



DINÁMICA BIOGEOQUÍMICA DE N Y P DE UN
EMBALSE TROPICAL EUTROFIZADO
(VALLE DE BRAVO, ESTADO DE MÉXICO).

T E S I S

que para obtener el grado académico de

Doctor en Ciencias
(Química Acuática)

p r e s e n t a

M. en C. Jorge Alberto Ramírez Zierold

Director de tesis: Dr. Martín Merino Ibarra

Comité Tutorial: Dra. Gloria Vilaclara Fatjó
Dr. Javier Alcocer Durand
Dr. Miroslav Macek
Dr. Alfonso Lugo Vázquez
Dra. María Aurora Armienta Hernández
Dr. Federico Páez Osuna

México, D.F., agosto 2010



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Hay un mundo de mito y metáfora que coexiste con el mundo del trabajo cotidiano... hacemos esfuerzos para reconciliarlos, ignorando a veces, los bordes desiguales de la ensambladura. Cuanto mayor es nuestra inadaptación entre esos dos mundos, más difícil es vivir plenos en ambos, sin trastornos de conciencia.

*El mundo y sus demonios
(Carl Sagan, 2006)*

...Antes del antes, en los tiempos de la infancia del mundo, cuando no había colores ni sonidos, ellas, las algas azules, ya existían. Echando oxígeno, dieron color a la mar y al cielo. Y un buen día, un día que duró millones de años, a muchas algas azules se les dio por convertirse en algas verdes. Y las algas verdes fueron generando, muy poquito a poco, líquenes, hongos, musgos, medusas y todos los colores y los sonidos que después vinieron... vinimos... a alborotar la mar y la tierra. Pero otras algas azules prefirieron seguir siendo como eran... Así siguen estando... Desde el mundo remoto que fue, ellas miran el mundo que es. No se sabe que opinan...

*Testigos: Bocas del tiempo
(Eduardo Galeano, 2005)*

When the ebbing tide retreats, along the rocky shoreline, it leaves a trail of tidal pools, in a short lived galaxy. Each microcosmic planet, a complete society... A simple kind of mirror, to reflect upon our own... All the busy little creatures chasing out their destinies... Living in their pools, they soon forget about the sea....

*Natural Science: Permanent Waves
(Neil Peart, 1979).*

Dedicatoria

A Leticia, por ser la música y poesía de mi Amor, manteniendo entrelazados nuestros corazones siempre con una sonrisa; con nuestro abrazo, camino pleno en la en paz y la esperanza, alegrándome con Tu dulce mirada de amanecer. Gracias por seguir construyendo a mi lado esta hermosa complicidad Nuestra; por Tu risa; porque evocas lo mejor de mi día, porque Tu espíritu me invita a dar siempre un poco más, porque antecedes todos mis sueños; por la Esfericidad de Nuestra vida juntos.

A mi familia, Leticia, Elena y Jorge, Gustavo y Mercedes, Elena y José Luis, Ana Cecilia y Carlos, Kikis y Antonio, Chela y Beny, Toño e Isabel, Hana. Sergio y Norma, Norma y Marco, Sergio y Lluvia, Rocío y Carlo, Ricardo y Blanca. Andre, Io, Andrea, Romi, Joseph, Fifi, Alex, Mariana, Verónica, Miguel, Ani, Santiago, Jordi, Bruno, Andrea, Anna Paola y Gian Carlo. Graciela, Ileana y Salvador, Iñaki...y los que vengan; por ser constante inspiración y apoyo incondicional, por ser ante todo mi centro y núcleo, mis mejores amigos.

A Elena, mi madre y amiga, tu pasión por la cultura y el conocimiento dio vida a la mía, por tu entrega incondicional, por escuchar, por tu ejemplo de amistad, por la libertad

A mis hermanos, Gustavo, Elena y Cecilia, compañeros de juegos....compañeros de lágrimas....¡Son mi más grande regalo!.. gracias por Andre, Io, Joseph, Fifi, Alex y Mariana...pues a través de ellos me permiten saber lo hermoso que debe ser el ser padre...

A mis grandes amigos, Enrique, Cousin y Sandy, pequeño Rick, Tía, Pacuchín, Ara, Pedro, Héctor, Pichón, Rivers y Mari, por su incondicional complicidad y risas, porque aun ausentes están siempre aquí.

Al constante recuerdo de Jorge, mi padre y amigo, por tu búsqueda, tu disciplina y paciencia, por las risas, por acercarte, por las conversaciones y consejos... por las tres rolas.

A todos aquellos que viven una dedicación constante en la Investigación y la Educación, compartiendo apasionados el incesante palpitar por nuevos conocimientos y saberes.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por ser una segunda casa, Alma Mater, e igual que Ella, por acogerme nuevamente; por tantas oportunidades preciosas e invaluables.

Al Posgrado de Ciencias del Mar y Limnología, por darme la oportunidad, el apoyo y la confianza para regresar.

Porque soy uno de 3. El “trío garnacha” donde inicié mi camino en la investigación, trascendiendo grados académicos, edades y distancias; a los otros 2/3, Sergio y Emiliano, mi más profundo agradecimiento en la auténtica camaradería y amistad.

A Martín por contagiarme su pasión por la ciencia y la investigación, por su gran sentido de amistad y paciencia; por su confianza; por compartir plenamente un profundo interés y continuo ánimo por la Enseñanza y la Educación.

A Gloria, Javier, Miroslav y Alfonso, por su intensidad, su pasión, su paciencia, por su devoción a la enseñanza, por su amistad. Por ser Tutores y Amigos en la más extensa intención de la palabra.

A Federico y a Aurora, por sus valiosas participaciones en mi proceso de formación como investigador, su confianza, su apoyo y valiosas aportaciones al documento final.

A Flor, por el Nosotros compartido y vivido, por tu apoyo, amistad y cariño invaluable, por haber impulsado mi decisión del doctorado.

A Flor, Margarita, Claudia, Luz María, Mónica, Nayeli, Dana, Sofia, Carla, Karina, Paty, Cecilia, Sergio, Emiliano, Felipe, Vladislav, Julio César y a todas y a todos quienes formaron parte integral de este trabajo, por sus risas y complicidades únicas que quedan en la memoria y el tiempo vivido y por vivir en Valle de Bravo.

A Diana, Gaby, Lupita, Chantal y Norma, por facilitar siempre mi camino con ánimo, dedicación y risas.

A Federico Serna por su incansable colaboración y su amistad, por las risas y compartir.

A todos mis profesores por su dedicación y contagioso entusiasmo por la enseñanza; a todos mis alumnos, porque al interactuar me renuevan e inspiran una gran motivación por hacerlo mejor.

El presente trabajo se realizó bajo la dirección del Dr. Martín Merino Ibarra en el Laboratorio de Biogeoquímica Acuática del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la Universidad Nacional Autónoma de México, con apoyo del 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”.

CONTENIDO

RESUMEN	8
ABSTRACT	9
1.0 INTRODUCCIÓN	10
1.1 BIOGEOQUÍMICA DEL N Y EL P EN LAGOS Y EMBALSES.....	11
1.1.1 Principales procesos que afectan la dinámica biogeoquímica del N y el P.....	11
1.1.2 Limitación de N y P en sistemas lacustres.....	16
1.1.3 Relación entre N y P y la distribución del fitoplancton.....	19
1.1.4 El estado trófico.....	23
1.1.5 Comparación general entre sistemas acuáticos tropicales y templados.....	25
1.2 ESTRUCTURA TÉRMICA DE LAGOS Y EMBALSES.....	26
1.2.1 Estabilidad de la estratificación, circulación y el régimen térmico.....	26
1.3 ANTECEDENTES.....	28
1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	29
1.4.1 Hipótesis.....	31
1.5 OBJETIVOS.....	32
1.5.1 Objetivo general.....	32
1.5.2 Objetivos específicos.....	32
2.0 AREA DE ESTUDIO	33
2.1 LA CUENCA DE VALLE DE BRAVO.....	34
2.1.1 Estructura geológica y estratigrafía.....	34
2.1.2 Edafología.....	35
2.1.3 Vegetación y fauna.....	36
2.1.4 Características socioeconómicas.....	36
2.2 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL EMBALSE.....	37
2.3 CONDICIONES METEOROLÓGICAS.....	38
2.3.1 Clima.....	38
2.3.2 Viento.....	39
2.3.3 Precipitación.....	39
2.3.4 Evaporación.....	40
2.4 HIDROLOGÍA.....	40
2.4.1 Principales afluentes.....	40
2.4.2 Manejo del embalse.....	42
2.4.3 Calidad del agua del embalse y de los principales afluentes.....	43
3.0 METODOLOGÍA	44
3.1 ESTRATEGIAS DE MUESTREO.....	44
3.2 DETERMINACIONES ANALÍTICAS.....	45
3.2.1 N y P.....	45
3.2.2 Composición iónica mayor.....	46
3.3 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN.....	47
3.4 CÁLCULOS Y ESTIMACIONES.....	47

3.4.1 Estabilidad de estratificación.....	47
3.4.2 Factor de anoxia.....	47
3.4.3 Balance hidrológico.....	48
3.4.4 Balance de masas de N y P.....	49
3.4.5 Carga Interna de nutrientes.....	51
3.4.7 Procesos biogeoquímicos internos.....	51
4.0 RESULTADOS Y DISCUSIÓN	52
4.1 HIDROLOGIA BASICA DEL SISTEMA	52
4.1.1.1 Temperatura.....	52
4.1.1.2 Oxígeno disuelto.....	53
4.1.1.3 pH.....	53
4.1.1.4 Conductividad específica (K_{25}).....	54
4.1.1.5 Potencial óxido-reducción (Eh).....	54
4.1.2 Régimen térmico y estabilidad de estratificación.....	55
4.1.3 Variaciones temporales de la duración y extensión de la anoxia... 56	
4.1.4 Composición iónica mayor.....	57
4.1.3 Distribución de N y P en el embalse.....	58
4.1.4 Variaciones temporales de las cargas externas de P y N.....	60
4.1.5 Distribución temporal de la concentración de clorofila a.....	62
4.2 BALANCE GENERAL DE AGUA, N Y P EN EL EMBALSE	62
4.2.1 Balance de agua.....	62
4.2.2 Balances de masas de N y P.....	63
4.2.3 Estimación de la magnitud de los procesos internos netos.....	64
4.4 DINÁMICA BIOGEOQUÍMICA DE N Y P.....	66
4.4.1 Dinámica de las fracciones de N y P.....	66
4.4.3. Variaciones temporales de la carga interna de nutrientes.....	68
4.4.4 Inferencias sobre los principales procesos biogeoquímicos.....	70
4.4.5 Comparación de VB con otros lagos y embalses tropicales.....	72
5.0 CONCLUSIONES.....	73
6.0 RECOMENDACIONES	74
7.0 ANEXOS	75
ANEXO 7.1 FIGURAS	75
ANEXO 7.2 TABLAS.....	87
8.0 REFERENCIAS.....	96

RESUMEN

El embalse de Valle de Bravo (VB) provee más del 30% del suministro de agua del Sistema Cutzamala a la Ciudad de México. Es un embalse tropical (19°21'30"N; 100°11'00"W), situado a una altitud considerable (1830 m s.n.m.), que recibe los escurrimientos de una cuenca de 546.9 km² a través de los ríos Amanalco, Molino, González y Carrizal, y las descargas del drenaje del pueblo de VB, incluyendo al Tizates que originalmente era un río. Como otros cuerpos de agua en el altiplano mexicano, el embalse se comporta como un cuerpo de agua monomítico cálido, con una estratificación estable de abril a octubre y mezcla vertical de noviembre a febrero. Su temperatura media hipolimnética incrementa progresivamente durante el periodo de estratificación. El hipolimnion de VB permanece completamente anóxico durante la estratificación, presentando un epilimnion sobresaturado. Durante la etapa de mezcla la columna de agua presenta sub-saturación (60%). A pesar de su importancia como fuente de abastecimiento de agua potable a la Ciudad de México y áreas conurbanas del Estado de México, la carga externa de nutrientes por el río Amanalco, hacia el embalse incrementaron en un 276% para fósforo y en un 203% para nitrógeno en la última década. Durante 2002-2005, las cargas de P y N al embalse fueron de 120.5×10^3 kg P año⁻¹ y de 581.2×10^3 kg N año⁻¹, con importantes variaciones espaciales y temporales por la falta de control sobre los aportes de origen doméstico y agrícola. Cada año se extrae alrededor del 56% de la capacidad máxima del embalse (391×10^6 m³), lo que remueve solo el 22% de la carga externa de P y el 54% de la de N. Las variaciones en las cargas externas (particularmente la de los ríos) presentan un mayor impacto sobre la duración de la anoxia, mientras que una mayor estabilidad de la estratificación favorece la extensión de la anoxia. Al comparar los balances de masas de P y N se observa que la mayor parte de la carga externa de fósforo (85%) al embalse se acumula progresivamente en los sedimentos a pesar de las condiciones anóxicas que prevalecen en el hipolimnion. La razón molar entre nitrógeno inorgánico disuelto (NID) y fósforo disuelto total (FDT) indica limitación por nitrógeno durante la estratificación (NID:FDP = 8.3), por lo que la fijación de nitrógeno es la fuente más importante de aporte de N al embalse. El reciclaje interno de N y P es muy importante a escalas anual e interanual, y la magnitud de la carga externa juega un papel importante en la eficiencia de reciclamiento. El proceso de nitrificación consume alrededor del 22% del oxígeno disuelto cada año. Algunas recomendaciones de manejo para el embalse de Valle de Bravo son: (a) medir periódicamente el flujo de descarga de ríos y drenajes hacia el embalse, (b) reducir la carga externa de P a través de tratamiento de las aguas de drenaje del pueblo de Valle de Bravo y (c) monitorear y regular el uso de fertilizantes y otras fuentes no puntuales de nutrientes en la cuenca del río Amanalco.

ABSTRACT

Valle de Bravo reservoir (VB) provides water supply to the Mexico City Metropolitan Area and other surrounding cities. VB is a high-altitude (1830 m a.s.l.) tropical system in Central Mexico (19°21'30"N; 100°11'00"W), and receives water from a watershed of 546.9 km² through 4 rivers (Amanalco, Molino, González y Carrizal) and three sewage outlets, including the Tizates, a former river. VB exhibited a warm-monomictic thermal regime, similar to other water bodies of the Mexican tropical highlands, except for a steady increase of its hypolimnetic temperature during stratification. The hypolimnion of VB remained completely anoxic during stratification, while the epilimnion was oversaturated in dissolved oxygen. During mixing the whole water column of the reservoir remained undersaturated (60%). Nutrient loadings from the Amanalco River to this reservoir increased by 276% for P and by 203% for N during the last decade. During 2002-2005, P and N mean loadings to VB were 120.8×10^3 kg P yr⁻¹, and 591.8×10^3 kg N yr⁻¹. These loadings were quite variable because of source variations from uncontrolled domestic and agricultural inputs. Over half (56%) of the maximal water storage of the reservoir (391×10^6 m³), was withdrawn annually. Water withdrawal removed 22% of the P input and 54% of the N input. Temporal variations of external loading (particularly from the Rivers) seem to have a mayor impact over the duration of anoxia, while the increase in the stability of stratification favored the extension of anoxia. Comparative examination of P and N mass balances showed that most (85%) of the P input to VB accumulates in the sediments. In spite of the hypolimnetic anoxia that VB exhibits from March to October, net P accumulation in the sediments is normally observed. N limitation was indicated by the dissolved inorganic nitrogen (DIN) to total dissolved P (DIN:TDP = 8.3, molar) ratio during stratification periods. N₂ fixation is the single most important input of N to the reservoir. We estimated that N₂ fixation exceeded denitrification. This net fixation could double the N loading from rivers and sewage. The internal nutrient cycling is very important between years, being the external nutrient input variation an important driving force of this. Nitrification consumes nearly 40% of the water columns dissolved oxygen each year. Management recommendations include, (a) gauging of river and sewage inputs to the VB, (b) reduction of P input through treatment of sewage from VB town and (c) monitoring and regulating fertilizers and other non-point source inputs in the Amanalco watershed. VB is similar to other eutrophic tropical lakes and reservoirs, which could also improve their water quality through these management practices.

1.0 INTRODUCCIÓN

En los últimos treinta años se ha hecho evidente el cada vez mayor número de sistemas acuáticos con problemas de eutrofización alrededor del mundo, debido principalmente a una continua descarga de aguas con exceso de nitrógeno y fósforo (Lewis 2000, Conley et al. 2009). En las cuencas de sistemas acuáticos tropicales, las actividades humanas se han acelerado rápidamente, haciendo del problema de la eutrofización el principal aspecto concerniente a la calidad de sus aguas (Downing et al. 1999), pues interfiere importantemente con los usos designados para estos cuerpos de agua (Salas y Martino, 1991). En este sentido, existe una gran preocupación acerca del efecto que presentan las concentraciones de nitrógeno y fósforo en los sistemas acuáticos, que está centrada en dos aspectos: la eutrofización de los cuerpos de agua y los posibles riesgos a la salud asociados con el consumo de agua potable que contenga altas concentraciones de nitratos (McEldowney et al., 1993).

En México, la Red Nacional de Monitoreo de la CNA calificó al 68% de las aguas superficiales analizadas a nivel nacional como contaminadas o fuertemente contaminadas y al 18% como excesivamente contaminadas en 1994 (con índices de calidad de agua entre 0 y 40, frente a un óptimo de 100, INEGI, 1996), lo cual se debe en gran medida al proceso de eutrofización observado en muchos cuerpos de agua mexicanos, en particular por el incremento de fósforo asociado a contaminación por aguas residuales, domésticas e industriales, así como al arrastre de fertilizantes en los lixiviados de la agricultura.

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

Para enfrentar estos retos, es necesario conocer la dinámica biogeoquímica del nitrógeno y el fósforo, involucrados en el desarrollo del estado trófico de los ecosistemas lacustres, así como el papel que desempeña cada uno en el desarrollo de florecimientos fitoplanctónicos. Si bien en las latitudes templadas se han

estudiado estos aspectos con cierto detalle, la escasez de estudios biogeoquímicos de lagos tropicales ha impedido cualquier intento de realizar una evaluación sistemática de su estado trófico y de la dinámica de los nutrientes (Fisher, *et.al.*, 1995; Lewis, 1984; 1996; Huszlar et al., 2006).

Para comprender la dinámica biogeoquímica de estos elementos biolimitantes y poder predecir los efectos que tendrían las posibles medidas de restauración o el uso de un embalse, es necesario estudiar diversos procesos que afectan a dicha dinámica. Entre los principales que es necesario conocer destacan: 1) El régimen térmico y la distribución espacio-temporal del oxígeno disuelto, 2) la procedencia y cantidad de fósforo y nitrógeno, en sus formas orgánicas e inorgánicas, 3) los procesos biogeoquímicos que se presentan en el embalse, tanto aquellos que suceden en el epilimnion (e.g., la producción primaria), como aquellos que tienen lugar en el hipolimnion en donde, cuando es anóxico, pueden ser importantes la denitrificación y la desorción de fósforo desde los sedimentos, y 4) el acoplamiento entre estos procesos, que determina, entre otras cosas, los flujos de nitrógeno y fósforo hacia la capa fótica del embalse, lo que juega un papel determinante en los florecimientos explosivos de fitoplancton.

1.1 BIOGEOQUÍMICA DEL N Y EL P EN LAGOS Y EMBALSES

1.1.1 Principales procesos que afectan la dinámica biogeoquímica del N y el P.

En los sistemas lacustres las principales fuentes de nutrientes son las escorrentías y la atmósfera, cuyos aportes son variables en la concentración de nitrógeno y fósforo, la razón entre ellos y la proporción de sus especies orgánicas e inorgánicas (Howarth, 1996; Wetzel, 2001). Usualmente, los sistemas lacustres se encuentran rodeados por ecosistemas terrestres productivos y/o urbanos, que los proveen de nutrientes en formas orgánicas tanto disueltas como particuladas (Hecky, 1993; Meybeck, 1993) y con excepción de algunos grandes lagos (e.g. Victoria, Malawi, Superior), las reservas internas de estos nutrientes son relativamente pequeñas, por esto, los sistemas lacustres son muy sensibles a los aportes estacionales.

El tipo de uso del suelo alrededor de las cuencas de drenaje afecta importantemente la cantidad de nutrientes exportados hacia los lagos y embalses

a través de sus afluentes. En este sentido, los embalses son especialmente afectados por los aportes alóctonos de nutrientes, y de materiales suspendidos, porque tienen relativamente, mayores cuencas de drenaje comparados con los lagos naturales (Kimmel et al. 1990). Sin embargo, existe considerable variación en la relación entre el uso del suelo y la exportación de nutrientes, así como en la relación entre las tasas de carga externa de nutrientes y los indicadores de eutrofización como son la concentración de nutrientes, la biomasa algal y la productividad primaria. Esto sugiere que el uso del suelo por si solo no es un efectivo factor de predicción de la carga de nutrientes (Knoll, et al. 2003), y que la productividad primaria puede estar fuertemente influida por fuentes de nutrientes diferentes a las cargas externas o, inclusive, por ambas (Hubble y Harper, 2002).

Históricamente, se ha pensado en los ríos como “conductos” que transfieren nutrientes desde sus fuentes en la cuenca de drenaje hasta su eventual depositación en lagos y estuarios (ej. Vollenweider, 1968). Aun cuando gran parte del nitrógeno y el fósforo pueden ser transportados hacia los sistemas lacustres a través de los ríos, un complejo conjunto de mecanismos de almacenamiento, liberación y transformación operan mientras el nitrógeno y el fósforo están en el río (Melack, 1995; Leeks et al., 1997). Estos mecanismos afectan el fraccionamiento del P (ej. tipo y cantidad de las formas disueltas y particuladas de P), el tiempo de residencia y el efecto final que estos nutrientes tendrán sobre el ecosistema acuático por el cual transitan (Espinosa et al., 1999).

La remineralización de materia orgánica determina las concentraciones efectivas de nutrientes inorgánicos que pueden ser removidos por la biota. El balance entre tasas variables de consumo y dicha remineralización, que sucede a una tasa casi constante, es la razón de que estas concentraciones sean moderadamente estables en el corto plazo (horas o días) (e.g. Dodds, 1993; Bridham et al., 1998).

En tiempos recientes se ha hecho énfasis en el reciclamiento interno de nutrientes de lagos y ríos. En particular las cargas internas de nutrientes desde los sedimentos a la columna de agua, han sido examinadas con cierto detalle para determinar como estos nutrientes reciclados complementan a las fuentes externas provenientes de la cuenca de drenaje y la atmósfera (Wetzel, 2001).

Aunado a lo anterior, los procesos de mezclado y la calidad del agua en lagos y embalses están controlados por variaciones naturales en los flujos de entrada, de salida y forzamientos meteorológicos (Fee et.al., 1996). En el caso de las presas el mezclado es también controlado en gran medida por la manera en que se regulan sus niveles. Las operaciones de extracción y de inyección de agua por la cortina afectan el mezclado, el nivel de la presa y la productividad (Martin y McCutcheon, 1999). El uso intensivo de agua acentúa las fluctuaciones de nivel en las presas, lo que incrementa sustancialmente las concentraciones de nutrientes y materia orgánica en la columna de agua (Geraldés y Boavida, 2005).

1.1.1.1 Fósforo

La producción primaria neta depende de la rápida interconversión de fósforo entre las formas inorgánica disuelta (ej. HPO_4^{2-}) y orgánica en el epilimnion (Fee et.al., 1994). La remineralización neta de fósforo comienza aproximadamente cuando la razón $\text{N:P} < 16$ (Tezuka, 1990). 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. Bajo estas condiciones, la fijación de N_2 puede constituir más del 82% del aporte de nitrógeno a la comunidad fitoplanctónica (Howarth et.al., 1988a).

Durante periodos de estratificación, la reserva de fósforo en las aguas superficiales disminuye progresivamente con la muerte y hundimiento del fitoplancton y otros organismos hacia el hipolimnion (Levine et.al., 1986). Las aguas anóxicas del hipolimnion, por lo general, presentan altas concentraciones de fósforo, que retorna a la superficie durante los periodos de mezcla, constituyendo la carga interna de fósforo. Nürnberg (1984, 1995) encontró que altas concentraciones de N y P están directamente relacionadas con aguas hipolimnéticas anóxicas de lagos y embalses.

En general se acepta que los sedimentos óxicos de un lago retienen fósforo más eficientemente que los anóxicos, es decir que, los sedimentos liberan gran cantidad de fósforo cuando se tornan anóxicos. Sin embargo, se ha observado que el fósforo también es liberado desde los sedimentos, durante condiciones óxicas, particularmente en lagos someros que reciben descargas municipales (Håkanson y Jansson, 1983); de manera que la pérdida de fósforo por sedimentación es excedida por su liberación desde los sedimentos.

Mediante balances de masa se ha demostrado que la fracción de la carga externa de fósforo que es retenida y acumulada en los sedimentos es casi del doble en lagos con hipolimnion óxico que en los anóxicos. Sin embargo, también se ha observado que las tasas de liberación de fósforo desde los sedimentos ($\text{mg P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) son de la misma magnitud en ambos sistemas (Nürnberg, 1984, Kalff, 2002).

La remoción de fosfatos es fundamentalmente resultado de reacciones de formación y co-precipitación de complejos en las que están involucrados Ca^{2+} , Fe^{3+} y Al^{3+} . Aunque el consumo de P por productores primarios puede ser sustancial, los procesos de adsorción-desorción con los sedimentos anaeróbicos reductores pueden ser importantes (Fox et.al., 1989). Los factores que afectan estos procesos son: la concentración de fosfatos (Harter, 1968), la concentración de otros iones y de materia orgánica (Gotterman, 1973), la profundidad del agua (Edzwald, 1974), pH y Eh (Jacobsen, 1978) y la fracción de arcillas en el sedimento (McCallister y Logan, 1978). La capacidad de adsorber fósforo está correlacionada positivamente con la concentración de la fracción extraíble de hierro amorfo, y constituye un proceso dependiente del potencial óxido-reducción (Eh). La adsorción de fósforo a óxidos hidratados de aluminio es un proceso independiente del Eh pero altamente determinado por el pH. En los sedimentos, los hidróxidos ferrosos hidratados y los complejos de aluminio, proveen de sitios de adsorción para el ión ortofosfato. Recientemente se reportó que no son las condiciones óxicas en la superficie del sedimento lo que afecta directamente la permanencia del fósforo en los sedimentos, sino la razón molar entre $\text{Fe(II):S}^{2-}:\text{PO}_4^{3-}$ cuando el sedimento es anóxico. Dicha razón depende de la naturaleza de la materia orgánica y el hierro particulado, así como del aprovisionamiento de oxígeno, nitrato y sulfato hacia los sedimentos (Gächter y Müller, 2003).

1.1.1.2 Nitrógeno

En las aguas naturales suele encontrarse casi tanto nitrógeno en forma orgánica soluble como en forma inorgánica (sin contar el gaseoso), y aunque no forma compuestos insolubles, puede encontrarse 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 (N_2) 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 columna de agua y en la capa de sedimento óxico producen nitrito (NO_2^-) y nitrato (NO_3^-), y aun cuando ambos pueden ser asimilados por los productores primarios, la remoción fundamental del nitrógeno depende de la subsiguiente denitrificación anóxica de NO_3^- y NO_2^- a N_2 y óxidos de nitrógeno que se liberan a la atmósfera (McEldowney et al., 1993).

La denitrificación tiene consecuencias ecológicas y geoquímicas, tanto en sistemas costeros marinos como en sistemas lacustres; 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 (Gerhart y Likens, 1975).

El proceso de denitrificación constituye la única forma permanente de remoción de nitrógeno, pues sus productos (N_2 y N_2O) no son asimilables por la mayoría de los organismos, y es un proceso fundamental en la regulación de la producción primaria, porque la pérdida total de nitrógeno por denitrificación excede el aporte de nitrógeno por fijación en la mayoría de los lagos donde ambos procesos se han medido simultáneamente (Seitzinger, 1988). El primer paso de la denitrificación es la respiración anaeróbica de nitratos y ocurre siempre que existe NO_3^- disponible en condiciones de hipoxia ($< 1\text{-}2 \text{ mg l}^{-1} \text{ OD}$), tanto en la zona hipolimnética de un lago o embalse estratificado, como en los sedimentos. Existen tres fuentes potenciales de NO_3^- para el proceso de denitrificación en sedimentos: difusión desde la columna de agua; producción en los sedimentos vía nitrificación de NH_4^+ liberado por la oxidación bentónica de materia orgánica, y advección de agua intersticial a través de los sedimentos; de estos, la producción en sedimentos parece ser la fuente principal en la mayoría de los sistemas naturales (Seitzinger, 1988).

La relación entre la tasa de denitrificación y la concentración de NO_3^- varía importantemente entre los diferentes estratos de un cuerpo de agua; un adecuado aprovisionamiento de NO_3^- es esencial para conducir el proceso de denitrificación. Si existe suficiente NO_3^- disponible, la denitrificación puede ocurrir en la zona hipolimnética de un lago o embalse, al igual que en los sedimentos. Las tasas de denitrificación en lagos y embalses, en general, han sido inferidas por balances de masas de los inventarios totales de nitrógeno (Alhgren, 1967; Andersen, 1971;

Serruya, 1975; Likens y Loucks, 1978; Messer y Brezonik, 1983), y aunque estos balances no proveen información acerca del sitio específico donde sucede la denitrificación (sedimentos o columna de agua), su variabilidad espacial o los factores que la controlan, si se efectúan a lo largo de uno o más ciclos anuales, se logra 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^- . Esto ocurre a través de descargas directas de NO_3^- o de la conversión de otros compuestos nitrogenados a NO_3^- por acción microbiológica (Peterson et. al., 2001), por ejemplo, grandes cantidades de nitratos producidos industrialmente, son aplicadas rutinariamente a tierras de cultivo como fertilizante; una parte de éstos es lixiviada desde las áreas de aplicación hasta los ríos, lagos y sistemas de humedales.

1.1.2 Limitación de N y P en sistemas lacustres

El control que ejerce el P sobre el crecimiento fitoplanctónico es uno de los primeros y más difundidos paradigmas en la limnología moderna (Naumann, 1919), aún cuando la evidencia a través de bio-ensayos, en las últimas tres décadas, muestra que la limitación por N es cuando menos tan importante como la de P (Lewis y Wurtsbaugh, 2008).

La relación entre las concentraciones de nutrientes y la biomasa fitoplanctónica en ecosistemas acuáticos ha producido un importante discernimiento sobre la limitación de nutrientes, y ha constituido una valiosa herramienta de manejo de estos sistemas. Una visión que prevalece es que la limitación por nitrógeno es más común en sistemas tropicales que en los templados (Talling and Lemoalle 1998; Lewis 1984, 2000), debido, posiblemente, a un mayor aprovisionamiento de P por intemperización y a una mayor pérdida de N a mayores temperaturas (Lewis 2000, 2002). La cuestión de la limitación de nutrientes y la relación entre la concentración de nutrientes y clorofila es de creciente importancia a medida que las actividades humanas en sistemas tropicales se acelera rápidamente, haciendo que estos sistemas enfrenten cada vez más problemas de calidad de agua asociados con la eutrofización (Downing et al.1999).

Históricamente, los problemas que se han abordado para entender la relación entre la disponibilidad de nutrientes y la producción biológica son muy

variados (e.g. control de florecimientos dañinos de algas en sistemas lacustres o la comprensión del presupuesto oceánico de carbono) porque las escalas físicas de los sistemas acuáticos estudiados dictan diferentes estrategias conceptuales y analíticas, resultando en diferentes paradigmas acerca de la limitación en nutrientes de lagos y océanos (Guilford y Hecky, 2000).

La mayoría de las investigaciones incluyen valores de nutrientes inorgánicos disueltos, e.g. fósforo reactivo disuelto (FRD) o nitrógeno inorgánico disuelto (NID), para caracterizar su biodisponibilidad en un sitio particular de muestreo. Sin embargo, un problema específico es la incertidumbre acerca de lo que representan los valores del FRD y por consiguiente el uso de la razón NID:FRD para indicar la limitación de N o P. Por ejemplo, en lagos templados, se ha demostrado que P-PO_4^{3-} constituye <1% del FRD y que su proporción relativa decrece al incrementar la concentración de FT (Hudson et al., 2000). Por el contrario, las concentraciones de NH_4^+ y NO_3^- si pueden ser usadas como indicadores de las tasas relativas de procesos como remineralización de materia orgánica y nitrificación, porque las técnicas de medición cuantifican estas especies químicas per se. Si $\text{FRD} > 3 \mu\text{M}$ es muy probable que represente una buena proporción del FT y refleje un sistema enriquecido en P, y si los valores de NID exceden de $71 \mu\text{M}$, entonces el sistema es muy probable que no esté limitado por N, sin embargo aún en estas condiciones la razón NID:FRD no provee un adecuado indicador ecológico del estado trófico y de limitación de nutrientes como lo es NT:FT (Dodds, 2003).

Debido a la complejidad de las interacciones funcionales en los ecosistemas lacustres, el concepto de factor limitante debe aplicarse con precaución. Es necesario distinguir entre factores que regulan indirectamente las tasas de producción de biomasa (e.g. luz, temperatura, depredación, etc.) y un factor limitante que determina, en sentido estequiométrico, la máxima biomasa posible (Stumm y Morgan, 1996). En este sentido, el concepto de limitación por nutrientes puede aplicarse tanto al estudio del control ejercido por los nutrientes sobre el crecimiento o producción de biomasa primaria como a la limitación de la actividad heterotrófica del ecosistema. El crecimiento está entonces limitado por el factor o factores que se encuentran en menor cantidad en relación con los requerimientos para la síntesis de sus constituyentes celulares; así, todos los organismos tienen

aproximadamente los mismos requerimientos de nutrientes pues están contruidos por el mismo tipo de macromoléculas.

Basándose en la composición promedio del fitoplancton marino, Redfield (1958) propuso que la estequiometría de C, N y P en condiciones óptimas de crecimiento es 106:16:1 (por átomos o moles) y es referida como la razón de Redfield. Las variaciones en estas proporciones relativas de macronutrientes pueden relacionarse a particulares estados fisiológicos o a diferencias taxonómicas, de manera que la plasticidad en el contenido de nutrientes varía entre diferentes tipos de organismos. En general, todos los productores primarios pueden alterar las proporciones relativas de los elementos que componen sus células; éste consumo de nutrientes en exceso (“luxury uptake”) altera su estequiometría y constituye una adaptación que les permite adquirir y almacenar C, N, y P principalmente en forma de HCO_3^- , NO_3^- y polifosfato, cuando los recursos no son limitados, y usarlos cuando lo son. De esta forma, aún si N y P son limitantes, el proceso fotosintético puede continuar, lo que conduce a una acumulación de C, como almidón o lípidos, alterando las proporciones relativas de C:N y C:P. Por ejemplo, las diatomeas requieren de altas concentraciones de sílice y su abundancia tiende a correlacionarse con altas concentraciones de NO_3^- (e.g. Probyn et al., 1990), mientras que a bajas concentraciones de NO_3^- y altas tasas de producción de NH_4^+ o NOD se correlacionan con gran abundancia de autótrofos y heterótrofos microflagelados (e.g. Glibert y Terlizzi, 1999). Además, las desviaciones de estas proporciones estequiométricas pueden indicar limitación de alguno de estos nutrientes, haciendo posible que algunos procesos ecológicos (e.g. remineralización) puedan vincularse a la estequiometría de los organismos (Elser et al., 1996). Por ejemplo, las bajas razones N:P excretadas por el cladóceros *Daphnia* representan su alto requerimiento de P para crecimiento y también pueden indicar una intensa limitación por P en lagos (Elser y Hassett, 1994).

Diversas pruebas de limitación por nutrientes en lagos templados indican que los elementos que comúnmente limitan la producción primaria son N o P (Elser et al., 1990a), y que muchos lagos están co-limitados por ambos. De acuerdo con esto, Huszlar et al. (2006) encontraron que en sistemas tropicales y sub-tropicales, las razones molares medias NT:FT son generalmente altas (>57) y que aun excluyendo aquellos sistemas con bajas razones NT:FT no mejoraba la

predicción de clorofila a partir de la concentración de FT, por lo que la limitación por N no es una explicación plausible de las bajas relaciones FT-clorofila encontradas en sistemas tropicales y sub-tropicales.

Sin embargo, el CO₂ puede ser limitante en algunos lagos tropicales y templados eutróficos por la formación de “natas” superficiales de cianobacterias que mantienen su dominancia interceptando el CO₂ atmosférico e impidiendo su disponibilidad a otros productores primarios (Shapiro, 1997); en estos lagos con baja concentración de CO₂ se exhiben bajas tasas fotosintéticas (Hein, 1997). La distribución de las especies inorgánicas disueltas de carbono (TCO₂ = CO₂(aq), H₂CO₃, HCO₃⁻ y CO₃²⁻) en lagos se encuentra íntimamente ligada a eventos biogeoquímicos que ocurren tanto en la cuenca de drenaje como en el cuerpo de agua, y de interés particular son los cambios de alcalinidad asociados a procesos asimilatorios como fotosíntesis y respiración. La disminución de la alcalinidad ocurre siempre que la producción de materia orgánica, con asimilación de NH₄⁺, es mayor que la descomposición por respiración (Stumm y Morgan, 1996; Wetzel, 2001). Entonces, una baja reserva alcalina no limita la producción porque la biomasa total se mantiene en función de la disponibilidad de P y no de C, sin embargo la composición de especies está influida por la baja disponibilidad de C durante el día a medida que aumenta el pH por efecto del proceso fotosintético, y por la habilidad de las diferentes especies fitoplanctónicas para usarlo. En este sentido, especies típicas de florecimientos en sistemas eutróficos estratificados como las cianobacterias pueden usar directamente el HCO₃⁻ disuelto (e.g. Talling, 1976; Shapiro, 1990), lo que constituye una característica crucial que asegura su crecimiento y sobrevivencia en aguas con baja reserva alcalina y elevadas concentraciones de N y P.

1.1.3 Relación entre N y P y la distribución del fitoplancton

Dentro de las células algales las rutas metabólicas principales de macronutrientes están interconectadas en virtud de que la síntesis de macromoléculas requiere de C, N y P como componentes estructurales y fuentes de energía. En el pasado reciente, se ha sugerido al P como el principal nutriente limitante de la producción primaria (Schindler, 1977), sin embargo no es raro encontrar una co-limitación de P y N en lagos templados (e.g. Elser et al., 1990a);

mientras que en lagos tropicales la evidencia presente sugiere que la limitación por N es más importante (Lewis, 1996 y 2002; Lewis y Wurtsbaugh, 2008).

En las últimas dos o tres décadas ha habido una importante expansión en el conocimiento acerca de la fisiología de la fijación de carbono y el consumo de nutrientes por el fitoplancton, en conjunto con algunos avances sorprendentes en biología molecular y física ambiental, con los cuales poder identificar los factores que definen los intervalos espacio-temporales de las especies fitoplanctónicas. La mayor parte de los procesos selectivos en que se involucran las comunidades fitoplanctónicas se han visualizado en términos unidimensionales, como las razones de recursos (e.g. N:P) o las cascadas tróficas, y en el contexto de estados rígidos de equilibrio. Ahora, lo que realmente se necesita es una base para relacionar los diferentes arreglos de atributos adaptativos e intercambios entre las especies individuales del fitoplancton y como estos pueden interactuar con la totalidad de procesos que en conjunto determinan la variabilidad dinámica de los ambientes pelágicos (Reynolds, 1998).

El papel de las razones N:P como factor de selección en la dominancia algal y la aparición de florecimientos de cianobacterias debido a una disminución en esta relación se han convertido en un concepto tradicional de la ecología del fitoplancton (e.g. Smith, 1983; Paerl, 1988; Levich, 1996). Sin embargo, la limitación de estas abstracciones radica en que se confunden la resistencia a la deficiencia de recursos con los procesos de consumo de los mismos (Reynolds, 1992). Así, la razón entre cualquier par de nutrientes es una consecuencia fortuita de las disponibilidades absolutas de cada uno, es decir, los cambios en las razones de nutrientes son síntomas del agotamiento de los mismos y no la fuerza directriz de las respuestas fitoplanctónicas. En experimentos a meso escala, Reynolds (1986) encontró que la dominancia de cianobacterias fijadoras de nitrógeno ocurría con cargas externas de $N < 10 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y de P hasta $1.2 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (N:P=18:1), pero a mayores cargas de cualquiera de ambos, eran excluidas por otros organismos, aún cuando la razón N:P se preservaba. Así, en lagos donde las concentraciones de nutrientes continuamente fallan en cubrir los requerimientos para un crecimiento sostenido, habrá una limitación absoluta de recursos y esto seguramente operará a favor de aquellos organismos fitoplanctónicos capaces de mantener el mejor desempeño frente a la deficiencia.

De manera que, cuando la concentración de P permanece sustancialmente debajo de $2-3 \mu\text{g l}^{-1}$ o la de N debajo de $80-100 \mu\text{g l}^{-1}$, el fitoplancton tenderá rápidamente hacia una dominancia de especies con alta afinidad por estos recursos (Reynolds, 1998). En ambos casos el agregado de especies resultante es independiente de las razones N:P. Sin embargo, 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; bajo estas condiciones, la fijación de N_2 puede proveer por arriba del 82% del aporte de nitrógeno a la comunidad fitoplanctónica (Howarth et.al., 1988a).

Por otro lado, una estratificación persistente debe favorecer especies mejor adaptadas para explotar la estructura vertical, a manera de satisfacer, al menos, los requerimientos de energía y nutrientes para mantener la biomasa existente. Así, se han registrado tasas de flotación en el orden de 50 m d^{-1} para la especie filamentosa, fijadora de N_2 , *Anabaena circinalis*, mientras que la especie formadora de colonias, no fijadora de N_2 , *Microcystis aeuroginosa* puede migrar a velocidades de hasta 140 m d^{-1} (Reynolds y Walsby, 1975; Paerl y Ustach, 1982). Asimismo, se ha encontrado que una baja disponibilidad de PAR (Walsby y Booker, 1980) y/o una baja disponibilidad de carbono inorgánico (Paerl y Ustach, 1982; Paerl, 1983a) pueden conducir al incremento en la flotabilidad. Además, la disminución de nitrógeno biodisponible, en presencia de PAR y abastecimiento de carbono inorgánico adecuados, conducen a una disminución importante de la flotabilidad entre cianobacterias no fijadoras de N_2 , como *Microcystis* y algunas especies de *Oscillatoria* (Paerl, 1988). En este sentido, los lagos someros generalmente tienen la energía y nutrientes potenciales para mantener sustanciales niveles de biomasa (Scheffer et al., 1993). Bajo estas circunstancias, los agregados sustanciales de organismos fitoplanctónicos por área específica introducen nuevos problemas por recursos. Además de la limitación de energía auto-impuesta por la estructura de los agregados en la capa mezclada, la productividad fotosintética es propensa a ser restringida por el aprovisionamiento de carbono. El contenido de CO_2 en el agua de los lagos se debe en parte a reacciones de intemperización y disolución en las aguas afluentes, pero esto se modifica por consumo, respiración e invasión atmosférica (Maberly, 1996). En columnas de agua estratificadas que soportan extensivos florecimientos, la disponibilidad de CO_2 puede restringirse

rápidamente. Esto es evidente por las condiciones de pH elevado (>9.0), que tipifican estas aguas (Talling, 1976). Si los sistemas dulceacuícolas estratificados están débilmente amortiguados, la disponibilidad de carbono inorgánico total (CIT) también disminuye durante los florecimientos. En ambos casos, 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 (Paerl, 1983a). 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 su membrana (Marcus et.al., 1982), o por su conversión a CO₂, mediante la enzima anhidrasa carbónica (Ingle y Colman, 1975). 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; Shapiro, 1990). Hay creciente evidencia (Saxby-Rouen et al., 1996) de que muchas Crisófitas comunes no poseen estos mecanismos por lo que no florecen en lagos alcalinos o eutróficos de baja reserva alcalina. 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 la irradiación UV, en comparación con otros géneros fitoplanctónicos. Esta se atribuye a que estos géneros de cianobacterias poseen gran cantidad y diversidad de carotenoides (Paerl et.al., 1983; Oliver y Ganf, 2000).

De acuerdo con lo anterior, ideas como la condición trófica de los lagos y las comunidades planctónicas que soportan no deben estar confinados exclusivamente al contenido y razones relativas de nutrientes sino a conjuntos de factores, incluyendo la forma del cuerpo de agua, la dinámica de mezcla, transparencia del agua y alcalinidad, en conjunto al tamaño y naturaleza de los inventarios de nutrientes en los diferentes reservorios.

1.1.4 El estado trófico

Desde que Naumann (1919) introdujo el concepto de estado trófico de los lagos, ha habido un progresivo interés por entender la relación entre los niveles de fertilidad, el grado de evolución, y las causas y efectos de la eutrofización, en lagos y estuarios. Lindeman (1942) sugirió que la eutrofización es una etapa natural en la vida de un lago, a medida que se azolva progresivamente con los sedimentos exportados desde su cuenca de drenaje y con la materia orgánica producida por su propio metabolismo. Sin embargo el incremento en los aportes de nutrientes puede ser de origen antropogénico (Eutrofización cultural), por lo que la eutrofización cultural puede considerarse como una eutrofización acelerada (Harper, 1992). Las clasificaciones comunes del estado trófico de los lagos generalmente están basadas en la transparencia del agua, la cantidad de biomasa fitoplanctónica y las concentraciones de nutrientes (Vollenweider, 1968). Rodhe (1969) presentó una interesante discusión sobre la evolución de los términos oligotrofia, mesotrofia y eutrofia. De manera que, en general, los lagos oligotróficos presentan baja biomasa y productividad fitopláncticas, bajas concentraciones de nutrientes, gran transparencia del agua y profundas zonas fóticas. Por el contrario, los lagos eutróficos están caracterizados por una baja transparencia del agua, altas biomasa y productividad fitopláncticas, elevadas concentraciones de nutrientes y amplias variaciones en la concentración de oxígeno disuelto (incluyendo una potencial anoxia hipolimnética). En este sentido, la mesotrofia constituye una etapa intermedia entre ambas.

Durante los últimos 20 años, la palabra “eutrofización” se ha usado extensivamente para referir la adición artificial e indeseable de nutrientes, principalmente N y P, a los cuerpos de agua (Ryding y Rast, 1989). Sin embargo esta perspectiva puede ser engañosa, pues lo que constituye una adición indeseable y perjudicial para un cuerpo de agua puede ser inofensiva, o incluso benéfica para otro (e.g. acuicultura intensiva). La OECD (Organización para la Cooperación Económica y Desarrollo) define la eutrofización como “el enriquecimiento de las aguas con nutrientes, que resulta en la estimulación de un conjunto de cambios sintomáticos, entre los cuales el aumento en la producción de algas y macrófitas, y el deterioro de la calidad del agua son considerados como

indeseables e interferentes de los diferentes usos del agua por el hombre” (OECD, 1982).

La eutrofización es entonces un proceso que 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 la concentración de oxígeno en la columna de agua (Margalef, 1982; McEldowney et al., 1993; Dodds, 2003). Por lo que, la estimación del proceso de eutrofización puede hacerse desde 2 enfoques diferentes. En el primero se evalúan sus causas midiendo las cargas totales de nutrientes, generalmente N y P, así como sus fuentes de procedencia. En el segundo se cuantifican sus efectos midiendo las concentraciones de clorofila a como índice de la biomasa fitoplanctónica o las variaciones de oxígeno disuelto (Nürnberg, 1995); principalmente interesa la cantidad de tiempo que el hipolimnion de un lago permanece anóxico y la acumulación de P disuelto resultante (e.g. Nürnberg, 1984, 1995). A manera de indicar el inicio de los efectos perjudiciales del enriquecimiento de las aguas con nutrientes, Mee (1988) sugirió que un cuerpo de agua adquiere una condición crítica de eutrofización cuando el flujo neto de consumo de nutrientes es tal que la tasa de producción de materia orgánica excede la tasa neta de aprovisionamiento de oxígeno para oxidarla, de manera que el sistema es incapaz de recuperar su concentración natural de oxígeno disuelto, mediante el intercambio con la atmósfera o por producción fotosintética, debido a una acumulación progresiva de materia orgánica; por lo que, aún en etapa de mezcla, dicho cuerpo de agua presenta instauración de oxígeno en sus aguas superficiales.

De acuerdo con lo anterior, el término eutrofización se utiliza para describir los efectos que presenta un incremento en la concentración de nutrientes, usualmente N y P, sobre la estructura biológica de los sistemas acuáticos. Sin embargo, es una condición difícil de definir con precisión debido a que, en general, la descripción de la naturaleza trófica de un lago, río o estuario, se hace de forma relativa a una condición previa, o en referencia a un estado de baja concentración de nutrientes (e.g. Harper, 1992).

1.1.5 Comparación general entre sistemas acuáticos tropicales y templados

Los lagos tropicales son menos numerosos que los templados y están dominados por lagos de origen fluvial (Lewis, 1987,1996). Cuentan con una mayor irradiación solar y reducidas variaciones anuales que resultan en valores más altos de temperatura mínima. Aunque presentan discontinuidades térmicas menores entre los estratos de agua, en contraste con lagos templados, sus pequeñas diferencias de densidad provocan una estratificación estable.

En regiones tropicales predominan los lagos monomícticos cálidos que exhiben gran regularidad temporal en sus periodos de mezcla (Lewis, 1983; 1987), los cuales típicamente coinciden con el invierno hemisférico. Aún cuando la estratificación persiste temporalmente, es menos estable que en lagos de mayores latitudes; como resultado, las variaciones temporales de mezcla y de engrosamiento de la capa mezclada son mucho mayores que en el caso de lagos templados similares (Lewis, 1973; Viner, 1985; Talling, 1986).

En los lagos tropicales, las mayores temperaturas promedio, mezcla variable y las frecuentes intrusiones de agua al metalimnion durante el periodo de estratificación, resultan en mayores tasas de regeneración de nutrientes y, consecuentemente, afectan la productividad y sucesión fitoplanctónicas. Estos episodios intermitentes de mezcla perturban y reinician la secuencia sucesional, provocando más episodios sucesionales por año. Sin embargo, ni las comunidades ni la diversidad fitoplanctónicas son más complejas o marcadamente diferentes que en lagos templados (Lewis, 1996), aun cuando los lagos ecuatoriales presentan los mayores valores de productividad fitoplanctónica registrados en sistemas acuáticos (Talling, 1965; Lewis, 1973, 1996; Westlake et al., 1980). Asimismo, al comparar los ciclos anuales de la productividad primaria de los lagos en relación a la latitud, se observa que a latitudes altas el mecanismo general de control es la variación temporal de la radiación solar. En lagos tropicales esta variación es mínima, por lo que es más importante la incidencia de mezclas verticales y sus efectos sobre cualquier periodicidad observada. También suceden cambios abruptos de los factores abióticos (e.g. mezcla vertical inducida por viento, marcada temporalidad de lluvias y las cargas de nutrientes y turbidez asociadas) que pueden ser más

frecuentes en los lagos tropicales que permanecen estratificados por más tiempo (Talling, 1969, 1986; Lewis, 1973; 1996; Melack, 1995).

En general los organismos zooplanctónicos tropicales son oportunistas reclutados desde los ríos y habitats temporales (Fernando, 1994), con una predominancia de rotíferos y protistas (Green, 1993). Análisis detallados de la dinámica de poblaciones de zooplancton y productividad en el lago Lanao, Filipinas, indican que la depredación de invertebrados por *Chaoborus* es de gran importancia en la regulación de la productividad de cladóceros y copépodos (Lewis, 1978). Relaciones similares se encontraron en estudios de dinámica de comunidades zooplanctónicas y su control en lagos eutróficos de Venezuela, donde la depredación por *Chaoborus* fue también un regulador de mortalidad importante (Saunders y Lewis, 1988). En Valle de Bravo, el mayor número de especies pertenece al género *Rotifera* y es notable la ausencia de copépodos calanoideos (Ramírez et al., 2002).

1.2 ESTRUCTURA TÉRMICA DE LAGOS Y EMBALSES

Gran parte del carácter energético y biogeoquímico de un ecosistema acuático está definido por la presencia de una termoclina estacional. La profundidad de dicha termoclina y el volumen epilimnético influyen sobre importantes atributos como el presupuesto energético, el reciclaje de nutrientes y la producción primaria (Hutchinson, 1957; Wetzel, 2001; Kalff, 2002). En este sentido es fundamental entender los factores clave que afectan la profundidad de la termoclina como son la morfología del cuerpo de agua y los climáticos. En el caso de un embalse importan también los cambios de nivel ocasionados por el manejo hidrológico del mismo.

1.2.1 Estabilidad de la estratificación, circulación y el régimen térmico

El status físico del agua en un lago es un importante factor de regulación tanto de los tipos de actividad biogeoquímica, como de las velocidades con que estos ocurren dentro del lago. Estos factores están determinados ampliamente por los intercambios de energía térmica y mecánica que suceden entre un cuerpo de agua y su entorno. Dichos intercambios de energía determinan el tiempo, la distribución y la intensidad de las corrientes en un lago, tanto verticales (circulación convectiva) como horizontales (circulación advectiva).

Las principales fuentes de energía que dirigen ambos tipos de circulación son la insolación y el viento, de manera que la superficie del cuerpo de agua constituye la máxima frontera energética del sistema. Por lo anterior, el flujo de energía en un lago usualmente disminuye con la profundidad, es decir, el punto de máxima profundidad en un lago es el menos activo térmica y mecánicamente. Dadas ciertas condiciones energéticas, la respuesta de un lago, con ciertos movimientos de agua, está determinada por su estado general de estratificación o distribución de densidades (Likens, 1985).

Birge (1916) definió el trabajo del viento como la mínima cantidad de trabajo necesaria para distribuir una determinada cantidad de calor, desde la superficie, hacia adentro de un cuerpo de agua, para producir la distribución de densidades observada. Schmidt (1928) definió la estabilidad de un cuerpo de agua como el trabajo adicional que se requeriría para transformar dicha distribución de densidades en una sola densidad uniforme sin adición o substracción de calor. La formulación propuesta por Schmidt brinda información sobre la estabilidad total de un lago y no es análoga a la propuesta por Birge, pues esta considera el trabajo del viento en función de la profundidad. Por lo anterior, Idso (1973) reformuló los cálculos de Schmidt para hacerla comparativa con el trabajo del viento de Birge, y poder así combinarlas para estimar el trabajo total sobre un lago en función de su profundidad.

La estabilidad de estratificación térmica de un cuerpo de agua (S) es entonces la cantidad de trabajo necesario para mezclarlo instantáneamente sin considerar una adición o remoción de calor. En este sentido, representa la susceptibilidad de mezclar completamente la columna de agua por acción del viento. S describe que tanto se ha hundido el centro de masa del cuerpo de agua por efecto del proceso de estratificación, es decir, que tanta energía potencial se ha perdido.

La estabilidad de estratificación o resistencia a la mezcla está más relacionada con su profundidad (media o máxima), sustitutas del volumen, que con el área superficial de los lagos (Kling, 1988). Así, la estabilidad o inestabilidad mecánica de un lago es usualmente inducida por, o está vinculada íntimamente con, la distribución de la energía térmica en un sistema acuático, descrita por los perfiles de temperatura de su columna de agua. A su vez, el trabajo de Birge

representa una medida del trabajo equivalente ejercido sobre la superficie del embalse para establecer la distribución de densidades observada.

Una vez que el embalse presenta una estratificación estable, la profundidad del hipolimnion cambia relativamente poco hasta el comienzo de la circulación vertical o mezcla. Sin embargo, se ha observado el engrosamiento del epilimnion como resultado del enfriamiento superficial durante la temporada de lluvias y por efecto del viento, lo que ocasiona erosión de la superficie metalimnética. Así, la profundidad de la termoclina cambia a lo largo del periodo de estratificación provocando que exista un flujo de agua y nutrientes desde el hipolimnion hacia el epilimnion por erosión de la termoclina. Cualesquiera que sean las razones, en general la menor estabilidad de estratificación de los lagos tropicales permite que el engrosamiento de la capa de mezcla y, consecuentemente, la erosión de la termoclina sean más frecuentes (Lewis, 1996).

1.3 ANTECEDENTES

Valle de Bravo es uno de los embalses mexicanos con serios problemas de eutrofización. En uno de los escasos estudios centrado en la calidad del agua (Olvera-Viascán, 1990), se considera que éste embalse pasó de oligotrófico en 1980 (Deguchi et al, 1980) a mesotrófico en 1987 y finalmente, a eutrófico a partir de 1992 debido tanto a las múltiples y crecientes descargas en nitrógeno y fósforo, como a las aguas residuales locales y las de la cuenca del río Amanalco (IDECA, 1999). Adicionalmente, entre 1991 y 1992, se picó y hundió hacia el fondo del embalse casi la totalidad del lirio existente, incrementando importantemente la carga orgánica, con lo cual el hipolimnion se volvió anóxico durante el periodo de estratificación subsiguiente (Olvera-Viascán-Viascán, 1998).

Los niveles de estos nutrientes continuaron aumentando en los siguientes años, hasta que empezaron a presentarse florecimientos explosivos de fitoplancton. En julio de 1998, se presentó un florecimiento masivo de cianobacterias dominado por cuatro géneros: *Anabaena*, *Nostoc*, *Microcystis* y *Oscillatoria*. La más abundante, *Anabaena*, generó cepas tóxicas presentando concentraciones de hasta $0.013 \mu\text{g l}^{-1}$ de la neurotoxina anatoxina-a, concentración cercana a representar peligro por intoxicación aguda (Martínez, 1998). El florecimiento a su vez produjo otros problemas de calidad de agua (olor y

sabor desagradables) y la reducción en la capacidad y eficiencia de filtración de los sistemas de tratamiento por la gran cantidad de materia orgánica.

Estas condiciones implican riesgos importantes para el aprovechamiento múltiple del embalse, el mayor de lo cuales es para la salud de los habitantes del Valle de México, ya que el embalse suministra cerca del 12% del agua que llega a la Ciudad de México a través del Sistema Cutzamala (SARH, 1979), y los actuales sistemas de potabilización de agua no están diseñados para la eliminación de dichas especies fitoplanctónicas ni de 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.

Con el apoyo de la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) se han realizado importantes estudios del embalse de Valle de Bravo, todos ellos dirigidos a evaluar la calidad del agua (SARH, 1979; Olvera-Viascán et.al., 1993; INEGI, 1996; IMTA 1994, 1997, 1998; IDECA, 1999), a estudiar algunos de los aspectos biológicos del sistema (Ramírez et.al., 2002) o a estudios toxicológicos del agua (Martínez, 1998).

1.4 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El embalse de Valle de Bravo permanece estratificado la mayor parte del año (desde febrero hasta noviembre), y el hipolimnion se vuelve rápidamente anóxico al iniciar la estratificación (IDECA, 1999). Todas las actividades humanas asociadas a su cuenca, incluyendo la descarga directa de drenajes, han afectado la calidad de agua de este embalse desde finales de los años 1980 (Olvera-Viascán-Viascán et al. 1998). Investigaciones recientes han registrado condiciones de eutrofia y florecimientos de cianobacterias (Merino-Ibarra et al. 2008).

Los problemas relacionados con la calidad del agua complican aun más la difícil situación de los limitados recursos acuáticos en las regiones central y norte de México, causada por una desigual distribución entre la precipitación y los asentamientos humanos (CONAGUA, 2008). Tan solo la Ciudad de México y su Área Metropolitana (CMAM) tiene más de 20 millones de habitantes, por lo que requiere de un gran abastecimiento de agua ($66 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) para el desarrollo de sus

actividades. Este abastecimiento se cubre con la explotación de fuentes internas como pozos (68.5%) y de 2 fuentes externas: el sistema cutzamala (22.6%) y el sistema Lerma-Balsas (8.9%) (Tortajada, 2006). De las fuentes externas, más del 12% de este abastecimiento proviene del embalse de Valle de Bravo (VB), la fuente superficial de agua más grande e importante que tienen la Ciudad de México y su Área Metropolitana.

Por esto, se requiere urgentemente de un adecuado manejo del embalse y su cuenca, particularmente en cuanto a las descargas de drenajes, para hacer de VB una fuente sustentable de agua. Para ello, es necesario conocer y analizar las fuentes y sumideros de nutrientes, las magnitudes y la variabilidad de sus cargas externas, así como su reciclamiento dentro del embalse, lo que permitirá tomar adecuadas decisiones de manejo y gestión.

Las cargas externas e internas de nutrientes son los factores que más preocupan en términos del manejo y control de las condiciones de la calidad del agua en los embalses. En el caso de la carga interna de P, se ha descrito con detalle la importancia de su liberación desde los sedimentos (Jensen et al. 1992), particularmente en lagos con un hipolimnion anóxico (Nürnberg 1984). Sin embargo otros estudios han encontrado que la liberación de P depende en mayor medida de la magnitud de la sedimentación de P, aunada a la capacidad de retención de los sedimentos, que de la cantidad de oxígeno disuelto (Gächter y Wehrli 1998; Prairie et al. 2002; Moosmann et al. 2006).

En el caso de N, existe poca información sobre los presupuestos de N en los embalses debido a los numerosos procesos biológicos en los que participa este elemento (e.g. desnitrificación, fijación de N_2 , nitrificación). Recientemente, se ha sugerido que la mayor parte del N sale del sistema vía desnitrificación, más que por su acumulación en los sedimentos de lagos tropicales (Lewis 2002). En este sentido, es necesario un mejor entendimiento sobre como la sedimentación y la fijación de N_2 afectan la acumulación local de nitrógeno (i.e. retención de N) en sistemas tropicales eutróficos.

Smith et al. (1989) demostraron que el análisis comparativo de los balances de agua y varios elementos, particularmente N y P, proporcionan una valiosa herramienta en el discernimiento de las fuentes y sumideros de estos elementos, así como el papel que juegan estos flujos en el control de la disponibilidad de los

nutrientes, por lo que los balances de nutrientes constituyen una estrategia clave para el manejo de embalses altamente eutroficados (Hart et al. 2002).

En el presente estudio se analizan la hidrología básica del sistema y los balances de agua, N y P, para establecer la importancia relativa de las cargas externas e internas de nutrientes a VB, su variabilidad y los procesos internos netos en que participan estos elementos. Esto provee: 1) una plataforma fundamental para impulsar un mejor y más eficiente manejo de este sistema, que pueda además funcionar para otros embalses y lagos con un comportamiento similar; así como 2) un discernimiento sobre algunas preguntas importantes y aspectos controversiales del reciclado de nutrientes en cuerpos de agua eutróficos.

1.4.1 Hipótesis

1. La variabilidad interanual en el cambio de volumen del embalse influye importantemente sobre la estabilidad de estratificación y el establecimiento de las condiciones anóxicas en el hipolimnion del embalse.
2. La variabilidad temporal de las cargas externas de N y P afecta la distribución de las fracciones inorgánicas y orgánicas de N y P del embalse, influyendo también su estado trófico y el reciclaje interno de nutrientes.
3. Debido a que el embalse presenta un hipolimnion anóxico la mayor parte del año, la contribución de fósforo desde los sedimentos es importante.
4. Esta contribución de nutrientes desde los sedimentos (carga interna) será aun más importante al reducirse las cargas externas de nutrientes al embalse.
5. Durante el período de estratificación, es posible hacer estimaciones de la magnitud neta de los principales procesos biogeoquímicos que tienen lugar en la capa hipolimnética del embalse: respiración, desnitrificación, sulfato reducción y liberación y/o remoción de fósforo de los sedimentos, a través de las variaciones temporales de las concentraciones de las principales especies químicas consumidas o producidas por dichos procesos, e.g.: oxígeno disuelto, nitrato, amonio y sulfato.
6. La elevada acumulación hipolimnética de amonio durante el periodo de estratificación constituye una importante demanda de oxígeno disuelto al inicio del periodo de mezcla.

1.5 OBJETIVOS

1.5.1 Objetivo general

Comprender la dinámica biogeoquímica de nitrógeno y fósforo en el embalse eutroficado de Valle de Bravo.

1.5.2 Objetivos específicos

1. Estudiar la variación de las distribuciones temporales de la temperatura, el oxígeno disuelto, la conductividad específica (K_{25}), el pH y el potencial óxido-reducción (Eh) del embalse durante cuatro años, para conocer la hidrología básica del sistema a escalas anual e interanual.
2. Estudiar la variación en la estabilidad de estratificación y el trabajo de viento en función de las variaciones de nivel que presenta el embalse a escalas anual e interanual.
3. Determinar las distribuciones temporales (interanual y estacionalmente) de fósforo y nitrógeno inorgánicos, así como sus flujos de entrada y salida del embalse.
4. Medir las cantidades presentes de nitrógeno y fósforo orgánicos, tanto disueltos como particulados, en: a) el epilimnion, b) el hipolimnion y c) los afluentes del embalse, así como su variación temporal a escala estacional.
5. Integrar la información para establecer un balance de masa de los principales elementos biolimitantes: nitrógeno y fósforo.
6. Estimar la magnitud de los principales procesos biogeoquímicos que afectan la disponibilidad de los elementos biolimitantes en el embalse y los flujos entre sus distintas fracciones, a través de la estimación de las tasas de respiración, nitrificación-denitrificación y de liberación y/o remoción de fósforo de los sedimentos (carga interna de P).
7. Determinar, en paralelo con las observaciones anteriores, la variación temporal de la concentración de clorofila a en el embalse.
8. Utilizar la información generada para evaluar y proponer acciones de manejo adecuadas para el aprovechamiento sustentable del embalse.

2.0 AREA DE ESTUDIO

La mitad del suministro de agua a la Ciudad de México y Área Metropolitana (CMAM) proviene de acuíferos locales, cuya explotación creciente ha causado aceleración de las tasas de hundimiento del suelo (Tortajada, 2006), lo que es cada vez más costoso para la ciudad. El suministro restante se trae de fuera de la cuenca de la Ciudad de México, principalmente del Sistema Cutzamala (CS), que comprende ocho presas interconectadas (Figura 1). El agua debe ser bombeada desde una altitud de 1,100 m, a través de una distancia de 127 km, hasta la Ciudad de México situada a una altitud de 2,240 m.

Valle de Bravo (VB) es un embalse tropical (19°21'30"N; 100°11'00"W), de altitud considerable (1830 m s.n.m.). Es el embalse principal del SC, y provee por encima de una tercera parte del suministro de agua del SC a la Ciudad de México. El área superficial de VB es de 18.55 km²; con una longitud máxima de 6.9 km; profundidad media y máxima de 21.1 m y 38.6 m, respectivamente. Su capacidad de almacenamiento está calculada en 391×10⁶ m³ (Merino-Ibarra et al. 2008). El clima en VB es templado con marcadas temporadas de secas (noviembre a mayo) y lluvias (junio a octubre). Precipitación media de 836 mm año⁻¹ y evaporación media de 1620 mm año⁻¹.

VB recibe los escurrimientos de una cuenca de de 546.9 km² (Olvera-Viascán-Viascán et al. 1998) a través del río Amanalco, tres pequeños tributarios (Molino, González, Carrizal) y las descargas del drenaje del pueblo de VB, incluyendo al Tizates que originalmente era un río (Figura 2). A veces se bombea al interior de VB agua proveniente de las presas al oeste del SC (Figura 1). Estos ingresos y la extracción de agua de VB ocurren a una profundidad de 20–28 m, a través de la torre de extracción cercana a la cortina de la presa (Figura 2).

Como otros cuerpos de agua en el altiplano mexicano, el embalse de VB se comporta como un cuerpo de agua monomíctico (Olvera-Viascán-Viascán et al. 1998; Alcocer et al., 2001). El embalse presenta una estratificación estable de abril a octubre, y circulación vertical de noviembre a febrero. Sin embargo, en 2001, Merino-Ibarra et al. (2008) encontraron un incremento progresivo de la temperatura hipolimnética durante la etapa de estratificación, que puede ser atribuida a eventos de mezcla debidos a fuertes brisas (velocidad media 7.4 m s⁻¹)

que soplan diariamente (12:00–19:00 h) a través de los dos brazos principales del embalse.

La calidad del agua en VB es afectada principalmente por la eutrofización. Olvera-Viascán-Viascán et al. (1998) presentan un resumen de la evolución trófica de VB y concluyeron que entre 1980 y 1987 el embalse era mesotrófico, y hacia 1993 presentaba condiciones de eutrofia. En 2001, durante el periodo de estratificación, el embalse presentaba un hipolimnion completamente anóxico y grupos de cianobacterias dominaban la comunidad fitoplanctónica; durante el periodo de mezcla, el embalse presentaba una columna de agua sub-saturada (<60%) (Merino-Ibarra et al. 2008). El proceso de eutrofización en VB es resultado tanto de las descargas directas de los drenajes como de los desechos de la actividad agrícola en la cuenca del río Amanalco. En 1987, Olvera-Viascán (1990) estimó que las descargas de drenaje contribuyeron con 34% (16.0×10^3 kg P año⁻¹) y el río Amanalco con cerca del 57% de la carga externa total de P al embalse. Olvera-Viascán-Viascán et al. (1998) estudiaron la cuenca del río Amanalco en detalle y calcularon que los aportes de nutrientes al embalse por este río fueron de 24.1×10^3 kg P año⁻¹ y 168.5×10^3 kg N año⁻¹ en 1992–1993.

2.1 LA CUENCA DE VALLE DE BRAVO

2.1.1 Estructura geológica y estratigrafía.

La cuenca de Valle de Bravo está rodeada de montañas y, fisiográficamente, presenta tres formas características de relieve: la primera es de zonas accidentadas, formada por las sierras de Temascaltepec, Valle de Bravo y las faldas de las sierras circundantes; presenta una topografía de valles intermontanos, con laderas escarpadas, cono volcánicos de tezontle en diferentes estados de degradación, altiplanos de cenizas y material erosionado; la segunda corresponde a zonas planas de bancos de lava y valles pequeños con depósitos de azolves, y la tercera, es de zonas semiplanas que se localizan en Avándaro y Acatitlán.

De acuerdo con IDECA (1999), la geología de la cuenca de Valle de Bravo corresponde a la Provincia del Eje Neovolcánico, que está caracterizada por el predominio de rocas volcánicas del Cenozoico que datan del Terciario y Cuaternario. También dominan las cenizas volcánicas y bancos de areniscas y

tezontles derivados de ellas. Existen rocas ígneas ácidas que contienen más del 65% de SiO₂ como silicatos o cuarzo. Las rocas ígneas intrusivas se localizan principalmente en las zonas altas de las subcuencas de los ríos Amanalco y Molino, lo que se refleja en las altas concentraciones de Si disuelto (400-500 µM).

Se encuentra basalto prácticamente en toda la cuenca, excepto en las áreas aledañas al embalse de Valle de Bravo. Se presenta como rocas oscuras (bajas en sílice) de feldespato de plagioclasa (silicato de Na, Ca y Al) y minerales ferromagnesianos (Olivino) sin cuarzo, de grano fino, básico y extrusivo. Se observan también dos tipos de rocas afaníticas: Andesita, con un alto contenido de sílice y minerales de color claro de feldespatos de plagioclasa ricos en sodio, calcio y aluminio, pero sin cristales visibles de cuarzo y Riolita rica en sílice, constituida principalmente por fenocristales de feldespato de potasio y de biotita, con abundantes fenocristales de cuarzo; que se ubican únicamente en la cima de “La Peña”, cerro distintivo junto al embalse de Valle de Bravo. También se observa una Brecha volcánica localizada en una pequeña área al oeste de “Los Saucos”, dentro de la sub-cuenca del río El Molino. Alrededor del embalse, en las zonas de entrada de los ríos Amanalco, González y Carrizal, son abundantes los Esquistos de composición mineral parecida a la pizarra (basalto).

2.1.2 Edafología.

El tipo de suelo que predomina en la cuenca del embalse de Valle de Bravo es el Andosol húmico (con alto contenido de materia orgánica), que se presenta en la cuenca media y alta, y cubre aproximadamente el 75% de la superficie de toda la cuenca. En el 25% restante predomina el Acrisol órtico, en las inmediaciones del embalse.

En algunas superficies pequeñas dentro de la cuenca se identifica el Vertisol crómico y pélico en la desembocadura de los ríos Amanalco y Carrizal. En la zona de “Los Saucos” se presenta el Feozem áplico y en el Cerro San Antonio, la zona más alta de la cuenca, se presenta dominancia de Cambisol crómico.

En la cuenca se identifica una fase lítica de suelos con profundidad entre 10 y 50 cm, que limita el desarrollo de vegetación, localizada en la cima de las montañas. Además, una fase lítica profunda con suelos entre 50 y 100 cm, que

permiten el desarrollo de vegetación y actividades productivas, localizada en la cuenca alta del río Amanalco.

2.1.3 Vegetación y fauna.

La vegetación en Amanalco, Valle de Bravo y Avándaro consiste de bosque de pino y encino; las especies reportadas de pino son: *Pinus oocarpa* (pino chino), *P. montezumae*, *P. leiophylla* y *P. lawsoni*; para encino, las especies reportadas son: *Quercus macrophylla* (encino roble), *Q. macrocarpa*, *Q. laurina*, *Q. castanea*, *Q. candicans*, *Q. obtusata* y *Q. glaucoides*. También están presentes *Arbustus xalapensis* (madroño), ocote, sauce, zapote blanco y vegetación secundaria, pastizal inducido y agricultura de temporal.

Olvera-Viascán (1993), reporta que el fitoplancton dominante de la presa son cianobacterias; también menciona un 15% de *Egeria densa* (planta sumergida) y un 10% de *Eichhornia crassipes* (lirio acuático), con densidades de 9 y 46 km², respectivamente.

En el embalse las especies de peces que se reportan son: *Oreochromis sp.* (Tilapia o mojarra negra), *Micropterus salmoides* (Lobina negra), *Lepomis macrochirus* (pescado blanco), *Ctenopharingodon idella* (carpa herbívora), *Cyprinus carpio communis* (carpa común) y *Cyprinus carpio specularis* (carpa Israel).

La fauna terrestre está constituida principalmente por coyote, ardilla, tlacuache, hurón, armadillo, liebre, paloma, güilota, codorniz y paloma llorona.

2.1.4 Características socioeconómicas.

La cuenca de la presa de Valle de Bravo presenta una forma rectangular con 34.8 km de largo por 19.2 km de ancho, y se encuentra principalmente dentro de los municipios de Amanalco y Valle de Bravo. Dentro de la cuenca del embalse de Valle de Bravo se encuentran las siguientes poblaciones y/o comunidades principales, mencionadas en orden de mayor a menor cercanía al embalse:

En la sub-cuenca del río Carrizal: El Cerrillo y Cerro Gordo.

En la sub-cuenca del río González: Avándaro, Espinos y La Mecedora.

En la sub-cuenca del río Santa Mónica: Avándaro, Mesa de Jaimes, Casas Viejas y Peña Blanca.

En la sub-cuenca del río Molino: Valle de Bravo, Acatitlán, Cerro Colorado, Tres Espigas (La Compañía), El Fresno, Cuadrilla de Dolores, San Simón, El Alto, La Laguna, El Ancón, San Ramón, Los Saucos y Corral de Piedra.

En la sub-cuenca del río Amanalco: San Gabriel Ixtla, Santa María Pipioltepec, San Francisco Mihualtepec, La Candelaria, San Miguel Coaltepec, San Bartolo, San Jerónimo, San Juan, San Miguel Tenextepec, Amanalco de Becerra, San Lucas, San Mateo, Pueblo Nuevo, El Potrero, Rincón de Guadalupe, El Capulín, El Pedregal, Agua Bendita, El Zacatonal y Huacal Viejo.

Los principales municipios que comprenden la cuenca de Valle de Bravo son Amanalco y Valle de Bravo cuyas principales características socioeconómicas son las siguientes:

2.1.4.1 Amanalco.

Su cabecera municipal es Amanalco de Becerra, cuenta con 28 localidades y 18,885 habitantes (IDECA, 1999). En este municipio se encuentra el Distrito de Desarrollo Rural Núm. 080 (DDR 080), donde se cultiva maíz, frijol, trigo, cebada, papa, hortalizas, frutales, chícharo flores y algunos forrajes; de estos el maíz ocupa el 90% de la superficie agrícola.

Se reporta un total de 3,538 viviendas particulares, de las que el 69% cuenta con agua entubada, y más del 70% no cuenta con servicio de drenaje público.

2.1.4.2 Valle de Bravo y Avándaro.

Valle de Bravo, con cabecera municipal del mismo nombre, cuenta con 71 localidades (pequeñas rancherías), las cuales suman una población total de 47,502 habitantes; los poblados que se encuentran asentados junto al embalse y que destacan por ser centros turísticos son Valle de Bravo y Avándaro, con 21,540 habitantes (INEGI, 1996). Se reportan 9,580 viviendas particulares ocupadas, de las que el 90.44% disponen de agua entubada; el 45.86% cuenta con drenaje público, el 20.22% cuenta con fosa séptica y el 12.22% desaguan a barrancas o ríos.

2.2 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DEL EMBALSE

En la zona de confluencia de los ríos Amanalco y Valle de Bravo, y los arroyos Santa Mónica, González, El Molino y Carrizal, se construyó en 1944, la presa de Valle de Bravo con el objetivo de aprovechar dichos escurrimientos para

generar energía eléctrica, por alimentación a la planta El Durazno con 18,000 KW instalados. Esta capacidad instalada era parte de los 370,675 KW que constituían el sistema hidroeléctrico Miguel Alemán, que fue sustituido por el Sistema Cutzamala (SC), para aprovechar la infraestructura existente. El SC inició su función de abastecimiento con $19 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ de agua potable a la Ciudad de México en 1982.

La presa de Valle de Bravo está ubicada en el Estado de México sobre el río del mismo nombre y se localiza a $19^{\circ}21'30''$ latitud norte y $100^{\circ}11'00''$ longitud oeste, a una altitud de 1,830 m s.n.m. De acuerdo con un estudio topobatómico del vaso de la presa (Olvera-Viascán, 1993), el embalse cubre una superficie aproximada de 18.55 km^2 y capta el agua de una cuenca de 546.9 km^2 . Esta morfología le confiere las siguientes características: largo máximo de 7.3 km y ancho máximo de 6.3 km; profundidad máxima de 38.6 m, profundidad media de 21.1 m. 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.

2.3 CONDICIONES METEOROLÓGICAS

2.3.1 Clima.

Dentro de la cuenca del embalse de Valle de Bravo, se distinguen dos tipos de clima: semicálido subhúmedo y templado subhúmedo, de acuerdo a los datos registrados en las estaciones climatológicas Valle de Bravo y San Juan Hacienda de Guadalupe (río El Molino), respectivamente, y de acuerdo al sistema de clasificación climática de Köppen, con las modificaciones de García E. (1981):

No.	Estación	Localización			Tipo de clima	Temperatura media anual (°C)	Precipitación media anual (mm)
		Latitud N	Longitud W	Altitud m snm			
1	VB	$19^{\circ}12'$	$100^{\circ}10'$	1,847	(A)Cb(w ₂)(w)(i')g	18.3	1310.9
2	San Juan, Hda. Gpe.	$19^{\circ}11'$	$100^{\circ}07'$	2,445	C(w ₂)(w)b i g	13.7	1001.3

La diferencia de temperatura media anual entre las dos estaciones es de 4.6°C, lo que es consistente con el hecho de que cada 100 m de altitud la temperatura disminuye 0.6°C aproximadamente. Además, se puede observar una relación temperatura-altitud, que permite distinguir los dos tipos climáticos mencionados. La temperatura promedio anual más alta, corresponde a la estación Valle de Bravo y es en esta estación donde también se presentó la mayor temperatura (33°C). Así mismo, la temperatura media anual más baja corresponde a la estación San Juan (-3°C).

El clima en las zonas altas de la cuenca (>2,000 m s.n.m.) es predominantemente templado subhúmedo (temperatura media anual entre 12 y 18°C), con lluvias en verano que lo hacen fresco. Las oscilaciones térmicas son de 5 y 7°C. En las zonas bajas (<2,000 m s.n.m.) el clima es semicálido subhúmedo (temperatura media anual >18°C) con las mismas variantes mencionadas.

2.3.2 Viento.

Por lo general, los vientos dominantes promedio en la zona de estudio tienen una dirección noroeste con intensidad alta (>10 m s⁻¹) e intermitente a lo largo del año. Además, presentan variación drástica en intensidad diariamente (7.4-16.5 m s⁻¹), lo que mantiene una dirección constante a lo largo del eje principal del embalse. En este sentido, el viento presenta oscilaciones diurnas muy marcadas del tipo de brisa-terral. Durante el día el viento sopla de la cortina hacia las colas de los dos valles con fuerte intensidad, mientras que en las noches se suele establecer un flujo inverso pero de mucho menor intensidad.

2.3.3 Precipitación.

La máxima precipitación se presenta en el mes de julio, lo que es característico de lluvias en verano de origen convectivo. Además, existe un gradiente de precipitación en relación a la altitud que presenta una mayor precipitación a menor altitud, la diferencia entre la máxima (Valle de Bravo) y la mínima (San Juan) precipitación media anual entre estaciones climatológicas es de 309.6 mm. En relación a la temperatura se observa un gradiente semejante. Este fenómeno podría obedecer al cambio climático regional por efecto del embalse.

Durante la época de lluvias los meses de mayor precipitación, en ambas estaciones, comprenden el período junio-septiembre. La precipitación pluvial en la cuenca oscila entre 1,000 y 1,300 mm anuales.

2.3.4 Evaporación.

De acuerdo con el balance hidráulico del embalse de Valle de Bravo realizado por IDECA (1999) la tasa promedio de evaporación anual es de $0.933 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, con la máxima evaporación en el mes de abril (233.1 mm) y la mínima en julio (104.7 mm).

2.4 HIDROLOGÍA

La presa de Valle de Bravo se forma por la captación del agua de una cuenca de 546.9 km^2 , resultado de la suma de las subcuencas de 5 tributarios importantes: río Amanalco, río El Molino, río González, río Santa Mónica y río Carrizal, que conforman el embalse de la presa, que tiene una capacidad de almacenamiento de $391 \times 10^6 \text{ m}^3$.

El volumen de almacenamiento promedio (10^6 m^3), durante 1989-1998, fue de 311.6. El promedio mensual máximo fue de 394.2 y el valor mínimo de 206.4, lo que resulta en una diferencia de 187.8, equivalente al 48% del volumen total del embalse. Este gasto diferencial obedece a los cambios anuales en el régimen de lluvias y secas en la cuenca, así como a la necesidad de satisfacer la demanda de agua de la Ciudad de México.

2.4.1 Principales afluentes.

2.4.1.1 Río Amanalco.

La sub-cuenca del río Amanalco o El Salto se origina en el Estado de México dentro del municipio de Amanalco y desciende por la vertiente sur del cerro de San Antonio desde una altitud de 3,500 m s.n.m., a 23 km al oeste de Toluca y a 27.5 km al este de Valle de Bravo. El área de la cuenca, hasta el sitio de la estación hidrométrica “El Salto”, es de 242.9 km^2 , de la cual escurre un volumen medio anual de $80.7 \times 10^6 \text{ m}^3$, con un gasto medio anual de $2.56 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (1977-1986), con gastos extremos máximos de 26.0 y mínimos de $0.132 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, respectivamente.

2.4.1.2 Río El Molino o “velo de novia”.

La sub-cuenca del río El molino o Los Manantiales se origina con los escurrimientos que descienden del cerro San Antonio desde una altitud de 3,300 m s.n.m., a 25.5 km al oeste-sudoeste de Toluca, Estado de México. La sub-cuenca tiene un área de 153.1 km², hasta la estación hidrométrica “El Molino”, de la cual se aporta un volumen medio anual de 60.86 x 10⁶ m³, con un gasto medio anual de 1.93 m³ s⁻¹, con gastos extremos máximos de 18.9 y mínimos de 0.359 m³ s⁻¹, respectivamente.

2.4.1.3 Río González.

El río González, se origina al sudoeste del fraccionamiento Ciudad Avándaro, en los escurrimientos que descienden desde una altitud de 2,500 m s.n.m. entre el cerro de Tepeguaje y el cerro El Chinaco. A 13 km aguas abajo de su origen y a 400 m aguas arriba de su desembocadura al vaso de la presa, se localiza la estación hidrométrica Vertedor de González. La sub-cuenca tiene un área de 35.8 km², con un volumen medio anual de 18.23 x 10⁶ m³, con un gasto medio anual de 0.578 m³ s⁻¹, con gastos extremos máximos de 6.93 y mínimos de 0.020 m³ s⁻¹, respectivamente.

2.4.1.4 Río Santa Mónica.

La sub-cuenca del arroyo Santa Mónica, se origina al sudeste del fraccionamiento Avándaro, Méx., y a dos kilómetros al sudoeste de la ranchería La Estancia y desciende desde una altitud de 2,600 m s.n.m. A 700 m aguas arriba de su desembocadura al vaso de la presa, se ubica la estación hidrométrica Santa Mónica, en la zona norte del fraccionamiento Avándaro. El área de la sub-cuenca hasta la estación hidrométrica es de 13.4 km², y aporta un volumen medio anual de 6.47 x 10⁶ m³, con un gasto medio anual de 0.205 m³ s⁻¹ y gastos extremos máximos de 5.92 m³ s⁻¹.

2.4.1.5 Río Carrizal.

El río Carrizal, es una corriente pequeña que se origina por los escurrimientos intermitentes que descienden por la vertiente norte del cerro de Colorines desde una altitud de 2,300 m s.n.m. A 5 km aguas debajo de su origen y a 300 m aguas arriba de su desembocadura al vaso de la presa, se ubica la

estación hidrométrica Carrizal. La sub-cuenca tiene un área de 8.2 km² y aporta un volumen medio anual de 11.35 x 10⁶ m³, con un gasto medio anual de 0.360 m³ s⁻¹ y gastos extremos máximos de 7.23 m³ s⁻¹.

2.4.1.6 Río Tizates y otras descargas de drenaje.

El río Tizates es una corriente que se origina por los escurrimientos que descienden por la vertiente sur de cerro de San Antonio, y debido a que colecta las aguas negras del pueblo de Valle de Bravo, actualmente es la escorrentía de desechos municipales más importante hacia VB. Aunado a esta, existen dos zonas menores de descarga de aguas municipales, en los alrededores al muelle principal. Las descargas directas de desechos municipales, a través de los drenajes, han afectado la calidad de agua de este embalse desde finales de los años 1980 (Olvera-Viascán-Viascán et al. 1998).

2.4.2 Manejo del embalse.

Por su capacidad de almacenamiento y extracción, la presa de Valle de Bravo resulta ser la más importante del SC; y consiste esencialmente de una cortina de enrocamiento con corazón impermeable, con una altura de 48 m y una longitud en la corona de 148 m, provista en su margen derecha, de una obra de excedencias y de una obra de toma. La obra de excedencias se localiza en la margen derecha y es una estructura de tipo canal lateral, con una longitud de corona de 94.4 m y capacidad para un gasto de 1,200 m³ s⁻¹ y descarga al río Tilostoc; la elevación de la cresta del vertedor es de 1,830 m s.n.m.

La obra de toma se localiza también en la margen derecha, fue diseñada para una capacidad de 30 m³ s⁻¹ y consta de una torre de concreto de 45 m de altura desde la cual opera un sistema de compuertas deslizantes. El agua es extraída a 28 m de profundidad y es conducida para su aprovechamiento a la Planta de Bombeo No. 2 del SC. Desde 1999 se concluyeron los trabajos de modificación de la obra de toma que permiten extraer agua a profundidades de 10, 15 y 20 m, considerando el nivel del embalse en 1830 m s.n.m. cuando la presa está llena.

El manejo de la presa incluye diariamente operaciones de extracción e inyección de agua por la cortina. Anualmente estas operaciones resultan en una

extracción e inyección medias de $221 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $9.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ respectivamente. El agua que se inyecta al embalse proviene del sistema de presas Colorines, El Bosque, Ixtapan del Oro y Tuxpan.

2.4.3 Calidad del agua del embalse y de los principales afluentes.

En el estudio sobre eutrofización realizado por Olvera-Viascán (1990) en Valle de Bravo, encontró que la calidad del agua en el embalse se había deteriorado en un lapso de 8 años (1980-1987) pasando de oligotrófico a mesotrófico. En dicho estudio, se observó que el río Amanalco, principal afluente del embalse, aportaba 26.5 toneladas de fósforo y 16 toneladas de nitrógeno al año. El aporte total al embalse por sus tributarios fue de $46.7 \text{ ton P año}^{-1}$, correspondiendo el 60% a los 5 ríos principales y el 40% a las descargas de agua residual.

La carga de nutrientes por precipitación directa al embalse fue de $0.244 \text{ ton P año}^{-1}$ y $0.313 \text{ ton N año}^{-1}$. Estas cargas de nutrientes resultaron de concentraciones medias anuales de $1.64 \mu\text{mol P l}^{-1}$ y $43.7 \mu\text{mol N l}^{-1}$, por lo que se le clasificó como mesotrófico; las especies fitoplanctónicas dominantes fueron *Pediastrum sp.*, *Fragillaria crotonensis* y *Staurastrum sp.*

Otros parámetros de interés que describían las condiciones de calidad del agua del embalse en 1987 fueron: Conductividad ($142 \mu\text{S cm}^{-1}$), DQO (14 mg l^{-1}), profundidad de Secchi (1.2-3.1 m) y clorofila a ($10.5\text{-}52\text{-}8 \mu\text{g l}^{-1}$). De estos resultados el autor estableció que la alta densidad fitopláctica y la presencia de lirio acuático eran inconvenientes para la potabilización del agua del embalse de Valle de Bravo.

Debido a la importancia del río Amanalco como principal fuente de P y N al embalse, el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA) elaboró para GRAVAMEX (Olvera-Viascán et al., 1993) un estudio limnológico del embalse y manejo de la cuenca Amanalco. En dicho estudio se concluyó que el embalse permanece estratificado durante 9 meses (marzo-noviembre) y que la columna de agua se homogeneiza en invierno. Durante la estratificación, el fondo del embalse es anóxico (0.0 mg l^{-1} de oxígeno) situación que no se presentaba en 1987. Las concentraciones medias anuales de nutrientes en el embalse durante 1992 fueron de $2 \mu\text{mol P l}^{-1}$ y $46 \mu\text{mol N l}^{-1}$, por lo que volvió a clasificarse como mesotrófico,

condición que se mantuvo durante 8 meses. Los meses restantes de ese año (durante el verano) el embalse se clasificó como eutrófico. Las especies fitoplanctónicas en orden de abundancia fueron: *Micocystis pulvereae*, *Fragilaria crotonensis*, *Cosmarium contractum*, *Staurastrum anatinum*, *Chroococcus* sp., *Anabaena* sp., *Gomphosphaeria* sp., *Ulothrix amphigranulata*, *Staurastrum brevissonii* y *Staurastrum setigerum*.

De acuerdo con estos resultados los autores establecieron que el embalse de Valle de Bravo cumplía con los límites establecidos para fuentes de abastecimiento de agua potable excepto en el ámbito bacteriológico y se recomendó iniciar un proyecto integral de manejo de subcuencas con el objeto de estudiar y controlar el transporte de azolves, realizar un monitoreo de calidad del agua para establecer el impacto de la reducción del aporte de nutrientes y efectuar un programa de participación comunitaria con los ejidos de la región.

Con base en dichas recomendaciones, el IMTA realizó a través de la Subcoordinación de Conservación de Cuencas para la GRAVAMEX, los proyectos RD-9412, RD-9716 y RD-9813, referentes al manejo de la cuenca Valle de Bravo para reducir el aporte de azolves y contaminantes al embalse. Dentro de estos proyectos se contempló la calidad del agua de los ríos y arroyos de las subcuencas, realizándose monitoreos durante el periodo 1994-1998 en la cuenca del río Amanalco. En 1994 se observó un incremento en los niveles de nitratos y sólidos totales, determinándose que el manantial Candelaria noroeste contribuía con la mayor proporción de estos lo cual indicaba una posible contaminación subterránea, ya que se encuentra rodeado de parcelas agrícolas de riego intensivo. En 1995 se detectó la presencia de fosfato en cantidades considerables, por la aplicación de fertilizantes y por la porción de alófono existente en el suelo.

condición que se mantuvo durante 8 meses. Los meses restantes de ese año (durante el verano) el embalse se clasificó como eutrófico. Las especies fitoplanctónicas en orden de abundancia fueron: *Micocystis pulvereae*, *Fragilaria crotonensis*, *Cosmarium contractum*, *Staurastrum anatinum*, *Chroococcus* sp., *Anabaena* sp., *Gomphosphaeria* sp., *Ulothrix amphigranulata*, *Staurastrum brevissonii* y *Staurastrum setigerum*.

De acuerdo con estos resultados los autores establecieron que el embalse de Valle de Bravo cumplía con los límites establecidos para fuentes de abastecimiento de agua potable excepto en el ámbito bacteriológico y se recomendó iniciar un proyecto integral de manejo de subcuencas con el objeto de estudiar y controlar el transporte de azolves, realizar un monitoreo de calidad del agua para establecer el impacto de la reducción del aporte de nutrientes y efectuar un programa de participación comunitaria con los ejidos de la región.

Con base en dichas recomendaciones, el IMTA realizó a través de la Subcoordinación de Conservación de Cuencas para la GRAVAMEX, los proyectos RD-9412, RD-9716 y RD-9813, referentes al manejo de la cuenca Valle de Bravo para reducir el aporte de azolves y contaminantes al embalse. Dentro de estos proyectos se contempló la calidad del agua de los ríos y arroyos de las subcuencas, realizándose monitoreos durante el periodo 1994-1998 en la cuenca del río Amanalco. En 1994 se observó un incremento en los niveles de nitratos y sólidos totales, determinándose que el manantial Candelaria noroeste contribuía con la mayor proporción de estos lo cual indicaba una posible contaminación subterránea, ya que se encuentra rodeado de parcelas agrícolas de riego intensivo. En 1995 se detectó la presencia de fosfato en cantidades considerables, por la aplicación de fertilizantes y por la porción de alófono existente en el suelo.

3.0 METODOLOGÍA

3.1 ESTRATEGIAS DE MUESTREO

Durante un periodo de 4 años (enero 2002-enero 2006), se realizaron muestreos mensuales a lo largo de ambos ejes del embalse y en 7 localidades situadas en los cuatro ríos del embalse, en dos zonas de descarga de aguas municipales y en el desagüe del Tizates, relacionadas con las de estudios previos (Figura 2). A partir de enero de 2004 y hasta agosto de 2005 se usaron solo 5

localidades (mostradas en mayor tamaño, Figura 2). Ambas estrategias de muestreo permitieron evaluar el impacto de las descargas municipales; así como identificar la zona de influencia de los principales ríos tributarios y el efecto de la proximidad del sedimento a la columna de agua en la zona somera.

Las localidades de muestreo se ubicaron a distancias de 500 m entre sí (en los extremos del embalse) y de 1000 m, aproximadamente, para las demás. En cada una de ellas se realizaron perfiles de: **Temperatura, oxígeno disuelto, conductividad específica, pH y Eh**, de toda la columna de agua con una resolución de 1m desde la superficie hasta el fondo, mediante una sonda multiparámetros Hydrolab (enero de 2002- septiembre 2004) o Yellow Spring Instruments (YSI) (octubre de 2004-enero 2006).

3.2 DETERMINACIONES ANALÍTICAS

3.2.1 N y P

En cada localidad de muestreo, se tomaron muestras de agua con una botella tipo Niskin (marca Uwitec) a diferentes profundidades abarcando toda la columna de agua, de las que se tomaron los siguientes grupos de sub-muestras:

a) Agua sin filtrar, para las determinaciones de **nitrógeno y fósforo totales**.

b) Agua filtrada con filtros de fibra de vidrio (Whatman tipo GF/F), para las determinaciones de **nitrógeno total y fósforo total disueltos**. Para el análisis del fósforo y nitrógeno totales, la muestra de agua filtrada se oxidó a alta presión y temperatura en presencia de persulfato de potasio como lo indica Valderrama (1981). Las concentraciones de N y P en las muestras digeridas se determinaron como NO_3^- y FRD, respectivamente, de acuerdo con las técnicas establecidas para cada caso, con ligeras modificaciones para su realización en un auto-analizador de flujo segmentado Skalar modelo San Plus. Las **fracciones disueltas de nitrógeno (NOD) y fósforo (FOD) orgánicos**, fueron calculadas por la diferencia entre los totales y las fracciones inorgánicas disueltas, Nitrógeno Inorgánico Disuelto ($\text{NID} = \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^- + \text{NH}_4^+$) y FRD, respectivamente.

b) Los filtros de esta sub-muestra se usaron para la determinación de las **fracciones particuladas de nitrógeno (NOP) y fósforo (FOP)**, de acuerdo con Pujo-Pay y Raimbault (1994).

c) Agua filtrada con filtros de nitrocelulosa de 0.22 y 0.45 μm (Millipore™ tipo HA), acoplados en serie para facilitar la filtración y maximizar la eliminación de plancton (incluyendo picoplancton y bacterias). A las muestras se les adicionó una gota de cloroformo e inmediatamente fueron refrigeradas en botellas de polietileno de 30 ml, para las determinaciones de las concentraciones de **amonio, nitritos, nitratos, FRD y SiO₂**. Los análisis de nutrientes se realizaron mediante el uso de las técnicas establecidas para cada caso con ligeras modificaciones de Kirkwood (1994) para su realización en un auto-analizador de flujo segmentado Skalar modelo San Plus. La determinación de nitrógeno amoniacal se realizó con base en la técnica descrita por Solórzano (1969) y la determinación de las concentraciones de nitritos, nitratos, fósforo reactivo y silicatos se hicieron como lo describe Strickland y Parsons (1972).

d) Estos filtros se usaron para realizar análisis espectrofotométrico de **clorofila a**, integrando muestras epilimnéticas (1, 2, 4 y 8m; 240 ml) para incrementar la relación señal-ruido, extrayendo el material con 5 ml de acetona al 90% y centrifugándolas a 675 g por 15 min. El cálculo de la concentración de clorofila *a* se realizó usando las ecuaciones de Jeffrey and Humphrey (1975).

3.2.2 Composición iónica mayor

Adicionalmente se tomaron sub-muestras de agua sin filtrar para el análisis de los iones mayores de las muestras de 1 y 20 m de profundidad. Los análisis se realizaron siguiendo las técnicas sugeridas por APHA (1992), alcalinidad y dureza-**Ca y Mg**- por titulación, **Na y K** en un espectrofotómetro de absorción atómica Perkin Elmer 2380; la concentración de **Cl⁻** por potenciometría con un electrodo Orion EA 940 y sulfatos por turbidimetría.

Estas determinaciones se realizaron 3 veces por año (febrero, junio y octubre) en el laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la U.N.A.M., y se usaron para caracterizar las variaciones de la dureza total y la reserva alcalina del agua (en el embalse y los afluentes principales). Las concentraciones de los 4 cationes y los 4 aniones mayores (HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} y Cl^-) se usaron para calcular la composición iónica mayor (meq l^{-1}).

3.3 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

Los diagramas de contornos se construyeron usando el programa Surfer 8.02 (Golden Software, Inc.), considerando el algoritmo de triangulación con interpolación lineal y anisotropía variable para la resolución de la separación horizontal/vertical de los datos. En el caso de los diagramas profundidad-tiempo, se usaron mallas de 380 x 350 puntos para obtener un espaciado de aproximadamente un día en el eje horizontal y de 0.1 m en el vertical.

3.4 CÁLCULOS Y ESTIMACIONES

3.4.1 Estabilidad de estratificación.

El índice de estabilidad de Schmidt (Idso, 1973) se calculó a partir de los perfiles de temperatura en cada fecha de muestreo:

$$S = g/A_o \sum_0^{z_{\text{máx}}} (\rho_z - \rho_m) (z - z_g) A_z \Delta z \dots \dots \dots (1)$$

$$\rho_m = 1/V \int_0^{z_{\text{máx}}} A_z \rho_z dz \dots \dots \dots (2)$$

Donde S = estabilidad de estratificación (J m⁻²), g = aceleración de la gravedad (m s⁻²), A_o = área superficial (m²), A_z = área a la profundidad z (m²), ρ_m = densidad media (ton m⁻³), V = volumen de la columna (m³), ρ_z = densidad a la profundidad z (ton m⁻³), z_g = profundidad del centro de gravedad (densidad promedio) en la mezcla (m) y z_{máx} = profundidad máxima del lago (m).

Mientras que la función del trabajo de Birge (trabajo de viento) está dada por:

$$B = g/A_o \sum_0^{z_{\text{máx}}} z(\rho_i - \rho_z) A_z \Delta z \dots \dots \dots (3)$$

Donde B = trabajo de viento (J m⁻²), g = aceleración de la gravedad (m s⁻²), A_o = área superficial (m²), A_z = área a la profundidad z (m²), ρ_i = densidad mínima anual (ton m⁻³), ρ_z = densidad a la profundidad z (ton m⁻³) y z_{máx} = profundidad máxima del lago (m).

3.4.2 Factor de anoxia

Para evaluar de forma integrada la duración y extensión de la anoxia durante el periodo de estratificación, se usó el concepto de “factor de anoxia”

propuesto por Nürnberg (1995), el cual está basado en los perfiles de oxígeno disuelto en la columna de agua y las características morfométricas del embalse. Expresado de esta manera el “factor de anoxia” representa el número de días al año en los que el sedimento permanece anóxico, calculado así:

$$\text{Factor de anoxia} = \sum_{i=1}^n t_i a_i / A_o \dots \dots \dots (4)$$

Donde el periodo de anoxia en días (t_i) es multiplicado por la correspondiente área hipolimnética anóxica (a_i , en m^2) y cada producto se divide por el área superficial del embalse (A_o , en m^2) en cada fecha de muestreo. La suma final constituye el número de días al año en que la superficie de los sedimentos permanece anóxica. Como criterio de anoxia se consideró una concentración media de oxígeno $< 1.0 \text{ mg L}^{-1}$, acorde con Nürnberg (1995); a partir de la profundidad de esa frontera “óxico-anóxica” en la columna de agua, se calculó el área de los sedimentos que está expuesta a condiciones anóxicas.

3.4.3 Balance hidrológico

En cada periodo muestral se realizó un balance de agua para comparar las diferencias entre las entradas y las salidas de agua del embalse, con los cambios en el volumen de almacenamiento. La información sobre el volumen del embalse, precipitación, evaporación, extracción e inyección de agua, se tomó de los registros diarios proporcionados por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA), y fue integrada entre periodos de muestreo (aproximadamente 28 días), para compararlos con las estimaciones de las descargas de los principales afluentes. Las observaciones de los cambios de nivel del embalse, observados durante cada muestreo en la tabla de aforo del vaso, se usaron para corroborar las estimaciones del balance. Con esta estrategia es posible asegurar que se conocen las principales fuentes de aporte y pérdida de agua (y nutrientes) del embalse.

El embalse de VB es horizontalmente homogéneo, como lo demuestran los resultados de previos estudios espaciales detallados (Merino et al. 2008, Nandini et al. 2008). Con base en ellos, el embalse fue conceptualizado como una “sola caja”. Así, cada ciclo anual de entradas y salidas, se comparó con las variaciones del volumen del embalse, mediante:

$$\Delta V/\Delta t = \sum R_i + I_i - S - \sum(E-P) \times A \dots\dots\dots (5)$$

Donde $\Delta V/\Delta t$ representa el cambio de volumen del embalse en el tiempo; $\sum R_i$ es la suma de las tasas de descarga de afluentes (ríos y drenajes), I_i es la entrada por inyección a través de la cortina de la presa, S es la tasa de extracción de agua, E es la evaporación y P es precipitación, las unidades en todos los casos son $m^3 d^{-1}$. A es el área superficial del embalse (m^2).

La suma de las descargas de los ríos y drenajes medidas se comparó con la $\sum R_i$ necesaria para ajustar el balance de agua, y establecer así coherencia entre todas estas medidas. Para calcular las descargas medias diarias ($m^3 d^{-1}$) hacia el embalse, de cada uno de los afluentes en cada muestreo, se midieron el ancho y la profundidad media en un transepto perpendicular al flujo del afluente, y se estimó la velocidad superficial de la corriente cronometrando el viaje de cuerpos de deriva en el centro y las riveras de cada afluente.

Para estimar los flujos reales de todos los ríos se encontró que una aproximación satisfactoria es asumir que la forma de la sección transversal es parabólica, cuando se cumple con la relación $0 < (4 * \text{ancho}/\text{profundidad media}) < 1$, que es el caso de los 4 ríos y el desagüe de San Antonio presentados en este trabajo. Además, para estimar la velocidad media de la corriente se usó el coeficiente empírico de rugosidad de Manning (e.g. French, 1985), validado para canales anchos y muy accidentados (ej. sinuosos y con gran cantidad de rocas), con distribuciones logarítmicas verticales de velocidad (Martin y McCutcheon, 1999).

3.4.4 Balance de masas de N y P

El ingreso de nutrientes al embalse, fue calculado multiplicando la descarga ($m^3 d^{-1}$) por las concentraciones de N y P totales para cada uno de los principales afluentes en cada fecha de muestreo, e integrados para cada intervalo muestral. Cuando ocurre la inyección de agua por la cortina, este ingreso fue también incluido como una fuente adicional de aporte de nutrientes y fue estimada usando las concentraciones medias de N y P totales determinadas en muestras de agua de la presa de Colorines durante el verano de 2005, debido a la falta de esta información para el periodo de estudio.

La salida de nutrientes fue calculada multiplicando el volumen promedio de extracción de agua por las concentraciones de N y P totales de la capa

hipolimnética de la estación de muestreo más próxima a la cortina de la presa (Figura 2).

Para la columna de agua del embalse, las masas totales de N y P se calcularon multiplicando las concentraciones promedio de todas las estaciones por el volumen de cada profundidad muestreada, integrando los valores de la columna de agua para cada fecha de muestreo.

Las variaciones de masa en el tiempo se compararon con el balance entre las entradas y las salidas de nutrientes del embalse, para estimar la ganancia o pérdida neta de nutrientes en el embalse, mediante:

$$\Delta M_{(P,N)} / \Delta t = \Sigma I_{(P,N)} - O_{(P,N)} \pm PIN_{(P,N)} \dots \dots \dots (6)$$

Donde PIN representa los flujos de N y P debidos a Procesos Internos Netos que suceden en el embalse para igualar la variación de masa observada en la columna de agua del embalse entre fechas de muestreo. $PIN_{(P)}$ representa el intercambio neto de P entre la columna de agua y los sedimentos del embalse (i.e. retención (Nürnberg, 1984) o sedimentación neta (Kalff, 2002)). Para N, los valores estimados de $PIN_{(N)}$ representan, tanto el intercambio entre columna de agua y sedimentos (retención de N), como el intercambio entre columna de agua y atmósfera. Para estimar el intercambio neto de N entre la columna de agua y los sedimentos, $PIN_{(RN)}$, se asumió que la porción de N sedimentado (junto con P), era principalmente biomasa fitoplanctónica, por lo que cada $PIN_{(N)}$ se recalculó multiplicándola por la razón NOP:POP epilimnética:

$$PIN_{(RN)} = NOP:POP_{epi} * PIN_{(P)} \dots \dots \dots (7)$$

Los valores así obtenidos fueron sustraídos de $PIN_{(N)}$ para obtener los valores de fijación de N² –denitrificación neta ($PIN_{(FN-D)}$):

$$PIN_{(FN-D)} = PIN_{(N)} - PIN_{(RN)} \dots \dots \dots (8)$$

Los valores obtenidos de $PIN_{(FN-D)}$ representan el resultado neto de intercambio de N con la atmósfera (fijación de N₂ – denitrificación). Cuando estos valores son positivos, significa que la fijación de N₂ domina a la pérdida de N₂ por denitrificación y, cuando su valor es negativo, se presenta una pérdida neta N₂ del sistema.

3.4.5 Carga Interna de nutrientes

Para estimar la carga interna de nutrientes del embalse, se calculó el cambio de masa hipolimnética de nutrientes (NID y FRD) en cada periodo muestral, sustrayendo la carga externa neta del periodo (Nürnberg, 1984):

$$CInt_{(FRD,NID)} = (\Delta M_{(FRD,NID)}/\Delta t)_{hipo} - (I_{(FRD,NID)} - O_{(FRD,NID)}) \dots \dots \dots (9)$$

Donde $CInt_{(FRD,NID)}$ = carga interna ($mg\ m^2\ año^{-1}$); $(\Delta M_{(FRD,NID)}/\Delta t)_{hipo}$ = cambio de masa de nutrientes en la capa hipolimnética ($mg\ m^2\ año^{-1}$); $I_{(FRD,NID)}$ = carga externa de FRD y NH_4^+ ($mg\ m^2\ año^{-1}$) por afluentes e inyección, y $O_{(FRD,NID)}$ = extracción de FRD y NH_4^+ ($mg\ m^2\ año^{-1}$).

Los valores positivos de $CInt_{(FRD,NID)}$ representan una fuente de FRD desde los sedimentos.

3.4.7 Procesos biogeoquímicos internos

3.4.7.1 Transición óxido-reducción: Oxidación de materia orgánica

La transición óxido-reducción se determinó mediante la tasa de consumo de oxígeno disuelto en el hipolimnion durante el inicio de la estratificación. Una vez agotado el oxígeno, se estimó la tasa de oxidación de materia orgánica a partir del consumo de nitrato. La posibilidad de evaluar la oxidación de materia orgánica con otros aceptores de electrones, como SO_4^{2-} , se consideró en función de la importancia que éstos pudieran tener, a partir de los valores de Eh y pH.

3.4.7.2 Denitrificación

Se estimó mediante la tasa de cambio temporal de la concentración media de nitratos ($-\Delta NO_3/\Delta t$) en la capa hipolimnética, al inicio del periodo de estratificación en condiciones anóxicas.

3.4.7.3 Nitrificación

Se estimó comparando la tasa de cambio de la concentración media hipolimnética de $N-NH_4^+$ ($-\Delta NH_4^+/\Delta t$), y la de nitratos ($+\Delta NO_3/\Delta t$) en la columna de agua, durante la transición entre los periodos de estratificación y mezcla de los años estudiados.

4.0 RESULTADOS Y DISCUSIÓN

4.1 HIDROLOGIA BASICA DEL SISTEMA

4.1.1.1 Temperatura

Los promedios anuales de temperatura (Tabla 1) en la columna de agua muestran que, aun cuando las desviaciones estándar no reflejan diferencias significativas entre las tres capas, existe una termoclina funcional y por lo tanto una estratificación estable durante la mayor parte del año (abril a noviembre). De acuerdo con esto, la distribución profundidad-tiempo de temperatura media (Figura 3) confirma que el embalse de Valle de Bravo tiene un comportamiento monomítico cálido como se observó previamente en 2001 (Monroy, 2004; Merino-Ibarra *et al.*, 2008), con gradientes de termoclina entre 0.3 y 0.5°C al inicio de la estratificación (febrero-marzo) y de 0.7-0.9°C en el verano (junio-agosto). Las máximas temperaturas epilimnéticas se presentan en junio con pequeñas variaciones entre años (~23.5°C) y las mínimas anuales asociadas a la temporada de circulación vertical (~18.0°C).

Asimismo, no se han presentado modificaciones significativas en la ubicación vertical del metalimnion que se mantiene entre 8 y 12 m de profundidad a lo largo del periodo de estratificación. Sin embargo, se observa un gradual hundimiento de la termoclina a lo largo del verano, lo que puede estar vinculado al incremento de temperatura de la capa epilimnética, así como al incremento en las velocidades del viento, presentándose el engrosamiento de la capa superior mezclada y el consecuente desplazamiento vertical de la termoclina. A escala diaria se presentan desplazamientos verticales de la termoclina, principalmente en los extremos NW y SE del embalse, que están vinculados al patrón regular de viento que se presenta en el embalse. Hacia finales de octubre, con el enfriamiento superficial, el hundimiento de la termoclina continúa por mezcla convectiva hasta generar una columna de agua homotérmica en diciembre y enero.

Durante los periodos de mezcla se ha observado que la columna de agua presenta condiciones muy similares entre los años de estudio. Sin embargo, el periodo de mezcla 2003-2004 se presenta como el más frío de los años estudiados, con la temperatura hipolimnética mínima (17°C) en febrero 2004. Esto puede atribuirse a diferencias en las temperaturas medias durante el invierno.

4.1.1.2 Oxígeno disuelto.

Los valores promedio de oxígeno disuelto (Tabla 1) no han sufrido modificaciones significativas entre 2002 y 2005, manteniendo una capa epilimnética saturada (7.0-7.2 mg L⁻¹) y el resto de la columna sub-saturada (~60%) a lo largo del año (Figura 4a). Esto indica que, actualmente, el balance metabólico general del embalse es netamente heterotrófico, con una importante demanda interna de oxígeno disuelto (Valdespino, 2008).

Las condiciones de sobresaturación de oxígeno en el epilimnion se presentan con el inicio de la estratificación a partir de febrero, y se mantienen prácticamente durante todo el periodo de estratificación, debido a una intensa actividad fotosintética (Figura 4b).

Por otro lado, el hipolimnion permanece anóxico durante al menos 7 meses por año. Aun bajo estas condiciones, hacia finales de la estratificación en 2002 y 2003 se observó un ligero incremento en los valores promedio de oxígeno disuelto (0.2-0.3 mg L⁻¹), lo que puede estar asociado con intercambios frecuentes de agua entre ambas capas particularmente en los extremos NW y SE del embalse, debidos a los desplazamientos verticales de la termoclina (Merino-Ibarra *et al.*, 2008).

Durante los periodos de estratificación es notoria la regularidad con que se presentan los máximos de concentración epilimnética (9-9.5 mg L⁻¹) al inicio de la estratificación en febrero-marzo de cada año, y constituyen parte de la evidencia de que en ese momento del año comienza una importante producción primaria que se mantiene durante todo el periodo de estratificación.

En los cuatro años estudiados se observa una disminución en la concentración de oxígeno disuelto durante la ruptura de la estratificación y el periodo de mezcla (Figuras 4a y 4b), presentándose una columna de agua sub-saturada (~60%), lo que refleja condiciones de eutrofización crítica (Mee, 1988), donde los procesos de consumo de OD, como la respiración de materia orgánica y la nitrificación de amonio -acumulado durante el periodo de estratificación-, sobrepasan la compensación por procesos fotosintéticos y de intercambio con la atmósfera.

4.1.1.3 pH.

En particular son notorios los altos valores medios de pH epilimnéticos (~9.5) que indican, por un lado, condiciones de la intensa actividad fotosintética

que presenta el embalse durante el periodo de estratificación, particularmente de febrero a abril y en agosto (Figura 5), donde además es común observar sobresaturación de oxígeno (115-160%) en la capa superficial mezclada (Figura 4b). Por otro lado, los bajos valores medios hipolimnéticos de oxígeno disuelto, pH y Eh (Tabla 1) reflejan condiciones reductoras debidas a la acumulación progresiva de materia orgánica que consume el oxígeno disuelto rápidamente y acidifica el agua por acumulación de CO₂.

Estas diferencias de pH entre capas reflejan también la condición de baja reserva alcalina que presenta el embalse (1.4 meq L⁻¹) como se observó durante el 2001 (Merino-Ibarra *et al.*, 2008). Asimismo, pueden estar evidenciando el efecto de procesos internos, como precipitación biogénica de carbonatos asociada a la actividad fotosintética observada durante el periodo de estratificación, particularmente en mayo y junio de 2003, 2004 y 2005, donde se observaron los máximos valores de pH (9.7-9.82) del periodo de estudio.

4.1.1.4 Conductividad específica (K₂₅).

Los valores promedio de conductividad específica (~145 μS cm⁻¹), muestran que el agua del embalse es poco mineralizada, y aun cuando las diferencias entre capas son muy pequeñas podrían evidenciar una ligera contribución de los productos de remineralización a la diferencia de densidad entre capas.

Por otro lado, se observan pequeñas variaciones interanuales en la conductividad específica media de cada capa (Tabla 1), lo que podría estar indicando diferencias en los regímenes de precipitación pluvial y del manejo hidrológico del embalse en cada año (ej. inyección de agua de otras presas del SC).

4.1.1.5 Potencial óxido-reducción (Eh).

En general la columna de agua del embalse presenta condiciones que muestran una continua demanda de OD, aun en condiciones de mezcla (200-300 mV). Al igual que las distribuciones profundidad-tiempo de oxígeno disuelto (Figura 4a), los valores promedio de Potencial Óxido-Reducción (Eh), registrados durante los años de estudio, muestran condiciones reductoras en la capa hipolimnética (<100 mV) durante todo el periodo de estratificación (Figura 6), particularmente durante el 2002. Esto puede atribuirse a que la extensión y duración de la anoxia durante la estratificación en 2002 fueron las mayores observadas (Tabla 3, Figura 4a). Además, a escala interanual se observa una

recuperación gradual de las condiciones oxidantes en la columna de agua entre 2003 y 2004 lo que puede estar vinculado con una disminución en los aportes de materia orgánica alóctona por los afluentes, principalmente una substancial reducción en la entrada directa de drenajes (~75%). Esto también puede estar relacionado, por un lado, con aportes de agua por la cortina (inyección) con mayor contenido de OD y, por otro, con un incremento en los eventos periódicos de intercambio de agua entre capas, en los extremos del embalse, debidos al efecto de fuertes vientos diurnos (7.4-16.5 m s⁻¹) que soplan desde la cortina (Kalff, 2002; Merino et.al., 2003, Merino-Ibarra *et al.* 2008), con la consecuente intrusión de agua superficial oxigenada dentro del hipolimnion, lo que se manifiesta en condiciones anóxicas menos extendidas y con valores de Eh bajos pero positivos. Este último efecto podría presentarse con mayor frecuencia cuando el embalse disminuye su nivel.

4.1.2 Régimen térmico y estabilidad de estratificación.

En términos limnológicos convencionales, la circulación en VB se describe como monomíctica, esto es, la columna de agua se mezcla convectivamente una vez al año; permaneciendo estratificada el resto del tiempo. Una característica importante del régimen térmico del embalse de Valle de Bravo es que la temperatura media hipolimnética incrementa gradualmente durante el periodo de estratificación (2.3-2.8°C, ver Figura 3). Merino-Ibarra *et al.*, 2008 lo atribuyen a oscilaciones verticales de la termoclina y a eventos de mezcla en las fronteras, causados por la regularidad del patrón de viento a que está sometida la superficie del embalse diariamente.

La variación temporal en la estabilidad de estratificación (Figura 7b) muestra valores mínimos, alrededor de 1 J m⁻², durante la etapa de mezcla y valores máximos de alrededor de 60 J m⁻² durante el periodo de estratificación para el periodo de estudio. Al comparar los valores de estabilidad media es importante notar que en 2003 y 2005 las temperaturas medias de la columna de agua, en la etapa de mezcla, fueron mayores (~18.5°C) que en 2002 (~18.0°C) y en 2004 (~17.5°C). Estas diferencias de temperatura permitieron establecer en 2002 y en 2004 un ambiente de estratificación más estable. Por otro lado, las variaciones del trabajo de viento de Birge (Figura 7c) muestran valores mínimos (~10 J m⁻²) a inicios del periodo de estratificación y valores máximos (~235 J m⁻²) a

inicios de la etapa de mezcla. Estas variaciones muestran valores bajos tanto de estabilidad como de trabajo de viento en comparación con lagos tropicales (e.g. Kling, 1988), sin embargo, muy similares a los observados en lagos templados someros (Ambrosetti y Barbanti, 2002₂). Es importante notar que la magnitud de la estabilidad de estratificación es menor que la del trabajo de viento (Tabla 2). Estas diferencias de energía sugieren que en un periodo anual en VB se invierte más trabajo mecánico para establecer el ambiente de estratificación que el que se necesitaría invertir para homogeneizar la columna de agua, comportamiento similar a algunos lagos africanos (e.g. Kling, 1988), pero nuevamente con mayor similitud a lagos templados someros (Ambrosetti y Barbanti, 2002₂).

Además, estas variabilidades reflejan la importancia que el volumen del embalse tiene sobre la distribución de calor en el sistema (Figura 7a). En este sentido, en la figura 7c se puede observar que los máximos valores de Birge están asociados a un volumen del embalse de entre $350-391 * 10^6 \text{ m}^3$ (nivel 1828-1830 m s.n.m.), niveles comunes a inicios de la etapa de mezcla. Por su parte, los valores máximos de estabilidad se encuentran asociados con volúmenes medios del embalse de $310-320 * 10^6 \text{ m}^3$ (nivel 1826-1827 m s.n.m.) durante el periodo de estratificación. Estas tendencias sugieren una alta probabilidad de que al mantener volúmenes aun menores del embalse durante el periodo de estratificación, se debilitaría aun más su estabilidad, debido al regular régimen diario de viento sobre el embalse.

4.1.3 Variaciones temporales de la duración y extensión de la anoxia.

Entre 2002 y 2003, la duración del periodo anóxico presentó una diferencia de 32 días (Figura 4a), lo que probablemente está asociado, por un lado, con una mayor estabilidad de estratificación durante el 2002 (Tabla 2), permitiendo mantener al hipolimnion aislado y, por otro, con una reducción importante en el aporte externo de los ríos (~50%) durante el 2003, aun cuando el aporte por los drenajes no cambió. Sin embargo, es interesante observar que entre 2003 y 2004, aun cuando volvió a aumentar la estabilidad de estratificación y el aporte de los ríos se mantuvo similar el periodo anóxico solo se redujo 17 días. Sin embargo, en este periodo se presentó una reducción sustancial (~75%) de la entrada directa de drenajes al embalse (Figura 10). Esto indica una mayor importancia relativa del aporte de los ríos sobre los drenajes, y que a medida que se han reducido los

aportes externos al embalse se manifiesta una recuperación paulatina en las condiciones tróficas del mismo. Asimismo, en condiciones de menor volumen (bajo nivel de embalse) se observó que el inicio de la anoxia hipolimnética se retrasa, probablemente al retrasarse el establecimiento de una estratificación estable, disminuyendo la duración de la anoxia.

En la Tabla 3 se observa que no existe una correlación directa entre la duración y la extensión de la anoxia. Sin embargo, es posible que las variaciones de nivel, ocasionadas por el manejo hidrológico del embalse (e.g. operaciones de extracción e inyección de agua por la cortina), tengan un efecto directo sobre las condiciones de estabilidad de estratificación y por lo tanto sobre la extensión de la anoxia. En este sentido la magnitud de las cargas externas tiene un mayor efecto sobre la duración de la anoxia, y es la duración de la anoxia la que parece tener un mayor impacto en la acumulación hipolimnética de nutrientes, que la proporción entre las áreas óxicas (zona fótica, mixolimnion) y anóxicas (zona afótica, generalmente hipolimnion), como lo indican los diagramas profundidad-tiempo correspondientes a la variación temporal de FRD y N-NH₄⁺ (Figuras 8a y 8b).

4.1.4 Composición iónica mayor

El agua del embalse es poco mineralizada (Tabla 4), de baja reserva alcalina (1.4 meq l⁻¹) y conductividad específica promedio de 138.4 ± 6.9 μS cm⁻¹ (Tabla 1). En orden decreciente de concentración en el agua del embalse, los aniones y cationes mayores son, respectivamente HCO₃⁻ > Cl⁻ ≥ SO₄²⁻ y Na⁺ > Mg²⁺ ≥ Ca²⁺ > K⁺, lo que refleja la influencia del río Amanalco sobre la composición iónica del embalse (Tabla 4) y la predominancia de los productos de intemperización de las rocas adyacentes a la presa sobre la composición iónica del embalse.

El afluente principal, el río Amanalco, presenta una composición iónica mayor similar y refleja la predominancia de rocas ígneas (y secundariamente sedimentarias) ricas en sílice que caracterizan su sub-cuenca de drenaje, siendo el mayor contribuyente de iones mayores al embalse.

En los ríos González, Molino y Carrizal se observa que Mg²⁺, Ca²⁺ y HCO₃⁻ son los iones de mayor contribución, en masa, a la composición de los sólidos disueltos totales. Sin embargo las elevadas concentraciones de Na⁺ y Cl⁻ en todos los afluentes reflejan muy probablemente la contaminación por aguas residuales

urbanas. También se ha observado que K^+ es el catión de menor contribución en masa y a la carga catiónica de todos los afluentes y presenta menos variaciones de contribución a la composición de los ríos y el embalse, que los otros cationes mayores.

Aquellos ríos controlados principalmente por la composición de las rocas presentan valores de sólidos disueltos totales de 100-1000 mg l⁻¹ y razones molares de $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$ de 0.1 a 0.5, HCO_3^-/Ca^{2+} de 2, $Si/(Na^++K^+)$ de 2 y $(Ca^{2+}+Mg^{2+})/(1/2 HCO_3^-+SO_4^{2-})$ de 1, que reflejan las razones estequiométricas entre los productos de intemperización de carbonatos (calcita y dolomita), sulfatos de calcio y silicatos.

A esta categoría pertenecen los 4 afluentes principales del embalse, como indican sus respectivos valores de razones catiónicas y aniónicas (Tabla 5), con un probable dominio de intemperización de silicatos sobre carbonatos. En el caso de carbonatos, las razones HCO_3^-/Ca^{2+} que son el doble de lo esperado (Tabla 5), probablemente se deba a un predominio de dolomita sobre calcita, ya que al incluir Mg^{2+} en dichas razones (e.g. $HCO_3^-/Ca^{2+} + Mg^{2+}$) presentan un valor de 2, lo que refleja la estequiometría de intemperización de dolomita.

4.1.3 Distribución de N y P en el embalse

Las fracciones inorgánicas disueltas de N y P disminuyeron importantemente en las capas superiores del embalse entre 2002 y los demás años estudiados (Tabla 6), siendo en particular notoria la disminución de FRD en toda la columna de agua, y por lo tanto la disminución general del FT (Tabla 7). Por otro lado, el promedio de las fracciones orgánicas no permitió distinguir claramente entre capas probablemente debido a una gran variabilidad espacial (Tabla 7). En el caso de las fracciones no reactivas disueltas (FOD y NOD), se observa una disminución general de concentraciones entre 2002 y 2003, seguida de un aumento entre 2003 y 2004, siendo este último más evidente para NOD (Figuras 9b y 9c). Esto es atribuible a un mayor aporte de materiales provenientes de la cuenca de drenaje durante 2004. Además, en el caso de NT se observa un aumento general entre 2002 y 2004 lo que refleja una mayor proporción de fracciones orgánicas disueltas en el 2004 (Tabla 7). En el caso de las fracciones particuladas (FOP y NOP), estas presentan un patrón contrario a las orgánicas

disueltas, aumentando sus concentraciones medias entre 2002 y 2003, para luego disminuirlas entre 2003 y 2004. Esta distribución podría indicar la interconversión entre las fracciones particuladas y disueltas por el aprovechamiento de estas últimas por los productores primarios. En general estas tendencias de variación interanual, reflejan por un lado los cambios en magnitud de los aportes externos (Figuras 11b y 11c), y por otro la modificación de condiciones favorables para la acumulación hipolimnética de productos de remineralización durante la estratificación (FRD y NH_4^+), así como la influencia del manejo hidrológico del embalse (e.g. extracción de agua) que influye sobre las condiciones de estabilidad, y por lo tanto, sobre el reciclaje interno de N y P.

Durante el periodo de mezcla las razones NID:FRD presentan valores que sugieren una importante deficiencia de fósforo (NID:FRD > 100) en toda la columna de agua (Tabla 8; Figura 8). En este sentido la especie dominante es NO_3^- (70-85% NID) proveniente de la nitrificación del amonio acumulado en la capa hipolimnética, durante el periodo de estratificación precedente (Figuras 8b y 8c). Además es posible que al aumentar las condiciones óxido-reducción en la columna de agua, el fósforo inorgánico disuelto tienda a desaparecer de la fase disuelta por precipitación hacia los sedimentos. Sin embargo, al considerar los valores absolutos de concentración de cada nutriente (Figura 10), sugeridas como condición límite para que se presente deficiencia (Reynolds, 1998), se observa, de acuerdo con este criterio, que VB no presenta deficiencia de P en ningún momento del año ($\text{FRD} \geq 0.1 \mu\text{mol l}^{-1}$).

La razón N:P que considera además la proporción orgánica disuelta de fósforo (NID:FDT) ofrece evidencia de una marcada deficiencia de nitrógeno inorgánico disuelto que en general presenta el embalse en su zona fótica durante la estratificación (Tabla 8). Esto indica la posibilidad de un importante reciclaje del fósforo no reactivo disuelto (FOD) en la columna de agua, lo que podría deberse a que una buena proporción de esta fracción de fósforo es de origen orgánico y por lo tanto lábil y biodisponible. Aunado a esto, durante la estratificación, la capa epilimnética presenta deficiencia de NID al considerar los valores sugeridos por Reynolds (1998) como limitantes de crecimiento (Figura 10). Con esto es posible que se establezcan condiciones favorables para el desarrollo de especies fitoplanctónicas fijadoras de N_2 durante el periodo de estratificación, como se

observa en el incremento en las tasas de fijación neta (Figura 14a). En particular es notorio que cuando la concentración epilimnética de NID en VB es de alrededor de $10 \mu\text{mol l}^{-1}$, sucede un aumento progresivo en las tasas de fijación (Figura 14a); este valor representa un umbral ligeramente superior a lo propuesto por Reynolds (1998) ($6\text{-}7 \mu\text{mol NID l}^{-1}$). Si además se considera la biodisponibilidad de la fracción total de fósforo (NID:FT), es aun más evidente la deficiencia de nitrógeno en la zona fótica y por lo tanto la probabilidad de que se generen florecimientos de especies fijadoras. Finalmente, al comparar las razones NT:FT (Tabla 8) entre los años de estudio se observa una recuperación en la deficiencia de nitrógeno debida principalmente a la disminución observada en los aportes externos de fósforo y, en particular durante 2004 al incremento en la carga externa de nitrógeno.

4.1.4 Variaciones temporales de las cargas externas de P y N

Durante 2002-2005, las cargas externas de FT y NT a VB promediaron $120.5 \times 10^3 \text{ kg P año}^{-1}$ y $581.7 \times 10^3 \text{ kg N año}^{-1}$. Estos aportes son de cerca de 4 veces la masa de P y $1\frac{1}{2}$ veces la de nitrógeno contenidas en el embalse. El río Amanalco contribuyó con más de la mitad de estas cargas ($66.5 \times 10^3 \text{ kg P año}^{-1}$ y $342.2 \times 10^3 \text{ kg N año}^{-1}$). La comparación de estas cargas con las registradas por Olvera-Viascán-Viascán et al. (1998), para este afluente entre 1992-1993, muestra que, en solo una década, las cargas externas de nutrientes a VB, solo por este río, incrementaron en 276% para P y 203% para N. Por otro lado, las descargas locales de drenaje continúan siendo una importante fuente de nutrientes a VB, particularmente en términos de P, contribuyendo con el 29% ($35.2 \times 10^3 \text{ kg P año}^{-1}$) de la carga total. También en este caso se observó un importante incremento (258%) en el aporte de P en relación al calculado por Olvera-Viascán (1990) en 1987.

Los aportes externos de nutrientes a VB (Figuras 11b y 11c) también exhiben una importante variación durante 2002-2005. Algunos de estos cambios parecen estar relacionados con las variaciones en el régimen hidrológico de la cuenca, en particular la intensidad de la lluvia, así como ocasionales incrementos en la concentración de nutrientes. Esto parece ser el caso de los valores máximos de P y N en todos los tributarios entre agosto y octubre del 2002. Otros máximos, como el observado en los drenajes en la primavera de 2003, sugieren el

incremento de solo un nutriente aportado por una sola fuente. En ese caso, el P proveniente de los drenajes aumentó un orden de magnitud, causando que esta carga sobrepasara el aporte conjunto de las demás, desde marzo hasta julio de ese año. Una explicación muy probable para estas observaciones, se obtuvo de información derivada de una ONG (ProValle), que indican que los colectores de drenaje que corren a lo largo de ambas riveras de la parte alta del río Tizates, frecuentemente se fisuran vertiendo su contenido a las aguas de este río, hasta su eventual reparación; situación que fue reportada durante marzo y abril de 2003 (F. Sánchez-Sentíes, Provalle, abril 2008, comunicación personal). Además, el hecho de que solo el P se incrementara significativamente, y no N, es consistente con un posible enriquecimiento súbito del agua del río con detergentes, provenientes de las casas aledañas a esa parte del río.

Estas variaciones muestran un incremento de dos y tres veces en las cargas medias de nutrientes y que aun, una década después, continúan prevaleciendo condiciones de falta de control sobre las descargas domésticas y de agricultura, observadas por Olvera-Viascán-Viascán et al. (1998) en 1992, en la cuenca VB. Esta situación no solo refleja la falta de un adecuado manejo y gestión de la cuenca, sino como se mencionó anteriormente, de una carencia de educación y de una pronta atención para la reparación de estos derrames de drenaje sin tratamiento. En este sentido, el control de las descargas de drenaje, así como su tratamiento, constituyen una urgente prioridad a ser considerada en un plan integral de manejo del embalse y su cuenca. Por otro lado, el control de los aportes de nutrientes es también crítico en la su-cuenca del río Amanalco, pues este afluente contribuye con el 56% del P y el 61% del N que entran al embalse cada año.

Los mayores contribuyentes de P al embalse son el río Amanalco (55%) y el drenaje de Tizates (29%). Es notorio que durante el 2003 el drenaje de Tizates contribuyó con el doble de P total ($\sim 60 \text{ ton año}^{-1}$) que el río Amanalco, aun cuando la descarga hidráulica es mucho mayor para el Amanalco. Adicionalmente, el aporte de nutrientes a través de las operaciones de inyección de agua por la cortina, directamente al hipolimnion del embalse, es similar al aporte de los drenajes del mercado y el muelle ($1.5 \text{ ton P año}^{-1}$ y $15 \text{ ton N año}^{-1}$).

4.1.5 Distribución temporal de la concentración de clorofila a

En la Figura 12 se observa una tendencia interanual de disminución en la concentración epilimnética de clorofila a que puede estar vinculada con la disminución general de fósforo externo observada entre 2002 y 2005. Sin embargo, es notorio que las máximas concentraciones promedio se hayan presentado durante el verano de 2002, periodo en el cual tanto las cargas externas de FT y NT (Figuras 11b y 11c) como las internas de FRD y NH_4^+ fueron máximas (Figuras 15a y 15b). En este sentido cabe esperar que aun cuando la disminución en los aportes externos de nutrientes continúe, los efectos de la carga interna sobre la producción primaria serán cada vez más importantes, pues también se ha observado que las mayores concentraciones superficiales y epilimnéticas suceden en las estaciones cercanas a la cortina de la presa donde es muy probable que, durante la estratificación, sucedan intercambios de agua entre epilimnion e hipolimnion y por lo tanto haya un continuo reabastecimiento de nutrientes hipolimnéticos hacia la capa fótica (Merino-Ibarra et al. 2008).

4.2 BALANCE GENERAL DE AGUA, N Y P EN EL EMBALSE

4.2.1 Balance de agua

Durante el periodo de estudio (2002–2005), el volumen promedio del embalse fue de $347.9 \times 10^6 \text{ m}^3$, 89% de su capacidad máxima (Tabla 9). En general, se ha observado que el volumen del embalse varía estacionalmente (Figuras 7a y 9a), decreciendo ligeramente (3%) en este periodo. Aunque en años subsecuentes a este estudio (Valdespino-Castillo et al. en revisión), el volumen del embalse ha decrecido significativamente (18–44%). Aquí se hace énfasis en la importancia de monitorear adecuadamente las descargas de los afluentes a VB para lograr un manejo eficiente del embalse y su cuenca. En el periodo de estudio, la evaporación local (8% del volumen máximo del embalse) excede la precipitación local (4% del volumen máximo del embalse), y la extracción de agua ($-220.8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) es la salida más importante del embalse y constituye el 56% de su capacidad de almacenamiento. Así, el tiempo de residencia del agua calculado para VB en el periodo de estudio es de 1.6 años.

La inyección de agua, proveniente de los embalses y estanques ubicados al poniente del sistema Cutzamala, por la cortina de la presa ($9.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), solo

contribuye con el 2%. Por lo anterior, para lograr un balance adecuado del presupuesto de agua, se requeriría un ingreso anual de agua por los ríos y drenajes de $238.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$.

En la realidad, las descargas de agua de los ríos y drenajes medidas ($233.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) son ligeramente menores (<2% de la capacidad máxima del embalse, Tabla 9). Esto implica que los valores medidos de descarga de todos los afluentes permiten estimar adecuadamente el presupuesto de agua, sin introducir errores significativos en los cálculos de aporte de nutrientes en cada uno de ellos en las respectivas fechas de muestreo.

Estas medidas muestran que el río Amanalco contribuye con el 50% ($117.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) de las entradas de agua a VB por escorrentía en 2002-2005; cantidad similar ($123.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) a la medida por Olvera-Viascán-Viascán et al. (1998) durante 1992-1993. El río Molino contribuyó con casi un 33%, mientras el volumen de los drenajes constituyó el 4% ($10.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, Tabla 9). En general, las descargas de los ríos mostraron una variación importante (Figura 4a), vinculada a la fuerte estacionalidad entre secas (noviembre-abril) y lluvias (junio-octubre). La inyección de agua sucede principalmente en septiembre y constituye una contribución menor a las entradas totales de agua al embalse (1 a 4% dependiendo del año).

Finalmente, la extracción de agua mostró un patrón temporal más irregular que el de las entradas (Figura 11d), debido principalmente a diferencias en el manejo del embalse entre años. Sin embargo, existe una tendencia a extraer mayor cantidad de agua durante la estación seca y los primeros meses de la temporada de lluvias, presentándose las tasas máximas ($\sim 1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) principalmente durante junio y julio.

4.2.2 Balances de masas de N y P

Las variaciones temporales de las masas de P y N totales en el embalse (Figuras 11b y 11c) muestran un patrón irregular entre los años estudiados. Entre 2002 y 2003 dichas variaciones no reflejan la disminución observada en las tasas de ingreso de nutrientes de todos los ríos (~50%), probablemente porque el ingreso de nutrientes por los drenajes no cambió. Sin embargo, durante el verano de 2002, cuando las tasas de ingreso de fósforo fueron máximas ($30 \text{ mg FT m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), el embalse mostró un importante incremento en el contenido de FT, así como una

distribución equilibrada de sus respectivas fracciones (31% FRD, 34% FOD, 35% FOP; Figura 9b). Lo anterior está relacionado, por un lado, con una gran acumulación de FRD en la capa hipolimnética (Figura 8b) y, por el otro, a las máximas concentraciones epilimnéticas de Clorofila a observadas en el periodo de estudio (Figura 12). En 2003, 2004 y 2005, las masas de FRD y FOP disminuyeron a 19% y 24%, respectivamente, y la masa de FOD se incrementó a 57%. Esta situación puede deberse, a la importante disminución en el ingreso de FT por los drenajes (~75%), así como a una respuesta interna del sistema acumulando fósforo en los sedimentos debido a una disminuida capacidad de remineralización por condiciones óxido-reducción menos eficientes.

En el caso de nitrógeno (Figura 9c), se observó que durante todo el periodo de estudio se mantiene prácticamente la misma variación temporal de las cantidades relativas de cada fracción (28% NH_4^+ , 9% $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^+$, 36% NOD y 27% NOP), en la columna de agua del embalse. Por otro lado, se observa que entre 2002 y 2003 el embalse no modifica su masa de NT, aun cuando se observó una disminución en los aportes externos de los ríos (~50%). Esto está relacionado con los aportes de NT por los drenajes, que no se modificaron significativamente en esos años. Sin embargo, es notable que entre 2003 y 2004, cuando el aporte por los drenajes tuvo una sustancial disminución (~75%), el embalse incrementó 10% su masa de NT. Esto sugiere la existencia de mecanismos internos (ej. balance neto fijación de N_2 y denitrificación) que regulan la cantidad de nitrógeno en la columna de agua.

4.2.3 Estimación de la magnitud de los procesos internos netos

La estimación de los procesos internos netos (PIN), derivada de los respectivos balances de masas (Tabla 10) de P y N, muestran flujos medios negativos (-102.0×10^3 kg P año⁻¹ y -247.8×10^3 kg N año⁻¹) lo que indica que el embalse actúa como sumidero para ambos nutrientes. Para P, donde $\text{PIN}_{(P)}$ solo considera sedimentación neta, lo anterior significa que la mayor parte (85%) de la carga externa de P a VB es incorporada en los sedimentos del embalse. En el caso de N, $\text{PIN}_{(N)}$ indica que menos de la mitad (44%) del aporte externo de N es sedimentado; por lo que los flujos de intercambio con la atmósfera son más importantes que la sedimentación.

La resolución temporal de los datos presentados aquí, permitió la confirmación de que ocurre una sedimentación neta de P la mayor parte del tiempo (Figura 13a). Este secuestro de P hacia los sedimentos podría incluir importantes cantidades de P co-precipitado biogénicamente con calcita, en particular durante mayo y junio de los años de estudio. El $PIN_{(P)}$ fue positivo en pocas ocasiones: durante julio de 2002; al inicio y final del periodo de estratificación de 2004 y al inicio de la estratificación de 2005. Estos valores positivos sugieren: a) que los aportes de FT por inyección fueron mayores que los considerados en el balance o b) la existencia de una fuente de P diferente. El ingreso por la cortina, de las cantidades de FT necesarias para igualar el balance, necesitaría ser inusualmente grande; sin embargo, la remineralización del P acumulado en los sedimentos, como carga interna, es muy probable que ocurra en respuesta a los decrementos observados en la carga externa neta de FT, en fechas previas a esos particulares momentos.

La liberación de P desde los sedimentos no fue una fuente importante de P en VB, contrario a lo sugerido por Nürnberg (1984; 1998) y Jensen et al. (1992), quienes argumentan que en condiciones redox reductoras se favorece su liberación desde los sedimentos. Los únicos momentos donde la liberación de P desde los sedimentos dominó sobre su sedimentación, coinciden más con la disminución en la carga externa neta (Figura 13c) que con condiciones anóxicas. Las concentraciones hipolimnéticas medias de FT en VB durante 2002-2005 ($86.8 \mu\text{g L}^{-1}$, $2.8 \mu\text{M}$ de la Tabla 7) no son mayores que las usadas ($1\text{--}543 \mu\text{g L}^{-1}$, lagos estratificados y $16\text{--}761 \mu\text{g L}^{-1}$, polimícticos) en los modelos de predicción de liberación de P (Nürnberg, 1998). Estas observaciones en VB apoyan lo señalado por Gächter y Wehrli (1998) y por Prairie et al. (2002) que argumentan que la liberación de P depende más de su sedimentación y de la capacidad de los sedimentos de retenerlo, que de la concentración de oxígeno en el hipolimnion.

Las variaciones temporales de $PIN_{(N)}$ muestran alternancia entre valores positivos y negativos (Figura 13b), trazando la variabilidad entre los procesos internos dominantes de intercambio de N con los sedimentos y con la atmósfera. Sin embargo, una vez tomada en cuenta la sedimentación de N, la fijación neta de N_2 (Figura 14a) mostró que la fijación excede a la denitrificación en el embalse, la mayor parte del tiempo. Altas tasas de fijación de N_2 en VB pueden deberse a la

dominancia de cianobacterias (Nandini et al. 2008) y a la limitación de nitrógeno (Merino-Ibarra et al. 2008). Durante 2002-2005, las razones molares NID:FDT en la capa epilimnética (Figura 14c) indican persistencia en la limitación por nitrógeno en el embalse, excepto durante el periodo de circulación vertical. Esto es consistente con el patrón de variación de $PIN_{(N)}$ encontrado, con valores mínimos o negativos principalmente durante la mezcla.

En promedio ($167.8 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, de la Figura 14a), estos valores indican una alta fijación neta de N_2 en VB, que casi duplica la carga de N proveniente de ríos y drenajes en el periodo de estudio (Tabla 10). Tanto las bajas razones N:P (11.2 ± 4.0) como la alta carga externa de P pueden favorecer condiciones para sostener altas tasas de fijación de N_2 en VB. Sin embargo, las estimaciones de fijación de N_2 están muy por encima del intervalo reportado por Howarth et al. (1988a) para lagos eutroficados ($0.2\text{-}9.2 \text{ g N m}^{-2} \text{ año}^{-1}$). Es posible que esta sobrestimación se deba a una sobrestimación de la sedimentación neta de N. Esto es posible si: (1) una importante fracción de la sedimentación del P es en forma inorgánica y/o (2) en VB, el nitrógeno se mineraliza en mayor medida que el P. Dada la escasez de estudios de fijación de N_2 en otros embalses eutroficados, sería de gran utilidad realizar más investigaciones tanto para entender mejor el proceso como para un manejo adecuado de los embalses.

4.4 DINÁMICA BIOGEOQUÍMICA DE N Y P

4.4.1 Dinámica de las fracciones de N y P

La extracción anual de nutrientes durante los años estudiados ($26.2 \times 10^3 \text{ kg P año}^{-1}$ y $319.7 \times 10^3 \text{ kg N año}^{-1}$, Tabla 10), no fue suficiente para contrarrestar el aporte externo ($120.5 \times 10^3 \text{ kg P año}^{-1}$ y $581.2 \times 10^3 \text{ kg N año}^{-1}$). Adicionalmente, las tasas de extracción variaron importantemente durante todo el periodo de estudio (Figura 11d). Las tasas máximas ocurrieron usualmente durante el máximo de la estación seca (marzo-mayo) y las mínimas justo después de iniciada la estación de lluvias (julio-septiembre), sin embargo el patrón de extracción fue diferente entre años. La remoción de nutrientes (Figuras 11e y 11f) fue máxima durante el verano, debido a su acumulación progresiva en la capa hipolimnética. Sin embargo, las operaciones de extracción solo removieron el 22% de la carga externa de P y el 55% de la de N (Tabla 10).

A pesar de esto, la masa de P dentro del embalse no mostró una tendencia de incremento durante el periodo de estudio. Su patrón temporal (Figura 9b) parece independiente de las variaciones en los aportes externos. Solo el aporte extraordinario de P ($68.9 \text{ mg P m}^{-2}\text{d}^{-1}$), observado en el verano de 2002, parece afectar significativamente la masa de P del embalse, que también alcanzó su máximo ($62.0 \times 10^3 \text{ kg P}$) en este periodo, duplicando el valor promedio observado ($30.9 \times 10^3 \text{ kg P}$) durante 2002-2005. Este patrón sugiere que la carga externa neta por encima de cierto límite (por ej., $40 \text{ mg P m}^{-2}\text{d}^{-1}$, Figura 13c) puede aumentar la concentración de P del embalse, y por debajo de este, la masa de P en el embalse exhibe una menor variación en el tiempo (Figura 9b). La composición de P también presentó pequeñas variaciones en el tiempo; la fracción de FOD fue la dominante (53% en promedio), seguida por FOP (25.8%) y FRD (21.2%). Solo durante el pico de 2002 cambiaron importantemente, siendo el FRD el 47% del P en el embalse, lo que puede deberse al incremento de esta fracción de P en las cargas externas.

La masa de nitrógeno en el embalse (Figura 9c) mostró un patrón menos claro en relación a su aporte externo. Contrario al P, no alcanzó su máximo durante el verano de 2002. A pesar de la reducción en la carga externa después del 2002, la masa de N incrementó en VB durante 2004-2005. Esto sugiere que el balance de N dentro del embalse no está controlado por los aportes externos. Su asimilación y mineralización variaron a escala estacional; observándose un incremento sostenido de NID durante la estratificación (debido principalmente a la acumulación hipolimnética de NH_4^+), seguido de una importante disminución durante la mezcla. Durante el inicio de la estratificación, NO_3^- predomina sobre NH_4^+ (Figuras 8b y 8c), por lo que son probables mayores tasas de denitrificación en este periodo. Estos patrones sugieren que son los procesos internos los que regulan la cantidad y composición del N en VB. Las concentraciones medias de nutrientes medidas en VB durante 2002-2005 (Tabla 6), fueron mayores (9% para FRD y 30% para NID) que las registradas en 2001 (Merino-Ibarra et al. 2008).

Entre 2002 y 2005, la concentración de FRD promedió $0.60 \mu\text{M}$. En el hipolimnion el FRD ($0.87 \mu\text{M}$) duplicó, en promedio, al epilimnético ($0.43 \mu\text{M}$). El amonio promedió $19.9 \mu\text{M}$ y su distribución vertical fue mayor que la del FRD; la concentración promedio de amonio hipolimnético ($41.3 \mu\text{M}$) fue más de cinco veces la del epilimnion (Tabla 6). Estas altas concentraciones de amonio, aunadas a

razones molares NID:FRD de 87.3 en el hipolimnion (Tabla 8), sugieren que tanto la mineralización como la liberación de N son mayores que las de P en VB.

4.4.3. Variaciones temporales de la carga interna de nutrientes

Tomando en cuenta estas observaciones se decidió estimar la carga interna de nutrientes del embalse (ec. 9, p. 51), para poder comparar su importancia relativa con respecto a la disminución en las cargas externas de P y N totales observada entre 2002 y 2005.

En el caso de P (Figura 15a), se observa que durante la mayor parte del periodo de estudio el embalse presenta un flujo neto de FRD (P inorgánico) hacia fracciones no disponibles (e.g. FOP; FOD) y hacia los sedimentos, representado por valores negativos de carga interna (i.e. retención de P en los sedimentos). Solo entre junio y agosto de 2002, y entre enero y febrero de 2004 se presentan valores positivos, que reflejan la acumulación hipolimnética de FRD (Figura 8a). Estos valores positivos sugieren también: que los aportes de FRD por inyección fueron mayores que los considerados en la estimación de la carga interna (balance hipolimnético de FRD) o bien la existencia de una fuente de FRD diferente. Como en el caso del balance de FT, el ingreso por la cortina de las cantidades de FRD necesarias para igualar el balance, necesitaría ser inusualmente grande; por lo que la remineralización del P acumulado en los sedimentos, como carga interna, es muy probable que ocurra en respuesta a la disminución de la carga externa neta de FRD.

En el primer caso, durante la estratificación de 2002, entre junio y julio de 2002 la carga interna ($1.3 \text{ mg FRD m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) representa el 19% de la carga externa ($6.9 \text{ mg FRD m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), mientras que entre julio y agosto representa el 75% ($5.2 \text{ mg FRD m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Durante este último periodo la carga externa neta de FRD presentó sus valores mínimos ($1.7 \text{ mg FRD m}^{-2} \text{ día}^{-1}$).

Por otro lado, es posible que durante este periodo exista un flujo importante de partículas orgánicas desde el epilimnion que, al remineralizarse, contribuyen aumentando el FRD remineralizado desde los sedimentos propiamente como carga interna. Esto es probable, debido a que en este periodo se observan las máximas concentraciones de clorofila a (Figura 12) en las capas superficial y epilimnética del embalse. Este flujo podría deberse a oscilaciones verticales de la termoclina y a

eventos de mezcla en las fronteras, causados por la regularidad del patrón de viento diario (Merino-Ibarra *et al.*, 2008).

En el segundo caso, debido a que el valor ($2.0 \text{ mg FRD m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) está situado entre la finalización del periodo de mezcla (enero) y el inicio del periodo de estratificación (febrero) de 2004, es probable que el cambio de masa positivo de FRD en el fondo del embalse, solo se deba a la disminución progresiva de la carga externa neta de FT, observada desde noviembre de 2003 hasta febrero de 2004 (Figura 11b).

Las variaciones temporales de la carga interna de NID muestran alternancia entre valores positivos y negativos (Figura 15b), reflejando la variabilidad entre los procesos internos dominantes de intercambio de N con los sedimentos y con la atmósfera. Sin embargo, en este caso los valores positivos solo se presentan durante la estratificación, reflejando que la carga interna de NID se debe a las acumulaciones de NH_4^+ en la capa hipolimnética (Figura 8b) de los años estudiados. Entre julio y agosto de 2002, se observa la más importante carga interna, lo que también es atribuible a remineralización del material particulado producido durante junio y julio del mismo año. Cualquier incremento en la concentración de NH_4^+ con la profundidad, es probable que se deba a la remineralización de partículas orgánicas en proceso de sedimentación o a la liberación de material orgánico disuelto desde los sedimentos (e.g. Hubble y Harper, 2002).

Lo anterior sugiere que el reciclaje interno de N y P es muy importante a escalas anual e interanual. En este sentido, la magnitud de la carga externa juega un papel importante en la eficiencia de reciclamiento. Además el régimen hidrológico y su influencia sobre el tiempo de residencia del embalse es determinante en la acumulación hipolimnética de los productos de remineralización de materia orgánica autóctona así como en su distribución en la columna de agua en escala estacional, y por lo tanto en la productividad primaria del embalse.

4.4.4 Inferencias sobre los principales procesos biogeoquímicos

4.4.4.1. Transición óxido-reducción

Debido a su condición trófica, la capa hipolimnética del embalse se vuelve rápidamente anóxica al inicio del periodo de estratificación (Merino-Ibarra *et al.* 2008). Para estimar las velocidades con que dicha capa se vuelve anóxica, se usaron las concentraciones promedio de OD en la capa hipolimnética al inicio del periodo de estratificación (enero – abril). La velocidad media de consumo observada entre 2002-2005 fue de $-1.76 \pm 0.46 \mu\text{mol OD l}^{-1} \text{ día}^{-1}$, siendo máxima en 2002 (-2.18) y mínima en 2005 (-1.35). Esto refleja la importancia relativa que tiene la carga externa sobre la condición trófica de VB, pues al reducirse, se observa también la disminución de la velocidad de consumo de OD. Con base en estas observaciones se calcularon las tasas medias de respiración, desnitrificación y sulfato reducción para el periodo de estudio (Tabla 11).

Al comenzar el periodo de estratificación (Figura 16), se observa un rápido consumo de OD por respiración lo que refleja la elevada concentración de materia orgánica disponible que presenta la columna de agua del embalse, por lo que las condiciones de anoxia hipolimnética se presentan prácticamente desde el inicio de la estratificación. A partir de una concentración media hipolimnética de OD de $\sim 2 \text{ mg l}^{-1}$ ($63 \mu\text{M}$), sucede en paralelo el consumo de NO_x ($\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$). En esta época del año se acelera el consumo de NO_x por desnitrificación, presentando una tasa media de consumo de $-0.9 \pm 0.6 \text{ mmol NO}_x \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

Usando como representativo para el periodo de estudio, el valor medio de desnitrificación ($-8.54 \text{ mg N m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), se recalculó el valor medio de fijación neta de N_2 ($167.8 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, de la Figura 14a) obtenido por el balance de masas de N. Aun con esta corrección se confirma que la fijación de N_2 es la fuente de aporte de N más importante al embalse con un valor medio de $91.3 \text{ mg N m}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

Una vez agotados el OD y NO_x , se observa un cambio importante en la velocidad de consumo de SO_4^{2-} (de -0.45 a $-0.6 \text{ mmol SO}_4^{2-} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), que indica su papel como principal aceptor de electrones desde junio hasta octubre en 2002 (Figura 16), en que además coinciden los más bajos valores de Eh registrados hasta ahora en VB (-7 mV) y las máximas cargas externas de nutrientes y materia orgánica observadas en el periodo de estudio (Figuras 11b y 11c). En este sentido,

la carga externa es un factor determinante sobre las condiciones de calidad de agua en el embalse, particularmente sobre la duración de las condiciones anóxicas en el hipolimnion.

4.4.4.2. Nitrificación

Después de la ruptura de la estratificación, a finales de octubre, se observa una recuperación en las concentraciones de OD en la columna de agua (Figura 3), debido al proceso de mezcla. Sin embargo, la columna de agua solo se recupera al 60% de la saturación teórica posible para las condiciones ambientales que prevalecen en VB. Esto es debido principalmente al consumo de oxígeno por respiración de materia orgánica disponible y por la nitrificación del NH_4^+ acumulado en la capa hipolimnética durante el periodo de estratificación. Lo anterior tiene importantes implicaciones para la calidad de agua en el embalse, debido a la elevada y regular acumulación hipolimnética de NH_4^+ durante el periodo de estratificación (Figura 7b) cada año. Para presentar condiciones de 100% de saturación de OD, la columna de agua debe contener alrededor de 2,631 ton (7.4 mg OD l^{-1}) de OD y en realidad presenta 1,731 ton (4.8 mg OD l^{-1}). Esto sugiere que los procesos de respiración de materia orgánica y de nitrificación estarían consumiendo alrededor del 35% del oxígeno de la columna de agua que ingresa durante la mezcla.

Para evaluar la importancia relativa del proceso de nitrificación se estimó la diferencia en masa de NH_4^+ y NO_x entre noviembre y enero de los años estudiados. En este periodo se observaron cambios de masa medios, en la columna de agua, de NH_4^+ de $-116.3 \pm 43.4 \text{ ton}$ (máx. -160.5 ton 2002-2003) y de NO_x de $+79.6 \pm 19.2 \text{ ton}$ (máx. $+101.8 \text{ ton}$ 2002-2003). Esto significa que alrededor de un 68% del amonio se nitrifica en este periodo.

En la Tabla 12 se presentan las tasas medias de producción de NO_x y las de consumo de OD y NH_4^+ para el periodo de estudio, asumiendo que todo el NO_x es producido por nitrificación. En general se observa una eficiencia de interconversión de NH_4^+ a NO_3^- alrededor del 66% lo que implica un consumo del 22% del OD que entra en la columna de agua durante la mezcla (126 ton OD) cada año, de acuerdo con la estequiometría de la reacción del proceso de nitrificación.

Aunado a lo anterior, durante la etapa de estratificación de 2003 y 2004 (Figura 8c) se observan en el metalimnion (8-12m de profundidad) concentraciones significativas de NO_3^- (2.5-5.0 μM) lo que puede atribuirse a nitrificación de NH_4^+ que asciende a esta zona desde el hipolimnion probablemente asociadas a las oscilaciones verticales de la termoclina, inducidas por el patrón regular de viento en el embalse (Merino-Ibarra *et al.* 2008).

4.4.5 Comparación de VB con otros lagos y embalses tropicales

Salas y Martino (1991) desarrollaron un modelo trófico para lagos tropicales cálidos, basado en la concentración de fósforo, que clasifica a los lagos usando fronteras numéricas diferentes a las usadas para lagos templados. Al clasificar a VB con este modelo, en términos de su contenido de FT, presenta una probabilidad de 70% de ser eutrófico. A su vez, la elevada tasa de sedimentación encontrada en VB es consistente con este modelo, que predice que las tasas de sedimentación de fósforo en lagos tropicales son, usualmente, del doble de las halladas en lagos templados con tiempos de residencia similares. La comparación de VB con 27 lagos tropicales del continente Americano (Figura 17), clasificados por Salas y Martino (1991), muestra que VB está dentro del intervalo de condiciones encontradas en sistemas eutroficados. Su comportamiento es muy similar a otros lagos y embalses profundos que presentan tiempos de residencia por encima del promedio encontrado (0.283 años) para ese conjunto de datos.

5.0 CONCLUSIONES

- Cuatro años de observaciones confirman que VB se comporta como un cuerpo de agua monomítico, y que su temperatura media hipolimnética incrementa progresivamente durante el periodo de estratificación.
- Las variaciones en el volumen de almacenamiento de agua en VB tienen un importante efecto sobre la estabilidad de estratificación y sobre el inicio de las condiciones anóxicas en el hipolimnion del embalse.
- Las variaciones en las cargas externas (particularmente la de los ríos) presentan un mayor impacto sobre la duración de la anoxia, mientras que una mayor estabilidad de la estratificación favorece importantemente a la extensión de la anoxia.
- Las cargas externas a VB exhiben importantes variaciones espacio-temporales debidas principalmente al descontrol en los aportes domésticos y de la agricultura. El aporte del río Amanalco incrementó 270% para P y 200% para N desde 1992-1993. Los drenajes del pueblo de Valle de Bravo también incrementaron su aporte de P en 250% desde 1987.
- Por encima de $40 \text{ mg P m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, la carga externa aumenta la concentración de P del embalse y cambia su fraccionación hacia una mayor proporción de FRD.
- La fijación neta de N_2 estimada ($1128.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) duplica la carga externa de N ($591.8 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) proveniente de ríos y drenajes, y es la fuente más importante de aporte de N a VB.
- En caso de ser estimaciones correctas, VB exhibe tasas de fijación de N_2 mucho más altas que las registradas hasta el momento para lagos eutroficados.
- Durante 2002 y 2005 el 85% del aporte externo de P y el 234% de N al embalse (100% del aporte externo por afluentes y el 134% procedente de fijación) se incorporó a sus sedimentos.
- Actualmente, la liberación de P desde los sedimentos no es una fuente significativa de P a la columna de agua de VB.
- La combinación de elevadas cargas externas y estratificación estable producen las condiciones necesarias para que proceda la transición óxido-

reducción, usando consecutivamente oxígeno, nitrato y sulfato en el proceso de respiración de materia orgánica en la capa hipolimnética de VB.

- El consumo de OD por nitrificación (62%) es un proceso de reciclamiento interno de N muy importante durante la ruptura de la estratificación.

6.0 RECOMENDACIONES

- Las descargas de ríos y drenajes al embalse deben medirse continuamente para prever deficiencias en el aprovisionamiento de agua y entender mejor las variaciones temporales y espaciales en la calidad del agua del embalse.
- Es de vital importancia para la recuperación de la calidad del agua del embalse dar tratamiento y/o desviar la descarga de los drenajes directos al embalse, aunado al monitoreo y regulación del uso de fertilizantes y otras fuentes de nutrientes en la sub-cuenca del río Amanalco.
- Bajas tasas de liberación de P desde los sedimentos y un elevado potencial de fijación de N₂ indican que la reducción de las cargas externas de P sería una muy efectiva medida de manejo en VB. Particularmente exitosos han resultado los sistemas de lodo simple (“single-sludge biological treatment”) para remoción de nutrientes (ver Wang et al., 2009).
- Al reducir las cargas externas, cabe esperar una importante contribución de nutrientes desde los sedimentos como carga interna. Sin embargo, esta carga interna podría eliminarse progresivamente del embalse durante las operaciones de extracción.
- Una propuesta que aun es necesario comprobar, pero que contribuiría importantemente a un reciclado de la carga interna más eficiente, así como a evitar condiciones favorables para especies de fitoplancton potencialmente tóxicas, sería manteniendo bajo el nivel del embalse durante el periodo de estratificación, principalmente de mayo a septiembre, con lo que se favorecerían condiciones para que el régimen diario de viento mezclara toda la columna de agua, introduciendo aire de forma natural y económica.

7.0 ANEXOS

ANEXO 7.1 FIGURAS

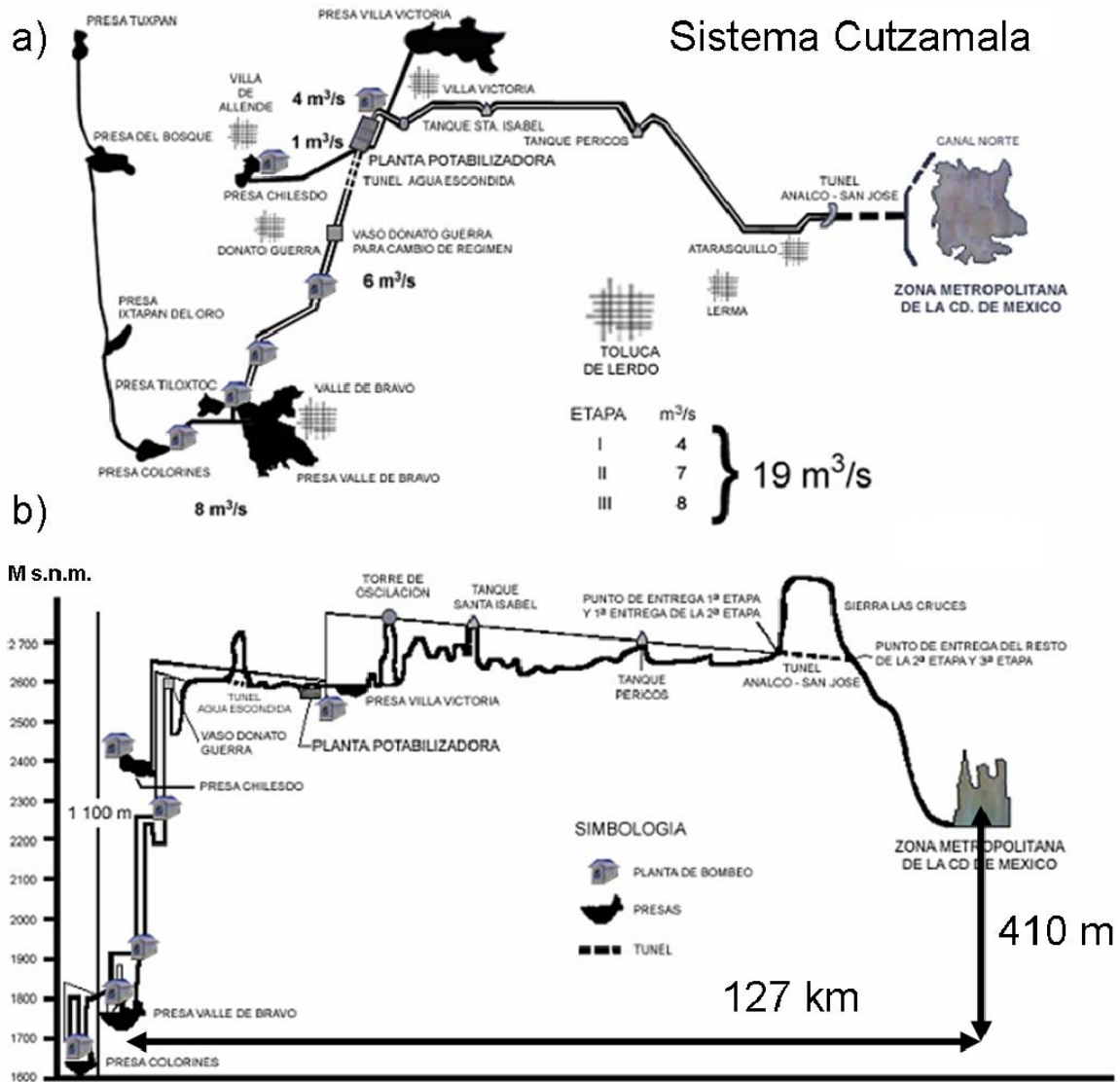


Figura 1. Descripción general del Sistema Cutzamala (SARH, 1987). (a) Siete presas de almacenamiento y una de derivación (cuenca alta del río Cutzamala); un vaso de regulación horaria; una planta potabilizadora y un acueducto de 127 km con 19 km de túneles y 7.5 km de canales. (b) Seis plantas de bombeo para vencer un desnivel de 1,100 m con un gasto de operación de $1,650 \times 10^6$ kW-h año⁻¹. Dentro de la ZMCM corren 24 km de túneles de distribución de agua al D.F. y Municipios de la zona conurbada del Estado de México (ramales Norte y Sur).

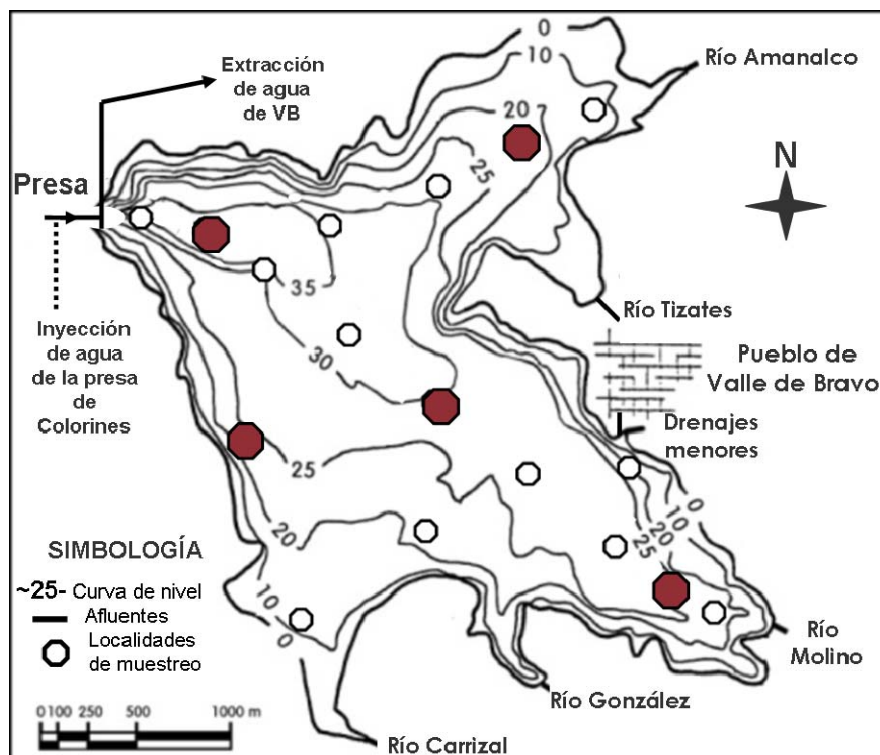


Figura 2. Área de estudio. Embalse de Valle de Bravo, Estado de México. En mayor tamaño se muestran las localidades de muestreo usadas a partir de enero de 2004.

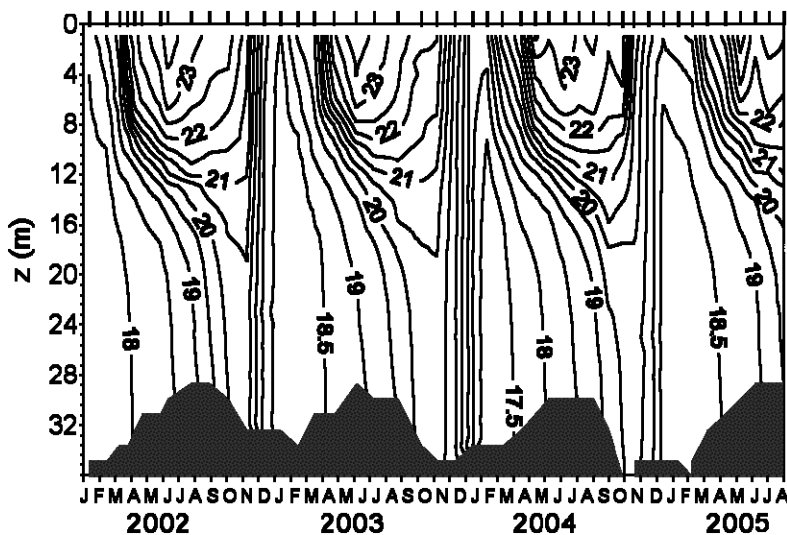


Figura 3. Distribución profundidad-tiempo de temperatura media (°C) en VB. Las marcas en el eje superior representan las fechas de muestreo. El perfil oscuro ilustra la variación en la z media del punto de muestreo más profundo del embalse.

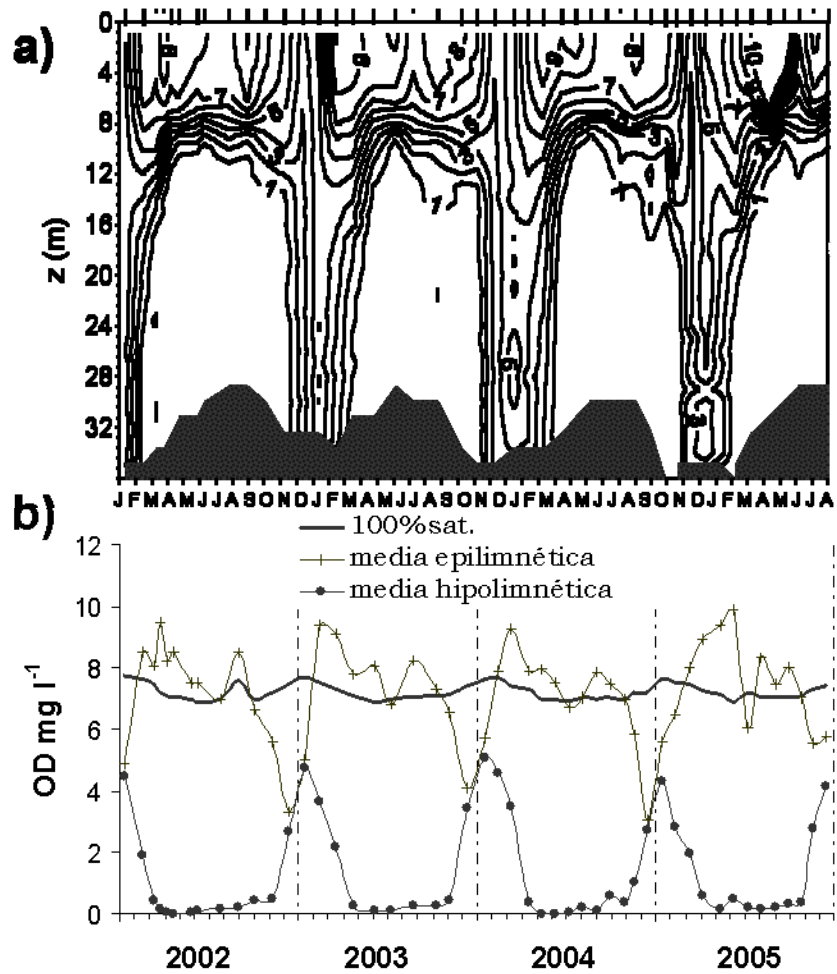


Figura 4. (a) Distribución profundidad-tiempo de oxígeno disuelto (mg l^{-1}) en VB. Las marcas en el eje superior representan las fechas e muestreo. (b) Concentración media de OD por capas. El perfil oscuro en (a) ilustra la variación en la z media del punto de muestreo más profundo del embalse.

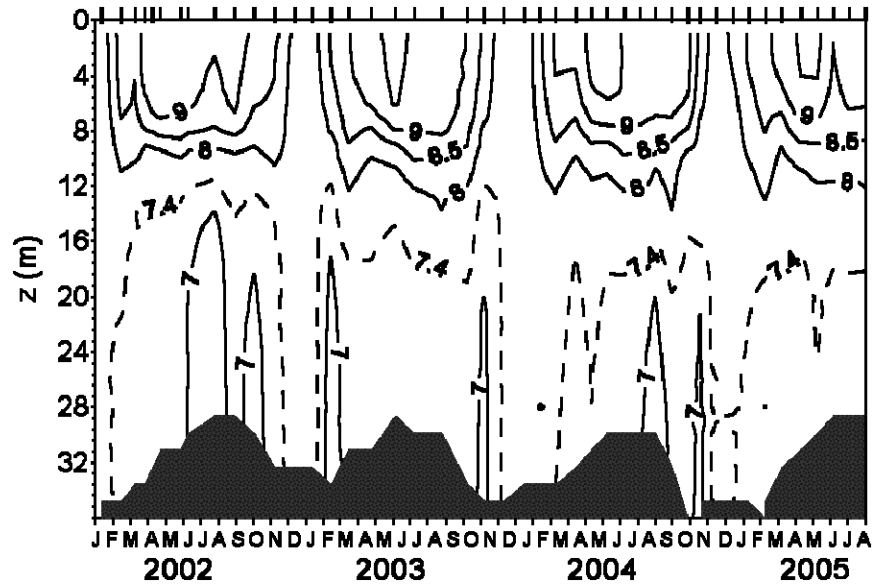


Figura 5. Distribución profundidad-tiempo de pH en VB. Las marcas en el eje superior representan las fechas e muestreo. El perfil oscuro ilustra la variación en la z media del punto de muestreo más profundo del embalse.

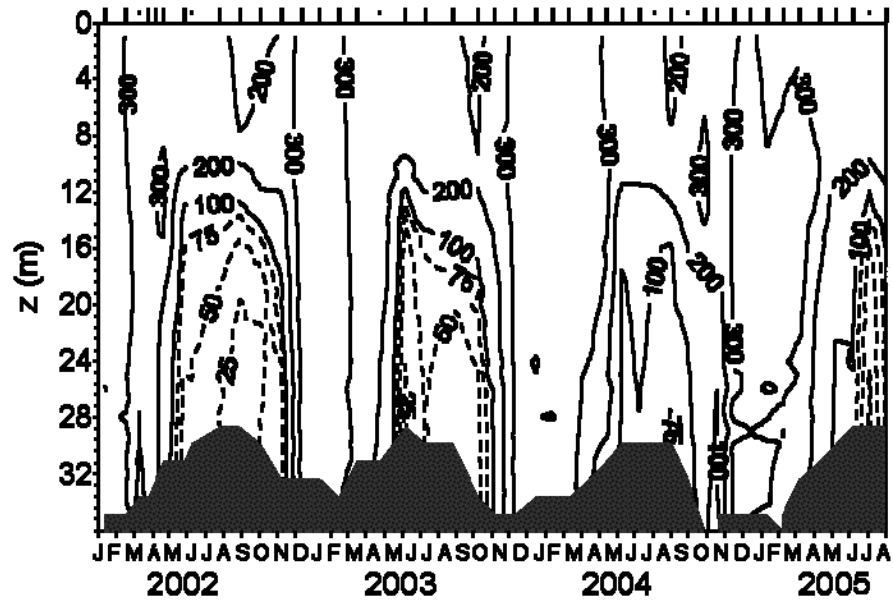


Figura 6. Distribución profundidad-tiempo de Eh en VB. Las marcas en el eje superior representan las fechas e muestreo. El perfil oscuro ilustra la variación en la z media del punto de muestreo más profundo del embalse.

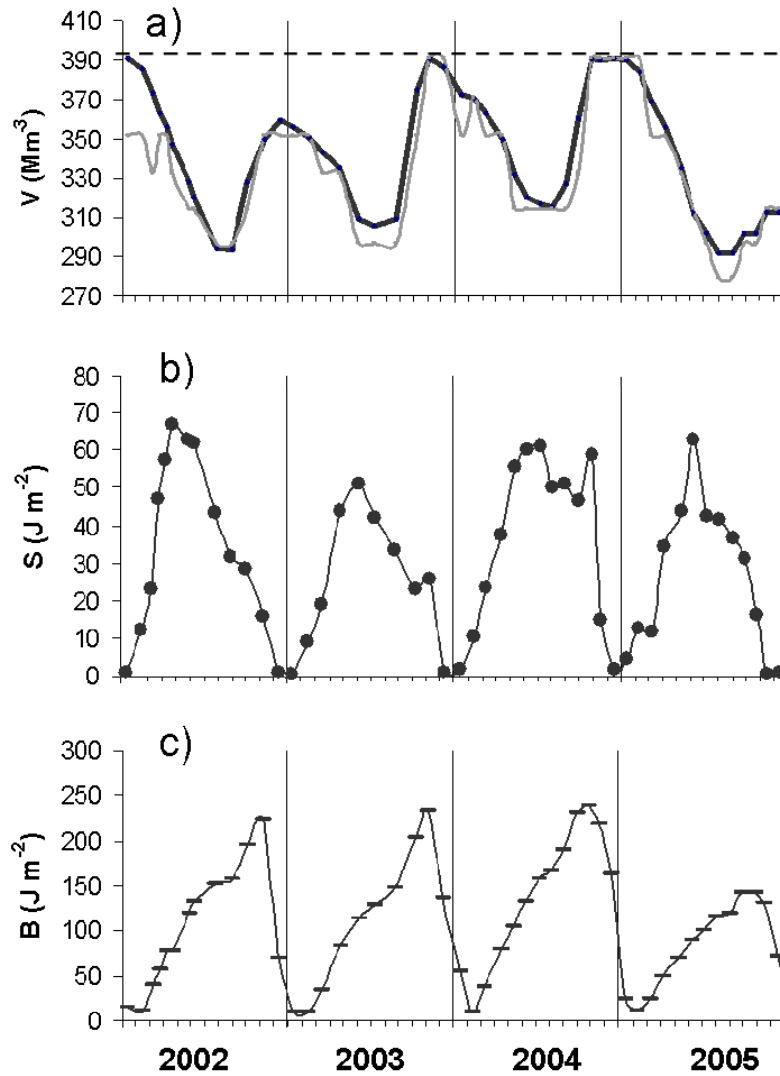


Figura 7. Variación temporal de a) Volumen del embalse CNA (V), b) Estabilidad de estratificación (S) y c) Trabajo de viento de Birge (B) en VB. La línea punteada en (a) representa el máximo volumen del embalse (391 Mm^3) y la línea gris representa los valores estimados de volumen a partir de nuestras observaciones de nivel de aforo del vaso (2002-2005).

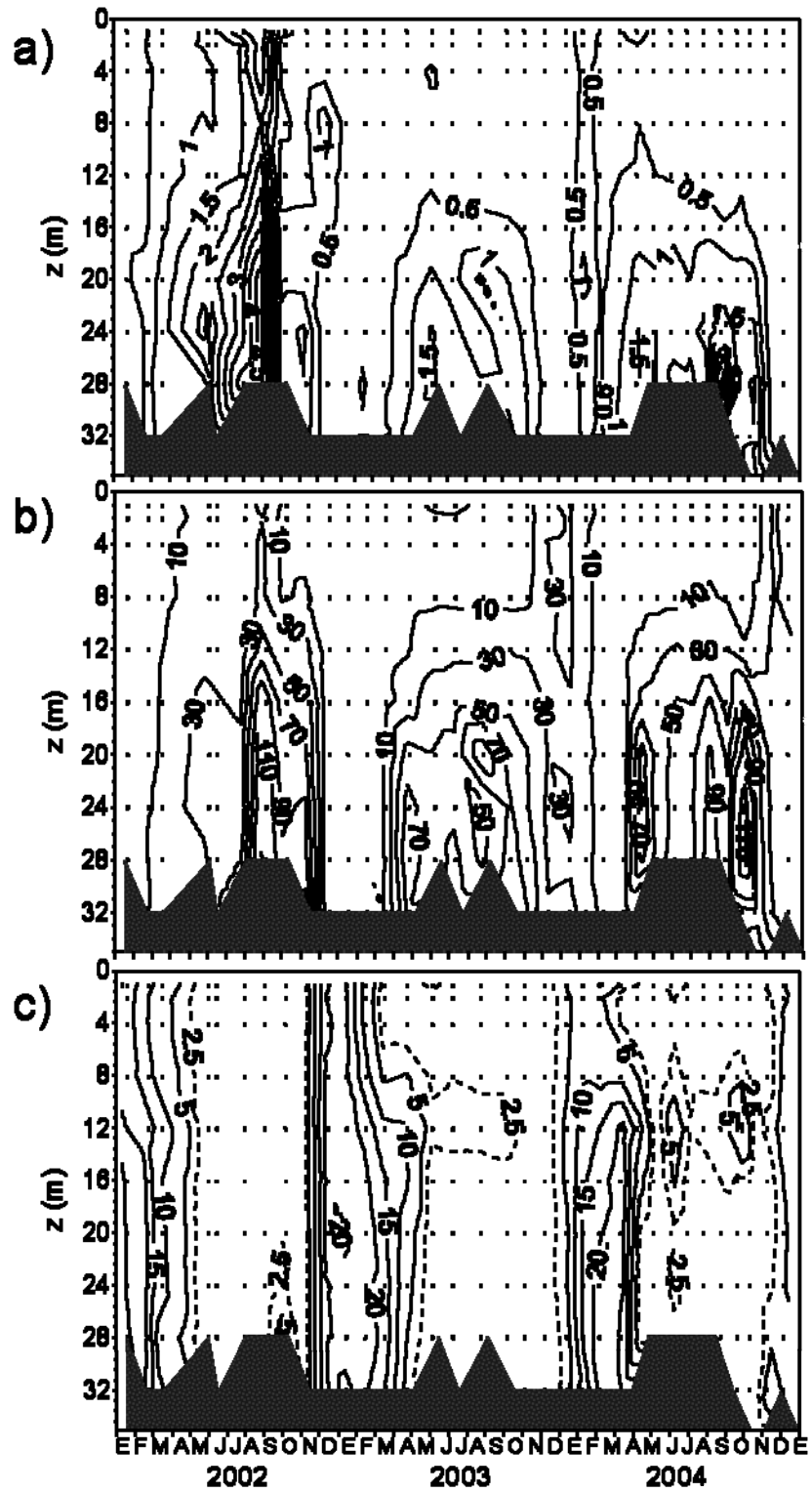


Figura 8. Diagramas profundidad-tiempo de (a) FRD, (b) NH_4^+ y (c) NO_3^- ($\mu\text{mol l}^{-1}$). Los puntos representan las fechas y profundidades de muestreo. El perfil oscuro ilustra la variación en la z media del punto de muestreo más profundo del embalse.

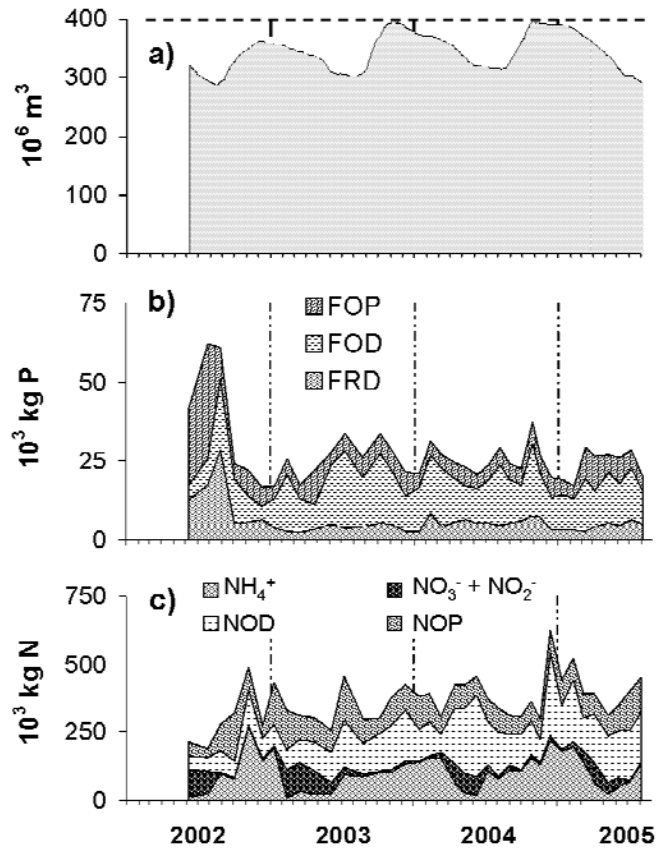


Figura 9. Variación temporal de (a) agua y las fracciones de (b) fósforo y (c) nitrógeno en VB. La línea punteada en (a) indica el máximo nivel de almacenamiento. $\text{FDT} = \text{FRD} + \text{FOD}$; $\text{NID} = \text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$.

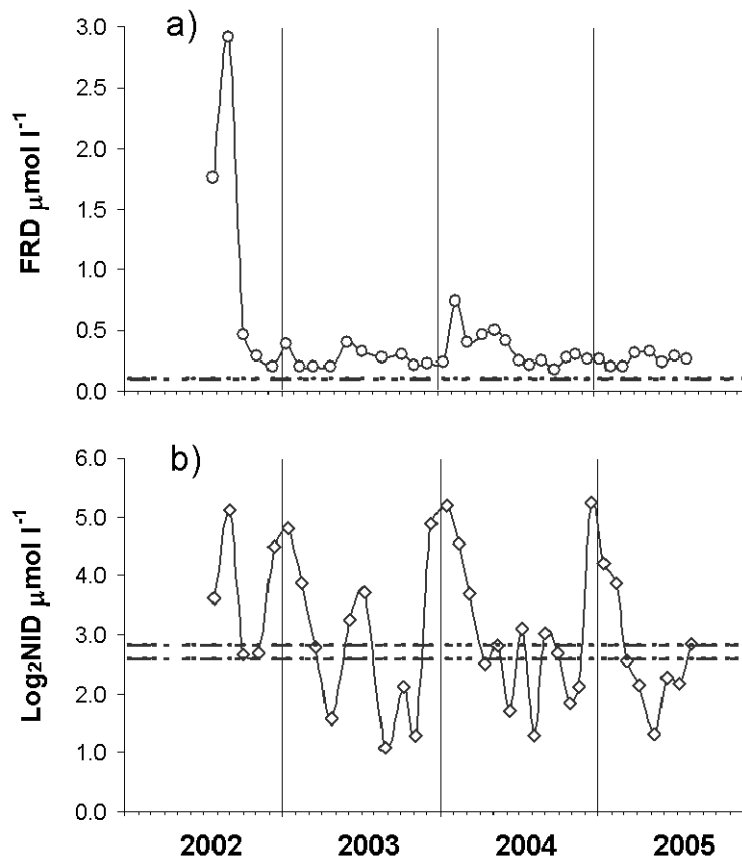


Figura 10. Variación temporal de las concentraciones epilimnéticas de a) FRD y b) $\text{Log}_2 \text{NID}$ en VB. Las líneas punteadas muestran los valores mínimos de concentración sugeridos por Reynolds (1998) para condiciones de limitación de nutrientes ($\text{FRD} = 0.1 \mu\text{mol L}^{-1}$ y $\text{NID} = 6-7 \mu\text{mol L}^{-1}$).

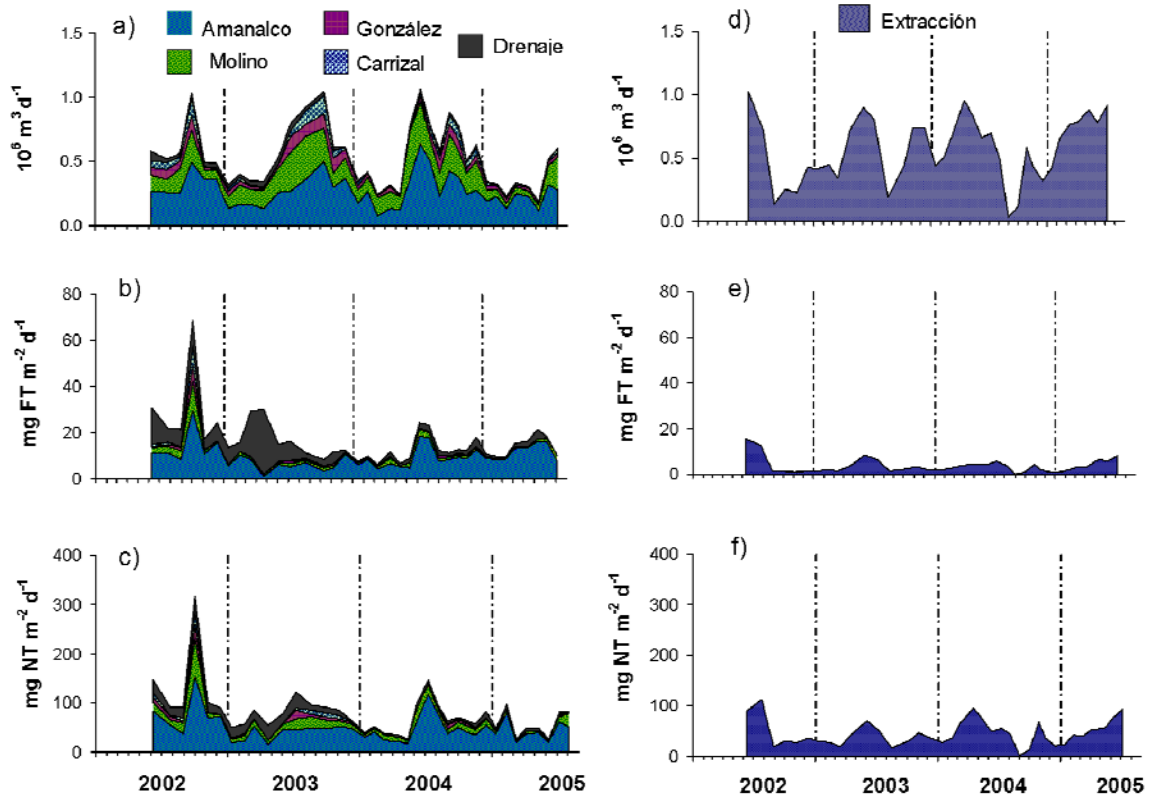


Figura 11. Variación temporal de aportes externos de (a) agua, (b) fósforo y (c) nitrógeno totales a VB; y extracción de (d) agua, (e) fósforo y (f) nitrógeno del embalse.

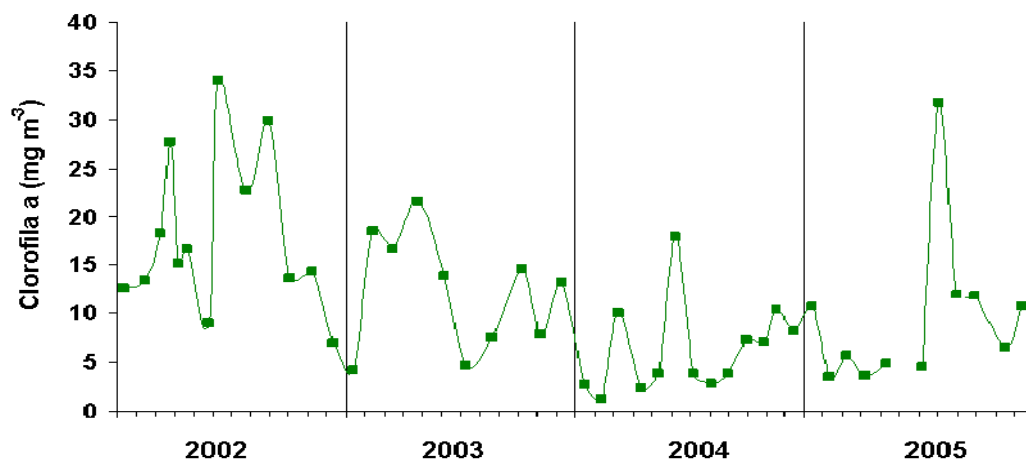


Figura 12. Variación temporal de clorofila *a* en el epilimnion de VB durante 2002-2005.

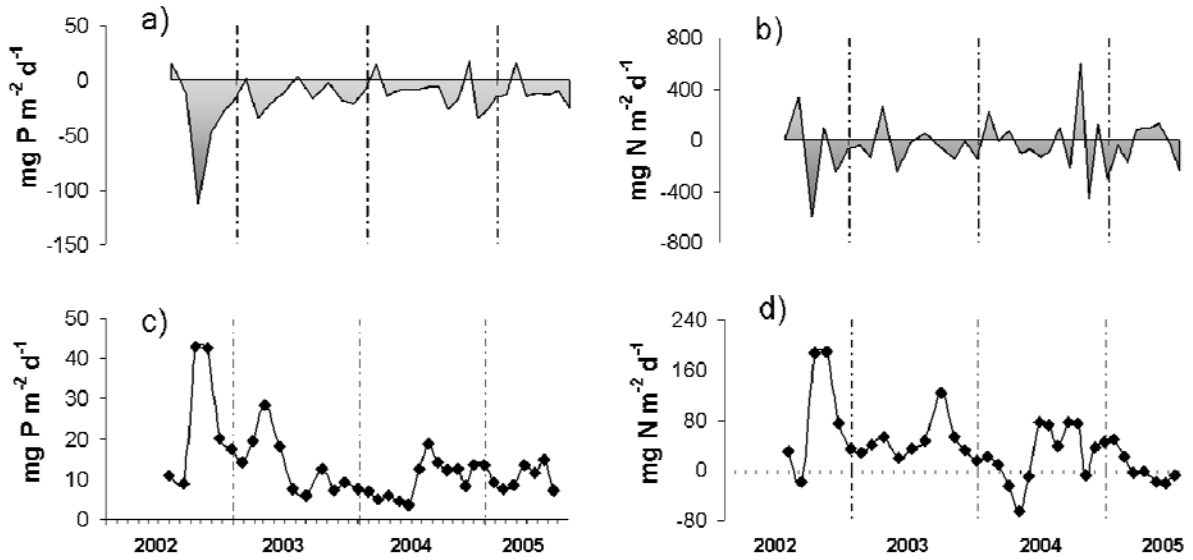


Figura 13. Distribución temporal de los residuales de los balances de masas ($PIN_{N,P}$) para (a) fósforo y (b) nitrógeno totales, y el aporte neto (entradas – salidas) de P (c) y N (d) al embalse.

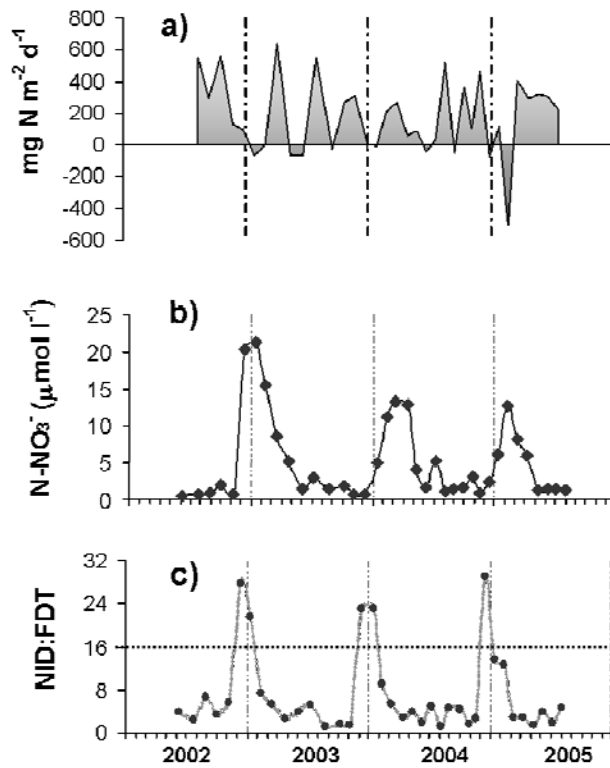


Figura 14. Variación temporal de (a) fijación neta de N_2 , (b) concentración epilimnética de nitrato y (c) razón molar NID:FDT en el epilimnion.

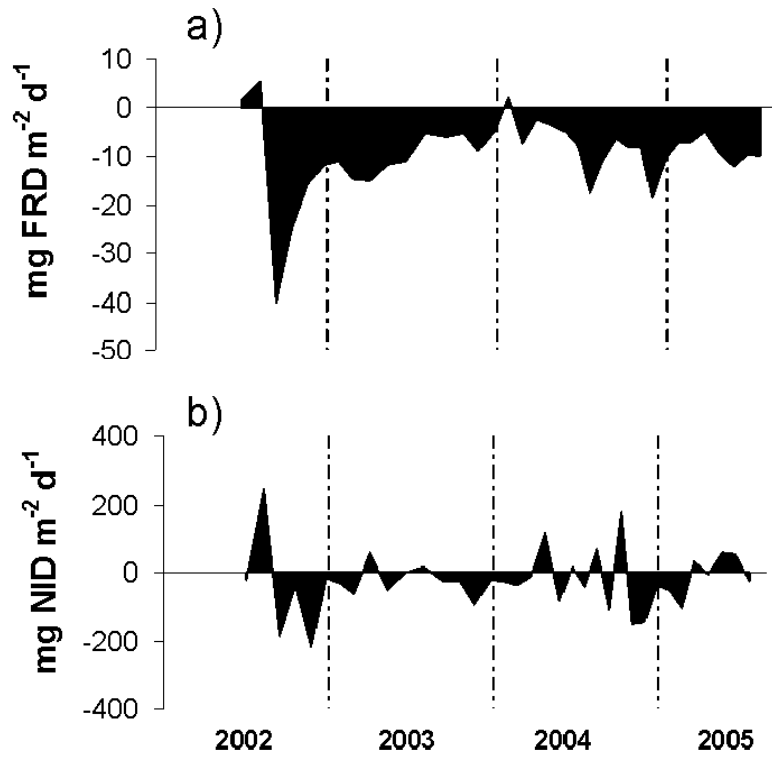


Figura 15. Distribución temporal de las cargas internas de (a) FRD y (b) NID durante 2002-2005.

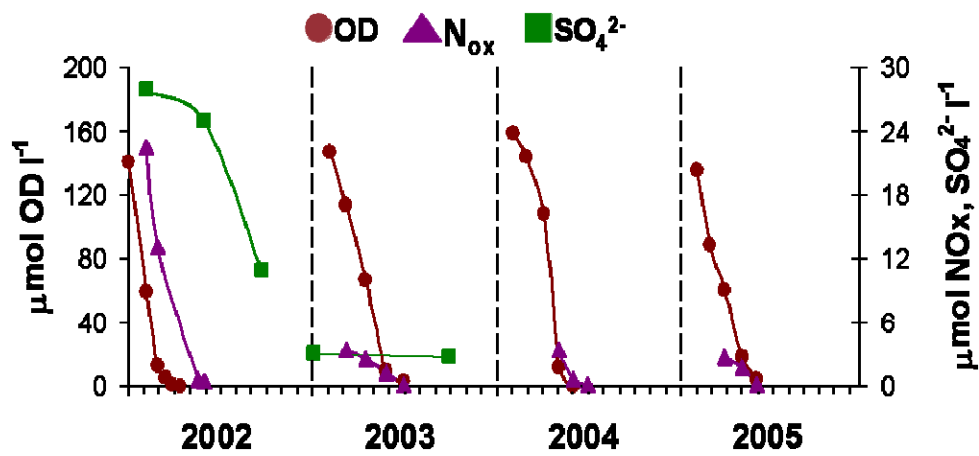


Figura 16. Transición óxido-reducción observada en el hipolimnion de VB durante 2002-2005.

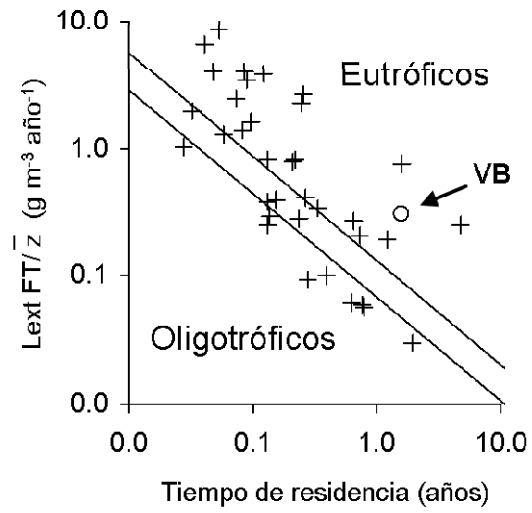


Figura 17. Comparación de VB con otros lagos tropicales de América (modificada de Salas y Martino, 1991). Donde L_{ext} , carga externa de FT y \bar{z} , profundidad media.

ANEXO 7.2 TABLAS

Tabla 1. Medias anuales y por capas de las variables y parámetros limnológicos básicos medidos *in situ* en VB durante 2002-2005. Los valores de Eh por capa de cada año y los valores medios del periodo 2002-2005 se expresan como media $\pm \sigma$.

	T (°C)	OD (mg l⁻¹)	pH	K₂₅ (μS cm⁻¹)	Eh (mV)
2002					
epilimnion	21.3	7.2	8.7	141	250±54
metalimnion	20.2	3.5	8.0	142	260±58
hipolimnion	18.8	0.9	7.2	144	185±124
columna	20.1	3.9	8.0	142	231
σ	1.7	3.0	0.7	6	89
n	6891	6891	6891	6891	6891
2003					
epilimnion	21.2	7.2	8.7	138	256±55
metalimnion	20.2	3.9	8.1	139	264±60
hipolimnion	19.3	1.6	7.3	142	199±123
columna	20.2	4.2	8.0	139	240
σ	1.6	2.9	0.8	8	87
n	6394	6394	6394	6394	6394
2004					
epilimnion	21.2	7.0	8.8	132	266±49
metalimnion	20.0	3.3	8.1	132	282±50
hipolimnion	18.7	1.4	7.4	136	218±102
columna	20.0	3.9	8.1	134	255
σ	1.8	2.9	0.7	5	75
n	3863	3863	3863	3863	3863
2005					
epilimnion	21.2	7.6	8.7	137	302±63
metalimnion	20.2	3.5	8.1	138	304±77
hipolimnion	19.3	1.4	7.5	141	222±128
columna	20.2	4.2	8.1	139	276
σ	1.5	3.1	0.7	6	99
n	3880	3880	3880	3880	3880
2002-2005					
epilimnion	21.2±1.7	7.3±1.7	8.8±0.6	136.9±6.8	269.2±57.5
metalimnion	20.2±1.3	3.5±1.6	8.1±0.3	137.6±6.9	278.5±62.9
hipolimnion	19.0±1.0	1.3±1.6	7.4±0.2	140.9±6.4	206.3±116.8
columna	20.1	4.0	8.1	138.4	251.3
σ	1.6	3.0	0.7	6.9	89.0
n	21,028	21,028	21,028	21,028	21,028

Tabla 2. Valores medios $\pm \sigma$ del volumen del embalse (V), estabilidad de estratificación (S) y trabajo de Birge (B) en VB.

Año	V (Mm³)	S (J m⁻²)	B (J m⁻²)
2002	331.86 \pm 21.71	34.8 \pm 23.5	102.6 \pm 67.4
2003	339.40 \pm 35.35	24.8 \pm 17.9	110.0 \pm 76.8
2004	346.60 \pm 31.40	36.4 \pm 22.9	137.5 \pm 75.5
2005	324.08 \pm 37.59	26.1 \pm 19.6	84.2 \pm 45.9
n	1315	49	49

S y B se calcularon a partir de los valores de temperatura registrados en toda la columna de agua de la estación central del embalse.

Tabla 3. Variables usadas en el cálculo del factor de anoxia (FA).

Año	Δ de nivel superficial (m año⁻¹)	duración de anoxia (días)	a/A₀	FA (días/año)
2002	3.9	266	0.77	205
2003	2.9	234	0.69	162
2004	3.3	217	0.77	167
2005	5.6	231	0.80	185

Cómo frontera óxico-anóxica en la columna de agua se consideró la profundidad con una concentración media de OD < 1 mg L⁻¹ (Nürnberg, 1995); a/A₀ representa la proporción de área anóxica respecto del área superficial del embalse.

Tabla 4. Concentraciones medias de SDT (mg l⁻¹) y iones mayores (μmol l⁻¹) por capa en VB (2002-2005) y sus principales afluentes (2002-2004).

	SDT	Na⁺	K⁺	Ca²⁺	Mg²⁺	Cl⁻	SO₄²⁻	CO₃²⁻	HCO₃⁻
epilimnion	112.2	358.3	65.3	310.0	309.0	112.0	20.7	120.5	1120.0
σ	7.5	32.0	2.7	27.9	47.5	11.7	16.3	128.9	233.2
n	29	29	29	29	29	29	29	29	29
hipolimnion	119.8	355.6	65.1	304.7	324.0	105.2	17.8	5.9	1364.0
σ	6.8	35.2	3.2	27.4	51.4	12.6	16.2	23.9	98.5
n	27	27	27	27	27	27	27	27	27
Amanalco	208.2	542.3	87.4	331.1	403.1	187.3	94.6	11.6	1443.7
σ	45.7	121.5	10.5	48.4	70.9	58.5	27.4	19.8	198.2
n	7	7	7	7	7	7	7	7	7
González	127.8	179.1	41.7	185.5	224.7	44.6	15.3	0.0	930.0
σ	37.1	27.9	3.6	36.2	87.5	9.6	6.2	0.0	81.5
n	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Molino	120.8	177.6	48.6	167.8	244.2	49.9	20.5	0.0	854.6
σ	26.0	18.5	5.4	16.3	38.9	14.0	18.2	0.0	71.9
n	7	7	7	7	7	7	7	7	7
Carrizal	121.1	230.4	45.0	220.6	172.5	43.8	21.8	0.0	887.8
σ	35.9	79.5	9.1	75.6	32.3	27.4	14.6	0.0	243.1
n	7	7	7	7	7	7	7	7	7

Tabla 5. Razones molares medias ± σ entre los iones mayores por capa en VB (2002-2005) y sus principales afluentes (2002-2004).

	Na⁺/(Na⁺+ Ca²⁺)	HCO₃⁻ /Ca²⁺	Si/(Na⁺ + K⁺)	(Ca²⁺+M g²⁺) / (½HCO₃⁻ +SO₄²⁻)
Epilimnion	0.54 ± 0.03	3.63 ± 0.93	1.10 ± 0.41	1.13 ± 0.27
n	9	9	9	9
Hipolimnion	0.54 ± 0.04	4.53 ± 0.46	1.27 ± 0.37	0.90 ± 0.07
n	9	9	9	9
Amanalco	0.62 ± 0.05	4.44 ± 0.84	1.26 ± 0.81	0.91 ± 0.14
n	7	7	7	7
González	0.49 ± 0.06	5.16 ± 1.03	2.48 ± 1.40	0.85 ± 0.15
n	7	7	7	7
Molino	0.51 ± 0.02	5.12 ± 0.53	2.74 ± 1.69	0.92 ± 0.06
n	7	7	7	7
Carrizal	0.51 ± 0.05	4.14 ± 0.48	2.74 ± 1.69	0.86 ± 0.08
n	7	7	7	7

Tabla 6. Concentraciones medias de nutrientes ($\mu\text{mol l}^{-1}$) por año y por periodo encontradas en VB durante 2002-2005.

2002	Si	FRD	NH₄⁺	NO₂⁻	NO₃⁻	NID
epilimnion	488	0.9	9.1	0.4	6.0	15.7
metalimnion	460	0.8	16.8	0.5	7.5	24.9
hipolimnion	440	1.2	40.8	0.5	9.1	48.5
columna	465	1.0	21.1	0.4	7.4	28.3
σ	207	1.2	29.4	0.5	9.1	26.6
n	1008	1545	1546	1482	1482	1482
2003						
epilimnion	589	0.3	7.0	0.3	4.4	11.6
metalimnion	660	0.3	11.8	0.4	7.5	19.6
hipolimnion	793	0.6	32.5	0.4	8.8	41.7
columna	675	0.4	16.8	0.4	6.7	23.7
σ	286	0.4	25.1	0.4	8.4	24.4
n	1434	1890	1887	1890	1890	1890
2004						
epilimnion	411	0.3	6.6	0.6	2.4	9.7
metalimnion	436	0.4	14.4	0.7	6.5	21.6
hipolimnion	480	1.0	51.1	0.6	6.6	58.2
columna	440	0.6	22.9	0.6	4.8	28.3
σ	457	0.5	36.0	0.7	6.4	35.1
n	1228	1228	1228	1228	1228	1228
2005						
epilimnion	433	0.2	6.5	0.6	2.6	9.6
metalimnion	497	0.3	19.4	0.6	4.8	24.8
hipolimnion	564	0.8	40.9	0.7	5.4	46.9
columna	485	0.4	19.3	0.6	3.9	23.8
σ	171	0.4	22.8	0.6	5.0	22.9
n	1295	1295	1294	1294	1294	1294
2002-2005						
epilimnion	459.6±186.0	0.4±0.5	8.2±9.2	0.5±0.5	3.7±5.3	12.4±10.3
metalimnion	496.0±163.1	0.4±0.4	16.4±10.6	0.6±0.4	6.2±5.1	23.2±8.5
hipolimnion	536.8±204.6	0.9±0.7	43.2±30.0	0.5±0.5	6.1±7.9	49.8±24.5
columna	497.5	0.61	22.6	0.5	5.3	12.9
σ	186.7	0.61	24.2	0.5	6.5	11.3
n	4965	5958	5955	5894	5894	5894

NID = $\text{NH}_4^+ + \text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$.

Tabla 7. Concentraciones medias ($\mu\text{mol l}^{-1}$) de las diferentes fracciones de P y N, encontradas en VB durante 2002-2004.

2002	FOD	FOP	FT	NOD	NOP	NT
epilimnion	1.7	0.7	3.2	26.2	17.2	58.1
metalimnion	1.5	0.6	2.9	27.2	13.6	63.4
hipolimnion	1.9	0.6	3.5	38.5	13.5	99.7
columna	1.7	0.6	3.2	30.3	15.1	71.8
σ	1.6	0.4	2.6	21.8	7.1	38.8
*n	831	1041	1109	1033	939	1158
2003						
epilimnion	1.5	0.7	2.6	31.9	23.8	66.5
metalimnion	1.4	0.6	2.3	28.0	18.9	64.6
hipolimnion	1.5	0.6	2.7	24.4	17.9	76.1
columna	1.4	0.7	2.5	28.4	20.6	68.9
σ	1.0	0.4	1.3	19.6	15.0	26.9
*n	1866	1878	2139	1881	1888	2137
2004						
epilimnion	1.5	0.6	2.7	42.4	18.9	75.9
metalimnion	1.3	0.5	2.2	36.0	15.3	72.9
hipolimnion	1.5	0.4	2.9	34.2	14.6	107.0
columna	1.5	0.5	2.6	38.2	16.6	84.8
σ	0.7	0.2	1.7	22.8	6.9	44.8
*n	1227	1227	1291	1227	1227	1291
2002-2004	FOD	FOP	FT	NOD	NOP	NT
epilimnion	1.5 \pm 0.6	0.6 \pm 0.3	2.6 \pm 1.2	33.8 \pm 13.1	20.5 \pm 9.3	68.2 \pm 15.7
metalimnion	1.3 \pm 0.6	0.6 \pm 0.2	2.4 \pm 1.1	30.4 \pm 12.1	15.7 \pm 4.7	69.1 \pm 12.9
hipolimnion	1.6 \pm 1.0	0.5 \pm 0.2	3.1 \pm 1.8	32.4 \pm 19.5	14.2 \pm 4.2	99.0 \pm 38.6
columna	1.48	0.55	2.68	32.2	16.8	78.8
σ	0.77	0.21	1.38	15.2	6.9	28.8
*n	3924	4146	4539	4141	4054	4586

FT = FRD+ FOD + FOP y NT = NID + NOD + NOP; FRD y NID en Tabla 6. *Las variaciones en el número de muestras responden a: muestras perdidas durante la transportación o durante su análisis y a las modificaciones en la estrategia muestral.

Tabla 8. Razones molares medias entre las diferentes fracciones de N y P encontradas en VB durante 2002-2004.

2002	NID:FRD	NID:FDT	NID:FT	NOD:FOD	NOP:FOP	NT:FT
epilimnion	42	14.0	8.3	38.1	31.3	30.6
metalimnion	73	19.6	13.5	48.5	27.8	34.6
hipolimnion	82	23.7	21.2	56.5	30.6	44.0
columna	63	18.3	13.7	46.5	30.2	35.8
σ	77	15.8	12.1	58.4	18.5	28.9
n	1481	798	1095	824	889	1070
2003						
epilimnion	51	7.1	5.7	30.9	41.2	29.6
metalimnion	91	13.1	10.1	28.0	36.8	32.3
hipolimnion	101	22.5	17.7	32.4	36.9	34.8
columna	78	13.8	10.8	30.6	38.6	31.8
σ	76	14.4	10.8	54.4	40.4	20.3
n	1887	1865	1884	1864	1872	2135
2004						
epilimnion	37	5.9	4.4	34.0	37.1	30.9
metalimnion	70	14.5	10.8	35.6	34.3	36.0
hipolimnion	79	24.8	20.4	30.9	37.0	39.4
columna	58	14.1	11.2	33.4	36.4	34.7
σ	74	14.5	11.4	36.2	15.5	14.7
n	1228	1227	1228	1227	1227	1291
2002-2004						
epilimnion	42.3±44.3	8.5±8.8	6.7±6.5	27.0±17.9	34.5±10.8	30.1±13.3
metalimnion	73.7±42.1	14.6±7.7	11.6±5.9	28.3±21.1	30.1±7.7	33.1±13.2
hipolimnion	69.1±35.9	22.0±9.9	18.2±6.6	27.0±25.3	31.4±10.1	36.9±15.4
columna	61.7	15.0	12.2	27.4	32.0	33.4
σ	42.9	10.4	7.9	21.4	9.7	14.1
n	4596	3890	4207	3915	3988	4496

FDT= fósforo disuelto total (FRD+FOD). *Las variaciones en el número de muestras responden a: muestras perdidas durante la transportación o durante su análisis y a las modificaciones en la estrategia muestral. *En el caso de NID:FRD se consideraron las medias 2002-2005 (ver Tabla 6).

Tabla 9. Balance de agua para el embalse de Valle de Bravo durante junio 2002-agosto 2005.

Variables del Balance	Embalse (10 ⁶ m ³)	Entradas (10 ⁶ m ³ /año)	Salidas (10 ⁶ m ³ /año)	% capacidad máxima (391×10 ⁶ m ³ /año)
Volumen medio del embalse	347.9			89%
Cambio anual de volumen	-13.0			-3%
Precipitación		16.2		4%
Evaporación			-31.6	-8%
Extracción			-220.8	-56%
Inyección		9.7		2%
Aporte total de afluentes ($\sum R_i$) (calculado del balance de agua)		239.5		61%
Aportes medidos de ríos y drenajes				
Amanalco		117.3	(50%)	30%
Molino		69.1	(30%)	18%
González		20.9	(9%)	5%
Carrizal		15.6	(7%)	4%
Drenaje		10.2	(4%)	3%
Aporte total de afluentes (medido)		233.1	(100%)	60%
Diferencia entre el flujo calculado y el medido		6.4		1.6%

Los números entre paréntesis indican el porcentaje de contribución de cada afluente al aporte total de agua de ríos y drenajes.

Tabla 10. Balances anuales promedio de fósforo y nitrógeno para el embalse de Valle de Bravo durante junio 2002-agosto 2005.

	FT		NT	
	(10 ³ kg P año ⁻¹)	% de aporte	(10 ³ kg N año ⁻¹)	% de aporte
Masa en el embalse	27.4	23%	375.0	63%
Δ masa	-7.7	-6%	13.7	2%
Aporte total	120.8	100%	591.8	100%
Amanalco	66.5	55%	342.2	58%
Molino	10.6	9%	92.4	16%
González	3.9	3%	26.8	5%
Carrizal	2.9	2%	19.5	3%
Drenaje	35.2	29%	83.7	14%
Inyección	1.4	1%	16.6	3%
*Deposición atmosférica	0.3	0.3%	10.6	2%
Extracción	-26.2	-22%	-319.7	-54%
Flujo Interno Neto	-102.3	-85%	-258.4	-44%
Sedimentación	-102.3	-85%	-1386.4	-234%
Fijación de N ₂ - desnitrificación	-		1128.1	191%

* Calculada usando las tasas de deposición atmosférica total de Campo et al. 2001 (0.16 kg FT ha⁻¹·año⁻¹) y Fenn et al. 1999 (5.5 kg NT ha⁻¹·año⁻¹). Las cifras mostradas en negritas son los términos usados en el balance (ec. 6).

Tabla 11. Comparación entre las tasas medias de consumo (mmol m⁻² día⁻¹) de O₂, NO_x (NO₃⁻ + NO₂⁻) y SO₄²⁻ en la capa hipolimnética de VB durante el periodo de estratificación de 2002-2005.

Intervalos muestrales	Respiración	Denitrificación	Sulfato reducción
Enero-febrero	-78.9 ± 8.1	-0.6 ± 0.2	-
Febrero-marzo	-11.5 ± 0.5	-0.9 ± 0.6	-0.45 (feb-jun 2002)
Marzo-abril	-7.6 ± 4.4	-0.3 ± 0.3	-0.60 (jun-oct 2002)
Junio-octubre	0	0	-0.05 (ene-oct 2003)

Para respiración y desnitrificación se presentan los valores promedio ± σ (n = 20). En el caso de sulfato reducción se señalan entre paréntesis los periodos considerados para su cálculo (n = 5).

Tabla 12. Comparación de las tasas de producción de NO_x, consumo de NH₄⁺ y OD (mmol N, OD m⁻² día⁻¹) calculadas al inicio del periodo de mezcla (2002-2005).

Año	NO_x	NH₄⁺	OD	% interconversión NO₃⁻ /NH₄⁺	% consumo de OD por nitrificación
2002-2003	6.54	-10.31	-24.46	63.4	53.4
2003-2004	4.23	-5.83	-13.64	72.5	62.0
2004-2005	3.19	-5.25	-9.07	60.7	70.3

NO_x = NO₃⁻ + NO₂⁻. La razón estequiométrica observada se refiere a la ecuación de nitrificación: NH₄⁺ + 2 O₂ = NO₃⁻ + H₂O + 2 H⁺. La interconversión molar de NH₄⁺ a NO₃⁻ es 1:1, con un consumo de OD: producción de NO₃⁻ 2:1.

8.0 REFERENCIAS

- Ahlgren, I. 1967. Limnological studies of Lake Norrviken, a eutrophicated Swedish lake. 1. Water chemistry and nutrient budget. *Hydrologie* 29: 53-90.
- Andersen, J. M. 1971. Nitrogen and phosphorus budgets and the role of sediments in six shallow Danish lakes. *Arch. Hydrobiol.* 74: 528-550.
- Alcocer, J., A. Lugo, E. Escobar, M.R. Sánchez y G. Vilaclara, 2001. Water column stratification and its implications in the tropical warm monomictic lake Alchichica, Puebla, México. *Verh Internat Verein Limnol* 27: 3166-3169.
- Ambrosetti, W. y L. Barbanti. 2002. Physical limnology of Italian lakes. 2. Relationships between morphometric parameters, stability and Birgean work. *J. Limnol.*, 6(2): 159-167.
- APHA/AWWA/WEF, 1992. "Standard Methods for water and wastewater analysis". American Public Health Association Washington DC USA.
- Birge, E.A. 1916. The work of the wind in warming a lake. *Trans. Wis. Acad. Sci. Arts. Lett.* 18 (Pt 2): 341-391.
- Bridham, S.D., K. Updegraff y J. Pastor. 1998. Carbon, nitrogen, and phosphorus mineralization in northern wetlands. *Ecology* 79, 1545-1561.
- Conley, D.J., H.W. Paerl, R.W. Howarth, D.F. Boesch, S.P. Seitzinger, K.E. Havens, C. Lancelot y G.E. Likens. 2009. Controlling Eutrophication: Nitrogen and Phosphorus. *Science*. 323:1014-1015.
- Deguchi, J., A. Nakazawa y C. Gutiérrez. 1980. Studies on inter-specific relation of fishes in the dam Valle de Bravo, México-I On the environment. *Bull Coll Agr Vet Med Univ* 37:254-259.
- Dodds, W.K. 1993. What controls levels of dissolved phosphate and ammonium in surface waters? *Aquat. Sci.* 55, 132-142.
- 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.
- Downing, J.A., M. McClain, R. Twilley, J.M. Melack, J. Elser, N.N. Rabalais, W.M. Lewis Jr, R.E. Turner, J. Corredor y D. Soto. 1999. The impact of accelerating land-use change on the N-cycle of tropical aquatic ecosystems: current conditions and projected changes. *Biogeochemistry*. 46:109-148.

- Edzwald, J.K., 1974. Phosphorus interactions with clays in natural waters. Final Report for National Science Foundation, Washington (Grant GK-37438).
- Elser, J.J., E.R. Marzolf y C.R. Goldman. 1990a. Phosphorus and nitrogen limitation of phytoplankton growth in the freshwaters of North America: A review and critique of experimental enrichments. *Can. J. Aquat. Sci.* 47:1468-1477.
- Elser, J.J. y R.P. Hasset. 1994. A stoichiometric analysis of the zooplankton-phytoplankton interaction in marine and freshwater ecosystems. *Nature* 370:221-223.
- Elser, J.J., D.R. Dobberfuhl, N.A. Mackay y J.H. Schampel. 1996. Organism size, life story, and N:P stoichiometric, toward a unified view of cellular and ecosystem processes. *Bioscience* 46:674-684.
- Espinosa, M., B.L. Turner, y P.M. Haygarth. 1999. Pre-concentration and separation of trace phosphorus compounds in soil leachate. *J. Environ. Qual.* 28:1497-1504.
- Fee, E.J., R.E. Hecky, G.W. Regehr, L.L. Hendzel y P. Wilkinson. 1994. Effects of lake size on nutrient availability in the mixed layer during summer stratification. *Can. J. Fish. And Aquatic. Sci.* 52:2756-2768.
- Fee, E.J., R.E. Hecky, S.E.M. Kasian, y D.R. Cruikshank. 1996. Effects on lake size, water clarity, and climatic variability on mixing depths in Canadian Shield lakes. *Limnol. Oceanogr.* 41:912-920.
- Fisher, T.R., J.M Melack, J.U. Gobelaar, y R.W. Howarth. 1995. Nutrient limitation of phytoplankton and eutrophication of inland, estuarine and marine waters. *En Phosphorus in the Global Environment*. Ed. H. Tiessen. John Wiley and Sons, New York. Pp. 301-322.
- Fox, I., M. A. Malati y R. Perry, 1989. "The adsorption and release of phosphate from sediments of a river receiving sewage effluent". *Wat. Res.* Vol. 23, No. 6, pp 725-732.
- Gächter R. y Wehrli B. 1998. Ten years of artificial mixing and oxygenation: no effect on the internal phosphorus loading of two eutrophic lakes. *Environ Sci Technol.* 32:3659-3665.

- Gächter R. y B Müller. 2003. Why the phosphorus retention of lakes does not necessarily depend on the oxygen supply to their sediment surface. *Limnol. Oceanogr.* 48: 929–933.
- García, E. 1981. Modificaciones al Sistema de Clasificación Climática de Köppen. Instituto de Geografía, U.N.A.M.
- Geraldes, A.M. y M-J. Boavida. 2005. Seasonal water level fluctuations: Implications for reservoir limnology and management. *Lakes & Reservoirs: Research and Management* 10:59-69.
- Gerhart, D.Z., y G.E. Likens. 1975. Enrichment experiments for determining nutrient limitation: Four methods compared. *Limnol. Oceanogr.* 20:649-653.
- Glibert, P.M. y D.E. Terlizzi. 1999. Co-occurrence of elevated urea levels and dinoflagellate blooms in temperate estuarine aquaculture ponds. *Appl. Environ. Microbiol.* 65:5594-5596.
- Gotterman, H.L., 1973. Vertical movement of phosphate in freshwater. En *Environmental Phosphorus Handbook*. Griffith, E.J., A. Beeton, J.M. Spencer y D.T. Mitchel (Eds.). Wiley, New York. pp. 509-538.
- Green, J. 1993. Zooplankton associations in East African lakes spanning a wide salinity range. *Hydrobiologia* 267:249-256.
- Guildford, S.J. y R.E. Hecky. 2000. Total nitrogen, total phosphorus, and nutrient limitation in lakes and oceans: Is there a common relationship? *Limnol. Oceanogr.* 45(6) 1213-1223.
- Håkanson, L., y M. Jansson. 1983. *Principles of Lake Sedimentology*. Berlin: Springer-Verlag.
- Harper, D. 1992. *Eutrophication of Freshwaters: Principles, problems and restoration*. Chapman & Hall. Londres. 327 p.
- Hart, B.T., W. van Dok y N. Djuangsih. 2002. Nutrient budget for Saguling Reservoir, West Java, Indonesia. *Water Res.* 36:2152–2160.
- Harter, R.D., 1968. Adsorption of phosphorus by lake sediments. *Soil. Sci. Am. Proc.* 32,514-518.
- Hecky, R.E. 1993. The eutrophication of Lake Victoria. *Verh. Int. Ver. Limnol.* 25:39-48.
- Hein, M. 1997. Inorganic carbon limitation of photosynthesis in lake phytoplankton. *Freshwater Biol.* 37:545-552.

- Howarth, R.W., Marino, R., Lane, J. y Cole J.J. 1988a. Nitrogen fixation in freshwater, estuarine marine ecosystems. 1. Rates and importance. *Limnol Oceanog.* 33(4, part2):669-687.
- Howarth, R.W. 1996. Regional nitrogen budgets and riverine N and P fluxes for the drainages to the North Atlantic Ocean: Natural and human influences. *Biogeochemistry* 35:75-139.
- Hubble D.S. y Harper D.M., 2002. Phytoplankton community structure and succession in the water column of a shallow tropical lake (Lake Naivasha, Kenya). *Hydrobiologia* 488 (Developments in Hydrobiology 168): 89-98.
- Hudson, J.J., W.D. Taylor, y D.W. Schindler. 2000. Phosphate concentrations in lakes. *Nature* 406:54-56.
- Huszar, V.L.M., N.F. Caraco, F. Roland y J. Cole. 2006. Nutrient-chlorophyll relationships in tropical-subtropical lakes: do temperate models fit? *Biogeochemistry* 79:239-250.
- Hutchinson, G.E., 1957. *A Treatise on Limnology, Vol. 1: Geography, Physics and Chemistry.* New York: John Wiley and Sons.
- IDECA, 1999. Estudio Limnológico de la presa de Valle de Bravo, México. Informe para GRAVAMEX.
- Idso, S.B. 1973. On the concept of lake Stability. *Limnol. Oceanogr.* 18: 681-683.
- IMTA (1994, 1997, 1998) Informes de los proyectos RD-9412, RD-9716 y RD- 9813, presentados a GRAVAMEX.
- INEGI, 1996. Anuario Estadístico del Estado de México. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI). Gobierno del Estado de Michoacán. México.
- Ingle, R.K., y B. Colman. 1975. Carbonic anhydrase levels in blue-green algae. *Can. J. Bot.* 53:2385-2387.
- Jacobsen, O.S., 1978. "A descriptive model for phosphate sorption by lake sediments". Freshwater Biological Laboratory of Copenhagen, Hilderod, Denmark.
- Jensen HS, Kristensen P, Jeppesen E, Skythe A. 1992. Iron: phosphorus ratio in surface sediment as an indicator of phosphate release from aerobic sediments in shallow lakes. *Hydrobiologia.* 235/236:731-743.
- Kalff, J. 2002. *Limnology: Inland Water Ecosystems.* Prentice Hall. 592 pp.

- Kimmel, B.L., O.T. Lind y L.J. Paulson. 1990. Reservoir Primary Production. Pp 133-193. En K.W. Thornton, B.L. Kimmel y F.E. Payne (eds.) Reservoir Limnology: Ecological Perspectives. New York, John Wiley and Sons.
- Kirkwood, D.S. 1994. San-Plus segmented flow analyzer and its applications. Seawater analysis. Skalar. Amsterdam.
- Kling, G.W. 1988. Comparative transparency, depth of mixing and stability of stratification in lakes of Cameroon, West Africa. *Limnol. Oceanogr.* 33 (1) 27-40.
- Knoll, L.B., M.J. Vanni and W.H. Renwick. 2003. Phytoplankton primary production and photosynthetic parameters in reservoirs along a gradient of watershed land use. *Limnol. Oceanogr.* 48: 608–617.
- Leeks, G.J.L., C. Neal, H.P. Jarvie, H. Casey y D.V. Leach. 1997. The LOIS river monitoring network: strategy and implementation *The Science of the Total Environment* 194/195(1997)101-109.
- Levich, A.P. 1996. The role of nitrogen-phosphorus ratio in selecting for dominance of phytoplankton by cyanobacteria or green algae and its application to reservoir management. *J. Aquat. Ecosyst. Hlth.* 5:55-61.
- Levine, S.N., M.P. Stainton, y D.W. Schindler. 1986. A radiotracer study of phosphorus cycling in a eutrophic Canadian Shield Lake, Experimental Lake 227, northwestern Ontario. *Can. J. Fish. And Aquatic. Sci.* 43:366-378.
- Lewis, W.M., JR. 1973. The thermal regime of Lake Lanao (Philippines) and its theoretical implications for tropical lakes. *Limnol. Oceanog.* 18:200-217.
- Lewis, W.M., JR. 1978. Comparison of Temporal and Spatial Variation in the Zooplankton of a Lake by Means of Variance Components. *Ecology* Vol. 59, No. 4 (Summer, 1978), pp. 666-671.
- 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. and S. N. Levine, 1984: The light response of nitrogen fixation in Lake Valencia, Venezuela. – *Limnol. Oceanogr.* 29: 894–900.
- Lewis, W. M. Jr. 1987. Tropical limnology. *Ann Rev Ecol Syst* 18:159-84.
- Lewis, W.M.Jr. 1996. Tropical lakes: how latitude makes the difference. En *Perspectives in Tropical Limnology*. Eds. F. Schiemer y K.T. Boland. SPB Academic: The Netherlands. Pp. 43-64.

- Lewis, W.M. Jr. 2000. Basis for the protection and management of tropical lakes. *Lake Reservoir Manag.* 5:35-48.
- Lewis, W.M. Jr. 2002. Causes for the high frequency of nitrogen limitation in tropical lakes. *Vehr Int Verein Theor Angew Limnol.* 28:210-213.
- Lewis, W.M. Jr. y W.A. Wurtsbaugh. 2008. Control of Lacustrine Phytoplankton by Nutrients: Erosion of the Phosphorus Paradigm. *Internat. Rev. Hydrobiol.* 93:4-5:446-465.
- Likens, G.E. 1985. An experimental Approach for the Study of Ecosystems. *J. of Ecology.* 73: 381-396.
- Likens, G.E., y O.L. Loucks. 1978. Analysis of five North American lake ecosystems. 3. Sources, loading and fate of nitrogen and phosphorus. *Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. Verh.* 20: 568-573.
- Lindeman, R.L. 1942. The trophic-dynamic aspect of ecology. *Ecology* 23:399-418.
- Maberly, S.C. 1996. Diel, episodic and seasonal changes in pH and concentrations of inorganic carbon in a productive lake. *Freshwat. Biol.* 35:579-598.
- Martin, J.L. y S.C. McCutcheon. 1999. Hydrodynamics and transport for water quality modeling. CRC Press Inc.
- Marcus, Y., D. Zenfirth, E. Harel, y A. Kaplan. 1982. Induction of HCO₃-transporting capability and high photosynthetic ability to inorganic carbon by low concentrations of CO₂ in *Anabaena variabilis*. *Plant Physiol.* 69:1008-1012.
- Margalef R. 1982. "Ecología". Ed. Omega S.A., Barcelona. 951 pp.
- Martínez E., M.D. Martínez y P. Ramírez, 1998. Determinación de ficotoxinas en la presa de Valle de Bravo. CNA-IMTA.
- McCallister, P.L. y T.J. Logan., 1978. Phosphate adsorption/desorption characteristics of soils and bottom sediments in the Maumee river basin of Ohio. *J. Evir. Qual.* 7: 87-92.
- McEldowney, S., D. J. Hardman y S. Waite, 1993. Pollution: Ecology and Biotreatment. Longman Scientific & Technical. Pp 135-157.
- Mee, L.D. 1988. A definition of "critical eutrophication" in the marine environment. *Rev. Biol. Trop.* 36:159-161.

- Melack, J.M. 1995. Transport and transformations of phosphorus in fluvial and lacustrine ecosystems. Pages 245-254 In H. Tiessen (ed.) Phosphorus Cycling in Terrestrial and Freshwater Ecosystems. SCOPE, John Wiley & Sons, New York.
- Merino-Ibarra M, E. Monroy-Ríos, S. Castillo, J. Ramírez-Zierold, M.E. Gallegos y J. Alcocer. 2003 Wind-driven upwelling indicated by hydrological variability in a tropical eutrophied reservoir, Valle de Bravo, Mexico. In: 4th International Conference on Reservoir Limnology and Water Quality: 228–231, Institute of Hydrobiology, Academy of Sciences of the Czech Republic, České Budejovice, Czech Republic.
- Merino-Ibarra M, E. Monroy-Ríos, G. Vilaclara, F.S. Castillo, M.E. Gallegos ME y J. Ramírez-Zierold. 2008. Physical and chemical limnology of a wind-swept tropical highland reservoir. *Aquat Ecol.* 42:335-345.
- Messer, J., y P. L. Brezonik. 1983. Comparison of denitrification rate estimation techniques in a large, shallow lake. *Water Res.* 17: 631-640. *Biol. Ecol.* 72: 233-241.
- Meybeck, M. 1993. C,N,P and S in rivers: From sources to global inputs, p. 163-193. En R. Mackenzie, F.T. Chou y L. Wollast (eds), *Interaction of C,N, P and S biogeochemical cycles and global change.* Springer-Verlag.
- Monroy-Ríos, E. 2004. Hidrología del embalse de Valle de Bravo, México. Tesis de Maestría (Química acuática). Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.
- Moosmann, L., R. Gächter, B. Müller y A. Wüest. 2006. Is phosphorus retention in autochthonous lake sediments controlled by oxygen or phosphorus? *Limnol. Oceanogr.*, 51(1, part 2). 763-771.
- Nandini S, M. Merino-Ibarra y S.S.S. Sarma. 2008. Seasonal changes in the zooplankton abundances of the reservoir Valle de Bravo (State of Mexico, Mexico). *Lake Reservoir Manag.* 24:321-330.
- Naumann, E. 1919. Några synpunkter angående limnoplanktons ekologi med särskild hänsyn till fytoplankton. – *Svensk Botanisk Tidskrift* 13: 129–163.
- Nürnberg, G.K. 1984. The Prediction of Internal Phosphorus Load in Lakes with Anoxic Hypolimnia. *Limnol Oceanog.* 29:111-124.

- Nürnberg, G.K. 1995. Quantifying anoxia in lakes. *Limnol. Oceanogr.* 40:1100-1111.
- Nürnberg, G.K. 1998. Prediction of annual and seasonal phosphorus concentrations in stratified and polymictic lakes. *Limnol Oceanog.* 43(7):1544-1552.
- OECD (Organization for Economic Cooperation and Development). 1982. Eutrophication of Waters: Monitoring, Assessment and Control. Final Report. OECD Cooperative Programme on Monitoring of Inland Waters (Eutrophication Control), Environment Directorate, OECD, Paris. 154 p.
- Oliver, R.L. y G.G. Ganf. 2000. Freshwater blooms. En B.A. Whitton & M. Potts (eds.), *The Ecology of Cyanobacteria: Their Diversity in Time and Space*. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, The Netherlands. Pp. 149-194.
- Olvera-Viascán-Viascán, V. 1990. Estudio de la eutrofización del embalse Valle de Bravo, México. [Study of eutrophication in the Valle de Bravo reservoir, Mexico]. MS. thesis. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México. Mexico City. Spanish.
- Olvera-Viascán-Viascán, V., I. Bravo y C. Sánchez, 1993. *Limnología, monitoreo de Vibrio cholerae y manejo de la cuenca de la presa Valle de Bravo, México*. Informe a GRAVAMEX.
- Olvera-Viascán-Viascán V, Bravo-Inclán L, Sánchez-Chávez J. 1998. Aquatic ecology management assessment in Valle de Bravo reservoir and its watershed. *Aquat Ecosyst Health Management*. 1:277-290
- 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.
- Paerl, H.W. 1983a. Partitioning of CO₂ fixation in the colonial cyanobacterium *Microcystis aeruginosa*: A mechanism promoting surface scums. *Appl. Environ. Microbiol.* 46:252-259.
- Paerl, H.W., J. Tucker, y P.T. Bland. 1983. Carotenoid enhancement and its role in maintaining blue-green algal (*Microcystis aeruginosa*) surface blooms. *Limnol. Oceanogr.* 28:847-857.
- Paerl, H.W. 1988. Nuisance phytoplankton blooms in coastal, estuarine, and inland waters. *Limnol. Oceanogr.* 33(4, part 2):823-847.

- Peterson, B.J., W.M. Wollheim, P.J. Mulholland, J.R. Webster, J.L. Meyer, J.L. Tank, E. Martí, W. B. Bowden, H. M. Valett, A.E. Hershey, W.H. McDowell, W.K. Dodds, S.K. Hamilton, S. Gregory, y D.D. Morrall, 2001. Control of nitrogen export from watersheds by headwater streams. *Sci.* 292: 86-89.
- Prairie, Y.T., C. De Montigny y P.A. del Giorgio. 2002. Anaerobic phosphorus release from sediments: a paradigm revisited. *Verh Internat Verein Limnol.* 27:4013-4020.
- Probyn, T.A., H.N. Waldron, y A.G. James. 1990. Size-fractionated measurements of nitrogen uptake in ages upwelled waters: Implications for pelagic food webs. *Limnol. Oceanogr.* 35:202-210.
- Pujo-Pay, M. y P. Raimbault. 1994. Improvement of the wet-oxidation procedure for simultaneous determination of particulate organic nitrogen and phosphorus collected on filters. *Mar Ecol Prog Ser.* 105:203-207.
- Ramírez P., S. Nandini, S. Sarma, E. Robles, I. Cuesta y D. Hurtado, 2002. Seasonal variations of zooplankton abundance in the freshwater reservoir Valle de Bravo. *Hidrobiología* 467:91-101.
- Redfield, A.C. 1958. The biological control of chemical factors in the environment. *Am. Sci.* 46,205-221.
- Reynolds, C.S. y A.E. Walsby. 1975. Water blooms. *Biol. Rev.* 50:437-481.
- Reynolds, C.S. 1986. Experimental manipulations of the phytoplankton periodicity in large limnetic enclosures in Blelham Tarn, English Lake District. *Hydrobiologia* 138:43-64.
- Reynolds, C.S. 1992. Eutrophication and the management of planktonic algae: what Vollenweider couldn't tell us. En D.W. Sutcliffe & J.G. Jones (eds.), *Eutrophication: research and application to water supply.* Freshwater Biological Association, Ambleside: 4-29.
- Reynolds, C.S. 1998. What factors influence the species composition of phytoplankton in lakes of different trophic status? *Hydrobiologia* 369/370: 11-26.
- Rodhe, W. 1969. Crystallization of eutrophication concepts in Northern Europe, p. 50-64. En *Eutrophication: Causes, consequences, correctives.* Natl. Acad. Sci.

- Ryding, S.O. y W. Rast. 1989. The control of eutrophication of lakes and reservoirs. Parthenon Press, Man and the Biosphere Series (MAB), vol. 1, UNESCO, Paris.
- Salas, H.J. y P. Martino. 1991. A simplified phosphorus trophic state model for warm-water tropical lakes. *Water Res.* 25(3):341-350.
- SARH, 1979. Clasificación del Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán, Cuenca Río Cutzamala.
- SARH, 1987. Sistema Cutzamala. Editada por la Comisión de Aguas del Valle de México. Gpo. Clave S.A. de C.V. ISBN 968-800-271-2. 47 pp.
- Saunders, J.F. y W.M. Lewis, Jr. 1988. Dynamics and control mechanisms in a tropical zooplankton community (Lake Valencia, Venezuela), *Ecol. Monogr.* 58:337-353.
- Saxby-Rouen, K.J., B.S.C. Leadbeater y C.S. Reynolds. 1996. Ecophysiological studies on *Synura petersenii* (Synurophyceae). *Beih. Nova Hedwigia* 114:111-113.
- Scheffer, M., S.H. Hosper, M.L. Meijer, B. Moss y E., Jeppesen. 1993. Alternative equilibria in shallow lakes. *TREE* 8:275-279.
- Schmidt, W. 1928. Über Temperatur und Stabilitätsverhältnisse von Seen. *Geogr. Ann.* 10: 145-177.
- Schindler, D. W. 1977. Evolution of phosphorus limitation in lakes. *Science* 195: 260-262.
- Seitzinger, S.P. 1988. Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems: Ecological and geochemical significance. *Limnol. Oceanogr.* 33(4, part 2):702-724.
- Serruya, C. 1975. Nitrogen and phosphorus balances and load-biomass relationship in Lake Kinneret (Israel). *Int. Ver. Theor. Angew. Limnol. Verh.* 19: 1357-1369.
- Shapiro, J. 1973. Blue-green algae: Why they become dominant. *Science* 179:382-384.
- Shapiro, J. 1990. Current benefits regarding dominance by blue-greens: The case for the importance of CO₂ and pH. *Verh. Int. Verein. Limnol.* 24:38-54.
- Shapiro, J. 1997. The role of carbon dioxide in the initiation and maintenance of blue-green dominance in lakes. *Freshwater Biol.* 37:307-323.

- Smith, V.H. 1983. Low nitrogen to phosphorus favour dominance by blue-green algae in lake phytoplankton. *Science* 225:669-671.
- Smith, S.V., S. Serruya, Y. Geifman y T. Berman. 1989. Internal sources and sinks of water, P, N, Ca and Cl in Lake Kinneret, Israel. *Limnol Oceanog.* 34(7):1202-1213.
- Strickland, J.H.D. y T. R. Parsons, 1972. *A Manual of Sea Water Analysis*. Fish. Res. Board Can. Bull. Vol. 167.
- Stumm, W. y J.J. Morgan. 1996. *Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters*. Wiley & Sons, New York. Pp. 1022.
- Talling, J.F. 1965. The photosynthetic activity of phytoplankton in East African lakes. *Int. Rev. ges. Hydrobiol.* 50:1-32.
- Talling, J.F. 1969. The incidence of vertical mixing, and some biological and chemical consequences, in *Tropical African lakes*. *Verh. Int. Verein. Limnol.* 17:998-1012.
- Talling, J.F. 1976. The depletion of carbon dioxide from lake water by phytoplankton. *J. Ecol.* 64:79-121.
- Talling, J.F. 1986. The seasonality of phytoplankton in African lakes. *Hydrobiologia.* 138:139-160.
- Talling, J.F. y J. Lemoalle. 1998. *Ecological Dynamics of Tropical Inland Waters*. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Tezuka, Y. 1990. Bacterial regeneration of ammonium and phosphate as affected by the carbon:nitrogen:phosphorus ratio of organic substrates. *Microbial Ecology* 19:227-238.
- Tortajada, C. 2006. Water management in Mexico City Metropolitan Area. *Water Resources Development.* 22(2):353-376.
- Valderrama, J. C. 1981. The simultaneous analysis of total nitrogen and total phosphorus in natural waters. *Mar. Chem.* 10:109-122.
- Valdespino, P. M. 2008. *Metabolismo comunitario (producción bruta, respiración y producción neta) en un embalse tropical, monomítico y eutrófico (Valle de Bravo, México)*, Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Maestría en Ciencias (Limnología). UNAM
- Viner, A.B. 1985. Thermal stability and phytoplankton distribution. *Hydrobiologia.* 125:47-69.

- Vollenweider RA. 1968. Scientific Fundamentals of the Eutrophication of lakes and Flowing Waters, with Particular Reference to Nitrogen and Phosphorus as Factors in Eutrophication. Technical Report DAS/CSI/68.27 Paris: OECD.
- Walsby, A.E., y M.J. Booker. 1980. Changes in buoyancy of planktonic blue-green algae in response to light intensity. *Br. Phycol. J.* 15:311-319.
- Wang, L.K., Shamma, N.K. y Hung, Y-T. 2009. Advanced Biological Treatment Processes. Handbook of Environmental Engineering. Vol. 9. Humana Press. Cap. 7. pp. 209-264.
- Westlake, D.F., et al. 1980. Primary production. En D. Le Cren y R.H. Lowe-McConnell (eds.), *The Functioning of Freshwater Ecosystems*. Cambridge Univ. Press, Cambridge. Pp. 141-246.
- Wetzel, R.G. 2001. *Limnology: Lake and River Ecosystems*. Academic Press. London. Pp. 1006.