



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA

**EVALUACIÓN TEMPORAL DE LA CARGA DE FÓSFORO Y SU
BALANCE DE MASAS EN EL EMBALSE VALLE DE BRAVO:
UN SISTEMA EUTRÓFICO Y CON VARIACIONES IMPORTANTES
DE NIVEL DEL AGUA DEBIDO AL IMPACTO ANTRÓPICO**

TESIS

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS**

(BIOGEOQUÍMICA ACUÁTICA, QUÍMICA ACUÁTICA)

PRESENTA:

LIC. EN C. DE LA TIERRA ARANTXA SACRISTÁN RAMÍREZ

TUTOR PRINCIPAL:

DR. MARTÍN MERINO IBARRA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR:

DR. MIROSLAV MACEK -FES-IZTACALA, UNAM
DRA. ROCÍO J. ALCÁNTARA HERNÁNDEZ -INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
DR. FEDERICO PÁEZ OSUNA-INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM
DRA. GLORIA VILA CLARA FATJÓ - FES-IZTACALA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., FEBRERO, 2020



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.



**EVALUACIÓN TEMPORAL DE LA CARGA DE FÓSFORO Y SU
BALANCE DE MASAS EN EL EMBALSE VALLE DE BRAVO:
UN SISTEMA EUTRÓFICO Y CON VARIACIONES IMPORTANTES
DE NIVEL DEL AGUA DEBIDO AL IMPACTO ANTRÓPICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE:
MAESTRA EN CIENCIAS
(BIOGEOQUÍMICA ACUÁTICA, QUÍMICA ACUÁTICA)

PRESENTA:
LIC. EN C. DE LA TIERRA ARANTXA SACRISTÁN RAMÍREZ

TUTOR PRINCIPAL:
DR. MARTÍN MERINO IBARRA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM

COMITÉ TUTOR:
DR. MIROSLAV MACEK -FES-IZTACALA, UNAM
DRA. ROCÍO J. ALCÁNTARA HERNÁNDEZ -INSTITUTO DE GEOLOGÍA, UNAM
DR. FEDERICO PÁEZ OSUNA-INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA, UNAM
DRA. GLORIA VILA CLARA FATJÓ - FES-IZTACALA, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., FEBRERO, 2020

Agradecimientos institucionales

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por la oportunidad y el privilegio de continuar con mi formación académica en la Universidad Nacional Autónoma de México.

Esta tesis se llevó a cabo con los siguientes financiamientos otorgados:

- Estímulo de Ayudante de Investigador Nacional Nivel III o emérito, CVU: 831681.
- Beca nacional de maestría CONACYT 2018-1, CVU: 831681.
- Programa de Apoyos Económicos para Actividades Académicas (PAEP).

La información reportada se obtuvo gracias al apoyo al monitoreo del embalse Valle de Bravo otorgado por ProValle, A.C, así como los financiamientos otorgados a:

- Dr. Martín Merino Ibarra a través de los proyectos UNAM-PAPIIT-IN207702 y CONACYT-SEMARNART-2002-C01-1125.
- Dr. Javier Carmona Jiménez a través del proyecto UNAM-PAPIIT IN209107-3.

Agradezco al Dr. Martín Merino Ibarra, tutor principal de esta tesis, por su bondadoso apoyo, por aventurarse a volverme a asesorar y el invaluable aprendizaje que ha dejado en mí.

A los integrantes del jurado:

- Dr. Miroslav Macek por sus valiosas críticas y reflexiones acerca del conocimiento del fósforo.
- Dra. Rocío Alcántara Hernández por su atenta disposición y recomendaciones para la mejora de este trabajo.
- Dr. Federico Páez Osuna por su constante paciencia y acompañamiento en el desarrollo de la tesis.
- Dra. Gloria Vilaclara Fatjó por su generosa colaboración y dedicación tanto a esta investigación como a mi formación académica.

Al Hidrobiól. Fermín Sergio Castillo Sandoval y a la M. en C. Andrea Guzmán Arias por la realización de los trabajos de campo, los análisis químicos de nutrientes y de fósforo total.

A la M. en C. Mariel Barjau Aguilar por su invaluable aportación y dedicación a las bases de datos usadas en esta tesis.

Al Dr. Jorge Ramírez Zierold por su enriquecedora asesoría y discusión acerca de este trabajo.

ABREVIATURAS

P - Fósforo

PT – Fósforo total

VB- Embalse Valle de Bravo

CMA- capacidad máxima de almacenamiento

PIN (PT) -Procesos internos netos de fósforo total

ÍNDICE GENERAL

- 1. Introducción ... 1**
 - 1.1 Revisión al ciclo del fósforo en lagos y embalses ... 2
 - 1.2 Química de fósforo: especies inorgánicas y orgánicas ... 3
 - 1.2.1 Especies inorgánicas ... 3
 - 1.2.2 Especies orgánicas ... 5
 - 1.3 Fósforo y manejo del agua ... 7
 - 1.4 Controversias sobre los paradigmas de fósforo ... 8
 - 1.4.1 El papel limitante del fósforo en los sistemas acuáticos ... 8
 - 1.4.2 La relación entre fósforo y clorofila *a*... 9
- 2. Antecedentes ... 11**
 - 2.1 Estudios sobre Valle de Bravo ... 11
 - 2.2 Generalidades sobre el embalse ... 11
- 3. Justificación académica e importancia ... 13**
- 4. Preguntas de investigación e hipótesis ... 14**
- 5. Objetivos ... 15**
- 6. Materiales y métodos ... 16**
 - 6.1 Área de estudio ... 16
 - 6.1.1 Morfología de Valle de Bravo ... 17
 - 6.1.2 Hidrología ... 18
 - 6.2 Monitoreo de fuentes de agua ... 18
 - 6.3 Estrategias de muestreo ... 19
 - 6.3.1 Afluentes ... 19
 - 6.3.2 Embalse ... 20
 - 6.4 Técnicas analíticas ... 21
 - 6.4.1 fósforo total ... 21
 - 6.4.2 fósforo reactivo soluble ... 21
 - 6.4.3 Calibración del equipo espectrofotométrico (Skalar)... 22
 - 6.5 Procesamiento de datos ... 23
 - 6.5.1 Balance de agua ... 23
 - 6.5.2 Balance de fósforo total ... 25

- 7. Resultados ... 27**
 - 7.1 Resumen de la estrategia de trabajo ... 27
 - 7.2 Nivel del agua en Valle de Bravo ... 28
 - 7.3 Precipitación y evaporación ... 30
 - 7.4 Flujos de los afluentes ... 34
 - 7.5 Bombeo de agua (Colorines) ... 40
 - 7.6 Extracción de agua ... 42
 - 7.7 Balance de agua ... 44
 - 7.8 Distribución de fósforo total en el embalse ... 47
 - 7.9 Carga externa ... 50
 - 7.9.1 Afluentes ... 50
 - 7.9.2 Ríos ... 52
 - 7.9.3 Drenajes ... 55
 - 7.9.4 Entrada de fósforo total por bombeo de agua ... 57
 - 7.10 Salida de fosforo total del embalse por extracción de agua ... 59
 - 7.11 Balance de fósforo total ... 61
 - 7.11.1 Entradas y salidas ... 61
 - 7.11.2 Flujo neto ... 65
 - 7.12 Procesos internos netos ... 68
- 8. Discusión ... 71**
 - 8.1 La determinación analítica de fósforo total y fósforo reactivo soluble ... 71
 - 8.2 Relación entre las variables del balance de agua y el nivel en Valle de Bravo... 72
 - 8.3 Balances de masas: perspectivas ... 77
 - 8.4 Evolución de la carga neta en el embalse ... 78
 - 8.5 Procesos limnológicos... 82
 - 8.6 Temperatura y mezcla ... 83
 - 8.7 Procesos internos netos ... 84

9. Conclusiones ... 86

10. Literatura citada ... 88

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1** Diagrama del Sistema Cutzamala
- Figura 2** Batimetría del embalse de Valle de Bravo
- Figura 3** Ejemplo de estación meteorológica de CNA
- Figura 4** Definiciones operativas de fósforo de acuerdo con su procesamiento
- Figura 5** Balance de agua
- Figura 6** Balance de fósforo total
- Figura 7** Variación mensual del nivel de almacenamiento en el embalse
- Figura 8** Precipitación mensual
- Figura 9** Precipitación anual
- Figura 10** Evaporación mensual
- Figura 11** Evaporación anual
- Figura 12** Caudal (mensual) de los afluentes que ingresan al embalse
- Figura 13** Variación (mensual) del caudal de los ríos y drenajes que ingresan al embalse
- Figura 14** Flujo de agua anual por los ríos
- Figura 15** Flujo de agua por los drenajes
- Figura 16** Bombeo de agua mensual procedente del embalse Colorines
- Figura 17** Bombeo de agua anual procedente del embalse Colorines
- Figura 18** Extracción de agua (mensual)
- Figura 19** Extracción de agua (anual)
- Figura 20** Flujo de fósforo total (carga neta) en el embalse a escala mensual
- Figura 21** Carga neta de fósforo total en el embalse (anual)
- Figura 22** Carga de fósforo total de los afluentes (mensual)
- Figura 23** Carga total por afluentes (anual)
- Figura 24** Carga de fósforo total de los ríos (mensual)
- Figura 25** Carga de fósforo total de los ríos que ingresan al embalse (anual)
- Figura 26** Carga de fósforo total de los drenajes que ingresan al embalse (mensual)
- Figura 27** Carga de fósforo total por drenajes (anual)
- Figura 28** Carga de fósforo total por bombeo de agua desde el embalse Colorines (mensual)
- Figura 29** Carga de fósforo total procedente del embalse Colorines (anual)
- Figura 30** Carga de fósforo total por extracción de agua (mensual)

Figura 31 Carga de fósforo total por extracción de agua (anual)

Figura 32 Flujos de entrada y salida de fósforo total al embalse (mensual)

Figura 33 Flujo neto de fósforo total (mensual)

Figura 34 Procesos internos netos del fósforo total

Figura 35 Cambio en el volumen de almacenamiento ($\Delta V/\Delta T$) del embalse y entradas de agua a VB (mensual)

Figura 36 Cambio en el volumen de almacenamiento ($\Delta V/\Delta T$) del embalse de VB y salidas de agua de este (mensual).

Figura 37 Nivel de almacenamiento y flujos de entrada y salida (anual)

Figura 38 Influencia de las entradas en la carga neta del embalse (anual)

Figura 39 Relación gráfica entre la carga externa y la sedimentación neta del fósforo total

Figura 40 Influencia de la extracción de agua en la carga neta de fósforo total del embalse

Figura 41 Variación de la integración anual de la carga externa, de los procesos internos netos del fósforo total, comparados con el nivel anual medio del embalse.

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Tipos de fósforo orgánico.

Tabla 2 Límites establecidos para la concentración de fósforo total (en sedimento) señaladas en la NOM-001-SEMARNAT-1996.

Tabla 3 Términos del balance de agua

Tabla 4 Distribución de las concentraciones de fósforo en Valle de Bravo

Tabla 5 Balance de masas (PT)

Tabla 6 Proporción de la sedimentación neta (-PIN) con las entradas a Valle de Bravo

Resumen

El Sistema Cutzamala es una red de embalses para el suministro de agua a la Ciudad de México y su Área Metropolitana. La calidad del agua en este sistema se ha visto comprometida por cargas de nutrientes como el fósforo, que ingresan a los embalses como lixiviados del uso no regulado de fertilizantes y descargas no tratadas, lo que desencadena la eutrofización. Este trabajo analizó los datos hidrológicos y las cargas de fósforo total (PT) durante el período 2002-2017, para un enfoque de balance de masa del embalse de Valle de Bravo (VB), el más grande e importante del Sistema Cutzamala. Los resultados ilustran que la gestión del agua y las cargas de PT a este embalse han influido en su evolución. Para compensar la creciente demanda de agua sin poner en riesgo el ingreso turístico del lugar, el volumen se mantuvo entre el 51% y el 100% de la capacidad máxima de almacenamiento. Sin embargo, la proliferación de cianobacterias ha afectado la calidad del agua. El balance aquí establecido permitió la identificación de patrones temporales en la carga externa de PT, destacando el aporte por afluentes como el de mayor influencia. Las contingencias recientes de mayo a junio de 2012 y noviembre de 2014 aumentaron los costos de purificación y los riesgos de consumo debido a las cualidades empobrecidas. A pesar de la mejora en la gestión de las cargas externas y la reparación de las plantas de tratamiento en 2012, el desafío de lograr una buena calidad del agua en VB persiste. Durante el 2010 y el 2013 hubo un aumento de las cargas internas y externas del embalse adyacente de Colorines. También se verificó que en el embalse de VB continua dominando la sedimentación neta de PT, en una magnitud equivalente a más del 70% de las entradas totales de PT al embalse. Anualmente, la intensidad de esta sedimentación neta varió entre el -82% y el -57% de las entradas en función del nivel del embalse. Las cargas externa e interna determinaron la cantidad de P en el embalse; pero los aumentos a corto plazo de la concentración en el hipolimnion del embalse se asocian a episodios de liberación de PT de los sedimentos hacia la columna de agua. Éstos, en conjunto con los descensos de nivel y eventos de mezcla de fronteras pudieran asociarse con la proliferación de fitoplancton. Derivado de este trabajo se identificó que los esfuerzos de las instituciones gubernamentales, empresas y académicos deben integrarse para priorizar la continuidad del monitoreo y la mejora de las políticas de agua. En particular, es importante contar con una serie de tiempo extendida de monitoreo para apoyar las acciones de gestión que podrían asegurar el suministro y la calidad del agua.

Abstract

The Cutzamala System is a network of reservoirs for water supply to Mexico City and its Metropolitan Area. The water quality in this system has been compromised by loads of nutrients such as phosphorus, which enter the reservoirs as lixiviates from the unregulated use of fertilizers and untreated discharges, triggering eutrophication. This work analyzed the hydrological data and the total phosphorus (TP) loads obtained from the period 2002-2017, for a mass balance approach of the Valle de Bravo (VB) reservoir. The results illustrate that the water management and the loads to this reservoir have influenced its evolution. To compensate for the growing demand of water without risking the tourist income of the place, the volume was maintained within 51% and 100% of the maximum storage capacity. However, the proliferation of cyanobacteria has affected water quality. This mass balance allowed the identification of temporal variations in the TP external load, outlining the contribution through rivers. Recent contingencies from May to June 2012 and November 2014 increased the purification costs and the risks for consumption due to impoverished qualities. Despite the improvement in the management of external loads and the repair of treatment plants in 2012, the challenge of achieving good water quality in VB persists. There has been an increase of both internal and external loads from the adjacent Colorines reservoir during 2010 and 2013. Our balance also showed that net sedimentation continues occurring in VB, at a rate equivalent to -70% of the total external input to the reservoir. On a yearly basis, net sedimentation varied from -82% to -57% of inputs as a function of the water level. Internal and external loads determined the amount of TP in the reservoir, but short-term concentration increases in the hypolimnion seem associated to TP release from the sediments to the water column. Together with level drops and boundary mixing events, could be driving phytoplanktonic blooms. The data analysis shows that the efforts from government institutions, companies and academics should be integrated to prioritize the continuity of monitoring and improvement of water policies. It is important to continue the reservoirs biogeochemical monitoring, so that an extended time series is available to support the management actions that could ensure the supply and quality of water.

1. Introducción

El agua dulce, de buena calidad y en cantidad suficiente es esencial para mantener la vida del planeta y para el desarrollo sustentable de la humanidad. Los recursos ambientales de agua dulce se destacan dentro del desarrollo de las sociedades, pues son necesarios para la producción en la agricultura, la generación de energía, las operaciones de la industria y el mantenimiento de ecosistemas saludables (Geneva: World Health Organization WHO y UN-HABITAT, 2018).

Los sistemas acuáticos epicontinentales proveen beneficios como el transporte, abastecimiento para las actividades humanas, la alimentación y los hábitats donde se desarrolla la biodiversidad. En la actualidad, son constantemente afectados por el crecimiento poblacional, la intensificación de la agricultura, la urbanización, la producción y contaminación industrial, así como el cambio climático. En consecuencia, la capacidad de los sistemas acuáticos para proveer estos servicios y funciones se ve exagerada o disminuida al presentarse ciertos conjuntos de condiciones que modifican sus procesos naturales. Se estima que -si continúa la degradación y la presión global de estos sistemas- se pondrán en riesgo 45% del producto bruto doméstico, al 52% de la población mundial y el 40% de la producción de granos para el año 2050.

La mayor fuente de consumo de agua dulce es la agricultura, incluyendo la irrigación, ganadería y acuicultura, con 69% de las extracciones de agua a nivel mundial. Seguidamente, la industria utiliza un 19% y el uso doméstico corresponde al 12% (WWAP; UNESCO, 2017). La generación de residuos por estas actividades y su mal manejo han provocado problemas de contaminación en los sistemas acuáticos.

Por parte del tema del crecimiento poblacional, se prevé que la demanda de agua aumente de manera significativa en las próximas décadas. La disponibilidad de los recursos hídricos está intrínsecamente ligada a la calidad del agua, ya que la contaminación de las fuentes de agua puede comprometer diferentes tipos de usos. La contaminación está ligada a la producción de aguas residuales, por lo que se espera que los problemas relacionados con su manejo se incrementen.

De acuerdo con el Informe Mundial sobre el Desarrollo de los Recursos Hídricos de las Naciones Unidas (2018), se estima que más del 80% de las aguas residuales que se producen se vierten sin tratamiento a los sistemas acuáticos, por lo que atender sus afectaciones ambientales se ha vuelto crítico.

En los países desarrollados, la inquietud por mejorar el tratamiento de las aguas residuales consiste en mantener la calidad del medio ambiente y proporcionar una fuente de agua alternativa frente a la escasez de agua debido a la alteración antrópica del ciclo del agua. Sin embargo, el vertido de aguas residuales no tratadas continúa siendo una práctica habitual, especialmente en los países en desarrollo, debido a la carencia de infraestructuras, capacidad técnica e institucional y financiación (WWAP; UNESCO, 2017). En combinación con las escorrentías agrícolas y el tratamiento inadecuado de los residuos industriales, se ha hecho tangible el deterioro de la calidad del agua en todo el mundo, con modificaciones en la disponibilidad de fósforo (P) y otros nutrientes de formas complejas que aún se están estudiando.

El P se considera un elemento esencial (nutriente) en los sistemas acuáticos. Según el paradigma más aceptado, en algunos casos es el nutriente limitante que controla la producción primaria, en particular en los ecosistemas epicontinentales, aunque también en algunos ecosistemas marinos (Baldwin, 2013). Las altas concentraciones de P pueden implicar mayores flujos hacia los sistemas acuáticos, contribuyendo, junto con otros factores, al crecimiento exacerbado de algas y macrófitas (Kim et al., 2013), lo cual genera problemas en la calidad del agua.

Los sistemas acuáticos están experimentando alteraciones de los flujos de P que modifican frecuentemente los estados de equilibrio a los que se están adaptados, surgiendo la eutrofización cultural como uno de los grandes retos para los recursos hídricos en la actualidad (Glibert, 2017). Para solucionar la eutrofización y sus consecuencias, surge la necesidad de estudiar la dinámica de P en los sistemas acuáticos como herramienta para proponer y mejorar los métodos de evaluación y manejo de los recursos hídricos.

1.1 Revisión al ciclo del fósforo en lagos y embalses.

Para establecer los flujos que interactúan en un sistema acuático, se deben identificar las fuentes de P de acuerdo con su origen. En primer lugar, las fuentes pueden ser externas, es decir, tienen origen en la cuenca de drenaje o internas, que se generan de la productividad primaria y secundaria en la columna de agua. Uno de los caminos que sigue el P producido de esta forma es la sedimentación en el fondo de los sistemas acuáticos. El P del sedimento puede liberarse a la columna de agua (carga interna) debido a la combinación de procesos biológicos, químicos y físicos, por lo que los sedimentos tienen un rol central en el reciclamiento de P como fuente o sumidero de éste (Torres, Turner, y Reddy, 2014).

Otro concepto esencial al hablar del ciclo de P es el de carga. La carga se define como la masa de P por unidad de tiempo. Al igual que las fuentes, se puede clasificar en externa e interna de acuerdo a su origen.

En el contexto de manejo del agua, es imperativo determinar la carga y los flujos de las especies de P en el agua para investigar procesos internos, dar seguimiento y/o proponer estrategias de restauración de ecosistemas eutrofizados y los impactos de la escorrentía de P de las tierras cultivadas en el estado ecológico de las aguas que los reciben. De acuerdo con Kim et al. (2013) las series de datos largas (mayores o iguales a 20 años), que requieren una rutina de monitoreo son útiles para identificar las variaciones no hidrológicas en las concentraciones de P y su distribución, contextualizar series de datos contemporáneas y validar los modelos de cuenca establecidos. En este sentido, los balances de masa son una buena herramienta para estimar las dinámicas espaciotemporales de los sistemas acuáticos y así describir el funcionamiento del ecosistema durante diferentes estados de equilibrio. Los balances de masas que tienen parámetros y supuestos bien definidos se entienden con mayor facilidad y son una buena aproximación para conocer el régimen hidrológico y sus implicaciones en los flujos de P en los sistemas acuáticos (Waters y Webster-Brown, 2016).

1.2 Química de fósforo: especies inorgánicas y orgánicas.

1.2.1 Especies inorgánicas.

Un porcentaje muy alto del P que hay en el agua se encuentra en formas inorgánicas, que son refractarias. Por ej. en el fitoplancton que muere y es depositado en los sedimentos, el P se encuentra como soluto en fluidos intracelulares en minerales asociados con sílice biogénico (Libes, 2011).

La forma dominante de fósforo inorgánico en los sistemas epicontinentales es el fosfato inorgánico disuelto, pero sus concentraciones a menudo se encuentran por debajo del nivel de detección en aguas no perturbadas. Determinar la concentración de fosfato es difícil porque los métodos estándar de análisis detectan un grupo variable y poco definido de compuestos de fosfato (Walter, DODDS, y Matt, 2019)

La interacción de fosfato con hierro es importante para determinar la disponibilidad de P en los sistemas acuáticos. Se sabe que el fosfato precipita con algunos metales, como hierro férrico. La precipitación se produce sólo en presencia de oxígeno, y el complejo formado se disocia en condiciones anóxicas. La precipitación de fosfato férrico conduce a la depositación de P en los

sedimentos cuando el agua cercana está oxigenada. Cuando la precipitación se realiza en una zona anóxica (como el hipolimnion anóxico de un lago), el fosfato se disocia y se libera a formas solubles.

El P reactivo soluble es la especie principalmente usada por los productores primarios, en siguiente lugar son utilizadas las especies orgánicas disueltas. Considerando que la principal fuente de entrada a los embalses son los ríos, el P reactivo soluble constituye una porción pequeña del PT ingresado por esta vía. Los ríos transportan principalmente P inorgánico particulado (Likens, 2010).

Los organismos poseen enzimas fosfatasas dentro de las células que separan los compuestos orgánicos de P disueltos para liberar fosfato. Las microcistinas tóxicas sintetizadas por algunas cianobacterias inhiben la actividad de las fosfatasas y por esta razón son tóxicas para otros organismos. Las fosfatasas también pueden liberarse fuera de la célula (exoenzimas) o asociarse con la superficie celular exterior (ectoenzimas). Estas enzimas aumentan la disponibilidad de fosfato en las células, por lo que la excreción de fosfatasas extracelulares aumenta cuando el P se vuelve escaso. La ubicuidad de estos compuestos en la columna de agua lleva al intercambio de diversos compuestos orgánicos de P. Los ensayos para determinar la actividad de las fosfatasas se utilizan para medir el grado de deficiencia de P en los hábitats acuáticos, encontrándose que los organismos tienden a producir grandes cantidades de fosfatasa bajo condiciones limitantes (Walter et al., 2019).

La heterotrofia produce un reordenamiento de los compuestos orgánicos de P. Muchos organismos no pueden usar el fosfato directamente, pero deben consumir P orgánico para llevar a cabo el metabolismo (por ejemplo, ácidos nucleicos y lípidos). Los organismos excretan el exceso de P como fosfato o P orgánico en ambientes óxicos y anóxicos (Baldwin, 2013).

La principal diferencia con otros ciclos de nutrientes es que el fosfato no puede oxidar el carbono orgánico (como el caso de la desnitrificación y la reducción asimilatoria de sulfato). Los compuestos de P reducidos son altamente tóxicos y las concentraciones de fosfato ambiental son muy bajas, lo que podría explicar por qué los organismos no han desarrollado la capacidad para usar fosfato como aceptor de electrones en la respiración anaerobia (Walter et al., 2019)

En los sedimentos, la forma más remineralizada de P es el fosfato ácido, el cual se encuentra en varias fases minerales, llamadas apatitas, lodos enriquecidos en hierro y oxihidróxidos. Esta reacción se ve favorecida en condiciones de alta alcalinidad, concentraciones altas de fosfato y pH. Al elevarse el pH, se favorece la precipitación de apatita y este proceso puede eliminar P de la columna de agua,

secuestrándose a largo plazo en los sedimentos (Walter et al., 2019). Este P inorgánico disuelto se libera por procesos de adsorción y desorción, el intercambio de ligandos y la hidrólisis enzimática, así como por la perturbación del sedimento debido a procesos biológicos y la advección (Liang, Tong, Wang, y Wang, 2016). El fosfato puede regresar a la superficie cuando la mezcla de un lago rompe la barrera del metalimnion y hay interacción con la capa profunda, anóxica y densa.

El fosfato es asimilado en bajas concentraciones por las células bajo condiciones limitantes de P. Esto da como resultado las concentraciones particularmente bajas de fosfato (nanomoles por litro), y estas concentraciones quedan debajo por los niveles de detección de los métodos convencionales (Walter et al., 2019).

1.2.2 Especies orgánicas.

Se refiere a un grupo diverso de compuestos químicos que contienen átomos de carbono y P en la misma molécula. A pesar de que las especies orgánicas pueden ser una cantidad notable de P extracelular encontrado en muchos ambientes acuáticos, el estudio de su rol en los procesos biogeoquímicos y ecológicos está en proceso, mientras que el estudio de las formas inorgánicas se encuentra más desarrollado (Baldwin, 2013).

En este grupo se pueden mencionar las siguientes especies de P orgánico:

Tabla 1. Tipos de fósforo orgánico (Baldwin, 2013; Libes, 2011; Maynard, O'Geen y Dahlgren, 2009; Wang y Pant, 2010).

Ácidos nucleicos	Se encuentran en todos los seres vivos. Las unidades de azúcar de ribosa de los monómeros nucleótidos se unen entre sí, por medio del grupo fosfato, en un azúcar coordinado en los enlaces alcohol de otro azúcar y se forma un fosfodiéster. Ejemplos: ADN y RNA.
Otros nucleótidos	Grupo diverso que forma parte en procesos de transferencia de energía y mecanismos de mensajería a nivel celular. Ejemplos: ATP, GTP y AMP.
Fosfatos de inositol	Grupo de compuestos en el que un grupo inositol central está enlazado a uno o más grupos fosfato a través de enlaces de fosfomonoéster. Este tipo de compuestos son comunes en las reservas de P de plantas y semillas, mientras que en los sistemas acuáticos se han encontrado en sedimentos, en proporciones bajas.
Fosfolípidos	Clase de lípidos que contienen grupos mono- o di- éster fosfato en la región polar de la molécula. Componen las membranas celulares y han sido bastante estudiados en muestras ambientales como ruta para identificar la estructura de las comunidades microbianas y las dinámicas de las redes tróficas.
Fosfonatos	Compuestos que contienen al enlace C-P. Estos compuestos se encuentran cada vez con mayor frecuencia en los sistemas acuáticos, pues el glifosato es un herbicida comercial que ingresa al agua por lixiviados de la agricultura.

El fraccionamiento y la especiación de P son factores importantes al momento de considerar su impacto en la calidad del agua. Debido a la complejidad que representa el estudio de las especies de P, los balances de masa utilizan el concepto de fósforo total como estimación de las principales fracciones inorgánicas y orgánicas que componen los flujos que interactúan en los sistemas acuáticos. Así el PT se define como la suma de P orgánico particulado y las especies disueltas (inorgánicas y orgánicas) (Libes, 2011).

Otra aproximación al estudio de las especies químicas de P en los sistemas acuáticos es la determinación utilizando enfoques operativos o funcionales. En el primero, las especies se definen por el procedimiento químico involucrado, por ej. la formación de fosfomolibdeno azul para determinar el P reactivo. Siguiendo este enfoque, las especies disueltas se definen como aquellas fracciones que pasan a través de un filtro de 0.2 o 0.45 μm y se consideran en su mayoría inorgánicas. Por otro lado, el P particulado se define como la fracción retenida por un filtro y se puede incluir al P tanto orgánico como inorgánico asociado a sedimentos. Las definiciones funcionales pueden aplicar ensayos altamente específicos para cuantificar especies con una función particular, por ej. los ensayos enzimáticos específicos o la separación cromatográfica (Worsfold, McKelvie, y Monbet, 2016).

1.3 Fósforo y manejo del agua

Aunque las aguas residuales son un componente crucial dentro de la gestión del agua, después de utilizarse el agua no recibe la suficiente atención en cuanto a su manejo. Los resultados de este descuido son evidentes. Las consecuencias inmediatas, incluyendo el deterioro de los ecosistemas acuáticos y las enfermedades transmitidas por el agua a través del suministro de agua dulce contaminada, tienen serias implicaciones en el bienestar de las comunidades y los medios de sustento para las personas. Frente al factor continuo de la creciente demanda de agua, las aguas residuales están cobrando importancia como fuente de agua alternativa confiable, cambiando el paradigma de gestión de aguas residuales de “tratamiento y eliminación” a “reutilización, reciclado y recuperación del recurso”. Desde este punto de vista, las aguas residuales se están convirtiendo en parte de la solución a los retos que enfrentan las sociedades hoy en día (WHO y UN-HABITAT, 2018).

Los efectos adversos de las concentraciones elevadas de P en los sistemas acuáticos han llevado a la inclusión de estándares legislativos. En México los límites establecidos para la concentración de fósforo total (PT) para ríos y embalses se encuentran publicados en la NOM-001-SEMARNAT-1996, e indican lo siguiente:

Tabla 2. Límites establecidos para la concentración de fósforo total (en sedimento) señaladas en la NOM-001-SEMARNAT-1996.

Ríos						Embalses naturales y artificiales			
Uso en riego agrícola		Uso público urbano		Protección de vida acuática		Uso en riego agrícola		Uso público urbano	
P.M	P.D	P.M	P.D	P.M	P.D	P.M	P.D	P.M	P.D
645.1	967.1	645.1	967.1	161.2	322.5	645.1	967.7	161.2	322.5

Valores en μM . P.D.= promedio diario; P.M.= promedio mensual

En cuanto al manejo de P, los esfuerzos se dirigen a la reducción y el control de la carga externa hacia los embalses. Sin embargo, el reservorio de P en el sedimento puede volverse importante en la regulación del estado trófico del embalse, pues puede presentarse la liberación continua de P previamente acumulado. De esta forma, es posible que incremente la frecuencia de florecimientos algales, retrasando el tiempo de recuperación de los embalses (Jarvie et al., 2013).

El monitoreo del P es una de las claves para los programas de manejo requeridos para la implementación de estrategias que propongan estándares ambientales para mejorar la calidad de los sistemas acuáticos. Los balances de masas utilizan las determinaciones de fósforo total para estimar las fuentes y, por lo tanto, las cargas de P que interactúan en los sistemas acuáticos.

1.4 Controversias sobre los paradigmas del fósforo.

1.4.1 El papel limitante del fósforo en los sistemas acuáticos.

El estado trófico de los sistemas acuáticos está influenciado por las concentraciones de P y otros nutrientes. Los sistemas con bajas concentraciones de P presentan baja producción primaria. Por lo tanto, se espera que haya baja producción en niveles tróficos más altos. En el caso contrario, los sistemas que contienen P en exceso presentan agua con poca transparencia, fondos anóxicos y florecimientos algales con predominancia de cianobacterias, de las cuales algunas especies son potencialmente tóxicas (Likens, 2010).

El control de fitoplancton mediante el P es un paradigma bastante estable en la limnología moderna. Muchos trabajos de la biogeoquímica, la ingeniería ambiental y otras ciencias relacionadas están enfocados al manejo de este elemento en lagos y embalses (Lewis Jr y Wurtsbaugh, 2008).

El paradigma del control P se apoya en evidencias estequiométricas (la proporción N:P) y relaciones estadísticas (concentraciones de PT y clorofila *a*) basadas en mediciones en lagos y experimentos de laboratorio. No obstante, el uso de esta evidencia contiene ciertos puntos de controversia, los cuales están relacionados con la interpretación o el desarrollo de la evidencia en lugar de la evidencia en sí. En el razonamiento de las proporciones estequiométricas de N y P existe incertidumbre acerca de la disponibilidad diferencial de las fracciones de cada elemento, así como la determinación de aquellas que son asimilables. Sin embargo, el enfoque más empleado para llevar a establecer la limitación de nutrientes utiliza las fracciones totales de ambos elementos (Lewis Jr y Wurtsbaugh, 2008).

Las interpretaciones acerca de la disponibilidad de P presentan dificultades, pues el P algal puede ser una pequeña fracción de PT y, por otro lado, el P reactivo soluble, que incluye P soluble inorgánico más una fracción de moléculas pequeñas que contienen P se encuentra más fácilmente disponible y muestra tasas de remineralización altas. El P orgánico no es tan disponible como el P reactivo soluble, pero puede estarlo por medio de la síntesis de fosfatasa externa de fitoplancton cuando experimentan deficiencia de P. El P particulado que no forma parte de la biomasa viva abarca un rango de formas potencialmente disponibles (fósforo adsorbido en arcilla o limo) hasta esencialmente no disponibles (precipitados metálicos, hidróxidos y complejos). Además, es posible que el fraccionamiento de P cambie continuamente en la capa de mezcla y puede verse influenciado por la escorrentía de P en el epilimnion, la liberación de P de los sedimentos y el intercambio entre la capa de mezcla y las aguas hipolimnéticas. Por lo tanto, la cuantificación de la disponibilidad de fósforo en un lago representa un reto en la actualidad. Si bien ha habido algún uso del P reactivo soluble como un indicador directo de disponibilidad, la mayoría del trabajo estadístico que busca establecer la importancia del P se ha basado en el PT (Walter et al., 2019).

1.4.2 La relación entre fósforo y clorofila *a*.

El P y la clorofila *a* son componentes esenciales de la biomasa del fitoplancton. Desde la publicación de Dillon y Rigler (1974), en la que mostraron una fuerte correlación ($r^2 \sim 0.8$) entre la concentración de ambas variables, es común que en estudios más recientes se calcule la relación exponencial entre el logaritmo de PT y el promedio de clorofila *a* para apoyar la supuesta limitación de nutrientes en los lagos.

El uso de esta relación es tan habitual, que podría pensarse que, al controlar el P disminuye la concentración de clorofila *a*. El caso es, que ambas variables se miden durante las mismas ventanas de tiempo, por lo que no son variables independientes. Debido a esto, la correlación entre ambas variables debe de estar presente, aunque la correlación puede debilitarse cuando las concentraciones de P superan

notablemente el requerimiento del fitoplancton por P. La correlación entre ambas variables muestra la probabilidad con respecto a su distribución, no necesariamente indicadora de causa y efecto. Además, la variabilidad cuantitativa de P y clorofila *a* en un lago suele ser amplia, incluso en condiciones homogéneas (Lewis Jr y Wurtsbaugh, 2008).

2. Antecedentes.

2.1 Estudios sobre Valle de Bravo.

Se cuenta con datos recabados por el laboratorio de Biogeoquímica Acuática de la UNAM desde 2002 a la fecha, entre los que se incluyen descriptores limnológicos, parámetros biogeoquímicos y nutrientes. Las disertaciones de estos datos están incluidas en cinco tesis (Monroy Ríos, 2004; Ramírez Zierold, 2010; Quintanilla Terminel, 2012; Sacristán Ramírez, 2017; Barjau Aguilar, 2018) y varios artículos (Merino Ibarra et al., 2008; Ramírez-Zierold et al., 2010; Valdespino-Castillo et al. 2014; Valeriano-Riveros et al., 2014; Guimaraes-Bermejo et al., 2018; Merino et al., enviado), así como registros hidrológicos de proporcionados por el Organismo de Cuenca del Valle de México (OCVM) de la Comisión Nacional del Agua (CNA).

2.2 Generalidades sobre el embalse.

El almacenamiento de la presa se mantuvo cerca de su máxima capacidad entre 2002 y 2005. Con el paso del tiempo, su nivel fue bajando hasta alcanzar su mínimo más bajo en 2009 y después regresó al máximo en 2010.

La calidad del agua en VB se ve afectada principalmente por la eutrofización. Estudios previos a 2001, usaron como indicador las concentraciones anuales promedio de PT para evaluar el grado de eutrofia en VB. Hasta 1987 se había clasificado como mesotrófico (0.063 mg L^{-1}), con temporadas en las que el aumento de concentración señalaba eutrofia (0.140 mg L^{-1}). Las concentraciones se agruparon de acuerdo con la escala de Salas y Martino (1988). En años posteriores, el PT indicó la prevalencia de las condiciones de eutrofia, debido a la frecuencia y abundancia de las descargas de nutrientes (Olvera Viascán et al., 1998).

En 2001, el embalse presentaba el hipolimnion completamente anóxico y cianobacterias como *Microcystis*, *Anabaena* y *Aphanizomenon* generaban florecimientos en la superficie, sobre todo cuando el cuerpo estaba estratificado (Merino-Ibarra et al., 2008). Durante 2008-2009, se presentó un cambio en la composición de los productores primarios y surgieron como especies dominantes las diatomeas *Cyclotella ocellata* y *Fragilaria crotonensis*, junto con las cianobacterias *Woronichinia naegeliana* y *Microcystis wesenbergii* (Valeriano-Riveros et al., 2014).

Se ha postulado que el proceso de eutrofización en VB es resultado del incremento tanto de las descargas directas de drenajes, como de las fuentes difusas que representan los desechos agrícolas provenientes de la cuenca del río Amanalco, sin jugar aparentemente un rol importante el aporte atmosférico (Ramírez-Zierold et al., 2010).

A finales de los 80s las descargas de drenaje contribuyeron con 34% ($16 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y el río Amanalco con cerca del 57% de la carga externa total de fósforo al embalse, mientras que durante el período de 2002 a 2005 el aporte de este río aumentó a $66.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ (Olvera Viascán et al., 1998).

El incremento de las cargas de nutrientes, con énfasis en las de P, señaló la imperativa necesidad de contar con plantas de tratamiento eficaces. A este respecto, las plantas de tratamiento de aguas residuales del Municipio de VB que se encontraban en funcionamiento en 2016 son: Rastro Municipal, con una capacidad de $3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, y Valle de Bravo con $0.15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, rehabilitada en 2012. En la cuenca también participa el Rastro Municipal de Amanalco con $1 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. El problema con la planta de Valle de Bravo está relacionado con la operación y el mantenimiento de sus cárcamos de bombeo, así como las dificultades de transporte para el manejo de los lodos producidos (Comisión Nacional del Agua y Banco Mundial, 2015)

3. Justificación académica e importancia

El estudio de los ciclos biogeoquímicos y sus modificaciones en los sistemas acuáticos por la eutrofización permite plantear y priorizar esfuerzos en el manejo de los lagos y las presas, debido a los beneficios que aportan en cuanto a abastecimiento de agua e ingresos económicos principalmente. Un ejemplo es el caso de VB, sistema que ha cobrado relevancia en las últimas décadas por la evolución de su condición trófica y, como es bien sabido, es importante para el abastecimiento de agua a la Ciudad de México, así como un espacio recreativo. Para este caso, se cuenta con una serie temporal de datos larga, ya que el Laboratorio de Biogeoquímica Acuática de la UNAM ha realizado monitoreo ahí desde 2001.

Una de las acciones más comunes para mitigar el problema de la eutrofización ha sido reducir las cargas externas de fósforo y nitrógeno. Sin embargo, frecuentemente se ha comprobado que el fósforo de los embalses continúa por varios años como aporte a la columna de agua bajo ciertas condiciones físicas como los cambios de nivel del agua, la mezcla estacional y la interacción de las ondas internas (Bakker y Hilt, 2016). En este sentido, para poder gestionar con una alta eficiencia el embalse de VB se requiere contar con la caracterización de las dinámicas del fósforo en la interfaz agua-sedimento y el resto de la columna de agua, lo que permitirá estimar de forma más precisa los procesos internos netos del embalse, sobre los cuales aún hay controversias científicas, así como una contribución a mejorar los balances de fósforo y su aplicación al manejo de cuenca. Al mismo tiempo, la aplicación de esta estrategia sobre una serie temporal larga permitirá realizar interpretaciones a corto y largo plazo, para profundizar en el entendimiento de la evolución de la eutrofización en los sistemas tropicales y los riesgos potenciales que hay que enfrentar como sociedad.

4. Preguntas de investigación e hipótesis.

Pregunta general:

¿Cómo ha evolucionado el PT en VB y cuáles son sus implicaciones en los procesos biogeoquímicos del P durante el periodo 2002-2017?

Preguntas particulares:

1. ¿Cómo han variado los flujos de entrada y salida tanto de agua como de PT en VB durante el periodo de estudio?
2. ¿Cómo son los patrones a diferentes escalas? (por ejemplo, estacional, periodos de circulación y estratificación, interanual)
3. ¿Hay modificaciones en los patrones de los balances de masas de agua y de PT contemporáneos con respecto a estudios previos?
4. ¿Cómo han variado los procesos internos netos en este embalse?

Planteamiento de hipótesis.

- Se espera que haya importantes variaciones temporales, asociadas principalmente a la influencia antrópica: particularmente en términos de las concentraciones de nutrientes (eutrofización) y las variaciones del nivel del embalse debidas a su uso como fuente de agua.
- En los balances de masas se espera que las variaciones estén asociadas principalmente a las condiciones climatológicas, debido al régimen de las temporadas de secas y lluvias en una escala mensual y anual.
- Los patrones de procesos internos netos se modificarán como consecuencia de los cambios drásticos de nivel que ha presentado el embalse a lo largo de su estudio

5. Objetivos

- General

Estudiar las variaciones temporales y espaciales de la carga de fósforo total y su balance de masa en VB, explorando e integrando la base de datos disponible que abarca más de 15 años de registro continuo.

- Específicos

1. Integrar y revisar los datos recolectados de fuentes de agua y concentraciones de PT correspondientes a fuentes de agua y al embalse en el periodo 2002-2017.
2. Profundizar en el análisis y la interpretación de los resultados obtenidos de los balances mensuales tanto de agua como de PT incluidos en la base de datos, con énfasis en los años de bajo nivel del embalse.
3. Estimar la carga externa y evaluar su contribución a la cantidad de PT en VB.
4. Estimar los procesos internos del PT en las escalas temporal y espacial con base en su balance de masas.
5. Evaluar las variaciones observadas en el marco de los procesos hidrodinámicos que se han estudiado en el embalse de VB.
6. Discutir las posibles causas y efectos de las variaciones detectadas.

6. Materiales y métodos.

6.1 Área de estudio

Valle de Bravo forma parte de las obras hidráulicas que componen el Sistema Cutzamala, una de las fuentes de abastecimiento de agua potable a las Zonas Metropolitanas del Valle de México y del Valle de Toluca. La población de esta región es de 23 millones de habitantes. Las obras hidráulicas del Sistema Cutzamala se encuentran instaladas en 14 municipios de los estados de Michoacán y México y en conjunto aportan 24% del flujo anual de agua para la región central de México. El Sistema Cutzamala se construyó con el fin de amortiguar la sobreexplotación de los acuíferos de la Ciudad de México, que comprenden 68% del abastecimiento y del agua subterránea en el Valle de Lerma, cuyo aporte actualmente representa 8%. El agua del Sistema Cutzamala recorre varios vasos reguladores hasta llegar a la presa Colorines, desde donde se puede enviar a la planta de tratamiento de Los Berros, que tiene una capacidad de $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, para su potabilización o bien a la presa VB para su almacenamiento (CNA y BM, 2015).

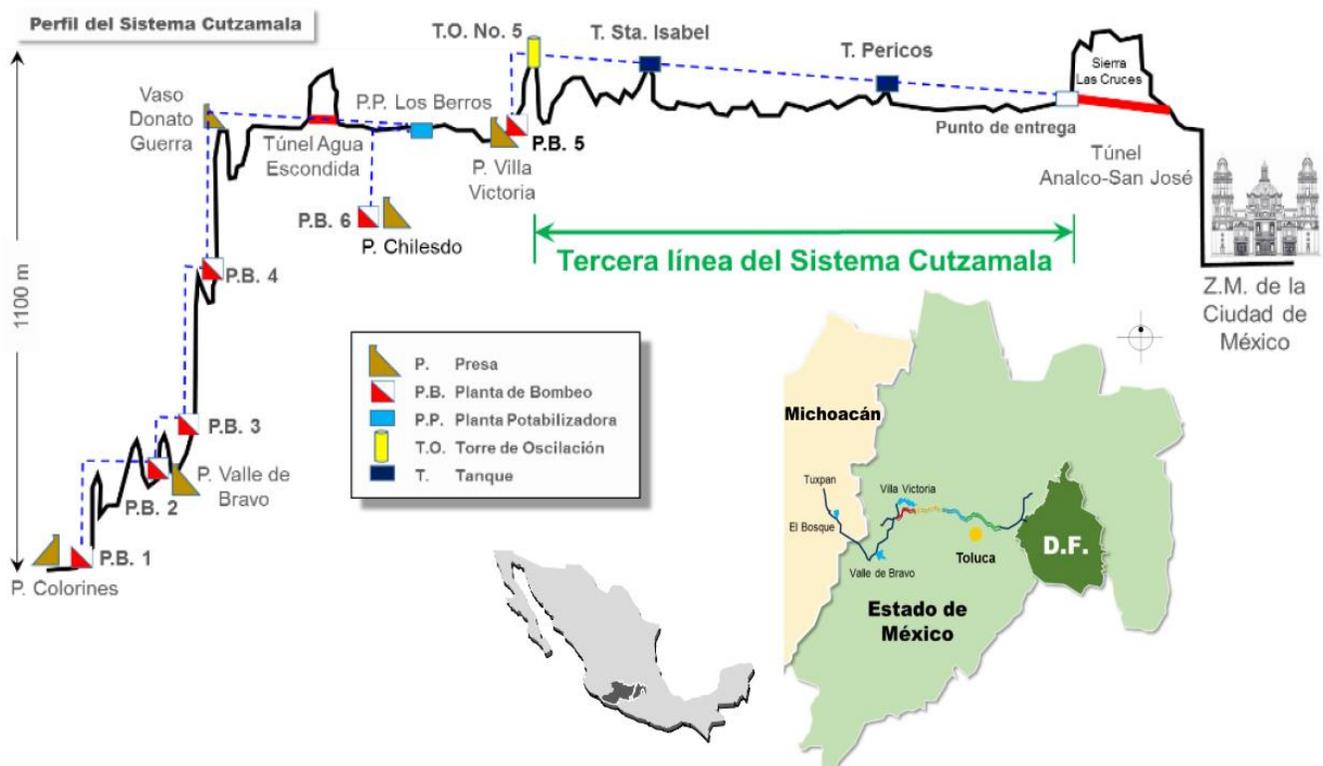


Figura 1. Diagrama del Sistema Cutzamala. Tomado del Programa Nacional de Infraestructura 2014-2018. Presas y acueductos para abastecimiento de agua potable. Comisión Nacional del Agua, 2017.

6.1.1 Morfología de Valle de Bravo.

Es un embalse tropical ($19^{\circ}21'30''$ N, $100^{\circ} 11' 00''$ W), ubicado a 1830 m de altitud en el Estado de México. Es el mayor embalse del Sistema Cutzamala, y provee $6.1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, alrededor de una tercera parte del flujo total hacia las Zonas Metropolitanas (CNA y BM, 2015).

El área superficial del embalse es de 18.55 km^2 cuando está lleno a su máxima capacidad (Monroy Ríos, 2004).

La profundidad media es de 21.1 m y la máxima profundidad se encuentra cerca de la cortina de la presa, donde se han medido 39 m cuando el embalse ha estado en su máximo nivel (Merino Ibarra y Monroy Ríos, 2004). La CMA es de $394.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Ramírez Zierold, 2010).

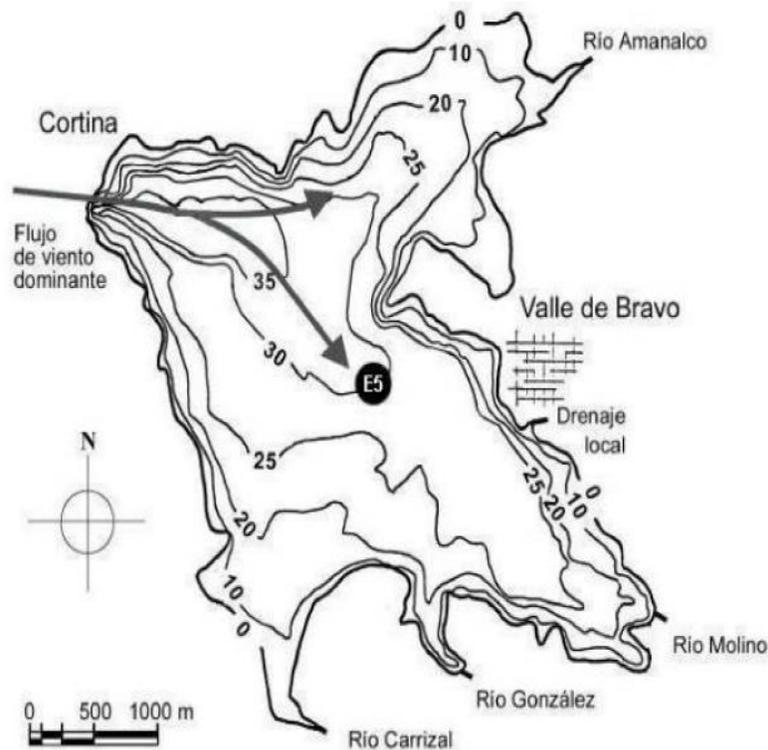


Figura 2. Batimetría del embalse de Valle de Bravo. Tomado de Barjau Aguilar (2018).

6.1.2 Hidrología.

El clima de la cuenca es subhúmedo, cálido a templado con sequías pronunciadas entre noviembre y mayo, mientras que las lluvias se presentan durante el periodo junio-octubre. La precipitación media es de 836 mm año⁻¹ y la evaporación media de 1620 mm año⁻¹ (Ramírez-Zierold et al., 2010).

El embalse recibe los escurrimientos de una cuenca de 546.9 km² (Olvera et al., 1998) a través de los tributarios Amanalco, Molino, González, Carrizal y Santa Mónica y las descargas de drenajes del pueblo de VB, incluyendo la del Tizates, que originalmente era un río. Como parte de las funciones del embalse, se lleva a cabo el ingreso de agua desde la presa Colorines, proceso que se le denomina bombeo, así como la extracción de agua de VB que se envía al Sistema Cutzamala. Ambas operaciones ocurren a una profundidad de 20-28 m, dependiendo del nivel, a través de la torre de extracción cercana a la cortina de la presa (Monroy Ríos, 2004).

El embalse se comporta como un lago monomítico cálido. La estratificación se mantiene estable de abril a octubre, y la circulación vertical ocurre de noviembre a febrero. Sin embargo, en 2001 se encontraron oscilaciones verticales de la termoclina durante la etapa de estratificación, que se atribuyeron a las fuertes brisas (velocidad media 7.4 m. s⁻¹) que soplan diariamente (ca. 12:00- 19:00 h) a través de los dos brazos principales del embalse, que podrían aumentar la productividad del embalse por los procesos de turbulencia asociados (Merino-Ibarra et al., 2008; Monroy Ríos, 2004)

6.2 Monitoreo de fuentes de agua.

En cuanto a las entradas y salidas de agua a VB, así como sus variaciones de nivel, se cuenta con información a escala diaria que registra y publica la Comisión Nacional del Agua por medio del Organismo de Cuenca y Aguas Del Valle de México (OCAVM), con excepción de los flujos de agua por los tributarios que, desafortunadamente, dejaron de medirse desde la década de los 90s cuando se desmanteló el sistema nacional hidrométrico de ríos.

La institución utiliza estaciones meteorológicas colocadas en sitios representativos de las condiciones locales, midiendo diariamente las variables del clima.

Actualmente, VB cuenta con una boya y una estación meteorológica que proveen datos en tiempo real desde 2012 (<http://igs-hydro.com/conalab/calboyavalle.html>). También se cuenta con datos de la estación meteorológica de la potabilizadora Los Berros, de donde se obtienen los datos de precipitación y

evaporación. Los flujos de extracción y de bombeo son medidos por sensores instalados en la toma de salida de la presa (Pedroza González et al., 2016).

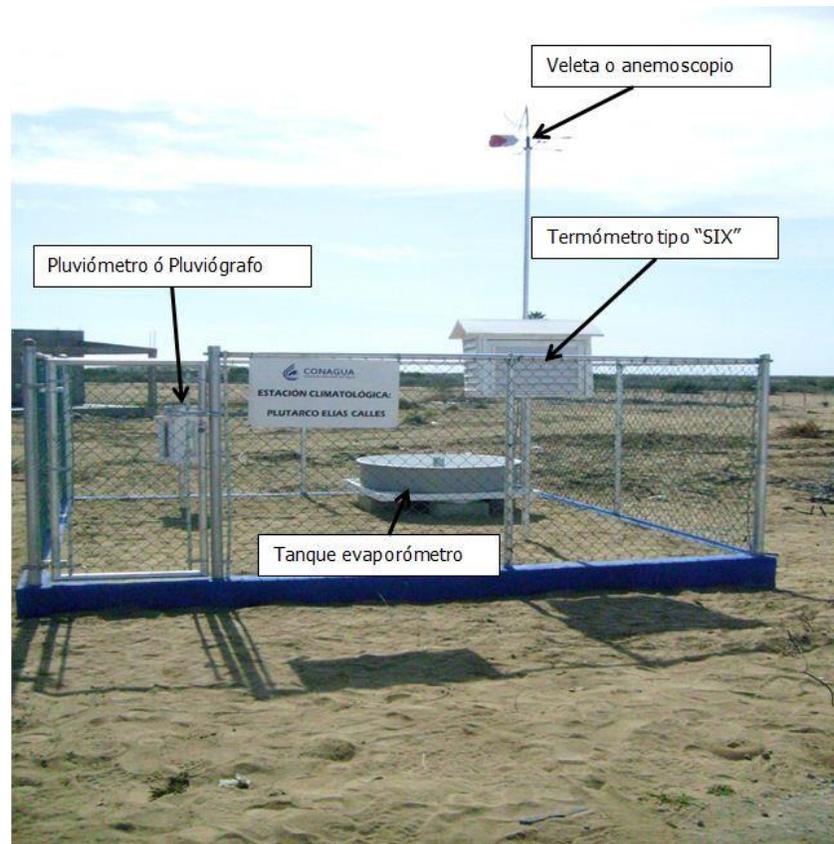


Figura 3. Ejemplo de estación meteorológica de CNA. Se muestra el tanque evaporímetro, el pluviómetro, el anemómetro y un termómetro.

6.3 Estrategias de muestreo

6.3.1 Afluentes

El laboratorio de Biogeoquímica Acuática del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM ha recolectado mensualmente datos de VB desde 2001, con la participación regular de alumnos del laboratorio que son formados en el marco de dicho monitoreo. En particular, la autora del presente estudio ha participado en estos muestreos desde el año 2015. Durante cada campaña de muestreo del laboratorio de Biogeoquímica Acuática se realizan estimaciones del caudal de los principales tributarios y drenajes, utilizando para ello cuerpos de deriva y estimaciones del área de la sección ocupada por el tributario. Multiplicando la velocidad y la sección se obtienen estimaciones del caudal de cada uno de ellos, como se indica en Ramírez Zierold (2010).

6.3.2 Embalse.

En la campaña de muestreo se realiza el registro *in situ* de variables fisicoquímicas y se obtienen muestras de agua del embalse, la presa Colorines y los afluentes a VB, que incluyen los ríos (Amanalco, Molino, González, Carrizal y Santa Mónica) y las descargas residuales (Tizates y Embarcaderos), cubriendo las principales fuentes de agua y nutrientes hacia el embalse.

Los muestreos de la presa se llevan a cabo en una estación ubicada en su zona central, que se considera representativa de las condiciones generales del embalse debido a la homogeneidad horizontal que se ha documentado previamente (Merino-Ibarra et al., 2008) y se ha realizado así desde 2006.

Se obtienen registros dos veces a lo largo del día (antes y después del inicio de la brisa local). Las variables por medir son: temperatura, oxígeno disuelto, conductividad específica, pH y Eh. Para esto, se emplea una sonda multiparámetros de la marca YSI 6600 (*Yellow Spring Instruments*). La resolución de muestreo es cada metro, abarcando desde la superficie hasta el fondo de la columna de agua. También se utiliza el disco de Secchi para medir la profundidad que alcanza la luz en la columna de agua y caracterizar la transparencia.

Para la recolecta de muestras agua, se utiliza una botella tipo Niskin (marca Uwitec) que almacena cierto volumen de agua superficial y de distintas profundidades distribuidas en toda la columna de agua (superficie, 1, 2, 4, 8, 12, 16 m y así hasta llegar al fondo, dependiendo de la profundidad que tenga el embalse en ese mes). De cada profundidad se preparan muestras para los análisis de las fracciones totales, disueltas y particuladas. En primer lugar, se almacena agua sin filtrar para la determinación simultánea de fósforo total (PT) y nitrógeno total (NT) y se les añade una gota de cloroformo para preservar las fracciones de P. Enseguida, el agua para determinar los nutrientes disueltos es filtrada a presión con filtros Millipore de 0.45 y 0.22 μM . Finalmente, los filtros utilizados son almacenados para la determinación de las fracciones particuladas de nitrógeno y P. Todas las muestras se toman por duplicado y se congelan para su transporte al laboratorio.

6.4 Técnicas analíticas

6.4.1 fósforo total

Para el análisis las muestras sin filtrar es necesario convertir todas las especies que contengan P en una forma detectable. El proceso de digestión consiste en el rompimiento de enlaces P-P, C-P-P y C-P en compuestos condensados y orgánicos de P. La digestión se lleva a cabo en presencia de persulfato de potasio, como lo indica Valderrama (1981), y las muestras son colocadas en una autoclave a 120 °C por 30 minutos.

Para el caso de aguas epicontinentales, el método de detección más usado es la química de molibdeno azul con detección espectrofotométrica. Por un lado, en el análisis de PT se detecta el fosfato que reacciona con el molibdato, mientras que en el análisis de P reactivo soluble se detecta el fosfomolibdeno azul. Se forma de la reacción de fosfato y molibdeno acidificado, que produce ácido 12-molibdofosfórico (12-MPA) y se reduce posteriormente a fosfomolibdeno azul, como se indica en (Murphy y Riley, 1962). La concentración de PT y P reactivo soluble es cuantificada por espectrofotometría en un auto-analizador de flujo segmentado modelo Skalar San^{Plus} (Skalar Analytical B.V., De Breda), siguiendo el protocolo de Kirkwood (1994).

6.4.2 Fósforo reactivo soluble

El P reactivo de molibdato en la fracción disuelta se describe como P reactivo disuelto, P reactivo soluble y P reactivo filtrable en reconocimiento de que esta fracción puede incluir alguna especie de P asociada a coloides condensables, ácido lábil y orgánico reactivo a molibdato. Esto puede llevar a la sobreestimación del fosfato libre, por lo que es uno de los principales retos en el estudio de P. Esta dificultad ha llevado a suponer que el P reactivo soluble es la forma de P fácilmente biodisponible porque es prácticamente conveniente de medir.

La absorptividad molar del equipo para detectar esta especie es de 22, 700 cm⁻¹ L⁻¹, con una sensibilidad de A = 0.002, lo que implica que la concentración mínima a detectar es de 0.1 μM. La precisión es de ± 0.5 μM.

De manera esquemática, las especies evaluadas en esta disertación son analizadas de la siguiente manera:

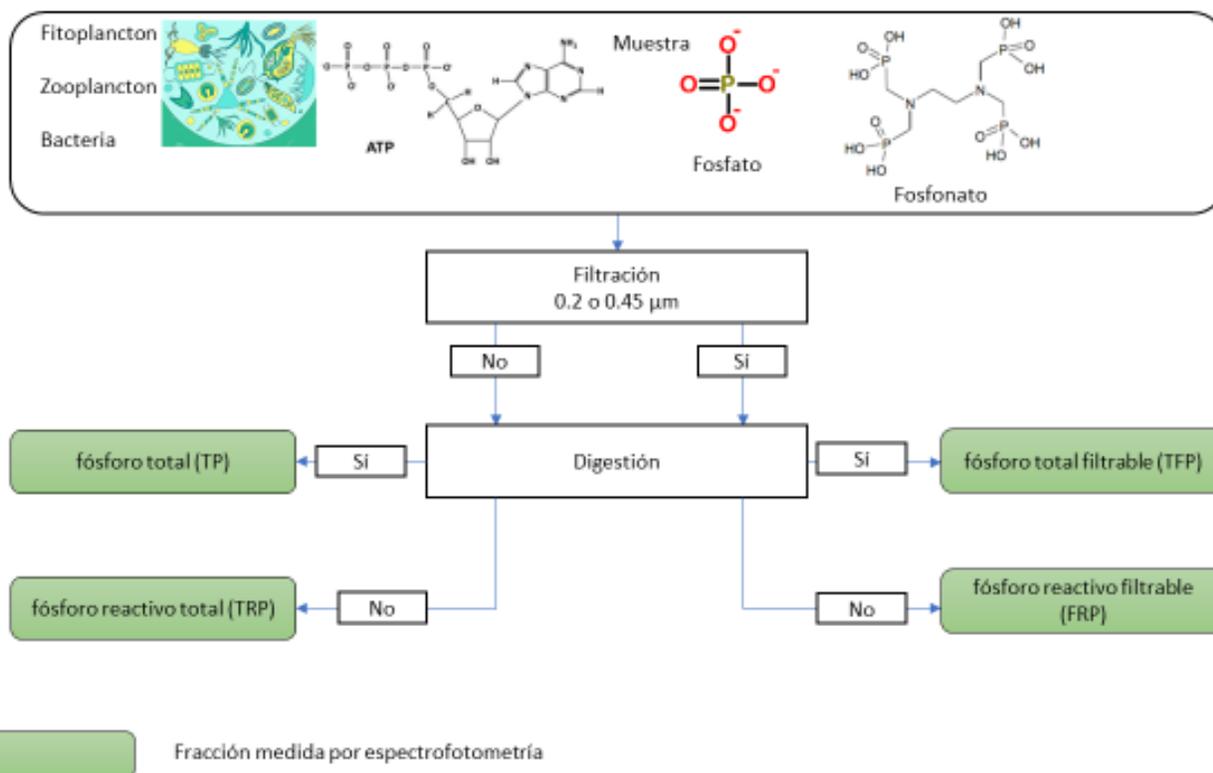


Figura 4. Definiciones operativas de fósforo de acuerdo con su procesamiento. Modificado de Worsfold, McKelvie y Monbet (2016).

6.4.3 Calibración del equipo espectrofotométrico (Skalar).

La calibración se realiza por medio de la elaboración de curvas patrón para cada especie que se analiza, a partir de una solución estándar (Drift), la cual debe tener concentraciones mayores a la de las muestras a procesar para evitar errores analíticos.

El Drift se prepara a partir de estándares de 100 mg L^{-1} de NaNO_2 , NaNO_3 , NH_4Cl , KH_2PO_4 y SiO_4 grado analítico (pureza >99%) y elaborados con agua desionizada a una concentración final de 5.4, 0.8, 5.5, 1.05 y 500 µM , respectivamente. A partir de esta solución se elaboran diluciones por duplicado: 0, 2, 4, 10, 20 y 50 en tubos de ensayo de 10 mL de polipropileno. Para el blanco de la muestra, el equipo está programado para recuperar agua desionizada entre una muestra y otra (Barjau Aguilar, 2018).

6.5 Procesamiento de datos.

Las secciones posteriores detallan los procesos matemáticos para llevar a cabo la integración de la base de datos que contiene la información obtenida sobre PT, así como las entradas y salidas de agua a VB para el periodo de monitoreo comprendido entre los años 2002 y 2017.

6.5.1 Balance de agua

Este cálculo se lleva a cabo a escala mensual, tomando en cuenta el periodo que hay entre un muestreo y el siguiente. Posteriormente se realizan también integraciones a escala anual, para obtener una visión general del comportamiento del embalse para el periodo de tiempo estudiado (2002-2017).

La ecuación usada para calcular el balance de agua como se ha realizado desde Ramírez Zierold (2010) es la siguiente:

$$\frac{\Delta V}{\Delta T} = R_i + P_i - W - (E - P) * A$$

El cambio del volumen del embalse entre muestreos [$\text{m}^3/\text{día}$] debe de ser igual a la suma de las entradas (signo positivo) y de las salidas (signo negativo) del sistema. Esta suma incluye la contribución de ríos y drenajes (R_i), la entrada por inyección (P_i), la extracción (W) y el acumulado de evaporación y precipitación ($(E-P)$) normalizado por el área media (A) del embalse entre dos muestreos. El área está expresada en [m^2], el resto de las variables se miden en [$\text{m}^3/\text{día}$].

Dado que el balance de agua está cerrado, es decir, se conocen todas la entradas y salidas importantes de agua del sistema, así como su cambio de volumen en el tiempo, el propósito de resolver esta ecuación es verificar si a lo largo de todo el período se observa coherencia entre los datos que componen el balance de agua del sistema, o hay desviaciones. Cuando las hay, éstas se atribuyen a errores o incertidumbres en las estimaciones de los caudales de los tributarios (que solamente se basan en la estimación del día del muestreo, a diferencia del resto de los componentes del balance, que son determinados a escala diaria), lo que permite revisar y mejorar dichas estimaciones como describe Barjau Aguilar (2018). Se lleva a cabo un ajuste a partir del flujo que queda por asignar a esta fuente (residuales). Dados los respectivos errores de medición tanto del laboratorio de Biogeoquímica como de CNA, se busca que el ajuste cumpla con la diferencia de volumen ($\Delta V/\Delta t$) reportada entre muestreos.

Debido a la ausencia de datos de infiltraciones, este flujo se considera como mínimo o despreciable, pues se ha probado la coherencia de esta suposición en otros estudios de este tipo al verificar los resultados del balance de agua (Ramírez-Zierold et al., 2010).

El balance de agua de los flujos que interactúan en VB puede verse de manera gráfica de la siguiente manera:

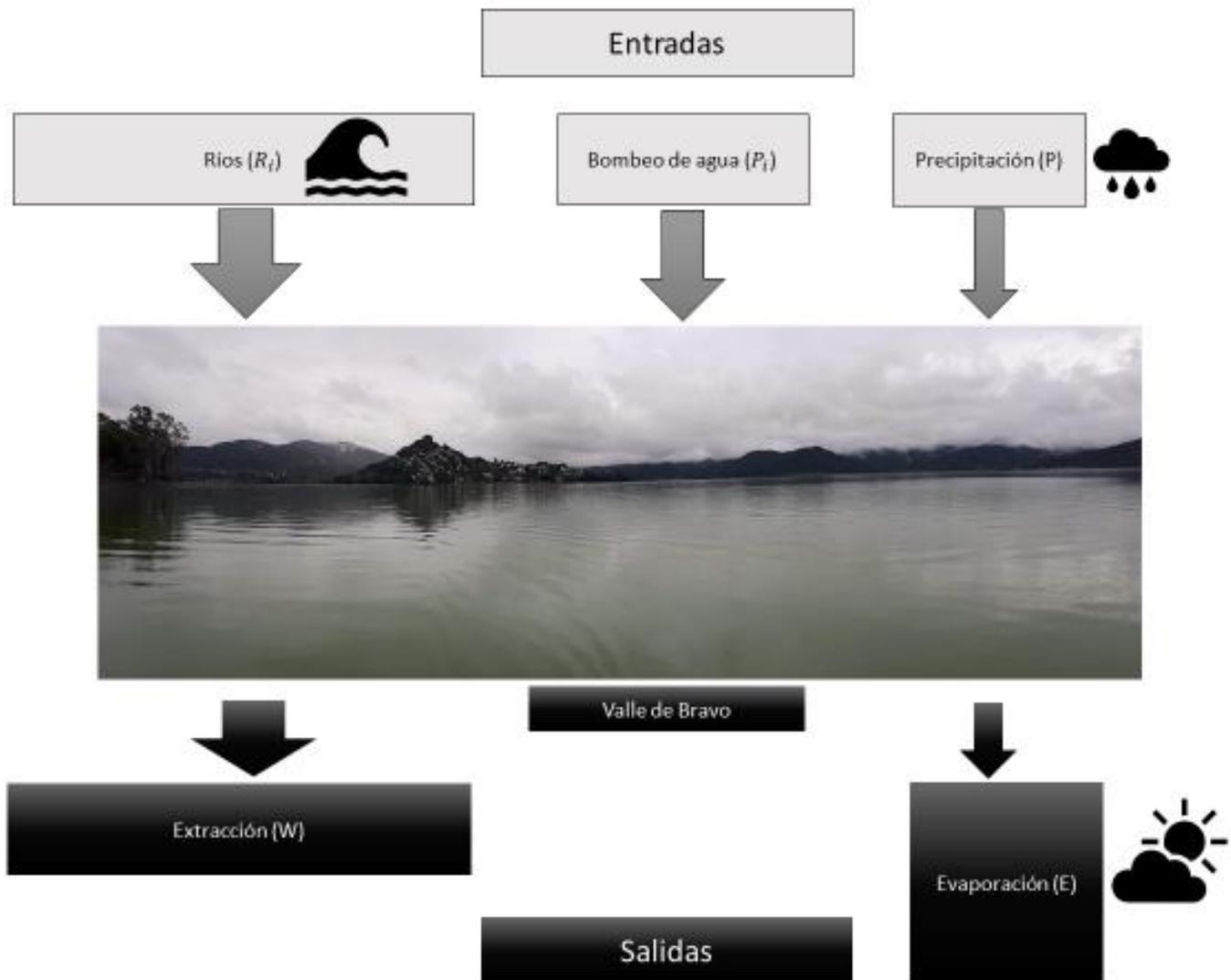


Figura 5. Balance de agua. El tamaño de los cuadros y las flechas es indicativo de la magnitud de cada componente. Elaboración propia.

6.5.2 Balance de fósforo total.

Tomando en consideración las principales entradas y salidas de agua en el sistema, el balance de masas de PT se apoya en estas estimaciones para calcular los flujos de PT que interactúan en la presa. Para obtener este resultado, se multiplica el caudal de los afluentes y el bombeo agua desde Colorines [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$] por las concentraciones de PT [μM] en cada afluente, para cada fecha de muestreo y luego se integra para cada periodo entre muestreos, obteniendo la carga externa.

La salida de PT del embalse debida a la extracción de agua se calcula multiplicando el volumen promedio de extracción por las concentraciones de PT en el embalse entre 20 y 28 m de profundidad (dependiendo del nivel) ya que las operaciones de extracción y bombeo de agua se realizan a esa profundidad. Por otro lado, el cambio de masa en el embalse se calcula multiplicando las concentraciones medidas en cada profundidad por el volumen que hay entre dos profundidades, y se integran para obtener la masa de PT en toda la columna de agua para cada fecha de muestreo. El cambio de masa en el tiempo se calcula como la diferencia de masa observada entre muestreos. La diferencia entre estos cambios de masa en el tiempo y la suma de entradas y salidas de PT en el embalse se atribuye a los procesos netos internos que determinan la ganancia o pérdida neta de este nutriente en el sistema, por medio de la siguiente ecuación del balance de fósforo (Ramírez Zierold, 2010):

$$\frac{\Delta P}{\Delta t} = \sum E - S \pm PIN(P)$$

Donde $\frac{\Delta P}{\Delta t}$ es el cambio de masa total de PT en el embalse, $\sum E$ es la entrada de este nutriente por medio de los ríos y drenajes, así como de la presa Colorines, y S es la salida de PT durante la extracción de agua. Por último, el término $PIN(PT)$ representa a los flujos de fósforo debidos a los Procesos Internos Netos que suceden en el embalse, que, en este caso, corresponden al intercambio neto de PT entre la columna de agua y los sedimentos del embalse, por procesos de liberación del sedimento (+PIN) o sedimentación (-PIN) netas.

En este caso no se considera la pérdida de PT hacia la atmósfera, ya que está comprobado que el principal destino del PT ingresado a VB es la sedimentación debido al tiempo de residencia del P en este sistema de ~ 1.5 años (Ramírez-Zierold, et al., 2010).

En un diagrama, el balance de masas se ilustra como sigue:

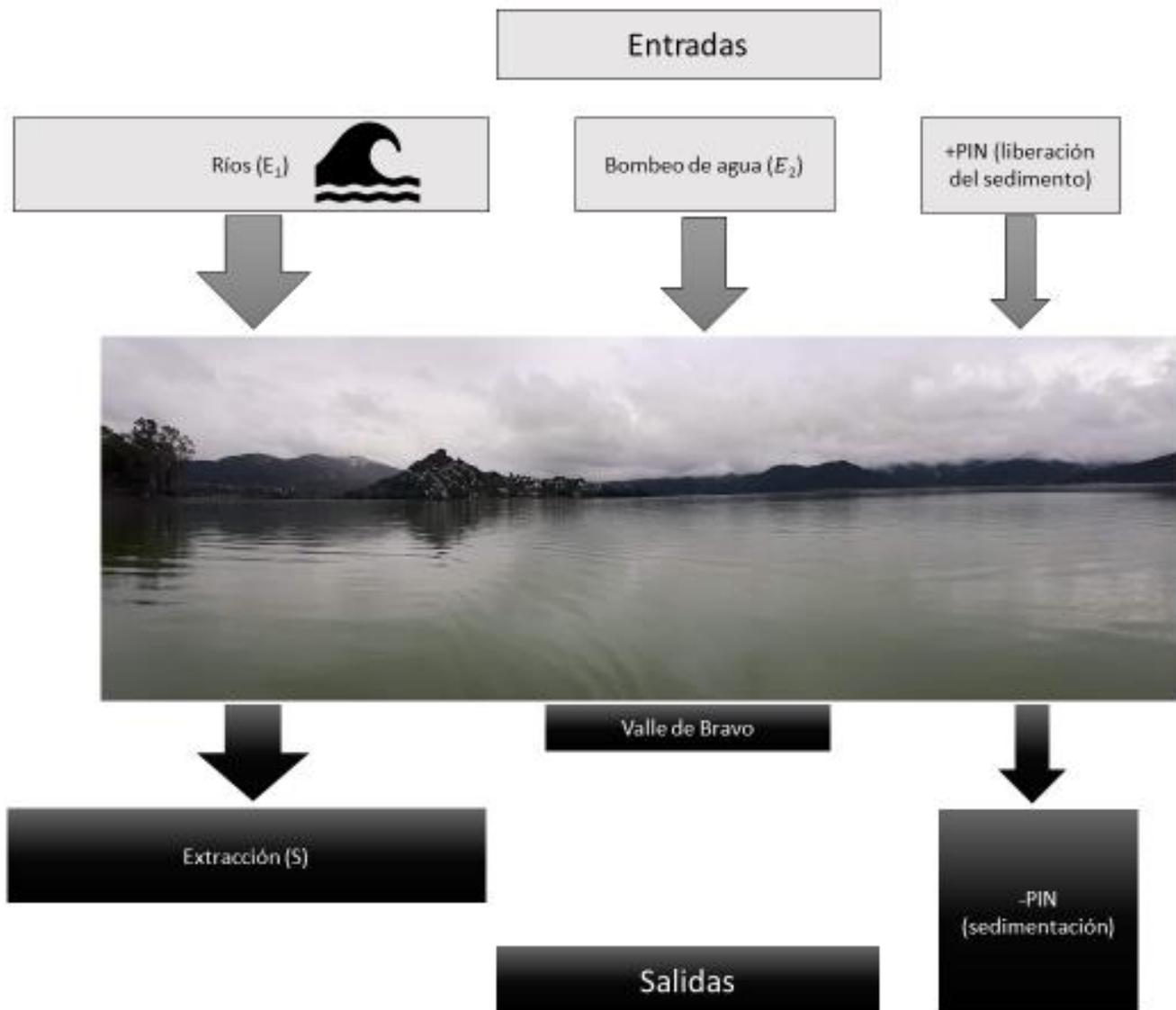


Figura 6. Balance de fósforo total. El tamaño de los cuadros y las flechas es indicativo de la magnitud de cada componente. Elaboración propia.

7. Resultados

7.1 Resumen de la estrategia de trabajo

Valle de Bravo se ha identificado como un cuerpo de agua cuyos procesos biogeoquímicos están profundamente relacionados con los cambios de nivel que ocurren en la presa (Valeriano-Riveros et al., 2014; Guimaraes-Bermejo et al., 2018; Ramírez Zierold et al., 2015). Los cambios de nivel son resultado de los flujos de entrada y salida que interactúan en él. A su vez, los flujos son determinados por las condiciones climatológicas regionales y las medidas de gestión que operan en la cuenca de VB y las cuencas aledañas que tienen influencia en este embalse. De este modo, las operaciones desde la cortina de la presa, que son la extracción y el bombeo de agua (proveniente de la presa Colorines), son los factores antrópicos que influyen en la modificación del nivel en VB. Por otra parte, los aportes naturales que contribuyen a las variaciones de nivel son los patrones de precipitación de las cuencas de las que proceden los afluentes que ingresan a VB, que constituyen el mayor aporte de agua al embalse.

Desde el año 2002, el laboratorio de Biogeoquímica Acuática de la UNAM ha llevado a cabo el monitoreo de los afluentes que ingresan al embalse y las concentraciones de los principales flujos que interactúan en él. Los datos obtenidos son evaluados junto con los registros de estimaciones de flujos de agua de las otras fuentes, proporcionados por el Organismo de Cuenca y Agua del Valle de México (OCAVM), para establecer los cálculos de balances de materia, que son una herramienta para observar variaciones en los flujos de materia y energía, y así, explicar los cambios de los procesos físicos y químicos que se presentan en el embalse a lo largo del tiempo. A partir de este modelo se busca proponer estrategias de gestión que permitan un mantenimiento más saludable del embalse.

En este capítulo, se presentan los resultados de la evaluación de los datos de agua y de PT, y de las estimaciones del modelo de balance de masa para ambos casos.

7.2 Nivel de agua en Valle de Bravo

La función de VB como sistema de almacenamiento y transferencia de agua hace que la variación del nivel a lo largo del tiempo sea el factor más evidente que afecta el comportamiento hidrológico del sistema. Antes de describir las variables que modifican el nivel en este embalse, se debe de recordar que el nivel máximo del embalse es de 1830 m s.n.m, es decir, un volumen de $394.4 \times 10^6 \text{ m}^3$, mientras que el mínimo histórico registrado ha sido de 1818 m s.n.m, que representa $195.9 \times 10^6 \text{ m}^3$ (50% de la capacidad máxima de almacenamiento -CMA-).

La figura 7 muestra los datos de nivel por mes del embalse reportados por el Organismo de Cuencas y Agua del Valle de México hasta 2017. Al observar la gráfica, se hace evidente que durante la temporada de lluvias (junio-octubre) el nivel del embalse aumentó, mientras que en la de secas (noviembre-mayo) disminuyó.

Se observó que durante los años comprendidos entre 2002 y 2005, el volumen osciló entre 290.1- 395.5 $\times 10^6 \text{ m}^3$ que equivalen al 73% y poco más del 100% de la CMA, fenómeno que se conoce como escurrimiento (en inglés *spillway*) (Ramírez-Zierold, et al., 2010).

A partir de diciembre de 2005 (1825.0 m s.n.m, un 74% de la capacidad máxima de almacenamiento) comienza una serie de disminuciones del nivel de VB. A principios de 2006 el nivel se encontraba alrededor de 1826.0 m s.n.m (72%), pero fue bajando hasta julio (1819.9 m s.n.m, 56%). A pesar de la recuperación por arriba del 85% (1827.0 m s.n.m) que se fue presentando desde finales de 2006, el embalse comenzó a bajar de nivel al inicio de la temporada de lluvias de 2007 (1823.7 m s.n.m, 68%). Al término de 2007 el nivel se encontraba alrededor de 1826.6 m s.n.m, es decir al 83%. Sin embargo, a comienzos

de 2008 el nivel fue disminuyendo hasta 62% (1821.1 m s.n.m) al comenzar la temporada de lluvias, y para finales de año sólo se recuperó al 73% (1824.1 m.sn.m). Este patrón continuó hasta alcanzar el mínimo histórico de nivel en julio de 2009 (1818 m s.n.m, 50%).

Después de la recuperación del nivel en el embalse, que comenzó en septiembre de 2009 (1821 m s.n.m, 63%) y culminó en octubre de 2010 (1829.9 m s.n.m, 99%), durante 2011 el promedio de nivel fue 1825.9 m s.n.m (80%). No obstante, el siguiente año mostró un decremento en el nivel y se mantuvo a 69% de la CMA durante la temporada de lluvias, comenzando otro periodo de disminución de nivel que se extendió hasta junio del 2013 (1818.8 m s.n.m), representado 51% de la CMA, que representa otro mínimo. Durante la temporada de lluvias de 2013 el nivel alcanzó un promedio de 61% (1821.6 m s.n.m). Éste fue creciendo progresivamente hasta alcanzar el nivel máximo en octubre de 2014 (1830.0 m s.n.m).

La variación del nivel en VB se mantuvo cercana al máximo (1825.6-1829.9 m s.n.m), durante los últimos años del estudio, cuando las fluctuaciones más bajas fueron cercanas al 76% de la capacidad máxima a mediados de 2017.

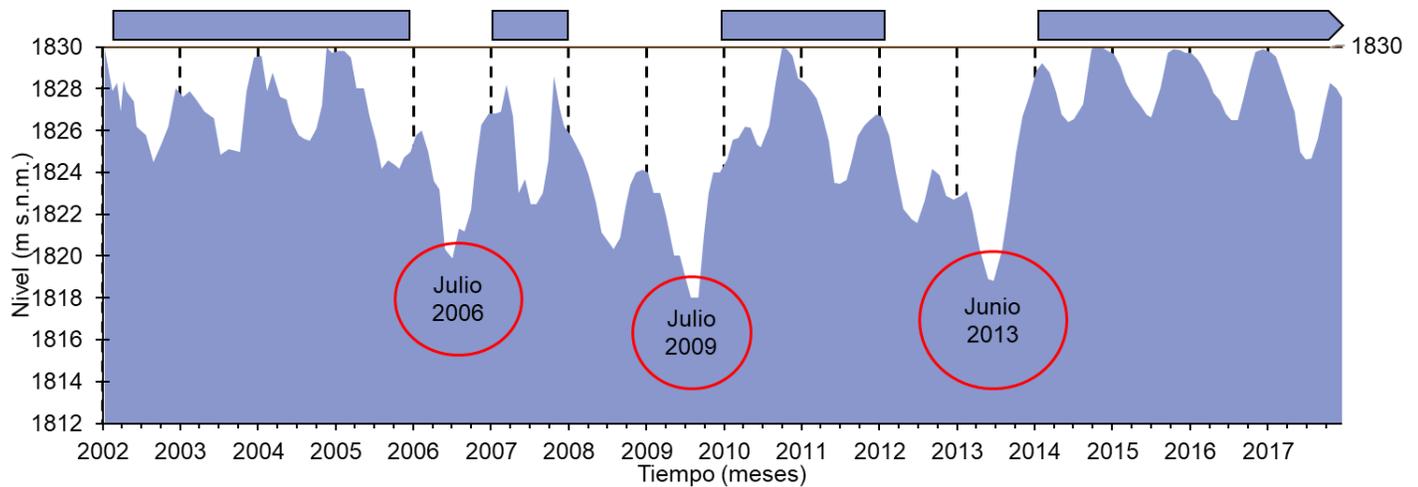


Figura 7. Variación mensual del nivel de almacenamiento en el embalse. Se muestran los cambios de nivel registrados en el embalse producto de la influencia antrópica y las condiciones climatológicas. La línea continua marca el nivel máximo. Las flechas (arriba de la gráfica) señalan los periodos donde el nivel se encontró por encima del 70% de la capacidad máxima de almacenamiento. Los círculos muestran los puntos donde se reportaron niveles mínimos.

Como se ha mencionado antes, los balances de masas han permitido monitorear las fuentes y cuantificar los flujos que influyen a lo largo del tiempo en VB. Para interpretar el comportamiento de los balances, primero se describirán los patrones en las escalas estacional y anual de cada componente, comenzando con las fuentes de agua.

7.3 Precipitación y evaporación

La precipitación y la evaporación son componentes mediadas por el régimen del clima regional, por tanto, el flujo y la frecuencia de cada variable determinaron el comportamiento de ambos flujos.

La precipitación a escala mensual de la figura 8 indica las temporadas lluvias, que suelen ocurrir en los meses de junio a octubre de cada año. Las precipitaciones de mayor magnitud se presentan en los meses entre julio y septiembre. El valor máximo fue $7.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ en septiembre de 2010, 4.1 veces mayor que el promedio para el periodo de estudio ($1.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). En el transcurso del tiempo, se presentaron otras precipitaciones extraordinarias, es decir, de flujo anómalo en una corta escala de tiempo, como es el

caso de 2003 en julio ($6.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) y septiembre ($5.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$).

A partir de julio de 2005 la precipitación máxima fue incrementando de 3.9 a $4.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ en agosto de 2008. Desde de la temporada de 2009 (1.1 - $3.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), los patrones de precipitación se modificaron, mostrando flujos mayores durante las temporadas de secas (flechas verdes de la figura 8), es decir, precipitaciones extemporáneas. La precipitación fue importante a comienzos de 2010 ($3.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), evento que no volvió a ocurrir con esa magnitud. En este sentido, 2010 destacó de esta serie de datos por presentar patrones anómalos.

Los años posteriores registraron precipitaciones extemporáneas cercanas o menores al promedio ($1.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), a pesar de ser más frecuentes.

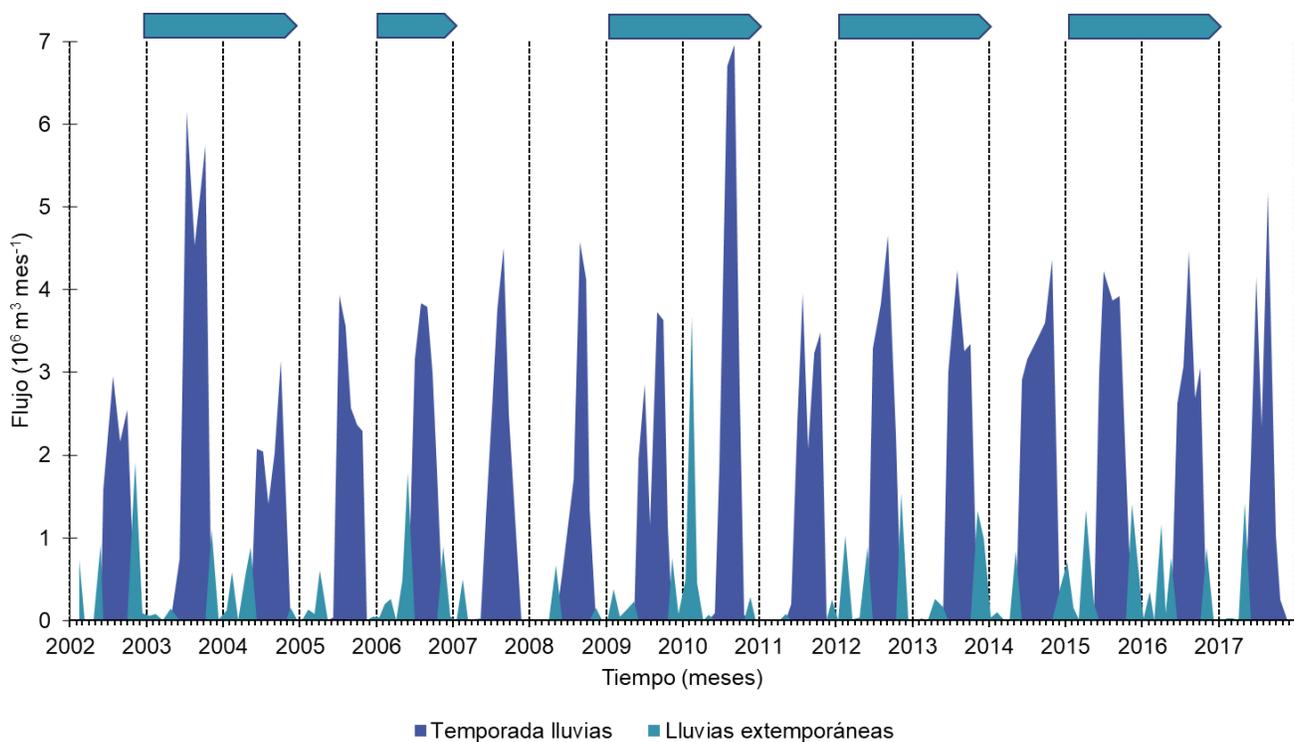


Figura 8. Precipitación mensual. Las líneas punteadas verticales separan cada año. Se distinguen las temporadas de secas (sombreado verde), noviembre a mayo, y la de lluvias (sombreado azul), junio a octubre. Las flechas arriba de la gráfica indican periodos con mayor frecuencia de lluvias extemporáneas.

Los datos reportados en la figura 9 indican la variabilidad anual de esta fuente, registrándose el menor flujo de precipitación en los años 2002 ($12.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), mientras que, en el caso contrario, el flujo máximo ocurrió en 2010, con $23.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$. Entre 2002 y 2017, el promedio de la precipitación fue de $17.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (4% de la capacidad máxima de almacenamiento), como indica la línea punteada.

Considerando el promedio del periodo de estudio, la mayoría de los años presentan pequeñas variaciones con respecto a éste, hasta de 12%. Sin embargo, las variaciones más notorias fueron aquellas que se encontraron por debajo del promedio ($17.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), que fueron 2002 y 2008 ($13.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) con 25%, seguidos de 2004 ($14.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) con 16%. En el caso contrario, destacó 2010 con 36% por encima del promedio, seguido de 2015 ($21.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) con 25%.

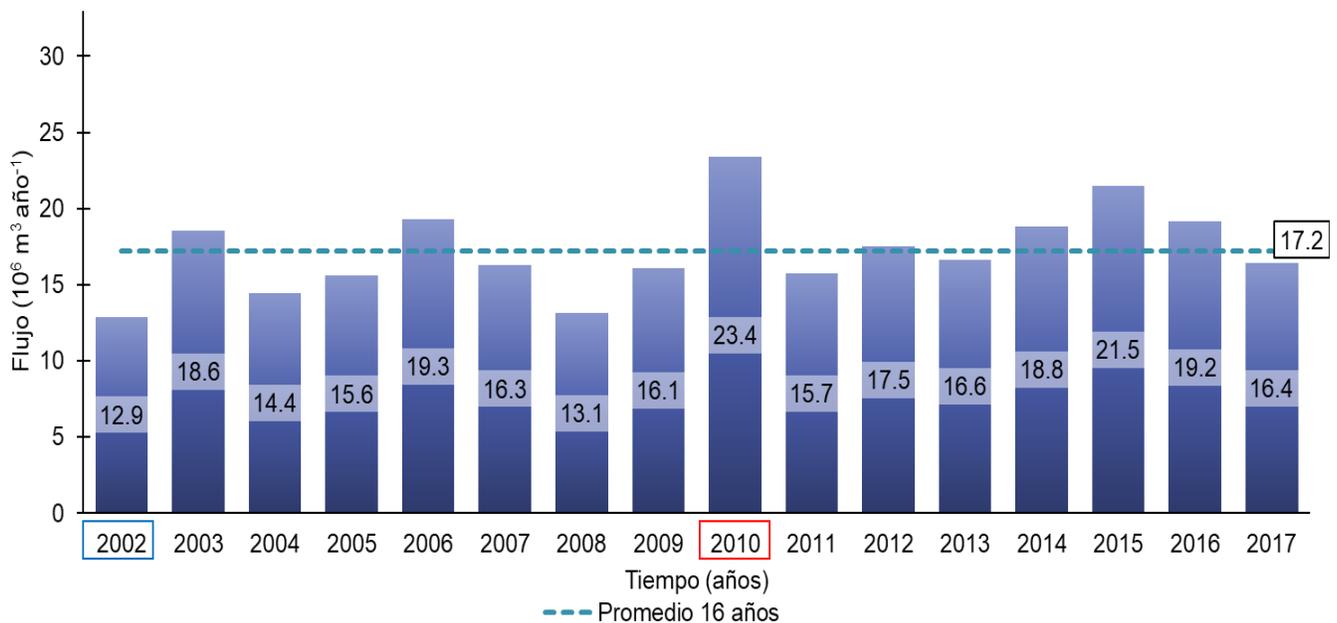


Figura 9. Precipitación anual. La gráfica reporta el aporte anual de esa fuente a la cuenca de Valle de Bravo. La línea punteada indica el promedio de los 16 años de estudio. Los recuadros indican los años de flujo mínimo (azul) y máximo (rojo).

Por parte de la evaporación, su comportamiento mensual (figura 10) mostró variabilidad entre las temporadas de secas y lluvias, con flujos mayores en la de secas. En general, se observaron los flujos máximos de evaporación poco antes del comienzo de cada temporada de lluvias. La tendencia del resto del año son flujos alrededor del valor promedio ($-2.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) hasta la fecha en la que se estimó el máximo. El flujo mínimo estimado fue $-1.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

La figura 10 indicó fluctuaciones en la magnitud de los flujos máximos, por lo que se observaron tendencias a lo largo del tiempo. Posterior al flujo máximo de la serie, que ocurrió en julio de 2003 con $-6.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, el siguiente flujo similar en magnitud se presentó en mayo de 2005 ($-5.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). Se observó una tendencia creciente de los flujos máximos de mayo de 2006- mayo de 2009 de -3.0 a $-5.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. El flujo máximo de 2010 disminuyó a $-3.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ y después fue aumentando cada año hasta llegar a $-5.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ en 2013. En 2014, el flujo máximo disminuyó a $-4.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ y aumentó a $-4.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ al siguiente año. Durante los últimos años de estudio, el flujo máximo fue $-3.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

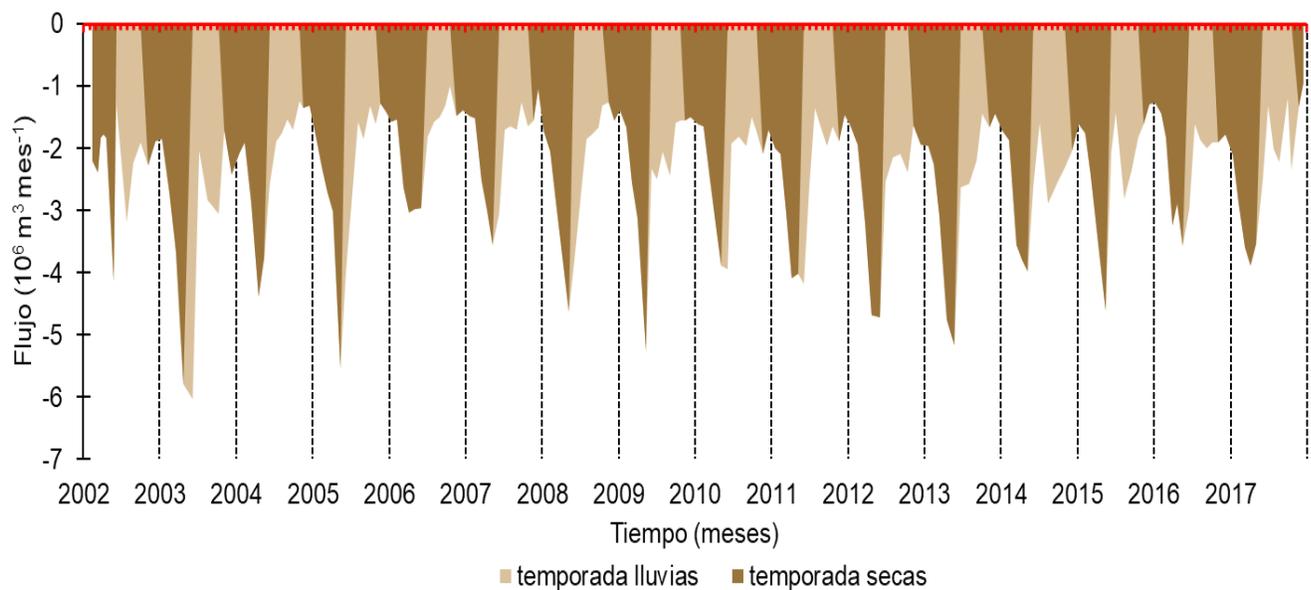


Figura 10. Evaporación mensual.

En la escala anual (figura 11), la evaporación se mantiene aparentemente estable alrededor del promedio de todos los años de estudio ($-28.7 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$, 7% de la capacidad máxima de almacenamiento). Las excepciones más notorias por debajo del promedio son los años 2006 ($-24.8 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$), con una diferencia de -13% y 2007 ($-25.6 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$), con -11%. En el caso opuesto, el año 2003 ($-32.1 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$) presentó la variación más alta, -13% mayor al promedio. En siguiente lugar quedó 2011 ($-31.9 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$) con -11%.

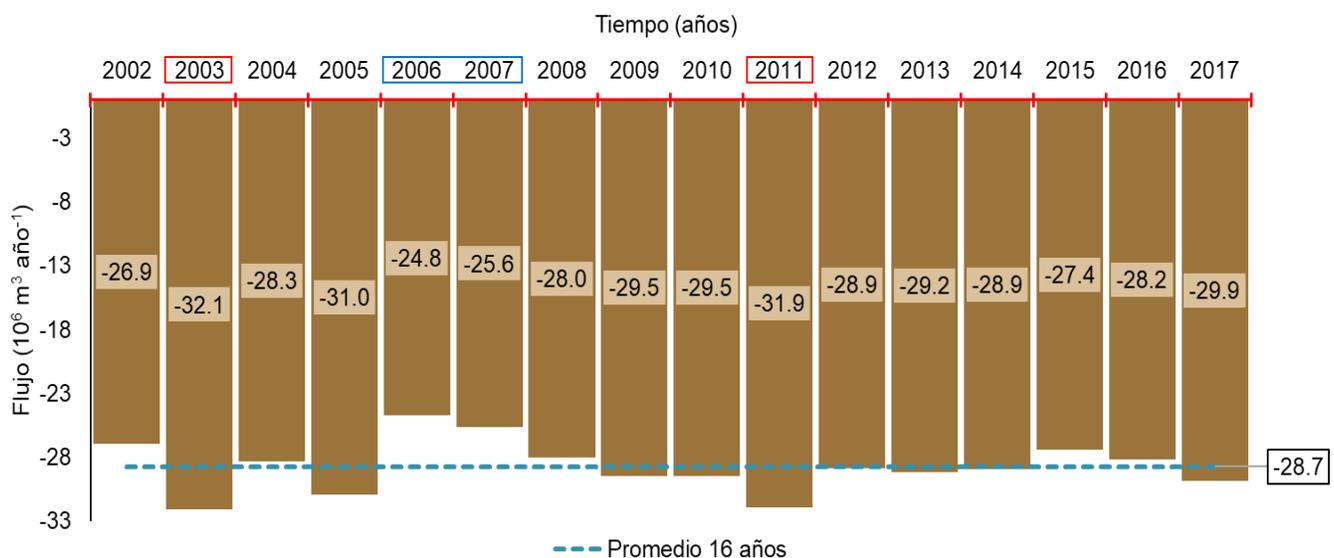


Figura 11. Evaporación anual. Los recuadros rojos indican los flujos mayores al promedio y los azules los menores. El mayor flujo fue 2003 ($-32.1 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$) y el menor 2006 ($-24.8 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$). La línea punteada indica el promedio de los 16 años de estudio ($-28.7 \times 10^6 \text{m}^3 \text{año}^{-1}$).

7.4 Flujos de los afluentes.

El flujo mensual de los afluentes (figura 12) señaló las respectivas temporadas de lluvias y secas. Durante las temporadas de lluvias se acumuló el mayor flujo de agua, entre 50-75% del aporte anual. A esta escala es interesante notar que las temporadas de lluvias son más fluctuantes que las secas, como se describe a continuación.

La temporada de lluvias de 2002 aportó hasta $36.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, mientras que el flujo mínimo ocurrió durante la temporada de secas ($3.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). La siguiente temporada de lluvias (2003) presentó el flujo mayor de la gráfica ($62.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$).

La temporada de 2004 representó un aporte de $31.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. Desde la correspondiente temporada de secas hasta la temporada de lluvias de 2009, el flujo de los afluentes indicó una disminución en la que se estimaron como máximo valores alrededor de $21.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. Durante 2010 los afluentes recuperaron el flujo, alcanzando hasta $35.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ similar a lo reportado en 2002 y 2004.

Los siguientes dos años (2011 y 2012) señalaron una disminución de flujo, aportando como máximo $23.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. Durante la temporada de lluvias de 2013, el flujo aportó hasta $29.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. Sin embargo, el flujo máximo de $35.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ sucedió en noviembre, al inicio de la temporada de secas. Desde este año, es notable un comportamiento más regular en los afluentes; en 2014 los tributarios aumentaron su caudal ($40.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) y el patrón también se observó en 2015 ($37.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). Los últimos dos años oscilaron alrededor de $30.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

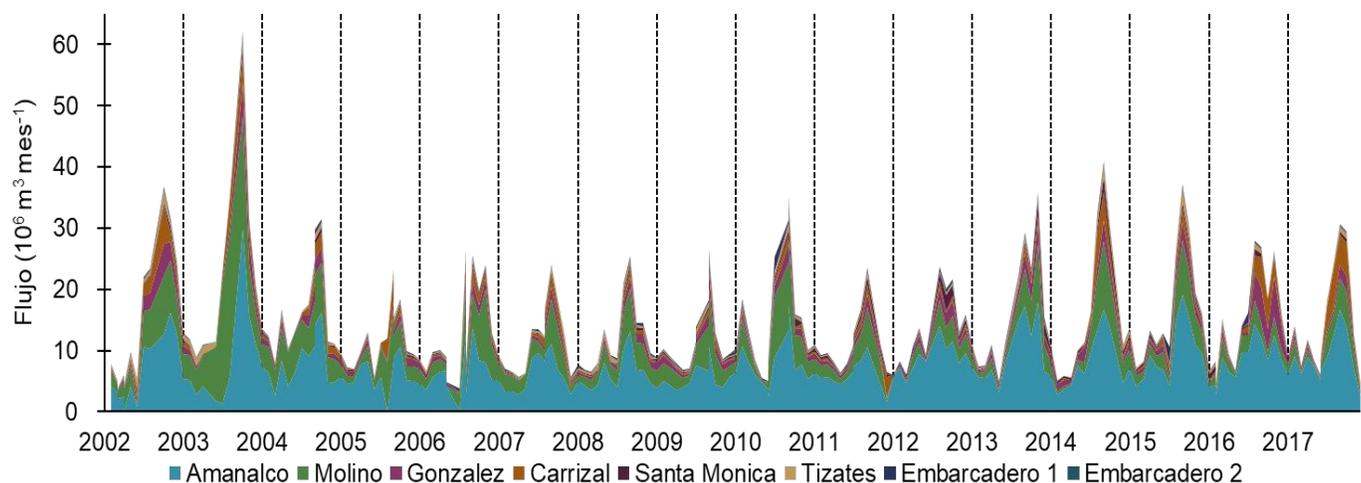


Figura 12. Caudal (mensual) de los afluentes que ingresan al embalse. Se muestra la variabilidad de cada afluente a lo largo del tiempo. Los flujos están ordenados de mayor (Amanalco) a menor (Embarcadero 2).

Para diferenciar fácilmente a los tributarios, se elaboró una gráfica a partir de la anterior en la que quedaron separados de acuerdo con la clasificación de ríos y descargas municipales o drenajes (figura 11).

La mayor contribución al aporte total, entre cada muestreo, procede del río Amanalco (~55%), seguido por los ríos Molino (~24%), González (~8%), Carrizal (~5%) y Santa Mónica (~3%). Los drenajes (figura 11, abajo), que presentaron la mayor variabilidad en el tiempo, aportaron el ~5% restante. En esta clasificación se agruparon el río Tizates y los drenajes de los Embarcaderos.

La descarga mayor procede del río Tizates, que presentó su valor máximo en octubre de 2003 con $2.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. Este año presentó una descarga particular, ocurriendo otros eventos en marzo ($1.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), abril ($1.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) y octubre ($1.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). El mínimo estimado fue $0.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ durante las temporadas de secas.

El flujo de Tizates es medible en cada muestreo, a diferencia de los Embarcaderos que pueden quedar cubiertos por el nivel del embalse. Ante esta situación, se asume que su aporte es mínimo, $1000 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ para el Embarcadero 1 y $100 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ en el caso de Embarcadero 2.

La gráfica 13 (abajo) permitió distinguir las ocasiones en las que los Embarcaderos presentaron flujos mayores que el Río Tizates. Por parte del Embarcadero 1, esto ocurrió en julio de 2010 ($2.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), agosto de 2012 ($0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), julio de 2015 ($2.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) y julio de 2016 ($1.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). En el caso del Embarcadero 2, sólo ocurrió en septiembre de 2004 ($0.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$).

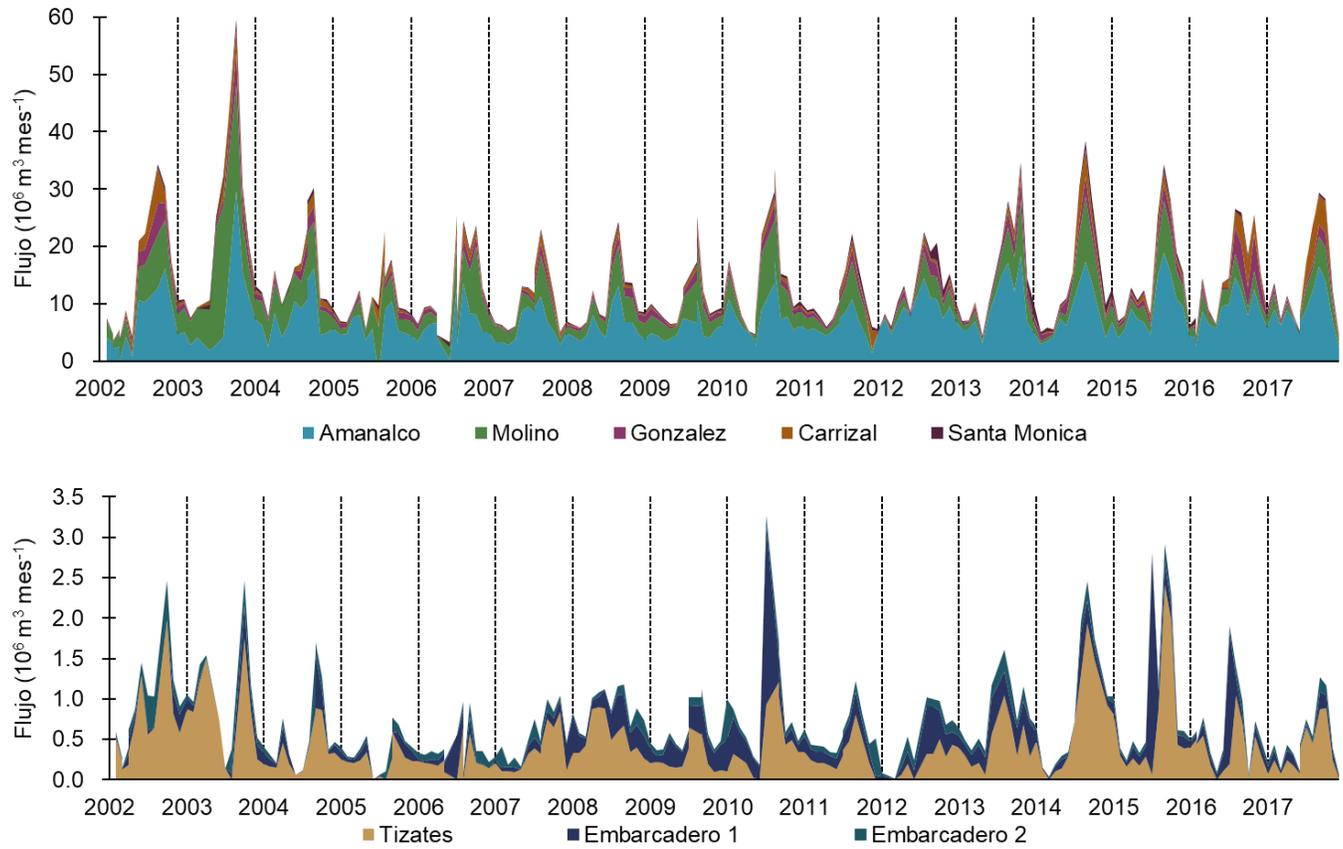


Figura 13. Variación (mensual) del caudal de los ríos y drenajes que ingresan al embalse. Arriba: La gráfica está construida a partir del flujo mayor (Amanalco) al menor (Santa Mónica). Abajo: La gráfica está construida a partir del río Tizates (mayor) a las descargas municipales (Embarcadero 1 y 2). Ambas gráficas siguen los patrones de lluvias y secas señalados en la figura 10.

En cuanto a la escala anual de la figura 14, se observó que el mayor flujo de agua a VB proviene de los ríos (~95% por año), marcado con barras moradas. El año con aporte total (ríos y drenajes) más alto fue 2003 con $227.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, mientras que el menor fue 2008 con $145.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$.

Los ríos representan un equivalente aproximado al 49% de la CMA. Sin embargo, el flujo mínimo fue de $134.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ durante 2008, equivalente a 34% de la CMA. Por otro lado, el flujo mayor de 2003 representó $217.4 \times 10^6 \text{ m}^3$, equivalente a 55% de la CMA. Estas cantidades tienen una diferencia $82.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ en 5 años (21% de la capacidad máxima).

La figura 14 muestra que el aporte se modificó a partir de la disminución de $61.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($208.1 - 146.9 \times 10^6 \text{ m}^3$) de 2004 a 2005. El aporte continuó disminuyendo desde 2006 ($163.8 \times 10^6 \text{ m}^3$) hasta el mínimo de 2008 ($134.7 \times 10^6 \text{ m}^3$). Desde este año el aporte se incrementó a $143.0 \times 10^6 \text{ m}^3$ en 2009 y luego a $189.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ en 2010 (48% de la CMA). De 2011 a 2012 se presentó una disminución de $1.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ ($143.7 - 142.4 \times 10^6 \text{ m}^3$) obteniéndose otro aporte mínimo posterior a 2010.

En los últimos años, 2013 y 2014 presentaron valores cercanos al promedio ($168.8 \times 10^6 \text{ m}^3$), previos a otro de los valores más altos de la serie en 2015 ($192.8 \times 10^6 \text{ m}^3$), equivalente a 49% de la CMA. A partir de 2015 el aporte disminuyó hasta $178.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ en 2017, es decir, a 45% de la CMA.

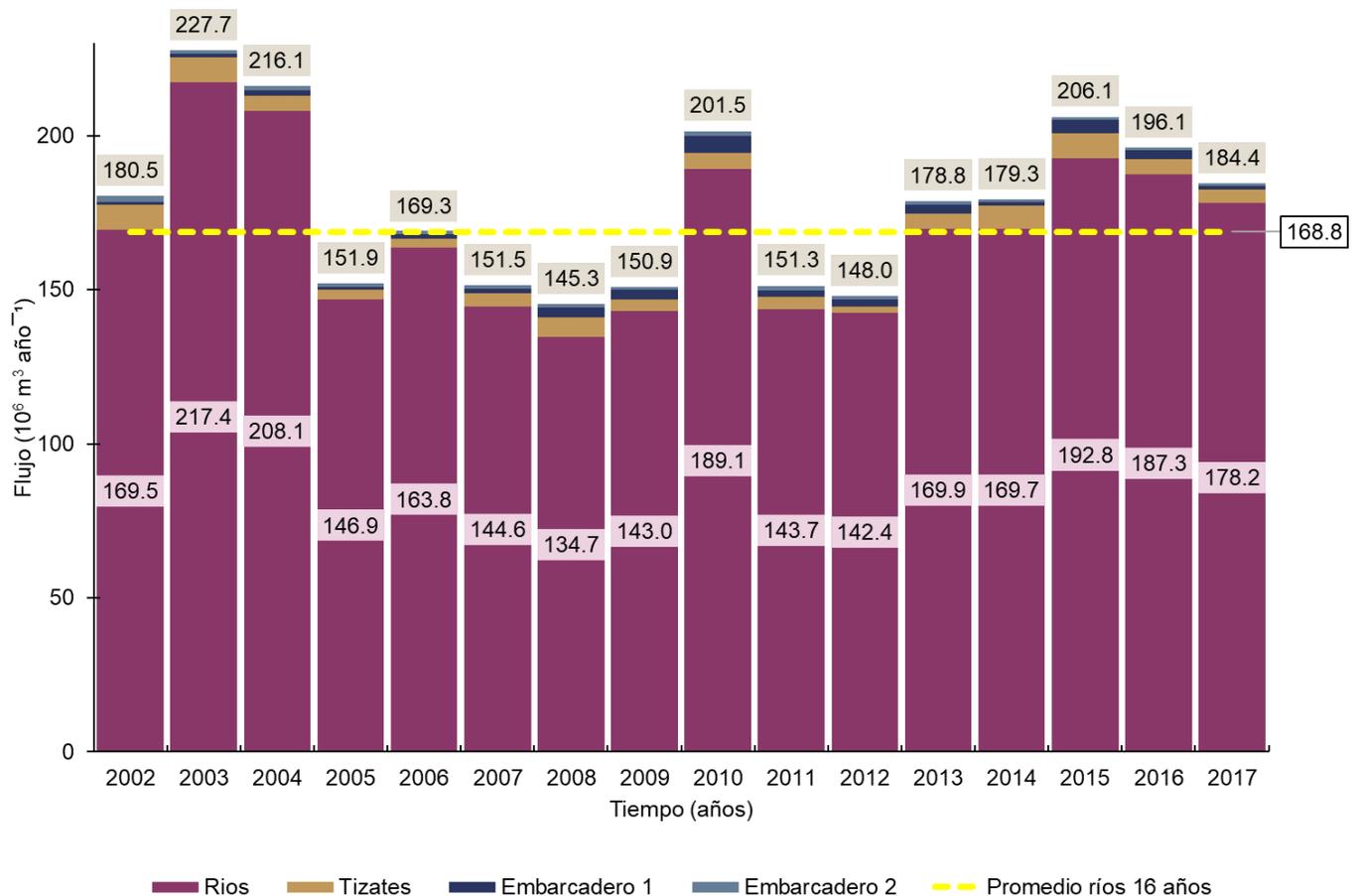


Figura 14. Flujo de agua anual por los ríos (barras moradas). Los recuadros sobre cada barra indican el aporte total (ríos y drenajes).

Por parte de los drenajes (figura 15), el aporte de agua máximo se presentó en 2015 con $13.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, equivalente al 6% del flujo total de afluentes de ese año, mientras que el mínimo ocurrió en 2005 con $5.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, que resultaron 3% del flujo de afluentes en 2005.

El promedio de los drenajes en los 16 años de estudio fue $8.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (0.2% de la capacidad máxima de almacenamiento). Los años en los que este aporte promedio aumentó a $11.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (2.8% de la capacidad máxima) se observaron a inicios de la serie (2002-2003) y a la mitad (2008 y 2010). Sin embargo, representaron de 5-7% del aporte total de sus respectivos años.

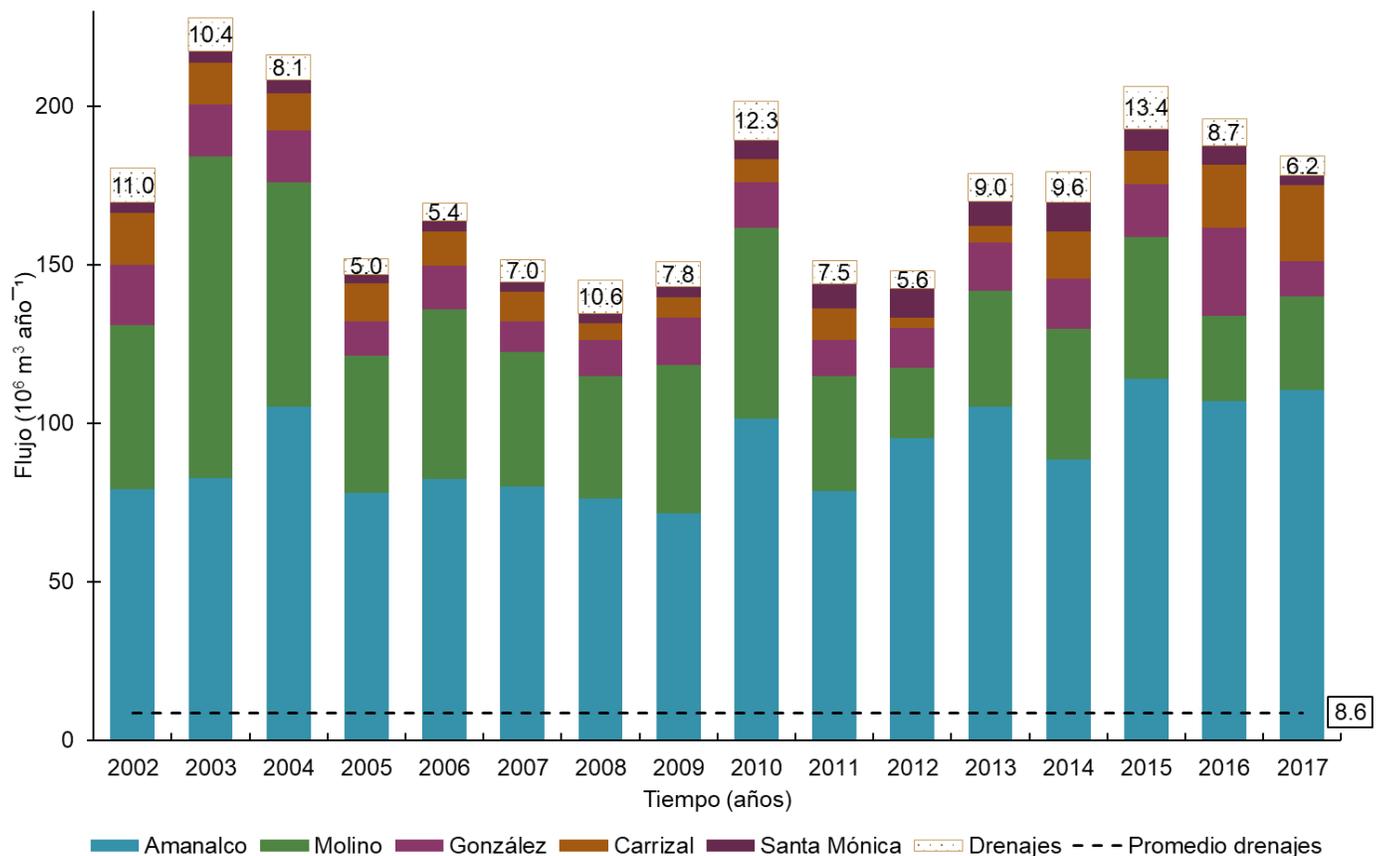


Figura 15. Flujo de agua anual por los drenajes (recuadros con número). La línea punteada indica el promedio de los 16 años de estudio para los drenajes.

7.2.2.2 Bombeo de agua (Colorines).

Este aporte a VB es una de las influencias antrópicas a este sistema. El bombeo de agua, procedente de la presa Colorines, depende de las decisiones de gestión de la cuenca para mantener en condiciones favorables las funciones de abastecimiento y recreación del embalse.

Se ha documentado que este aporte aumentó a la par de la disponibilidad de agua en otras presas del Sistema Cutzamala, específicamente durante la temporada de lluvias, donde se observan los flujos máximos de cada año (figura 14). Los picos de máximo bombeo de 2009 ($19.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), 2013 ($16.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) y febrero de 2014 ($14.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) representaron 18-20% de las entradas totales al embalse, cuando usualmente el bombeo de agua representa entre 1-4% de las entradas mensuales. En los años comprendidos de 2006 a 2014 (recuadro rojo figura 16), la tendencia de bombeo se ha modificado aumentando su frecuencia, extendiéndose a la temporada de secas. Es decir, esta componente del balance ha mostrado cambios en extenso, pues, no sólo ha aumentado su flujo considerablemente en los últimos años, sino que las temporadas en las que se lleva a cabo se han extendido a la temporada de secas.

Durante la temporada de secas de los años que no están señalados en el recuadro no se registró ingreso por bombeo, pues fue la temporada en la que se llevaron a cabo las operaciones de extracción de agua. Este tipo de operaciones de la presa no ocurren simultáneamente.

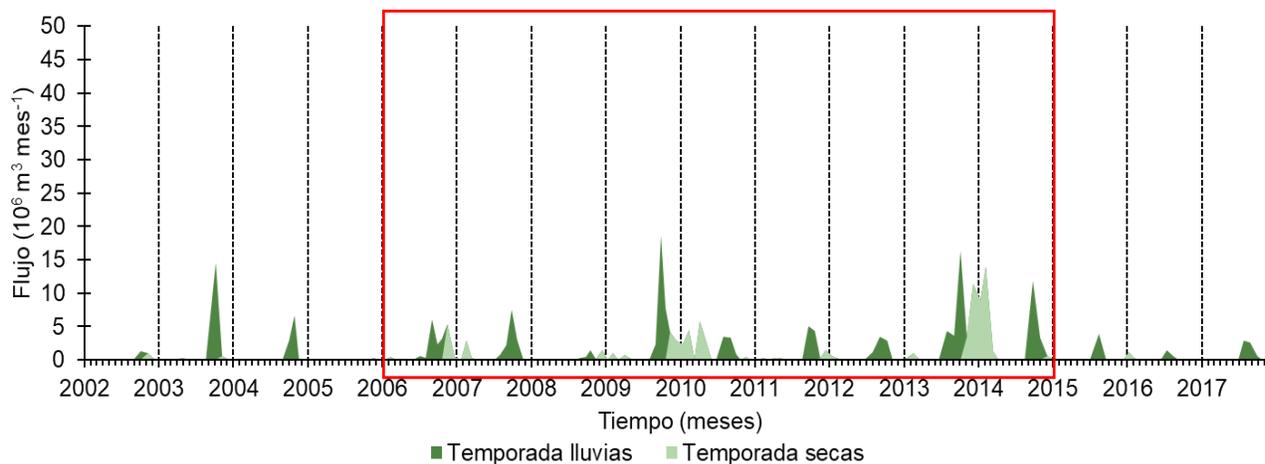


Figura 16. Bombeo de agua mensual procedente del embalse Colorines. Las líneas punteadas verticales separan cada año. El recuadro rojo marca el aumento en la frecuencia de flujo que se presentó de 2006-2014.

La figura 17 muestra la variabilidad anual del flujo de Colorines. El año con menor ingreso por bombeo fue 2005 ($0.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), mientras que el mayor fue 2013 ($40.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), es decir, durante este año el bombeo de agua fue 136 veces mayor con respecto a 2005. El promedio de estos 16 años de estudio fue $15.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ (3.8% de la capacidad máxima de almacenamiento).

En esta escala, es notable la influencia de los periodos extendidos de bombeo de agua en el aporte anual. Los años previos a 2006 presentaron un aporte menor en comparación con los años de temporadas extendidas de esta operación.

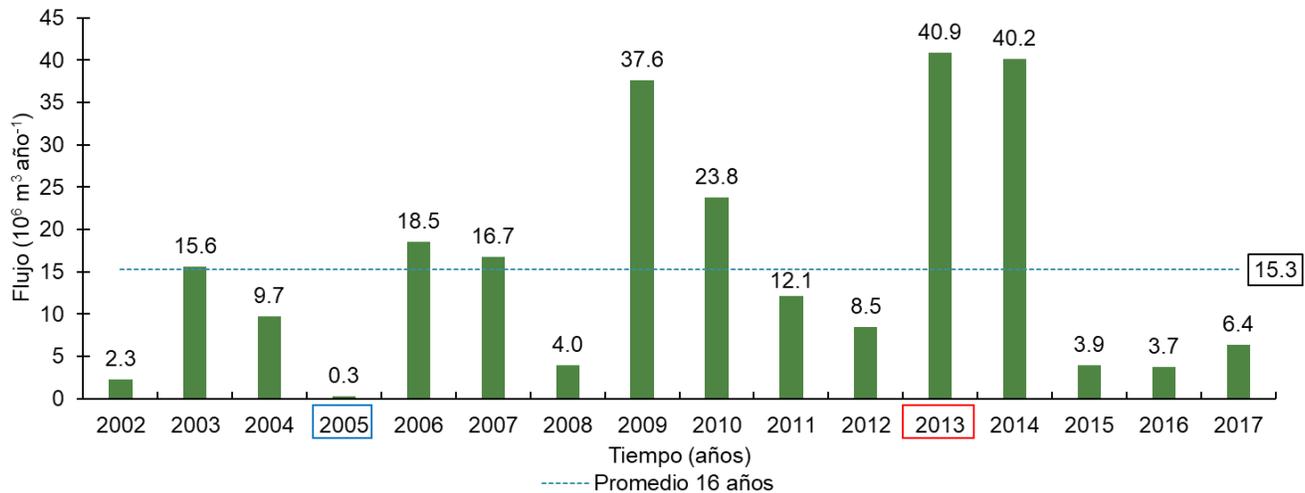


Figura 17. Bombeo de agua anual procedente del embalse Colorines. Se marcan los niveles extremos (máximo en 2013 con $40.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, mínimo en 2005 con $0.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$).

7.6 Extracción de agua.

La mayor salida de agua de VB es la extracción de agua que se realiza de la presa debido a su uso para el abastecimiento a la Ciudad de México y su Área Metropolitana. El flujo es mayor durante la temporada de secas, usualmente entre los meses de febrero a mayo, como muestra la figura 18. A lo largo de la serie de tiempo, el flujo máximo de extracción varió entre $22.0\text{-}37.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

Sin embargo, hubo ocasiones en las que la extracción fue mayor durante la temporada de lluvias. La primera ocurrió en julio de 2002 ($-47.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), luego en octubre de 2003 ($-32.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) y la última en julio de 2014 ($-29.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). Por otro lado, la extracción disminuyó su tasa hasta no registrarse flujo en dos temporadas de lluvias: la de 2006, que comenzó con $-2.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ y la de 2009, que inició con $-24.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

Durante la temporada de lluvias de 2013 se estimó un flujo de extracción de $-12.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ y al finalizar esa temporada el flujo había decrecido a $-0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

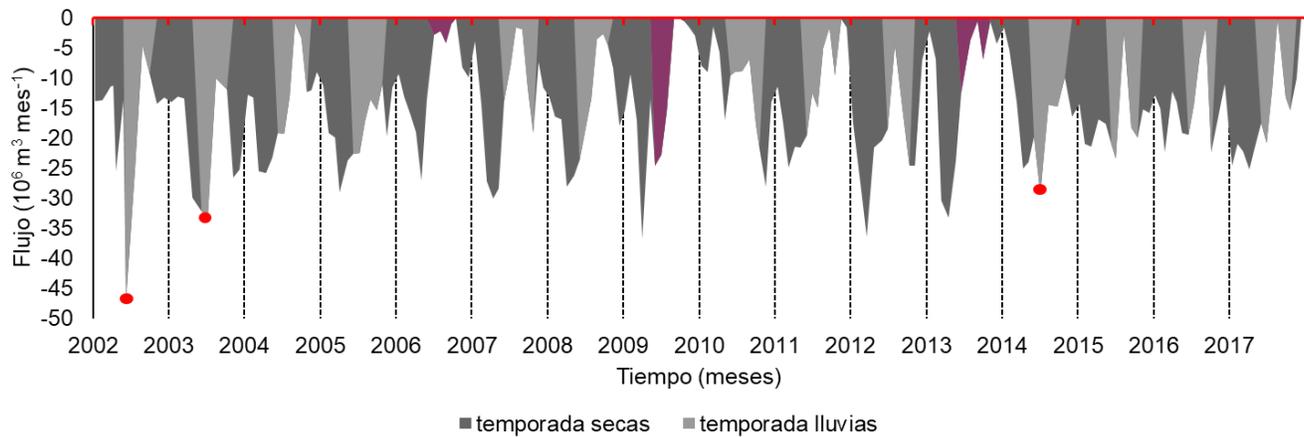


Figura 18. Extracción de agua (mensual). Los puntos rojos indican los periodos en los que la extracción fue alta en la temporada de lluvias. Las áreas moradas son periodos en los que disminuyó considerablemente la tasa de extracción. Las operaciones, tanto de extracción como de bombeo, se realizan a una profundidad entre 24-28 m, según la profundidad de la presa al momento de la operación.

Examinando el comportamiento anual (figura 19), el flujo mayor de extracción se presentó en 2005 ($-236.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, 60% de la CMA). Durante 2006-2011, la extracción disminuyó y se mantuvo en un promedio de $-159.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, alrededor de 40% de la CMA. Mientras que para 2013 se registró el flujo más bajo de extracción de esta serie de tiempo ($-125.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), 32% de la CMA. Este flujo sucedió después de la alta extracción que tuvo lugar en 2012 ($-217.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), equivalente a 55% de la CMA.

Durante 2014, el flujo incrementó a $-174.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ y la tendencia continuó hasta 2015 ($-207.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, 55% de la CMA). En los siguientes años del estudio la extracción regresó a flujos cercanos al promedio ($-181.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), como se observa en la figura 17. El valor promedio de los 16 años de estudio corresponde al 46% de la CMA.

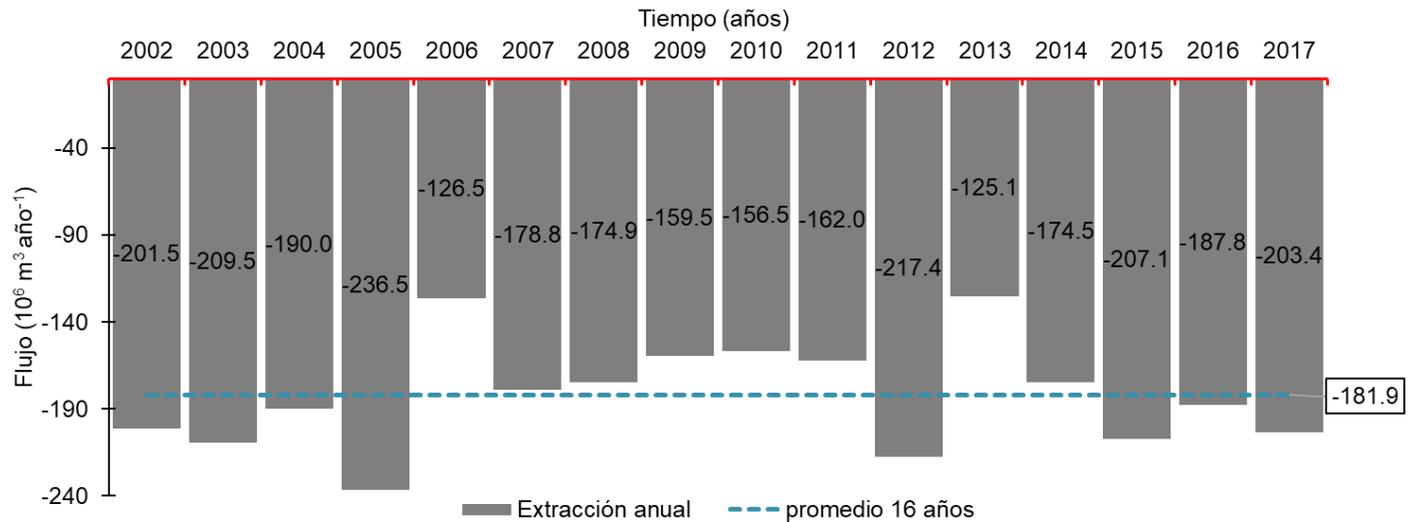


Figura 19. Extracción de agua (anual).

7.7 Balance de agua.

El balance hídrico para VB permitió dar seguimiento a los flujos que interactúan en el sistema. Los patrones estacionales descritos para cada variable facilitan visualizar los patrones a largo plazo de las fuentes de agua.

Las suposiciones por las que se rige este modelo pueden subestimar o sobreestimar la carga de PT (Kim et al., 2013), por lo que se realizó un cotejo de las fuentes puntuales y los cambios de nivel, que implican cambios de volumen ($\Delta V/\Delta t$). Se realizó una gráfica de dispersión entre estas variables, obteniéndose una correlación de $R^2 = 0.99$. La correlación puede confirmar que se conocen los principales flujos de entradas y salidas que interactúan en VB.

La tabla 3 muestra cada componente del balance hídrico y sus respectivos residuales. El signo de $\Delta V/\Delta t$ indica si los flujos predominantes son de entradas (precipitación, bombeo y afluentes) o de salidas (extracción y evaporación). Por un lado, en la columna $\Delta V/\Delta t$ resaltan los años con flujo positivo (entradas

mayores que salidas), especialmente 2013 ($79.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) con el flujo más alto, influenciado por sus salidas menores al promedio ($-157.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) y 2009 con el menor ($0.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), lo que implica que los flujos fueron de proporciones bastante similares, como se indica en las columnas de entradas y salidas.

En cuanto a los flujos negativos es notable el flujo de 2005 ($-101.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), influenciado por las salidas ($-264.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) mayores al promedio y 2016 con el flujo más bajo ($-2.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), que indica flujos de proporciones similares.

Las entradas tuvieron un promedio de $209.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, equivalente al 53% de la capacidad máxima de almacenamiento, mientras que las salidas tuvieron un promedio de $-211.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, equivalente al 54% de la capacidad máxima de almacenamiento.

El balance de agua implicó que los residuales presentaran valores negativos, que comenzaron a disminuir desde 2007 ($-0.04 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) hasta 2009 (0.04), que aparece el primer valor positivo. El siguiente valor positivo es 2011 ($0.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$); los más negativos fueron 2003 y 2005 ($-4.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), máximo 1% de la capacidad máxima de almacenamiento. El promedio fue $-0.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$.

Tabla 3. Términos del balance de agua. Los residuales sólo representaron -1% de la capacidad máxima de almacenamiento en 2003 y 2005.

Años	$\Delta V/\Delta T$ ($10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$)	Entradas E ($10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$)	Salidas S ($10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$)	Residuales (E-S)-($\Delta V/\Delta T$) ($10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$)	% de la capacidad máxima (Residuales/394.4) *100
2002	-34.4	195.7	-229.0	-1.1	
2003	28.3	261.9	-229.6	-4.0	-1%
2004	4.6	240.3	-234.5	-1.2	
2005	-101.1	167.8	-264.9	-4.0	-1%
2006	52.7	207.0	-153.0	-1.3	
2007	-18.3	184.6	-202.9	-0.04	
2008	-34.6	162.4	-196.6	-0.4	
2009	0.5	204.5	-204.0	0.04	
2010	73.5	248.5	-175.0	-0.05	
2011	-27.3	179.0	-206.4	0.1	
2012	-68.1	174.0	-240.8	-1.3	
2013	79.3	236.4	-157.0	-0.1	
2014	46.9	238.3	-191.3	-0.1	
2015	-3.6	231.5	-235.0	-0.1	
2016	-2.0	218.9	-220.8	-0.1	
2017	-38.0	207.2	-244.3	-0.9	

Las secciones siguientes describen los resultados obtenidos del balance de masas de PT en VB. En este balance se consideran como entradas de PT a los tributarios y el bombeo de agua de Colorines. La única salida es la extracción de agua que se lleva a cabo en el embalse.

En primer lugar, se describirá la distribución espacial de las concentraciones de PT en el embalse, con el fin de plantear su influencia en el flujo de PT en la columna de agua durante el periodo 2002-2017. Para profundizar en el entendimiento de los patrones de carga neta observados en el embalse, se explicarán los patrones de carga externa, que corresponden a los tributarios y Colorines, y finalmente la salida de PT por la extracción de agua.

A partir de estas variables se realizaron los cálculos de la sedimentación neta que tiene lugar en VB. El conjunto de estos resultados será la base para establecer el panorama de la evolución de PT en el sistema a lo largo del tiempo.

7.8 Distribución de fósforo total en el embalse.

Estudios previos (e.g. Monroy Ríos, 2004) han identificado capas que representan el comportamiento fisicoquímico de VB cuando está estratificado. Estas capas fueron establecidas de la siguiente manera: 0-4 m para el epilimnion, 8-12 m para el metalimnion y 16 m – fondo para el hipolimnion, dependiendo de la variación de la profundidad en VB mes a mes.

Cada año las concentraciones promedio de cada capa decrecieron del epilimnion hacia el metalimnion (tabla 4). Es notable que, en todos los años, la concentración de PT en el hipolimnion es la mayor en toda la columna de agua.

La mayor concentración de PT en la columna de agua se estimó en 2009 ($5.1 \mu\text{M}$) y se mantuvo constante en la columna de agua, a diferencia de otros años en los que sí es claro un aumento de concentración hacia el hipolimnion. En el caso contrario, la concentración mínima se midió en 2017 ($2.3 \mu\text{M}$). En particular, este año resultó el de concentración más baja de PT de toda la serie de tiempo.

Tabla 4. Distribución de las concentraciones de fósforo total en Valle de Bravo. Las concentraciones presentadas son un promedio de cada capa limnética.

	Epilimnion μM	Metalimnion μM	Hipolimnion μM	Columna μM
2002	3.2	2.9	3.5	3.2
2003	2.6	2.3	2.7	2.5
2004	2.7	2.2	2.9	2.6
2005	3.7	3.8	4.5	3.9
2006	3.2	3.4	4.5	3.7
2007	2.6	2.4	4.0	3.0
2008	3.6	3.5	3.8	3.7
2009	5.2	5.1	5.1	5.1
2010	4.9	4.6	4.7	4.8
2011	3.8	3.5	4.6	4.0
2012	2.8	3.2	3.5	3.2
2013	4.0	4.2	4.1	4.1
2014	3.5	3.6	3.7	3.6
2015	2.8	2.8	3.6	3.1
2016	3.5	3.7	3.5	3.5
2017	2.1	2.0	2.7	2.3

A partir de las concentraciones estimadas y la cantidad de agua registrada en el embalse, se estimó en la escala correspondiente el flujo de PT en la columna de agua (carga neta).

El comportamiento mensual del flujo de PT presentó en promedio $29.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ (figura 20). Durante la estratificación se identificaron los periodos de mayor flujo. Es interesante observar que ocurrió el valor máximo de flujo en el embalse al iniciar la mezcla. Posterior a la estratificación de 2002, se observó un comportamiento aparentemente regular hasta 2008, año en el que comenzó un periodo de crecimiento de flujo hacia 2010, especialmente durante los periodos de mezcla. En noviembre de 2010 se registró el flujo máximo ($68.5 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y desde 2011 comenzó un periodo de decrecimiento de flujo. Se presentó el dato más bajo en esta escala en mayo de 2011 ($7.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$).

Al terminar la mezcla de finales de 2012, el flujo volvió a aumentar hacia finales de 2013, alcanzando el segundo valor más alto en noviembre ($55.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). Durante estos tres años, el flujo durante la mezcla fue bastante similar en orden de magnitud al flujo durante la estratificación. Desde 2014 fue notable una tendencia decreciente que se prolongó hasta 2017, que es el año con menor flujo de esta serie, alrededor de $20.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

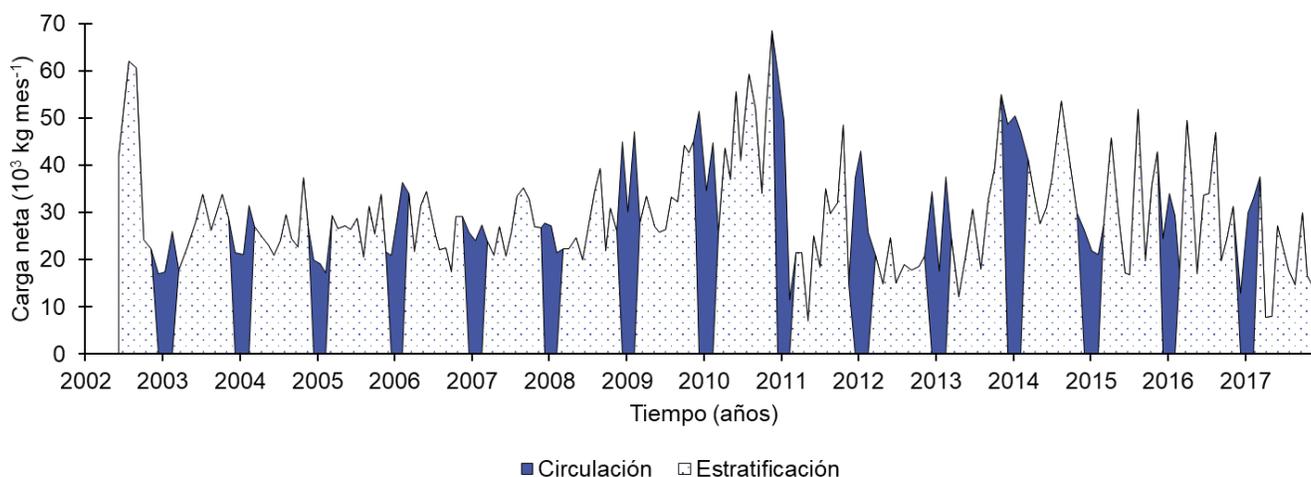


Figura 20. Flujo de fósforo total (carga neta) en el embalse a escala mensual. Las regiones punteadas representan los periodos de estratificación y los azules son los periodos de circulación o mezcla.

A escala anual, en promedio se estimaron $352.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, y a lo largo del tiempo el año 2010 ($608.3 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) tuvo el flujo mayor, mientras que 2002 ($228.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) fue el flujo mínimo (figura 21). Se distinguió una clara tendencia de crecimiento desde 2002 hasta 2006, un periodo en el que se estimaron $357.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$. A partir de dicha carga, fue disminuyendo a $335.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2008. La tendencia cambió hacia 2010 cuando se observó un aumento considerable que llevó el flujo al máximo. Desde aquí, el flujo de PT disminuyó a $254.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2012. En los años siguientes, el comportamiento del flujo de PT osciló entre 337.5 y $418.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, hasta finalmente disminuir a $270.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2017.

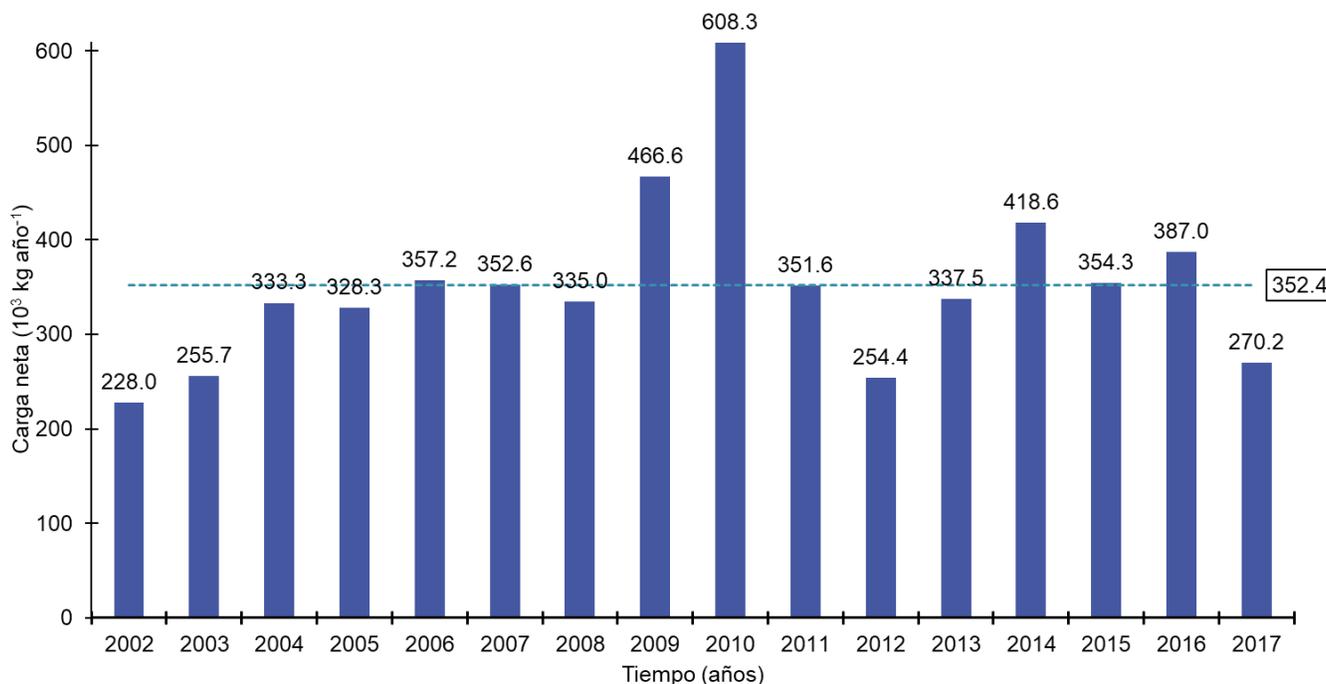


Figura 21. Carga neta anual en el embalse de VB. La línea punteada indica el promedio ($352.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$).

Las siguientes secciones presentan los resultados la carga por afluentes. Junto con el bombeo de agua, estos aportes corresponden a la carga externa que ingresa a VB.

7.9 Carga externa.

7.9.1 Afluentes.

De forma similar a la sección anterior, la carga de afluentes considera tanto el flujo de agua como la concentración de PT de cada tributario para visualizar la variabilidad de la carga en el tiempo. El patrón de los afluentes aumentó durante la temporada de lluvias y, de acuerdo con los cálculos realizados, se registró al menos 50% de la carga externa anual durante esta temporada.

A escala mensual, la figura 22 muestra el conjunto de afluentes.

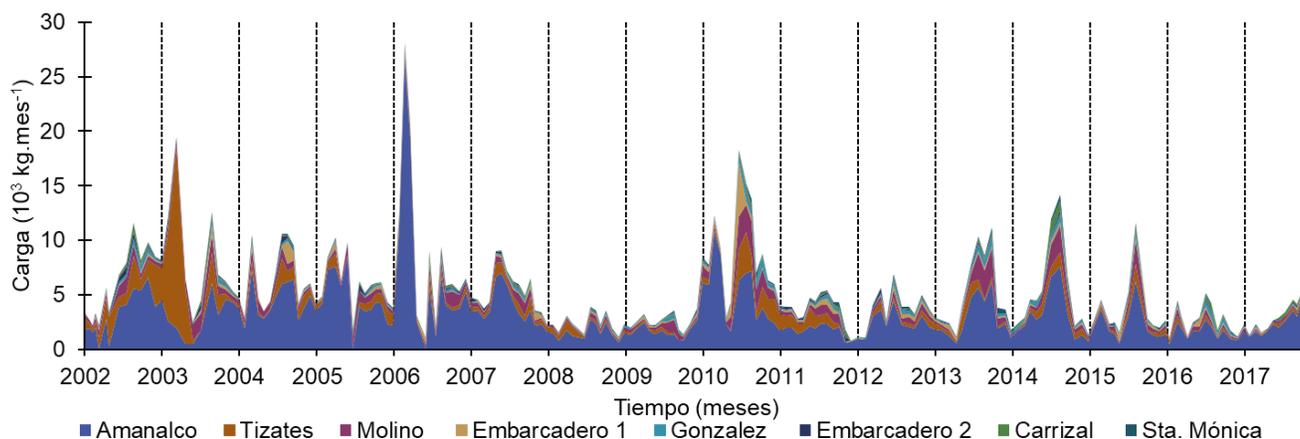


Figura 22. Carga de fósforo total de los afluentes (mensual). Se muestran los aportes de mayor (Amanalco) a menor (Santa Mónica).

En los años 2002-2017 (figura 22), en promedio ingresaron a VB $5.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. El máximo aporte fue en abril de 2006 con $28.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ y el mínimo en enero 2012 con $0.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. El río Amanalco (en promedio 61% al mes) fue la entrada de mayor magnitud al embalse, seguido por el drenaje Tizates (13%) y el río Molino (12%). El río González y el Embarcadero 1 contribuyeron 4%, luego el río Carrizal y el Embarcadero 2 presentan un aporte de 2%. Finalmente, Santa Mónica es el aporte menor con 1%.

En la escala anual (figura 23) resalta que, el conjunto de tributarios contribuyó inicialmente con $67.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2002. Para 2003 se calculó un aumento de $20.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, equivalente a 23% con respecto al año anterior. El aporte fue disminuyendo durante 2004 ($83.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y 2005 ($81.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$).

En 2006 se presentó el segundo valor más alto de esta serie con $111.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$. Desde 2007 ($76.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) es notable una disminución progresiva que culminó con el valor mínimo de la serie en 2009 ($30.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). Posterior a este valor, se obtuvo el valor máximo que fue $117.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2010, y a continuación de éste la tendencia general fue una disminución en la carga por afluentes, con

ligeras fluctuaciones. En 2011 se calcularon $53.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, al menos 45% de lo calculado en 2010, y en 2012 disminuyó la carga a $38.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ (33%).

Durante 2013 y 2014 aumentó a $59.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ (50%) y en los siguientes años volvió a decrecer la carga hasta estimarse $35.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ (30%) en 2017.

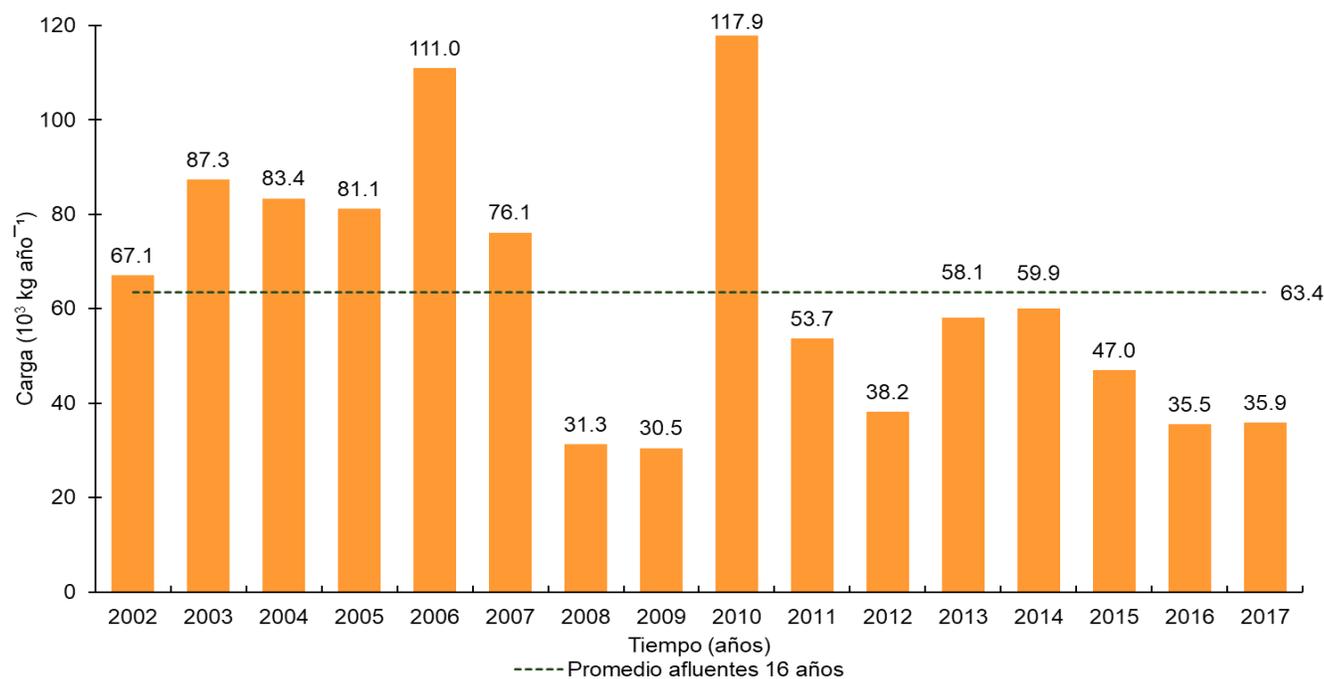


Figura 23. Carga total por afluentes (anual). Durante 2002-2017 los ríos (Amanalco, Molino, González, Carrizal y Santa Mónica) representaron en promedio el 81% de la entrada de PT por afluentes, mientras que el porcentaje restante (19%) constituye al aporte por los drenajes (Tizates y Embarcaderos).

7.9.2 Ríos.

La evaluación mensual de los ríos mostró el aumento de carga de PT durante la segunda mitad de cada año, como corresponde a la temporada de lluvias. La figura 24 muestra la que la distribución de la carga se encuentra más favorecida para este conjunto de tributarios. El aporte máximo ocurrió de marzo a mayo de 2006 por parte del río Amanalco, correspondiente a $19.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

La tendencia general es que la carga externa proveniente de los ríos ha disminuido en el tiempo,

especialmente desde comienzos de 2008, alrededor de $0.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. Sin embargo, se han presentado eventos donde la carga ha aumentado. Las fluctuaciones más importantes desde este cambio ocurrieron en los periodos de abril-mayo ($2.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y julio-septiembre ($2.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) en 2010, al igual que en agosto-noviembre de 2013 ($1.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), julio-septiembre de 2014 ($1.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y agosto-octubre de 2015 ($1.3 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$).

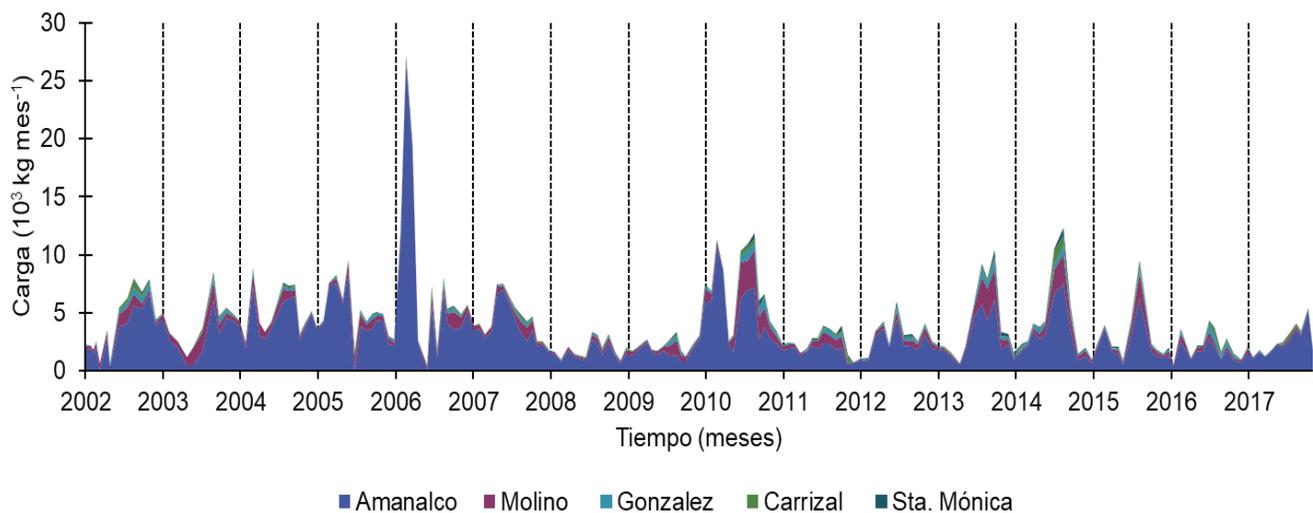


Figura 24. Carga de fósforo total de los ríos (mensual). El aporte se encuentra ordenado de mayor carga (Amanalco) a menor (Santa Mónica).

Continuando con la escala anual de la carga por los ríos, indicada en la figura 25, la carga por fue mayor en el 2006 ($100.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y la carga menor se observó en 2016 ($21.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$).

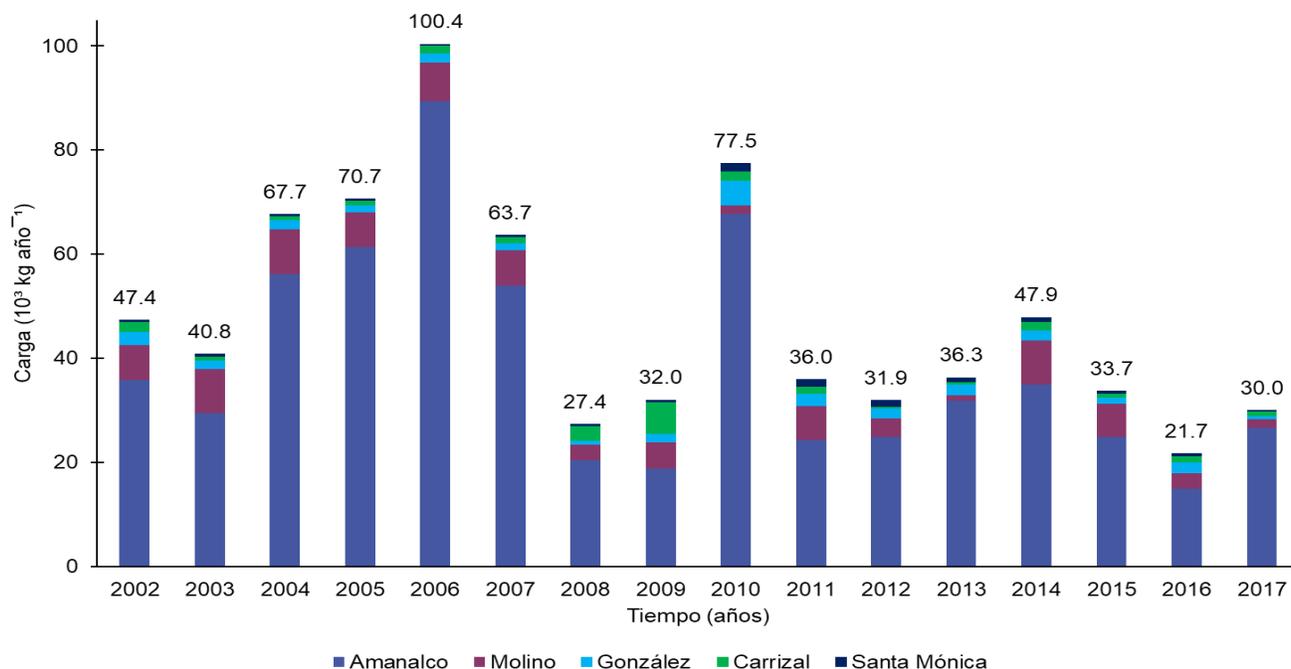


Figura 25. Carga de fósforo total de los ríos que ingresan al embalse (anual). Se encuentran ordenados de mayor (Amanalco) a menor (Santa Mónica).

La carga de PT mostró un aumento a lo largo de los años 2002 ($47.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) a 2005 ($70.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), previo al valor máximo de esta serie. Se observó una tendencia decreciente de 2007 a 2008 (63.7 - $27.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), y un ligero aumento en 2009 ($32.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). Estos últimos valores fueron menores comparados con la carga estimada en años anteriores.

El año 2010 fue el siguiente punto más alto, con 77% de la carga máxima de 2006. A partir de este año la carga de los ríos disminuyó a valores similares a los años 2009 y anteriores.

De la figura 25, el río Amanalco es el mayor aporte con 67-89% de la entrada total por ríos. El año con la carga mínima del Amanalco fue 2016 con $14.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, alrededor de 6.0 veces menor que la carga que tuvo en 2006 ($89.3 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), que fue la mayor.

El siguiente río fue el Molino, cuya carga representó entre 5-23% de la entrada de PT por esta vía. Los años que con la carga más alta fueron 2003 y 2004 ($8.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). El Molino aportó en promedio de $5.3 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y el año con carga mínima fue 2013 con $1.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$.

A continuación, el río González representó entre 2-10% de la carga por ríos. El año con carga mínima fue 2017 con $0.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y su carga máxima se presentó en 2010 con $4.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, es decir, 7.8 veces mayor que 2017. El aporte promedio del río fue de $0.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$.

Finalmente, los ríos Carrizal (1-5%) y Santa Mónica (0.4-4%) representaron el aporte menor de los ríos. En promedio, el río Carrizal es mayor ($1.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) que Santa Mónica ($0.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). La carga máxima de Carrizal se calculó en 2009 ($6.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y la de Santa Mónica se presentó en 2010 ($1.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), mientras que la carga mínima se presentó en 2012 para Carrizal con $0.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y en 2017 para Santa Mónica con $0.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$.

7.9.3 Drenajes

Para revisar las cargas de PT por parte de los drenajes, se debe tener en cuenta que presentan mayores concentraciones que los ríos. A pesar de ello, en conjunto representan una carga menor en comparación con la carga de los ríos, como muestra la figura 26. Esta figura muestra el comportamiento mensual de estas fuentes. El principal aporte de PT es el Tizates. Esta entrada ha representado entre 42-92% del aporte de PT por los drenajes; se debe recordar que previamente era un río y se convirtió en un drenaje para la descarga doméstica (Ramírez-Zierold et al., 2010). El valor máximo ocurrió de abril- mayo 2003, con $16.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ y el mínimo fueron $0.002 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en enero de 2012. En promedio, el Tizates ha contribuido a la carga de PT con $0.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

En menor magnitud, le siguen las cargas de Embarcadero 1 y Embarcadero 2, que corresponden entre 4 - 38% a la carga por drenajes. El valor máximo para Embarcadero 1 ocurrió en julio de 2010 ($5.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), como muestra la figura 26.

El mínimo se presentó en julio de 2014 ($0.06 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). En promedio aportó $0.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. Mientras que el Embarcadero 2 representó en promedio $0.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$; la carga máxima se estimó en septiembre de 2004 ($0.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y en julio 2006 el mínimo ($0.004 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$).

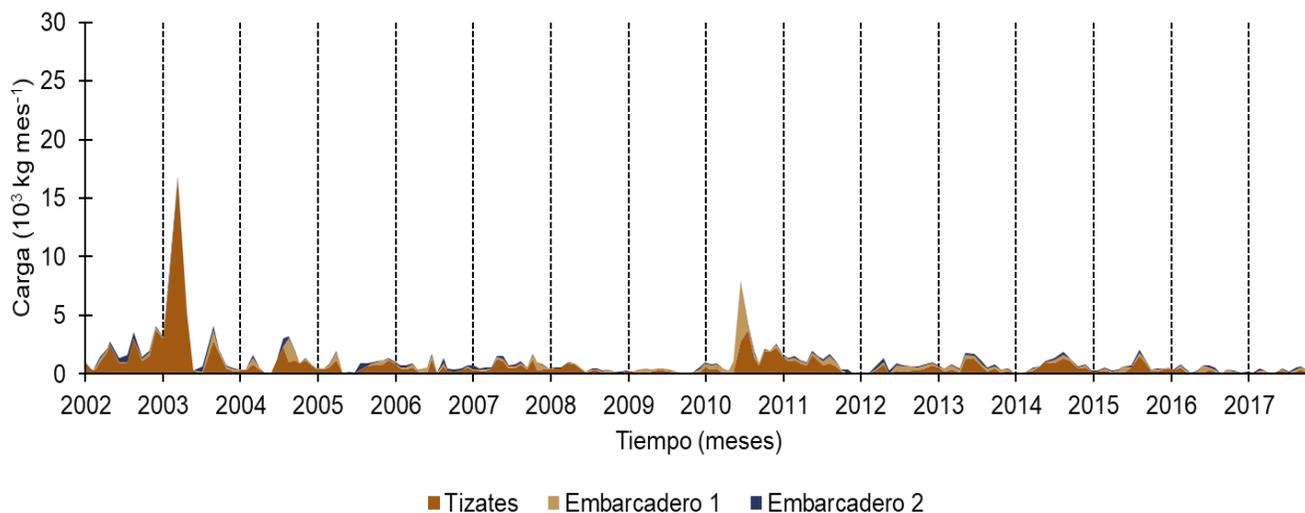


Figura 26. Carga de fósforo total de los drenajes que ingresan al embalse (mensual)

En términos de la escala anual, mostrada en la figura 27, la tendencia es un decremento en el tiempo, de 18.8 a $3.8 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ durante 2002-2017. Sin embargo, resaltan ciertas fluctuaciones en 2003 ($46.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), 2007 ($12.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), 2010 ($24.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y 2014 ($13.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). En aquellos años se presentaron anomalías en el comportamiento de los tres afluentes. Por parte de Tizates, durante 2003 ($42.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), 2007 ($8.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y 2014 ($3.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) tuvo un aporte de 92%, 67% y 65% de la carga total por drenajes.

En 2010 la carga tuvo un aumento en particular debido al Embarcadero 1 que aportó 37% ($9.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). Es interesante notar que la carga por drenajes disminuyó en un orden de magnitud a partir de 2008, como se ve en la figura 27, a excepción de 2010, 2011 ($17.8 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y 2014.

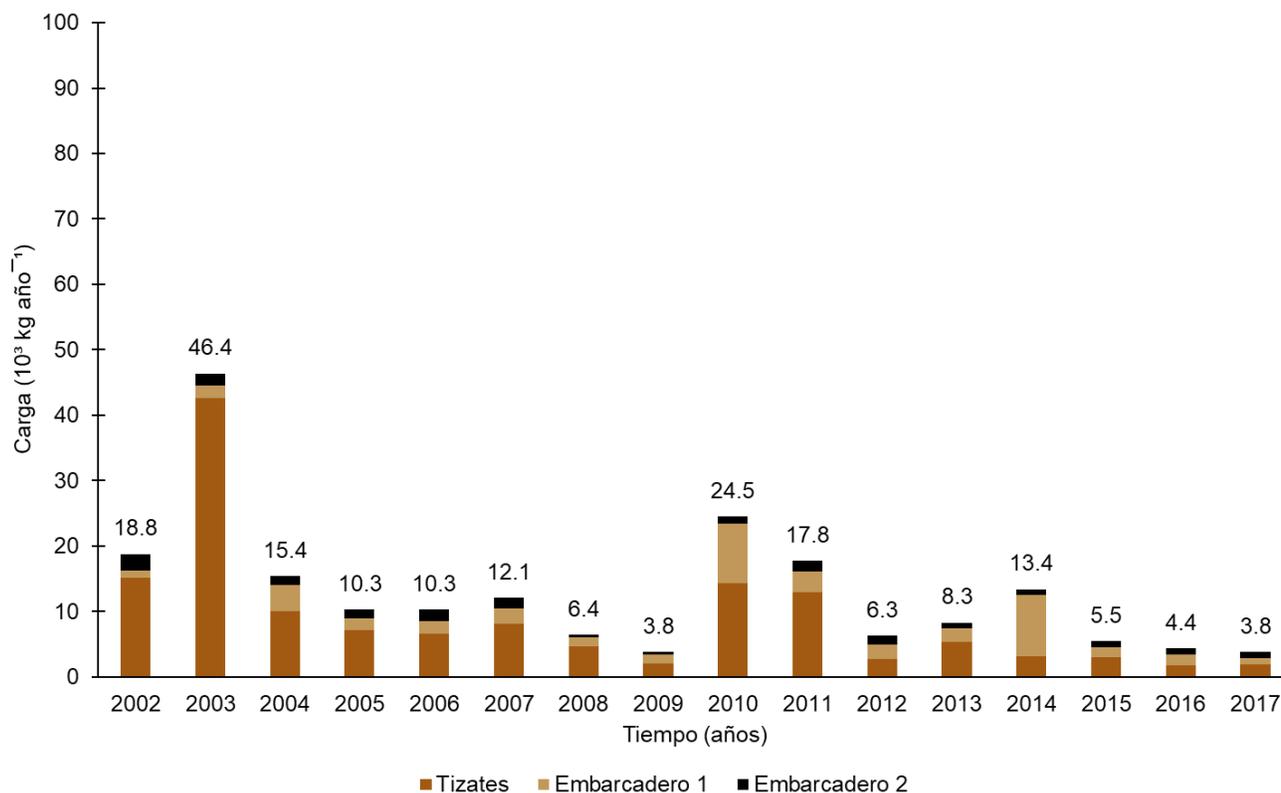


Figura 27. Carga de fósforo total por drenajes (anual).

7.9.4 Entrada de fósforo total por bombeo de agua.

La escala mensual de la carga por bombeo de agua (figura 28) mostró un patrón estacional, es decir, aumentó durante la temporada de lluvias. De 2002 a 2007 la carga mayor se estimó en octubre de 2003 ($1.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). La temporada correspondiente a 2008 presentó un periodo mínimo, en promedio $0.05 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$, único en la serie de tiempo. La siguiente temporada de lluvias (2009) presentó un flujo de $2.5 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en septiembre, lo que influyó en el promedio de la temporada, en la que entraron $0.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. La carga continuó hasta mayo de 2010, en temporada de secas, con un promedio de $0.5 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

Las temporadas de lluvia de 2011 y 2012 tuvieron un flujo promedio de 0.4 y $0.3 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ respectivamente. En la temporada de lluvias de 2013 (octubre) se alcanzó el valor máximo del periodo de estudio ($5.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y a finales de año ocurrió un evento de $2.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. El año 2014 resaltó por dos eventos de flujo que fueron de 4.7 y de $3.9 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en febrero y septiembre, correspondientemente. A partir de 2015 las temporadas de carga disminuyeron notablemente. En dicho año, sólo se presentó un evento de $0.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en agosto. Durante 2016 se registraron tres periodos, que en conjunto aportaron $0.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$, equivalente al promedio de la temporada de lluvias de 2017. En conjunto, el promedio de la carga a lo largo del tiempo fue de $0.5 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

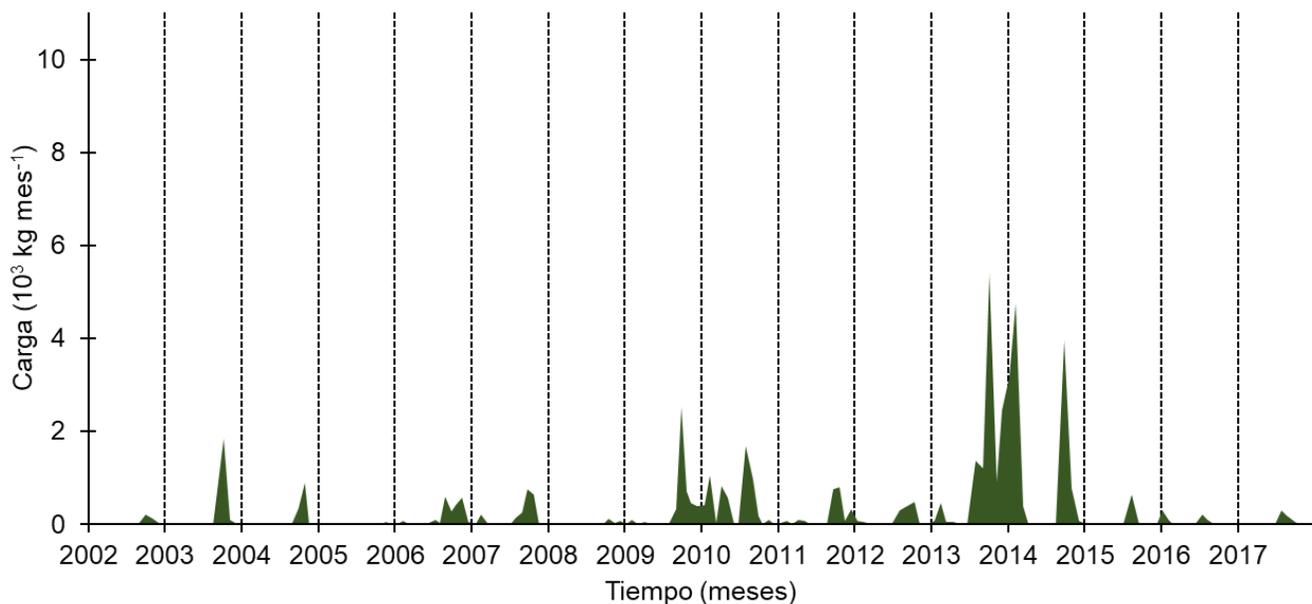


Figura 28. Carga de fósforo total por bombeo de agua desde el embalse Colorines (mensual).

La carga anual de PT por esta vía (figura 29) presentó oscilaciones entre 0.1 y 2.1×10^3 kg año⁻¹ de 2002 a 2008. La carga de 0.1×10^3 kg año⁻¹ ocurrió en 2005 y la de 2.1×10^3 kg año⁻¹ en 2006. Después de los 0.3×10^3 kg año⁻¹ de 2008 aumentó de 4.6 a 5.8×10^3 kg año⁻¹ en los siguientes dos años. La carga disminuyó a 2.2×10^3 kg año⁻¹ (38%, con respecto a 2010) y luego a 1.3×10^3 kg año⁻¹ (22%), previo al aumento a 12.0×10^3 kg año⁻¹ de 2013 y luego 13.1×10^3 kg año⁻¹ de 2014. Los últimos tres años del estudio presentaron una disminución de carga al 5% (0.4×10^3 kg año⁻¹).

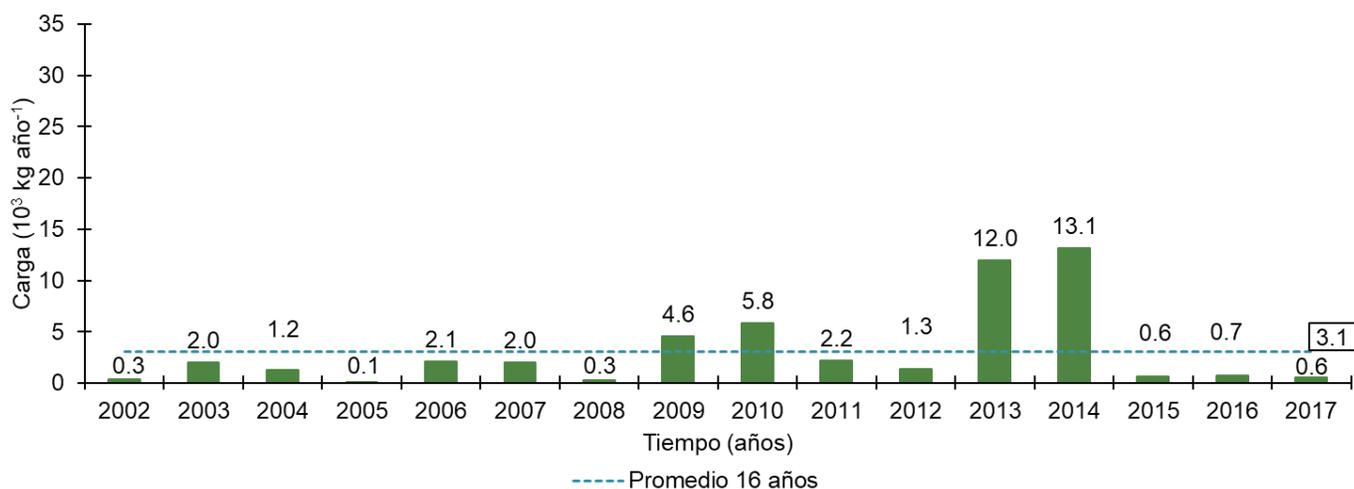


Figura 29. Carga de fósforo total procedente del embalse Colorines (anual).

7.10 Salida de fósforo total del embalse por extracción de agua

A escala mensual (figura 30), el flujo de extracción muestra un patrón continuo a lo largo del tiempo. En cada año se presentó un evento de flujo máximo que destaca del resto de cada año. El evento máximo de la serie ocurrió en 2002 (-10.2×10^3 kg mes⁻¹), mientras que el mínimo en octubre de 2013 (-0.04×10^3 kg mes⁻¹).

Entre esos eventos, se observó la magnitud de otros momentos máximos de extracción. El siguiente punto máximo ocurrió en agosto de 2003 (-4.6×10^3 kg mes⁻¹) y se distinguió una disminución de flujo hasta el

pico de mayo de 2006 ($-4.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). Con el transcurso del tiempo cambió la tendencia, y se observó un crecimiento hasta julio de 2008 ($-5.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), que fue superado en mayo de 2009 ($-7.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). Desde entonces la tendencia cambió a un decremento en el flujo de extracción y sólo destacaron los picos de diciembre de 2010 ($-4.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y abril de 2012 ($-4.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). La carga siguió disminuyendo progresivamente hasta llegar a $0.04 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ a finales de 2013, punto en el que comenzó a incrementarse hasta $-5.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en agosto de 2014, donde nuevamente se detectó una disminución para los últimos años de estudio, que tuvieron un promedio de $-1.5 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

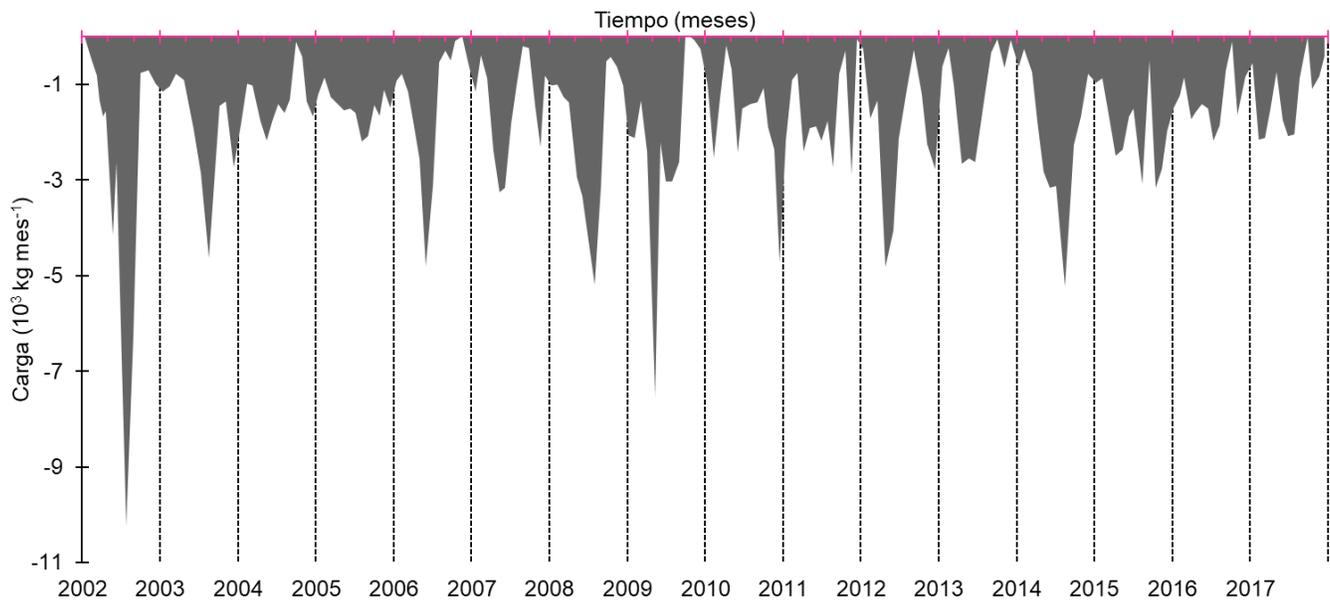


Figura 30. Carga de fósforo total por extracción de agua (mensual).

La escala anual de la extracción presentó un valor máximo de $-31.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, como se muestra en la figura 31. Entre los años 2003 a 2007 la extracción osciló desde $-18.8 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ a $-19.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, equivalente al 60% de la extracción máxima. En 2008 comenzó una tendencia de aumento en el que salieron $-22.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y llegó al segundo valor máximo de esta figura en 2009 ($-26.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). Los siguientes tres años disminuyeron con respecto a 2009, oscilando entre $-20.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y $-22.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ (entre 65 y 71% de la extracción máxima). Nuevamente la extracción disminuyó alcanzando

$-12.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2013, alrededor del 38% de la extracción máxima. Sin embargo, durante 2014 se estimaron $-22.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, es decir 84% de la extracción máxima. En 2015 se estimó un pequeño aumento a $-22.8 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y la serie termina con $-16.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, equivalente al 47%.

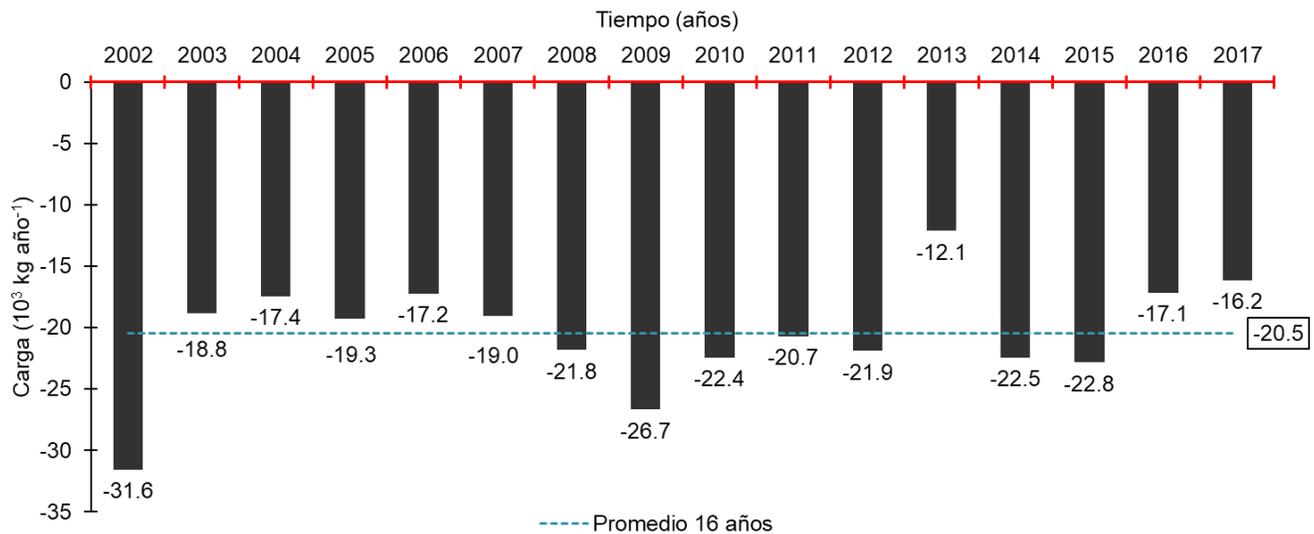


Figura 31. Salida de fósforo total por extracción de agua (anual).

7.11 Balance de fósforo total

7.11.1 Entradas y salidas

La figura 32 muestra que las entradas de PT, o carga externa, es un flujo predominante frente a la salida de PT (extracción de agua).

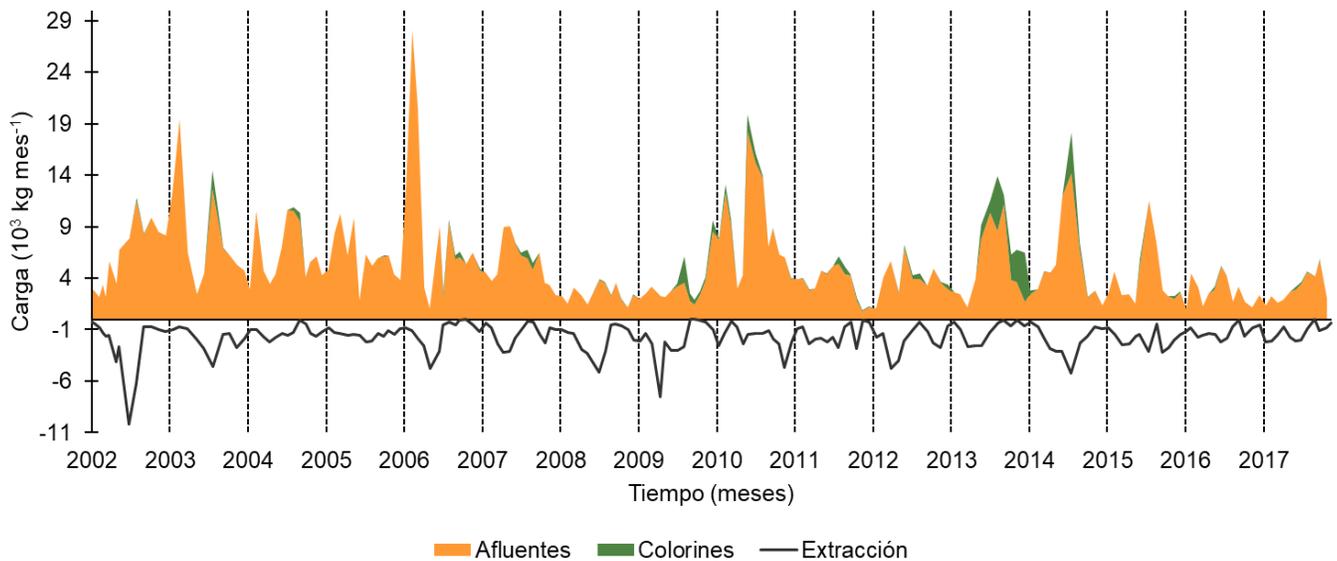


Figura 32. Flujos de entrada y salida de fósforo total al embalse (mensual).

En el transcurso de 2002 el flujo de entrada fue incrementando hasta alcanzar un valor de $11.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ a finales de la temporada de lluvias. El incremento se extendió hasta abril de 2003 ($19.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). Durante el resto del año el flujo decreció, pero a fines de la temporada de lluvias se distinguió un incremento a $12.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. La tendencia decreciente se extendió hasta finales de 2005, con sus respectivas oscilaciones estacionales, entre $6.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ y máximo $10.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

Durante la temporada seca de 2006, se estimó el máximo de esta gráfica en abril ($28.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). Después del decremento correspondiente a comienzos de las lluvias, en el que se estimaron hasta $1.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$, el flujo de entrada aumentó hacia inicios de las lluvias de 2007 a $9.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. A partir de este flujo comenzó una temporada de decremento que terminó con $3.9 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ y continuó hasta 2008 con un flujo bajo, en promedio $2.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$. El año 2009 mostró una tendencia similar hasta la temporada de lluvias, en la que de los $3.9 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ que se estimaron, 92% fueron carga proveniente de Colorines.

En 2010 se presentó claramente el patrón de cargas a mediados de la temporada de secas e inicios de las lluvias. En este caso el de lluvias fue el mayor ($18.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). En seguida, el flujo disminuyó notablemente hasta $1.9 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en diciembre de 2011.

El año 2012 mostró un patrón de incremento hacia su temporada de lluvias, en la que presentó hasta $5.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ y decreció la carga hasta fines de la temporada seca de 2013 ($1.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). La temporada de lluvias de 2013 tuvo una marcada influencia por la carga de Colorines, que la distinguió de otros años. En esta temporada las entradas presentaron hasta $16.6 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$.

Durante 2014 también se destacó el aumento del flujo de entrada debido a Colorines, llegando hasta $10.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ a fines de las lluvias. Las entradas disminuyeron desde este punto hasta la siguiente temporada de lluvias en 2015 ($12.2 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), la última elevación de carga que muestra la gráfica. A continuación de esta carga, el promedio se mantuvo alrededor de $2.9 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$, que representa una reducción al 23%.

De la gráfica anterior, se calculó la proporción de la salida de PT por extracción de agua y la cantidad que ingresa a VB. La tabla 4 muestra la proporción de la salida de PT respecto al flujo de entradas al embalse. La extracción representó en promedio el 37% de las entradas. En 2006, la extracción de agua representó 15% del flujo de entradas. Por otro lado, durante 2008 y 2009, años en los que aumenta la extracción hacia otro de sus máximos, la cantidad de PT que salió por extracción aumentó 69% y 76% de las entradas. En años posteriores, la extracción de PT presenta una variabilidad de 25-55% de las entradas.

Tabla 4. Salida de fósforo total por extracción de agua. Los números en cursiva son los porcentajes de la extracción respecto al total de entradas al embalse.

Años	Entradas E (10 ³ kg año ⁻¹)	Salida S (10 ³ kg año ⁻¹)	% (S/E) * 100
2002	67.5	-31.6	<i>47%</i>
2003	89.3	-18.8	<i>21%</i>
2004	84.6	-17.4	<i>21%</i>
2005	81.2	-19.3	<i>24%</i>
2006	113.1	-17.2	<i>15%</i>
2007	78.1	-19.0	<i>24%</i>
2008	31.6	-21.8	<i>69%</i>
2009	35.1	-26.7	<i>76%</i>
2010	123.7	-22.4	<i>18%</i>
2011	55.9	-20.7	<i>37%</i>
2012	39.5	-21.9	<i>55%</i>
2013	70.0	-12.1	<i>17%</i>
2014	73.1	-22.5	<i>31%</i>
2015	47.7	-22.8	<i>48%</i>
2016	36.4	-17.1	<i>47%</i>
2017	36.5	-16.2	<i>44%</i>

7.11.2 Flujo neto de fósforo total

Considerando lo anterior, la extracción influyó en los patrones del flujo neto (figura 33). El flujo neto negativo ocurrió durante la estratificación, en el transcurso de la temporada de extracción. El primer caso fue en julio de 2002 ($-3.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$).

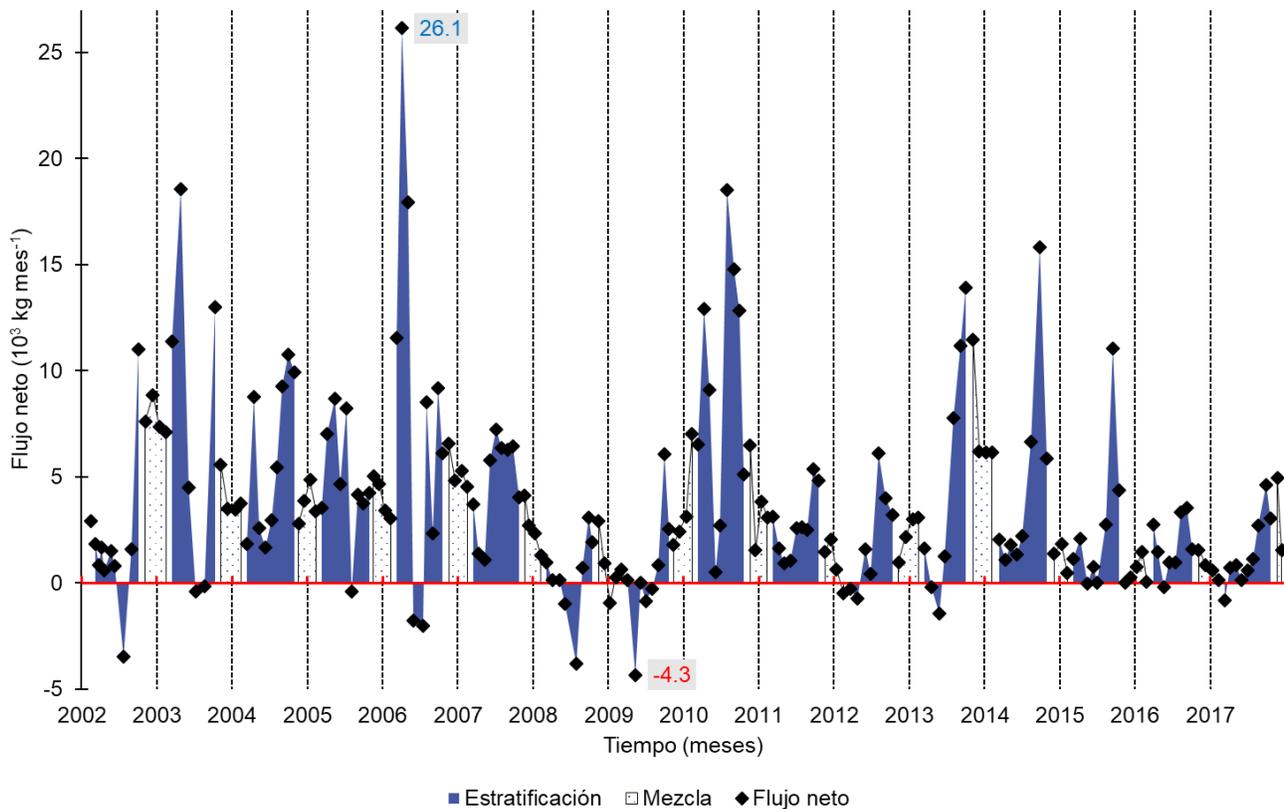


Figura 33. Flujo neto de fósforo total (mensual).

El comportamiento del flujo neto durante el resto de la estratificación mostró fluctuaciones positivas dos veces al año; el flujo máximo en temporada de secas ($26.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y a finales de la temporada de lluvias ($9.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), previo a la mezcla, como muestra el año 2006. Este patrón se detectó entre los años 2003-2006. Sin embargo, a partir del flujo negativo de julio de 2006 ($-2.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), las fluctuaciones positivas fueron mayores durante la temporada de lluvias, ($6.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en julio de 2007) y disminuyeron hacia la mezcla ($4.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$ en octubre de 2007).

La figura 33 muestra que los años 2008 ($-3.7 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y 2009 ($-4.3 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) representan los flujos netos más negativos. Desde la temporada de lluvias de 2009 ($6.0 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), el flujo neto fue positivo hasta cambiar a principios de 2012 ($-0.3 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$). Otro flujo negativo se presentó en mayo de 2013 ($-1.4 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y, posterior a este evento, el flujo neto fue aumentando hasta septiembre de 2014 ($15.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$), manteniéndose positivo hasta los periodos negativos en mayo de 2016 ($-0.1 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$) y marzo de 2017 ($-0.8 \times 10^3 \text{ kg mes}^{-1}$).

En términos del balance anual (tabla 5), durante los 16 años de estudio, el promedio de diferencia de masa de PT ($\Delta P/\Delta t$) en VB fue $-1.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$. En este tiempo, se observó una tendencia creciente de diferencia de masa desde 2002 ($-24.8 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) a 2003 ($4.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), como muestra la tabla 5. Después de la diferencia de masa negativa en 2004 ($-1.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), se observaron 3 años de diferencia positiva, en el que se alcanzó el máximo en 2008 ($17.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). El cambio continuó siendo positivo hasta 2010 ($8.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y los siguientes 2 años fueron negativos (-22.5 y $-2.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), respectivamente. 2013 es otro año positivo con $14.2 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ y de 2014-2017 la diferencia fue negativa hasta llegar a $-1.0 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$.

Tabla 5. Balance de masas de fósforo total.

Años	Embalse $\Delta P/\Delta t$ (10^3 kg año ⁻¹)	Entradas E (10^3 kg año ⁻¹)	Salida S (10^3 kg año ⁻¹)	Sedimentación neta ±PIN (PT) (10^3 kg año ⁻¹)
2002	-24.8	67.5	-31.6	-60.7
2003	4.5	89.3	-18.8	-66.0
2004	-1.7	84.6	-17.4	-68.9
2005	1.1	81.2	-19.3	-60.9
2006	4.8	113.1	-17.2	-76.3
2007	2.0	78.1	-19.0	-57.1
2008	17.2	31.6	-21.8	7.5
2009	6.5	35.1	-26.7	-1.8
2010	8.4	123.7	-22.4	-92.9
2011	-22.5	55.9	-20.7	-57.7
2012	-2.9	39.5	-21.9	-20.6
2013	14.2	70.0	-12.1	-43.7
2014	-22.5	73.1	-22.5	-73.1
2015	-1.7	47.7	-22.8	-26.5
2016	-11.6	36.4	-17.1	-30.8
2017	-1.0	36.5	-16.2	-21.4

Las entradas de PT al embalse (afluentes y bombeo de agua) presentaron un promedio de 66.4×10^3 kg año⁻¹. La entrada máxima ocurrió en 2010 (123.7×10^3 kg año⁻¹).

Desde 2002 (67.5×10^3 kg año⁻¹) hasta 2006 (113.1×10^3 kg año⁻¹) la carga externa (entradas) fue incrementando. A partir de 2007 es notoria la disminución de la carga alcanzando el mínimo en 2008 (31.6×10^3 kg año⁻¹), previo al máximo reportado en 2010 (123.7×10^3 kg año⁻¹). A partir de este año, la carga decreció, especialmente después de los ligeros aumentos en 2013 (70.0×10^3 kg año⁻¹) y 2014 (73.1×10^3 kg año⁻¹), hasta llegar a 36.5×10^3 kg año⁻¹ en 2017.

El promedio de flujo de PT por extracción en el periodo de estudio fue -20.5×10^3 kg año⁻¹, menor al promedio de entradas. El año con menos extracción de PT se calculó en 2013 (-12.1×10^3 kg año⁻¹), mientras que en el caso opuesto resultó ser 2002 con -31.6×10^3 kg año⁻¹.

Usando estas tres variables, se estimó la sedimentación neta para cada año. El promedio de la sedimentación neta en el tiempo fue de $-46.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$. La sedimentación neta se volvió positiva en 2008, sugiriendo liberación de PT, con $7.5 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$, único en la serie de tiempo. Mientras que; el año de mayor sedimentación neta, es decir, secuestro de PT, fue 2010 ($-92.9 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$).

La sedimentación neta aumentó hasta 2006 ($-76.3 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y disminuyó a partir de ese año hasta el cambio de 2008. A partir de 2010, la sedimentación va decreciendo hasta 2014 ($-73.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), que representó 78% de la sedimentación de 2010. A partir de 2015 la sedimentación va decreciendo hasta llegar a $-21.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$ en 2017, es decir, al 23% de la sedimentación máxima.

La sección siguiente detalla la evaluación de los procesos internos del PT (\pm PIN) en el transcurso del tiempo. Para la presentación de estos resultados, se estimó el flujo tomando en cuenta el área superficial estimada para el embalse en cada muestreo, por lo que estos resultados se expresan en unidades de $[\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}]$.

7.12 Procesos internos netos (sedimentación neta)

En el balance de masas, el término \pm PIN (ecuación 2 de la sección de métodos), es la cantidad que se atribuye a los procesos internos netos. Es decir, a partir de los flujos conocidos de entradas y salidas y la diferencia de masa de PT entre un mes y otro, se calculan aquellos procesos que no se pueden medir directamente en la columna de agua; en el caso del PT es la sedimentación neta.

La sedimentación neta indica el proceso predominante en la columna de agua durante cierto periodo de tiempo. Por un lado, se estima la sedimentación o secuestro de PT ($-$ PIN) y, por el otro, la liberación de PT ($+$ PIN) en la columna de agua, que puede incluir la liberación de PT desde el sedimento.

En términos de la escala mensual (figura 34), se hace evidente la intensidad de los procesos de sedimentación y liberación de PT en el tiempo. En la serie de datos, la sedimentación ($-$ PIN) habitualmente

fue mayor durante la estratificación. El dato máximo fue en 2006 ($-94.5 \text{ mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), al inicio de la estratificación.

En promedio, durante la circulación se observó que la sedimentación fue menor ($-6.6 \text{ mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), mientras que aumentó durante la estratificación ($8.8 \text{ mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Por otra parte, la liberación de PT (+PIN) fue un evento de menor magnitud, pero más variable en el tiempo.

De esta forma, se observó que los eventos de +PIN prolongaron su duración y se volvieron más frecuentes a partir de 2008, presentándose tanto en la estratificación como en la circulación. En los años 2008, 2009, 2012, 2015 y 2016 ($48.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$, en promedio), es fácil observar el aumento de este proceso a diferencia de años previos, particularmente cuando VB se encontraba estratificado. En los años 2002-2007 el único pico de liberación considerable fue en 2002 ($32.2 \text{ mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), que ocurrió durante la estratificación.

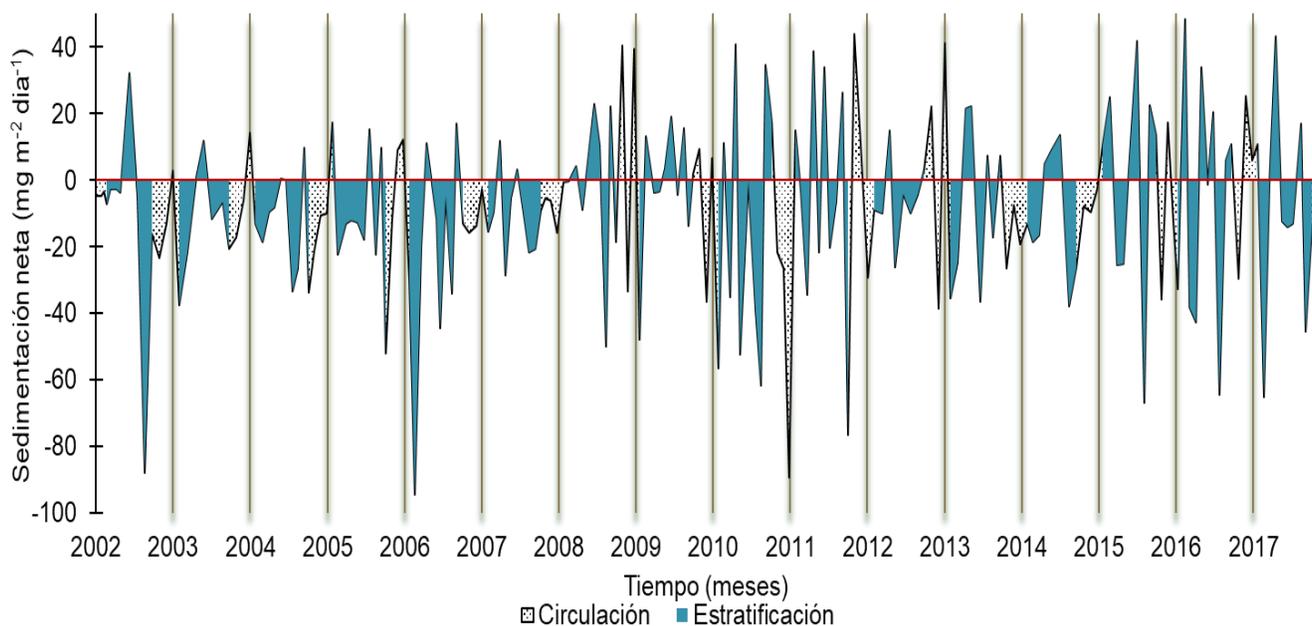


Figura 34. Procesos internos netos del fósforo total [$\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$]. Los periodos marcados en azul señalan los periodos de estratificación del sistema y los punteados la circulación.

La integración del \pm PIN mensual en la escala anual, que se muestra en la tabla 6, indica que el proceso que predominó en estos 17 años de estudio fue la sedimentación de PT (-PIN). De 2002 a 2006 se observó una tendencia creciente de sedimentación neta (de -125.0 a -218.6 $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), siendo 2006 el año con mayor sedimentación (-218.6 $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$) de la serie de tiempo.

Tabla 6. Proporción de la sedimentación neta (-PIN) con los flujos de entradas (E) para el fósforo total.

Años	Entradas E ($\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	Sedimentación neta \pmPIN (PT) ($\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)	% (\pmPIN (PT)/E) * 100
2002	145.8	-129.5	89%
2003	146.0	-112.1	77%
2004	175.3	-145.6	83%
2005	175.9	-142.6	81%
2006	283.3	-219.4	77%
2007	179.1	-126.8	71%
2008	83.3	0.2	0.2%
2009	88.1	-4.4	5%
2010	255.7	-193.3	76%
2011	124.1	-120.6	97%
2012	77.5	-41.4	53%
2013	149.9	-79.0	53%
2014	122.4	-119.5	98%
2015	81.4	-53.3	65%
2016	75.7	-84.9	112%
2017	77.8	-71.8	92%

Hasta 2007, la sedimentación neta tuvo tres órdenes de magnitud, pero en el periodo de 2008 y 2009 la sedimentación disminuyó hasta llegar muy cerca de cero. El año con menor sedimentación neta fue 2008, en el que la estimación obtenida es incluso positiva, aunque muy cercana a cero, mientras que en 2009 se fue -4.1 $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Después, en 2010 y 2011 vuelven a los órdenes de magnitud de 2002-2007. Finalmente, en los últimos años de estudio (2012-2017), son dos los órdenes de magnitud. Considerando el orden de magnitud, se puede observar que la sedimentación promedio disminuyó en el tiempo, pues el promedio 2002-2007 fue de -144.7 $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$. Después de los años más fluctuantes, que son 2008-2011 (-80.6 $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), el periodo 2012 a 2017, en el que se mantuvo el orden de magnitud de dos, el promedio fue de -53.5 $\text{mg m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

8. Discusión

El objetivo principal de este trabajo fue llevar a cabo una disertación acerca de la evolución temporal y espacial de la carga de PT y su balance de masas en VB, por medio de la construcción y exploración de una base de datos que contiene registros continuos de las variaciones de nivel y las fuentes puntuales que interactúan en este sistema, a lo largo de 16 años (2002-2017).

8.1 La determinación analítica de fósforo total y fósforo reactivo soluble.

El P, particularmente en forma de P reactivo soluble, es un determinante clave en varios programas de monitoreo ambiental y se deduce que se requieren datos precisos para implementar estrategias de gestión de calidad del agua y monitorear el cumplimiento de los estándares ambientales (Worsfold et al., 2016). Se cuenta con los datos de P reactivo soluble medidos en la columna de agua en VB, por lo que se recomienda completar la base de datos de las fuentes de P identificadas para este sistema y llevar a cabo un análisis del comportamiento de este tipo de P en las escalas espaciotemporales propuestas.

Los análisis realizados en este trabajo se enfocan principalmente en el monitoreo de PT, que es importante para conocer las descargas de aguas residuales y determinar la carga externa que ingresa a VB. Las directrices generales sobre la calidad de los datos de P se pueden encontrar en la ISO/ IEC 17025 y en la revisión de 2013 realizada por Worsfold y colaboradores, quienes llevaron a cabo una discusión específica acerca de la calidad de datos de nutrientes en aguas marinas, junto con un método para establecer los criterios de incertidumbre y su cuantificación, que pudieran tomarse en cuenta y adaptarse para analizar la sensibilidad de los métodos analíticos empleados.

A continuación se presenta la interpretación de los resultados obtenidos de las variables que componen ambos balances de masas, con el fin de ponerlos en perspectiva dentro de las áreas de investigación que se abarcan en esta disertación: por un lado, la biogeoquímica del PT en un sistema tropical de agua dulce y por otro, la evolución del sistema bajo las decisiones de gestión de VB, principalmente aquellas que implican la variación del nivel del agua.

Para evaluar la evolución de los flujos de PT en VB, se partió de la medición y procesamiento de datos, según el caso, de cada fuente de agua que tiene influencia en este embalse. Para la elaboración del balance de agua se propuso el supuesto inicial en el que están cuantificadas todas las fuentes de entradas y salidas de VB, con una correlación confiable de $R^2 = 0.99$.

A lo largo del periodo de estudio, el embalse presentó fluctuaciones en el nivel de agua, con periodos en los que el nivel se encontró cercano a la CMA por encima del 70%, equivalente a más de 1824 m s.n.m. Entre estos periodos se pueden mencionar los años 2002-2005, 2007, 2010-2011 y 2014-2017. Por otro lado, los mínimos más importantes han ocurrido en julio 2006, 2009 y junio de 2013 (en promedio 1818.9 m s.n.m., equivalente a 53% CMA).

8.2 Relación entre las variables del balance de agua y el nivel de agua en Valle de Bravo.

Partiendo de los resultados descritos previamente para cada fuente puntual y el nivel en VB se comparó gráficamente la proporción entre estas fuentes y la variación del voluúmen de almacenamiento a lo largo del tiempo (figuras 35 y 36). Tomando como referencia el nivel de almacenamiento se graficaron las fuentes de acuerdo con su orden de aporte, empezando con los flujos de entrada de agua a VB.

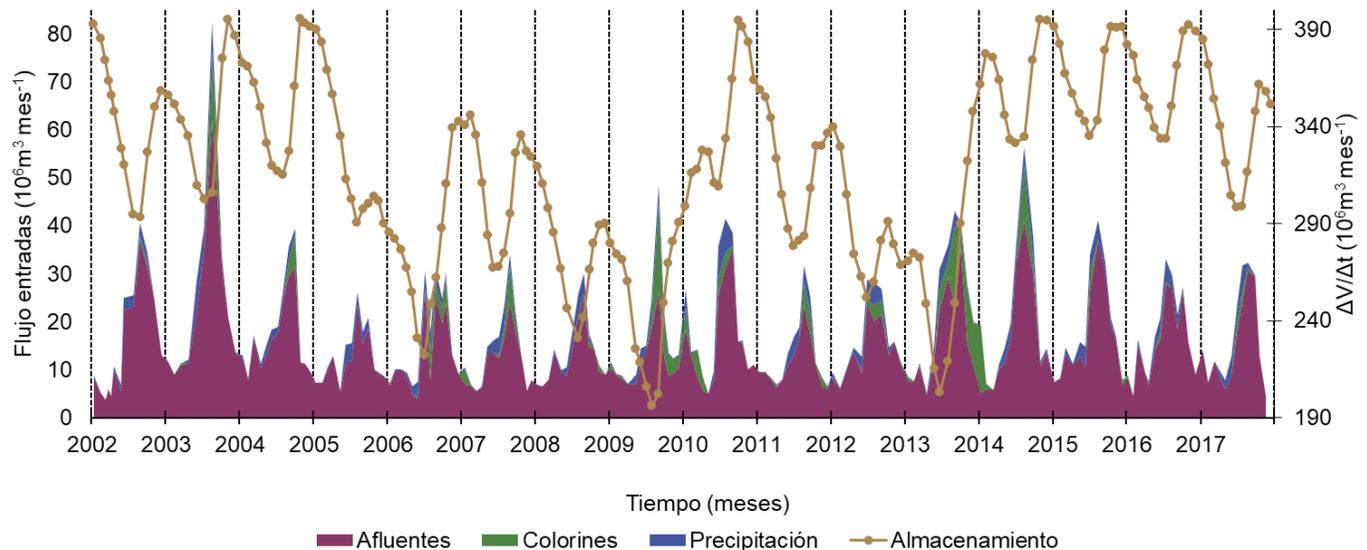


Figura 35. Cambio en el volumen de almacenamiento ($\Delta V/\Delta T$) del embalse y entradas de agua a VB (mensual). Se observa la magnitud relativa de cada entrada (afluentes, bombeo y precipitación) y su variabilidad en el tiempo. La línea con marcas indica la variación del voluúmen de almacenamiento a escala mensual.

Siguiendo la figura 35, se observó que el aporte más bajo es la precipitación, que oscila entre $1.1\text{-}1.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ y corresponde al 1% de las entradas anuales. Sin embargo, resaltan tres eventos de precipitaciones elevadas que contribuyeron con al menos 17% de las entradas mensuales. El primero fue en julio de 2003 ($6.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) con 21% de las entradas. El siguiente evento se registró durante la temporada de lluvias de 2010 ($6.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), en la que fue 17% de $35.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. Finalmente, el último evento sucedió en 2012 que fue ($4.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$), es decir, 17% de $28.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

La precipitación determinó el comportamiento de los flujos de agua por los afluentes, que corresponden por lo menos al 70% de las entradas mensuales. El valor más alto de la figura 35 se presentó en octubre de 2003 ($82.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$) en el que los afluentes representaron el 75% de este aporte ($62.1 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). Los años con mayor precipitación fueron 2003 ($18.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), 2006 ($19.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), 2010 ($23.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), 2015 ($21.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) y 2016 ($19.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), que coinciden con entradas elevadas por afluentes, como muestra la figura 35. Es importante resaltar que, desde el aumento en la frecuencia de lluvias extemporáneas, como se mostró en la figura 8, el flujo de los afluentes se ha visto incrementado. Este comportamiento se comparó con datos de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (2019) y podría asociarse a que esas temporadas se reportaron afectadas por el fenómeno ENSO (El Niño – *Southern Oscillation*), que es coherente con las precipitaciones pronunciadas registradas entre los meses de noviembre y enero, aunque también pueden presentarse en temporadas atípicas en México, ya que los efectos de El Niño pueden anticiparse o retrasarse en todas las latitudes (Carlowicz y Schollaert Uz, 2017).

La siguiente entrada en orden de magnitud es el bombeo de agua proveniente de la presa Colorines. Como se describió en la sección correspondiente (figura 16), a partir de la temporada de lluvias de 2006 se presentaron eventos particulares en este aporte, que resultaron en una proporción mayor de los flujos de entrada. En septiembre de 2007, Colorines representó 22% del flujo total de entrada ($34.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$). El siguiente evento ocurrió en septiembre de 2009 con $18.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, es decir, 38% de $48.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ por entradas totales. Otro ingreso importante ocurrió en octubre de 2013 con un total de $43.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, de los cuales $16.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ (38%) fueron por bombeo. Por último, está febrero de 2014 donde el bombeo fue 73% de las entradas, las cuales fueron $19.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$.

A partir de los periodos de bajo nivel en VB, ocurridos en 2006, 2009 y 2013 (1818.9 m s.n.m., 53% CMA), el flujo por bombeo aumentó a $34.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$ en 2010, 2013 y 2014, como medida de recuperación a corto plazo del nivel en VB. Es posible que se hayan tomado las medidas necesarias para

evitar un descenso de nivel en los años posteriores a 2014, es decir, se extendieron las operaciones de Colorines de agosto 2013-marzo 2014 para mantener el nivel por encima de $300 \times 10^6 \text{ m}^3$. Como es evidente en la gráfica, el resultado conjunto de estas variaciones en las entradas fue una recuperación del nivel de agua del embalse (figura 35).

Por otro lado, aquellos años con entradas menores como 2008 ($162.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) y 2011 ($179.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), podrían estar asociados a el fenómeno de La Niña, que se presentó en los meses de diciembre-mayo de esos años (figura 35). Como se sabe, en México este fenómeno implica que los meses de invierno sean secos y las temporadas de lluvias bajas (Carlowicz y Schollaert Uz, 2017).

Los eventos de bajo nivel se caracterizaron por temporadas en las que las salidas fueron marcadamente mayores las que entradas. La influencia antrópica en VB, principalmente a través de la extracción de agua, modificó el nivel de almacenamiento a lo largo del tiempo. Desde 2005 ($-267.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) comenzó la extracción que dio lugar al primer mínimo importante del nivel en la serie de tiempo (1820 m s.n.m.). El patrón se observa nuevamente durante 2007 (extracción de $-204.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) y 2008 (extracción de $-203.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), para dar lugar al mínimo histórico de 2009 (1818 m s.n.m.), así como en 2012 (extracción de $-246.3 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), lo que dio lugar al mínimo de 2013 (1819 m. s.n.m.) (figura 36).

En la figura 36 se muestran con detalle las variaciones antes mencionadas. Comenzando con las salidas inusualmente altas de 2005, en promedio $20.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, el flujo de entradas ($167.8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) no fue favorable para el nivel (1824 m s.n.m.), como se observó en años previos. Después del mínimo de 2006 (1819.9 m s.n.m) el promedio de salidas disminuyó a $11.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, pero aumentó en 2007 a $15.7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ y luego en 2008 a $16.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, afectando el nivel progresivamente. Posterior al nivel mínimo de 2009 (1818.0 m s.n.m) el flujo de salidas disminuyó a $14.6 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$. La siguiente temporada de extracción fue la más alta, en 2012 con $22.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$, lo que provocó el nivel mínimo de 2013 (1818.8 m s.n.m), y posterior a ello el flujo de salida disminuyó a $14.0 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ mes}^{-1}$ para comienzos de 2014. Estos patrones, sumados al respectivo comportamiento de la evaporación implicaron un aumento en los flujos de salida del embalse y, en consecuencia, los descensos en el nivel de almacenamiento.

Se puede inferir que, anualmente, se incorpora al Sistema Cutzamala alrededor del 50% del embalse de VB. A pesar de esto, el aumento de flujo por parte de las operaciones de Colorines observado en 2013 ($40.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$) y 2014 ($40.2 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$), 10% CMA, ha permitido que la extracción continúe

realizándose en sus valores habituales ($-181.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ año}^{-1}$, 46% CMA), evitando los considerables descensos de nivel que han ocurrido previamente.

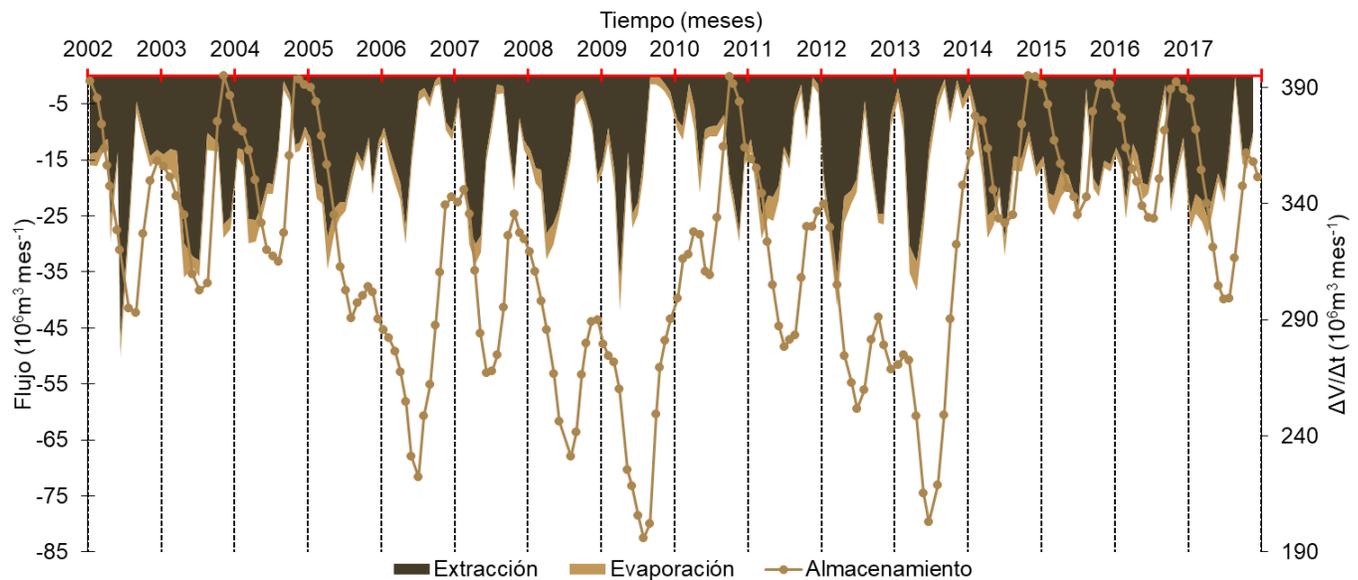


Figura 36. Cambio en el volumen de almacenamiento ($\Delta V/\Delta T$) del embalse de VB y salidas de agua de este (mensual). Se observa la magnitud relativa de cada entrada y su variabilidad en el tiempo. La línea con marcas indica la variación del volumen de almacenamiento a escala mensual. Se invirtió el eje Y del nivel de almacenamiento para resaltar los descensos de éste en los periodos de flujos de salidas mayores.

Aparentemente, las variaciones de los flujos son consistentes con el comportamiento del balance de agua en las escalas propuestas (estacional y anual), como se aprecia en la figura 37. Sin embargo, deben considerarse algunos de los supuestos del método que podrían derivar errores e incertidumbre. Hasta el momento en que se escribe esta tesis, no se cuenta con datos de infiltraciones y escurrimientos que pudieran ingresar al embalse, por lo que no se consideraron estos flujos en el balance. En soporte de esta suposición, puede resaltarse que los resultados de trabajos previos muestran que existe una buena correlación (mayor a 90%) entre la variación de nivel de VB y los flujos de entradas y salidas considerados hasta ahora en el balance de agua (Barjau Aguilar, 2018; Ramírez-Zierold, 2010; Sacristán Ramírez, 2017), por lo que parece justificada la suposición de que los flujos de infiltraciones y escurrimientos son probablemente poco significativos y operativamente despreciables para establecer el balance de agua en VB (Ramírez-Zierold et al., 2010).

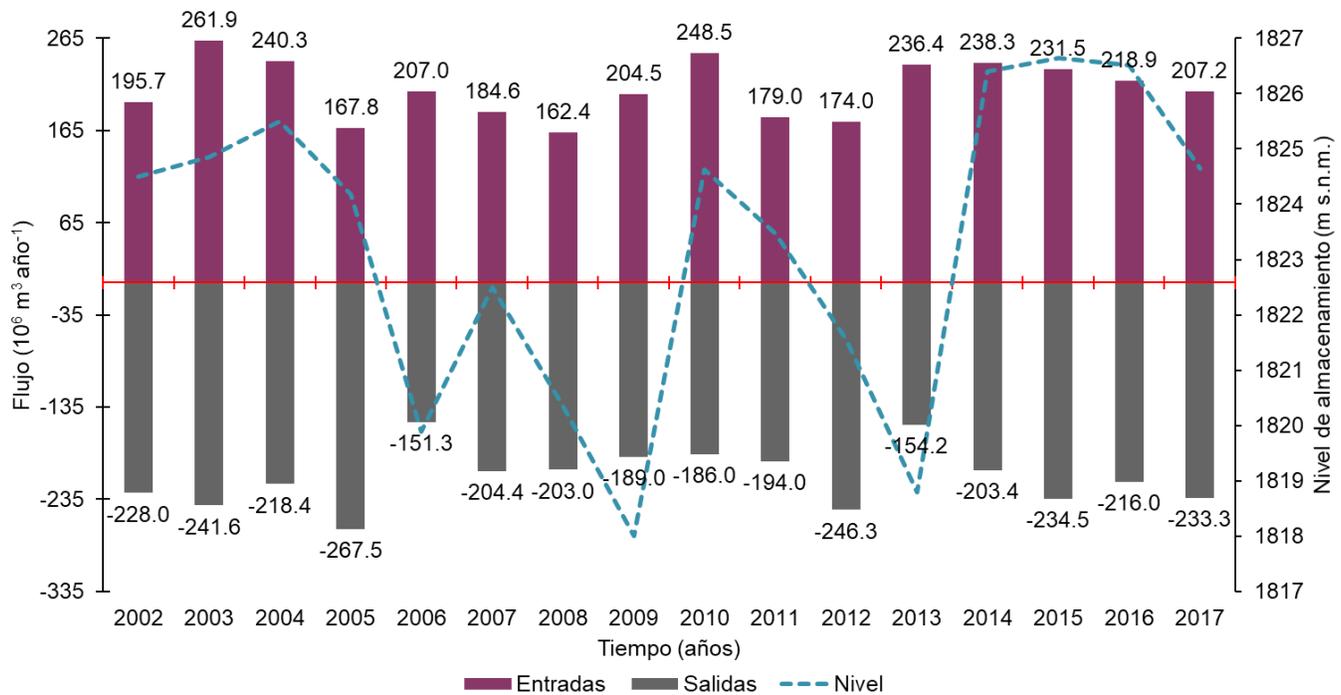


Figura 37. Nivel de almacenamiento y flujos de entrada y salida del agua (anual). Se observa la magnitud relativa de las entradas (morado) y la salida (gris), así como su variabilidad en el tiempo. La línea con marcas indica el promedio anual del nivel de almacenamiento. Estos datos están reportados en la tabla 3.

En la elaboración del balance de agua, la principal ventaja en cuanto a la resolución temporal está representada por que la mayor parte de los componentes del balance son medidos a escala diaria (a excepción de los caudales de los ríos y drenajes), lo que permite obtener una estimación precisa a escala mensual. Por otro lado, la mayor incertidumbre del balance de agua proviene precisamente de la estimación de los flujos de los afluentes, que se miden solamente en una ocasión por cada muestreo, y se asume que su flujo es continuo en la escala mensual. Con el fin de mejorar esta estimación habría que aumentar la resolución de dicha variable, para que fuese más representativa del flujo real entre un muestreo y otro. De esta manera, sería más evidente la relación con los patrones de precipitación. Asimismo, se podrían detectar las posibles desviaciones debido a las limitaciones del método de medición de los afluentes en campo y las variaciones en la representatividad de las observaciones puntuales, particularmente bajo condiciones de caudales mínimos, como es el caso de los Embarcaderos. Por ahora, al detectarse estas desviaciones se lleva a cabo un ajuste como se describe en Barjau Aguilar (2018), que consiste en la distribución del flujo residual mediante iteraciones en cierto periodo atípico, de acuerdo a la proporción promedio de cada afluente respecto al balance global, en este caso los 16 años de estudio.

La principal ventaja de esta aproximación es que se establece un control de los valores faltantes y de los datos atípicos, que permite mejorar los errores de estimación y cuantificar el flujo faltante, si se presenta el caso.

Evidentemente, además de su efecto sobre las modificaciones del nivel, las variaciones de las fuentes cuantificadas en el balance de agua han traído consecuencias en la cantidad de PT y otros nutrientes que llegan al sistema y así, a su condición trófica en el tiempo (Guimaraes-Bermejo et al., 2018), lo que se discutirá en detalle más adelante.

8.3 Balances de masas: perspectivas.

Al contar con una larga serie de tiempo (2002-2017) y la identificación de los patrones de los flujos de entrada y salida, así como dar seguimiento simultáneamente a los procesos físicos del embalse, que son la estratificación (marzo a octubre) y la mezcla (diciembre a febrero), se han observado patrones hidrodinámicos que modifican los procesos biogeoquímicos del PT (sedimentación neta), y a su vez, influyen en la ecología del embalse, reflejado en los cambios de la composición de las comunidades de fitoplancton que habitan ahí (Valeriano-Riveros et al., 2014).

Dentro del contexto de los balances de masas de PT, es esencial establecer las fuentes (puntuales y difusas) de PT y la tasa con la que se llevan a cabo los procesos biogeoquímicos en el sistema de referencia propuesto (Zhang, et. al., 2013). Se reconoce en varios estudios que el flujo varía en función de la concentración cuantificada de los afluentes y una de las principales incertidumbres en sistemas que se vacían frecuentemente, como VB, es la subestimación del flujo de salida de PT, por lo que se recomienda calcular la carga neta en las fuentes puntuales y no puntuales, con el fin de obtener una visión más precisa de los desplazamientos de PT debidos al régimen de flujos y diferenciar del PT que ya se encuentra en el embalse (Kim et al., 2013). En este trabajo se toma en cuenta la información de las fuentes puntuales de PT y la interpretación de la sedimentación neta es una primera aproximación de la principal fuente difusa que interactúa en VB.

Otra ventaja del manejo de un balance de masas simple es que puede ser entendido con mayor facilidad, pues tiene parámetros sin restricciones y se les puede aplicar un análisis de sensibilidad más detallado. Asimismo, pueden ofrecer una aproximación general para establecer una representación realista de las conexiones causales entre la carga externa, las condiciones ambientales del PT y la dinámica trófica del

sistema. Por el contrario, una desventaja es que se rigen bajo varias suposiciones que pueden subestimar o sobreestimar la carga de PT; es por esta razón que debe establecerse un monitoreo frecuente y con la suficiente resolución que permita estudiar los patrones espaciotemporales (Zhang, et. al., 2013).

8.4 Evolución de carga neta en el embalse

Podría pensarse que la cantidad de PT en el embalse, expresada como carga neta, dependerá del flujo de entradas (figuras 20 y 21). No obstante, la relación de las entradas con el PT contenido en el embalse es más clara cuando se compara con las fluctuaciones del nivel de almacenamiento del embalse y tomando en consideración que los balances de masa no pueden determinar el origen del P en la columna de agua (Kim et al., 2013).

Las entradas representaron en promedio 19% de la carga neta estimada en el embalse. Sin embargo, la tendencia más evidente fue el aumento de la carga neta en paralelo al aumento de la carga externa y el nivel de almacenamiento, como se muestra en la figura 38.

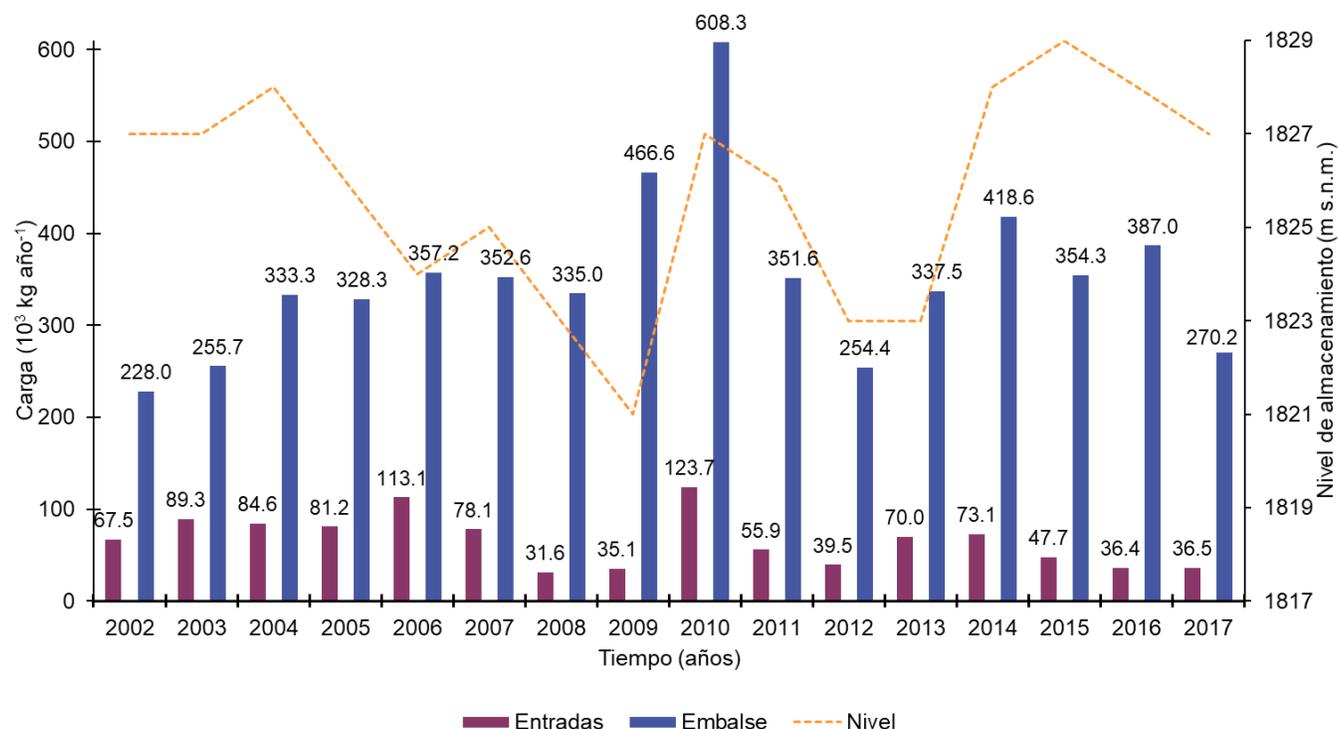


Figura 38. Influencia de las entradas en la carga neta del embalse (anual). La línea punteada indica el promedio anual del nivel de almacenamiento.

El año con la mayor carga de entradas es 2010 ($123.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). Durante este año aumentó el nivel de almacenamiento después de recuperarse del mínimo histórico (1818 m s.n.m., en 2009), lo que podría dar un indicio de una fuente que no ha podido estimarse directamente, que es la carga interna. Esta observación ocurrió al modificarse el nivel tan drásticamente en una corta escala de tiempo. De igual forma, la carga neta se incrementó gradualmente ($254.4\text{-}418.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) después de recuperarse de los niveles bajos de 2012 y 2013 (1823 m s.n.m.).

El resto de la carga neta estimada se debe a otros procesos como la liberación de PT en la columna de agua (la transformación biológica de P disuelto en fosfato, la heterotrofia y la liberación de materia orgánica), que requieren ensayos para estimar la actividad de la fosfatasa.

La figura 38 también muestra que las entradas en 2003 ($89.3 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) representaron 35% de la carga neta en el embalse ($255.7 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), es decir, el mayor porcentaje de la serie de tiempo, mientras que en 2009, de la carga neta estimada ($466.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) las entradas representaron sólo 9% ($35.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$).

De acuerdo con los resultados mostrados en la tabla 6, VB es un sumidero de PT en el cual las formas inorgánicas y orgánicas se han acumulado y estabilizado a lo largo del tiempo, lo que se conoce como *legacy* en inglés (Parsons, Rezanezhad, O'Connell y Van Cappellen, 2017). A falta de una traducción directa al español, en este texto se referirá a este proceso de acumulación de P como *retención de P*.

Durante el periodo de estudio, se ha observado que el aumento de la carga contribuye a la capacidad de retención de PT (Figura 39, años indicados en color azul). El flujo de sedimentación neta (-PIN) se ve favorecido bajo condiciones de nivel altas, mientras que, en periodos con disminución de carga externa y nivel de almacenamiento, la sedimentación neta disminuye (años marcados en color rojo), e incluso puede haber episodios de liberación de PT (+PIN), como es el caso de 2008. La figura 39 ilustra claramente la correlación entre la carga externa y la sedimentación neta.

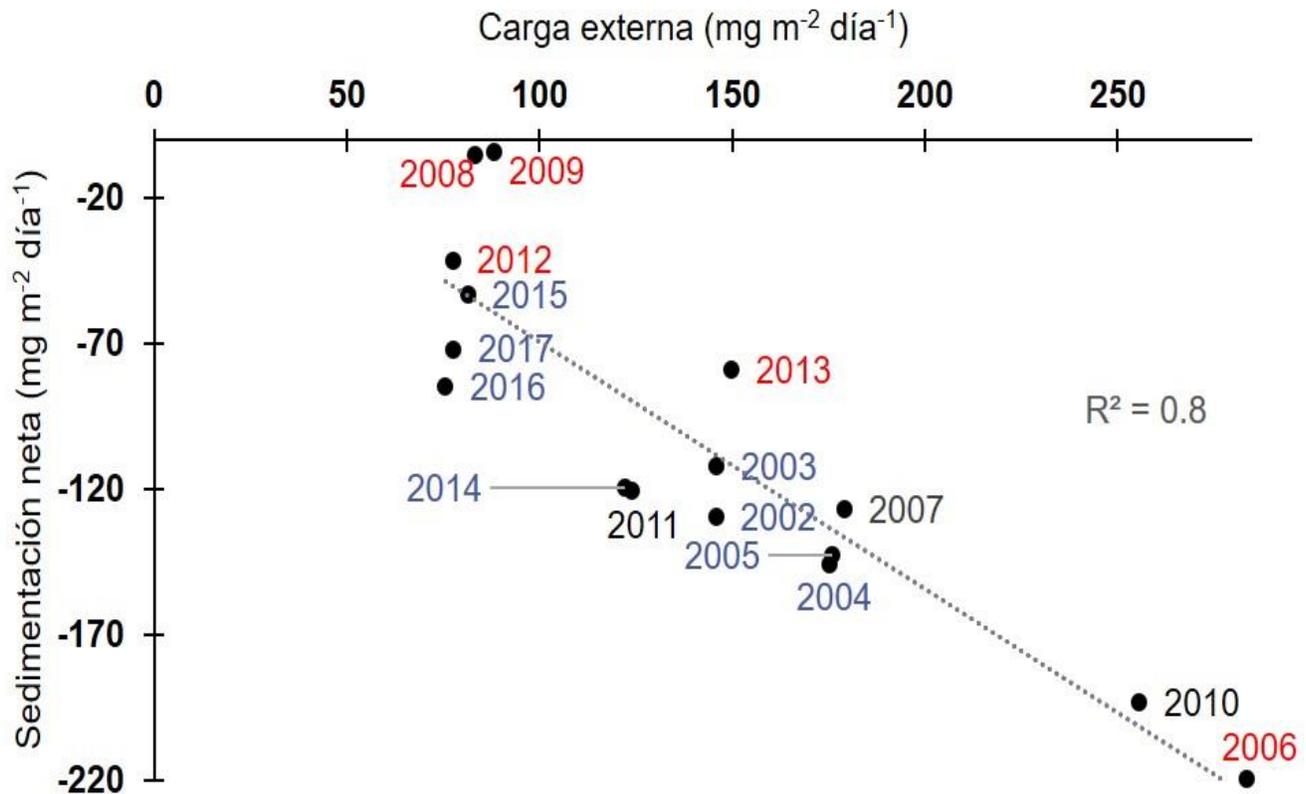


Figura 39. Relación gráfica entre la carga externa y la sedimentación neta del fósforo total. Para establecer este gráfico se utilizó el flujo estimado de PT tomando en cuenta la variación anual del área [m²] del embalse. En rojo aparecen los años en que la sedimentación neta de PT disminuye, en azul cuando incrementa su retención.

En contraste, la salida de PT de VB por la extracción ha resultado ser menor de lo esperado. En promedio, solamente el 6% de la carga del embalse se pierde por extracción de agua (figura 40), con un máximo de 14% ($-31.6 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) en 2002 y lo más bajo ha sido 4% en 2010 ($-22.4 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$), 2013 ($-12.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$) y 2016 ($-17.1 \times 10^3 \text{ kg año}^{-1}$). Sin embargo, esta salida podría estar subestimada debido al corto tiempo de residencia del agua en VB, ~ 1.5 años. (Ramírez-Zierold et al., 2010). Sería interesante atender la recomendación de Kim et al. (2013) y dar seguimiento a la carga neta en las fuentes puntuales conocidas, modelando los desplazamientos de PT, en especial por la zona de la cortina que es donde se llevan a cabo las operaciones de extracción de agua.

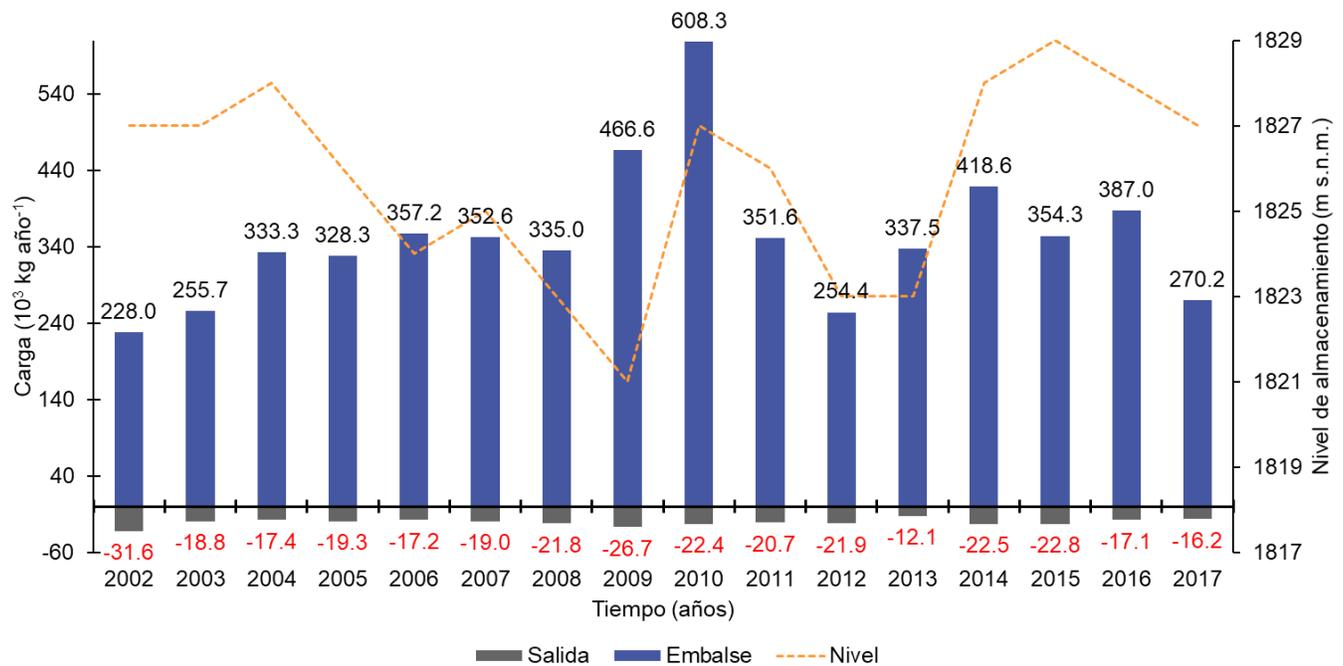


Figura 40. Influencia de la extracción de agua en la carga neta de fósforo total del embalse. La línea punteada indica el promedio anual del nivel de almacenamiento.

La variación interanual refleja la influencia de los flujos externos e internos en la carga neta. En particular, la extracción de agua influye sobre las condiciones de estabilidad de la estratificación y por tanto sobre el reciclaje interno de PT (Ramírez Zierold et al., 2015).

En general, el balance de PT indica que la retención de PT en VB es resultado de las altas tasas de descargas de PT medidas durante los 16 años de estudio y las bajas salidas de PT en VB, por lo que este embalse tiende a ser un sumidero de este elemento. Sin embargo, durante los periodos de disminución considerable del nivel, se detectaron eventos de carga interna que modificaron la concentración de PT en la columna de agua en el corto plazo. Así, a pesar de la reducción de carga externa que se observa a partir del año 2009, la retención de P acumulada podría continuar favoreciendo, en un futuro, la eutrofia que presenta VB.

8.5 Procesos limnológicos

Las fluctuaciones de nivel del agua afectan la intensidad de los episodios de mezcla y los flujos de nutrientes hacia el epilimnion. La correlación entre el nivel de VB y el intercambio de agua entre capas, propuesta por Ramírez Zierold et al. (2015) y Merino-Ibarra et al. (enviado) indica que la mezcla de frontera se intensifica al disminuir el nivel del embalse, por lo que las altas concentraciones de PT en el hipolimnion durante periodos de bajo nivel -como 2006-2007, 2009, 2011 y 2013- en promedio, 4.3 μM (como indica la tabla 4) pudieron haber contribuido a mayores flujos hacia el epilimnion, incrementando sus concentraciones en esos años (3.2 a 5.2 μM).

Valle de Bravo se ha caracterizado por presentar una estratificación estable, por lo que el intercambio directo de PT está restringido por una barrera metalimnética (Merino et al. 2008; Ramírez Zierold et al. 2015; Merino-Ibarra et al. (enviado). Por ello, los productores primarios del epilimnion están frecuentemente privados de P disuelto (Valdespino-Castillo et al. 2014; Guimaraes-Bermejo et al. 2018), mientras que se puede incrementar la concentración de P disuelto en el hipolimnion debido a su liberación desde los sedimentos y la descomposición de materia orgánica asentada en el fondo.

Se ha observado que la entrada de P hacia el epilimnion por mezcla de agua profunda suele ser baja si la estratificación es bastante estable, sin embargo, puede haber flujo de P a través de la termoclina, lo que impulsa el metabolismo epilimnético (Valdespino-Castillo et al. 2014; Guimaraes-Bermejo et al., 2018). La entrada de agua profunda a la base del epilimnion es el principal mecanismo de engrosamiento de la capa de mezcla, y se ha observado que la energía requerida para ello proviene de forzamientos como la acción del viento en la superficie y las inestabilidades dentro de las capas fronterizas del epilimnion.

La turbulencia generada por el rompimiento de las ondas internas puede transportar verticalmente P (Ramírez Zierold et al. 2015; Merino-Ibarra et al. enviado). En estos eventos de transporte vertical se reabastece la zona fótica, favoreciendo el incremento en la producción primaria (Valdespino-Castillo et al. 2014; Guimaraes-Bermejo et al, 2018).

De acuerdo con la literatura consultada, los florecimientos algales se presentaron durante la estratificación y se intensificaron durante el año 2002 (Valeriano-Riveros et al., 2014), los meses de verano de 2005 (Nandini, et al., 2008) y mayo-julio de 2012. El florecimiento más reciente ocurrió durante la mezcla de noviembre de 2014 (CNA y BM, 2015).

Estos eventos coinciden con periodos en los que se observó un aumento del flujo de PT en VB, probablemente relacionados a eventos específicos de liberación de PT (figura 34). Sin embargo, es destacable que la contingencia más reciente (2014) se presentó en condiciones especiales, pues fue un año de alto nivel (1828 m s.n.m.) y durante la mezcla anual el flujo de PT disminuyó (figura 21).

Por lo mencionado, la disminución del nivel del agua puede aumentar la frecuencia e intensidad de los eventos de mezcla de frontera y el arrastre en el hipolimnion durante la estratificación en VB. De igual forma se ha demostrado que el aumento de las mezclas de frontera favorece a la proliferación de las diatomeas sobre las cianobacterias potencialmente nocivas (especies de Nostocales -fijadoras de N_2 - y de *Microcystis* -algunas de ellas generadoras de toxinas-), debido tanto a la mezcla como a los aportes de nutrientes involucrados (Valeriano-Riveros et al., 2014). En otras palabras, las fluctuaciones del nivel del agua parecen afectar la red trófica a través de cambios en la mezcla. Por otro lado, Jiménez-Contreras, et al., (2009) encontraron variaciones significativas en la composición de la comunidad zooplanctónica, observando que el predominio de los rotíferos sobre los cladóceros se invirtió durante los periodos de bajo nivel, cambiando de un ciclo microbiano corto a una red trófica más compleja. Valdespino-Castillo et al. (2014) concluyeron que las disminuciones bruscas de nivel del agua pueden cambiar el metabolismo de la comunidad de autotrofia a heterotrofia.

8.6 Temperatura y mezcla.

La distribución vertical de la temperatura en VB a lo largo de varios años confirma la continuidad del comportamiento monomítico del embalse (Merino Ibarra et al., 2008; Ramírez Zierold et. al., 2015), a pesar de las drásticas disminuciones en el nivel del agua que ocurrieron durante este periodo. La estratificación térmica ocurrió todos los años, observándose el aumento progresivo de la temperatura hipolimnética en cada periodo de estratificación, debido precisamente a las mezclas de frontera (que calientan el hipolimnion e ingresan nutrientes al epilimnion). El estudio publicado por Ramírez Zierold, et. al. (2015) informa que las temperaturas máximas en el hipolimnion ocurrieron durante los periodos de estratificación cuando el nivel del agua del embalse fue el más bajo (2008, 2009 y 2013), coincidiendo con los eventos de mayor tasa de liberación de PT. La serie temporal (2006-2015) estudiada por Guimaraes-Bermejo et al. (2018) muestra la variabilidad interanual de la temperatura en VB, particularmente durante los periodos de circulación, cuando la columna de agua se ve afectada por el intercambio de calor a través de la superficie, y es probable que la temperatura del agua se relacione con

la disminución de temperatura correspondiente a cada temporada de secas, en los meses más fríos. De igual forma, en ese estudio se encontró que la distribución vertical de oxígeno es consistente con la distribución de la temperatura y el compartimiento monomítico confirmado para VB.

8.7 Procesos internos netos

En los primeros estudios de balance de masas de fósforo en VB, el PIN de PT resultaba negativo, mostrando que el embalse actuaba como un sumidero de este nutriente. En Ramírez-Zierold et al. (2010) se calculó que alrededor del 85% de la entrada de PT a VB se incorporaba a los sedimentos del embalse. Las únicas veces que resultó positivo fue durante julio de 2002, durante el principio y fin de la estratificación de 2004 y el final de la estratificación en 2005.

Para esta investigación, se confirmó este patrón, donde la sedimentación (-PIN) constituye un porcentaje mayor al 70% de las entradas anuales, confirmando la condición dominante de secuestro de PT en el sistema. Sin embargo, se identificaron también variaciones importantes por períodos. Durante el primer periodo de alto nivel de almacenamiento (2002-2005), la sedimentación representó -82% de las entradas, mientras que para el periodo de bajo nivel (2006-2013) la sedimentación disminuyó a -57% y finalmente durante la recuperación de nivel (2014-2017) alcanzó nuevamente el -81%.

Sin embargo, en este estudio también se identificó que el proceso de liberación de PT ocurrió también durante temporadas de mezcla a partir de 2008 (figura 34), principalmente en los años con disminuciones más bruscas de nivel (2009, 2011-2013). También en años más recientes con niveles de almacenamiento altos (2015-2016). Como resultado, de manera anualizada, los años en los que la sedimentación neta llegó a valores son los mencionados 2008 ($0.2 \text{ mg m}^2 \text{ día}^{-1}$) y 2009 ($-4.4 \text{ mg m}^2 \text{ día}^{-1}$) que se caracterizaron por periodos frecuentes de liberación de PT.

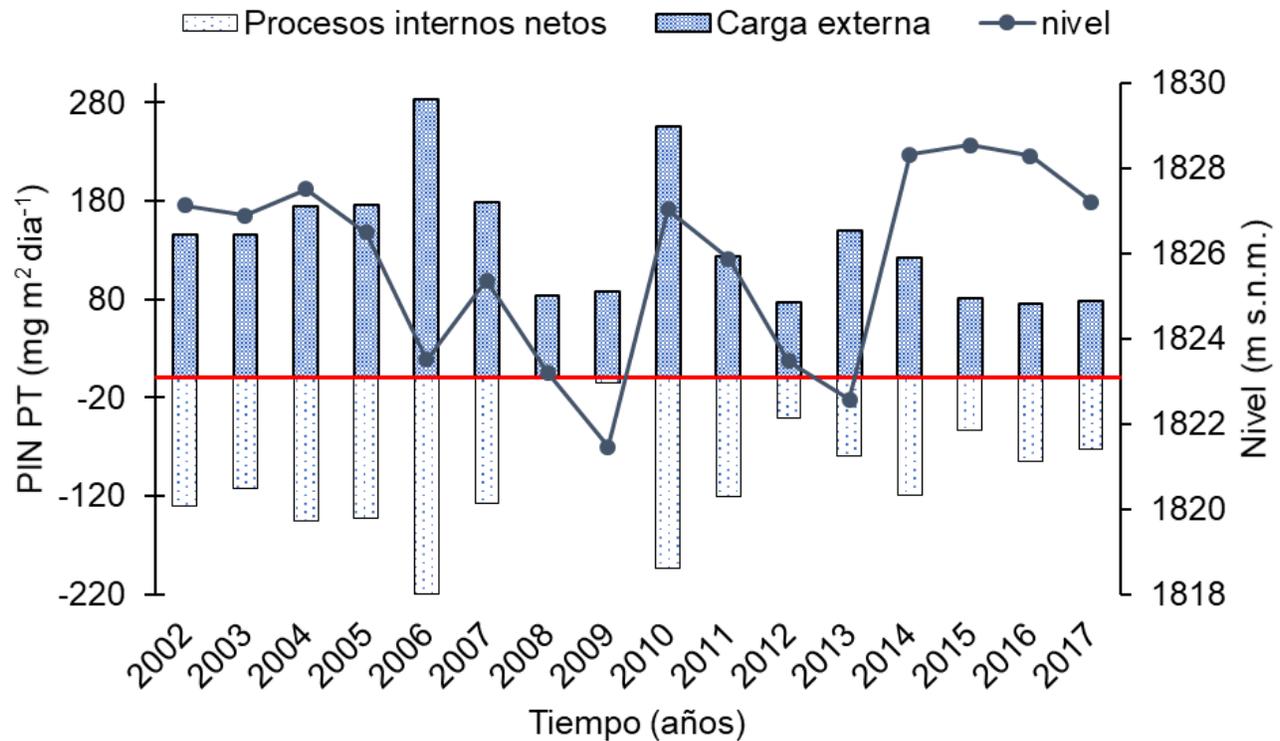


Figura 41. Variación de la integración anual de la carga externa, de los procesos internos netos del fósforo total, comparados con el nivel anual medio del embalse.

En síntesis (Figura 41), este estudio muestra que la liberación de PT en VB parece estar favorecida en períodos donde las cargas externas se ven disminuidas, aumenta la extracción relativa de PT y hay una disminución del nivel que impulsa la mezcla de frontera. Por lo tanto, este conjunto de factores podría ser más importante que las condiciones anóxicas que caracterizan el hipolimnion de VB. A pesar del aumento en frecuencia de las temporadas de liberación de PT, las integraciones anuales de los resultados de los procesos internos netos ($\pm \text{PIN}$) mensuales continúan indicando que el proceso dominante es la sedimentación ($-\text{PIN}$), la cual se ve favorecida bajo condiciones de alto nivel de agua.

9. Conclusiones

1. El balance de PT establecido en este estudio para el embalse eutrófico VB es una herramienta útil para informar acerca de las decisiones de gestión de calidad del agua.
2. El balance permitió la identificación de patrones temporales y espaciales en la carga externa de PT al lago durante los 16 años estudiados, destacando el aporte por afluentes como el de mayor influencia, por lo que la mayoría del PT transportado hacia VB termina en los sedimentos.
3. El balance de PT también permitió verificar que en el embalse de VB continua dominando la sedimentación neta de PT, en una magnitud equivalente a más del 70% de las entradas totales de PT al embalse.
4. Sin embargo, la importancia relativa de esta sedimentación neta varió, principalmente en función del nivel del agua. Por etapas, la sedimentación representó -82% de las entradas durante el primer periodo de alto nivel de almacenamiento (2002-2005), mientras que disminuyó a -57% para el periodo de más bajos niveles (2006-2013), y alcanzó nuevamente el -81% durante la recuperación del nivel de 2014-2017.
5. La importancia relativa de la carga externa e interna determina la cantidad de PT en el embalse; sin embargo, los flujos del sedimento hacia la columna de agua controlan los aumentos a corto plazo de la concentración en el hipolimnion del embalse, que -en conjunto con los descensos de nivel y el impulso de la mezcla de frontera- pudieran asociarse con la proliferación de diatomeas documentada por Valeriano-Riveros et al. (2014).

6. Es importante continuar el monitoreo de las cargas y balance de masa de P en VB, para documentar mejor la importancia de la liberación de P bajo los factores de disminución de carga externa y nivel de VB. Estos análisis deben dirigirse hacia un plan de rehabilitación del embalse centrado en el control del nivel de agua, así como de la carga externa de P, especialmente de la presa de Colorines, y de favorecer la retención de P a largo plazo manteniendo un nivel mayor al 70% de la CMA.
7. El estudio de estos atributos clave de la dinámica de PT en VB y sus variaciones en el tiempo permitirán influir en decisiones de manejo informadas y acciones directas para continuar reduciendo la carga de PT a VB y mitigar la eutrofización, mejorando así la calidad del agua que se abastece al Sistema Cutzamala y a las Zonas Metropolitanas.

10. Literatura citada

- Bakker, E., y Hilt, S. (2016). Impact of water-level fluctuations on cyanobacterial blooms: options for management. *Aquatic Ecology*, 50(3), 485-498.
- Baldwin, D.S. (2013). Organic phosphorus in the aquatic environment. *Environmental Chemistry*, 10(6), 439-454.
- Barjau Aguilar, M. (2018). *Estimación de los procesos internos (NIP) de P y N mediante balances de masa en el embalse tropical de Valle de Bravo durante 2011-2015*. Tesis de Maestría en Ciencias (Química Acuática), Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. CD.MX, México.
- Carlowicz, M., y Schollaert Uz, S. (14 de febrero de 2017). *El Niño. Pacific wind and current brings warm, wild weather*. Obtenido de NASA Earth Observatory: <https://earthobservatory.nasa.gov/features/ElNino>
- Comisión Nacional del agua (CNA); Banco Mundial. (2015). *Cutzamala. Diagnóstico Integral*.
- Dillon, P., y Rigler, F. (1974). The phosphorus-chlorophyll relationship in lakes. *Limnology and Oceanography*, 19(5), 767-773.
- Elser, J., y Bennett, E. (2011). Phosphorus cycle: a broken biogeochemical cycle. *Nature*, 478 (7367), 29.
- Geneva: World Health Organization y UN-HABITAT. (2018). *Progress on safe treatment and use of wastewater: piloting the monitoring methodology and initial findings for SDG 6.3.1*.
- Glibert, P.M. (2017). Eutrophication, harmful algae and biodiversity- Challenging paradigms in a world of complex nutrient changes. *Marine Pollution Bulletin*, 124 (2), 591-606.
- Guimaraes-Bermejo, M.O., Merino-Ibarra, M., Valdespino-Castillo, P.M., Castillo-Sandoval, F.S., y Ramírez-Zierold, J.A. (2018). Metabolism in a deep hypertrophic aquatic ecosystem with high water-level fluctuations: a decade of record confirms sustained net heterotrophy. *PeerJ*, 6, e5205. DOI: 10.7717/peerj.5205
- Jarvie, H.P., Sharpley, A.N., Withers, P.J., Scott, T., Haggard, B.E., y Neal, C. (2013). Phosphorus mitigation to control river eutrophication: murky waters, inconvenient truths, and “postnormal” science. *Journal of Environmental Quality*, 42(2), 295-304.

- Jiménez-Contreras, J., Sarma, S., Merino-Ibarra, M., y Nandini, S. (2009). Seasonal changes in the rotifer (Rotifera) diversity from a tropical high-altitude reservoir (Valle de Bravo, México). *Journal of Environmental Biology*, 30(2), 191-195.
- Kim, D.K., Zhang, W., Rao, Y.R., Watson, S., Mugalingam, S., Labencki, T., ... Arhonditsis, G.B. (2013). Improving the representation of internal nutrient recycling with phosphorus mass balance models: A case study in the Bay of Quinte, Ontario, Canada. *Ecological Modelling*, 256, 53-68.
- Kirkwood, D. (1994). *Sanplus segmented flow analyzer and its applications. Seawater analysis*. Amsterdam.
- Lewis Jr, W. M., y Wurtsbaugh, W. A. (2008). Control of lacustrine phytoplankton by nutrients: erosion of the phosphorus paradigm. *International Review of Hydrobiology*, 93 (4-5), 446-465.
- Liang, T., Tong, Y., Wang, X., y Wang, L. (2017). Release of reactive phosphorus from sediments in Dongting Lake linked with the Yangtze River. *Environmental Chemistry*, 14(1), 48-54.
- Libes, S. (2011). *Introduction to marine biogeochemistry*. Academic Press.
- Likens, G. E. (2010). *Biogeochemistry of inland waters*. Academic Press.
- Maynard, J., O'Geen, A., y Dahlgren, R. (2009). Bioavailability and fate of phosphorus in constructed wetlands receiving agricultural runoff in the San Joaquin Valley, California. *Journal of environmental quality*, 38(1), 306-372.
- Merino Ibarra, M., y Monroy Ríos E. (diciembre de 2004). Nuestro Lago. *Boletín del Patronato ProValle de Bravo A.C*, págs. 4-6.
- Merino-Ibarra, M., Monroy-Ríos, E., Vilaclara, G., Castillo, F. S., Gallegos, M., y Ramírez-Zierold, J. (2008). Physical and chemical limnology of a wind-swept tropical highland reservoir. *Aquatic Ecology*, 42(3), 335-345.
- Merino-Ibarra M, J. A. Ramírez-Zierold, P. M. Valdespino-Castillo, F. S. Castillo-Sandoval, A. P. Guzmán-Arias, M. Barjau-Aguilar, E. Monroy-Ríos, L. M. López- Gómez, A. Sacristán-Ramírez, J. G. Quintanilla-Terminel, R. González-De Zayas, J. Jimenez-Contreras, M. E. Valeriano-Riveros, G. Vilaclara-Fatjó y S. Sánchez-Carrillo. (Submitted) Vertical mixing and nutrient flux variability during a long-term series (2001-2018) in a tropical monomictic lake. *Water* (submitted).

Monroy Ríos, E. (2004), *Hidrología del embalse de Valle de Bravo, México*. Tesis de Maestría en Ciencias (Química Acuática), Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México. D.F, México.

Murphy, J. A., y Riley, J. P. (1962). A modified single solution method for the determination of phosphate in natural waters. *Analytica chimica acta*, 27, 31-36.

Nandini, S., Merino-Ibarra, M., y Sarma S. S. (2008). Seasonal changes in the zooplankton abundances of the reservoir Valle de Bravo (State of Mexico, Mexico). *Lake and Reservoir Management*, 24(4), 321-330.

National Oceanic and Atmospheric Administration. (28 de noviembre de 2019). *El Niño and La Niña Years*. Obtenido de NOAA/ESRL/Physical Sciences Division: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/climaterisks/years/top24enso.html>

Olvera-Viascán, V., Bravo-Inclán, L, y Sánchez-Chávez, J. (1998). Aquatic Ecology management in Valle de Bravo reservoir and its watershed. *Aquatic Ecosystem Health and Management*, 1(3-4), 277-290.

Parsons, C. T., Rezanezhad, F., O'Connell, D.W., y Van Cappellen, P. (2017). Sediment phosphorus speciation under dynamic redox conditions. *Biogeosciences*, 14(14), 3585.

Quintanilla Terminel, J.G. (2012). *Estudio de las variaciones de elementos biolimitantes (nitrógeno y fósforo) en la fuente de agua superficial más importante que abastece al Valle de México*. Tesis de licenciatura en Química, Facultad de Química, Universidad Nacional Autónoma de México. D.F, México.

Ramírez Zierold, J. A. (2010). *Dinámica biogeoquímica de N y P de un embalse tropical eutrofizado (Valle de Bravo, Estado de México)*. Tesis de Doctorado en Ciencias (Química Acuática), Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología. Universidad Nacional Autónoma de México. D.F, México.

Ramírez-Zierold, J. A., Merino-Ibarra, M., Monroy-Ríos, E., Olson, M., Castillo, F. S., Gallegos M. E., y Vilaclara, G. (2010). Changing water, phosphorus and nitrogen budgets for Valle de Valle reservoir, water supply for Mexico City Metropolitan Area. *Lake and Reservoir Management*, 26(1), 23-34.

Ramírez Zierold, J., Merino Ibarra, M., Castillo Sandoval, F. S., Monroy Ríos, E., López Gómez, L. M., Quintanilla Terminel, J.G.... Vilaclara Fatjó, G. (2015). Variabilidad de la mezcla vertical y el flujo de nutrientes asociado en un embalse estratificado, Valle de Bravo, México. *Tendencias de Investigación en Limnología Tropical: Perspectivas universitarias en Latinoamérica*, 39-51. ISBN 978-607-02-7199-1.

Sacristán Ramírez, A. (2017). *Evaluación del balance de agua y fósforo en la presa de Valle de Bravo. Periodo 2008-2010*. Tesis de licenciatura en Ciencias de la Tierra (Ciencias Acuáticas), Facultad de Ciencias, Universidad Nacional Autónoma de México, CDMX, México.

Torres, I. C., Turner, B. L., y Reddy, R. K. (2014). The chemical nature of phosphorus in subtropical lake sediments. *Aquatic Geochemistry*, 20(4), 437-457.

Valderrama, J. C. (1981). The simultaneous analysis of total nitrogen and total phosphorus in natural waters. *Marine Chemistry*, 10(2), 109-122.

Valdespino-Castillo, P., Merino-Ibarra, M., Jiménez-Contreras, J., Castillo-Sandoval, F., y Ramírez-Zierold, J. (2014). Community metabolism in a deep (stratified) tropical reservoir during a period of high water-level fluctuations. *Environmental Monitoring and Assessment*, 186(10), 6505-6520. DOI: 10.1007/s10661-014-3870-y.

Valeriano-Riveros, M. E., Vilaclara, G., Castillo-Sandoval, F.S., y Merino-Ibarra, M. (2014). Phytoplankton composition changes under water-level fluctuations in a high-latitude, tropical reservoir. *Inland Waters*, 4(3), 337-348.

Walter, K., DODDS, W., y Matt, R. (2019). *Freshwater Ecology: Concepts and Environmental Applications of Limnology*. ELSEVIER ACADEMIC Press.

Wang, J., y Pant, H. (2010). Enzymatic hydrolysis of organic phosphorus in river bed sediments. *Ecological Engineering*, 36(7), 963-968.

Waters, S., y Webster-Brown, J. G. (2016). The use of a mass balance phosphorus budget for informing nutrient management in shallow coastal lakes. *Hydro-environment Research*, 10, 32-49.

Worsfold, P. J., Clough, R., Lohan, M., Monbet, P., Ellis, P., Quétel, C., ... McKelvie, I. D. (2013). Flow injection analysis as a tool for enhancing oceanographic nutrient measurements-A review. *Analytica Chimica Acta*, 803, 15-40.

Worsfold, P., McKelvie, I., y Monbet, P. (2016). Determination of phosphorus in natural waters: A historical review. *Analytica Chimica Acta*, 6, 8-20.

WWAP; UNESCO. (2017). *Informe mundial de las Naciones Unidas sobre el desarrollo de los recursos hídricos, 2017: Aguas residuales: el recurso desaprovechado*.

Zhang, W., Kim, D., Rao, Y., Watson, S., Mugalingam, S., Labencki, T., ... Arhonditsis, G. (2013). Can simple phosphorus mass balance models guide management decisions? A case study in the Bay of Quinte, Ontario, Canada. *Ecological Modelling*, 257, 66-79.