



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



**Reconstrucción de la evolución trófica de un embalse
monomíctico cálido (Valle de Bravo, México) mediante el
análisis de dos núcleos sedimentarios**

T E S I S

Que para obtener el grado académico de

**MAESTRO EN CIENCIAS
(QUÍMICA ACUÁTICA)**

Presenta:

Oc. Vladislav Carnero Bravo

Codirectores de Tesis: **Dr. Martín Merino Ibarra**
 Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández

Jurado: **Dra. Gloria Vilaclara Fatjó**
 Dr. Miroslav Macek
 Dr. Martín Federico Soto Jiménez

México, D.F., Julio del 2008



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Mazatlán, Sin., Julio 2008

México, DF, Julio 2008

Este trabajo se realizó en los laboratorios de Geoquímica Isotópica y Geocronología, Geoquímica y Contaminación Costera de la Unidad Académica Mazatlán, así como en el laboratorio de Biogeoquímica Acuática de la Unidad Académica de Ecología Marina, Ciudad Universitaria, pertenecientes todos ellos al Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM. Este trabajo se llevó a cabo como parte del proyecto SEMARNAT-2002-C01-1125 “Estudio integral del embalse de Valle de Bravo para su manejo sustentable: un marco científico aplicable a los cuerpos de agua eutrofizados del país” financiado por el fondo sectorial SEMARNAT-CONACYT.

AGRADECIMIENTOS

Al Dr. Martín Merino Ibarra por su magnífica dirección, su admirable interés por la docencia y la oportunidad de pertenecer a su grupo de trabajo.

A la Dra. Ana Carolina Ruiz Fernández por su sobresaliente codirección así como la sabiduría y apoyo necesario para adentrarme en el mundo de la geocronología.

A la Dra. Gloria Vilaclara Fatjó por sus pertinentes correcciones y las pláticas científicas.

Al Dr. Miroslav Macek por la paciencia y sus sabias sugerencias.

Al Dr. Martín Federico Soto Jiménez por su tiempo, correcciones y el apoyo brindado durante mi estancia en Mazatlán.

Al Hidrobiól. Sergio Fermín Castillo Sandoval por la ayuda en los análisis de laboratorio, los muestreos y las pláticas en grupo.

Al Quím. Humberto Bojórquez (¡Maestro!) por su ayuda y conocimiento en el análisis de metales, así como su cordial amistad y humor que lo caracterizan.

Al M.C. Alejandro Rodríguez Ramírez por su apoyo en la campaña de muestreo.

Al admirable y calificado grupo de trabajo que integran el Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología: Lupita Monroy, Chantal Ruiz, Gaby Almaraz y Diana Juárez.

A Ma. Clara Ramírez Jáuregui y todas las personas que conforman la Unidad Académica en Mazatlán.

Al Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por todo el apoyo económico que me fue brindado

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología por la beca de maestría y al fondo sectorial SEMARNAT-CONACYT por el financiamiento al proyecto SEMARNAT-2002-C01-1125 otorgado al Dr. Martín Merino Ibarra.

ÍNDICE GENERAL

	Pág.
RESUMEN	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. Eutroficación	3
1.2. Geoquímica en cuerpos de agua	5
1.3. Fechado con ^{210}Pb	7
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS	10
2.1. Objetivo General	10
2.2. Objetivos Particulares	10
3. ÁREA DE ESTUDIO	12
3.1. Cuenca Valle de Bravo	12
3.2. Suelos y aporte sedimentario	12
3.3. Hidrografía y morfología	14
3.4. Limnología	16
3.5. Evolución del nivel de la presa	17
3.6. Eutroficación	19
3.7. Evolución demográfica en Valle de Bravo	20
4. MATERIALES Y MÉTODOS	22
4.1. Granulometría	23
4.2. Fósforo	24
4.3. Carbono y Nitrógeno	24
4.4. Metales	25
4.5. Geocronología basada en el método de ^{210}Pb	25
4.6. Precisión, exactitud y metodología estadística	30
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	31
5.1. Precisión y exactitud	31
5.2. Caracterización biogeoquímica de los sedimentos	32
5.2.1. Densidad, porosidad y granulometría	32
5.2.2. Metales y carbonatos	35
5.2.3. Carbono total, carbono orgánico, nitrógeno y fósforo	40
5.3. Geocronología	44

5.4. Parámetros biogeoquímicos en el tiempo	54
5.4.1. Densidad, porosidad y granulometría	54
5.4.2. Metales y Carbonatos	56
5.4.3. Carbono total, carbono orgánico, nitrógeno y fósforo	60
5.4.4. Comparación con otros cuerpos de agua	62
5.5. Componentes principales	63
5.6. Proporciones C:N, C:P y N:P	65
5.7. Degradación y flujo de carbono orgánico, nitrógeno y fósforo	69
5.7.1. Modelo "G"	69
5.7.2. Enriquecimiento de P	70
5.7.3. Flujo de Carbono orgánico, nitrógeno y fósforo	72
5.8. Evolución trófica del embalse de Valle de Bravo	76
6. CONCLUSIONES	78
7. RECOMENDACIONES	80
8. BIBLIOGRAFÍA	81

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1. Serie del ^{238}U	7
Figura 2. Ubicación de la Cuenca Valle de Bravo	13
Figura 3. Batimetría del embalse de Valle de Bravo	15
Figura 4. Evolución del nivel de la presa	18
Figura 5. Evolución demográfica en Valle de Bravo	21
Figura 6. Perfiles de densidad, porosidad y granulometría	33
Figura 7. Perfiles de Fe, Al y Li	36
Figura 8. Perfiles de Mn, CaCO_3 y P	38
Figura 9. Regresión lineal entre el % en el sedimento seco de CT y CO para el núcleo 8VB	41
Figura 10. Perfiles de CT, CO y N	42
Figura 11. Perfiles de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ y $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$	45
Figura 12. Modelo CRS, tasas de sedimentación y de acumulación	49
Figura 13. Perfiles de densidad, porosidad y granulometría (fechado)	55
Figura 14. Perfiles de Fe, Al y Li (fechado)	57
Figura 15. Perfiles de Mn, CaCO_3 y P (fechado)	58
Figura 16. Perfiles de CT, CO y N (fechado)	61
Figura 17. Perfiles de las proporciones C:N, C:P y N:P	66
Figura 18. Relación entre el Fe y el P	71
Figura 19.-Flujo de CO, N y P	74

ÍNDICE DE TABLAS

	Pág.
Tabla 1. Descripción visual de los núcleos	23
Tabla 2. Precisión y exactitud de los análisis de metales y nutrientes	31
Tabla 3. Parámetros biogeoquímicos	32
Tabla 4. Comparación de inventarios y flujos atmosféricos de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$	48
Tabla 5. Tasa de acumulación y tasa de sedimentación para el núcleo 8VB	51 y 52
Tabla 6. Tasa de acumulación y tasa de sedimentación para el núcleo 4VB	53
Tabla 7. Comparación con otros cuerpos de agua	63
Tabla 8. Análisis de factores (componentes principales)	64
Tabla 9. Modelo "G"	70

RESUMEN

En México es común que los cuerpos de agua se encuentren en un proceso crónico de eutroficación debido al desarrollo humano. Un ejemplo de ello es el embalse monomítico calido que se ubica en Valle de Bravo (VB) en el poniente del Estado de México. De 1947 hasta 1985 el embalse se utilizó para generar electricidad y a partir de 1985 para el abastecimiento de agua potable a la Ciudad de México como parte del sistema Cutzamala (SARH, 1987). En el presente trabajo se reconstruye la evolución trófica del embalse de VB con base en los cambios en concentraciones y flujos de C, N y P registrados en 2 núcleos sedimentarios. La geocronología se realizó mediante el ^{210}Pb y los intervalos de las variables medidas fueron: ^{210}Pb 40 - 144 Bq kg^{-1} , porosidad 74 - 99 %, limos 0 - 56 %, arcillas 44 - 100 %, Fe 1 - 6 %, Al 2 - 14 %, Li 2.7 - 22.6 $\mu\text{g g}^{-1}$, Mn 0.2 - 1.6 mg g^{-1} , carbono total 1.6 - 8.4 %, carbono orgánico 1.2 - 7 %, CaCO_3 0.3 - 2 %, nitrógeno total 0.2 - 1.2 %, fósforo total 0.2 - 1 mg g^{-1} , tasa de sedimentación 0.27 - 6.4 cm año^{-1} , tasa de acumulación 0.1 - 1 $\text{g cm}^{-2} \text{año}^{-1}$, flujo de carbono 5.5 - 20 $\text{mg cm}^{-2} \text{año}^{-1}$, flujo de nitrógeno 1 - 3.5 $\text{mg cm}^{-2} \text{año}^{-1}$ y flujo de fósforo 0.04 - 0.21 $\text{mg cm}^{-2} \text{año}^{-1}$. Se identificó la presencia del suelo previo al embalse en uno de los núcleos y se utilizó como marcador cronológico para acodar el fechado. Se halló evidencia de la existencia de una "etapa óxica" en VB entre 1955 y 1964, asociada a la mezcla propiciada por el descenso del nivel del embalse durante esos años. El final de dicha etapa se utilizó como segundo marcador cronológico. Se identificó en la zona de la cortina la acumulación adicional de sedimento previamente depositado en zonas someras ("sediment focusing"). El flujo atmosférico necesario para soportar el inventario de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en el embalse de VB se estimó en 144 Bq $\text{m}^{-2} \text{año}^{-1}$, valor ubicado dentro del rango encontrado en otros lagos de México. Las concentraciones de los nutrientes (C, N y P) en los sedimentos de VB se ubicaron en el intervalo de otros cuerpos de agua eutroficados. El embalse de VB presenta eutroficación, pero no hipertrofia. La proporción C:N ayudó a identificar la presencia de lirio triturado en los sedimentos entre 1984 y 1993, cuando se presentaron los cuatro pulsos de mayor flujo ($\sim 20 \text{mg cm}^{-2} \text{año}^{-1}$) de CO en la historia del embalse. De 1964 a la fecha el embalse de VB ha tenido una evolución hacia condiciones redox cada vez más reducidas, un aumento en la carga orgánica y un avance en el estado trófico.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Eutroficación

El crecimiento desmesurado de las actividades industriales y del número de habitantes ha causado fuertes aceleraciones en la estructura y funcionamiento del medio ambiente (Smith *et al.*, 1999). Por lo anterior, la presión ejercida durante los últimos 100 años a los ecosistemas acuáticos y terrestres ha provocando alteraciones en los ciclos hidrológicos (Vitousek *et al.*, 1997a).

Si bien la presencia de los nutrientes (e.g., nitrógeno y fósforo principalmente) es esencial para el desarrollo adecuado de los productores primarios, el exceso de nutrientes en los cuerpos acuáticos puede inducir un incremento en la producción primaria y aumentar la tasa de generación de materia orgánica; estos procesos, resultado del incremento de nutrientes, se conocen genéricamente como eutroficación (Nixon, 1995). En la mayoría de las ocasiones, el exceso de nutrientes inducido por aportes antropogénicos se relaciona con el incremento de florecimientos de fitoplancton, la baja transparencia, el desarrollo de zonas subóxicas (NRC, 2000) o anóxicas, denominadas “zonas muertas” y la muerte masiva de peces (Mee, 2006).

El estado trófico de un lago o embalse se relaciona directamente con la cantidad de nutrientes disponibles en la zona fótica, pero además puede ser expresado en términos de la productividad primaria, la transparencia del agua, el contenido de clorofila, la cantidad de algas, el tipo de comunidad de peces y la fauna bentónica. Estos parámetros que reflejan el estado trófico de un cuerpo de agua muestran diferentes tipos de relaciones con la interfase agua-sedimento, sus remanentes y fluctuaciones en la columna sedimentaria pueden ayudar a inferir eventos importantes de impacto antropogénico y en general la evolución trófica (Wetzel, 1975).

Dentro de los sistemas acuáticos, el nitrógeno (N) puede elevarse principalmente por efluentes antropogénicos, fijación biológica de nitrógeno gaseoso y deposición de amonio (NH_4^+ o $\text{NH}_3_{(aq)}$) y de óxidos de nitrógeno (Stoddard, 1991). La forma más oxidada del nitrógeno es el nitrato (NO_3^-) y está presente en los cuerpos de agua debido al intemperismo de las rocas, aplicación de fertilizantes nitrogenados en la agricultura, desechos industriales y urbanos (Olausson *et al.*, 1980). Durante la nitrificación, el NH_4^+ puede ser oxidado por bacterias del

genero *Nitrosomonas* para pasar a nitrito (NO_2^-) y después el NO_2^- es oxidado por bacterias del genero *Nitrobacter* para pasar a NO_3^- (Margalef, 1983).

Aunque la carencia de fósforo (P) es un factor altamente limitante para la producción primaria, en la mayoría de los ecosistemas de agua dulce su incremento durante las últimas décadas ha sido un factor crucial en el proceso de eutroficación (Vollenweider, 1968). El fósforo reactivo disuelto (FRD); e.g., *orto*-fosfato PO_4^{3-} , es tomado por el fitoplancton durante la fotosíntesis y se transfiere entre los diferentes niveles tróficos de la cadena alimenticia (Margalef, 1983). El FRD que se encuentra disuelto en la columna de agua tiene tres posibles fuentes: a) mineral, b) la remineralización del fósforo orgánico por acción microbiana y c) antropogénica; siendo ésta la de mayor aporte.

En México los cuerpos de agua son ejemplo del proceso de eutroficación debido al desarrollo antropogénico, aunado a esto está el problema de tratamiento y suministro de agua potable. Para cubrir la demanda de agua potable del área metropolitana de la Ciudad de México el gobierno creó el sistema Cutzamala en 1974; en 1985 el sistema Cutzamala incluye el embalse Valle de Bravo (VB) para abastecer $6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (SARH, 1987).

El embalse de VB (ver área de estudio) no sólo es fuente de agua potable para el Sistema Cutzamala y la población de Valle de Bravo, también da un gran sustento económico a la zona derivado del turismo y deportes acuáticos. Por ello, en el Laboratorio de Biogeoquímica del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología de la UNAM se ha venido estudiando este cuerpo de agua desde 2001 con un enfoque multidisciplinario, principalmente a través del proyecto "Estudio integral del embalse de Valle de Bravo para su manejo sustentable: Un marco científico aplicable a los cuerpos de agua eutroficionados del país" apoyado por el fondo SEMARNAT-CONACYT.

1.2. Geoquímica en cuerpos de agua

Varios de los problemas ambientales que involucran las características químicas de los cuerpos de agua pueden ser entendidos y manejados mejor si conocemos las condiciones ambientales preexistentes al impacto y como éstas han evolucionado en el tiempo. Para cuantificar la magnitud del cambio ocurrido en un sistema, así como para determinar las causas del cambio y calcular su potencial de recuperación, es necesario saber cómo fue su estado

natural, si ha sufrido o no cambios en su química acuática y cuál es su intervalo de variación natural (Charles y Smol, 1991).

Las actividades humanas han tenido un profundo impacto sobre los ciclos biogeoquímicos del carbono (C), nitrógeno (N) y fósforo (P) en los ecosistemas terrestres (Vitousek *et al.*, 1997a). Generalmente, los metales pesados y los nutrientes tienen una gran afinidad por las partículas sedimentarias (Gerritse *et al.*, 1998). La acumulación de sedimentos en los ecosistemas acuáticos provee valiosa información histórica sobre las tendencias temporales de las entradas de contaminantes al sistema (Palanques *et al.*, 1998). Las variaciones temporales en la tasa de acumulación sedimentaria ($\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y en los flujos de contaminantes antropogénicos registradas en la columna sedimentaria pueden suministrar información para reconstruir la evolución trófica del sistema lacustre (Charles y Smol, 1991; Alexander *et al.*, 1993).

El análisis químico del perfil sedimentario puede ofrecer una buena ventana a eventos en la historia de un cuerpo de agua (Hakanson y Jansson, 1983). El potencial de liberación y retención de nutrientes o contaminantes en los sedimentos, así como la creación de modelos que infieran sobre el destino de estas sustancias en la columna sedimentaria, han sido temas importantes de investigación por su impacto en el cuerpo de agua.

El carbono orgánico (CO) en suelo/sedimentos ha sido descrito como la cantidad total del complejo grupo de materiales orgánicos que incluye biomasas microbianas, sustancias orgánicas solubles, materia orgánica estabilizada (humus) y residuos de organismos vivos en diferentes estados de descomposición (Stevenson, 1994).

Las condiciones oxido-reducción (redox) en el sedimento determinan la abundancia relativa de los compuestos nitrogenados inorgánicos (e.g. NO_3^- , NO_2^- y NH_4^+) y su distribución vertical en la columna sedimentaria (Reddy y Patrick, 1976). En condiciones anaeróbicas, el amonio es la especie inorgánica más abundante y se encuentra disuelto en el agua intersticial (Rosenfeld, 1979). La proporción de carbono/nitrógeno en sedimentos puede ser usada como un criterio para distinguir la cantidad de material húmico en los lagos (Hansen, 1961).

La concentración de P en la litosfera es de aproximadamente 1200 mg kg^{-1} ; en los suelos puede presentarse en un intervalo de $200 - 5000 \text{ mg kg}^{-1}$, con valores promedio alrededor de 600 mg kg^{-1} . La solubilidad de los fosfatos es generalmente controlada por los elementos

mayores (e.g. Fe, AL, Ca, Mg, K, Mn, etcétera); cuyas asociaciones más importantes en los sedimentos son con los iones metálicos del Al, Fe y Ca, con los que precipitan (Broecker y Oversby, 1971).

El P inorgánico en los suelos se encuentra principalmente en forma de *orto*-fosfato (PO_4^{3-}), así como apatitas o hidroxifosfatos ($[\text{OH}] [\text{PO}_4^{3-}]$). La relativa proporción entre la fracción inorgánica (PO_4^{3-}) y la fracción orgánica depende del contenido de materia orgánica, que aumenta el contenido de P-orgánico en el sedimento (Aguirre, 2001). La permanencia del P inorgánico como partícula sedimentaria depende de las condiciones redox del sistema; por lo tanto, el papel del fósforo que llega a los sedimentos es doble, puede estimular los procesos biológicos en el sedimento o puede regresar a la columna de agua por resuspensión (Hakanson y Jansson, 1983). Muchas de las investigaciones sobre la eutroficación se han enfocado en el papel que juegan los sedimentos en el ciclo de los nutrientes (Lijklema, 1993).

Los sedimentos lacustres se componen principalmente de material suministrado de áreas terrestres (alógeno) y de material sintetizado dentro del agua (autógeno); la estructura química de estos sedimentos está en función de las características del agua y de la captación (Roberts *et al.*, 1982). Para comprender la interacción entre el perfil sedimentario y la columna de agua, es necesario un sistema básico de parámetros de caracterización geoquímica sedimentaria, ya que podrían hacerse interpretaciones en presencia de concentraciones elementales anómalas. La concentración basal de algunos metales y su proporción son características sedimentarias que pueden determinar si los sedimentos son de una misma fuente litogénica (Ruiz-Fernández *et al.*, 2002).

El Al es uno de los componentes más abundantes en los suelos, aproximadamente 8 % (en peso) de la corteza terrestre (Taylor, 1964), durante el intemperismo es liberado de los minerales primarios y se precipita principalmente en forma de aluminosilicatos. A medida que el suelo se intemperiza el silicio se pierde más rápido y deja al Al en forma de (hidro-) óxidos de Al (Bolt y Bruggewert, 1978). El Al es útil como trazador de la parte mineral del sedimento, se usa como un representante de la variación de los aluminosilicatos (arcillas).

El Fe es un constituyente mayoritario de la litosfera y se estima que en los suelos se encuentra en un 3.8 % (Aguirre, 2001). En los minerales primarios, el hierro se presenta principalmente en forma de minerales ferromagnesianos. Durante el proceso de intemperismo, estos minerales son disueltos, dejando precipitados de (hidro-) óxidos de Fe. El Fe se encuentra

en los suelos en una gran variedad de cantidades y formas, está sujeto a procesos reversibles ácido-base, oxidación-reducción y precipitación-disolución; (Aguirre, 2001).

El Fe, al igual que el Al, es de los más importantes constituyentes de una gran variedad de estructuras minerales como los feldespatos, minerales arcillosos y aluminosilicatos (Bortleson y Lee, 1972). La existencia de patrones similares en el Fe y el Al indica que el Fe está principalmente asociado con la fracción de minerales arcillosos y que los sedimentos provienen de la misma fuente detrítica.

El contenido de Mn (menos abundante que el Fe y Al) en la litosfera es del orden de 0.95 mg g⁻¹ (Taylor, 1964), encontrándose en los suelos dentro de un intervalo de 0.02 - 3 mg g⁻¹ y con un promedio de 0.6 mg g⁻¹ (Aguirre, 2001). La química del Mn en los suelos es compleja debido a los diferentes estados de oxidación del elemento (Mn[II], Mn[III], Mn[IV] y Mn[VI]); los minerales comunes de Mn incluyen a los óxidos, carbonatos, silicatos y sulfatos (Broecker y Oversby, 1971).

El Fe y el Mn son metales móviles en la diagénesis anóxica de sistemas acuosos, pues los compuestos oxidados de ambos metales pueden ser reducidos por las bacterias para la oxidación de la materia orgánica. Una vez reducidos, Fe y Mn se disuelven en el agua intersticial y pueden migrar hacia la superficie de la columna sedimentaria donde, si existiese disponibilidad de oxígeno en la interfase sedimento/agua, pueden ser precipitados nuevamente en forma de oxihidróxidos, dando como resultado altas concentraciones en la parte superficial de la columna sedimentaria (Cochran *et al.*, 1998a).

El Li es un metal alcalino moderadamente abundante y su abundancia en la corteza terrestre es de aproximadamente 20 µg g⁻¹ (Taylor, 1964). Está presente en diversos minerales (e.g. Ambligonita, Pelatita, Lepidolite y Hectorita) y comúnmente en micas y/o minerales arcillosos (Loring y Rantala, 1992). El Li, al igual que el Al, se considera conservativo por el hecho de que tienen un flujo uniforme procedente de los cristales de la roca madre (UNEP, 1995).

El análisis granulométrico en el perfil sedimentario tiene un papel fundamental en la comprensión de la hidráulica, geomorfología, geoquímica y sedimentología de los cuerpos de agua (Friedman y Sanders, 1978).

Un proceso común en lagos y embalses, denominado en la literatura internacional como “sediment focusing”, consiste en que la turbulencia generada por corrientes resuspende, mueve y concentra sedimento de partes someras a partes más profundas del cuerpo de agua; como resultado, se forma una zona de acumulación donde no existe resuspensión cuya ubicación depende de la batimetría y el patrón de corrientes (Blais y Kalff 1995).

Cualquier intento por reconstruir las condiciones del pasado requiere de una cronología fidedigna. En algunas ocasiones, las variaciones estacionales en el tipo de sedimento conducen a depósitos laminados que pueden ser fechados por conteo; en los casos donde las condiciones no son así, muchos estudios confiables se basan en cronologías de radionúclidos naturales y artificiales (Appleby y Oldfield, 1992).

1.3. Fechado con ^{210}Pb

El ^{210}Pb es un isótopo radioactivo miembro de la serie de decaimiento del ^{238}U ; la fuente de ^{210}Pb es el ^{222}Rn (gas), formado por el decaimiento de ^{226}Ra , que escapa de los intersticios de los suelos a la atmósfera en cantidades de 2×10^3 a 2×10^4 átomos por m^2 por segundo, donde decae a través de una secuencia de radionúclidos de vida corta a ^{210}Pb (Lieser, 2001).

El tiempo de vida media es el tiempo que tarda en decaer la mitad de los átomos de un isótopo radioactivo; por cada átomo que decae se libera una partícula y radiación gama. La cantidad de partículas emitidas por unidad de tiempo es la actividad y es una medida de la cantidad del isótopo presente. Para el ^{210}Pb , la vida media es de 22.26 años. En la figura 1 se muestran los radionúclidos más importantes que forman parte de la serie del ^{238}U .

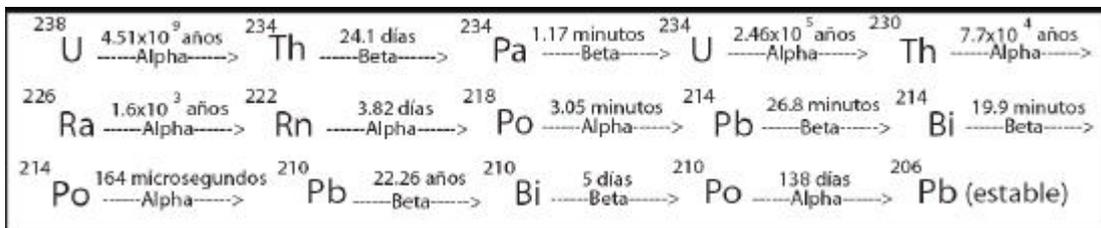


Figura 1. Serie del ^{238}U . Se indican el tiempo de vida media y el tipo de partícula emitida de los principales radionúclidos de la serie.

En el aire, el ^{210}Pb es distribuido por las corrientes de viento; se adhiere a las partículas de polvo, las gotas de agua o la nieve, y regresa por precipitación atmosférica para acumularse en la superficie de los suelos y sedimentos de los sistemas acuáticos continentales, marinos y estuarinos (Appleby y Oldfield, 1992). A este ^{210}Pb que proviene principalmente del depósito atmosférico directo se le conoce como ^{210}Pb “no soportado” o “en exceso” ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$). Una vez unido a las partículas de sedimento, el $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ permanece en la capa del suelo donde precipitó y es enterrado por capas sucesivas formadas por depósitos posteriores, sin más movilidad que la remoción del sedimento mismo ya sea por corrientes de viento, de marea o por la actividad de los organismos bentónicos (bioperturbación). El depósito atmosférico de ^{210}Pb en cualquier región es gobernado por factores geográficos y meteorológicos regionales, los cuales son razonablemente constantes en un período de varios años, dando lugar a un flujo de masa localmente constante de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$.

Como ya se ha mencionado, al ^{210}Pb que proviene del ^{222}Rn , que no es liberado a la atmósfera y decae in situ, se le conoce como plomo-210 “soportado” ($^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$) y se asume que está en equilibrio secular radioactivo con toda la serie del ^{238}U . En el equilibrio secular radioactivo las actividades de los radionúclidos de una serie de decaimiento son iguales; para que exista dicho equilibrio es necesario que el tiempo de vida media del primer miembro de la cadena (precursor) sea muy grande.

Para poder realizar el fechado con ^{210}Pb , el trazador cronológico es el componente “no soportado” ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$), que se estima restando la fracción del $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ a la cantidad de ^{210}Pb total ($^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$) medido en los sedimentos.

La actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ puede ser estimada por medio de la actividad gama emitida por una muestra de sedimento en un detector de rayos gama; sin embargo, esta determinación puede ser muy difícil cuando la actividad de ^{210}Pb es muy baja y, sobre todo, si se dispone de una cantidad pequeña de material. Otro método alternativo es el análisis de su nieto ^{210}Po , una vez transcurrido el tiempo necesario para que se establezca el equilibrio secular (5 vidas medias de ^{210}Po , i.e. 690 días).

El $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ puede ser estimado mediante dos vías: (1) a partir de las concentraciones asintóticas (concentración mínima constante donde no existe más $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) del perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$, para lo cual el núcleo sedimentario tiene que ser lo suficientemente largo para que la actividad

del ^{210}Pb se vuelva asintótica en las capas más profundas; o bien, (2) en el caso de que el perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ en un núcleo sedimentario no alcance esta característica, la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ puede obtenerse a partir de la actividad del radionúclido padre (^{226}Ra) por medio de la actividad gama de sus radionúclidos hijos ^{214}Bi y ^{214}Pb asumiendo que estos se encuentran en equilibrio secular.

La técnica de ^{210}Pb permite fechar sedimentos en una escala de tiempo de 100 a 150 años, por lo cual, al usarla junto con parámetros ambientales (e.g. concentración de nutrientes y metales pesados en los sedimentos), resulta útil para evaluar los cambios ambientales ocurridos a consecuencia del desarrollo de actividades industriales y crecimiento poblacional. Por lo tanto, se puede evaluar la historia de los efectos de las actividades antropogénicas en el ambiente (Krishnaswami *et al.*, 1971; Bruland *et al.*, 1974; Robbins, 1978).

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA Y OBJETIVOS

Este trabajo surge en el marco del proyecto “Estudio integral del embalse de Valle de Bravo para su manejo sustentable: Un marco científico aplicable a los cuerpos de agua eutroficados del país” clave SEMARNAT-2002-C01-1125 antes mencionado, que pretende conocer de forma integral los procesos que operan en el embalse. El proyecto incluye el estudio de la limnología del embalse, de los flujos actuales de nutrientes en el mismo y de las comunidades planctónicas y su productividad. Estas investigaciones, realizadas mediante observaciones sistemáticas desde 2001, proveen un marco de referencia sobre la limnología y condiciones tróficas de VB en los años recientes.

Sin embargo, una comprensión profunda de estos procesos en el embalse requiere de una evaluación durante lapsos de mayor tiempo y, mejor aún, a lo largo de toda la vida del embalse. Por ello, con base en todo lo anterior, este trabajo pretende contribuir a dicha comprensión mediante el estudio de los sedimentos de VB para inferir sobre la evolución del estado trófico en el embalse.

La reconstrucción de la historia trófica (i.e. flujo de C, N y P de la columna de agua hacia el sedimento) permitirá evaluar la influencia antropogénica en el proceso de eutroficación e inferir sobre eventos históricos en la columna de agua. Para ello, en este trabajo se obtuvieron 2 núcleos sedimentarios y se midieron en ellos los nutrientes y diversos parámetros geoquímicos, con el fin de alcanzar los siguientes objetivos.

2.1. Objetivo General

Obtener información sobre la evolución trófica del embalse de Valle de Bravo con base en el estudio biogeoquímico de 2 núcleos sedimentarios.

2.2. Objetivos Particulares

1. Obtener el fechado del perfil sedimentario por medio de la técnica de decaimiento exponencial simple (^{210}Pb).

2. Determinar las tasas de sedimentación y acumulación sedimentaria por medio del fechado.
3. Obtener los perfiles de la composición granulométrica (% arenas, % limos y % arcillas).
4. Determinar las concentraciones de los nutrientes y los metales de referencia: CT, CO, N, P, Al, Fe, Li y Mn.
5. Determinar las posibles relaciones entre los parámetros biogeoquímicos determinados.
6. Estimar los flujos de nutrientes (C, N y P) a la columna sedimentaria a lo largo del tiempo.
7. Utilizar toda la información anterior para inferir como ha variado la condición trófica del embalse a lo largo de su historia.

3. ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Cuenca Valle de Bravo

La cuenca de Valle de Bravo (Fig. 2) se encuentra en el poniente del Estado de México y cubre -con sus 61,548.47 ha- en su totalidad al municipio de Amanalco, la mayor parte del municipio de Valle de Bravo, partes significativas de los municipios de Donato Guerra, Villa de Allende, Villa Victoria y Temascaltepec, y superficies menores de los municipios de Almoloya de Juárez y Zinacatepec. Esta cuenca pertenece a la región hidrológica “18 Cuenca Río Balsas” y a la provincia fisiográfica “Eje Neovolcánico, Subprovincia (57) Lagos y Volcanes de Anahuac” (SEMARNAT *et al.*, 2005).

Más del 90 % de la cuenca Valle de Bravo es de origen volcánico. Los únicos relieves independientes de actividades volcánicas se encuentran alrededor de la presa de Valle de Bravo, son los Esquistos en la orilla norte del vaso, y el lomerío al norte de la ciudad de Valle de Bravo. El 74 % de la superficie total de la cuenca está cubierta por Andosoles (cenizas volcánicas); estos suelos son fértiles para las actividades agrícolas, pero susceptibles a la erosión y degradación física (SEMARNAT *et al.*, 2005).

3.2. Suelos y aporte sedimentario

Valle de Bravo se encuentra en una depresión volcánica inundada artificialmente y en la parte sur de la cortina presenta una ladera andesítica. Esta área presenta heterogeneidad de suelo que varía de andesitas a basaltos más recientes, parcialmente cubierto por piroclastos y depósitos de vertiente; es una zona de recarga de acuífero y por tanto debe ser conservada con una cubierta vegetal que la proteja de los procesos erosivos (SEMARNAT *et al.*, 2005). La andesita es una roca ígnea de color oscuro, compuesta de cristales de plagioclasas y frecuentemente vidrio volcánico. El basalto es una roca ígnea extrusiva de composición básica y color oscuro, contiene principalmente plagioclasas básicas, augita y con frecuencia olivino; junto con la andesita forma las masas principales de rocas efusivas en las regiones de vulcanismo joven y actual (Lugo Hubp, 1989).

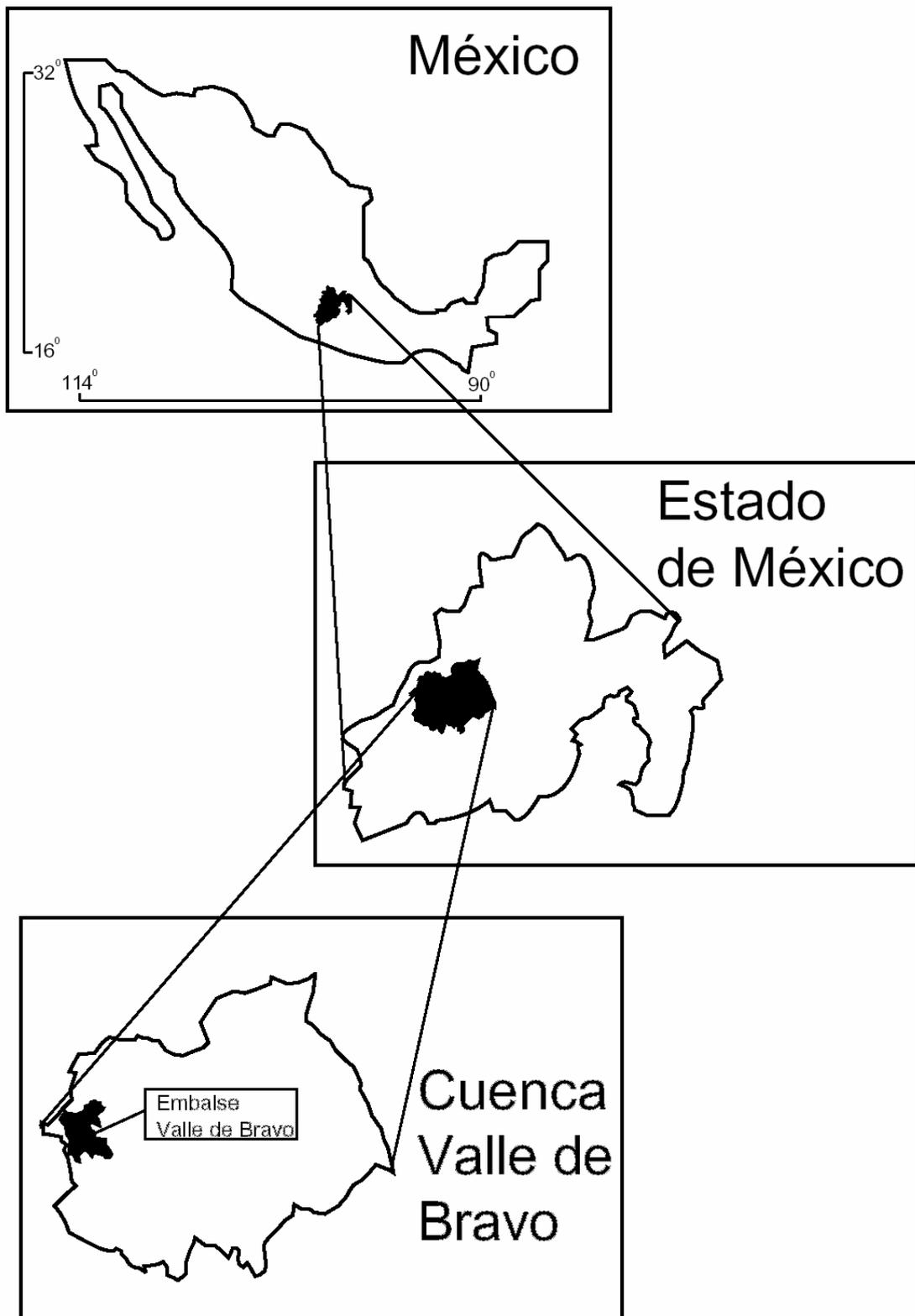


Figura 2. Ubicación de la cuenca Valle de Bravo.

El tipo de suelo previo a la acumulación sedimentaria provocada por la presa es Acrisol órtico con un poco de Andosol húmico. Como ya se mencionó, el 74 % de la cuenca es dominada por Andosoles y por tal razón el mayor porcentaje del sedimento acumulado en el embalse es Andosol húmico, seguido por Acrisol órtico, Litosol y Feozem háplico (SEMARNAT *et al.*, 2005).

Las características principales de estos suelos con:

Acrisol órtico (SPP, 1981): acumulan arcilla en el subsuelo, son generalmente ácidos o muy ácidos, pueden presentar contenido de CO del 1 % o más, debido a los aluminosilicatos es propenso a fijar fósforo y presenta colores rojos, amarillos o amarillos claros con manchas rojas. Son moderadamente susceptibles a la erosión.

Andosol húmico (SPP, 1981 y SEMARNAT *et al.*, 2005): suelos que se encuentran en áreas donde ha existido actividad volcánica reciente (se originan a partir de cenizas volcánicas), tienen una capa superficial de color negro o muy oscuro (aunque a veces es clara), son suelos de textura esponjosa o muy sueltos, suelen llevar un alto contenido de CO en la superficie (entre 1 y 2%) y son muy susceptibles a la erosión.

Litosol (SPP, 1981 y SEMARNAT *et al.*, 2005): se encuentran en todos los climas y con diversos tipos de vegetación. Generalmente se caracterizan por tener una profundidad menor de 10 cm seguido de roca dura continua, dada su profundidad no son susceptibles a ser usados en la agricultura y su uso recomendable es para reforestación o preservación de la cubierta vegetal natural existente.

Feozem háplico (SPP, 1981): una capa superficial rica de CO y nutrientes, por lo que ofrece la oportunidad de usarse para la agricultura, pastoreo y ganadería con resultados aceptables.

3.3. Hidrografía y morfología

La presa Miguel Alemán fue construida para producir electricidad por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y fue en 1947 cuando se concluyó la obra (SARH, 1987 y CFE, 1976). La cortina está ubicada a unos 5 km de la población de Valle de Bravo y el cuerpo de agua formado lleva el mismo nombre.

De 1947 hasta 1985 el embalse (Fig. 3) estuvo a cargo de la CFE, a partir de 1985 la CONAGUA (Comisión Nacional del Agua) integra al embalse al sistema Cutzamala (SARH, 1987). Como ya se mencionó, el sistema Cutzamala fue creado en 1974 por la demanda de agua en la zona metropolitana de la Ciudad de México.

Actualmente, VB es el embalse más grande y relevante del sistema Cutzamala (CONAGUA, 2008). Suministra cerca del 38 % ($6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) del sistema y aproximadamente el 30 % del consumo de la zona metropolitana de la Ciudad de México. Posteriormente el sistema Cutzamala integra el Vaso Regulador de Colorines para captar $8 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ del estado de Michoacán y Estado de México (SARH, 1987).

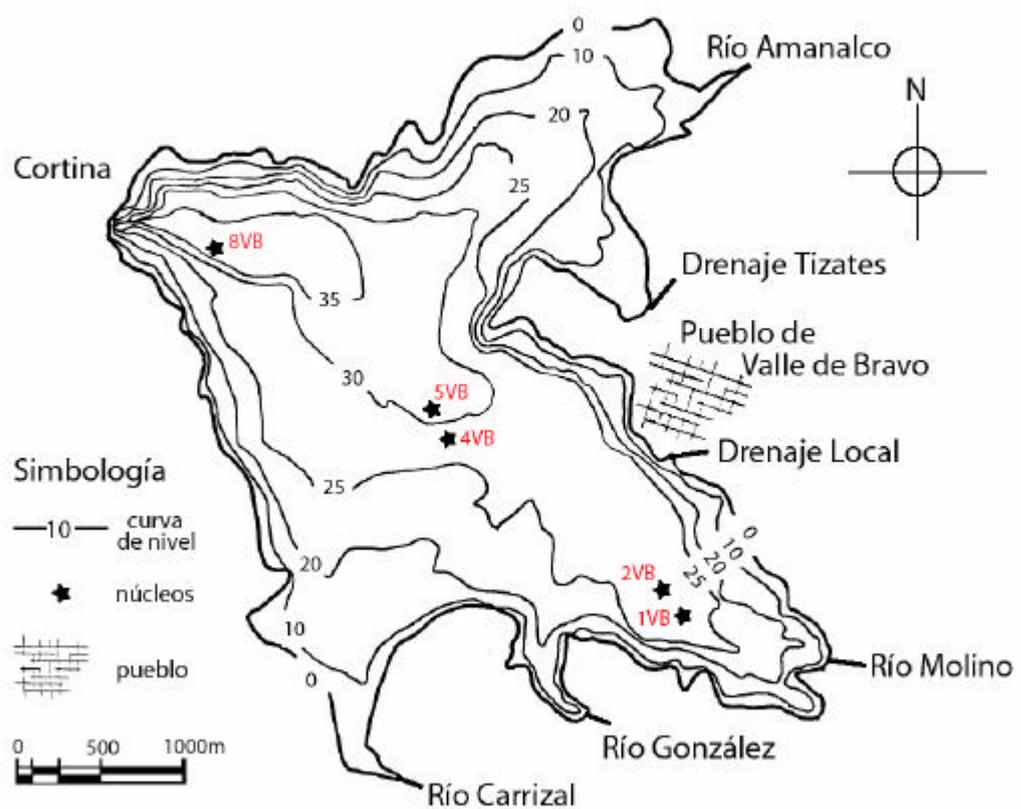


Figura 3. Batimetría del embalse de Valle de Bravo (modificado de Merino-Ibarra *et al.*, en prensa). Se muestra la ubicación de los núcleos sedimentarios.

El embalse cuenta con el aporte del Río Amanalco, Río Molino, Río Gonzáles, Río Carrizal, el drenaje local del pueblo de Valle de Bravo (Fig. 3) y a partir de 1987, las inyecciones de agua en la zona de la cortina de la represa Colorines. El Río Amanalco es el mayor afluente, debido a la extensión del área de su cuenca (cuenca Río Amanalco), aportando aproximadamente la mitad del agua que llega al embalse. Antes de llegar al embalse pasa por lomeríos y derrames basálticos (SEMARNAT *et al.*, 2005).

VB está ubicado en las coordenadas 19° 21' 30" latitud Norte y 100° 11' 00" longitud Oeste a 1830 msnm de altitud. Tiene una superficie de 18.55 km², largo máximo de 7.3 km, ancho máximo de 6.3 km, capacidad máxima de 391x10⁶ m³, profundidad media de 21 m y profundidad máxima de 38.6 m en la cortina. El clima en el embalse es sub-húmedo, semi-cálido a templado y la precipitación media anual es de 1320 mm con la temporada de lluvias de junio a septiembre (Merino-Ibarra *et al.*, en prensa).

3.4. Limnología

Valle de Bravo es un embalse tropical monomítico con el periodo de circulación en entre octubre y marzo, cuando los frentes enfrían lo suficiente la capa superficial del epilimnion para lograr la mezcla con el hipolimnion Monroy (2004). El sistema está sujeto a un patrón de vientos de alta intensidad con dirección de la cortina hacia los brazos del embalse, con una periodicidad diurna y capaces de mezclar los primeros 10 metros de la columna de agua (Merino *et al.* 2003). Por su intensidad, el viento mezcla diariamente los primeros 10 metros de la columna de agua, creando una capa superficial homogénea que corresponde al epilimnion durante los meses de calentamiento del embalse. El embalse permanece estratificado la mayor parte del año (de marzo a noviembre), con un solo periodo de circulación de finales de noviembre a finales de febrero.

Cuando el embalse está estratificado, la capa ubicada por debajo de la termoclina (hipolimnion) permanece anóxica hasta el periodo de circulación, durante el cual se distribuye el oxígeno homogéneamente en toda la columna de agua, aunque no se alcanzan condiciones de saturación (Monroy, 2004; Merino-Ibarra *et al.*, en prensa). Al reiniciarse la estratificación, el oxígeno es consumido en el hipolimnion, y éste rápidamente se vuelve anóxico. Monroy (2004) observó que el periodo de circulación fue más largo en el 2001 en comparación con el 2002. Al

alargarse el periodo de estratificación aumenta la carga de materia orgánica acumulada en el hipolimnion y la concentración de N y P inorgánico.

El oxígeno es uno de los indicadores más útiles de la eutroficación (Valdespino, 2008), por ello, el déficit de oxígeno ha sido utilizado para definir la “eutroficación crítica” (Mee, 1988), condición que se alcanza cuando el flujo por intercambio con al atmósfera, aunado a la producción biológica por fotosíntesis no es suficiente para compensar el oxígeno consumido por la respiración y la remineralización oxidativa de la materia orgánica acumulada en el hipolimnion.

Debido a que en Valle de Bravo la alcalinidad es baja ($1.40 \pm 0.06 \text{ meq l}^{-1}$) y es un sistema productivo, el pH varía ampliamente asociado al ciclo monomítico del embalse (Merino-Ibarra *et al.*, en prensa). Durante la estratificación, el pH sube en el epilimnion por encima de 9 en promedio, mientras que en el hipolimnion el pH baja hasta 6.9 al tiempo que se alcanza la anoxia, y se mantiene bajo hasta que se inicia el período de circulación. Durante la mezcla, al homogenizarse la columna de agua el pH sube nuevamente a un promedio de 7.8 (Merino-Ibarra *et al.*, en prensa). Por lo anterior, tanto el sistema de oxido-reducción (redox) como el pH en la interfase sedimento agua son notablemente diferentes entre los periodos de circulación y los de estratificación.

3.5. Evolución del nivel de la presa

Como se mencionó anteriormente, a partir de 1982 el embalse de Valle de Bravo se utiliza como fuente de agua. Por ello, la CONAGUA lo administra manteniendo su nivel lo más elevado posible. En los años recientes, el nivel fluctúa durante el año alrededor de cinco metros (CONAGUA, 2008), dependiendo de la precipitación y extracción realizada. Generalmente llega a su nivel más alto a finales de octubre debido a la acumulación de escurrimientos de lluvia y el nivel más bajo lo alcanza en julio-agosto cuando la extracción es mayor (Figura 4).

En contraste, durante los primeros 30 años a partir de su creación, el embalse fue utilizado para la generación de electricidad (SARH, 1987), por lo que el nivel del agua varió en aquella época de manera significativa, manteniéndose considerablemente bajo en numerosos períodos de diversa duración, como se aprecia en la figura 4.

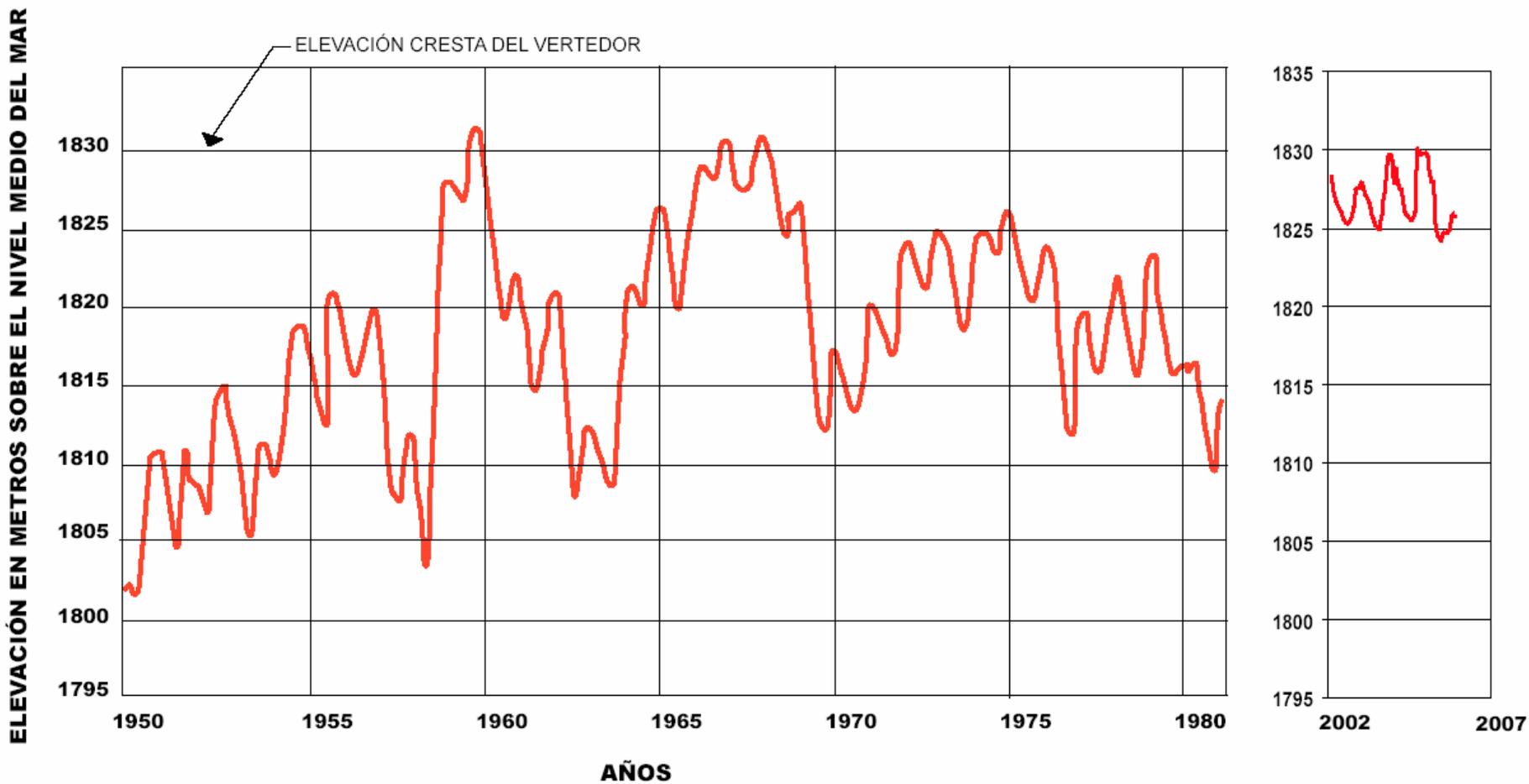


Figura 4. Evolución del nivel de la presa. Altitud mensual del nivel de la presa de 1950 a 1980 (SARH, 1987) y Altitud mensual del nivel de la presa de febrero del 2002 a mayo del 2006 (Valdespino, 2008).

En particular, entre 1957 y 1964 el nivel llegó a bajar por debajo de la cota de 1810 msnm. Tomando en cuenta que el nivel máximo del embalse está en la cota de 1830 msnm, y que la profundidad media del embalse cuando está lleno es de 21 m (Monroy, 2004), esto significa que en dichos momentos el nivel medio del agua en el embalse habría sido del orden de 1 m. Bajo esas condiciones, es de esperarse que la limnología del embalse habrá sido muy diferente a la del presente, en particular en términos de la mezcla del mismo, dado que los cuerpos de agua más someros es común que se mantengan permanentemente mezclados (Lewis, 1983).

3.6. Eutroficación

Según SEMARNAT *et al.* (2005), los principales contaminantes del agua en la cuenca son los agroquímicos, los residuos sólidos, los desechos domésticos, los hidrocarburos y los efluentes asociados a actividades piscícolas.

Merino-Ibarra *et al.* (en prensa) concluyen que, aunque la calidad del agua es aceptable en cuestión de iones mayores, el principal problema ambiental del embalse es la eutroficación. Olvera (1990) reportó que el embalse pasó de oligotrófico a mesotrófico de 1980 a 1987 y de mesotrófico a eutrófico de 1987 a 1992, esto fue debido a las crecientes descargas de nitrógeno y fósforo a través de agua residuales y el aporte de la cuenca del Río Amanalco.

Según Merino-Ibarra *et al.* (en prensa), contrario a otros cuerpos de agua en tierras altas en México, Valle de Bravo presenta altas concentraciones de clorofila durante la estratificación y una mayor transparencia durante la mezcla. Sin embargo, este patrón es similar a otros cuerpos de agua eutrofizados, donde los florecimientos de cianobacterias dominan durante la estratificación.

En particular, en el verano de 2002 se presentó un época con los registros más altos de concentración de clorofila *a*, cuyas medias oscilaron entre 30 y 34 $\mu\text{g l}^{-1}$. Estos florecimientos fitoplanctónicos han presentado un progresivo aumento en la abundancia de generos de cianobacterias, como *Microcystis* y *Anabaena*, que son potencialmente generadoras de cepas neurotóxicas (Martínez *et al.*, 2001).

Merino-Ibarra *et al.* (en prensa) proponen que, durante la estratificación, el régimen de viento favorece al crecimiento fitoplanctónico y los florecimientos de cianobacterias, debido a

que provoca pequeños eventos de mezcla entre el epilimnion y hipolimnion en los límites del embalse. Las principales beneficiarias son las cianobacterias que, cuando cuentan con aerotopos, se concentran en la superficie llegando a alcanzar concentraciones puntuales de 88 $\mu\text{g l}^{-1}$. Posteriormente, el viento favorece la redistribución diaria de las cianobacterias flotantes a través del epilimnion y el acceso a los nutrientes introducidos por los eventos de mezcla.

Como consecuencia de la eutroficación, en los años ochenta se extendió ampliamente el lirio acuático (*Eichhornia crassipes*) en Valle de Bravo, según lo documentan los registros fotográficos de la organización no gubernamental "Provalle" (Sánchez-Sentíes, datos sin publicar). En consecuencia, se realizaron diversos intentos de mitigación de este problema, incluyendo el triturado y hundimiento del lirio en varias ocasiones a partir de 1984 (Sánchez-Sentíes, comunicación personal).

3.7. Evolución demográfica en Valle de Bravo

De acuerdo con Olvera-Viascán *et al.* (1998), el avance de la eutroficación de Valle de Bravo se debió a las crecientes descargas de nitrógeno y fósforo a través de las aguas residuales locales y las de la cuenca del río Amanalco. Las descargas de la población local corresponden aproximadamente a la mitad de la carga hacia el embalse. Ramirez-Zierold *et al.* (2007) reporta que, cada año, la carga de nutrientes y materia orgánica va en aumento y son los drenajes (drenaje Tizates y el drenaje local), en comparación con las demás fuentes de agua al sistema (Fig. 3), los que presentan la concentración más elevada.

Por ello, un buen estimador de la variación temporal de la carga externa hacia el embalse a lo largo de su historia es la evolución del número de habitantes de la población de Valle de Bravo. En la figura 5, que muestra dicha evolución demográfica según el H. Ayuntamiento Constitucional de Valle de Bravo (CONAGUA, 2008), se observa que la población local aumentó en más del 300% entre 1960 y 2000. La tasa de crecimiento anual de VB (5.7 %) es de más del doble de la tasa de crecimiento anual de México (= 2 %).

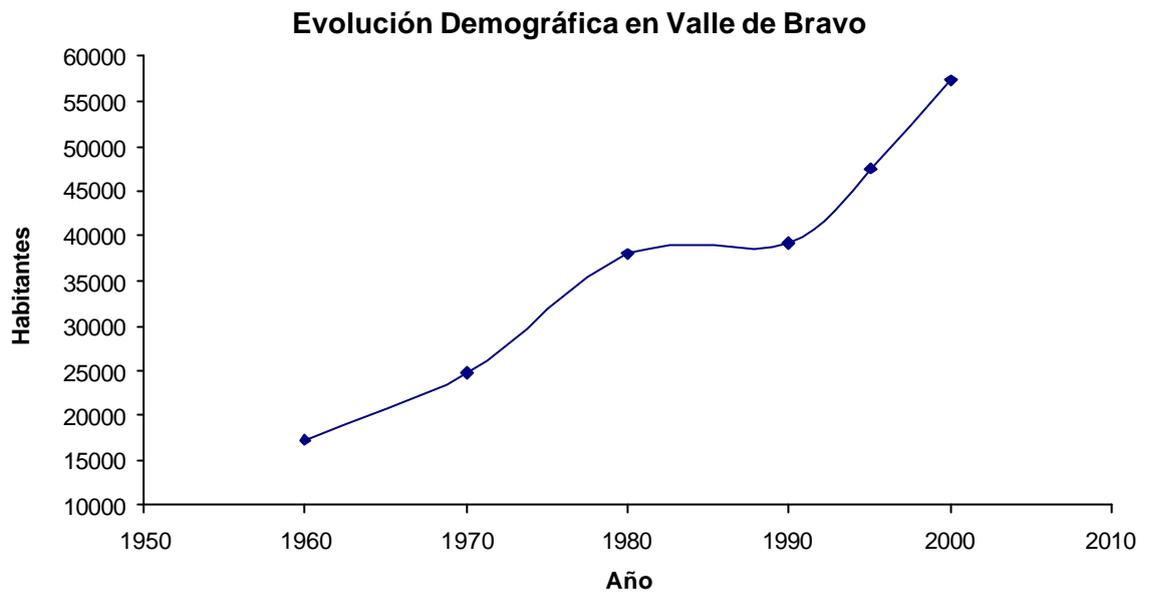


Figura 5. Evolución demográfica en la población de Valle de Bravo. Construida con base en datos de CONAGUA 2008).

4. MATERIALES Y MÉTODOS

Se realizó una campaña de muestreo el día 21 de abril del 2006 para recolectar 5 núcleos sedimentarios mediante un nucleador de gravedad UWITEC con tubos de PVC transparente de diámetro interno 86 mm y largo de 60 y 120 cm.

Posteriormente se seleccionaron 2 núcleos con base en su posición dentro del embalse. El núcleo 4VB de 47 cm (19° 11.76' N y 100° 9.25' W) es representativo del centro del embalse y el 8VB de 87 cm (19° 12.54' N y 100° 10.32' W) es representativo de la zona de la cortina (Fig. 3).

Los núcleos 1VB, 2VB y 5VB (Fig. 3) fueron cortados longitudinalmente a la mitad para ser descritos visualmente (Tabla 1) y los núcleos 4VB y 8VB se seccionaron cuidadosamente en secciones de 1cm de espesor y se almacenaron en recipientes herméticos de plástico. El núcleo 4VB está conformado por 46 secciones y el núcleo 8VB por 65 secciones.

Se pesó el sedimento húmedo de cada sección, se congeló y se liofilizó usando un equipo Labconco Freezone cat No. 77530-001 durante 72 horas a un vacío de $36-37 \times 10^{-3}$ Mb. Después de liofilizar, se pesó el sedimento seco para obtener el contenido de agua, la densidad del sedimento seco -gramos de sedimento seco por unidad de área en la sección- y la masa acumulada (g cm^{-2}) en el punto medio de cada sección de acuerdo a lo indicado por Sorgente *et al.* (1999). La porosidad y la densidad se calculan considerando 2.5 g cm^{-3} como la densidad del sedimento seco (Sorgente *et al.*, 1999).

$$\% \text{ porosidad} = [(2.5 * (\text{peso húmedo} - \text{peso seco})) / (2.5 * (\text{peso húmedo} - \text{peso seco}) + \text{peso seco})] * 100$$

$$\text{Densidad del sedimento seco en la sección} = (100 - \% \text{ porosidad}) * 2.5 / 100$$

Con la densidad calculada y el espesor de la sección se obtiene la masa por unidad de área. La masa acumulada es la suma de las masas por unidad de área hasta la profundidad en cuestión.

A continuación se describen los análisis que se realizaron para cada una de las secciones de ambos núcleos (4VB y 8VB).

Tabla 1. Descripción visual de los núcleos 1VB, 2VB y 5VB.

Núcleo	Posición	Longitud (cm)	Descripción
1VB	N 19° 10.831' W 100° 8.023'	46	Laminado de bandas claras y oscuras.
2VB	N 19° 10.929' W 100° 8.249'	37	Superficie negra seguida de un laminado de bandas claras y oscuras hasta los 18 cm de profundidad, de los 18 cm a los 33 cm de profundidad un sedimento café homogéneo y un fondo oscuro de los 33 cm al fondo del núcleo (37cm).
5VB	N 19° 12.181' W 100° 9.579'	51	De la superficie hasta 8 cm de profundidad un material negro, de los 8 cm a los 22 cm de profundidad un sedimento café y negro con muy poca laminación, de los 22 cm a los 29 cm de profundidad un material laminado esponjoso y oscuro, de los 29 cm a los 34 cm de profundidad hay laminaciones negras y café claro, de los 34 cm a los 49 cm de profundidad una mezcla de sedimentos verde-café y 3 cm negros de fondo.

4.1. Granulometría

La distribución de tamaño de grano de los sedimentos se obtuvo usando el método estándar de tamizado para separación de arenas y pipeteo para separación de limos y arcillas (Folk, 1974). Se oxidó la materia orgánica con peróxido de hidrógeno, después se lavó el sedimento con agua desionizada para eliminar los residuos de peróxido de hidrógeno, se secó y pesó. Posteriormente, la muestra se pasó por un tamiz de 63 micras (malla 230) donde se separaron las arenas de la fracción fina (limos y arcillas). La fracción fina se recuperó y fue resuspendida en agua destilada en una probeta de 1000 ml; se añadieron 8 g de hexametáfosfato de sodio $(\text{NaPO}_3)_6$ como dispersante. Se agitó y se realizaron dos pipeteos de 25 ml: el primero, a 20 cm de la superficie a los 20 segundos transcurridos después de la agitación, que representa los limos y arcillas totales; y el segundo, a 5 cm de la superficie a los 55 minutos después de la agitación, que representa la fracción de las arcillas. Se calcularon los porcentajes de cada una de las fracciones con respecto al peso total de la muestra.

4.2. Fósforo

El fósforo total (P) se determinó mediante el método del ácido ascórbico, donde se tomaron aproximadamente 0.3 gramos de sedimento y se calcinaron en una mufla a 550 °C durante 1 hora, después se resuspendió la muestra en HCl 1N y se aforó a 20 ml en un tubo de centrifuga (se registró el peso exacto de la muestra aforada). Posteriormente, la muestra se puso (10 minutos) en baño sónico “Ultrasonic Cleaner, Branson B-220” y se centrifugó por 10 minutos a 3,000 rpm (radio de 7 cm). Se tomó una alícuota de 0.1 ml de la muestra y se agregaron 10 ml de agua desionizada, 0.25 ml de reactivo MIXTO y 0.25 ml de solución de ácido ascórbico. El reactivo MIXTO contiene 1.25 g de molibdato de amonio, 14.5 ml de agua desionizada, 35 ml de H₂SO₄ 4.5 M y 0.05 de tartrato de antimonio potásico (C₈H₄K₂O₁₂Sb₂). La solución de ácido ascórbico contiene 1 g de ácido ascórbico (C₆H₈O₆) en 5 ml de agua desionizada y 5 ml de H₂SO₄ 4.5 M.

Después de 10 minutos se midió su absorbancia a 880 nm. La curva de calibración fue preparada con KH₂PO₄ como estándar (Strickland et al., 1972; Rosales-Hoz, 1980).

4.3. Carbono y Nitrógeno

El carbono total (CT), carbono orgánico (CO) y nitrógeno total (N) fueron medidos por la técnica de combustión usando un analizador elemental “CE Instruments Flash EA 1112, CHNS-O Analyzer Thermo Quest” (Andrews et al., 1998). Para el CT se tomó aproximadamente 9 mg de sedimento seco y se analizó directamente; para el CO, el sedimento fue previamente acidificado con HCl (1 M) para disolver los CaCO₃, se lavó con agua desionizada, se secó a 90° C y se analizó. El CaCO₃ fue estimado mediante la resta (CT-CO).

Para la exactitud y precisión (ver 4.6. y Tabla 2) del método se usó un estándar de Sulfanilamida Thermo Quest (C 41.84 % y N 16.27 %) y un material (suelo) de referencia certificado LECO 502-309 (C 10.14 %. y N 0.8 %).

4.4. Metales

Los metales fueron medidos por espectroscopía de absorción atómica usando soluciones patrón para las curvas de calibración y sedimento lacustre MRC IAEA/SL-3 para la exactitud del método (ver 4.6. y Tabla 2).

Las muestras de sedimento (0.5 g) se digirieron en una mezcla 5:4:1 de HNO₃+HCl+HF, en contenedores de teflón herméticamente cerrados, durante 12 horas, en una plancha caliente a 150 °C (Loring y Rantala, 1992). La muestra digerida se le agregó 1 g de H₃BO₃ y se aforó a 50 ml con agua desionizada y se centrifugó durante 10 min.

Se usó un espectrofotómetro de absorción atómica Varian SpectrAA con lámpara de corrección por deuterio. El Al, Fe y Mn fueron analizados a la flama (N₂O), y el Li con horno de grafito.

4.5. Geocronología basada en el método de ²¹⁰Pb

La cantidad de ²¹⁰Pb en la muestra fue inferida a través de la actividad de su nieto ²¹⁰Po asumiendo un equilibrio secular entre ellos. Se tomaron 0.3 g de sedimento y se le añadió una cantidad conocida de ²⁰⁹Po como trazador y se sometió a una digestión ácida (mismo método de digestión de sedimentos para el análisis de metales). El residuo fue convertido a una sal de cloruro por una repetida evaporación con HCl concentrado. El residuo se resuspendió en HCl 0.5 M, se centrifugó y se recuperó el sobrenadante en un vaso de precipitado de 250 ml de capacidad. Se llevó a un volumen aproximado de 100 ml y agregaron aproximadamente 0.3 g de ácido ascórbico para reducir el Fe presente en la muestra y evitar interferencias durante el depósito espontáneo de los isótopos de Po. Posteriormente se introdujo un disco de plata en la solución y la muestra se puso en agitación en un agitador orbital durante 12 horas a temperatura ambiente (Flynn, 1968; Hamilton y Smith, 1986). Los blancos se sometieron al mismo procedimiento para identificar posibles fuentes de contaminación en los reactivos y/o el área de trabajo.

La actividad de ambos isótopos (²¹⁰Po y ²⁰⁹Po) en el disco de plata fue medida con un espectrómetro de partículas alfa (α) con detectores AMETEK-ORTEC de barrera superficial de

silicón acoplados a una computadora funcionando bajo el programa de adquisición de datos "Maestro™". La actividad de ambos isótopos (^{210}Po y ^{209}Po) se midió en dpm (decaimientos por minuto), registrando por lo menos 1000 cuentas (decaimientos) para cada isótopo durante el tiempo que fuera necesario.

La incertidumbre en la determinación de la actividad de los isótopos ^{210}Po y ^{209}Po es cercana al 3 % si se tiene como mínimo 1000 cuentas.

$$\% \text{ Incertidumbre} = (n^{-1/2}) * 100$$

n = número de cuentas

La actividad de ^{210}Po obtenida del conteo del disco de plata se corrigió mediante la recuperación de ^{209}Po (actividad depositada al inicio del análisis/actividad recuperada en el análisis), asumiendo que ambos isótopos tienen un comportamiento químico idéntico. La actividad corregida de ^{210}Po se dividió entre el peso de sedimento analizado para obtener la actividad específica (dpm g^{-1}).

Bajo condiciones de sedimentación uniforme y asumiendo este suministro constante de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de la atmósfera, la distribución vertical de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ en una columna sedimentaria debe aproximarse a una curva de decaimiento exponencial, con la actividad disminuyendo con la profundidad (Lee *et al*, 2001). Conociendo la actividad inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de la capa superficial, las actividades de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de las capas más profundas pueden ser usadas para estimar el tiempo que ha transcurrido desde que cada capa estaba en la superficie de la columna sedimentaria (Goldberg, 1963; Appleby y Oldfield, 1992).

En los casos de sedimentación uniforme, tenemos una tasa constante de acumulación de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, en la que cada capa de material acumulado tendrá la misma actividad inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. Al graficar el logaritmo de la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (eje de las ordenadas "Y") contra la masa acumulada (g cm^{-2}) de cada capa de sedimento (eje de las abscisas "X"), la relación describe una recta. Cuando esta condición se cumple, la pendiente de la recta de regresión permite obtener la tasa de acumulación sedimentaria constante y, con base en esto, estimar la edad de los sedimentos de acuerdo con las fórmulas siguientes:

$$r = - \lambda / m$$

$$\text{Edad (años)} = m_{\text{acum}} / r$$

Donde r = tasa de acumulación ($\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$), λ = constante de decaimiento de ^{210}Pb (0.03114 año^{-1}), m = pendiente y la m_{acum} se refiere a la masa acumulada (g cm^{-2}) determinada para cada estrato del núcleo sedimentario.

El método anterior se conoce como el modelo CF:CS (flujo constante de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, tasa de sedimentación constante), el perfil de la actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ debe mostrar forzosamente una caída exponencial con respecto a la profundidad y asume que: (a) la concentración inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en cada estrato ha sido constante; (b) la tasa de acumulación sedimentaria ha sido prácticamente constante a lo largo del tiempo transcurrido y (c) que las concentraciones de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en cada estrato son el resultado únicamente del decaimiento exponencial.

El modelo CIC (concentración inicial constante) se aplica cuando el logaritmo de la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ contra la masa acumulada (g cm^{-2}) muestra más de una pendiente, indicando que la tasa de sedimentación varió en el sitio de interés. Este modelo localiza y fracciona las partes del perfil en las que la actividad muestra una caída exponencial constante con respecto a la profundidad, y calcula la tasa de acumulación para cada una de estas secciones con base en el modelo CF:CS. Por lo tanto, las secciones en el perfil son el resultado de que la tasa de sedimentación se mantuvo relativamente constante durante el periodo de tiempo que comprende cada sección.

No obstante, debido a los dramáticos cambios ambientales que han ocurrido en los últimos 150 años, las tasas de acumulación de muchos ambientes han variado significativamente y, en donde ha sucedido esto, los perfiles logarítmicos de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ contra la masa acumulada no son lineales. En estos casos, las tasas de acumulación cambiantes son el resultado de variaciones en la actividad inicial de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, resultado de la dilución por incremento en el material sedimentario o bien, de la concentración por reducción en el flujo de sedimentos. Así que para construir una cronología confiable con este radionúclido es necesario emplear un modelo que considere estas variaciones. Uno de estos modelos es el CRS (por sus siglas en inglés: constant rate of supply), el cual permite variaciones en la tasa de sedimentación asumiendo (al igual que en el CF:CS y CIC) que el flujo atmosférico de ^{210}Pb al sedimento permanece constante en el tiempo, y cualquier variación en la actividad inicial de este radionúclido está relacionada a cambios en la tasa de sedimentación, lo cual es particularmente cierto cuando la fuente de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ es completamente atmosférica. Este modelo considera la dilución de las actividades de dicho radionúclido por sedimentación acelerada y, por lo tanto, puede explicar

picos de actividad subsuperficiales. El modelo CRS produce una edad para cada intervalo de profundidad de un núcleo muestreado empleando el inventario de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ acumulada residual por debajo de la profundidad ó masa acumulada en cuestión), pudiéndose calcular las tasas de sedimentación para cada intervalo. El criterio básico para emplear este modelo es que el inventario total de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en el núcleo sea comparable con el esperado del flujo atmosférico directo regional, que es de aproximadamente $0.5 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ($83.3 \text{ Bq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) (Turekian *et al*, 1977; McCaffrey *et al.*, 1980; Appleby y Oldfield, 1992; Cochran *et al.*, 1998b; Ruiz Fernández *et al.*, 2002). Para calcular el flujo atmosférico se divide el inventario total de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ entre la vida media del ^{210}Pb (22.26 años).

En este modelo, el inventario total de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ es la suma del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ de cada sección del núcleo hasta el punto en el que la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ alcanza el equilibrio radiactivo con el $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ (^{226}Ra). En la práctica, esta profundidad de equilibrio frecuentemente no está bien definida y su punto final no siempre se encuentra fácilmente. Dado que se pueden obtener imprecisiones sustanciales cuando el valor del inventario total está incompleto, particularmente en la edad de las muestras más cercanas al punto de equilibrio, es muy importante determinar este parámetro con sumo cuidado.

Las actividades de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, el inventario total (Q_0), el inventario acumulado debajo de la profundidad n (Q_n), la edad (t_n), la tasa de sedimentación (S_n) y la tasa de acumulación (W_n) se obtienen por medio de las siguientes ecuaciones:

$$Pb_{xs} = Pb_{tot} - Pb_{sop}$$

$$Q_0 = \sum_z^i (p_n h_n A_n)$$

$$Q_n = Q_0 - \sum_n^i (p_n h_n A_n)$$

$$Q_n = Q_0 e^{-\lambda t}$$

$$t_n = (\ln(Q_n/Q_0))/-\lambda$$

$$S_n = \frac{h_n}{t_n - t_{n-1}}$$

$$W_n = \frac{h_n p_n}{t_n - t_{n-1}}$$

Donde:

i = primer intervalo de profundidad

n = n - ésimo intervalo de profundidad

z = último intervalo de profundidad con Pb_{xs}

p = densidad del intervalo ($g\ cm^{-3}$)

h = espesor del intervalo (cm)

A = actividad de Pb_{xs} del intervalo ($dpm\ g^{-1}$)

λ = constante de decaimiento radiactivo ($0.03114\ años^{-1}$)

t = edad del intervalo (años)

En el caso de que el núcleo no tenga la longitud necesaria para alcanzar la profundidad donde solo hay $^{210}Pb_{sop}$ (i.e. actividad de ^{210}Pb mínima asintótica ó profundidad de equilibrio $^{210}Pb - ^{226}Ra$), el inventario de $^{210}Pb_{xs}$ estará incompleto y será necesario estimar la fracción faltante para complementarlo. Uno de los métodos matemáticos propuestos para corregir este déficit se basa en la fórmula siguiente (Appleby, 2001):

$$Q_0 = Q_N + Q_b$$

$$Q_b = \frac{1}{2} C_N (m_{equ} - m_N)$$

Donde m_N es la masa acumulada ($g\ cm^{-2}$) en el último punto medido por encima de la profundidad de equilibrio $^{210}Pb - ^{226}Ra$, C_N es la actividad de $^{210}Pb_{xs}$ por gramo de sedimento en el último punto medido por encima de la profundidad de equilibrio, m_{equ} es la masa acumulada ($g\ cm^{-2}$) en el punto de equilibrio ($^{210}Pb_{xs} = 0$), Q_N es el inventario total incompleto y Q_b es el inventario faltante para alcanzar el inventario total de $^{210}Pb_{xs}$ (Q_0). Para estimar la profundidad de equilibrio efectiva (m_{equ}) se puede utilizar una curva de regresión entre $^{210}Pb_{xs}$ y la masa acumulada de la parte más profunda del núcleo; y se extrapola el valor de masa acumulada que correspondería a un valor de $^{210}Pb_{xs}=0$. Una vez obtenido el valor Q_b , este se suma al valor de Q_N para obtener el inventario total real (Q_0) y calcular tanto las edades a cada estrato del núcleo sedimentario, como las tasas de sedimentación y acumulación correspondientes.

Comúnmente la cronología con ^{210}Pb se corrobora con el ^{137}Cs ; este marcador (^{137}Cs) provee de mayor precisión al fechado, ya que a través de dos métodos distintos se obtiene la edad (Ruiz Fernández *et al.*, 2005). El ^{137}Cs es producto de la fisión nuclear del ^{235}U , que fue liberado a nivel global de manera abundante en la época de 1957 a 1964 como consecuencia de las reiteradas pruebas nucleares, y presenta un pico máximo en 1963 (Walling and He, 1992; Carroll *et al.*, 1999). Existe otro pico de ^{137}Cs provocado por el accidente de Chernobyl en 1986 (Sugai *et al.*, 1994). En este caso, en tanto se cuenta con datos de marcadores isotópicos, se utilizaron marcadores asociados a la historia del embalse. En particular, el cambio asociado a la inundación del embalse y otros asociados al nivel del embalse, que se detallan en la sección 5.3.

4.6. Precisión, exactitud y metodología estadística

La precisión es la variabilidad aleatoria del procedimiento analítico y una manera de estimarla es con el coeficiente de variación (CV). Para determinar el CV se estimó mediante el análisis de 3 réplicas de una misma muestra y calculó el promedio y la desviación estándar de los resultados obtenidos. El CV (Tabla 2) se calculó mediante la fórmula:

$$\text{CV (\%)} = (\text{desviación estándar} / \text{promedio}) * 100$$

La exactitud del método se estimó mediante el porcentaje de recuperación (% R), que fue calculado dividiendo el valor conocido de una muestra de material de referencia certificado MRC, entre el valor obtenido para la misma muestra en las condiciones del laboratorio.

$$\% \text{ R} = (\text{valor medido} * 100) / \text{valor conocido}$$

Se comprobó la normalidad de los datos con una prueba Kolmogorov-Smirnov y se realizó un análisis de componentes principales. Dicho análisis consiste en la agrupación de las variables de una matriz de correlación en otra importante llamada "Factor".

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. Precisión y exactitud

El CV (Tabla 2) indica que las variables estimadas a través del analizador elemental (CT, CO y N) son las más precisas con un CV = 1%. Para el análisis de P se registró un CV cercano al 6 % y para los metales el CV presentó su máximo (8 %) con el Fe y en orden descendente siguió el Li, Mn y Al.

El porcentaje de recuperación (% R) más bajo fue el del Al con 88 %, mientras que el CT y el Mn presentaron un % R muy cercano al 100%. Tanto el Fe como el N presentaron un % R de aproximadamente 107 %, esto indica que la muestras podrían estar siendo sobre estimadas en un 7 %.

No fue posible calcular el % R (exactitud) para el Li, P y CO, ya que no se contaba con un material de referencia certificado que los incluyera.

Tabla 2. Precisión y exactitud de los análisis de metales y nutrientes.

Variable	Valor reportado	Valor medido	n	% R	CV (%)
	Mat. Ref. Certificado (mínimo – máximo)	Mat. Ref. Certificado \pm s			
Al (%)	2.45 (2.33 - 2.57)*	2.166 \pm 0.034	3	88	1.55
Fe (%)	1.03 (0.85 - 1.21)*	1.106 \pm 0.090	3	107	8.12
Li (μ g/g)	n.r.	13.04 \pm 0.770	3	-	5.91
Mn (mg/g)	0.39 (0.30 - 0.48)*	0.388 \pm 0.011	3	99	2.84
P (mg/g)	n.r.	0.769 \pm 0.044	4	-	5.72
N (%)	0.80 (0.78 - 0.82)**	0.860 \pm 0.006	4	107	0.74
CT (%)	10.14 (10.04 - 10.24)**	9.805 \pm 0.089	4	97	0.90
CO (%)	n.r.	2.458 \pm 0.024	4	-	0.98

n.r. = no reportado.

* IAEA SL-3

** LECO 502-309

5.2. Caracterización biogeoquímica de los sedimentos

En la tabla 3 se presentan los intervalos y la media de los valores obtenidos para la composición textural y nutrientes de los núcleos 4VB y 8VB: porosidad, densidad, masa acumulativa, carbonatos, Al, Fe, Li, Mn, CT, CO, CaCO₃, N y P. En vista que existen variaciones importantes en la porosidad y densidad de los sedimentos, lo cual puede ocasionar apreciaciones erróneas de los cambios en las variables biogeoquímicas analizadas en este estudio, principalmente relacionadas con la compactación, se presentarán los perfiles en profundidad normalizada, es decir, como masa acumulada (peso en gramos por unidad de área).

Tabla 3. Parámetros biogeoquímicos. Se muestra el Intervalo, valor promedio y desviación estándar de la composición de los sedimentos en los núcleos 4VB y 8VB.

Variable	4VB		8VB	
	Min - max	Media ± s	Min - max	Media ± s
Porosidad (%)	86 - 98	93 ± 2.8	74 - 99	90 ± 5.5
Densidad (g cm ⁻³)	0.04 - 0.34	0.17 ± 0.07	0.03 - 0.65	0.24 ± 0.14
Masa acumulada (g cm ⁻²)	0.01 - 7.60	3 ± 2.25	0.02 - 21.9	7.3 ± 6.5
Limos (%)	0 - 53	15 ± 12	0 - 56	11 ± 11
Arcillas (%)	47 - 100	84 ± 12	44 - 100	89 ± 11
Al (%)	4 - 13	9 ± 2.5	2 - 14	10 ± 2.7
Li (µg g ⁻¹)	3.2 - 22.6	11.3 ± 4.5	2.7 - 15.3	9 ± 2.3
Fe (%)	2 - 5	3.7 ± 0.7	1 - 6	4 ± 0.8
Mn (mg g ⁻¹)	0.3 - 0.7	0.5 ± 0.1	0.2 - 1.6	0.6 ± 0.3
CT (%)	1.9 - 6.5	3.4 ± 1.3	1.6 - 8.4	3.5 ± 1.7
CO (%)	1.4 - 5.1	2.6 ± 1	1.2 - 7	2.7 ± 1.4
CaCO ₃ (%)	0.4 - 1.4	0.74 ± 0.3	0.3 - 2	0.8 ± 0.4
N (%)	0.2 - 0.9	0.5 ± 0.2	0.3 - 1.2	0.5 ± 0.2
P (mg g ⁻¹)	0.2 - 0.74	0.5 ± 0.1	0.3 - 1	0.5 ± 0.2
²¹⁰ Pb _{tot} (Bq kg ⁻¹)	46 - 144	73 ± 26	40 - 136	63 ± 22

5.2.1. Densidad, porosidad y granulometría

Como era de esperarse, en ambos núcleos estudiados la densidad aumentó en general con la masa acumulada (Fig. 6), aunque en el núcleo 4VB presentó un segmento (de 1.6 g cm⁻² hasta los 3.16 g cm⁻²) donde esta tendencia se invirtió, coincidiendo con la descripción (Tabla 1) del núcleo 5VB (Fig. 2) de 7 cm de un segmento con bandas de material oscuro y esponjoso.

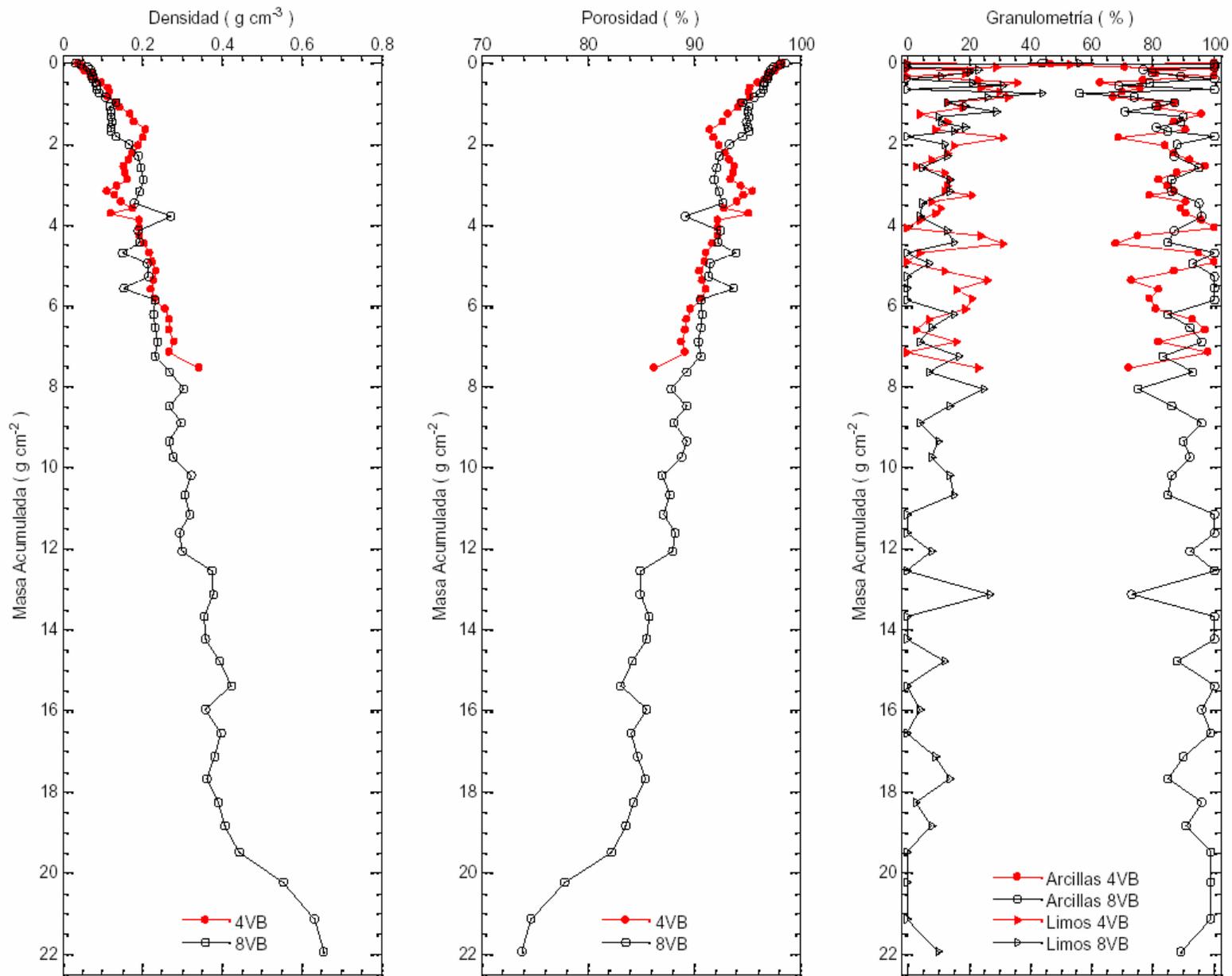


Figura 6.- Perfiles de densidad, porosidad y granulometría con respecto a la masa acumulada para ambos núcleos (4VB y 8VB).

En el núcleo 8VB se observa que la densidad aumenta con la masa acumulada de manera más o menos regular en casi todo el núcleo, con algunas oscilaciones, entre las que resalta un incremento brusco de la densidad alrededor de los 12.5 g cm^{-2} . Sin embargo, el rasgo más notorio de este núcleo se encuentra en la parte más profunda, donde se presenta el cambio más importante en la densidad. Este drástico incremento, aunado a los que se encontraron en el carbono y el nitrógeno (que se describen más adelante), sugieren la posibilidad de que en este núcleo se haya alcanzado a penetrar hasta el suelo previo a la construcción del embalse, como se pretendía.

En el caso del núcleo 4VB, si bien no se presenta un incremento con la magnitud del del núcleo 8VB, el núcleo también termina con un salto de la densidad en la última sección del núcleo. Este brusco incremento en la densidad del sedimento probablemente haya sido determinante de que en este caso el nucleador ya no penetrara más allá de este punto y, presumiblemente, en este caso no alcanzara a llegar al suelo previo al embalse.

La porosidad (Fig. 6) en ambos núcleos sedimentarios presenta un patrón inverso al de la densidad. En general la porosidad fue bastante elevada, alcanzado valores de más del 80 %, con excepción de los tres datos más profundos del núcleo 8VB, donde la porosidad se reduce del 80 al 70 %.

La porosidad en el núcleo 4VB sigue una tendencia a disminuir con la masa acumulada, con excepción del intervalo de 1.6 g cm^{-2} a los 3.16 g cm^{-2} , donde la tendencia se invierte y aumenta proporcionalmente con la masa acumulada. Al igual que en la densidad, la última sección del núcleo 4VB muestra un salto que sugiere un cambio importante en los sedimentos.

Los perfiles de distribución de tamaño de grano (Fig. 6) muestran que los núcleos 4VB y 8VB están constituidos principalmente de sedimento arcilloso. La proporción de limos oscila fuertemente entre 0 y 40 %, siendo en promedio menor al 20 % en ambos núcleos, si bien en el 4VB es ligeramente mayor que en el 8VB (Tabla 3). Es notorio que no hay coincidencia en los patrones de variación granulométrica, con respecto a la masa acumulada normalizada, entre ambos núcleos.

5.2.2. Metales y CaCO₃

La concentración de todos los metales (Fe, Al, Li y Mn) en ambos núcleos (4VB y 8VB) presentaron valores dentro del intervalo de concentración esperado según lo reportado para suelos y corteza terrestre (Taylor, 1964; Aguirre, 2001).

El Fe y el Al mostraron un perfil muy parecido en ambos núcleos (Fig. 7). Se observan que ambos metales (Fe y Al) aumentan con la masa acumulada hasta los 6 g cm⁻², pasando de 1.5 a 4.5 % en el caso del Fe y de 3 a 12 % en el del Al. A partir de los 6 g cm⁻² el Al oscila entre 11 y 14 % y el Fe entre 4 y 5 % aproximadamente.

El comportamiento del perfil de Fe y Al puede ser el resultado de dos efectos combinados: (1) la dilución por la acumulación de materia orgánica en la superficie, que se va atenuando en capas más profundas debido a la degradación y (2) la acumulación de metales por efecto de la compactación. Con los valores reportados para la corteza terrestre y el tipo de suelo (ver sección 3.2.), se infiere que ambos metales (Fe y Al) provienen principalmente de fuentes litogénicas.

De los metales analizados (Fe, Al, Li y Mn), el Li presenta el perfil (Fig. 7) que más difiere entre ambos núcleos. El núcleo 8VB muestra oscilaciones en la parte superficial (0 - 2 g cm⁻²) de 3 µg g⁻¹ hasta 12 µg g⁻¹, con dos picos de 15 µg g⁻¹; el segmento siguiente (2 - 8 g cm⁻²) muestra oscilaciones menores que van de 8 µg g⁻¹ a 12 µg g⁻¹ y, a partir de los 8 g cm⁻², las concentraciones se mantienen entre 7 µg g⁻¹ y 9 µg g⁻¹, con excepción de los últimos cuatro datos que aumentan progresivamente de 9 µg g⁻¹ a 12 µg g⁻¹. El perfil de Li en el núcleo 4VB (Fig. 7) muestra oscilaciones considerablemente mayores a las del núcleo 8VB, de manera que no muestran una tendencia clara. Entre la superficie y los 5 g cm⁻², estas oscilaciones van de 4 µg g⁻¹ a 19 µg g⁻¹, con dos picos de 22 µg g⁻¹, posteriormente de los 5 g cm⁻² hasta el fondo (7.5 g cm⁻²), el perfil deja de oscilar fuertemente y las concentraciones se mantienen entre 13 µg g⁻¹ y 18 µg g⁻¹.

La concentración reportada para el Li (20 µg g⁻¹) en la corteza terrestre (Taylor, 1964) indica que no hay aportes diferentes al litogénico y el comportamiento sin tendencia clara en la parte superficial del núcleo 8VB y casi todo el núcleo 4VB sugiere que el Li podría estar siendo sensible a procesos diagenéticos y/o que la variabilidad y la divergencia entre ambos núcleos pueda deberse a problemas asociados a la determinación analítica.

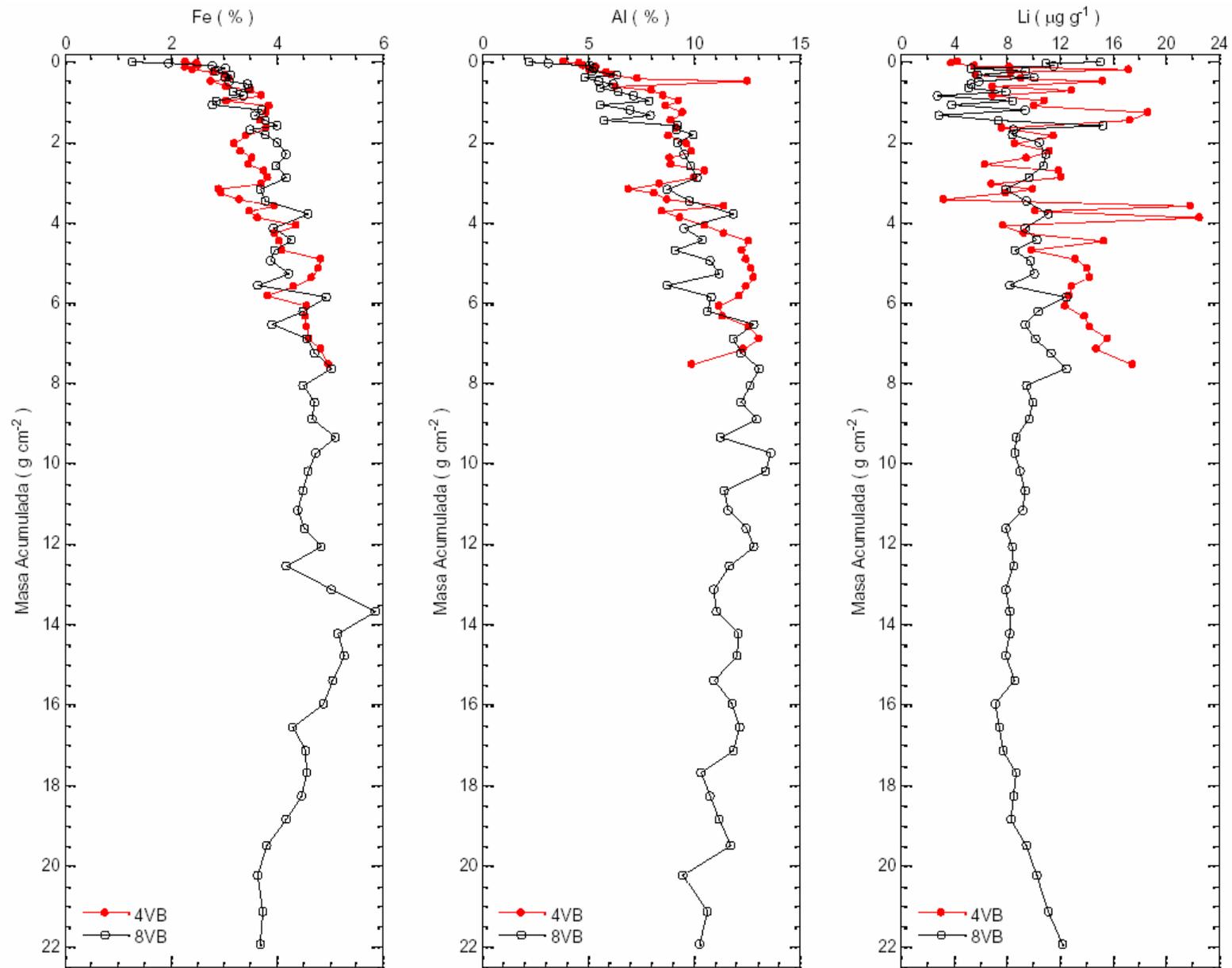


Figura 7.- Perfiles de Fe, Al y Li con respecto a la masa acumulada para ambos núcleos (4VB y 8VB).

El perfil de Mn (Fig. 8) en el núcleo 8VB presenta una disminución de 0.6 mg g^{-1} hasta 0.2 mg g^{-1} de la superficie hasta la masa acumulada de 1 g cm^{-2} , después presenta un incremento progresivo hasta 0.5 mg g^{-1} a los 2 g cm^{-2} , de los 2 g cm^{-2} a los 9 g cm^{-2} la concentración se mantiene entre 0.4 mg g^{-1} y 0.5 mg g^{-1} , hasta que, posteriormente, entre los 9 g cm^{-2} y los 12.5 g cm^{-2} se presenta un segmento de mayores concentraciones, con picos de entre 0.7 mg g^{-1} y 0.8 mg g^{-1} .

A partir de los 12.5 g cm^{-2} se presenta en el perfil de Mn del núcleo 8VB un cambio radical que da lugar un segmento (que llega hasta los 16 g cm^{-2}), donde se observan concentraciones considerablemente más elevadas al resto del núcleo y que oscilan entre 1 mg g^{-1} y 1.5 mg g^{-1} . Es interesante notar que el inicio de este segmento coincide con el incremento brusco en la densidad - y la reducción asociada de la porosidad - que se describieron en la sección 5.2.1. Después de este segmento, el núcleo regresa nuevamente (entre 16.5 g cm^{-2} y 18 g cm^{-2}) a concentraciones de Mn de aproximadamente 0.6 mg g^{-1} . Finalmente, después de un pequeño incremento a 0.8 mg g^{-1} , se presenta una disminución progresiva en la parte final del núcleo (22 g cm^{-2}) de 0.8 mg g^{-1} a 0.3 mg g^{-1} .

Dado que el sistema Mn(IV)/Mn(II) ($E^0_h(w) = +0.53$) es el siguiente, después del consumo de oxígeno ($E^0_h(w) = +0.81$) y de la reducción del nitrógeno ($E^0_h(w) = +0.75$) en la secuencia redox (Stumm y Morgan, 1981), bs contrastantes segmentos que muestra el perfil de Mn podrían estar evidenciando cambios importantes en el sistema de óxido-reducción en los sedimentos de VB. En particular, la capa entre los 12.5 g cm^{-2} y los 16 g cm^{-2} , donde las concentraciones de Mn aumentan a casi el triple de las del resto del núcleo, podría corresponder a un periodo dominado por una alta oxigenación en el fondo del embalse. Por ello, en adelante denominaremos a este segmento como la “etapa óxica” del embalse.

En un sistema eutrófico, la oxigenación permanente del fondo solamente puede presentarse bajo condiciones de mezcla continua de la columna de agua. Según la clasificación de Lewis (1983), para un embalse en la latitud de Valle de Bravo, con una columna de agua de menos de 30 m el embalse sería polimíctico discontinuo y con una columna de agua de menos de 20 m polimíctico continuo. Teniendo cautela con dicha clasificación y considerando los fuertes vientos y la morfología del embalse, si con 1830 msnm la zona de la cortina (8VB) tiene una profundidad media de 21 m y una máxima de 38 m, con un nivel por debajo de 1822 msnm, Valle de Bravo podría ser polimíctico discontinuo y por debajo de los 1817 m altitud, polimíctico continuo aún en la zona de la cortina.

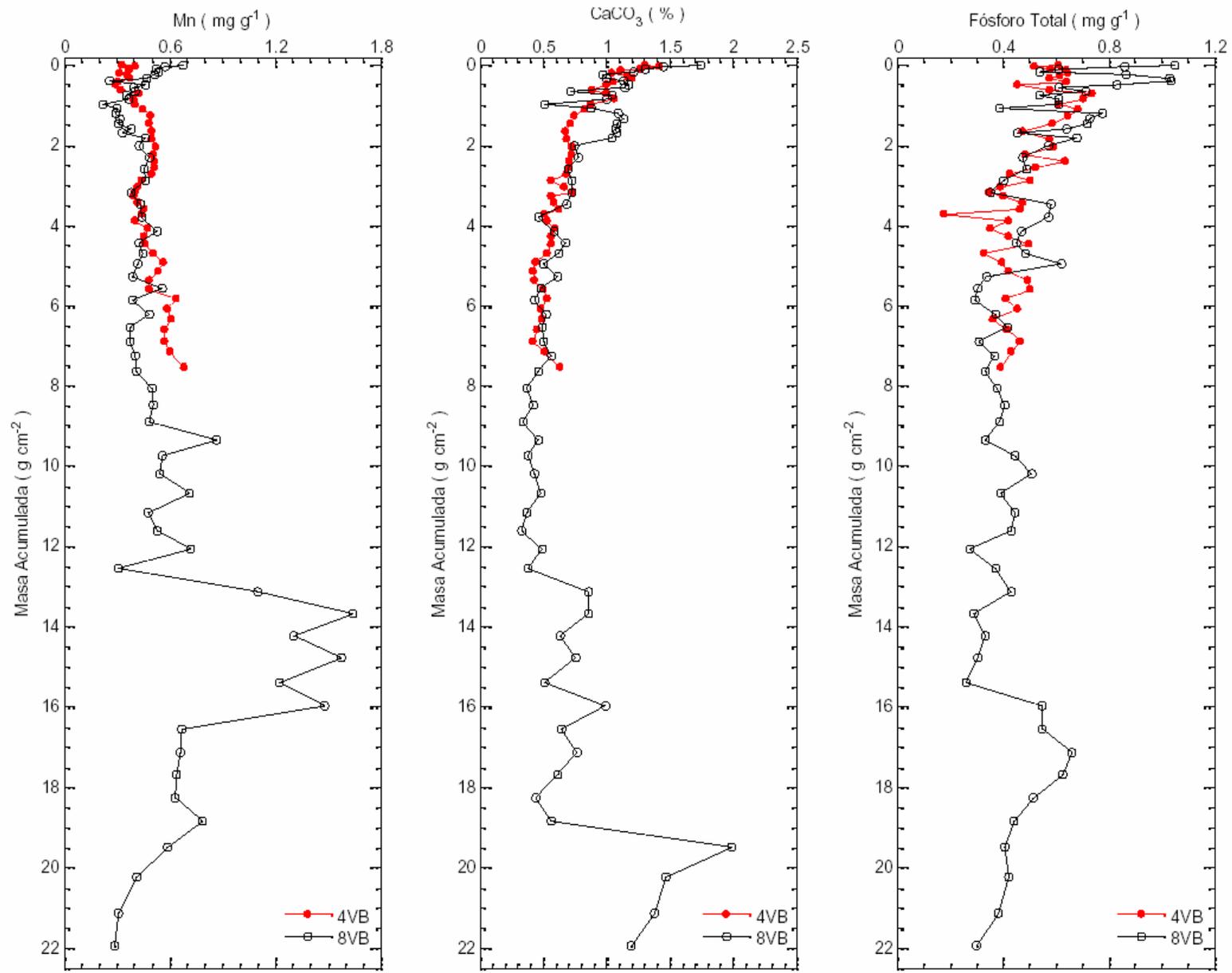


Figura 8.- Perfiles de Mn, CaCO₃ y P con respecto a la masa acumulada para ambos núcleos (4VB y 8VB).

Dado que la zona de la cortina es la más profunda del embalse, y la profundidad media es de 21 m, las condiciones para la mezcla en VB seguramente se presentarán con reducciones del nivel aún menores. Tomando en cuenta las amplias variaciones de nivel a que fue sometido el embalse de 1950 a 1980 (Fig. 3), cuando era utilizado para la generación de electricidad, resulta altamente probable que durante este período haya presentado etapas de comportamiento polimíctico, con plena oxigenación hasta el fondo del lago.

Para el núcleo 4VB las concentraciones de Mn (Fig. 8) oscilan tenuemente a lo largo del núcleo, con una ligera tendencia a aumentar con la masa acumulada, particularmente en la parte final. De la superficie hasta los 3 g cm⁻² la concentración presenta un intervalo de 0.3 mg g⁻¹ a 0.6 mg g⁻¹, en el resto del núcleo, de los 3 g cm⁻² hasta el final (7.5 g cm⁻²) las concentraciones aumentan desde los 0.4 mg g⁻¹ hasta los 0.7 mg g⁻¹, alcanzando valores similares a los que el núcleo 8VB presenta en el segmento de entre los 9 g cm⁻² y los 13 g cm⁻². Sin embargo, en este núcleo ya no se presenta una capa con concentraciones en el rango 1 mg g⁻¹ y 1.5 mg g⁻¹ como la del núcleo 8VB, por lo que es probable que el núcleo 4VB ya no haya penetrado hasta esta época en que parecen haberse presentado condiciones de plena oxigenación del embalse.

El perfil de CaCO₃ (Fig. 8) en el núcleo 8VB inicia con valores superficiales del entre 1.3 % y 1.7 % y presenta una tendencia a disminuir exponencialmente con la masa acumulada de manera similar al carbono orgánico, hasta alcanzar valores cercanos a 0.4 % alrededor de los 12 g cm⁻². A partir de los 13 g cm⁻², de manera similar al caso del Mn, el perfil de carbonatos presenta un segmento en el que las concentraciones se incrementan hasta cerca del 1 %, oscilando alrededor de este valor hasta los 16 g cm⁻², en que bajan nuevamente hacia el 0.5 %. Cabe apuntar, que el inicio de este segmento coincide tanto con el salto de densidad descrito en la sección 5.2.1., así como con el del segmento de alto contenido de Mn que hemos propuesto podría deberse a condiciones de alta oxigenación.

Este segmento, de mayores concentraciones de carbonatos, podría deberse a la presencia de un pH mayor durante este período, lo cual sería consistente con un período de circulación continua -como se propuso a partir del perfil de Mn- dado que la mezcla no permitiría que el pH bajara hasta valores del orden de 6.9, como lo hace actualmente durante la estratificación en VB (Merino-Ibarra *et al.*, en prensa). Al respecto, cabe tener presente que en el relativamente breve (comparado con los intervalos analizados en los núcleos) período de circulación anual que presenta actualmente el embalse el pH sube a 7.8 -al tiempo que el oxígeno alcanza

solamente el 60 % de la saturación- y en el epilimnion, que sí está plenamente saturado de oxígeno, el pH llega a subir hasta 9.

Finalmente, a partir de los 19 g cm⁻² se observa en el perfil de carbonatos del núcleo 8VB un comportamiento similar al de CT y CO (Fig. 10), con la presencia de un pico de 2 % que indica - al igual que esos dos casos- que a partir de esta masa acumulada el segmento corresponde al suelo original anterior a de la creación del embalse.

El perfil de CaCO₃ (Fig. 8) en el núcleo 4VB muestra una disminución de la concentración con respecto a la masa acumulada similar a la de la parte superior del núcleo 8VB, que en este caso cubre todo el rango de variación observado para el núcleo 4VB (de 1.4 % a 0.4 %; Tabla 3). En contraste, al igual que en el caso de CT y CO (Fig. 10), el CaCO₃ del núcleo 4VB no muestra el drástico incremento que hemos asociado con el suelo previo y coincidentemente con el perfil de Mn, el perfil de CaCO₃ indica que en el núcleo 4VB no se alcanzó la profundidad suficiente para observar esta época de fuerte oxigenación que observamos en el núcleo 8VB de los 13 g cm⁻² a los 18 g cm⁻².

5.2.3. CT, CO, N y P

El CO se midió únicamente en el núcleo 8VB por razones de escasez de consumibles del equipo analítico y por tal razón, para estimar la concentración de CO en el núcleo 4VB, primeramente se verificó la existencia de un comportamiento lineal entre el CT y el CO en el núcleo 8VB (Fig. 9).

En virtud de que la ecuación de la regresión lineal (CT y CO del 8VB) tuvo un coeficiente de correlación muy elevado y altamente significativo ($p < 0.05$, $r = 0.99$), los valores del CO del núcleo 4VB (Fig. 10) se estimaron a partir de sus datos de CT mediante la ecuación de regresión obtenida.

En ambos núcleos se observa (Fig. 10) que el perfil de las concentraciones de CT, CO y N con respecto a la masa acumulada muestra la tendencia típica del decaimiento exponencial de la materia orgánica (Martens *et al.*, 1992).

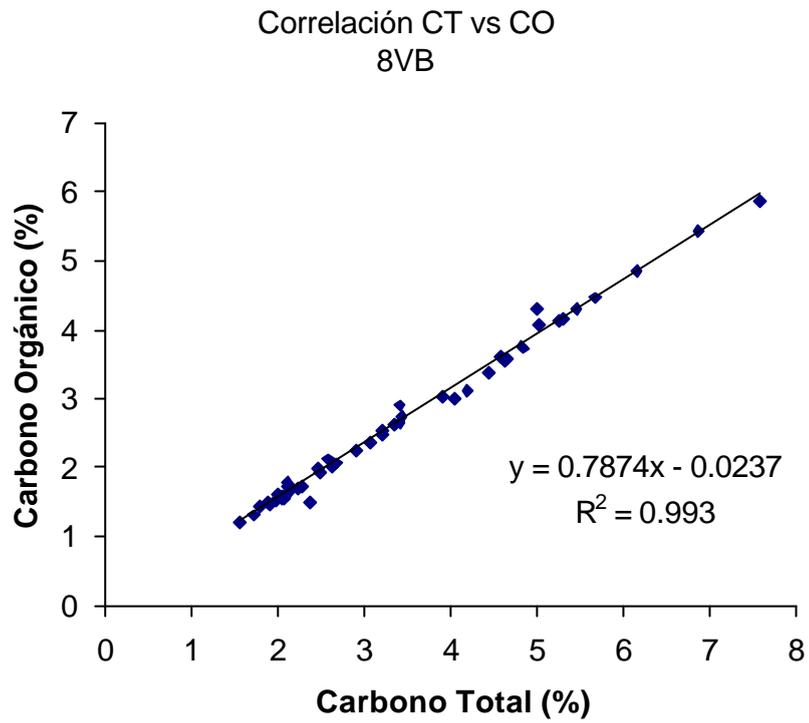


Figura 9. Regresión lineal entre el % en el sedimento seco de carbono total y carbono orgánico para el núcleo 8VB.

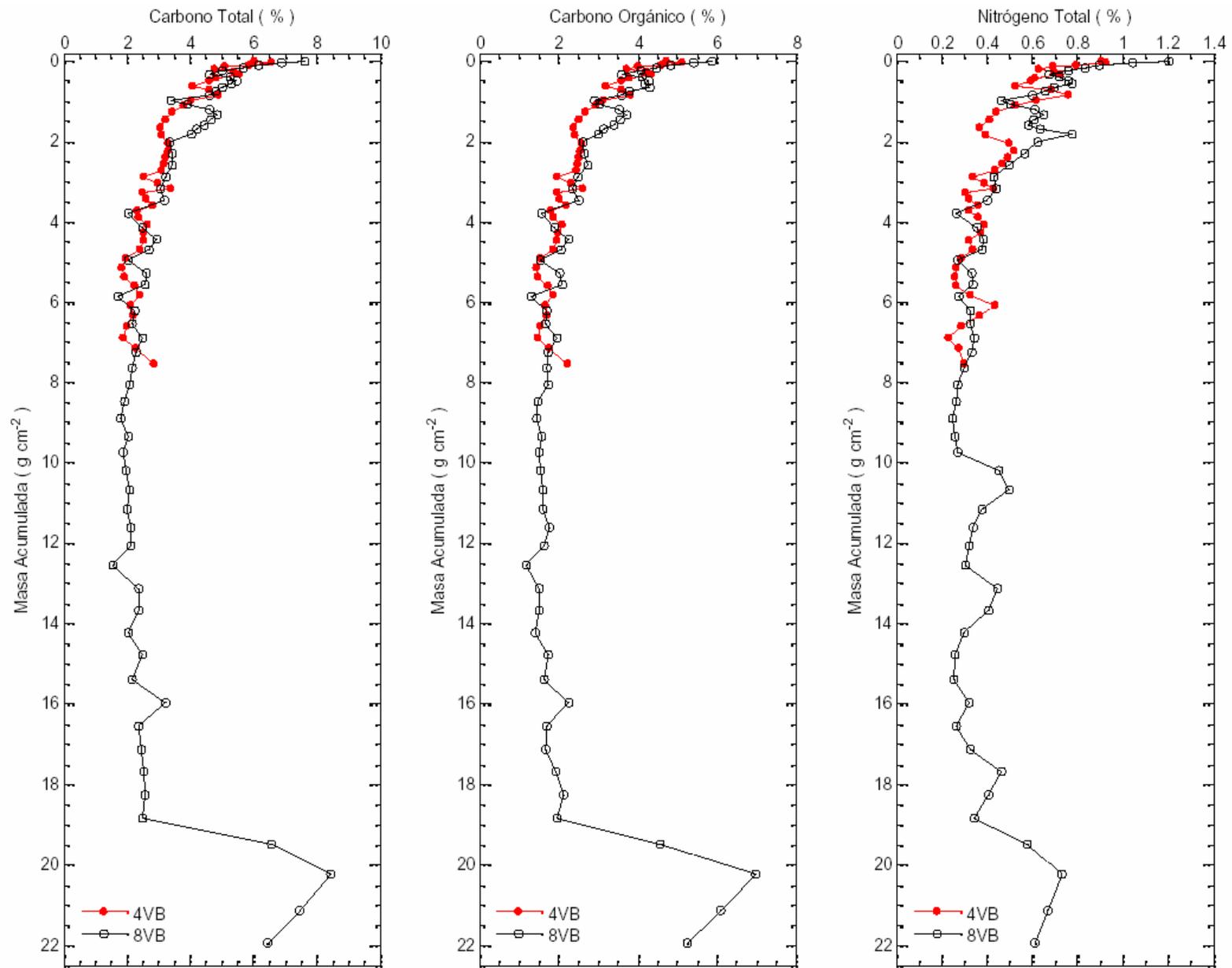


Figura 10.- Perfiles de CT, CO y N con respecto a la masa acumulada para ambos núcleos (4VB y 8VB).

El decaimiento exponencial del CT y CO en el núcleo 8VB (Fig. 10) se presentó hasta la masa acumulada de 9 g cm^{-2} , después de los 9 g cm^{-2} a los 19 g cm^{-2} se observa un ligero incremento y de los 19 g cm^{-2} a los 22 g cm^{-2} (fondo) se observa un drástico incremento que da lugar a un pico de mayor magnitud que la concentración superficial que, al igual que en el caso de otros parámetros antes discutidos, se atribuye al suelo previo al embalse, que sí se logró muestrear en este núcleo.

El perfil de N (Fig. 10) en el núcleo 8VB presenta un decaimiento exponencial de la superficie hasta los 10 g cm^{-2} , de los 10 g cm^{-2} hasta los 19 g cm^{-2} se observan tres picos cercanos a 0.5 % y de los 19 g cm^{-2} hasta el fondo (22 g cm^{-2}), con un patrón similar al del carbono, un pico de 0.7 %. Al igual que el CT, el perfil de N (Fig. 10) en el núcleo 4VB presenta un decaimiento exponencial a lo largo del núcleo con un pico de 0.44 % en la masa acumulada de 6 g cm^{-2} .

Con base en el pico de CT, CO, CaCO_3 , N (Fig. 8 y 10) y en el incremento de la tendencia general de la densidad (Fig. 6) en la parte más profunda del núcleo 8VB, se reafirma que estas 4 secciones corresponden al suelo previo al embalse. De ser correcta esta inferencia (suelo previo) y la inferencia de la época óxica (ver sección 3.5. y 5.2.2.), se deduce que el núcleo 4VB no contiene capas tan antiguas como el núcleo 8VB.

El perfil de P (Fig. 8) en el núcleo 8VB presenta un segmento con concentraciones de 1 mg g^{-1} a 0.6 mg g^{-1} de la parte superficial hasta los 5 g cm^{-2} , de los 5 g cm^{-2} hasta los 15 g cm^{-2} hay un segmento que oscila entre 0.3 mg g^{-1} y 0.4 mg g^{-1} y por último, un pico de 0.66 mg g^{-1} a los 17 g cm^{-2} que decae hasta 0.3 mg g^{-1} en el fondo (22 g cm^{-2}).

El perfil de P (Fig. 8) para el núcleo 4VB oscila entre 0.4 mg g^{-1} y 0.74 mg g^{-1} de la superficie hasta los 2 g cm^{-2} , y de los 2 g cm^{-2} hasta el fondo (7.5 g cm^{-2}) oscila entre 0.3 mg g^{-1} y 0.5 mg g^{-1} . Al igual que en los demás parámetros, con excepción del CT y CO, es notorio que no se observa una concordancia de las oscilaciones en función de la profundidad normalizada (g cm^{-2}) entre ambos núcleos.

5.3. Geocronología

Como ya se mencionó (ver sección 4.5.), en la ausencia de marcadores isotópicos (e.g. ^{137}Cs), es necesario tener algún marcador alternativo como un evento histórico para corroborar el fechado derivado del método ^{210}Pb . En este caso, para obtener la edad de cada sección de ambos núcleos (4VB y 8VB) se usaron dos marcadores cronológicos:

1) **La inundación del embalse** a partir de la conclusión de la cortina en 1947. Este marcador, que se buscó obtener durante el muestreo de núcleos, se logró en el caso del núcleo 8VB, según lo evidencian los drásticos cambios encontrados en la base de este núcleo en diversos parámetros (CaCO_3 , CT, CO y N).

2) **El final de la etapa óxica**. Las particularidades de la “etapa óxica”, que se extendió entre 1955 y 1964, fueron identificadas y ampliamente descritas a partir de los notorios incrementos del Mn, el CaCO_3 y la densidad en el núcleo 8VB, así como su asociación con las variaciones del nivel del embalse, en particular el ascenso del nivel de 1964. Si bien queda claro que en el núcleo 4VB no se alcanzó ni el piso del embalse ni la “etapa óxica” en su conjunto, hay evidencias de que sí se llegó a el final de dicha etapa, como son el salto que su sección basal presenta en los tres parámetros (Mn, CaCO_3 y densidad), que permitieron caracterizar la “etapa óxica”, así como el hecho de que el nucleador no penetrara más allá de este punto. Adicionalmente, en un estudio inicial de las diatomeas (González-Laurrabaquio, en proceso) identificó en la sección basal del núcleo 4VB cambios importantes, incluyendo un incremento en la riqueza específica de las diatomeas en relación con el resto del núcleo. Es bien sabido que las diatomeas se ven favorecidas en condiciones de mezcla (e.g. Huisman *et al.* 2004), como las que ocasionaron la “etapa óxica”. Así, se utilizó en final de la etapa óxica, en 1964, como marcador cronológico para ambos núcleos, y en particular en el caso del 4VB para ajustar el fechado de la sección basal.

El intervalo de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ fue de 46 - 144 Bq kg^{-1} para el núcleo 4VB y de 40 - 136 Bq kg^{-1} para el 8VB (Tabla 3 y Fig. 11).

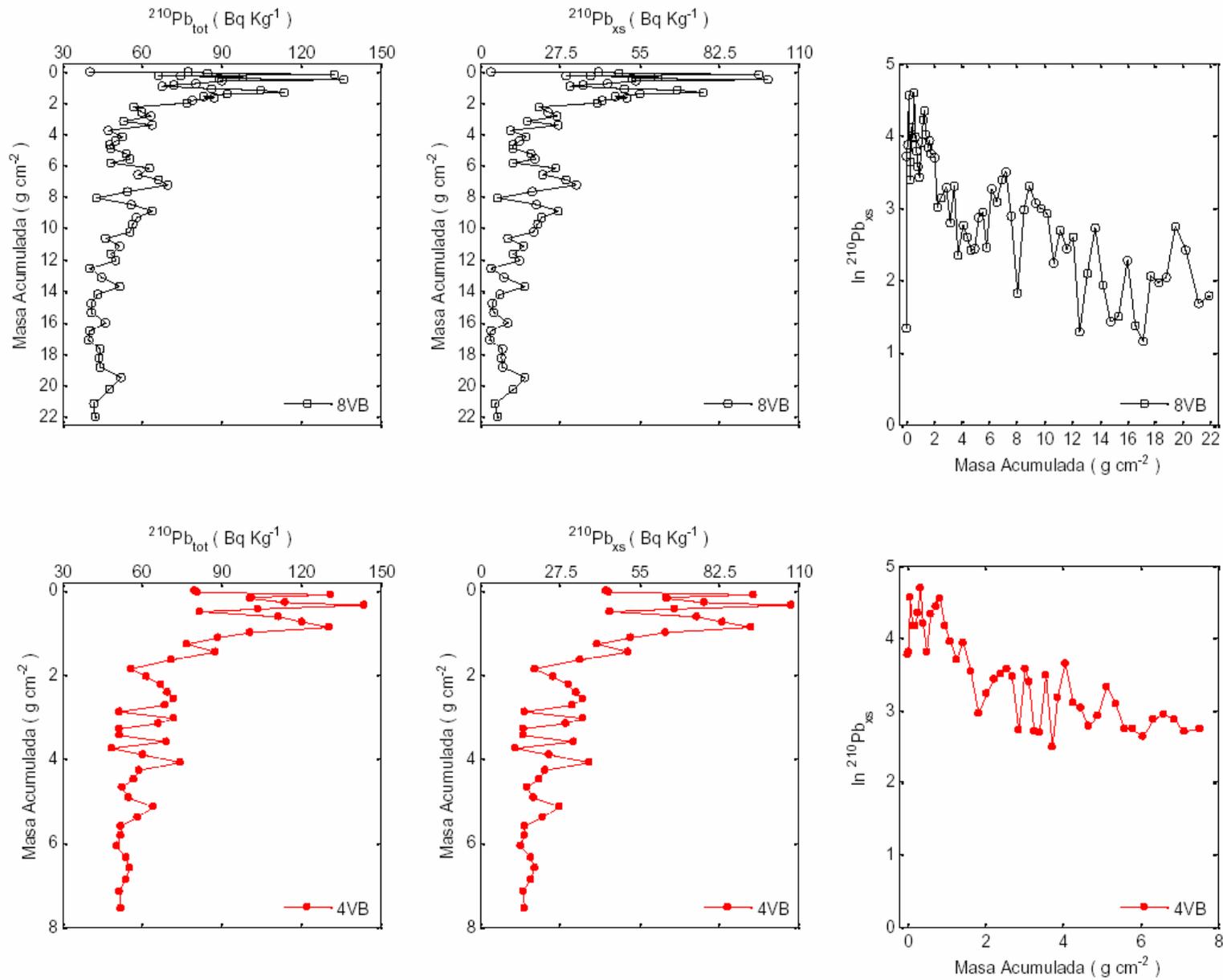


Figura 11.-Perfiles de la actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$, actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ y $\ln ^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ con respecto a la masa acumulada para ambos núcleos (4VB y 8VB).

El núcleo 8VB con 87 cm de longitud es casi el doble de la longitud del núcleo 4VB (47 cm) y la parte más profunda del núcleo 8VB contiene menos $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ (40 Bq kg^{-1}) que la parte más profunda del núcleo 4VB (46 Bq kg^{-1}). Todo esto respalda adicionalmente (antes de aplicar cualquier modelo) la conclusión (ver secciones 5.2.2. y 5.2.3.) de que el núcleo 8VB llegó a capas más antiguas que el núcleo 4VB.

Los dos núcleos muestran un perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ con una tendencia exponencial (Fig. 11) y aunque se observan picos subsuperficiales en ambos núcleos, la tendencia general del $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ es a disminuir conforme aumenta la masa acumulada. Con base en lo anterior y tomando en cuenta que VB debió presentar un flujo variable de material sedimentario debido a las fluctuaciones en el llenado de la presa (Fig. 4); se considera que las oscilaciones observadas en el perfil de $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ son el resultado de variaciones en la tasa de sedimentación y no el resultado de perturbaciones del perfil sedimentario en la zona de muestreo (Fig. 3). Por lo tanto, la geocronología se realizó por el método CRS.

Tomando en cuenta la vida media del ^{210}Pb (22.26 años) y la diferencia entre la concentración de ^{210}Pb en la parte más profunda y la parte superficial del núcleo que suponemos llegó a capas más antiguas (8VB), se calcula que las concentraciones del fondo ya deberían estar relativamente cercanas al $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$.

Los abruptos cambios en la base de los perfiles de CT, CO y CaCO_3 (Fig. 8 y 10) del núcleo 8VB constituyen una señal clara para fijar la masa acumulada del primer marcador cronológico. Por consiguiente, las últimas 4 muestras (secciones) del núcleo 8VB se consideran anteriores a 1947.

Por lo tanto, en el núcleo 8VB, para que la sección de los 18.5 g cm^{-2} tenga una edad aproximada de 55 años (1951) y usando el segundo marcador cronológico, el intervalo de los 13 g cm^{-2} a los 16.5 g cm^{-2} esté entre 1955 y 1965, se estimó un $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ de 37 Bq kg^{-1} . Para calcular el inventario complementario Q_b se usaron dos métodos: (1) una curva de regresión, como ya se mencionó (ver sección 4.5.), entre el $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ y la masa acumulada de las secciones sedimentadas al inicio del embalse para estimar la profundidad (masa acumulada) de equilibrio efectiva ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}} = 0$) y (2) corroborar y ajustar este inventario complementario con base en el

segundo marcador cronológico. Por lo tanto, el valor de Q_b para el núcleo 8VB es de 0.07 Bq cm^{-2} , el inventario total incompleto Q_N de 0.34 Bq cm^{-2} y su inventario total Q_o ($Q_o = Q_N + Q_b$) de 0.41 Bq cm^{-2} .

De igual manera, la estimación del Q_b del núcleo 4VB se hizo con base en la profundidad de equilibrio efectiva y fue ajustada con base en la inferencia de que el núcleo 4VB llegó al final de la "etapa óxica" (1964). Dado que el núcleo 8VB presentó un salto en la densidad a los 12.5 g cm^{-2} (cambio a la etapa óxica), se considera que el salto en la densidad de la última sección del núcleo 4VB corresponde igualmente al final de la etapa óxica. Por lo tanto, el valor de Q_b para el núcleo 4VB es de 0.09 Bq cm^{-2} , el inventario total incompleto Q_N de 0.24 Bq cm^{-2} y su Q_o de 0.33 Bq cm^{-2} .

Los perfiles de $^{210}\text{Pb}_{xs}$ de ambos núcleos con relación a la masa acumulada se muestran en la figura 11. Los intervalos encontrados para el $^{210}\text{Pb}_{xs}$ fueron de 9 Bq kg^{-1} a 107 Bq kg^{-1} para el núcleo 4VB y de 3 Bq kg^{-1} a 99 Bq kg^{-1} para el núcleo 8VB. Dado que:

$$\text{Flujo atmosférico} = Q_o / \text{vida media de } ^{210}\text{Pb}$$

La diferencia entre los Q_o de ambos núcleos sugiere dos flujos atmosféricos diferentes de $184 \text{ Bq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ($1.1 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) para el núcleo 8VB y $146 \text{ Bq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ($0.88 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) para el núcleo 4VB.

La tabla 4 muestra que el embalse de Valle de Bravo tiene flujos atmosféricos e inventarios que son comparables con otros lagos de México y Estados Unidos. El inventario total y flujo atmosférico del núcleo 4VB son $\frac{3}{4}$ partes del núcleo 8VB (Tabla 4). Por lo tanto, ya que no es posible tener dos flujos atmosféricos para un mismo lugar, existe prueba clara de que las inyecciones de la represa Colorines (ver sección 3.3.) en la zona de la cortina están contribuyendo con sedimento que previamente acumuló $^{210}\text{Pb}_{xs}$ y/o existe transporte de sedimento previamente depositado en zonas someras ("sediment focusing"). Con base en lo anterior, se propone que $144 \text{ Bq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ ($0.86 \text{ dpm cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) es la mejor estimación del flujo atmosférico para el embalse de Valle de Bravo. La edad, tasas de sedimentación y tasas de

acumulación del modelo CRS para ambos núcleos se muestran en la figura 12 y en las tablas 5 y 6.

Tabla 4. Comparación de inventarios y flujos atmosféricos de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$.

Lugar	Inventario total (Bq m ⁻²)	Flujo atmosférico (Bq m ⁻² año ⁻¹)	Referencia
Embalse Valle de Bravo, México. Núcleo 4VB.	3074	138	Este trabajo
Embalse Valle de Bravo. México. Núcleo 8VB.	4085	183	Este trabajo
Lago Verde, México.	1343	60	Ruiz Fernández <i>et al.</i> , 2007
Lago Espejo de los Lirios, México.	4852	218	Ruiz Fernández <i>et al.</i> , 2005
Lagos parte este de USA. Media (desviación estándar)	5654 (3907)	176 (122)	Appleby y Oldfield, 1992
Lagos parte central de USA. Media (desviación estándar)	8355 (3600)	260 (112)	Appleby y Oldfield, 1992
Oeste de USA		83	Turekian <i>et al.</i> , 1977

En el segmento del núcleo 8VB (Fig. 12) correspondiente al periodo de 1949 a 1982, cuando el embalse se utilizaba para generar electricidad, se presentan oscilaciones contrastantes en la tasa de acumulación con cuatro máximos, uno de 0.82 g cm⁻² año⁻¹ en 1955, otro de 0.72 g cm⁻² año⁻¹ en 1959, el tercero de 1 g cm⁻² año⁻¹ en 1965 y el cuarto de 0.94 g cm⁻² año⁻¹ en 1981. El pico de 1955 se asocia al nivel de la presa cuando éste llega por primera vez en su historia a 1820 msnm (Fig. 4), el de 1959 cuando alcanza los 1830 msnm (también por primera vez), el de 1965 cuando, después de una fuerte bajada (<1810 msnm) en 1963, alcanza los 1826 msnm. Por último, el cuarto pico se asocia con el último cambio fuerte del nivel (de 1810 a 1827 msnm), antes de estabilizarse en 1982. La tasa de acumulación media fue de 0.4 g cm⁻² año⁻¹ en el núcleo 8VB y de 0.2 g cm⁻² año⁻¹ en el núcleo 4VB, mientras que la de sedimentación promedio fue de 2 cm año⁻¹ y 1.4 cm año⁻¹ respectivamente.

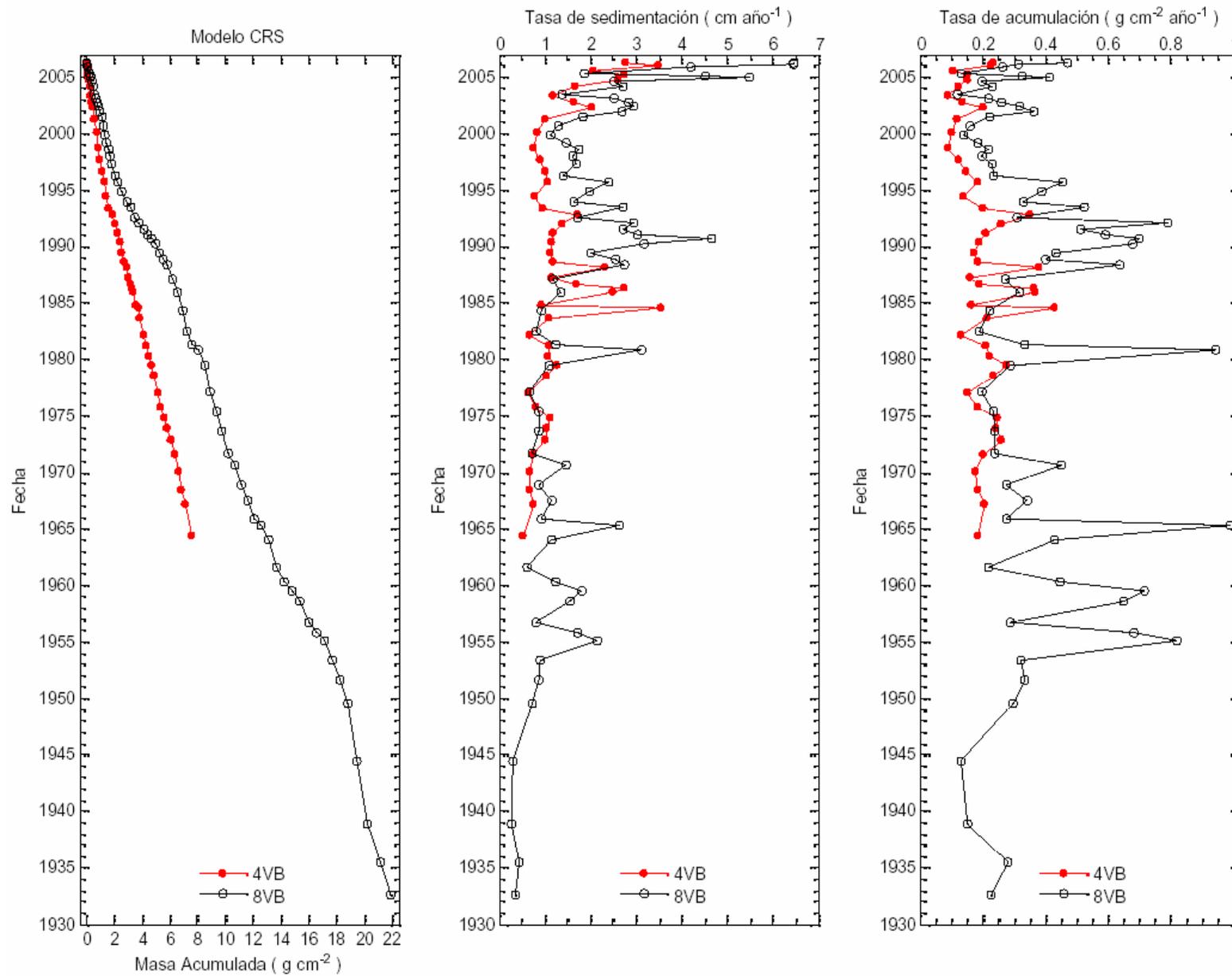


Figura 12.- Perfiles de masa acumulada, tasa de sedimentación y tasa de acumulación con respecto al tiempo (modelo CRS) para ambos núcleos (4VB y 8VB).

Todos estos picos asociados al cambio en el nivel del embalse se deben posiblemente a la erosión que causa la inundación de nuevas áreas y la acción del oleaje sobre ellas, que resuspende y transporta el material erosionado. Este efecto sería considerablemente mayor en la zona de la cortina (8VB) que en el centro del embalse (4VB), debido a que el núcleo 8VB se encuentra cerca de las márgenes del embalse, que en esta zona son marcadamente empinadas (ver isóbatas en Figura 3), a diferencia del núcleo 4VB, que se encuentra en el centro del valle principal del embalse, en una zona de pendientes bajas y lejos de los márgenes del embalse. Estas diferencias son probablemente responsables de que en el núcleo 8VB se registre una acumulación muy por encima de la registrada en el centro del embalse (4VB) durante estos eventos erosivos asociados al ascenso del nivel.

Posteriormente, entre 1987 y 2006, la tasa de sedimentación y acumulación (Fig. 12) del núcleo 8VB se mantiene casi todo el tiempo por encima de la del 4VB, presentando también múltiples picos, aunque de menor magnitud que los del periodo anterior. Durante este período, la sedimentación adicional del núcleo 8VB se atribuye, adicionalmente, al ingreso de materiales suspendidos a través de las inyecciones de agua de la represa Colorines, así como al efecto potenciador de la resuspensión y transporte de sedimento previamente depositado en zonas someras (“sediment focusing”) que pueden tener las inyecciones de agua, dado que éstas se realizan principalmente por las 4 ventanas de la base de la torre de extracción-inyección.

Por todo lo anterior, el núcleo 8VB no se considera representativo del flujo promedio de sedimento y materia orgánica de la columna de agua del embalse de VB hacia su sedimento y, por lo tanto, tampoco para estimar la evolución del proceso de eutroficación, ya que probablemente se estaría sobreestimando el mismo. Por lo tanto, se considera que las tasas de acumulación y sedimentación medias representativas del embalse son de $0.4 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y 1.4 cm año^{-1} respectivamente.

Tabla 5. Actividad e inventarios de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, edad y tasas de acumulación y sedimentación para el núcleo 8VB.

Sección (cm)	Profundidad media (cm)	Masa acumulada (g cm ⁻²)	Densidad (g cm ⁻³)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq Kg ⁻¹)	Inventario (Bq m ⁻²)	Edad (años)	Año	Tasa de acumulación (g cm ⁻² año ⁻¹)	Tasa de sedimentación (cm año ⁻¹)
0-1	0.5	0.017	0.034	4	1	0.0	2006.3	0.47	6.46
1-2	1.5	0.058	0.048	41	20	0.2	2006.1	0.31	6.46
2-3	2.5	0.114	0.063	48	30	0.4	2005.9	0.26	4.19
3-4	3.5	0.180	0.070	96	67	0.9	2005.4	0.13	1.86
4-5	4.5	0.251	0.072	38	27	1.2	2005.1	0.32	4.51
5-6	5.5	0.325	0.076	30	22	1.3	2005.0	0.41	5.49
6-7	6.5	0.401	0.078	61	48	1.7	2004.6	0.20	2.53
7-8	7.5	0.482	0.084	53	44	2.1	2004.2	0.23	2.73
8-9	8.5	0.567	0.086	99	86	2.8	2003.5	0.12	1.38
9-10	9.5	0.654	0.086	54	46	3.2	2003.1	0.22	2.51
10-11	10.5	0.743	0.092	44	41	3.6	2002.7	0.26	2.83
11-12	11.5	0.843	0.108	36	38	3.9	2002.4	0.32	2.96
12-13	12.5	0.964	0.134	31	42	4.3	2002.0	0.36	2.70
13-14	13.5	1.091	0.120	50	60	4.8	2001.5	0.22	1.85
14-15	14.5	1.212	0.122	68	83	5.6	2000.7	0.16	1.30
15-16	15.5	1.334	0.121	77	93	6.5	1999.8	0.14	1.13
16-17	16.5	1.457	0.126	55	70	7.2	1999.1	0.19	1.48
17-18	17.5	1.582	0.123	47	57	7.7	1998.6	0.22	1.76
18-19	18.5	1.704	0.121	51	62	8.4	1998.0	0.20	1.61
19-20	19.5	1.833	0.136	42	58	8.9	1997.4	0.23	1.68
20-21.5	20.7	2.027	0.167	40	101	10.0	1996.3	0.24	1.41
21.5-23	22.2	2.294	0.189	20	58	10.6	1995.7	0.45	2.40
23-24.5	23.7	2.584	0.197	23	69	11.4	1994.9	0.39	1.98
24.5-26	25.2	2.884	0.203	27	81	12.3	1994.0	0.33	1.63
26-27.5	26.7	3.180	0.192	16	47	12.9	1993.4	0.52	2.73
27.5-29	28.2	3.459	0.181	27	74	13.7	1992.6	0.31	1.72
29-30.5	29.7	3.798	0.270	10	42	14.3	1992.1	0.79	2.93
30.5-32	31.2	4.141	0.189	16	45	14.8	1991.5	0.51	2.71
32-33.5	32.7	4.429	0.194	13	39	15.3	1991.0	0.59	3.04
33.5-35	34.2	4.687	0.150	11	25	15.6	1990.7	0.70	4.64
35-36.5	35.7	4.959	0.212	11	37	16.1	1990.2	0.68	3.19
36.5-38	37.2	5.280	0.216	18	57	16.8	1989.5	0.43	2.00
38-39.5	38.7	5.559	0.156	19	44	17.4	1988.9	0.40	2.54

Tabla 5. Actividad e inventarios de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, edad y tasas de acumulación y sedimentación para el núcleo 8VB (continuación).

Sección (cm)	Profundidad media (cm)	Masa acumulada (g cm ⁻²)	Densidad (g cm ⁻³)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq Kg ⁻¹)	Inventario (Bq m ⁻²)	Edad (años)	Año	Tasa de acumulación (g cm ⁻² año ⁻¹)	Tasa de sedimentación (cm año ⁻¹)
39.5-41	40.2	5.851	0.232	12	40	18.0	1988.3	0.64	2.74
41-42.5	41.7	6.197	0.229	26	90	19.2	1987.1	0.27	1.19
42.5-44	43.2	6.543	0.233	22	76	20.3	1986.0	0.32	1.36
44-45.5	44.7	6.897	0.239	30	106	22.0	1984.4	0.22	0.93
45.5-47	46.2	7.251	0.232	33	116	23.8	1982.5	0.19	0.81
47-48.5	47.7	7.627	0.268	18	72	25.0	1981.3	0.33	1.24
48.5-50	49.2	8.055	0.303	6	28	25.5	1980.8	0.94	3.11
50-51.5	50.7	8.482	0.267	19	78	26.9	1979.4	0.29	1.09
51.5-53	52.2	8.905	0.296	27	121	29.2	1977.2	0.20	0.66
53-54.5	53.7	9.328	0.268	21	86	30.9	1975.4	0.23	0.87
54.5-56	55.2	9.737	0.277	20	83	32.6	1973.7	0.24	0.86
56-57.5	56.7	10.189	0.325	19	91	34.7	1971.6	0.24	0.74
57.5-59	58.2	10.663	0.306	9	44	35.7	1970.6	0.45	1.47
59-60.5	59.7	11.134	0.321	15	72	37.4	1968.9	0.28	0.86
60.5-62	61.2	11.596	0.295	11	51	38.7	1967.6	0.34	1.15
62-63.5	62.7	12.043	0.301	14	61	40.4	1965.9	0.28	0.92
63.5-65	64.2	12.551	0.377	4	21	41.0	1965.4	0.99	2.62
65-66.5	65.7	13.117	0.378	8	46	42.3	1964.0	0.43	1.14
66.5-68	67.2	13.666	0.355	15	81	44.7	1961.6	0.22	0.61
68-69.5	68.7	14.202	0.360	7	38	45.9	1960.4	0.45	1.24
69.5-71	70.2	14.769	0.395	4	25	46.8	1959.5	0.72	1.82
71-72.5	71.7	15.382	0.423	5	29	47.7	1958.6	0.65	1.54
72.5-74	73.2	15.969	0.360	10	53	49.6	1956.7	0.29	0.80
74-75.5	74.7	16.537	0.398	4	24	50.5	1955.8	0.68	1.71
75.5-77	76.2	17.122	0.382	3	18	51.2	1955.1	0.82	2.14
77-78.5	77.7	17.682	0.364	8	43	52.9	1953.4	0.32	0.88
78.5-80	79.2	18.248	0.391	7	42	54.6	1951.7	0.33	0.86
80-81.5	80.7	18.847	0.409	8	47	56.7	1949.6	0.29	0.72
81.5-83	82.2	19.486	0.443	16	104	61.9	1944.4	0.13	0.29
83-84.5	83.7	20.234	0.555	11	94	67.4	1938.9	0.15	0.27
84.5-86	85.2	21.124	0.632	5	51	70.8	1935.5	0.28	0.44
86-87	86.5	21.926	0.655	6	39	73.7	1932.6	0.22	0.34

Tabla 6. Actividad e inventarios de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, edad y tasas de acumulación y sedimentación para el núcleo 4VB.

Sección (cm)	Profundidad media (cm)	Masa acumulada (g cm ⁻²)	Densidad (g cm ⁻³)	$^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Bq Kg ⁻¹)	Inventario (Bq m ⁻²)	Edad (años)	Año	Tasa de acumulación (g cm ⁻² año ⁻¹)	Tasa de sedimentación (cm año ⁻¹)
0 - 0.5	0.25	0.011	0.042	43	9	0.1	2006.2	0.23	2.77
0.5-1.5	1	0.043	0.045	45	20	0.3	2006.0	0.23	3.47
1.5 - 2.5	2	0.091	0.051	95	48	0.8	2005.5	0.11	2.07
2.5 - 3.5	3	0.144	0.055	65	36	1.1	2005.2	0.15	2.76
3.5 - 4.5	4	0.201	0.058	64	37	1.5	2004.8	0.15	2.61
4.5 - 5.5	5	0.267	0.074	77	57	2.1	2004.2	0.12	1.67
5.5 - 6.5	6	0.341	0.074	107	79	3.0	2003.4	0.09	1.19
6.5 - 7.5	7	0.419	0.083	67	56	3.6	2002.7	0.14	1.65
7.5 - 8.5	8	0.509	0.099	45	45	4.1	2002.3	0.20	2.03
8.4 - 9.5	9	0.617	0.116	75	87	5.0	2001.3	0.12	1.01
9.5 - 10.5	10	0.735	0.120	84	101	6.2	2000.1	0.10	0.85
10.5 - 11.5	11	0.853	0.117	94	110	7.6	1998.7	0.09	0.75
11.5 - 12.5	12	0.981	0.138	64	89	8.7	1997.6	0.12	0.88
12.5 - 13.5	13	1.122	0.144	52	75	9.7	1996.6	0.15	1.02
13.5 - 14.5	14	1.279	0.170	41	69	10.6	1995.7	0.18	1.07
14.5 - 15.5	15	1.454	0.180	51	93	11.9	1994.4	0.14	0.77
15.5 - 16.5	16	1.650	0.211	35	73	13.0	1993.4	0.20	0.95
16.5 - 17.5	17	1.857	0.204	19	39	13.5	1992.8	0.35	1.72
17.5 - 18.5	18	2.054	0.190	25	48	14.3	1992.0	0.26	1.37
18.5 - 19.5	19	2.238	0.176	31	54	15.1	1991.2	0.21	1.18
19.5 - 20.5	20	2.409	0.166	33	55	16.0	1990.3	0.19	1.14
20.5 - 21.5	21	2.568	0.154	35	55	16.9	1989.4	0.17	1.11
21.5 - 22.5	22	2.724	0.158	32	50	17.7	1988.6	0.18	1.17
22.5 - 23.5	23	2.885	0.164	15	25	18.2	1988.1	0.38	2.32
23.5 - 24.5	24	3.036	0.139	36	50	19.0	1987.3	0.16	1.15
24.5 - 25.5	25	3.161	0.111	30	33	19.6	1986.7	0.19	1.69
25.5 - 26.5	26	3.283	0.132	15	20	20.0	1986.3	0.36	2.75
26.5 - 27.5	27	3.422	0.147	15	22	20.4	1985.9	0.37	2.48
27.5 - 28.5	28	3.585	0.178	32	58	21.5	1984.8	0.16	0.92
28.5 - 29.5	29	3.734	0.121	12	15	21.8	1984.5	0.43	3.54
29.5 - 30.5	30	3.891	0.193	24	46	22.7	1983.6	0.21	1.10
30.5 - 31.5	31	4.084	0.193	38	73	24.2	1982.1	0.13	0.67
31.5 - 32.5	32	4.276	0.193	22	43	25.1	1981.2	0.21	1.10
32.5 - 33.5	33	4.476	0.207	21	43	26.0	1980.3	0.22	1.08
33.5 - 34.5	34	4.689	0.220	16	36	26.8	1979.5	0.28	1.26
34.5 - 35.5	35	4.912	0.226	19	42	27.8	1978.5	0.23	1.04
35.5 - 36.5	36	5.143	0.237	28	65	29.3	1977.0	0.15	0.64
36.5 - 37.5	37	5.376	0.230	22	50	30.6	1975.7	0.18	0.80
37.5 - 38.5	38	5.603	0.223	16	35	31.5	1974.8	0.25	1.12
38.5 - 39.5	39	5.830	0.232	15	36	32.4	1973.9	0.24	1.04
39.5 - 40.5	40	6.075	0.258	14	36	33.4	1972.9	0.26	1.00
40.5 - 41.5	41	6.339	0.268	18	47	34.8	1971.5	0.20	0.74
41.5 - 42.5	42	6.607	0.269	19	51	36.3	1970.0	0.18	0.66
42.5 - 43.5	43	6.881	0.280	17	49	37.8	1968.5	0.18	0.65
43.5 - 44.5	44	7.156	0.269	15	40	39.1	1967.2	0.20	0.76
44.5 - 46.0	45.25	7.547	0.343	16	80	41.9	1964.4	0.18	0.54

5.4. Parámetros biogeoquímicos en el tiempo

El perfil de los parámetros biogeoquímicos en función del fechado permite hacer una comparación de los dos núcleos, ya correctamente apareados, para identificar la concurrencia o no de patrones y eventos a lo largo del tiempo.

5.4.1. Densidad, porosidad y granulometría

Una vez fechados ambos núcleos (Fig. 13), los cambios abruptos en la densidad y porosidad del 4VB se observan suavizados y el brusco incremento de la densidad con que termina el núcleo 4VB (sección 5.2.1.) coincide con un salto de similar magnitud en el núcleo 8VB.

Los patrones de los perfiles de tamaño de grano (Fig. 13) presentan una mayor coincidencia entre los dos núcleos cuando se grafica en función de la edad y muestra que la distribución temporal de limos y arcillas es muy parecida en ambos núcleos. Por lo que, aunque la zona de la cortina (8VB) del embalse tiende acumular más sedimento que la zona central (4VB), no ha existido una diferencia marcada en la proporción limos -arcillas entre ambas zonas del embalse.

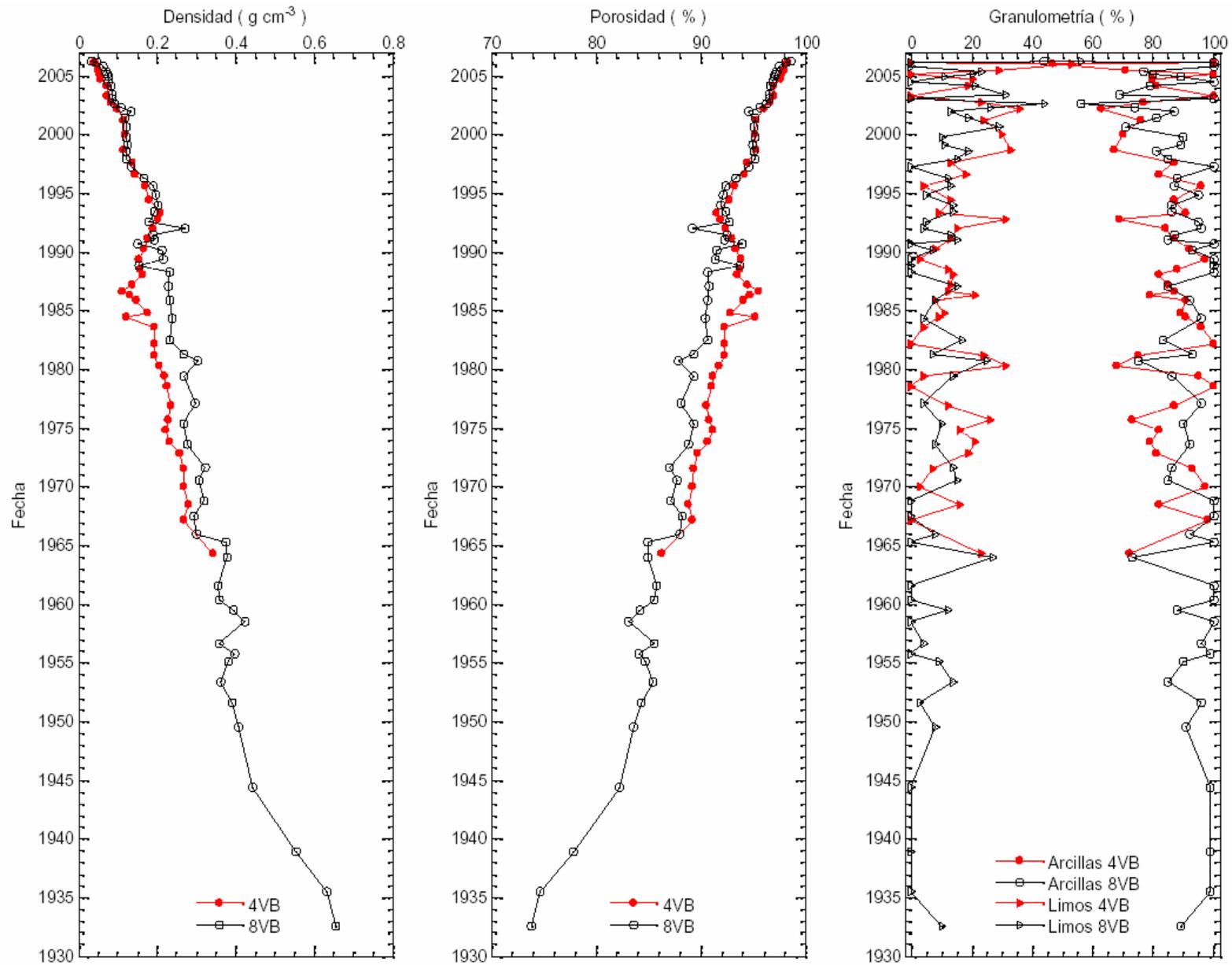


Figura 13.- Perfiles de densidad, porosidad y granulometría con respecto al tiempo para ambos núcleos (4VB y 8VB).

5.4.2. Metales y CaCO₃

Los perfiles de Fe y de Al (Fig. 14) muestran patrones generales muy similares entre los dos núcleos durante todo el período que cubren ambos núcleos, que va de 1964 al 2006. Solamente en algunos intervalos, particularmente entre 1980 y 1988, se presenta una diferencia apreciable, donde la concentración de ambos metales (Fe y Al) en el núcleo 4VB es, en general, menor que la concentración del núcleo 8VB.

La concentración de Li (Fig. 14) en el núcleo 8VB fue 2/3 partes de la concentración del núcleo 4VB durante el periodo de 1964 a 1978 y durante este periodo, el núcleo 4VB se mantiene con poca oscilación y una tendencia general a aumentar en las capas más profundas. De 1978 al 2006, las oscilaciones del núcleo 4VB no muestran ninguna tendencia general y su intervalo es más amplio que en el núcleo 8VB.

No se identifica una explicación clara para las diferencias del Li (Fig. 14) entre ambos núcleos, ni para las marcadas oscilaciones observadas, por lo que debe prevalecer la cautela en relación con la representatividad de estos datos. Para el núcleo 8VB, la concentración de 1932 a 1981 se mantiene con muy poca oscilación entre 8 $\mu\text{g g}^{-1}$ y 12 $\mu\text{g g}^{-1}$ y una leve tendencia a aumentar en las capas más profundas. A partir de 1981 se observan oscilaciones sin tendencia clara hasta el 2006.

En el caso del Mn, una vez ajustados en función de la edad estimada, los perfiles (Fig. 15) son muy semejantes entre ambos núcleos, e indican un ambiente predominantemente reducido durante todo el período que cubre el núcleo 4VB (de 1964 a 2006). El mínimo de concentración durante todo el período corresponde al 2002 en ambos núcleos, lo que sugiere que este puede haber sido el momento con condiciones más reductoras en la historia del embalse. Esto es consistente con las observaciones recientes disponibles, pues 2002 es el año en que la carga externa de nutrientes al embalse fue máxima y se observaron condiciones de mayor eutroficación (Ramírez-Zierold *et al.*, 2007; Ramírez-Zierold, en proceso) desde que se inició el estudio de VB en el proyecto en que se enmarca esta tesis. Adicionalmente, durante este año fue cuando Monroy (2004) observó un aumento en la duración del periodo de estratificación.

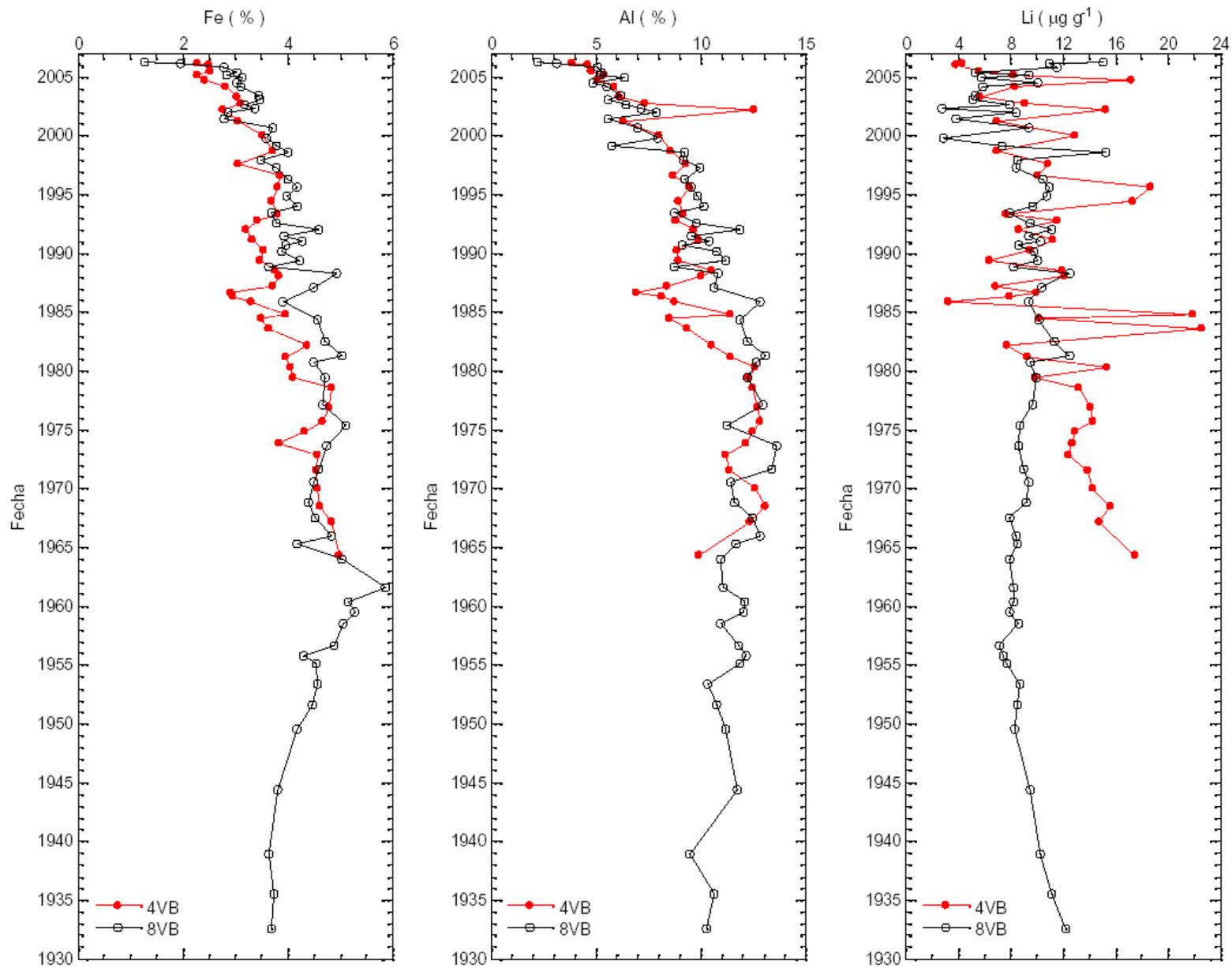


Figura 14.- Perfiles de Fe, Al y Li con respecto al tiempo para ambos núcleos (4VB y 8VB).

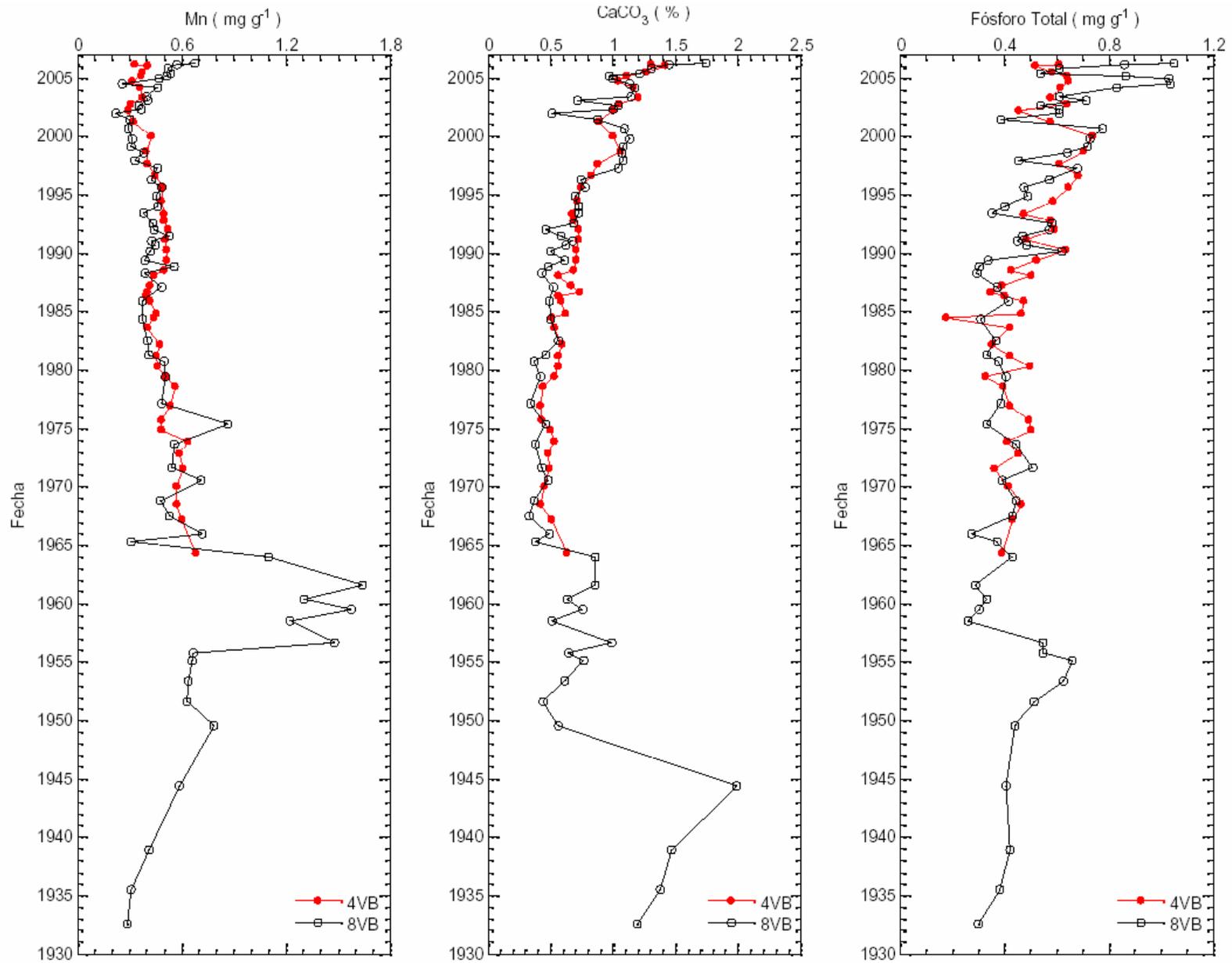


Figura 15.- Perfiles de Mn, CaCO₃ y P con respecto al tiempo para ambos núcleos (4VB y 8VB).

Por otro lado, en el perfil fechado del núcleo 8VB se observa que el periodo con concentraciones de Mn muy por encima (entre 1 mg g^{-1} y 1.5 mg g^{-1}) del resto del núcleo -a la que hemos denominado "etapa óxica"- se presentó durante el periodo de 1956 a 1964. Al comparar con la evolución del nivel del embalse (Fig. 3), se observa que los extremos de este periodo coinciden claramente con los años donde el nivel de la presa se mantuvo por debajo de la cota de 1815 msnm durante periodos largos, debido a su operación para la generación de electricidad. Esto significa que el embalse tuvo, durante estos periodos, profundidades medias del orden de 6 m, lo que, en general -a la luz de las clasificaciones de Lewis (1983, ver sección 5.2.2.)- y en particular bajo el régimen de fuertes vientos que caracteriza a Valle de Bravo (capaces de mezclar regularmente los primeros 10 m, ver sección 3.4.), señala condiciones de mezcla continua y, por lo tanto, un ambiente óxico en la superficie de los sedimentos, independientemente de las condiciones tróficas del embalse en esos momentos.

Si bien en la parte media de este periodo el nivel subió por arriba de 1815 msnm, se mantuvo casi todo el tiempo por debajo de los 1822 msnm, con excepción de un periodo de menos de dos años entre 1959 y 1960. Aunque la resolución del fechado en esta parte del núcleo es solamente del orden de dos años (Tabla 5), se alcanza a observar, dentro de la "etapa óxica", un mínimo en la concentración de Mn que coincide con estas fechas (Fig. 15).

Por otro lado, con base en estos argumentos, dado que también durante los primeros años desde la construcción del embalse (1950-1955), el nivel del mismo también estuvo considerablemente bajo (Fig. 3), sería de esperar que las concentraciones de Mn fuesen similarmente altas para este periodo. Sin embargo, el hecho es que no es así: solamente se observa un pico moderado durante la etapa de llenado del embalse (1947 a 1950). Una explicación al respecto podría basarse en que la descomposición de la vegetación del valle inundado haya dominado -al menos en la interfase sedimento-agua- sobre los efectos de la mezcla en estos primeros años de vida del embalse.

En el caso de los carbonatos, también se aprecia gran coincidencia en los perfiles de ambos núcleos una vez fechados (Fig. 15), de acuerdo a lo descrito en la sección 5.3. El patrón general que comparten los dos núcleos es el de decaimiento exponencial en tiempo, similar al del carbono orgánico. Superpuestas a este patrón pueden observarse pequeñas variaciones en la cantidad de CaCO_3 en los sedimentos. Una de éstas corresponde al mínimo que ambos

núcleos presentan en 2001-2002, que coincide con el mínimo de Mn antes descrito y el máximo en las condiciones de eutrofia del embalse reportado por Ramírez-Zierold *et al.* (2007) y Ramírez-Zierold (en proceso).

Al terminar el núcleo 4VB, donde inicia la “etapa óxica”, la concentración de CaCO_3 se incrementa en el núcleo 8VB -en correspondencia con el incremento de Mn-, lo que respalda la propuesta de que en esta etapa la mezcla determinó, además de una alta oxigenación, valores de pH en el fondo mayores a los que habría con una estratificación como la actual (pH=6.9, Merino-Ibarra *et al.*, en prensa). Al igual que en el caso de Mn, se observa también un mínimo de carbonatos en el período 1959-1960, cuando el nivel subió durante un tiempo corto, invirtiendo las condiciones de pH y oxigenación. El resto del perfil muestra el descenso de los carbonatos hasta llegar al límite del suelo previo, donde se observa un gran salto.

5.4.3. CT, CO, N y P

Una vez fechados, los perfiles de CT y CO (Fig. 16) presentan gran similitud entre ambos núcleos durante en el periodo de 1967 al 2006, al tiempo que se observa la zona del suelo previo al embalse en el núcleo 8VB, de 1932 a 1950. En el perfil de N (Fig. 16), ambos núcleos también presentan oscilaciones similares en el periodo de 1964 al 2006, con excepción de un pequeño periodo de 1988 a 1993, donde el núcleo 4VB presenta un incremento. Al igual que en otras variables, la coincidencia entre los perfiles de CT y N de ambos núcleos una vez fechados con la estrategia planeada, confirma lo adecuado que resulta usar marcadores históricos para ajustar y reforzar el fechado.

En el caso del fósforo (Fig. 15), si bien hay mayor variabilidad, los patrones de ambos núcleos también convergen de manera apreciable. Si bien presenta diversas oscilaciones, el perfil de P en ambos núcleos muestra una tendencia al incremento, pasando de valores ubicados en el rango de 0.3 a 0.5 mg g^{-1} (entre 1964 y 1986) a concentraciones más elevadas pero que también oscilan más fuertemente entre 0.4 y 1.1 mg g^{-1} , en los años más recientes a partir de 1990 hasta el presente.

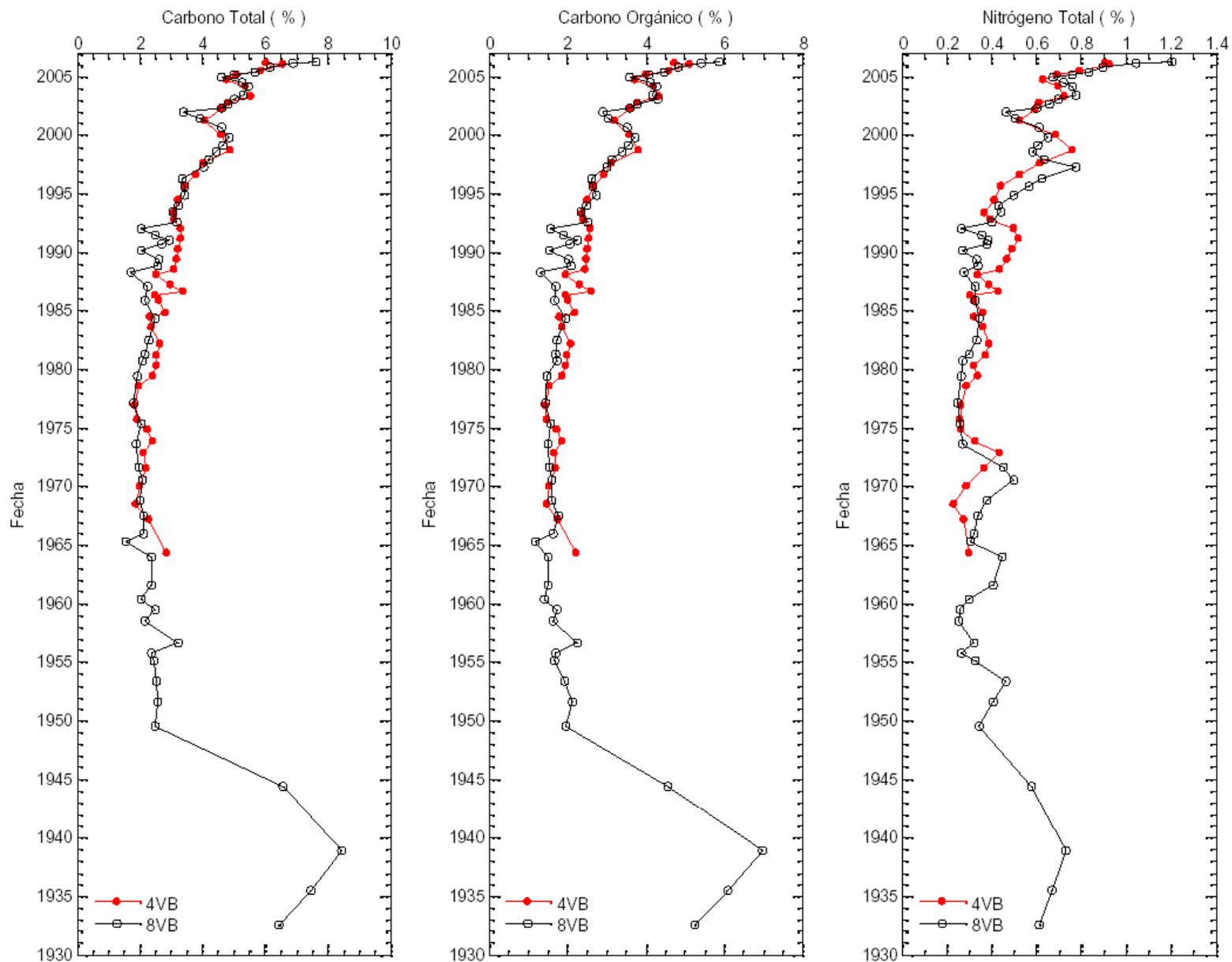


Figura 16.- Perfiles de CT, CO y N con respecto al tiempo para ambos núcleos (4VB y 8VB).

Es interesante notar que, en la parte profunda del núcleo 8VB, el perfil de P (Fig. 15) muestra un patrón contrastante con los del Mn y los carbonatos. El P presenta sus concentraciones mínimas entre 1958 y 1962, durante la “etapa óxica”. En contraste, en los años previos, de 1950 a 1957 presenta un incremento importante, tanto con respecto al suelo previo al embalse como a la etapa óxica. Este patrón, probablemente asociado a la acumulación de biomasa y materia orgánica en el fondo del embalse debido a la construcción de la presa, respalda la particularidad de la etapa de inundación en relación con el comportamiento del embalse en años posteriores.

5.4.4. Comparación con otros cuerpos de agua

Aunque más adelante se presentarán y discutirán los flujos calculados de C N y P (sección 5.7.), se utilizan a continuación (Tabla 7) los intervalos de concentración de CO, N y P para comparar el embalse de Valle de Bravo con otros cuerpos de agua en proceso de eutroficación, dado que la mayoría de los trabajos disponibles sobre el tema reportan principalmente concentraciones.

Al comparar con otros cuerpos de agua (Tabla 7), se puede apreciar que el embalse de Valle de Bravo presenta intervalos de concentración de materia orgánica en sus sedimentos en el mismo rango que otros cuerpos de agua donde existe un proceso de eutroficación. Esta similitud permite por corroborar que las determinaciones de CO, N y P no se encuentran fuera de los intervalos esperados, respaldando su correcta determinación.

Por otro lado, permite establecer una aproximación a la ubicación trófica de VB. Aunque la calificación disponible sobre el estado trófico de los sistemas incluidos en la tabla es relativamente laxa, cabe resaltar que las concentraciones de CO y N en los sedimentos de VB lo ubican por encima del único cuerpo de agua clasificado como mesotrófico y de la mayoría de los considerados “en proceso de eutroficación”. Solamente tres cuerpos de agua tienen intervalos de concentración superiores a VB, de los cuales dos se consideran muy eutroficados (“alta eutroficación” e “hipertrófico”). Desafortunadamente, en estos dos casos únicamente se reportan datos de P, por lo que la comparación sólo es posible con este nutriente, que presenta concentraciones mucho más elevadas en estos sistemas que en VB. De hecho, en términos de

la concentración de P, VB solamente se encuentra más enriquecido que dos de los siete cuerpos de agua de la tabla.

Tabla 7. Comparación con otros cuerpos de agua. Intervalo de concentración de CO, N y P en núcleos sedimentarios, estado trófico reportado y clasificación según el periodo de circulación.

Cuerpo de agua	CO (%)	N (%)	P (mg g ⁻¹)	Estado Trófico	Clasificación según la circulación	Referencia
Lago Taihu, China.	0.55 - 1.1	0.05 - 0.14	0.3 - 0.67	Proceso de eutroficación	Polim íctico cálido continuo	Jinglu <i>et al.</i> (2007).
Lago Erhai, China.	1.5 - 3	0.2 - 0.6	1.1 - 1.5	Mesotrófico	Polim íctico discontinuo	Wan <i>et al.</i> (2003).
Lago Erie, USA.	1.6 - 3.7	0.15 - 0.37	0.65 - 1.35	Proceso de eutroficación	Dimíctico	Schelske and Hodell (1995).
Lago Chenghai, China.	1-4	0.11 - 0.25		Proceso de eutroficación	Monomíctico	Jinglu <i>et al.</i> (2004).
Embalse Valle de Bravo, México.	1.2 - 7	0.2 - 1.2	0.2 - 1	Proceso de eutroficación	Monomíctico	Este trabajo
Lago Pskov, Rusia.	10.5 - 11.5	1.1 - 1.3	0.04 - 0.08	Proceso de eutroficación	Polim íctico	Kangur <i>et al.</i> (2007).
Lago Sillan, Irlanda.			1 - 5.5	Alta eutroficación	Polim íctico frío continuo	Taylor <i>et al.</i> (2006).
Lago Egish, Irlanda.			1 - 11	Hipertrófico	Polim íctico frío continuo	Taylor <i>et al.</i> (2006).

Resumiendo, la comparación con otros cuerpos de agua en cuyos sedimentos también se ha estudiado el contenido de CO, N y P, VB aparece con un sistema en grado de eutroficación avanzada, pero aún no extrema. El P se encuentra en concentraciones relativamente menores respecto a estos otros cuerpos de agua.

5.5. Componentes principales

Se realizó un análisis de componentes principales (Tabla 8) con los parámetros biogeoquímicos (Fe, Al, Li, Mn, CT, CO, CaCO₃, N, P, limos y arcillas) para ambos núcleos.

Para el núcleo 4VB se presentó un factor correlacionado significativamente ($P < 0.05$) de manera positiva con CT, CO, CaCO_3 y N que podría estar asociado a la producción de materia orgánica, y de manera inversamente proporcional con Al, Fe y Mn, agrupación que se relaciona con el aporte terrígeno al embalse.

Tabla 8. Análisis de factores (componentes principales) para los parámetros biogeoquímicos de los núcleos 4VB y 8VB. Los asteriscos indican las variables correlacionadas significativamente en el factor.

	Parámetro Biogeoquímico	Factor Biogénico (1)	Factor Textural (2)
4VB	P (mg g^{-1})	0.612	0.232
	CT (%)	0.951*	0.225
	CO (%)	0.951*	0.225
	N (%)	0.929*	0.198
	Al (%)	-0.906*	0.023
	Fe (%)	-0.884*	-0.074
	Li ($\mu\text{g g}^{-1}$)	-0.571	0.084
	Mn (mg g^{-1})	-0.763*	-0.115
	CaCO_3 (%)	0.951*	0.225
	Limos (%)	0.139	0.981*
	Arcillas (%)	-0.099	-0.985*
	Varianza Total	0.62	0.17
8VB	P (mg g^{-1})	0.682	-0.26
	CT (%)	0.952*	0.011
	CO (%)	0.949*	0.023
	N (%)	0.933*	-0.189
	Al (%)	-0.839*	0.288
	Fe (%)	-0.869*	0.235
	Li ($\mu\text{g g}^{-1}$)	0.002	0.113
	Mn (mg g^{-1})	-0.372	0.064
	CaCO_3 (%)	0.865*	-0.036
	Limos (%)	0.213	-0.963*
	Arcillas (%)	-0.221	0.958*
	Varianza Total	0.54	0.15

En el caso del núcleo 8VB se presentó también el factor correlacionado significativamente de manera positiva con el CT, CO, CaCO_3 y N (Tabla 8), pero de manera inversamente proporcional lo hizo únicamente con el Al y el Fe. En este caso, el Mn se mantuvo alejado de la agrupación del Al y Fe por que está dominado por la variación en el sistema redox entre la “etapa óxica” y el resto de los datos, que corresponden a una condición reductora. Si se excluyen los datos de Mn de la “etapa óxica”, el Mn también correlacionará inversamente, junto

con el Al y el Fe, dado que el comportamiento es muy similar en ambos núcleos a partir de 1964.

A este primer factor que separa la materia orgánica y el CaCO_3 de los metales se le denominó “Factor Biogénico”. Tanto el Li como el P, debido a sus oscilaciones, se encuentran fuera de las dos agrupaciones. Sin embargo, el P se acerca más a la agrupación de la materia orgánica y el Li a la de los metales.

Para ambos núcleos hay un segundo factor (Tabla 8) que relaciona a los limos con las arcillas de manera inversamente proporcional y fue definido como “Factor Textural”. Ambos núcleos presentan más arcillas que limos pero en el núcleo 4VB hay mayor presencia de limos que en el núcleo 8VB.

5.6. Proporciones C:N, C:P y N:P

Al analizar los patrones temporales de las proporciones C:N, C:P y N:P (Fig. 17) de ambos núcleos se observan evidencias de variaciones en la disponibilidad del N y el P, y/o en las fuentes de materia orgánica a lo largo de la vida del embalse.

La proporción C:N es particularmente informativa sobre la participación relativa de macrófitas y fitoplancton, dado que las primeras contienen una proporción mayor de carbono (que utilizan para las estructuras de sostén) que la estimada por Redfield *et al.* (1963) para el fitoplancton (6.6). Así, es notorio en el núcleo 8VB (Fig. 17), el incremento que presenta C:N en el fondo de 9 a 11, y que corresponde al suelo previo al embalse (respaldando el fechado), cuya composición estaba dominada por vegetación terrestre.

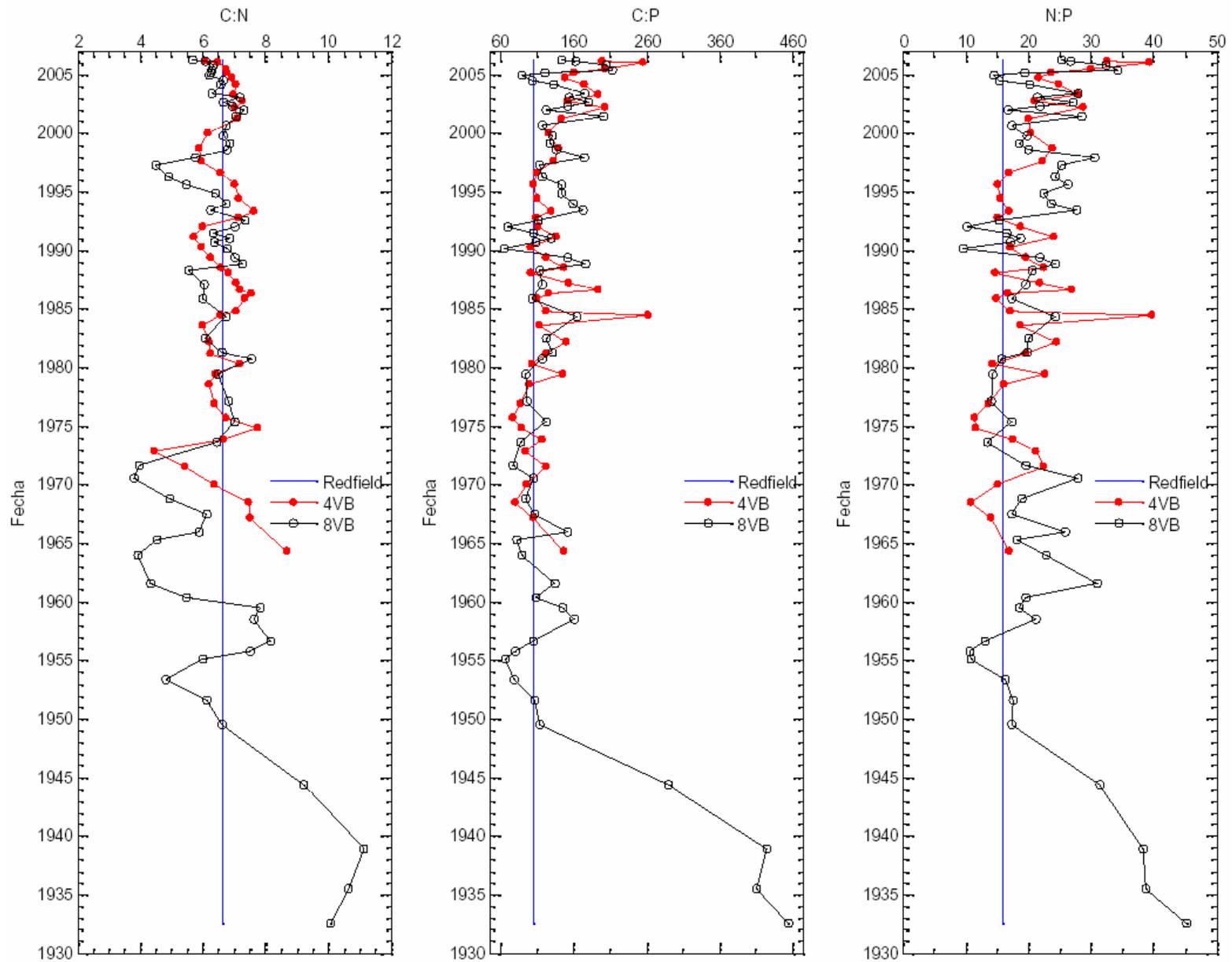


Figura 17.- Perfiles de las proporciones C:N, C:P y N:P con respecto al tiempo para ambos núcleos (4VB y 8VB). La línea continua paralela al eje del tiempo representa la razón reportada por Redfield *et al.* (1963).

En este sentido, resulta interesante que, después de reducirse durante los primeros años tras la construcción del embalse, la proporción C:N sube nuevamente por encima de la proporción de Redfield, quizá debido a la lenta degradación de la materia vegetal leñosa que quedó atrapada en el embalse, como se propuso en secciones anteriores. Posteriormente se presentan oscilaciones importantes de esta proporción molar, hasta que, a partir de 1973 hasta 2006, la C:N se estabiliza y varía en un rango relativamente menor (Fig. 17). Estas oscilaciones probablemente se relacionan también con la proporción de vegetación litoral que se incorpora a los sedimentos. Cuando el nivel del embalse baja de manera considerable, la vegetación litoral queda excluida del embalse y deja de contribuir a sus sedimentos, reduciéndose la proporción C:N. Cuando el nivel vuelve a subir, dicha vegetación se incorpora nuevamente al cuerpo de agua, enriqueciendo en los sedimentos la proporción C:N. Si se compara la figura 17 con la del nivel del embalse (Fig. 3), puede observarse que estas variaciones tuvieron lugar durante la época de alta oscilación del nivel, y que los decrementos en la C:N se presentaron en periodos (1962-1965 y 1969-1973) en que el nivel del embalse bajó.

En el núcleo 4VB se observa un comportamiento similar, aunque desfasado, de 1964 a 1972, cuando la proporción C:N presenta un decremento progresivo, pasando de una fuerte participación de macrófitas (C:N=9) hacia una menor en 1972. De 1973 al 2006, el perfil de C:N en ambos núcleos presenta la misma tendencia en sus oscilaciones, con excepción de dos periodos (de 1985 a 1989 y de 1992 a 1998) en los que el núcleo 4VB presenta proporciones C:N mayores a las del 8VB y por encima de la proporción de Redfield. Esto podría deberse a la incorporación de lirio en el núcleo 4VB que fue triturado y hundido en diversos períodos a partir de 1984. En el caso del período de 1985 a 1989, esta posibilidad está respaldada por las características del sedimento (“un material laminado esponjoso y oscuro”, Tabla 1) y porque existen testimonios y constancia fotográfica de que se picó intensamente el lirio (Sánchez-Sentíes, comunicación personal). Debido al amplio intervalo de C:N (de 9.4 a 65.1) reportado para *Eichhornia crassipes* (Cloern *et al.*, 2002) y su porcentaje de material (lignina + celulosa) poco susceptible a la degradación (refractario), que oscila entre 30 y 60 % (Garcés *et al.*, 2006); se infiere que el valor de C:N en el núcleo 4VB (~ 8) para el periodo de hundimiento de lirio (1984 a 1993) es resultado de la pérdida de material labil por degradación.

En el caso de la proporción C:P (Fig. 17) se observa nuevamente el contraste entre el suelo previo al embalse, donde la C:P se eleva más allá de 400, y los sedimentos del embalse. En

éstos, la proporción se mantuvo en ambos núcleos entre 100 y 200, oscilando alrededor de la proporción de Redfield (106). Se observa un aumento progresivo de la C:P a partir de 1997 hacia el presente, que va de 106 a alrededor de 200 en ambos núcleos, y también un punto alejado de la tendencia general (260) en el núcleo 4VB a finales de 1984.

La proporción N:P muestra un patrón similar a la descrita para C:P. Para ambos núcleos la N:P (Fig. 17) se mantuvo entre 10 y 30 a excepción del aumento hasta 45 que muestra el núcleo 8VB en la parte correspondiente al suelo previo al embalse. Se observa también un aumento progresivo de 1997 al 2006 que va de 16 a 39, así como el punto alejado (39) a finales de 1984. La tendencia general de aumentar el N:P hacia las capas más recientes podría ser indicativo del aumento en la presencia de cianobacterias fijadoras de N.

Por otro lado, el pico de C:P y N:P del núcleo 4VB a finales de 1984 se debe principalmente a que existe un valor bajo de P (Fig. 15) para este año. En general, los patrones de C:P y N:P parecen estar dominados por las variaciones del P, que muestra un comportamiento relativamente desligado del C y el N, presentan patrones de covariación muy claros. Esta diferencia podría deberse a las importantes diferencias en la diagénesis de estos dos elementos en relación con la del P.

En ambos núcleos se observa la cercanía con la relación molar reportada por Redfield *et al.* (1963) "106C:16N:1P" con excepción de los períodos en que la proporción de vegetación terrestre o macrófitas es importante. La relación C:P puede variar de 170 hasta 200 para las especies lacustres y en algunos casos donde el P es limitante todo el año puede subir hasta 500 (Gächter R. y Bloesch J., 1985). Contrario a esto, en el embalse de Valle de Bravo no se ha identificado limitación por P en la columna de agua en años recientes (Valdespino, 2008), y solo ocasionalmente, durante la estratificación, se han identificado condiciones de limitación por N (Merino-Ibarra *et al.*, en prensa).

5.7. Degradación de la materia orgánica, enriquecimiento por fósforo y reconstrucción de los flujos de CO, N y P.

5.7.1. Modelo “G”

La disminución en la concentración de CO y N (Fig. 16) con respecto a la profundidad se atribuye principalmente a la tasa de suministro, al tipo de materia orgánica (MO) y al consumo microbiano (Ruiz-Fernández *et al.*, 2007). La tasa de descomposición del CO y N puede ser evaluada por el modelo de primer orden “G” (Zimmerman and Canuel 2000, 2002). El modelo de primer orden “G” para la descomposición de la MO esta dado por la ecuación:

$$G_i = G_o e^{-kt} + G_8$$

Donde “k” es la constante de descomposición (años⁻¹), “G_i” es la concentración de CO en el tiempo “t” (edad del intervalo en años), “G_o” es la concentración del CO degradable en la superficie del núcleo y “G₈” es la concentración de CO asintótica (representa la parte refractaria de la MO). Este modelo puede ajustarse a la forma lineal (y = mx + b), donde la pendiente de la línea de regresión equivale a la constante de descomposición de primer orden (k):

$$G_i/G_o = (G_o e^{-kt}/G_o) + (G_8/G_o)$$

$$\ln(G_i/G_o) = -kt + \ln(G_8/G_o)$$

$$\text{Fracción metabolizada (\%)} = (1 - (e^b))^*100$$

Debido a que este modelo considera un valor inicial superficial de materia orgánica constante y, en el caso de VB, existen pruebas de la constante fluctuación en la tasa de acumulación y de las distintas fuentes de materia orgánica (desechos antropogénicos, producción primaria, lirio acuático y plantas terrestres), el modelo podría resultar limitado para estimar la degradación de la materia orgánica en VB. Por tal razón y tomando como ejemplo la estrategia del modelo CRS del fechado para considerar dichas variaciones, se aplicó el modelo “G” utilizando el inventario total de CO como G_o y el inventario acumulado de CO debajo de la profundidad en cuestión como G_i para obtener la ecuación y los valores de la tabla 9. Adicionalmente, en el caso del núcleo 8VB se aplicó el modelo solamente al periodo de sedimentos del mismo, excluyendo el suelo previo al embalse.

Tabla 9. Modelo "G" de primer orden para la degradación de carbono orgánico y nitrógeno en Valle de Bravo.

	Núcleo sedimentario	
	4VB	8VB
Carbono Orgánico		
Ecuación del modelo G	$Y = -0.078x + 0.18$	$Y = -0.064x - 0.20$
Constante de descomposición k (años ⁻¹)	0.078	0.064
Vida media ($t_{1/2}$, años)	9	10.8
Fracción metabolizada (%)	20	18
Nitrógeno		
Ecuación del modelo G	$Y = -0.081x + 0.21$	$Y = -0.058x - 0.22$
Constante de descomposición k (años ⁻¹)	0.081	0.058
Vida media ($t_{1/2}$, años)	8.6	12
Fracción metabolizada (%)	23	20

Los resultados así obtenidos del modelo "G" (Tabla 9) muestran valores muy semejantes para ambos núcleos. Este resultado contrasta con la diferencia significativa (del orden del 100%) que se obtuvo inicialmente, ignorando las variaciones en la tasa de acumulación, lo cual respalda la bondad de la aplicación de la estrategia del modelo CRS a este caso, dado que no es de esperarse que la tasa de degradación fuese diferente entre los dos núcleos. Así y dado que con esta estrategia las diferencia entre los valores de ambos núcleos para el CO y N son marginales tanto para la fracción metabolizada como para la vida media, se considera que puede asegurarse con mayor representatividad que la vida media de la materia orgánica en la columna sedimentaria es de aproximadamente 10 años y su fracción metabolizada en la interfase agua-sedimento es de aproximadamente el 20 %.

5.7.2. Enriquecimiento de P

Para estimar el P enriquecido se tiene que diferenciar la parte que se encuentra asociada a los sedimentos de forma natural (P_N) y la contribución antropogénica o en exceso (P_{xs}).

$$P = P_N + P_{xs}$$

Una forma de inferir la fracción natural (P_N) es observando la relación entre el P y el Fe en el sedimento basal, asumiendo que la adsorción del P inorgánico está controlada predominantemente por la formación de (hidro-) óxidos de Fe (Shukla *et al.*, 1971).

Se realizó una regresión lineal de la relación Fe contra P excluyendo la parte superficial de ambos núcleos y el suelo previo al embalse en el núcleo 8VB. La figura 18 muestra que dicha relación es inversamente proporcional en ambos núcleos. Se valoró estadísticamente la significancia ($p < 0.05$) de los coeficientes de correlación y se comprobó que las pendientes y los coeficientes de correlación no son significativamente distintos entre los dos núcleos.

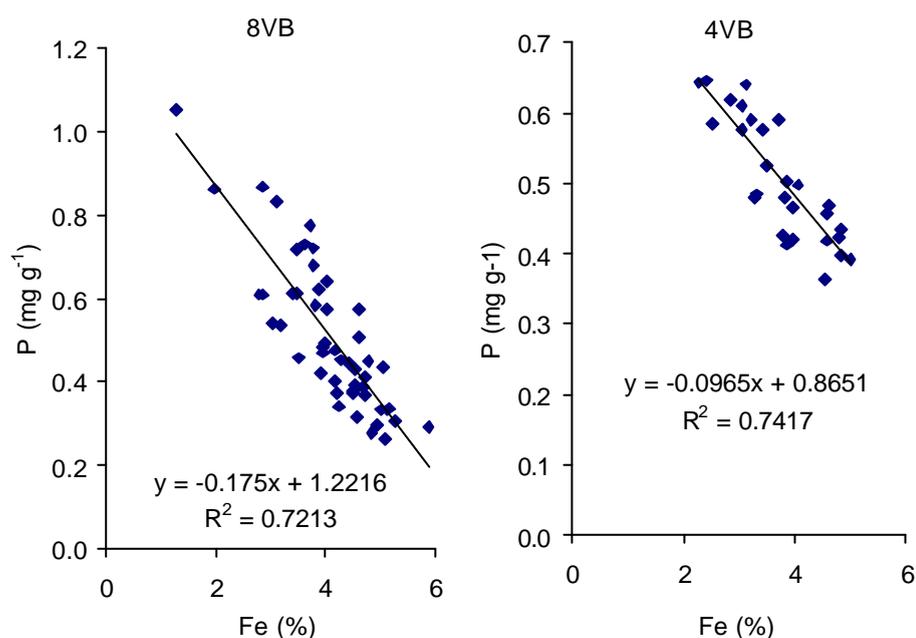


Figura 18. Relación entre el Fe y el P para ambos núcleos (4VB y 8VB).

Dado que la relación encontrada entre el P y el Fe es inversamente proporcional, considerando que el perfil de Fe presentó concentraciones cercanas a lo reportado para la corteza terrestre (Taylor, 1964) y que en ambientes reducidos hasta un 40 % del PO_4^{3-} precipitado se disuelve en el agua intersticial y regresa por difusión del sedimento hacia la

columna de agua (Holm, 1978), se infiere que el P es principalmente de procedencia orgánica (P_{xs}) y, por lo tanto, se calcularon los flujos asumiendo que $P \sim P_{xs}$.

5.7.3. Flujo de CO, N y P.

Para evaluar los cambios en el suministro de CO y N al sistema a lo largo del periodo de tiempo que abarca un núcleo sedimentario, es posible usar el modelo de tasa simple de descomposición orgánica propuesto por Middelburg (1989). Este modelo fue usado para predecir la concentración a cualquier tiempo como resultado de una entrada constante y un proceso diagenético en estado estacionario con base en la ecuación siguiente (Cornwell *et al.*, 1996).

$$G_t = G_0 e^{-(3.2 t^{0.05})}$$

Donde G_t es el componente orgánico metabolizable del CO depositado en el tiempo t y G_0 representa la concentración elemental metabolizable en la superficie sedimentaria, la cual fue estimada para proveer una correspondencia general entre el modelo y la cantidad de CO no metabolizable medida, utilizando para ello el perfil de CO (Figura 16). Adicionalmente, dado que la tasa de entrada de carbono no es constante en VB, al aplicar el modelo de Middelburg se reconstruyó la concentración inicial (i.e., la concentración a la edad de la primera sección) de cada sección de sedimento, considerando la concentración medida específicamente en dicha sección como la fracción restante, de acuerdo al modelo para el tiempo correspondiente.

El flujo de CO y N (Fig. 18) se obtuvo multiplicando el CO y N corregido por el porcentaje degradado en el tiempo t (Middelburg 1989) y la tasa de acumulación (Fig. 12 y Tablas 5 y 6). Para el flujo de P (Fig. 18), como ya se mencionó, se usaron los valores puntuales multiplicándolos por la tasa de acumulación.

Los fuertes cambios en la tasa de acumulación del núcleo 8VB (Fig. 12) refuerzan la idea de que se encuentra en un área con aporte suplementario de sedimento previamente depositado en zonas someras ("sediment focusing"), así como por la contribución de material alóctono incluido en las inyecciones de agua de la represa Colorines. Ya que el flujo está determinado

principalmente por la tasa de acumulación y, en segundo término, por la reconstrucción, se reitera que el núcleo 8VB no es representativo del flujo promedio de materia orgánica de la columna de agua de VB hacia el sedimento, por lo que -a continuación- se utilizan los perfiles correspondientes al núcleo 4VB para discutir dicho flujo.

Los perfiles de los tres flujos (CO, N y P) en el núcleo 4VB (Fig. 17) muestran patrones muy similares entre sí. En ninguno de los tres casos se muestra una tendencia definida de aumento en el largo plazo, como sería de esperar en un sistema cuya carga orgánica ha venido aumentando de manera creciente en el tiempo como resultado del incremento en la población local (Figura 5) y regional, así como la ausencia de controles sobre las descargas al embalse (Ramírez-Zierold *et al.*, 2007).

Incluso así, se observan claramente picos concurrentes en los tres perfiles que indican períodos de incremento en el flujo de materia orgánica hacia los sedimentos de VB. En el caso del flujo de CO (Fig. 19), el intervalo de estas variaciones va de $5 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a $20 \text{ mg cm}^{-2} \text{ años}^{-1}$, aunque la mayoría de los puntos oscilan entre $5 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $14 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Los cuatro picos más elevados del flujo de CO alcanzan los $20 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y son relativamente más marcados que el resto del perfil. Tres de ellos se ubican en el periodo de 1984 a 1989 y el cuarto en 1993.

Como se ha discutido anteriormente, el periodo de 1984 a 1989 se presenta un decremento en la densidad del núcleo 4vB (Fig. 13 y Tabla 6) que coincide con el segmento de material esponjoso de la descripción visual del núcleo 5VB, relativamente vecino (Tabla 1 y Fig. 2), y sabemos que a partir de 1984 se llevaron a cabo diversas campañas de triturado y hundimiento de lirio en el embalse, por lo que toda la información disponible respalda que estos picos corresponden a campañas de hundimiento del lirio realizadas entre 1984 y, aparentemente, hasta 1993. Otro patrón que podría respaldar lo anterior es la ocurrencia de un decremento importante en la concentración de Al en esta época (Fig. 14), que alcanza valores mínimos en 1985 y 1988, y que podría representar una dilución por materia orgánica. En cualquier caso, la evidencia aquí mostrada en su conjunto indica que el triturado del lirio ha representado la causa de los mayores flujos de CO hacia los sedimentos en la historia del embalse, aproximadamente el doble del flujo promedio de carbono.

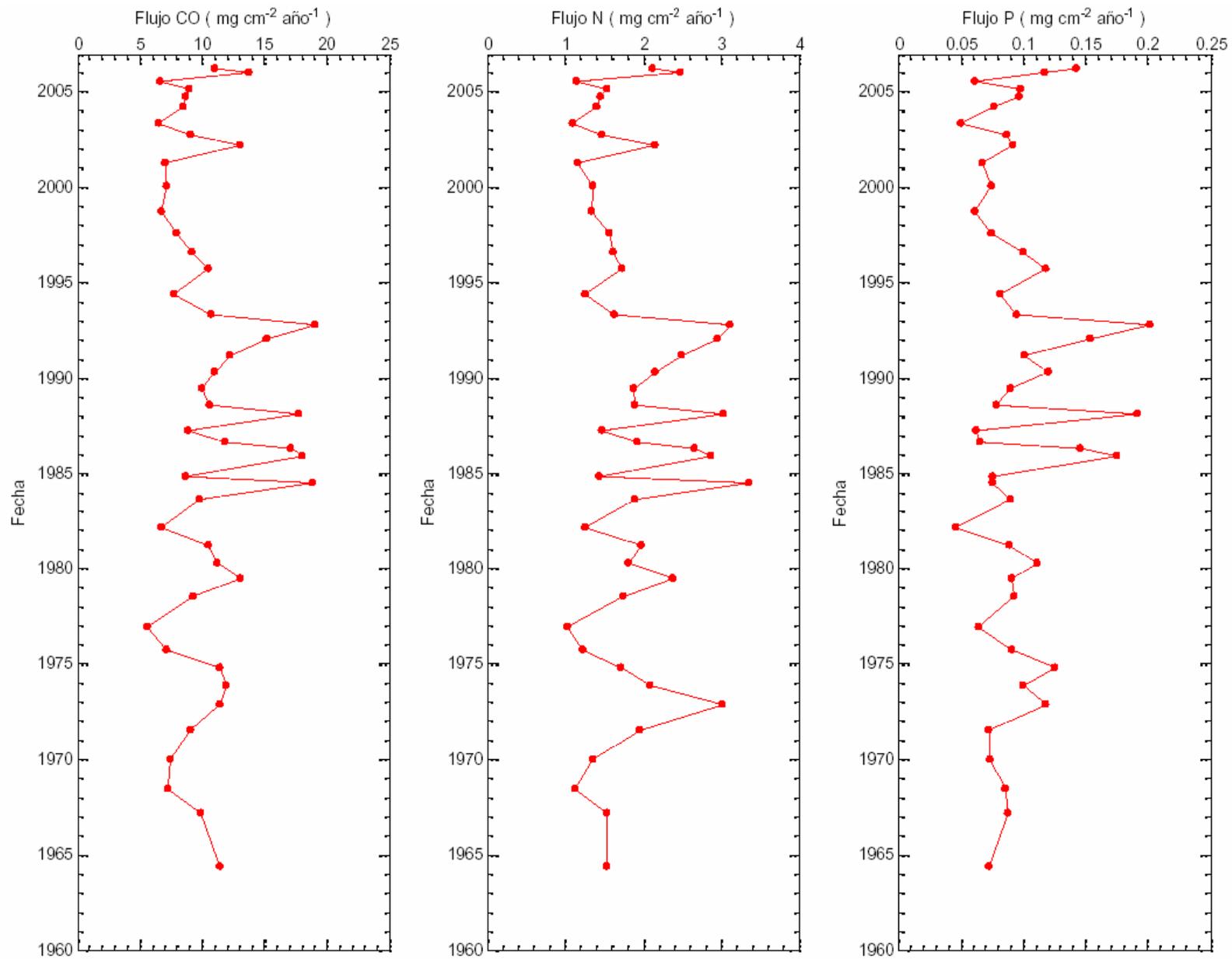


Figura 19.- Perfil de flujo de CO, N y P con respecto al tiempo para el núcleo 4VB.

Otro pico importante que se observa en el flujo CO (Fig. 19) corresponde con el periodo de mayor eutroficación en la historia reciente del embalse, cuando tanto las concentraciones de nutrientes (Ramírez-Zierold *et al.*, 2005) como las de clorofila (Merino, comunicación personal) llegaron a los valores máximos observados debido a un considerable incremento en las descargas hacia el embalse (Ramírez-Zierold *et al.*, 2007). Si bien en 2006 se observa otro pico de magnitud similar, debe tomarse con precaución por tratarse de la parte más superficial del núcleo.

En el perfil de flujo de CO se observan también otros períodos de incremento, de menor magnitud pero de mayor duración que, en orden cronológico, son: entre 1972 y 1975, cuando el flujo se mantuvo alrededor de $12 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$; entre 1979 y 1981, cuando se mantuvo por encima de $10 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ alcanzando los $13 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a mediados de 1979 y, finalmente, un pequeño pico que alcanzó los $10 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ en 1996. Desafortunadamente, en estos casos no hay información adicional que permita identificar las causas del incremento en el flujo de CO, pero independientemente de ello, corresponden a períodos en que fue mayor la disponibilidad de materia orgánica en el embalse y, por lo tanto, su flujo hacia los sedimentos.

El intervalo del flujo de N para el núcleo 4VB es de $1 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ a $3.4 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y las oscilaciones son las mismas que se observan en el flujo de carbono, con la diferencia de que - en el caso del pico de 1972 y 1975- se alcanza un máximo en 1973 de la misma magnitud ($= 3 \text{ mg cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) que los cuatro picos ubicados entre 1984 y 1993.

El caso del P (Fig. 19) su flujo oscila en un intervalo de $0.04 \text{ mg g}^{-1} \text{ año}^{-1}$ a $0.21 \text{ mg g}^{-1} \text{ año}^{-1}$ y se observan solamente tres picos por encima de $0.15 \text{ mg g}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en el periodo 1984-1993: de $0.18 \text{ mg g}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en 1986, de $0.19 \text{ mg g}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en 1988 y de $0.21 \text{ mg g}^{-1} \text{ año}^{-1}$ en 1993. En el resto del perfil, el flujo de P presenta, de manera más tenue, las mismas oscilaciones del flujo de CO y N y se debe (como ya se mencionó) a que los cambios en la tasa de acumulación es la que determina principalmente las oscilaciones en los flujos.

5.8. Evolución trófica del embalse de Valle de Bravo

Aunque no existen registros históricos de la descarga de materia orgánica y nutrientes hacia el embalse a lo largo de su historia, tomando en cuenta la elevada tasa de crecimiento poblacional (5.7 %) de Valle de Bravo, así como del continuo incremento de su aprovechamiento como destino turístico y recreativo, es razonable suponer que la carga orgánica hacia el embalse ha crecido a lo largo de los 58 años desde su creación y, más particularmente, a partir de 1990 cuando aumentó la tasa de crecimiento de la población (Fig. 5, CONAGUA, 2008).

El perfil de Mn (Fig. 15), además de ser un indicador claro de la “etapa óxica”, muestra en ambos núcleos -a partir de 1964- un patrón de largo plazo de disminución en su concentración (con una pendiente de $m = -6.2 \mu\text{g g}^{-1} \text{año}^{-1}$, y una $r^2 = 0.673$ para el núcleo 4VB) a menos de la mitad entre 1964 (0.68 mg g^{-1}) y 2006 (0.33 mg g^{-1}). Este patrón del Mn indica que el embalse ha tenido una evolución hacia un estado cada vez más reducido y, por lo tanto, un aumento en la carga orgánica y en el estado trófico del embalse a lo largo de estos 42 años, como se esperaría del crecimiento en las descargas al mismo.

En contraste, en los perfiles de flujo de los nutrientes (Fig. 19) no se observa una tendencia de largo plazo similar. En el caso del CO ($m = -0.017 \text{ mg g}^{-1} \text{año}^{-1}$, $r^2 = 0.003$) y del N ($m = -0.003 \text{ mg g}^{-1} \text{año}^{-1}$, $r^2 = 0.004$), incluso muestra una tendencia ligeramente negativa y, en el caso del P ($m = 0.001 \text{ mg g}^{-1} \text{año}^{-1}$, $r^2 = 0.002$), aunque es positiva, tampoco es estadísticamente significativa. Si bien esta aparente estabilidad puede deberse en parte a la difusión de solutos de los sedimentos hacia la columna de agua o a la pérdida neta hacia la atmósfera (como denitrificación y metanogénesis), también puede atribuirse en gran medida al patrón de largo plazo que presenta la tasa de acumulación, la cual disminuye con el tiempo (Fig. 12). Adicionalmente, también podría deberse a una sobreestimación de la degradación por el Middelburg (1989) para el caso de VB, ya que si se utilizan las concentraciones de CO y N directamente, sí se obtienen patrones de incremento temporal del flujo a pesar de la disminución en la acumulación.

En cualquier caso, los flujos de CO, N y P sí permiten identificar claramente periodos en los que aumentó la carga orgánica (según se discutió en la sección 5.7.3.) y, por tanto, la condición trófica del embalse. Resalta entre estos períodos el ubicado entre 1984 y 1993, donde se registra el hundimiento de lirio acuático, y que constituye la época en que la carga orgánica fue máxima y el lago se ubicó en las condiciones de mayor eutrofia (que derivaron, entre otras acciones, en el triturado del lirio). Además de los picos atribuidos al lirio, se aprecia una tendencia basal (Fig. 19) de aumento en el flujo (CO, N y P) entre 1982 y 1993, que podría deberse a producción primaria en la columna de agua impulsada por el incremento en la disponibilidad de luz y nutrientes derivado de la destrucción y remineralización del lirio. Sin embargo, como la señal del lirio acuático en el flujo de materia orgánica es mucho mayor que la del plancton, se debe de tener cautela con esta inferencia.

También se aprecia, entre 1997 y 2006, una tendencia de aumento del flujo (Fig. 19) de materia orgánica (CO, N y P) hacia el presente, en la que sobresale el pico correspondiente al punto de mayor degradación trófica detectado hasta ahora en los trabajos previos en la columna de agua (Monroy, 2004; Ramírez-Zierold *et al.*, 2005, 2007, en elaboración). Esta condición se respalda también por el perfil de Mn (Fig. 15) que muestra para este año el mínimo histórico en su concentración y, por lo tanto, la condición más reductora registrada en los sedimentos.

6. CONCLUSIONES

1. En los núcleos de Valle de Bravo se encontraron únicamente arcillas y limos, con predominancia de las arcillas. Las tasas de sedimentación promedio en el embalse se estima en 1.4 cm año^{-1} y la de acumulación de 0.4 g cm^{-2} .
2. Los perfiles de Fe y Al en ambos núcleos (4VB y 8VB) nos indican que el sedimento que llega al embalse proviene de la misma fuente litogénica y que están siendo diluidos por un incremento relativo de materia orgánica.
3. Se identificó la presencia del suelo previo al embalse en el núcleo 8VB, con base en los drásticos cambios encontrados en la base de este núcleo en el CaCO_3 , el carbono total, el carbono orgánico y el nitrógeno. Esta frontera se utilizó como marcador cronológico del fechado.
4. Se halló evidencia de la existencia, entre 1955 y 1964, de una “etapa óxica” en Valle de Bravo, con base en los notorios incrementos de el Mn, el CaCO_3 y la densidad en el núcleo 8VB, así como la asociación de esta etapa con la disminución del nivel del embalse y la mezcla derivada de ello.
5. Se concluye que el núcleo 4VB registró el final de la “etapa óxica” inferida con base en los saltos del Mn, el CaCO_3 y la densidad que presenta en su sección basal. El final de dicha etapa se utilizó como segundo marcador cronológico del fechado.
6. Debido a que el núcleo 8VB presenta un mayor flujo atmosférico de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, a su ubicación cerca de márgenes empinados del embalse y al efecto de las inyecciones de agua de Colorines, se concluye que en la zona de la cortina se presenta una concentración de sedimentos previamente depositados en otras zonas (“sediment focusing”). Por lo anterior, se considera que el núcleo 4VB representa mejor el flujo atmosférico de $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ en el embalse de Valle de Bravo, el cual se estima en $144 \text{ Bq m}^{-2} \text{ y}^{-1}$. Asimismo, se considera que el núcleo 4VB, ubicado en la zona media del embalse, está registrando de manera más fidedigna el flujo de materia orgánica de la columna de agua hacia el sedimento en Valle de Bravo.
7. La convergencia de los patrones temporales de todos los parámetros (con excepción únicamente del Li) entre ambos núcleos, a raíz del fechado, confirma la pertinencia

del mismo. Lo anterior ilustra una de las ventajas de trabajar con más de un núcleo sedimentario.

8. Las concentraciones de los nutrientes (C, N y P) determinados en los sedimentos de Valle de Bravo se encuentran en el mismo intervalo de valores mostrados por otros cuerpos de agua en proceso de eutroficación. Valle de Bravo presenta eutroficación, pero no hipertrofia.
9. El análisis de componentes principales agrupa los parámetros biogeoquímicos en dos factores principales. Un factor “biogénico” que relaciona positivamente el CT, el CO, el CaCO₃ y el N entre sí, e inversamente con el Fe y Al, que representarían el aporte terrígeno. El segundo factor, denominado “textural” relaciona a los limos inversamente con las arcillas.
10. La proporción C:N permitió identificar la participación relativa de vegetación en la materia orgánica de los sedimentos de Valle de Bravo a lo largo del tiempo. En particular, se corroboró: 1) la presencia del suelo previo al embalse en la parte basal de un núcleo, y 2) el flujo hacia los sedimentos de lirio triturado entre 1984 y 1993.
11. A partir de la relación inversamente proporcional entre el P y el Fe, se infiere que el P de los sedimentos de Valle de Bravo es principalmente de procedencia orgánica.
12. Los flujos de CO, N y P no muestran una tendencia definida de aumento en el largo plazo, pero presentan patrones muy similares entre sí, lo que permite identificar los principales eventos de flujo de materia orgánica hacia los sedimentos. Los cuatro pulsos de mayor flujo (~20 mg cm⁻² año⁻¹) de CO en la historia del embalse se ubicaron entre 1984 y 1993, asociados con el triturado y hundimiento de lirio. En 2002 se observó el pico más importante en los años recientes, coincidente con el periodo de mayor eutroficación registrado en los estudios recientes de la columna de agua de Valle de Bravo.
13. El perfil de Mn demostró ser un buen indicador de las condiciones de óxido-reducción a la que se vieron expuestos los sedimentos de Valle de Bravo. Además de ser un indicador claro de la “etapa óxica”, el patrón de Mn posterior a 1964 indica que el embalse ha tenido una evolución hacia un estado cada vez más reducido, y por lo tanto un aumento en la carga orgánica y el avance del estado trófico del embalse a lo largo de los siguientes 42 años.

7. RECOMENDACIONES

El embalse de Valle de Bravo, debido su importancia como recurso de agua y potencial económico, demanda crear planes de mitigación para controlar los efluentes y planes de contingencia previendo posibles brotes de especies nocivas (producción de toxinas) para la población.

Con base en la experiencia de este trabajo, las sugerencias para estudios de geocronología en embalses son:

1. Donde se infiera una tasa de sedimentación y acumulación muy cambiante, analizar más de un núcleo sedimentario para su fechado y variables.
2. Que cada núcleo analizado tenga un núcleo vecino para su descripción visual.
3. En el caso de presas, se recomienda muestrear en primer término la zona central, y de ser posible, también la zona de la cortina, generalmente más profunda, para poder compararlas.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre, G.A. (2001). Química de los suelos ácidos, templados y tropicales. Facultad de Estudios Superiores Cuautitlán, UNAM. Capítulo 3.
- Alexander, C.R., Smith, R.G., Calder, F.D., Schorp, S.J., Windom, H.L. (1993). The historical record of metal enrichment in two Florida estuaries. *Estuaries* 16B:627-637.
- Andrews, J.E., Greenaway, A.M., Dennis, P.F. (1998). Combined carbon isotope and C/N ratios as indicators of source and fate of organic matter in a poorly-flushed tropical estuary, Hunts Bay, Kingston, Jamaica, *Jam. J. Sci. Tech.*
- Appleby, P.G. (2001). Chronostratigraphic techniques in recent sediments. In: Last, W.M., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Changes Using Lake Sediments, Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 1:171-203.
- Appleby, P.G., Oldfield, F. (1992). Application of lead-210 to sedimentation studies. *Uranium-series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine, and Environmental Sciences* 731-778.
- Blais, J.M., Kalff, J. (1995). The influence of lake morphometry on sediment focusing. *Limnology and oceanography* 40:582-588.
- Bolt, G.W., Bruggemwert, M.G.M. (1978). *Soil chemistry A. Basic Elements*, 2ª. Ed. Elsevier, Amsterdam. Chapter 2.
- Bortleson, G.C., Lee, G.F. (1972). Recent sedimentary history of Lake Mendota, Wis. *Environmental Science and Technology* 6:799-808.
- Broecker, W.S., Oversby, V.M. (1971). *Chemical Equilibria in the Earth*. McGraw-Hill Book Co. N.Y. EUA. Chapter 4 y 5.
- Bruland, K.W., Bertine, K., Koide, M., Goldberg, E.D. (1974). History of metal pollution in Southern California coastal zone. *Environment Science Technology* 8:425-432.
- Carroll, J., Williamson, M., Lerche, I., Karabanov, E., Williams, D.F. (1999). Geochronology of Lake Baikal from ²¹⁰Pb and ¹³⁷Cs radioisotopes. *Applied Radiation and Isotopes* 50:1105-1119.
- CFE (Comisión Federal de Electricidad) (1976). *Sistema Hidroeléctrico Miguel Alemán*. CFE, 8 p.
- Charles, F.D., Smol, P.J. (1991). Long-Term chemical changes in lakes. *Environmental Chemistry of lakes and reservoirs* 1:3-31.
- Cloern, J.E., Canuel, E.A., Harris, D. (2002). Stable Carbon and Nitrogen Isotope Composition of Aquatic and Terrestrial Plants of the San Francisco Bay Estuarine System. *Limnology and Oceanography* 3:713-729.
- Cochran, J., Hirschberg, D.J., Wang, J., Dere, C. (1998a). Atmospheric Deposition of Metals to Coastal Waters (Long Island Sound, New York U.S.A.): Evidence from Saltmarsh Deposits, *Coastal and Shelf Science* 46:503-522.
- Cochran, J.K., Frignani, M., Salamanca, M., Bellucci, L.G., Guerzoni, S. (1998b). Lead-210 as a tracer of atmospheric input of heavy metals in the northern Venice lagoon. *Marine Chem.*
- CONAGUA (Comisión Nacional de Agua) (2008). Comisión de Cuenca Valle de Bravo-Amanalco: Presa de Valle de Bravo. <http://www.cuencaamanalcovalle.org/>
- Cornwell, J.C., Stevenson, J.C., Conley, D.J., Owens, M. (1996). A sediment chronology of Chesapeake Bay eutrophication. *Estuaries* 19:488-499.
- Flynn, W.W. (1968). The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Analytica Chemical Act* 43:221-227.
- Folk, R. (1974). *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill Pub. Co, Texas.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. (1978). *Principles of sedimentology*. Wiley, New York, 792p.
- Galehouse, J.S. (1971). Sedimentation analysis. In: Carver, R.E. (Ed.), *Procedures in Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience, New York, NY, 69-64.
- Gächter, R., Bloesch, J. (1985). Seasonal and vertical variation in the C:P ratio of suspended and settling seston of lakes. *Hydrobiologia* 128:193-200.

- Garcés, K., Gutiérrez, R., Kohlmann, J., Yeomans, J., Botero, R. (2006). Caracterización del sistema de descontaminación productivo de aguas servidas en la finca pecuaria integrada de la universidad EARTH: I. las plantas acuáticas. *Tierra Tropical* 2:129-140.
- Gaudette, H.E., Flight, W.R., Toner, L., Folger, D.M. (1974). A inexpensive titration method for the determination of organic carbon in recent sediments. *Sedim. Petrol J.* 44:249-253.
- Gerritse, R.G., Walbrink, P.J., Murria, A.S. (1998). Accumulation of phosphorus and heavy metals in the Swan-Canning Estuary, Western Australia. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 47:165-170.
- Goldberg, E.D. (1963). Geochronology with ^{210}Pb in radioactive dating. In: *Radioactive Dating*. IAEA, Viena, 121-122.
- González-Laurrabaquio, J. (en proceso). Reconstrucción del desarrollo del trofismo en la presa Valle de Bravo a partir del análisis de diatomeas (*Bacillariophyceae*) en un núcleo sedimentario. Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Maestría en Ciencias (Limnología).
- H. Ayuntamiento Constitucional de Valle de Bravo (2008). <http://www.edomexico.gob.mx/>
- Hakanson, L., Jansson, M. (1983). Principles of lake sedimentology. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 316 p.
- Hamilton, T.F., Smith, J.D. (1986). Improved alpha-energy for the determination of polonium isotopes by alpha-spectrometry. *Applied and Radiation Isotopes* 37:628-630.
- Hansen, K. (1961). Lake types and lake sediments. *Verh Int Ver Limnol* 14:285-290.
- Holm, N.G. (1978). Phosphorus exchange through the sediment interface. Mechanism studies of dynamic processes in the Baltic Sea. In *Contributions Microbial Geochemistry*. Department of Geology. University of Stockholm, 149 p.
- Huisman, J., Sharples, J., Stroom, J. M., Visser, P. M., Kardinaal, W. E. A., Verspagen, J. M. H., Sommeijer, B. (2004). Changes in turbulent mixing shift competition for light between phytoplankton species. *Ecology* 85:2960-2970.
- Jinglu, W., Chengmin, H., Haiao, Z., Schleser, H.G., Battarbee, R. (2007). Sedimentary evidence for recent eutrophication in the northern basin of Lake Taihu, China: Human impacts on a large shallow lake. *Journal of Paleolimnology* 38:13-23.
- Jinglu, W., Gagan, K.M., Xuezhong, J., Weilan, X., Sumin, W. (2007). Sedimentary geochemical evidence for recent eutrophication of Lake Chenghai, Yunnan, China. *Journal of Paleolimnology* 32:85-94.
- Kangur, M., Kangur, K., Laugaste, R., Punning, J.M., Möls, T. (2007). Combining limnological and palaeolimnological approaches in assessing degradation of Lake Pskov. *Hydrobiologia* 584:121-132.
- Krishnaswami, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M. (1971). Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 11:407-414.
- Lee, S.V., Cundy, A.B. (2001). Heavy metal contamination and mixing processes in sediments from the Humber Estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 53:619-636.
- Lewis, W.M. Jr. (1983). A revised classification of lakes based on mixing. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 40:1779-1787.
- Lieser, K.H. (2001). *Nuclear and Radiochemistry, Fundamentals and Applications Germany*, 462 p.
- Lijklema, L. (1993). Considerations in modeling the sediment-water exchange of phosphorus. *Hydrobiologia* 253:219-231.
- Loring, D.H., Rantala, R.T.T. (1992). Geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. *Earth-Science Reviews* 32:235-283.
- Lugo Hubp, J. (1989). *Diccionario Geomorfológico. Con equivalentes de los términos de uso más común en alemán, francés, inglés y ruso*. Instituto de Geografía. Universidad Nacional Autónoma de México. México, 337 p.
- Margalef, R. (1983). *Limnología*. Omega S.A., Barcelona, 1010 p.

- Martens, C.S., Haddad, R.I., Chanton, J.P. (1992). Organic matter accumulation, remineralization, and burial in anoxic coastal sediment. In: *Organic Matter: Productivity, Accumulation, and Preservation in Recent and Ancient Sediments*. Columbia University Press, New York, 82-98.
- Martínez-Romero, E., Martínez-Salgado, M.D., Ramírez-García, P. (2001). Detección de cianotoxinas en una fuente de abastecimiento de agua para consumo humano: la presa de Valle de Bravo. In: Daesslé, L.W., Forsythe, L., Rendón, G. (eds) *XI Congreso Nacional de Geoquímica, Actas INAGEQ 7:10-12*.
- McCaffrey, R., Thomson, J. (1980). A record of the accumulation of sediment and trace metals in a Connecticut salt marsh. *Advances in Geophysics* 22:165-236.
- Mee, L.D. (1988). A definition of "critical eutrophication" in the marine environment. *Rev. Biol. Trop.* 36:159-161.
- Mee, L.D. (2006). Reviving dead zones. *Scientific American* 295:55-61.
- Merino-Ibarra, M., Monroy-Ríos, E., Vilaclara, G., Castillo, S.F., Gallegos, E.M., Ramírez-Zierold, J. (en prensa). Physical and chemical limnology of a wind-swept tropical highland reservoir. *Aquat Ecol.*
- Merino, M., Monroy, E., Castillo, S., Ramírez, J., Gallegos, M.E., Alcocer, J. (2003). Wind-driven upwelling indicated by hydrological variability in a tropical eutrophied reservoir, Valle de Bravo, Mexico. In: *4th International Conference on Reservoir Limnology and Water Quality: 228-231*, Institute of Hydrobiology, Academy of Sciences of the Czech Republic, České Budejovice, Czech Republic.
- Middelburg, J.J. (1989). A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta* 53:1577-1581.
- Monroy, R.E. (2004). Hidrología del embalse de Valle de Bravo, México. Tesis de Maestría (Química acuática). Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM.
- Nixon, S.W., Granger, S.L., Nowicki, B.L. (1995). An assessment of the annual mass balance of carbon, nitrogen, and phosphorus in Narragansett Bay. *Biogeochemistry* 31:15-61.
- NRC (National Research Council) (2000). *Clean Coastal Waters: Understanding and reducing the effects of nutrient pollution*. National Academy Press, Washington, D.C.
- Olausson, E., Cato, Ingemar (1980). "Chemistry and biochemistry of estuaries." John Wiley & Sons, New York, 1-35.
- Olvera, V.V. (1990). Estudio de la eutroficación del embalse Valle de Bravo, México. M. Sc. Dissertation. Faculty of Science, UNAM, Mexico City, 87 p.
- Olvera-Viascán, V., Bravo-Inclán, L., Sánchez-Chávez, J. (1998). Aquatic ecology and management assessment in Valle de Bravo reservoir and its watershed. *Aquatic Ecosystem Health and Management* 1:277-290.
- Palanques, A., Sánchez-Cabeza, J.A., Masqué, P., León, L. (1998). Historical record of heavy metals in a highly contaminated Mediterranean deposit: the Besos prodelta. *Marine Chemistry* 61:209-217.
- Ramírez-Zierold, J., Merino, M., Castillo, F.S., Vilaclara, G., Monroy-Ríos, E., Gallegos, M.E., Olson, M., López-Gómez, L.M. (2007). Aportes externos de nitrógeno y fósforo, *Boletín del Patronato Pro-Valle de Bravo* 9:6-9.
- Reddy, K.P., Patrick, W.H. (1976). Effect of frequent changes in aerobic and anaerobic conditions on redox potential and nitrogen loss in a flooded soil. *Soil Biology & Biochemistry* 8:491-495.
- Redfield, A.C., Ketchum, B.H., Richards, F.A. (1963). The influence of organisms on the composition of seawater. In: Hill, M.N. (ed.), *The Sea*, 2. Interscience Publishers, N.Y., 26-77.
- Robbins, J.A. (1978). Geochemical and geophysical application of radioactive lead. *Biogeochemistry of lead in the environment*. Elsevier Scientific, Amsterdam, 332-367.
- Roberts, D.J., Lindell, T., Kvarnas, H. (1982). Environmental factors governing regional lake water quality differences. *Natl Swed Environ Prot Board, SNV PM 1621*, Uppsala, 32 p.

- Rosales-Hoz, M.T. (1980). Manual de Laboratorio de Oceanografía Química. In "Centro de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM", México, DF.
- Rosenfeld, J.K. (1979). Ammonium adsorption in near shore anoxic sediments. *Limnology Oceanography* 24:356-364.
- Ruiz-Fernández, A.C., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., Soto-Jiménez, M., Páez-Osuna, F. (2002). Recent sedimentary history of anthropogenic impacts on the Culiacan River Estuary, northwestern Mexico: geochemical evidence from organic matter and nutrients. *Environmental Pollution* 118:365-377.
- Ruiz-Fernández, A.C., Páez-Osuna, F., Urrutia-Fucugauchi, J., Preda, M. (2005). ^{210}Pb geochronology of sediment accumulation rates in Mexico City Metropolitan Zone as recorded at Espejo de los Lirios lake sediments. *CATENA, ELSEVIER* 61:31-48.
- Ruiz-Fernández, A.C., Hillaire-Marcell, C., Páez-Osuna, F., Ghaleb, B., Caballero, M. (2007). ^{210}Pb chronology and trace metal geochemistry at Los Tuxtlas, Mexico, as evidenced by a sedimentary record from the Lago Verde crater lake. *Quaternary Research* 67:181-192.
- Ruiz-Fernández, A.C., Frignani, M., Tesi, T., Bojórquez-Leyva, H., Bellucci, L.G., Páez-Osuna, F. (2007). Recent Sedimentary History of Organic Matter and Nutrient Accumulation in the Ohuira Lagoon, Northwestern Mexico. *Arch. Environ. Contam. Toxicol.*
- Sánchez-Sentíes, F. (datos sin publicar). Registros fotográficos de la organización no gubernamental "Provalle".
- SARH (Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos) (1987). Sistema Cutzamala. Comisión de Aguas del Valle de México, 47 p.
- SEMARNAT (Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales), CONAGUA (Comisión Nacional de Agua), IMTA (Instituto Mexicano de Tecnología del Agua) (2005). Gerencia regional de aguas del Valle de México y sistema Cutzamala. SEMARNAT, 66 p.
- Schelske, C.L., Hodell, D.A. (1995). Using carbon isotopes of bulk sedimentary organic matter to reconstruct the history of nutrient loading and eutrophication in Lake Erie. *Limnology and Oceanography* 40:918-929.
- Shukla, S.S., Syers, J.K., Williams, J.D., Armstrong, D.E., Harris, R.F. (1971). Sorption of inorganic phosphate by lake sediments. *Soil Sci Soc Am Proc* 35:244-249.
- Smith, V.H., Tilman, G.D., Nekola, J.C. (1999). Eutrophication: impacts of excess nutrient inputs on freshwater, marine, and terrestrial ecosystems. *Environmental Pollution* 100:179-196.
- Sorgente, D., Frignani, M., Langone, L., Ravaioli, M. (1999). Chronology of marine sediments. Interpretation of activity-depth profiles of ^{210}Pb and other radioactive tracers. Part I. Technical Report No.54. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Istituto per la Geologia Marina.
- SPP (Secretaría de Programación y Presupuesto) (1981). Guías para la Interpretación de Cartografía: Edafología. Secretaría de Programación y Presupuesto. Coordinación General de los Servicios Nacionales de Estadística, Geografía e Informática. México: 45 p.
- Stevenson, F.J. (1994). Humus Chemistry, Genesis, Composition, Reactions. John Wiley & Sons, New York.
- Stoddard, L.J. (1991). Long-Term changes in watershed retention of nitrogen. *Environmental Chemistry of lakes and reservoirs* 8:223-284.
- Strickland, J.D.H., Parsons, T.R. (1972). A practical Handbook of Seawater Analysis, Fisheries Research Board of Canada. Ottawa.
- Stumm, W., Morgan, J.J. (1970). Aquatic Chemistry. JOHN WILEY & SONS, INC. New York. 1022 pp.
- Sugai, S.F., Alperin, M.J., Reeburgh, W.S. (1994). Episodic deposition and ^{137}Cs immobility in Skan Bay sediments: a ten-year ^{210}Pb and ^{137}Cs time series. *Marine Geology* 116:351-372.
- Taylor, S.R. (1964). Abundance of chemical elements in the continental crust: A new table. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 28:1273-1285.
- Taylor, D., Dalton, C., Leira, M., Jordan, P., Chen, G., León-Vintró, L., Irvine, K., Bennion, H., Nolan, T. (2006). Recent histories of six productive lakes in the Irish Ecoregion based on multiproxy palaeolimnological evidence. *Hydrobiologia* 571:237-259.

- Turekian, K.K., Nozaki, Y., Benninger, L.K. (1977). Geochemistry of atmospheric radon and radon products. *Annual Review of Earth Planetary Science* 5:227-255.
- UNEP/IOC/IAEA, (1995). Manual for the geochemical analyses of marine sediments and suspended particulate matter. Reference methods for marine pollution studies No. 63. United Nations Environment Programme.
- Valdespino, P.M. (2008). Metabolismo comunitario (producción bruta, respiración y producción neta) en un embalse tropical, monomítico y eutrófico (Valle de Bravo, México). Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Maestría en Ciencias (Limnología).
- Vitousek, P.M., Mooney, H.A., Lubchenko, J., Melillo, J.M. (1997a). Human domination of Earth's ecosystems. *Science* 277:494-499.
- Vollenweider, R.A. (1968). Scientific fundamentals of the eutrophication of lakes and flowing waters, with particular reference to nitrogen and phosphorus as factors in eutrophication. Rep OECD, DAS/SCI/68.27, Paris, 192 p.
- Walling, D.E., He, Q. (1992). Interpretation of caesium-137 profiles in lacustrine and other sediments: the role of catchment-derived inputs. *Hydrobiologia* 235/236:219-230.
- Wan, G.J., Bai, Z.G., Oing, H., Mather, J.D., Huang, R.G., Wang, H.R., Tang, D.G., Xiao, B.H. (2003). Geochemical records in recent sediments of Lake Erhai: implications for environmental changes in a low latitude–high altitude lake in southwest China. *Journal of Asian Earth Science* 21:489-502.
- Wetzel, R.T. (1975). *Limnology*. Saunders, Philadelphia, 743 p.
- Zimmerman, A.R., Canuel, E.A. (2000). A geochemical record of eutrophication and anoxia in Chesapeake Bay sediments: anthropogenic influence on organic matter composition. *Marine Chem.* 69:117-137.
- Zimmerman, A.R., Canuel, E.A. (2002). Sediment geochemical records of eutrophication in the mesohaline Chesapeake Bay. *Limnol Oceanogr* 47:1084-1093.