

03096



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



HIDROLOGÍA DEL EMBALSE DE VALLE DE BRAVO, MÉXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS
(QUÍMICA ACUÁTICA)

P R E S E N T A:

Q. EMILIANO MONROY RÍOS

Director de tesis:
Comité tutorial:

Dr. Martín Merino Ibarra
Dr. Javier Alcocer Durand
Dr. Miroslav Maček

MÉXICO, D.F.

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.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Martín Merino por la sólida dirección de esta tesis y su paciencia y amistad. Por la reafirmación de que no hay problema irresoluble y por lo que falta.

A la Dra. Gloria Vilaclara por sus certeras observaciones en la revisión de la tesis y sus profundas y divertidas conversaciones.

A los demás miembros del jurado: Dra. Adela Monreal, Dr. Javier Alcocer y Dr. Miroslav Macek por su tiempo, discusión y comentarios valiosos.

Al hidrobiólogo Sergio Castillo S. por los incontables análisis de muestras de nutrientes, por su infinita paciencia y por su eterna disposición.

Al candidato a Dr. Jorge Ramírez Zierold por sus discretos comentarios entre instantáneas discusiones que reaparecen a lo largo de esta tesis.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por el apoyo otorgado para la impresión de esta tesis.

Al personal del Posgrado que colaboró durante todo este tiempo y me ayudó en este proceso: Diana, Gaby, Norma, Lupita, Cande, Chantal.

Para la realización de esta tesis se contó con el financiamiento y becas de:

El CONACYT por medio de beca otorgada para estudios de maestría durante el periodo de septiembre de 2001 a julio de 2003.

El Convenio CONACYT-Texas A&M University mediante el proyecto "INVESTIGATION OF THE PHYSICAL AND BIOGEOCHEMICAL PROCESSES IN VALLE DE BRAVO FRESHWATER RESERVOIR (MEXICO) – A FIRST STEP TOWARD THE IMPROVEMENT OF RESERVOIR HEALTH AND MANAGEMENT".

La DGAPA a través del proyecto PAPIIT-IN207702 "PROCESOS FISICOS Y BIOGEOQUIMICOS EN UN EMBALSE TROPICAL EN PROCESO DE EUTROFIZACION Y SU RELACION CON FLORECIMIENTOS ALGALES NOCIVOS", UNAM.

El fondo sectorial SEMARNAT-CONACYT a través del proyecto SEMARNAT-2002-C01-1125 "ESTUDIO INTEGRAL DEL EMBALSE DE VALLE DE BRAVO PARA SU MANEJO SUSTENTABLE: UN MARCO CIENTÍFICO APLICABLE A LOS CUERPOS DE AGUA EUTROFICADOS DEL PAÍS".

–Los expertos en el arte de la guerra tienen la capacidad de usar tantos recursos de fuerzas extraordinarias como infinitas son las estrellas, son inagotables como las olas del mar, ya que cuando terminan comienzan nuevamente. Caen y se vuelven a levantar, sus ciclos son como los de la noche y el día y son periódicas como las estaciones del año.

–Solo existen cinco notas musicales, pero las melodías son infinitas; cinco son los colores primarios, pero sus combinaciones son inagotables.

Sun Tzu
El Arte de la Guerra

A Tita y a Mario, porque siempre han estado ahí.

A mi abuela Esperanza y abuela Henrieta.

A Karen, por el apoyo incondicional que me has mostrado. Por los intensos y eternos instantes llenos de sensaciones contrastadas y cargadas de feliz futuro.

A toda mi familia por la confianza de proveer una base sólida.

Al trío garnacha, por hacer de las salidas de campo a Valle de Bravo un verdadero placer y sobre todo, por el apoyo y amistad.

A la comunidad entera de Valle de Bravo por sus pintorescas contribuciones a esta tesis.

A Jack Baron por sumergirme en aquél mundo del cual yo intuía su existencia hace mucho tiempo.

A todos los que están y los que no están.

0.0 RESUMEN	1
1.0 INTRODUCCIÓN	3
1.1 RESULTADOS ESPERADOS Y OBJETIVOS	5
1.2 GENERALIDADES LIMNOLÓGICAS	6
1.2.1 Eutrofización	6
1.2.2 Nutrientes	7
1.2.3 Biomasa fitoplanctónica	9
1.2.4 Breve comparación entre sistemas acuáticos tropicales y templados	10
1.2.5 Limnología física	14
2.0 ÁREA DE ESTUDIO	17
3.0 METODOLOGÍA	19
3.1 LOGÍSTICA DE MUESTREO	20
3.2 MÉTODOS DE ANÁLISIS	22
3.2.1 Nutrientes	22
3.2.2 Clorofila a	22
3.3 PROCESAMIENTO DE DATOS	24
4.0 RESULTADOS	27
4.1 MORFOLOGÍA	27
4.2 DESCRIPTORES HIDROLÓGICOS	31
4.2.1 Temperatura	31
4.2.2 Oxígeno disuelto (O.D.)	40
4.2.3 pH	45
4.3 NUTRIENTES	48
4.3.1 Fósforo	48
4.3.2 Nitrógeno	51
4.4 CLOROFILA a	56
5.0 DISCUSIÓN	59
5.1 RÉGIMEN TÉRMICO ANUAL	59
5.2 EVIDENCIAS DE MECANISMOS RESPONSABLES DEL FLUJO DE NUTRIENTES	63
5.2.1 Perfiles de repetición	63
5.2.2 Construcción de la onda modelo	66
5.2.3 Modelo aplicado	76
5.2.4 Discusión del modelo	79
5.3 DINÁMICA DE NUTRIENTES Y SU RELACIÓN CON LA BIOMASA FITOPLANCTÓNICA	81
5.3.1 Relación N:P	81
6.0 CONCLUSIONES	89
7.0 REFERENCIAS	91
ANEXO I CORRELACIÓN DE PARÁMETROS	93
ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS.....	95

0.0 RESUMEN

Valle de Bravo (VB) es un embalse ubicado en la latitud 19°21'N, a 1830 m s.n.m., con una superficie de 18.55 km², una profundidad media de 21.1 m (38.6 m en la cortina) y capacidad máxima de 391x10⁶ m³. Se usa para abastecer de agua potable a la Ciudad de México y para actividades recreativas que implican contacto directo con el agua. En los últimos 20 años, VB ha sufrido un proceso de eutrofización cuyo rasgo principal es la progresiva dominancia de cianobacterias, algunas de ellas tóxicas. Para conocer su dinámica anual, se estudió la variación de algunos descriptores hidrológicos (T, O.D., pH, nutrientes y clorofila a) en una red de 12 estaciones (con 6 a 10 niveles c/u) muestreadas con frecuencia quincenal a mensual durante 2001 y en algunos casos hasta 2002. Esta estrategia permitió obtener parámetros estadísticos representativos del embalse, así como identificar en detalle la variación espacio-temporal de estos descriptores.

Por su posición y altitud, VB se comporta como un cuerpo de agua tropical monomítico cálido, donde la temperatura promedio es de 20.0 °C con una mínima de 17.7 °C y máxima de 23.4 °C. Desde finales de marzo hasta principios de octubre el embalse se mantuvo estratificado y con el hipolimnion anóxico, lo cual determina en gran medida la dinámica de nutrientes y otros parámetros como el pH. Las variaciones espacio-temporales de los nutrientes sugieren que su dinámica está controlada por los procesos biogeoquímicos internos más que por la carga externa. La distribución espacial y la evolución temporal del amonio (media, 18.36 µM) y el ortofosfato (media, 0.54 µM) indican que la remineralización es máxima cerca del fondo del embalse. El rápido agotamiento en el hipolimnion de los nitratos, de 2.3 a 0.4 µM (media, 1.11 µM) durante abril, así como la caída de 0.4 a 0.1 µM de los nitritos (media, 0.26 µM) entre abril y julio sugieren que la desnitrificación es importante en el embalse durante este periodo.

La relación N:P en el epilimnion fue claramente inferior a la proporción de Redfield durante la estratificación, lo cual parece consistente con la presencia de cianobacterias fijadoras de nitrógeno en el embalse; aunque esto también podría deberse a que una parte importante del fósforo es reciclada como fósforo orgánico. La concentración de clorofila a mostró una alta variabilidad temporal, con diferencias notorias entre 2001 y 2002, cuyos únicos rasgos en común son una disminución durante la mezcla y la aparición de máximos al inicio y fin del periodo de estratificación. Durante este periodo, los perfiles de diversos descriptores sugieren un ascenso de agua profunda cerca de la cortina y de hundimiento al otro extremo del embalse. Este hecho, así como el incremento constante y uniforme de la temperatura hipolimnética a lo largo de la estratificación, constituye evidencia de la existencia de eventos de flujo de nutrientes desde el hipolimnion al epilimnion, en los cuales probablemente participan ondas internas y en cuyo establecimiento el viento parece jugar un papel principal. Las condiciones necesarias para la ocurrencia de estos eventos se presentan y coinciden con máximos de clorofila a durante la estratificación.

El presente estudio genera un marco descriptivo para la continuidad de nuevos proyectos encaminados a evaluar y proponer acciones de manejo adecuadas para el aprovechamiento sano y sustentable del embalse en el futuro.

1.0 INTRODUCCIÓN

En general, existen pocos trabajos limnológicos realizados en lagos y presas situados en zonas tropicales en comparación con su contraparte templada y menos aún para sistemas de considerable altitud, como es el caso del embalse de Valle de Bravo. Además, el incremento en la eutrofización de lagos y presas tropicales en las últimas décadas demanda información acerca de los procesos que ahí se llevan a cabo, particularmente aquellos relacionados con la dinámica de nutrientes (Lewis, 1996).

Para Wetzel (2001), revisar el régimen de circulación que presentan los lagos templados es sumamente demostrativo por dos razones simples: la primera, debido a la homogeneidad espacial que presentan estos cuerpos de agua (latitudes similares y ubicación predominantemente septentrional); en segundo lugar, porque ilustra muy bien la alta correlación de los patrones de mezcla-estratificación con las variaciones estacionales altamente marcadas a esas latitudes. En los trópicos, sin embargo, el régimen estacional se limita principalmente a dos temporadas: de lluvias y de secas. Esto marca una diferencia fundamental y abre un nuevo panorama que requiere de una visión menos restringida y una interpretación mesurada de las conclusiones limnológicas derivadas en otras latitudes.

En este sentido, la limnología tropical no tendría mayor importancia si los ambientes acuáticos tropicales pudieran ser entendidos fácilmente a partir de los mismos principios que se aplican para sistemas ubicados en zonas templadas (Lewis, 1996). Algunos principios ciertamente se pueden transferir a través de diferentes latitudes sin problemas, como la respuesta del fitoplancton a la luz. Sin embargo, la tendencia latitudinal en algunas de las variables más importantes en el control del funcionamiento de los sistemas acuáticos sugiere tendencias de naturaleza ecológica, que no son tan evidentes y cuyo entendimiento apremia mayor información y análisis.

Lewis (1987), a partir de la definición de las propiedades fundamentales - aquellas que serían afectadas si un cuerpo de agua se pudiera mover experimentalmente a través de un gradiente latitudinal libre de variaciones regionales o locales - plantea un esquema funcional de causas, efectos, órdenes e interacciones, y concluye que, los contrastes a través de un gradiente latitudinal serán más informativos que el estudio continuo en un rango latitudinal restringido. Así, aunque este esquema es artificial, ya que no toma en cuenta características de los lagos tropicales que podrían ser clasificadas como históricas o fisiográficas, constituye un gran esfuerzo encaminado hacia la globalización de la limnología en general y por el reconocimiento de la limnología tropical en particular.

Por estas razones, la comparación de lagos templados y tropicales tiene mucho potencial para demostrar las funciones de los lagos en general y de los ecosistemas circundantes que de ellos dependen. Además, el estudio de los lagos tropicales será esencial si se desea crear programas encaminados a la protección y utilización de los cuerpos de agua epicontinentales de la mejor manera posible (Melack, 1996).

Dentro de este contexto, aunado a la gran problemática actual de almacenaje y distribución del agua, es claro que el beneficio —y el reto— de estudiar las aguas continentales tropicales va más allá de la simple extensión geográfica de la limnología (Williams, 1994).

En México —país que posee ecosistemas acuáticos únicos en el mundo— es posible encontrar diversos estudios de cuerpos de agua epicontinentales, en su gran mayoría del tipo monomíctico cálido, como Alchichica (Alcocer y Hammer, 1998b; Sánchez-Reyes, 2001) y Atexcac (Macek et. al. 1994) en la cuenca oriental, el lago Zirahuén en Michoacán (Bernal, 1998), y el Zacatal y La Escondida en Veracruz (Torres-Orozco et. al. 1996); además de diversos lagos salinos que comúnmente presentan polimixis o meromixis (Alcocer et al. 1998a). Cada uno de estos cuerpos de agua posee su dinámica propia de temperatura, oxígeno disuelto, nutrientes y clorofila *a*.

Valle de Bravo es un embalse tropical de gran altitud que provee cerca del 30% del agua que se consume en la Zona Metropolitana de la Ciudad de México a través del sistema Cutzamala. En los últimos años, el sistema ha sufrido un acentuado proceso de eutrofización debido a los aportes de drenajes locales y provenientes de la cuenca del río Amanalco, cuya manifestación principal ha sido la progresiva dominancia de cianobacterias (Olvera, 1996).

Ante esta situación, se considera que el primer paso para desarrollar un proyecto de recuperación y conservación, así como una explotación sustentable del embalse, debe ser el contar con un estudio detallado de la hidrología básica del mismo, que incluya la determinación de las variaciones espacio-temporales de los principales descriptores hidrológicos (temperatura, pH, oxígeno disuelto, conductividad).

Debido a la elevada variabilidad de los sistemas tropicales y a la heterogeneidad espacial de las comunidades que participan en estos procesos, es muy importante que cada uno de ellos sea estudiado en escalas temporal y espacial adecuadas para su comprensión cabal, así como su relación con los otros componentes del sistema y con los florecimientos, que suelen presentar variaciones importantes en escalas de tiempo muy cortas, del orden de una semana a meses.

El presente trabajo forma parte de un proyecto más extenso en donde se considerará la biogeoquímica completa de este sistema. La determinación del acoplamiento de la hidrofísica del lago con los procesos biogeoquímicos, así como de los flujos de los elementos biolimitantes carbono, nitrógeno y fósforo constituyen parte de un proyecto de investigación global, con diversos colaboradores multidisciplinarios.

Se ha incluido una breve introducción a diferentes temas relacionados por considerarlos tópicos fundamentales. Aunque estas generalidades limnológicas—como se les ha llamado—bien pueden ojearse únicamente a manera de repaso, es recomendable tenerlas al menos en mente, sobre todo las referentes a limnología física, ya que se relacionan estrechamente con los resultados y la discusión que se presenta en capítulos posteriores.

1.1 RESULTADOS ESPERADOS Y OBJETIVOS

Debido a que el presente trabajo no constituye una tesis experimental, es difícil establecer hipótesis específicas. Alternativamente, el planteamiento del proyecto de investigación espera obtener *a priori* los siguientes resultados:

- a) El conocimiento detallado de las distribuciones espaciales, a lo largo del eje principal del embalse, de los principales descriptores limnológicos – temperatura, pH, oxígeno disuelto y conductividad-, así como de las variaciones temporales de éstos, aportará información indicativa de los procesos hidrológicos que tienen lugar en el embalse.
- b) La determinación de los parámetros hidrológicos y su correcta interpretación permitirá evaluar el grado de consistencia que existe entre los datos obtenidos y la dinámica de circulación de agua en el embalse propuesta.
- c) El estudio simultáneo de nutrientes inorgánicos y clorofila *a* –un descriptor de la actividad fotosintética– permitirá discutir los principales mecanismos probables de acoplamiento entre los procesos hidrológicos y la producción primaria en el embalse.

El **objetivo general** fue estudiar la dinámica hidrológica del embalse de Valle de Bravo, a través de las variaciones espacio-temporales de los principales descriptores hidrológicos, así como su influencia en la clorofila *a* en el sistema y su posible relación con la circulación de agua.

Para lograr esto, se plantearon los siguientes **objetivos puntuales**:

- i) Conocer la hidrología básica del sistema mediante la determinación de las distribuciones espacial y temporal de la temperatura, el oxígeno disuelto y pH del embalse de VB durante al menos un ciclo anual.
- ii) Evaluar la coherencia de las distribuciones espacio-temporales de los parámetros hidrológicos con el patrón propuesto de circulación de una celda e identificar evidencias indicativas de los principales mecanismos físicos de transporte de agua en el embalse.
- iii) Determinar, en paralelo con las observaciones anteriores, las variaciones espacial y temporal de la concentración de nutrientes inorgánicos y clorofila *a* en el embalse.
- iv) Generar un marco descriptivo utilizable en un proyecto global para evaluar y proponer acciones de manejo adecuadas para el aprovechamiento sano y sustentable del embalse.

1.2 GENERALIDADES LIMNOLÓGICAS

Ante la necesidad de revisar algunas generalidades básicas, y por considerarse tópicos fundamentales, se hace una revisión del estado actual del concepto de *eutrofización* y sus implicaciones desde la perspectiva limnológica. También se resumen los principales aspectos conocidos de la biogeoquímica del fósforo, el nitrógeno y el carbono en los sistemas dulceacuícolas, así como su rol central en las cascadas tróficas de los sistemas biológicos y su relación con los procesos y mecanismos que toman parte durante los florecimientos fitoplanctónicos en las aguas continentales de nuestro planeta, ya que es sabido que un incremento en la biomasa fitoplanctónica es consecuencia de un aumento en la disponibilidad de nutrientes (Lampert y Sommer, 1997). Por último se presenta una breve comparación entre sistemas templados y tropicales bajo un esquema de contrastes latitudinales y una puntualización simple de temas relevantes (empleados en el desarrollo del presente trabajo) de limnología física.

1.2.1 Eutrofización

La eutrofización es el término empleado para describir los efectos biológicos de un incremento en la concentración de nutrientes – usualmente nitrógeno y fósforo, pero a veces otros como silicio, potasio, calcio, hierro o manganeso - en ecosistemas acuáticos. Consiste fundamentalmente en el enriquecimiento de las aguas con nutrientes y materia orgánica que estimulan la actividad microbiana y el desarrollo de productores primarios, de manera que la descomposición del exceso de materia orgánica producida, hace disminuir enormemente la concentración de oxígeno en las aguas profundas (Harper, 1992).

No es posible formular una definición más precisa, debido a que la descripción del estado trófico de cualquier cuerpo de agua se hace con base en una condición anterior, o a partir de un estado de referencia de menor concentración de nutrientes, llamado mesotrófico (intermedio) u oligotrófico (bajo en nutrientes). Además, la naturaleza de cada cuerpo de agua generará una respuesta individual a cualquier perturbación.

Las condiciones oligotróficas están asociadas con cuerpos de agua de relativa reciente formación, que reciben agua pobre en nutrientes y, frecuentemente, con sustrato acidificado. Al desarrollarse dicho sistema, su estatus se eleva lentamente, al acumularse gradualmente su biomasa, detritus y sedimento (Margalef, 1983). Los aportes antropogénicos de nutrientes y/o materia orgánica resultan en un incremento en la producción de biomasa, por los cuales, al continuar el proceso, la ecología total del sistema es perturbada y ocurren cambios en la composición de especies del fitoplancton, las que se vuelven ampliamente dominadas por especies de rápido crecimiento, incluyendo cianobacterias tóxicas (Dokulil y Teubner, 2000).

Con el incremento de la turbidez del agua se reduce la penetración de luz, que provoca la pérdida de macrofitas sumergidas. Esta pérdida, según Barnes y Mann (1991), empobrece la fauna de invertebrados y, por lo tanto, la composición de la comunidad de peces cambia. La administración y el manejo de los cuerpos de agua son derivados tanto empíricamente como por el uso de modelos que regularmente se enfocan en lograr y mantener niveles “permisibles” de fósforo y nitrógeno.

Estos modelos pueden ser usados para establecer objetivos claros en la reglamentación de la calidad del agua; sin embargo, en la práctica las reducciones requeridas en las descargas de P y N son por lo regular mayores que las predichas en los modelos. La situación se complica por la movilización de fosfatos y otros nutrientes desde los sedimentos, la eficiencia con que son utilizados y la resuspensión de detritus y sedimentos, por acción del viento y/o bioperturbación (Ryding y Rast, 1989).

Se ha sugerido otra categorización de los lagos de acuerdo con su contenido en carbono orgánico disuelto (COD) y sus fuentes de procedencia. Por un lado, la autotrofia, donde los lagos pasan de oligotróficos a eutróficos por el incremento en el contenido de nutrientes (N y P); por otro lado, la alotrofia, donde los lagos pasan de oligotróficos a distróficos por el aumento en su contenido de COD (Carpenter et al., 1998). El COD es también importante en la formación de subproductos tóxicos derivados de su interacción con agentes oxidantes fuertes (Cl_2 , O_3 , radiación UV, H_2O_2) usados en la potabilización del agua, lo que sugiere la necesidad de incluir su cuantificación, además de la de los nutrientes, en futuras investigaciones integrales realizadas sobre ecosistemas lacustres (Wetzel, 2001). La postura clásica, basada principalmente en observaciones realizadas en sistemas templados, en zonas ubicadas a grandes latitudes, reconoce la eutrofia como la última etapa natural - casi estacionaria - en la vida de un cuerpo de agua (Harper, 1992). Aunque la importancia del concepto de flujo de energía a través de distintos niveles de redes tróficas acuáticas es indiscutible, las conclusiones obtenidas acaso serán válidas para un cuerpo de agua de origen glacial en regiones templadas.

En México, la Red Nacional de Monitoreo de la CNA determinó a nivel nacional, que el 68% de las muestras de aguas superficiales analizadas calificó como contaminada o fuertemente contaminada y el 18% como aguas excesivamente contaminadas, con valores de índice de calidad de agua (ICA) entre 0 y 40, frente a un valor óptimo de 100 (INEGI, 1996). Estos valores se deben en gran medida al proceso de eutrofización observado en muchos cuerpos de agua mexicanos, en particular por el incremento de fósforo, que refleja contaminación por aguas residuales, domésticas e industriales, que contienen detergentes, y al arrastre de fertilizantes en los lixiviados de la agricultura.

1.2.2 Nutrientes

Además de la luz, los nutrientes - en especial nitrógeno y fósforo - son el factor limitante para la producción del fitoplancton, ya que la mayor parte de los estudios indican que un incremento en la biomasa fitoplanctónica es consecuencia de un aumento en la disponibilidad de estos elementos (Lampert y Sommer, 1997). El nitrógeno se encuentra en el agua de diferentes formas y esta especiación hace suponer que su asimilación sea diferencial, es decir, que las formas más reducidas sean las más favorables energéticamente. Los compuestos del nitrógeno son en su mayor parte solubles y, desde este punto de vista, más asequibles para los organismos, en comparación con el fósforo que forma compuestos insolubles y mantiene un equilibrio con los sedimentos (Margalef, 1983). En las aguas naturales suele encontrarse casi tanto nitrógeno en forma orgánica soluble como en forma inorgánica, sin contar al gas nitrógeno molecular. El nitrógeno inorgánico se halla en diversos estados de oxidación: (0) nitrógeno gaseoso (N_2), (-3) amoníaco / amonio ($\text{NH}_3/\text{NH}_4^+$), (+1) óxido nitroso (N_2O), (+2) monóxido de nitrógeno (NO), (+3) ácido nitroso / nitrito ($\text{HNO}_2/\text{NO}_2^-$), (+4) dióxido de nitrógeno (NO_2) y (+5) ácido nítrico / nitrato ($\text{HNO}_3/\text{NO}_3^-$).

El nitrógeno no forma compuestos insolubles, pero se puede encontrar en el sedimento en forma de compuestos adsorbidos sobre partículas sólidas o asociado a ácidos húmicos, además de las formas disueltas en el agua intersticial. Aunque una parte del nitrógeno gaseoso es removido por fijación por productores primarios, los procesos microbianos de nitrificación y desnitrificación suelen ser más importantes.

La nitrificación de amonio (NH_4^+) dentro de la capa de sedimento aeróbico produce nitrito (NO_2^-) y nitrato (NO_3^-), ambos pueden ser asimilados por los productores primarios; sin embargo, la remoción fundamental del nitrógeno depende de la subsiguiente desnitrificación anaeróbica de NO_3^- y NO_2^- a N_2 que se libera a la atmósfera (Payne, 1986). La relación entre la tasa de desnitrificación y la concentración de NO_3^- varía importantemente entre los diferentes estratos de un cuerpo de agua; así, un adecuado aprovisionamiento de NO_3^- es esencial para conducir el proceso de desnitrificación.

La desnitrificación tiene consecuencias ecológicas y geoquímicas, tanto en sistemas costeros marinos como en sistemas dulceacuícolas; ésta remoción de nitrógeno es importante en la regulación de la cantidad de producción primaria, que se encuentra limitada por la disponibilidad de nitrógeno en dichos sistemas (Ryding y Rast, 1989). Las tasas de desnitrificación en lagos y embalses, en general, han sido inferidas por balances de masa de los inventarios totales de nitrógeno y, aunque estos balances no proveen información acerca del sitio específico donde sucede la desnitrificación (sedimentos o columna de agua), su variabilidad espacial o los factores que la controlan (Seitzinger, 1988), si se efectúan a lo largo de uno o más ciclos anuales, esta aproximación posee la ventaja de brindar estimados integrados a nivel de todo el sistema.

Por otro lado, la descarga de compuestos nitrogenados de desecho al aire y agua, provenientes de la industria y la disposición de desperdicios sólidos, resulta en un incremento de las concentraciones de NO_3^- al medio ambiente. Esto ocurre a través de descargas directas de NO_3^- o de la conversión de otros compuestos nitrogenados a NO_3^- por acción física o microbiológica. La producción primaria neta depende de la rápida interconversión de fósforo, entre las formas disuelta y orgánica en el epilimnion. La mineralización neta de fósforo comienza aproximadamente cuando la razón $\text{N:P} < 16$. Sin embargo, se ha observado que el fósforo también es liberado desde los sedimentos, durante condiciones aparentemente óxicas, particularmente en lagos someros que reciben descargas municipales, de manera que la pérdida de fósforo por sedimentación es excedida por su liberación desde los sedimentos constituyendo la carga interna de fósforo.

Durante periodos de estratificación, la reserva de fósforo en las aguas superficiales disminuye progresivamente con la muerte y hundimiento de fitoplancton y otros organismos hacia el hipolimnion. Las aguas anóxicas del hipolimnion, por lo general, presentan altas concentraciones de fósforo, que retorna a la superficie durante los periodos de mezcla. Cuando el aporte de fósforo a la capa fótica se incrementa, la comunidad fitoplanctónica cambia de dominancia a especies fijadoras de N_2 , y la producción primaria neta aumenta; la fijación de N_2 puede proveer por arriba del 82% del aporte de nitrógeno a la comunidad fitoplanctónica (Payne, 1986). En este sentido, Nürnberg (1995) encontró que las concentraciones de N y P están directamente relacionadas con aguas hipolimnéticas anóxicas de lagos y embalses, aunque aquí se puede resaltar la discusión hecha por Dodds (2003) acerca del uso indiscriminado de la razón de concentraciones de NO_3^- y ortofosfato (PO_4^{3-}) como indicadores del estado trófico de algún cuerpo de agua.

Asimismo, aunque los fosfatos están normalmente inmovilizados en los suelos, si la capacidad de adsorción-desorción es excedida, el fósforo será rápidamente transportado dentro de capas más profundas del sedimento, y el grado y velocidad de movimiento dependerá de la heterogeneidad del sedimento y de la forma química que presenten los fosfatos (Harper, 1992).

1.2.3 Biomasa fitoplanctónica

Los florecimientos fitoplanctónicos constituyen, a menudo, eventos predecibles en los ecosistemas marinos y dulceacuícolas. Estos florecimientos siguen patrones característicos de cambios hidrobiológicos como el aumento en el aporte de materiales terrígenos por escorrentía, cambios en la estructura de la columna de agua, surgencias e incremento en la estratificación térmica acoplados a variaciones de temperatura y condiciones lumínicas que favorecen el crecimiento y proliferación de biomasa fitoplanctónica (Shapiro, 1973). Los cambios hidrológicos conducen al enriquecimiento en nutrientes de las aguas superficiales que sostienen estos florecimientos; como resultado, el efecto sinérgico de condiciones físicas y químicas óptimas, pueden dictar la frecuencia y magnitud de los florecimientos en numerosos sistemas acuáticos (Smayda, 1997).

Tres categorías nocivas básicas son atribuibles a algunos de los taxa fitoplanctónicos que constituyen los florecimientos: **1)** deterioro perceptible en la calidad del agua, incluyendo cambios en el estado trófico; **2)** riesgos a la salud, crónicos o intermitentes, incluyendo toxicidad; y **3)** pérdida del valor estético y recreativo de las aguas afectadas.

El estudio del fitoplancton abarca tradicionalmente la determinación de la biomasa y de la productividad primaria. Las mediciones de clorofila son la forma de aproximación más rápida para conocer cuantitativamente la biomasa fitoplanctónica en un cuerpo de agua. Se considera que la clorofila *a* tiene un relación lineal con la biomasa del fitoplancton y debido a su presencia constante en todos los grupos algales, su determinación es el método más utilizado para estimar dicha biomasa (Wetzel y Likens, 1990).

La gran mayoría de los trabajos realizados y publicados concernientes a la producción primaria y a la determinación de biomasa del fitoplancton se han enfocado en lagos templados. Sin embargo, los pocos estudios limnológicos realizados en la zona tropical muestran diferencias importantes entre estas áreas. Al comparar la biomasa del fitoplancton entre lagos templados y tropicales se observa en estos últimos una menor variación en la biomasa a lo largo de un ciclo anual (Payne, 1986).

Una fuerte estratificación vertical favorece la acumulación de cianobacterias a profundidades óptimas de crecimiento. Dichas profundidades pueden variar diariamente, en función de la radiación fotosintéticamente activa (PAR) y de la concentración de nutrientes óptimas a lo largo del perfil vertical de la columna de agua. Las cianobacterias pueden orientarse rápidamente, en forma vertical, bajo condiciones de variabilidad en los regímenes de PAR y nutrientes, a través de alteraciones en su flotabilidad inducidas por cambios en el número de vesículas de gas intracelulares; así, muchas especies formadoras de florecimientos pueden rápidamente surgir o hundirse a través de una columna de agua estratificada (Paerl y Ustach, 1982).

En columnas de agua estratificadas que soportan extensivos florecimientos, la disponibilidad de CO₂ puede restringirse rápidamente (pH > 9). Una flotabilidad positiva contribuye a aliviar la limitación de carbono inorgánico, ya que permite que las células intercepten el CO₂ directamente en la interfase aire-agua. Adicionalmente a la formación de una "nata" superficial, como mecanismo de acceso al CO₂ atmosférico, múltiples géneros fitoplanctónicos nocivos, como *Anabaena* y *Microcystis*, son capaces de utilizar HCO₃⁻ directamente, por transporte activo a través de membrana, o por su conversión a CO₂, mediante la enzima anhidrasa carbónica.

En estas condiciones de pH elevado, ciertos géneros de cianobacterias (*Anabaena* y *Aphanizomenon*) desplazan por competencia a especies de clorofíceas y bacilariofíceas en lagos eutroficados pequeños. Contrariamente, a pH ≤ 7.0 las mismas cianobacterias pierden esa ventaja competitiva (Shapiro, 1973).

Por otro lado, trabajos recientes han mostrado la habilidad de poblaciones naturales de *Anabaena* y *Microcystis*, de contrarrestar condiciones potenciales de foto-oxidación, mostrando una gran resistencia a irradiación UV, en comparación con otros géneros fitoplanctónicos. Esta se atribuye a que estos géneros de cianobacterias poseen gran cantidad y diversidad de carotenoides. El enriquecimiento del agua con aportes excesivos de nitrógeno y fósforo de origen terrígeno y alóctono, independientemente de sus proporciones relativas (N:P), están invariablemente ligados al desarrollo y sostenimiento de los florecimientos fitoplanctónicos en sistemas marinos y dulceacuícolas (Paerl y Ustach, 1982).

De acuerdo con esto, los esfuerzos de investigación y manejo de los cuerpos de agua se han orientado principalmente al estudio y control del incremento en las cargas de fósforo y nitrógeno en la formación de florecimientos fitoplanctónicos nocivos. En aquellos sistemas que reciben grandes aportes de fósforo, *Anabaena*, *Aphanizomenon* y *Gloeotrichia* son los géneros dominantes, mientras *Microcystis* y *Oscillatoria* pueden conformar una porción minoritaria de la comunidad fitoplanctónica nociva.

1.2.4 Breve comparación entre sistemas acuáticos tropicales y templados

A continuación se presenta una breve comparación de algunas consideraciones teóricas y prácticas para sistemas acuáticos templados y tropicales, basada en los lineamientos de Lewis (1987 y 1996) y en otros textos de limnología general (Margalef, 1983; Wetzel, 2001; Lampert y Sommer, 1997).

Temperatura

La mayor parte de la energía disponible en el planeta proviene de la radiación del sol. Cuando ésta alcanza un lago, una pequeña fracción es reflejada y la restante penetra el agua. La radiación que penetra dentro del lago es dispersada, absorbida como calor, o transformada en otro tipo de energía, como la almacenada en el carbono reducido producto de la fotosíntesis. Dado que la luz proviene siempre desde arriba y es absorbida a su paso a través de la columna de agua, existe un *gradiente vertical* en cualquier lago que tiene profundas consecuencias en la producción y vida del cuerpo de agua. Las entradas y salidas de calor al sistema son, por lo tanto, fenómenos de superficie (Wetzel, 2001).

La temperatura de la capa superior mezclada varía como una función de la latitud, así que desde el ecuador hasta casi 40° de latitud, la declinación en la temperatura media se explica principalmente por el pronunciado decaimiento en la temperatura anual mínima, reflejada por la temperatura en el fondo de la columna de agua durante la estratificación. En latitudes templadas, los cambios estacionales en la temperatura del agua están asociados con la mezcla y la estratificación. Esta estacionalidad ese encuentra suprimida en los trópicos, pero no estrictamente ausente.

Los lagos tropicales se pueden clasificar, de acuerdo a la frecuencia y duración del periodo de mezcla y estabilización de la columna de agua, como *monomícticos cálidos*, *oligomícticos* o *polimícticos*. Los *monomícticos cálidos* se caracterizan por ser lo suficientemente profundos para estratificarse la mayor parte del año y tienden a mezclarse de manera predecible en una época particular del año y a permanecer estratificados el tiempo. En este sentido, no hay mucha variación con referencia a los lagos subtropicales o templados de baja latitud, excepto porque el periodo de mezcla suele ser tan corto como un mes o seis semanas en los trópicos. En la mayoría de los casos, este periodo coincide con el invierno hemisférico, es decir, con los meses de irradiación mínima, lo que implica que el gradiente latitudinal pronunciado en la irradiación mínima es la principal causa de la estacionalidad.

El régimen térmico se debe principalmente al intercambio de calor por la superficie, sin embargo, tanto la velocidad como la constancia del viento, juegan un papel importante en la distribución de calor en toda la columna de agua y en la profundidad de la termoclina. La alteración de cualquiera de estos factores puede producir cambios en la estabilidad durante el periodo de estratificación.

Estabilidad

Otro de los contrastes más importantes entre lagos templados y tropicales es su diferente susceptibilidad a los cambios en estabilidad asociados con la ganancia o pérdida de calor. La estabilidad es una medida de la cantidad de trabajo necesario para tener una columna de agua térmicamente homogénea. Para un lago de forma y dimensiones dadas, la estabilidad está determinada enteramente por la distribución de las densidades, que están relacionadas – de manera directa, más no lineal - con la temperatura.

La enorme respuesta de la densidad del agua a temperaturas altas genera una gran estabilidad para diferencias mínimas en la temperatura. Esto se debe a que el cambio de densidad por grado centígrado es mayor a altas temperaturas, ya que el valor absoluto de la pendiente $d\rho/dT$ es mayor al avanzar sobre el eje hacia temperaturas mayores, pues la dependencia no es lineal. De esta manera, los cuerpos de agua tropicales relativamente profundos pueden mantenerse estratificados la mayor parte del año.

Las altas temperaturas mínimas y el pequeño rango de temperaturas característico en lagos tropicales causan que cualquier cambio en la estabilidad sea mucho mayor que en lagos de altas latitudes. En general, los lagos tropicales se estratifican y mezclan más fácilmente en respuesta a cambios en la fuerza del viento o flujos de calor. Esta característica tiene gran importancia en la eficiencia de los lagos tropicales en el reciclamiento de nutrientes y en establecer el reloj sucesional para las comunidades fitoplanctónicas.

Precediendo cualquier reducción en la estabilidad como resultado de una pérdida de calor, la capa mezclada de un lago tiende a aumentar de grosor hasta que el viento prevaleciente establece un nuevo equilibrio entre el gradiente debajo de la termoclina y el espesor de la capa mezclada. Esta redistribución del calor disminuye aún más la estabilidad que es una función directa de la distribución desigual del calor dentro del lago. El contenido de calor de un cuerpo de agua es, la cantidad de calor expresada en julios o calorías, que sería liberado durante el enfriamiento desde su temperatura máxima hasta 0°C.

Grosor de la capa superficial mezclada

Para lagos templados, el concepto tradicional ha sido que la capa mezclada mantiene un espesor constante hasta que ocurre un ensanchamiento gradual y uniforme como resultado de la erosión de la termoclina durante la temporada de enfriamiento (Wetzel, 2001). Sin embargo, este concepto es impreciso para lagos tropicales, debido a que éstos son más sensibles que su contraparte templada a los cambios en la acción del viento y tienen una alta respuesta de la estabilidad a cambios de contenido calórico. Es importante pensar en rangos, más que en promedios, para la velocidad del viento y la ganancia o pérdida neta de calor. Esta mayor variación en el espesor de la capa mezclada en latitudes tropicales provoca: (a) cambios en la disponibilidad de la luz asociados con la dilución de la biomasa y el movimiento del plancton hacia mayores profundidades, y (b) cambios en la disponibilidad de nutrientes causados por la entrada de éstos desde la capa profunda.

Producción primaria

Tanto la temperatura como el patrón de circulación afectan a la fotosíntesis. La temperatura tiene un efecto directo en la velocidad de fotosíntesis bajo condiciones saturadas de nutrientes. Esto causa que la producción primaria anual en un lago tropical es cerca del doble del valor para uno templado. Sin embargo, las comunidades fitoplanctónicas de los cuerpos de agua se encuentran deficientes de nutrientes, y no se encuentran bajo el control térmico. La disponibilidad de nutrientes está controlada por tres procesos: (a) la regeneración en la capa mezclada, (b) regeneración del sedimento en contacto con la capa superior mezclada, y (c) transferencia hacia la capa mezclada desde la columna inferior de agua.

Melack (1996) indica que se ha demostrado la ausencia de una tendencia latitudinal dentro de una variabilidad temporal en los trópicos, identificando una gran cantidad de patrones característicos de cambio interanual o estacional. El rango estacional y la variabilidad del fitoplancton y la fotosíntesis son conocidos actualmente para una gran variedad de lagos tropicales. La mayor parte de los lagos tropicales presenta fluctuaciones estacionales que corresponden usualmente a variaciones en la precipitación, escorrentía o mezcla vertical dentro del lago.

Variación en la producción primaria

La duración de la temporada de mezcla no ha sido estudiada a fondo con relación a la latitud, pero en general, ésta dura de uno a tres meses en los trópicos. A cualquier latitud, la presencia de la mezcla completa o profunda en lagos de profundidad apreciable, provoca un decremento en la producción primaria neta hasta niveles insignificantes mediante la reducción de la cantidad de luz que puede ser absorbida por el fitoplancton en una cantidad tal que los costos metabólicos de mantenimiento excedan a la tasa fotosintética.

En general, la productividad primaria es más alta en los lagos tropicales que en los templados. En los primeros existe una pequeña biomasa fitoplanctónica debido a la falta de nutrientes, sin embargo, la alta velocidad de reciclamiento de los nutrientes justifica la productividad que se ha registrado. Una mayor temperatura media es el factor que determina la mayor velocidad metabólica de las tasas de reciclamiento y de adsorción de nutrientes por parte del fitoplancton tropical.

En la práctica, sin embargo, el efecto de la disponibilidad de nutrientes durante la temporada de producción máxima, cuando las temperaturas difieren mínimamente a través del eje latitudinal es tan grande, que el efecto de la temperatura puede ser de importancia secundaria en comparación con los efectos de orden mayor que regulan la cantidad de suministro de nutrientes dentro de la capa mezclada.

En lagos que se estratifican, se espera que el fitoplancton se presente hasta que el nutriente limitante (generalmente nitrógeno o fósforo) se agote y, por lo tanto, la biomasa disminuya si los nutrientes no llegan de nuevo hacia la capa mezclada desde las capas profundas o por remineralización desde los sedimentos. De esta manera, la biomasa fitoplanctónica debería disminuir en los lagos tropicales que permanecen estratificados por largos periodos de tiempo, como es el caso del embalse de Valle de Bravo.

Sin embargo, en algunos sistemas tropicales se ha observado que la estabilidad de la columna de agua se ve alterada por periodos anómalos climáticos que disminuyen la estabilidad térmica de la columna, generando mezclas parciales e irregulares que ensanchan el epilimnion y permiten el paso de nutrientes atrapados o remineralizados en la termoclina hacia la zona fótica (epilimnion) donde son empleados nuevamente en la generación de biomasa. Ciertos periodos de concentración alta de clorofila *a* han sido registrados para otros lagos tropicales y explicados a través del fenómeno denominado *atelomixis*, en un trabajo clásico sobre el Lago Lanao, Filipinas, de Lewis (1973).

Concentraciones puntuales de clorofila *a* elevadas en periodos que no coinciden con el florecimiento de diatomeas—generalmente al inicio de la circulación—, ni con el de cianobacterias—al inicio de la estratificación—, se han registrado en otros lagos tropicales y templados. Por ejemplo, en el lago Valencia, en Venezuela, se presentan valores altos en la concentración de clorofila *a* en periodos de alta estratificación, durante los cuales el espesor de la capa mezclada aumenta, para llegar a mayor profundidad de forma repentina, debido a periodos cortos de vientos fuertes y disminución de la temperatura asociada a días nublados, lo cual *erosiona* la parte superior de la termoclina.

Eficiencia en la regeneración de nutrientes

La tendencia de la producción primaria con respecto a la latitud, analizada junto con otros factores que presentan también una variación latitudinal, indica un reciclamiento de nutrientes más efectivo en latitudes bajas. Dos de los factores más importantes que determinan la eficiencia del reciclamiento en lagos son: (a) la velocidad a la cual un nutriente es liberado de la materia orgánica no viva en una forma que pueda ser reabsorbida por los productores primarios, y (b) la tasa a la cual los nutrientes son desprendidos a la zona epilimnética desde aguas profundas o desde el sedimento. Un lago estratificado experimenta una pérdida en el inventario de nutrientes en la capa mezclada como resultado de la sedimentación.

El orden de influencia hacia la producción primaria es muy variable de acuerdo con las propiedades físicas del lago, el tamaño inicial de la reserva y la demanda de nutrientes. Estudios de casos característicos muestran que las variaciones en el tamaño de la capa de mezcla pueden fácilmente magnificar la producción primaria en lagos tropicales por un factor de dos o más en comparación con lagos físicamente similares en zonas templadas.

Agotamiento de oxígeno disuelto en aguas profundas

La distribución vertical del oxígeno disuelto es uno de los más importantes factores abióticos para los organismos que lo habitan. La composición de las comunidades acuáticas es altamente dependiente del régimen de oxígeno dominante en el lago. Debido a la demanda bioquímica de oxígeno (DBO), las aguas profundas experimentan un agotamiento durante la temporada de estratificación, cuando el oxígeno no puede renovarse ya sea por fotosíntesis o mezclado. Para lagos templados, la cantidad de oxígeno en el fondo al final del periodo de estratificación está determinado por la concentración de oxígeno al momento de la estratificación, productividad neta y profundidad. En lagos tropicales se presenta un esquema similar, con algunas diferencias. La tendencia hacia menores concentraciones de oxígeno en el hipolimnion a menores latitudes se basa en diversos factores: **(a)** el efecto de la temperatura en la concentración de saturación del oxígeno en agua; **(b)** la sensibilidad de la demanda bioquímica de oxígeno a la temperatura; **(c)** duración mayor del periodo de estratificación en lagos tropicales; **(d)** productividad mayor para una cantidad dada de nutrientes en lagos tropicales; y, **(e)** los lagos tropicales pueden lograr menos fácilmente una saturación de oxígeno que los templados.

1.2.5 Limnología física

Los movimientos en un lago estratificado son el resultado de las delicadas interacciones entre las cuatro perturbaciones dominantes (viento, flujo de entrada, flujo de salida y calentamiento diferencial), la energía potencial de la estratificación residente, la batimetría del lago y la rotación de la Tierra si el lago es grande. La competencia entre el viento y el enfriamiento convectivo en la superficie contra la influencia estabilizadora del calentamiento causado por el sol, provoca una serie de movimientos en el lago que comprenden ondas superficiales, corrientes, ondas internas y flujos turbulentos. En un sentido más amplio, menciona Imberger (1994), el lago puede verse como un complejo oscilador dinámico y el grado de estratificación determina su elasticidad.

Diversos movimientos rítmicos se presentan tanto en la superficie como internamente en capas más profundas. Cuando en la superficie se presenta un movimiento oscilatorio se generan *ondas progresivas* o *viajeras* que provocan un desplazamiento circular en cualquier partícula, de agua o no, que es retornada al equilibrio con la gravedad (por lo que son llamadas también *ondas de gravedad*) actuando como fuerza de restitución.

La inclinación inducida por viento en la superficie y en el metalimnion, provoca el desplazamiento de una cantidad mayor de agua hacia el extremo del embalse hacia el otro. Cuando el viento cesa, el estrato de agua inclinado fluye de vuelta al punto de equilibrio, el cual es sobrepasado por el momento inercial y se genera un movimiento oscilatorio de la masa de agua del estrato superior (Wetzel, 1991). Esta *onda larga estacionaria* se denomina en limnología *seiche*.

Aunque los seiches y las ondas internas constituyen por sí mismos un fascinante objeto de estudio, el principal interés para la limnología y el mantenimiento de aguas, radica en su contribución a la generación de turbulencia y, consecuentemente, mezcla. Durante la estratificación, las corrientes generadas por ondas internas son responsables de la aparición de pequeñas capas internas que se deslizan una sobre otra en direcciones opuestas, y dependiendo del balance entre la energía mecánica así suministrada y la empleada para oponer la fuerza de flotabilidad asociada al gradiente térmico vertical (número de Richardson, $Ri < 0.25$), se dará la mezcla turbulenta.

Del total de ondas internas que son teóricamente posibles en un lago estratificado, la más común parece ser una onda uninodal sobre el plano de la termoclina. En cuencas de forma más o menos regular de longitud máxima de 1.5 a 75 km, el seiche interno uninodal a lo largo del eje principal siempre aparece como la resonancia principal (Wetzel, 1991). Existe una tendencia general a que las ondas se propaguen predominantemente en dirección horizontal, mientras que las interacciones onda-onda actúan y hacen a los componentes de la onda simétricos (Imberger, 1994). Cuando el lago está estratificado, las capas de agua de distintas densidades oscilan relativamente entre sí unas con otras. La más acentuada es la oscilación del metalimnion, en el cual, tanto la amplitud como el periodo de la onda estacionaria interna, o seiche interno, son mucho mayores que aquellos de seiches superficiales. En el modelo más sencillo, consistente de una "tina" rectangular con un "epilimnion" homogéneo de espesor h_e y densidad ρ_e y un "hipolimnion" de grosor h_h y densidad ρ_h , el periodo (t) del primer modo normal del seiche interno está dado por:

$$t = \frac{2l}{n \sqrt{\frac{g(\rho_h - \rho_e)}{\frac{\rho_h}{h_h} + \frac{\rho_e}{h_e}}}}$$

donde:

l = longitud de la "tina" (en cm)

g = aceleración debida a la gravedad ($980,7 \text{ cm s}^{-2}$)

n = numero de modo

Al simplificar para la interfase aire-agua, obtenemos el periodo correspondiente al seiche superficial:

$$t = \frac{2l}{n \sqrt{gz}}$$

Existe un número infinito de modos de oscilación. Sin embargo, en la naturaleza, los periodos bajos predominan debido a que la disipación por fricción afecta a los modos mayores (bajos periodos y altas frecuencias). Es fácil interpretar el modo "normal" o "fundamental" de vibración ($n = 1$) como la oscilación o balanceo del plano de la superficie (interfase agua-aire o termoclina) sobre un eje imaginario situado transversalmente a la mitad del lago (suponiendo una perfecta simetría). El modo indica el número de nodos (donde es nula la componente vertical de desplazamiento del agua, mientras que el componente horizontal es máximo).

2.0 ÁREA DE ESTUDIO

Valle de Bravo (VB) es un embalse ubicado en la latitud $19^{\circ}21'N$, a 1830 m s.n.m., con una superficie de 18.55 km^2 , una profundidad máxima de 38.6 m en la cortina (media de 21 m) y capacidad máxima de $391 \times 10^6 \text{ m}^3$. Tiene un largo máximo de 7.3 km y ancho máximo de 6.3 km; el desarrollo de línea de costa es de 1.6 que resulta en una forma irregular y el desarrollo del volumen es de 1.8 que resulta en un cuerpo de agua azolvado, ambas características son típicas de cuerpos de agua artificiales (Olvera, 1996).

De acuerdo con un estudio centrado en la calidad del agua, se considera que este embalse pasó de oligotrófico en 1980 a mesotrófico en 1987 y a eutrófico a partir de 1992 debido a las crecientes descargas de nitrógeno y fósforo a través de las aguas residuales locales y las de la cuenca del río Amanalco (Olvera, 1996). Adicionalmente, entre 1991 y 1992 se picó y hundió hacia el fondo del lago casi la totalidad del lirio existente, incrementando la carga orgánica y acentuando la anoxia del hipolimnion durante la estratificación. En la última década se han presentado importantes florecimientos fitoplanctónicos, con una progresiva dominancia de cianobacterias de taxa potencialmente tóxicos, como *Microcystis* y *Anabaena*, la cual generó cepas tóxicas con presencia de la neurotoxina anatoxina-a (Martínez et al. 1998).

Estas condiciones implican riesgos importantes para su aprovechamiento, ya que el embalse de Valle de Bravo provee cerca del 30% del agua que se consume en la zona metropolitana de la Ciudad de México a través del Sistema Cutzamala. Cabe mencionar que los sistemas de tratamiento de agua actuales no están diseñados para la eliminación de dichas especies fitoplanctónicas ni sus toxinas. Además, las especies potencialmente tóxicas constituyen un riesgo directo para la salud de los usuarios locales del embalse, tanto para actividades recreativas –que son fundamentales para la economía del municipio– como para la pesca, que constituye una fuente de alimentación local.

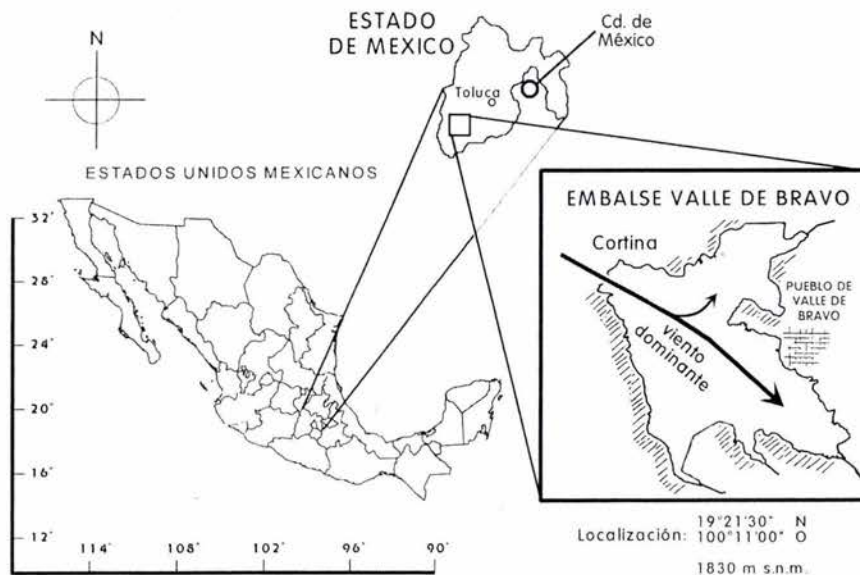


Figura 2.1 Ubicación del embalse de Valle de Bravo y la dirección del flujo de viento dominante.

El sistema está sujeto a un régimen de viento de alta intensidad y dirección constante, que fluye a lo largo de los dos brazos principales de este cuerpo de agua tal y como se muestra en la Figura 2.1. Mediante observaciones de campo directas, se ha detectado que el sistema permanece estratificado la mayor parte del año (desde marzo hasta noviembre), y que el hipolimnion se vuelve rápidamente anóxico al iniciar la estratificación. A partir del análisis preliminar de las variaciones temporales en el perfil de temperatura, también se ha detectado evidencia de que podría presentarse un flujo neto de ascenso de agua desde el hipolimnion hacia el epilimnion en la región cercana a la cortina de la presa, donde el viento entra al embalse, de manera análoga a una "surgencia".

Entre los elementos que respaldan lo anterior, están tanto la distribución de los florecimientos planctónicos –asociados normalmente a la zona de ascenso de agua–, como la existencia de gradientes horizontales en el hipolimnion a lo largo del eje de circulación propuesto en especies químicas que pueden tener una evolución temporal asociada a la condición anóxica, como son los nitratos, nitritos y amonio.

A partir de la regularidad del viento en el sistema, y de su morfología aproximadamente rectangular en el eje principal de flujo del viento, es posible postular que el patrón de flujo neto en al menos el brazo occidental del embalse tenga la forma de una celda como la esquematizada en la Figura 2.2. Este modelo es indudablemente una simplificación de la dinámica física del embalse, que seguramente tiene variaciones importantes, así como la presencia de oscilaciones inerciales, seiches, ondas internas, etc. Sin embargo, la información disponible indica que la circulación neta resultante en escalas de tiempo medias (semanas a meses) probablemente es de la naturaleza propuesta.

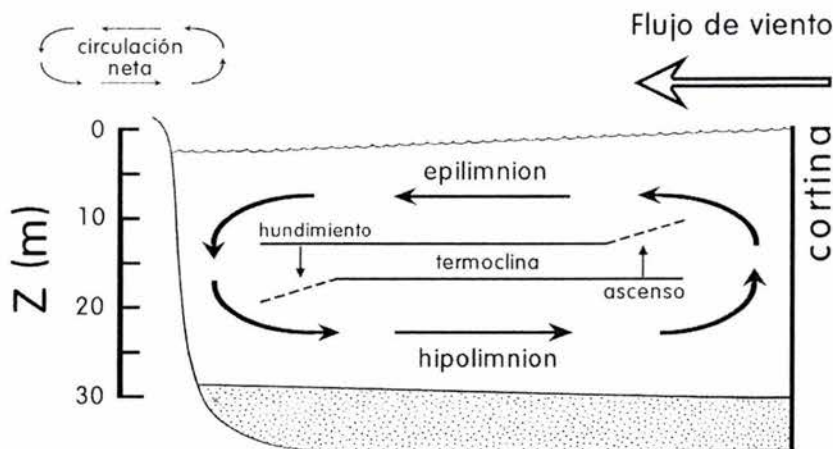


Figura 2.2 Modelo de una celda propuesto para la circulación de agua a lo largo del eje principal de viento del embalse de Valle de Bravo.

Debido a esto, se considera necesario un estudio general para conocer la hidrología básica del lago y la dinámica del intercambio de agua entre el epilimnion y el hipolimnion, que incluya la determinación de las variaciones espacio-temporales de los principales descriptores hidrológicos (temperatura, pH, oxígeno disuelto, conductividad) y los diversos procesos que la afectan, como la variación de los efectos del viento y el calentamiento solar.

3.0 METODOLOGÍA

En este capítulo se describen de manera breve y concisa los métodos empleados durante el desarrollo del presente estudio, separándolos en tres grandes rubros principales. En primer lugar, se presentan los criterios utilizados para definir tanto la estrategia, como la frecuencia de los muestreos; posteriormente, se describen los métodos analíticos específicos empleados con sus referencias pertinentes; y, finalmente, se encuentra lo que se refiere al procesamiento, revisión, análisis y presentación de los datos de manera gráfica.

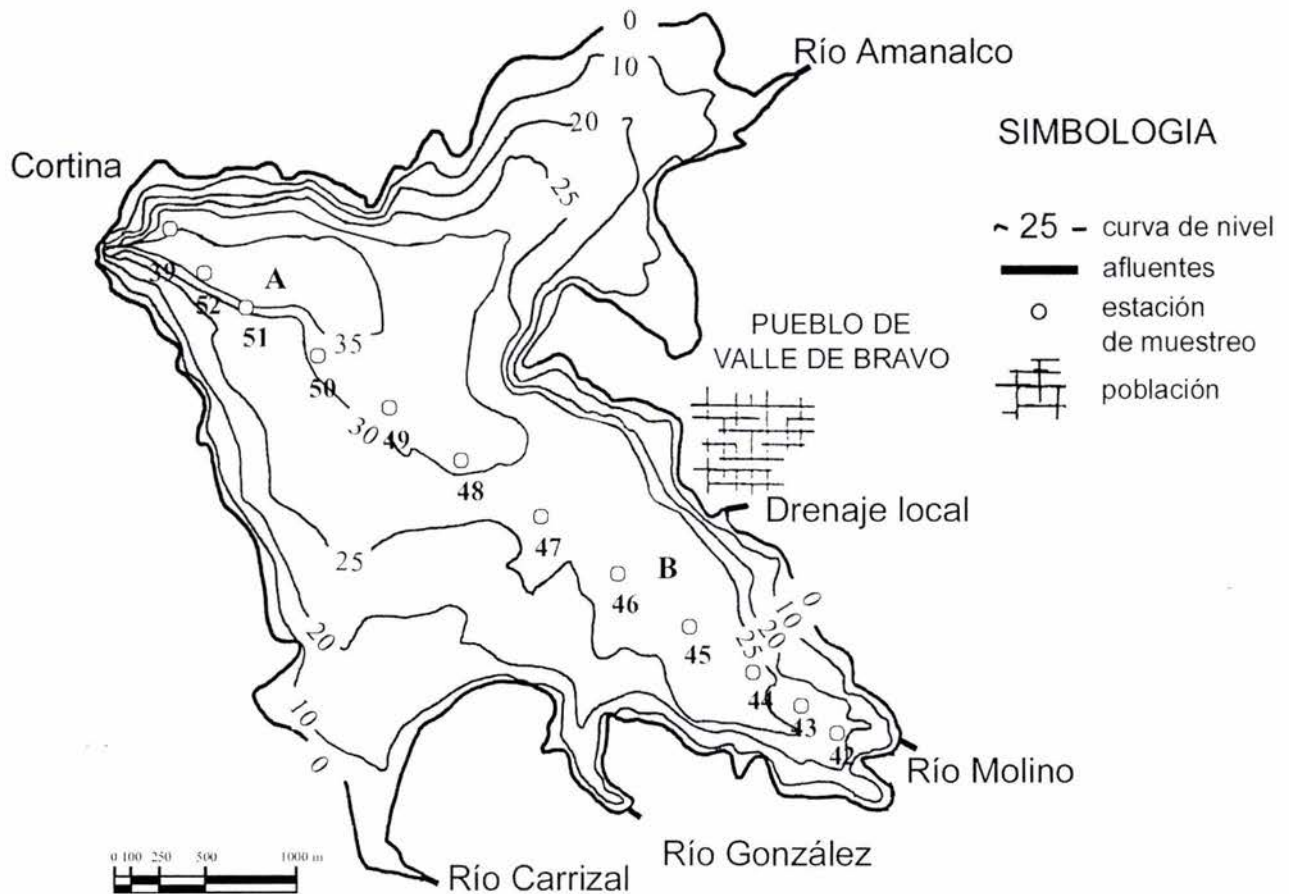


Figura 3.1 Batimetría y distribución espacial de las estaciones a lo largo del transecto principal del embalse de Valle de Bravo. Se muestran las estaciones de repetición A y B (ver texto más adelante).

3.1 LOGÍSTICA DE MUESTREO

El proyecto comprendió el estudio de un ciclo anual, con observaciones realizadas durante campañas de muestreo y registro con una frecuencia aproximadamente quincenal a mensual durante el periodo 2001-2002 en el embalse de Valle de Bravo, México.

Las observaciones se realizaron en 12 estaciones de muestreo, distribuidas a lo largo del eje principal del embalse, a distancias de aproximadamente 400 m en los extremos (estaciones 39, 52, 51, 44, 43 y 42) y de 800 m para las demás. Para esto, se utilizó una lancha con motor fuera de borda adecuada para la intensidad y requerimientos de los muestreos. La batimetría del embalse y la distribución de las estaciones se pueden observar en la Figura 3.1. La Tabla 3.1 presenta la localización de las estaciones sobre el transecto principal y la profundidad máxima registrada, debido a que el nivel del agua cambia considerablemente a lo largo del año.

ESTACION	Distancia Acumulada (m)	Dist. estación anterior (m)	Profundidad (m)
Orilla	0	0	0.0
E-42	10	10	15.0
E-43	410	400	19.0
E-44	830	420	20.0
E-45	1221	391	21.8
E-46	2026	805	22.0
E-47	2827	801	22.0
E-48	3629	802	21.5
E-49	4429	800	24.5
E-50	5230	801	23.5
E-51	6031	801	19.5
E-52	6431	400	21.0
E-39	6860	429	32.0
Cortina	6880	20	0.0

Tabla 3.1 Distribución de las estaciones de muestreo con sus distancias relativas a la orilla y entre estación, así como la profundidad promedio.

En cada estación se tomaron datos generales como: fecha y hora (de llegada y de partida), velocidad y dirección del viento, profundidad del fondo y profundidad de Secchi. Asimismo, se realizaron registros verticales a intervalos de aproximadamente 1 m, desde la superficie hasta el fondo, mediante una sonda multi-parámetro **Hydrolab**, equipada con sensores de temperatura, conductividad, oxígeno disuelto, redox (Eh) y potencial de hidrógeno (pH).

Todo el equipo fue calibrado adecuadamente antes de cada muestreo. Las mediciones se realizaron con la mayor rapidez posible, intentando que el muestreo fuera aproximadamente *psinóptico*, para reducir los efectos de las variaciones diurnas y la dinámica física en las distribuciones espaciales obtenidas.

En algunas ocasiones el transecto se llevó a cabo en el sentido opuesto para obtener una estimación de la magnitud relativa del efecto que pudieran tener estos procesos.

Adicionalmente, en dos estaciones se realizaron observaciones repetidas a intervalos amplios durante el día de muestreo para evaluar variaciones temporales y posibles movimientos verticales de la estructura hidrológica (A y B en la Figura 3.1).

En la Tabla 3.2 se presentan las fechas de los muestreos que se procesaron y analizaron para el presente trabajo. En todos los casos se obtuvieron los parámetros hidrológicos siguientes: **temperatura**, **pH**, **oxígeno disuelto (O.D.)**, **conductividad específica**, y **turbidez**. En cuanto a la determinación de clorofila *a*, el método fue implementado unos meses después, siendo necesario el integrar las muestras en dos fracciones, una correspondiente al epilimnion (1–8 m) y otra al hipolimnion (12 m–fondo). De esta manera, contamos con datos de clorofilas a partir de abril del 2001.

Muestreo	Fecha			Multisonda	Nutrientes	Clorofila "a"
	día	mes	año			
1	25	Feb	2001	*	*	
2	05	Mar	2001	*	*	
3	19	Mar	2001	*	*	
4	02	Abr	2001	*	*	
5	16	Abr	2001	*	*	
6	23	Abr	2001	*	*	*
7	07	May	2001	*	*	*
8	21	May	2001	*	*	*
9	04	Jun	2001	*	*	
10	01	Jul	2001	*	*	*
11	23	Jul	2001	*	*	*
12	14	Ago	2001	*	*	*
13	22	Sep	2001	*	*	*
14	29	Oct	2001	*	*	*
15	07	Dic	2001	*	*	*
16	11	Ene	2002	*	*	*
17	15	Feb	2002	*	*	*
18	11	Mar	2002	*	*	*
19	26	Mar	2002	*	*	*
20	08	Abr	2002	*	*	*
21	22	Abr	2001	*	*	*
22	27	May	2002	*	*	*

Tabla 3.2 Relación de fechas de muestreo y disponibilidad de datos. Se resalta en gris el periodo considerado para la obtención de promedios anuales.

3.2 MÉTODOS DE ANÁLISIS

Se tomaron muestras de agua con una botella tipo Niskin a diferentes profundidades abarcando toda la columna de agua (1, 2, 4, 8, 12, 16 m, y así hasta llegar al fondo) de las que obtuvieron dos grupos de submuestras para diversas determinaciones.

3.2.1 Nutrientes

Las muestras para la determinación de nutrientes fueron obtenidas por filtración a presión, a través de filtros de nitrocelulosa de 0.45 y 0.22 μm de apertura de poro, acoplados en serie para facilitar la filtración y maximizar la eliminación de materia particulada, bacterias y plancton. Una vez filtradas, se les adicionó una gota de cloroformo y fueron inmediatamente congeladas con hielo y sal en botellas de polietileno de 30 ml para su inmediata determinación.

Las muestras fueron analizadas por el hidrobiólogo Sergio Castillo S. en el laboratorio de biogeoquímica acuática del ICMYL a cargo del Dr. Martín Merino mediante el uso de técnicas estandarizadas. Debido a que en laboratorio se realizan determinaciones tanto en agua de mar como en aguas continentales de manera continua, para adecuar los métodos se utilizaron curvas de calibración modificadas con matriz de agua dulce y se realizaron diluciones cuando fue necesario. Se utilizó un auto-analizador de flujo segmentado Skalar *San Plus System*, que cuenta con canales para la determinación simultánea de NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ y PO_4^{3-} .

La determinación de nitrógeno amoniacal se realizó con base en la técnica descrita por Solórzano (1969); los nitratos se determinaron mediante su reducción a nitritos, empleando el método modificado de Treguer y Le Corre (1974), usando como agente reductor una columna empacada de limaduras de cadmio recubiertas con cobre, acondicionada con cloruro de amonio. La determinación de fosfatos (PO_4^{3-}) se realizó como lo describen Strickland y Parsons (1972), fundamentado en la formación del ácido 12-molibdofosfórico y su posterior reducción a fosfomolibdeno azul con ácido ascórbico, sustituyendo la acción catalítica del antimonio por calentamiento a 70 °C.

3.2.2 Clorofila a

Los filtros de nitrocelulosa de 0.45 μm de poro recuperados del proceso anterior, se colocaron en tubos para centrífuga y se les adicionaron 5 ml de acetona con el propósito de extraer los pigmentos fotosintéticos y se envolvieron con papel aluminio hasta su determinación. Se tomaron muestras integradas de 1 a 8 m, y de 12 m a fondo filtrando 60 ml por cada nivel considerado. El volumen filtrado será homogéneo para el epilimnion (240 ml) y variable para el hipolimnion dependiendo de la profundidad de la estación. Con el tamaño de poro empleado se asegura la colecta de micro- y nano-fitoplancton.

La cuantificación de dichos pigmentos se basa en la lectura de la absorbancia a las longitudes de onda a las cuales la absorción es máxima para cada pigmento. Las lecturas se obtuvieron en un espectrofotómetro ELY-2000 (*Elyptica Instruments*) con una resolución espectral de 0.5 nm, ancho de banda de 3.5 nm y precisión en color de 1 nm.

Se realizó una lectura de corrección de turbidez a 750 nm, longitud de onda a la cual no absorben luz los pigmentos fotosintéticos. Esta lectura se sustrae de cada una de las lecturas obtenidas en las longitudes de onda seleccionadas. El cálculo de la concentración de los pigmentos fotosintéticos se realizó de acuerdo con la técnica tricromática utilizando las ecuaciones de Jeffrey y Humphrey (1975):

$$Cl_a \text{ (mg m}^{-3}\text{)} = \frac{11.8A_{664} - 1.54A_{647} - 0.08A_{630} \times v}{V \times l}$$

$$Cl_b \text{ (mg m}^{-3}\text{)} = \frac{-5.43A_{664} + 21.03A_{647} - 2.66A_{630} \times v}{V \times l}$$

$$Cl_c \text{ (mg m}^{-3}\text{)} = \frac{-1.67A_{664} - 7.60A_{647} + 24.52A_{630} \times v}{V \times l}$$

donde:

A = absorbancia a la longitud de onda indicada como subíndice

v = volumen del solvente (ml)

V = volumen de agua filtrado (l)

l = paso óptico de la celda (cm)

Para determinar la concentración de feopigmentos se hicieron lecturas de absorbancia a 750 y 665 nm antes y después de acidificar con HCl 0.3 M. Para el cálculo final de concentración de feopigmentos se empleó la ecuación de Lorenzen (1967):

$$\text{Feopigmentos (mg m}^{-3}\text{)} = \frac{26.7(1.7A_{665(ac)} - 1.54A_{665}) \times v}{V \times l}$$

donde:

A_{665} = absorbancia a 665 nm sin acidificar

$A_{665(ac)}$ = absorbancia a 665 nm después de acidificar

v = volumen del solvente (ml)

V = Volumen filtrado

l = paso óptico de la celda (cm)

El límite de detección de esta técnica es de 0.02 mg m⁻³ cuando los volúmenes filtrados son cercanos a 10 l, en los casos en que estos sean menores, la sensibilidad decrece aunque no ha sido cuantificada su reducción (Strickland y Parsons, 1972).

3.3 PROCESAMIENTO DE DATOS

El proceso de interpretación de los datos hidrológicos obtenidos involucró al menos tres grandes etapas, delimitadas de la siguiente manera:

- i) Revisión de la calidad de los datos, para identificar posibles errores en la captura de los mismos, así como valores incoherentes y/o imposibles.
- ii) Trazado de las distribuciones espaciales y temporales de cada uno de los descriptores determinados. Se utilizará el programa graficador Surfer 7.0.
- iii) Generación de gráficos para una mayor calidad interpretativa de los resultados.

Una de las labores más arduas durante la elaboración del presente trabajo, fue la parte relacionada con la limpieza y ordenamiento de los datos. Aún cuando representa una gran ventaja que los datos obtenidos con la Multisonda puedan ser transferidos directamente a una computadora personal y trabajados en una hoja de cálculo, existen detalles técnicos que pueden llegar a representar algún tipo de error. Entre los más concurrentes, se encuentran la repetición de datos (en la cala se duplica algún nivel) y datos fuera de rango, probablemente provocado por alguna falla en los sensores del equipo.

Teniendo en cuenta la densidad de muestreos tanto en el eje espacial (14 estaciones), como en el temporal (un ciclo anual), se hace evidente la necesidad de mantener un orden y una jerarquización absoluta de los datos. Como consecuencia de la estrategia de muestreo empleada, fueron revisados, analizados y presentados de manera gráfica un total de 37,264 datos. La Tabla 3.3 muestra la distribución de los datos analizados, así como los promedios por compartimiento y las desviaciones estándar para cada serie de datos.

	Profundidad de Secchi	T (°C)	O.D. (mg/l)	pH	K (µS/cm)	NH ₄ ⁺ (µm)	FRD (µm)	NO ₂ ⁻ (µm)	NO ₃ ⁻ (µm)	DIN (µm)	N:P
Epilimnion	---	21.3	7.3	8.8	141.6	7.4	0.3	0.2	1.1	8.6	31.3
Metalimnion	---	20.0	3.5	7.9	143.2	16.7	0.4	0.3	1.5	18.4	64.4
Hipolimnion	---	18.9	1.3	7.2	149.7	34.0	1.0	0.2	1.1	35.3	48.1
desv. estándar	0.6	1.6	3.1	1.1	9.6	4.8	0.2	0.1	0.9	5.3	32.0
Promedio anual*	1.8	20.1	4.0	8.0	144.8	19.3	0.5	0.2	1.2	20.8	47.9
"n"	272	5984	5984	5984	5984	2176	2176	2176	2176	2176	2176
Total de datos: 37,364											
"n", número de datos											
* Para el periodo anual comprendido entre el 25 de febrero de 2001 y el 11 de enero de 2002.											

Tabla 3.3 Número de datos analizados por parámetro, mostrando los promedios anuales por capa y desviaciones estándar.

Debido a que los diagramas de contornos que se generan con el graficador dependen radicalmente tanto del tipo de graficador y del método de interpolación que se utilice, como de los diversos parámetros involucrados, frecuentemente se generan distribuciones que no reflejan fielmente los datos originales. Para evitar lo anterior, se llevó a cabo un proceso de selección empírica detallada del método de interpolación hasta asegurar la generación de gráficos coherentes con los datos disponibles.

El método consistió en generar e imprimir plantillas de datos, a lo largo de los ejes de profundidad y distancia a la cortina, para entonces trazar los contornos a mano, cuidando que las isóneas superpongan los puntos correspondientes a los valores reales registrados. Una vez hecho esto, mediante una estrategia de ensayo y error, se probaron diferentes métodos de interpolación para saber cuál de ellos resultaba el más adecuado.

En la Figura 3.2 se puede ver un ejemplo de las plantillas de datos. Como la calidad de los contornos generados depende también de la resolución, fue necesario un análisis riguroso de las dimensiones espaciales del sistema y de resolución de malla necesaria para las interpolaciones.

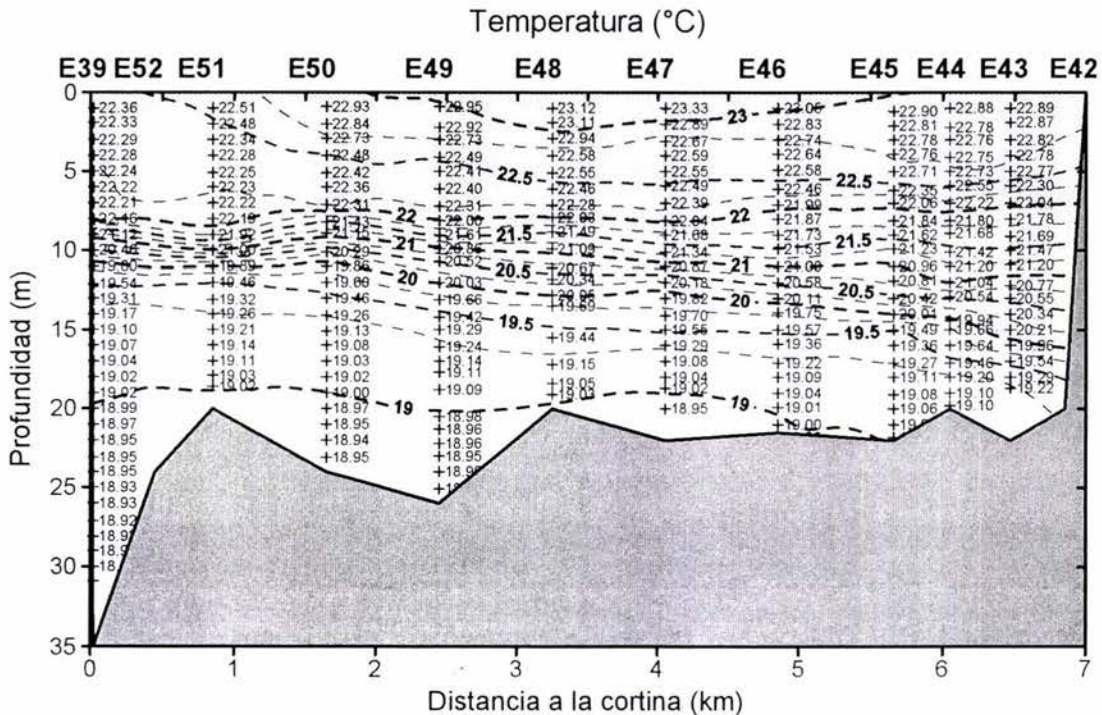


Figura 3.2 Plantilla que muestra los valores de temperatura (°C) registrados con la Multisonda en la campaña de muestreo del 01 de julio del 2001, con el embalse estratificado.

En principio, se generó la malla numérica teniendo una resolución de 0.1 m en la vertical (10 líneas por cada metro de profundidad) y de 100 m en la horizontal (1 línea cada 100 metros de distancia). Para generar los diagramas de contornos para cada parámetro se empleó el algoritmo de triangulación con interpolación lineal y una elíptica con grado de anisotropía variable (4-10), que se modificó de manera mínima al avanzar en el dominio del programa y al contar con una mayor cantidad de datos, con el fin de obtener resultados satisfactorios y uniformes.

En lo referente a los gráficos de medias anuales, se realizó un promedio metro a metro de profundidad (es decir, por *rebanadas* de un metro de espesor) entre estaciones para cada fecha de muestreo. Existe una obvia discontinuidad en la densidad de datos promediados, ya que los niveles más profundos tienen menos datos (solamente algunas estaciones rebasan los 24 m de profundidad). Después se realizó la separación en capas según lo descrito anteriormente y se graficaron los valores en una hoja de cálculo convencional. Teniendo los valores promediados para cada metro de profundidad, se generaron los diagramas de profundidad-tiempo para cada parámetro estudiado en el popular graficador Surfer 7.0.

En resumen, se generaron cuatro diferentes tipos de gráficos: **a)** perfiles en una estación, **b)** distribuciones espaciales a lo largo del transecto principal, **c)** medias anuales por estrato; y, **d)** diagramas profundidad tiempo para el ciclo anual abarcado.

La Tabla 3.4 muestra el número y el tipo de gráficos generados durante la elaboración de este trabajo, así como el programa graficador utilizado.

Tipo de diagrama	Nº de gráficos	Notas	Graficador
Perfiles	256	16 muestreos; 4 estaciones; 4 parámetros (Temp., O ₂ , pH, Cond.)	Excel 2000
Medias anuales	16	Medias para cada parámetro, nutrientes, clorofilas y combinados.	Excel 2000
Distribuciones espaciales	192	16 muestreos por 12 parámetros.	Surfer 7.0
Profundidad-tiempo	13	Uno para cada parámetro y combinados.	Surfer 7.0
Total:	477		

Tabla 3.4 Total de gráficos generados clasificados de acuerdo al tipo de información contenida y programa graficador empleado.

Dada la gran cantidad de datos, distribuidos tanto en el eje espacial como en el temporal, el tiempo dedicado a este proceso fue proporcional a la convicción de que la representación gráfica es una manera sencilla, eficiente y sumamente demostrativa -sin perder la rigurosidad estadística- para conocer los datos recabados y, más importante aún, para su discusión y análisis, que redunden en conclusiones satisfactorias.

4.0 RESULTADOS

El presente trabajo está basado en el ciclo anual de campañas de muestreo comprendido entre el 25 de febrero del 2001 y el 15 de febrero del 2002. En virtud de que las campañas prosiguen, tanto la presentación como la discusión de los resultados abarcan escalas más amplias de tiempo, esto resulta muy conveniente debido a que proporciona las bases para definir –si es que las hay– tendencias a largo plazo, además de imprimir a los procesos observados un sentido de continuidad. En este mismo sentido, la presentación de los resultados obtenidos refleja una tendencia creciente de complejidad.

4.1 MORFOLOGÍA

A partir de la batimetría del embalse y con la ayuda de un programa graficador, fue posible calcular las áreas y volúmenes de *rebanadas* de agua de 1 metro de espesor, desde $z = 0$ hasta $z = 37$. En principio, se digitalizaron los contornos batimétricos para –a partir de la interpolación lineal de los puntos digitalizados– generar una malla numérica continua de resolución aceptable (10×10 m) que representa el fondo de la cuenca. Dos representaciones diferentes de la malla generada se muestran en la Figura 4.1.

El programa permite calcular el volumen entre la malla de fondo y un plano situado a una profundidad arbitraria. Si se quiere calcular al volumen de todo el embalse se utiliza $z = 0$. Por diferencia se pueden calcular los volúmenes y áreas para estratos de cualquier espesor, en este caso se escogió un metro por ser una medida funcional y corresponder a las unidades de profundidad (z).

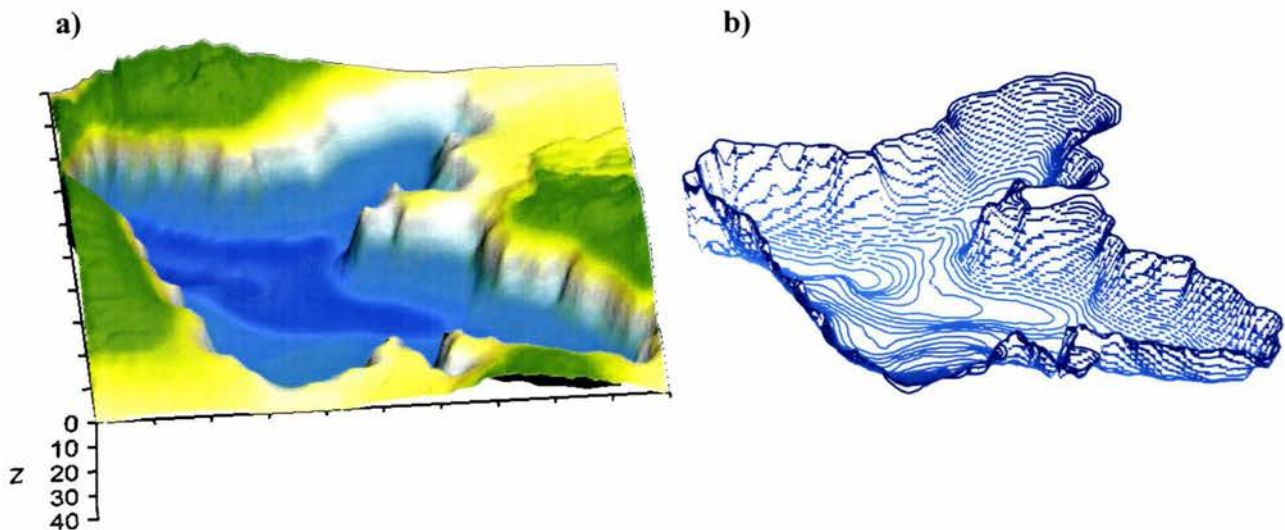


Figura 4.1 Dos representaciones de la malla numérica generada a partir de la digitalización de los contornos batimétricos del embalse **a)** superficie en 3D con una escala arbitraria y exagerada en el eje z y **b)** estructura de “alambre” con isolíneas cada 1 m.

Z (m)	AREA		VOLUMEN			
	Relativa Área %	Normalizada Área "real" (km ²)	Relativo		Normalizado	
			Por capa %	Acumulado %	Por capa (x10 ⁶ m ³)	Acumulado (x10 ⁶ m ³)
0	100.0	18.55	0.0	0.0	0.0	0.0
1	94.9	17.61	5.1	5.1	20.1	20.1
2	91.7	17.02	4.9	10.1	19.3	39.3
3	89.1	16.53	4.8	14.8	18.7	58.0
4	86.9	16.11	4.7	19.5	18.2	76.2
5	84.9	15.74	4.5	24.0	17.8	94.0
6	83.0	15.40	4.4	28.5	17.4	111.3
7	81.2	15.06	4.3	32.8	17.0	128.3
8	79.3	14.71	4.2	37.1	16.6	144.9
9	77.4	14.36	4.1	41.2	16.2	161.1
10	75.5	14.00	4.0	45.2	15.8	176.9
11	73.4	13.61	3.9	49.2	15.4	192.3
12	71.4	13.24	3.8	53.0	15.0	207.3
13	69.5	12.88	3.7	56.7	14.6	221.8
14	67.6	12.54	3.6	60.4	14.2	236.0
15	65.7	12.19	3.5	63.9	13.8	249.8
16	63.8	11.83	3.4	67.3	13.4	263.2
17	61.8	11.47	3.3	70.6	13.0	276.1
18	59.7	11.07	3.2	73.8	12.6	288.7
19	57.3	10.64	3.1	76.9	12.1	300.8
20	54.5	10.10	3.0	79.9	11.6	312.4
21	51.5	9.55	2.8	82.7	11.0	323.3
22	48.3	8.96	2.6	85.3	10.3	333.7
23	44.9	8.32	2.5	87.8	9.6	343.3
24	40.6	7.54	2.3	90.1	8.9	352.2
25	34.8	6.45	2.0	92.1	7.8	360.0
26	28.8	5.35	1.7	93.7	6.5	366.5
27	24.3	4.51	1.4	95.1	5.5	372.0
28	20.2	3.75	1.2	96.3	4.6	376.6
29	16.6	3.07	1.0	97.3	3.8	380.4
30	12.1	2.24	0.8	98.0	3.0	383.4
31	8.6	1.59	0.5	98.6	2.1	385.4
32	7.0	1.30	0.4	99.0	1.6	387.0
33	5.8	1.08	0.3	99.3	1.3	388.4
34	4.7	0.87	0.3	99.6	1.1	389.5
35	3.5	0.65	0.2	99.8	0.9	390.3
36	1.7	0.31	0.1	100.0	0.6	390.9
37	0.0	0.01	0.0	100.0	0.1	391.0

Tabla 4.1 Volúmenes y áreas relativas y acumuladas por capas de 1 metro de espesor para el embalse de Valle de Bravo. Los valores "reales" fueron normalizados con los datos de área y volumen máximos tomados de Olvera (1996).

La Tabla 4.1 muestra los valores calculados hasta $z = 37$. Estos valores nos indican tanto el área y el volumen acumulado, como el volumen por cada capa. Los valores relativos son los que se refieren al 100% (condición que se cumple en la superficie para el caso del área y en el fondo para el volumen). Los valores de área real y volumen real fueron normalizados según los datos de Olvera (1996): es decir, al 100% de área se le asignó el número 18.55 km^2 , extensión que corresponde al espejo de agua con el embalse a su máxima capacidad. De la misma forma, al 100% de volumen se le asignó el valor de $391 \times 10^6 \text{ m}^3$ por ser el volumen de máxima capacidad del embalse.

Con la ayuda de la tabla anterior se vuelve muy sencillo el cálculo de los volúmenes aproximados del epilimnion, metalimnion e hipolimnion u cualquier otra capa del espesor que se necesite. De esta manera, con ayuda de los perfiles de temperatura se pueden hacer balances de contenido calórico y estimar los posibles volúmenes intercambiados entre los diferentes estratos. Estos valores se perciben más claramente si se observan de manera gráfica en la Figura 4.2. En ésta, se encuentran graficadas las columnas sombreadas de la tabla anterior.

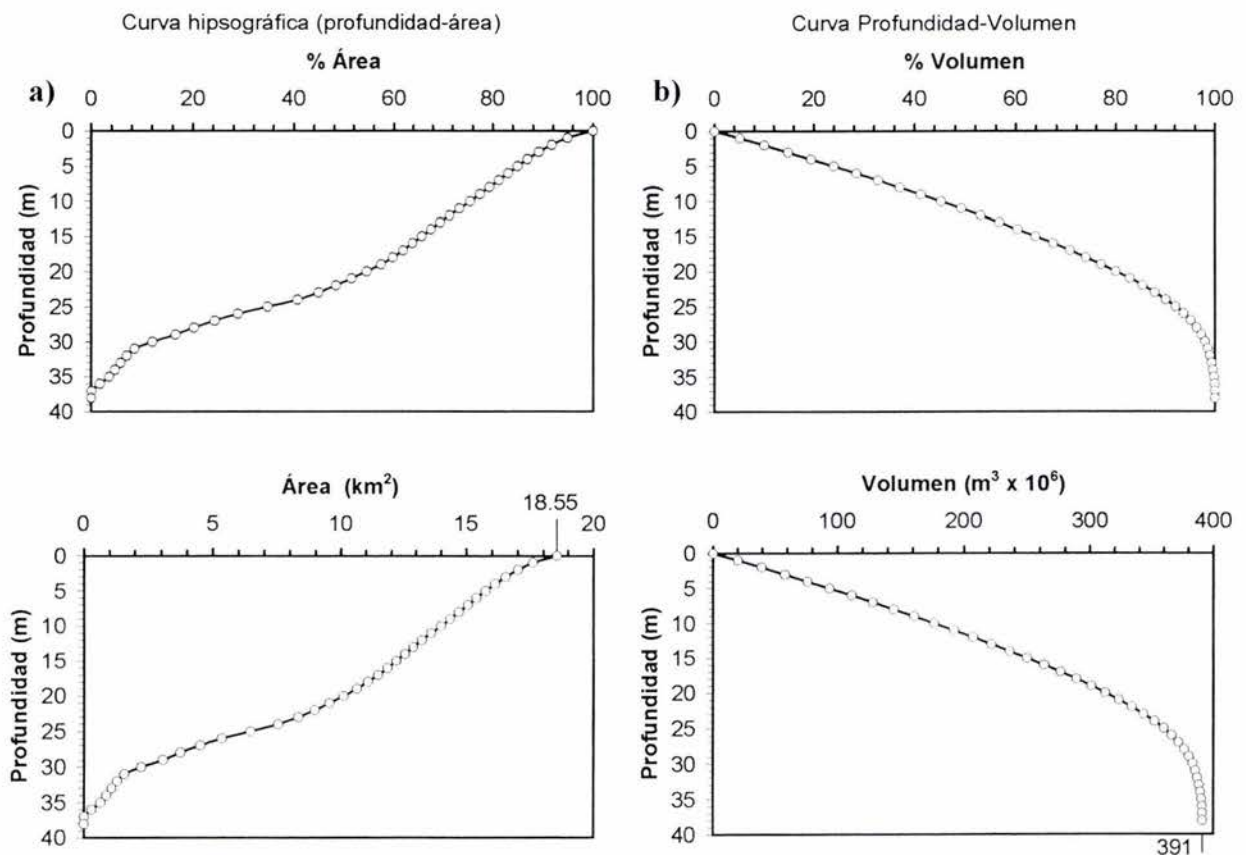


Figura 4.2 Curvas relativas y absolutas para el embalse de Valle de Bravo asumiendo una máxima capacidad a) hipsográfica (profundidad-área), representando la relación entre el área de la cuenca y su profundidad; b) profundidad-volumen, representando el porcentaje de volumen acumulado desde $z = 0$ (superficie) hasta la máxima profundidad ($z = 37$). Los valores 18.55 y 391 corresponden a los valores actuales de área y volumen del embalse.

Las curvas hipsográficas proveen información acerca de la forma, o más bien, de la regularidad de la cuenca. Además, tanto el contenido calórico como el flujo de calor de lagos y embalses pueden ser estimados a partir de los perfiles de temperatura y de datos hidrográficos del sistema (Wetzel & Likens, 1979). El contenido calórico puede proveer información útil de la cantidad de agua intercambiada entre estratos si se estima de manera continua. Sin embargo, un cálculo completo de este tipo queda fuera de los alcances de este trabajo.

Los mismos autores sugieren que el valor de la profundidad a la que se tiene el 50% del volumen se aproxima a la profundidad media del embalse. En la figura anterior, sin embargo, se observa que al 50% del volumen acumulado desde la superficie del embalse, corresponde una profundidad de 12 m, muy por debajo del valor obtenido como cociente del volumen máximo entre el área máxima ($z_{med} = 21$ m). A esta profundidad corresponde alrededor del 80% del volumen, lo que sugeriría la forma de un embalse azolvado.

Cerca del fondo del embalse, la curva tiene una forma del tipo convexa ($f < 0$) característica de lagos con una o más zonas profundas que ocupan un porcentaje pequeño del área total. A partir de profundidades intermedias y hacia arriba, la curva presenta la forma cóncava ($f > 0$) que representaría a los lagos con paredes empinadas y fondo más bien plano.

Las curvas hipsográficas relativas son útiles en la comparación de formas, pero no pueden emplearse para calcular áreas y volúmenes específicos. La disponibilidad de curvas hipsográficas absolutas hace posible el obtener estimaciones de las tasas totales de consumo en el hipolimnion como un todo a partir de integrar estimaciones diarias.

Finalmente, los datos obtenidos de cambios estacionales en las concentraciones hipolimnéticas de, por ejemplo, oxígeno disuelto, fósforo, sulfato o hierro total, pueden ser integrados fácilmente para obtener los balances de masa totales en el epilimnion o hipolimnion con la ayuda de las curvas hipsográficas. Como se puede apreciar, son una herramienta bastante útil.

4.2 DESCRIPTORES HIDROLÓGICOS

En este apartado se describe el comportamiento de los principales parámetros hidrológicos monitoreados (temperatura, oxígeno disuelto, pH y conductividad específica) a lo largo del año referido, mediante el análisis de los gráficos generados (distribuciones verticales, espaciales y temporales). De esta manera, se pretenden relacionar los resultados obtenidos en nuestro sistema con otros estudios realizados y encontrar generalidades aplicables.

A manera de ejemplo, se muestran los siguientes perfiles trazados a partir de los datos obtenidos, para ilustrar la versatilidad de la Multisonda utilizada y los rangos aproximados de trabajo.

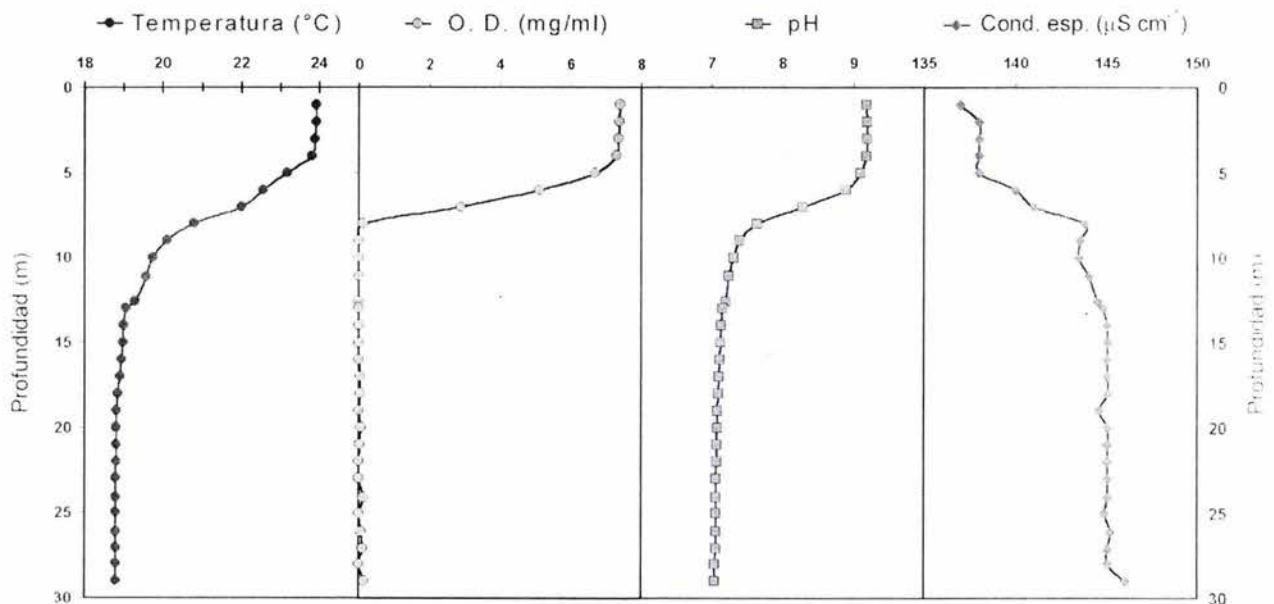


Figura 4.3 Ejemplo de los perfiles obtenidos para cuatro de los parámetros registrados en la estación E48 (situada en el centro del embalse) el 04 de junio del 2001, con una marcada estratificación.

4.2.1 Temperatura

La estrategia de muestreo permitió construir diagramas de la distribución espacial de los diferentes parámetros a lo largo del transecto y su variación a través del tiempo. En el caso de la temperatura, el análisis visual de estos gráficos permitió detectar un marcado periodo de estratificación en el embalse y la existencia de una termoclina funcional durante esta etapa. De esta manera, se resolvió registrar su evolución en el tiempo y realizar una delimitación satisfactoria de epilimnion, metalimnion e hipolimnion para el periodo en que se presenta la estratificación, con el fin de calcular valores realistas y altamente representativos del embalse y de cada uno de sus estratos.

La temperatura del embalse oscila entre los 17.1 °C (a 23 m de profundidad, registrada el 11 de enero del 2002) y los 24.4 °C (en superficie, 04 de junio del 2001), con una temperatura media anual de 20.0 ± 1.6 °C. La Tabla 4.2 resume los valores representativos de las temperaturas medias para cada estrato del embalse. Se presentan también los límites que los definen, donde la separación de capas se realizó según el método descrito más adelante.

Muestreo	Fecha	Límites del metalimnion (durante la estratificación)		Temperatura (°C)			promedio
		superior	inferior	hipolimnion	metalimnion	epilimnion	
1	25-Feb-01	---	---	18.0	18.6	19.4	18.6
2	05-Mar-01	6	13	18.2	18.5	19.0	18.6
3	19-Mar-01	6	13	18.2	18.7	19.4	18.8
4	02-Abr-01	6	13	18.3	19.1	19.9	19.1
5	16-Abr-01	5	12	18.5	19.1	21.0	19.5
6	23-Abr-01	5	12	18.6	19.3	21.7	19.8
7	07-May-01	5	11	18.7	19.7	21.5	20.0
8	21-May-01	5	13	18.7	20.3	22.7	20.6
9	04-Jun-01	6	13	18.9	20.8	23.4	21.0
10	01-Jul-01	7	13	19.1	21.1	22.6	20.9
11	23-Jul-01	7	14	19.3	21.2	22.6	21.0
12	24-Ago-01	7	16	19.6	21.2	23.3	21.4
13	22-Sep-01	6	16	19.9	21.5	22.8	21.4
14	29-Oct-01	6	13	20.2	20.7	20.9	20.6
15	07-Dic-01	---	---	19.2	19.2	19.3	19.3
16	11-Ene-02	---	---	17.9	17.9	18.0	17.9
17	15-Feb-02	---	---	17.7	18.0	18.6	18.1
18	11-Mar-02	6	13	17.9	18.8	19.4	18.7
19	26-Mar-02	6	13	18.0	19.3	21.1	19.5
20	08-Abr-02	6	13	18.1	19.7	21.9	19.9
21	22-Abr-02	6	13	18.2	20.1	22.3	20.2
Promedio*		6	13	18.8	19.9	21.2	20.0

Tabla 4.2 Temperaturas medias por compartimiento para cada fecha de muestreo. Se muestran las profundidades límite para el metalimnion, en metros desde la superficie, a partir de las cuales se pueden inferir los espesores de cada capa. *El promedio anual es para el periodo comprendido del 25 de febrero del 2001 al 11 de enero del 2002, sombreado en la tabla.

Es importante aclarar que los términos hipo-, meta- y epilimnion son válidos solamente cuando el cuerpo de agua se encuentra estratificado. Durante el periodo de mezcla, las fronteras entre compartimientos serán "ficticias" debido a la homogeneidad de la columna de agua en ese momento.

Para los propósitos del presente trabajo, los valores de la tabla anterior representan la temperatura promedio de rebanadas de agua con un espesor tal, que durante la estratificación corresponden a hipo-, meta- y epilimnion y durante la mezcla corresponden a las capas que tendrían el espesor promedio de los estratos durante la estratificación. En este periodo, al ser aproximadamente homotérmicas entre sí, los valores de cada una estarán muy cercanos al promedio general de toda la columna. De hecho, los promedios realizados con espesores variables en estas fechas arrojan valores prácticamente iguales. Esto quiere decir que durante la mezcla, los valores promedio de las capas imaginarias son casi los mismos al calcularlos para un epilimnion de 6, 8 o 10 metros.

Para ilustrar el método empleado en la delimitación de estratos, se muestran los diagramas de la distribución espacial de la temperatura (Figura 4.4 en páginas siguientes), correspondientes a los perfiles integrados a lo largo del transecto principal del embalse para cada fecha de muestreo durante el 2001. De manera empírica, se determinaron las regiones en las cuales—al encontrarse más juntas—, las isolíneas indican un gradiente máximo de temperatura en la columna de agua y se delimitó esta región de manera gráfica sobre el eje de profundidad para cada fecha. Con el apoyo de método de la primera derivada, se determinó la posición exacta de la termoclina para cada muestreo (entendida como el plano de máximo gradiente) y se acotaron los límites superior e inferior del metalimnion.

A lo largo del año se observa igualmente el efecto del calentamiento diurno, que se hace evidente en el muestreo de diciembre del 2001. Al ir avanzando en el tiempo hacia la derecha en el muestreo, en las últimas estaciones (cercanas a la cortina) las isolíneas de 19.25 y 19.5°C aparecen representando el calentamiento en las capas superiores del embalse. En esta época del año (aunque no se cuente con datos reales es una afirmación válida) la irradiancia solar será de las más bajas del año, correspondiente al invierno hemisférico, y serán por tanto, menores a las que se presentaron durante la etapa de estratificación.

Debido a que el calentamiento es de arriba hacia abajo (de origen solar), las isolíneas descenderán. Aunque no se cuenta con datos de la radiación diaria en el embalse, se puede inferir que la inclinación real de la termoclina es un poco menor a la observada si le restamos el efecto general del calentamiento diurno.

El espesor del epilimnion varió a lo largo del año entre los 7 y 9 m (promedio 8 m) y el metalimnion se extendió entre 11 y 16 m. De esta manera, las muestras de nutrientes de 1,2 y 4 m de profundidad se consideraron representativas del epilimnion, las de 8 y 12 m del metalimnion, y el resto del hipolimnion. Además, también se observa que la termoclina está inclinada de manera general hacia la dirección donde corre el viento (restando los efectos de calentamiento diurno discutidos anteriormente). Esta situación, en conjunto con las distribuciones de otros descriptores, sugiere el ascenso de agua hipolimnética en la región cercana a la cortina de manera análoga a una "surgencia", con el correspondiente hundimiento de agua en el otro extremo del embalse. Como se verá más adelante, este proceso podría ser importante en el intercambio de componentes entre la capa epilimnética y la capa profunda. Ahora podemos generar gráficos descriptivos de la variación de los diferentes parámetros de manera compartimentada a lo largo del tiempo. En la Figura 4.5a se puede observar la evolución temporal de la temperatura media epilimnética e hipolimnética, así como un diagrama profundidad-tiempo para el periodo abarcado.

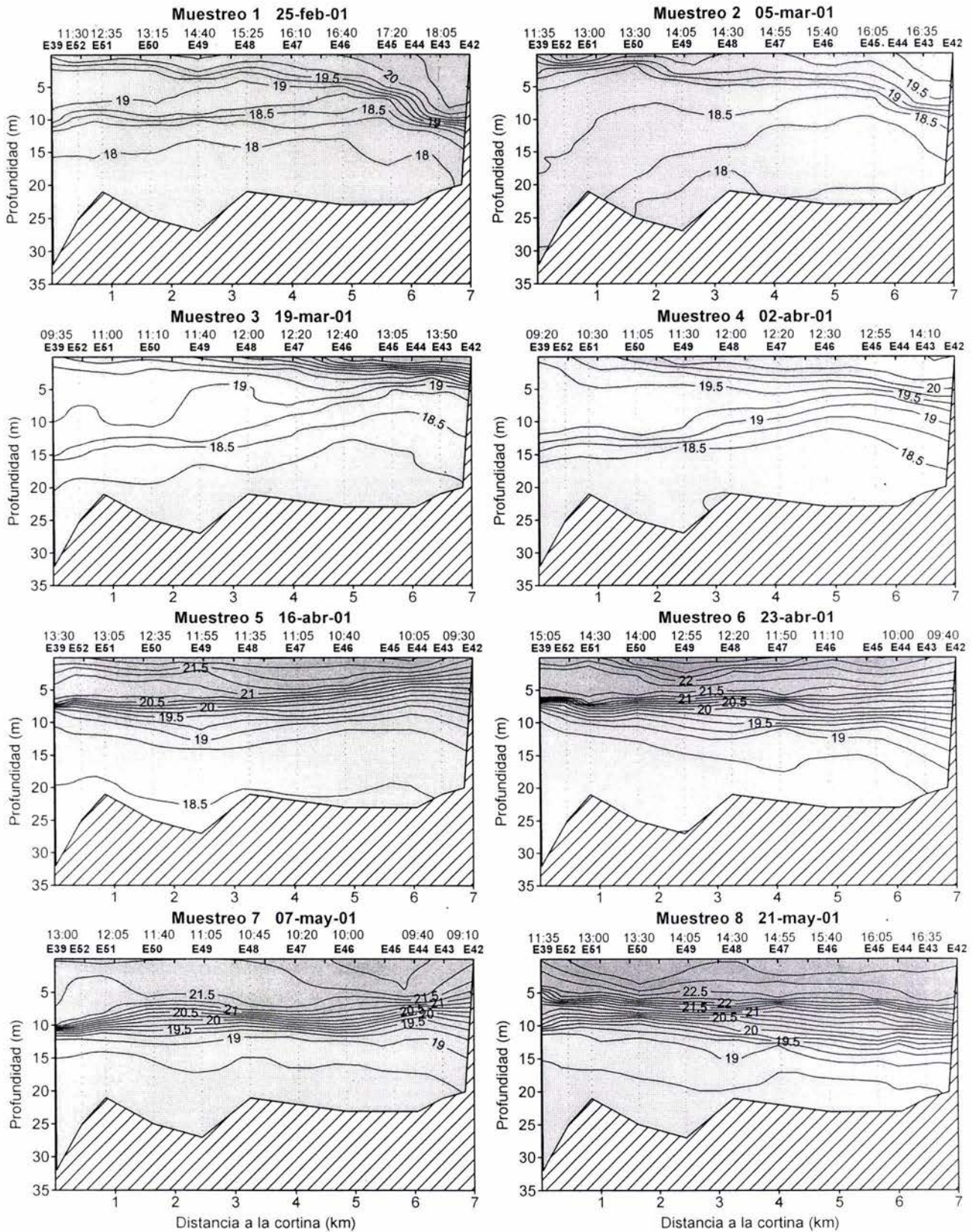


Figura 4.4 Distribución espacial de la temperatura sobre el eje principal del embalse de VB durante el año 2001. Se indica la posición de las estaciones, los puntos exactos de muestreo y la hora de registro. Isotermas cada 0.25 °C.

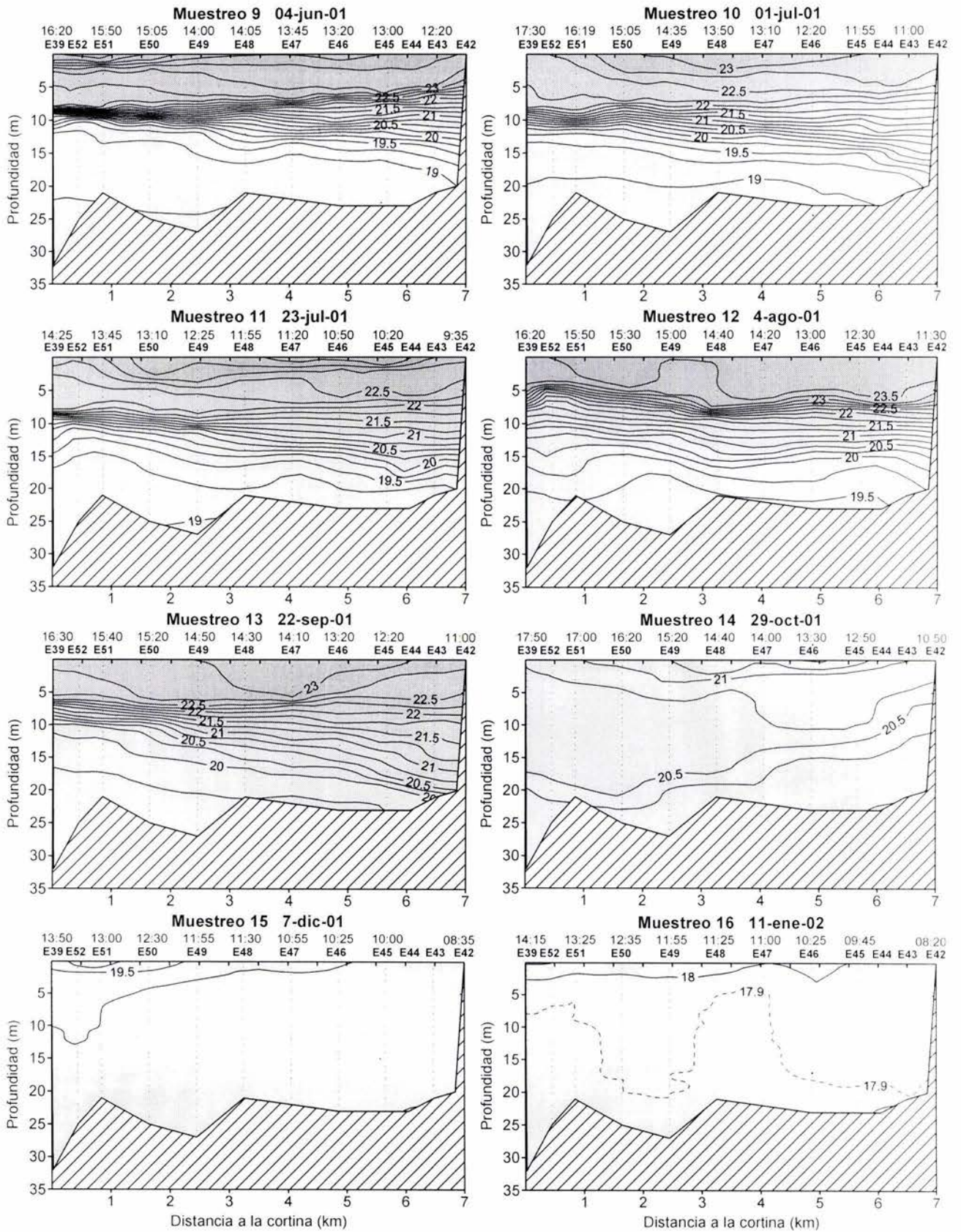


Figura 4.4 Continuación.

La distancia en cada momento entre las dos líneas indica la diferencia de temperatura entre las dos capas, presentando un valor máximo el 04 de junio del 2001 ($\Delta T = 4.6\text{ }^{\circ}\text{C}$) como resultado de una alta irradiancia y una estratificación estable. Durante este periodo de estratificación, existe la formación de una termoclina funcional que predomina casi ocho meses, es decir, la mayor parte del año. Esta funcionalidad radica en el efecto que tiene sobre la distribución de otros parámetros en el embalse, como se verá más adelante. La estructura térmica refleja tres grandes zonas denominadas epilimnion (capa superficial mezclada), metalimnion (zona intermedia de máximo gradiente) e hipolimnion (zona profunda relativamente homogénea, más densa y fría).

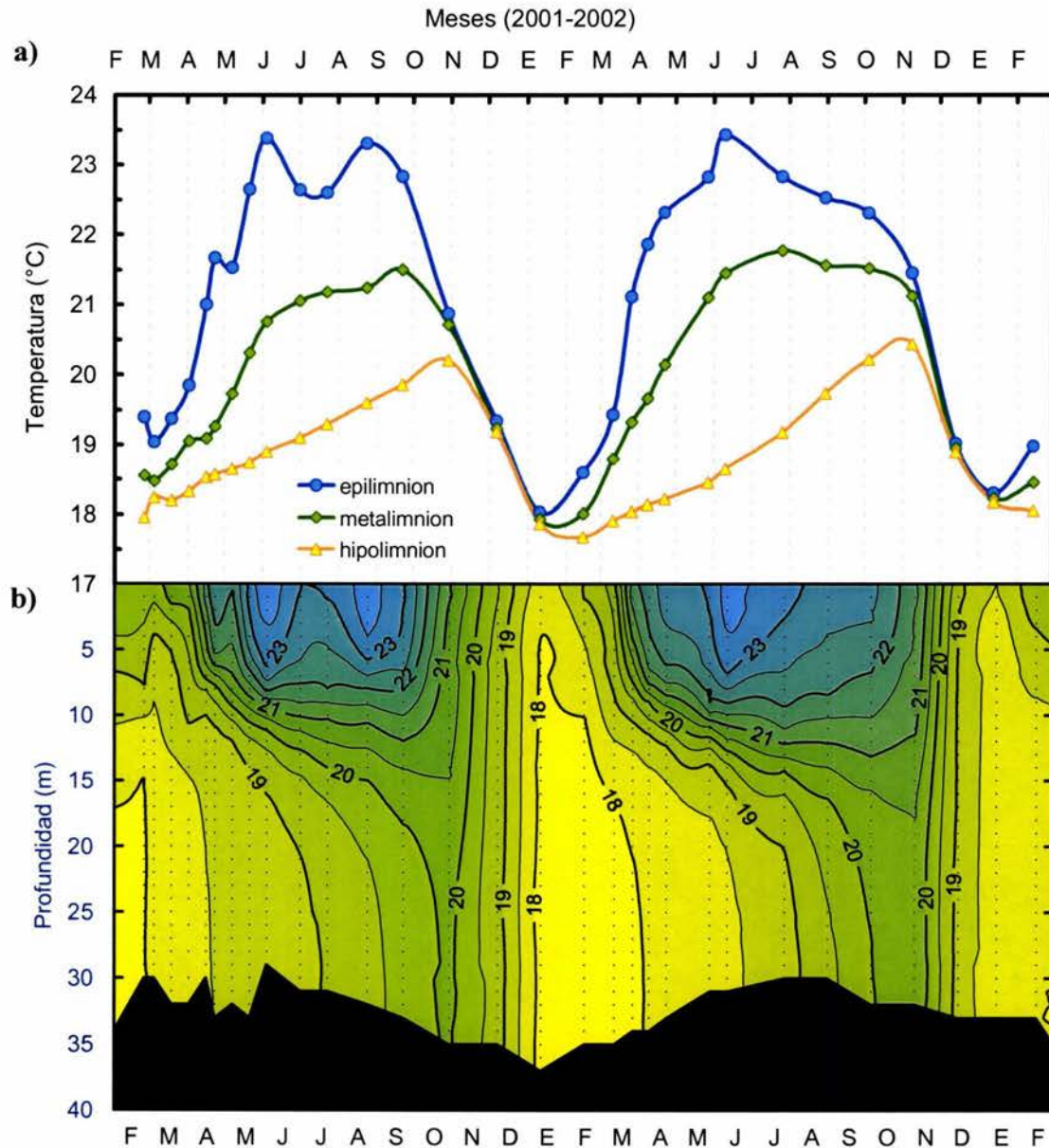


Figura 4.5 a) Variación anual de la temperatura para epilimnion, metalimnion e hipolimnion (ver texto para los detalles de esta separación por estratos) en el embalse de VB para los años 2001-2002 y b) diagrama profundidad-tiempo de isotermas ($0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$) para las mismas fechas mostrando los puntos exactos de muestreo.

En la figura se observa claramente un periodo de *estratificación*, desde finales de marzo hasta principios de octubre del 2001. La temperatura epilimnética presenta una inflexión considerable durante los meses de junio, julio y agosto del 2001, muy probablemente como consecuencia de la temporada de lluvias coincidente con esas fechas. Este abrupto enfriamiento, de casi 1.2 °C podría tener repercusiones en el comportamiento fitoplanctónico del embalse.

La diferencia de temperaturas durante la estratificación entre epilimnion e hipolimnion (máxima 4.6 °C el 04 de junio del 2001) a temperaturas relativamente altas, entre los 19 y los 24 °C, es suficiente para establecer una barrera funcional que limita el transporte de nutrientes y fitoplancton a mecanismos difusivos, más lentos que los basados en advección o por mezcla turbulenta. Es más correcto decir que esta barrera es causada por la dependencia de la densidad con la temperatura, ya que capas estables de distintas densidades ofrecen resistencia a la mezcla.

La enorme respuesta de la densidad del agua a temperaturas altas genera una gran estabilidad para diferencias mínimas en la temperatura, por esta razón, los lagos tropicales de profundidad moderada a grande retienen la estratificación durante una estación entera. Las altas temperaturas mínimas y el pequeño rango de temperaturas característico en lagos tropicales causan que cualquier cambio en la estabilidad sea mucho mayor que en lagos de altas latitudes. En general, los lagos tropicales se estratifican y mezclan más fácilmente en respuesta a cambios en la fuerza del viento o flujos de calor. Esta característica tiene gran importancia en la eficiencia de los lagos tropicales en el reciclamiento de nutrientes y en establecer el reloj sucesional para las comunidades fitoplanctónicas.

Por otra parte, en el hipolimnion se observa un aumento gradual en la temperatura durante la etapa de estratificación, para luego caer abruptamente durante el periodo de mezcla. Debido a que es conocido que el flujo de calor por difusión es un proceso lento, este efecto solamente puede ser causado por el intercambio de agua hipolimnética con las capas superiores, ya sea por mezclas locales debidas a circulaciones periódicas o a la inclinación de la termoclina.

Adicionalmente, el embalse presenta un periodo de *circulación* o *mezcla* cuya duración es cercana a las doce semanas o tres meses, desde finales de octubre hasta finales de enero, los meses más fríos y con la menor irradiancia del año. Al inicio de esta etapa, la columna de agua se mezcla (misma temperatura desde la superficie hasta el fondo) con una temperatura de alrededor de 20 °C, para posteriormente sufrir un enfriamiento homeotérmico hasta los 18 °C (toda la columna se enfría). Así, durante este periodo desaparece la termoclina y se lleva a cabo la mezcla completa de los componentes de los diferentes estratos del embalse, (e.g. hipolimnion y epilimnion).

Intensidad de la estratificación

La fuerza de la termoclina durante la estratificación dependerá de la estabilidad de la columna de agua. Este es un parámetro muy importante pues es una estimación de la resistencia a la mezcla. Una muy simple expresión para determinarla, es la razón entre el epilimnion y la profundidad fótica, Z_m/Z_{fot} .

La profundidad desde la superficie hasta el límite superior de la termoclina donde la distribución vertical de la temperatura es uniforme como resultado de la turbulencia inducida por viento. La profundidad eufótica es la profundidad a la cual penetra el 1% de la luz superficial, y sus valores se aproximan al punto de compensación de la fotosíntesis.

Por su parte, Wetzel (2001) propone la utilización de la *resistencia térmica relativa* (RTR), como una medida útil y sencilla de la estabilidad de la columna de agua:

$$RTR = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_{4^\circ\text{C}} - \rho_{5^\circ\text{C}}} = \frac{\rho_1 - \rho_2}{8.1 \times 10^{-6}}$$

El valor de RTR dependerá de la diferencia de densidades entre las capas adyacentes divididas entre una constante: la diferencia de densidades del agua pura entre los 4 y 5°C (8.1×10^{-6}). Esta es una manera de normalizarlos; dado que el valor máximo de la densidad del agua se alcanza a los 3.98 °C, éste será el divisor más alto posible y todos los valores máximos posibles de RTR tenderán a 1.

Sin embargo, existe otro parámetro de gran utilidad que permite cuantificar la estabilidad de la columna de agua durante la estratificación y puede calcularse de manera sencilla a partir de los perfiles de temperatura: la *frecuencia de Brunt-Väisala* (N), que en realidad es la frecuencia propia en los gradientes de densidad, es una función de la aceleración debida a la gravedad, la densidad del agua y el gradiente vertical de la densidad:

$$N = \sqrt{\frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)}$$

donde: g = aceleración debida a la gravedad
 ρ = densidad el agua
 z = profundidad

Un valor alto de N indica que los gradientes de densidad son intensos, dando como resultado una alta resistencia a la mezcla y a la sedimentación, pero creando una sede propicia para la propagación de ondas internas. Las ondas internas son ondas mecánicas que necesitan un medio elástico que les proporcione la fuerza de restitución necesaria para la propagación. La atracción de la gravedad y la diferencia de densidad entre capas proporcionan esa fuerza. De esta manera, los valores de N presentan un valor máximo en la termoclina, coincidente con el máximo gradiente de densidad y hacen esperar para las termoclinas de lagos ondas de mayor frecuencia que en el mar, hasta diez veces mayores (Margalef, 1990).

La Figura 4.6 muestra los valores máximos de la frecuencia de Brunt-Väisala encontrados en la columna de agua a lo largo del 2001-2002. Estos máximos valores significan el máximo gradiente de densidad, es decir, la pycnoclina. Al calcular las frecuencias para cada intervalo de profundidad en cada fecha de muestreo, se encontró el máximo valor y se registró la profundidad relacionada. Este fue un procedimiento que además sirvió para determinar y ratificar la evolución de la termoclina en el tiempo.

Debido a que a temperaturas relativamente altas ($>20\text{ }^{\circ}\text{C}$) la variación de la densidad con la temperatura es aproximadamente lineal, la determinación de la posición exacta de la termoclina por el método empleado anteriormente de las derivadas ($\Delta T/\Delta z$) y su determinación por medio de la estimación de la frecuencia de Brunt-Väisala ($\Delta\rho/\Delta z$), arroja aproximadamente los mismos resultados. Expresado de otra manera, un perfil de la frecuencia de Brunt-Väisala será proporcional al perfil construido a partir de la diferencial finita de la temperatura con la profundidad. Esto será válido si nos encontramos a altas temperaturas (donde la relación con la densidad es casi lineal) y si no existen otros factores que afecten a la densidad como la salinidad o sólidos disueltos.

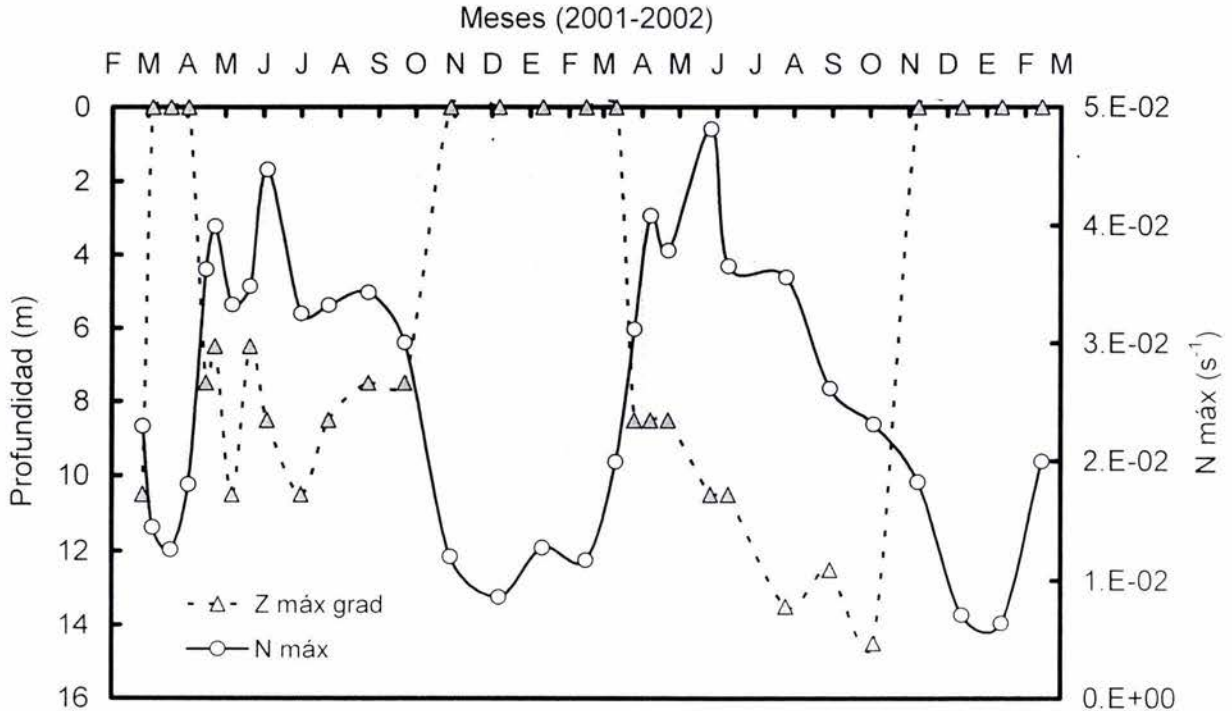


Figura 4.6 Variación anual del valor máximo en la columna de agua de la frecuencia de Brunt-Väisala (N máx) con la profundidad a la que se registró (Z máx grad) en el embalse de Valle de Bravo a lo largo del 2001-2002.

La figura ilustra que la más alta estratificación en el 2001 se registró durante el muestreo del 04 de junio, donde el valor de la frecuencia de Brunt-Väisala presenta un valor máximo de $4.47 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$. En el 2002 se presentó una máxima estratificación durante el muestreo del día 27 de mayo con un valor máximo de $4.82 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$. Por definición propia, altos valores de la frecuencia indican intensos gradientes de densidad. Dos factores determinan la densidad del agua: la temperatura y la salinidad. Ya que tanto la variación como la salinidad misma son despreciables en este sistema, los valores máximos indican de manera directa la posición de la termoclina (entendida como el máximo gradiente de densidad) en la columna de agua.

Este panorama de capas infinitas apiladas unas sobre otras generando un gradiente de densidad representa una oportunidad para el establecimiento de ondas internas de naturaleza diversa. Solamente las más grandes y estables predominarán y esto permite realizar algunas simplificaciones como se verá más adelante.

4.2.2 Oxígeno disuelto (O.D.)

El embalse presenta un valor promedio de oxígeno disuelto para el 2001 de 3.5 ± 3.3 mg/l. Se registró un valor máximo de 10.7 mg/l en superficie (a 3 m de profundidad), el 26 de marzo del 2001, mientras que un valor mínimo esperado de 0.00 mg/l fue registrado en el hipolimnion a partir del 16 de abril del 2001 a los 12 m de profundidad. En la Tabla 4.3 se presentan los valores medios representativos para cada compartimiento del embalse, con los mismos criterios que en el caso anterior. Todos los valores de oxígeno disuelto se dan en mg l^{-1} .

M.	Fecha	Oxígeno disuelto (mg l^{-1})				% de saturación de O_2			
		hipolimnion	metalimnion	epilimnion	promedio	hipolimnion	metalimnion	epilimnion	promedio
1	25-Feb-01	2.1	5.6	8.4	5.4	29.0	79.2	120.2	76.1
2	05-Mar-01	5.5	4.7	7.4	5.9	78.4	66.1	104.0	82.8
3	19-Mar-01	1.4	5.1	7.3	4.6	18.2	68.3	98.1	61.5
4	02-Abr-01	0.6	5.0	7.2	4.3	x	x	x	x
5	16-Abr-01	0.0	2.6	9.2	4.0	0.1	36.3	130.9	55.8
6	23-Abr-01	0.0	1.7	8.5	3.4	0.1	23.1	119.7	47.6
7	07-May-01	0.0	1.8	6.6	2.8	0.2	24.4	92.5	39.0
8	21-May-01	0.0	2.5	8.2	3.6	0.3	35.1	117.9	51.1
9	04-Jun-01	0.0	2.3	7.3	3.2	0.3	33.9	108.7	47.6
10	01-Jul-01	0.0	2.4	7.8	3.4	0.3	34.4	110.8	48.5
11	23-Jul-01	0.1	3.5	8.4	4.0	0.7	47.4	113.6	53.9
12	24-Ago-01	0.0	1.9	7.2	3.0	0.0	27.0	105.2	44.1
13	22-Sep-01	0.2	2.8	7.2	3.4	2.1	40.4	103.0	48.5
14	29-Oct-01	0.8	3.1	4.2	2.7	10.4	42.4	56.8	36.6
15	07-Dic-01	4.5	4.6	4.8	4.6	59.7	61.0	64.3	61.7
16	11-Ene-02	4.5	4.6	4.9	4.7	58.8	59.3	63.7	60.6
17	15-Feb-02	1.8	6.5	8.6	5.6	23.2	84.6	113.6	73.8
18	11-Mar-02	0.5	5.9	8.1	4.8	6.7	77.7	108.0	64.1
19	26-Mar-02	0.2	5.0	9.7	4.9	2.5	66.9	134.7	68.0
20	08-Abr-02	0.0	3.7	8.3	4.0	0.1	51.1	117.4	56.2
21	22-Abr-02	0.0	3.3	8.6	4.0	0.0	46.1	121.9	56.0
Promedio anual*		1.2	3.4	7.2	3.9	17.2	45.2	100.6	54.4

Tabla 4.3 Promedios de oxígeno disuelto (mg l^{-1}) y saturación relativa por compartimiento en el embalse de VB. Los nombres epi- meta- e hipolimnion solamente son válidos para la estratificación; sin embargo, se conserva la nomenclatura con fines prácticos. En época de mezcla los valores coincidirán en los tres estratos. * Para el periodo del 25 de febrero del 2001 al 11 de enero del 2002, sombreado en la tabla.

La Figura 4.7 muestra distintos perfiles de la saturación relativa de oxígeno a lo largo del año en una estación central del embalse. De manera general, los perfiles obtenidos durante la estratificación son del tipo *clinógrado*, en los cuales se presenta un máximo en la superficie que va disminuyendo hasta algún valor generalmente cercano a cero en el fondo del embalse, comportamiento característico de lagos que se estratifican la mayor parte del año. Es común reconocer que los lagos tropicales monomícticos cálidos, que además tienden a ser eutróficos, desarrollan un hipolimnion anóxico con un régimen de la distribución de oxígeno bastante similar (Lampert y Sommer, 1997).

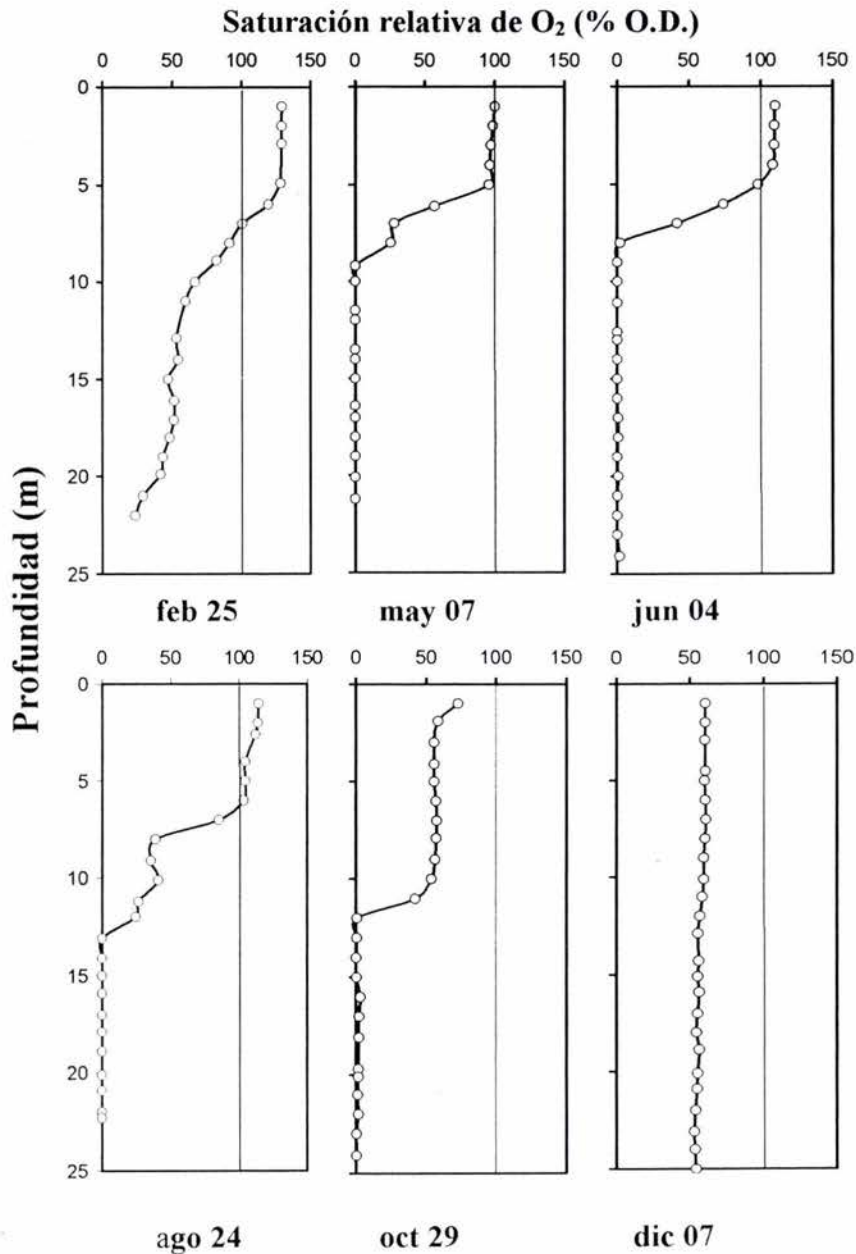


Figura 4.7 Perfiles que muestran el porcentaje de saturación de oxígeno en el embalse de Valle de Bravo para seis muestreos representativos durante el año 2001. Los datos corresponden a la E48 (situada en el centro del embalse).

La figura anterior ilustra también el periodo de estratificación de marzo a octubre y la temporada de mezcla de noviembre a febrero aproximadamente. En estos perfiles clinógrafos se identifican dos regiones bien delimitadas en la columna de agua: una zona superior aerobia (oxilimnion), que comprende generalmente el epilimnion y parte del metalimnion; y una zona inferior anaerobia (anoxilimnion), que comprende el hipolimnion y la parte inferior del metalimnion, ambas zonas separadas por la oxiclina.

En el embalse de Valle de Bravo, en todos los casos, los perfiles de oxígeno coinciden con los de temperatura en la delimitación de las tres regiones del cuerpo de agua, es decir, existe una correspondencia de la termoclina con la oxiclina. Sin embargo, el 29 de octubre del 2001, el perfil de temperaturas no indica una estratificación térmica, pero el oxígeno disuelto sí permite establecer una oxiclina funcional. Esto es característico de los periodos de transición, en los que puede haber mezcla nocturna y durante el día un fugaz establecimiento de la oxiclina debido a una actividad fotosintética alta.

Ya que la Multisonda nos permite conocer tanto la concentración del oxígeno disuelto como el valor del porcentaje de saturación, podemos calcular la *concentración normal al equilibrio atmosférico* (NAEC, por sus siglas en inglés), que nos indica la concentración de gas que una parcela de agua mantendría si se equilibrara con la atmósfera a su salinidad (en este caso despreciable) y su temperatura *in situ*.

Si la concentración *in situ* del gas es menor que la NAEC, se dice que el agua se encuentra subsaturada con respecto a ese gas. Si la concentración es mayor, está sobresaturada y saturada si la concentración es igual al valor de la NAEC. En general, para cualquier gas en disolución:

$$\% \text{ saturación} = \frac{[A]_{in\ situ}}{NAEC_A} \times 100$$

La Figura 4.8a muestra la variación media anual del oxígeno disuelto para epilimnion e hipolimnion. El hipolimnion se mantiene anóxico la mayor parte del año, desde mediados de abril hasta mediados de septiembre del 2001, alrededor de cinco meses.

El valor de NAEC corresponde al 100% de saturación. Al observar la variación anual del valor NAEC recién calculado en el epilimnion, que se presenta en el gráfico como 100% de saturación de oxígeno, se identifican al menos dos regiones interesantes, la primera que indica la parte dominada por los procesos de fotosíntesis, y la segunda dominada por procesos de respiración o descomposición de materia orgánica.

La primera parte queda comprendida entre los meses de marzo y agosto del 2001 y entre febrero y agosto del 2002. Esto es, cuando la concentración epilimnética de oxígeno molecular es mayor a la NAEC (o 100% de saturación) y las condiciones son de sobresaturación. Esto quiere decir que el balance entre producción primaria y respiración es positivo y predominan los efectos de la fotosíntesis en conjunto. La integración del área entre las curvas nos proporciona al menos la cota inferior de la producción primaria, a esto habría que restar el oxígeno consumido por respiración y producido por fotosíntesis en este estrato y durante este periodo.

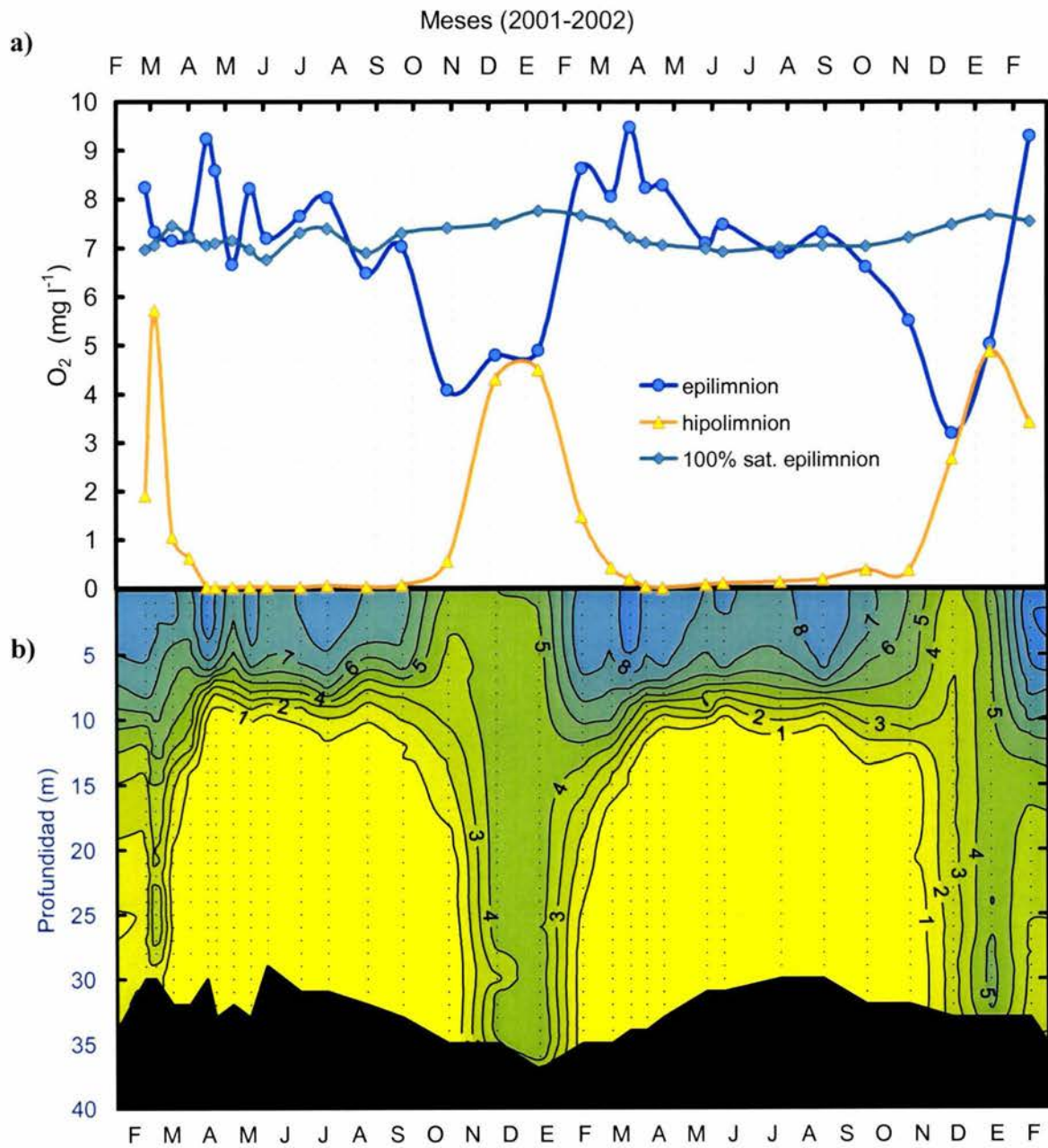


Figura 4.8 **a)** Variación anual de la concentración de oxígeno disuelto ($mg\ l^{-1}$) en el embalse de VB para los años 2001-2002. Se muestra también el 100% de saturación relativa de oxígeno; **b)** diagrama profundidad-tiempo de oxígeno disuelto (isopletas cada $1\ mg\ l^{-1}$) en el embalse de Valle de Bravo, para las mismas fechas. Se muestran los puntos exactos de muestreo.

El oxígeno hipolimnético decae completamente al avanzar la estratificación. Esto significa una ausencia total del oxígeno a partir de los 10 m de profundidad casi la mitad del año. Los resultados sugieren correspondencias con otros lagos monomícticos cálidos (aún en latitudes templadas), en los cuales la concentración de oxígeno es homogénea durante el periodo de mezcla, pero al presentarse la estratificación, el oxígeno disuelto decrece considerablemente en el hipolimnion, llegando a la anoxia total, mientras que en el epilimnion las condiciones son de sobresaturación (Nürnberg, 1995). La deficiencia hipolimnética se observa más claramente en la Figura 4.8b con las dos grandes regiones por debajo de 1 mg l^{-1} de oxígeno disuelto que delimitan las zonas óxica y anóxica durante la estratificación. La figura anterior, puede ser utilizada también como apoyo para determinar el inicio y fin del periodo de estratificación.

Por otra parte, el periodo de mezcla, determinado por medio del oxígeno disuelto se presenta desde principios de diciembre hasta finales de enero, periodo que coincide casi exactamente con el calculado mediante el gráfico de temperatura. Esta es la parte dominada por los procesos de respiración y descomposición aerobia bacteriana de la materia orgánica.

Al final del periodo de estratificación empieza a haber mezclas nocturnas cada vez más periódicas y la estratificación perdura por más de unos cuantos días. La mezcla provoca que el oxígeno epilimnético decaiga (por el alto consumo de las capas inferiores ricas en materia orgánica), mientras que el oxígeno hipolimnético no aumenta de manera proporcional. Se esperaría que la mezcla de dos capas, una rica y la otra pobre en oxígeno, provocara un estado intermedio más o menos homogéneo. Sin embargo, esto no sucede exactamente así. Para llegar al equilibrio (durante la mezcla) se registra un desfaseamiento.

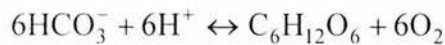
El hipolimnion del embalse de Valle de Bravo no aumenta la concentración de manera sustancial hasta casi un mes después (es decir, el oxígeno epilimnético cae de octubre a noviembre, mientras que el correspondiente hipolimnético aumenta de noviembre a diciembre). Este retraso significa que todo el oxígeno proveniente por la mezcla desde el epilimnion (en equilibrio atmosférico) es consumido en el hipolimnion debido a una considerablemente alta acumulación de materia orgánica. Materia orgánica que – estimulada por una alta producción primaria– se ha acumulado a lo largo de la estratificación y está conformada por detrito, células muertas y partículas orgánicas sedimentadas.

El gráfico también muestra el pequeño evento de mezcla detectado durante el muestreo del 05 de marzo del 2001, observado asimismo en el gráfico correspondiente a la temperatura (la inflexión negativa en la curva de temperatura epilimnética en la Figura 4.5a), asociado a un evento parcial de mezcla, aparentemente por causas externas al embalse (por ejemplo, una fuerte tormenta en días precedentes al muestreo).

4.2.3 pH

Las diferencias verticales en las actividades biológicas del embalse son las principales responsables del desarrollo de un gradiente vertical y cambios temporales en el pH. De manera general, son tres los procesos importantes que afectan al pH: la fotosíntesis, la respiración y la asimilación de nitrógeno. Los efectos de los dos primeros en el pH dependen en gran medida del equilibrio de carbonatos (CO_3^{2-} — HCO_3^- — CO_2).

La fórmula estequiométrica simplificada de la fotosíntesis se puede escribir, dependiendo de la forma predominante de carbono inorgánico disuelto, CO_2 o bicarbonato, de la manera siguiente:



De las dos ecuaciones anteriores, sólo la segunda posee una constante de equilibrio con dependencia directa de la concentración de iones H^+ y al llevarse a cabo la reacción el efecto neto será un aumento en el valor general de pH. Además, esto quiere decir que tanto la respiración como la fotosíntesis afectan al pH solamente en valores mayores de 6.3 (el pK_a del primer equilibrio en el sistema de carbonatos), que es cuando pueden existir otras formas de carbono inorgánico (Figura 4.9).

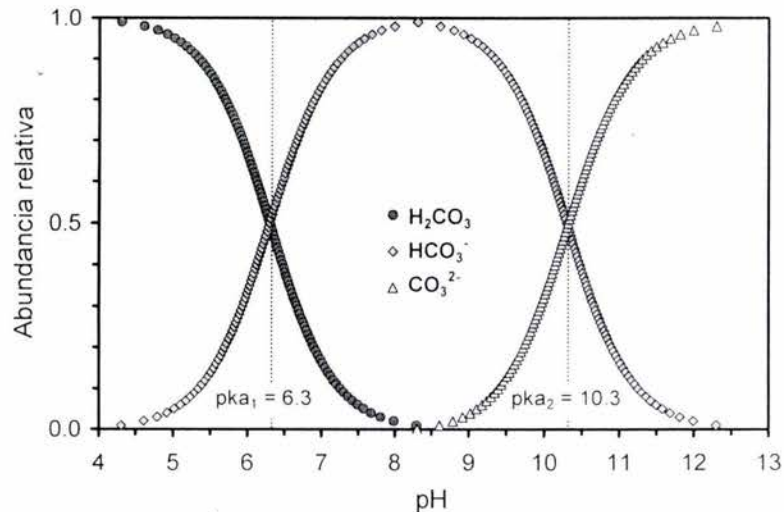


Figura 4.9 Abundancia relativa de las especies de carbonatos en función del pH en agua pura a 25 °C y 1 atm, en un sistema cerrado. Las curvas se obtuvieron graficando las fracciones estimadas de cada especie a partir de la ecuación de Henderson-Hasselbach para un par conjugado ácido-base débil.

En el embalse de Valle de Bravo, el valor promedio del pH oscila entre 7 y 9 unidades. Es decir, termodinámicamente predomina el ión bicarbonato y tanto la distribución espacial como temporal del pH estará estrechamente relacionada con la del oxígeno disuelto, correlación establecida por la segunda de las ecuaciones anteriores (Figura 4.10a y 4.10b).

Dentro de la zona fótica, donde se registra la mayor parte de la producción primaria y la producción de oxígeno, es de esperarse un alto valor de pH. La disminución en la concentración por consumo de CO_2 (y por tanto, disminución del ácido H_2CO_3) hace que predomine el ión bicarbonato (HCO_3^-) que "secuestra" los iones hidronio y el valor de pH se incrementa. Las zonas profundas que se caracterizan por un ambiente anóxico poseerán un pH relativamente bajo, importante para el equilibrio de adsorción y desorción de fósforo, por ejemplo. De cualquier manera, el valor medio del pH no baja más allá de 7 en el hipolimnion aún en máxima estratificación, con valores cercanos o incluso menores a 1 mg l^{-1} de oxígeno disuelto.

La Figura 4.10c muestra el gradiente vertical del pH registrado durante un mes de alta estratificación. Su alto pronunciamiento es resultado principalmente del pH inicial y de la baja capacidad amortiguadora del embalse, producto a su vez de la baja reserva alcalina. Este gradiente deberá cambiar diariamente de intensidad, de acuerdo con el balance de fotosíntesis-respiración en el embalse, es decir de la producción neta.

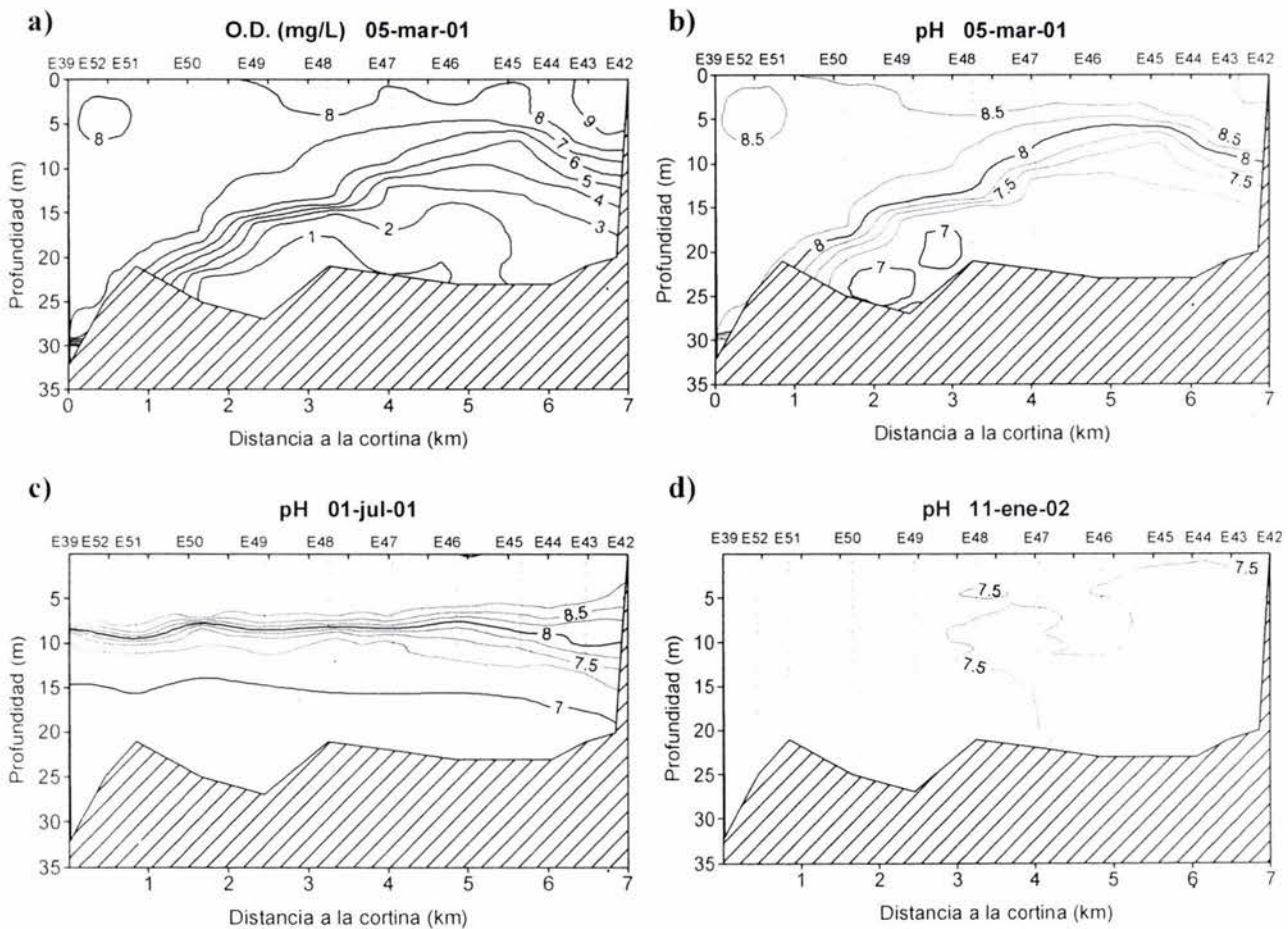


Figura 4.10 Distribución espacial de a) oxígeno disuelto (O.D.) al inicio de la estratificación, b) del pH en la misma fecha, c) el pH en un mes de alta estratificación y d) el pH durante la mezcla (isolíneas de O.D. cada 1 mg l^{-1} y las de pH cada 0.25 unidades).

La Figura 4.11 presenta la variación anual del pH en el embalse, para epilimnion e hipolimnion durante el año 2001. En el gráfico observamos el señalado comportamiento del pH bastante similar al del oxígeno disuelto. Debido a que Valle de Bravo es un sistema de baja reserva alcalina, las fluctuaciones se deben al acoplamiento del sistema de carbonatos con la fotosíntesis y respiración.

Algo importante de remarcar es que el gráfico parece indicar una tendencia a la baja en el valor medio de pH año con año, una señal clara del proceso de eutrofización del embalse. Aunque está claro que es necesario un monitoreo a largo plazo en el embalse para confirmar estas tendencias, si los periodos de estratificación y por consiguiente de anoxia hipolimnética aumentan, es de esperarse también un decremento en los valores medios del pH, con zonas en donde probablemente se registren valores sorprendentemente bajos.

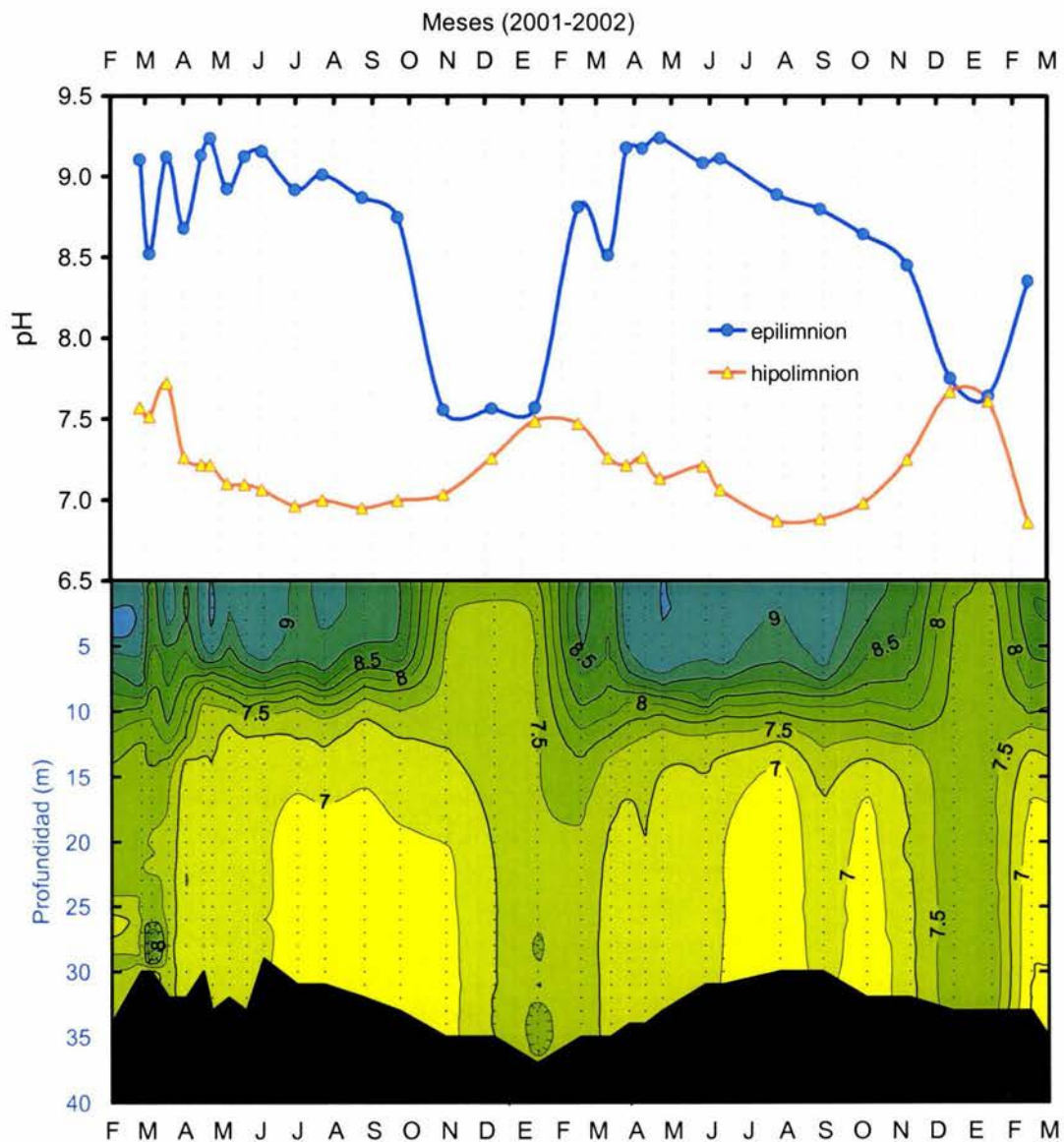


Figura 4.11 a) Variación anual del pH en el embalse de VB para los años 2001-2002; b) diagrama profundidad-tiempo del pH (isolíneas cada 0.25 unidades) para las mismas fechas.

4.3 NUTRIENTES

Una correcta interpretación de las distribuciones espaciales y temporales de los nutrientes, permite inferir procesos difícilmente medibles de manera directa, así como la posibilidad de estimar las tasas a las cuales se llevan a cabo. Una buena manera de empezar, es analizando las distribuciones verticales y las variaciones temporales de estas especies.

La disponibilidad de nutrientes está controlada por tres procesos: (a) la regeneración en la capa mezclada, (b) regeneración del sedimento en contacto con la capa superior mezclada, y (c) transferencia hacia la capa mezclada desde la columna inferior de agua. Dos de los factores más importantes que determinan la eficiencia del reciclamiento en lagos son: (a) la velocidad a la cual un nutriente es liberado de la materia orgánica no viva en una forma que pueda ser reabsorbida por los productores primarios, y (b) la tasa a la cual los nutrientes son desprendidos a la zona epilimnética desde aguas profundas o desde el sedimento. Un lago estratificado experimenta una pérdida en el inventario de nutrientes en la capa mezclada como resultado de la sedimentación.

4.3.1 Fósforo

De acuerdo con los métodos de análisis empleados, la fracción de fósforo que se determinó es la llamada fracción de fósforo reactivo disuelto (FRD). Debido a las propiedades químicas intrínsecas de este elemento y a que participa activa y directamente en su reciclamiento la materia viva, este elemento puede presentarse en formas múltiples. De esta manera, el FRD incluye, además de la especie ortofosfato (PO_4^{3-}), otras formas combinadas de manera covalente que reaccionan de manera similar al ortofosfato.

Bajo el mismo criterio de separación que en los casos anteriores, la Tabla 4.4 muestra los promedios por estratos para esta especie. Los valores más altos se encuentran en el hipolimnion (media anual $1.00 \mu\text{mol l}^{-1}$), siguiendo el metalimnion ($0.38 \mu\text{mol l}^{-1}$) y los más bajos en el epilimnion ($0.27 \mu\text{mol l}^{-1}$). Esto indica que existe una acumulación neta de FRD en las capas profundas del embalse, muy relacionado con su adsorción al sedimento. Además, los valores más altos se registran en los meses que coinciden con la estratificación. En este periodo el hipolimnion alcanza un valor máximo de $1.95 \mu\text{mol l}^{-1}$ el 04 de junio del 2001, coincidente con la mayor diferencia de temperatura epilimnética e hipolimnética registrada en ese año. El metalimnion y el epilimnion alcanzan también los máximos valores en este momento (0.77 y $0.53 \mu\text{mol l}^{-1}$ respectivamente).

Durante la mezcla, el FRD sufre una caída fuerte, probablemente promovida ya sea por el alto consumo metabólico o una reversibilidad del equilibrio de desorción desde el fondo. En cualquiera de los casos, el fósforo permanece almacenado para ser liberado en el nuevo periodo de estratificación. Las distribuciones verticales del fósforo en el transecto principal del embalse para una fecha de alta estratificación, muestran este gradiente positivo desde el fondo hacia la superficie de la columna de agua (Figura 4.12). El gradiente es característico durante toda la etapa de estratificación e indica una remineralización máxima en el fondo. De la misma manera, no muestran aportes significativos provenientes de los afluentes del embalse. Más bien sugieren que la remineralización es sin duda la fuente más importante de este elemento hacia la columna de agua.

Muestreo	Fecha	FRD (micromolar)			
		hipolimnion	metalimnion	epilimnion	promedio
1	25-Feb-01	0.62	0.20	0.19	0.34
2	05-Mar-01	0.34	0.33	0.24	0.30
3	19-Mar-01	0.55	0.46	0.37	0.46
4	02-Abr-01	0.58	0.21	0.24	0.34
5	16-Abr-01	1.17	0.24	0.20	0.54
6	23-Abr-01	1.16	0.21	0.18	0.52
7	07-May-01	1.13	0.47	0.43	0.68
8	21-May-01	1.31	0.42	0.15	0.63
9	04-Jun-01	1.95	0.77	0.53	1.09
10	01-Jul-01	1.60	0.44	0.21	0.75
11	23-Jul-01	1.09	0.36	0.20	0.55
12	24-Ago-01	1.67	0.48	0.26	0.81
13	22-Sep-01	1.51	0.73	0.36	0.87
14	29-Oct-01	0.85	0.27	0.42	0.51
15	07-Dic-01	0.20	0.17	0.14	0.17
16	11-Ene-02	0.24	0.28	0.26	0.26
Promedio anual*		1.00	0.38	0.27	0.55

Tabla 4.4 Promedios mensuales por estrato del fósforo reactivo disuelto (FRD) en el embalse de Valle de Bravo a lo largo del 2001. Se muestra también el promedio anual. Los valores están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$.

Además, el gradiente perdura pero no es estático. A lo largo del tiempo y conforme avanza la estratificación, el enriquecimiento de fósforo inorgánico aumenta gradualmente en el hipolimnion. Este aporte se asocia con la liberación del nutriente desde los sedimentos hacia la columna de agua, debido a las condiciones anóxicas del hipolimnion y a la remineralización de la materia orgánica (Lampert y Sommer, 1997). Además, la adsorción o desorción del fósforo depende de la cantidad de oxígeno y por lo tanto del pH presente en el hipolimnion, que es la capa en contacto con el sedimento en la mayor parte del embalse.

La Figura 4.13 muestra la variación anual por compartimentos del FRD para el epilimnion y para el hipolimnion. En ella se observa el comportamiento descrito con anterioridad. El FRD hipolimnético aumenta considerablemente durante toda la estratificación y presenta un valle inesperado entre julio y agosto. Esta caída de casi $1 \mu\text{mol l}^{-1}$ implica una reducción de casi el 50%. Dicha situación es interesante, ya que es compartida por el amonio (Figura 4.15 más adelante). Esto probablemente no se deba a posibles efectos de dilución hipolimnética, sino más bien a cambios en las tasas de remineralización de estas dos sustancias y a la incorporación de éstas a materia orgánica viva. Al avanzar la estratificación tenemos una tasa positiva que aumenta la concentración de FRD en el hipolimnion, en contacto con el sedimento. Durante la mezcla, las concentraciones de FRD caen abruptamente hasta valores cercanos a $0.1 \mu\text{mol l}^{-1}$, para volver a aumentar en la siguiente estratificación. Las pérdidas pueden ser entonces por re-adsorción al sedimento o por consumo fitoplanctónico (diatomeas por ejemplo). A valores de pH entre 7-8 y en presencia de oxígeno, el sedimento puede absorber muchos iones incluyendo al fosfato, pero en condiciones ácidas o anaerobias, este proceso se revierte y los iones son liberados a la columna de agua.

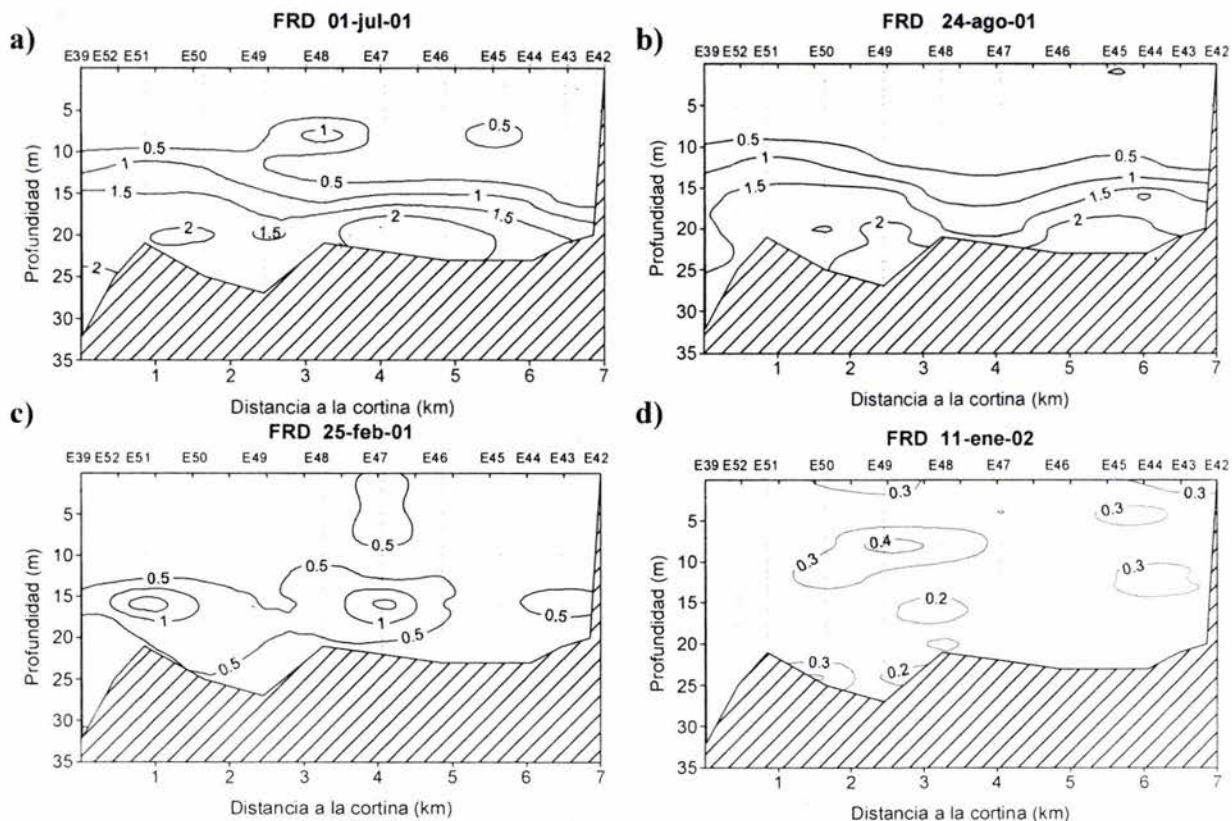


Figura 4.12 Distribución vertical del fósforo reactivo disuelto (FRD) en a) y b) dos meses de alta estratificación, c) final de la mezcla inmediata anterior y d) periodo de mezcla siguiente. Los valores de concentración están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$.

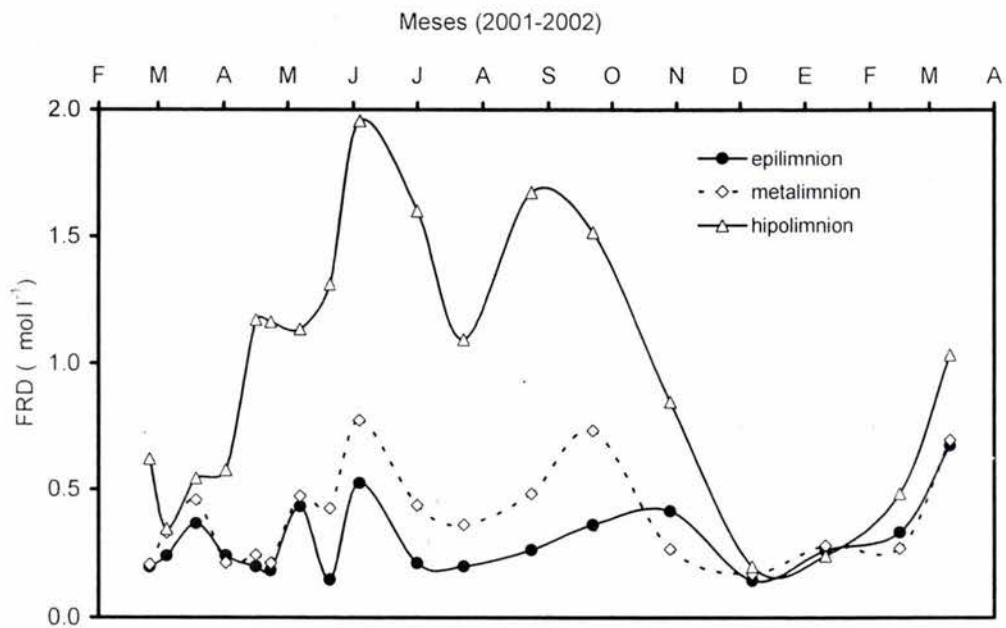


Figura 4.13 Variación media anual del fósforo reactivo disuelto (FRD) para el año 2001 en el embalse de VB. Los valores se expresan en $\mu\text{mol l}^{-1}$.

4.3.2 Nitrógeno

De las formas de nitrógeno que son consumidas por el fitoplancton, el preferido es el amonio (en la forma NH_4^+) por ser la fuente de nitrógeno más reducido. Debido a esto, comúnmente presenta una concentración mínima a la profundidad de máxima fotosíntesis y un máximo ubicado en la región profunda de los lagos estratificados como consecuencia de la remineralización de la materia orgánica (Lampert y Sommer, 1997). Como ejemplo de esto, se muestra en la Figura 4.14a y Figura 4.14b la distribución espacial del amonio en el embalse en dos meses de estratificación alta. La dinámica de este nutriente, indica altas variaciones a lo largo del año, y determinadas por los periodos de estratificación y mezcla. Al igual que lo observado con el fósforo, se desarrolla un gradiente vertical desde el fondo hacia la superficie, ilustrando la máxima remineralización de esta especie en esa zona del embalse.

Durante la mezcla, los valores son homogéneamente bajos, alcanzando apenas los $5 \mu\text{mol l}^{-1}$ en enero del 2002. El comportamiento es similar al del FRD al presentar altos valores hipolimnéticos durante la estratificación y valores bajos durante la mezcla. De cualquier forma, la distribución de ambos nutrientes indica una remineralización máxima en el fondo y que su biogeoquímica está determinada más por su carga y reciclamiento internos, que por aportes exógenos, por lo menos para el 2001. La Tabla 4.5 muestra la distribución de las tres especies de nitrógeno estudiadas.

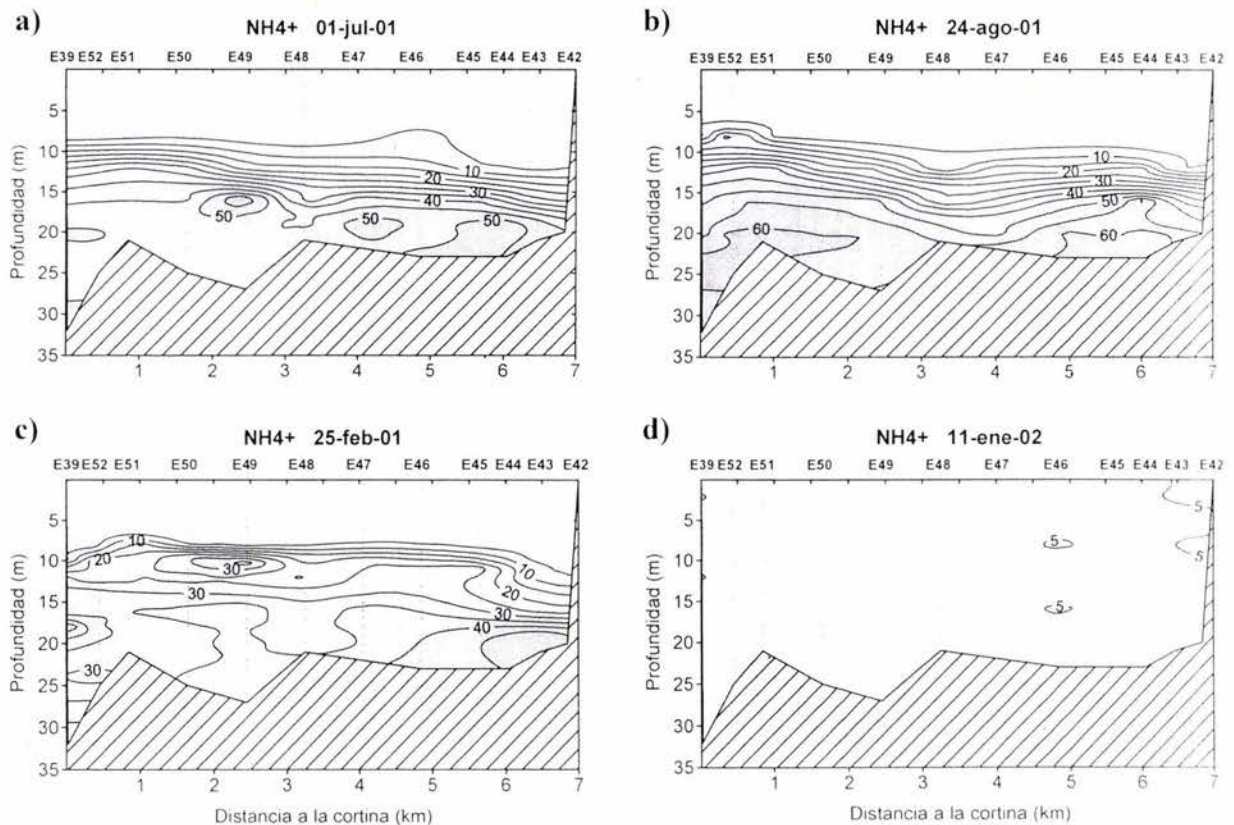


Figura 4.14 Distribución vertical del amonio (NH_4^+) en a) y b) dos meses de alta estratificación, c) final de la mezcla inmediata anterior y d) periodo de mezcla siguiente. Los valores están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$.

		NH₄⁺ (micromolar)			
Muestreo	Fecha	hipolimnion	metalimnion	epilimnion	promedio
1	25-Feb-01	37.50	15.50	1.35	18.12
2	05-Mar-01	32.36	20.62	25.35	26.11
3	19-Mar-01	10.01	9.04	9.24	9.43
4	02-Abr-01	23.48	9.29	1.99	11.59
5	16-Abr-01	24.66	10.72	1.11	12.16
6	23-Abr-01	26.04	13.56	1.14	13.58
7	07-May-01	33.67	17.07	1.69	17.48
8	21-May-01	39.70	12.54	2.79	18.34
9	04-Jun-01	52.62	17.68	1.53	23.94
10	01-Jul-01	45.58	10.27	1.51	19.12
11	23-Jul-01	47.44	11.97	1.69	20.37
12	24-Ago-01	55.85	18.27	1.43	25.18
13	22-Sep-01	31.93	19.57	2.25	17.92
14	29-Oct-01	42.38	17.51	13.79	24.56
15	07-Dic-01	22.33	25.62	25.81	24.59
16	11-Ene-02	2.87	2.93	2.81	2.87
Promedio anual*		33.03	14.51	5.97	17.83
		NO₃⁻ (micromolar)			
Muestreo	Fecha	hipolimnion	metalimnion	epilimnion	promedio
1	25-Feb-01	1.15	1.42	1.47	1.35
2	05-Mar-01	1.96	1.99	1.50	1.81
3	19-Mar-01	2.23	1.85	0.99	1.69
4	02-Abr-01	1.26	1.11	0.61	0.99
5	16-Abr-01	0.18	0.74	0.38	0.43
6	23-Abr-01	0.17	0.86	0.40	0.48
7	07-May-01	0.29	0.41	0.39	0.36
8	21-May-01	0.45	1.05	0.58	0.69
9	04-Jun-01	0.07	0.62	0.27	0.32
10	01-Jul-01	0.24	1.39	0.19	0.61
11	23-Jul-01	0.21	0.91	0.65	0.59
12	24-Ago-01	0.52	0.91	0.36	0.60
13	22-Sep-01	0.64	1.79	0.58	1.00
14	29-Oct-01	0.58	1.03	1.81	1.14
15	07-Dic-01	3.38	3.27	3.28	3.58
16	11-Ene-02	19.34	20.24	20.32	19.97
Promedio anual*		2.04	2.47	2.11	2.23
		NO₂⁻ (micromolar)			
Muestreo	Fecha	hipolimnion	metalimnion	epilimnion	promedio
1	25-Feb-01	0.44	0.27	0.18	0.29
2	05-Mar-01	0.38	0.24	0.21	0.28
3	19-Mar-01	0.16	0.29	0.17	0.21
4	02-Abr-01	0.24	0.35	0.25	0.28
5	16-Abr-01	0.22	0.18	0.21	0.20
6	23-Abr-01	0.22	0.28	0.25	0.25
7	07-May-01	0.16	0.23	0.19	0.19
8	21-May-01	0.18	0.16	0.10	0.14
9	04-Jun-01	0.06	0.07	0.08	0.07
10	01-Jul-01	0.13	0.42	0.20	0.25
11	23-Jul-01	0.14	0.27	0.14	0.18
12	24-Ago-01	0.14	0.23	0.29	0.22
13	22-Sep-01	0.48	0.49	0.51	0.49
14	29-Oct-01	0.89	0.92	0.99	0.94
15	07-Dic-01	0.44	0.27	0.18	0.29
16	11-Ene-02	0.38	0.24	0.21	0.28
Promedio anual*		0.27	0.32	0.28	0.29

Tabla 4.5 Promedios mensuales por estrato de amonio (NH₄⁺), nitratos (NO₃⁻) y nitritos (NO₂⁻) en el embalse de VB a lo largo del 2001. Se muestra también el promedio anual. Los valores están expresados en µmol l⁻¹.

En cuanto al desarrollo temporal del amonio, si observamos el gráfico que muestra la variación anual del amonio (Figura 4.15), resalta la marcada estratificación funcional del embalse, pues se registra una diferencia de concentraciones entre la capa superior mezclada y la inferior bastante alta, de casi $50 \mu\text{mol l}^{-1}$ durante el periodo de estratificación máxima. Este hecho constituye una forma alternativa de determinar la estratificación y el impacto de la presencia de la termoclina sobre las distribuciones de diversos parámetros. Visto de otra manera, se puede decir que la estratificación térmica provoca la estratificación de múltiples parámetros, es decir, la termoclina establece realmente una barrera funcional.

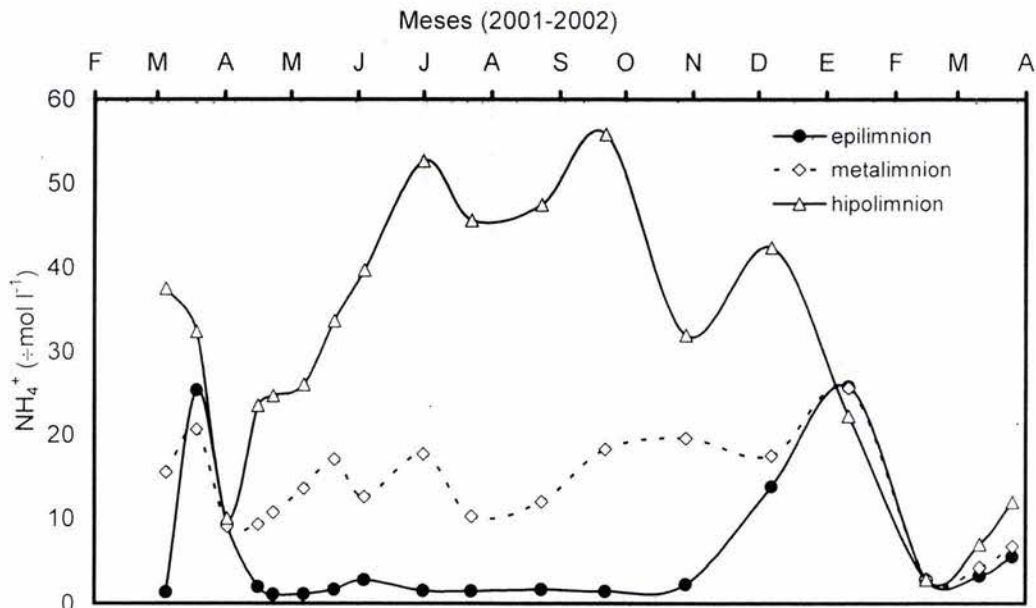


Figura 4.15 Variación anual del amonio (como NH_4^+) en el embalse de VB para el año 2001.

El hipolimnion registra una caída pronunciada al inicio de la estratificación. Se observa también en la capa superior un valle pronunciado durante el mes de julio, al igual que sucede con los fosfatos inorgánicos.

Al principio se pensó que este valle podría deberse a la remineralización de la biomasa fitoplanctónica cuantificada (un máximo en abril y otro en agosto, como se presenta más adelante), pero las magnitudes involucradas sugieren que probablemente se deba a efectos de dilución, provocados por el periodo de lluvias registrado en ese año.

Una dilución hipolimnética de este tipo (y que es casi imperceptible en el epilimnion según el gráfico) sería posible si la dilución fuera hecha con agua con niveles de concentración similares a aquellos del epilimnion. De esta manera, la sensibilidad es considerablemente alta para parcelas de agua con una concentración muy diferente (en este caso, mucho mayor en el hipolimnion). Los gráficos de las variaciones anuales podrían emplearse en la cuantificación de diversos procesos verificados en el embalse. De las figuras anteriores, podemos estimar las tasas de remineralización para amonio y fósforo inorgánico en el periodo de abril a junio, ya que este proceso predomina en el fondo del embalse, en las figuras observamos un valor integrado para todo el hipolimnion (Figura 4.15).

La Figura 4.16 muestra la variación temporal de los nitritos y nitratos para el año 2001. Si nos concentramos en el hipolimnion, vemos que el rápido agotamiento de los nitratos durante abril y de los nitritos entre abril y julio sugiere que los procesos de *desnitrificación* son importantes en el embalse durante este periodo. Durante la mezcla, los valores de las concentraciones de estas dos especies aumentan considerablemente (hasta en un orden de magnitud). En contraposición con la estratificación, en el periodo de mezcla el proceso de *nitrificación* es el predominante.

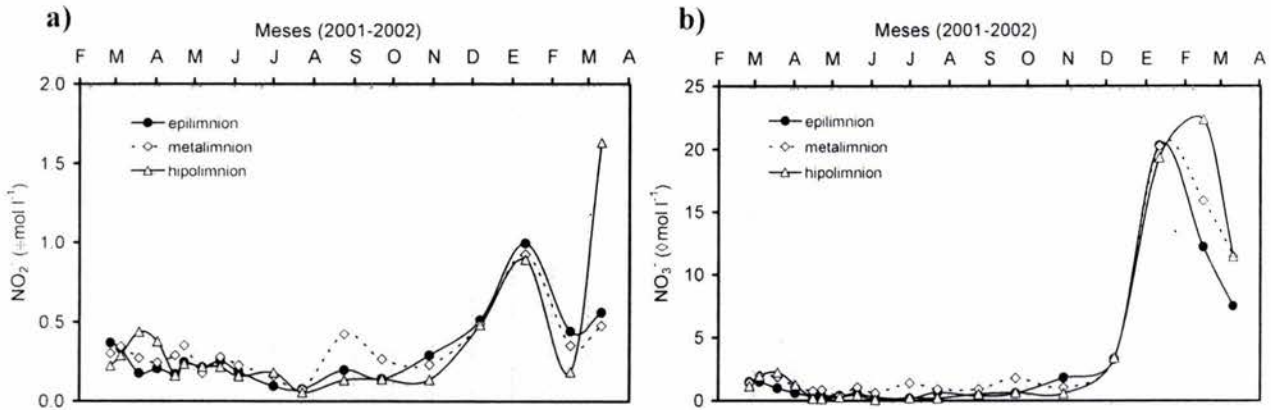


Figura 4.16 Variación temporal de a) nitritos (NO_2^-) y b) nitratos (NO_3^-) para el año 2001 en el embalse de Valle de Bravo. Las concentraciones están expresadas en $\mu\text{mol l}^{-1}$.

En las gráfica de variación anual de la concentración media en toda la columna de agua de las especies inorgánicas no gaseosas del nitrógeno –amonio (Figura 4.15), nitratos y nitritos (Figura 4.16)- vemos que el amonio cae abruptamente durante diciembre y parte de enero, en contraparte, los nitratos aumentan proporcionalmente en este periodo. El amonio decae en su concentración de un valor 25 a 3 μM mientras que el nitrato aumenta de 1 a 20 μM y el nitrito lo hace en cantidades despreciables ($<0.5 \mu\text{M}$). De manera preliminar, esto parece consistente con el balance mol a mol. Las diferencias se deben muy probablemente a intercambios por procesos difícilmente medibles como la fijación de nitrógeno y la desnitrificación (liberación de N_2).

La Figura 4.17 presenta un gráfico que muestra con una mayor resolución el periodo mencionado, enfocado al hipolimnion únicamente y que respalda lo anterior. Debido a que en la respiración de nitratos, llevada a cabo por bacterias heterótrofas anaerobias, el nitrato es transformado ya sea en amonio (amonificación) o en nitrógeno molecular (desnitrificación), podemos tener estos procesos acoplados.

Por otro lado, al terminar el periodo de estratificación, se registra una caída en la concentración de amonio en el hipolimnion, mientras que aumenta la concentración de los nitratos de manera proporcional, así como la de los nitritos de manera considerable (cerca de cinco veces). Ya que la nitrificación consiste en la oxidación del amonio—proveniente de la remineralización—, primero a nitritos, y después a nitratos, los resultados sugieren que se verifica el proceso de nitrificación de manera significativa en el embalse al final de la estratificación y que perdura durante la mezcla.

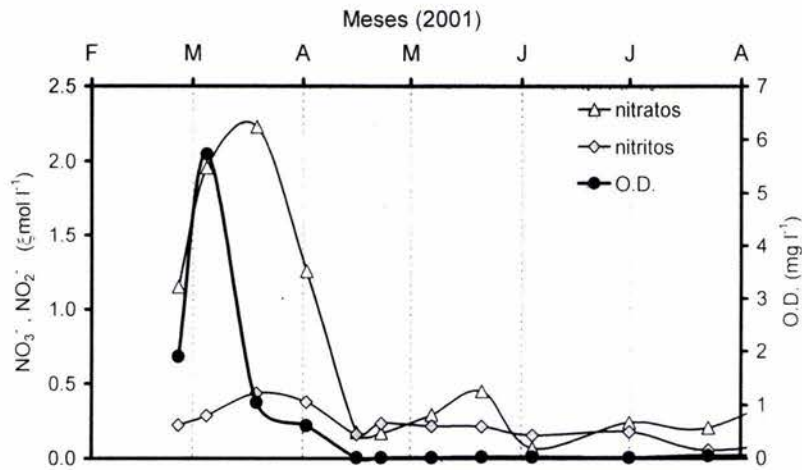


Figura 4.17 Detalle del agotamiento de nitritos y nitratos en el hipolimnion del embalse de Valle de bravo entre los meses de abril y mayo del 2001. Esto sugiere procesos de desnitrificación importantes durante este periodo.

Resalta también la presencia de un máximo de nitritos y de nitratos en el metalimnion que perdura a lo largo del periodo de estratificación (Figura 4.18). El máximo de nitratos puede deberse a la inmediata nitrificación del amonio, en concentraciones relativamente altas en el metalimnion al contacto con el oxígeno proveniente de la capa superior. Cualquier factor que haga descender a la termoclina, como la acción del viento, provocará una pequeña mezcla entre epilimnion (rico en oxígeno) y agua profunda anóxica y rica en amonio, promoviendo la nitrificación, proceso enzimático que rápidamente se lleva a cabo.

Cuando el fitoplancton vivo sedimenta y pasa de capas iluminadas con bajas concentraciones de compuestos de nitrógeno a capas sin luz y ricas en nitrato, las células absorben nitrato y se inicia su reducción hasta nitrito, que ya no se asimila y se excreta al medio. El mismo efecto, repetido por muchas células, puede dar origen a una capa con concentraciones relativamente elevadas de nitrito. Este mecanismo se ha observado en muchos lagos, y en la mayor parte de las áreas marinas estratificadas donde con frecuencia se presentan máximos profundos de nitrito (Margalef, 1983), coincidentes con una rápida sedimentación de densas poblaciones de fitoplancton.

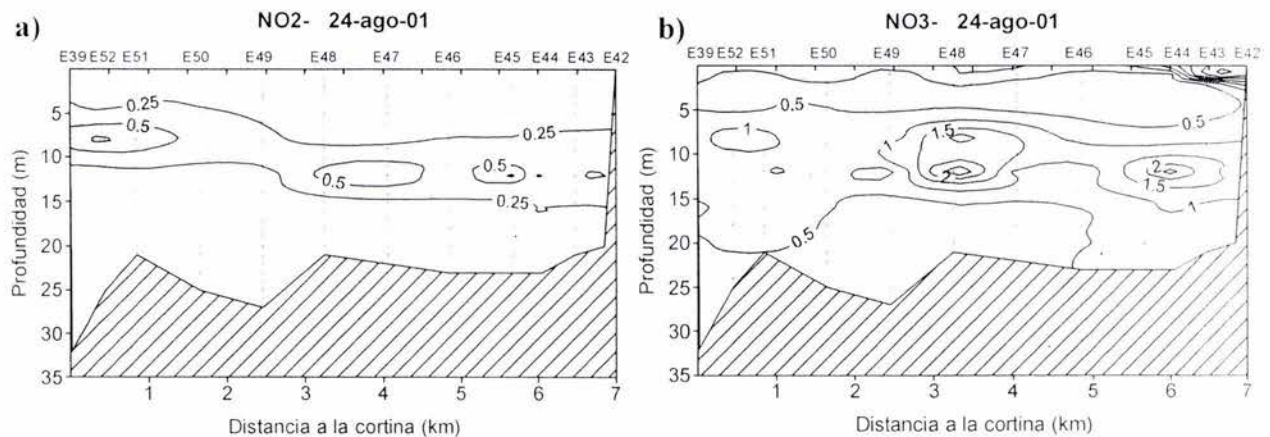


Figura 4.18 Distribución vertical de a) nitritos (NO_2^-) y b) nitratos (NO_3^-) en un mes de alta estratificación (24 de agosto del 2001) en el embalse de VB. Las concentraciones están expresadas en $\mu\text{mol l}^{-1}$.

4.4 CLOROFILA *a*

El mantenimiento de una determinada población, expresada en número de individuos o en biomasa, se puede considerar como una medida del éxito de ocupación de cierto ambiente por una especie. Puesto que la energía entrante y que soporta a la biomasa es proporcional a la superficie, a veces la biomasa no se refiere a unidad de volumen, que parecería lo más natural, sino a unidad de superficie, integrando la biomasa contenida en una columna de agua vertical de sección la unidad, desde la superficie del agua hasta el fondo. Puesto que la biomasa presente es uno de los factores de producción, cuando se menciona productividad, se entenderá a la producción por unidad de biomasa y exclusivamente de manera cualitativa.

La cantidad de clorofila se relaciona de diversas maneras con varias magnitudes celulares. Sin embargo, si sólo se emplea como término de comparación la concentración de clorofila *a* o la clorofila total, se descuida la información que representa la composición relativa de los pigmentos y que tiene mucha importancia como indicadora de las características de composición y de fisiología de las poblaciones.

De acuerdo con la técnica implementada, los valores de clorofila *a* se obtuvieron de manera integrada para el epilimnion (de 1 a 8 m) y para el hipolimnion (de 12m al fondo) tomando en cuenta el criterio de separación discutido anteriormente a partir de la distribución térmica del embalse.

Debido a problemas derivados de un largo almacenamiento, sobre todo de las muestras correspondientes a los primeros meses del 2001, se realizó una corrección estadística a los datos tomando en cuenta tasas de descomposición regresivas. Las correcciones abarcaron tres años de registro continuo y fueron realizadas por la Q. Mónica Olson del laboratorio de biogeoquímica acuática del ICMYL.

La Figura 4.19 muestra una casi perfecta correlación inversa entre la profundidad de Secchi y los valores determinados de clorofila *a*. Esto es de esperarse si consideramos que el fitoplancton responsable se encuentra en las capas superiores y absorbe, refleja y refracta la luz solar incidente de manera proporcional a su concentración. A una mayor concentración fitoplanctónica se esperan profundidades de Secchi menores y lo mismo en para la situación inversa.

En la misma figura, podemos identificar claramente dos picos de máxima abundancia en la biomasa fitoplanctónica registrados en el epilimnion; uno durante el mes de abril y el segundo, más pronunciado, en agosto. Los factores que pueden influir en la existencia de estos máximos básicamente se reducen a la disponibilidad de nutrientes, luz y temperatura. Cualquier factor que modifique positiva o negativamente para la fotosíntesis cualquiera de estos factores, afectará las concentraciones de clorofila *a*, entendida como una medida aceptada de la biomasa fitoplanctónica.

Como se verá más adelante, estos picos podrían estar relacionados con el flujo de nutrientes desde las capas profundas o intermedias observado durante la estratificación, caracterizado a partir de los perfiles de diversos parámetros y que podría estar determinado por el establecimiento de ondas internas en un estado resonante de magnificación con la frecuencia fundamental del embalse y los pulsos de viento.

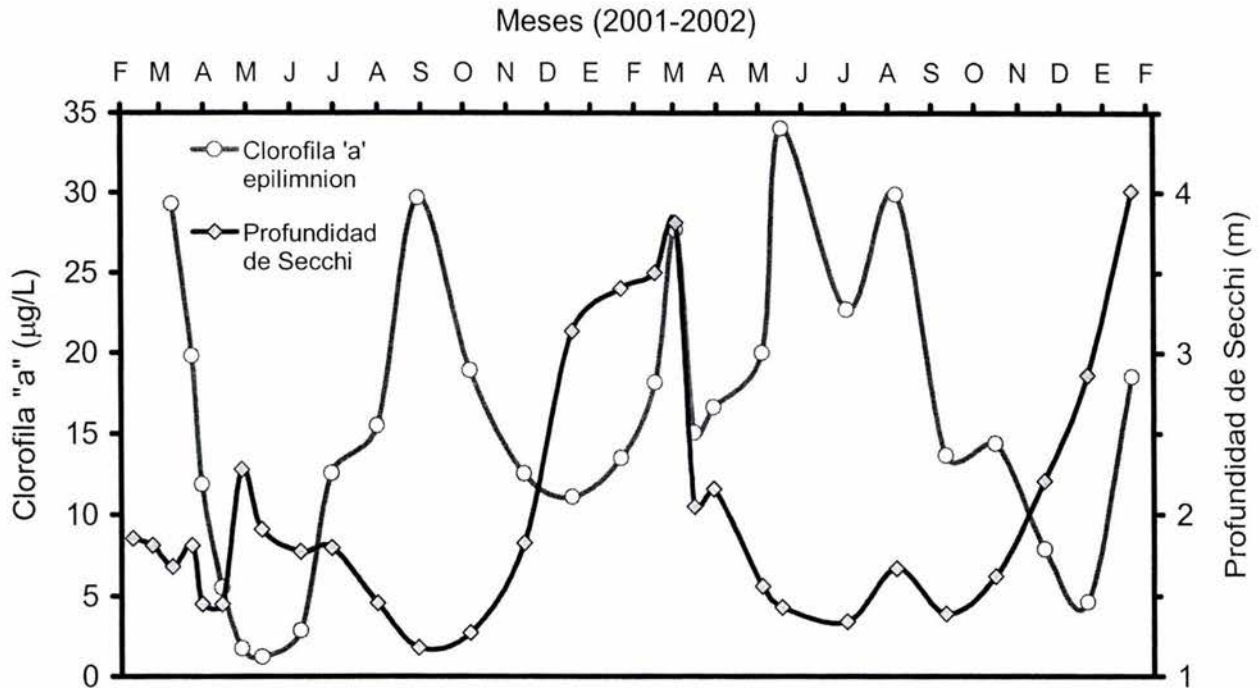


Figura 4.19 Variación anual de la clorofila *a* en el epilimnion relacionada con la variación en la profundidad de disco de Secchi en el embalse de VB para los años 2001-2002.

La caída de las clorofilas es acentuada (después del pico de abril) y puede asociarse también de alguna manera con la disminución de la temperatura epilimnética registrada en esa fecha. Es importante mencionar que existe una correspondencia significativa de los datos con los valores obtenidos para los años siguientes, en donde se presenta la misma situación de picos máximos durante la estratificación.

El valle entre los dos picos máximos puede tener su origen en dos factores principalmente, por limitación de nutrientes y el pastoreo por el zooplancton. De manera general, se observan valores bajos de clorofila *a* en el epilimnion durante los periodos de mezcla, alcanzando valores cercanos a los $10 \mu\text{g l}^{-1}$. Durante la estratificación se presentan picos múltiples casi aleatorios.

Aún cuando uno de los efectos más notables de la estratificación es la limitación de nutrientes en el epilimnion, es cuando se presentan los valores máximos de clorofila *a*. Esta alta concentración de biomasa puede ser el reflejo de la inyección de nutrientes proveniente de las capas profundas.

5.0 DISCUSIÓN

La discusión y análisis de los resultados obtenidos en el presente trabajo se dividen en tres rubros principales. Uno de ellos es el que se refiere a los procesos de estratificación y mezcla en el embalse, con las consecuencias que conlleva el establecimiento de uno u otro en cuanto a la distribución de los diversos parámetros hidrológicos estudiados se refiere. El segundo es una propuesta del probable mecanismo de intercambio de agua evidenciado por las observaciones realizadas. Por último, con toda la información anterior, se hace un recuento de la dinámica de nutrientes y su probable relación con la abundancia fitoplanctónica del sistema.

5.1 RÉGIMEN TÉRMICO ANUAL

El periodo de mezcla de los lagos es sumamente importante, por sus implicaciones biogeoquímicas, en la redistribución de componentes como consecuencia de la homogeneización térmica de la columna de agua. Además, los patrones temporales de mezcla que se presentan a escalas anuales, aunque no siempre regulares, han sido empleados por diversos limnólogos (Hutchinson-Löffler, 1966; Lewis, 1983) como piedra angular en los sistemas de clasificación.

Tomando en consideración una profundidad media de alrededor de 21 m calculada según Wetzel y Likens (1990) como el volumen total entre el área del espejo de agua y de acuerdo a la clasificación de Lewis (1983), situamos a VB justo en el grupo de los lagos polimícticos cálidos discontinuos. Al embalse de Valle de Bravo, ubicado en la latitud 19° 21' N y una elevación de 1830 m s.n.m. le correspondería una latitud ajustada de 25°34'. Si se aumentan 0.34 grados por cada 100 m de elevación a una latitud de 20°, para el embalse de Valle de Bravo el cálculo sería:

$$19^{\circ}21' = 19.35^{\circ} + (0.34^{\circ})18.3 = 19.35^{\circ} + 6.2225.57^{\circ} = 25^{\circ}34'$$

La Figura 5.1 ilustra los postulados de Lewis, entre los cuales destaca que cualquier lago con capacidad de desarrollar un fetch de 5 km y profundidad media de hasta 20 m (frontera entre los monomícticos y los polimícticos), se mezclaría en su totalidad continuamente por la acción del viento. Bajo este enfoque, Valle de Bravo posee las dimensiones adecuadas para presentar mezclas esporádicas de toda la columna de agua y comportarse como un lago del tipo polimíctico. Sin embargo, al observar la evolución del perfil de temperatura a través del tiempo, sabemos que existe un único periodo de circulación al año y que no se presentan eventos de enfriamiento o de cualquier otro tipo que mezclen completamente la columna de agua y que rompan de manera total la estratificación. Entonces, ¿por qué VB es monomíctico?

La respuesta puede estar en la acción del viento. Al presentarse en pulsos regulares diarios y considerablemente altos (promedio: 4 nudos con rachas de 11-15 nudos) el viento provoca un engrosamiento del epilimnion. Al mismo tiempo que la termoclina desciende, en este proceso se estabiliza, pues el viento la "empuja" lejos de su erosión destructora y no existen otros factores evidentes que la puedan desestabilizar.

De esta manera, podemos decir que VB posee tanto la profundidad como las características suficientes (e.g. gran elevación, régimen de viento constante) como para mantener la estratificación durante una temporada entera, y se le considerará del tipo monomítico cálido.

Esto no corresponde estrictamente con la clasificación, ya que, según el mismo Lewis (1983), las fronteras trazadas entre las categorías no pueden tomarse literalmente, ya que latitud, elevación y profundidad, no son los únicos factores que afectan a la mezcla. Además, no entran en consideración los detalles morfológicos de los sistemas. De cualquier forma, la tendencia general es que a mayor elevación corresponde una mayor latitud corregida o ajustada¹, y la frontera con la categoría de lagos monomíticos cálidos se recorre hacia profundidades menores.

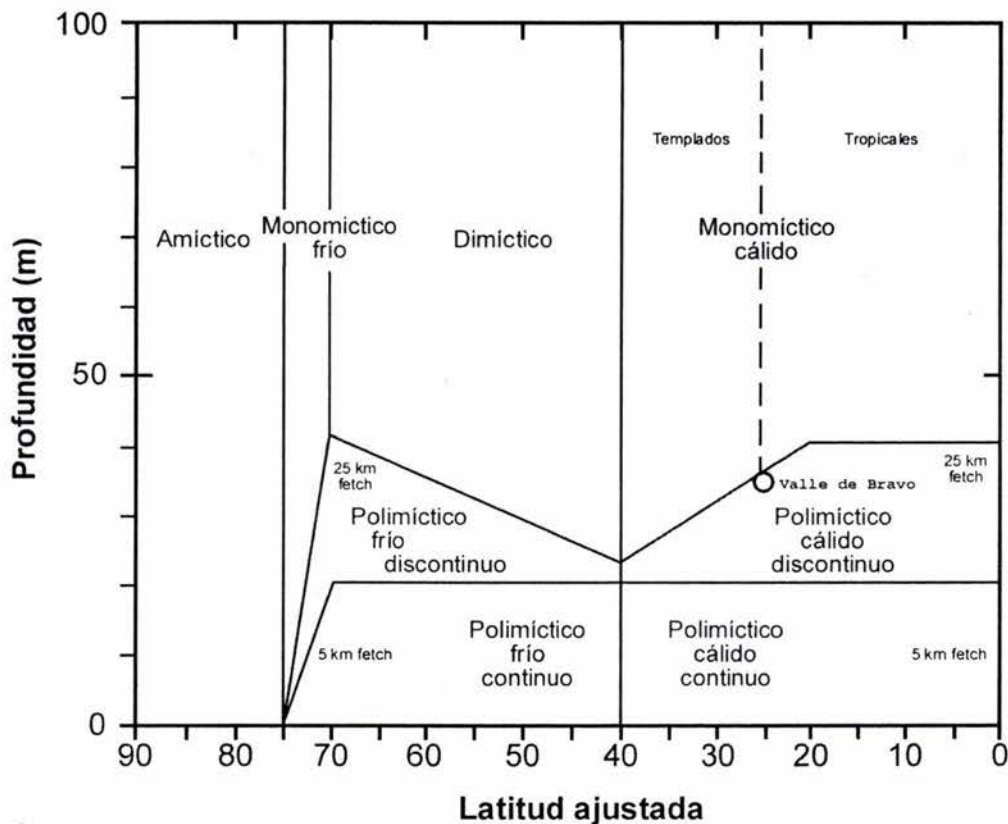


Figura 5.1 Distribución de los ocho tipos de lagos con relación a la latitud ajustada y la profundidad. Se muestra la posición del embalse de Valle de Bravo con latitud ajustada de 25°34' (ver texto). Modificado de (Lewis, 1983).

Si comparamos el inicio de la estratificación para el año 2001 y 2002, encontramos algunas diferencias (Figura 4.5). En el primer año, se observa una primera pequeña inflexión durante los muestreos del 5 y 19 de marzo y otra el 7 de mayo del 2001 que se debieron a pequeñas mezclas parciales. Además, se registra el inicio de la estratificación en una fecha más temprana para el segundo año. De continuar esta tendencia se presentaría en el embalse un periodo cada vez mayor de estratificación y por tanto de anoxia hipolimnética con las consecuencias indeseables que esta conlleva.

¹ 0.34 grados por cada 100 m de elevación a una latitud de 20° y 0.68 a latitudes cercanas a 60° (Lewis, 1983).

Una de ellas, es que al alargarse el periodo de estratificación, se concentrará más materia orgánica en el hipolimnion, requiriendo su descomposición mayor cantidad de oxígeno, lo que lo agotará rápidamente y, en un efecto de retroalimentación positiva, la anoxia se presentará cada vez más fuerte y más tempranamente cada año. Otra alternativa, de menor probabilidad, es que estas diferencias sean debidas a variaciones interanuales normales.

La temperatura de la capa superior mezclada en los lagos varía como una función de la latitud, determinando que desde el ecuador hasta casi 40° de latitud, la declinación en la temperatura media se explique principalmente por el pronunciado decaimiento en la temperatura anual mínima, reflejada por la temperatura en el fondo de la columna de agua durante la estratificación (Lewis, 1996). En la mayoría de los casos, este periodo coincide con el invierno hemisférico, lo que implica que el gradiente latitudinal pronunciado en la irradiancia mínima es la principal causa de la estacionalidad.

El comportamiento del embalse es claramente tropical, pero en cierta forma atemperado por la altitud. Este corrimiento se ve reflejado en las variaciones anuales tanto de temperatura como de oxígeno disuelto. Por ejemplo, en lo que respecta al oxígeno, al comparar los valores correspondientes a los dos años abarcados, se resalta un hecho importante: la anoxia registrada en el hipolimnion se adelanta casi exactamente un mes en el 2002, ya que ésta inicia aproximadamente a principios de abril del 2001 y se presenta desde principios de marzo del año siguiente, en correspondencia con el inicio de la estratificación.

Debido a la demanda bioquímica de oxígeno (DBO), las aguas profundas experimentan un agotamiento durante la temporada de estratificación, cuando el oxígeno no puede renovarse ya sea por fotosíntesis o mezclado. Para lagos templados, la cantidad de oxígeno en el fondo al final del periodo de estratificación está determinado por la concentración de oxígeno al momento de la estratificación, la productividad neta y la profundidad. En lagos tropicales se presenta un esquema similar, con algunas diferencias (Lampert y Sommer, 1997). La principal diferencia radica en la temperatura y su relación con el equilibrio de solubilidad del oxígeno gaseoso con el agua.

Es decir:



Este equilibrio depende principalmente de la temperatura y de la presión parcial del oxígeno atmosférico que es prácticamente constante en una localidad a una cierta altitud. Al contrario de lo que ocurre con los sólidos y líquidos, la solubilidad de los gases disminuye con la temperatura.

Esto provoca que los sistemas tropicales, y más generalmente, los sistemas de altas temperaturas posean una dinámica especial en la concentración de oxígeno disuelto, que será, por fuerza, menor que en sistemas templados (a menos que se trate de aguas geotermales).

La tendencia hacia menores concentraciones de oxígeno en el hipolimnion a menores latitudes se basa en diversos factores: **(a)** el efecto de la temperatura en la concentración de saturación del oxígeno en agua; **(b)** la sensibilidad de la demanda bioquímica de oxígeno a la temperatura; **(c)** duración mayor del periodo de estratificación en lagos tropicales; **(d)** productividad mayor para una cantidad dada de nutrientes en lagos tropicales; y, **(e)** los lagos tropicales pueden lograr menos fácilmente una saturación de oxígeno que los templados.

El oxígeno disuelto alcanza un valor de exactamente cero (es decir una anoxia total) el 24 de agosto del 2001 en el hipolimnion en plena estratificación. Durante la circulación, y provocado por la mezcla, el contenido de oxígeno—que se homogeneiza en toda la columna de agua—alcanza un valor de 4.85 mg/l, que representa apenas un 64.6 % de saturación (ver Figura 4.8).

Este déficit de oxígeno puede ser empleado como indicador del grado de eutrofización del embalse, al ser comparado con datos para años anteriores. Significa que, ni aún el intercambio de oxígeno molecular con la atmósfera (que debe ser relativamente alto durante esta etapa, ya que este proceso obedece las leyes de difusión y es proporcional a la diferencia de concentraciones), puede compensar el oxígeno consumido por respiración y por remineralización oxidativa de la materia orgánica proveniente principalmente del hipolimnion.

Durante la estratificación, hay un acumulamiento de materia orgánica en el hipolimnion, proporcional a la cantidad de oxígeno que se consume durante la mezcla, cuando éste se encuentra disponible. El retraso que se ilustra al inicio de la mezcla, cuando el oxígeno disuelto epilimnético baja acentuadamente por la mezcla con aguas profundas anóxicas, mientras que la correspondiente al hipolimnion se incrementa a tasas más lentas y sufre un retraso de casi un mes.

Tanto la temperatura como el patrón de circulación afectan a la fotosíntesis. La temperatura tiene un efecto directo en la velocidad de fotosíntesis bajo condiciones saturadas de nutrientes. Esto causa que la producción primaria anual en un lago tropical sea cerca del doble del valor para uno templado. Adicionalmente, a través de la estratificación y la mezcla, el régimen térmico descrito será fundamental en la distribución de los nutrientes y por lo tanto, sentará las bases para la abundancia fitoplanctónica cuya sucesión estacional dependerá de éste y muchos otros factores más.

Las distribuciones de los principales parámetros hidrológicos estudiados a través del tiempo definen claramente los periodos de estratificación y mezcla en el embalse, así como los eventos de transición. Un análisis estadístico de correlación de factores puede encontrarse en el ANEXO I al final del presente trabajo. El amplio periodo de estratificación domina a lo largo del año y presenta una clara separación de las variables en los tres estratos mientras que la homogeneidad de la época de mezcla no permite tener correlación alguna, como se esperaba.

5.2 EVIDENCIAS DE MECANISMOS RESPONSABLES DEL FLUJO DE NUTRIENTES

Es conocido que la acción del viento produce desplazamientos y oscilaciones superficialmente y dentro de los cuerpos de agua (Imberger, 1994). Estos efectos pueden ser significativos en el sistema de VB, donde se tiene un régimen diario de viento (de 12:00 a 19:00 hrs. con velocidad promedio de 7.4 m s^{-1} y rachas de hasta 16.5 m s^{-1}) entrando por la cortina hacia los dos valles principales.

Con base en las distribuciones espaciales y temporales de los descriptores hidrológicos y con el apoyo de los datos de nutrientes, en este apartado se pretende discutir acerca de los factores que gobiernan la naturaleza del régimen de circulación del embalse y su probable relación con el intercambio de agua y/o nutrientes. La acción del viento produce multitudes de ondas y movimientos en el agua, que desde un punto de vista flexible y conforme a una de las hipótesis del presente trabajo, puede esquematizarse como un modelo de circulación de una celda (Figura 2.2), impulsada diariamente por la acción del viento y esquematizado sencillamente como un movimiento oscilatorio en el que cada ciclo provoca un ascenso hipolimnético y un descenso epilimnético en los extremos contrarios del embalse.

Evidentemente, el panorama es más complicado. Sin embargo, hay evidencias de la existencia de algún mecanismo que permite el flujo de agua y/o nutrientes desde el hipolimnion hacia la capa superior del embalse. Entre ellas se encuentra el desplazamiento vertical de la termoclina a distintas horas del día, como consecuencia del establecimiento de oscilaciones y ondas internas, así como una circulación superficial neta en la dirección del viento. Por otra parte, el aumento gradual en la temperatura en el hipolimnion constituye otra evidencia del intercambio de agua entre epilimnion e hipolimnion (a través del metalimnion).

5.2.1 Perfiles de repetición

Durante el periodo de estratificación, los perfiles de diversos descriptores sugieren un ascenso de agua hipolimnética cerca de la cortina y de hundimiento al otro extremo del embalse. La repetición de perfiles en distintas estaciones permitió confirmar estos desplazamientos verticales y estimar las velocidades respectivas. Las estaciones quedaron dispuestas en tres grupos principales, de manera tal que un grupo de ellas fuese representativo del área de "surgencia", otro grupo del área de hundimiento y por último, una estación representativa de la zona intermedia. La Figura 5.2 muestra los desplazamientos verticales tanto de la termoclina como de la oxiclina durante el periodo de viento para algunos muestreos repetitivos seleccionados.

En la estación E51, situada en el área de "surgencia" (Figura 5.2a, 5.2b y 5.2c), las clinas siempre ascendieron con velocidades entre 0.50 y 1.67 m hr^{-1} . En el muestreo de octubre (Figura 5.2c) el perfil de temperatura ya no muestra un gradiente vertical, pero el de oxígeno disuelto sí, lo que permite la estimación de la velocidad vertical (ver Tabla 5.1 más adelante). Por otra parte, en la estación E46, cercana al extremo opuesto de la cortina, en una zona considerada de "hundimiento" y muestreada repetidamente el 16 de abril del 2001 (Figura 5.2d) se observa el proceso inverso, con una velocidad estimada de 0.67 m hr^{-1} , de magnitud similar a la estimada para el ascenso.

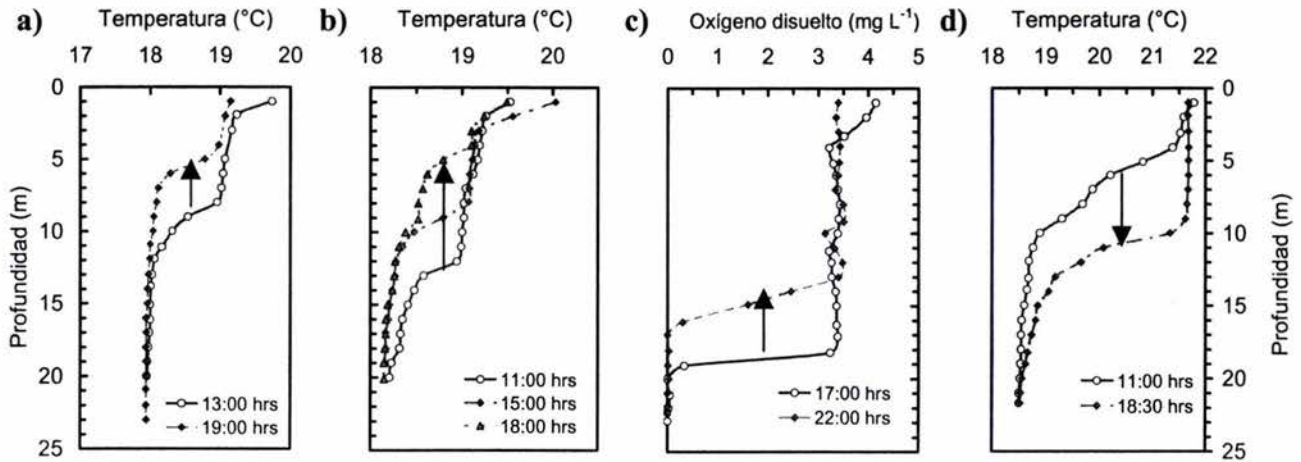


Figura 5.2 Variación de los perfiles de temperatura y oxígeno disuelto durante el periodo de viento en una estación de ascenso (E51) cercana a la cortina **a)** temperatura 25 febrero, **b)** temperatura 19 mar, **c)** oxígeno 29 oct, y **d)** temperatura en una estación de hundimiento (E46) 16 abr.

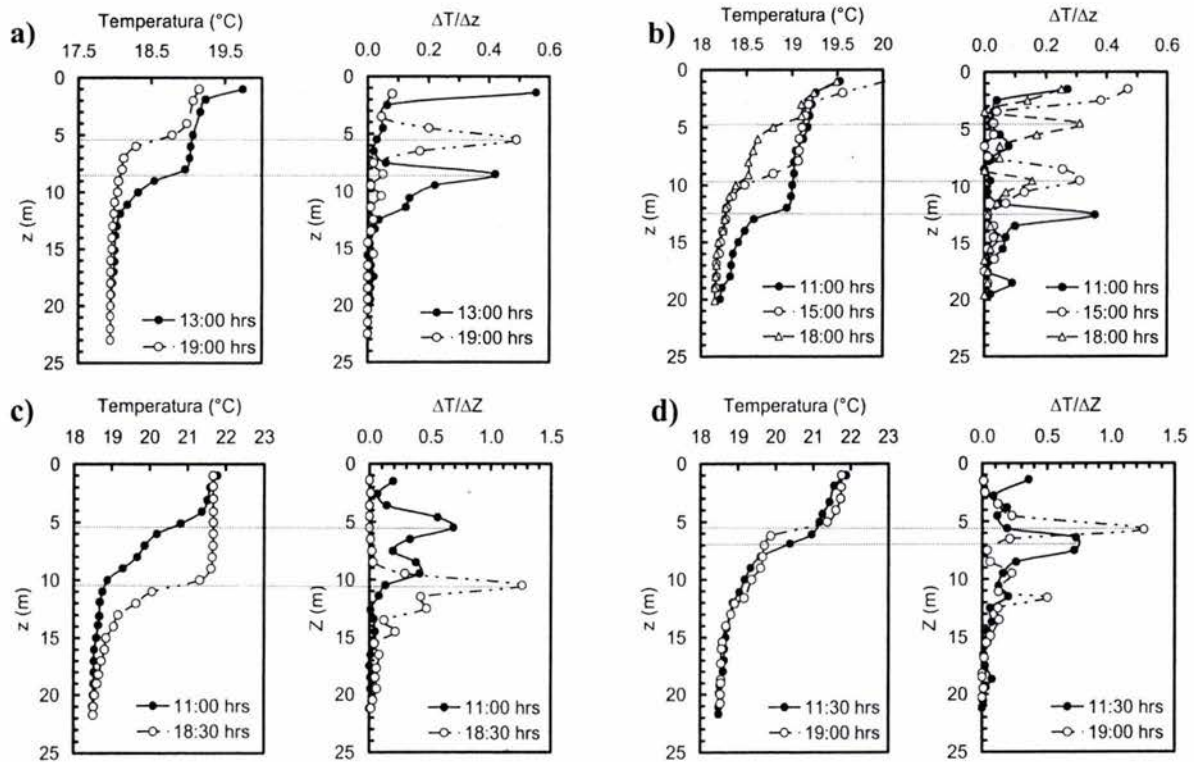


Figura 5.3 Ejemplos representativos del método de la primera derivada ($\Delta T/\Delta z$) para la determinación exacta del desplazamiento de la termoclina en las estaciones de repetición: **a)** E51, cercana a la cortina 25 de febrero; **b)** E51, 19 de marzo; **c)** E46, cercana a la orilla opuesta 16 abril y **d)** E48, en zona intermedia 16 de abril.

Para realizar una buena estimación de las velocidades verticales se requiere conocer de manera exacta el desplazamiento vertical de la termoclina. Por esto, se recurrió al apoyo de gráficos del tipo $\Delta T/\Delta z$ (variación de la temperatura con la profundidad) que muestran las profundidades de máximo gradiente en cada intervalo de tiempo. La Figura 5.3 en la página anterior muestra algunos ejemplos representativos del método empleado en la estimación de las velocidades verticales. La Tabla 5.1 presenta las correspondientes velocidades verticales (V_z) de ascenso y descenso estimadas según la metodología descrita para todas las repeticiones disponibles. En ella, no confundir la velocidad calculada como el cambio en la distancia en función del tiempo ($\Delta z/\Delta t$) con la variación de la temperatura con la profundidad ($\Delta T/\Delta z$) de la figura anterior. Si bien el ascenso de la termoclina podría deberse a un sobrecalentamiento de la capa superficial, esto solamente sucede en ausencia de viento. En el caso de VB los pulsos diarios de viento mezclan la capa superior continuamente hasta una profundidad casi constante (con ligeras variaciones a lo largo del año el epilimnion tiene un **espesor** promedio de **7 m**). Se debe hacer notar que estos ascensos y descensos de la termoclina se observan igualmente en otros parámetros, como el oxígeno disuelto y el pH. Aunque tanto la solubilidad del oxígeno como el pH dependen de la temperatura, en ambos casos la dependencia es muy pequeña como para explicar las grandes variaciones en las posiciones de las clinas de estos parámetros.

Fecha	Estación	Zona	Hora 1	Hora 2	Δ tiempo horas	Δz metros	$\Delta z / \Delta t$ m/hr
25-Feb-01	E51	ascenso	13:00	19:00	6	-3	-0.5
19-Mar-01	E51	ascenso	11:00	15:00	4	-3	-0.8
	E51	ascenso	15:00	18:00	3	-5	-1.7
	E51	ascenso	11:00	18:00	7	-8	-1.1
16-Abr-01	E44	hundimiento	10:00	18:00	8	7	0.9
	E46	hundimiento	11:00	18:30	7.5	5	0.7
	E48	intermedio	11:30	19:00	7.5	1.5	0.2
	E50	ascenso	12:30	19:30	7	-3	-0.4
	E51	ascenso	13:00	20:00	7	-4	-0.6
23-Abr-01	E51	ascenso	10:00	19:00	9	-1	-0.1
	E52	ascenso	14:30	19:30	5	-1	-0.2
07-May-01	E46	hundimiento	10:00	16:30	6.5	3	0.5
	E51	ascenso	12:00	20:00	8	-2	-0.3
21-May-01	E43	hundimiento	10:00	19:00	9	0	0.0
	E51	ascenso	13:00	18:00	6	0	0.0
11-Mar-02	E46	hundimiento	08:30	19:00	10.5	2	0.2
	E51	ascenso	12:00	20:00	8	-1	-0.1
26-Mar-02	E46	hundimiento	08:00	17:30	9.5	6	0.6
	E51	ascenso	11:00	18:30	7.5	-4	-0.5
08-Abr-02	E46	hundimiento	08:00	17:30	10.5	2	0.2
	E51	ascenso	10:30	18:00	7.5	-1	-0.1
30-Ago-02	E46	hundimiento	09:00	17:00	8	2	0.3
	E51	ascenso	12:00	17:30	5.5	-3	-0.5

Tabla 5.1 Velocidades verticales estimadas a partir de la repetición de perfiles de temperatura y oxígeno en las estaciones de ascenso (E50, E51 y E52), de hundimiento (E46, E44) y una intermedia (E48). El signo negativo indica el ascenso y el positivo el hundimiento.

Las velocidades de hundimiento son generalmente mayores que las de ascenso y aunque no sería la única explicación probable, es congruente con el hecho de que el "área de ascenso" es mucho mayor que la correspondiente "área de hundimiento". Es decir, por un lado un determinado volumen de agua desplaza la termoclina hacia abajo sobre una pequeña área a mayor velocidad, mientras que en el caso contrario el mismo volumen desplaza un área mayor a velocidades inferiores, para mantener el balance de masa del lago más o menos constante. La forma del embalse así lo sugiere. Además, los valores poseen el mismo orden de magnitud, lo que se espera para satisfacer la continuidad en el balance de masa.

Lo importante de todo esto, es que mientras de un lado se hunde agua, del otro asciende, lo que **sugiere** un movimiento de balanceo u ondulatorio. Aunque estrictamente sólo se ha demostrado que las clinas suben y bajan, este hecho se puede explicar de manera *simple* (rigurosamente no es tan *sencillo*) como el efecto producido por algún tipo de onda estacionaria que opera en el embalse. De esta manera, se puede modelar una onda hipotética que opere sobre la termoclina desarrollada en época de estratificación en el embalse que produzca los desplazamientos observados. En la construcción de la onda modelo, se requieren conocer o estimar tres cosas fundamentales: la longitud de onda, la frecuencia (o periodo) y la amplitud (el máximo desplazamiento vertical). Pero ¿cómo aproximar estos tres parámetros?

5.2.2 Construcción de la onda modelo

Bajo un esquema simple, la ecuación general de una onda estacionaria (que involucra la suma de dos ondas viajeras desplazándose en sentido inverso, ver Figura 5.4) con respecto a la posición (x) y al tiempo (t) sería la siguiente:

$$y = \cos A(kx - \omega t)$$

Onda viajera hacia la derecha

$$y = \cos A(kx + \omega t)$$

Onda viajera hacia la izquierda

$$Z(x, t) = A \cos(kx - \omega t) + A \cos(kx + \omega t)$$

Onda estacionaria

Con las siguientes relaciones:

$$k = \frac{2\pi}{\lambda}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T}$$

Donde A es la amplitud de la onda, k el número de onda, ω la frecuencia angular, λ la longitud de onda y T el periodo. Podemos construir una ecuación que represente a la onda generada en el embalse (de manera muy aproximada) si de alguna forma se estiman los anteriores parámetros necesarios. A partir de la ecuación generada se podrán determinar desplazamientos verticales y velocidades de ascenso y descenso en cualquier punto del eje transversal principal del embalse. Uno de los objetivos de este procedimiento es, en cierta forma, predecir los movimientos de ascenso y descenso en cada una de las estaciones de trabajo y conocer qué parámetros son los que afectan su magnitud, es decir, las condiciones bajo las cuales este efecto sea mayor o menor y su probable relación con el intercambio de agua entre hipolimnion y epilimnion. En las páginas inmediatas se describe el procedimiento seguido para estimar los parámetros necesarios y más adelante se discuten los efectos probables de la oscilación y otras consideraciones relevantes.

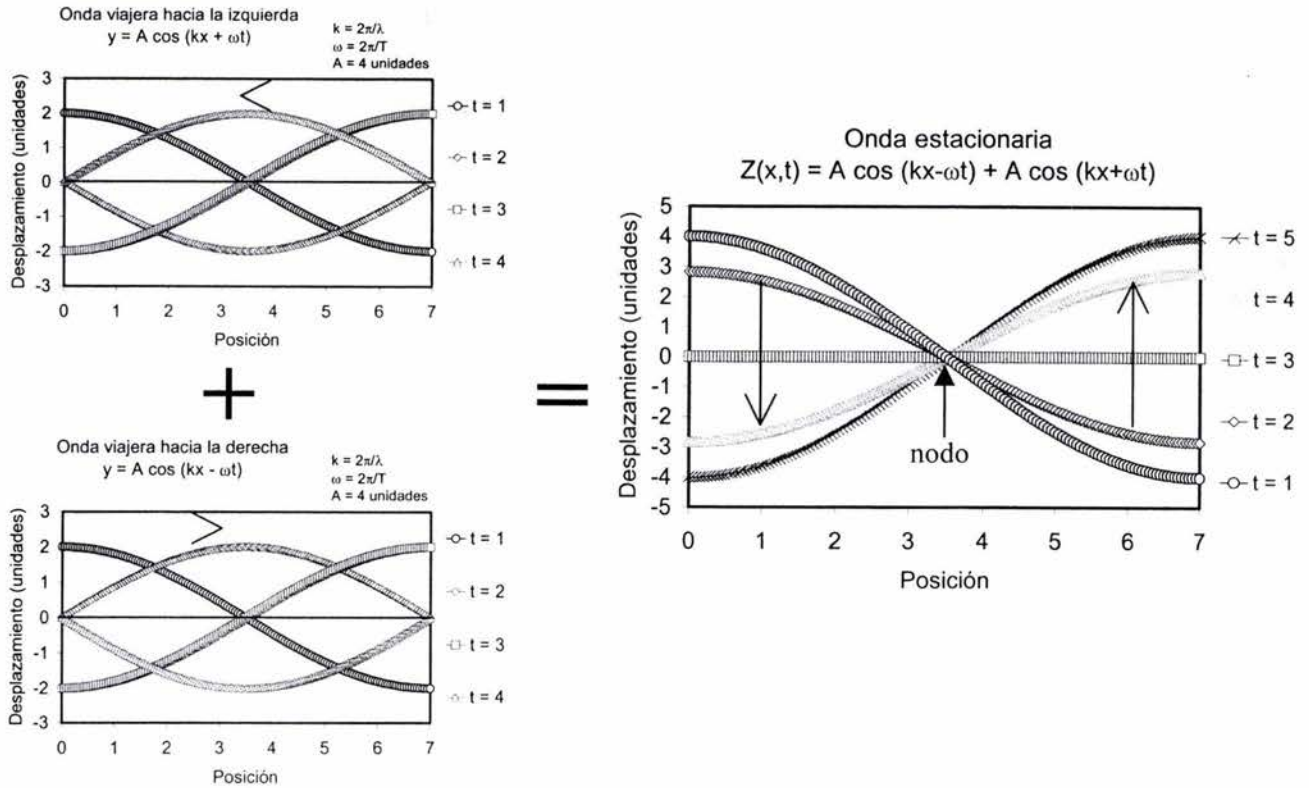


Figura 5.4 Generación de una onda estacionaria a partir de la suma de dos ondas viajeras en sentido opuesto. El movimiento final observado es un balanceo alrededor de un eje imaginario situado transversalmente al nodo (donde no hay desplazamiento vertical) aproximadamente al centro del embalse.

Determinación de la longitud de onda (λ)

Al enfocar nuestra atención al campo de las ondas estacionarias, aunque la longitud de onda puede tomar muchos valores diferentes, éstos quedan restringidos a números enteros y discretos, múltiplos enteros de dos veces la longitud del embalse. La distancia entre dos nodos es $\lambda/2$, de modo que en una tina de longitud L debe haber exactamente un número entero n de semilongitudes de onda $\lambda/2$. Es decir:

$$\lambda = \frac{2L}{n} = \frac{2 \times (7 \text{ km})}{1} = 14 \text{ km}$$

Por ejemplo, en una cuerda, el movimiento vibratorio será diferente, pues el requisito que se debe satisfacer es que los puntos extremos sean nodos. En este caso, la situación es inversa, suponemos que los "extremos" (las orillas del embalse) son antinodos, donde habrá mayores desplazamientos verticales. Sobre el "eje" donde corre la onda, puede haber desde uno hasta cualquier número de nodos por tratarse de un sistema con fronteras "abiertas". Para el sistema de interés, la longitud de onda del modo fundamental de vibración ($n=1$) será exactamente el doble de la longitud máxima (L) aproximada del eje principal del embalse (14 km).

Determinación del periodo (T)

Según la teoría lineal de ondas, podemos calcular de manera empírica el periodo de la onda interna que se desarrollará potencialmente en el embalse con la fórmula de Merian² para una tina rectangular de dos capas asumiendo un metalimnion planar por sobre el cual se encuentra la termoclina y se propaga la onda. El periodo fundamental será el caso cuando $n = 1$.

$$T = \frac{2L}{n \sqrt{\frac{g(\rho_h - \rho_e)}{\frac{\rho_h}{z_h} + \frac{\rho_e}{z_e}}}}$$

Este valor dependerá de la diferencia de densidades entre las capas (suponiendo una homogeneidad casi perfecta, aproximación no muy realista pero funcional en época de alta estratificación). Como en este sistema la salinidad (<0.1 psu) no juega un papel importante, se asume que la densidad está determinada exclusivamente por la temperatura. También el espesor de las capas juega un papel importante (que depende a su vez del viento, del calentamiento solar y del nivel de agua en el embalse) y cobra relevancia la disyuntiva de concebir a la termoclina como un plano o en el sentido de Birge con volumen y espesor determinados, como se verá mas adelante.

Se define a la profundidad media como (Wetzel y Likens, 1990):

$$\bar{z} = \frac{V}{A_0} = \frac{391 \times 10^6 \text{ m}^3}{18.55 \text{ km}^2} \times \frac{1 \text{ km}^2}{10^6 \text{ m}^2} = 21.1 \text{ m}$$

Es el cociente del volumen total del embalse y el área del espejo de agua. Se hace notar que esta profundidad media corresponde a la suma de $z_e + z_h$ de la ecuación de Merian, es decir, el espesor del epilimnion más el del hipolimnion (suponiendo un metalimnion infinitamente delgado como primera aproximación).

Para calcular el periodo correspondiente al modo fundamental de oscilación de la onda interna generada bajo una condición de estratificación en el embalse (cuyo eje principal tiene una longitud aproximada de 7 km y una profundidad media de 21.1 m), se pueden considerar como primera aproximación los valores del muestreo del 04 de junio (con los datos de la Tabla 4.2) por presentar la mayor diferencia de temperatura entre epilimnion e hipolimnion. Esto nos proporcionará al menos la cota inferior para el valor del periodo (máxima estratificación). Para el cálculo, fue necesario transformar los valores de temperatura a densidad. La relación entre ambas no es lineal. Sin embargo, a altas temperaturas (sistemas tropicales) casi lo es. Se empleó la siguiente expresión que relaciona la densidad con la temperatura (T) para agua pura (Kalff, 2002):

$$\rho = 1 - 6.63 \times 10^{-6} (T - 4)^2$$

² Para la descripción de términos ver la sección 1.2.5 Limnología física.

Z_{media} (m)	Z_e (m)	Z_h (m)	T_e (°C)	T_h (°C)	ρ_e (kg m ⁻³)	ρ_h (kg m ⁻³)	PERIODOS CALCULADOS			
							n = 1 (horas)	n = 2	n = 3	n = 4
21	4	17	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	21.30	10.65	7.10	5.33
21	6	15	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	18.52	9.26	6.17	4.63
21	8	13	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	17.23	8.61	5.74	4.31
21	10	11	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	16.75	8.38	5.58	4.19
15	6	9	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	20.21	10.10	6.74	5.05
18	6	12	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	19.17	9.58	6.39	4.79
24	6	18	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	18.07	9.04	6.02	4.52
30	6	24	23.49	18.9	0.99748153	0.99852807	17.50	8.75	5.83	4.37

Para el cálculo se aplicó la fórmula de Merian para dos capas con los siguientes valores:
 $g = 9.8066 \text{ m s}^{-2}$
 $L = 7,000 \text{ km}$

Tabla 5.2 Periodos de oscilación para los primeros cuatro modos en el embalse de VB calculados con la fórmula de Merian de dos capas. Los datos corresponden al 04 de junio del 2001. Se muestran los valores desde $n = 1$ hasta $n = 4$. Z_e , T_e y ρ_e son el espesor, la temperatura media y la densidad media del epilimnion, respectivamente; Z_h , T_h y ρ_h corresponden al hipolimnion. Se muestran los efectos al variar tanto la profundidad media como el espesor del epilimnion.

La tabla anterior muestra el efecto que tendría una variación en el espesor del epilimnion sobre los periodos calculados (suponiendo las mismas temperaturas epilimnéticas e hipolimnéticas y la misma profundidad media) y la variación hipotética debida a un cambio en el nivel de agua del embalse (por efectos del balance extracción/almacenaje por ejemplo). La fila sombreada muestra la situación "normal" que correspondería a los valores registrados durante el muestreo. Este ejercicio tiene por objetivo determinar de manera cualitativa y a grandes rasgos las tendencias generales en el valor que puede adoptar el periodo fundamental (y sus armónicos principales).

Si observamos más detalladamente la tabla anterior, podemos inferir que al aumentar el espesor del epilimnion, el periodo fundamental de oscilación disminuye. Más aún, el periodo fundamental (teórico) de la onda se ve afectado principalmente por dos factores: **1)** la diferencia de temperaturas (modelo de dos capas) y **2)** el espesor de cada una de ellas, es decir, depende de la cantidad de agua contenida. Tres variables provocan cambios en el espesor del epilimnion: **a)** la intensidad del viento, que determina la profundidad de alcance a la mezcla; **b)** el sobrecalentamiento de la capa superior, que en ausencia de viento disminuye el espesor y en su presencia aumenta; y, **c)** en el último de los casos, a la variación del nivel de la presa que a su vez es función de la extracción de agua (ya sea en superficie o en profundidad). Por otra parte, también resalta la condición de que el cambio del periodo a profundidades bajas es mucho más sensible que a profundidades mayores.

Es importante tener en mente las tendencias que presenta el sistema y no olvidar que los resultados provienen de la aplicación de una expresión matemática que involucra parámetros morfológicos sencillos del embalse. Ahora bien, si tanto la intensidad del viento, la diferencia entre temperaturas epilimnética e hipolimnética, como la profundidad del embalse cambian a lo largo del año, el periodo de oscilación también lo hará.

Tomando como referencia el nivel de una estación podemos calcular las variaciones aproximadas en el espesor de las capas y así poder calcular para todo el año el periodo fundamental. Mediante un procedimiento similar al anterior, se calcularon los periodos para las condiciones reales del embalse en cuanto a profundidad media, espesor y temperatura media de capas (Tabla 5.3) La variación en la profundidad media está estimada de acuerdo a las variaciones en el nivel de agua en la cortina del embalse para cada muestreo. En la época de mezcla, observamos que los valores del periodo fundamental son altos (de hecho tienden a infinito), hecho consistente con la ausencia de un gradiente térmico que permita establecer las condiciones para desarrollar una termoclina y las ondas internas asociadas. Conforme empieza la estratificación, el periodo descende hasta valores alrededor de 20 hrs. para subir nuevamente a valores infinitos.

Muestreo	Fecha	Z_{media} (m)	z_c (m)	z_h (m)	T_c (°C)	T_h (°C)	PERIODOS CALCULADOS			
							n = 1	n = 2	n = 3	n = 4
1	25-Feb-01	24.11	6	18.11	19.42	17.96	34.66	17.33	11.55	8.66
2	05-Mar-01	22.88	6	16.88	19.13	18.22	44.32	22.16	14.77	11.08
3	19-Mar-01	22.63	6	16.63	19.41	18.22	38.64	19.32	12.88	9.66
4	02-Abr-01	22.08	6	16.08	19.90	18.38	33.98	16.99	11.33	8.49
5	16-Abr-01	22.16	5	17.16	21.51	18.53	25.06	12.53	8.35	6.26
6	23-Abr-01	22.85	5	17.85	22.03	18.57	22.95	11.48	7.65	5.74
7	07-May-01	22.55	5	17.55	21.71	18.66	24.58	12.29	8.19	6.14
8	21-May-01	22.00	5	17.00	22.90	18.74	20.72	10.36	6.91	5.18
9	04-Jun-01	22.23	6	16.23	23.49	18.9	18.32	9.16	6.11	4.58
10	01-Jul-01	21.10	7	14.10	22.64	19.1	20.38	10.19	6.79	5.09
11	23-Jul-01	22.40	7	15.40	22.60	19.24	20.59	10.30	6.86	5.15
12	24-Ago-01	23.27	7	16.27	23.31	19.5	18.91	9.45	6.30	4.73
13	22-Sep-01	24.82	6	18.82	22.90	19.75	21.62	10.81	7.21	5.40
14	29-Oct-01	26.69	6	20.69	20.87	20.21	47.81	23.90	15.94	11.95
15	07-Dic-01	26.91	6	20.91	19.36	19.19	97.92	48.96	32.64	24.48
16	11-Ene-02	25.52	6	19.52	18.04	17.87	103.27	51.63	34.42	25.82
17	15-Feb-02	24.00	6	18.00	18.65	17.68	43.33	21.67	14.44	10.83
18	11-Mar-02	23.00	6	17.00	19.49	17.91	33.57	16.79	11.19	8.39
19	26-Mar-02	22.20	6	16.20	21.11	18.04	23.54	11.77	7.85	5.89
20	08-Abr-02	22.10	6	16.10	21.94	18.14	20.87	10.43	6.96	5.22
21	22-Abr-02	22.00	6	16.00	22.42	18.22	19.70	9.85	6.57	4.92
22	27-May-02	22.50	6	16.50	22.82	18.45	19.05	9.52	6.35	4.76
23	10-Jun-02	22.20	6	16.20	23.43	18.65	18.04	9.02	6.01	4.51
24	26-Jul-02	22.50	6	16.50	22.83	19.18	20.62	10.31	6.87	5.16
25	30-Ago-02	23.30	6	17.30	22.53	19.74	23.34	11.67	7.78	5.83
26	04-Oct-02	25.50	6	19.50	22.31	20.22	26.47	13.24	8.82	6.62
27	08-Nov-02	26.10	6	20.10	21.45	20.44	38.31	19.15	12.77	9.58
28	13-Dic-02	26.30	6	20.30	19.02	18.89	113.55	56.77	37.85	28.39
29	13-Ene-03	25.30	6	19.30	18.30	18.18	121.84	60.92	40.61	30.46
30	14-Feb-03	24.00	6	18.00	18.98	18.06	43.95	21.97	14.65	10.99

Tabla 5.3 Periodos de oscilación de los primeros cuatro modos fundamentales en el embalse de VB durante 2001-2002 calculados con la formula de Merian de dos capas. Se muestra desde n = 1 hasta n = 4.

Los pulsos de viento en el embalse son bastante regulares y con un régimen diario, lo que permite asignarle un periodo aproximado de 24 hrs. Esto puede confirmarse a través de la Figura 5.5, donde se observan los pulsos regulares registrados durante una semana entera.

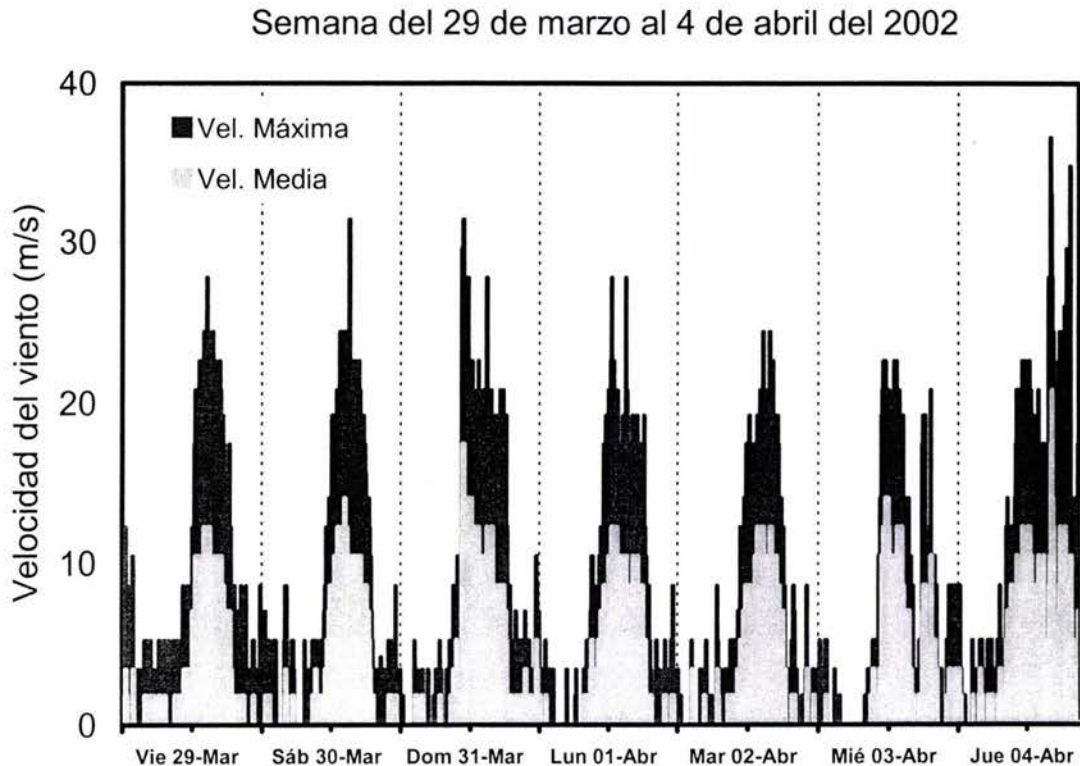


Figura 5.5 Velocidades medias (10 min.) y máximas del viento registradas en una estación meteorológica en el extremo opuesto a la cortina del embalse de VB, para la semana del 29 de marzo al 4 de abril del 2002. Este periodo se caracteriza por presentar las rachas más fuertes del año. Tomado de (Merino. M, *datos no publicados*).

El comportamiento del periodo fundamental a lo largo del tiempo puede verse de manera gráfica en la Figura 5.6a. La curva cruza en una ocasión por la línea de 24 hrs. al inicio de la estratificación, se mantiene en valores apenas por debajo de éste durante todo el periodo, y al terminar la estratificación, la curva asciende y cruza nuevamente la línea de 24 hrs. hasta el infinito en la época de mezcla.

Estos cruzamientos, significarían momentos en que el periodo fundamental del embalse estaría en “resonancia” con los pulsos de viento. Además, los modos superiores también pueden entrar en resonancia en amplios periodos.

De ser así, existirían dos épocas en el año—al inicio y al final de la estratificación—en que el periodo fundamental del embalse (estimado teóricamente) coincida con los pulsos de viento y de esta forma, puedan magnificarse por resonancia los efectos de la oscilación en el embalse, intensificando a su vez el intercambio de agua entre las capas.

Los valores de la Tabla 5.3 se obtuvieron excluyendo al metalimnion, es decir, considerando a la termoclina como un plano. Si consideramos ahora a la termoclina como una zona amplia o una capa con un espesor determinado (lo cual parece mas realista en este y otros sistemas), el periodo se ve aumentado, al menos teóricamente. Esto se realizó siguiendo el mismo procedimiento empleado anteriormente, sólo que esta vez “restando” al hipolimnion la profundidad correspondiente al espesor del metalimnion, determinado de los gráficos de distribución espacial de la temperatura (Figura 4.4).

Si nos fijamos en el muestreo del 04 de junio, el valor es ligeramente mayor al encontrado anteriormente, congruente con la tendencia observada, ya que la profundidad media real es ligeramente mayor a la empleada para el primer cálculo (es decir: $22.2 > 21.1$).

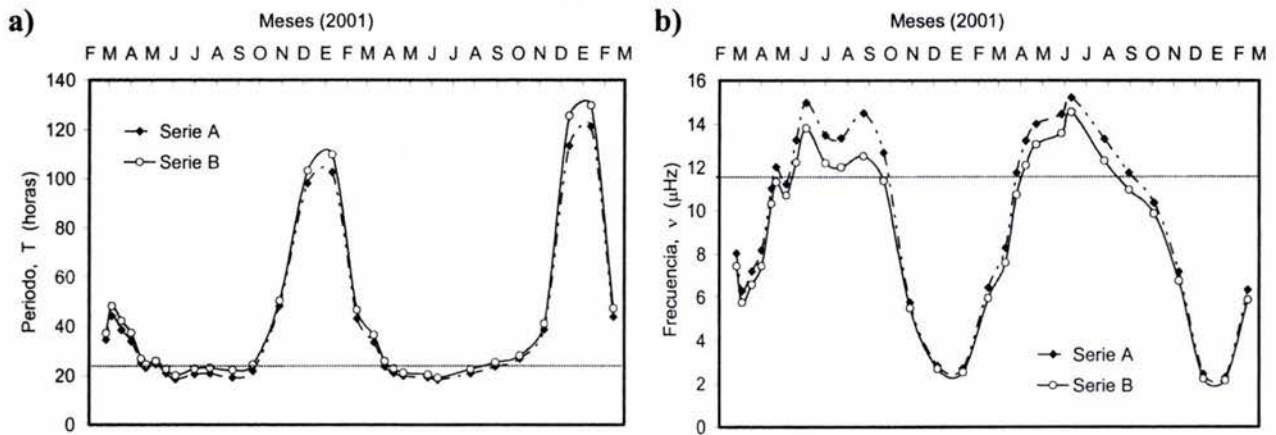


Figura 5.6 Variación de **a)** el periodo fundamental de oscilación ($n = 1$) y **b)** la frecuencia asociada ($n = 1$) en el embalse de VB a lo largo del 2001-2002. Se muestra la línea de 24 hrs. (y su frecuencia asociada) que corresponde aproximadamente a los pulsos diarios de viento. La Serie A corresponde a la situación de termoclina “planar” y la Serie B a una termoclina “zonal” (ver texto).

De manera general, los valores obtenidos considerando a la termoclina como una capa, y no como un plano, tienden a ser mayores. Esta tendencia se ilustra de manera más perceptible en el gráfico de la frecuencia asociada (Figura 5.6b). Esta curva tiene una forma bastante similar a la temperatura epilimnética (Figura 4.5a) debido a su estrecha relación y a que se consideró a la temperatura como única determinante de la densidad. Además de que la forma de la ecuación empleada para “convertir” los datos de temperatura a densidad tiende a un comportamiento lineal a altas temperaturas, característicos de sistemas tropicales como es el caso de VB donde la temperatura media es de $20.0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Solamente con un registro continuo en diferentes estaciones a lo largo del año se podrán determinar de manera experimental los periodos de las ondas internas existentes en cada momento y de esta manera, al compararlos con los valores calculados teóricamente, concluir cual de las concepciones de termoclina es más funcional. Sin embargo, con los resultados disponibles hasta el momento, todo parece indicar que una termoclina zonal es más realista, al menos en lo que se refiere a la correspondencia del periodo calculado con el observado.

Aunque los seiches superficiales no tienen tantas repercusiones en los sistemas biológicos, podemos aplicar la fórmula de Merian de una capa para calcular el periodo del seiche superficial esperado en el embalse:

$$t = \frac{2L}{n\sqrt{gz}} = \frac{2(7000 \text{ m})}{\sqrt{(9.81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2})(21.1 \text{ m})}} = 973.1 \text{ s} = 16.21 \text{ min}$$

Se puede observar que el periodo es considerablemente menor en el seiche superficial que en las ondas internas. Lo mismo puede decirse de la amplitud, que en este caso será de centímetros. Desde este punto de vista, las ondas o seiches internos ejercen una influencia mucho mayor en la biogeoquímica del sistema que los seiches de superficie y así queda expresado en muchos textos de limnología general.

Determinación de la amplitud (A)

Para la completa descripción matemática de la onda modelo, hace falta conocer la amplitud de la onda, es decir, el desplazamiento máximo vertical. Esto se puede entender como la distancia entre la posición más alta y la posición más baja de las partículas de agua que—sometidas a esta onda—se desplazarán verticalmente en un movimiento armónico simple. La diferencia entre la altura máxima y la mínima la denominamos amplitud (A). El valor de ésta dependerá de la intensidad del forzamiento y ya que no es una propiedad del sistema, como el periodo, las formulaciones matemáticas que existen para calcular la amplitud de las ondas internas generadas sobre determinado gradiente térmico son muy complejas. Se ven involucradas velocidades diferenciales y ecuaciones de continuidad de masa. Sin embargo, para dar un toque *semiempírico* al modelo, una buena alternativa para conocer la amplitud de la onda es mediante su determinación experimental.

Durante la campaña de muestreo del 4 de octubre del 2002, fue posible obtener un registro continuo de la variación de la distribución vertical de la temperatura, oxígeno disuelto y pH durante un ciclo de 36 hrs. Estos registros se llevaron a cabo simultáneamente en tres estaciones dispuestas sobre el eje principal. De nueva cuenta, una representando a la zona de ascenso cercana a la cortina del embalse (E51), otra en la zona de hundimiento en la orilla opuesta (E46) y por último, una intermedia (E48).

La Figura 5.7 muestra la evolución de estos perfiles durante un ciclo completo de 36 hrs. La estrategia de muestreo consistió en recorrer continuamente las estaciones durante el periodo convenido, así que el inicio de registro en la E51 estará desfasado de la primera estación el tiempo que consumió realizar el primer perfil de las dos estaciones anteriores más los recorridos entre estaciones. Al comparar la evolución temporal de los perfiles de temperatura en la estación E51 (cercana a la cortina) con los obtenidos en la E46 (cercana a la orilla opuesta) inmediatamente surge una obvia diferencia. En la estación cercana a la orilla opuesta a la cortina (E46), el comportamiento general es que la termoclina desciende durante el día, llega a un mínimo relativo aproximadamente a las 19:00 hrs. para ascender nuevamente durante la noche (Figura 5.7a). Es decir, la repetición de perfiles durante el día, mostrará indudablemente un descenso en la termoclina. Además, el hundimiento es mucho más rápido que el ascenso, pues la caída se presenta de manera más pronunciada.

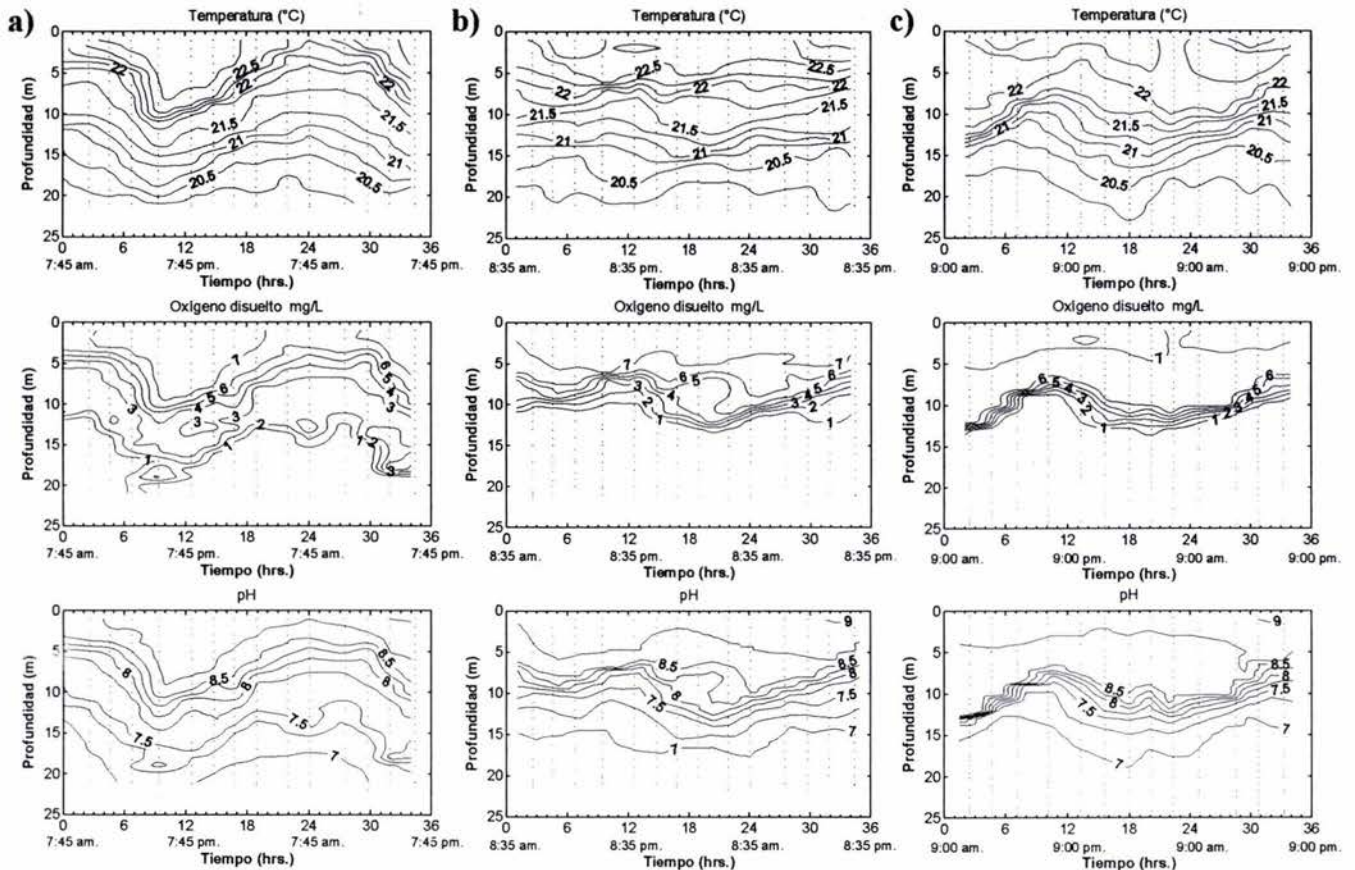


Figura 5.7 Variación de la distribución vertical de la temperatura, el oxígeno disuelto y el pH durante un ciclo de 36 hrs. entre el 04 y 05 de octubre del 2002 en el embalse de VB. Los registros se llevaron a cabo simultáneamente en tres estaciones dispuestas sobre el eje principal: a) E46, en la orilla opuesta a la cortina; b) E48, en una zona intermedia; y por último, c) E51, cercana a la cortina del embalse.

En el caso opuesto (E51, cercana a la cortina), se observa un comportamiento similar, pero de manera inversa. Es decir, la termoclina asciende durante el día para descender durante la noche de manera exactamente opuesta al caso anterior (Figura 5.7c). Esta correspondencia opuesta, apoya firmemente la existencia de un movimiento ondulatorio. Más aún, los perfiles correspondientes a la estación situada en una región intermedia del embalse (Figura 5.7b) no presentan una oscilación aparente. Esta estación estaría situada por encima o muy cercana al nodo que presentaría el primer modo de vibración de la onda generada en el embalse (ver más adelante).

Si bien puede existir algún efecto del calentamiento diurno, que de hecho se observa en las isolíneas de temperatura cercanas a la superficie. Tanto el efecto del calentamiento como del enfriamiento nocturno operan únicamente en los estratos cercanos a la superficie (ver Figura 4.4 y texto relacionado) y sabemos que las tasas de difusión y radiación térmica en el agua son considerablemente pequeñas. Además, el muestreo continuo entre las distintas estaciones se realizó durante el mismo periodo, lo que indica que los efectos de calentamiento y enfriamiento serían prácticamente los mismos en extremos opuestos.

La evolución de la termoclina muestra claramente una oscilación, que indiscutiblemente debe ser consecuencia del establecimiento de una onda interna. Ahora sabemos que lo que se pensaba eran zonas exclusivas de ascenso y descenso (observadas durante el día), en realidad se comportan de manera inversa durante la noche. Esta coincidencia surge debido a que el periodo fundamental del embalse o sus armónicos (durante toda el periodo de estratificación), el ciclo día-noche y los pulsos de viento poseen periodos de magnitudes similares.

A simple vista, podemos observar también que el periodo (el tiempo que hay entre valle y valle o entre cresta y cresta) es ligeramente mayor a 24 hrs. Esto está en clara concordancia con el periodo predicho con la fórmula de Merian (Tabla 5.3) para el 04 de octubre del 2002 es de 26.5 hrs. Es necesario recalcar, que el periodo observado experimentalmente mediante el registro consecutivo de la evolución de los perfiles de diversos parámetros (temperatura, oxígeno disuelto, pH) coincide perfectamente con el calculado mediante una sencilla fórmula, que involucra únicamente parámetros morfológicos triviales (profundidad media, espesor de capas, densidad del agua en cada capa y longitud máxima del sistema).

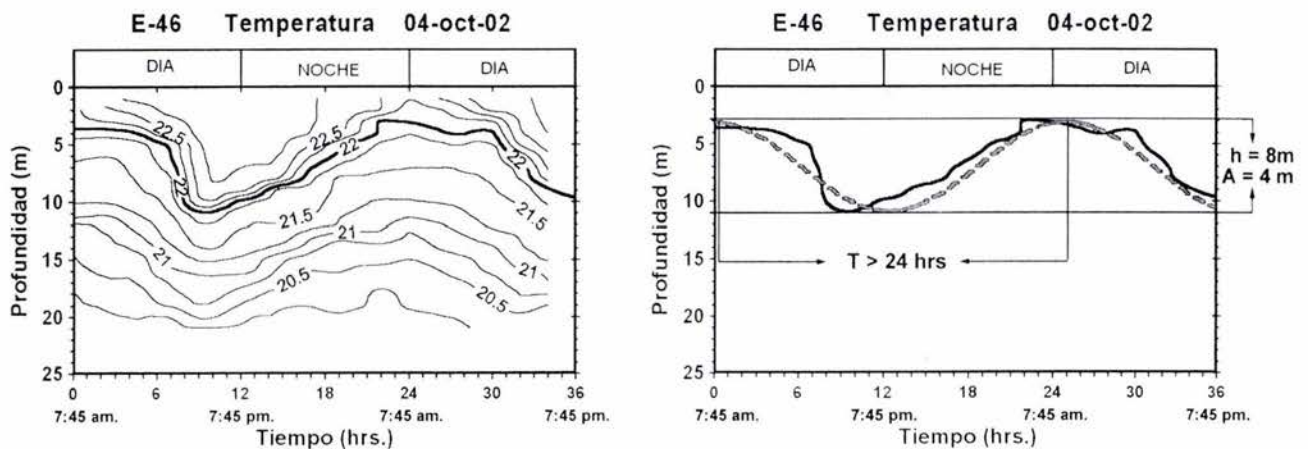


Figura 5.8 Forma de la onda generada a partir de la isolínea de 22°C de la Figura 5.7a. Se muestran tanto la amplitud (A) como el periodo (T) aproximados. El periodo observado es ligeramente mayor a 24 horas, en total correspondencia con el periodo calculado para esta fecha (26.5 hrs.)

Ahora podemos de manera muy simple estimar la amplitud. A la distancia vertical entre un valle y una cresta se le denomina altura (h) y la mitad de este valor corresponde a la amplitud (A), como se muestra en la Figura 5.8. Esta será la que se utilizará a continuación en la construcción de la onda modelo. Tanto el periodo como la amplitud de la onda dependen de los momentos inerciales derivados del gradiente de densidad, así que esta aproximación solamente es válida si consideramos que la dependencia de la amplitud con el gradiente de densidad es mucho menor que la del periodo.

5.2.3 Modelo aplicado

Ahora que se han determinado los parámetros necesarios, es posible construir la forma matemática de la onda modelo. Esta ecuación permitirá predecir la forma de la onda observada y las velocidades verticales de la onda observada (la termoclina) a lo largo del año. Aunque este procedimiento involucra una muy burda aproximación (principalmente suponer la linealidad de las ondas), constituye un buen ejercicio matemático que tiene correspondencia con los datos observados. La forma de la ecuación de la onda modelo es la siguiente:

$$Z(x, t) = A \cos(kx - \omega t) + A \cos(kx + \omega t)$$

Con las siguientes relaciones: $k = \frac{2\pi}{\lambda}$ $\omega = \frac{2\pi}{T}$

En los cuales se satisface que $\lambda = 2L/n$ y T es el periodo calculado anteriormente para cada fecha de muestreo. Ahora, la amplitud máxima registrada en el caso anterior es de 4 metros, esto es el resultado de la onda estacionaria producto de la suma de dos ondas viajeras con una amplitud de 1 metro cada una (Figura 5.4). Esta amplitud es la que se emplea en la construcción de la onda modelo y decrecerá de manera proporcional al inverso del modo de oscilación (n). De manera similar, tanto la longitud de onda (λ) como el periodo (T) cambian en cada modo de oscilación, pues ambos se encuentran divididos entre n en la ecuación anterior (Tabla 5.4).

	Longitud de onda (λ)	Periodo (T)	Amplitud (A)	Velocidad de fase (λ/T)
Modo de oscilación	(metros)	(horas)	(metros)	(km/hr)
n = 1	14,000	24	4	0.6
n = 2	7,000	12	2	0.6
n = 3	4,666	8	4/3	0.6
n = 4	3,500	6	1	0.6

L = longitud máxima del embalse (sobre el eje principal)

Tabla 5.4 Longitudes de onda (λ), periodos (T) y amplitudes (A) para los primero cuatro modos de vibración del embalse que constituyen la onda modelo. Se muestran los valores asignados a un estado hipotético con un periodo fundamental exactamente igual a 24 hrs. y una amplitud igual a 4 metros.

Para mayor claridad, se presenta a continuación el caso en el que el periodo es exactamente igual a 24 hrs. y la amplitud es igual a 8 metros (caso muy coincidente con el muestreo de 36 hrs. del 04 de octubre del 2002). La Figura 5.9 muestra los primeros cuatro modos de oscilación para la onda modelo. Hay que recordar que aunque todos los armónicos son posibles, en los sistemas naturales predominan únicamente los primeros modos, debido a que son los menos propensos a la disipación.

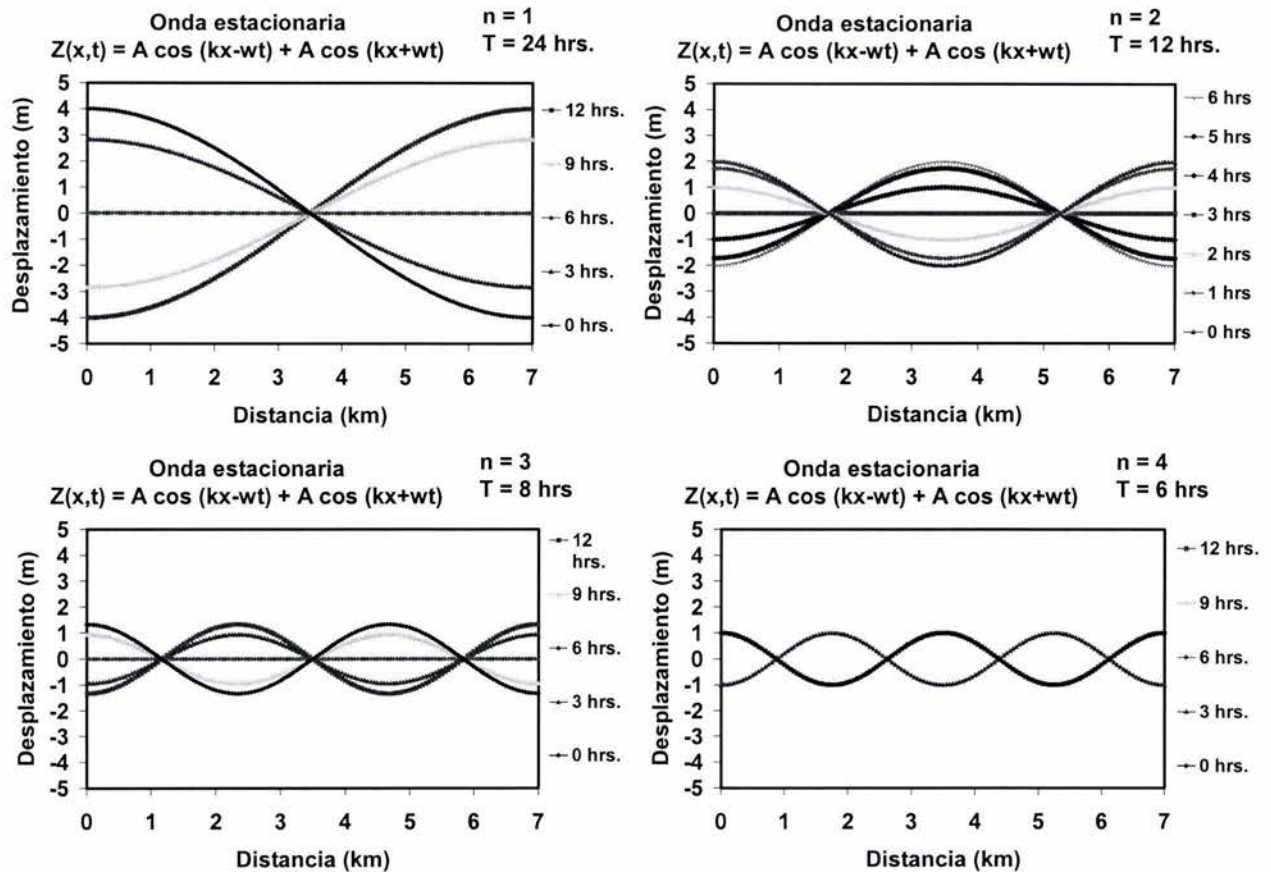


Figura 5.9 Los primeros cuatro modos de vibración de la onda modelo generada para el embalse de VB a partir de la ecuación lineal de onda y la determinación semiempírica de los parámetros involucrados (λ , T , A). Se muestra el desplazamiento vertical en función de la posición con respecto al eje principal del embalse para varios tiempos.

Wetzel (2001) y Kalff (2002) coinciden (a partir de varias observaciones de muchos autores en diversas partes del mundo y en sistemas morfológicamente distintos) en que el modo dominante en los sistemas acuáticos es el correspondiente al primer modo de oscilación ($n=1$). De esta manera, las consideraciones hechas de aquí en adelante corresponderán a los efectos que pudiera tener este modo fundamental ($n=1$). Por ejemplo, en la utilización de la ecuación de la onda modelo para predecir las velocidades de ascenso y descenso en cada estación y para cada fecha de muestreo. En todo caso, el momento se conserva y la velocidad vertical es función de la posición de la partícula, es decir, de la posición de la estación con respecto a los nodos y antinodos de la onda modelo

A partir de los resultados obtenidos de la Tabla 5.3 y de manera gráfica en la Figura 5.6, existen dos momentos al año en que el periodo fundamental calculado teóricamente es exactamente igual a 24 hrs. Se pueden calcular -a partir de la ecuación de la onda modelo- las velocidades verticales expresadas como la derivada de la ecuación de posición con respecto al tiempo:

$$\frac{\partial Z(x,t)}{\partial t} = \omega A \sin(-\omega t) + \omega A \sin(\omega t)$$

En este caso particular, donde se analiza de manera unidimensional el sistema, las derivadas parciales se sustituyen por derivadas totales. La Figura 5.10 muestra la posición y la velocidad vertical hipotética de una partícula situada sobre la termoclina (la pycnoclina) a diferentes intervalos de tiempo para cada estación a lo largo del eje principal del embalse de VB.

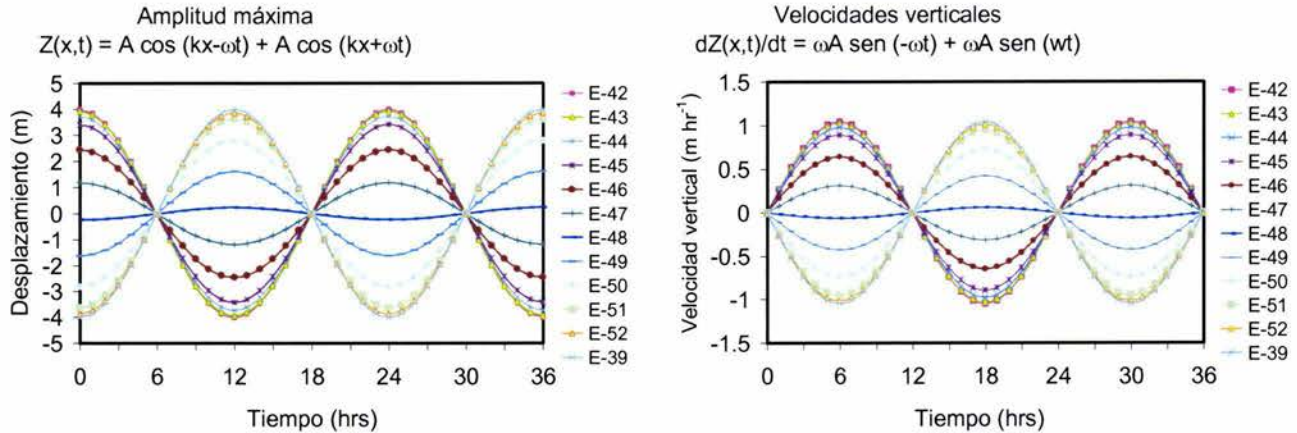


Figura 5.10 Predicción de **a)** la posición y **b)** las velocidades verticales (positivas de ascenso y negativas de descenso) para una partícula expuesta sobre la pycnoclina para todas las estaciones de trabajo sobre el eje principal del embalse de Valle de Bravo. Las figuras corresponden a una situación con periodo de 24 hrs. y una amplitud máxima de 4 metros.

Por ejemplo, para la estación situada a la mitad del embalse (E48), observamos que tanto la posición como la velocidad vertical son mínimas, por encontrarse muy cercana al nodo de la onda modelo. La Tabla 3.1 indica que la estación E48 se encuentra a 3,629 metros de la orilla opuesta a la cortina. De acuerdo con el modelo anterior, existiría un nodo en $\lambda/4$, es decir a 3,500 metros.

El comportamiento de las demás estaciones puede explicarse de la misma forma. Esto es, tanto el desplazamiento máximo, como la velocidad de ascenso o descenso de la termoclina durante el ciclo día-noche en periodo de estratificación, dependerán de su posición relativa con respecto al nodo (en el centro del embalse) y los antinodos (en las orillas). Los valores estimados de las velocidades verticales coinciden perfectamente en orden de magnitud con aquellos determinados de manera experimental (Tabla 5.1). Las diferencias, aunque mínimas, pueden deberse a diversos factores, tanto morfológicos como de manejo del embalse en cuanto a extracción-almacenaje se refiere, como se discute más adelante.

Es lamentable no contar con datos de los pulsos de viento diario para el año 2001 o contar con un registro continuo (del tipo de los muestreos de 36 hrs.) de la distribución de la temperatura y otros parámetros en el embalse a lo largo del año. Estos registros permitirían comparar el modelo completamente y así poder hacer correcciones e ir aumentando variables para que arroje valores más cercanos a la realidad. La utilidad del modelo empleado es que marca la pauta para afirmar que en el embalse de VB operan mecanismos de intercambio basados en el establecimiento de ondas internas durante el periodo de estratificación.

5.2.4 Discusión del modelo

A partir de los resultados, ahora sabemos que la estación E51 cercana a la cortina, es una zona de ascenso pero también de hundimiento. De manera más general, en las estaciones dispuestas en las orillas habrá un movimiento oscilatorio vertical con efectos opuestos en todo momento, cuando uno sube, el otro tiende a bajar. Debido a que el periodo fundamental de la onda (tanto experimental como teórica) es de aproximadamente 24 hrs., entonces un ascenso completo consume $\frac{1}{2}$ ciclo, es decir 12 hrs., que es aproximadamente la duración de una noche o de un día.

La mayoría de los muestreos se realizaron en un lapso menor a 12 hrs., lo que significa que las observaciones en las estaciones cercanas a la orilla y las cercanas a la cortina siempre habrán sido opuestas. Además, si asumimos un periodo cercano a las 24 hrs. casi constante, estimado por un lado a partir de las propiedades morfológicas del embalse (ecuación de Merian) y observado por otro, en los registros continuos en fechas seleccionadas (estimulado por el viento), sería altamente probable que los muestreos mostraran una zona de "hundimiento" y otra de "surgencia" (pues esta sería su condición durante el día). Motivado por la morfología irregular, el movimiento oscilatorio no será perfectamente simétrico, además que el viento corre siempre (aproximadamente) en la misma dirección (la fuerza siempre será mayor en un sentido).

También las velocidades determinadas experimentalmente pueden ser diferentes que las calculadas mediante la onda modelo por esta razón. Es decir, si el lapso de tiempo de muestreo abarca parte del tiempo consumido en un ascenso completo (que tardará $T/4$) y parte del descenso (que para llevarse a cabo completamente consume también $T/4$) la velocidad determinada experimentalmente será menor, pues sumaría la velocidad negativa y positiva, si es que hay traslape. Para solucionar este error y poder comparar de manera más exigente los valores calculados se tendrían que realizar las repeticiones en un lapso de tiempo aproximadamente igual a $\frac{1}{4}$ del periodo fundamental dominante en esa fecha.

De cualquier forma, las observaciones en la repetición de los perfiles de diversos descriptores en las estaciones E46, E48 y E51 revelan hundimientos y levantamientos coherentes con el movimiento ondulatorio propuesto. La forma de la ecuación será la misma, pero sus parámetros variarán a lo largo del año, determinados por la fuerza de la estratificación, siempre restringida a la existencia de un gradiente de densidad. Aunque se trata de una aproximación muy simple, los resultados obtenidos con la onda modelo permiten afirmar que un mecanismo de este tipo opera en el embalse, ya que se correlacionan de manera íntima con los resultados experimentales.

Al tratarse de ondas mecánicas, éstas representan fuerzas de desplazamiento sobre las partículas (de agua o no) y la termoclina sufriría un balanceo de ida y vuelta que permite el intercambio entre las capas profundas y superficiales del embalse durante la época de estratificación. Además, según la teoría lineal de ondas, a mayor estratificación (mayor gradiente de densidad) los periodos tienden a ser menores, es decir, ondas de más alta frecuencia. Este comportamiento provoca que existan dos momentos o instantes en el año (al inicio y al final de la estratificación aproximadamente) en que el periodo fundamental del embalse cruza la línea de 24 hrs. Al ser este periodo aproximadamente igual al de los pulsos de viento, el sistema puede entrar en resonancia y magnificar todavía más estos efectos.

El viento puede inducir —a través de un mecanismo parecido al que opera en el transporte de Eckman— el ascenso de agua hipolimnética como respuesta al desequilibrio hidráulico. En el caso de VB este mecanismo podría ser importante y de esta manera magnificar el ascenso de agua en el extremo de la cortina del embalse. De ser así, el balanceo no simétrico podría traducirse en la celda de circulación planteada como una de las hipótesis primarias del presente trabajo (Figura 2.2).

Hay que recordar que este es un modelo bastante simple, en el que se hacen muchas suposiciones. Sin embargo, la experiencia de varios trabajos mucho más especializados en ondas internas, (por ejemplo ver Mortimer 1979, Wetzel 2001, Kalff 2002) indica que al menos el periodo observado sí coincide (y entre más grande el sistema mejor) con la estimación de Merian para dos capas. El modelo desarrollado es bastante simple y conduce a resultados coherentes con lo observado, por ejemplo las velocidades son del mismo orden de magnitud.

Para obtener resultados más precisos es necesario introducir nuevos elementos morfológicos e hidráulicos en las ecuaciones lineales. La ventaja de realizar un estudio más complejo radica en el conocimiento más exacto de fuerzas inerciales, capacidades de transporte y fenómenos de turbulencia. Cálculos más refinados de este tipo involucran métodos iterativos semi-empíricos y tienen como base ecuaciones de continuidad y movimiento (ecuaciones de Defant, Mortimer, 1979). Son modelos en los cuales se emplea un valor inicial (determinado teóricamente o experimentalmente, donde incluso se emplea aún la fórmula de Merian) para calcular los parámetros ondulatorios que satisfagan las condiciones frontera impuestas. El resultado es reintroducido sucesivamente en las ecuaciones para la optimización de los parámetros recalculados hasta que se obtienen valores bastante cercanos a lo observado. El lago se divide en secciones transversales y normales a un eje central imaginario, de manera que la separación entre las secciones (alrededor de 30) es menor en zonas donde cambia más drásticamente la topografía y se conserva un área de contacto entre secciones más o menos regular.

Como ya se mencionó, además de lo anterior existen otras evidencias que sugieren un intercambio constante de agua hipolimnética con la capa fótica. Una de las más importantes, se indicará brevemente a continuación. La curva de la temperatura hipolimnética (Figura 4.5a) presenta un aumento constante durante toda la estratificación. Muestra un aumento desde el mínimo (durante la mezcla precedente) de 17.9 °C hasta 20.2 °C, que es el máximo hipolimnético registrado a finales de octubre (es decir, justo antes del periodo de mezcla siguiente). Este aumento gradual y uniforme debe ser el resultado de pequeñas mezclas de agua epilimnética (más caliente) con las capas profundas. Las tasas de conductividad y radiación térmicas son demasiado pequeñas como para ser las responsables del intercambio. Una mezcla completa tampoco parece serlo, pues se encuentra establecida una termoclina fuerte y la estratificación perdura varios meses.

Debe existir un mecanismo —ondas internas o no— que promueva la erosión de la termoclina en algunas regiones (probablemente en las orillas del embalse) y conduzca a una mezcla parcial, tal vez muy localizada de agua de superficie con agua hipolimnética rica en nutrientes y así contribuya a los florecimientos fitoplanctónicos observados durante la etapa de estratificación. Independientemente del mecanismo responsable, existen evidencias de un intercambio neto de agua entre las capas supuestamente aisladas durante la estratificación, en el que se sugiere la participación de ondas internas y en cuyo establecimiento el viento parece jugar un papel principal.

5.3 DINÁMICA DE NUTRIENTES Y SU RELACIÓN CON LA BIOMASA FITOPLANCTÓNICA

Es indudable la influencia de las variaciones espacio-temporales de diversos parámetros hidrológicos sobre la abundancia fitoplanctónica (estimada en este caso como clorofila *a*) en los sistemas acuáticos y el embalse de Valle de Bravo no es la excepción. A partir de los resultados obtenidos para el periodo estudiado, es válido afirmar que las variaciones espacio-temporales de los nutrientes sugieren que su dinámica está controlada por los procesos biogeoquímicos internos más que por la carga externa. No fueron detectadas en las distribuciones espaciales de estas especies, efectos significativos de fuentes externas puntuales o difusas, al menos en la escala temporal y espacial trabajada. Además, los altos valores hipolimnéticos tanto de amonio como FRD, confirman la alta remineralización de estas dos especies en el fondo (Figuras 4.12 y 4.14).

Las diferencias en concentración de todos los nutrientes analizados ocurren principalmente acopladas a los periodos de estratificación y circulación en la columna de agua del embalse, ya que los cambios más significativos se presentaron asociados a estos procesos. A partir de la integración en el tiempo de los perfiles verticales y con la ayuda de las curvas hipsográficas se pueden hacer futuras estimaciones de las tasas de diversos procesos (nitrificación, desnitrificación, remineralización) para los nutrientes en el periodo en que ésta se presenta de manera importante en el fondo del embalse.

Como se vio en la parte de resultados (sección 4.4), se conoce la existencia de dos picos máximos de clorofila *a* detectados en los meses de marzo y septiembre del año 2001. Para que esto sea posible, tiene que existir un mecanismo funcional que permita estos picos, aún cuando a primera vista parecen “contradictorios” de acuerdo a la baja disponibilidad de nutrientes. Cabe destacar que en años posteriores el comportamiento es similar (Merino y Vilaclara, 2004), mostrando dos, tres y hasta cuatro picos máximos de clorofila *a* distribuidos de manera irregular durante el periodo de estratificación, pero conservando la tendencia a presentar un pico al inicio y otro al final de este periodo. Sobre este tema se abundará al final de la siguiente sección.

5.3.1 Relación N:P

En este trabajo, esta relación es calculada como el cociente de la suma de los aportes inorgánicos de nitrógeno ($NID = NO_2^- + NO_3^- + NH_4^+$) y el fósforo reactivo disuelto (FRD). Los valores bajos del cociente ($N:P < 16$) son indicativos de una limitación por nitrógeno, mientras que valores más elevados suponen una limitación por fósforo. Aunque en general los sistemas epicontinentales presentan limitación por fósforo, en los lagos tropicales la limitación por nitrógeno es predominante, ya que suelen presentar cocientes N:P más bajos en comparación con lagos de regiones templadas (Lewis, 1990).

En Valle de Bravo los valores van evolucionando en el tiempo y valores bajos ($N:P < 16$) se presentan inicialmente en parches bien definidos (Figura 5.11), hasta extenderse por todo el epilimnion durante la estratificación. En las páginas siguientes se muestra la evolución de esta relación a lo largo del año, a través de las distribuciones verticales sobre el transecto principal del embalse para cada fecha de muestreo (Figura 5.11). En la Figura 5.12 se puede observar la variación anual del cociente N:P promedio en el epilimnion y en el hipolimnion.

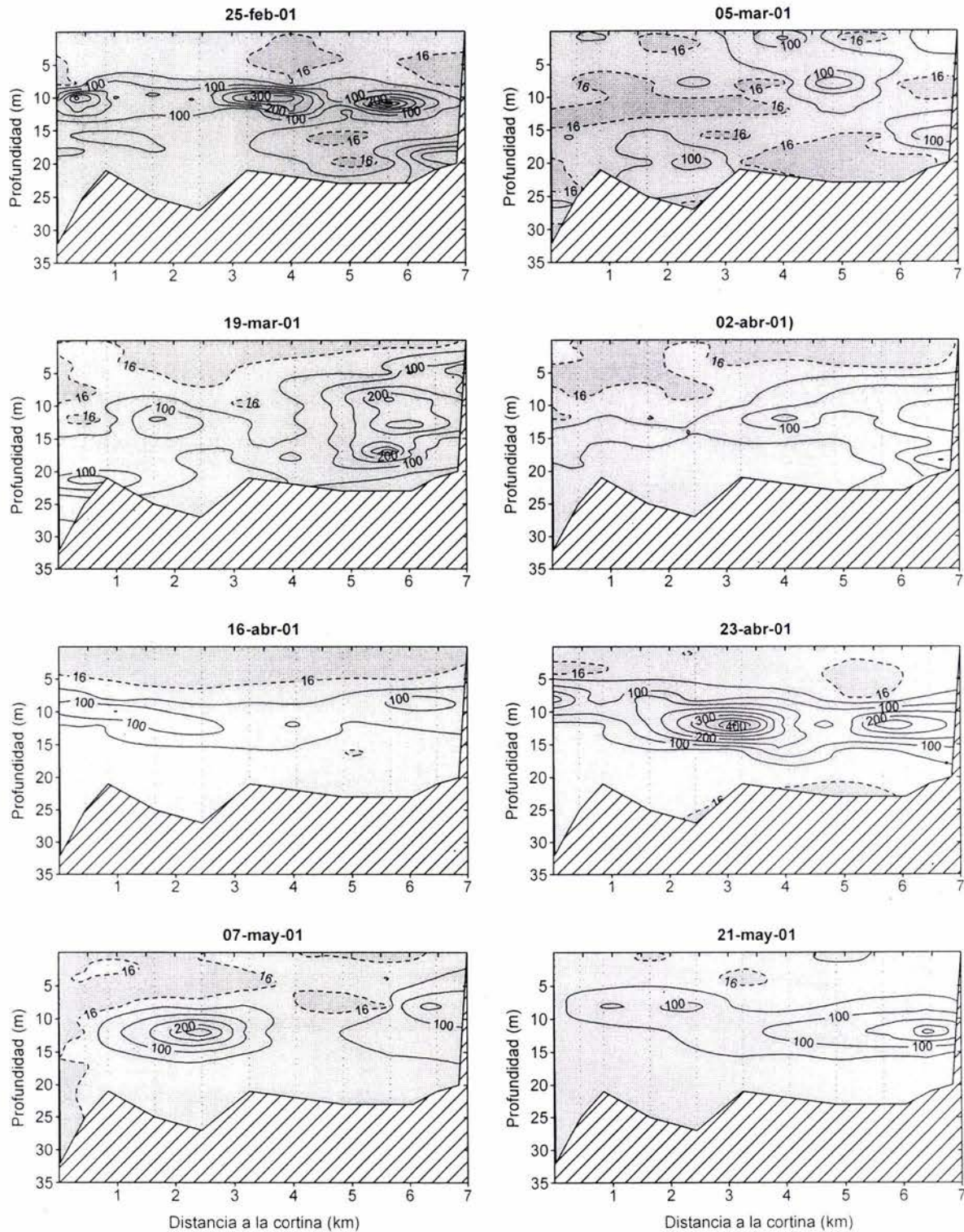


Figura 5.11 Distribución vertical de la relación N:P en el embalse de Valle de Bravo para cada fecha de muestreo durante el 2001. La relación está expresada como NID/FRD, siendo NID nitrógeno inorgánico disuelto igual a $\text{NH}_4^+ + \text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$. Los valores menores a la relación de Redfield (<16) se muestran con sombra punteada.

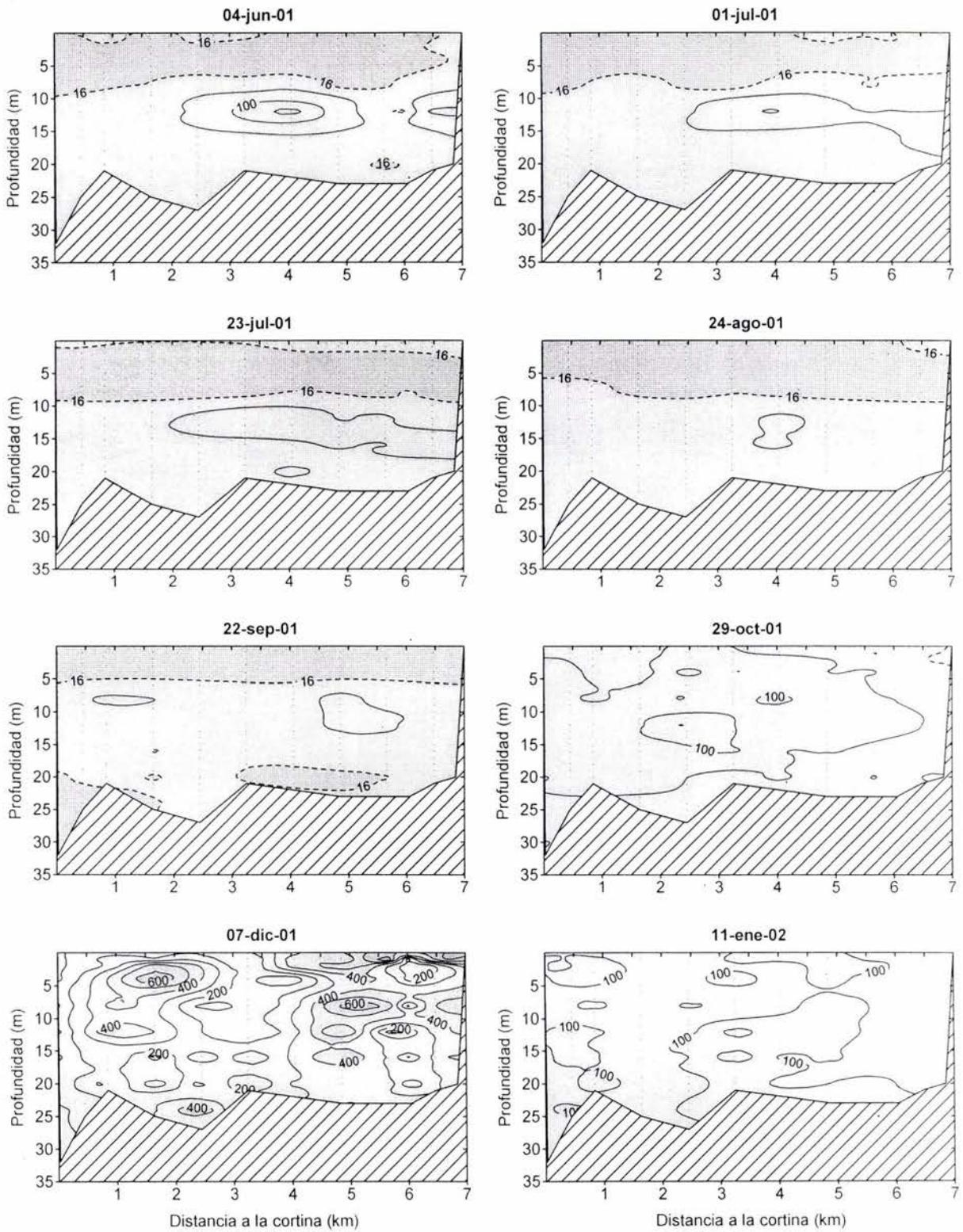


Figura 5.13 Continuación.

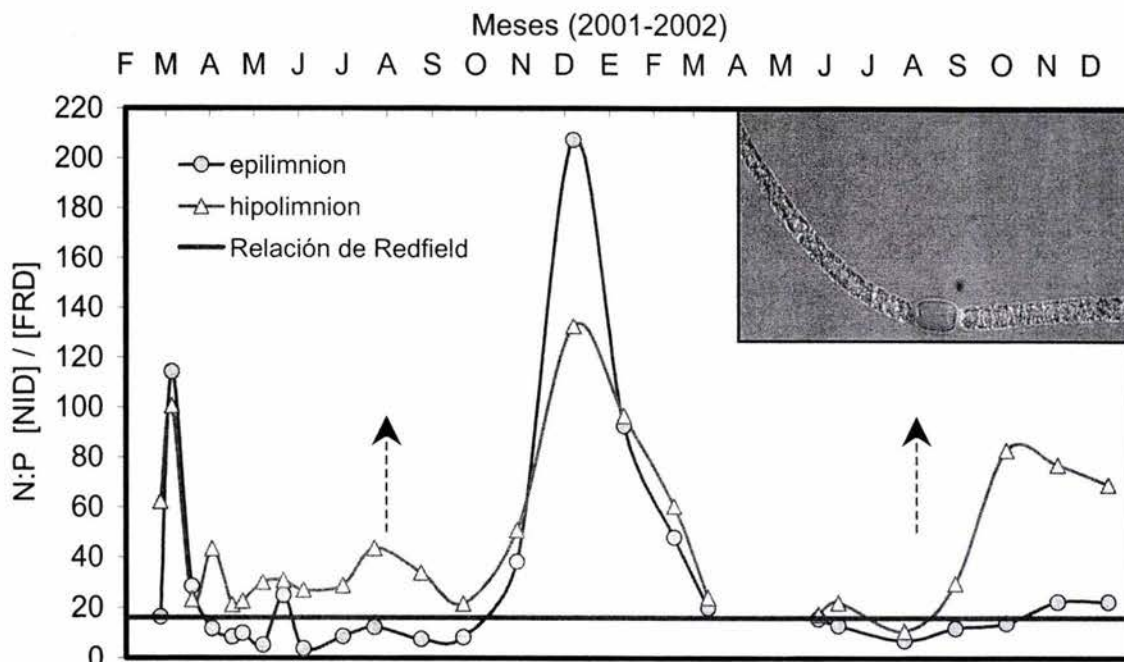


Figura 5.12 Variación anual de la relación N:P (expresada como NID/FRD) durante 2001-2002 en el embalse de VB. La línea recta indica el valor de Redfield (N:P=16). Recuadro: *Aphanizomenon aff. flos-aquae* con heterocito, en agosto del 2003 (tomada de Cruz y Cruz, en elaboración).

El valor de la relación N:P en el epilimnion (donde tuvo la oscilación máxima), fluctuó entre un valor mínimo de 4.11 el 4 de junio del 2001, hasta un máximo de 128.47 el 7 de diciembre del mismo año. Durante esta etapa, en el epilimnion la razón N:P es inferior a la de Redfield (N:P<16) por largos periodos de tiempo (Figura 5.12), lo cual es consistente con la dominancia de cianobacterias capaces de desarrollar heterocitos fijadores de nitrógeno en el embalse durante este periodo (Cruz y Cruz, *en elaboración*). El nitrógeno es entonces el nutriente limitante de la producción primaria en VB durante el periodo de estratificación.

Durante la mezcla, la relación es claramente superior a la de Redfield, lo que indicaría que durante esta etapa el fósforo es el limitante, o al menos se encuentra menos disponible, ya sea por el alto consumo metabólico o por la reversibilidad del equilibrio de desorción favorecido por el aumento en el pH hipolimnético y la oxigenación promovida por la mezcla. Otra posibilidad es que una parte importante del fósforo sea reciclada en el sistema como fósforo orgánico. Para resolver esto es necesario contar con determinaciones de fósforo total, lo cual ya se ha implementado en muestreos de años posteriores. En el hipolimnion afótico no se registra un valor de N:P menor a la relación de Redfield a lo largo del año, ya que el nitrógeno se encuentra en grandes cantidades en forma de amonio acumulado por remineralización desde el fondo durante el periodo de estratificación. De esta manera, de alcanzar la zona eufótica, estas aguas hipolimnéticas no serían potencialmente limitantes.

Estos resultados, de valores bajos del cociente N:P durante los meses de estratificación máxima (marzo a septiembre) y de elevados durante el periodo de mezcla del embalse (noviembre a enero), son opuestos a los publicados por Sánchez-Reyes (2001) en otro lago monomítico cálido tropical, el lago-cráter de Alchichica en la cuenca oriental de México, en donde reporta que el nutriente limitante varía a lo largo del año con una predominancia del nitrógeno en periodos de mezcla y del fósforo durante la estratificación.

Aunque la disponibilidad de nutrientes (N y P) en el epilimnion es baja durante la estratificación, (ver Figura 4.12 a Figura 4.19), en esta época (en marzo y en septiembre) se presentaron los dos máximos de clorofila *a* observados durante 2001. En los años siguientes los máximos de clorofila observados también se presentaron consistentemente durante la estratificación, aunque varió su número e intensidad (Merino y Vilaclara, 2004).

Este patrón implica la existencia –durante la estratificación– de algún mecanismo cuyo efecto neto sea un flujo de nutrientes del hipolimnion hacia la capa superficial, dando lugar a los florecimientos observados en esta época. En el caso de las cianobacterias, algunas de ellas tienen además la capacidad de migrar verticalmente (a través de vacuolas con CO₂) y la de fijar nitrógeno, mecanismo que opera en situaciones de baja disponibilidad de nitrógeno y relacionado con bajos valores N:P. En el caso del ascenso de agua profunda, potencialmente rica en nitrógeno (principalmente amonio), éste sería consumido inmediatamente (más accesible energéticamente para el fitoplancton que el obtenido mediante el proceso de fijación) para establecer nuevamente una relación menor a la de Redfield (N:P<16) en el epilimnion.

La presencia de ondas internas en Valle de Bravo, discutida en la sección 5.2, podría jugar un papel importante en este sentido. Se puede postular que las ondas internas proveerían precisamente de la energía necesaria para generar pulsos de nutrientes desde el hipolimnion hasta el epilimnion a través de diversos mecanismos. El hecho de que los picos máximos de clorofila *a* se hayan presentado al inicio y al final de la estratificación respalda la posibilidad de esta relación. Para ilustrarlo, en la Figura 5.13 se muestran los gráficos combinados de la variación anual del periodo de oscilación estimado junto con la variación anual de la clorofila *a* epilimnética.

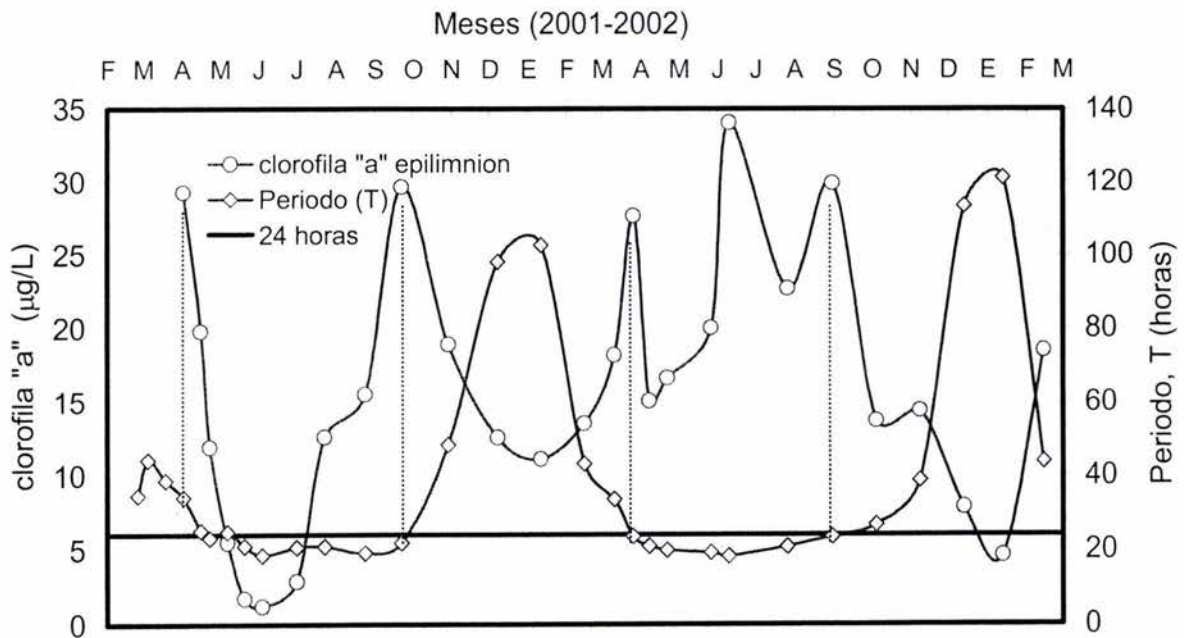


Figura 5.13 Variación anual del periodo fundamental de oscilación estimado (horas) y clorofila *a* ($\mu\text{g l}^{-1}$) en el epilimnion del embalse de Valle de Bravo. Las líneas punteadas indican las correspondencias entre las fechas de probable resonancia y valores altos de clorofila *a*.

Se observa que, tanto al inicio como al final de la estratificación, la curva del periodo natural de oscilación del sistema coincide con el del ciclo diario del viento (con un periodo preliminarmente asignado de 24 hrs.). Esta correspondencia establecería las condiciones para magnificar los efectos de las ondas internas por efectos resonantes, lo que podría desencadenar los máximos de clorofila *a* observados en estos momentos (líneas punteadas en la Figura 5.13).

Entre los mecanismos mediante los cuales las ondas internas podrían generar un flujo de nutrientes con potencial fertilizador, se encuentran el afloramiento de agua subepilimnética, la ruptura parcial de la termoclina o la erosión de ésta en las orillas del cuerpo de agua (MacIntyre & Jellison, 2001). Estos mecanismos corresponden a diversas intensidades del rompimiento de las ondas internas. La posibilidad del rompimiento, al menos parcial, de la onda interna establecida está respaldado en VB por dos hechos fundamentales: **a)** la asimetría del sistema (VB no es exactamente una tina rectangular y las orillas en extremos opuestos poseen diferentes pendientes) y **b)** la heterogeneidad de la distribución vertical del oxígeno disuelto en la estación de hundimiento E46 (Figura 5.7c), en la cual se observan patrones discontinuos (*billows*) en la zona profunda. El oxígeno es un indicador más sensible en este sentido que la temperatura, tanto por su mayor diferencial entre el epilimnion y el hipolimnion, como porque las anomalías térmicas verticales son destruidas más rápidamente debido a la inestabilidad gravitacional que representan. Así, la distribución de oxígeno hace aún más evidente la asimetría de la onda interna que ya indicaba la distribución de la temperatura (Figura 5.7).

Existen dos fuentes *intrínsecas* de variación natural del sistema que podrían determinar la posibilidad de resonancia y amplificación de las ondas internas en VB. Una de estas fuentes la constituyen las diferencias en la intensidad de la estratificación, derivadas de variaciones climáticas (calentamiento solar, intensidad del viento). Debido a que la alta sensibilidad en la estimación del periodo hace que pequeños cambios en el gradiente de densidad se traduzcan en considerables desplazamientos del valor del periodo estimado, los efectos se pueden ver magnificados (se puede ver la forma de la ecuación empleada para la estimación en la p. 68).

Por otro lado, la variabilidad en la periodicidad del pulso diario del viento también puede generar condiciones adecuadas para la resonancia durante la estratificación. Si bien en promedio el ciclo diario del viento (Figura 5.5) tiene que tener un período de 24 hrs. (para que continúe siendo diario a la larga) existe una variabilidad significativa entre un día y otro tanto en la hora de inicio del viento como en la tasa de incremento durante su establecimiento matinal (Figura 5.14). Esta variabilidad abre la posibilidad de que durante intervalos de varios días el viento tenga un periodo coincidente con el período natural de la onda interna y se produzca una resonancia de la misma. Asimismo, las variaciones de este periodo debido a cambios en la intensidad de la estratificación arriba discutidas podrían favorecer también la posibilidad de estos eventos.

Al no existir patrones regulares claros en estas dos fuentes de variación de los periodos (véase por ejemplo las diferencias en la evolución de la estratificación entre 2001 y 2002 en las Figura 4.5 y Figura 4.6), pueden presentarse eventos de coincidencia de ambos periodos de manera ocasional y variable de un año a otro. Así, esta posibilidad permitiría explicar la formación de dos, tres y hasta cuatro picos máximos de clorofila *a* distribuidos de manera irregular durante el periodo de estratificación (Merino y Vilaclara, 2004).

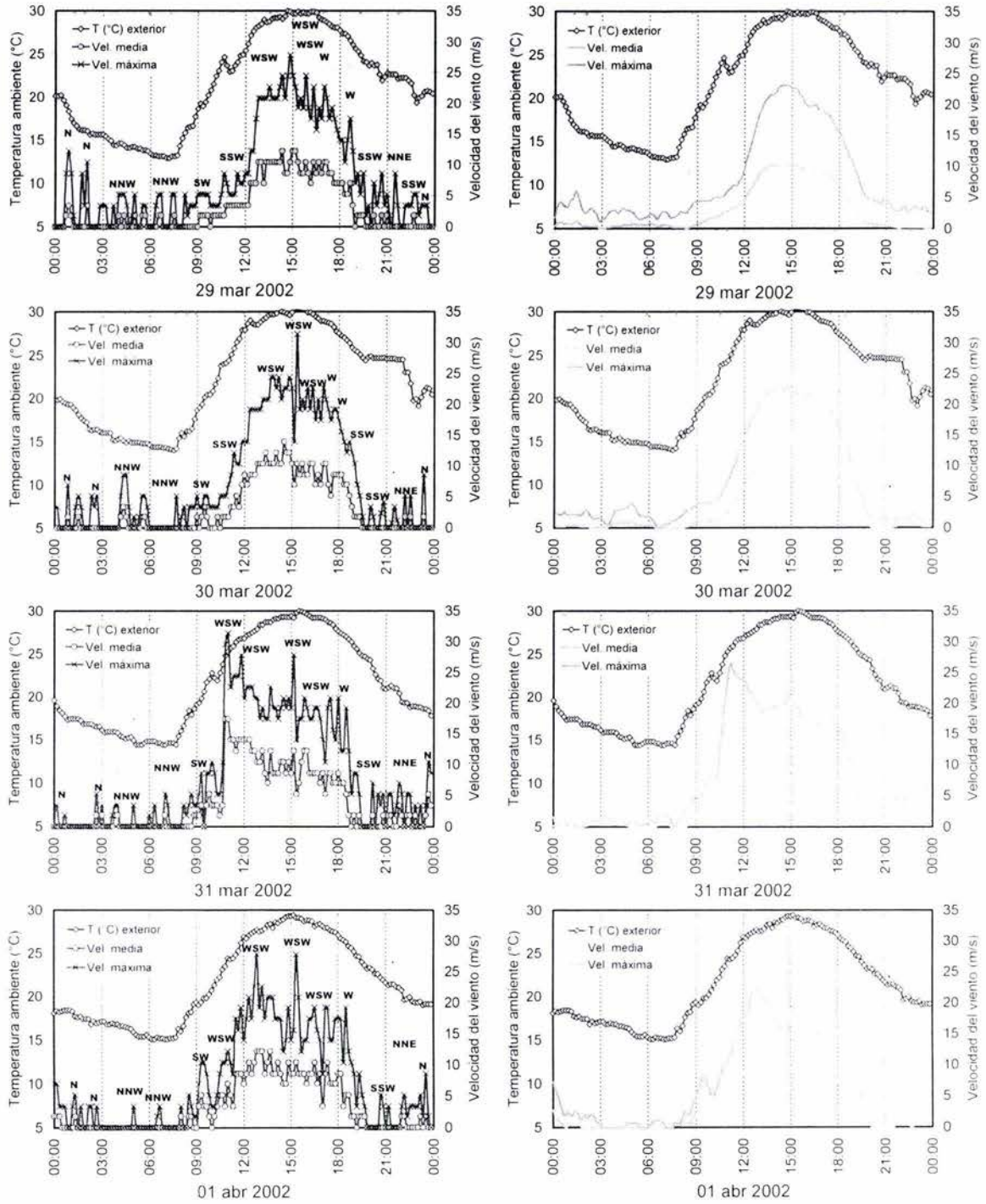


Figura 5.14 Variabilidad del inicio del pulso de viento diurno para los primeros cuatro días de la semana del 29 de mayo al 6 de abril del 2002 en el embalse de VB. En el extremo izquierdo se muestra tanto la velocidad como la dirección predominante del viento y en el extremo derecho se muestran las mismas graficas suavizadas por el método de media móvil (n = 5).

En contraparte a las causas *intrínsecas* de variabilidad del sistema, descritas anteriormente y que no dependen de las imprecisiones inherentes al modelo, encontramos otro factor que puede llegar a causar desviaciones importantes en los resultados obtenidos mediante el modelo empleado. En la estimación del periodo de la onda interna se hacen aproximaciones o simplificaciones muy burdas de la realidad (VB no es una tina rectangular) que han de perfeccionarse si se quiere determinar de manera más exacta el periodo natural para cada momento en el embalse.

La gran ventaja del modelo empleado es su sencillez. La desventaja (en simbiosis con la anterior) es que se hacen consideraciones simplistas, como por ejemplo no se toma en cuenta la fricción hidrodinámica y el momento inercial de las partículas que son las que impulsarían finalmente al flujo de nutrientes. Un refinamiento del modelo requiere adoptar una estrategia que incluya el registro continuo de algún parámetro, por ejemplo la temperatura, con una resolución temporal y espacial suficiente para generar una malla de datos capaz de describir el complejo comportamiento de las ondas internas en tres dimensiones.

El contar con estas series de tiempo sería fundamental para entender cabalmente el papel de las ondas internas en Valle de Bravo, así como su influencia sobre los eventos de flujo detectados y en particular con los florecimientos fitoplanctónicos observados.

6.0 CONCLUSIONES

A continuación se presentan de manera puntual las conclusiones generales desprendidas de este trabajo sobre el comportamiento general del sistema estudiado y acerca de los procesos hidrodinámicos determinantes de la dinámica de nutrientes y las variaciones en la clorofila *a*.

- La estrategia empleada permitió la identificación de la importancia en Valle de Bravo de procesos biogeoquímicos tales como la nitrificación, la desnitrificación y la oxidación de materia orgánica a través del estudio detallado de las variaciones espacio-temporales de descriptores hidrológicos básicos como temperatura, oxígeno disuelto, pH y nutrientes inorgánicos (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , FRD).
- El embalse permaneció estratificado la mayor parte del año, con una variación interanual apreciable: de finales de marzo a principios de octubre durante 2001 y de principios de marzo a principios de noviembre durante 2002.
- El hipolimnion de VB se mantuvo anóxico durante los períodos de estratificación estudiados, determinando en gran medida el comportamiento y/o la dinámica de los nutrientes y otros parámetros (por ejemplo la estrecha dependencia del pH con el oxígeno disuelto) en dicha capa.
- Durante el periodo de mezcla, a pesar de que las condiciones de flujo de oxígeno desde la atmósfera son óptimas, la concentración de oxígeno representa apenas un 65% de la saturación, lo que es indicativo de la cantidad de materia orgánica acumulada en el hipolimnion durante la estratificación y del grado de eutrofización del embalse.
- La estratificación también determina una segregación vertical importante del pH, atribuible al balance producción-respiración y a que VB es un sistema de baja reserva alcalina.

- Las distribuciones espaciales de los nutrientes indican que en su dinámica dominan los procesos internos sobre la carga externa para el año 2001.
- La distribución vertical de los nutrientes durante la estratificación indica que la remineralización es máxima en el fondo de FRD y NH_4^+ .
- La relación N:P en el epilimnion indica una limitación importante por nitrógeno en Valle de Bravo durante la estratificación, lo cual es consistente con la presencia de cianobacterias fijadoras en ese periodo.
- Existen evidencias de la existencia de ondas internas de amplitud de varios metros en VB que, mediante diversos mecanismos, podrían generar un flujo de nutrientes desde el hipolimnion (o metalimnion) al epilimnion. El ciclo diario del viento y su variabilidad parecen jugar un papel principal en este sentido.
- Durante los dos años observados se presentaron máximos de clorofila *a* durante la transición entre los periodos de mezcla y estratificación, cuando el periodo estimado del modo principal de las ondas internas coincide con el del periodo medio del viento, en respaldo de la importancia de estos procesos físicos en la productividad del sistema.
- Las evidencias de variabilidad detectadas (tanto en los procesos físicos como en la clorofila *a*) en este trabajo indican la importancia de realizar registros continuos para determinar con precisión el impacto real de las ondas internas sobre el sistema.

7.0 REFERENCIAS

- ALCOCER J., A. LUGO, M.R. SÁNCHEZ y E. ESCOBAR (1998a) Isabela Crater-Lake: a Mexican insular saline lake. *Hydrobiologia*. **381**:1-7.
- ALCOCER, J. y U.T. HAMMER (1998b) Saline lake ecosystems of Mexico. *Aquatic Ecosystem Health & Management* **1**:291-315.
- BARNES, R. S. K. y K.H. MANN (eds.) (1991) Fundamentals of aquatic ecology. 2nd ed. *Blackwell Sci. Pub.* Cambridge, UK. 270 pp.
- BERNAL, F. W. (1998) The lakes of Michoacan (Mexico): a brief history and alternative point of view. *Freshwater Forum*. **10**:20-34
- CARPENTER, S.R., J.J. COLE, J.F. KITCHELL y M.L. PACE (1998) Impact of dissolved organic carbon, phosphorus, and grazing on phytoplankton biomass and production in experimental lakes. *Limnol. Oceanogr.* **43**:73-80.
- CRUZ y CRUZ, I. (En elaboración) Florecimientos fitoplanctónicos en el embalse en eutrofización de Valle de Bravo. Tesis de Maestría, UNAM.
- DODDS, W.K. (2003) Misuse of inorganic N and soluble reactive P concentrations to indicate nutrient status of surface waters. *J. N. Am. Benthol. Soc.* **22** (2):171-181.
- DOKULIL, M. y K. TEUBNER (2000) Cyanobacterial dominance in lakes. *Hidrobiologia* **438**:1-12.
- GRAF, W.H. y C.H. MORTIMER (eds.) (1979) Hydrodynamics of lakes. Elsevier Scientific, Netherlands. 360 p.
- HARPER, D. (1992) Eutrophication of freshwaters. Chapman & Hall, UK. 327 p.
- HUTCHINSON, G.E. y H. LÖFFLER (1956) The thermal classification of lakes. *Proc. Nat. Acad. Sci. USA* **42**:84-86
- IMBERGER, J. (1994) Transport processes in lakes: A review. En: Limnology Now: A Paradigm of Planetary Problems. R. Margalef (editor), Elsevier Science B.V. pp. 99-193.
- INEGI (1996) Anuario Estadístico del Estado de México. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, INEGI. Gobierno del Estado de Michoacán. México.
- JEFFREY, S. y G. HUMPHREY (1975) New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton. *Biochem. Physiol. Pflanz.* **167**:191-194.
- KALFF, J. (2002) Limnology: inland waters ecosystems. Prentice Hall, USA, 592 p.
- LAMPERT, W. y U. SOMMER. (1997) Limnoecology: the ecology of lakes and streams. *Oxford Univ. Press*, USA. 382 pp.
- LEWIS, W.M., JR. (1973) The thermal regime of Lake Lanao (Philippines) and its theoretical implications for tropical lakes. *Limnol. Oceanogr.* **18**:200-217.
- LEWIS, W.M., JR. (1983) A revised classification of lakes based on mixing. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* **40**:1779-1787.
- LEWIS, W.M., JR. (1986) Phytoplankton succession in Lake Valencia, Venezuela. *Hydrobiologia*. **138**:189-203.
- 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: Perspectives in Tropical Limnology. Eds. F. SCHIEMER y K.T. BOLAND. *SPB Academic: The Netherlands*. pp. 43-64.
- LORENZEN, C.J. (1967) Determination of chlorophyll and pheopigments: Spectrophotometric equations. *Limnol. Oceanogr.* **12**:343-346.

- MACEK, M., G. VILA CLARA, A. LUGO (1994) Changes in protozoan assemblage structure and activity in a stratified tropical lake, *Mar. Microb. Food Webs* **8**:235-249.
- MACINTYRE, S. y R. JELLISON (2001) Nutrient fluxes from upwelling and enhanced turbulence at the top of the pycnocline in Mono Lake, California. *Hydrobiologia*. **466**:13-29.
- MARGALEF, R. (1983) *Limnología*. Ed. Omega S.A., Barcelona. 1010 pp.
- MARGALEF, R. (ed.) (1994) *Limnology Now: A paradigm of planetary problems*. Elsevier Science B.V. Netherlands. 553 pp.
- MARTÍNEZ, E., M.D. MARTÍNEZ y P. RAMÍREZ (1998) Determinación de ficotoxinas en la presa de Valle de Bravo. CNA-IMTA.
- MELACK, J.M. (1996) Recent developments in tropical limnology. *Verh. Internat. Verein. Limnol.* **26**:211-217.
- MERINO M. y G. VILA CLARA (2004) Segundo Informe del Proyecto PAPIIT-IN207702 "Procesos físicos y biogeoquímicos en un embalse tropical en proceso de eutrofización y su relación con florecimientos algales nocivos", UNAM.
- MORTIMER, C.H. (1979). Strategies for coupling data collection and analysis with dynamic modelling of lake motions. En: *Hydrodynamics of lakes*. Elsevier Scientific, Netherlands, UK. 327 p.
- NÜRNBERG, G.K. (1995) Quantifying anoxia in lakes. *Limnol. Oceanogr.* **40**:1100-1111.
- OLVERA, V.V. (1996) Limnología y manejo de la cuenca de la presa Valle de Bravo, México. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias, UNAM, México.
- PAERL, H.W. y J. F. USTACH (1982) Blue-green algal scums: An explanation for their occurrence during freshwater blooms. *Limnol. Oceanogr.* **27**:212-217.
- PAYNE, A.I. (1986) *The Ecology of Tropical Lakes and Rivers*. John Wiley & Sons, NY.
- RYDING S. y W. RAST (1989) The control of eutrophication of lakes and reservoirs. UNESCO, Paris. 314 p.
- SÁNCHEZ-REYES, M. (2001) Variación de la clorofila fitoplanctónica y sus mecanismos de control en un lago atalashalino tropical. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, ICMYL. UNAM, 66 pp.
- SHAPIRO, J. (1973) Blue-green algae: Why they become dominant. *Science* **179**:382-384.
- SEITZINGER, S.P. (1988) Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems: Ecological and geochemical significance. *Limnol. Oceanogr.* **33** (4, part 2):702-724.
- SOLÓRZANO, L. (1969) Determination of ammonia in natural waters by phenol-hypochlorite method. *Limnol. Oceanogr.* **14**:799-801.
- STRICKLAND, J.H.D. y T.R. PARSONS (1972) A Manual of Sea Water Analysis. *Fish. Res. Board Can. Bull.* Vol. **167**.
- TORRES-OROZCO, R. (1996) Some limnological features of three lakes from Mexican neotropics. *Hydrobiologia*. **341**: 91-99.
- TREGUER, P y P. LE CORRE (1974) Manuel d'analyse des sels nutritifs dans l'eau de mer. Université de Bretagne Occidentale.
- WARD, R.C. y M. ROBINSON (2000) *Principles of Hydrology*. McGraw-Hill, UK. 450 pp.
- WETZEL, R.G. (2001) *Limnology. Lake and River Ecosystems*. 3rd Ed. Academic Press, USA. 1006 pp.
- WETZEL, R.G. y G.E. LIKENS (1990) *Limnological Analyses*. W. B. Saunders, NY, USA. 391 p.
- WILLIAMS, W.D. (1994) Constraints to the conservation and management of tropical inland waters. *Mitt. Internat. Verein. Limnol.* **24**:357-363.

ANEXO I CORRELACIÓN DE PARÁMETROS

Como validación numérica, se realizó un análisis de clúster para las variables limnológicas estudiadas durante 2001. El análisis revela que las variables que presentan valores altos en el epilimnion se encuentran agrupados y separados claramente de las variables cuyos valores altos predominan en el metalimnion e hipolimnion. De esta manera, se pueden identificar y nombrar los grupos obtenidos mediante el análisis de clúster (Figura A-1).

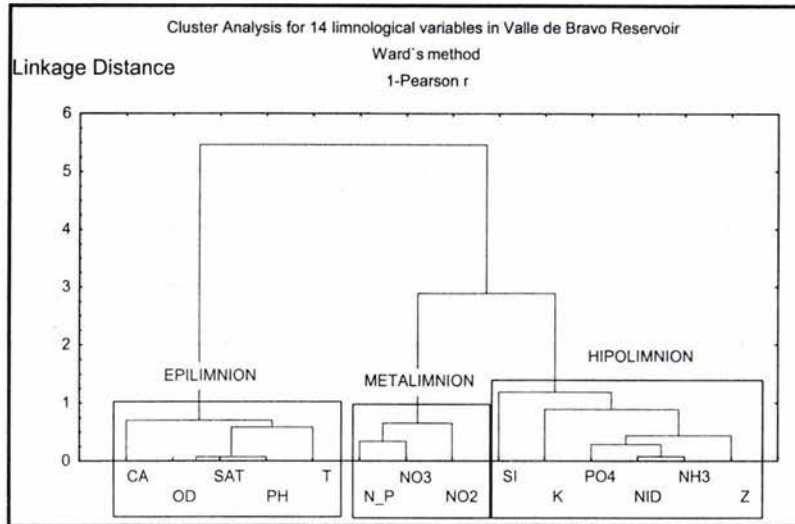


Figura A-1 Análisis de clúster para las variables limnológicas (CA, clorofila *a*; OD, oxígeno disuelto; SAT, % saturación de oxígeno; PH, pH; T, temperatura; N_P, NID/FRD; NO₃, NO₂ y NH₃, nitratos, nitritos y amonio respectivamente; Si, SiO₂; K, conductividad a 25°C; PO₄, FRD; Z, profundidad) promediadas para las 17 estaciones del transecto principal en cada profundidad (1, 2, 4, 8, 12, 16, 20, 24 y 28 m), desde febrero del 2001 hasta abril del 2002.

Hay que remarcar que si estos resultados muestran una clara separación de los estratos, podemos decir que la estratificación es de alguna manera el estado dominante en el embalse, es decir, la condición predominante en lo que se refiere a la distribución de las principales variables hidrológicas estudiadas. Esta segregación se ilustra mediante un análisis de componentes principales realizado para las 14 variables limnológicas estudiadas en el embalse de VB (Figura A-2). Los dos primeros ejes absorben el 70% de la variabilidad del sistema, así que se consideran como determinantes en la distribución de las variables estudiadas.

El primer factor, al igual que el análisis de clúster, separa claramente las variables cuyos valores altos se encuentran en el epilimnion (oxígeno, temperatura, pH, clorofilas) de las variables cuyos valores más altos son típicos del hipolimnion (profundidad, conductividad, amonio, fósforo reactivo disuelto, NID). El segundo factor agrupa las variables elevadas en el metalimnion (nitratos, nitritos); el registro de sílice es de baja significación, puesto que no correlaciona con ninguna de las variables del estudio.

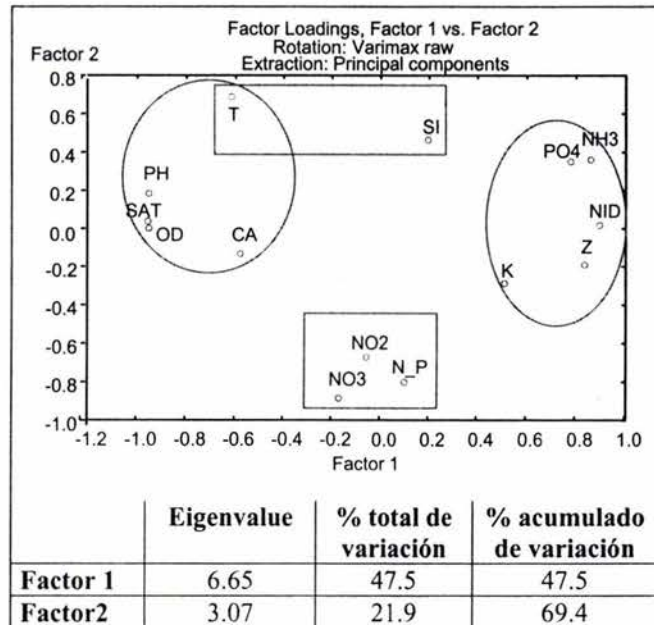


Figura A-2 Análisis de componentes principales para las 14 variables limnológicas descriptivas estudiadas en el embalse de Valle de Bravo para el año 2001.

A partir de estos resultados, se llevó a cabo una correlación no paramétrica (considerando que los datos no siguen una distribución normal) de Spearman considerando las variables que resultaron con pesos importantes en el análisis de componente principal y clúster (Tabla A-1).

	T	pH	Cl a	OD	NO ₃	NID
T	1					
pH		1				
Cl a		0.51	1			
OD		0.89	0.58	1		
NO ₃ ⁻	-0.44		0.42		1	
NO ₂ ⁻	-0.40				0.75	
NH ₄ ⁺		-0.81	-0.47	-0.73		
NID		-0.81	-0.50	-0.70	0.94	1
FRD		-0.65	-0.57	-0.62	0.70	0.65
N/P					0.43	

Tabla A-1 Correlaciones significativas de Spearman $> |0.4|$, con $p < 0.01$

Los tres análisis estadísticos muestran la distribución esperada en los tres estratos durante la estratificación. Además, confirman que este periodo es el predominante, desde principios de marzo hasta finales de octubre (casi 8 meses). Las relaciones existentes durante la estratificación dominan en el análisis estadístico. Por otro lado, la homogeneidad de todos los parámetros de la etapa de mezcla no va a generar otras "asociaciones" o "correlaciones". La gran diferencia en la duración de cada periodo le confiere al embalse una situación determinante en la condición trófica, pues es durante el periodo de estratificación cuando se desarrolla el hipolimnion anóxico.

ÍNDICE DE TABLAS Y FIGURAS

Tabla 3.1	Distribución de las estaciones de muestreo con sus distancias relativas a la orilla y entre estación, así como la profundidad promedio.....	20
Tabla 3.2	Relación de fechas de muestreo y disponibilidad de datos. Se resalta en gris el periodo considerado para la obtención de promedios anuales.....	21
Tabla 3.3	Número de datos analizados por parámetro, mostrando los promedios anuales por capa y desviaciones estándar.....	24
Tabla 3.4	Total de gráficos generados clasificados de acuerdo al tipo de información contenida y programa graficador empleado.....	26
Tabla 4.1	Volúmenes y áreas relativas y acumuladas por capas de 1 metro de espesor para el embalse de Valle de Bravo. Los valores “reales” fueron normalizados con los datos de área y volumen máximos tomados de Olvera (1996).....	28
Tabla 4.2	Temperaturas medias por compartimiento para cada fecha de muestreo. Se muestran las profundidades límite para el metalimnion, en metros desde la superficie, a partir de las cuales se pueden inferir los espesores de cada capa. *El promedio anual es para el periodo comprendido del 25 de febrero del 2001 al 11 de enero del 2002, sombreado en la tabla.....	32
Tabla 4.3	Promedios de oxígeno disuelto (mg l^{-1}) y saturación relativa por compartimiento en el embalse de VB. Los nombres epi- meta- e hipolimnion solamente son válidos para la estratificación; sin embargo, se conserva la nomenclatura con fines prácticos. En época de mezcla los valores coincidirán en los tres estratos. * Para el periodo del 25 de febrero del 2001 al 11 de enero del 2002, sombreado en la tabla.....	40
Tabla 4.4	Promedios mensuales por estrato del fósforo reactivo disuelto (FRD) en el embalse de Valle de Bravo a lo largo del 2001. Se muestra también el promedio anual. Los valores están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$	49
Tabla 4.5	Promedios mensuales por estrato de amonio (NH_4^+), nitratos (NO_3^-) y nitritos (NO_2^-) en el embalse de VB a lo largo del 2001. Se muestra también el promedio anual. Los valores están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$	52
Tabla 5.1	Velocidades verticales estimadas a partir de la repetición de perfiles de temperatura y oxígeno en las estaciones de ascenso (E50, E51 y E52), de hundimiento (E46, E44) y una intermedia (E48). El signo negativo indica el ascenso y el positivo el hundimiento.....	65
Tabla 5.2	Periodos de oscilación para los primeros cuatro modos en el embalse de VB calculados con la formula de Merian de dos capas. Los datos corresponden al 04 de junio del 2001. Se muestran los valores desde $n = 1$ hasta $n = 4$. Z_e , T_e y ρ_e son el espesor, la temperatura media y la densidad media del epilimnion, respectivamente; Z_h , T_h y ρ_h corresponden al hipolimnion. Se muestran los efectos al variar tanto la profundidad media como el espesor del epilimnion.....	69
Tabla 5.3	Periodos de oscilación de los primeros cuatro modos fundamentales en el embalse de VB durante 2001-2002 calculados con la formula de Merian de dos capas. Se muestra desde $n = 1$ hasta $n = 4$	70
Tabla 5.4	Longitudes de onda (λ), periodos (T) y amplitudes (A) para los primero cuatro modos de vibración del embalse que constituyen la onda modelo. Se muestran los valores asignados a un estado hipotético con un periodo fundamental exactamente igual a 24 hrs. y una amplitud igual a 4 metros.....	76
Tabla A-1	Correlaciones significativas de Spearman $> 0.4 $, con $p < 0.01$	94

Figura 2.1	Ubicación del embalse de Valle de Bravo y la dirección del flujo de viento dominante.	17
Figura 2.2	Modelo de una celda propuesto para la circulación de agua a lo largo del eje principal de viento del embalse de Valle de Bravo.	18
Figura 3.1	Batimetría y distribución espacial de las estaciones a lo largo del transecto principal del embalse de Valle de Bravo. Se muestran las estaciones de repetición A y B (ver texto más adelante).	19
Figura 3.2	Plantilla que muestra los valores de temperatura (°C) registrados con la Multisonda en la campaña de muestreo del 01 de julio del 2001, con el embalse estratificado.	25
Figura 4.1	Dos representaciones de la malla numérica generada a partir de la digitalización de los contornos batimétricos del embalse a) superficie en 3D con una escala arbitraria y exagerada en el eje z y b) estructura de "alambre" con isolíneas cada 1 m.	27
Figura 4.2	Curvas relativas y absolutas para el embalse de Valle de Bravo asumiendo una máxima capacidad a) hipsográfica (profundidad-área), representando la relación entre el área de la cuenca y su profundidad; b) profundidad-volumen, representando el porcentaje de volumen acumulado desde $z = 0$ (superficie) hasta la máxima profundidad ($z = 37$). Los valores 18.55 y 391 corresponden a los valores actuales de área y volumen del embalse.	29
Figura 4.3	Ejemplo de los perfiles obtenidos para cuatro de los parámetros registrados en la estación E48 (situada en el centro del embalse) el 04 de junio del 2001, con una marcada estratificación.	31
Figura 4.4	Distribución espacial de la temperatura sobre el eje principal del embalse de VB durante el año 2001. Se indica la posición de las estaciones, los puntos exactos de muestreo y la hora de registro. Isotermas cada 0.25 °C.	34
Figura 4.5	a) Variación anual de la temperatura para epilimnion, metalimnion e hipolimnion (ver texto para los detalles de esta separación por estratos) en el embalse de VB para los años 2001-2002 y b) diagrama profundidad-tiempo de isotermas (0.5 °C) para las mismas fechas mostrando los puntos exactos de muestreo.	36
Figura 4.6	Variación anual de valor máximo de la frecuencia de Brunt-Väisala ($N_{\text{máx}}$) con la profundidad a la que se registró ($Z_{\text{máx grad}}$) en el embalse de Valle de bravo a lo largo del 2001-2002.	39
Figura 4.7	Perfiles que muestran el porcentaje de saturación de oxígeno en el embalse de Valle de Bravo para seis muestreos representativos durante el año 2001. Los datos corresponden a la E48 (situada en el centro del embalse).	41
Figura 4.8	a) Variación anual de la concentración de oxígeno disuelto (mg l^{-1}) en el embalse de VB para los años 2001-2002. Se muestra también el 100% de saturación relativa de oxígeno; b) diagrama profundidad-tiempo de oxígeno disuelto (isopletras cada 1 mg l^{-1}) en el embalse de Valle de Bravo, para las mismas fechas. Se muestran los puntos exactos de muestreo.	43
Figura 4.9	Concentración relativa de las especies de carbonatos en función del pH en agua pura a 25 °C y 1 atm, en un sistema cerrado. Las curvas se obtuvieron graficando las fracciones estimadas de cada especie a partir de la ecuación de Hendersson-Hasselbach para un par conjugado ácido-base débil.	45
Figura 4.10	Distribución espacial de a) oxígeno disuelto (O.D.) al inicio de la estratificación, b) del pH en la misma fecha, c) el pH en un mes de alta estratificación y d) el pH durante la mezcla (isolíneas de O.D. cada 1 mg l^{-1} y las de pH cada 0.25 unidades).	46
Figura 4.11	a) Variación anual del pH en el embalse de VB para los años 2001-2002; b) diagrama profundidad-tiempo del pH (isolíneas cada 0.25 unidades) para las mismas fechas.	47
Figura 4.12	Distribución vertical del fósforo reactivo disuelto (FRD) en a) y b) dos meses de alta estratificación, c) final de la mezcla inmediata anterior y d) periodo de mezcla siguiente. Los valores de concentración están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$	50

Figura 4.13	Variación media anual del fósforo reactivo disuelto (FRD) para el año 2001 en el embalse de VB. Los valores se expresan en $\mu\text{mol l}^{-1}$	50
Figura 4.14	Distribución vertical del amonio (NH_4^+) en a) y b) dos meses de alta estratificación, c) final de la mezcla inmediata anterior y d) periodo de mezcla siguiente. Los valores están expresados en $\mu\text{mol l}^{-1}$	51
Figura 4.15	Variación anual del amonio (como NH_4^+) en el embalse de VB para el año 2001.....	53
Figura 4.16	Variación temporal de a) nitritos (NO_2^-) y b) nitratos (NO_3^-) para el año 2001 en el embalse de Valle de Bravo. Las concentraciones están expresadas en $\mu\text{mol l}^{-1}$	54
Figura 4.17	Detalle del agotamiento de nitritos y nitratos en el hipolimnion del embalse de Valle de bravo entre los meses de abril y mayo del 2001. Esto sugiere procesos de desnitrificación importantes durante este periodo.....	55
Figura 4.18	Distribución vertical de a) nitritos (NO_2^-) y b) nitratos (NO_3^-) en un mes de alta estratificación (24 de agosto del 2001) en el embalse de VB. Las concentraciones están expresadas en $\mu\text{mol l}^{-1}$	55
Figura 4.19	Variación anual de la clorofila <i>a</i> en el epilimnion relacionada con la variación en la profundidad de disco de Secchi en el embalse de VB para los años 2001-2002.....	57
Figura 5.1	Distribución de los ocho tipos de lagos con relación a la latitud ajustada y la profundidad. Se muestra la posición del embalse de Valle de Bravo con latitud ajustada de $25^{\circ}34'$ (ver texto). Modificado de (Lewis, 1983).	60
Figura 5.2	Variación de los perfiles de temperatura y oxígeno disuelto durante el periodo de viento en una estación de ascenso (E51) cercana a la cortina a) temperatura 25 febrero, b) temperatura 19 mar, c) oxígeno 29 oct, y d) temperatura en una estación de hundimiento (E46) 16 abr.....	64
Figura 5.3	Ejemplos representativos del método de la primera derivada ($\Delta T/\Delta z$) para la determinación exacta del desplazamiento de la termoclina en las estaciones de repetición: a) E51, cercana a la cortina 25 de febrero; b) E51, 19 de marzo; c) E46, cercana a la orilla opuesta 16 abril y d) E48, en zona intermedia 16 de abril.....	64
Figura 5.4	Generación de una onda estacionaria a partir de la suma de dos ondas viajeras en sentido opuesto. El movimiento final observado es un balanceo alrededor de un eje imaginario situado transversalmente al nodo (donde no hay desplazamiento vertical) aproximadamente al centro del embalse.	67
Figura 5.5	Velocidades medias (10 min.) y máximas del viento registradas en una estación meteorológica en el extremo opuesto a la cortina del embalse de VB, para la semana del 29 de marzo al 4 de abril del 2002. Este periodo se caracteriza por presentar las rachas más fuertes del año. Tomado de (Merino, M, <i>datos no publicados</i>).....	71
Figura 5.6	Variación de a) el periodo fundamental de oscilación ($n = 1$) y b) la frecuencia asociada ($n = 1$) en el embalse de VB a lo largo del 2001-2002. Se muestra la línea de 24 hrs. (y su frecuencia asociada) que corresponde aproximadamente a los pulsos diarios de viento. La Serie A corresponde a la situación de termoclina "planar" y la Serie B a una termoclina "zonal" (ver texto).....	72
Figura 5.7	Variación de la distribución vertical de la temperatura, el oxígeno disuelto y el pH durante un ciclo de 36 hrs. entre el 04 y 05 de octubre del 2002 en el embalse de VB. Los registros se llevaron a cabo simultáneamente en tres estaciones dispuestas sobre el eje principal: a) E46, en la orilla opuesta a la cortina; b) E48, en una zona intermedia; y por último, c) E51, cercana a la cortina del embalse.....	74
Figura 5.8	Forma de la onda generada a partir de la isolínea de 22°C de la Figura 5.7a. Se muestran tanto la amplitud (A) como el periodo (T) aproximados. El periodo observado es ligeramente mayor a 24 horas, en total correspondencia con el periodo calculado para esta fecha (26.5 hrs.).....	75
Figura 5.9	Los primeros cuatro modos de vibración de la onda modelo generada para el embalse de VB a partir de la ecuación lineal de onda y la determinación semiempírica de los parámetros involucrados (λ , T, A). Se muestra el desplazamiento vertical en función de la posición con respecto al eje principal del embalse para varios tiempos.....	77

Figura 5.10	Predicción de a) la posición y b) las velocidades verticales (positivas de ascenso y negativas de descenso) para una partícula expuesta sobre la pycnoclina para todas las estaciones de trabajo sobre el eje principal del embalse de Valle de Bravo. Las figuras corresponden a una situación con periodo de 24 hrs. y una amplitud máxima de 4 metros.....	78
Figura 5.11	Distribución vertical de la relación N:P en el embalse de Valle de Bravo para cada fecha de muestreo durante el 2001. La relación está expresada como NID/FRD, siendo NID nitrógeno inorgánico disuelto igual a $\text{NH}_4^+ + \text{NO}_2^- + \text{NO}_3^-$. Los valores menores a la relación de Redfield (<16) se muestran con sombra punteada.....	82
Figura 5.12	Variación anual de la relación N:P (expresada como NID/FRD) durante 2001-2002 en el embalse de VB. La línea recta indica el valor de Redfield (N:P=16). Recuadro: <i>Aphanizomenon aff. flos-aquae</i> con heterocito, en agosto del 2003 (tomada de Cruz y Cruz, en elaboración).....	84
Figura 5.13	Variación anual del periodo fundamental de oscilación estimado (horas) y clorofila <i>a</i> ($\mu\text{g l}^{-1}$) en el epilimnion del embalse de Valle de Bravo. Las líneas punteadas indican las correspondencias entre las fechas de probable resonancia y valores altos de clorofila <i>a</i>	85
Figura 5.14	Variabilidad del inicio del pulso de viento diurno para los primeros cuatro días de la semana del 29 de mayo al 6 de abril del 2002 en el embalse de VB. En el extremo izquierdo se muestra tanto la velocidad como la dirección predominante del viento y en el extremo derecho se muestran las mismas graficas suavizadas por el método de media móvil (n = 5).....	87
Figura A-1	Análisis de clúster para las variables limnológicas (CA, clorofila <i>a</i> ; OD, oxígeno disuelto; SAT, % saturación de oxígeno; PH, pH; T, temperatura; N_P, NID/FRD; NO ₃ , NO ₂ y NH ₃ , nitratos, nitritos y amonio respectivamente; Si, SiO ₂ ; K, conductividad a 25°C; PO ₄ , FRD; Z, profundidad) promediadas para las 17 estaciones del transecto principal en cada profundidad (1, 2, 4, 8, 12, 16, 20, 24 y 28 m), desde febrero del 2001 hasta abril del 2002.....	93
Figura A-2	Análisis de componentes principales para las 14 variables limnológicas descriptivas estudiadas en el embalse de Valle de Bravo para el año 2001.....	94