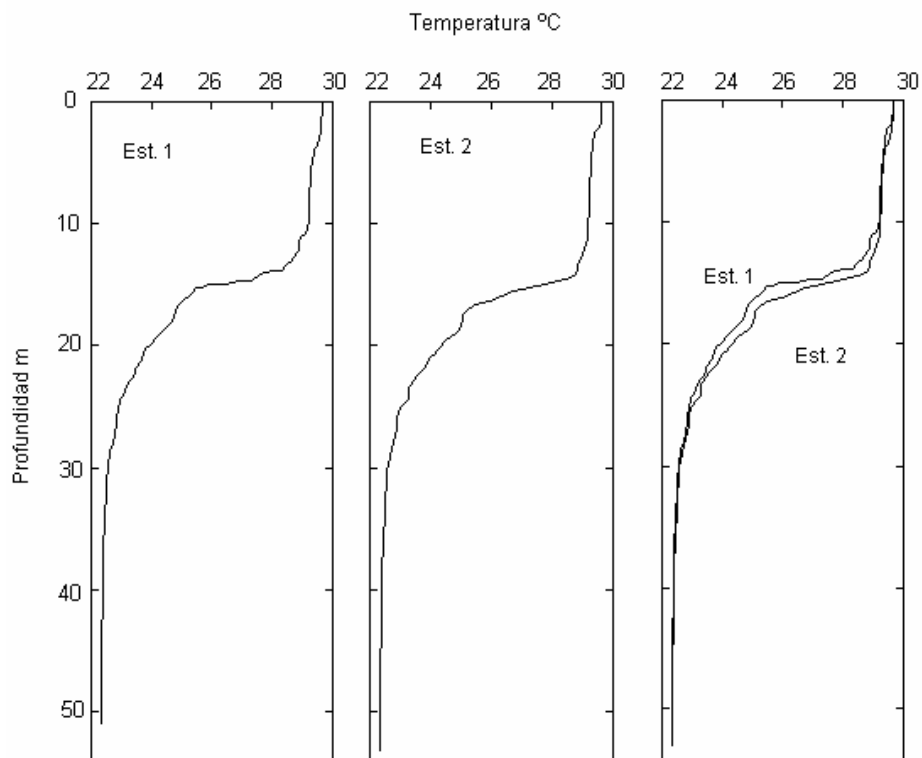


Fig. 1.1 Perfil de temperatura en dos estaciones del Lago Santa María del Oro en agosto de 2000.

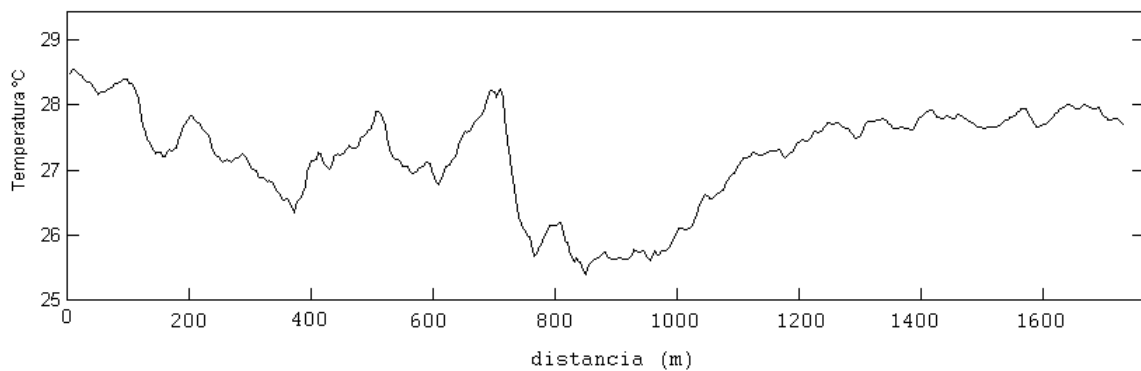


Fig. 1.2 Temperatura superficial a lo largo del Lago Santa María del Oro.

Lo interesante que resultaron estas mediciones y los diferentes procesos físicos que pensamos se manifiestan en este lago tropical, es una motivación para realizar un estudio minucioso y profundo desde el punto de vista de la limnología física.

El desconocimiento total del lago en sus aspectos físico, químico, biológico y geológico, es una invitación abierta a los expertos en las diferentes áreas para estudiarlo y así comprender los diferentes procesos que se manifiestan, con el fin de tener argumentos sólidos para su explotación y conservación.

La relevancia de estudiar el Lago de Santa María del Oro radica en que pocos son los trabajos que se han realizado en lagos tropicales a nivel mundial desde el punto de vista físico y en particular, en los mexicanos. El análisis de parámetros meteorológicos e hidrodinámicos nos permitirá tener una visión íntegra de los procesos físicos que acontecen en él, dándonos la posibilidad de caracterizar algunos eventos que se presentan en lagos tropicales de similar régimen térmico y morfología.

1.2. Área de estudio

El lago se encuentra ubicado en el estado de Nayarit, a $21^{\circ}22' N$ y $104^{\circ}34' W$, a 750 m sobre el nivel medio del mar, a 53 km al sureste de la Ciudad de Tepic (Fig. 1.3), en el extremo occidental del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (Alcocer y Escobar, 1996) perteneciendo a la cuenca endorreica del Lerma (Arredondo-Figueroa y Aguilar-Díaz, 1987). Tiene un diámetro aproximado de 2 km y una superficie de 3.07 km^2 , el volumen calculado es de 14.3 millones de metros cúbicos; la máxima profundidad registrada fue de 65.5 m y la profundidad promedio es de 46 m. El lago presenta una pendiente muy abrupta en su orilla y en el centro del lago el fondo es plano, fluctuando entre los 55 y 60 m, en la literatura a este tipo de lagos se les conoce como "maars", en México se les conoce como "axalapascos" (voz de origen náhuatl que significa "olla de arena con agua").

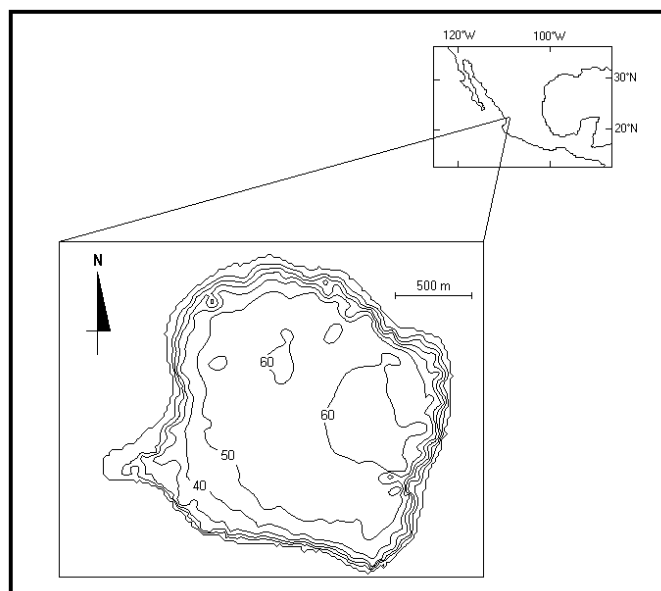


Fig. 1.3 Ubicación del Lago Santa María del Oro. Profundidades (o batimetría) en metros.

La precipitación media anual en la región es de 1600 mm, con 81 días de lluvia promedio. La época de lluvia comprende los meses de junio a octubre; la temperatura media es de $22 \text{ }^{\circ}\text{C}$,

registrando una máxima extrema de 38 °C en los meses de junio y julio y mínima extrema de 4 °C, reportada en enero y febrero (Anónimo, 1987), la zona presenta clima semi-cálido sub-húmedo (García, 1973)

La importancia del Lago Santa María del Oro se encuentra en su atractivo eco-turístico, considerado uno de los más bellos lagos de México, rodeado por montañas cubiertas con abundante vegetación, con altura entre 300 y 400 m por encima del lago (Fig. 1.4). La fauna es abundante, reportándose alrededor de 200 especies de aves, algunas de ellas migratorias; además de que se practican algunos deportes acuáticos, así como el campismo y ciclismo de montaña (página www.geocities.com).

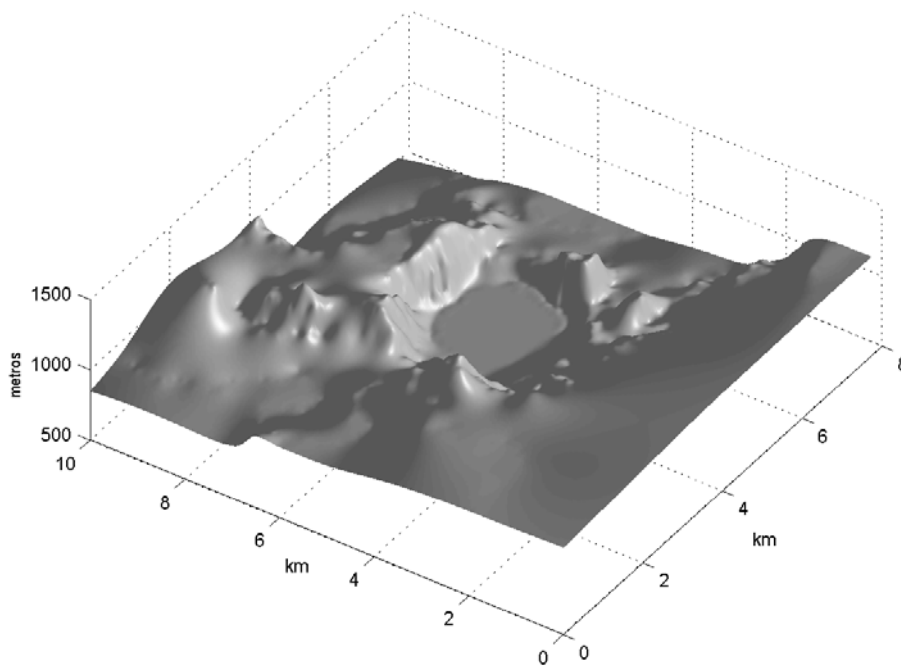


Fig. 1.4 Orografía de los alrededores del Lago Santa María del Oro.

1.3. Objetivos y metas

El objetivo principal de este trabajo es el conocer la dinámica del Lago Santa María del Oro, caracterizando el patrón de circulación, así como el proceso de mezcla y la evolución espacio-temporal del campo de temperatura.

La meta es tener una imagen tridimensional de los procesos dinámicos que se presentan en el lago, en escala temporal de minutos a meses, explicando algunos eventos físicos que se presentan en los lagos tropicales estratificados como: ondas internas, seiches superficiales e internos, el efecto del viento en la circulación del lago y el proceso de mezcla en la columna de agua.

1.4. Metodología

Para lograr los objetivos se realizaron mediciones *in situ* con diferentes aparatos como: CTD, termógrafos, video-sonda, cadena autónoma de termistores y una estación meteorológica, registrando diferentes parámetros hidrodinámicos y meteorológicos a lo largo de dos años. A las series de tiempo capturadas se les aplicó el análisis espectral, determinando así las señales más importantes que las conforman.

Para determinar el patrón de circulación que produce el viento y la amplitud del seiche externo y su periodo, se empleó una variante de modelo HAMSON (Hamburg Shell Ocean Model) bidimensional (Crean *et al.*, 1988; Carbajal, 1993; Núñez-Riboni, 2000).

Para conocer la estructura térmica en la vertical del lago y su evolución estacional, se realizaron 23 levantamientos limnológicos a lo largo de dos años. Los levantamientos consistieron en registrar el perfil de temperatura en diferentes puntos distribuidos a lo largo y ancho del lago.

Cada levantamiento consistió entre 30 y 40 lances distribuidos en cuatro transectos. Los lances se realizaron con un CTD SBE-19 (Sea Bird Electronic), registrando conductividad, temperatura y profundidad, con tiempo de registro de 0.5 segundos, posteriormente se interpoló estas variables con intervalo de 1 m.

Para determinar la evolución del campo de temperatura en la vertical del lago, se ancló una cadena autónoma con 10 termistores, del 7 de octubre al 8 de diciembre de 2001, capturando cada sensor la temperatura con intervalo de registro de un minuto y resolución de 0.02 °C.

Para determinar el periodo, longitud y dirección de propagación de las ondas internas, en agosto de 2001 se colocó una antena con 4 sensores térmicos ubicados cerca de la termoclina, registrando simultáneamente las variaciones de temperatura. A las series de tiempo que se capturaron por estos sensores se les aplicó el análisis espectral tridimensional con registro espacial en el plano horizontal (xy) y temporal. Los espectros $S(\vec{k}, \omega)$ son función del vector de onda \vec{k} y la frecuencia ω .

1.4.1. Batimetría

El modelo hidrodinámico requiere de la batimetría de la cuenca, por lo que en noviembre de 2000 se realizaron mediciones de la profundidad del lago, empleando un video-sonda L365 Fishfinder (Raytheon Electronics) y un GPS (Global Position System) Garmin. Los registros fueron interpolados empleado interpolación cúbica en base a la construcción de triángulos, generando una matriz de 111 renglones por 122 columnas, conteniendo en cada nodo la profundidad del lago. Una imagen tridimensional se muestra en la figura 1.5.

La figura muestra características de un axalapasco (término mexicano con el que se designa un cráter de explosión de un volcán embrionario, ocupado por un lago), de forma más o menos circular y fondo plano.

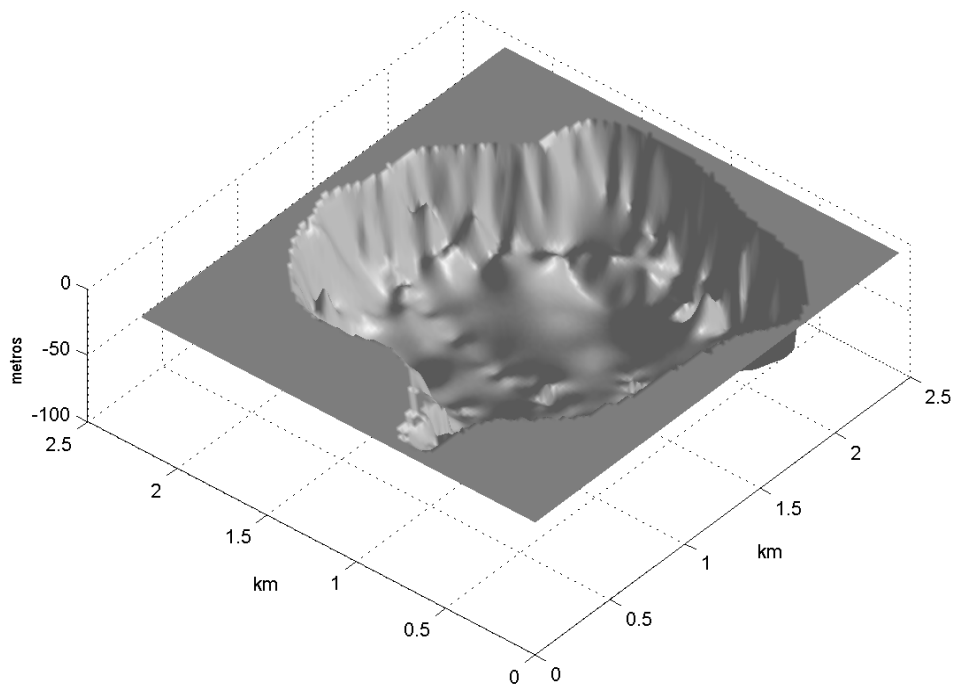


Fig. 1.5 Imagen tridimensional del Lago Santa María del Oro.

1.4.2. Análisis espectral

La transformada de Fourier (TF) es un algoritmo que transforma una serie del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias y viceversa. La TF descompone las diferentes frecuencias que componen una serie (en senos y cosenos), con sus respectivas amplitudes y fases. Matemáticamente su relación se expresa como

$$S_x(\omega) = \int_0^T x(t)e^{-i2\pi\omega t} dt = \int_0^T x(t)\cos(2\pi\omega t)dt - i\int_0^T x(t)\sin(2\pi\omega t)dt = a_x(\omega) - ib_x(\omega), \quad (1-1)$$

donde $x(t)$ es la serie de tiempo, T es la longitud de la serie, ω es la frecuencia e $i = \sqrt{-1}$.

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

$$S_{xx}(\omega) = \frac{1}{T} C_x(\omega) \cdot C_x^*(\omega), \quad (1-2)$$

C_x es la parte real e imaginaria de la TF y (*) es el complejo conjugado.

La gran dispersión del periodograma se debe a la falta de promediar el proceso aleatorio en la etapa del cálculo. Para eliminar la dispersión, se cuenta con dos posibles procedimientos: obtener el promedio de los periodogramas de realizaciones independientes, o suavizar el

periodograma por las frecuencias con ayuda de la correspondiente ventana de suavización, por ejemplo:

$$\hat{S}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} S_1(\omega') \cdot Z(\omega - \omega') d\omega' \quad (1-3)$$

Ambos caminos llevan a la estimación que concuerda con la forma general de la estimación del espectro.

1.4.3. Espectro rotacional

Los campos y procesos aleatorios vectoriales juegan un papel fundamental en la dinámica de la atmósfera y el océano.

El análisis rotacional de las corrientes y viento, involucra la separación del vector velocidad para una frecuencia específica, ω , en componentes circulares de rotación en el sentido horario y contra-horario, con sus amplitudes A^- , A^+ y sus fases θ^- , θ^+ , respectivamente. Así, en lugar de tratar con dos componentes cartesianas (u, v) , tratamos con dos componentes circulares. Algunas razones pueden argumentarse para usar esta aproximación: (1) la separación del vector velocidad en componentes rotacionales opuestas puede revelar aspectos importantes de la señal para una frecuencia específica. Este método ha sido especialmente útil para investigar corrientes sobre topografía accidentada, vientos generados por el movimiento inercial y otras formas de flujos oscilatorios; (2) en muchos casos, una de las componentes rotatorias (regularmente, la componente horaria en el hemisferio norte y la componente contra-horaria en el hemisferio sur) domina la corriente. El movimiento inercial, por ejemplo, rota en el sentido horario en el hemisferio norte, pudiéndose ignorar la componente contra-horaria en la mayoría de los casos (Emery y Thomson, 1998).

El vector velocidad horizontal puede ser representado en coordenadas cartesianas como una función compleja $w(t)$, cuya parte real $u(t)$, es la proyección del vector en la dirección zonal y la parte imaginaria $v(t)$, es la proyección del vector en la dirección meridional.

$$w(t) = u(t) + iv(t). \quad (1-4)$$

La expresión anterior se puede escribir en su forma de espectro rotacional, donde el vector $w(t)$ puede escribirse como las series de Fourier

$$\begin{aligned} w(t) &= \overline{u(t)} + \sum_{k=1}^N U_k \cos(\omega_k t - \phi_k) + i \left[\overline{v(t)} + \sum_{k=1}^N V_k \cos(\omega_k t - \theta_k) \right] \\ &= \left[\overline{u(t)} + i \overline{v(t)} \right] + \sum_{k=1}^N \left[U_k \cos(\omega_k t - \phi_k) + i V_k \cos(\omega_k t - \theta_k) \right] \end{aligned} \quad (1-5)$$

donde $\overline{u(t) + iv(t)}$ es la velocidad promedio, $\omega_k = 2\pi f_k = 2\pi k / N\Delta t$ es la frecuencia angular, $t = n\Delta t$ es el tiempo y (U_k, V_k) y (ϕ_k, θ_k) son las amplitudes y las fases, respectivamente, de las componentes de Fourier para cada frecuencia de la parte real e imaginaria. Restando las velocidades promedio y reescribiendo la función trigonométrica $\cos(a + b)$, encontramos

$$w'(t) = w(t) - \left[\overline{u(t) + iv(t)} \right] \quad (1-6)$$

$$= \sum_{k=1}^N \left\{ U_{1k} \cos(\omega_k t) + U_{2k} \sin(\omega_k t) + i[V_{1k} \cos(\omega_k t) + V_{2k} \sin(\omega_k t)] \right\},$$

en la cual hemos definido las funciones (U_{1k}, V_{1k}) y (U_{2k}, V_{2k}) como

$$U_{1k} = U_k \cos \phi_k, \quad U_{2k} = U_k \sin \phi_k \quad (1-7)$$

$$V_{1k} = V_k \cos \phi_k, \quad V_{2k} = V_k \sin \phi_k. \quad (1-8)$$

Eliminando la notación primada para $w'(t)$ y reagrupando términos, podemos escribir la k-ésima frecuencia de las series como la suma de la componente horaria (-) y contra-horaria (+)

$$w_k = w_k^+ + w_k^-$$

$$= A_k^+ \exp(i\varepsilon_k^+) \exp(i\omega_k t) + A_k^- \exp(i\varepsilon_k^-) \exp(-i\omega_k t) \quad (1-9)$$

$$= \exp\left[\frac{i(\varepsilon_k^+ + \varepsilon_k^-)}{2} \right] \left\{ [A_k^+ + A_k^-] \cos\left[\frac{\varepsilon_k^+ - \varepsilon_k^-}{2} \right] + \omega_k t + i[A_k^+ - A_k^-] \sin\left[\frac{\varepsilon_k^+ - \varepsilon_k^-}{2} \right] \right\},$$

donde las amplitudes de las componentes de rotación contra-horaria y horaria están dadas por

$$A_k^+ = \frac{1}{2} \left\{ [U_{1k} + V_{2k}]^2 + [U_{2k} - V_{1k}]^2 \right\}^{1/2} \quad (1-10)$$

$$A_k^- = \frac{1}{2} \left\{ [U_{1k} - V_{2k}]^2 + [U_{2k} + V_{1k}]^2 \right\}^{1/2} \quad (1-11)$$

y la fase correspondiente para el tiempo $t = 0$, por

$$\varepsilon_k^+ = \tan^{-1}[(V_{1k} - U_{2k}) / (U_{1k} + V_{2k})] \quad (1-12)$$

$$\varepsilon_k^- = \tan^{-1}[(U_{2k} + V_{1k}) / (U_{1k} - V_{2k})] \quad (1-13)$$

Los términos de la ecuación (1-9) contienen la información de una elipse, con semi-eje mayor $L_M = |A_k^+ + A_k^-|$ y semi-eje menor $L_m = |A_k^+ - A_k^-|$ (Figura 1.6). La elipse es inclinada en un ángulo $\theta = \frac{1}{2}(\varepsilon_k^+ + \varepsilon_k^-)$ respecto al eje u y el vector se dirige a lo largo del eje mayor al tiempo

$t = (\varepsilon_k^+ - \varepsilon_k^-)/(4\pi f_k)$. Los espectros para las dos componentes rotatorias para la frecuencia $f_k = \omega_k/2\pi$ son:

$$S(f_k^+) = S_k^+ = \frac{(A_k^+)^2}{N\Delta t}, \quad f_k = 0, \dots, 1/(2\Delta t) \quad (1-14)$$

$$S(f_k^-) = S_k^- = \frac{(A_k^-)^2}{N\Delta t}, \quad f_k = -1/(2\Delta t), \dots, 0. \quad (1-15)$$

Un desarrollo similar para obtener el espectro rotacional puede verse en Sánchez-Gómez (1995) y Gonella (1972).

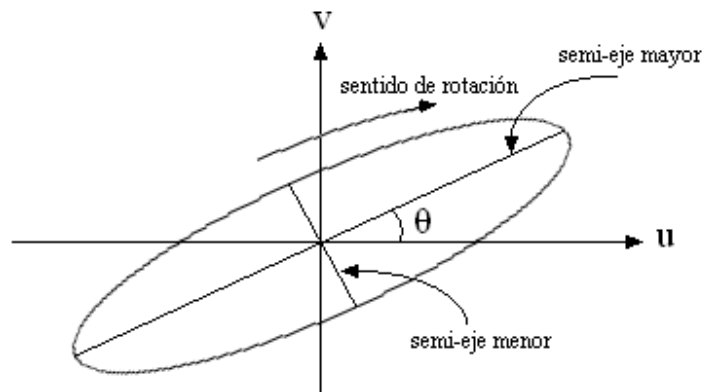


Fig. 1.6 Elipse de corriente formada por la suma de los vectores con sentido de rotación horaria y contrahoraria

CAPÍTULO II

VARIABLES METEOROLÓGICAS Y EL EFECTO DEL VIENTO EN EL LAGO SANTA MARÍA DEL ORO

2.1. Introducción

La limnología física estudia el movimiento y la mezcla de agua en lagos, reservorios y ríos. La meteorología es el estudio de la dinámica de la atmósfera. Para tener una visión global del mecanismo que genera el movimiento en un cuerpo de agua, es necesario incluir ambas ramas de la física, ya que los principales factores que afectan la superficie de los lagos son: la radiación solar, el viento, la temperatura del aire, la presión atmosférica y la humedad relativa.

El movimiento del agua se deben principalmente a las siguientes tres causas: la diferencia de altura en el nivel del agua, esto produce un gradiente de presión y por tanto un flujo; la diferencia de densidad, que produce una fuerza de flotabilidad; y el esfuerzo del viento en la superficie del agua, que transfiere momentum y energía (Talling y Lemoalle, 1998).

La fricción que experimenta el viento al estar en contacto con el agua es el mecanismo que pone en movimiento el agua superficial, produciendo corrientes, además de otros movimientos oscilatorios como el oleaje y la acumulación de agua en la dirección en la que actúa el viento.

En este capítulo se presenta el análisis de los datos meteorológicos que han sido capturados por la estación meteorológica ubicada en la ribera sur del Lago Santa María del Oro para las épocas de estiaje y lluvia del año 2001, además se estudia el efecto del viento actuando en su superficie.

2.1.2. Metodología

Para obtener el día promedio de los parámetros meteorológicos, se promedió la temperatura, presión, dirección y rapidez del viento para cada hora del día.

Para conocer las periodicidades en los datos escalares y vectoriales de las series de tiempo, se utilizan los métodos de análisis espectral.

La circulación del lago y el modo normal de oscilación se determinó por medio de un modelo numérico bidimensional, teniendo como forzamiento el patrón de viento.

2.2. Datos meteorológicos

Los datos meteorológicos utilizados en este trabajo fueron capturados a partir de noviembre de 2000 por una estación meteorológica automática Weather-Monitor II, ubicada en la ribera sur del lago Santa María del Oro (Fig. 4.4), registrando los siguientes parámetros: temperatura del aire, presión atmosférica, rapidez y dirección del viento; con registros cada hora.

Estos datos permitieron conocer el patrón de circulación del viento en el lago; además de que el viento es el principal mecanismo de forzamiento que genera corrientes superficiales y otros movimientos que se presentan en este cuerpo de agua.

En la figura 2.1 se puede observar la serie de tiempo de los 3 primeros parámetros meteorológicos, del 4 de enero al 2 de abril de 2001, intervalo de tiempo que cae dentro de la estación seca y del 6 de mayo al 7 de agosto de 2001, periodo que cae dentro de la estación de lluvia en la región.

2.2.1. Temperatura del aire

La diferencia de temperatura entre ambas épocas del año puede verse en la figura 2.1-1, siendo mayor la temperatura en la época de lluvia, además se puede apreciar claramente que las fluctuaciones de temperatura para esta misma época son menores en comparación con la época de estiaje.

La temperatura promedio para la época de estiaje es de 20 °C con fluctuaciones entre 25.6 y 14.4 °C, alcanzando una temperatura máxima de 32 °C el 20 de marzo y mínima de 7 °C el día 3 del mismo mes. En la época de lluvia la temperatura promedio fue de 25 °C con fluctuaciones entre 28.7 y 21.3 °C, registrándose la temperatura máxima y mínima de 35.6 °C y de 15 °C, respectivamente el día 8 de mayo.

2.2.2. Presión atmosférica

La diferencia de presión que se registra entre ambas épocas es notoria y se aprecia en la figura 2.1-b, esta diferencia quizá se deba a la migración latitudinal de la zona de convergencia intertropical (cinturón de baja presión), localizada a los 5° S en enero y aproximadamente a los 15° N en julio, influyendo en la formación de nubes, lluvias y tormentas tropicales (Riehl, 1954).

La presión promedio para el periodo de estiaje es de 939 mb, con fluctuaciones entre los 942 mb y 936 mb, registrando una máxima de 947 mb y mínima de 930 mb. Para el periodo de lluvia la presión atmosférica promedio es de 930 mb, con fluctuaciones entre los 932 mb y 928 mb, registrando una máxima de 935 mb y mínima de 923 mb.

2.2.3. Rapidez del viento

En la figura 2.1-c la magnitud del viento fluctúa entre los 4.9 ms⁻¹ y 0.5 ms⁻¹ en ambas épocas, registrándose algunos picos (vientos máximos no graficados) de hasta 12 ms⁻¹ que equivalen a 43 kmh⁻¹. La rapidez máxima se presenta día con día alrededor de las 17 h, coincidiendo con las máximas de temperatura y mínimas de presión.

Los parámetros meteorológicos filtrados de las series de tiempo en la figura 2.1 (línea gruesa) muestran claramente oscilaciones con periodos mayores a 2 días

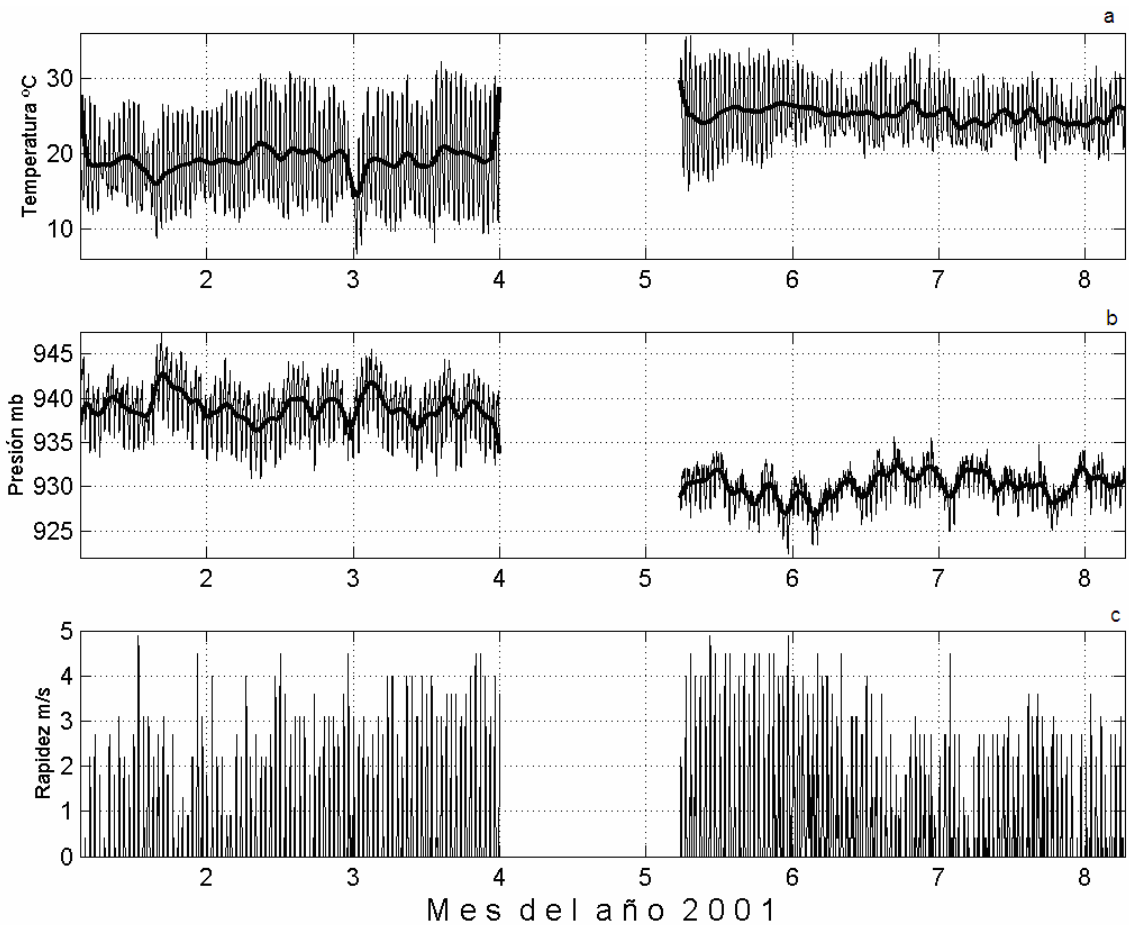


Fig. 2.1 Series de tiempo de parámetros meteorológicos: (a) temperatura, (b) presión atmosférica, (c) rapidez del viento; del 4 de enero al 8 de agosto de 2001 (línea gruesa datos filtrados).

2.2.4. Día promedio meteorológico

El día promedio de los parámetros meteorológicos para los periodos de estiaje y lluvia se muestra en la figura 2.2. En la figura 2.2-a, periodo de estiaje, se distinguen dos patrones de viento bien definidos: el primero, que comprende de las 21:00 a las 10:00 h, con magnitudes que en su mayoría están por debajo de los 0.4 ms^{-1} y con dirección preferencial hacia el este; el segundo, comprende de las 11:00 a las 20:00 h, caracterizado por un incremento en la magnitud y cambio de dirección, alcanzando una magnitud máxima de 3.03 ms^{-1} ; a partir de las 11:00 h el viento presenta una componente hacia el sur y de las 12:00 h a las 19:00 h una componente hacia el oeste, siendo notable una circulación ciclónica.

El registro de temperatura presenta un comportamiento similar a la magnitud del viento, alcanzando una máxima de $27.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a las 17:00 h y una mínima de $12.2 \text{ }^{\circ}\text{C}$ a las 9:00 h. La presión atmosférica se comporta en forma inversa a la magnitud del viento, con un mínimo a las 17:00 h de 934.48 mb y un máximo a las 10:00 h de 942.21 mb .

En la figura 2.2-b, época de lluvia, se distingue que el viento de las 21:00 a las 9:00 h presenta una componente hacia el este, siendo mayor en magnitud a la época de estiaje, además, entre las 21:00 y 2:00 h se presenta una importante componente hacia el sur; en el intervalo del día de las 11:00 a las 20:00 h cambia de sentido zonal, teniendo componente hacia el oeste, registrándose una magnitud máxima de 3.51 ms^{-1} a las 18:00 h; también y al igual que en la época de estiaje se presenta una circulación ciclónica.

La temperatura máxima del día promedio para esta época del año se registra a las 17:00 h con $30.3 \text{ }^\circ\text{C}$ y la temperatura mínima es de $20.9 \text{ }^\circ\text{C}$ a las 8:00 h. La presión atmosférica presenta claramente dos máximos y dos mínimos; los primeros se alcanzan a la 1:00 y 10:00 h, con valores de 931.38 y 931.43 mb; los mínimos se registran a las 6:00 y 18:00 h, con valores de 930.51 y 927.70 mb.

La diferencia de estos parámetros entre ambas épocas del año es notoria. El promedio de temperatura en la época de estiaje es de $19 \text{ }^\circ\text{C}$, mientras que en la época de lluvia es de $25 \text{ }^\circ\text{C}$. La diferencia de presión atmosférica entre ambos periodos es de 8 mb, siendo menor en la época de lluvia, con 930 mb.

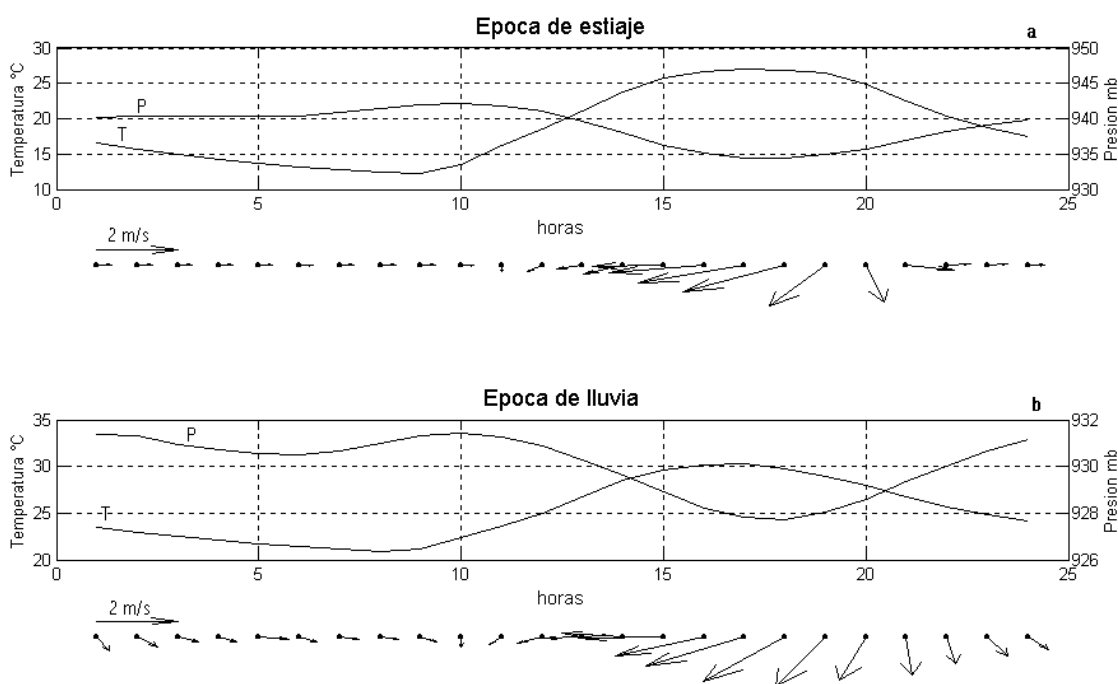


Fig. 2.2 Promedio horario de temperatura, presión, dirección y rapidez del viento para las épocas de estiaje (a) y lluvia (b).

2.3. Análisis espectral de las variables meteorológicas

Los procesos que se presentan en la atmósfera e hidrosfera generalmente son procesos aleatorios de variabilidad espacio-temporal. Sin embargo, no existe en la naturaleza procesos

exclusivamente aleatorios. Una herramienta muy poderosa para estudiar estos procesos es sin duda el análisis espectral.

Para distinguir las frecuencias principales que forman las series de tiempo escalares y vectoriales en ambas épocas, se utilizó el análisis espectral lineal (Jenkins and Watts, 1969) y para la serie de tiempo vectorial de la velocidad del viento se empleará el espectro rotacional descrito por Gonella (1972). Una descripción detallada de la teoría de ambos análisis se puede encontrar en Cruz-Gómez (2002).

Los espectros de los parámetros meteorológicos correspondientes a la época de estiaje se observan en la figura 2.3. Como se ve, en todos los espectros el pico más energético del espectro corresponde al periodo de 24:00 h, seguida por el periodo semidiurno, siendo éste hasta un grado de magnitud inferior (en el caso de la temperatura), el tercer pico en importancia corresponde al periodo de 8:00 h en los espectros de temperatura, presión y magnitud del viento, la excepción la presenta el espectro de la dirección del viento, teniendo como tercer frecuencia energética el pico que corresponde a las 6:00 h. En el espectro de temperatura se distinguen además frecuencias mayores a 0.25 h^{-1} (4 h). Por otra parte en los cuatro espectros se distinguen las frecuencias que corresponde a periodos de 4 y 8 días, manifestando la influencia de escala sinóptica.

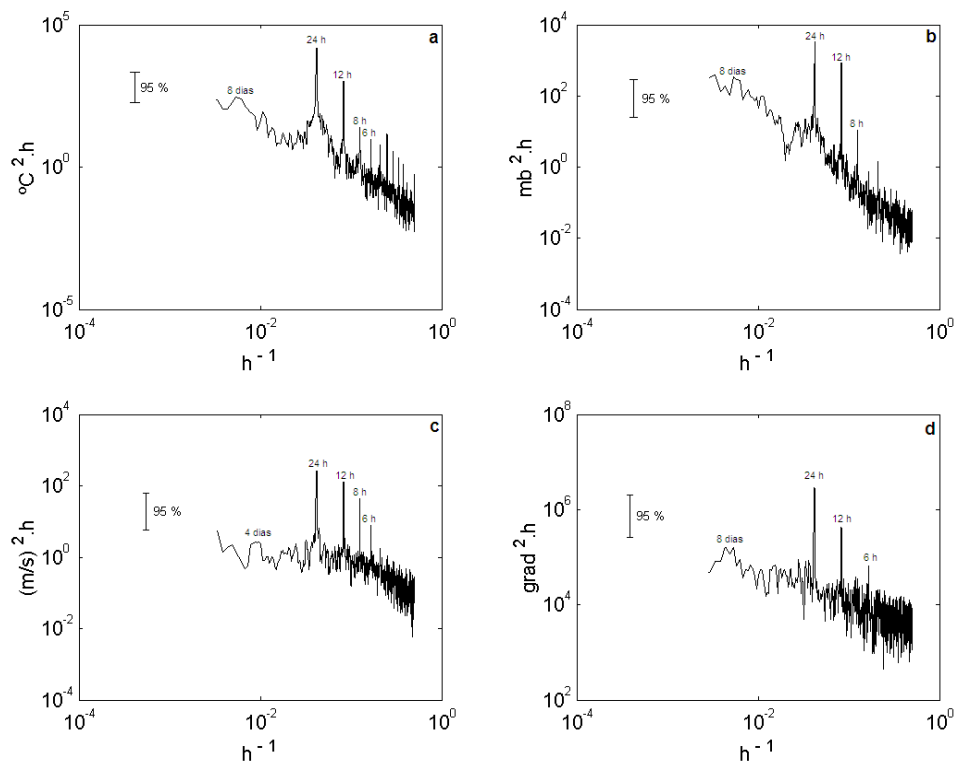


Fig. 2.3 Espectros energéticos correspondientes a la época de estiaje: (a) temperatura del aire, (b) presión atmosférica, (c) magnitud del viento y (d) dirección del viento. La línea vertical indica el nivel de confianza.

Los espectros de los parámetros meteorológicos que corresponden a la época de lluvia se observan en la figura 2.4. Al igual que en la época de estiaje la frecuencia más energética en todos los espectros corresponde a la señal diurna, seguida por la frecuencia semidiurna. La frecuencia que corresponde al periodo de 8:00 h sólo se distingue claramente en el espectro de la magnitud del viento, además en los cuatro espectros no se distinguen claramente picos que correspondan a periodos menores a 8:00 h. Para el espectro de la presión atmosférica la señal diurna y semidiurna presenta casi la misma amplitud. En los espectros de temperatura, presión y dirección del viento se distinguen picos correspondientes a 5.5, 6 y 7 días, que corresponde a la variabilidad sinóptica.

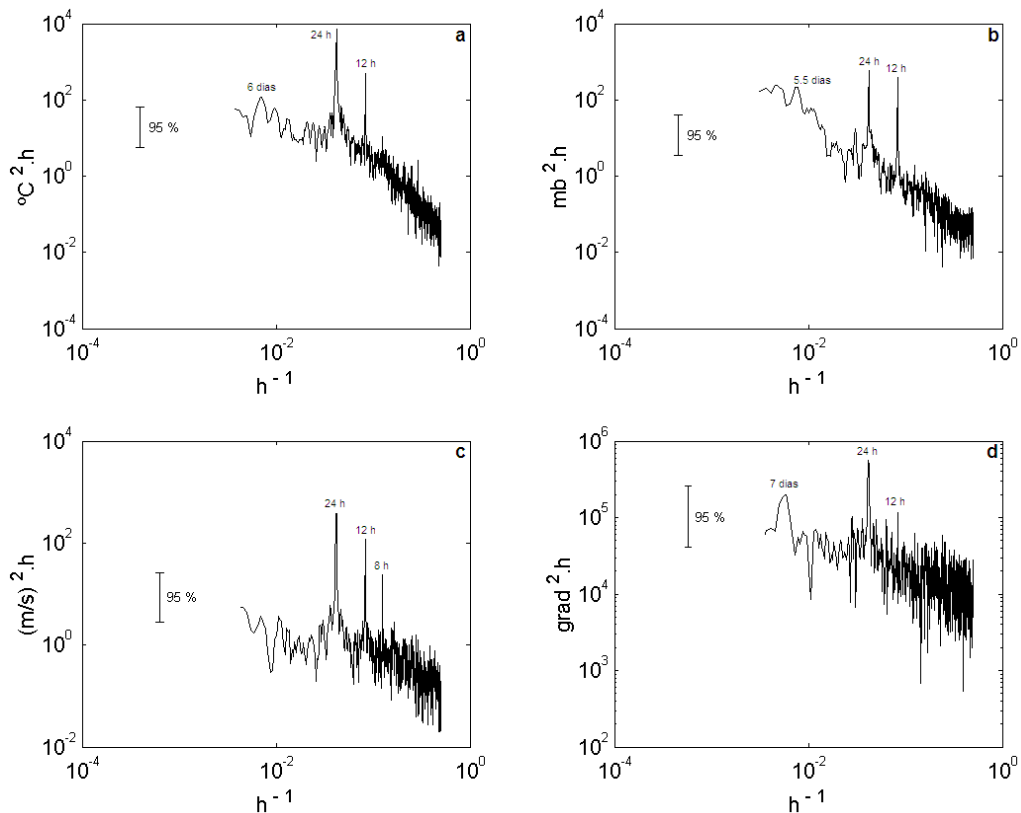


Fig. 2.4 Espectros energéticos correspondientes a la época de lluvia: (a) temperatura del aire, (b) presión atmosférica, (c) magnitud del viento y (d) dirección del viento.

2.3.1. Espectro Rotacional

Para analizar la composición espectral de las fluctuaciones del viento, se calculó el espectro rotacional para ambas épocas (Gonella, 1972; Moers, 1973), los cuales presentan una estructura sencilla.

Los espectros en sentido horario (H, en el sentido de las manecillas del reloj o anticiclónico) y contra-horario (L, en contra de las manecillas del reloj o ciclónico), par las épocas de estiaje y lluvia, se muestran en la figura 2.5.

Época de estiaje. En la figura 2.5-a se puede apreciar un pico que corresponde a las 24:00 h y sus sobretonos, además de fluctuaciones, las cuales pueden interpretarse como ruido blanco. Los picos más altos de la densidad espectral se encuentran en la componente ciclónica. Los picos corresponden a los cinco armónicos con periodo de 24:00, 12:00, 8:00, 6:00 y 4:00 h, su altura decrece conforme el periodo disminuye. En la figura 2.5-b, en la componente anticiclónica, sólo se encuentran los armónicos de las 24:00 y 12:00 h.

Época de lluvia. En la figura 2.5-c se pueden apreciar tres picos, los cuales corresponden a los armónicos de 24:00, 12:00 y 8:00 h, decreciendo conforme aumenta la frecuencia; además de fluctuaciones. Al igual que en la época de estiaje, los picos más altos de la densidad espectral se encuentran en la componente ciclónica. En la figura 2.5-d, en la componente anticiclónica, se distinguen claramente 3 picos, que corresponden a las 24:00, 16:00 y 12:00 h.

Para ambas épocas, frecuencias menores no son muy claras, sin embargo, se pueden apreciar señales que corresponden a la escala sinóptica de 4 y 2.7 días en la época de lluvia en la componente ciclónica y anticiclónica, respectivamente.

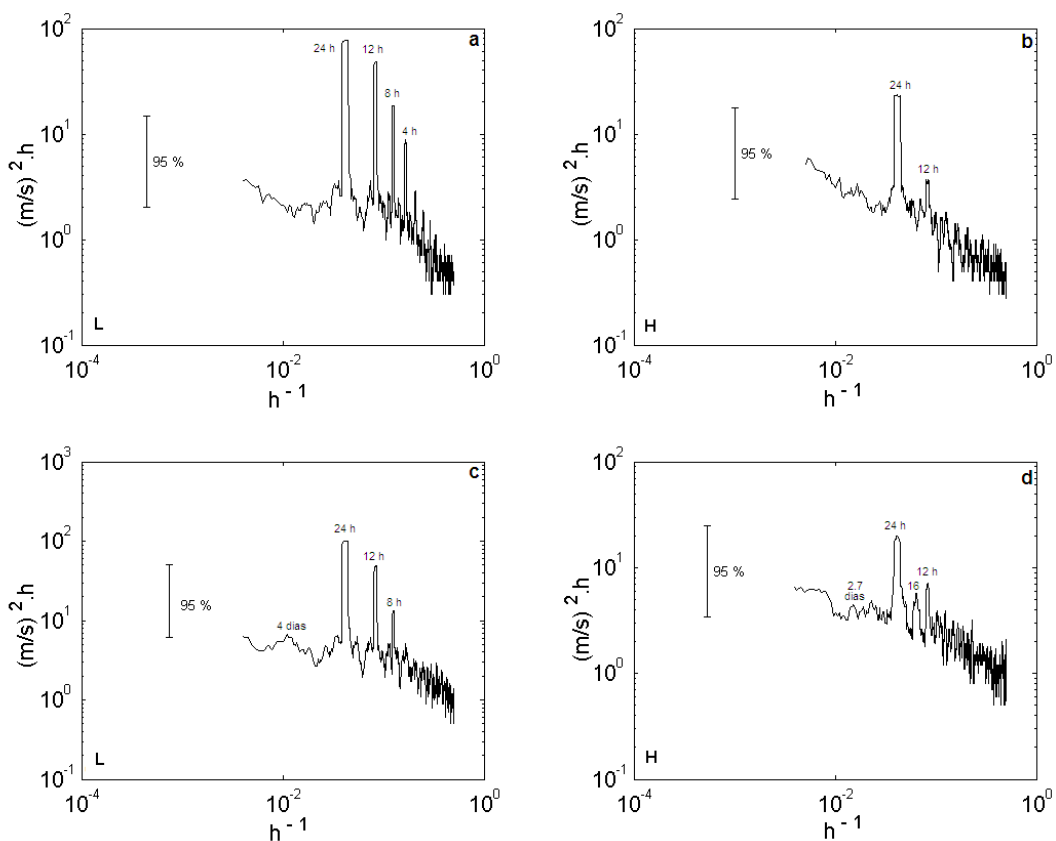


Figura 2.5 Densidad espectral para la época de estiaje (a) y (b) y para la época de lluvia (c) y (d) en el sentido horario (H, anticiclónico) y contrahorario (L, ciclónico).

2.4. Discusión de los datos meteorológicos

El análisis de los parámetros meteorológicos muestra que en el área del lago, los vientos de valle prevalecen en ambas estaciones. Su presencia es relativamente constante día con día en ambas épocas. La elevación en la zona norte y sur del lago es de 300 y 400 m por arriba de su superficie. Al noreste del lago se localiza un cañón de 2 a 3 km de longitud, que desciende a un extenso valle (valle inferior), a unos 150 m por debajo de la superficie del lago; al oeste se localiza una planicie (valle superior), a unos 150 m por arriba de la superficie del lago. Estos rasgos topográficos crean las condiciones propicias para que exista una circulación atmosférica local entre ambos valles, forzando la superficie del lago.

Durante la noche y en las primeras horas de la mañana (de las 21:00 a la 9:00 h), el aire en el valle superior es más frío que en el valle inferior. La diferencia de densidad crea un gradiente de presión produciendo viento entre los valles. El viento entra por el oeste con rapidez menor a 0.5 ms^{-1} . Durante el día, la diferencia de temperatura entre ambos valles crea un gradiente de presión en dirección contraria y como resultado el viento se dirige hacia arriba a lo largo del valle inferior, alcanzando (alrededor de las 17:00 h) una rapidez promedio de 3.5 ms^{-1} (con pulsos de 12 ms^{-1}). A partir de las 18:00 h el viento comienza a cambiar de dirección sin reducir su rapidez, sin embargo, después de 3 horas el viento toma sus características nocturnas.

La diferencia local en el calentamiento superficial y la estructura del suelo determinan lo que se conoce como circulación de mesoescala, que comprende espacialmente algunos kilómetros.

Los resultados del análisis espectral muestran que para todos los parámetros meteorológicos las frecuencias más energéticas corresponden a los periodos diurno y semidiurno. La menor energía en las frecuencias altas muestra la transferencia e intercambio de energía con periodicidad diurna, con fluctuaciones de pequeña amplitud y sus sobretonos (Filonov, 2002).

Para la época de estiaje, la amplitud de las frecuencias mayores a 0.041 h^{-1} (24 h) es mayor en los espectros de temperatura, presión y dirección del viento que en la época de lluvia, siendo mucho más notorio en el espectro de temperatura; este hecho se debe a la escasa cantidad de vapor de agua en la atmósfera para este periodo, permitiendo una mayor fluctuación de la temperatura (Neshyba, 1987). Sin embargo, el espectro de la rapidez del viento en la época de lluvia es ligeramente mayor. En los espectros de las variables escalares y vectoriales, se ve la influencia de fenómenos de escala sinóptica cuyo periodo oscila entre 2 y 9 días (Filonov *et al.*, 1998); sin embargo, su amplitud para ambas épocas es débil. Este hecho quizá se deba a la lejanía del lago de la costa y a que el lago está rodeado de montañas, pudiendo servir como filtro a estas señales.

En el análisis del espectro rotacional, el dominante es el ciclónico para ambas épocas, siendo la frecuencia correspondiente al periodo diurno la más energética. Se confirma así que en el

lago las fluctuaciones diarias del viento se producen por el sistema de viento que existe entre los valles, el cual presenta una circulación ciclónica o contra-horaria.

2.5. Modelo Numérico de Circulación

El modelo numérico empleado para simular las corrientes que presenta el lago Santa María del Oro producidas por el viento, además del seiche externo o primer modo normal externo fue una variante del Hamburg Shelf Ocean Model o HAMSOM, por sus siglas en inglés.

2.5.1 Base matemática para la modelación

La dinámica de fluidos geofísicos en un sistema coordenado inercial se describe matemáticamente por las ecuaciones de Navier-Stokes, las ecuaciones de conservación de salinidad, temperatura y por la ecuación de continuidad. Donde las variables dependientes a resolver son las tres componentes de la velocidad u , v y w , la presión p o la elevación ζ de la superficie del cuerpo de agua, la temperatura T , la salinidad S y la densidad ρ . Estas son función de las coordenadas espaciales x (positiva en la dirección este), y (positiva en la dirección norte), z (positiva hacia arriba) y del tiempo t . Debido a lo complejo que resulta resolver este sistema, estas ecuaciones se usan después de tomar en cuenta una serie de aproximaciones y simplificaciones, como las que se exponen a continuación.

Si consideramos que el fluido es incompresible, es decir, que la derivada total de la densidad es cero, la ecuación de continuidad se simplifica sustancialmente, reduciéndose a $\nabla \cdot u = 0$. Por otra parte y al considerar el carácter turbulento del fluido, se propone la descomposición de Reynolds, la cual consiste en suponer que las variables se forman por un promedio temporal y una parte fluctuante, es decir; $u = \bar{u} + u'$, $v = \bar{v} + v'$, $w = \bar{w} + w'$, $p = \bar{p} + p'$ y $\rho = \bar{\rho} + \rho'$. Al sustituir estas expresiones en las ecuaciones de Navier-Stokes y al obtener el promedio, el esfuerzo de Reynolds es parametrizado y queda en función del flujo medio. Esta aproximación puede verse con más detalle en Carbajal (1993) e Imboden y Wüest (1995).

Otra aproximación a tomar en cuenta se conoce como la aproximación de Boussinesq, la cual sostiene que si las variaciones de la densidad son pequeñas, como primera aproximación se puede despreciar su efecto en la masa del fluido (es decir, en la inercia), pero no en su peso (ρ' se considera sólo en el término de flotabilidad $\rho'g$).

Otra consideración se hace al comparar las magnitudes de las velocidades y aceleraciones, la velocidad en la vertical w es mucho menor que las componentes de la velocidad en la horizontal u y v . La componente vertical de la aceleración de Coriolis es pequeña comparada con g , resultando que la ecuación de movimiento en su componente vertical se reduce a la ecuación hidrostática.

Al tomar en cuenta estas simplificaciones, el siguiente sistema de ecuaciones describe la dinámica de un cuerpo de agua, siendo la base matemática para desarrollar un modelo numérico.

Las ecuaciones de movimiento son:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{\partial p}{\rho \partial x} + A_H \nabla_h^2 u + A_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + F_x \quad (2-1)$$

y

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{\partial p}{\rho \partial y} + A_H \nabla_h^2 v + A_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} + F_y \quad (2-2)$$

Donde f es el parámetro de Coriolis ($2\Omega \sin\theta$), Ω es la rapidez angular de la Tierra, θ es la latitud, A_H y A_V son los coeficientes de viscosidad turbulenta en la horizontal y vertical, respectivamente, por último F_x y F_y son otras fuerzas a considerar, como la fricción del fondo o el esfuerzo del viento.

La ecuación de movimiento en su componente vertical se reduce al balance hidrostático

$$\frac{\partial p}{\partial z} + \rho g = 0 \quad (2-3)$$

La ecuación de continuidad se reduce a

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2-4)$$

Las ecuaciones de conservación de temperatura y salinidad son respectivamente

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} = +A_{HT} \nabla_h^2 T + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{VT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_T \quad (2-5)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} = +A_{HS} \nabla_h^2 S + \frac{\partial}{\partial z} \left(A_{VS} \frac{\partial S}{\partial z} \right) + Q_S \quad (2-6)$$

Donde $A_{H(T,S)}$ y $A_{V(T,S)}$ son los coeficientes horizontal y vertical de difusión turbulenta de temperatura y salinidad, Q_T y Q_S son fuente de temperatura y salinidad. La ecuación de estado es

$$\rho = \rho(S, T, p) \quad (2-7)$$

la densidad se calcula de acuerdo a la fórmula de la UNESCO (1981; en Pond y Pickard, 1983) en función de la salinidad, temperatura y presión.

Este sistema de ecuaciones no estaría completo sin antes considerar condiciones a la frontera. Las condiciones cinemáticas para la superficie libre ($\zeta = \zeta(x, y, t)$) y en el fondo ($z = -H(x, y)$) son, respectivamente:

$$w = \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_{\zeta} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad (2-8)$$

y

$$w_{-H} = -u_{-H} \frac{\partial H}{\partial x} - v_{-H} \frac{\partial H}{\partial y} \quad (2-9)$$

Las condiciones dinámicas de frontera para la superficie y fondo son, respectivamente:

$$\tau_s^{(x),(y)} = \lambda_w(u, v) \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2-10)$$

y

$$\tau_f^{(x),(y)} = \frac{r(u, v)}{(H + \zeta)} \sqrt{u^2 + v^2} \quad (2-11)$$

donde r es el coeficiente de fricción en función de la profundidad H (Carbajal *et al.*, 1997).

Por otra parte, hay que considerar dos tipos de condiciones en las fronteras laterales. Para fronteras abiertas se fija el valor de ζ en cada paso de tiempo, anulando la derivada del flujo normal a la frontera, o, en su expresión matemática

$$\frac{\partial u_n}{\partial x_n} = 0 \quad (2-12)$$

donde u_n y x_n son las componentes de la velocidad y la coordenada normal a la frontera (condición de radiación de Orlandi). Para fronteras cerradas la condición es simplemente de no flujo a través de la pared

$$u_n = 0 \quad (2-13)$$

Para la componente de velocidad paralela a la frontera se considera la condición de no deslizamiento, es decir, que la velocidad paralela a la frontera es nula. Se impone la condición de gradiente nulo con respecto a la normal en las fronteras abiertas para la salinidad y temperatura, dado por:

$$\frac{\partial T_n}{\partial x_n} = 0 \text{ y } \frac{\partial S_n}{\partial x_n} = 0 \quad (2-$$

14)

Donde T_n y S_n son los valores de temperatura y salinidad en la frontera.

El resolver este sistema de ecuaciones en su forma numérica o analítica nos permite conocer la variación de las corrientes en la vertical y en la horizontal.

2.5.2. Modelo barotrópico

En una situación en la que la densidad es función de otros parámetros como la temperatura y la presión, el campo de densidad cambia en la horizontal si estos parámetros

también lo hacen, ocasionando que las superficies de igual presión y densidad se inclinen unas con respecto a otras, formando lo que se conoce como campo baroclínico, pudiendo generar fuertes corrientes en la horizontal y vertical. Por otra parte, un campo barotrópico, es aquel en el que las superficies de igual densidad y presión coinciden y no se producen movimientos internos que ocasionen que el movimiento en la horizontal sea diferente en la columna de agua.

Debido a la complejidad que de momento resulta implementar un modelo que nos describa el campo de velocidad y de densidad en forma tridimensional, se ha decidido como una primera aproximación estudiar la dinámica que presenta el lago en forma bidimensional, es decir; integrar las ecuaciones de movimiento y la ecuación de continuidad sobre la variable z , obteniendo un promedio vertical sobre toda la columna de agua, lo que resulta en un modelo barotrópico. Así las ecuaciones que resultan son las siguientes:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{U}{(H + \zeta)} \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{V}{(H + \zeta)} \frac{\partial U}{\partial y} - fV = -g(H + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_H \nabla_h^2 U + \frac{\tau_s^x}{\rho} - \frac{\tau_b^x}{\rho}, \quad (2-15)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{U}{(H + \zeta)} \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{V}{(H + \zeta)} \frac{\partial V}{\partial y} + fU = -g(H + \zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_H \nabla_h^2 V + \frac{\tau_s^y}{\rho} - \frac{\tau_b^y}{\rho}, \quad (2-16)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0. \quad (2-17)$$

Las variables a resolver son la elevación de la superficie ζ y los transportes U (en la dirección zonal) y V (en la dirección meridional). H es la profundidad, g la aceleración debida a la gravedad, A_H el coeficiente horizontal de viscosidad turbulenta, ∇_h^2 el operador de Laplace en la horizontal, τ_s el esfuerzo producido por el viento y τ_b la fricción del fondo.

Las tres ecuaciones anteriores son el modelo que se aplicó al lago. La solución numérica de nuestro modelo es una variante del modelo HAMSOM no lineal, semi-implícito; es decir, emplea el promedio de las elevaciones en los tiempos n y $n+1$ en un esquema de Crank-Nicolson. El modelo es escrito en un esquema de diferencias finitas, el tipo de malla empleado es el Arakawa-C (Arakawa y Lamb, 1977), en el que los transportes U y V se localizan en puntos de la malla espacial diferentes al de la elevación ζ . En la figura 2.6 se presenta un esquema bidimensional de este tipo de malla.

Para resolver el sistema de ecuaciones algebraicas que surgen de discretizar las ecuaciones 2-15, 2-16 y 2-17, se emplea el método iterativo de sobre-relajaciones sucesivas (SOR por sus siglas en inglés, Successive Over-Relaxation), siendo una variante del método de Jacobi.

Versiones de este modelo han sido empleadas con éxito en estudios de corrientes, con forzamiento por marea y el esfuerzo del viento en, el Mar del Norte (Hainbucher *et al.*, 1987), Estrecho de Georgia (Crean *et al.*, 1988), Golfo de California (Carbajal, 1993), la Bahía de Altata-Ensenada del Pabellón (Núñez-Riboni, 2000) y en el Lago de Chapala (Cruz-Gómez, 2002).

La malla espacial que utiliza el modelo fue construida digitalizando primero la ribera del lago, a partir de la carta topográfica del INEGI correspondiente a Santa María del Oro en escala 1:50000, asignándole una profundidad cero. Para conocer la profundidad en diferentes puntos se efectuaron 600 sondeos geo-posicionados; posteriormente se interpoló ésta información (ver sección 1.4.1 Batimetría), resultando una matriz homogénea de 111 renglones por 122 columnas con una resolución espacial de $\Delta x = \Delta y = 20$ m.

La ventaja de trabajar con un modelo numérico semi-implícito, es que nos permite tener pasos de tiempo mayores a los empleados en modelos explícitos, ahorrando tiempo de cómputo. Los modelos explícitos deben cumplir con el criterio de Courant-Friedrich-Lewy (CFL) (Carbajal, 1993), que nos indica que el intervalo de solución numérica debe ser menor o igual a la escala característica temporal del proceso físico que se está analizando, de forma matemática

$$\Delta t \leq \frac{\Delta L_{\min}}{\sqrt{gH_{\max}}} \quad (2-18)$$

Según el criterio de CFL, nuestro Δt máximo sería de 0.8 s. Sin embargo el que hemos empleado para nuestros cálculos es de 3.51 s.

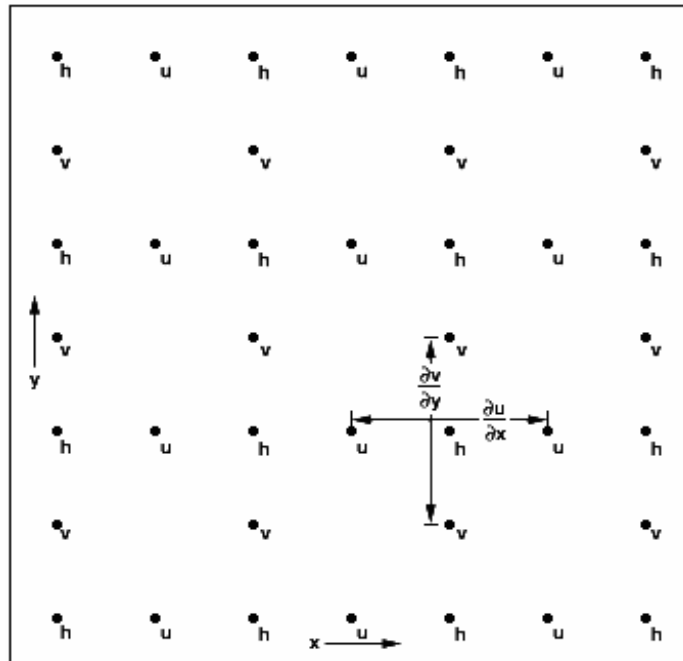


Fig. 2.6. Malla Arakawa tipo C.

2.5.3. Circulación producida por el viento

Los movimientos del agua en los lagos los produce principalmente el viento. La variabilidad azarosa del viento y la morfología de sus cuencas originan cambios temporales y espaciales en el movimiento de sus aguas. Comprender estos movimientos complejos en forma precisa es casi imposible, ya que son necesarios un gran número de parámetros para tener una descripción completa y detallada. No obstante, para simplificar el problema y para resolverlo se recurre a la estadística de las principales variables dinámicas, obteniendo sus promedios en tiempo y espacio.

En este trabajo y para conocer el patrón de la circulación de un día promedio que presenta el lago Santa María del Oro, el modelo se forzó durante 4 días con el viento promedio horario (Figura 2.2), actuando de forma uniforme en toda la superficie, omitiendo con ello variaciones espaciales y cambios temporales del viento menores a una hora.

2.5.4. Resultados y discusiones del campo de velocidades

El campo de velocidades en el lago que produce el viento que corresponde de las 14:00 a las 21:00 h se muestra en la figura 2.7 (intervalo del día en que en ambas épocas la magnitud del viento presentan las mayores magnitudes).

En la serie de imágenes de la 2.7-a a la 2.7-d, que corresponden de las 14:00 h a las 17:00 h (periodo en el que el viento se caracteriza por tener su principal componente hacia el oeste), en el lago se aprecia la presencia de dos giros: uno ciclónico ubicado en la zona sur y el otro anticiclónico en la zona norte, separados por una franja zonal de aproximadamente 300 m de ancho, con velocidades que no exceden los 5 cms^{-1} con dirección hacia el oeste. Estos giros se van intensificando conforme se incrementa la magnitud del viento, alcanzando velocidades de hasta 30 cms^{-1} en las riberas norte y oeste.

De las 18:00 a las 21:00 h (Figuras 2.7-e a 2.7-h), también se distinguen dos giros, siendo notable el desplazamiento del giro anticiclónico hacia el oeste y el ciclónico hacia el este, respondiendo al cambio de la dirección del viento, que presenta una fuerte componente hacia el sur. Al igual que en la serie anterior, se distingue una franja con velocidades que no exceden los 10 cms^{-1} , con dirección paralela al forzamiento del viento.

Malone (1968) reporta para el lago Michigan magnitudes de la corriente en la zona costera del orden de 30 cms^{-1} o mayores, especialmente después de una tormenta, con dirección preferencial del movimiento paralelo a la costa, manteniéndose por un considerable lapso de tiempo. En contraste, en las aguas profundas las corrientes tienden a ser débiles y la dirección del movimiento es uniformemente distribuida en todo el compás. Csanady (1972) y Blanton (1974) reconocen la existencia de una capa límite costera en el Lago Ontario, en la cual el flujo se guía por la línea de costa, siendo éste más energético.

Las fuertes corrientes que se presenta en las riberas frecuentemente pueden ser una consecuencia de un gradiente de presión interno. También el viento puede forzar un volumen

determinado de agua al atravesar una sección transversal pequeña, incrementando así su velocidad, (Blanton, 1974).

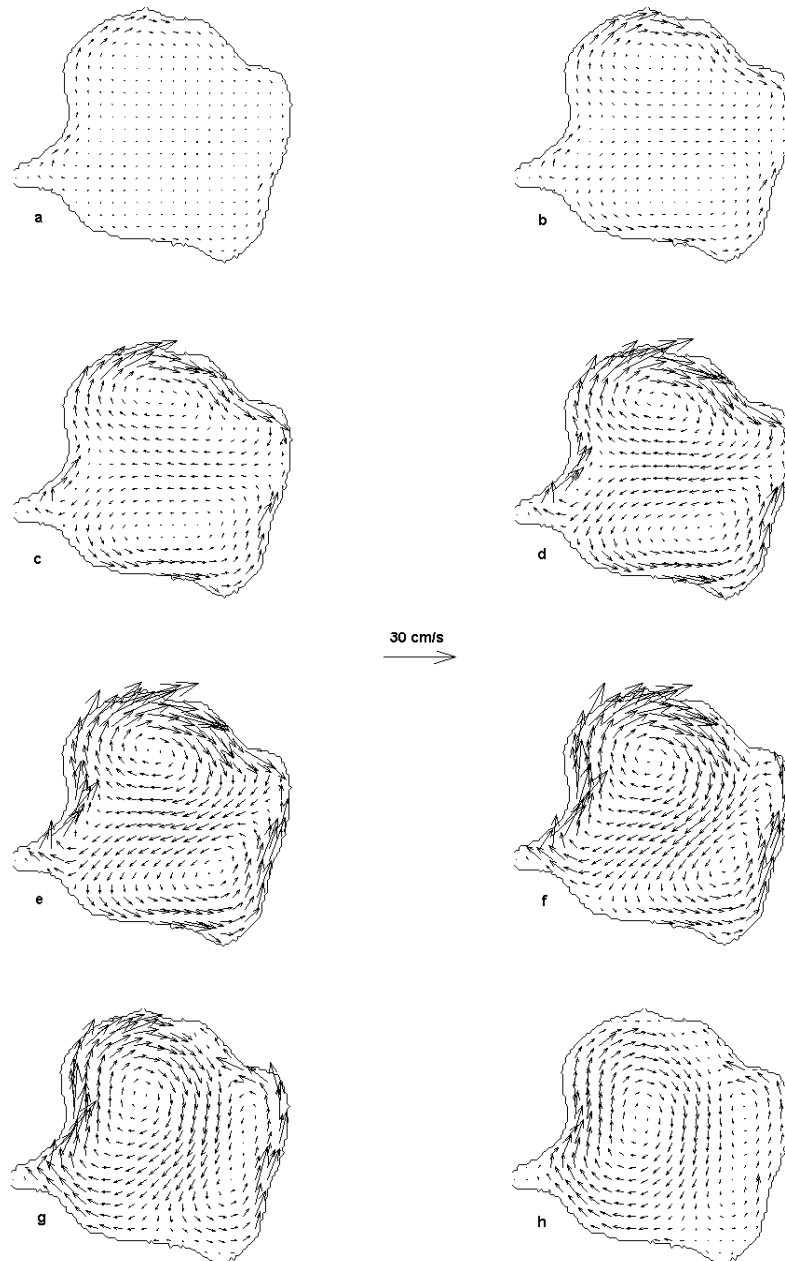


Fig. 2.7 Campo de velocidad producida por el viento, correspondiente de las 14:00 h (a), a las 21:00 h (h).

Por otra parte, la presencia de los giros puede producir el hundimiento (giro anticiclónico) y levantamiento (giro ciclónico) de la termoclina (Anónimo, 2001), incrementando el intercambio de propiedades como: temperatura, oxígeno, nutrientes, etc., entre el metalimnion y el hipolimnion. La presencia de los "blooms" de macro-algas que se han observado en el LSMO, quizá se deba a la intensificación de estos giros, incrementando el proceso de intercambio.

El promedio de las velocidades de las 22:00 h a las 13:00 h, periodo en el que la magnitud del viento no excede en general los 40 cm s^{-1} y cuya dirección dominante es hacia el este, se muestra en la figura 2.8. En el lago claramente se distingue un giro anticiclónico en su centro, con velocidades inferiores a 1 cm s^{-1} . La presencia de este giro es la manifestación del modo rotacional barotrópico, que como se mostrará más adelante su circulación se caracteriza por un giro anticiclónico.

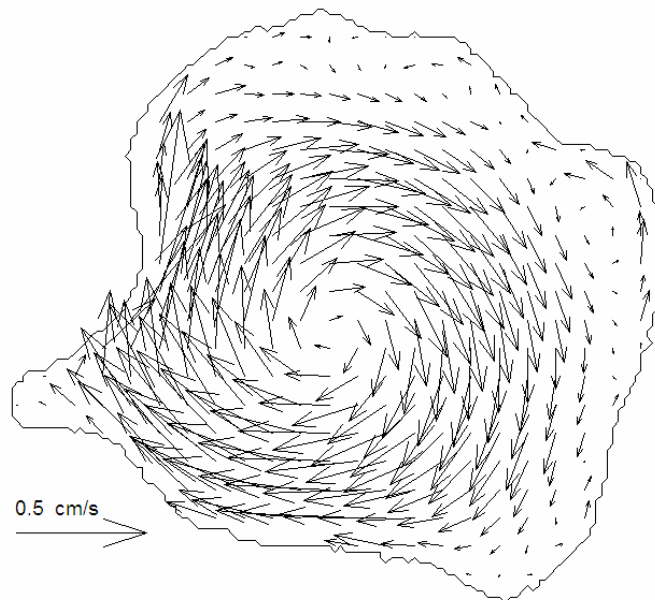


Fig. 2.8 Promedio del campo de velocidad de las 22 a las 13 h.

2.5.5. Modos normales de oscilación (seiches)

La palabra seiche, voz de origen franco-suizo, quiere decir secas y se usa para referirse a las oscilaciones estacionarias que se presentan en lagos y otros cuerpos de agua cerrados o semi-cerrados, en el que su periodo depende sólo de las dimensiones de la cuenca (longitud y profundidad). Una vez que el lago, por ejemplo, ha sido forzado por el viento y éste cesa, el lago empieza a oscilar por algún tiempo, tal como lo haría un péndulo simple (Proudman, 1953).

Deevey (1957) destaca que los aztecas antes del año 1519 tenían registros de estas oscilaciones en el lago de Texcoco. El registro más antiguo en Europa (Christoph Schultheiss en

Forel*, 1893) refiere el seiche observado el 23 de febrero de 1549 en el lago Constanza, con altura de 60 cm. Por otra parte, en noviembre de 1755 una serie de eventos dramáticos se observaron en el noroeste de Europa, producidos por el gran terremoto que devastó Lisboa, alcanzando a perturbar algunos lagos; en el Lago Lomond (en Escocia) se reportó un seiche con periodo de alrededor de 10 minutos y una amplitud de 75 cm; otros lagos escoceses y numerosos cuerpos de agua en Inglaterra, Alemania y en los Países Bajos también fueron afectados (Gemsege en Hutchinson, 1957).

En el siglo XVIII diferentes autores trataron de dar una explicación a la generación de los seiches; entre las más curiosas podemos destacar la que propone Bertrand (referido por De Saussure¹ en 1779), proponiendo como mecanismo de generación la atracción electrostática de la superficie del lago por nubes de tormenta.

El primer autor que consideró el problema de los seiches en forma general fue Vaucher (1833 en Hutchinson, 1957), puntualizando que los seiches no son exclusivos del Lago Ginebra, sino que pueden presentarse en otros lagos; como De Saussure, él también creía que eran producidos por una perturbación de origen atmosférico.

No fue hasta 1869 cuando Forel realizando observaciones en el Lago Ginebra alcanzó un verdadero avance científico en el estudio de los seiches. Concluyendo que cualquier mecanismo temporal que produzca una depresión o una elevación en el nivel del agua puede producir un seiche.

En cuerpos de agua cerrados o semicerrados, como pequeños mares y lagos, después de que el viento disminuye, la superficie inclinada producida por el acumulamiento de agua trata de reestablecer el equilibrio estático; sin embargo, debido a su inercia, rebasa esta posición, dando lugar a un movimiento oscilatorio alrededor de una o varias líneas nodales (Wetzel, 1983).

Los agentes que por lo común generan los seiches son: (1) el viento, acumulando agua en un extremo del lago; (2) cambios repentinos de la presión atmosférica sobre una región del lago; (3) terremotos o movimientos del fondo del lago; (4) deslizamientos de tierra o fallas geológicas; y (5) repentinas lluvias intensas en un extremo del lago (Welch, 1952). Gill (1982) propone además como mecanismo de generación la atracción gravitacional de la Luna y el Sol. Sin embargo, las mareas son en su mayoría imperceptibles aun en los grandes lagos (Wetzel, 1983). Hutchinson (1957), reporta como amplitud máxima en los lagos Baikal, en Rusia y Superior en USA-Canadá (ambos con extensión de alrededor de 550 km) 15 y 20 mm, respectivamente.

El movimiento de los seiches, particularmente en su forma interna, tiene efectos de largo alcance sobre el desplazamiento vertical de las masas de agua mucho mayor al que se observa en la superficie y sobre sus movimientos horizontales en forma de corrientes alternas (Wetzel, 1983).

* Referidos en Hutchinson (1957)

El movimiento oscilatorio de los seiches internos es el movimiento más significativo que se presenta en los lagos y otros cuerpos de agua cerrados y semi-cerrados, esta oscilación favorecen el transporte vertical de calor y de sustancias disueltas como nutrientes, oxígeno, etc., alterando la distribución y crecimiento del zooplancton y fitoplancton (Thomas, 1951 en Wetzel, 1983).

Los mecanismos que suponemos que pueden generar seiches en el Lago de Santa María del Oro debido a las características que presenta son: (1) el viento que actúa en su superficie y (2) movimientos en la corteza terrestre.

2.5.6. Resultados y discusiones del seiche externo

Para generar los seiches, el modelo se corre durante 24 horas y se fuerza con viento hasta las 18 h (tiempo en el que se registra su máxima amplitud); posteriormente se quita el forzamiento del viento, permitiendo así que se generen oscilaciones libres. Se guardan las series de tiempo del modelo numérico de 19 puntos de control distribuidos a lo largo y ancho del lago, registrando la elevación del agua durante cinco horas a intervalos de 3.51 s (tiempo de la discretización temporal del modelo). Con las series de tiempo se obtiene el espectro promedio (Figura 2.9). Este presentó sólo un pico espectral que corresponde a un periodo de 2.6 minutos, el cual nos indica la presencia de un sólo modo de oscilación externo. Para calcular el periodo teórico, el lago se caracteriza como un prisma de longitud similar y con la profundidad promedio del lago.

De acuerdo con la fórmula de Merian (Proudman, 1953), el periodo de oscilación para el primer modo está dado por $\tau = \frac{2L}{\sqrt{gH}}$, donde H es la profundidad promedio y L es la longitud del lago. Considerando una longitud de 1800 m y una profundidad de 46 m, obtenemos un periodo de 2.8 minutos, el cual está muy cerca del resultado que se obtuvo con el modelo.

La secuencia de la elevación del seiche externo, con intervalo de 1/8 de periodo (19.5 s) se presenta en las figuras 2.10-a a 2.10-h. Esta serie muestra también que la elevación en el lago en la zona este es de 3.5 mm. Sin embargo, en la ribera oeste y en particular en la ensenada suroeste, donde se encuentra la parte más somera y estrecha del lago, se registra una elevación máxima de 12 mm.

Mortimer (1979) (en Graf y Mortimer, 1979), presenta los cálculos realizados por Defant en 1918, de la amplitud del primer modo normal externo en el lago franco-suizo de Lemán, mostrando que la máxima amplitud se registra en el ala occidental del lago, en el "Petit Lac" (región más somera y estrecha), alcanzando una amplitud de 3 cm, mientras que en el extremo opuesto la amplitud es de 0.5 cm.

La teoría general de ondas, muestra que cuando la profundidad de la cuenca es pequeña en comparación con su longitud, la naturaleza del movimiento de la onda cambia completamente y su propagación en la superficie obedece a otras leyes como las ondas superficiales u ondas cortas.

Teniendo en cuenta el principio de conservación de energía y considerando la variación de la sección transversal de un canal, Rayleigh (1876) (en Proudman, 1953) muestra que en dicho canal la amplitud de la onda es inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la longitud y a la raíz cuarta de la profundidad.

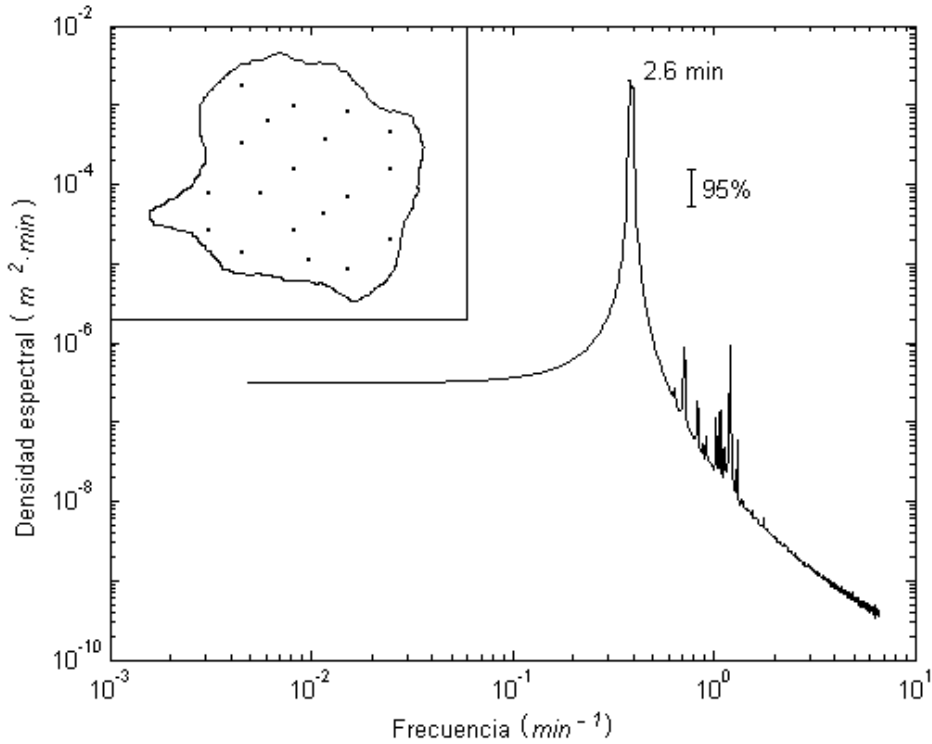


Fig. 2.9 Espectro promedio de las 19 series de tiempo de la elevación del lago. El cuadro superior izquierdo muestra los puntos donde se registraron las series de tiempo.

El comportamiento de ondas largas cuando la profundidad cambia rápidamente fue estudiado por Thorade (1926) (en Defant, 1961), describiendo la forma de la onda que viaja desde el mar profundo a una región somera, sobre perfiles cóncavos, convexos y planos, mostrando que la onda incrementa su amplitud mientras su longitud decrece. Este problema también es atacado por Sverdrup y Munk (1946), ellos consideran que en aguas profundas, la mitad de la energía total de la onda E_0 viaja a velocidad c_0 ; mientras que en aguas someras, sólo una fracción n de la energía E viaja a velocidad c . La razón entre las energías se expresa como

$$\frac{E}{E_0} = \frac{1}{2n} \frac{c_0}{c} \quad (2-19)$$

La razón de la altura de la onda es proporcional a la raíz cuadrada de la energía

$$\frac{h}{h_0} = \sqrt{\frac{E}{E_0}} = \sqrt{\frac{1}{2n} \frac{c_0}{c}} \quad (2-20)$$

Como el periodo y la longitud de onda permanecen constantes, la altura h debe ser proporcional a la raíz cuarta de la profundidad. La razón c/c_0 y n han sido expresadas teóricamente como función de la razón H/λ_0 , donde H es la profundidad y λ_0 la longitud de onda en aguas profundas.

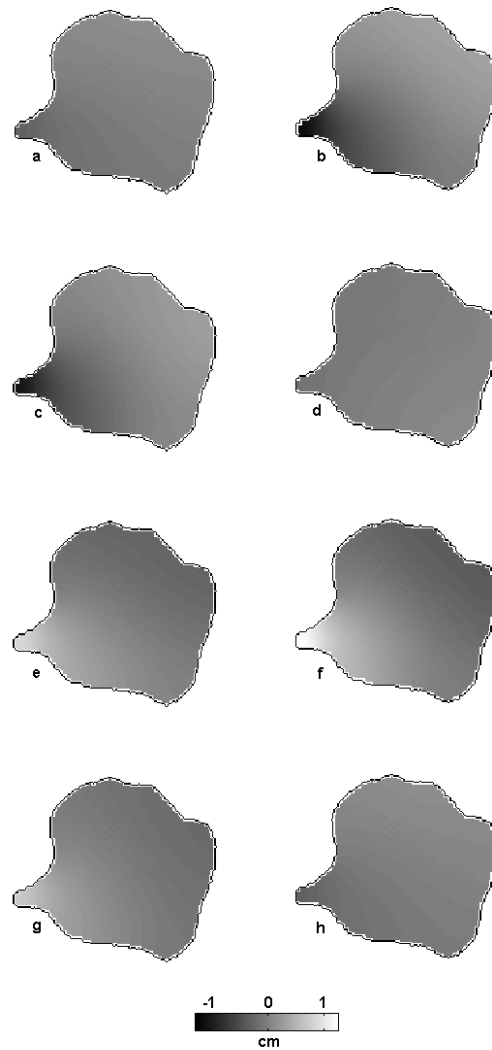


Fig. 2.10 Secuencia de la elevación del seiche externo en el Lago Santa María del Oro.

Defant (1961) muestra la relación entre h/h_0 y H/λ_0 , de acuerdo a Sverdrup y Munk (1946). En nuestro caso, considerando que la profundidad promedio de la ensenada es de 27 m (hasta la isóbata de los 46 m) y la longitud de la onda de 1800 m, la razón $H/\lambda_0 = 0.015$, que

corresponde al valor 1.57 de h/h_0 observado, siendo sólo el 46% de la razón de 3.4 que se obtiene con las amplitudes del modelo; es decir, se obtiene una altura de 5.5 mm, indicándose que este argumento no es suficiente para explicar el incremento de la amplitud en la ensenada.

Proudman (1953), estudia la co-oscilación en un golfo estrecho, esquematizándolo como un rectángulo de longitud L y profundidad constante, mostrando que la condición para que exista una línea nodal en el interior de la bahía es

$$L > \frac{T\sqrt{gH}}{4}, \quad (2-21)$$

y la condición para que exista resonancia debe cumplir

$$L = \frac{T\sqrt{gH}}{4}. \quad (2-22)$$

La amplitud en el interior del golfo está dada por

$$h = \frac{h_N}{\cos(\frac{\pi L}{\lambda_0})}, \quad (2-23)$$

donde h_N es la amplitud de la onda fuera de la ensenada.

Considerando que la ensenada suroeste tiene una longitud de 400 m (desde la ribera, hasta la isóbata de los 46 m), la amplitud en la bahía por efecto de una resonancia parcial es de 4.6 mm.

Sumado ambos resultados se obtiene una elevación de 10.1 mm, siendo 16% inferior al que el modelo registra, explicando con una buena aproximación el incremento de la amplitud en la ensenada.

2.5.7. Campo de velocidad producido por el seiche externo

Para obtener el campo de velocidades que genera el seiche externo, es necesario eliminar el campo de velocidades que produce el primer modo rotacional barotrópico (MRB) que es producido por el viento; el MRB se obtiene al promediar el campo de velocidad cuando el lago oscila libremente en un periodo del seiche, es decir, 2.6 minutos (Fig. 2.11).

El campo de velocidad que presenta el seiche externo presenta un movimiento de vaivén con dirección noreste-suroeste principalmente, sin embargo, el movimiento en la rada es zonal. La máxima velocidad se registra en la zona norte de la bahía con 1 cms^{-1} y en su interior alcanza 0.6 cms^{-1} . En el resto del lago las velocidades menores se presentan en las riberas y las máximas en el centro del lago, en la línea nodal, que tiene orientación noroeste-sureste, perpendicular al movimiento de vaivén (Fig. 2.12). Hay que recordar que el seiche es una onda estacionaria, en la cual la máxima velocidad se presenta en la línea nodal, siendo nula la velocidad en los extremos.

El patrón de corrientes que presenta el MRB se debe principalmente a la batimetría del lago. Csanady (1978), desarrolla un sencillo modelo conceptual y explica porque las corrientes en una cuenca cerrada se orientan paralelas a las isóbatas, siendo conocida esta solución como "giro topográfico".

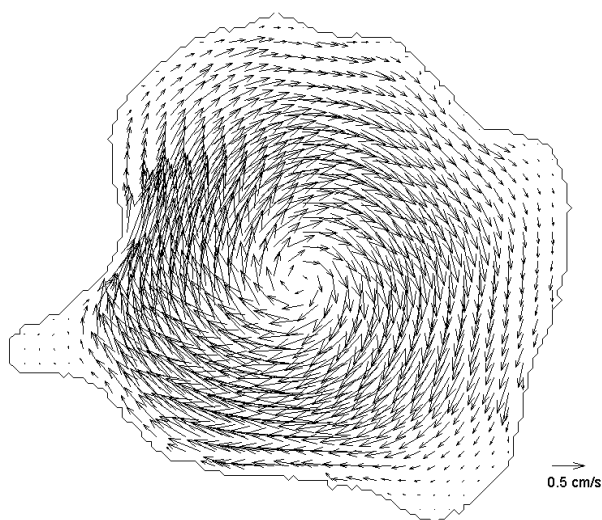


Fig. 2.11 Campo de velocidad del primer modo rotacional barotrópico.

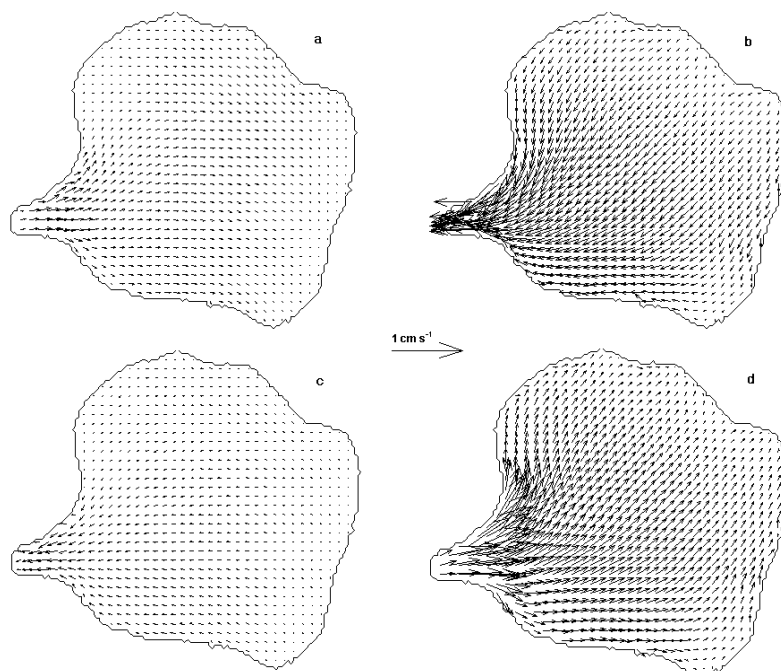


Fig. 2.12 Campo de velocidades que presenta el seiche externo, con separación aproximada de $\frac{1}{4}$ de periodo (40 s).

Por otra parte, el seiche externo resulta importante en zonas estrechas y someras de los lagos, debido a la intensificación de las corrientes en estas zonas, pudiendo facilitar la homogeneidad de propiedades en estas zonas y quizá, poner en suspensión material sedimentario; por ejemplo, a lo largo de este estudio la rada del LSMO regularmente se presentó como una zona poco transparente en comparación con el resto de la cuenta; sin embargo, tal efecto también podría deberse a la poca profundidad de la misma, la cual se ubica por lo general encima de la termoclina, en la capa de mezcla, lo que mejora la inyección de nutrientes a la capa fótica en relación con el resto del lago.

2.6. Conclusiones del capítulo II

El estudio de los procesos dinámicos en el Lago Santa María del Oro se realizó para los periodos de estiaje y lluvia (de enero a mayo y de junio a agosto, respectivamente). En ambos periodos los procesos sinópticos en el área del lago son débiles. Las variaciones del viento las determina la circulación del viento entre los valles, dominando en ambas épocas el armónico diurno y sus sobretonos. Los rasgos topográficos alrededor del lago definen el patrón de circulación del viento. En el lago, para ambos periodos, el viento se dirige hacia el este por la noche y hasta medio día, cambiando de dirección hacia el oeste por la tarde, presentando una rotación contra-horaria. La menor fluctuación en la temperatura en el periodo de lluvia se debe a la presencia de una mayor cantidad de vapor de agua en la región. El decremento de la presión atmosférica para la misma época se debe a la influencia de la zona de convergencia intertropical.

El modelo numérico indica que la circulación del viento del valle puede producir el primer modo normal barotrópico (seiche externo) con amplitud de 4 mm y periodo de 2.6 minutos. El patrón del viento genera un sistema de corrientes de deriva que varía en tiempo y espacio en función de la dirección e intensidad del viento. Este último produce dos giros, uno ciclónico y otro anticiclónico, la orientación de ambos giros depende de la dirección del viento.

En la noche y hasta medio día, las corrientes no exceden los 2 cms^{-1} . Por la tarde las corrientes se incrementan en intensidad en las riberas norte y oeste, alcanzando magnitudes mayores a 20 cms^{-1} . Los cambios de posición de los giros durante el día pueden producir un efecto de mezcla de parámetros químicos, físicos y biológicos en los primeros metros de la columna de agua, además de producir que la termoclina se hunda y se levante, de acuerdo a la posición de los giros, incrementado el intercambio de propiedades entre el metalimnion y el hipolimnion.

El incremento en la amplitud del primer modo normal en la ensenada suroeste es el resultado de los efectos de una resonancia parcial y el efecto de la onda larga al penetrar en aguas someras. El seiche externo resulta importante con su movimiento de vaivén en la rada del lago. La circulación que presenta el LSMO cuando el viento no excede los 40 cms^{-1} es la manifestación del MRB, cuya circulación se presenta como un giro anticiclónico, producto del viento y la batimetría.

CAPÍTULO III

**VARIACIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL CAMPO DE TEMPERATURA
EN EL LAGO SANTA MARIA DEL ORO**

3.1. Introducción

Los lagos presentan una mayor estructura térmica en el plano vertical en comparación con el plano horizontal, siendo esta estructura biológicamente muy importante. La continuidad de la producción de organismos en el lago depende en mayor medida de la circulación vertical o mezcla entre las capas superficiales y profundas, en este proceso, la materia orgánica en descomposición que se ha hundido es transportada nuevamente a la superficie. La energía de estos movimientos proviene de la radiación solar, la cual produce cambios de temperatura en las diferentes capas del lago (Beadle, 1974). La circulación en la vertical depende de la temperatura y por consiguiente, va ligada a la variación estacional térmica de la región.

La temperatura es una manifestación de la energía calorífica que se propaga en el agua de molécula a molécula en un proceso muy lento conocido como conducción. En los lagos, debido a la fuerte absorción de la radiación solar en los primeros metros de la columna de agua, el perfil de temperatura debería presentarse con decaimiento exponencial, sin embargo, este comportamiento no se manifiesta, debido principalmente al viento, que homogeniza térmicamente los primeros metros de la columna de agua produciendo estratificación (Ragotzkie, 1978).

En el caso de que los lagos presenten una temperatura uniforme en toda la columna de agua, la propagación de calor a través de toda la masa de agua ocurre de manera muy eficiente, la densidad del agua prácticamente es igual en la vertical, no existiendo una barrera física que impida el intercambio de propiedades a diferente profundidad. Si el lago presenta estas características, se dice que es inestable o tiene una circulación completa (mezcla).

Cuando la diferencia de temperatura genera capas de agua con diferente densidad se forma una barrera física, que impide que las capas se mezclen creando condiciones de estabilidad. Al presentarse esta condición en los lagos se dice que están estratificados térmicamente y las capas formadas presentan diferencias físicas, químicas y biológicas.

El intercambio de energía entre el agua y la atmósfera permite entender muchos procesos físicos que se presentan en los lagos y su medio atmosférico, entre estos se puede mencionar que durante el otoño e invierno los lagos experimentan una gran pérdida de calor sensible y latente, provocando un rápido enfriamiento de la superficie, generando procesos convectivos que homogenizan la columna de agua (Holland *et al.*, 1981).

Como una consecuencia de la gran capacidad térmica del agua, los lagos y mares profundos pueden almacenar grandes cantidades de calor, el cual se distribuye en toda la columna de acuerdo a las características hidrodinámicas y morfológicas de la cuenca (Wetzel, 1983). El

proceso de almacenar y perder energía responde al ciclo estacional, acompañado además de términos de baja frecuencia (Ambrosetti y Barbanti, 1999).

En cuerpos de agua de considerable profundidad, la temperatura de las capas inferiores difícilmente es influenciada por los cambios de temperatura diurnos; mientras que cambios térmicos de baja frecuencia se detectan con relativa facilidad. Las aguas profundas son por consiguiente capaces de retener la "memoria climática", registrando la información de lo que ocurrió en el pasado. Si esta memoria es accesible durante largos periodos de tiempo, importante y valiosa información puede ser adquirida sobre los cambios climáticos (Ambrosetti y Barbanti, 1999).

En comparación con latitudes medias y altas, en los trópicos, las estaciones no son bien diferenciadas, sin embargo, estas regiones se ven afectadas por los cambios estacionales de la radiación incidente del sol, temperatura del aire, esfuerzo del viento, humedad atmosférica y época de lluvia (Lewis, 1987). Este ciclo de baja amplitud en estas zonas puede inducir patrones estacionales de temperatura en los lagos, como ha sido ampliamente demostrado en los lagos africanos (Beadle, 1974).

El Lago Santa María del Oro (LSMO) se encuentra en una región climática clasificada como semi-cálida sub-húmeda (García, 1973), en el que las variaciones estacionales son pequeñas en comparación con climas de latitudes medias y altas, sin embargo, el lago presenta cambios espaciales (principalmente en la vertical) y temporales de temperatura.

En este capítulo se analizan los cambios espacio-temporales del campo de temperatura del LSMO a lo largo de 2 años. Se emplean para su estudio las Funciones Empíricas Ortogonales, el Análisis Armónico y la estabilidad de la columna de agua.

3.2. Metodología

Para conocer el campo de temperatura espacial del lago y su evolución temporal, se realizaron 23 levantamientos limnológicos, con separación aproximada entre ellos de un mes a lo largo de 2 años, comprendiendo del 13 de agosto de 2000 al 22 de julio de 2002. Estos levantamientos consistieron en registrar la temperatura de la columna de agua en diferentes puntos del lago, siguiendo una trayectoria previa. Cada levantamiento lo formaron entre 20 y 30 lances con CTD en la vertical, distribuidos espacialmente en cuatro transectos (Figura 3.1). La posición geográfica de los lances se ubicó con GPS (Global Position System, por sus siglas en inglés) de la marca Garmin. Los lances se realizaron con el CTD SBE-19 (Conductivity Temperature Depth, Sea Bird Electronic), con tiempo de registro de 0.5 segundos. La resolución fue de 1×10^{-3} °C y de 1×10^{-3} db, para los sensores de temperatura y profundidad, respectivamente. Los datos se interpolaron a intervalo de un metro en la vertical.

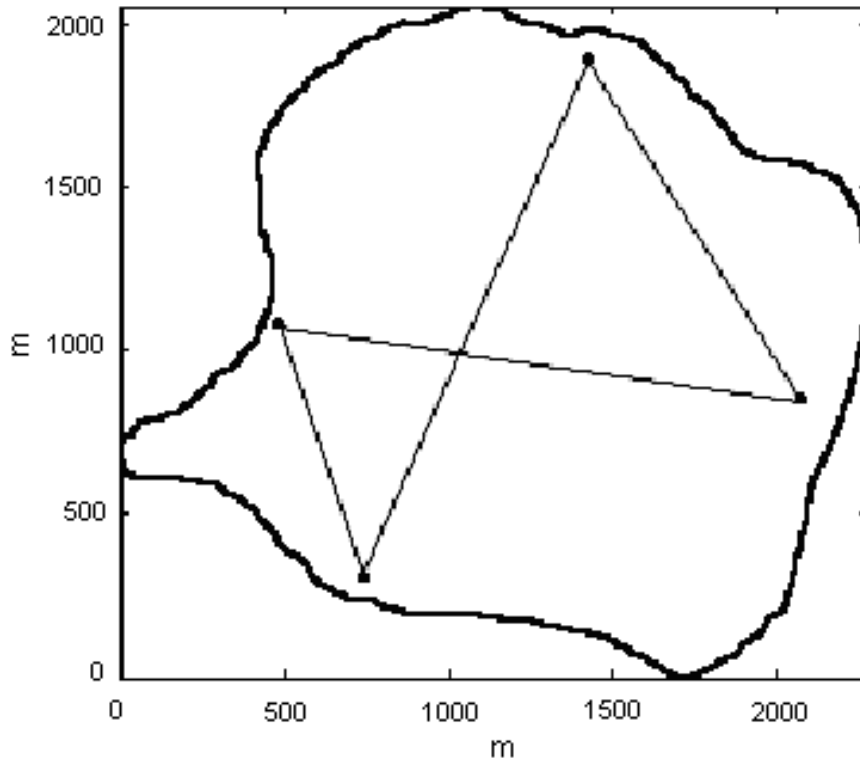


Fig. 3.1 Transectos propuestos para realizar los levantamientos limnológicos.

Entre agosto de 2000 y julio de 2002 se realizaron alrededor de 600 lances en los 23 levantamientos, registrando la temperatura de la columna de agua desde la superficie y entre los 12 y los 59 m de profundidad. En la figura 3.2 la línea continua representa la trayectoria que se siguió en 7 levantamientos. Como se puede apreciar difiere de la ruta propuesta (Figura 3.1), esto debido (como se vio en el capítulo anterior) al viento, que a medio día y durante la tarde y noche a lo largo de todo el año presenta una dirección hacia el suroeste y la mayor intensidad, desviándonos de la ruta propuesta. Cada punto en el gráfico indica la posición en la que se registró un perfil de temperatura.

3.3 Campo de temperatura (secciones transversales)

Las variaciones más importantes de temperatura en los lagos se presentan en la vertical, esto debido a la absorción de la radiación solar y a la difusión turbulenta, siendo esta última mayor en el plano horizontal que en el vertical, produciendo en el plano horizontal que los gradientes se atenúen y se tenga una mejor distribución de propiedades del agua (Margalef, 1983).

En esta sección se describen cuatro secciones transversales del campo de temperatura del LSMO, correspondientes a los levantamientos realizados el 5 de diciembre de 2000 y el 4 mayo de 2001.

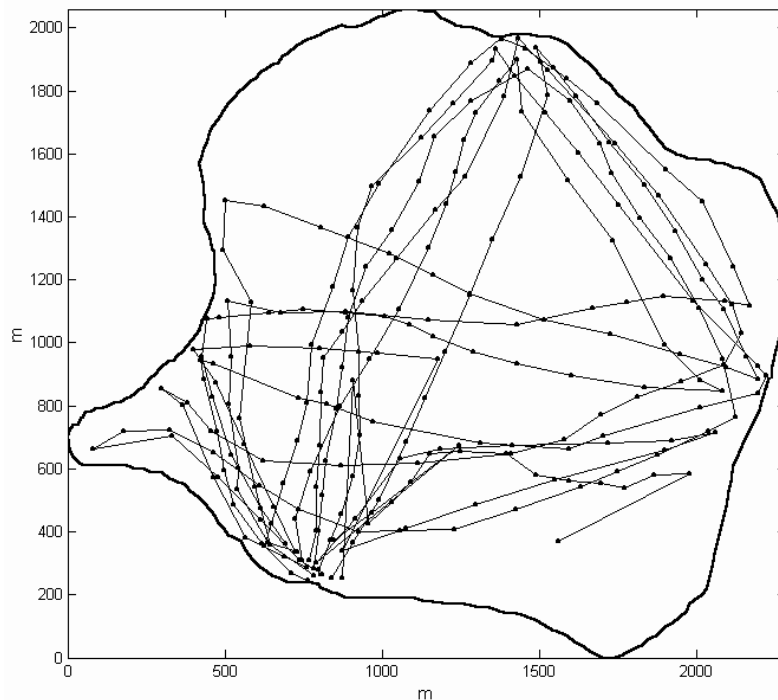


Fig. 3.2 Trayectorias seguidas en 7 levantamientos limnológicos, los puntos señalan la posición en la que se realizaron los lances.

Dos de los cuatro transectos realizados en diciembre se aprecian en la figura 3.3-a. El transecto con orientación norte-sur comprende una longitud de 1800 m y en él se realizaron 13 lances, con separación promedio de 150 m, esto con el fin de registrar los cambios espaciales del campo de temperatura. El transecto con orientación este-oeste comprende una longitud de 2100 m, realizándose 14 lances. Las profundidades registradas van de los 12 a los 57 m. Hay que subrayar que este levantamiento se realizó entre las 13:30 h y las 17:30 h, periodo en el que se registran vientos promedio de hasta 3 ms^{-1} con dirección preferencial hacia el suroeste. Este hecho se refleja en la desviación que experimentamos en el bote respecto a la trayectoria propuesta (Fig. 3.3-a).

Dos de los transectos realizados en mayo se muestran en la figura 3.3-b. El transecto con orientación norte-sur comprende una longitud de 1760 m. El transecto con orientación este-oeste cubre una distancia de 1700 m, en ambos se realizaron 13 lances con una separación promedio de 144 m, registrándose profundidades entre 18 y 58 m. Los transectos se realizaron entre las 10:30 y las 14:00 h, periodo en el que el viento no excede en promedio los 0.6 ms^{-1} .

Los perfiles de temperatura de los lances realizados en los transectos para diciembre de 2000 y mayo de 2001 se presentan en las figuras 3.4-a y 3.4-b, respectivamente. En ambos meses es notoria la estratificación que presenta el lago, siendo fácilmente distinguibles el epilimnion, metalimnion e hipolimnion.

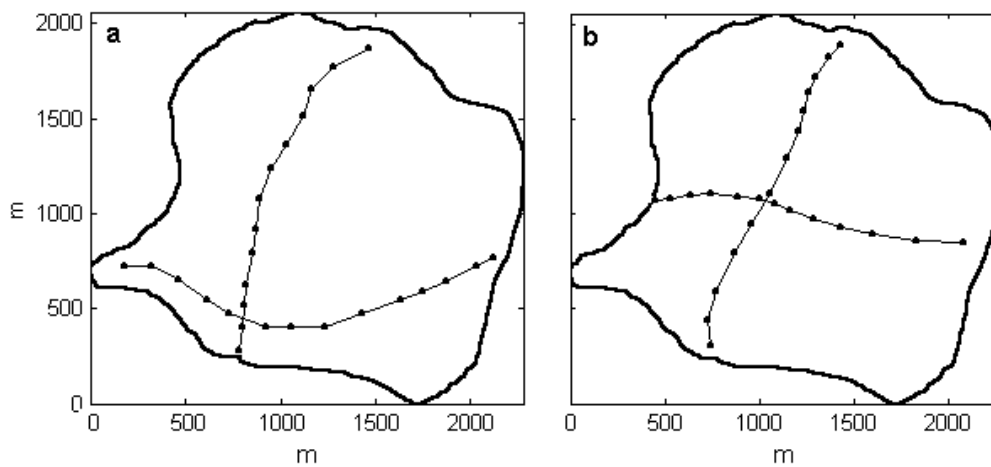


Fig. 3.3 Transectos y ubicación de los lances realizados en diciembre de 2000 (a) y en mayo de 2001 (b).

El plano de la termoclina de acuerdo al criterio del punto de inflexión (Hutchinson, 1957) se localizó en los 23.7 m para diciembre y a los 15.3 m para mayo. Hay que destacar que la forma de los perfiles es prácticamente la misma a lo largo de los transectos para ambos meses. Las variaciones de temperatura entre los perfiles se presentan por arriba de los 6 m de profundidad y en el metalimnion.

Por ejemplo; en los perfiles realizados en el mes de diciembre, a los 22.5 m, se registran temperaturas entre los 23.7 y 25.4 °C y para el mismo levantamiento, la temperatura de 24 °C se registra entre los 22.1 y 24.3 m, además entre los perfiles se registran diferencias de temperatura de 1 °C en aproximadamente 1.5 m de profundidad.

La diferencia de temperatura relativamente cerca de la superficie entre los perfiles; principalmente en diciembre, se debe al enfriamiento de las capas superficiales, produciendo movimientos convectivos, que homogenizan de forma más rápida la capa de mezcla. La diferencia de los perfiles de temperatura en el metalimnion para ambos meses se debe a la presencia de ondas internas.

Las secciones transversales del campo de temperatura para diciembre de 2001 en los transectos con orientación norte-sur y este-oeste se muestran en las figuras 3.5-a y 3.5-b, respectivamente. En ambas secciones, a lo largo del transecto, la temperatura se mantiene casi constante a una misma profundidad. En ambas secciones se distingue claramente la presencia de una fuerte termoclina, localizada alrededor de los 23 m. En el metalimnion, la temperatura desciende de 25 °C a 23.5 °C en 1.75 m. La distribución en la vertical de la isoterma de 25.5 °C se presenta con fluctuaciones de alrededor de 4 m, siendo más notable cerca de la ribera del lago. Estas variaciones se deben a que el viento que actúa en el LSMO no es uniforme en el espacio,

produciendo que el transporte de Ekman perpendicular al viento varíe en las capas superiores del agua, generando zonas de convergencia y divergencia, acompañadas de movimientos ascendentes y descendentes de la columna de agua, alterando la distribución vertical de las isotermas superficiales (Pond y Pickard, 1983).

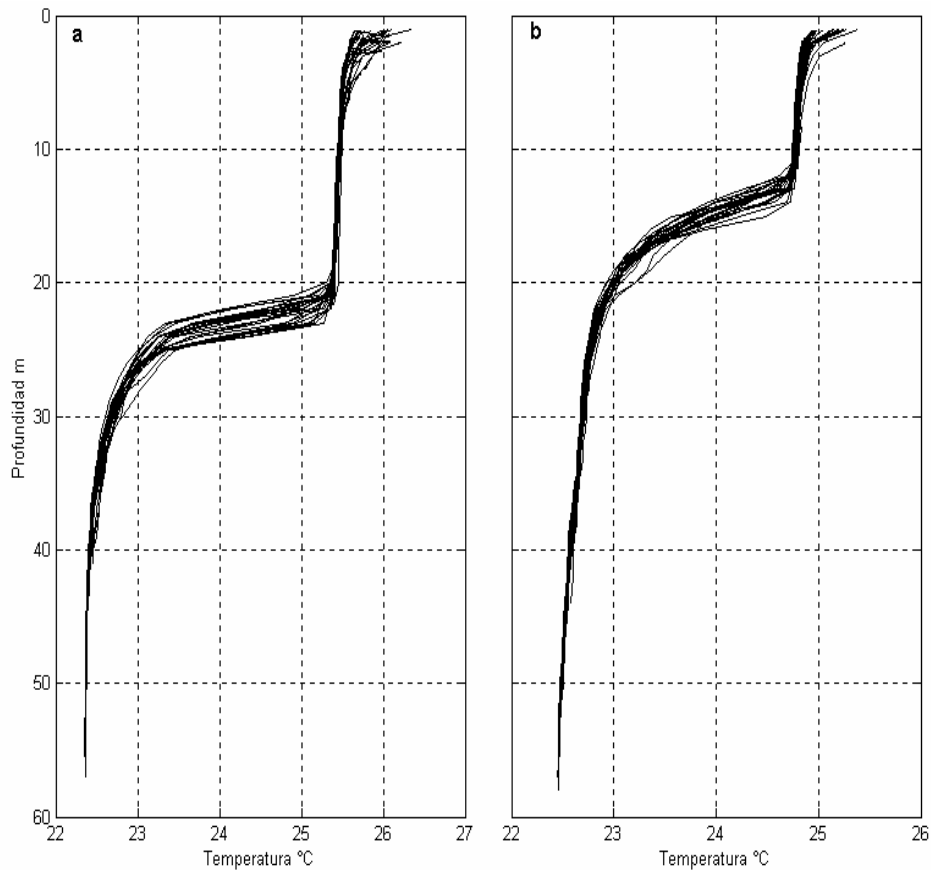


Figura 3.4 Perfiles de temperatura obtenidos de los transectos norte-sur y este-oeste para diciembre de 2000 (a) y mayo de 2001 (b).

En la sección transversal con orientación este-oeste, se distingue una depresión en el metalimnion en el lado oeste, debido al acumulamiento de agua superficial que produce el viento (hay que recordar que el viento reporta una fuerte componente hacia el oeste en el periodo en el que se realizó el levantamiento), incrementando la presión hidrostática, ocasionando el hundimiento de las isotermas. En la figura 3.6 se ve a detalle este comportamiento.

Wetzel (1983) presenta el caso extremo ocurrido en el lago inglés de Windermere, reportado en octubre de 1949, en el que el lago se ve afectado por vientos con fuerza entre 7 y 8 (escala de Beaufort, que equivalen a vientos entre 50 y 74 kmh^{-1}) alrededor de 12 h, produciendo el hundimiento de la termoclina en el extremo del lago (a donde se dirige el viento) y el afloramiento de agua subsuperficial del otro extremo.

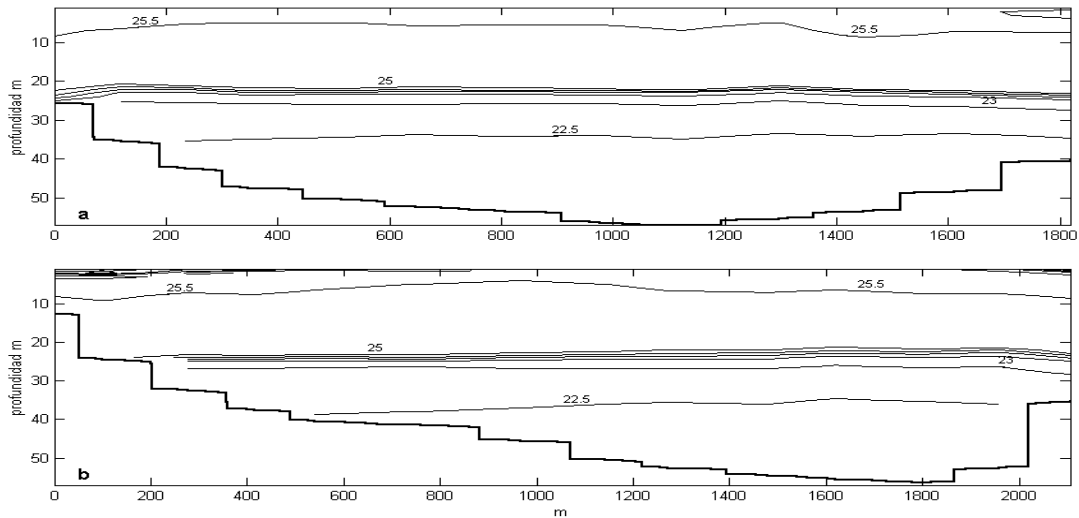


Fig. 3.5 Secciones transversales del campo de temperatura obtenidas como resultado de los muestreos del 5 de diciembre de 2000: (a) transecto norte-sur y (b) transecto este-oeste.

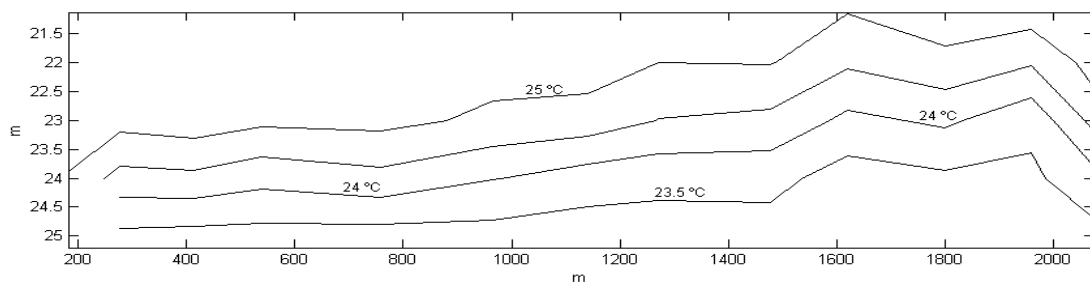


Fig. 3.6 Detalle del metalimnion en transecto este-oeste para el mes de diciembre de 2000.

Por otra parte y en ambas secciones se aprecia un ligero hundimiento de la isoterma de los 25 °C cerca de la ribera del lago (ambos extremos). Con un modelo analítico Csanaday (1978), reproduce el levantamiento y hundimiento de la termoclina en los extremos de una sección transversal de un canal infinito. El autor fuerza el canal con viento paralelo a éste, produciendo lo que denomina "jet" costero, explicando con este modelo la estructura térmica que presentan dos secciones transversales del Lago Ontario. Sin embargo, en el LSMO el hundimiento se presenta en ambos extremos. Este efecto quizá se deba al incremento de velocidad que experimenta el agua en las riberas del lago, de acuerdo a los resultados del modelo numérico, elevando el nivel del lago en esta zona, produciendo así un incremento de presión y por tanto el hundimiento de las isotermas.

Las secciones transversales norte-sur y este-oeste del campo de temperatura para mayo de 2001 se muestran en la figura 3.7-a y 3.7-b, respectivamente. Al igual que en diciembre, a una misma profundidad la temperatura se mantiene casi constante, ubicándose la termoclina alrededor de los 15 m. En el metalimnion la temperatura que se registró va de 24.5 °C a 23.5 °C, en un espacio de 3.2 m. La deformación en la vertical de las isotermas es menos drástica en comparación con diciembre, variando en su posición alrededor de 1.5 m para la isoterma de los 23 °C. El

hundimiento de la termoclina por efecto de la acumulación del agua no es claro en ambas secciones, sin embargo, en la sección norte-sur, la depresión de la termoclina cerca de las orillas es notoria. Hay que subrayar que el transecto norte-sur se realizó entre las 13:00 y 14:00 h, siendo más afectado por el viento y la radiación solar. Este último hecho se refleja en el incremento de temperatura superficial que registra esta sección, siendo elevada de 24.5 °C a 25 °C.

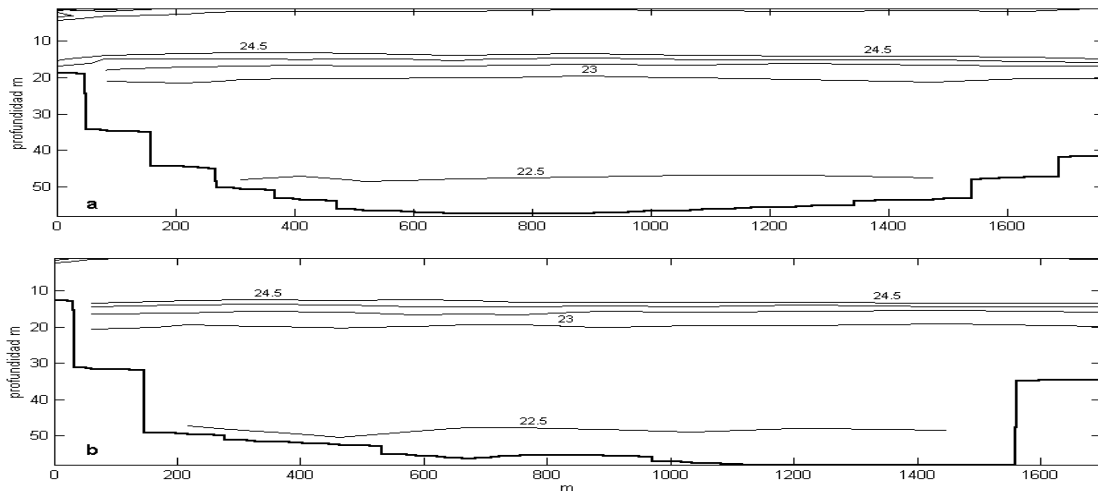


Fig. 3.7 Secciones transversales del campo de temperatura obtenidas como resultado de los muestreos del 4 de mayo de 2000: (a) transecto norte-sur y (b) transecto este-oeste.

3.4 Variación espacio (vertical)-temporal de temperatura en el LSMO

Los lagos relativamente profundos que se encuentran en zonas donde son apreciables los cambios estacionales, presentan periodos con estratificación térmica y otros en el que la columna de agua se encuentra homogénea, coincidiendo con el verano e invierno hemisférico. La temperatura es probablemente el parámetro ambiental que se mide con mayor frecuencia y se cuenta con documentación abundante sobre la evolución de los perfiles térmicos verticales en buen número de lagos (Margalef, 1983). En esta sección se analizan los perfiles de temperatura obtenidos en el LSMO a lo largo de dos años. Las series de tiempo se analizan por medio de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEO's) y el Análisis Armónico (AA).

Como se vio en la sección anterior los perfiles de temperatura a lo largo de los levantamientos se presentan en términos generales de forma homogénea, registrando variaciones en el metalimnion y en la superficie, debido al paso de las ondas internas y a los cambios diurnos que experimenta la superficie del lago.

Para conocer la estructura espacial y la variabilidad temporal del campo de temperatura en la vertical mediante las FEO's y el AA, se construyeron 53 series de tiempo, una por cada metro de profundidad, formadas con los perfiles promedio de los 23 levantamientos limnológicos, interpolados cada 10 días.

En la figura 3.8 (diagrama tiempo-profundidad) se aprecian las isotermas formadas por la matriz que se construyó con las series de tiempo. El día 0 corresponde al 13 de agosto del año 2000. Como se aprecia en esta gráfica, el LSMO se encuentra estratificado la mayor parte del año (confirmando una de las características de los lagos tropicales profundos), registrando el mayor gradiente térmico entre los 13 y 18 m de profundidad, en los meses de julio a noviembre.

Para el día 170 (inicio del mes de febrero) el lago se presenta casi homogéneo, registrando una temperatura máxima de 23.02 °C en superficie y mínima de 22.37 °C en el fondo, esta condición permanece hasta comienzos de abril, día 230. La mezcla se vuelve a presentar alrededor del día 530, que corresponde a comienzos de febrero del año 2002. La mezcla casi completa que se ha presentado durante estos dos años de mediciones entre los meses de febrero y abril y la alta temperatura del lago a lo largo del año, alcanzando en la superficie 29.6 °C, nos permite clasificar al LSMO de acuerdo a Lewis (1983-a), como lago cálido monomíctico.

Por otra parte, y de acuerdo a perfiles de concentración de oxígeno, estos presentan diferencias significativas entre superficie y fondo entre 0 y 1 mg/l cuando el lago recién se mezcla y permanece prácticamente homogéneo en temperatura (marzo) (Vilaclara, 2003, comunicación personal). El hecho de que la columna de agua permanezca constante en temperatura, no implica que otros parámetros no conservativos lo estén (como el oxígeno, nutrientes y otras sustancias disueltas en el agua). Es probable, entonces, que pequeñas diferencias de temperatura ejerzan un efecto de barrera dado el mayor cambio de densidad del agua en intervalos de temperatura más altos (Wetzel 2001), como las del LSMO.

El lago volcánico de Alchichica, ubicado en el estado de Puebla, con morfología semejante al LSMO (64.5 m de profundidad máxima, 34 m de profundidad promedio y superficie de 1.81 km²), clasificado como cálido monomíctico, presenta un patrón térmico similar, con periodo de mezcla que comprende de enero a febrero, permaneciendo estratificado el resto del año (Alcocer *et al.*, 2000).

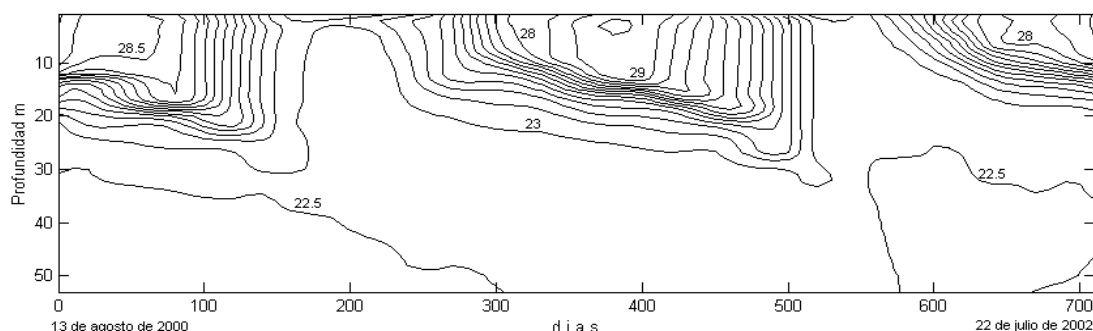


Fig. 3.8 Isotermas en °C construidas con los perfiles promedio de los levantamientos limnológicos.

Las gráficas de temperatura contra tiempo se presentan en forma conjunta en la figura 3.9. Cada línea muestra las fluctuaciones de temperatura que ha experimentado una profundidad z a lo largo de los 2 años. El comportamiento sinusoidal que presentan los primeros 9 m de la columna

de agua, responden a la radiación neta que experimenta el lago, encontrándose en fase con la radiación solar a lo largo del año.

El aumento de temperatura que experimenta la columna de agua entre los 10 y 33 m, después de que el lago ha alcanzado la máxima temperatura en la superficie, se debe a que la capa homogénea transmite calor a las capas inferiores hasta alcanzar el equilibrio térmico. Por otra parte, durante el otoño e invierno los lagos experimentan grandes pérdidas de calor sensible y latente. En conjunto, estos mecanismos, son los responsables de que el LSMO experimente un rápido enfriamiento a partir de la entrada del otoño, que corresponden a los días 40 y 400 de las series de tiempo.

Un decremento en la tasa de calentamiento superficial alrededor del día 312, se aprecia en la misma figura, que corresponde al 21 de junio de 2001, los valores de la tasa para el día 300 y 350 son de 0.073 °C/día y 0.028 °C/día, respectivamente. Este decremento nos puede indicar evaporación, que es un mecanismo de enfriamiento y que de acuerdo a Ragotzkie (1978) es máximo de junio a noviembre, el mismo comportamiento se aprecia un año después de forma más drástica (siendo más claro el punto de inflexión), con tasas similares al año 2001 para los días 640 y 700, con valores de 0.08 °C/día y 0.027 °C/día, respectivamente. Por otra parte, la columna de agua por debajo de los 33 m (Fig. 3.10) presenta temperaturas que van de los 22.36 °C a los 22.60 °C, con una clara tendencia a incrementarla conforme transcurre el tiempo. Esta tendencia nos puede indicar que el lago es afectado por una señal con frecuencia menor al ciclo anual o por efecto del calentamiento global. Ambrosetti y Barbanti (2001), encuentran que en el Lago Orta (Italia) la temperatura del fondo del lago se ha incrementando a través del tiempo, al igual que otros lagos subalpinos.

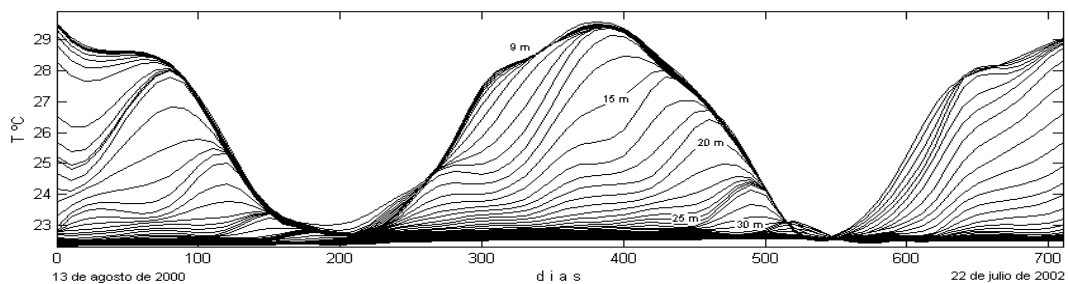


Fig. 3.9 Series de tiempo de temperatura para cada metro de profundidad de la columna de agua (de 1 a 53 m).

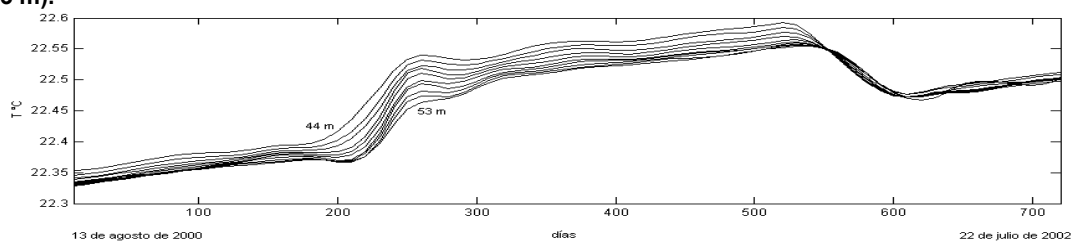


Fig. 3.10 Series de tiempo de temperatura para las profanidades entre 44 y 53 m (detalle de figura 3.9).

3.4.1 Funciones Empíricas Ortogonales

El método de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEO's), también conocido como Análisis de Componentes Principales, es una técnica útil para condensar la variabilidad en registros que forman series de tiempo. El método de las FEO's fue introducido por primera vez en fluidos geofísicos por Edward Lorenz en 1956 y ha sido ampliamente aplicado en estudios de meteorología y oceanografía desde entonces. Recientemente Palacios-Hernández *et al.*, (2002) y Lavín *et al.*, (2003), aplican las FEO's en datos de corrientes y registros de temperatura en el Golfo de California.

La meta del análisis de las FEO's, es dar una descripción compacta de la variabilidad espacial y temporal de una serie de datos en términos de funciones ortogonales o modos estadísticos. Usualmente, la mayor parte de la varianza de la distribución espacial de las series de tiempo se encuentra en pocas funciones ortogonales, cuyo patrón puede ser relacionado a posibles mecanismos dinámicos. Hay que enfatizar que una relación física directa no existe entre las FEO's (que es un método estadístico) y los modos dinámicos. El análisis de las FEO's es un método para dividir la varianza de la distribución espacial de un conjunto de series de tiempo. Se les llama "empíricas" para reflejar el hecho de que son definidas por la covarianza de los datos que son analizados (Emery y Thomson, 1998).

El objetivo de este método es el describir una serie de datos $\psi_m(t)$ de una localidad x_m como la suma de M funciones espaciales ortogonales $\varphi_i(x_m) = \varphi_{im}$, tales que

$$\psi(x_m, t) = \psi_m(t) = \sum_{i=1}^M [a_i(t)\varphi_{im}], \quad (3-1)$$

donde, $a_i(t)$ es la amplitud del i -ésimo modo ortogonal en el tiempo $t = t_n (1 \leq n \leq N)$. La ecuación 3-1 nos dice que la variación temporal de la variable escalar $\psi(x_m, t)$ para cada locación x_m es el resultado de la combinación lineal de M funciones espaciales φ_i , cuyas amplitudes son ponderadas por M coeficientes con dependencia temporal $a_i(t)$, ($1 \leq i \leq M$). Los pesos $a_i(t)$ nos dicen como los modos espaciales φ_{im} cambian con el tiempo. Otra forma de interpretar el problema es contar con M funciones temporales cuyas amplitudes son ponderadas por M coeficientes espaciales. El desarrollo matemático a detalle para obtener los pesos y los modos espaciales se puede ver en Emery y Thomson (1998).

3.4.1.1 Resultados y discusiones de las FEO's

La descomposición en FEO's de la serie de tiempo se muestra en la figura 3.10. El primer y el segundo modo explican el 86.6% y el 10.8% de la variabilidad del campo de temperatura, respectivamente.

El primer modo espacial permanece casi constante en los primeros 10 m, tomando valores de 0.26 y 0.27 (Figura 3.10-b). A partir de los 11 m decrece monótonicamente, tomando valores de 0.27 para esta profundidad y de 0.0 aproximadamente a los 27 m; a partir de ésta última, toma valores negativos, cercanos a cero hasta los 53 m. El valor casi constante del primer modo espacial en los primeros 10 m, indica que la capa de mezcla presenta este espesor como mínimo a lo largo del año. La contribución del primer modo en las capas superficiales es de 3.39 °C para el verano y de -3.66 °C en invierno. Es decir, el intervalo de temperatura en los primeros 10 m de la columna de agua oscila entre los 29.71 °C y los 22.66 °C. Por otra parte, el comportamiento del primer modo temporal en los primeros 10 m, describe claramente la señal estacional (Figura 3.10-a). Hay que subrayar que la amplitud de la señal estacional se amortigua conforme se incrementa la profundidad.

La parte monótonica del primer modo espacial indica que el intervalo de temperatura oscila entre los 29.47 °C y los 22.32 °C entre la superficie y los 11 m, disminuyendo su amplitud hasta los 27.5 m; para esta profundidad la temperatura permanece constante a 22.83 °C. Por otra parte, el peso relativo del primer modo es mayor en los primeros 17 m que el segundo modo (Figura 3.10-c), siendo más importante en el proceso de calentamiento del lago, el cual ocurre entre los meses de mayo y septiembre, periodo en el que la termoclina se encuentra entre los 10 y los 16 m.

El segundo modo espacial contribuye de forma negativa en los primeros 10 m (Figura 3.10-b). La estructura del segundo modo temporal no es tan sencilla como la del primer modo, en la que claramente se distingue que la señal anual es la más energética (Figura 3.10-a). Al obtener el periodograma del segundo modo temporal, la segunda señal más energética corresponde a la semianual, siendo sólo el 10% de la señal anual, explicando las fluctuaciones intra-anales que presenta la columna de agua entre los 17 m y 43 m de profundidad.

La máxima variabilidad del segundo modo se presenta a los 17 m con valores de 1.85 °C y -1.64 °C, la temperatura a lo largo del año para esta profundidad fluctúa entre 26.08 °C y 22.58 °C, este último valor es el que se presenta cuando la columna de agua es homogénea. La importancia de este segundo modo es notoria a partir de los 17 m y hasta los 43 m, siendo en promedio 3 veces mayor que el primer modo en este intervalo (ver Figura 3.10-c). Este modo tiene un mayor peso entre los meses de octubre a enero, periodo en los que se enfría el lago y en los que la termoclina se encuentra entre los 18 y 31 m.

3.4.2 Análisis Armónico

En la naturaleza muy a menudo se presentan señales con componentes periódicas, que se repiten en intervalos de tiempo regulares a través de un proceso. El conocer las amplitudes, frecuencias y fases de estas componentes resulta de gran utilidad para realizar predicciones. En la actualidad es posible analizar cualquier conjunto de datos por estas componentes, a pesar de que la señal pueda o no parecer a simple vista periódica.

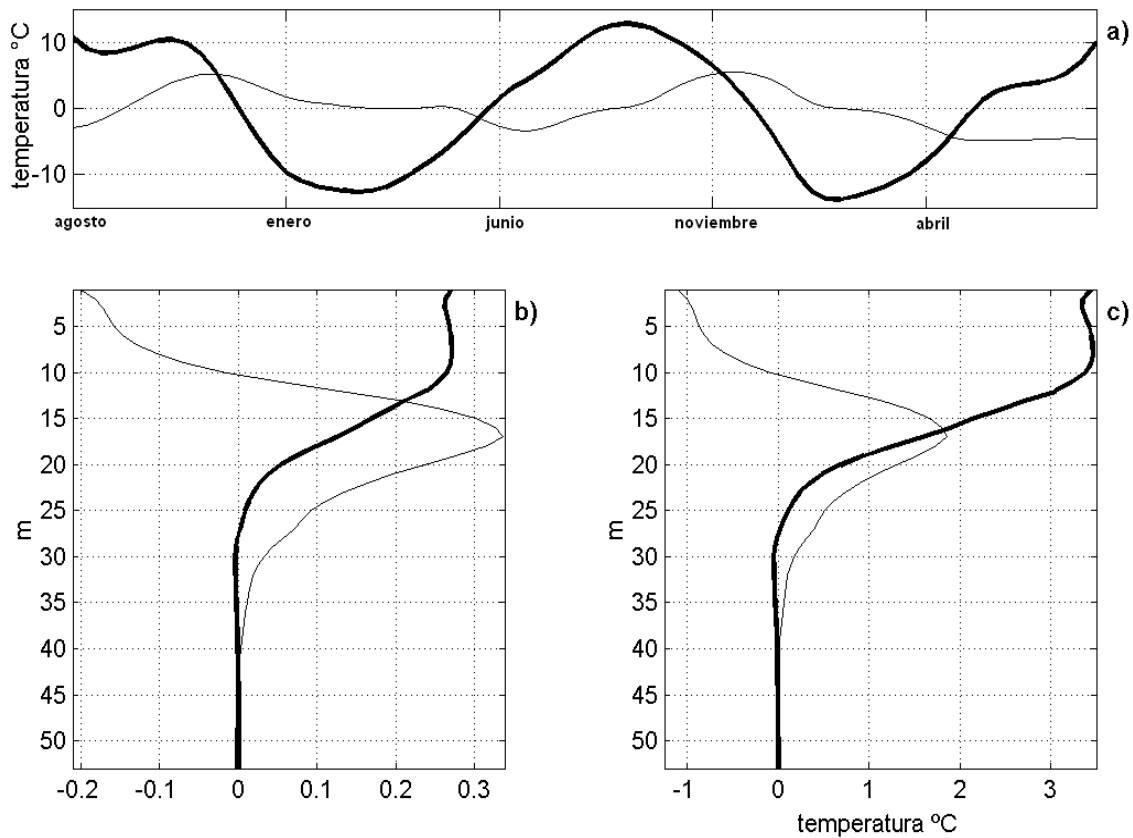


Fig. 3.11 Descomposición en FEO's de la serie de tiempo de los perfiles de temperatura. El primer y segundo modo se señala con línea gruesa y delgada, respectivamente. (a), modos temporales; (b) modos espaciales (adimensional); (c), producto de la máxima amplitud del modo temporal con el modo espacial.

El Análisis Armónico (AA) se basa en la Transformada de Fourier, la cual es una forma de expresar una señal como una suma de funciones senos y cosenos. Esta nos muestra que cualquier señal discreta se puede describir por la suma de un número finito de componentes sinusoidales, cuyas frecuencias son $0, 1, 2, \dots, 1/n$ veces la frecuencia fundamental $f = \frac{1}{n\Delta t}$, donde Δt es el intervalo de muestreo y n es el número total de muestras.

Las fluctuaciones de temperatura en la columna de agua del Lago Santa María del Oro, se representan como la suma de los armónicos bianual, anual y semi-anual para cada metro de la columna de agua con la siguiente expresión.

$$T(t)_z = T_{0z} + \sum_{i=1}^3 A_{iz} \text{Cos}[2\pi(\omega_{iz}t + \varphi_{iz})]_z, \quad (3-2)$$

donde T_{0z} es el promedio bianual del lago a la profundidad z ; A_{iz} , ω_{iz} , φ_{iz} son la amplitud, frecuencia y fase de los armónicos bianual, anual y semi-anual, respectivamente. Los parámetros

de esta ecuación son calculados por la transformada discreta de Fourier usando las series iniciales (Jenkins y Watts, 1969; Bendat y Piersol, 1986).

Estos parámetros se definen como: $T_{0z} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_{iz}$, $A_{kz} = \sqrt{a_{kz}^2 + b_{kz}^2}$, $\varphi_{kz} = \text{Tan}^{-1}(b_{kz}/a_{kz})$,

donde

$$a_{kz} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_{iz} \text{Cos}(2\pi m \Delta t / N), \quad b_{kz} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_{iz} \text{Sen}(2\pi m \Delta t / N),$$

$k = 1, 2, 3$ representan los armónicos bianual, anual y semianual, respectivamente; N es la longitud de la serie de tiempo ($N = T/\Delta t$); y Δt es el intervalo de tiempo. La desviación cuadrática media (DCM) del modelo respecto a la serie inicial se calcula con la siguiente ecuación.

$$\sigma = \left(\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (T_i - T_{mi})^2 \right)^{1/2}. \quad (3-3)$$

3.4.2.1 Resultados y discusiones del AA

Las amplitudes del armónico bianual, anual y semianual para las profundidades de 1 a 53 m se muestran en la figura 3.11. El armónico anual es el más importante desde la superficie hasta los 31 m de profundidad. La máxima amplitud para este armónico se presenta a los 8 m con valor de 3.34 °C. En los primeros 10 m de la columna de agua la amplitud se mantiene casi constante, fluctuando entre 3.22 °C y 3.34 °C; el valor casi constante de temperatura para esta profundidad indica que la capa de mezcla presenta este espesor como mínimo a lo largo del año. Por otra parte, la homogeneidad en temperatura en los primeros 9 m se debe a que el agua del LSMO es cristalina, permitiendo el calentamiento del agua hasta esta profundidad por radiación solar, aunado el efecto del viento, que homogeniza térmicamente los primeros metros de la columna de agua (Ragotzkie, 1978).

De los 10 m y hasta los 24 m la amplitud decrece monótonicamente a una razón promedio de 0.23 °C, alcanzando un valor de 0.48 °C. Abajo de los 24 m la amplitud decrece rápidamente, manteniéndose casi constante por debajo de los 35 m, con valores menores a 0.05 °C. Este armónico responde al ciclo anual de la radiación solar.

El segundo componente armónico en importancia es el semianual, con amplitud máxima de 0.89 °C a los 16 m. Para este componente la amplitud decrece en los primeros 10 m, de 0.57 °C a 0.24 °C. Por debajo de los 10 m este armónico adquiere una mayor importancia relativa; debido al incremento que experimenta su amplitud hasta los 16 m y al decremento en amplitud del armónico anual a partir de los 10 m. Las amplitudes del segundo armónico entre los 10 y 30 m representan entre el 11% y el 67% del armónico anual; a los 16 metros representa el 42%.

Este armónico adquiere gran importancia debido a que la termoclina a lo largo del año se encuentra entre los 11 m y 33 m (ver figura 3.15). Por otra parte, la presencia del armónico semianual entre los 11 m y 30 m de profundidad representa doble calentamiento a lo largo del año. El primer incremento de temperatura de las capas por debajo de los 10 m, se debe a la conducción de calor de los niveles superiores de la columna de agua hacia las capas inferiores, en el periodo en que las capas por arriba de los 10 m son calentadas por la radiación solar, es decir, entre mayo y septiembre. El segundo incremento de temperatura se debe, a que las capas por arriba de los 10 m ceden calor a las capas inferiores y a la atmósfera, entre octubre y abril (ver figura 3.9).

El armónico bianual es el tercero en importancia, con amplitud máxima de 0.52 °C a los 14 m. Su amplitud decrece en los primeros 10 m, registrando valores entre 0.45 °C y 0.05 °C; de los 10 m y hasta los 14 m su amplitud se incrementa, disminuyendo de nueva cuenta hasta los 20 m, registrando 0.2 °C. A partir de los 33 m la amplitud de este armónico es mayor que las otras dos componentes, manteniéndose casi constante con 0.1 °C hasta los 53 m.

Que el armónico bianual sea mayor que los otros dos armónicos por debajo de los 33 m, nos indica que cambios de temperatura con periodo mayor a un año son importantes a estas profundidades. Por lo que, lagos que presenten esta característica son idóneos para detectar, por ejemplo; El Niño o incluso cambios climáticos.

La contribución de los subarmónicos, con periodos de 4 y 3 meses, son menores en un orden de magnitud al armónico anual.

Tereshchenko *et al.* (2002) simulan la temperatura superficial del Lago de Chapala por medio de los armónicos anual y semianual a lo largo de 38 meses, siendo el armónico anual cinco veces mayor que el armónico semianual. Al igual que en el LSMO los armónicos de periodo menor a 6 meses no son importantes. Sin embargo, el armónico bianual para el LSMO es importante por debajo de los 31 m confirmando que las bajas frecuencias son más importantes a grandes profundidades (Livingstone, 1993).

Una forma de determinar cuando se presenta la máxima temperatura para las diferentes profundidades del lago es mediante el cálculo de la fase. La línea de fase para el armónico bianual, anual y semianual se muestra en la figura 3.12.

Para el armónico anual la línea de fase permanece casi constante en los primeros metros de la columna de agua, existiendo una diferencia de 9 días entre la superficie y los 8 metros de profundidad. La máxima temperatura superficial de acuerdo a este análisis se alcanza el día 21 de agosto; 8 días después de haber iniciado los muestreos. Entre los 9 y 37 m la fase crece monotónicamente a una razón de 5.6 días por metro, con una diferencia de 5.2 meses entre estas dos profundidades. Por debajo de los 37 m y hasta los 45 m la fase se incrementa a una razón aproximada de 13.4 días por metro; de los 45 m y hasta el fondo la fase permanece casi constante, con un valor promedio de 9.4 meses.

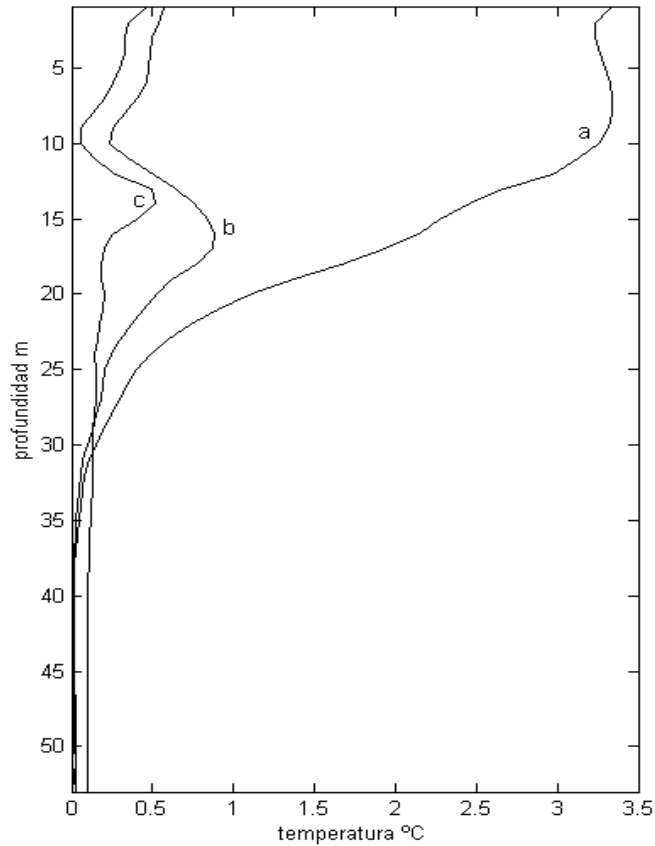


Fig. 3.12 Amplitud en °C de los armónicos anual (a); semianual (b) y bianual (c), para las profundidades de 1 a 53 m.

Un resultado a destacar para este armónico es que entre los 10 y 37 m la fase indica en qué época del año y a qué profundidad la columna de agua es homogénea. Por otra parte, hay que subrayar, que la máxima temperatura en el fondo del lago para este armónico se alcanza 9 meses después de haberse registrado la máxima temperatura en superficie, como resultado del proceso de mezcla y de una más eficiente transferencia de calor desde la superficie hasta el fondo (Wetzel, 1983). Por otra parte, Ragotzkie (1978) subraya que la temperatura del fondo en los lagos profundos se adquiere al comenzar la estratificación; que en el LSMO ocurre aproximadamente 9 meses después que se registra la máxima temperatura superficial. Lo constante de la fase en las capas superficial y de fondo en comparación con el resto de la columna, sugiere la homogeneidad de estas capas a lo largo del año.

La máxima temperatura para el armónico semianual en los primeros 9 m se presenta 2.7 meses después respecto al armónico anual, para esta sección de la columna de agua, la fase permanece relativamente constante entre los 2.8 y 3.1 meses.

La fase del armónico semianual entre los 12 y 34 m crece monotónicamente a razón de 4.6 días por metro, con una diferencia de 3.2 meses entre estas dos profundidades. La máxima

temperatura entre estas profundidades se presenta en promedio 22 días después de que se presenta la máxima temperatura producida por el armónico anual. La máxima temperatura para el armónico semianual entre los 12 m y 34 m se debe a que inicia el proceso de mezcla; que comienza a mediados de octubre. En este proceso, la capa homogénea cede calor a las capas subsuperficiales incrementando su temperatura. Al igual que en el armónico anual, la máxima temperatura por debajo de la capa de mezcla se presenta en el periodo en que se enfría el lago. Por debajo de los 40 m la fase permanece casi constante para este armónico.

Para el armónico bianual, al igual que para los otros dos armónicos, los primeros 9 m de la columna de agua permanece constante. La máxima temperatura superficial para este armónico se alcanza 21 meses después de haber iniciado los muestreos; es decir, entre mayo y junio de 2002, indicando que la primavera de este año fue más cálida que el año anterior. La máxima temperatura entre los 11 y 35 m para este armónico se presenta entre abril y agosto de 2001. Por debajo de los 35 m y un año después de haber iniciado los muestreos la fase crece monótonicamente a una razón aproximada de 6 días por metro. Este resultado nos confirma que frecuencias menores al ciclo anual tienen mayor importancia a grandes profundidades y en particular para el LSMO, a profundidades mayores a los 32 m, profundidad máxima en la que se registra claramente la termoclina a lo largo del ciclo anual, la cual se presenta en enero.

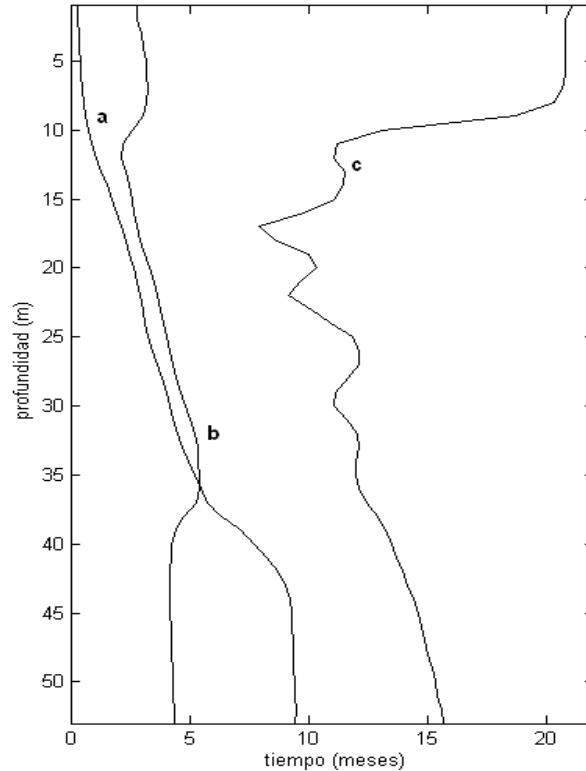


Fig. 3.13 Fase para los armónicos, anual (a); semianual (b) y bianual (c). El cero en el eje de las abscisas corresponde al 13 de agosto de 2000.

La temperatura del LSMO para los primeros 53 m de profundidad fue modelada con base en la ecuación 3-2, con la amplitud y fase para los armónicos anual, semianual y bianual. Los resultados se muestran en la figura 3.13. La suma de estos tres armónicos se ajusta adecuadamente a los cambios de temperatura a lo largo de los 2 años (ver figura 3.9).

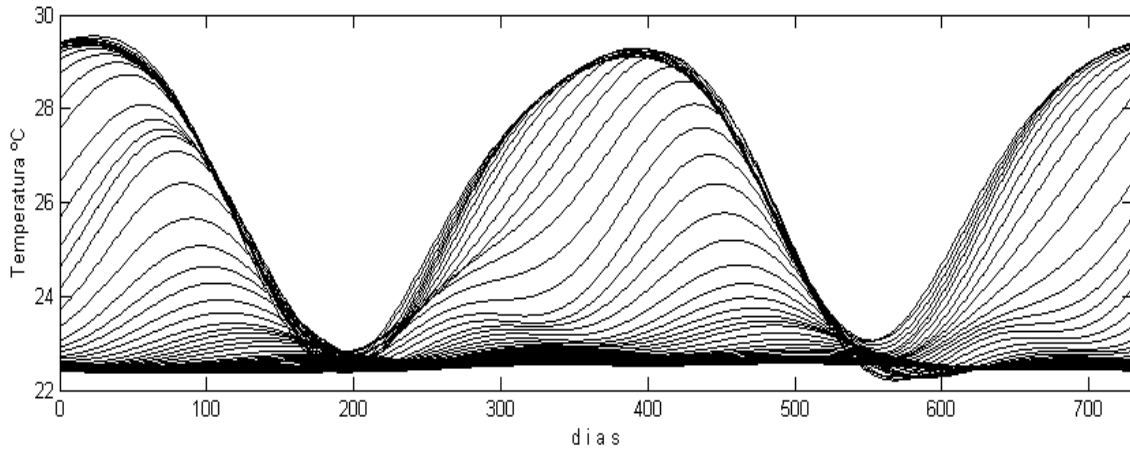


Fig. 3.14 Aproximación de las series de tiempo de temperatura por la suma de los armónicos bianual, anual y semianual.

Sin embargo, la DCM que se muestra en la figura 3.14, presenta un máximo relativo a los 13 m, indicando que el modelo no se ajusta adecuadamente en la zona donde se registra el máximo gradiente térmico, el cual se presenta entre los 10 y 19 m a lo largo del año. Este resultado nos confirma que en esta zona se registran los mayores cambios temporales y espaciales de temperatura.

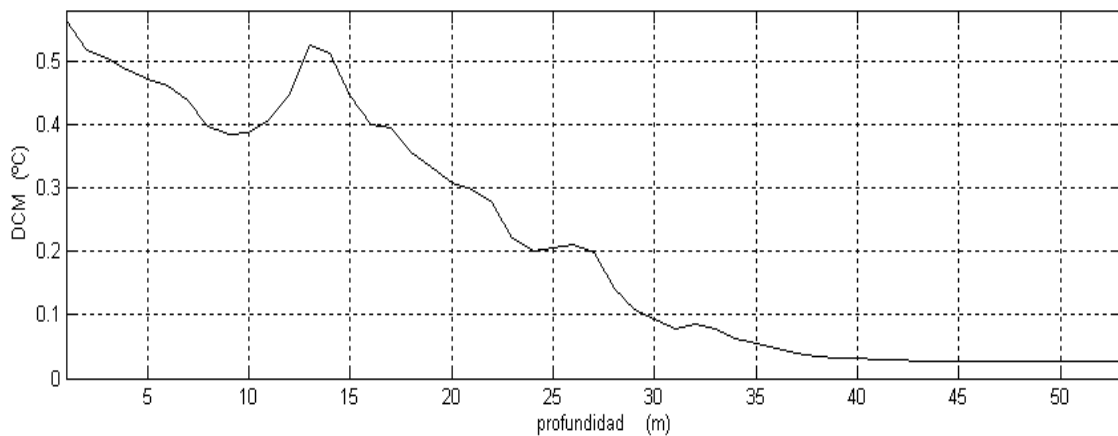


Fig. 3.15 Desviación Cuadrática Media entre las series de tiempo registradas y la suma de los armónicos bianual, anual y semianual.

3.5 Estabilidad

El concepto de estabilidad lo introdujo Schmidt en 1928 (Cole, 1975); éste ha sido empleado para comparar y contrastar el ambiente físico en varios lagos, aunque raramente se calcula y utiliza como una herramienta en limnología (Bowling, 1990).

La estabilidad, S , se define como la cantidad de trabajo necesaria para mezclar por completo el lago sin ganancia ni pérdida de calor en el proceso.

Si la densidad es uniforme en toda la columna, la estabilidad es cero; es decir, no se requiere de trabajo para alcanzar la homogeneidad. Teóricamente, S es igual a la cantidad de trabajo necesaria para levantar el lago desde su posición actual z_g (centro de masa) a una nueva posición z_g (por arriba del anterior), cuando la densidad es uniforme (Cole, 1975).

El algoritmo que se empleó en este trabajo para calcular la estabilidad es el propuesto por Idso (1973), el cual considera la contribución de la estabilidad por capas con la siguiente ecuación.

$$S = \frac{1}{A_0} \int_{z_0}^{z_m} (\rho_z - \bar{\rho})(A_z)(z - z_{\bar{\rho}}) dz. \quad (3-4)$$

Donde: A_0 es el área superficial en cm^2 ; A_z el área a la profundidad z ; $\bar{\rho}$ es la densidad promedio; ρ_z la densidad a la profundidad z ; $z_{\bar{\rho}}$ es la profundidad de la densidad promedio; z_m la máxima profundidad y z_0 es la superficie o profundidad cero.

Los perfiles promedio de temperatura del LSMO, de noviembre de 2000 a octubre de 2001, para los que se calculó la estabilidad, así como el máximo gradiente térmico se presentan en la figura 3.15. Los resultados se muestran en la tabla 1.

La máxima estabilidad se presenta en septiembre y la mínima en marzo, con valores de 5422 y 813 g cm cm^{-2} , respectivamente. Por otra parte, los gradientes máximo y mínimo de temperatura al igual se presentan en estos meses, indicándonos que el gradiente máximo en la columna de agua puede ser útil como un índice de estabilidad. Estrictamente hablando y de acuerdo a estos resultados, la circulación en la vertical (mezcla) no se realiza por completo.

Cole (1975) presenta la estabilidad para el mes de junio del lago templado Tom Wallace, en Kentucky (38°05' N, 85°40' W), con profundidad máxima de 8.5 m, calculada con el algoritmo que se emplea en este trabajo, el cual obtuvo 104.6 g cm cm^{-2} , valor 31 veces menor al que presenta el LSMO para el mismo mes. Sin embargo, para realizar una comparación de estabilidad, es necesario que los lagos presenten profundidad similar y que el perfil de densidad se obtenga cuando los lagos presenten el máximo gradiente térmico.

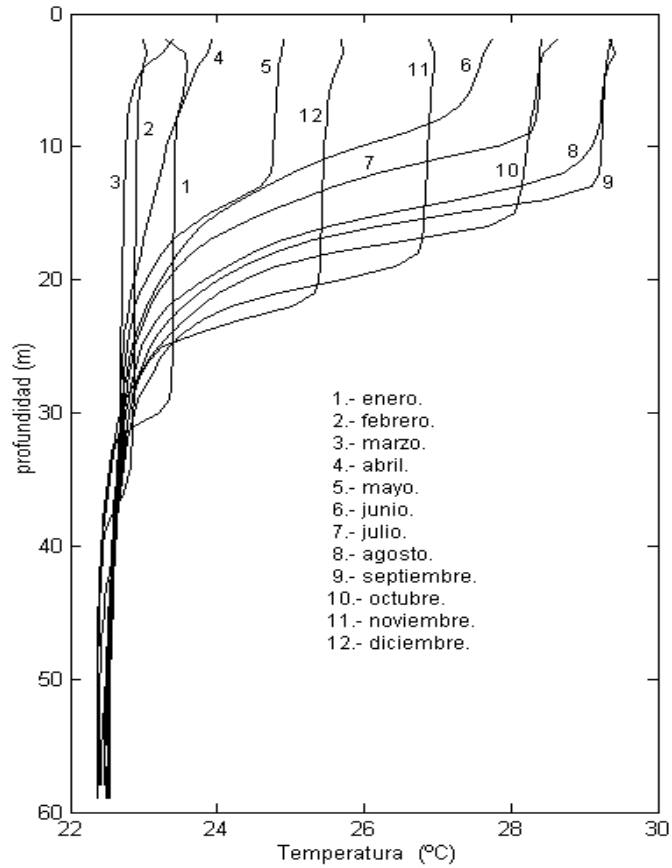


Fig. 3.16 Perfiles de temperatura promedio de noviembre de 2000 a octubre de 2001.

Mes	Estabilidad (g cm cm ⁻²)	Gradiente máximo (°C m ⁻¹)
Enero	1264	-0.331
Febrero	876	-0.099
Marzo	813	-0.031
Abril	1185	-0.136
Mayo	2040	-0.364
Junio	3268	-0.596
Julio	4265	-0.859
Agosto	5286	-0.948
Septiembre	5422	-1.208
Octubre	4962	-1.092
Noviembre	4829	-0.870
Diciembre	2867	-0.690

Tabla 1. Estabilidad mensual para el LSMO.

Los valores de estabilidad para diferentes lagos italianos (tomados de Ambrosetti y Barbanti, 2002) y tropicales, indicando la profundidad máxima del lago, la profundidad hasta la cual

se realizó el cálculo, latitud, altitud y, en los lagos tropicales, el mes en el que se obtuvo el perfil de densidad, se presentan en la tabla 2.

Una respuesta contundente a la pregunta ¿qué lagos resultan los más estables, los lagos templados o los tropicales? no es posible dar, ya que la estabilidad es función de la diferencia de densidad que existe en la columna de agua y no de la temperatura que presentan.

Los perfiles de densidad y estabilidad (hasta los 58 m) del Lago Santa María del Oro y un lago ficticio que llamamos X, el cual toma la morfología del LSMO y el perfil de temperatura del lago austriaco de Wörthersee para septiembre de 1933 (tomado de Hutchinson, 1957), se muestran en la figura 3.16.

El LSMO resulta más estable con $1051 \text{ g cm cm}^{-2}$ por arriba del lago ficticio, no obstante el lago X presenta una mayor diferencia de temperatura entre la superficie y fondo ($14.9 \text{ }^\circ\text{C}$). Sin embargo, la diferencia de densidad entre superficie y fondo para el lago X y el LSMO es de $1.9 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ y $2.0 \times 10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$, respectivamente. De acuerdo al perfil de temperatura que presenta el LSMO para septiembre, éste registra en superficie $29.28 \text{ }^\circ\text{C}$ y en el fondo $22.52 \text{ }^\circ\text{C}$; $6.76 \text{ }^\circ\text{C}$ de diferencia y produce un mayor cambio de densidad en la columna de agua que el lago X. Hay que recordar que la densidad no se comporta de forma lineal con la temperatura y que ésta experimenta mayores cambios a altas temperaturas que a bajas temperaturas.

Lago	Z _{max} (m)	S(J m ⁻²)	S(g cm cm ⁻²)	Latitud	Altitud [†]	Mes
1 Santa María del Oro	65.5	5318 (58 m)	5422 (58 m)	21°22' N	700	Septiembre
2 Valencia³	39.0	411 (35 m)	419 (35 m)	10°10' N	405	Agosto
3 Mergozzo	73.0	5720	5830	45° 58' N	194	PAME
4 Lugano	50.0	3145	3205	46° 00' N	271	PAME
5 Monate	34.5	1182	1204	45° 55' N	266	PAME*

Tabla 2. Estabilidad de lagos tropicales 1-2 y lagos templados 3-5.

Hasta el momento no podemos determinar con precisión qué lagos son más estables; sin embargo, los lagos templados, por presentar una mayor diferencia de temperatura entre superficie y fondo, son más susceptibles a la estabilidad que los lagos tropicales y que esta diferencia, salvo algunos casos como el LSMO (que registra altas temperaturas entre 22 y $30 \text{ }^\circ\text{C}$, comparado con otros lagos similares pero menos estables del CVTM que se encuentran por arriba de los 1500 m s.n.m. por ejemplo, el Lago Alchichica, que se encuentra a 2300 m s.n.m. registra temperaturas entre 14 y $20 \text{ }^\circ\text{C}$), es más importante que los cambios de densidad que se producen a altas temperaturas como ocurre en los lagos tropicales.

[†] Metros sobre el nivel medio del mar

³ Perfil de temperatura tomado de Lewis (1983-b) y batimetría tomada de Infante *et al.* (1979)

* Promedio Anual de Máxima Estabilidad

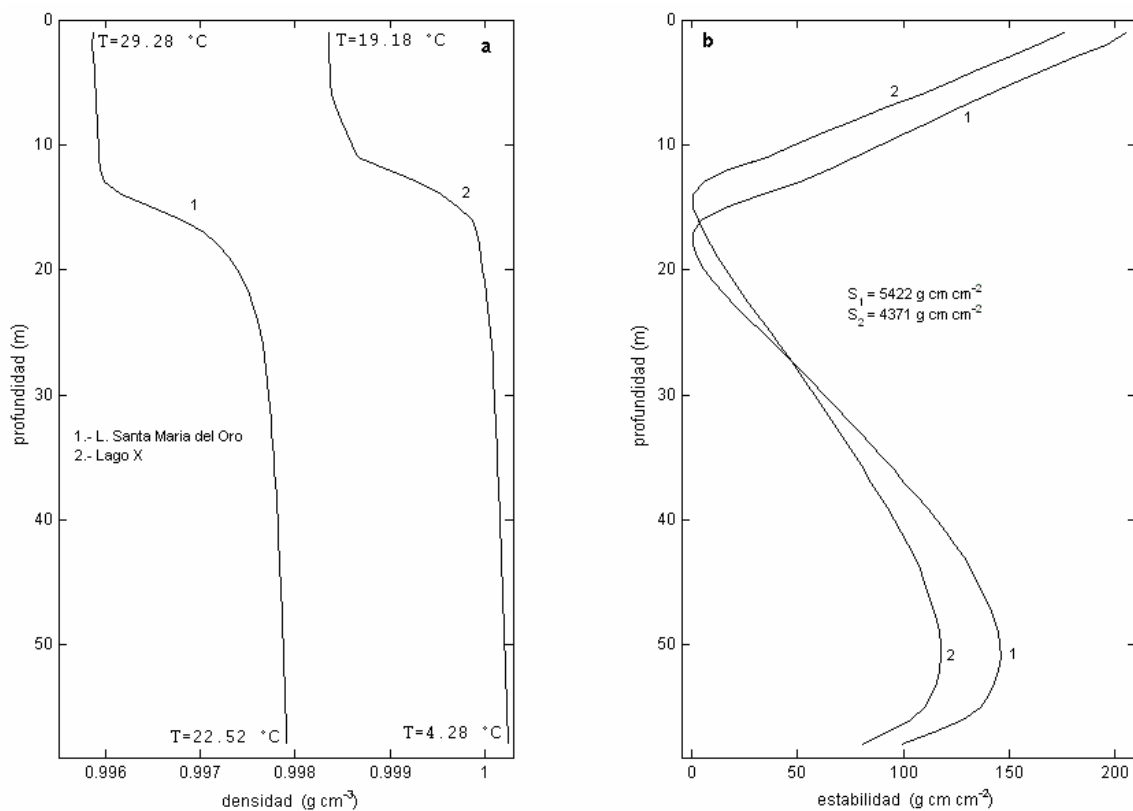


Fig. 3.17 Perfiles de densidad (a) y estabilidad (b) para los lagos Santa María del Oro y X.

3.6 Conclusiones del capítulo III

Se estudió el cambio espacio-temporal del campo de temperatura a lo largo de dos años en el LSMO. La distribución de la temperatura en el plano horizontal es prácticamente uniforme, siendo modificado ligeramente por el viento en las capas relativamente superficiales. El acumulamiento de agua que produce el viento en un extremo del lago es capaz de producir el hundimiento de la termoclina, pudiendo generar ondas internas en el proceso de relajación, modificando la distribución horizontal de temperatura. El LSMO se encuentra estratificado la mayor parte del año, exceptuando los meses de febrero y marzo, en los cuales la mezcla es prácticamente completa, permitiéndonos clasificarlo como cálido monomítico.

La termoclina a lo largo del año se ubica entre los 10 y 32 m de profundidad y los gradientes térmicos más intensos se ubican entre los 13 y 19 m. La máxima estabilidad en el LSMO se presenta en septiembre y la mínima en marzo. Por otra parte, el máximo gradiente térmico que presenta la columna de agua puede emplearse como índice de la estabilidad.

De acuerdo a los cálculos de estabilidad que presentan algunos autores, éstos nos sugieren que los lagos templados son más estables que los tropicales, y que la diferencia de densidad

producida por las diferencia de temperatura en la columna de agua en los lagos templados, tiene un papel más importante en la estabilidad que los cambios de densidad producidos por las altas temperaturas en los lagos tropicales.

El primer modo de las FEO's es importante en los primeros metros de la columna de agua, presentando claramente una fuerte señal estacional. El segundo modo es importante por debajo de los 16 m y hasta los 43 m, además de que presenta una importante componente semianual. Ambos modos describen el 97% de la variabilidad del campo de temperatura.

La variabilidad de la temperatura del LSMO es ampliamente determinada por los armónicos anual, semianual y bianual. El armónico anual es el más importante por arriba de los 33 m. Sin embargo, el armónico semianual tiene una gran importancia relativa en la zona donde se presenta la termoclina, denotando el doble incremento de temperatura que experimentan estas capas. El armónico bianual es el más importante por debajo de los 33 m, indicándonos que el lago a estas profundidades es afectado de forma importante por señales de frecuencias menores al ciclo anual.

La fase del armónico anual entre los 10 y 37 m indica en que época del año y a que profundidad la columna de agua es homogénea. La máxima temperatura en el fondo del lago se alcanza 9 meses después de haberse registrado la máxima temperatura en superficie. El espesor mínimo de la capa de mezcla a lo largo del año es de 9 m y a profundidades mayores a los 37 m la temperatura permanece homogénea a lo largo del ciclo anual.

CAPÍTULO IV

ONDAS INTERNAS EN EL LAGO SANTA MARÍA DEL ORO

4.1. Introducción

La generación, propagación y disipación de las ondas internas es un tópico de mucho interés en la investigación oceanográfica y en limnología. Además de su relevancia científica, su estudio tiene importancia práctica en la productividad pesquera. Cabe mencionar que la mezcla que producen las ondas internas es uno de los mecanismos más importantes en llevar hacia las capas superiores nutrientes de las capas profundas, incrementando la productividad primaria y con ello la abundancia del plancton.

Las ondas internas afectan la circulación general de los lagos, no sólo por su capacidad de transportar momentum y energía a grandes distancias, sino porque también son capaces de redistribuir estas propiedades en diferentes escalas de tiempo y espacio. Así, las ondas internas juegan un papel importante en la transferencia de energía de gran a pequeña escala, contribuyendo en el entendimiento de los flujos de energía y momentum en los lagos estratificados (Imberger, 1998).

Uno de los principales efectos del viento en lagos estratificados es generar ondas largas de baja frecuencia, seiches internos y en el caso de lagos de considerable longitud, donde el efecto de la rotación de la Tierra puede ser importante, ondas internas de Kelvin y Poincaré. El viento estimula la generación de estas ondas e introduce energía al sistema. Las variaciones periódicas de las condiciones meteorológicas pueden producir ondas internas forzadas (Moores, 1976).

Los lagos estratificados que han sido perturbados presentan ondas internas. Los factores que determinan su periodo, amplitud, longitud y dirección de propagación de las ondas son: el carácter de la estratificación, la localización de la termoclina, la batimetría y la intensidad de las fuerzas que las generan (LeBlond y Mysak, 1978)

Los seiches internos tienen periodos de algunas horas, siendo función de las dimensiones de la cuenca y de la estratificación de la columna de agua. Estos en el tiempo tienen forma sinusoidal y en el espacio la línea nodal corresponde a un desplazamiento nulo vertical de las isotermas.

Como se vio en el capítulo anterior, el LSMO se encuentra estratificado la mayor parte del año y el viento, único agente perturbador, se presenta día con día a lo largo del año forzando su superficie, por lo que la presencia de las ondas internas debe ser una constante en el periodo de estratificación.

En este capítulo se expone brevemente la teoría lineal de ondas internas, así como la teoría del análisis espectral tridimensional que nos ayudará a determinar el periodo, longitud y dirección de propagación de las ondas internas que se registraron durante tres experimentos especiales.

4.2. Ondas internas de gravedad

Las ondas internas que se generan en los océanos y lagos, son ondas cuya amplitud vertical en el interior de la columna de agua es mucho mayor que la que se manifiesta en la superficie. La condición para la aparición de estas ondas es la estratificación y un agente perturbador.

Las ecuaciones básicas que describen de forma matemática las ondas internas son las siguientes.

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (4-1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad (4-2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\rho'}{\rho} g, \quad (4-3)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0, \quad (4-4)$$

$$\frac{\partial \rho'}{\partial t} + w \frac{\partial \rho}{\partial z} = 0. \quad (4-5)$$

En estas ecuaciones se han ignorado los factores disipativos y los términos advectivos; además, el parámetro de Coriolis es constante y se considera la aproximación de Boussinesq. u , v , y w son las componentes de la velocidad de las partículas, en los ejes x , y , y z respectivamente, t el tiempo; g la aceleración debida a la gravedad, P el término de presión y ρ' y ρ son la perturbación de la densidad y la densidad, respectivamente.

Las ecuaciones 4-4 y 4-5 representan la ecuación de continuidad para fluidos incompresibles. El sistema de ecuaciones 4-1 a 4-5 es cerrado en función de las variables antes mencionadas y puede ser resuelto en relación a cualquiera de ellas. Sin embargo, debido a que las condiciones iniciales y de frontera se formulan más fácil para la superficie y fondo, el sistema de ecuaciones lo resolveremos en relación a la velocidad vertical w .

Haciendo una serie de derivadas respecto a x , y , z y t en las ecuaciones 4-1 a 4-5 y agrupando algunos términos se obtiene.

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \nabla^2 w + f^2 \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} + N^2 \nabla_h^2 w = 0 \quad (4-6)$$

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}. \quad (4-7)$$

Donde N es la frecuencia de Brunt-Väisälä (frecuencia de flotabilidad o la frecuencia de las oscilaciones termohalinas de la capa de agua).

La ecuación 4-6 describe la teoría lineal de las ondas internas que se mueven horizontalmente. En el caso de un fondo plano ($H = \text{constante}$), se propone la siguiente solución

$$w(x, y, z, t) = W(z) \exp(-i(k_x x + k_y y - \omega t)). \quad (4-8)$$

Donde k_x, k_y son las componentes horizontales del vector de onda k_h ; ω es la frecuencia de la onda interna; $W(z)$ es la amplitud. Al sustituir 4-8 en 4-6 obtenemos

$$\frac{d^2 W(z)}{dz^2} + k_h^2 \frac{N^2(z) - \omega^2}{\omega^2 - f^2} W(z) = 0. \quad (4-9)$$

Las condiciones de frontera para la función $W(z)$ se obtienen, de la suposición de que en el fondo $W(H) = 0$ y de que en la superficie $z = \xi(x, y, t)$ deben cumplir las condiciones de frontera cinemática y dinámica.

$$w_{z=\xi} = \left[\frac{\partial \xi}{\partial t} + u \frac{\partial \xi}{\partial x} + v \frac{\partial \xi}{\partial y} \right]_{z=\xi}, \quad \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial P_a}{\partial t}, \quad \text{para } z = \xi,$$

donde P_a es la presión atmosférica.

La manifestación de las ondas internas en la superficie es mínima, por lo que es permisible la condición de tapa rígida, filtrando además las ondas superficiales que prácticamente no influyen en los parámetros de las ondas internas.

4.2.1. Ondas internas con frecuencia de Brunt-Väisälä constante (relación de dispersión para las ondas internas)

La ecuación 4-9 es una ecuación diferencial ordinaria de segundo orden. Sin embargo, su solución analítica exacta no es posible debido a la compleja distribución en la vertical de $N(z)$. Por ello frecuentemente se utilizan diferentes tipos de aproximación del perfil vertical en la frecuencia de Brunt-Väisälä.

Veamos el caso más simple, cuando $N(z)$ es constante, lo que corresponde al aumento exponencial de la densidad con la profundidad (Figura 4.1-a).

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} = -g \frac{\partial}{\partial z} (\ln \rho_0), \quad \text{donde} \quad \rho_0 = \rho_s \exp\left[\frac{-N^2 z}{g}\right].$$

Con la frecuencia de flotabilidad constante el coeficiente del segundo término de 4-9 también lo es y este es igual al cuadrado del número de onda en la vertical k_z

$$\frac{d^2 W(z)}{dz^2} + k_z^2 W(z) = 0,$$

ésta ecuación tiene solución periódica

$$W(z) = \text{sen}(k_z z).$$

Al tomar en cuenta las condiciones de frontera en la superficie (tapa rígida) y en el fondo $W = 0$, en $z = 0, H$. El resultado nos lleva a una serie de modos en la vertical que se propagan en la horizontal, con $k_{z,m} = \frac{m\pi z}{H}$. La amplitud de la ondas en la vertical ésta dada por

$$W(z) = \text{sen}\left(\frac{m\pi z}{H}\right).$$

En la figura 4.1 se aprecian los dos primeros modos de oscilación en la vertical (Fig. 4.1-c y 4.1-d), propagándose en la dirección x , cabe destacar que para el primer modo, la amplitud A disminuye conforme z se aproxima al fondo y a la superficie.

La expresión que relaciona la frecuencia ω y el número de onda horizontal $k_h = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$, es la relación de dispersión que se obtiene al sustituir la amplitud $W(z)$ en 4-9.

$$\omega = \left[\frac{(k_h N)^2 + (\pi m f / H)^2}{k_h^2 + (m\pi / H)^2} \right]^{1/2} \quad (4-10)$$

La relación de dispersión (4-10) para las ondas internas, se puede expresar en función de la componente vertical k_z y horizontal k_h , del vector de onda de la siguiente forma,

$$\omega = \left[(N^2 k_h^2 + f^2 k_z^2) / (k_h^2 + k_z^2) \right]^{1/2} \quad \text{o} \quad \omega = \left[N^2 \text{sen}^2 \theta + f^2 \cos^2 \theta \right]^{1/2} \quad (4-11)$$

donde θ es el ángulo entre el vector de onda \vec{k} y su componente vertical k_z .

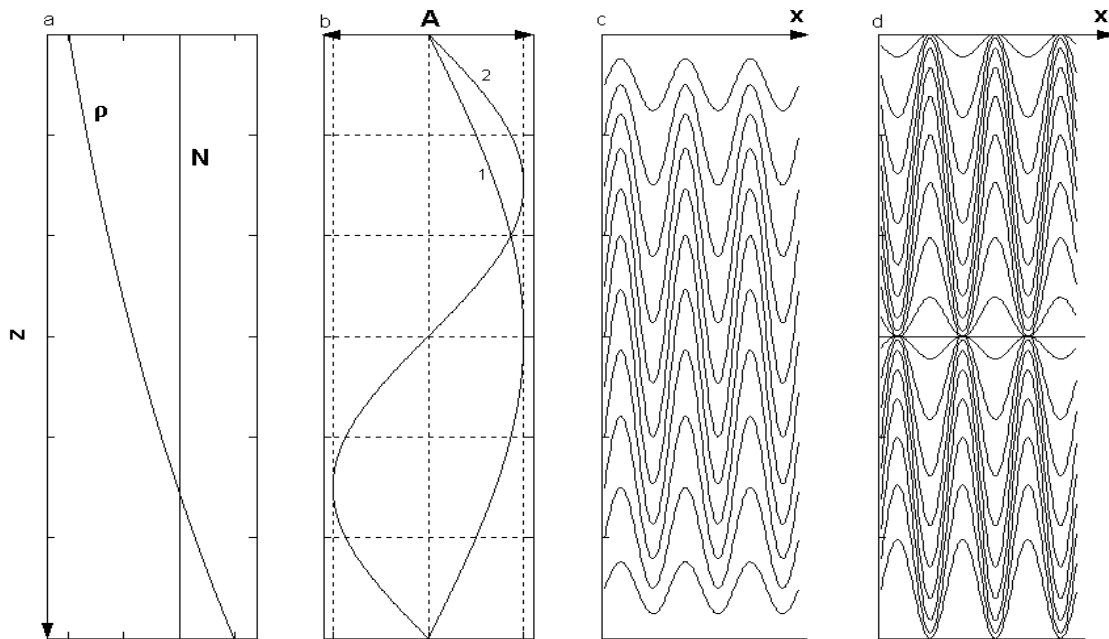


Fig. 4.1. a) Perfil de densidad y frecuencia de Brunt-Väisälä; b) amplitud en función de la profundidad para el primer (1) y segundo modo (2) baroclínico; c) y d), ondas internas para el primer y segundo modo baroclínico, respectivamente.

Para ondas cortas $\omega^2 \gg f^2$ (k_z es pequeña), la expresión 4-11 pasa a ser $\omega = N \sin \theta$, y a estas ondas se les conoce como ondas gravitacionales, debido a que su periodo es pequeño en comparación con el periodo de la rotación de la Tierra.

Por otra parte, si el periodo de las ondas internas se asemeja al periodo inercial, entonces esas ondas son descritas por la expresión 4-11.

En este trabajo y de acuerdo a un análisis previo de las series de tiempo de temperatura subsuperficial, el periodo de las ondas internas en el LSMO es de aproximadamente 2.4 h, por lo que éstas caerían dentro de la clasificación de las ondas gravitacionales.

La amplitud y longitud de estas ondas se diferencia poco de las ondas superficiales. El vector de onda en las ondas más cortas está dirigido a lo largo de la horizontal y sus frecuencias sólo se determinan por la estratificación ($\omega = N$). La velocidad de fase de las ondas internas cortas (c) es igual a N/k , entre mayor sea la frecuencia de Brunt-Väisälä y su longitud de onda, mayor es la velocidad de fase.

En la figura 4.2 se puede ver un esquema del vector de onda \vec{k} y la trayectoria de las partículas para las ondas internas de baja y alta frecuencia.

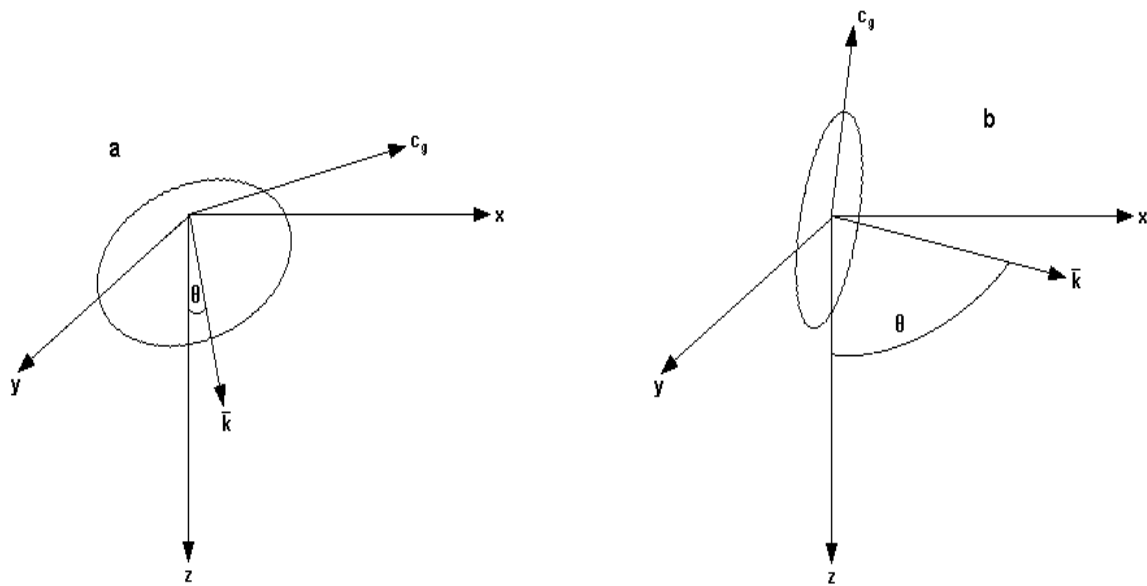


Fig. 4.2. Trayectoria de las partículas de agua de ondas internas: (a) baja frecuencia; (b) alta frecuencia (b).

4.2.2. Condiciones para la existencia de las ondas internas

Para determinar las frecuencias en las que es posible la existencia de las ondas libres inercio-gravitacionales, se evaluaron los signos de los términos de la ecuación 4-9, por ejemplo; para el primer modo.

$$W(z) \geq 0, \quad \frac{d^2W}{dz^2} \leq 0, \quad \text{y} \quad k_n^2 > 0, \quad \text{por lo que} \quad \frac{N^2(z) - \omega^2}{\omega^2 - f^2} > 0, \quad \text{y esto es posible si}$$

$$f < \omega < N \quad \text{ó} \quad f > \omega > N.$$

La frecuencia inercial y la frecuencia de Brunt-Väisälä son los límites para las ondas internas libres, esto es, ondas mayores a la frecuencia Brunt-Väisälä y ondas con frecuencia menor a la frecuencia inercial no pueden existir en fluidos geofísicos.

4.2.3. Ondas internas libres en una columna estratificada en dos capas

Muchas propiedades de las ondas internas pueden entenderse si se observan modelos sencillos. La estratificación en lagos y mares raramente es uniforme y frecuentemente se encuentra el caso de estratificación en dos capas. Estas se forman en verano, cuando la capa superior caliente (capa de mezcla) se sitúa sobre la inferior fría. En la termoclina, las ondas internas se presentan moviéndose en la zona de la interfase de densidad, con una disminución exponencial de sus amplitudes por ambos lados de la termoclina (hacia el fondo y la superficie). En la figura 4.3 se presenta un esquema de las ondas internas en un lago estratificado en dos capas.

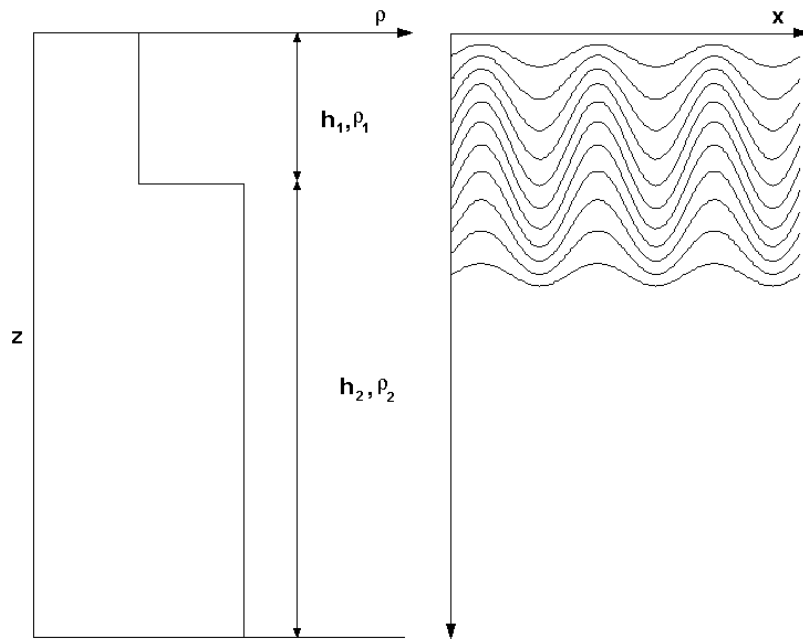


Fig. 4.3. Ondas internas propagándose en la horizontal en un fluido estratificado en dos capas, h indica el espesor de cada capa y ρ la densidad.

La velocidad de fase para las ondas internas en un lago con dos capas es (Lamb, 1956)

$$c = \sqrt{\frac{g'}{k_h [\coth(k_h h_1) + \coth(k_h h_2)]}}, \quad \text{donde } g' = g \frac{\Delta\rho}{\rho}, \text{ es la gravedad reducida.}$$

De acuerdo a la relación que existe entre la longitud de onda y el espesor de las capas, las ondas internas se pueden dividir en largas, medias, cortas y muy cortas, obteniendo una velocidad de fase para cada una de ellas.

$$\text{Ondas largas:} \quad \lambda \gg H \quad c = \sqrt{\frac{g' h_1 h_2}{h_1 + h_2}}. \quad (4-12)$$

$$\text{Ondas medias:} \quad \lambda \gg h_1 \quad c = \sqrt{\frac{g' h_1}{1 + k_h h_1 \coth(k_h h_2)}}. \quad (4-13)$$

$$\text{Ondas cortas:} \quad h_1 \ll \lambda \ll h_2 \quad c = \sqrt{\frac{g' h_1}{1 + k_h h_1}}. \quad (4-14)$$

Ondas muy cortas: $h_1, h_2 \gg \lambda$ $c = \sqrt{\frac{g'}{2k_h}}$. (4-15)

Al considerar un 10% de error en las fórmulas anteriores se debe cumplir que para las ondas largas y medias $\lambda > 9h_1$, para ondas cortas $h_2/4 > \lambda > 9h_1$ y para las ondas muy cortas $\lambda < h_1/4$, donde $\lambda = 2\pi/k_h$. Por otra parte las ondas medias, cortas y muy cortas son dispersivas.

4.2.4. Variación de la frecuencia de Brunt-Väisälä con la profundidad (aproximación WKB)

Esta aproximación supone una variación ligera de la frecuencia de Brunt-Väisälä en la profundidad, es decir $N = N(\varepsilon z) = N(\eta)$, donde $\varepsilon \ll 1$ y $\eta = \varepsilon z$. Al sustituir esta parametrización en 4-9 resulta.

$$W'' + \lambda^2 \Omega^2(\eta)W = 0 ; \quad \lambda = \frac{k}{\varepsilon}, \quad \Omega^2 = \left(\frac{N^2}{\omega^2} + 1 \right),$$

donde las comillas significan la derivada con respecto a η .

La solución de ésta ecuación que satisface las condiciones $W = 0$ cuando $z = 0, H$ es:

$$W = \left[\frac{N^2}{\omega^2} - 1 \right]^{-\frac{1}{4}} B \operatorname{sen} \left[k \int_0^z \sqrt{\frac{N^2}{\omega^2} - 1} dz \right], \quad (4-16)$$

Donde B es una constante. Al analizar esta expresión cuando $N \rightarrow \omega$, vemos que $W \rightarrow \infty$, por lo que en el punto $z = z_0$, donde $N = \omega$ la aproximación WKB no es válida. El punto $z = z_0$ recibe el nombre de "punto de retorno", ya que cuando $N(z) > \omega$, la solución tiene un carácter oscilatorio y cuando $N(z) < \omega$ es exponencial. Un desarrollo similar al expuesto puede verse en Kundu (1990) y Monzón (1995).

4.3. Análisis espectral tridimensional

En las ciencias de la Tierra, los datos sobre la estructura espacial de los campos son escasos. Esto implica que las mediciones espaciales se realicen por unidades y rara vez por decenas de aparatos dispersos (Sánchez-Gómez, 1995).

La información demasiado pobre, genera errores aleatorios de estimación, que aún cuando se pueden disminuir con promedios temporales, los errores sistemáticos del análisis pueden ser considerables.

El desarrollo de métodos no lineales o métodos de adaptación de estimación espectral, han generado mejores resultados ante las dificultades señaladas con los métodos tradicionales y entre estos podemos citar el método de Máxima Entropía (ME) y Máxima Verosimilitud (MV).

La idea del método de ME se desarrolló a finales de la década de los 60 especialmente para resolver problemas geofísicos. En particular, para determinar la posición exacta de sismos con base en una cantidad limitada de sensores distribuidos en el espacio.

Por otra parte, la estimación por el método de MV, fue desarrollado a finales de los 60', para resolver problemas en la determinación exacta de las coordenadas de las explosiones con base en datos de antenas sísmicas.

Los métodos de ME y MV, están contruidos con base en los métodos generales de la teoría de estimación. Fueron obtenidos por diferentes autores y durante algún tiempo existieron independientemente, pero después se mostró que están relacionados entre sí y que ambos se derivan de la teoría general de los procesos autorregresivos desarrollados ampliamente por Box y Jenkins (1976).

La estimación por el método de ME altera el espectro tradicional, resaltando las frecuencias más energéticas, pero al mismo tiempo estrechándolas, de tal forma que la altura de estas frecuencias es proporcional a la energía de las frecuencias verdaderas.

La estimación por el método de MV se basa en una solución de ajuste: se construyen filtros que estiman el error de predicción de todas las posibles longitudes, desde 2 hasta N (tamaño de la serie), tomando la respuesta energética promedio de estos filtros.

4.3.1. Análisis espectral cruzado

El análisis espectral cruzado se aplica a pares de series de los procesos aleatorios para obtener sus dependencias y relaciones. Cuando se tienen los procesos aleatorios de $x(t)$ y $y(t)$ surge el problema de determinar la medida de relación entre estos procesos, que se distribuyen en tiempo y 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

$$S_{xy}(\omega) = \frac{1}{T} C_x(\omega) \cdot C_y^*(\omega), \quad (4-17)$$

donde $C_x(\omega) = a_x(\omega) - ib_x(\omega)$ y $C_y^*(\omega) = a_y(\omega) + ib_y(\omega)$.

Si se mide un campo aleatorio $\xi(x, y, t)$, con p sensores ubicados en el plano xy durante un periodo de tiempo T , toda la información de la variable aleatoria estará contenida en la matriz de los espectros cruzados, la cual contiene la función de correlación para todos los desplazamientos posibles en tiempo.

$$\begin{bmatrix} S_{11}(\omega) & S_{12}(\omega) & \cdots & S_{1p}(\omega) \\ S_{21}(\omega) & S_{22}(\omega) & \cdots & S_{2p}(\omega) \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ S_{p1}(\omega) & S_{p2}(\omega) & \cdots & S_{pp}(\omega) \end{bmatrix} \quad (4-18)$$

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

4.3.2. Espectros espaciales

Para obtener la estimación del espectro espacio-temporal por el Método Tradicional (MT), la matriz de los espectros cruzados (matriz 4-18) se suaviza por la frecuencia temporal o se promedia por el conjunto de series temporales, teniendo la siguiente expresión:

$$S(\vec{k}, \omega) = \sum_{i=1}^p \sum_j a_{ij} S_{ij}(\omega) \exp -i2\pi \vec{k} \Delta \vec{x}_{ij} \quad (4-19)$$

donde \vec{k} es el vector de onda; $\Delta \vec{x}_{ij}$ es el vector de la diferencia de coordenadas del i -ésimo y j -ésimo sensor; a_{ij} es un factor de peso para cada posición concreta de los sensores.

Para la estimación adaptativa del espectro espacial se construye filtros de error de predicción de múltiples canales, cuyos coeficientes para su estimación por el método de ME se calculan mediante la función de frecuencia temporal de la ecuación matricial

$$\begin{bmatrix} S_{11}(\omega) & S_{12}(\omega) & \cdots & S_{1p}(\omega) \\ S_{21}(\omega) & S_{22}(\omega) & \cdots & S_{2p}(\omega) \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ S_{p1}(\omega) & S_{p2}(\omega) & \cdots & S_{pp}(\omega) \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_{p-1} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 1 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{Bmatrix} \quad (4-20)$$

La matriz de filtro de múltiples canales se forma al multiplicar el vector columna por el complejo conjugado del vector fila

$$h_{ij}(\omega) = \begin{Bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ \vdots \\ a_{p-1} \end{Bmatrix} \otimes \{a_0 a_1 \dots a_{p-1}\}^* \quad (4-21)$$

La estimación del método de ME se obtiene con la expresión

$$\hat{S}(\vec{k}, \omega) = \left(\sum_{i,j=0}^{P-1} h_{ij}(\omega) \exp - i 2\pi \vec{k} \Delta \vec{x}_{ij} \right)^{-1} \quad (4-22)$$

Para la estimación del espectro por el método de MV, el filtro de múltiples canales se determina por la matriz inversa

$$h_{ij}(\omega) = \begin{bmatrix} S_{11}(\omega) & S_{12}(\omega) & \dots & S_{1p}(\omega) \\ S_{21}(\omega) & S_{22}(\omega) & \dots & S_{2p}(\omega) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ S_{p1}(\omega) & S_{p2}(\omega) & \dots & S_{pp}(\omega) \end{bmatrix}^{-1} \quad (4-23)$$

y la estimación se calcula sustituyendo $h_{ij}(\omega)$ en $\hat{S}(\vec{k}, \omega)$.

4.4. Experimentos especiales

Para determinar la amplitud, longitud, periodo y dirección de propagación de las ondas internas en el LSMO, se realizaron 3 experimentos especiales en los años 2000 y 2001, en los que se registró la variación espacio temporal del campo de temperatura subsuperficial del lago (Figura 4.4).

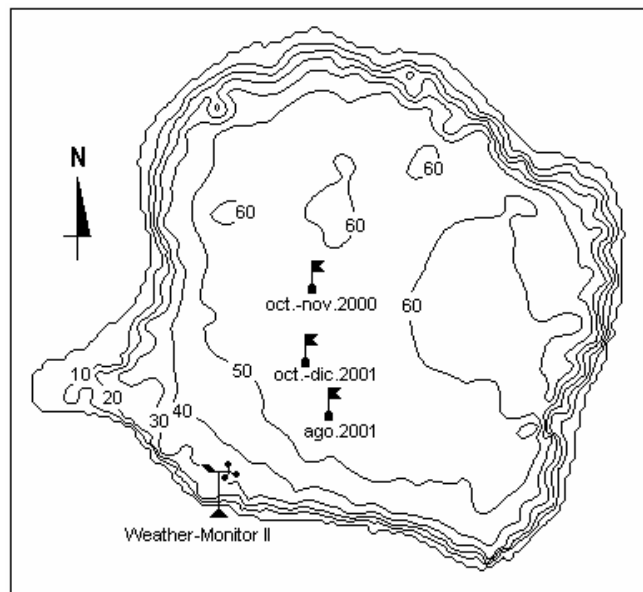


Fig. 4.4. Ubicación de experimentos especiales.

El primer experimento se realizó del 29 de octubre al 3 de noviembre de 2000, consistiendo en capturar el registro de temperatura cerca de la termoclina con cuatro instrumentos ubicados en un triángulo, con separación aproximada entre sus vértices de 160 m. Además, se colocó una cadena autónoma de termistores en el centro del polígono (Fig. 4.5-b). Los instrumentos que se colocaron en los vértices fueron:

Vértice 1: CTD SBE-16 (construido por Sea-Bird Electronics) con intervalo de registro de 15 segundos y resolución de 0.001 °C, colocado a 24.3 m de profundidad. En el mismo anclaje se colocó un TDS-85 construido por la UABC, con intervalo de muestreo de 1 minuto, ubicado a 25.3 m.

Vértice 2: SBE-39 con intervalo de registro de 15 segundos y resolución de 0.001 °C, ubicado a 23 m de profundidad.

Vértice 3: SBE-19 con intervalo de muestreo de 0.5 segundos y resolución de 0.001 °C, ubicado a una profundidad de 24.8 m.

Centro de triángulo: Cadena autónoma con 10 termistores separados cada 3 m, con intervalo de muestreo de 1 minuto y resolución de 0.1 °C. El sensor más somero se ubicó a los 4 m y el más profundo a los 31 m.

Para ubicar los primeros 4 instrumentos cerca de la termoclina se tomó el perfil de temperatura, el cual se registró a las 13:00 h el 29 de octubre. La frecuencia máxima de Brunt-Väisälä fue de 17 c/h ubicada en los 20.5 m (Fig. 4.5-a).

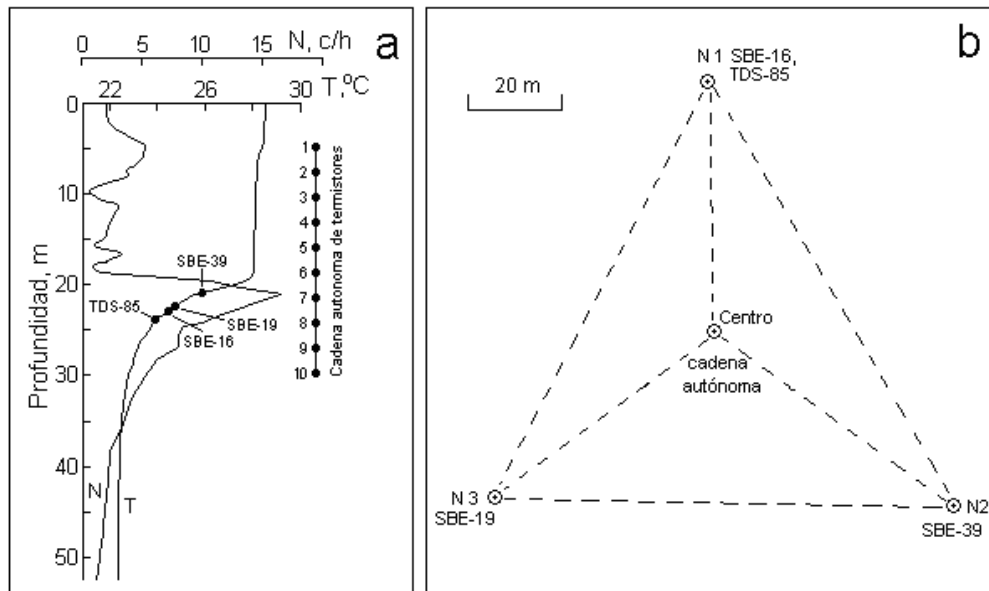


Fig. 4.5. a) Perfil de temperatura, ubicación de los instrumentos y termistores de la cadena autónoma y frecuencia de Brunt-Väisälä, b) ubicación de los instrumentos en los vértices y en el interior del triángulo.

El objetivo de armar esta antena (polígono), es conocer el periodo, longitud y la dirección de propagación de las ondas internas. La ventaja de colocar los sensores en este arreglo nos permite registrar la variación longitudinal de temperatura producida por las ondas internas. La longitud máxima de una onda libre que pensamos encontrar en el lago, es del orden de las dimensiones de éste (aproximadamente 2000 m), por lo que es recomendable que exista una separación entre los sensores de $\lambda/10$, donde λ es la longitud de onda (Filonov, 2003. Comunicación personal).

Los instrumentos para este experimento fueron programados para que empezaran a registrar la temperatura a partir de las 15:00 h el 29 de octubre y finalizaran a las 12:00 h el 3 de noviembre, sin embargo, por fallas técnicas (penetración de humedad en los instrumentos, el SBE-39 no capturó información y los datos del SBE-19 son de dudosa calidad), sólo se contó con el registro de temperatura de dos vértices, hecho que nos hace imposible realizar el análisis espectral tridimensional.

El segundo experimento comenzó el 9 de agosto a las 9:00 h y concluyó el día 10 del mismo mes a las 14:00 h, la diferencia principal respecto al primer experimento fue la ubicación del polígono (más cercano a la ribera, Fig. 4.4) y la ubicación de los termógrafos, cerca de los 13 m, aproximadamente donde se ubica la termoclina para esta época (Fig. 4.6-a).

La ubicación de los instrumentos para el experimento 2 fue como sigue: vértice norte, SBE-16 a una profundidad de 15.5 m; vértices derecho e izquierdo, TDS-85 a 13.3 m y 13.4 m, respectivamente. En el centro del polígono se colocó un CAR-BOX con resolución de 0.3 °C a una profundidad de 12.8 m (Fig. 4.6-b). El intervalo de muestreo de cada instrumento fue de 1 minuto. La longitud de las series fue de 1650 registros, exceptuando la serie del SBE-16 que sólo registró las últimas 14 h.

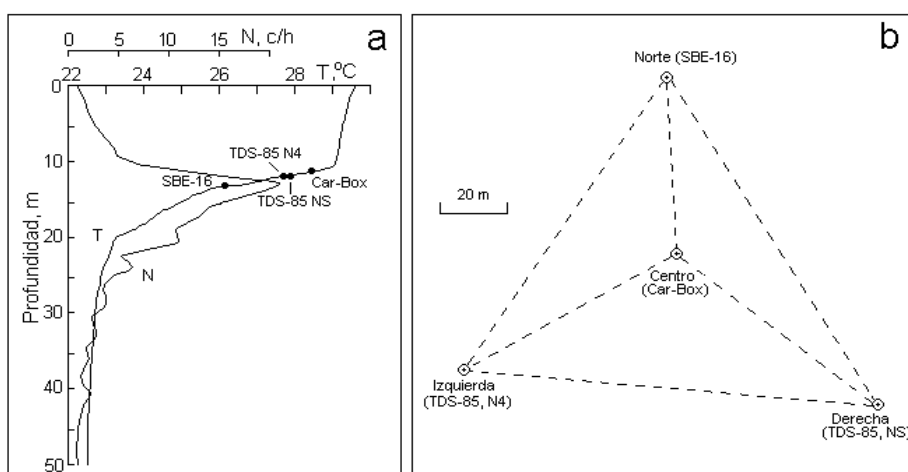


Fig. 4.6. a) Perfil de temperatura, ubicación de los instrumentos y frecuencia de Brunt-Väisälä. b) ubicación de los instrumentos en los vértices y en el interior del triángulo.

Para conocer de forma simultánea las variaciones del campo de temperatura en la vertical a través del tiempo, se realizó el tercer experimento, el cual consistió en registrar la temperatura de la columna de agua por la cadena autónoma de sensores, comenzando el 8 de octubre a las 12:30 h y terminando el 7 de diciembre a las 10:00 h, con intervalo de muestreo de 1 minuto. El sensor más somero se ubicó a 14 m y el más profundo a 41 m. En este experimento se mejoró la resolución de los termistores a 0.02 °C (Gurrola-Navarro, 2003). Para este periodo la termoclina se ubica entre los 18 m y 24 m por lo que algunos sensores registraron el cambio espacio-temporal de ésta (Fig. 4.7).

El conocer el gradiente térmico en la profundidad nos permite determinar el desplazamiento de la termoclina de acuerdo a Konyaev y Sabinin (1992), con la siguiente expresión:

$$\Delta \xi_z(t) = \xi_z(t_1) - \xi_z(t_0) = \frac{T(t_1) - T(t_0)}{dT/dz}. \quad (4-24)$$

Donde $\xi_z(t_1)$ y $\xi_z(t_0)$ son el desplazamiento vertical de las capas de agua al nivel z en los tiempos t_1 y t_0 , los cuales producen las fluctuaciones $T(t_1)$ y $T(t_0)$; $\overline{dT/dz}$ es el gradiente de temperatura vertical promedio durante el periodo de tiempo $t_1 - t_0$. La serie $\xi(t)$ nos permite calcular los espectros energéticos de las fluctuaciones verticales de la termoclina a diferentes profundidades producidas por las ondas internas.

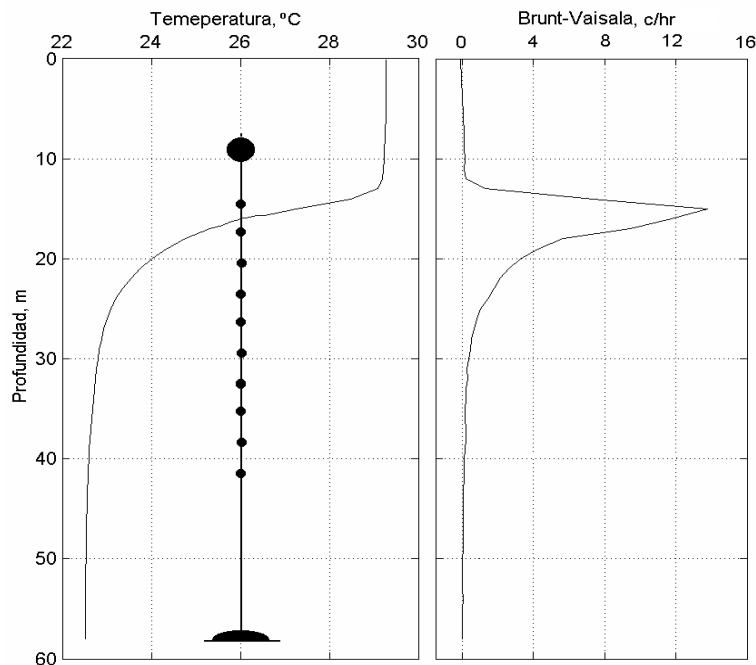


Fig. 4.7. Posición de los sensores de la cadena autónoma, perfil promedio de temperatura y frecuencia de Brunt-Väisälä para el 8 de octubre de 2001 en el LSMO.

4.5. Resultados y discusiones

4.5.1. Experimento 1

Las series de tiempo de los cuatro termógrafos se presentan en la figura 4.8, donde claramente se ve la variación de temperatura producida por las ondas internas. Al final de las series se pueden distinguir oscilaciones con periodo entre 2 h y 3 h.

La amplitud en temperatura de estas oscilaciones se amortigua al alejarse de la termoclina. Este resultado es consistente con la teoría lineal de ondas internas (ver sección 4.2.1). La termoclina en este periodo se ubicó alrededor de los 19.5 m. La distancia de los termógrafos SBE-16, TDS-85 y los sensores 6 y 7 de la cadena autónoma respecto a la termoclina fue de 4.8 m, 5.8 m, 0.5 m y 2.5 m, respectivamente; la amplitud en temperatura correspondiente a cada sensor a partir de las 0:00 h del 3 de noviembre fue de 0.2 °C, 0.2 °C, 0.5 °C y 0.3 °C aproximadamente, siendo claramente superior la amplitud del termógrafo ubicado más cerca de la termoclina.

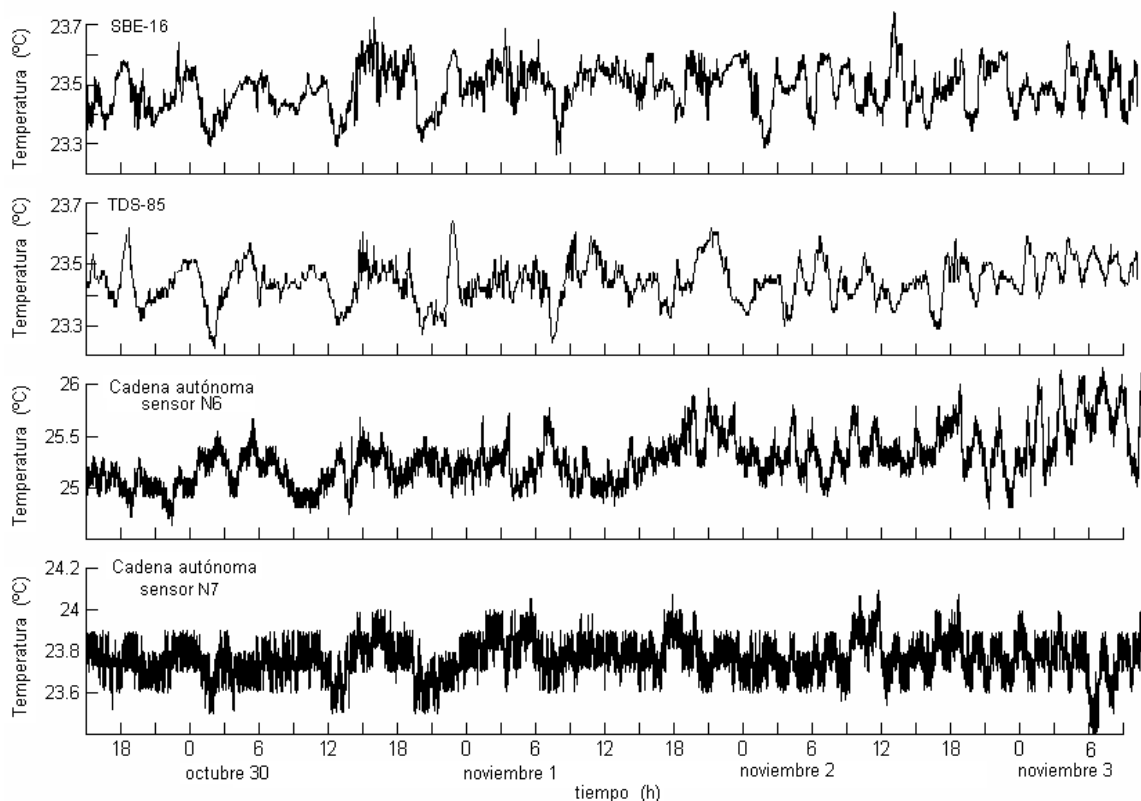


Fig. 4.8. Series de tiempo de los termógrafos SBE-16, TDS-85 y sensores 6 y 7 de la cadena autónoma, del 29 de octubre al 3 de noviembre de 2000.

Proudman (1953), esquematizando un lago estratificado en dos capas, propone un modelo del seiche interno, cuyo periodo está determinado por la siguiente expresión:

$$T = 2L \left[\frac{\rho'}{\rho' - \rho} \frac{1}{g} \left(\frac{1}{h} + \frac{1}{h'} \right) \right]^{1/2}. \quad (4-25)$$

Donde ρ y ρ' son la densidad de la capa superior e inferior, respectivamente; h y h' el espesor de las capas; g la aceleración debida a la gravedad y L la longitud de la cuenca.

Al considerar el perfil promedio de densidad en el periodo en que se realizó el experimento (Fig. 4.9), y la ubicación de la termoclina (aproximadamente a los 19 m) como la profundidad divisora entre las capas ($h'=39.0$ m; $h=19.0$ m) y con la densidad promedio de éstas ($\rho'=997.790$ kg m⁻³; $\rho=996.338$ kg m⁻³), se tiene un periodo de 2.34 h. Indicando que las oscilaciones antes descritas son la manifestación del seiche interno.

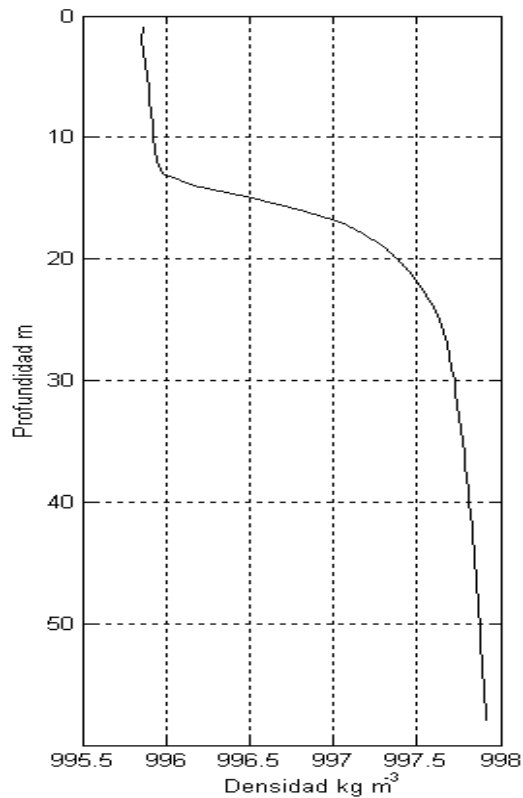


Fig. 4.9. Perfil promedio de densidad durante el primer experimento.

Para confirmar este resultado y determinar la existencia de otras frecuencias es necesario aplicar el análisis espectral a estas 4 series. En las figuras 4.10 y 4.11 se muestran los espectros de las series antes descritas.

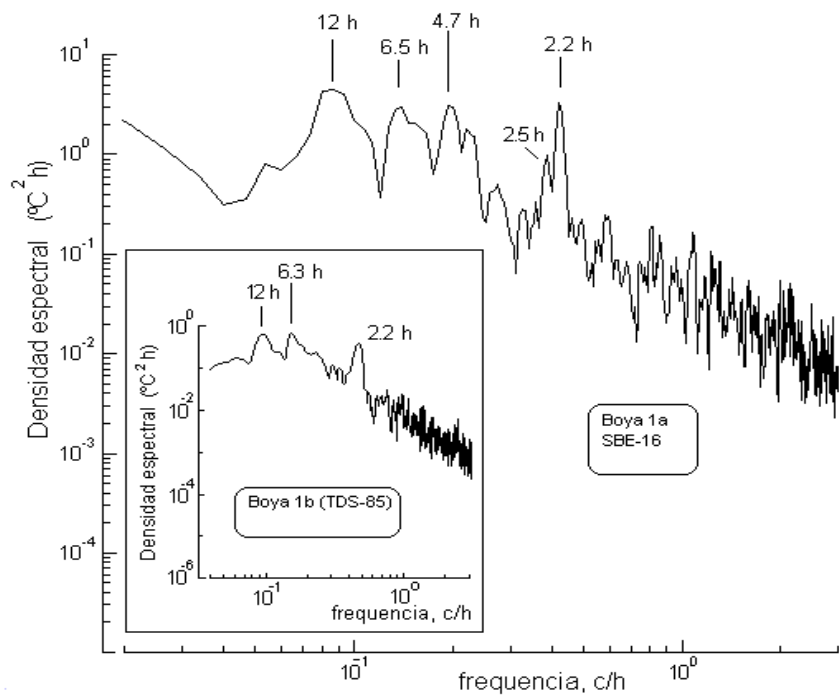


Fig. 4.10. Densidad espectral de las series de tiempo de temperatura de los termógrafos SBE-16 y TDS-85 (recuadro).

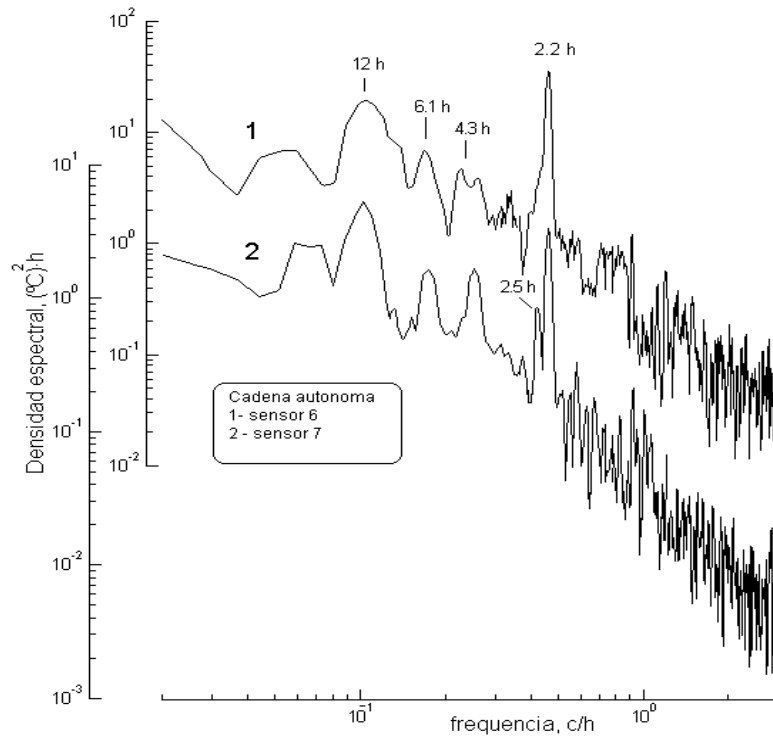


Fig. 4.11. Densidad espectral de las series de tiempo de temperatura de los sensores 6 y 7 de la cadena autónoma, gráfica 1 y 2, respectivamente.

Como se puede apreciar, en cada uno de ellos se distingue claramente un máximo relativo que corresponde al periodo de 2.2 h y en los espectros del SBE-16 y el sensor 7 de la cadena otro de 2.5 h de menor magnitud, además de sub-armónicos del periodo diurno de 12 h, 6 h y 4 h en todos los espectros.

Es claro que las señales de baja frecuencia son forzadas y estas responden al viento que se manifiesta día con día en el lago (Serrano *et al.*, 2002). Por otra parte, las ondas con periodo cercano a las 2 h son ondas libres gravitacionales, cuyo periodo depende de la estratificación y las dimensiones de la cuenca. La diferencia en el periodo de estas ondas, quizá se deba a que se propaguen en dirección perpendicular una respecto a la otra, siendo su periodo función de L , hay que recordar que el LSMO no es circular.

La altura del máximo relativo que corresponde a 2.2 h es diferente para cada serie, siendo sus valores de 15.52, 1.45, 1.24 y 0.54 $(^{\circ}\text{C})^2 \text{ h}$, para los sensores 6 y 7 de la cadena autónoma, SBE-16 y TDS-85, respectivamente. Hay que subrayar que la amplitud en temperatura de la onda disminuye conforme se aleja de la termoclina, confirmando la atenuación de la onda interna al alejarse de la interfase (Lamb, 1956).

De acuerdo a la altura del máximo relativo que corresponde a 2.2 h para el sensor 6 de la cadena autónoma, la amplitud cuadrática media es de 0.12 $^{\circ}\text{C}$, sin embargo, al final de la serie, la amplitud para esta onda es mayor por un factor de 3. Al eliminar las altas frecuencias en la serie de tiempo del sensor 6, se aprecia un ligero incremento de temperatura, de 24.97 $^{\circ}\text{C}$ a 25.54 $^{\circ}\text{C}$ a lo largo de ésta (Fig. 4.12), sugiriendo que la termoclina se aproxima al sensor térmico y como resultado se incrementa la amplitud de la onda.

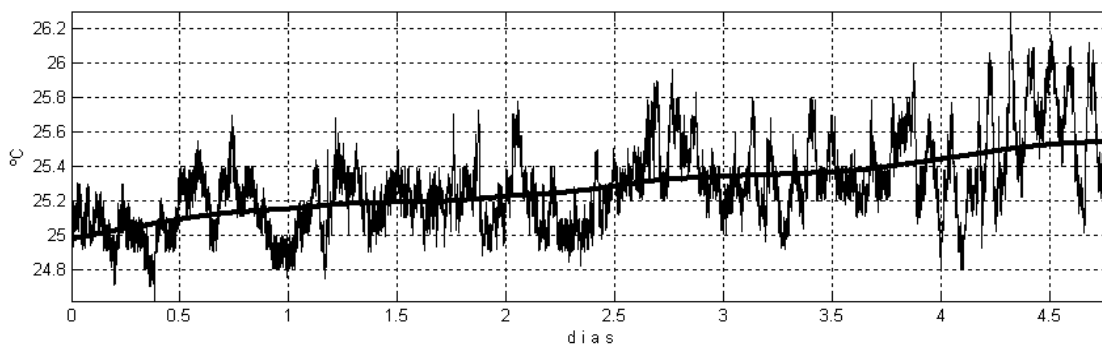


Fig. 4.12. Serie de tiempo del sensor 6 (línea fina) y serie filtrada (línea gruesa).

4.5.2. Experimento 2

Las series de tiempo de temperatura de los cuatro instrumentos con duración aproximada de 27 h, excepto la del SBE-16 con duración de 14 h se muestran en la figura 4.13. En todas las series se distinguen claramente oscilaciones con periodo mayor a las 2 h. El rango de temperatura

para los termógrafos CAR-BOX y los dos TDS-85 fue de 26.8 °C a 28.8 °C y para el SBE-16 fue de 25.3 °C a 26.8 °C, hay que recordar que este instrumento se encontraba aproximadamente 2 m por debajo de los otros sensores, registrando una temperatura menor.

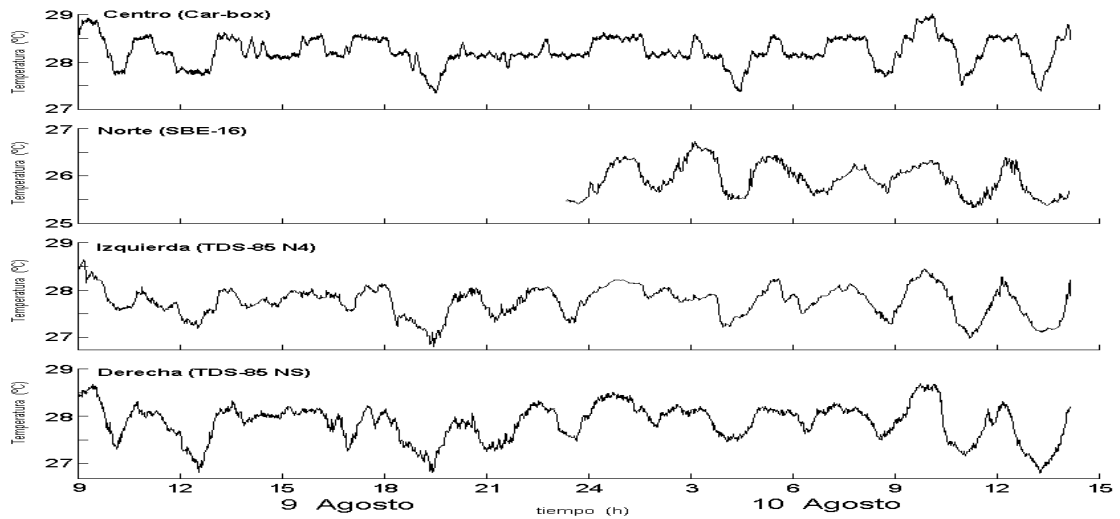


Fig. 4.13. Series de tiempo de los termógrafos CAR-BOX, SBE-16, TDS-85-N4 y TDS-85-NS, del 9 al 10 de agosto de 2001.

El espectro promedio de las 4 series de tiempo se muestra en la figura 4.14. En este claramente se aprecia un pico espectral con periodo que corresponde a 2.3 h y magnitud de 22.6 (°C)² h, que representa una amplitud cuadrática media de 0.28 °C. También se distinguen los sub-armónicos de 12 h y 6 h, producto de las ondas internas forzadas por el viento.

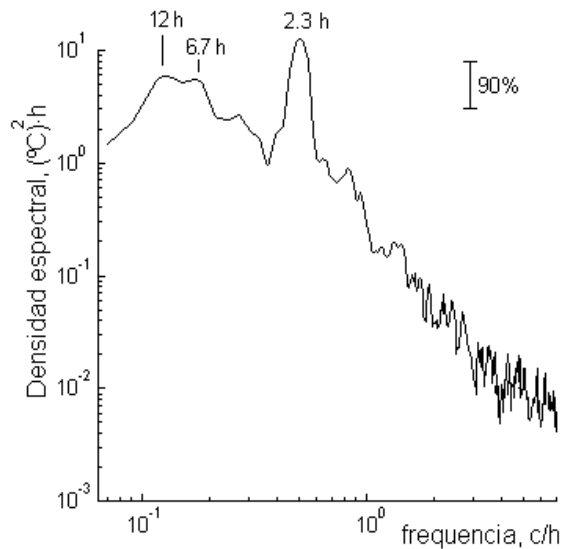


Fig. 4.14. Densidad espectral promedio de las cuatro series de tiempo registradas en el segundo experimento.

Al emplear el algoritmo propuesto por Proudman (1953) y considerando que $h' = 43.0$ m, $h = 16.0$ m, $\rho' = 997.744$ kg m⁻³, $\rho = 996.112$ kg m⁻³ y $L = 1800$ m; se tiene un periodo de 2.31 h.

Para determinar la dirección de propagación y la longitud de la onda libre, se realiza el análisis tridimensional con las cuatro series de tiempo considerando su ubicación espacial.

Cruz-Gómez (2002), realizó este tipo de análisis para determinar la longitud y dirección de propagación de la brisa en el Lago de Chapala, empleando tres series de tiempo de distintos parámetros meteorológicos, los sensores los colocó en forma de triángulo, dos de los vértices se ubicaron en la ribera del lago y el tercero en su interior.

Filonov (2000), emplea las series de tiempo de varios sensores térmicos colocados en los vértices de una plataforma oceanográfica cerca de la costa de Crimea (Mar Negro), determinando los parámetros promedio de las ondas internas que se generan en los meses de julio y agosto.

Con los algoritmos descritos en la sección 4.3.2. se obtuvieron los espectros espaciales de la onda interna. Detalle de la ventana espectral en el dominio del vector de onda (km⁻¹) obtenida por el MT, de ME y MV se muestran en la figura 4.15. Para los tres métodos el tamaño del paso de K_x y K_y es de 0.2 km⁻¹ y la semianchura del filtro de suavizado es de 3 pasos. Las isolíneas indican el porcentaje del valor máximo del espectro, por lo que un mayor gradiente indica mayor confiabilidad en el método.

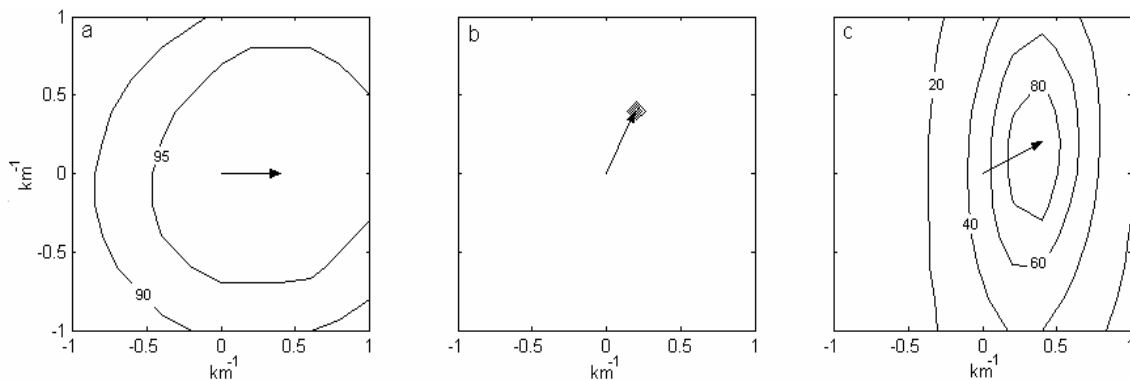


Fig. 4.15. Espectros espaciales normalizados: a) Método tradicional; b) Método de Máxima Entropía y c) Método de Máxima Verosimilitud.

De acuerdo a estos resultados el método más confiable es el de ME, ya que la dispersión de sus contornos es menor respecto a los otros dos métodos y no existe ambigüedad para determinar la dirección de propagación de la onda y su longitud.

Con el MT se obtiene una longitud de onda de 2.5 km y dirección hacia el este. Con los métodos de ME y MV la longitud de onda es de 2.2 km, sin embargo, la dirección de propagación difiere, con una orientación respecto al norte de 27° y 64°, respectivamente.

La diferencia en la dirección que presentan los tres métodos lo atribuimos al filtrado, ya que al emplear un filtro de suavizado de semianchura 1, los métodos de ME y MV conservan la longitud de onda de 2.2 km y la dirección de propagación de 64° respecto al norte.

Filonov y Alcocer (2002), resolvieron de forma numérica el problema de los modos normales de oscilación (ecuación 4-9) y determinaron la longitud de la onda interna para las condiciones de estratificación promedio en el lago volcánico de Alchichica, Puebla. Encontraron que a la onda con periodo de 3.1 h le corresponde una longitud de 1.9 km, la cual es similar a la máxima longitud del lago (1.7 km). En nuestro caso, se utilizó un método diferente al empleado por los autores antes mencionados y la longitud de onda que se obtuvo fue de 2.2 km, encontrándose ésta entre la máxima longitud del lago de 2.35 km y su ancho de 2.16 km.

Estos resultados de nueva cuenta nos confirman que la onda libre en cuestión se trata del seiche interno.

4.5.3. Experimento 3

Nueve de las 10 series de tiempo de temperatura de la cadena autónoma se muestran en la figura 4.16. El rango de temperatura registrado comprende de 28.48 °C a 22.76 °C, los números dentro del gráfico indican el sensor y la profundidad a la que se encontraba ubicado. El sensor 1 posicionado a los 14 m, registra la variación de temperatura de la capa de mezcla producida por el ciclo anual en este periodo. El sensor 2, ubicado a 17 m, registra claramente en los primeros 20 días la variación de temperatura producida por las ondas internas. Un comportamiento similar lo presentan los sensores 3 y 4. Sin embargo, las fuertes fluctuaciones de temperatura (alrededor de 1 °C de amplitud), se presentan por un periodo menor de tiempo; del orden de 15 días para el sensor 3 y de 8 días para el sensor 4. Este resultado nos indica que la permanencia de la termoclina en el proceso de homogenización es menor al transcurrir el tiempo, ya que la diferencia de densidad en la columna de agua es menor y por lo tanto más inestable, requiriendo menor cantidad de energía para su homogenización. Por otra parte, el resto de los sensores no registran fuertes fluctuaciones de temperatura, sin embargo, como resultado de la transferencia de calor de las capas superiores a las inferiores cuando se aproxima el proceso de mezcla (circulación), el sensor 6 registra un ligero incremento de temperatura de 0.4 °C.

El comportamiento de estas 9 series de tiempo esquematiza de forma muy clara el proceso de mezcla en el lago, destacando la importancia de las ondas internas en acelerar dicho proceso. Por ejemplo; si se continúa con la tendencia lineal que presentan las series 3 y 4 en los primeros 20 días, estos sensores registrarían la temperatura de la capa homogénea los días 3 y 22 de diciembre, respectivamente; sin embargo, debido al incremento de amplitud de las ondas internas,

(que aceleran la mezcla), esto ocurre el 23 de noviembre y el 4 de diciembre, respectivamente, para los sensores 3 y 4.

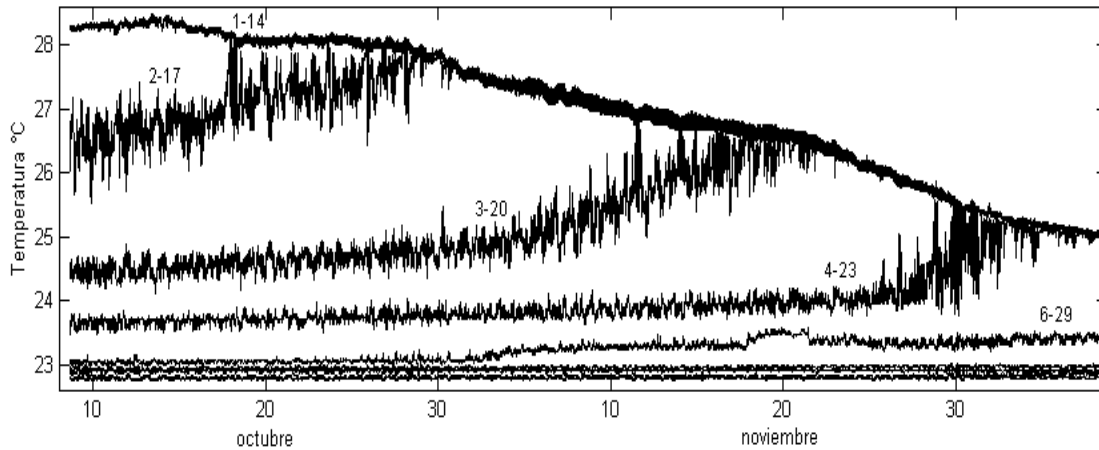


Fig. 4.16. Registro de temperatura de 9 termistores de la cadena autónoma, del 8 de octubre al 7 de diciembre de 2001.

Otro aspecto a destacar en el mismo gráfico es el decremento en la amplitud de las ondas internas conforme se alejan del máximo gradiente térmico (ver los primeros 20 días de las series 3, 4 y 6), siendo la teoría lineal consistente con este resultado. Por otra parte, las líneas de temperatura tienden a unirse conforme transcurre el tiempo, confirmando que el lago tiende a la homogeneidad térmica.

La influencia de bajas frecuencias en las series de tiempo dificulta la aplicación directa del análisis espectral para obtener la información de las señales predominantes (Konyaev, 1990). Para determinar el periodo de estas ondas, se filtraron de las series originales las variaciones de baja frecuencia (Fig. 4.17). Después y a partir de los datos del gradiente promedio de temperatura en la vertical, se obtienen las series de los desplazamientos verticales producidos por las ondas internas de acuerdo al algoritmo de Konyaev y Sabinin (1992). El espectro energético de estas series se muestra en la figura 4.18.

Los espectros nos muestran máximos relativos que corresponden a ondas internas con periodo de 24 h y sus sub-armónicos de 12 h y 8 h, y ondas de alta frecuencia que corresponden a periodos desde 2.2 h y hasta 3.2 h, con amplitudes de 1 a 1.5 m. El primer grupo de oscilaciones son ondas internas forzadas, producidas por la influencia diurna del viento. El segundo grupo corresponde a la clara manifestación del seiche interno, cuyo periodo está en función de la estratificación de la columna de agua y de las dimensiones de la cuenca. Un resultado a subrayar es que el periodo del seiche interno aumenta conforme la termoclina se profundiza, siendo el periodo máximo de los sensores 2, 3 y 4 para este intervalo de muestreo de 2.4 h, 2.45 h y 3.2 h, respectivamente.

Estos resultados concuerdan con lo expuesto en el capítulo III, ya que las condiciones de estratificación del lago cambian a lo largo del año y con ello el periodo del seiche interno, por ejemplo: el periodo correspondiente del seiche de acuerdo con Proudman (1953) para los meses de mayo, septiembre y enero son de 3.81 h, 2.27 h y 4.51 h, respectivamente. Hay que subrayar que el periodo del seiche es función de la diferencia de densidad entre las capas y el espesor de las mismas.

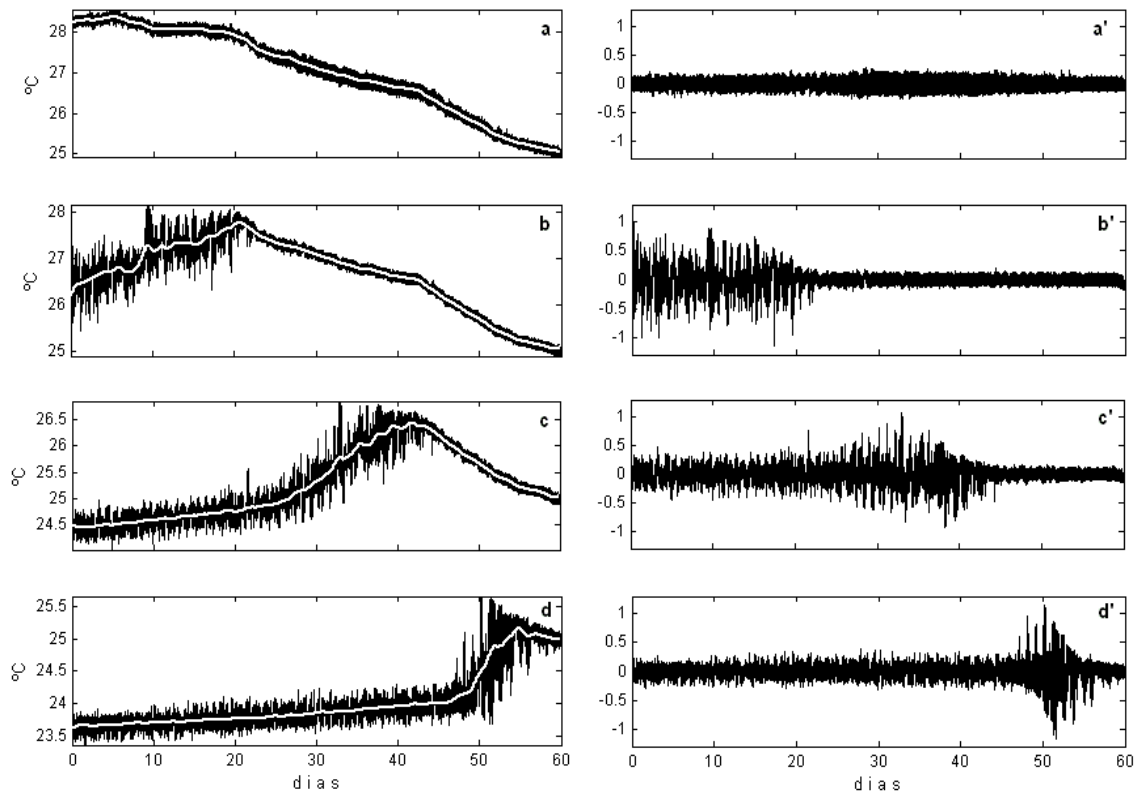


Fig. 4.17. Series de tiempo de los primeros 4 sensores y serie filtrada (línea blanca), eliminando altas frecuencias (periodo menor a 24 horas) y anomalías de temperatura, resultado de restar la serie filtrada a la serie original.

Saggio e Imberger (1998), realizaron en el Lago Biwa, Japón, un experimento similar al realizado en este estudio, en un periodo en el que el lago presenta fuerte estratificación, encontrando que vientos intensos producen ondas internas de baja frecuencia, acompañadas de ondas con la frecuencia natural de oscilación del sistema y de ondas internas libres que se propagan a través del metalimnion.

Así mismo, el incremento en amplitud del seiche interno, como consecuencia de una mayor acumulación de agua en un extremo del lago debida a la intensificación del viento, puede producir

un mayor intercambio de nutrientes entre el metalimnion y la zona fótica, generalmente asociada al hipolimnion, generando así los blooms de macroalgas que en ocasiones se presentan en el LSMO.

Por otra parte la figura 4-19 muestra que el LSMO presenta ondas internas del primer modo baroclínico. Esta aseveración la podemos sostener debido a que las fluctuaciones de temperatura registradas para diferentes profundidades permanecen en fase.

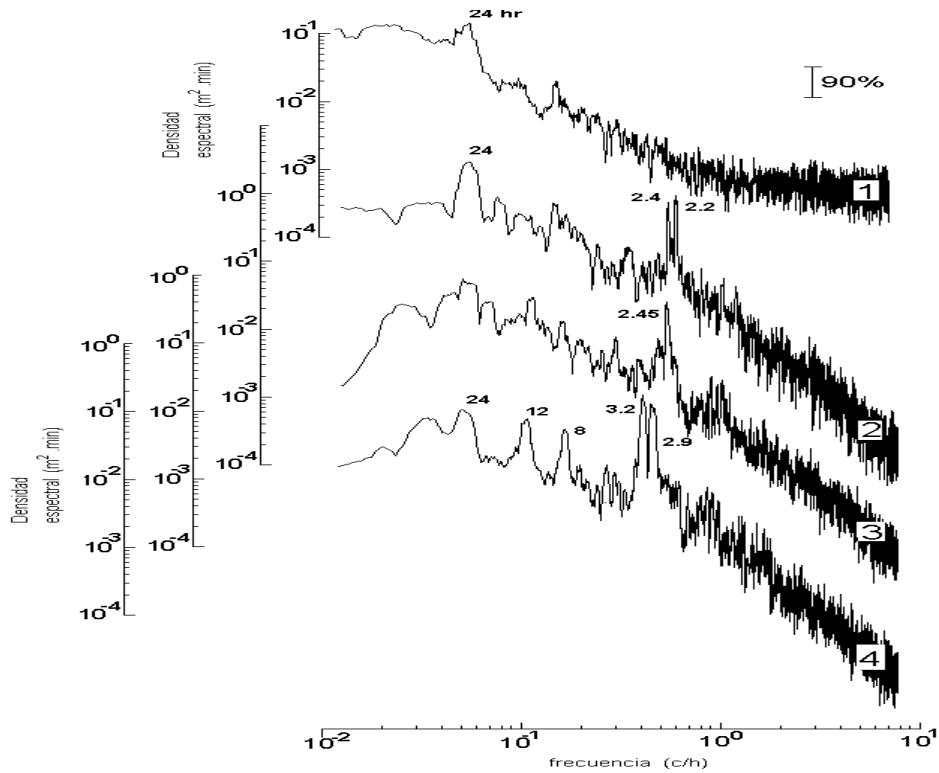


Fig. 4.18. Espectros energéticos de las fluctuaciones verticales de la termoclina, termistores 1, 2, 3 y 4.

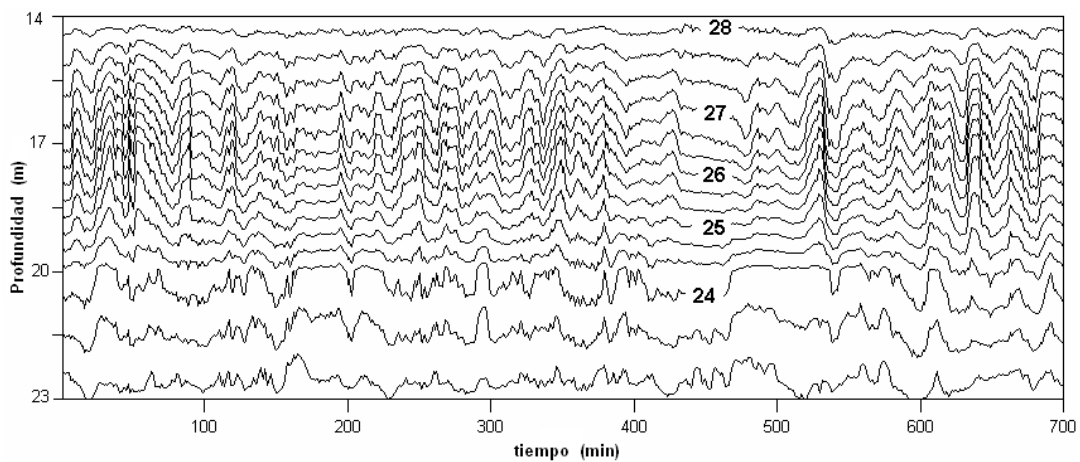


Fig. 4.19. Fluctuaciones temporales de las isoterms por los cuatro primeros sensores.

4.6. Conclusiones del capítulo IV

Las ondas internas producen fuertes variaciones de temperatura en la vertical y el desplazamiento de la termoclina, mismas que se generan como respuesta al forzamiento del viento al actuar en la superficie del lago. La amplitud de estas ondas fluctúa entre 1 y 1.5 m, amortiguándose conforme se alejan de la termoclina, siendo la teoría lineal consistente con este resultado. A lo largo del año las condiciones de estratificación cambian y con ello el periodo del seiche interno, que fluctúa entre 2.1 y 4.5 h.

El proceso de homogenización de la columna de agua en temperatura queda bien esquematizado por las series de tiempo de la cadena autónoma de sensores, destacando la importancia de las ondas internas en acelerar dicho proceso. La permanencia de la termoclina en el proceso de homogenización es menor al transcurrir el tiempo (en el periodo de enfriamiento del lago), como resultado de una menor estabilidad en él.

Queda bien determinada la dirección de propagación del seiche interno para un sólo punto del lago, sin embargo, para determinar como se deforma la interfase y se propaga el seiche interno, es necesario montar una serie de antenas, o distribuir en todo el lago una serie de sensores, pudiendo identificar quizá el efecto de reflexión.

El incremento en la amplitud del seiche interno como consecuencia de una intensificación del viento puede contribuir a generar los blooms de macroalgas que en ocasiones se presentan en el LSMO.

La fuerte estratificación que presenta el lago a lo largo del año nos permite esquematizar la columna de agua con dos capas, quedando abierta la invitación para implementar un modelo numérico tridimensional y conocer con esta herramienta el comportamiento de las ondas internas.

CAPÍTULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIÓN GENERAL

5.1. Discusión

El LSMO es un lago conocido en la literatura como maars. La elevación de las montañas que rodean al lago es de 300 y 400 m en las riberas norte y sur, respectivamente. Al noreste del lago se localiza un cañón de 2 a 3 km de longitud, que desciende a un extenso valle, a unos 150 m por debajo del espejo de agua; al oeste se localiza una planicie, a unos 150 m por arriba de la superficie del lago. Estos rasgos topográficos y la diferencia de temperatura en los alrededores del LSMO crean las condiciones para que se genere una circulación atmosférica local entre los valles, que fuerza la superficie del lago. La presencia de estos vientos es relativamente constante día con día en las épocas de lluvia y estiaje. El análisis espectral de los parámetros meteorológicos muestra que las frecuencias más energéticas corresponden a los periodos diurno y semidiurno. La menor energía de las altas frecuencias indica la transferencia e intercambio de energía de las bajas frecuencias a las altas frecuencias.

La influencia de fenómenos meteorológicos de escala sinóptica (de 2 a 8 días) en el lago son débiles, debido quizá a la lejanía de éste de la costa y a las montañas que lo rodean, que sirven de filtro a estas señales; sin embargo, en la época de lluvia se distingue claramente un decremento en el rango de temperatura y de la presión atmosférica, como consecuencia de la cercanía de la zona de convergencia intertropical que migra hasta 15° N, aportando grandes cantidades de vapor de agua a la región (Riehl, 1954).

El cambio en la dirección del viento, que a lo largo del día presenta una circulación ciclónica, es una constante en el lago, el cual produce, de acuerdo al modelo hidrodinámico, la presencia de dos giros, uno ciclónico y el otro anticiclónico, que cambian su orientación de acuerdo a la dirección del forzamiento y produce velocidades mayores a 20 cms^{-1} en las riberas norte y oeste del lago. Esta circulación, además, genera una capa de mezcla en toda su área, con espesor mínimo de nueve metros, en la cual se registra claramente la señal estacional de temperatura.

De acuerdo al modelo numérico, el viento es capaz de generar el primer modo normal de oscilación barotrópico con periodo de 2.6 minutos, resultado consistente de acuerdo a la teoría (fórmula de Merian). La circulación que presenta el seiche externo consiste en un movimiento de vaivén con dirección noreste-suroeste, con velocidades que no exceden 1 cms^{-1} . Por otra parte, la elevación que presenta este primer modo no excede los 4 mm de amplitud; sin embargo, en la rada oeste (zona más somera y estrecha del lago), la amplitud puede alcanzar los 12 mm, como consecuencia de una parcial resonancia y el incremento que experimenta la amplitud de una onda al penetrar en aguas someras. En el lago suizo de Lemán, en una zona conocida como el "Petit Lac" (zona somera y estrecha de lago) Mortimer (1979) ha registrado amplitudes de 30 mm para el seiche externo, mientras que en el extremo opuesto la amplitud no excede los 5 mm.

Los vientos más intensos promedio registrados en el LSMO fluctúan entre los 3.5 ms^{-1} con impulsos de 12 ms^{-1} , estos son capaces de acumular agua en la dirección del forzamiento, incrementando con ello la presión hidrostática, hundiendo 2 m la termoclina y generando ondas internas libres y forzadas.

De acuerdo a los espectros de las series de tiempo de temperatura registradas en el interior del lago, las ondas libres tienen periodo entre 2.2 h y 3.2 h con amplitudes entre 1 y 1.5 m, siendo una clara manifestación del seiche interno. Este resultado se confirma al esquematizar la columna de agua del lago en dos capas y al aplicar el modelo propuesto por Proudman (1953), con el que se obtiene su periodo, el cual aumenta conforme el máximo gradiente térmico de la columna de agua disminuye. Por otra parte, las ondas internas aceleran el proceso de mezcla al aumentar su amplitud, incrementando el intercambio de propiedades en la columna de agua. De acuerdo a la teoría lineal de ondas internas, la amplitud de éstas disminuye al alejarse de la interfase, este comportamiento queda registrado claramente en los primeros 20 días de las series de tiempo de la cadena autónoma de sensores, confirmando la validez de esta teoría.

La menor diferencia de densidad en la columna de agua, como consecuencia del proceso de mezcla, produce que la permanencia de la termoclina sea menor al transcurrir el tiempo, ya que la columna de agua se hace más inestable, requiriendo una menor cantidad de energía para su homogenización.

La dirección de propagación y longitud de onda de la onda interna, cuyo periodo se obtuvo al promediar los espectros del experimento especial 2 se determinan por los métodos de ME, MV y el MT. Los tres métodos indican que, en el sitio donde se realizó el experimento, la propagación de la onda es hacia el este, con longitud de 2.2 km; sin embargo, para conocer cómo se propaga la onda interna y cómo deforma la interfase del lago, es necesario colocar una mayor cantidad de sensores.

Para conocer la variación espacio-temporal de temperatura en el LSMO se construyó un diagrama tiempo-profundidad con los perfiles promedio de temperatura de los 23 levantamientos limnológicos, interpolados cada diez días. El diagrama muestra que el lago permanece estratificado la mayor parte del año (Fig. 3.8, pág. 45), registrando el mayor gradiente térmico entre los 13 y 18 metros de profundidad entre los meses de julio a noviembre. En el presente estudio, los meses de febrero y marzo el lago se presenta casi homogéneo, registrando temperatura superficial de $23.02 \text{ }^{\circ}\text{C}$ y en el fondo de $22.37 \text{ }^{\circ}\text{C}$. Las altas temperaturas que se registran y la mezcla que se presenta en el año, nos permite clasificar al LSMO, de acuerdo a Lewis (1983-a), como cálido monomítico.

El comportamiento sinusoidal de la temperatura en los primeros metros de la columna de agua responde a la radiación neta que experimenta el lago y queda bien ilustrada en la gráfica conjunta de las 53 series de tiempo (Fig. 3.9, pág. 46). En esta misma gráfica, también se aprecia el doble incremento de temperatura que experimentan las capas de agua entre los 11 y 30 m,

debido a la conducción de calor de las capas superiores de la columna de agua a las capas inferiores, en el periodo en que las capas por arriba de los 10 m son calentadas por la radiación solar; el segundo incremento de temperatura se debe a que las capas por arriba de los diez metros ceden calor a las capas inferiores durante el proceso de mezcla.

En el AA la segunda señal en importancia es la semianual, teniendo una mayor importancia relativa entre los 10 y 30 m, contribuyendo de forma notable al calentamiento de estas capas en dos épocas del año. Por otra parte, el calentamiento que experimentan las capas por debajo de los 10 m cuando el lago se encuentra en el proceso de mezcla, queda bien ilustrado en las series de tiempo de la cadena autónoma de termistores.

Las series de tiempo de las capas profundas registran un incremento de temperatura de 0.15 °C a lo largo de estos dos años. En el AA la señal más importante por debajo de los 33 m es la bianual, denotando el incremento de temperatura que se registra en estas capas. Estos resultados indican que el lago es afectado por ciclos con frecuencias menores a la señal estacional, como el fenómeno del Niño o el cambio climático. Ambrosetti y Barbanti (2001) han reportado el incremento de temperatura en el fondo de algunos lagos subalpinos a través del tiempo.

Para determinar cuándo se registra la máxima temperatura en la columna de agua se obtuvo la fase de los tres principales armónicos que constituyen las series de tiempo. La fase para el armónico anual entre los 10 y 37 m indica en que época del año y a que profundidad la columna de agua es homogénea; por otra parte, la temperatura del fondo del lago se adquiere 9 meses después de haberse registrado la máxima temperatura en superficie, como resultado del proceso de mezcla y de una mejor transferencia de calor de las capas superficiales. Ragotzkie (1978) establece que la temperatura del fondo en los lagos profundos se adquiere al comenzar la estratificación; que en el LSMO ocurre en mayo, 9 meses después de que se registra la máxima temperatura superficial (agosto).

Lo constante de la fase en las capas superficiales y en el fondo del lago, sugiere su homogeneidad a lo largo de un ciclo anual; sin embargo, la fase para el armónico bianual por debajo de los 35 m crece monotónicamente, confirmando que frecuencias menores al ciclo anual tienen mayor importancia a grandes profundidades y para el LSMO, a profundidades mayores a 32 m, profundidad máxima en la que se distingue claramente la termoclina. De forma general, lagos cuya profundidad sea mayor a la profundidad máxima donde se ubica la termoclina, registran variaciones de temperatura mayores al ciclo anual.

De acuerdo a la DCM que se calcula empleando las series de tiempo y la simulación que emplea los tres armónicos principales, se presenta un máximo relativo a los 13 m, indicando que el modelo no se ajusta adecuadamente entre los 10 y 19 m, zona donde se registra el máximo gradiente térmico. Este resultado nos confirma que entre estas profundidades se registran los mayores cambios temporales y espaciales de temperatura.

Los dos primeros modos de las FEO's describen el 97% de la variabilidad de la temperatura. El valor casi constante del primer modo espacial en los primeros 10 m, confirma de nueva cuenta que la capa de mezcla presenta este espesor como mínimo en el año, como una consecuencia del viento, que se presenta como una constante en el lago. La contribución del primer modo en las capas superficiales es de 3.39 °C para el verano y de -3.66 °C en invierno. Es decir, la temperatura en la capa de mezcla oscila entre los 29.71 °C (temperatura máxima registrada) y 22.66 °C, este último valor es el que se presenta cuando la columna de agua es homogénea. Por otra parte el primer modo temporal en los primeros 10 metros describe claramente la señal estacional.

La estructura del segundo modo temporal no es tan sencilla como la del primer modo, requiriendo del periodograma para determinar que la segunda señal más energética que lo constituye es la semianual, explicando con ello las fluctuaciones intra-anales que presenta la columna de agua entre los 17 y 43 m.

La estabilidad ha sido empleada para comparar y contrastar el ambiente físico de los lagos, aunque raramente se calcula (Bowling, 1990). La máxima estabilidad en el LSMO se presenta en septiembre y la mínima en marzo, con valores de 5422 y 813 g cm cm⁻², respectivamente. Por otra parte, los gradientes térmicos máximo y mínimo también se presentan en estos meses, indicando que el máximo gradiente térmico en la columna de agua puede emplearse como índice de estabilidad. De acuerdo a los valores de estabilidad, la circulación en la vertical (mezcla) no se realiza por completo.

Una pregunta que nos hemos planteado es ¿qué lagos resultan ser los más estables, los lagos templados o los tropicales? Una respuesta contundente no es posible dar, ya que la estabilidad es función de la diferencia de densidad que existe en la columna de agua y no de la temperatura que presentan. Sin embargo, los lagos templados por presentar una mayor diferencia de temperatura entre la superficie y el fondo son más susceptibles a presentar mayores valores de estabilidad que los lagos tropicales y que esta diferencia, salvo el caso, por ejemplo, del LSMO, es más importante que los cambios de densidad que se producen a altas temperaturas.

5.2. Conclusión

Los resultados obtenidos en el presente estudio, permiten concluir que: Durante la época de lluvia y estiaje los procesos sinópticos en el área son débiles. La variación diurna del viento la determina la circulación que se presenta entre los valles. Los rasgos topográficos alrededor del lago definen el patrón de circulación del viento, el cual presenta rotación ciclónica y es una constante a lo largo del año. La aproximación de la zona de convergencia intertropical en el verano produce un decremento en la presión atmosférica y una menor fluctuación de temperatura ambiental.

El modelo numérico indica que el viento puede producir el seiche externo, además, el patrón del viento genera un sistema de corrientes de deriva formando un dipolo, el cual cambia de posición a través del tiempo en función de la dirección e intensidad del viento. La circulación que presenta el lago durante el día produce que la temperatura del lago sea homogénea en los primeros 9 m, profundidad mínima con temperatura homogénea a lo largo del año y en la cual se registra claramente las variaciones de temperatura del ciclo anual.

El incremento en la amplitud del primer modo normal en la ensenada suroeste es el resultado de los efectos de una parcial resonancia y el efecto de la onda larga al penetrar en aguas someras. La circulación que presenta el lago cuando el viento es débil es la manifestación del MRB, cuya circulación se presenta como un giro anticiclónico, producto de la morfología del lago y del forzamiento del viento.

El acumulamiento de agua que produce el viento en el extremo del lago (hacia donde se dirige el viento) origina el hundimiento de la termoclina, generando ondas internas libres en el proceso de relajación y modificando la distribución horizontal de temperatura. Las ondas se amortiguan conforme se alejan de la termoclina, siendo la teoría lineal consistente con este resultado. A lo largo del año las condiciones de estratificación cambian y, con ello, el periodo del seiche interno. La distribución de la temperatura en el plano horizontal es prácticamente uniforme, siendo modificado ligeramente por el viento en las capas superficiales y en el interior de la columna de agua por ondas internas.

El incremento en la amplitud del seiche interno y el hundimiento y levantamiento de la termoclina producido por el dipolo, pueden producir los blooms de macroalgas que en ocasiones se presentan en el LSMO.

El LSMO se encuentra estratificado la mayor parte del año, exceptuando los meses de febrero y marzo, en los cuales la mezcla es prácticamente completa, permitiéndonos clasificarlo como cálido monomítico. La máxima estabilidad en el LSMO se presenta en septiembre y la mínima en marzo. Por otra parte, el máximo gradiente térmico que presenta la columna de agua puede emplearse como índice de estabilidad. La termoclina a lo largo del año se ubica entre los 10 y 32 m de profundidad.

Para realizar una comparación de estabilidad entre lagos, éstos deben de tener profundidad similar y calcularla cuando se registre el máximo gradiente térmico a lo largo del año. De acuerdo a los resultados expuestos en este trabajo, los lagos templados son más susceptibles a la estabilidad que los tropicales. La diferencia de densidad producida por la gran diferencia de temperatura en la columna de agua en los lagos templados, tiene un papel más importante en la estabilidad que los cambios de densidad producidos por las altas temperaturas en los lagos tropicales. Un caso excepcional es la alta estabilidad del LSMO.

La variabilidad del campo de temperatura del LSMO se puede explicar con buena aproximación con el AA. Los armónicos anual, semianual y bianual son los más importantes en este análisis. El armónico anual es el más importante por arriba de donde se registra claramente la termoclina más profunda y señala con claridad el ciclo anual. Sin embargo, el armónico semianual tiene una importancia relativa en la zona donde se presenta la termoclina, denotando el doble incremento de temperatura que experimentan estas capas. El armónico bianual es el más importante por debajo donde se registra con claridad la termoclina, indicando que el lago para estas profundidades registra cambios de temperatura mayores al ciclo anual. Por otra parte, la temperatura del fondo del lago se adquiere 9 meses después de haberse registrado la máxima temperatura en superficie.

Se encontró que el método de las FEO's es una herramienta útil en el análisis de series de tiempo acopladas como las presentadas en este trabajo.

El proceso de mezcla en el lago queda bien esquematizado por las series de tiempo de la cadena autónoma de sensores, destacando la importancia del seiche interno en acelerar dicho proceso. La permanencia de la termoclina durante el desarrollo de la homogenización es menor al transcurrir el tiempo (en el periodo de enfriamiento del lago), como resultado de una menor estabilidad.

Queda bien determinada la dirección de propagación del seiche interno para un sólo punto del lago, sin embargo, para determinar como se deforma la interfase y se propaga el seiche interno, es necesario colocar una serie de antenas o distribuir en todo el lago una serie de sensores.

La fuerte estratificación que presenta el lago a lo largo del año nos permite esquematizar la columna de agua con dos capas, quedando abierta la invitación para implementar un modelo numérico tridimensional y conocer con esta herramienta la variación de las ondas internas, así como el campo de velocidades que estas pueden generar.

Literatura citada

- Alcocer, J. and Escobar, E. 1996. Limnological regionalization of Mexico. *Lakes and Reservoirs: Research and Management*. 2: 55-69
- Alcocer, J., A. Lugo, M. Sánchez y E. Escobar, 1998. Isabela crater-lake: a mexican insular saline lake. *Hidrobiología*. 381: 1-7
- Alcocer, J., Lugo, A., Escobar, E., Sánchez, M. R. and Vilaclara, G., 2000: Water column stratification and its implications in the tropical warm monomictic Lake Alchichica, Puebla, Mexico. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 27: 3166-3169
- Ambrosetti, W. and L. Barbanti. 1999. Deep water warming in lakes: an indicator of climatic change. *J. Limnol.* (58): 1-9.
- Ambrosetti, W. and L. Barbanti. 2001. Temperature, heat content, mixing and stability in Lake Orta: a plurianual investigation. *J. Limnol.* 60(1): 60-68.
- Ambrosetti, W. and L. Barbanti. 2002. Physical limnology of Italian lakes. 2. Relationships between morphometric parameters, stability and Birgean work. *J. Limnol.*, 61(2): 159-167.
- Anónimo. 1987. Boletín Climatológico N° 17, *Comisión Federal de Electricidad*, 273 pp.
- Anónimo. 2001. Open University Course Team: Ocean Circulation. Pergamon Press, Oxford. 238 pp.
- Arakawa, A. and Lamb, V. R., 1977. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods Comput. Phys.*, 17, 173-265.
- Arredondo-Figueroa, J. L., Aguilar-Díaz, C., 1987. Bosquejo histórico de las investigaciones limnológicas, realizadas en los lagos mexicanos, con especial énfasis en ictiofauna. En: *Contribuciones en hidrobiología* (eds. S. Gómez y V. Arenas) pp. 91-133. UNAM, México.
- Bäuerle, E. 1998. Excitation of internal seiches by periodic forcing. En *Physical Processes in Lakes and Oceans: Coastal and Estuarine Studies*. 54, 167-178
- Beadle, L. C., 1974. The inland waters of tropical Africa. An Introduction to tropical limnology. 365 pp.
- Bendat, J. S. and A. G. Piersol, 1986. Measurement and analysis of random data. Wiley and Sons. 409 pp..
- Blanton, J. O., 1974. Some characteristics of nearshore currents along the north shore of Lake Ontario. *J. Phys. Oceanogr.* 4: 415-424.
- Bowling, L., C. 1990. Heat content, thermal stabilities and birgean wind work in dystrophic Tasmanian Lakes and Reservoirs. *Aus. J. Freshwater. Res.* 41: 429-441. Citado en Ambrosetti, W. y L. Barbanti. 2001.
- Box, G. E. P. and Jenkins, G. M. 1976. Time Series Analysis: Forecasting and Control, San Francisco, Holden-Day. 575 pp.
- Carbajal, N. 1993. Modeling of the circulation in the Gulf of California. Ph. D. Thesis, Institute of Oceanography, University of Hamburg. 186 p.

- Carbajal, N., Souza, A., and Durazo, R., 1997. A numerical study of ex-ROFI of the Colorado River. *J. of Marine Systems*. 12: 17-33
- Crean, P.B., T.S. Murty y J.A. Stronach. 1988. *Mathematical Modelling of Tides and Estuarine Circulation*. Lectures Notes on Coastal Estuarine Studies. Springer Verlag. Vol. 30. 471 p.
- Cruz-Gómez C. R., 2002. Estudio de la circulación de la brisa en el Lago de Chapala, Jalisco. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. UNAM 74 pp.
- Cole, G., A. 1975. *Textbook of Limnology*. The C. V. Mosby Company. 283 pp.
- Csanady , G. T., 1972. The coastal boundary layer in Lake Ontario. *J. Phys. Oceanogr.* 2: 41-53; 168-176.
- Csanady. G. T., 1978. Water Circulation and Dispersal Mechanisms. En *Lakes Chemistry, Geology, Physics*. Lerman Abraham [ed.], Spring-Verlag. 363 pp.
- Deevey, E. S. Jr., 1957. Limnological studies in Middle America, with a chapter on Aztec limnology. *Trans. Conn. Acad. Sci. Arts.* 39:213-328.
- Defant A. I., 1961, *Physical oceanography*, vol. 1, Pergamon Press, Oxford, London, Paris, New York, 729 pp.
- Emery, W. J. and Thomson, R. E. 1998. *Data analysis methods in physical oceanography*. Pergamon. 634 pp.
- Filonov, E. A., I. E. Tereshchenko y C. O. Monzón, 1998. Oscillations of the hydrometeorological characteristics in the region of Lake Chapala for intervals of days to decades. *Geofísica Internacional*. 37 (4) : 293-307.
- Filonov, E. A. and I. E. Tereshchenko, 1999. Thermal lenses and internal solitons in Chapala Lake, Mexico. *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 17 (4).
- Filonov, A. E. 2000. Thermic structure and intense internal waves on the narrow continental shelf of the Black Sea. *J. Marine Systems*. 24: 27-40.
- Filonov A. E., 2002 On the dynamical response of Lake Chapala, Mexico to lake breeze forcing. *Hidrobiologia*. 467: 141-157.
- Filonov, A. and J. Alcocer. 2002. Internal waves in a tropical crater lake: Alchichica, central Mexico. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* 28: 1-4
- García E. 1973. Modificaciones al sistema de clasificación climática de Kopen. UNAM. 246 p.
- Gill, A. E., 1982. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic press, San Diego, Calif. 662 pp.
- Grimshaw, R. 1998. Internal solitary waves in shallow seas and lakes. En *Physical Processes in Lakes and Oceans: Coastal and Estuarine Studies*. 54, 227-239
- Gonella, J., 1972. A rotary-components method for análisis meteorological and oceanographic vector time series. *Deep-Sea Res.* 19: 833-846.
- Gurrola-Navarro, M. A. 2003. Cadena autónoma de termistores para la medición de los procesos termodinámicos en la termoclina del mar. Tesis de Maestría. Posgrado en Hidrometeorología. U de G. 63 pp.

- Hainbucher, D, T. Pohlmann, J.O. Backhaus, 1987. Transport of passive Tracers in the North Sea: first results of a circulation and transport model. *Cont. Shelf Res*: Vol.7, No.10, pp. 1161-1179.
- Holland, J. Z., Chen. W, and Almazan. J. A.1981. Atmospheric Boundary Layer. p. 109-167. In Aubert, E. J. And T. L. Richards [eds.]. IFYGL The International Field Year for the Great Lakes.
- Hutchinson, G. E., 1957. A Treatise on Limnology V. I, John Wiley and Son, INC. New York. 1015 p.
- Idso, S. B. 1973. On the concept of lake stability. *J. Limnol. Oceanogr.* 18: 681-683.
- Imberger, J. 1998. Flux paths in a stratified lakes: A review, p. 1-18. In J. Imberger [ed.], Physical processes in lakes and oceans. *Coastal and Estuarine Studies*. AGU.
- Imboden, D. M. and A. Wüest. 1995. Mixing mechanisms in lakes. En Lerman, A., D. Imboden and J. Gat. [eds.]. Physics and Chemistry of lakes. Springer. Berlin. 334 pp.
- Infante, O., A. Infante, M. Marquez, W. M. Lewis, Jr., and F. H. Weibezhn. 1979. Conditions leading to mass mortality of fish and zooplankton in Lake Valencia, Venezuela. *Acta Cientifica* 30: 67-73.
- Jenkins, G. M. and D. G. Watts, 1969. Spectral analysis and its applications, Holden-Day. 672 pp.
- Konyaev, K. V. and K. D. Sabinin, 1992. Waves in the interior of the ocean. *Hydrometeorizdat, Sant-Petesburg*, 272 pp.
- Konyaev, K. V. 1990. Spectral analysis of physical oceanographic data. *Russian Translation Ser*, 80. A. A. Balkema/Rotterdam, 200 pp.
- Kumagai. M., Y. Asada, and S. Nakano, 1998. Gyres measured by ADCP in Lake Biwa. En *Physical Processes in Lakes and Oceans: Coastal and Estuarine Studies*. 54, 199-208
- Kundu, P. K. 1990. Fluid Mechanics. Academia Press Inc. 638 pp.
- Lamb, Sir H., 1956. *Hydrodynamics*. 6th Revised Edition, New York: Dover Publications. 738 pp.
- Lavín, M., Palacios-Hernández, E. and Cabrera, C. 2003. Sea surface temperature anomalies in the Gulf of California. *Geofísica Internacional*. En prensa.
- LeBlond, P. H. and L. A. Mysak, 1978. Waves in the ocean, Elsevier, Amsterdam. 602 pp.
- Lewis, W. M., Jr. 1983-a. A revised classification of lakes based on mixing. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 40: 1779-1787.
- Lewis. W. M. Jr. 1983-b. Temperature, heat, and mixing in Lake Valencia, Venezuela. *Limnol. Oceanogr.*, 28(2), 273-286.
- Lewis, W. M. Jr. 1987. Tropical limnology. *Ann. Rev. Ecol. Syst.* 18: 159-184.
- Lewis, W. M., Jr. 1996. Tropical lakes: how latitude makes a difference. En, Schiemer, F., & Boland, K. T. [eds.]. Perspectives in Tropical Limnology, pp. 43-64.
- Livingstone, D. M., 1993. Temporal structure in the deep-water of four Swiss lakes: a short-term climatic change indicator? *Verh. Int. Ver. Limnol.* 25: 75-81

- Malone, F. D., 1968. An analysis of current measurements in Lake Michigan. *J. Geophys. Res.* 73:7065-7081.
- Margalef, R. 1983. *Limnología*. Omega, Barcelona. 1010 pp.
- Monzón, C. O., 1995. Modelación de las condiciones de generación de las ondas de marea interna en la región de la costa occidental de México. Tesis de Maestría. Posgrado en Matemáticas Aplicadas. U. de G. 127 pp.
- Mooers, C. N. K. 1973. A technique for the cross spectrum analysis of pairs of complex-valued time series, with emphasis on the properties of polarized components and rotational invariants. *Deep. Sea Res.*, 20, 1129-1141.
- Mooers, C. N. K. 1976. Wind-driven currents on the continental margin, p. 29-52. In Stanley, D. J. and Swift D. J. P. [eds.], *Marine sediment transport and environmental management*. Wiley.
- Mortimer, C. H., 1979. en Graf, W. H. and C. H. Mortimer, 1979. *Hydrodynamics of lakes*. Proceedings of a symposium 12-13 October, 1978. Lausanne, Switzerland.
- Neshyba S., 1987. *Oceanography: perspectives on a Fluid Earth*. College of Oceanography, Oregon State University, publ. John Wiley & Sons, Inc., NY.
- Núñez-Riboni, D. I., 2000. Dinámica y procesos dispersivos en el complejo lagunar Bahía de Altata/Ensenada del Pabellón, Sinaloa. Tesis de Maestría. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. UNAM. 65 pp
- Palacios-Hernández, E., Beier, E., Lavín, M. F. and Ripa. P. 2002. The effect of the seasonal variation of stratification on the circulation of the northern Gulf of California, *J. Phys. Oceanogr.* 32: 705-728.
- Payne, A.I. 1986. *The ecology of tropical lakes and rivers*. Wiley. New York. 301 pp.
- Pond, S. and G. L. Pickard, 1983. *Introductory dynamical oceanography*. Pergamon Press. 339 pp.
- Proudman, J., 1953. *Dynamical Oceanography*. Dover Publications Inc. 409 p.
- Rayleigh, Lord, 1876. On Waves, *Phil. Mag.*, Series 5 1(4), pp. 257-279.
- Ragotzkie, R. A., 1978. Heat budgets of lakes. En *Lakes Chemistry, Geology, Physics*. Lerman Abraham [ed.], Spring-Verlag. 363 pp.
- Riehl, H., 1954. *Tropical meteorology*. McGraw-Hill Book., Inc.
- Saggio, S. A. and J. Imberger. 1998. Internal wave weather in a stratified lake. *Limnology and Oceanography*. 43(8), 1780-1795.
- Saggio, S.A. and J. Imberger 2001. Mixing and turbulent fluxes in the metalimnion of a stratified lake. *Limnology and Oceanography*. 46, 392-409.
- Sánchez-Gómez, R. 1995. Métodos del análisis espectral de los campos y procesos aleatorios (aplicados a la geofísica). Tesis de Maestría. Posgrado en Matemáticas Aplicadas. U. de G. pp. 121.

- Serrano, D., A. Filonov, and I. Tereshchenko, 2002. Dynamics response to valley breeze circulation in Santa María del Oro, a volcanic lake in Mexico. *Geophysical Research Letters*. 29: 27-1, 27-4
- Simons T. J. 1984. Effect of outflow diversion on circulation and water quality of Lake Chapala. Centro de Estudios Limnológicos, SARH.
- Sverdrup, H. U. And Munk, W. H. 1946. Theoretical and empirical relations in forecasting breakes and surf. *Trans. Amer. Geophys. Un.* 27, no. 6.
- Talling, J.F. and J. Lemoalle. 1998. Ecological dynamics of tropical inland waters. Cambridge. 441 pp.
- Tereshchenko, I., Filonov, A. E., Gallegos. A., Monzón, C. and Rodríguez, R. 2002. El Niño 1997-98 and the hydrometeorological variability of Chapala, a shallow tropical lake in Mexico. *J. Hydrology*. 264: 133-146.
- Thorpe, S. A., 1998. Some dynamical effects of internal waves and the sloping side of lakes. En *Physical Processes in Lakes and Oceans: Coastal and Estuarine Studies*. 54, 441-460
- UNESCO, 1981. Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards. UNESCO technical papers in marine science, No. 36, p. 24 (contains the definitions of the PSS 78 and IES 80).
- Welch, P.S. 1952. Limnology, McGraw-Hill Book Company, Inc., NY. 536 pp.
- Wetzel. R. G., 1983. Limnology. Saunders College Publishing. 767 p.
- Wetzel. R. G., 2001. Limnology: Lake and river ecosystems. 3rd ed. Academic Press. 1006 pp.