

Universidad de El Salvador
Facultad de Ciencias Naturales y Matemática
Escuela de Física



Trabajo de graduación

**Determinación de las tasas de acumulación másica
sedimentaria en la Laguna de Olomega**

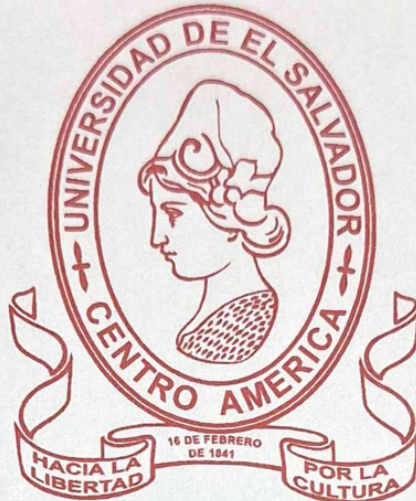
Presentado por:

Josué Armando Hernández Fuentes

Para optar al grado de: Licenciado en Física

Asesor: M.Sc. Oscar Armando Amaya Monterrosa

Universidad de El Salvador
Facultad de Ciencias Naturales y Matemática
Escuela de Física



Trabajo de graduación

**Determinación de las tasas de acumulación másica
sedimentaria en la Laguna de Olomega**

Presentado por:

Josué Armando Hernández Fuentes

Para optar al grado de: Licenciado en Física

Asesor: M.Sc. Oscar Armando Amaya Monterrosa

AUTORIDADES UNIVERSITARIAS

RECTOR:

M.Sc. Juan Rosa Quintanilla

VICERRETORA ACADÉMICA:

Dra. Evelyn Beatriz Farfán

VICERRETOR ADMINISTRATIVO:

M.Sc. Roger Arias

SECRETARIO GENERAL:

Lic. Pedro Rosalío Escobar Castaneda

AUTORIDADES FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICA

DECANA:

M.Sc. Ángela Gudelia Portillo

VICEDECANO Y DIRECTOR EN FUNCIONES ESCUELA DE FÍSICA:

Dr. José Nerys Funes Torres

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más profundo agradecimiento a Dios, cuya guía, fortaleza y misericordia hicieron posible culminar esta etapa tan importante de mi vida. Su presencia constante me dio esperanza en los momentos de dificultad y me permitió avanzar con fe y determinación. A mi madre, mi mayor ejemplo de amor y entrega, le debo un reconocimiento especial, gracias a su apoyo incondicional, por cada sacrificio, por su compañía en los momentos más duros y por creer en mí.

Extiendo mi sincero agradecimiento al M.Sc. Oscar Amaya, por su orientación y la confianza depositada en mí para el desarrollo de este trabajo. Agradezco a Darwin López, por su dedicación y apoyo en el procesamiento de corte de las muestras, cuya colaboración fue esencial para avanzar con la parte experimental de esta investigación. A Jenniffer Guerra, por su compromiso y respaldo durante las jornadas de muestreo en campo, A Gladys Pérez, por su apoyo en la elaboración de la cartografía necesaria para este trabajo, cuyo aporte técnico permitió establecer la correspondencia entre los resultados presentados.

Agradezco al Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) por el suministro de equipos a través de los proyectos nacionales, así como por la provisión de reactivos, fuentes radiactivas de calibración y demás insumos necesarios para la realización de los análisis. A cada uno de ellos, gracias por contribuir de manera significativa a la culminación de este proyecto académico.

Índice general

Resumen	1
Introducción	2
1. Marco Teórico	3
1.0.1. Origen del método de Plomo-210	3
1.0.2. Método de Plomo-210 aplicado a sedimentos lacustres	4
1.0.3. Ley de decaimiento radiactivo	5
1.0.4. Desintegración alfa	6
1.0.5. Equilibrio secular	11
1.0.6. Isotopos de Polonio	13
1.0.7. Espectrometría alfa	14
1.0.8. Evolución histórica de los modelos de fechado para Plomo-210	18
1.0.9. Modelos de fechado para Plomo-210	20
2. Metodología	25
2.0.1. Descripción de la zona de estudio	25
2.0.2. Diseño de muestreo, selección de Sitios y Recolección de Muestras	27
2.0.3. Tratamiento de las muestras	30
2.0.4. Calibración del espectrómetro alfa	32
2.0.5. Preparación de las muestras para el análisis de Plomo-210	34
2.0.6. Estimación y propagación de incertidumbres	37
3. Resultados y discusión	38
3.0.1. Resultados del análisis del Plomo 210	38
3.0.2. Cronología y tasas acumulación másica y de sedimentación	40
3.0.3. Eventos naturales y actividades antropogénicas que han influido en la dinámi- ca sedimentaria de la Laguna de Olomega	44
3.0.4. Estimación aproximada del tiempo de vida de la laguna	49
4. Conclusiones	51
5. Recomendaciones	52

Índice de figuras

1.1. El Radón se libera del sedimento, incorporándose a la atmósfera y a la columna de agua, respectivamente. En la atmósfera, el Radón se desintegra en ^{210}Pb , depositándose principalmente por la vía húmeda. En el agua, el Radón se descompone en ^{210}Pb , que sedimenta arrastrado por la materia orgánica. El ^{226}Ra disuelto en la columna de agua se desintegra en Radón, que luego se convierte en ^{210}Pb y se deposita en el sedimento. El ^{226}Ra contenido en el sedimento no liberado se desintegra directamente en ^{210}Pb , estableciendo un equilibrio secular entre ambos en el sedimento (Sánchez et al., 2012). Imagen tomada de Arias et al. (2018).	5
1.2. Ilustración de la Ley de Geiger-Nuttall, relación directa entre la energía de las partículas alfa emitidas y la vida media de los radionúclidos.	8
1.3. Potencial de Coulomb para una partícula alfa, imagen tomada de Ferrer (2006)	9
1.4. Ilustración del equilibrio secular entre los radioisótopos de plomo-210 (^{210}Pb) y polonio-210 (^{210}Po).	13
1.5. Esquema del espectrómetro alfa con analizador multicanal. Elaboración propia con base en Gómez (2005).	14
1.6. Esquema de los elementos constituyentes un analizador multicanal. Elaboración propia con base en Gómez (2005)	17
1.7. Ilustración de la discretización del núcleo sedimentario en capas y secciones. A la izquierda se muestra la definición de la sección i , delimitada por dos profundidades consecutivas, mientras que a la derecha se ilustra la capa correspondiente a la sección media i y la capa (i). Elaboración propia con base en Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012)	20
2.1. Ubicación y jurisdicción política-administrativa de la Laguna de Olomega.	25
2.2. Principales tributarios de la Laguna de Olomega.	26
2.3. Uso de suelo en los alrededores de la Laguna de Olomega.	27
2.4. Sitios de muestreo de núcleos sedimentarios.	28
2.5. Ilustración de muestreo mediante el método de nucleador de gravedad y Push corer. Elaboración propia.	29
2.6. Ilustración de la preparación de las muestras previo al análisis del Plomo-210. Elaboración propia.	30

2.7. Esquema geométrico del arreglo fuente–detector empleado para la estimación de la eficiencia en espectrometría alfa mediante el enfoque de ángulo sólido. La eficiencia promedio se calcula a partir de una aproximación en serie infinita que considera el radio efectivo de la fuente (R_S), el radio activo del detector (R_D), la distancia fuente-detector (D) y la altura efectiva de la fuente (H), siguiendo el planteamiento desarrollado por Gascón y Muñoz (2003).	33
2.8. Ilustración del proceso de preparación de muestras de sedimento para el análisis de ^{210}Pb . Elaboración propia.	34
3.1. Perfil de actividad total de Plomo 210 y Radio 226 de los núcleo OL-1 y OL-2.	39
3.2. (Izquierda) Perfil de actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ del núcleo OL-1. (Derecha) Relación lineal entre $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ y la profundidad (lineal y másica), para la estimación de las tasas de sedimentación (SAR) y acumulación másica (MAR) del núcleo OL-1.	40
3.3. Perfil de actividad de Plomo 210 en exceso del núcleo OL-2	41
3.4. Tasa de acumulación másica y de sedimentación del núcleo OL-2	42
3.5. Monitoreo satelital de la Laguna de Olomega mediante imágenes Sentinel-2A correspondientes al periodo 2016–2024.	44
3.6. Relación entre la evolución de la tasa de sedimentación y el crecimiento poblacional en la cuenca de la Laguna de Olomega	47
3.7. Flujos de materia orgánica del núcleo OL-2	48
3.8. Batimetría de la Laguna de Olomega.	49
5.1. Monitoreo satelital de la Laguna de Olomega mediante imágenes Sentinel-2A correspondientes al periodo 2016–2024. Se muestran las composiciones en color natural (RGB), la clasificación de escenas (SCL) y los mapas del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI).	67

Índice de cuadros

I. Características de los isótopos de polonio ^{210}Po , ^{209}Po y ^{208}Po (Lehritani Hamine, 2012).	14
I. Información de los núcleos extraídos en la Laguna de Olomega	29
II. Estudios de sedimentación mediante ^{210}Pb en lagos de agua dulce de Centroamérica.	31
I. Evolución de la población en la cuenca de drenaje de la Laguna de Olomega (1930-2024) y valores promedio de la tasa de acumulación másica sedimentaria (MAR) asociados a los periodos censales (BCR, 2024; MIVI, 2017).	47
I. Perfiles de ^{210}Pb total, ^{226}Ra y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ del núcleo OL-1.	59
II. Perfil de ^{210}Pb , ^{226}Ra y ^{210}Pb en exceso con incertidumbres (núcleo).	60
III. Datos de profundidad, masa acumulada, incertidumbres, concentraciones, edades y tasas para el núcleo analizado.	61
IV. Resultados de la regresión lineal entre la profundidad másica y $\ln(C_i)$.	62
V. Resultados de la regresión lineal entre la profundidad media y $\ln(C_i)$.	62
VI. Tasas de acumulación másica (r_i) y tasas de sedimentación (s_i) del núcleo OL-2.	63
VII. PPI, MAR y flujos de materia orgánica del núcleo OL-1.	64
VIII. PPI y flujos de materia orgánica núcleo OL-2.	65
IX. Resultados del análisis de regresión lineal entre $\ln(\text{Población total})$ y $\ln(\text{MAR})$.	66
X. Consumo energético para el análisis de Plomo-210 para una corrida de 16 muestras, tomando una tarifa de 0.188268 \$/kWh (SIGET, 2025).	68
XI. Consumibles y equipo para el análisis de Plomo-210	69

Resumen

Los cambios en el uso del suelo y el crecimiento poblacional han intensificado la erosión y el transporte de sedimentos en cuencas tropicales y humedales lacustres, donde la acumulación reciente de sedimentos constituye un indicador relevante de deterioro ambiental. En este contexto, la Laguna de Olomega, designada como sitio Ramsar y uno de los humedales más importantes del oriente de El Salvador, enfrenta un incremento de los procesos erosivos en su cuenca. Por ello, el presente estudio tuvo como objetivo reconstruir la dinámica sedimentaria de los últimos ~ 100 – 150 años mediante la estimación de las tasas de acumulación másica (MAR) y de sedimentación (SAR) utilizando geocronología basada en ^{210}Pb . Se recolectaron dos núcleos sedimentarios en ambientes contrastantes de la laguna: uno parcialmente inundado de forma estacional y otro permanentemente inundado, empleando técnicas de *push corer* y nucleador de gravedad. Las muestras fueron sometidas a digestión química y el Polonio-210 (^{210}Po) fue cuantificado mediante espectrometría alfa, asumiendo equilibrio secular con ^{210}Pb . Los perfiles de Plomo-210 en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) mostraron un decaimiento exponencial con la profundidad. Estos resultados se interpretaron utilizando los modelos de tasa constante de suministro (CRS) y Flujo Constante–Sedimentación Constante (CFCS). Ambos núcleos registraron incrementos sostenidos en las tasas de acumulación másica (MAR) y de sedimentación (SAR) durante las últimas décadas, coincidentes con el crecimiento poblacional y la intensificación del uso del suelo en la cuenca. La integración de indicadores geocronológicos, ambientales y socioeconómicos sugiere una aceleración del aporte de sedimentos asociada a presiones antrópicas, con potenciales implicaciones sobre la profundidad efectiva y la funcionalidad de la laguna.

Introducción

La Laguna de Olomega está ubicada en el oriente de El Salvador, entre los distritos de San Miguel, Chirilagua y El Carmen. Este humedal forma parte de la cuenca del río Grande de San Miguel, abarcando una extensión de 7,556 ha, con un espejo de agua de 2,560 ha, desempeña un papel fundamental en la regulación hidrológica y sedimentaria del sistema (JICA, 2014). Recibe aportes hídricos de diversos tributarios, entre los que destacan los ríos San Antonio, El Mono y El Carmen. Durante la estación lluviosa las precipitaciones provocan un aumento significativo en el caudal de estos afluentes, favoreciendo el transporte y la deposición de grandes volúmenes de sedimentos hacia el interior de la laguna (MARN, 2004). Alrededor de la laguna se desarrollan diversas actividades humanas, entre las que destacan la agricultura, la ganadería y la pesca artesanal; de esta última dependen directamente alrededor de 1,200 personas (MARN, 2017). Asimismo, los centros poblados cercanos concentran actividades de comercio y servicios que atienden a una población estimada de 265,866 habitantes (BCR, 2024).

Debido a su relevancia ecológica y social, la Laguna de Olomega fue declarada sitio Ramsar en 2005, integrándose a la cadena de humedales del Pacífico Centroamericano (Díaz Zelaya et al., 2009). Esta designación ha motivado la realización de diversos estudios, los cuales han evidenciado procesos de degradación que comprometen su integridad ecológica y los servicios ecosistémicos que brinda. Según MARN (2019) la laguna presenta claros signos de estrés ambiental asociados a una gestión inadecuada del sistema, que se manifiestan en procesos de eutrofización y elevados niveles de coliformes, que indican descargas de aguas residuales, así como en altas concentraciones de nitratos y fosfatos vinculadas a aportes agrícolas y domésticos. Hasta la fecha, se han realizado levantamientos batimétricos y análisis morfométricos de la laguna (Alvarado et al., 2015; MARN, 2024), los cuales han aportado información relevante sobre su configuración y características físicas. Sin embargo, estos enfoques no permiten por sí solos reconstruir la evolución temporal de la dinámica sedimentaria del sistema. Esta situación pone de manifiesto la necesidad de desarrollar estudios más profundos que permitan caracterizar de manera integral los procesos que afectan a la laguna. En este contexto, resulta necesario evaluar la dinámica de sedimentación mediante la determinación de las tasas de acumulación másica y de sedimentación, ya que estas permiten inferir cambios en los aportes de sedimentos que pueden estar relacionados con la pérdida de cobertura vegetal, el crecimiento poblacional y el incremento de los flujos de materia orgánica en la cuenca. Este análisis puede realizarse mediante técnicas nucleares, en particular mediante el método de datación con Plomo-210 (^{210}Pb), el cual permite estimar estas tasas a escala centenaria. La información obtenida facilita la reconstrucción de la historia ambiental del sistema y la evaluación de la influencia relativa de impactos naturales y antropogénico a lo largo del tiempo (Abril-Hernández, 2025).

Bajo este enfoque, el presente trabajo tiene como objetivo reconstruir la variación temporal de la tasa de acumulación másica y de sedimentación durante los últimos cien años. El documento se estructura inicialmente en dos secciones resumen e introducción y, posteriormente, se desarrolla en cuatro capítulos: el primero aborda los fundamentos teóricos del método de datación con ^{210}Pb y de la espectrometría alfa; el segundo describe la metodología experimental aplicada; el tercero presenta y discute los resultados obtenidos; y, finalmente, el cuarto expone las conclusiones y recomendaciones.

Capítulo 1

Marco Teórico

1.0.1. Origen del método de Plomo-210

Desde el descubrimiento de la radiactividad por Henri Becquerel en 1896, los isótopos radiactivos han sido utilizados como herramientas de gran valor científico. Entre sus aplicaciones más relevantes destaca su empleo como cronómetros naturales para reconstruir la historia de eventos ocurridos en diversos ambientes.

En este marco, durante la década de 1960 la investigación se orientó inicialmente al estudio de campos de nieve permanentes, en ese periodo, la determinación precisa de la pérdida de hielo representaba un desafío considerable, ya que dependía directamente de una adecuada comprensión de las tasas de acumulación anual. No obstante, las estimaciones disponibles se basaban principalmente en la interpretación de características estratigráficas observables en las secciones de nieve y hielo y, con menor frecuencia, en variaciones de las proporciones isotópicas estables de oxígeno o hidrógeno. Estas interpretaciones estaban fuertemente condicionadas por apreciaciones subjetivas, lo que probablemente condujo a una subestimación del número de años registrados y a una sobreestimación de las tasas de acumulación (Crozas et al., 1964).

Debido a estas limitaciones, Goldberg (1962) desarrolló un método radiométrico para la cronología de glaciares basado en la desintegración del Plomo-210 (^{210}Pb) de origen natural. Este método fue aplicado a un núcleo de hielo de 14 m de profundidad extraído en Groenlandia. Los resultados obtenidos mostraron que las tasa de acumulación eran aproximadamente constante. Posteriormente, la técnica fue aplicada a la capa de hielo antártica por Crozas et al. (1964) y a un conjunto de glaciares alpinos. En estos estudios se identificaron diversas dificultades, entre ellas la ablación de la nieve y las elevadas contribuciones de polvo rico en Radio-226 (^{226}Ra), que originaban ^{210}Pb soportado y dificultaban el establecimiento de una escala temporal precisa.

Picciotto y Wilgain (1963) señalaron que, para corroborar las cronologías y la estimación de las tasas de acumulación, se exploró el uso de horizontes de referencia naturales, como capas de ceniza volcánica y la frecuencia de micrometeoritos; sin embargo, estos enfoques no produjeron resultados concluyentes debido a la escasez de estaciones de observación y a la discontinuidad temporal de los registros disponibles. Asimismo, propusieron que en las regiones polares, donde la temperatura se mantiene permanentemente por debajo de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, podría establecerse un nivel de referencia cronológico a partir de 1955 mediante la precipitación radiactiva asociada a las pruebas nucleares, demostrando

que los isótopos artificiales liberados a la atmósfera durante estos eventos podían contribuir significativamente a la definición de horizontes temporales adecuados.

1.0.2. Método de Plomo-210 aplicado a sedimentos lacustres

La exitosa aplicación del ^{210}Pb como herramienta geocronológica en capas de hielo impulsó su extensión al estudio de los procesos de sedimentación en sistemas lacustres. En este contexto, Krishnaswamy et al. (1971) realizó la primera aplicación del método en ambientes lacustres, desarrollando estudios pioneros en los lagos de Ginebra (Suiza), Pavi (Francia) y Tansa, en Bombay (India), sentando las bases para su uso posterior en la reconstrucción de cronologías en estos ambientes. Estos estudios comenzaron a enfocarse en sedimentos debido a que, durante los últimos cien años, las actividades humanas han influido de manera significativa en las características físicas y químicas de los depósitos sedimentarios en ambientes acuáticos. La magnitud de estos impactos y su evolución temporal constituyen información clave para la formulación de políticas y la gestión sostenible de los recursos en dichos sistemas (Koide et al., 1972).

En este contexto, el isótopo ^{210}Pb se ha consolidado como una herramienta ampliamente utilizada para la datación de sedimentos, con alcances de hasta aproximadamente 150 años (Baskaran et al., 2014). Esta aplicabilidad se debe a su periodo de semidesintegración de 22.23 años, que permite su detección y uso cronológico hasta cerca de cinco vidas medias. El principio de este método se basa en el decaimiento del ^{210}Pb atmosférico. Este isótopo pertenece a la serie radiactiva natural de Uranio-238 (^{238}U), como se muestra en la figura 1.1. Dentro de esta serie se encuentra ^{226}Ra (Radio-226, con un período de semidesintegración de 1600 años), que se desintegra para generar el gas de Radón-222 (^{222}Rn , con un período de semidesintegración de 3.8 días). Parte de este isótopo escapa de las rocas superficiales hacia la atmósfera a una tasa promedio de 42 átomos por minuto por centímetro cuadrado de superficie terrestre (o 3.3×10^{11} átomos cm^{-2}) (Rama et al., 1961). Este gas se desintegra posteriormente a través de una serie de productos de vida media corta, dando lugar a la formación de ^{210}Pb atmosférico. El aire contiene una fracción de este isótopo radiactivo asociada a aerosoles, cuya tasa de deposición está controlada principalmente por la deposición húmeda y presenta una elevada variabilidad temporal, que puede oscilar en escala de horas hasta años, y genera flujos anuales que varían entre 0.1 y 360 $\text{Bq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ (Abril-Hernández, 2025). Asimismo, el tiempo de residencia atmosférica de este isótopo se estima entre cinco y diez días (Koide et al., 1972).

Es fundamental distinguir entre las dos fracciones de ^{210}Pb presentes en los sistemas naturales. El ^{210}Pb que se forma en la atmósfera se denomina Plomo-210 en exceso o atmosférico ($^{210}\text{Pb}_{ex}$); este decae de manera exponencial, lo que lo convierte en un trazador útil de procesos ambientales, como se ilustra en la Figura 1.1. Por otra parte, el ^{210}Pb producido por el decaimiento del ^{222}Rn que no logra escapar a la atmósfera permanece en equilibrio secular con el ^{226}Ra . Esta fracción está asociada a los valores de fondo del sistema litosférico se conoce como ^{210}Pb soportado ($^{210}\text{Pb}_{sup}$).

Para determinar el ^{210}Pb en exceso del perfil de actividad, se realiza la resta de la concentración del ^{226}Ra (en equilibrio con el ^{210}Pb soportado) del ^{210}Pb total en los sedimentos:

$$^{210}\text{Pb}_{ex} = ^{210}\text{Pb}_{Total} - ^{226}\text{Ra}$$

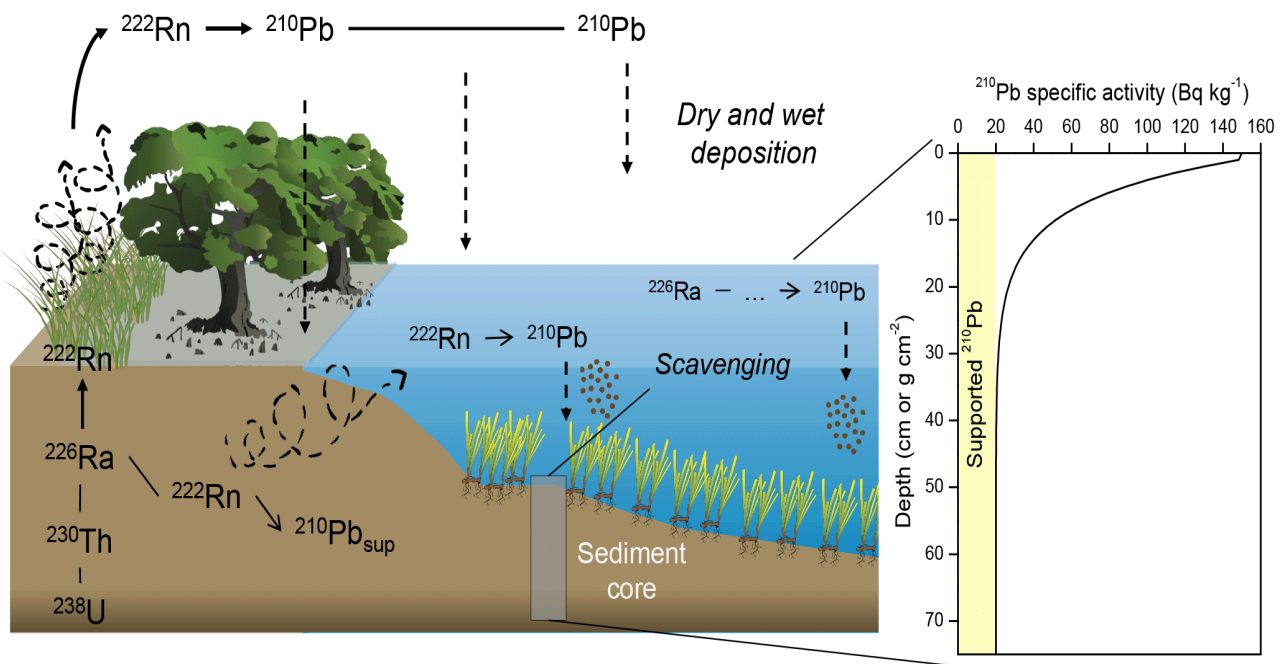


Figura 1.1: El Radón se libera del sedimento, incorporándose a la atmósfera y a la columna de agua, respectivamente. En la atmósfera, el Radón se desintegra en ^{210}Pb , depositándose principalmente por la vía húmeda. En el agua, el Radón se descompone en ^{210}Pb , que sedimenta arrastrado por la materia orgánica. El ^{226}Ra disuelto en la columna de agua se desintegra en Radón, que luego se convierte en ^{210}Pb y se deposita en el sedimento. El ^{226}Ra contenido en el sedimento no liberado se desintegra directamente en ^{210}Pb , estableciendo un equilibrio secular entre ambos en el sedimento (Sánchez et al., 2012). Imagen tomada de Arias et al. (2018).

1.0.3. Ley de decaimiento radiactivo

El decaimiento radiactivo es un proceso espontáneo y estocástico por el cual un núcleo inestable decae en otro que puede ser estable o inestable, emitiendo una partícula o radiación electromagnética. Al núcleo inicial se le conoce como núcleo padre y al resultante como núcleo hijo, si existe una muestra de N átomos radiactivos en un tiempo dado, el número de átomos que se transforman en el tiempo dt es dN , como se muestra en la siguiente ecuación (Ferrer, 2006):

$$dN = -\lambda N dt \quad (1.1)$$

Donde λ es la constante de probabilidad de decaimiento de cada núcleo. Integrando esta ecuación y suponiendo que el tiempo $t = 0$, el número de átomos presentes en la muestra es N_0 , obtenemos la siguiente expresión (Ferrer, 2006):

$$N(t) = N_0 e^{-\lambda t} \quad (1.2)$$

Donde $N(t)$ es el número de átomos presentes en la muestra en un tiempo t .

La actividad de una muestra de sustancia radiactiva se define como el número de núcleos que desaparecen por unidad de tiempo y representa la velocidad de desintegración. Cuanto mayor sea la constante de desintegración, mayor será la actividad de la muestra.

$$A = -\frac{dN}{dt} \quad (1.3)$$

La unidad que se utiliza para medir la actividad es el Curie, el cual se define como la actividad de una muestra en la que ocurren 3.7×10^{10} desintegraciones por segundo. En el sistema internacional (SI), la unidad de actividad es el Becquerel, donde $1 \text{ Becquerel} = 1 \text{ seg}^{-1}$ (Ferrer, 2006).

$$A' = \frac{A}{m} \quad (1.4)$$

- A' es la actividad específica; sus unidades son $\left[\frac{Bq}{Kg} \right]$.
- A es la actividad de la muestra.
- m es la masa de la muestra.

El Semiperíodo de desintegración Se define como el tiempo necesario para que se desintegren la mitad de los núcleos de una muestra inicial de un radioisótopo $N = \frac{N_0}{2}$ (Ferrer, 2006).

$$T_{1/2} = \frac{\ln 2}{\lambda} \quad (1.5)$$

1.0.4. Desintegración alfa

La desintegración alfa ocurre cuando un núcleo de helio ${}^4_2\text{He}^{2+}$, llamado "partícula alfa", es emitido desde un núcleo pesado. Después de la desintegración, el número de masa (A) y el número atómico (Z) del nuevo núcleo son menores en 4 y 2, respectivamente (L'Annunziata, 2020).



La energía Q_α que resulta de la desintegración se libera y se comparte entre los productos de la reacción. A partir de la conservación de la energía y la conservación del momento, podemos obtener una expresión para la energía cinética de la partícula alfa en términos de su masa, la masa del núcleo hijo y el Q_α de la reacción.

$$T_\alpha = \frac{Q_\alpha}{1 + \frac{m_\alpha}{m_{X'}}} \quad (1.7)$$

Donde T_α es la energía cinética de la partícula alfa, m_α es su masa. $m_{X'}$ es la masa del núcleo hijo, Q_α es la energía disponible en la reacción. De acuerdo con la ecuación (1.7) las partículas alfa se llevan casi toda la energía disponible en la reacción.

Ley de Geiger-Nuttall

La desintegración alfa es el principal modo de desintegración de los radionúclidos ricos en protones (alto número atómico), ya que las fuerzas repulsivas electrostáticas aumentan con el número atómico en comparación con las fuerzas nucleares cohesivas. Debido a esto, la desintegración alfa es característica de núcleos más pesados, siendo predominante para aquellos con un número atómico mayor a 83. Las energías de las partículas alfa emitidas por estos radionúclidos varían entre 4 y 10 MeV, y las vidas medias de los nuclidos variarán en un amplio rango de tiempo, desde 10^{10} años hasta microsegundos. Los radionúclidos que emiten partículas alfa de baja energía se desintegran con vidas medias largas; mientras que aquellos que emiten partículas alfa de alta energía tienen vidas medias cortas (L'Annunziata, 2020).

El físico alemán Hans Geiger, y el físico británico John Mitchell Nuttall fueron los primeros en medir una relación entre la energía de las partículas alfa y la vida media de desintegración de radionúclidos con número atómico par y número de protones par. Al correlacionar mediciones de vida media con el rango de partículas alfa emitidas por varios radionúclidos, Geiger y Nuttall (1911) determinaron la mejor relación lineal entre las dos variables y reportaron la siguiente ecuación, conocida como la Ley de Geiger-Nuttall:

$$\log_{10} t_{1/2} = A \log_{10} R_{\alpha} + A' \quad (1.8)$$

Donde $t_{1/2}$ representa el periodo de semidesintegración, A es una constante de valor -57.5 , y A' depende de la serie radiactiva que se trabaje. Dicha ecuación relaciona el periodo de semidesintegración del material radiactivo con el alcance de la partícula alfa en el aire (R_{α}). Esta regla resulta como consecuencia de los trabajos realizados por Bragg en 1906. El recorrido de las partículas alfa en un detector gaseoso sigue una ley bien conocida. En el caso de que el medio sea aire, el alcance se da como se muestra en la siguiente ecuación (Ferrer, 2006).

$$R^{\text{aire}}(\text{cm}) = 0.3 T_{\alpha}^{3/2} \quad (1.9)$$

Entonces, la ley de Geiger y Nuttall se puede modificar de la siguiente manera.

$$\log_{10} t_{1/2} = C - B \log_{10} T_{\alpha} \quad (1.10)$$

Esta relación entre el semiperíodo de los radionucleidos con la energía cinética de las partículas alfa nos permite comprobar, que cuanto mayor sea la energía cinética de la partícula alfa, más breve es la vida del núcleo, esto puede visualizarse en la figura 1.2 los valores de vida media disminuyen a medida que aumenta la energía de las partículas alfa.

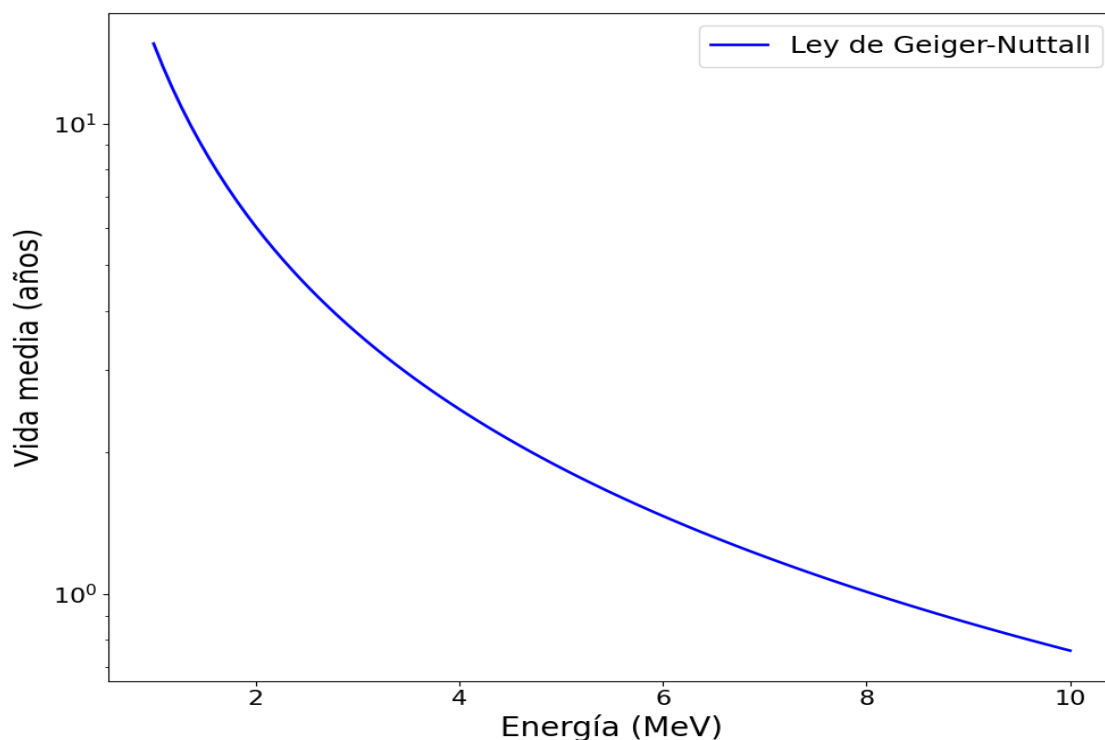


Figura 1.2: Ilustración de la Ley de Geiger-Nuttall, relación directa entre la energía de las partículas alfa emitidas y la vida media de los radionúclidos.

Modelo de Gamow de la desintegración alfa

Los periodos de semidesintegración más cortos exhibidas por los radionúclidos con altas energías de desintegración alfa en comparación con los periodos de semidesintegración más largos de los radionúclidos con energías de desintegración más bajas se explican sobre la base de la barrera de potencial nuclear. Debemos recordar que la barrera de potencial de Coulomb, es inversamente proporcional a la distancia desde el centro del núcleo, esto repele las partículas alfa entrantes e inhibe su escape del núcleo. No obstante, surgió la pregunta de cómo las partículas alfa, que se emiten de núcleos en descomposición con energías tan bajas como 4 MeV, escapan del núcleo, esta pregunta fue respondida por los físicos Gamow (1928), Gurney y Condon (1928), ellos utilizaron la mecánica cuántica para demostrar que, dentro del núcleo, la partícula alfa se comporta como una onda y no necesita pasar sobre la barrera de Coulomb, ya que puede atravesar su camino a través de la barrera de potencial y escapar del núcleo (L'Annunziata, 2020). Esto puede entenderse a partir de la Figura 1.3, que muestra la energía potencial de una partícula alfa en función de su distancia al centro del núcleo. Más allá del alcance de la fuerza nuclear ($r > R$), la partícula alfa experimenta únicamente el potencial de Coulomb V_c , el cual incrementa la energía potencial al aproximarse al núcleo, alcanzando valores del orden de 30–40 MeV.

- $r < R$: Esta zona se encuentra dentro del núcleo, por tanto en estas tienen lugar las fuerzas nucleares.
- $R < r < b$: Dicha zona es la conocida como barrera de potencial, pues la energía potencial es mayor que la energía permitida Q .

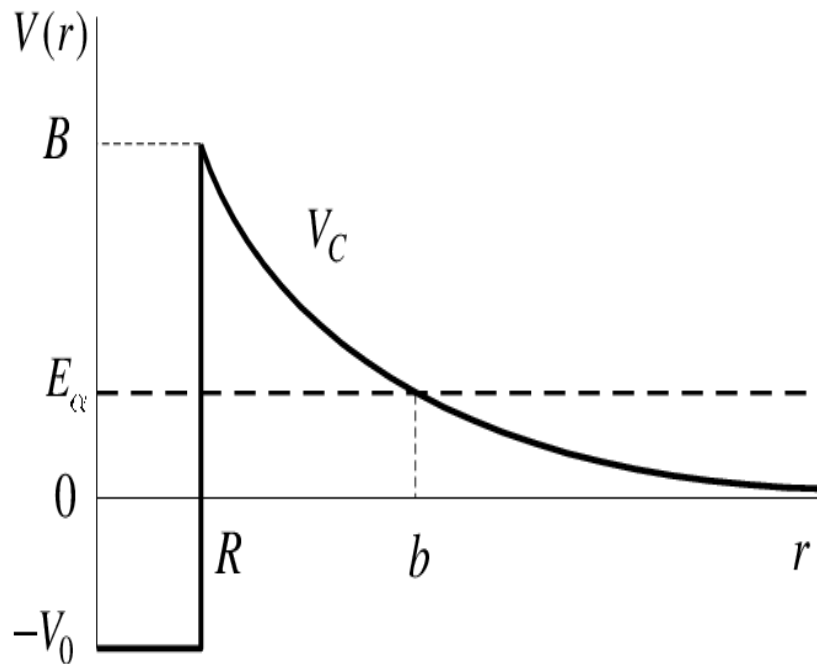


Figura 1.3: Potencial de Coulomb para una partícula alfa, imagen tomada de Ferrer (2006)

- $r > b$: Una vez pasada el punto $r = b$ se ha logrado salir de la barrera.

En el rango $r < R$, prevalece la fuerza nuclear fuertemente atractiva la partícula alfa está ligada y su energía es positiva aunque inferior a la barrera, por lo que solo puede escapar del núcleo por efecto túnel, el potencial de Coulomb queda expresado como (Ferrer, 2006):

$$V_c(r) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{Z_1 Z_2 e^2}{r} \quad (1.11)$$

Z_1 es el número atómico del núcleo padre, Z_2 el del núcleo hijo y se cumple que $Z = Z_1 + Z_2$, siendo $Z_2 = 2$ para la desintegración alfa. Además se define el punto "b" como la distancia a la que la energía de la partícula alfa es igual a la repulsión Culombiana. Se cumple que $V_c(R) = B$ y $V_c(b) = Q_\alpha$. $V_c(R)$ representa la altura de la barrera de potencial de la figura 1.3, entonces :

$$V_c(R) = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{2Z_1 e^2}{R} \quad (1.12)$$

Sabiendo que la constante de estructura fina se define como:

$$\alpha = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{e^2}{\hbar c}$$

La ecuación (1.12) la podemos expresar como:

$$V_c(R) = \frac{2Z_1 \alpha \hbar c}{R} \quad (1.13)$$

Donde a es el radio nuclear $R = r_0 A^{1/3}$, con $r_0 \approx 1.2 \text{ fm}$.

Probabilidad de desintegración Alfa

La teoría de Gamow expresa la probabilidad de desintegración alfa como el producto (Ferrer, 2006):

$$\lambda = p_{\alpha} f P \quad (1.14)$$

Donde :

- p_{α} : Es la probabilidad de que la partícula alfa preexista en el interior del núcleo padre.
- f : Es la frecuencia de colisión contra la barrera coulombiana, $f = \frac{v_{\alpha}}{2R} = \frac{\sqrt{2Q_{\alpha}/m_{\alpha}}}{2a}$.
- P : Coeficiente de transmisión por la barrera, $P = e^{-2G}$, siendo G el factor de Gamow.

El factor de Gamow G está directamente relacionado con el coeficiente de transmisión a través de una barrera; es un factor de probabilidad para la posibilidad de dos partículas nucleares de superar la barrera de Coulomb y experimentar reacciones nucleares, como en la fusión nuclear.

$$T = T_0 e^{-2G} \quad (1.15)$$

El exponente G es:

$$G = \frac{2\sqrt{2m}}{\hbar} \int_{r_1}^{r_2} \sqrt{\frac{Z_1 Z_2 e^2}{4\pi\epsilon_0 r} - Q_{\alpha}} dr \quad (1.16)$$

El factor de Gamow se puede resolver analíticamente y se da como (Demtröder, 2022):

$$G = \frac{2}{\hbar} \sqrt{\frac{2m}{Q_{\alpha}}} \frac{Z_1 Z_2 e^2}{4\pi\epsilon_0} \left[\arccos \left(\sqrt{\frac{r_1}{r_2}} \right) - \sqrt{\frac{r_1}{r_2} \left(1 - \frac{r_1}{r_2} \right)} \right] \quad (1.17)$$

con $r_1/r_2 = E/E_{\text{pot}}^{\text{max}}(r_1)$. Si Z_e es la carga nuclear del núcleo padre, la del núcleo hijo es $Z_1 = Z - 2$ y la de la partícula alfa es $Z_2 = 2$. El factor de Gamow se convierte en:

$$G \propto \frac{(Z-2)}{\sqrt{Q_{\alpha}}} \quad (1.18)$$

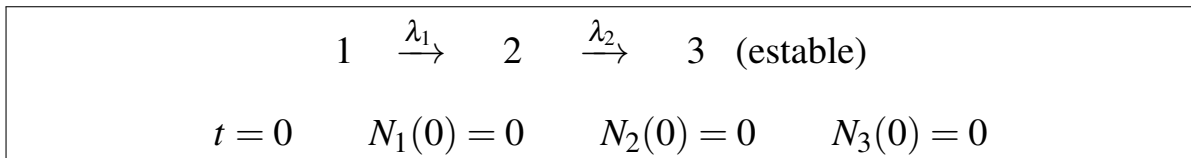
1.0.5. Equilibrio secular

En la naturaleza y bajo ciertas condiciones, las cadenas de algunos elementos radiactivos se encuentran en equilibrio secular; esto se debe a que la actividad de cualquier radionúclidos de la cadena es la misma (Cerezo et al., 2017).

Para que esto sea posible, se deben cumplir algunos requisitos:

- Que el período de semidesintegración, $T_{1/2}$, del primer elemento de la cadena radiactiva (al que llamaremos padre) sea mucho mayor que el de cualquiera de los elementos de la cadena, o lo que es lo mismo, que la constante de desintegración, λ , del padre sea mucho menor que la de cualquiera de sus descendientes.
- Que haya transcurrido un tiempo lo suficientemente largo para que haya el suficiente número de productos del decaimiento presentes en el sedimento; tiempo que debe ser del orden o mayor que el período más largo perteneciente a uno de los descendientes.
- El sistema (mineral o sedimento) debe ser cerrado respecto de todos los elementos de la cadena. Es decir, que no se produzca la desaparición de ninguno de los elementos químicos formados en las desintegraciones radiactivas. Esta condición suele ser más difícil de conseguir de forma completa.

El concepto de equilibrio secular puede explicarse mediante el siguiente esquema: supóngase una cadena radiactiva compuesta por tres radionúclidos, 1, 2 y 3, en la que el radionúclido 1 decae al 2, y este, a su vez, decae al radionúclido 3 (Cerezo et al., 2017; Ferrer, 2006).



El elemento 1 sufre una pérdida descrita por:

$$\frac{dN_1}{dt} = -\lambda_1 N_1 \tag{1.19}$$

cuya solución es:

$$N_1(t) = N_1(0) e^{-\lambda_1 t}. \tag{1.20}$$

El elemento 2 es alimentado por el decaimiento de N_1 y a su vez decae según:

$$\frac{dN_2}{dt} = \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2. \tag{1.21}$$

La solución correspondiente es:

$$N_2(t) = N_1(0) \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \left(e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t} \right). \tag{1.22}$$

Para el tercer elemento de la cadena:

$$\frac{dN_3}{dt} = \lambda_2 N_2 - \lambda_3 N_3, \quad (1.23)$$

y su solución general está dada por:

$$N_3(t) = N_1(0) \lambda_1 \lambda_2 \left[\frac{e^{-\lambda_1 t}}{(\lambda_2 - \lambda_1)(\lambda_3 - \lambda_1)} + \frac{e^{-\lambda_2 t}}{(\lambda_1 - \lambda_2)(\lambda_3 - \lambda_2)} + \frac{e^{-\lambda_3 t}}{(\lambda_1 - \lambda_3)(\lambda_2 - \lambda_3)} \right] \quad (1.24)$$

La situación de equilibrio secular entre la actividad del núcleo 1 y su descendiente 2 se cumple si la constante de desintegración λ_1 , es mucho menor que λ_2 .

De este modo si partimos de las actividades del elemento 1 y del elemento 2, demostraríamos que se cumple esta condición (Cerezo et al., 2017).

$$\lambda_2 N_2(t) = \lambda_2 N_1(0) \frac{\lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \quad (1.25)$$

Reordenando términos

$$\lambda_2 N_2(t) = \lambda_1 N_1(0) \frac{\lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} (e^{-\lambda_1 t} - e^{-\lambda_2 t}) \quad (1.26)$$

Al aplicar la condición de $\lambda_2 \gg \lambda_1$ llegamos al siguiente resultado:

$$\lambda_2 N_2(t) = \lambda_1 N_1(0) e^{-\lambda_1 t} \quad (1.27)$$

De esta forma, las actividades del elemento 1 y del elemento 2 son la misma al darse la situación de equilibrio secular.

La comprensión de este concepto se ilustra en la figura 1.4, donde se muestra el establecimiento del equilibrio transitorio entre los radionúclidos ^{210}Pb y ^{210}Po .

El instante en el que la actividad del ^{210}Po alcanza su valor máximo se determinó a partir de la ecuación 1.26 de crecimiento-decaimiento del sistema padre-hijo ($^{210}\text{Pb} \rightarrow ^{210}\text{Po}$). Para ello, dicha ecuación se derivó respecto al tiempo y se igualó a cero, obteniéndose la expresión:

$$t_{\text{máx}} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \ln \left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1} \right), \quad (1.28)$$

donde λ_1 y λ_2 corresponden a las constantes de desintegración del ^{210}Pb y del ^{210}Po , respectivamente. Al sustituir los valores de sus periodos de semidesintegración (22.23 años y 138.4 días), se obtiene un tiempo aproximado de 2.26 años, equivalente a cerca de seis periodos de semidesintegración del ^{210}Po . Este intervalo marca el establecimiento del equilibrio transitorio entre ambos radionúclidos.

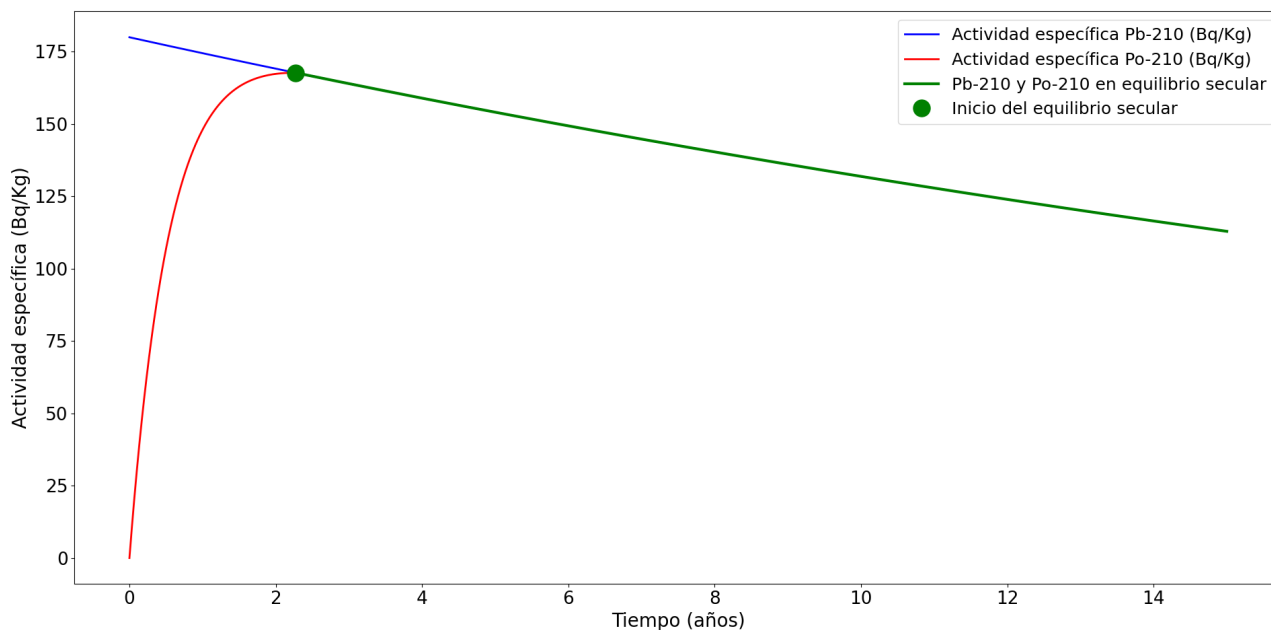


Figura 1.4: Ilustración del equilibrio secular entre los radioisótopos de plomo-210 (^{210}Pb) y polonio-210 (^{210}Po).

1.0.6. Isotopos de Polonio

Los isótopos de Polonio, ^{210}Po y ^{209}Po , son fundamentales en la determinación de la actividad de ^{210}Pb . El ^{210}Po pertenece a la cadena de desintegración del ^{238}U , se genera a través de la desintegración beta del ^{210}Bi (Bismuto-210) y tiene un periodo de semidesintegración de 138.376 días (Lehritani Hamine, 2012). La principal característica de este radioisótopo es que su actividad refleja con precisión la acumulación de ^{210}Pb en muestras de sedimento, bajo el supuesto de que ambos radionúclidos se encuentran en equilibrio secular.

Este radioisótopo fue descubierto por Pierre Curie y Marie Sklodowska Curie en 1898. Inicialmente se le denominó **Radio F**, pero más tarde recibió el nombre de polonio en honor al país natal de Marie Curie. Algunas de las características de este radionúclido son: es un elemento químicamente similar al telurio y al bismuto, ya que se encuentra en minerales de uranio. Se trata de un raro metaloide radiactivo. Además, el polonio tiene 33 isótopos, todos radiactivos, con números másicos que van desde 188 hasta 220, siendo el isótopo de ^{210}Po el más abundante en la corteza terrestre (100 microgramos por tonelada en minerales de Uranio). Debido a que se encuentra en pequeñas cantidades, es necesario aislarlo mediante un proceso de digestión ácida.

Para la determinación de las concentraciones de actividad de ^{210}Po en muestras ambientales, se recurre a isótopos artificiales que actúen como trazadores radiactivos ya que no podemos garantizar que el 100 % del isótopo de ^{210}Po de la muestra original se deposite en el disco de medida, de forma que la presencia de estos facilita la evaluación de la eficiencia del método de separación y pérdida del ^{210}Po (Sánchez et al., 2012). Los trazadores más utilizados en espectrometría alfa para la determinación de ^{210}Pb son el ^{209}Po ($T_{1/2} = 103$ años) y el ^{208}Po ($T_{1/2} = 2.9$ años) pueden producirse mediante el bombardeo de blancos de plomo o bismuto con protones o deuterones en un ciclotrón.

Algunas de sus características, se muestra en la Tabla I. Por la mayor separación energética en-

tre las emisiones monoenergéticas, es más común usar el ^{209}Po como trazador en lugar del ^{208}Po (Sánchez et al., 2012).

Tabla I: Características de los isótopos de polonio ^{210}Po , ^{209}Po y ^{208}Po (Lehritani Hamine, 2012).

Isótopo	Periodo de semidesintegración	Modo de desintegración	Energía (MeV)	Producto de desintegración
^{208}Po	2.898 años	α	5.215	^{204}Pb
^{209}Po	102 años	$\epsilon + \beta^+$	1.401	^{208}Bi
		α	4.979	^{205}Pb
^{210}Po	138.376 días	$\epsilon + \beta^+$	1.893	^{209}Bi
		α	5.407	^{206}Pb

1.0.7. Espectrometría alfa

La espectrometría de partículas alfa es una técnica analítica que permite la identificación y cuantificación de radionúclidos emisores alfa presentes en una muestra. Esta técnica ha encontrado amplias aplicaciones en diversos campos científicos, ya que posibilita el estudio de desintegraciones nucleares, el desarrollo de investigaciones geológicas y procesos de datación, así como la medición de niveles muy bajos de actividad radiactiva en muestras ambientales (García-Toraño, 2006).

Su funcionamiento se basa en la interacción de la radiación alfa con el detector del espectrómetro, lo que genera una señal eléctrica proporcional a la energía de las partículas incidentes. Dicha señal es procesada por un analizador multicanal, que la transforma en un espectro de energía digital, donde cada pico corresponde a una energía característica. A partir de estas energías es posible identificar los radioisótopos presentes y determinar su actividad. En la Figura 1.5 se muestran los componentes principales del espectrómetro alfa, los cuales se organizan en dos partes:

1. **Sistema de detección y preprocesamiento:** Incluye una cámara hermética, una fuente de radiación, el detector de semiconductor y el preamplificador.
2. **Sistema de procesamiento y análisis de señales:** Esta compuesto por un analizador multicanal.

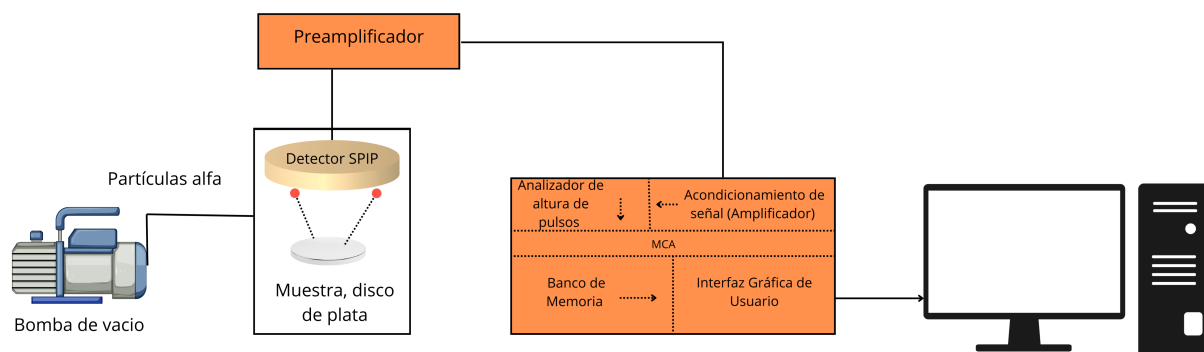


Figura 1.5: Esquema del espectrómetro alfa con analizador multicanal. Elaboración propia con base en Gómez (2005).

1. Sistema de detección y preprocesamiento:

- **Cámara de medida:** Tanto el detector como la fuente de medida se encuentran dentro de una cámara hermética que opera al vacío, con la ayuda de una bomba de paletas rotativas. Esto es fundamental para evitar cualquier interacción con el entorno externo, así como la posible degradación de la energía de las partículas alfa emitidas.
- **Fuente de radiación:** Es el componente responsable de emitir partículas o fotones, proporcionando la señal radiactiva de interés necesaria para obtener una respuesta medible. La fuente de radiación está diseñada para emitir a una energía específica, ajustada a los requisitos del análisis o experimento en curso.
- **Detectores semiconductores de unión PN:** Los equipos de espectrometría alfa emplean detectores PIPS, por su siglas en inglés (*Passivated Implanted Planar Silicon*), los cuales son detectores semiconductores de silicio diseñados bajo principios de la física del estado sólido y la teoría de bandas. Estos detectores consisten en una lámina plana de silicio monocristalino ultrapuro, generalmente de tipo *n*, en la que se forma una unión *p-n* mediante la implantación iónica controlada de impurezas tipo *p* (boro) y tipo *n* (fósforo o arsénico). La implantación iónica permite introducir los dopantes a profundidades nanométricas bien definidas mediante aceleradores de partículas, logrando un perfil de dopaje altamente uniforme y una unión extremadamente superficial, lo que minimiza la capa muerta del detector. Desde el punto de vista de la teoría de bandas, el dopaje desplaza el nivel de Fermi y posibilita la formación de una región de agotamiento al polarizar inversamente la unión *p-n*, generando un campo eléctrico interno que actúa como volumen sensible del detector. Cuando una partícula alfa incide sobre el silicio, deposita su energía principalmente por ionización, promoviendo electrones desde la banda de valencia hacia la banda de conducción y generando pares electrón-hueco. Para el silicio, la energía media necesaria para crear un par electrón-hueco es de aproximadamente 3.6×10^{-6} MeV, por lo que una partícula alfa típica con energías del orden de algunos MeV produce del orden de 10^6 pares electrón-hueco a lo largo de su trayectoria, dando lugar a un pulso eléctrico cuya amplitud es directamente proporcional a la energía depositada (L' Annunziata, 2020).
La superficie del detector se encuentra pasivada mediante una delgada capa aislante, usualmente de óxidos o nitruros de silicio, que reduce los estados superficiales, disminuye la corriente de fuga y mejora la estabilidad eléctrica y la resolución energética. Gracias a una profundidad de agotamiento típica del orden de 100-150 μm , los detectores PIPS pueden absorber completamente partículas alfa con energías de hasta aproximadamente 10 MeV, cubriendo el rango energético de los principales radionúclidos emisores alfa empleados en espectrometría alfa de alta resolución (L' Annunziata, 2020).
- **Preamplificador:** El preamplificador es un dispositivo electrónico diseñado para amplificar señales eléctricas débiles generadas por los detectores de partículas, originada por la recolección de pares electrón-hueco, presenta amplitudes muy bajas, típicamente del orden de microvoltios. El preamplificador recibe esta señal primaria y la convierte en una

señal de mayor amplitud, proporcional a la carga recolectada, manteniendo la información energética del evento detectado. Además, su diseño optimiza la relación señal–ruido, minimizando la degradación de la señal y reduciendo la influencia del ruido electrónico.

2. Sistema de procesamiento y análisis de señales:

- **Analizador multicanal (MCA):** El analizador multicanal es un sistema de espectrometría, que tiene como función principal registrar la intensidad (cuentas por segundo, c.p.s.) o la cantidad de eventos (pulsos de energía) que ocurren en un intervalo de tiempo determinado, en función de la radiación captada por el detector. Este sistema incluye un discriminador, que permite seleccionar la energía específica de la radiación cuya intensidad será medida, una memoria para almacenar la distribución de intensidades, y un sistema de visualización que muestra el espectro obtenido (Gómez, 2005).
- **Amplificador:** Recibe y amplifica la señal eléctrica procesada del preamplificador, generando un pulso de entre 0.1 y 10 V para que el analizador de altura de pulsos pueda procesar y recopilar la información.
- **Analizador de altura de pulsos:** El Analizador de Altura de Pulsos (PHA, por sus siglas en inglés) clasifica los pulsos acondicionados según su amplitud, divide el rango máximo de voltaje de entrada en n intervalos iguales, correspondientes al número de canales del MCA (Analizador Multi Canal). Esta división de la señal de entrada genera rangos o ventanas de energía, cada una con un nivel superior e inferior. El PHA se encarga de clasificar los pulsos acondicionados que caen dentro de estos rangos, con el fin de almacenarlos en la memoria (Gómez, 2005).
- **Banco de Memoria:** El sistema digital de memoria es responsable de almacenar los eventos detectados en posiciones de memoria específicas, de acuerdo con la magnitud de la radiación recibida. Este bloque de memoria se subdivide en unidades llamadas canales tal como se puede observar en la figura 1.6, y a cada uno de estos canales le corresponde un nivel de tensión o su equivalente en energía del pulso de radiación detectado. El número de eventos que puede contar cada canal está determinado por la cantidad de bits de resolución del mismo; a mayor número de bits, mayor será la capacidad de conteo por canal. Por ejemplo, si la resolución del canal es de 24 bits, se pueden contar 2^{24} eventos, lo que equivale aproximadamente a 16 millones (Gómez, 2005).
- **Interfaz Gráfica de Usuario:** La interfaz de usuario para el funcionamiento del MCA y la visualización es responsable de mostrar en una pantalla la forma del espectro de los datos almacenados en la memoria, así como de permitir ejecutar acciones de control sobre los modos de operación del MCA. Estas acciones incluyen la configuración del número de canales a utilizar, el tiempo de apertura del canal, entre otros parámetros.

Funcionamiento del Analizador Multicanal (MCA)

Analizador Multicanal (MCA)

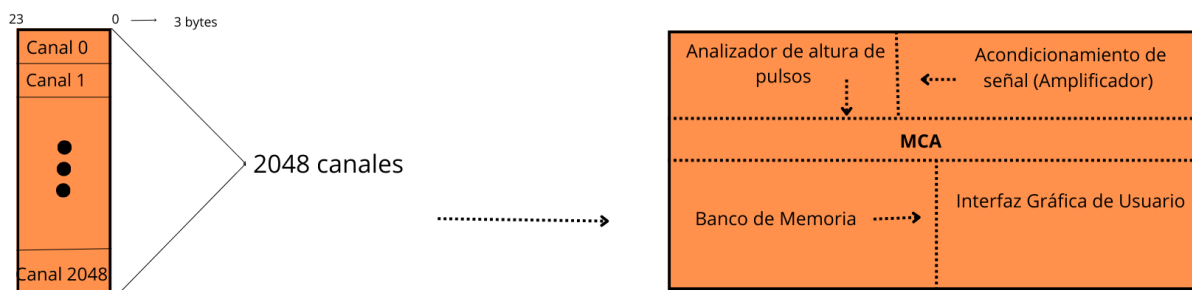


Figura 1.6: Esquema de los elementos constituyentes un analizador multicanal. Elaboración propia con base en Gómez (2005)

Los canales del analizador multicanal se abren secuencialmente durante un intervalo de tiempo determinado (t_0), en el cual, con la ayuda del PHA, se cuentan los pulsos que llegan con la cantidad de energía correspondiente al canal abierto en ese momento. Este conteo se suma al número de eventos previamente almacenados en dicho canal. Al finalizar el intervalo (t_0), el canal se cierra, almacenando el nuevo conteo y da paso a la apertura del siguiente canal. Este proceso se repite para los pulsos que caen dentro del rango de energía del nuevo canal abierto, y se ejecuta un número de veces determinado por el usuario. En los canales se almacenan los eventos detectados en función de su energía. Por lo tanto, es posible visualizar estos datos en forma de espectro en un plano XY, donde la abscisa (eje X) representa el número del canal y la ordenada (eje Y) indica la cantidad de eventos detectados (Gómez, 2005).

Una vez comprendido el funcionamiento de un espectrómetro alfa, es importante tener en cuenta lo siguiente: Las partículas alfa se caracterizan por tener muy poco poder de penetración, lo que impide la medida directa de las muestras ambientales aplicando esta técnica, debido a que las partículas alfa emitidas por las muestras ambientales pueden perder toda o una fracción considerable de su energía antes de abandonar la propia muestra. Aunque las energías de las emisiones alfa son características del isótopo que las emite, cuantificar de manera conjunta e independiente todas las emisiones alfa presentes en una muestra ambiental es prácticamente imposible. Esto se debe a que la discriminación energética de los diferentes isótopos emitidos en las muestras ambientales puede ser complicada, ya que las energías son bastante similares entre sí. Esto hace que para la cuantificación de los emisores alfa presentes en muestras ambientales y antes de su medida por espectrometría alfa, se deba recurrir a la aplicación de métodos radioquímicos que permitan: a) El aislamiento del emisor o emisores alfa de interés desde la matriz ambiental que se encuentra, b) la preparación de fuentes apropiadas para su medida. Esto es necesario para que las partículas alfa emitidas no pierdan energía en su camino desde el punto de emisión hasta el detector (Lehritani Hamine, 2012).

1.0.8. Evolución histórica de los modelos de fechado para Plomo-210

La consolidación del fechado con ^{210}Pb en sedimentos se produjo a partir de una serie de aportes que establecieron la metodología básica y formalizaron los supuestos necesarios para derivar cronologías únicas a partir de perfiles de $^{210}\text{Pb}_{ex}$. En este contexto, pocos años después de las primeras aplicaciones del ^{210}Pb a sedimentos, Robbins (1978) presentó una revisión integral del estado del arte y estableció los pilares de este método de datación. En primer lugar, se destacó que los modelos de datación deben formularse en función de la profundidad másica (g cm^{-2}), en lugar de la profundidad geométrica. En segundo lugar, se reconoció que un mismo perfil empírico de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ puede ser compatible con múltiples cronologías. Por lo tanto, es necesario introducir supuestos explícitos sobre los flujos de materia y de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ con el fin de restringir la solución del problema. Estos supuestos se resumen en tres (Abril-Hernández, 2025):

1. Los procesos que determinan el flujo de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ hacia la interfaz agua-sedimento (por ejemplo, deposición atmosférica, concentración, clima, circulación oceánica) han sido estacionarios durante el último siglo.
2. Los procesos de sedimentación (por ejemplo, fuentes de materia en suspensión, captura y decantación de partículas) han sido estables durante el último siglo.
3. La actividad de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ en los sedimentos decae con el tiempo de acuerdo con la ley de decaimiento radiactivo y no es redistribuida por procesos post-deposicionales.

Con base en estos supuestos, se derivaron soluciones analíticas para distintos esquemas de datación, entre los más comunes y utilizados son el modelo de flujo constante y sedimentación variable (CF) y el modelo de flujo constante y tasa de sedimentación constante (CFCS). En este último, se asume un suministro constante de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ hacia la interfaz agua-sedimento y una sedimentación aproximadamente uniforme, lo que se traduce, bajo condiciones ideales, en un decaimiento exponencial del $^{210}\text{Pb}_{ex}$ con la profundidad másica. Debido a su simplicidad e interpretación directa, el modelo CFCS ha sido ampliamente utilizado, aunque su aplicabilidad depende de que el intervalo considerado sea compatible con un régimen deposicional estable.

En el mismo año, Appleby y Oldfield (1978) publicaron el modelo de Tasa de Suministro Constante (CRS), basado en la hipótesis de un flujo constante de ^{210}Pb en exceso hacia el sedimento, permitiendo variaciones en la tasa de sedimentación. Posteriormente, Appleby et al. (1979) aplicaron este modelo a tres sedimentos varvados de Finlandia, obteniendo un acuerdo razonable entre las edades calculadas mediante el modelo CRS y las cronologías independientes de varvas. Cabe destacar que el modelo CRS fue utilizado incorporando una fecha de referencia correspondiente a la varva del corte sedimentario más profundo de modo que la cronología modelada coincidiera tanto en ese punto como en la interfaz agua-sedimento (SWI), capturando adecuadamente el valor dominante de la tasa de sedimentación (Abril-Hernández, 2025). Si bien ambos autores emplearon nomenclaturas distintas, en este trabajo se adopta la propuesta de Appleby y Oldfield (1978), dado que integra y complementa los aportes fundamentales de ambos enfoques y adicionalmente, es la nomenclatura adoptada por la comunidad científica en el estudio del fechado de sedimentos con ^{210}Pb .

A partir de estos aportes fundamentales, los modelos de datación han evolucionado en complejidad al incorporar procesos de redistribución dentro de la columna sedimentaria. Este avance permitió su aplicación a núcleos sedimentarios reales y facilitó la identificación de casos particulares en los que los perfiles de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ presentan discontinuidades asociadas a eventos de erosión o perturbaciones, lo que condujo al desarrollo de diversos modelos que consideran diferentes escenarios sedimentarios. En este contexto, dichos modelos pueden derivarse a partir de la ecuación de advección–difusión, la cual integra los principales procesos de transporte y mezcla en el sedimento, originalmente formulada en términos de profundidad métrica. No obstante, una limitación de este planteamiento fue la adopción de las ecuaciones diagénicas propuestas por Berner (Abril-Hernández, 2025), las cuales fueron posteriormente revisadas y reformuladas por Abril (2003), dando lugar a la siguiente ecuación diferencial parcial:

$$\frac{\partial \rho C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_b \rho \frac{\partial C}{\partial z} \right) - r \frac{\partial \rho C}{\partial z} - \lambda \rho C \quad (1.29)$$

Donde ρ es la densidad aparente del sedimento (g cm^{-3}), C es la actividad específica de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ (Bq g^{-1}), z es la profundidad debajo de la interfaz agua-sedimento (cm), D_b es la tasa de mezcla de sedimentos ($\text{cm}^2 \text{año}^{-1}$), r es la tasa de sedimentación, que es un indicador para evaluar la velocidad a la que se depositan los sedimentos en los ambientes acuáticos, (cm año^{-1}) y t es el tiempo (años).

La profundidad (z) se representa como la profundidad másica (g cm^{-2}), para corregir la compactación.

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial m} \left(k_m \frac{\partial C}{\partial m} \right) - \text{MAR} \frac{\partial C}{\partial m} - \lambda \rho C \quad (1.30)$$

donde k_m es el coeficiente efectivo de mezcla y MAR representa la tasa de acumulación másica ($\text{g cm}^{-2} \text{año}^{-1}$). Cabe señalar que toda cronología basada en $^{210}\text{Pb}_{ex}$ debe ser validada mediante la utilización de un trazador independiente, con el fin de reducir las incertidumbres asociadas a la interpretación de su distribución (Barsanti et al., 2020). En este sentido, las hipótesis subyacentes a cada modelo requieren verificación empírica mediante marcadores temporales identificables en la columna de sedimento. Entre los marcadores independientes más utilizados para validar cronologías basadas en ^{210}Pb se encuentra el radionúclido artificial ^{137}Cs . La presencia y distribución vertical de ^{137}Cs en los sedimentos está asociada principalmente a la deposición global derivada de las pruebas nucleares atmosféricas, cuyo máximo ocurrió alrededor de 1963, lo que permite identificar un horizonte estratigráfico de edad conocida. Adicionalmente, pueden emplearse otros indicadores, como cambios físico-químicos asociados a eventos históricos bien documentados, entre ellos descargas industriales, cambios en el usos de suelo, construcción de embalses, erupciones volcánicas o inundaciones extraordinarias.

1.0.9. Modelos de fechado para Plomo-210

Para comprender la aplicación del fechado con ^{210}Pb mediante los modelos clásicos, en el presente estudio se adoptó la estandarización de la nomenclatura propuesta por Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012), la cual proporciona un marco metodológico integral para la aplicación e interpretación de estos modelos. Con base en este marco, se elaboró una ilustración que muestra la discretización del núcleo sedimentario en capas y secciones, se ilustra en la Figura 1.7. En este contexto, la capa se define como una porción continua de material sedimentario que ocupa un volumen finito en el espacio y posee un espesor determinado muy pequeño en comparación al de la sección. Por su parte, la sección se define como el intervalo de sedimento delimitado por dos capas consecutivas, correspondiente a la longitud del corte del núcleo sedimentario.

Dado que la distribución de la concentración de actividad de ^{210}Pb dentro de una sección no puede conocerse de manera continua, su representación se define mediante la concentración media C_i , determinada experimentalmente para cada sección. Esta concentración se asocia a la sección media, definida como el punto que caracteriza de forma aproximadamente simétrica a todo el intervalo muestreado y que se calcula mediante la expresión 1.31. Esta aproximación resulta fundamental en el fechado sedimentario, ya que evita introducir sesgos sistemáticos en la asignación de edades hacia la parte superior o inferior de la sección, garantizando una representación físicamente coherente del perfil de ^{210}Pb (Sanchez-Cabeza & Ruiz-Fernández, 2012).

$$z_i = \frac{z(i-1) + z(i)}{2} \quad (1.31)$$

Donde z_i la profundidad media de la sección i (m), definida a partir de la profundidad de las capas $z(i)$, y sea Δz_i el espesor de dicha sección, calculado como $\Delta z_i = z(i) - z(i-1)$

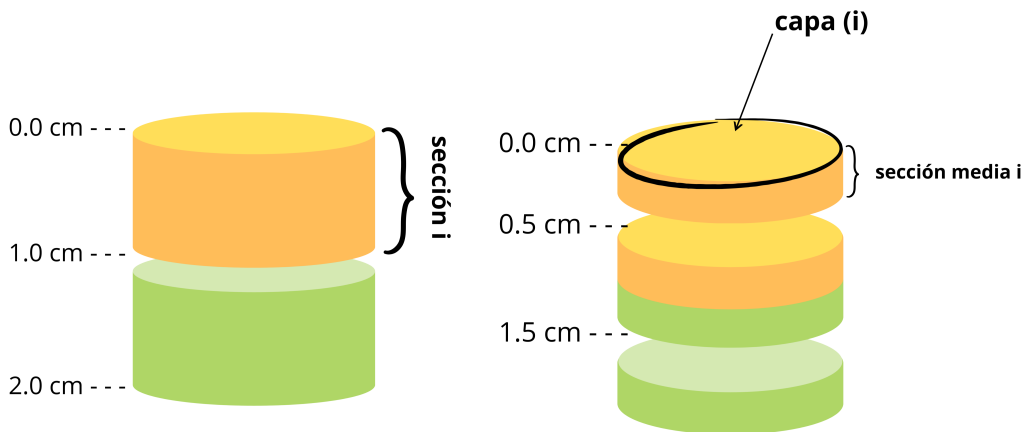


Figura 1.7: Ilustración de la discretización del núcleo sedimentario en capas y secciones. A la izquierda se muestra la definición de la sección i , delimitada por dos profundidades consecutivas, mientras que a la derecha se ilustra la capa correspondiente a la sección media i y la capa (i) . Elaboración propia con base en Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012)

Otra variable que se considera es la profundidad másica esto se debe a que la profundidad geométrica puede variar con el tiempo como resultado de procesos de reorganización mecánica del sedimento, que provoca los efectos de la compactación y el acortamiento del registro sedimentario, mientras

que la masa depositada permanece invariante, y dado que el suministro atmosférico de radionúclidos como el ^{210}Pb se expresa por unidad de área, no resulta adecuado trabajar exclusivamente con la profundidad geométrica. Por esta razón, resulta conveniente utilizar la profundidad másica, ya que proporciona una descripción físicamente consistente del sistema y permite una interpretación más robusta de los perfiles de concentración de actividad.

Desde un punto de vista físico, la profundidad másica se define como la masa acumulada de sedimento por unidad de área situada por encima de un punto dado. Matemáticamente, la profundidad másica asociada a la sección media i , m_i (kg m^{-2}), se define en función de la profundidad másica de la capa $m(i)$ como (Sanchez-Cabeza & Ruiz-Fernández, 2012):

$$m_i = \frac{m(i) + m(i-1)}{2} \quad (1.32)$$

donde los valores de $m(i)$ se obtienen a partir de la siguiente expresión:

$$m(i) = \frac{1}{S} \sum_{j=1}^i \Delta m_j \quad (1.33)$$

siendo S el área transversal del núcleo sedimentario y Δm_i (kg) la masa de la sección i , determinada experimentalmente a partir de la masa seca del sedimento.

Modelo de tasa constante de suministro

La hipótesis fundamental de este modelo asume un flujo de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ hacia la interfaz agua-sedimento constante $f(i) = k$, mientras que la tasa de sedimentación puede variar con el tiempo (Sánchez et al., 2012).

$$C(i, t = 0) = \frac{f(i)}{\text{MAR}(i)} \quad (1.34)$$

Donde $\text{MAR}(i)$ es la tasa de acumulación másica de la capa (i) ($\text{kg m}^{-2} \text{año}^{-1}$), $f(i)$ es el flujo de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ en el momento de formación de la capa ($\text{Bq m}^{-2} \text{año}^{-1}$) y $C(i, t = 0)$ es la concentración de actividad por unidad de masa en la capa.

La concentración de actividad acumulada por unidad de área debajo de una capa (i) en el momento de su formación. Es dada por la siguiente ecuación (Sánchez et al., 2012):

$$A(i) = A(0)e^{-\lambda t} \quad (1.35)$$

La edad de la capa (i) se obtiene como:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{A(0)}{A(i)} \right) \quad (1.36)$$

Para la ecuación (1.36), es imprescindible conocer el inventario total $A(0)$, que es la suma de la concentración de actividad acumulada por unidad de área, de toda la columna de sedimento. La incertidumbre para cada edad viene dada por:

$$u(t_i)^2 = \frac{1}{\lambda^2} \left[(u(\lambda)t_i)^2 + \left(\frac{u(A(0))}{A(0)} \right)^2 + \left(1 - 2 \frac{A(i)}{A(0)} \right) \left(\frac{u(A(i))}{A(i)} \right)^2 \right] \quad (1.37)$$

Asumiendo que el perfil de concentración de actividad de $C(i)$ es una función continua, podemos obtener la actividad acumulada por unidad de área mediante integración:

$$A(m) = \int_m^\infty C(m) dm \quad (1.38)$$

Resolviendo, obtenemos el siguiente resultado:

$$A(m) = \int_m^\infty \frac{f}{MAR(m)} e^{-\lambda t} dm = \int_t^\infty f e^{-\lambda t} dt = \frac{f}{\lambda} e^{-\lambda t} \quad (1.39)$$

De este resultado, podemos identificar al inventario con $I = A(0) = \frac{f}{\lambda}$, por lo que el flujo de $^{210}Pb_{ex}$ al sedimento es:

$$f = \lambda A(0) \quad (1.40)$$

Podemos calcular la tasa de acumulación másica en la capa (i) como:

$$MAR(i) = \frac{f}{C(i, t=0)} \quad (1.41)$$

Utilizando la ley de desintegración para $C(i)$ y la ecuación (1.40) se obtiene.

$$MAR(i) = \frac{\lambda A(i)}{C(i)} \quad (1.42)$$

su incertidumbre es dada por:

$$u(MAR(i))^2 = (MAR(i))^2 \left[\left(\frac{u(\lambda)}{\lambda} \right)^2 + \left(\frac{u(A(i))}{A(i)} \right)^2 + \left(\frac{u(C(i))}{C(i)} \right)^2 \right] \quad (1.43)$$

Modelo de flujo constante y sedimentación constante

El modelo CFCS incorpora simultáneamente las hipótesis de flujo constante ($f_i = f$) del modelo CRS y de tasa de acumulación másica constante ($MAR_i = MAR$) (Sánchez et al., 2012).

$$C_i(t=0) = \frac{f}{MAR} = C_0 \quad (1.44)$$

Donde MAR_i ($\text{kg m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) es la tasa de acumulación másica en la sección media, f_i es el flujo de $^{210}Pb_{ex}$ en el momento de formación de la sección ($\text{Bq m}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y $C_i(t=0)$ es la concentración de actividad por unidad de masa en la sección media. La edad de cada sección se calcula como (Sánchez et al., 2012):

$$t = \frac{m_i}{MAR} \quad (1.45)$$

Su incertidumbre se calcula como:

$$u(t)^2 = t^2 \left[\left(\frac{u(m_i)}{m_i} \right)^2 + \left(\frac{u(MAR)}{MAR} \right)^2 \right] \quad (1.46)$$

La concentración de actividad del $^{210}\text{Pb}_{ex}$ en la sección i puede obtenerse a partir de la siguiente ecuación.

$$C_i = \frac{f}{MAR} e^{-\lambda m_i / MAR} \quad (1.47)$$

Donde m_i denota la masa acumulada por unidad de área de la sección, MAR es la tasa de acumulación másica ($\text{g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$) y λ (año^{-1}), es la constante de decaimiento del $^{210}\text{Pb}_{ex}$.

Finalmente, esta ecuación puede resolverse mediante una regresión lineal entre el logaritmo de la concentración de actividad de $^{210}\text{Pb}_{ex}$ y la profundidad másica m_i como:

$$\ln C_i = \ln C_0 - \frac{\lambda}{MAR} m_i \quad (1.48)$$

De la ecuación de la recta ($y = a + bx$), se puede identificar que la ordenada en el origen es $\ln C_0 = a$ y la pendiente $b = \frac{\lambda}{MAR}$ y se obtiene que $C_0 = e^a$ y $MAR = \frac{\lambda}{b}$. A partir de las incertidumbres de los parámetros a y b de la regresión, podemos calcular las incertidumbres de C_0 y MAR .

Donde a y b pueden ser calculados considerando el peso de mínimos cuadrado, de la regresión lineal (Schirone et al., 2022).

$$a = \frac{(\sum w_i x_i^2) (\sum w_i y_i) - (\sum w_i x_i) (\sum w_i x_i y_i)}{(\sum w_i) (\sum w_i x_i^2) - (\sum w_i x_i)^2} \quad (1.49)$$

$$b = \frac{(\sum w_i) (\sum w_i x_i y_i) - (\sum w_i x_i) (\sum w_i y_i)}{(\sum w_i) (\sum w_i x_i^2) - (\sum w_i x_i)^2} \quad (1.50)$$

Donde x_i y y_i son los valores medidos, y los pesos se determinan por las incertidumbres experimentales como $w_i = \left(\frac{1}{u(y_i)} \right)^2$, donde $u(y_i)$ es la incertidumbre asociada con la medición y_i .

La incertidumbre de a y b se dan por las siguientes ecuaciones:

$$u(a) = \sqrt{\left(\frac{\partial a}{\partial y_i} * u(y_i) \right)^2} \quad (1.51)$$

$$u(b) = \sqrt{\left(\frac{\partial b}{\partial y_i} * u(y_i) \right)^2} \quad (1.52)$$

La incertidumbre de la tasa de acumulación $u(MAR)$ es dada por:

$$u(MAR)^2 = (MAR)^2 \left[\left(\frac{u(\lambda)}{\lambda} \right)^2 + \left(\frac{u(b)}{b} \right)^2 \right] \quad (1.53)$$

Selección del modelo de fechado

La selección del modelo de fechado se basa en la inspección del perfil de ^{210}Pb obtenido, con el objeto de definir si se debe considerar una tasa de sedimentación constante o variable. Si la tasa de sedimentación no ha variado con el tiempo, se deberá obtener una correlación altamente significativa (coeficiente de Pearson $P < 0.05$) entre el $\ln(^{210}\text{Pb}_{ex})$ y la masa acumulada (g cm^2); de lo contrario, una dispersión considerable entre los puntos y un coeficiente de correlación de $r < 0.90$, pudiera ser el resultado de variaciones en las características del sedimento o de una tasa de acumulación variable (Sánchez et al., 2012).

Capítulo 2

Metodología

2.0.1. Descripción de la zona de estudio

La Laguna de Olomega se encuentra ubicada en el oriente de El Salvador (véase Figura 2.1), bajo la jurisdicción política y administrativa de los distritos de San Miguel y Chirilagua, pertenecientes al departamento de San Miguel, y del distrito de El Carmen, en el departamento de La Unión. Estos municipios, a su vez, se subdividen en cantones y caseríos. Geográficamente, la laguna se localiza entre las coordenadas 13°12' y 13°22' de latitud norte, y 88°00' y 88°07' de longitud oeste, con un rango altitudinal que oscila entre los 60 y 70 metros sobre el nivel del mar (msnm). Forma parte del Sistema Nacional de Áreas Naturales Protegidas y fue declarada sitio Ramsar en 2005, siendo considerada un componente clave de la cadena de humedales del Pacífico Centroamericano por su relevancia ecológica y su biodiversidad asociada (Díaz Zelaya et al., 2009).

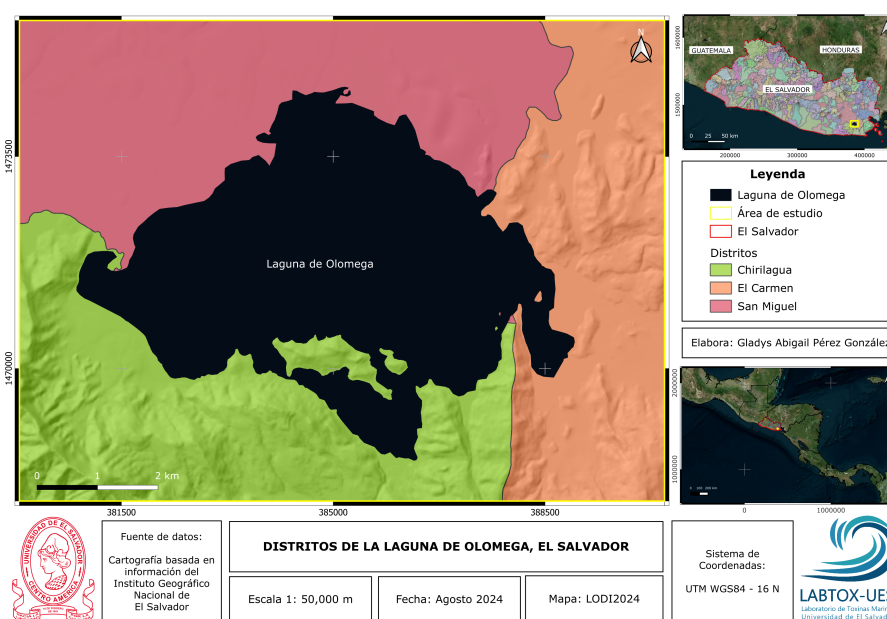


Figura 2.1: Ubicación y jurisdicción política-administrativa de la Laguna de Olomega.

Esta laguna se encuentra en la cuenca del Río Grande San Miguel teniendo su drenaje en la parte oeste hacia el mismo río. El espejo de agua de la laguna cubre una superficie aproximada de

2,560 ha, lo que la convierte en uno de los humedales más extensos del oriente salvadoreño. Entre los principales afluentes que alimentan la laguna se encuentran los ríos San Antonio, El Mono, El Carmen, La Pelota, San Pedro, Chiquito y Las Pilas, como se muestra en la Figura 2.2.

Durante la estación lluviosa, estos afluentes experimentan un notable incremento en su caudal, lo que provoca una intensa erosión de los suelos, especialmente en las zonas altas, como consecuencia de los procesos de deforestación que afectan la región. Esta erosión genera una significativa carga de sedimentos hacia la laguna, contribuyendo al fenómeno de colmatación o relleno progresivo del cuerpo lagunar. La diversidad topográfica del área genera diferencias marcadas en el sistema de drenaje. En las planicies bajas, el drenaje es deficiente, lo que dificulta su manejo durante la estación seca y las vuelve prácticamente intransitables en época de lluvias. En contraste, las zonas inclinadas y con fuerte erosión presentan un drenaje clasificado entre bueno y excesivo, lo que provoca que estas tierras permanezcan secas en la estación seca, mientras que su drenaje interno se mantiene generalmente en niveles moderados.

En torno a la laguna, particularmente hacia el norte, se desarrollan pantanos estacionales: planicies bajas e inundables que permanecen encharcadas la mayor parte del año, con pendientes inferiores al 2%. Por su parte, las tierras adyacentes al río Grande de San Miguel son áreas sujetas a inundaciones anuales, con pendientes que oscilan entre 0% y 2% (MARN, 2004).

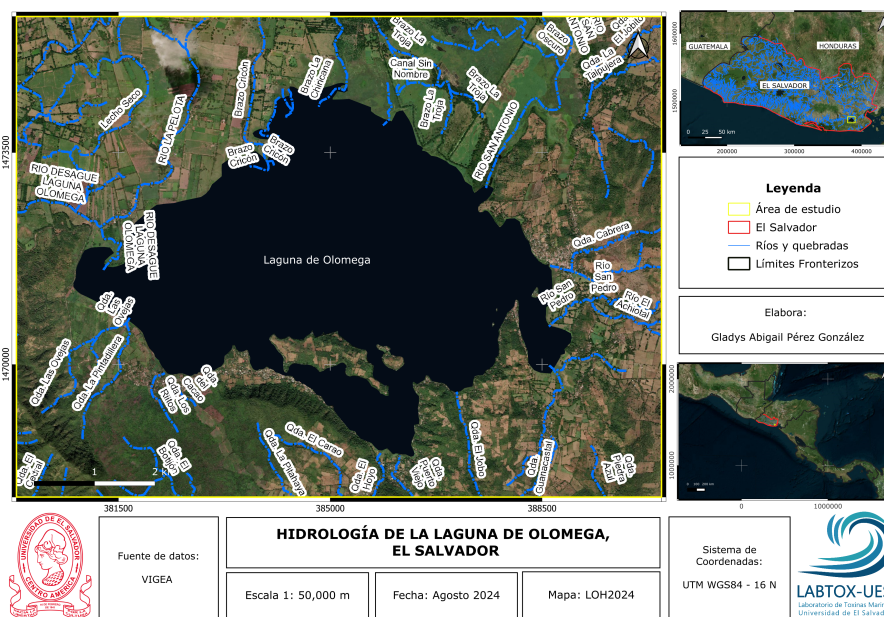


Figura 2.2: Principales tributarios de la Laguna de Olomega.

La Laguna de Olomega brinda una serie de beneficios, como la pesca y tierras fértiles propicias para una agricultura altamente productiva. Esto ha generado asentamientos humanos en sus alrededores, donde muchas tierras se destinan al cultivo de granos básicos, como se puede apreciar en la figura 2.3, especialmente en las zonas oeste y noroeste de la laguna. Según el diagnóstico realizado en el Plan Nacional de Ordenamiento del Territorio (PNODT)¹ (MARN, 2004), se identifican diversos

¹El Plan Nacional de Ordenamiento del Territorio (PNODT) es un instrumento estratégico elaborado por el gobierno de El Salvador, Su propósito es establecer las directrices para el uso sostenible del territorio, integrando aspectos sociales, ambientales, económicos y de riesgo.

sistemas productivos agropecuarios en la zona de Olomega. En el suroeste, se cultiva maíz, frijol y sorgo, mientras que en el noroeste se dedican a la caña de azúcar y el algodón. En la zona norte, se practica la cría de ganado, con un promedio de 50 a 100 cabezas, principalmente orientada a la producción de leche. Además, algunas familias que residen en las riberas de la laguna tienen pequeñas crías de ganado de 2 a 10 cabezas.



Figura 2.3: Uso de suelo en los alrededores de la Laguna de Olomega.

La actividad comercial y de servicios se concentra principalmente en el caserío de Olomega y en los centros urbanos de los distritos de El Carmen, Chirilagua y San Miguel, cuya población conjunta alcanza los 265, 866 habitantes, según el último censo nacional (BCR, 2024). La pesca artesanal constituye la principal fuente de ingresos para las comunidades ribereñas de la laguna. De acuerdo con la Ficha Ramsar del Sitio, se estima que alrededor de 1,200 personas dependen directamente de esta actividad, incluyendo a pescadores y sus familias, quienes desarrollan labores de captura, procesamiento y comercialización de los productos pesqueros (MARN, 2017). Las mujeres desempeñan un papel destacado en la comercialización del pescado, tanto en el ámbito local como en los mercados de los centros urbanos cercanos. En los caseríos también operan pequeños comercios familiares, como tiendas y puestos de venta, que abastecen a la población local y a los visitantes. En la zona sur de la laguna, la actividad económica se vincula estrechamente al turismo. La construcción del muelle para lanchas y del malecón ha impulsado el desarrollo de nuevos emprendimientos, donde diversas familias han establecido restaurantes y tiendas para atender la demanda alimentaria y de servicios de los turistas (MARN, 2004).

2.0.2. Diseño de muestreo, selección de Sitios y Recolección de Muestras

Para la recolección de los núcleos sedimentarios, se adoptó un diseño de muestreo estratificado, basado en el reconocimiento y la descripción del sitio de estudio. Este enfoque permitió identificar la

heterogeneidad sedimentaria de la laguna y diferenciar dos ambientes principales: (i) una zona profunda, caracterizada por una acumulación relativamente continua, y (ii) una zona sujeta a inundaciones estacionales.

Los núcleos sedimentarios se recolectaron en zonas con mínima perturbación y se excluyeron las áreas sometidas a perturbaciones antrópicas significativas. En este sentido, se evitaron: (i) zonas de dragado, donde la remoción mecánica modifica la estructura y continuidad del registro sedimentario; (ii) sectores sometidos a pesca de arrastre, debido a la mezcla profunda inducida en el fondo; (iii) embarcaderos o áreas de fondeo frecuente, en las cuales el tránsito y anclaje continuo favorecen procesos de resuspensión y retrabajo; y (iv) sectores transitados por embarcaciones impulsadas con varas, cuyas maniobras generan disturbación del sedimento superficial.

Con base en estos criterios, se definieron los puntos de extracción de los núcleos sedimentarios, cuya localización se muestra en la Figura 2.4.

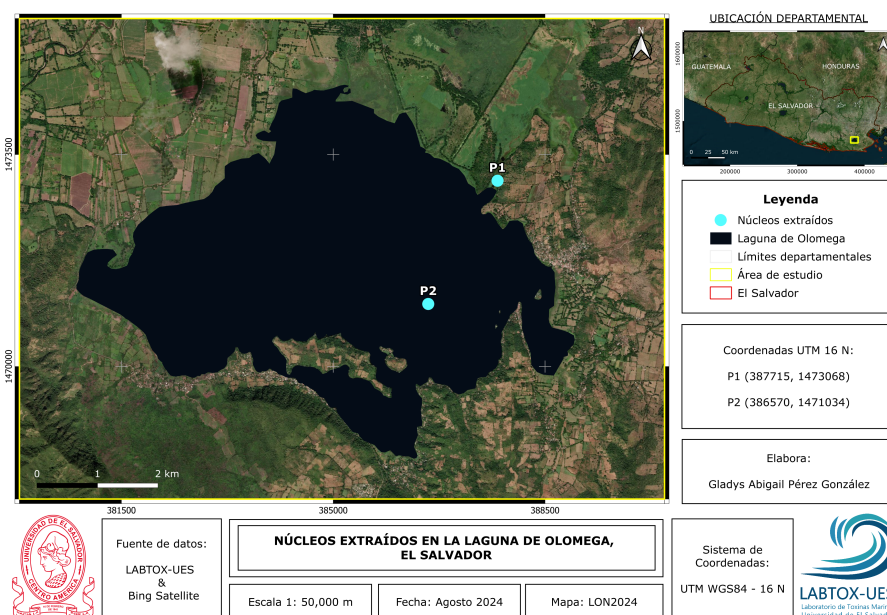


Figura 2.4: Sitios de muestreo de núcleos sedimentarios.

La estratificación del muestreo no tuvo como objetivo la estimación de un promedio espacial de la laguna, sino la evaluación temporal a escala centenaria de la dinámica de las tasas de acumulación másica (MAR) y de sedimentación (SAR), analizando su respuesta frente a forzamientos antropogénicos y eventos hidrometeorológicos extremos en los dos ambientes sedimentarios identificados. Esta decisión metodológica también responde a consideraciones operativas asociadas al fechado mediante ^{210}Pb el cual involucra una cadena analítica compuesta por múltiples etapas, así como mediciones prolongadas que pueden extenderse del orden de 2 a 8 días por muestra. Estas condiciones imponen limitaciones prácticas en el número de núcleos que pueden procesarse dentro de un mismo estudio, debido a restricciones de tiempo analítico, disponibilidad instrumental y consumo de reactivos.

El Núcleo 1 fue recolectado en noviembre de 2022 mediante la técnica de push-corer, en un sector somero caracterizado por su exposición a inundaciones estacionales durante el periodo lluvioso. Por su parte, el Núcleo 2 se obtuvo en agosto de 2024, a una profundidad superior a 1.9 m, utilizando un nucleador de gravedad UWITEC Corer USC-09000, los detalles se presenta en la tabla 1.

Tabla I: Información de los núcleos extraídos en la Laguna de Olomega

Núcleo	Fecha de muestreo	Coordenadas UTM	Longitud (cm)
Núcleo 1 (P1)	03 de noviembre de 2022	387715 E, 1473068 N	30
Núcleo 2 (P2)	27 de agosto de 2024	386570 E, 1471034 N	52

A continuación se describen los métodos de extracción desarrollados en este estudio:

- Muestreo por introducción manual (push corer):** Este método consistió en insertar manualmente el tubo de muestreo en el fondo del sistema acuático como se muestra en la figura 2.5. Una vez que el tubo capturó el sedimento, la parte superior fue tapada para generar un vacío (efecto de succión), lo que previno la pérdida de sedimento por la parte inferior del tubo. Al retirar el núcleo del agua, la parte inferior fue sellada con una tapa para garantizar la integridad de la muestra.
- Muestreo con nucleador de gravedad:** El nucleador de gravedad fue lanzado desde la embarcación en caída libre, como se muestra en la figura 2.5. Debido a su energía cinética y peso, el instrumento penetró en el sedimento. Estuvo sujeto a una cuerda para facilitar su recuperación. La retención del sedimento dentro del tubo dependió de la consistencia del mismo, siendo más efectiva en sedimentos finos. Una vez que se enterró, se liberó el sistema de cierre y se procedió a su recuperación. Ya a bordo de la embarcación, tanto la parte inferior como la superior del tubo fueron selladas con tapas para garantizar la integridad de la muestra.

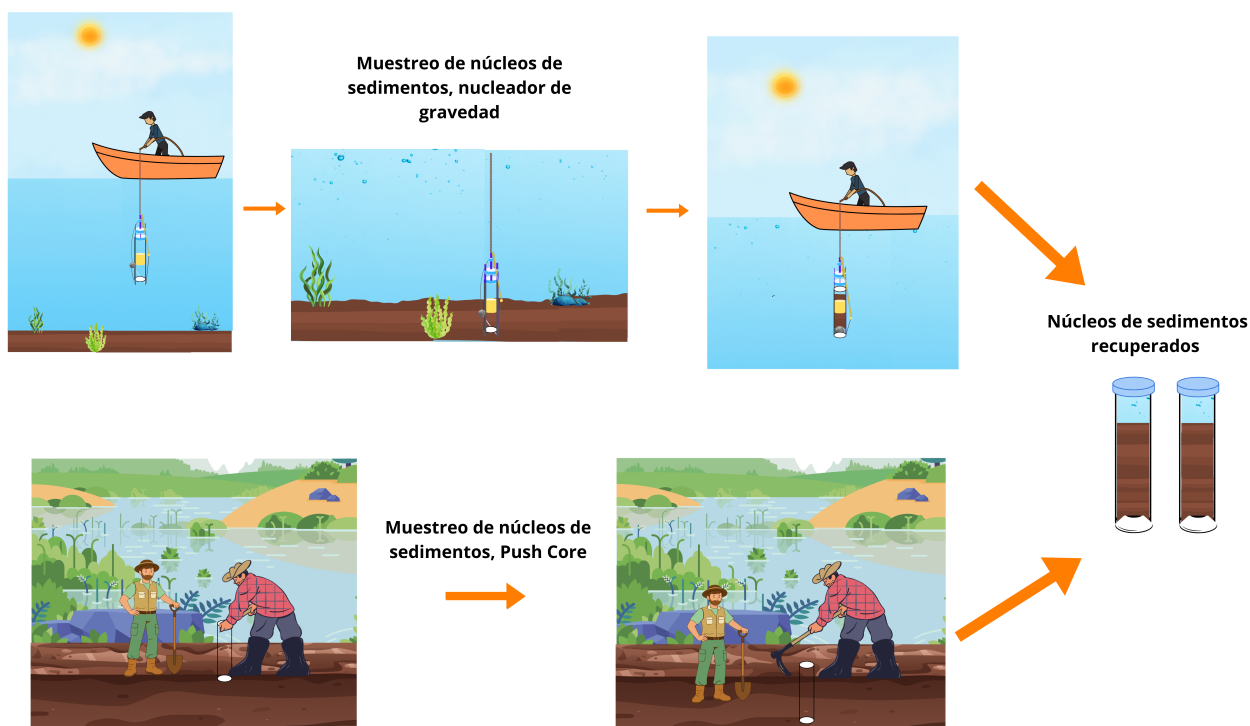


Figura 2.5: Ilustración de muestreo mediante el método de nucleador de gravedad y Push corer. Elaboración propia.

Si bien la diferencia temporal entre las campañas de recolección de los núcleos (aproximadamente 21 meses) podría introducir cierta variabilidad interanual en los estratos superficiales, particularmente en los primeros centímetros del registro sedimentario, donde la deposición reciente responde con mayor sensibilidad a fluctuaciones hidrológicas de corto plazo, como variaciones en la escorrentía, eventos de tormenta o cambios estacionales en la dinámica del sistema, Sin embargo, considerando que el objetivo principal del estudio es reconstruir tendencias de acumulación y sedimentación a escala centenaria mediante el método de datación con ^{210}Pb , y considerando que ambos núcleos presentan longitudes superiores a 10 cm, donde la señal sedimentaria integra procesos que operan a escalas temporales mayores, se estima que esta diferencia temporal tiene un efecto limitado sobre la interpretación general de las tendencias de acumulación de largo plazo.

2.0.3. Tratamiento de las muestras

Los núcleos sedimentarios fueron trasladados al Laboratorio de Toxinas Marinas (LABTOX-UES), conservándolos en posición vertical durante todo el trayecto para evitar la mezcla entre estratos. El seccionamiento se realizó con un instrumento de corte de acero inoxidable de la marca UWITEC Corer USC-09000. Para prevenir la contaminación cruzada, el equipo fue enjuagado con agua destilada tras cada uso. Con el objetivo de lograr una adecuada resolución temporal en el análisis cronológico de las concentraciones de ^{210}Pb , los núcleos fueron divididos en capas de 1 cm de espesor, como se muestra en la figura 2.6.

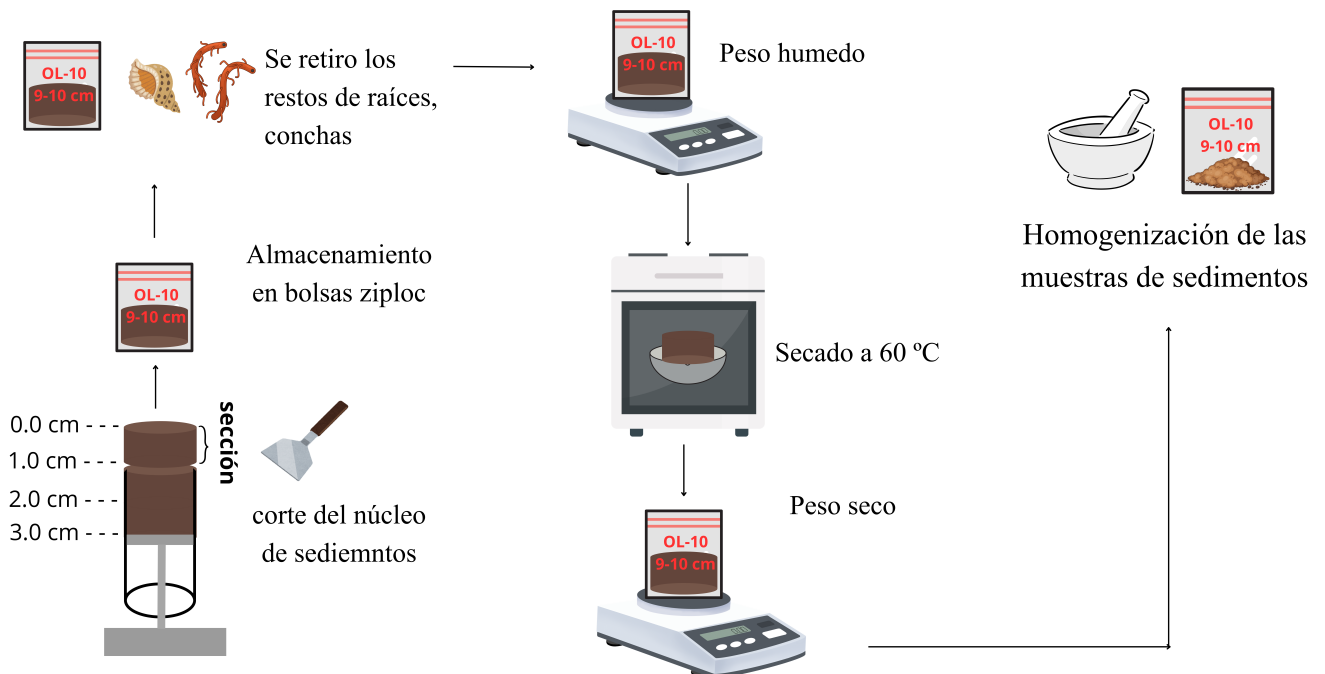


Figura 2.6: Ilustración de la preparación de las muestras previo al análisis del Plomo-210. Elaboración propia.

Las muestras fueron colocadas en recipientes de plástico, donde se registró el peso húmedo. Posteriormente, se secaron en una estufa Binder a 60 °C, realizando el monitoreo del peso de dos muestras hasta alcanzar una diferencia menor al 4%, lo que indicó que las muestras ya estaban completamente

secas.

El corte de los núcleos se basó en las tasas de sedimentación previamente reportadas para humedales y sistemas lacustres tropicales de Centroamérica, las cuales típicamente oscilan entre 0.05 y 1.4 cm año⁻¹ (Tabla II). Bajo este rango de variabilidad, una sección de 1 cm del núcleo de sedimento puede representar aproximadamente entre 1 y 20 años de deposición, dependiendo de la dinámica sedimentaria local. Considerando este marco de referencia, un núcleo con una longitud superior a 30 cm permite, en la mayoría de los casos, cubrir al menos el último siglo de acumulación sedimentaria, lo que resulta adecuado para la aplicación del método de datación con ²¹⁰Pb, cuyo alcance cronológico se extiende típicamente a los últimos 100–150 años.

Tabla II: Estudios de sedimentación mediante ²¹⁰Pb en lagos de agua dulce de Centroamérica.

Sitio	País	SAR (cm año ⁻¹)	Referencia
Lago Cocibolca (Nicaragua)	Nicaragua	0.06–0.34	Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, 2018
Lago Izabal	Guatemala	0.5–1.4	Hernández et al., 2020

Cálculo del porcentaje de humedad

Este análisis se utiliza para calcular la densidad aparente seca *in situ* del sedimento, variables directamente relacionadas con la compactación de los sedimentos, este factor puede afectar la exactitud del fechado con ²¹⁰Pb, debido a la reducción del espesor de los intervalos de los núcleos como consecuencia del enterramiento.

El valor del peso seco total de cada sección del núcleo se obtuvo tras el secado de las muestras de sedimento y fue empleado para calcular la densidad aparente seca. Posteriormente, se multiplicó el espesor de cada muestra por dicha densidad y esto nos dio la densidad por unidad de área o profundidad másica.

El contenido de humedad en los sedimentos se calcula mediante la siguiente fórmula (IAEA, 2020):

$$H(\%) = \frac{\text{Peso}_{\text{húmedo}} - \text{Peso}_{\text{seco}}}{\text{Peso}_{\text{húmedo}}} \times 100 \quad (2.1)$$

La densidad se calcula con la siguiente ecuación:

$$\rho_i = \frac{\text{Peso}_{\text{seco}}}{V} \quad (2.2)$$

Donde $\text{Peso}_{\text{seco}}$ es el peso de la muestra una vez que se ha secado (g), V representa el volumen de la sección en cm^3 .

Cálculo de Pérdidas Por Ignición (PPI)

El análisis del contenido de materia orgánica se realizó utilizando aproximadamente 1 g de sedimento seco y homogenizado, obtenido de cada centímetro del núcleo. Las submuestras fueron co-

locadas en crisoles de porcelana y sometidas a un proceso de secado previo para eliminar el agua estructural contenida en los poros del sedimento. Posteriormente, se registró nuevamente el peso seco y los crisoles fueron introducidos en un horno mufla (Barnstead Thermolyne 1500, con capacidad máxima de 1200 °C), manteniéndolos a una temperatura de 550 °C durante 8 horas.

Finalizado el proceso de calcinación, la temperatura del horno se dejó descender gradualmente hasta alcanzar los 40 °C, momento en el cual los crisoles fueron retirados y trasladados a temperatura ambiente. Posteriormente, las muestras fueron pesadas en una balanza analítica (KERN ALT 220-4 NM) para determinar el peso calcinado del sedimento.

El análisis del contenido materia orgánica mediante PPI_{550} se justifica en tres observaciones empíricas: (a) la disponibilidad de materia orgánica suspendida en la columna de agua representa uno de los principales factores que controlan el transporte y la deposición de ^{210}Pb en los sedimentos; (b) la materia orgánica enterrada en los sedimentos experimenta procesos de descomposición asociados a la actividad bacteriana; y (c) con el paso del tiempo, las concentraciones de materia orgánica tienden a disminuir como resultado de la mineralización, al mismo tiempo que el ^{210}Pb en exceso decae por desintegración radiactiva, generando en ambos casos perfiles con tendencias exponenciales respecto a la profundidad en sedimentos no perturbados (Ruiz-Fernandez et al., 2012). En este sentido, si los perfiles de PPI_{550} muestran una disminución exponencial con la profundidad, se puede inferir que la perturbación de los sedimentos es mínima. Por lo tanto, dichos núcleos presentan mayor potencial para ofrecer registros confiables de ^{210}Pb , adecuados para fines de datación.

Para la determinación de las pérdidas por ignición PPI, se utilizó la siguiente ecuación:

$$PPI_{550}(\%) = \frac{PPI_{105} - PPI_{550}}{PPI_{105}} \times 100 \quad (2.3)$$

donde PPI_{550} representa el porcentaje de pérdida por ignición a 550 °C; P_{105} corresponde al peso seco de la muestra tras la eliminación del agua estructural a 105 °C; y P_{550} es el peso de la muestra después de la calcinación a 550 °C, ambos expresados en gramos.

2.0.4. Calibración del espectrómetro alfa

La calibración del equipo de medición se realizó utilizando fuentes patrón individuales de Americio-241 (^{241}Am) y Plutonio-239 (^{239}Pu), fabricadas por Eckert Ziegler, seleccionadas por sus energías alfa bien definidas y certificación. Las fuentes se colocaron de forma individual a una distancia fija de 5 mm respecto a la superficie activa del detector SPIP, bajo condiciones de vacío inferior a 500 mTorr. A partir de los espectros obtenidos se identificaron los picos alfa característicos de cada radionúclido y se estableció la relación canal-energía asumiendo una respuesta lineal del sistema, mediante la asignación de las energías de referencia a los canales correspondientes. El fondo instrumental del sistema se midió durante un periodo de 8 días, considerando que las muestras podrían requerir este tiempo de análisis. Esta medición se realizó utilizando discos de plata sin muestra, bajo las mismas condiciones experimentales, con el objetivo de cuantificar la contribución del fondo propio del detector y de la electrónica asociada.

La eficiencia del detector no se determinó utilizando las fuentes de ^{241}Am y ^{239}Pu , ya que estas presentan un espesor de 3 mm y un diámetro del área activa de 5 mm, mientras que los discos empleados en este estudio tienen un espesor de 0.7 mm y un diámetro del área activa de 22 mm. Esta discrepancia geométrica imposibilita la medición directa de la eficiencia del sistema, al no mantenerse la misma geometría entre la fuente de calibración y las muestras analizadas. Esta limitación es relevante, dado que la eficiencia del detector es un parámetro necesario para la determinación de la eficiencia de recuperación en el análisis de ^{210}Pb mediante espectrometría alfa. Por ello, se recurrió al cálculo del ángulo sólido promedio subtendido por una fuente circular con respecto al detector, tal como se muestra en la Figura 2.7.

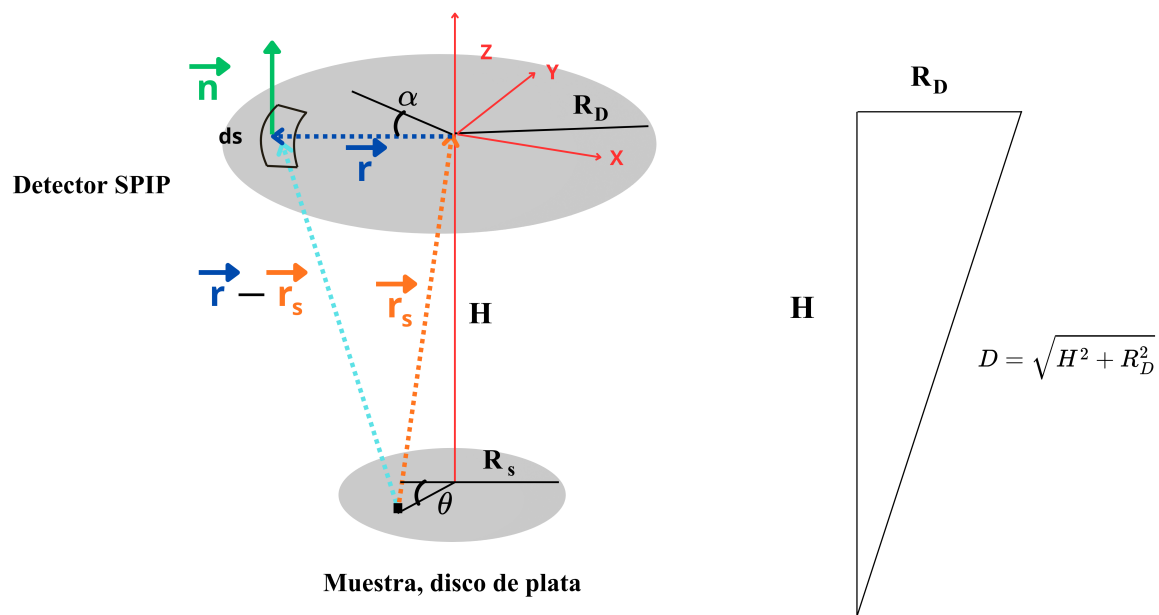


Figura 2.7: Esquema geométrico del arreglo fuente–detector empleado para la estimación de la eficiencia en espectrometría alfa mediante el enfoque de ángulo sólido. La eficiencia promedio se calcula a partir de una aproximación en serie infinita que considera el radio efectivo de la fuente (R_S), el radio activo del detector (R_D), la distancia fuente–detector (D) y la altura efectiva de la fuente (H), siguiendo el planteamiento desarrollado por Gascón y Muñoz (2003).

A partir del planteamiento desarrollado por Gascón y Muñoz (2003), obtuvieron una expresión geométrica mediante una aproximación basada en una serie infinita considerando los primeros tres términos, tal como se muestra en la ecuación 2.4. Con base en esta expresión, el cálculo de la eficiencia se realizó considerando una distancia fuente–detector de 4 mm, correspondiente a la geometría empleada durante las mediciones. Bajo estas condiciones experimentales, la eficiencia estimada fue del orden del 29% para cada detector.

$$\epsilon_{\text{abs}} = \frac{1}{2} \frac{R_D^2}{D(D+H)} - \frac{3}{16} \frac{R_S^2 R_D^2 H}{D^5} + \frac{5}{32} \frac{R_S^4 R_D^2 H}{D^9} - \frac{3}{4} \frac{R_D^2}{H^2} \quad (2.4)$$

Donde R_S es el radio efectivo de la fuente, R_D el radio activo del detector, D la distancia fuente–detector y H la altura efectiva de la fuente, todos expresados en unidades de longitud consistentes.

2.0.5. Preparación de las muestras para el análisis de Plomo-210

La concentración de actividad de Plomo-210 total ($^{210}\text{Pb}_t$) en las muestras de sedimento se determinó mediante espectrometría alfa, utilizando un espectrómetro ALPHA DUO (Ortec Ametek). El procedimiento analítico se basó en el supuesto de equilibrio secular, lo que permitió estimar de forma indirecta la concentración de actividad de ^{210}Pb a partir de la medición de su radionúclido descendiente ^{210}Po (Kanisch, 2004). La preparación de las muestras se realizó conforme a los procedimientos descritos en las guías de IAEA (2020) y Masqué (s.f.). Adicionalmente, se implementaron procedimientos de control de calidad analítica, incluyendo el análisis de un blanco de proceso y la verificación de la exactitud mediante un material de referencia certificado (IAEA-412). Para cada muestra se pesaron 0.30 g de sedimento en recipientes de digestión de PFA (perfluoroalcoxi), a los cuales se añadieron 300 μL de una solución trazadora de ^{209}Po . Posteriormente, se efectuó la digestión del sedimento utilizando una mezcla de ácidos concentrados compuesta por 5 mL de HNO_3 , 4 mL de HCl y 1 mL de HF . El proceso se llevó a cabo en una plancha de calentamiento (Hot Plate IKA C-MAG HP 10) a 150 °C durante 16 horas, como se muestra en la figura 2.8.

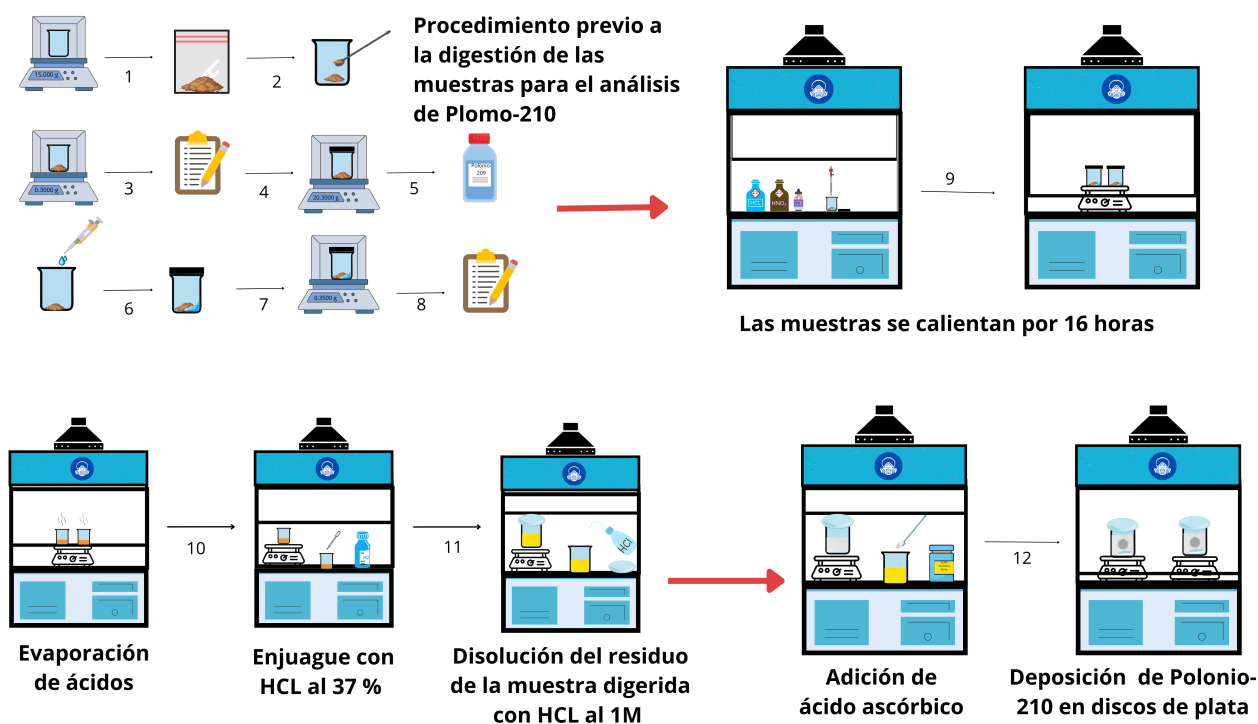


Figura 2.8: Ilustración del proceso de preparación de muestras de sedimento para el análisis de ^{210}Pb . Elaboración propia.

La solución obtenida tras la digestión fue evaporada hasta sequedad a una temperatura de 80 °C. El residuo seco se redisolvió en 2.5 mL de HCl concentrado y se evaporó nuevamente; este procedimiento se repitió dos veces con el objetivo de eliminar completamente los restos de nitratos y otras sales formadas durante la digestión. Posteriormente, el residuo se disolvió en 100 mL de HCl 1 M y se mantuvo en una plancha de calentamiento con agitación (Hot Plate IKA RT 10 S001) a 80 °C. Se añadieron 50 mg de ácido ascórbico en exceso para reducir el hierro presente de Fe^{3+} a Fe^{2+} , evitando así posibles interferencias durante la deposición del polonio.

El aislamiento de los isótopos se realizó mediante deposición espontánea sobre discos de plata (Ag) de 2 cm de diámetro, bajo agitación constante (300 rpm) durante 14 horas a 60 °C. Finalmente, la actividad del ^{210}Po fue medida utilizando un espectrómetro alfa (modelo Alpha Duo, Ortec Ametek), lo que permitió determinar indirectamente la actividad del ^{210}Pb (Sánchez et al., 2012).

Cálculo de la concentración de actividad de Plomo-210

La actividad de ^{210}Pb se determina mediante la técnica de dilución isotópica, la cual se fundamenta en los datos de actividad del trazador añadido, así como en las tasas de conteo del trazador ^{209}Po y del analito de interés ^{210}Po . La deducción de la expresión que relaciona estos parámetros se presenta a continuación (L'Annunziata, 2020):

$$A \left(\frac{\text{Bq}}{\text{kg}} \right) = \frac{A_T \cdot m_T}{m_A} \left[\frac{(R_{GA} - R_{BA})}{(R_{GT} - R_{BT})} - \frac{(R_{GAb} - R_{BA})}{(R_{GTb} - R_{BT})} \right] f_A \cdot f_T \cdot f_{\text{Pb-210}} \quad (2.5)$$

- R_{GA}, R_{GAb} (^{210}Po): Tasas de conteo del analito y del blanco (cpm).
- R_{BA} : Tasa de conteo del fondo en la región del analito (cpm).
- R_{GT}, R_{GTb} (^{209}Po): Tasas de conteo del trazador y del blanco (cpm).
- R_{BT} : Tasa de conteo del fondo en la región del trazador (cpm).
- A_T (^{209}Po): Actividad específica del trazador añadido (Bq g^{-1}).
- m_T (^{209}Po): Masa del trazador añadido (g).
- m_A (^{210}Po): Masa de la muestra analizada (kg).
- $f_A, f_T, f_{\text{Pb-210}}$: Factores de corrección por decaimiento del analito y del trazador.

Los factores de corrección son fundamentales, pues permiten compensar la desintegración radiactiva ocurrida durante el intervalo comprendido entre el instante de referencia t_0 y el momento de la medición t_i . El decaimiento de la actividad se describe mediante:

$$A(t_i) = A(t_0) e^{-\lambda(t_i - t_0)} \quad (2.6)$$

Por lo tanto, si la actividad se mide en el instante t_i , es necesario multiplicar por un factor $e^{\lambda(t_i - t_0)}$ para obtener la actividad correspondiente al instante de referencia $A(t_0)$.

El factor de corrección para el analito se expresa como:

$$f_A = e^{\lambda_{\text{Po-210}}(t_{i,A} - t_{0,A})} \quad (2.7)$$

donde $t_{0,A}$ es el tiempo de separación del analito de la muestra y $t_{i,A}$ el tiempo de medición.

De manera análoga, el factor de corrección para el trazador es:

$$f_T = e^{\lambda_{\text{Po-209}}(t_{i,T} - t_{0,T})} \quad (2.8)$$

donde $\lambda_{\text{Po-209}}$ es la constante de decaimiento del trazador (año^{-1}), y $(t_{i,T} - t_{0,T})$ representa el intervalo entre la fecha de medición y la fecha de referencia de preparación del trazador.

Finalmente, el factor de corrección asociado al ^{210}Pb se define como:

$$f_{\text{Pb-210}} = e^{\lambda_{\text{Pb-210}}(t_{i,\text{Pb}} - t_{0,\text{Pb}})} \quad (2.9)$$

donde $\lambda_{\text{Pb-210}}$ es la constante de desintegración del Plomo-210 (año^{-1}), y $(t_{i,\text{Pb}} - t_{0,\text{Pb}})$ corresponde al tiempo transcurrido entre la fecha de deposición del polonio y la del muestreo.

La eficiencia de detección (ε) no es necesaria directamente para el cálculo de la concentración de actividad en la espectrometría alfa por dilución isotópica. Sin embargo, nos permitió calcular la recuperación química (R) a partir de la actividad del trazador añadido y la tasa de conteo netas del pico correspondiente:

$$R = \frac{R_{GT} - R_{BT}}{A_T \cdot m_T \cdot \varepsilon \cdot \exp(\lambda_T t_T)} \quad (2.10)$$

La eficiencia de detección se determina a partir de la actividad de una fuente de calibración y la tasa de conteo neto medida en la misma geometría que la muestra o mediante la ecuación 2.4 (Kanisch, 2004).

Calculo de la concentración de actividad del Plomo-210 soportado

Para la determinación de la concentración de actividad del ^{210}Pb soportado se adoptó el criterio descrito por Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012). Dicho criterio establece que las concentraciones pueden considerarse representativas del ^{210}Pb soportado cuando, al menos, las tres últimas secciones del núcleo sedimentario presentan valores aproximadamente constantes con la profundidad. Esta condición se cumple cuando las diferencias entre secciones consecutivas no son estadísticamente significativas y se encuentran comprendidas dentro de las incertidumbres analíticas asociadas a cada medición.

Desde un punto de vista estadístico, esto puede expresarse mediante la siguiente desigualdad:

$$|A_i - A_j| \leq \sqrt{\sigma_i^2 + \sigma_j^2} \quad (2.11)$$

donde A_i y A_j representan las concentraciones de actividad de ^{210}Pb medidas en dos secciones consecutivas del núcleo, mientras que σ_i y σ_j corresponden a las incertidumbres analíticas asociadas a dichas determinaciones.

Esta expresión se utilizó para verificar el solapamiento de los intervalos de error de las concentraciones de actividad medidas entre secciones consecutivas, lo que indica la ausencia de una variación sistemática con la profundidad. Este criterio resulta especialmente relevante cuando no se dispone de mediciones directas de ^{226}Ra mediante espectrometría gamma, ya que permite estimar indirectamente el ^{210}Pb soportado a partir del comportamiento asintótico del perfil de actividad en las secciones profundas del núcleo.

En este contexto, el valor del ^{210}Pb soportado se estimó como el promedio aritmético de las secciones consideradas constantes, mientras que su incertidumbre se calculó a partir de la desviación

estándar de las actividades medidas.

Este procedimiento constituye una aproximación práctica bajo la hipótesis de que, en las secciones más profundas del núcleo, el ^{210}Pb en exceso ha decaído completamente y que la actividad remanente corresponde al ^{210}Pb producido *in situ* por el decaimiento del ^{226}Ra , en equilibrio secular con el ^{210}Pb .

2.0.6. Estimación y propagación de incertidumbres

Las incertidumbres asociadas al cálculo de la concentración de actividad de ^{210}Po , la cronología, la recuperación química y a las tasas de sedimentación (SAR) y acumulación másica (MAR) se estimaron mediante propagación cuadrática de errores, siguiendo el enfoque clásico descrito por Taylor (1997). Para una magnitud derivada $f(x_1, x_2, \dots, x_n)$, la incertidumbre combinada se calculó como:

$$\sigma_f = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \sigma_{x_i} \right)^2} \quad (2.12)$$

donde σ_{x_i} representa la incertidumbre asociada a cada variable independiente y se asume independencia estadística entre ellas. Las incertidumbres combinadas se reportan como intervalos de confianza del 95 %, equivalentes aproximadamente a $\pm 2\sigma$ bajo la aproximación normal.

En el caso de la espectrometría alfa, la contribución principal a la incertidumbre proviene del error estadístico de conteo, el cual se modela mediante una distribución de Poisson. En este contexto, el número de cuentas registradas N sigue dicha distribución, cuya desviación estándar está dada por:

$$\sigma_N = \sqrt{N} \quad (2.13)$$

donde N es el número total de cuentas registradas. El error relativo asociado al conteo es entonces:

$$\frac{\sigma_N}{N} = \frac{\sqrt{N}}{N} = \frac{1}{\sqrt{N}} \quad (2.14)$$

Para garantizar una incertidumbre estadística menor o igual al 5 %, se requiere:

$$\frac{1}{\sqrt{N}} \leq 0.05 \quad (2.15)$$

lo que implica:

$$N \geq 400 \text{ cuentas} \quad (2.16)$$

Por esta razón, los tiempos de medición fueron ajustados de manera que cada muestra alcanzara al menos 400 cuentas netas en el pico de ^{210}Po , asegurando un error estadístico aproximado del 5 % o menor en el conteo.

Capítulo 3

Resultados y discusión

3.0.1. Resultados del análisis del Plomo 210

La concentración de actividad de Plomo-210 total ($^{210}\text{Pb}_t$) en las muestras de sedimento de los núcleos extraídos de la Laguna de Olomega (OL-1 y OL-2) se determinó mediante espectrometría alfa, utilizando un espectrómetro ALPHA DUO (Ortec Ametek), bajo el supuesto de equilibrio secular con el ^{210}Po . Los resultados se presentan en la Figura 3.1, donde se observa la variación de la concentración de actividad de $^{210}\text{Pb}_t$ en función de la profundidad másica, hasta alcanzar la profundidad de equilibrio correspondiente al Plomo-210 soportado ($^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$).

Para el núcleo OL-1 se analizaron 30 cm de longitud, registrándose concentraciones de actividad comprendidas entre $11.04 \pm 0.82 \text{ Bq kg}^{-1}$ y $30.62 \pm 2.82 \text{ Bq kg}^{-1}$. El perfil exhibe un comportamiento característico de decaimiento exponencial, con un coeficiente de determinación de $R^2 = 0.91$, lo que indica un ajuste adecuado al modelo teórico. En el núcleo OL-2 se evaluaron 52 cm de sedimento, observándose concentraciones relativamente más elevadas, en un rango de $20.29 \pm 1.33 \text{ Bq kg}^{-1}$ a $88.05 \pm 7.67 \text{ Bq kg}^{-1}$. De forma consistente, este núcleo también presenta un patrón de decaimiento exponencial bien definido, con un coeficiente de determinación de $R^2 = 0.92$.

Adicionalmente, la concentración de actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{sop}}$ se estimó a partir del promedio de las últimas nueve secciones de ambos núcleos, siguiendo el criterio descrito por Sanchez-Cabeza y Ruiz-Fernández (2012). A partir de esto se obtuvo un valor de $9.42 \pm 0.76 \text{ Bq kg}^{-1}$ para el núcleo OL-1, mientras que para el núcleo OL-2 el valor estimado fue de $19.38 \pm 1.66 \text{ Bq kg}^{-1}$.

Los valores de actividad de ^{226}Ra varían entre los núcleos analizados, lo que puede atribuirse principalmente a diferencias en la composición mineralógica y granulométrica de los sedimentos que conforman la laguna. El núcleo OL-1 presenta una mayor profundidad másica, lo que indica una densidad aparente superior, probablemente asociada a sedimentos más compactos, de mayor tamaño granulométrico y con una menor superficie específica, condiciones que pueden limitar la retención y adsorción de ^{226}Ra en la matriz sedimentaria. En contraste, el núcleo OL-2 exhibe una menor profundidad másica, lo que sugiere una menor compactación del sedimento y podría favorecer concentraciones relativamente más elevadas de ^{226}Ra , asociadas a la presencia de sedimentos más finos, con mayor área superficial y una mayor afinidad por la retención de este radionúclido. Estas diferencias reflejan variaciones en los ambientes de deposición y en los aportes sedimentarios dentro de la laguna.

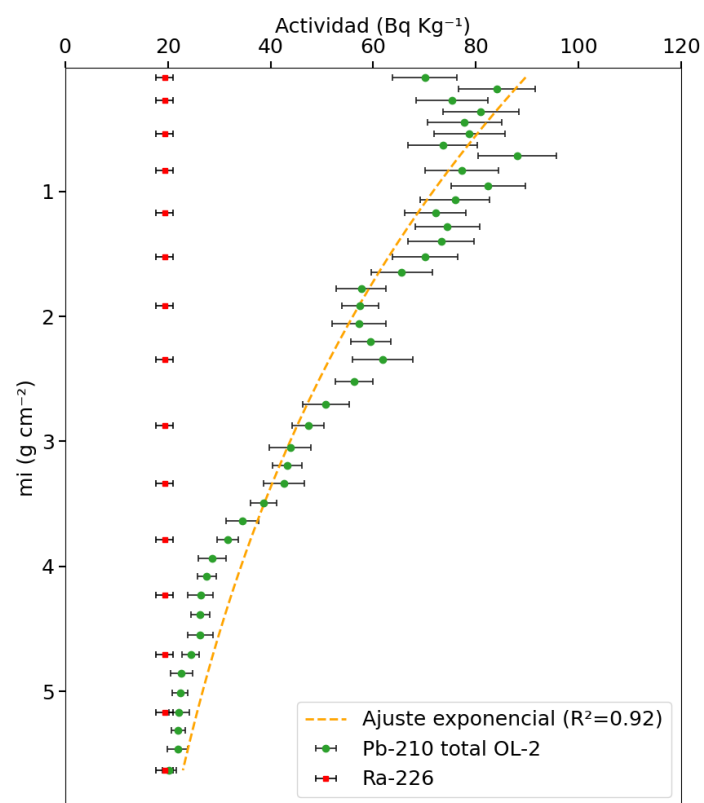
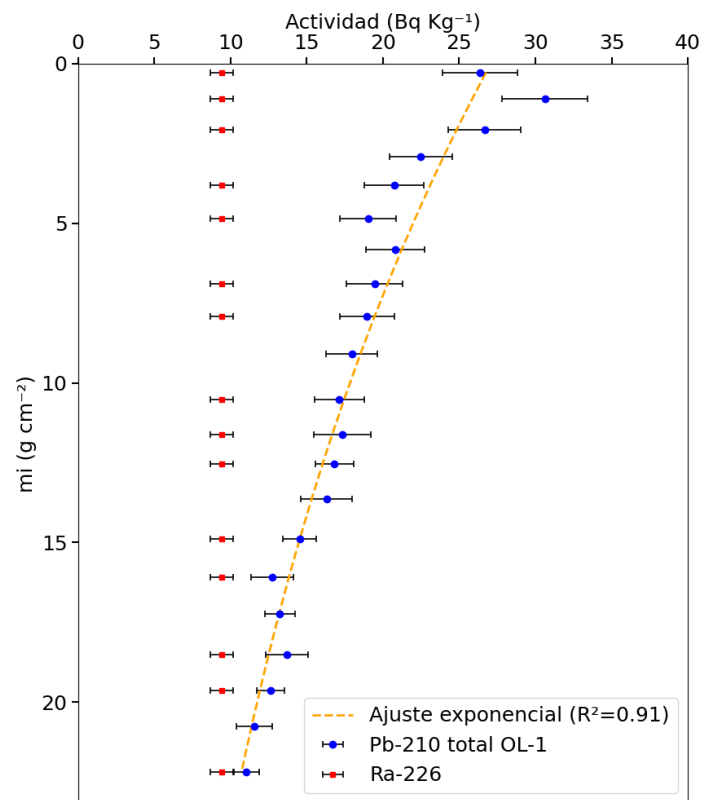


Figura 3.1: Perfil de actividad total de Plomo 210 y Radio 226 de los núcleo OL-1 y OL-2.

3.0.2. Cronología y tasas acumulación másica y de sedimentación

La concentración de actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, utilizada para la determinación de la edad de los sedimentos y de las tasas de acumulación y sedimentación, se calculó como la diferencia entre la actividad total de ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_t$) y la actividad de ^{226}Ra .

El perfil de concentración de actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ correspondiente al núcleo OL-1 se muestra en la Figura 3.2, en el panel izquierdo. La tendencia general del perfil sigue un patrón aproximadamente exponencial, como lo evidencia el ajuste realizado, el cual presenta un coeficiente de determinación $R^2 = 0.91$. Este valor indica que una fracción significativa de la variabilidad observada en las concentraciones de actividad puede explicarse mediante un modelo de decaimiento exponencial con la profundidad másica, lo que sugiere condiciones relativamente estables de acumulación sedimentaria a lo largo del intervalo representado, en concordancia con las hipótesis del modelo de tasa constante de suministro y sedimentación constante (CFCS).

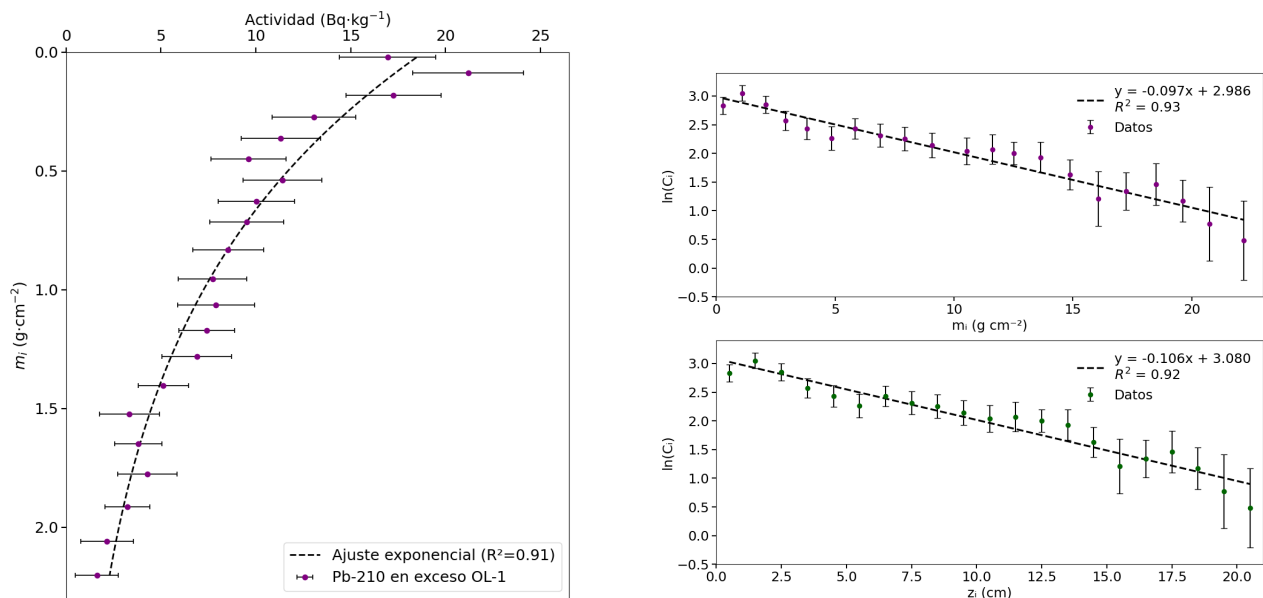


Figura 3.2: (Izquierda) Perfil de actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ del núcleo OL-1. (Derecha) Relación lineal entre $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ y la profundidad (lineal y másica), para la estimación de las tasas de sedimentación (SAR) y acumulación másica (MAR) del núcleo OL-1.

La aplicación del modelo se realizó mediante un ajuste lineal entre el logaritmo natural de la actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ y la profundidad másica del sedimento (g cm^{-2}). Dicho ajuste evidenció una correlación estadística mente significativa ($p < 0.05$, $r = 0.97$). A partir de la pendiente de la relación entre $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ y la profundidad másica, se estimó la tasa de acumulación másica (MAR) mediante la división de la constante de desintegración del ^{210}Pb entre dicha pendiente. La incertidumbre fue calculada conforme al procedimiento descrito en el marco teórico, utilizando el error estándar de la pendiente obtenido en la regresión y su propagación analítica, el valor estimado fue de $0.32 \pm 0.02 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$. De manera análoga, la tasa de sedimentación (SAR) se estimó a partir de un ajuste lineal entre $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{ex}})$ y la profundidad media, definida como el promedio de las profundidades correspondientes a secciones consecutivas del núcleo. Este análisis arrojó un valor de $0.29 \pm 0.02 \text{ cm año}^{-1}$. El ajuste presentó además una correlación estadísticamente significativa

($p < 0.05$, $r = 0.96$). Ambos ajustes se muestran en la Figura 3.2 en el panel derecho.

Los años de deposición de las distintas secciones del núcleo OL-1 se estimaron mediante el cociente entre la profundidad másica de cada sección y la tasa de acumulación másica (MAR), obteniéndose una cronología aproximada de 68 ± 4.42 años a lo largo de los 30 cm del núcleo sedimentario analizado.

El perfil de concentración de actividad de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ correspondiente al núcleo OL-2 se muestra en la Figura 3.3. La tendencia general del perfil sigue un patrón aproximadamente exponencial, como lo evidencia el ajuste realizado, que presenta un coeficiente de determinación $R^2 = 0.92$. Este valor indica que una fracción significativa de la variabilidad observada en las actividades puede explicarse mediante un modelo de decaimiento exponencial con la profundidad másica, lo que sugiere condiciones relativamente estables de acumulación sedimentaria a lo largo del intervalo representado. No obstante, el hecho de que el ajuste no sea perfecto pone de manifiesto la presencia de procesos adicionales que modulan la distribución del ^{210}Pb en el sedimento.

En particular, se observan desviaciones locales respecto a la curva exponencial, principalmente en los primeros centímetros másicos del registro. Estas irregularidades pueden atribuirse a procesos de mezcla superficial a variaciones temporales en las tasas de sedimentación y en el aporte de material terrígeno desde la cuenca de drenaje, o procesos de bioturbación o resuspensión episódica del sedimento. Dichos procesos tienden a suavizar el gradiente de actividad en la parte superior del núcleo, generando una mayor dispersión de los valores experimentales. En este sentido, el comportamiento observado resulta coherente con las hipótesis del modelo de tasa constante de suministro (CRS), ya que este toma el inventario completo y no las capas individuales de la columna.

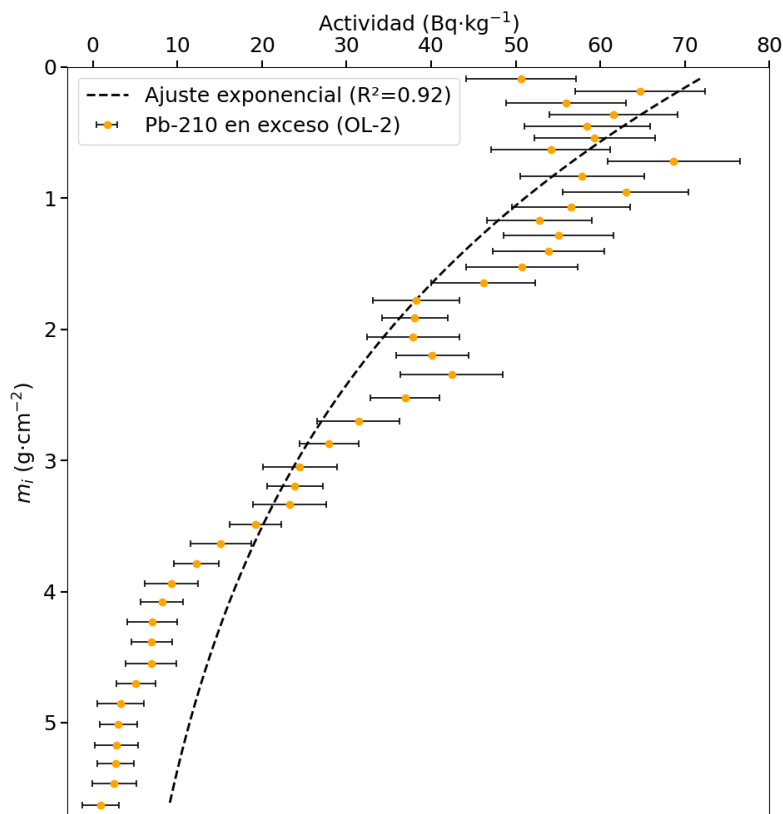


Figura 3.3: Perfil de actividad de Plomo 210 en exceso del núcleo OL-2

La aplicación del modelo permitió establecer una cronología aproximada de 149 ± 23 años, lo que permitió el análisis de la evolución temporal de las tasas de acumulación másica y de sedimentación, ilustradas en la Figura 3.4. La tasa de acumulación másica presentó valores que oscilaron entre $0.016 \pm 0.01 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $0.092 \pm 0.08 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$. En cuanto a la tasa de sedimentación, esta varió entre $0.10 \pm 0.08 \text{ cm año}^{-1}$ y $1.20 \pm 0.11 \text{ cm año}^{-1}$.

Con el objetivo de evaluar si el incremento observado en la acumulación sedimentaria del núcleo OL-2 corresponde a una variación significativa y no a fluctuaciones internas del sistema, se realizó una comparación estadística entre dos periodos: la línea base pre-intensificación (1875–1973) y el periodo reciente (1979–2024). La tasa media de acumulación másica (MAR) durante el periodo base fue de $0.0246 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, mientras que en el periodo reciente aumentó a $0.0458 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, lo que representa un incremento aproximado de 1.86 veces.

La prueba t de Welch evidenció diferencias altamente significativas entre ambos periodos ($t \approx -5.9$; $p < 0.005$), con un tamaño de efecto grande (Cohen's $d \approx 1.5$), indicando que el cambio observado posee magnitud sustancial tanto desde el punto de vista estadístico como práctico. En este contexto, la probabilidad de que el incremento responda únicamente a variabilidad natural interna es baja, sugiriendo la ocurrencia de un cambio estructural en la dinámica sedimentaria del sistema.

Este comportamiento es consistente con estudios regionales que documentan un incremento en la intensidad y frecuencia de eventos hidrometeorológicos extremos en Centroamérica durante las últimas décadas, asociados tanto a la variabilidad climática interanual (ENSO) como al calentamiento global (Hidalgo et al., 2013; IPCC, 2021). En el caso de El Salvador, registros oficiales reportan episodios recientes de precipitación extrema vinculados a tormentas tropicales que podrían haber generado acumulaciones pluviométricas extraordinarias y procesos erosivos significativos en diversas cuencas del país (MARN, 2020d). Estas condiciones podrían favorecer un mayor transporte sólido y, en consecuencia, un incremento en el aporte de sedimentos hacia sistemas lacustres someros. La posible relación entre estos forzamientos hidrometeorológicos y la respuesta sedimentaria observada será examinada en mayor detalle en las secciones siguientes.

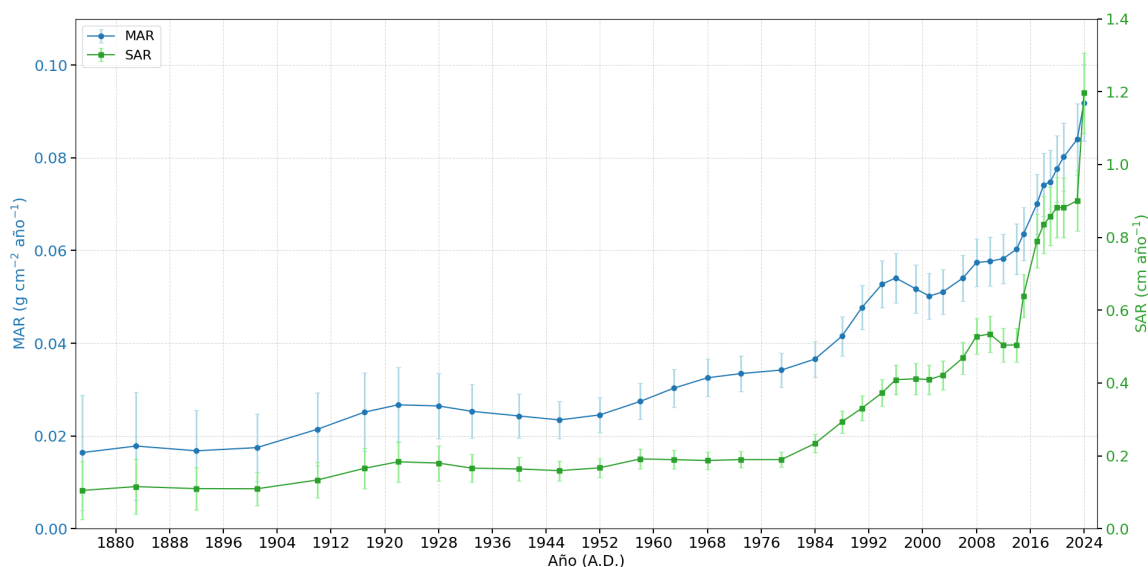


Figura 3.4: Tasa de acumulación másica y de sedimentación del núcleo OL-2

Desde una perspectiva espacial, las tasas promedio de acumulación másica y de sedimentación obtenidas para el núcleo OL-2, en comparación con las del núcleo OL-1, indican que la sedimentación en OL-2 es aproximadamente 1.4 veces mayor en términos promedio, alcanzando además valores máximos considerablemente superiores en el periodo reciente. Esta diferencia puede estar asociada a las condiciones morfológicas y batimétricas contrastantes entre ambos sitios de muestreo. El núcleo OL-2 fue extraído a una profundidad cercana a 1.9 m, mientras que OL-1 proviene de un sector que, durante la época lluviosa, permanece inundado pero alcanza profundidades menores a 1 m. La mayor profundidad en el sitio de OL-2 favorece un mayor confinamiento hidráulico, promoviendo la deposición de partículas finas; adicionalmente, la menor energía hidrodinámica y circulación del agua reducen la resuspensión y facilitan una acumulación más eficiente del material particulado.

Estimación y propagación de la incertidumbre cronológica

La incertidumbre cronológica fue estimada mediante propagación analítica de errores conforme a la formulación específica de cada modelo de datación. Este procedimiento permitió cuantificar la precisión temporal asociada a las edades sedimentarias y evaluar el alcance interpretativo del registro.

En el núcleo OL-1, fechado mediante el modelo CFCS, la incertidumbre en las edades se derivó de la propagación del error asociado a la pendiente de la regresión lineal entre $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{exc}})$ y la profundidad másica. Dado que el modelo asume una tasa de sedimentación aproximadamente constante, la incertidumbre se distribuye de manera relativamente uniforme a lo largo del intervalo fechado, con valores individuales $u(t_i)$ generalmente inferiores a 2–3 años para el periodo 1950–2024. Esta estabilidad es coherente con la alta linealidad del perfil ($R^2 \approx 0.93$).

Mientras que para el núcleo OL-2 se aplicó el modelo CRS, la incertidumbre cronológica evidenció un comportamiento acumulativo creciente con la profundidad. En este caso, los valores individuales de $u(t_i)$ son inferiores o cercanos a 1 año para el periodo reciente (2008–2024), incrementándose gradualmente hasta aproximadamente 1.0–2.5 años en el intervalo 1958–2003. Para edades intermedias, correspondientes al periodo 1933–1952, las incertidumbres aumentan en el rango de 3.3 a 4.4 años, mientras que en secciones más profundas (anteriores a 1930) los valores alcanzan entre 5.0 y 9.2 años. Finalmente, en los niveles más antiguos del registro (previos a 1900), las incertidumbres superan los 10 años, alcanzando valores máximos de hasta 15.9 años. Este incremento progresivo es consistente con la naturaleza del modelo CRS, en el cual la edad se calcula a partir del inventario acumulado de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$. En consecuencia, la incertidumbre se propaga de forma no lineal y se amplifica con la profundidad debido a la dependencia logarítmica de la edad respecto al cociente entre el inventario total y el inventario remanente.

Comparación regional de las tasas de acumulación y sedimentación en la Laguna de Olomega

La tasa de sedimentación estimada para el núcleo OL-1 fue de $0.29 \pm 0.02 \text{ cm año}^{-1}$, mientras que en OL-2 se registró una mayor variabilidad, con valores entre 0.10 ± 0.08 y $1.20 \pm 0.11 \text{ cm año}^{-1}$, alcanzando sus máximos en el periodo reciente. Al comparar estos resultados con sistemas lacustres tropicales de Centroamérica, se observa que las tasas reportadas para el Lago Cocibolca (Nicaragua) oscilan entre 0.06 y 0.34 cm año^{-1} (Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua, 2018), mientras

que en el Lago Izabal (Guatemala) varían entre 0.5 y 1.4 cm año⁻¹ (Hernández et al., 2020). En este contexto regional, OL-1 se ubica dentro del rango inferior-medio característico de lagos tropicales con dinámica sedimentaria relativamente estable, mientras que los valores máximos observados en OL-2 se aproximan al límite superior regional, comparable a sistemas influenciados por aportes sedimentarios intensos. En conjunto, las tasas estimadas para la Laguna de Olomega se sitúan dentro del espectro típico centroamericano, aunque el comportamiento reciente de OL-2 evidencia una intensificación temporal del aporte sedimentario.

3.0.3. Eventos naturales y actividades antropogénicas que han influido en la dinámica sedimentaria de la Laguna de Olomega

Para comprender los factores que controlan la dinámica sedimentaria de la Laguna de Olomega, se analizaron de manera integrada los cambios en la cobertura vegetal, la ocurrencia de eventos naturales y la evolución demográfica en la cuenca de drenaje. En particular, se examinó la evolución de la cobertura vegetal en los alrededores de la laguna, la cual se presenta en la Figura 3.5. El monitoreo satelital se realizó a partir de imágenes del satélite Sentinel-2A correspondientes al periodo 2016–2024. Las escenas fueron obtenidas desde la plataforma Copernicus Data Space Ecosystem y seleccionadas para la tercera semana de diciembre de cada año, con el propósito de minimizar las variaciones estacionales y la interferencia por nubosidad. El procesamiento de las imágenes se efectuó en QGIS, empleando una resolución espacial de 10 m y dos tipos de visualización: (i) color natural, generado a partir de las bandas 4 (rojo), 3 (verde) y 2 (azul); y (ii) el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI), calculado mediante la expresión $(B8 - B4)/(B8 + B4)$, donde B8 corresponde al infrarrojo cercano y B4 al rojo. Asimismo, se incorporó el producto Scene Classification Layer (SCL), generado automáticamente por el procesador atmosférico Sen2Cor, que clasifica los píxeles en categorías como vegetación, suelo desnudo y cuerpos de agua.

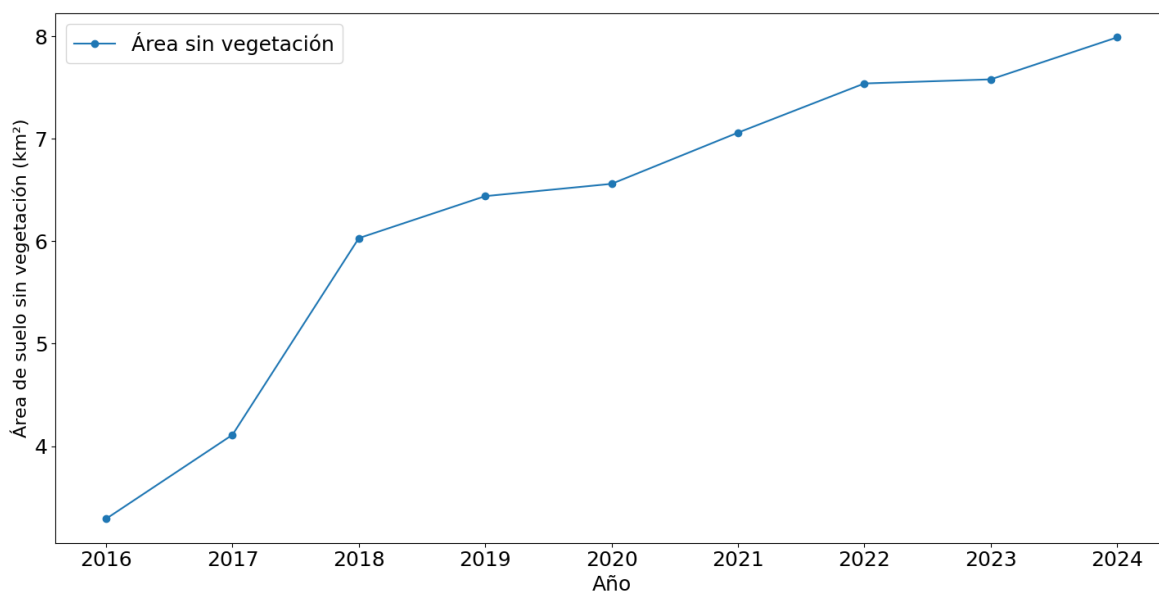


Figura 3.5: Monitoreo satelital de la Laguna de Olomega mediante imágenes Sentinel-2A correspondientes al periodo 2016–2024.

Los resultados del monitoreo satelital evidencian un incremento notable en el área de suelo sin vegetación en la cuenca de la laguna, pasando de 3.29 km² (4.07 % del área de estudio) en 2016 a 7.99 km² (9.88 %) en 2024. Este aumento refleja una pérdida progresiva de vegetación densa y de las zonas de amortiguamiento natural que rodean la laguna. Al comparar esta información con las tasas de acumulación másica y de sedimentación obtenidas para el núcleo OL-2, se evidencia que ambas presentan una tendencia ascendente sostenida durante el periodo comprendido entre 2016 y 2024, coincidente con el intervalo del monitoreo satelital, que varían en un rango de 0.070 ± 0.006 y 0.092 ± 0.008 g cm⁻² año⁻¹ para tasa de acumulación másica (MAR), mientras que la tasa de sedimentación (SAR) varió entre 0.79 ± 0.07 y 1.20 ± 0.11 cm año⁻¹.

En la discusión anterior se identificó que la pérdida progresiva de la vegetación densa y de las zonas de amortiguamiento natural en los alrededores de la laguna puede influir de manera significativa en las tasas de acumulación másica y de sedimentación. Sin embargo, dichas tasas no responden únicamente a los cambios en la cobertura vegetal, sino que también pueden verse afectadas por la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos. En este contexto, la reducción de la cobertura vegetal favorece el incremento de los procesos de erosión y escorrentía superficial, de modo que, durante eventos de precipitación intensa, se intensifican simultáneamente el transporte y la deposición de sedimentos. Este comportamiento se puede apreciar para el periodo 2021–2023, durante el cual se registraron tasas de acumulación másica de 0.080 ± 0.007 y 0.084 ± 0.008 g cm⁻² año⁻¹, respectivamente, acompañadas de tasas de sedimentación de 0.88 ± 0.08 y 0.90 ± 0.08 cm año⁻¹. Este incremento podría estar asociado al impacto del huracán Julia (octubre de 2022), que generó acumulados de precipitación estimados entre 130 y 240 mm, según reportes oficiales MARN (2022). De manera similar, se observa otro aumento en ambas tasas durante los años 2019 y 2020, con valores de 0.075 ± 0.007 y 0.078 ± 0.007 g cm⁻² año⁻¹ para la MAR y de 0.86 ± 0.008 y 0.88 ± 0.008 cm año⁻¹ para la SAR, lo cual podría estar relacionado con el impacto combinado de las tormentas tropicales Amanda y Cristóbal (mayo–junio de 2020), las cuales produjeron acumulados de precipitación de hasta 1087 mm (MARN, 2020d). Otro incremento en la dinámica de sedimentación se registra durante el periodo comprendido entre 1979 y 2010. En este intervalo, la tasa de acumulación másica (MAR) presentó valores que oscilaron entre 0.034 ± 0.004 y 0.058 ± 0.005 g cm⁻² año⁻¹, mientras que la tasa de sedimentación (SAR) se mantuvo en un rango de 0.19 ± 0.02 a 0.53 ± 0.05 cm año⁻¹. En este periodo, resulta particularmente relevante el año 2010, cuando ambas tasas alcanzaron valores aproximados de 0.058 ± 0.005 g cm⁻² año⁻¹ y 0.53 ± 0.05 cm año⁻¹, respectivamente. Este incremento podría estar asociado con el impacto de la Tormenta Tropical Agatha (mayo de 2010), que ocasiono acumulados de 484 mm en 24 h (MARN, 2020a). Asimismo, se observa otro incremento notable en 1991 y 1999 cuando ambas tasas alcanzaron valores aproximados de 0.048 ± 0.005 y 0.054 ± 0.005 g cm⁻² año⁻¹, 0.33 ± 0.03 y 0.41 ± 0.04 cm año⁻¹, respectivamente. Este aumento podría estar asociado con el impacto del Huracán Mitch (1998). De acuerdo con los registros del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (2018), dicho fenómeno generó precipitaciones promedio de aproximadamente 400 mm y acumulados máximos cercanos a 900 mm en diversas zonas del país.

Como se ha evidenciado previamente, la disminución de la cobertura vegetal, en combinación

con la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos, puede influir de manera significativa en las tasas de acumulación másica y de sedimentación, al intensificar los procesos de erosión y transporte de sedimentos en la cuenca. Si bien los datos satelitales analizados en este estudio abarcan únicamente el periodo 2016–2024, antecedentes históricos documentados por el *Programa de Acción Nacional de Lucha contra la Desertificación y la Sequía* indican que la degradación territorial en la región oriental constituye un proceso estructural de larga data (MARN, 2003). De acuerdo con dicho informe, en los 32 distritos orientales identificados como prioritarios, el 69 % de la superficie presenta uso inapropiado del suelo, lo que evidencia una presión sostenida sobre la cobertura vegetal y la estabilidad edáfica. Asimismo, el documento señala que sectores de los departamentos de San Miguel y La Unión, incluyendo áreas de los municipios de Chirilagua y El Carmen, se encuentran dentro de las condiciones más críticas de vulnerabilidad climática y fisiográfica. Aunque el informe no presenta estimaciones cuantitativas desagregadas de erosión a nivel municipal, sí documenta el predominio regional del uso inadecuado del suelo y elevados niveles de vulnerabilidad ambiental. En este contexto, la reducción histórica de la cobertura forestal en la cuenca debe interpretarse como parte de una tendencia regional sostenida de transformación del paisaje a lo largo del siglo XX, conforme a lo descrito por MARN (2003).

Dado que la pérdida de cobertura vegetal constituye un factor determinante en la intensificación de la dinámica sedimentaria del sistema, resulta pertinente identificar los procesos que la han impulsado. Entre ellos, el crecimiento demográfico emerge como una variable estructural clave, debido a su estrecha asociación con cambios de uso del suelo, expansión agrícola y mayor presión sobre los recursos naturales. Con el fin de evaluar esta relación, se analizó la evolución poblacional de la cuenca entre 1930 y 2024, intervalo que comprende los censos nacionales realizados hasta la fecha. Durante estas décadas, la población aumentó de manera sostenida hasta alcanzar 265,866 habitantes. De forma paralela, la tasa de acumulación másica se incrementó desde valores del orden de $0.024 \pm 0.0002 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ hasta aproximadamente $0.092 \pm 0.0083 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, como se presenta en la Tabla II.

Para visualizar esta relación, se realizó inicialmente un análisis de dispersión que evidenció un comportamiento de tipo exponencial entre la población y la tasa de acumulación másica como se muestra en la Figura 3.6. Posteriormente, con el fin de evaluar la significancia estadística del ajuste, se aplicó una transformación mediante logaritmo natural a ambas variables y se efectuó un ajuste lineal, en el cual se evidenció una relación estadísticamente significativa ($p < 0.05$, $r = 0.85$).

No obstante, para el año 2024 se identifica un valor atípico positivo en la relación entre la población total y la tasa de acumulación másica, lo que sugiere que la dinámica sedimentaria reciente podría estar influenciada por factores adicionales al crecimiento demográfico. De acuerdo con el diagnóstico ambiental realizado por MARN (2019), la laguna presenta evidentes signos de estrés ambiental asociados a una gestión inadecuada del sistema. Según dicho informe, estas alteraciones se manifiestan en condiciones de eutrofización, elevados niveles de coliformes fecales y altas concentraciones de nitratos y fosfatos, vinculadas tanto a aportes agrícolas como domésticos. Este enriquecimiento nutricional favorece de manera significativa las proliferaciones recurrentes de jacinto acuático (*Eichhornia crassipes*), cuya biomasa y capacidad de retención de partículas finas podrían estar incrementando la

Tabla I: Evolución de la población en la cuenca de drenaje de la Laguna de Olomega (1930-2024) y valores promedio de la tasa de acumulación másica sedimentaria (MAR) asociados a los periodos censales (BCR, 2024; MIVI, 2017).

Año	San Miguel (habitantes)	El Carmen (habitantes)	Chirilagua (habitantes)	TOTAL (habitantes)	MAR (g cm ⁻² año ⁻¹)
2024	232,887	13,611	19,368	265,866	0.092 ± 0.0083
2007	218,410	12,324	19,984	250,718	0.056 ± 0.0002
1992	191,116	15,512	21,721	228,349	0.045 ± 0.0004
1971	120,640	12,530	21,132	154,302	0.033 ± 0.0001
1961	82,491	7,897	13,007	103,395	0.029 ± 0.0001
1950	57,416	5,288	7,645	70,349	0.024 ± 0.0002
1930	39,989	2,389	3,838	46,216	0.026 ± 0.0009

carga de material particulado en el sistema lacustre y, en consecuencia, contribuir al aumento de la tasa de acumulación másica (MARN, 2019; Villamagna & Murphy, 2010).

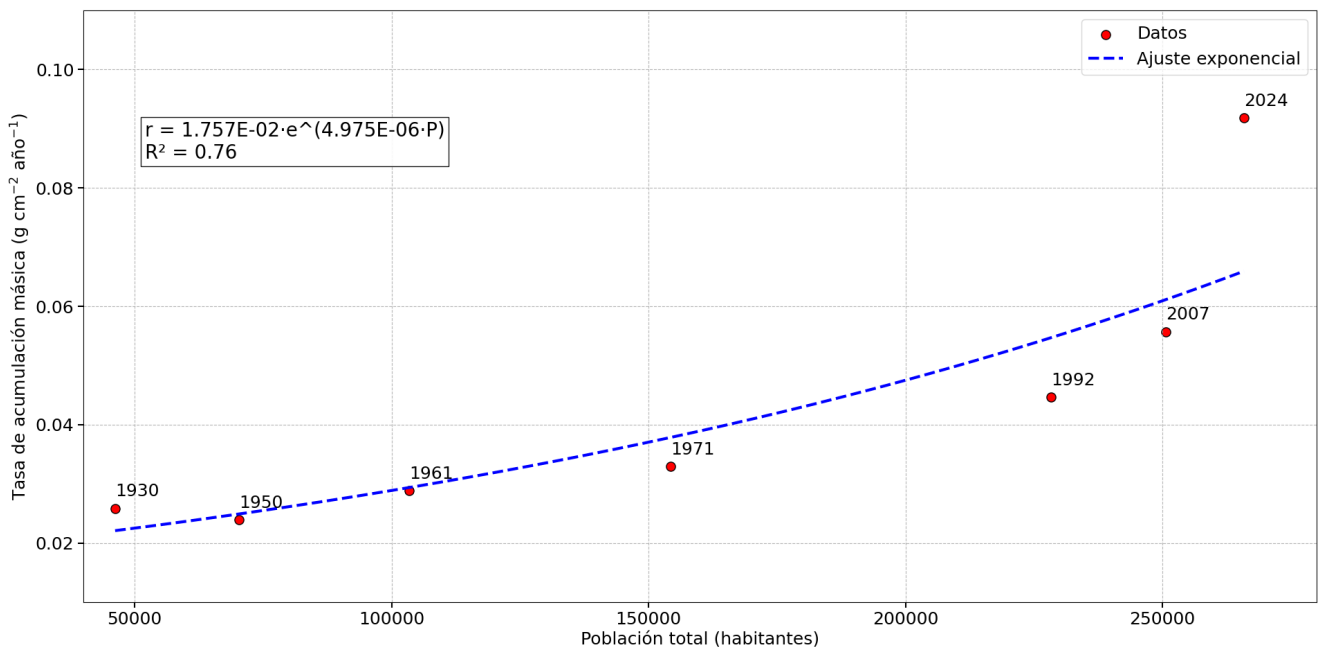


Figura 3.6: Relación entre la evolución de la tasa de sedimentación y el crecimiento poblacional en la cuenca de la Laguna de Olomega

En consecuencia, si los procesos de contaminación y el incremento en el aporte de material particulado discutidos previamente están influyendo en la dinámica del sistema, su efecto debería reflejarse no solo en las tasas de acumulación másica, sino también en el flujo de materia orgánica depositada en el fondo lacustre. Este aspecto resulta particularmente relevante, dado que la fracción orgánica constituye uno de los principales componentes del material que alcanza el sedimento. En este estudio, el flujo de materia orgánica se estimó a partir de la multiplicación de la tasa de acumulación másica por el porcentaje de materia orgánica determinado mediante el método de pérdida por ignición (PPI a 550 °C).

Para el núcleo OL-1, se estimó un flujo promedio de materia orgánica, dado que en esta zona las tasas de acumulación másica (MAR) y de sedimentación (SAR) se mantuvieron aproximadamente

constantes, de acuerdo con la forma del perfil de ^{210}Pb y con la hipótesis del modelo aplicado. El flujo promedio obtenido fue de $369.03 \pm 55.78 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. En contraste, para el núcleo OL-2, la dinámica sedimentaria variable evidenciada por el perfil de ^{210}Pb y por la hipótesis del modelo impidió el uso de un único valor promedio. En este caso, se calcularon flujos de materia orgánica dependientes del tiempo para el periodo 1875-2024. Los resultados indican que durante el intervalo más antiguo del registro (1875-1984), los flujos se mantuvieron relativamente bajos y estables, con valores comprendidos entre $36.31 \pm 27.50 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $73.24 \pm 7.66 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$. Sin embargo, a partir del periodo 1990-2024 se observa un incremento notable en los flujos de materia orgánica, alcanzando valores entre $82.66 \pm 8.38 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $235.69 \pm 21.22 \text{ g m}^{-2} \text{ año}^{-1}$, como se muestra en la Figura 3.7.

Si bien el incremento observado en los flujos orgánicos coincide temporalmente con el deterioro ambiental reportado para la laguna, el análisis no permite atribuir de manera directa la fuente específica de dicho aporte, sino únicamente evidenciar una tendencia compatible con un enriquecimiento orgánico reciente. No obstante, el hecho de que ambos núcleos registren incrementos consistentes en los flujos de materia orgánica sugiere que se trata de un proceso de alcance sistémico, más que de una señal local aislada. En este sentido, los resultados son coherentes con la hipótesis de que la intensificación de las presiones antrópicas puede estimular la producción primaria y, en consecuencia, aumentar el flujo de material orgánico hacia el sedimento, contribuyendo al incremento de las tasas de acumulación másica (Meyers & Ishiwatari, 1993). De manera complementaria, la proliferación de macrófitas flotantes como el jacinto acuático (*Eichhornia crassipes*) favorece la retención de partículas finas y biomasa en la columna de agua, elevando la fracción de material orgánico potencialmente sedimentable (Villamagna & Murphy, 2010). En conjunto, estos procesos proporcionan un marco mecanístico consistente para interpretar el comportamiento anómalo observado en las tasas de acumulación másica durante el periodo más reciente.

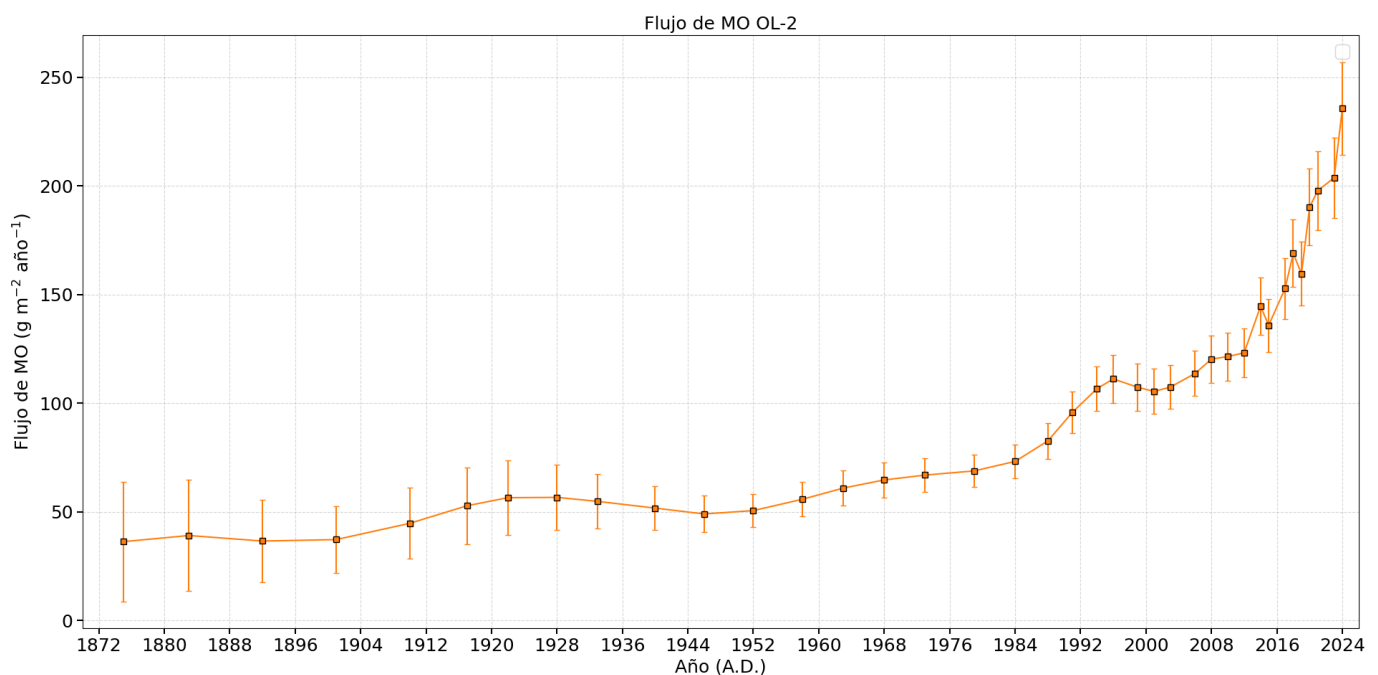


Figura 3.7: Flujos de materia orgánica del núcleo OL-2

3.0.4. Estimación aproximada del tiempo de vida de la laguna

Debido a la elevada dinámica de sedimentación de la laguna, se estimo el tiempo de vida del sistema bajo el supuesto de que se mantenga el patrón sedimentario reciente. Para ello, se utilizaron las tasas de sedimentación (SAR) obtenidas del núcleo OL-2, ubicado en la zona profunda de la laguna, ya que esta localización proporciona un registro más representativo y estable de la deposición de sedimentos.

En este contexto, se selecciono el período 2014–2024, por reflejar adecuadamente la dinámica sedimentaria reciente. A partir de las tasas correspondientes a este periodo, se calculó la tasa de sedimentación promedio, obteniéndose:

$$\overline{SAR}_{2014-2024} = 0.83 \pm 0.19 \text{ cm año}^{-1}, \quad (3.1)$$

donde la incertidumbre corresponde a la desviación estándar de las tasas individuales dentro del intervalo considerado.

El estudio de batimetría realizado por Alvarado et al. (2015) presenta una caracterización detallada del relieve del fondo lacustre, identificando las zonas de mayor y menor profundidad (Figura 3.8). En dicho trabajo se reporta una profundidad media de 144 cm, determinada mediante la utilización de una ecosonda TAMAYA TDM BII (200 kHz \pm 3 kHz; ángulo medio de apertura 6°), cuya exactitud instrumental especificada es $\pm 2 \text{ cm} \pm$ (profundidad \times 1/1000).

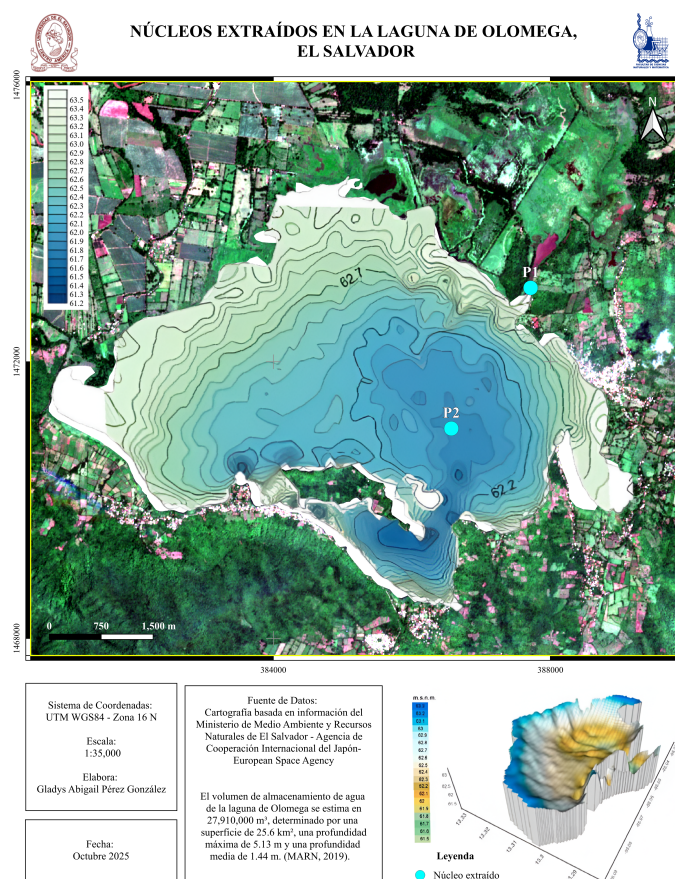


Figura 3.8: Batimetría de la Laguna de Olomega.

El tiempo de vida remanente del cuerpo de agua se estimó mediante la relación:

$$T_{\text{vida}} = \frac{\bar{z}}{\text{SAR}}. \quad (3.2)$$

Sustituyendo los valores obtenidos, el tiempo de vida estimado fue:

$$T_{\text{vida}} \approx 173 \pm 40 \text{ años}. \quad (3.3)$$

La incertidumbre fue estimada mediante propagación de errores, considerando la variabilidad asociada a la tasa de sedimentación promedio y asumiendo constante la profundidad media.

La estimación de un tiempo de vida aproximado de 173 años debe interpretarse como un escenario conservador bajo el supuesto de que las tasas actuales de sedimentación se mantengan constantes y que la colmatación total del sistema constituya el criterio de referencia. Sin embargo, desde una perspectiva de gestión ambiental, la pérdida funcional del ecosistema podría ocurrir en un horizonte temporal considerablemente menor. La literatura sobre lagos someros demuestra que estos sistemas pueden experimentar cambios abruptos de régimen cuando se superan determinados umbrales ecológicos, particularmente asociados a reducciones en la profundidad efectiva y al enriquecimiento por nutrientes (Jeppesen et al., 2005; Scheffer et al., 1993). Tales transiciones pueden implicar pérdida de estabilidad ecológica, disminución de la oxigenación del fondo y afectación del hábitat (Wetzel, 2001). Bajo este enfoque, si la profundidad media del sistema descendiera por debajo de valores críticos cercanos a 1 m, podrían verse comprometidos servicios ecosistémicos clave como la pesca artesanal y la regulación natural de inundaciones (Jeppesen et al., 2005; Wetzel, 2001). En consecuencia, aunque la colmatación total se proyecte en aproximadamente 173 años, el umbral funcional del sistema podría alcanzarse en un intervalo del orden de 50–80 años si persisten las tasas recientes de acumulación sedimentaria.

Capítulo 4

Conclusiones

La Laguna de Olomega evidencia un incremento sostenido en la acumulación de sedimentos durante los últimos ~ 149 años, reflejado en aumentos progresivos de la tasa de acumulación másica (MAR) y la tasa de sedimentación (SAR). El núcleo OL-1 registró valores promedio de $MAR = 0.32 \pm 0.02 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y $SAR = 0.29 \pm 0.02 \text{ cm año}^{-1}$, mientras que en OL-2 las tasas oscilaron entre 0.016 ± 0.01 y $0.092 \pm 0.08 \text{ g cm}^{-2} \text{ año}^{-1}$, con SAR entre 0.10 ± 0.08 y $1.20 \pm 0.11 \text{ cm año}^{-1}$. La intensificación observada en la última década sugiere una aceleración del proceso sedimentario, indicativa de un estado avanzado de colmatación que podría comprometer la estabilidad hidromorfológica del sistema.

La proyección de 173 años representa un escenario conservador bajo las tasas actuales de sedimentación; sin embargo, la degradación funcional del sistema podría manifestarse décadas antes debido a la reducción progresiva de la profundidad efectiva y al deterioro de la calidad del agua. Las mayores tasas registradas en el núcleo OL-2, aproximadamente 1.4 veces superiores a OL-1, evidencian una dinámica de colmatación diferencial en las zonas profundas, lo que confirma una tendencia acelerada de transformación hidromorfológica en la laguna.

El incremento observado en la MAR y la SAR puede atribuirse a la interacción de tres forzamientos principales: (i) la pérdida reciente de cobertura vegetal (2016–2024), que favorece la erosión y el aporte terrígeno; (ii) la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos como los huracanes Mitch, Amanda–Cristóbal, Julia y Agatha, que intensifican la escorrentía y el transporte sedimentario; y (iii) la proliferación de jacinto acuático asociada a procesos de eutrofización, que incrementa la fracción orgánica depositada. En conjunto, estos factores explican la aceleración reciente del régimen de acumulación sedimentaria en la laguna.

El método de fechado con ^{210}Pb , aplicado mediante espectrometría alfa y utilizando los modelos de datación CRS y CFCS, permitió reconstruir por primera vez la historia sedimentaria reciente de la Laguna de Olomega en dos ambientes contrastantes: una zona profunda de sedimentación continua y una zona somera con inundación estacional. Los resultados establecen una línea base cuantitativa sólida para evaluar la dinámica de colmatación y la evolución reciente del sistema lacustre.

Capítulo 5

Recomendaciones

Se recomienda realizar análisis por espectrometría gamma a las muestras de sedimentos de los núcleos utilizados, con el fin de determinar la concentración de Plomo-210 soportado ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$), necesaria para calcular el Plomo-210 en exceso ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) y las tasas de acumulación másica (MAR) y de sedimentación (SAR). Asimismo, se sugiere medir las concentraciones de Cesio-137, lo que permitirá validar la cronología mediante los picos de deposición histórica.

Establecer un programa periódico de monitoreo sedimentario en puntos representativos de la laguna, empleando el protocolo de ^{210}Pb validado en este estudio para evaluar tendencias de acumulación a escala multianual.

Priorizar la restauración de cobertura vegetal en subcuencas con baja densidad de vegetación ($\text{NDVI} < 0.3$), identificadas mediante imágenes Sentinel-2, con énfasis en zonas riparias estratégicas.

Implementar medidas preventivas de control de erosión en quebradas críticas durante periodos de alta precipitación pronosticada, con el fin de reducir el aporte sedimentario hacia la laguna.

Evaluar otras variables de contaminantes presentes en los sedimentos, con el objetivo de estimar sus flujos y su potencial impacto en la laguna. Esto facilitará el diseño de iniciativas de conservación y un manejo ambiental más eficiente, considerando que los sedimentos actúan como reservorios de contaminantes y pueden contribuir a la recuperación de la calidad ambiental de la laguna.

Bibliografía

- Aalto, R., & Nittrouer, C. (2012). ^{210}Pb geochronology of flood events in large tropical river systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 370(1966), 2040-2074.
- Abril, J. (2003). A new theoretical treatment of compaction and the advective-diffusive processes in sediments: a reviewed basis for radiometric dating models. *Journal of Paleolimnology*, 30, 363-370.
- Abril, J. (2019). Radiometric dating of recent sediments: on the performance of ^{210}Pb -based CRS chronologies under varying rates of supply. *Quaternary Geochronology*, 51, 1-14.
- Abril-Hernández, J. M. (2025). ^{210}Pb – based dating models for recent sediments. A review. *Journal of Environmental Radioactivity*, 289, 107749. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2025.107749>
- Alvarado, J., Chipagua, L., & Alvarenga, R. (2015). Generación de modelo digital batimétrico de la Laguna de Olomega utilizando ecosonda y técnicas SIG. *Revista Técnica DACGER, Dirección de Adaptación al Cambio Climático y Gestión Estratégica del Riesgo*.
- Appleby, P. G., Oldfield, F., Thompson, R., Huttunen, P., & Tolonen, K. (1979). ^{210}Pb dating of annually laminated lake sediments from Finland. *Nature*, 280, 53-55. <https://doi.org/10.1038/280053a0>
- Appleby, P., & Oldfield, F. (1978). The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *Catena*, 5(1), 1-8.
- Arias, A., Masqué, P., Garcia, J., Serrano, O., Mazarrasa, I., Marbà, N., & Duarte, C. M. (2018). Reviews and syntheses: ^{210}Pb -derived sediment and carbon accumulation rates in vegetated coastal ecosystems—setting the record straight. *Biogeosciences*, 15(22), 6791-6818.
- Barsanti, M., Garcia-Tenorio, R., Schirone, A., Rozmaric, M., Ruiz-Fernández, A., Sanchez-Cabeza, J., Delbono, I., Conte, F., De Oliveira Godoy, J., Heijnis, H., et al. (2020). Challenges and limitations of the ^{210}Pb sediment dating method: Results from an IAEA modelling interlaboratory comparison exercise. *Quaternary Geochronology*, 59, 101093.
- Baskaran, M., Nix, J., Kuyper, C., & Karunakara, N. (2014). Problems with the dating of sediment core using excess ^{210}Pb in a freshwater system impacted by large scale watershed changes. *Journal of Environmental Radioactivity*, 138, 355-363. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2014.07.006>
- BCR. (2024). Estadísticas demográficas y censales por municipio [Consultado en noviembre de 2025]. <https://www.bcr.gob.sv>

- Bernal, J., Laura, E., Orosco, K. C., Lugo-Ibarra, K., & Daesslé, L. W. (2010). Revisión a algunos geocronómetros radiométricos aplicables al Cuaternario. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(3), 305-323. <http://www.sedin.org/PDFS/CC-03A.pdf>
- Blake, A., Chadwick, B., White, P., & Jones, C. (2007). Assessing Sediment Transport at Navy Facilities (User's Guide). *N/A*.
- Bojorquez Sánchez, S. (2009). *Geocronología reciente (210Pb) en el Río Coatzacoalcos*.
- Cearreta, A., Gómez, J., Irabien, M. J., Ruiz, A., Sánchez, J. A., Ortiz, J., & Sáez, M. (2022). Datación de sedimentos recientes utilizando radionucleidos de vida corta. *Nombre de la Revista, Volumen(Número), Páginas*. <https://doi.org/DOI>
- Cerezo, A., Mañanes, Á., & Remondo, J. (2017). Extension of Lead-210 method of dating to the analysis of ground uranium contamination. *Unknown Journal*.
- Crozaz, G., Picciotto, E., & De Breuck, W. (1964). Antarctic snow chronology with Pb²¹⁰. *Journal of Geophysical Research (US)*, 69.
- Demtröder, W. (2022). *Nuclear and Particle Physics*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-58313-2>
- Díaz Zelaya, D. O., Paiz Díaz, V. A., & Sorto, F. E. (2009, noviembre). *Estudio hidrológico de la subcuenca de la Laguna de Olomega y zonificación de áreas vulnerables a inundaciones en los alrededores de la laguna* [Tesis de grado]. Universidad de El Salvador.
- Evans, J. E., et al. (1981). Sedimentation rates and depositional processes in Lake Superior from Pb-210 geochronology. *Journal of Great Lakes Research*.
- Ferreira, V., Rocha, Z., Oliveira, T., Mageste, F., Chagas, C., & Moreira, R. (2018). Investigation of the activity of Rn-222 along a small stream in the Representative Basin of Juatuba - MG. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 23. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.231820180009>
- Ferrer, A. (2006). *Física Nuclear y de Partículas* (2.^a ed.). Universidad de Valencia, Guada Impresors, SL.
- García-Toraño, E. (2006). Current status of alpha-particle spectrometry [Proceedings of the 15th International Conference on Radionuclide Metrology and its Applications]. *Applied Radiation and Isotopes*, 64(10), 1273-1280. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2006.02.034>
- Gascón, J., & Muñoz, A. (2003). Optimization of the parameters affecting the solid state detector efficiency in alpha-spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*, 257(2), 371-374. <https://doi.org/10.1023/A:1024748232757>
- Geiger, H., & Nuttal, J. M. (1911). The Ranges of the α Particles from Various Radioactive Substances and a Relation between Range and Period of Transformation. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 22, 613-621. <https://doi.org/10.1080/14786441008637156>
- Goldberg, E. (1962). Geochronology with lead-210. *Symposium on Radioactive Dating*, 121-130.
- Gomes, F. d. C., Godoy, J., Godoy, M., de Carvalho, Z., Lopes, R., Sanchez-Cabeza, J., de Lacerda, L., & Wasserman, J. (2009). Heavy metals in sediment profiles from Sepetiba and Ribeira Bays: a comparative study. *Radioprotection*, 44(5), 243-250.

- Gómez, O. M. H. (2005). Design, construction and evaluation of a generic multichannel analyzer used for spectroscopic techniques. *Colombiana de Tecnologías de Avanzada*.
- Hernández, E., Obrist-Farner, J., Brenner, M., Kenney, W. F., & Curtis, J. H. (2020). Natural and anthropogenic sources of lead, zinc, and nickel in sediments of Lake Izabal, Guatemala. *Journal of Environmental Sciences*, *96*, 117-126. <https://doi.org/10.1016/j.jes.2020.03.021>
- Hidalgo, H. G., Alfaro, E. J., & Quesada-Montano, B. (2013). Observed Climate Variability in Central America Using a High-Resolution Rainfall Dataset. *Climate Dynamics*, *41*, 2375-2390. <https://doi.org/10.1007/s00382-012-1686-4>
- IAEA. (2020). *Guía Para el Uso de Sedimentos en la Reconstrucción Histórica de la Contaminación en Zonas Costeras* (IAEA Technical Document N.º TECDOC-1953). International Atomic Energy Agency.
- IAEA. (s.f.). Espectrometría gamma y alfa para monitorización en el lugar de trabajo.
- International Atomic Energy Agency. (2014). *A Procedure for the Sequential Determination of Radionuclides in Environmental Samples: Liquid Scintillation Counting and Alpha Spectrometry for ^{90}Sr , ^{241}Am and Pu Radioisotopes* (IAEA Technical Report N.º IAEA/AQ/37).
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis*. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896>
- Israel, H. (1951). Compendium of Meteorology. En T. Malone (Ed.), *Compendium of Meteorology* (p. 155). American Meteorological Society.
- Jeppesen, E., Sondergaard, M., Kanstrup, E., Petersen, B., Eriksen, R., Hammershøj, M., Mortensen, E., Jensen, J. P., & Have, A. (2005). Lake responses to reduced nutrient loading—an analysis of contemporary long-term data from 35 case studies. *Freshwater Biology*, *50*(10), 1747-1771. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2005.01415.x>
- JICA. (2014). Sitio Ramsar Laguna de Olomega: Caracterización y Conservación del Humedal. https://www.jica.go.jp/project/spanish/elsalvador/006/materials/c8h0vm0000biwkic-att/brochure_sp.pdf
- Kanisch, G. (2004). Alpha Spectrometric Analysis of Environmental Samples. En *Quantifying Uncertainty in Nuclear Analytical Measurements* (pp. 127-139).
- Kenney, W. F., & Schelske, C. L. (2002). Lead-210 profile: ideal and actual from Florida Bay [Available on ResearchGate: https://www.researchgate.net/figure/Lead-210-profile-ideal-and-actual-from-Florida-Bay_fig4_277812336].
- Koide, M., Soutar, A., & Goldberg, E. (1972). Marine geochronology with ^{210}Pb . *Earth and Planetary Science Letters*, *14*(3), 442-446.
- Krishnaswamy, S., Lal, D., Martin, J., & Meybeck, M. (1971). Geochronology of lake sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, *11*(1-5), 407-414.
- L'Annunziata, M. (2020). *Handbook of Radioactivity Analysis: Volume 1: Radiation Physics and Detectors*. Elsevier Science. https://books.google.com.sv/books?id=PM2_wAEACAAJ
- Lehritani Hamine, M. (2012). *Determinación de isótopos de uranio y torio en muestras ambientales por espectrometría alfa; solución de problemas metodológicos y aplicaciones medioambientales* [Tesis doctoral, Universidad de Sevilla] [Tesis Doctoral Inédita].

- MARN. (2003). *Programa de Acción Nacional de Lucha contra la Desertificación y la Sequía (PAN-SAL)*.
- MARN. (2004). Plan de Manejo del Área Natural Humedal de Olomega [p. 28].
- MARN. (2017). Ficha Informativa del Sitio Ramsar Laguna de Olomega (SV1899) [San Salvador, El Salvador].
- MARN. (2019). *Informe Anual de Calidad de Agua de la Laguna de Olomega. Año 2019* (Proyecto MARN–JICA). Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. San Salvador, El Salvador.
- MARN. (2020a). Análisis de eventos hidrometeorológicos extremos en El Salvador: Tormenta Tropical Agatha (2010) [Consultado en noviembre de 2025. San Salvador, El Salvador.]. <https://www.marn.gob.sv>
- MARN. (2020b). Informe climático histórico: Depresión Tropical Paul (1982) [Consultado en noviembre de 2025. San Salvador, El Salvador.]. <https://www.marn.gob.sv>
- MARN. (2020c). Informe histórico de eventos hidrometeorológicos: Depresión Tropical Paul (1982) [San Salvador, El Salvador. Consultado en noviembre de 2025.]. <https://rcc.marn.gob.sv/bitstream/handle/123456789/188/Estrategia.ENRH.pdf>
- MARN. (2020d). Informe técnico sobre las Tormentas Tropicales Amanda y Cristóbal (2020) [Consultado en noviembre de 2025. San Salvador, El Salvador.]. <https://www.marn.gob.sv>
- MARN. (2022). Informe de situación: Huracán Julia (2022) [Consultado en noviembre de 2025. San Salvador, El Salvador.]. <https://www.marn.gob.sv>
- MARN. (2024). *Producto 5: Informe de batimetría de las lagunas de Apastepeque, El Jocotal, Olomega. Apéndice: Laguna de Aramuaca* (inf. téc.) (Categoría: Seguridad Hídrica). Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. El Salvador.
- Masqué, P. (s.f.). *RiO5 Method (16): ERL-ECU/LM/0001-01* [Guía técnica. Contribuciones de A. Arias, J. Garcia y S. Paradis]. School of Science, Edith Cowan University.
- Meyers, P. A., & Ishiwatari, R. (1993). Lacustrine organic geochemistry—An overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. *Organic Geochemistry*, 20(7-8), 867-900. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(93\)90100-P](https://doi.org/10.1016/0146-6380(93)90100-P)
- Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales. (2018). Memoria de impacto del Huracán Mitch en El Salvador (1998) [San Salvador, El Salvador. Consultado en noviembre de 2025.]. <https://rcc.marn.gob.sv/bitstream/handle/123456789/188/Estrategia.ENRH.pdf>
- Miralles, J., Radakovitch, O., & Aloisi, J.-C. (2005). 210Pb sedimentation rates from the Northwestern Mediterranean margin. *Marine Geology*, 216(3), 155-167.
- MIVI. (2017, marzo). Volumen 1B: DS-Población y sociedad de la Subregión de San Miguel. Componente I: Diagnóstico territorial (sectoriales e integrado) [[Informe]].
- Muñoz Escribano, M. (2018, julio). *Medidas de Radiactividad en Aguas* [Trabajo de Fin de Grado]. Facultad de Ciencias, Universidad de Valladolid [Fecha de presentación: 16 de julio de 2018].
- Nader, G. (2015, julio). *Evaluación de la calidad del agua de un río urbano* [Tesis doctoral, Universidad (no especificada)]. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.20043.82728>

- Ochoa-Contreras, R., Jara-Marini, M. E., Sanchez-Cabeza, J.-A., Meza-Figueroa, D. M., Pérez-Bernal, L. H., & Ruiz-Fernández, A. C. (2021). Anthropogenic and climate induced trace element contamination in a water reservoir in northwestern Mexico. *Environmental Science and Pollution Research*, 28(13), 16895-16912.
- Pérez, A., & Márquez, A. (2017). *Sedimentología*. Universidad Autónoma Metropolitana, Unidad Iztapalapa.
- Picciotto, E., & Wilgain, S. (1963). Fission products in Antarctic snow, a reference level for measuring accumulation. *Journal of Geophysical Research*, 68(21), 5965-5972.
- Rama, Koide, M., & Goldberg, E. D. (1961). Lead-210 in natural waters. *Science*, 134(3472), 98-99.
- Robbins, J. A. (1978). Geochemical and geophysical applications of radioactive lead isotopes. En J. O. Nriagu (Ed.), *Biogeochemistry of Lead in the Environment* (pp. 285-393). Elsevier.
- Robbins, J. A., & Edgington, D. N. (1975). Determinación de las tasas de sedimentación recientes en el lago Michigan utilizando Pb-210 y Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(3), 285-304.
- Rosenmeier, M. F., Brenner, M., Kenney, W. F., Whitmore, T. J., & Taylor, C. M. (2004). Recent eutrophication in the southern basin of Lake Petén Itzá, Guatemala: Human impact on a large tropical lake. *Hydrobiologia*, 511, 161-172. <https://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000014038.64403.4d>
- Ruiz-Fernandez, A. C., Sanchez-Cabeza, J. A., Alonso-Hernández, C., Martínez-Herrera, V., Pérez-Bernal, L. H., Preda, M., Hillaire-Marcel, C., Gastaud, J., & Quejido-Cabezas, A. J. (2012). Effects of land use change and sediment mobilization on coastal contamination (Coatzacoalcos River, Mexico). *Continental Shelf Research*, 37, 57-65.
- Ruiz-Fernández, A., Alonso-Hernández, C., Espinosa, L., Delanoy, R., Cortez, N., Lucienna, E., Castillo, A., Simpson, S., Pérez-Bernal, L., Caballero, Y., et al. (2020). 210Pb-derived sediment accumulation rates across the Wider Caribbean Region. *Journal of Environmental Radioactivity*, 223, 106366.
- Sánchez, J., Díaz, M., & Ruiz, A. (2012). Radiocronología de sedimentos costeros utilizando ²¹⁰Pb, modelos, validación y aplicaciones. IAEA (International Atomic Energy Agency).
- Sanchez-Cabeza, J., Ani-Ragolta, I., & Masqué, P. (2000). Some considerations of the 210Pb constant rate of supply (CRS) dating model. *Limnology and Oceanography*, 45(4), 990-995.
- Sanchez-Cabeza, J., & Ruiz-Fernández, A. (2012). 210Pb sediment radiochronology: An integrated formulation and classification of dating models [Environmental Records of Anthropogenic Impacts]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 82, 183-200. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.12.024>
- Scheffer, M., Hosper, S. H., Meijer, M.-L., Moss, B., & Jeppesen, E. (1993). Alternative equilibria in shallow lakes. *Trends in Ecology & Evolution*, 8(8), 275-279. [https://doi.org/10.1016/0169-5347\(93\)90254-M](https://doi.org/10.1016/0169-5347(93)90254-M)
- Schirone, A., Rožmarić, M., Barsanti, M., Raiteri, G., Sanchez-Cabeza, J., García-Tenorio, R., & Osvath, I. (2022). Assessment of measurement accuracy in 210Pb dating sediment methods. *Quaternary Geochronology*, 69, 101255.

- SIGET. (2025). Pliegos tarifarios del suministro de energía eléctrica al consumidor final vigentes del 1 de mayo al 31 de julio de 2025. <https://www.siget.gob.sv>
- Taylor, J. R. (1997). *An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements* (2nd). University Science Books.
- Universidad Nacional Autónoma de Nicaragua. (2018). Estimación del aporte de sedimentos y sedimentación en el Lago Cocibolca [Repositorio UNAN-Managua].
- Villamagna, A. M., & Murphy, B. R. (2010). Ecological and socioeconomic impacts of water hyacinth (*Eichhornia crassipes*): A review. *Freshwater Biology*, 55(2), 282-298. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02294.x>
- Wentworth, C. K. (1922). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5), 377-392.
- Wetzel, R. G. (2001). *Limnology: Lake and River Ecosystems* (3.^a ed.). Academic Press.

ANEXOS

Concentraciones de ^{210}Pb , ^{226}Ra y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ del núcleo OL-1

Tabla I: Perfiles de ^{210}Pb total, ^{226}Ra y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ del núcleo OL-1.

Sección	m_i (g cm $^{-2}$)	$^{210}\text{Pb}_{\text{total}}$ (Bq kg $^{-1}$)	^{226}Ra (Bq kg $^{-1}$)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq kg $^{-1}$)
1	0.28	26.36 ± 2.44	9.42 ± 0.76	16.94 ± 2.55
2	1.10	30.62 ± 2.82	9.42 ± 0.76	21.20 ± 2.92
3	2.08	26.67 ± 2.38	9.42 ± 0.76	17.25 ± 2.50
4	2.91	22.49 ± 2.07	9.42 ± 0.76	13.07 ± 2.20
5	3.81	20.73 ± 1.95	9.42 ± 0.76	11.31 ± 2.09
6	4.86	19.03 ± 1.83	9.42 ± 0.76	9.61 ± 1.98
7	5.83	20.82 ± 1.92	9.42 ± 0.76	11.40 ± 2.07
8	6.89	19.45 ± 1.86	9.42 ± 0.76	10.03 ± 2.01
9	7.92	18.94 ± 1.79	9.42 ± 0.76	9.52 ± 1.94
10	9.08	17.96 ± 1.70	9.42 ± 0.76	8.54 ± 1.86
11	10.53	17.14 ± 1.64	9.42 ± 0.76	7.72 ± 1.80
12	11.62	17.32 ± 1.87	9.42 ± 0.76	7.90 ± 2.02
13	12.53	16.82 ± 1.26	9.42 ± 0.76	7.40 ± 1.47
14	13.64	16.31 ± 1.68	9.42 ± 0.76	6.89 ± 1.84
15	14.88	14.54 ± 1.09	9.42 ± 0.76	5.12 ± 1.33
16	16.08	12.76 ± 1.39	9.42 ± 0.76	3.34 ± 1.59
17	17.24	13.23 ± 0.98	9.42 ± 0.76	3.81 ± 1.24
18	18.51	13.71 ± 1.38	9.42 ± 0.76	4.29 ± 1.57
19	19.63	12.64 ± 0.90	9.42 ± 0.76	3.22 ± 1.18
20	20.75	11.57 ± 1.17	9.42 ± 0.76	2.15 ± 1.39
21	22.18	11.04 ± 0.82	9.42 ± 0.76	1.62 ± 1.12
22	23.55	10.51 ± 1.16	–	–
23	24.73	9.51 ± 0.78	–	–
24	25.98	8.50 ± 1.04	–	–
25	27.14	8.96 ± 0.75	–	–
26	28.26	9.42 ± 1.07	–	–
27	29.48	8.66 ± 0.68	–	–
28	30.75	7.89 ± 0.84	–	–
29	32.09	8.48 ± 0.66	–	–
30	33.19	9.07 ± 1.03	–	–

Concentraciones de ^{210}Pb , ^{226}Ra y $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ del núcleo OL-2

Tabla II: Perfil de ^{210}Pb , ^{226}Ra y ^{210}Pb en exceso con incertidumbres (núcleo).

Sección	m_i (g cm $^{-2}$)	^{210}Pb (Bq kg $^{-1}$)	^{226}Ra (Bq kg $^{-1}$)	$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Bq kg $^{-1}$)
1	0.0226	76.79 ± 6.38	19.38 ± 1.66	57.41 ± 6.60
2	0.0883	70.02 ± 6.26	19.38 ± 1.66	50.64 ± 6.48
3	0.1824	84.05 ± 7.51	19.38 ± 1.66	64.67 ± 7.69
4	0.2748	75.34 ± 6.92	19.38 ± 1.66	55.96 ± 7.11
5	0.3644	80.97 ± 7.39	19.38 ± 1.66	61.59 ± 7.57
6	0.4510	77.80 ± 7.23	19.38 ± 1.66	58.42 ± 7.42
7	0.5389	78.72 ± 6.95	19.38 ± 1.66	59.33 ± 7.14
8	0.6287	73.52 ± 6.80	19.38 ± 1.66	54.13 ± 7.00
9	0.7162	88.05 ± 7.67	19.38 ± 1.66	68.67 ± 7.85
10	0.8328	77.23 ± 7.10	19.38 ± 1.66	57.85 ± 7.30
11	0.9556	82.38 ± 7.27	19.38 ± 1.66	63.00 ± 7.45
12	1.0646	75.94 ± 6.78	19.38 ± 1.66	56.56 ± 6.98
13	1.1714	72.16 ± 5.96	19.38 ± 1.66	52.77 ± 6.19
14	1.2822	74.46 ± 6.29	19.38 ± 1.66	55.07 ± 6.50
15	1.4029	73.22 ± 6.39	19.38 ± 1.66	53.84 ± 6.60
16	1.5244	70.08 ± 6.38	19.38 ± 1.66	50.70 ± 6.59
17	1.6482	65.57 ± 5.92	19.38 ± 1.66	46.19 ± 6.15
18	1.7758	57.65 ± 4.84	19.38 ± 1.66	38.26 ± 5.12
19	1.9130	57.45 ± 3.55	19.38 ± 1.66	38.07 ± 3.92
20	2.0590	57.26 ± 5.20	19.38 ± 1.66	37.87 ± 5.46
21	2.2014	59.53 ± 3.92	19.38 ± 1.66	40.14 ± 4.26
22	2.3422	61.80 ± 5.86	19.38 ± 1.66	42.41 ± 6.09
23	2.5204	56.28 ± 3.72	19.38 ± 1.66	36.90 ± 4.07
24	2.7031	50.77 ± 4.57	19.38 ± 1.66	31.39 ± 4.86
25	2.8737	47.32 ± 3.06	19.38 ± 1.66	27.93 ± 3.48
26	3.0514	43.86 ± 4.07	19.38 ± 1.66	24.48 ± 4.40
27	3.1957	43.27 ± 2.85	19.38 ± 1.66	23.88 ± 3.30
28	3.3379	42.67 ± 3.99	19.38 ± 1.66	23.29 ± 4.33
29	3.4904	38.59 ± 2.56	19.38 ± 1.66	19.20 ± 3.05
30	3.6329	34.50 ± 3.20	19.38 ± 1.66	15.12 ± 3.61
31	3.7873	31.60 ± 2.09	19.38 ± 1.66	12.21 ± 2.67
32	3.9377	28.69 ± 2.68	19.38 ± 1.66	9.31 ± 3.15
33	4.0816	27.54 ± 1.82	19.38 ± 1.66	8.16 ± 2.47
34	4.2288	26.39 ± 2.47	19.38 ± 1.66	7.01 ± 2.98
35	4.3858	26.33 ± 1.75	19.38 ± 1.66	6.95 ± 2.42
36	4.5512	26.28 ± 2.48	19.38 ± 1.66	6.90 ± 2.99
37	4.7045	24.46 ± 1.65	19.38 ± 1.66	5.08 ± 2.34
38	4.8570	22.65 ± 2.17	19.38 ± 1.66	3.26 ± 2.74
39	5.0132	22.40 ± 1.47	19.38 ± 1.66	3.02 ± 2.22
40	5.1697	22.15 ± 1.97	19.38 ± 1.66	2.77 ± 2.57
41	5.3142	22.03 ± 1.40	19.38 ± 1.66	2.65 ± 2.17
42	5.4643	21.91 ± 1.99	19.38 ± 1.66	2.53 ± 2.60
43	5.6308	20.29 ± 1.33	19.38 ± 1.66	0.91 ± 2.13
44	5.7948	18.68 ± 1.76	–	–
45	5.9552	20.50 ± 1.36	–	–
46	6.1180	22.32 ± 2.07	–	–
47	6.2880	19.83 ± 1.32	–	–
48	6.4847	17.34 ± 1.64	–	–
49	6.6796	17.63 ± 1.20	–	–
50	6.8661	17.92 ± 1.75	–	–
51	7.0177	19.38 ± 1.32	–	–
52	7.1308	20.85 ± 1.97	–	–

Tasa de sedimentación núcleo OL-1

Tabla III: Datos de profundidad, masa acumulada, incertidumbres, concentraciones, edades y tasas para el núcleo analizado.

z_i (cm)	m_i (g/cm ²)	$u(m_i)$	$\ln C_i$	$u(C_i)$	t_i (yr)	$u(t_i)$	Age (A.D.)
0.50	0.28	0.01	2.83	0.150572164	0.881	0.058	2022
1.50	1.10	0.02	3.05	0.137838266	3.406	0.220	2019
2.50	2.08	0.03	2.85	0.144804587	6.446	0.415	2016
3.50	2.91	0.05	2.57	0.168511579	9.031	0.581	2014
4.50	3.81	0.06	2.43	0.184797622	11.821	0.760	2011
5.50	4.86	0.08	2.26	0.205912203	15.077	0.969	2008
6.50	5.83	0.09	2.43	0.181150034	18.081	1.162	2005
7.50	6.89	0.11	2.31	0.200256428	21.376	1.374	2001
8.50	7.92	0.12	2.25	0.203991860	24.549	1.577	1998
9.50	9.08	0.14	2.14	0.217553155	28.156	1.809	1995
10.50	10.53	0.17	2.04	0.233605059	32.661	2.099	1990
11.50	11.62	0.18	2.07	0.255375775	36.050	2.316	1987
12.50	12.53	0.20	2.00	0.198382714	38.868	2.497	1984
13.50	13.64	0.21	1.93	0.267179954	42.311	2.719	1981
14.50	14.88	0.23	1.63	0.259554410	46.156	2.966	1977
15.50	16.08	0.25	1.21	0.474385428	49.872	3.204	1973
16.50	17.24	0.27	1.34	0.324917929	53.475	3.436	1969
17.50	18.51	0.29	1.46	0.367379034	57.394	3.688	1965
18.50	19.63	0.31	1.17	0.366311704	60.888	3.912	1962
19.50	20.75	0.33	0.77	0.645858973	64.336	4.134	1959
20.50	22.18	0.35	0.48	0.689552560	68.792	4.420	1954

Tabla IV: Resultados de la regresión lineal entre la profundidad másica y $\ln(C_i)$.

Regression Statistics						
Multiple R						0.965302738
R Square						0.931809376
Adjusted R Square						0.928220396
Standard Error						0.184112619
Observations						21

ANOVA	df	SS	MS	F	Significance F	
Regression	1	8.800819684	8.800819684	259.631	1.55×10^{-12}	
Residual	19	0.644051673	0.033897456			
Total	20	9.444871357				

	Coef.	Std. Error	t Stat	P-value	Lower 95 %	Upper 95 %
Intercept	2.986981780	0.075183333	39.729	9.44×10^{-20}	2.829621255	3.144342305
X Variable 1	-0.09700000	0.006000000	-16.113	1.55×10^{-12}	-0.109258299	-0.084136998

MAR (tasa de acumulación másica)	0.32 g cm ⁻² yr ⁻¹
$u(MAR)$	0.02

Tabla V: Resultados de la regresión lineal entre la profundidad media y $\ln(C_i)$.

Regression Statistics						
Multiple R						0.961252897
R Square						0.924007132
Adjusted R Square						0.920007508
Standard Error						0.194360335
Observations						21

ANOVA	df	SS	MS	F	Significance F	
Regression	1	8.727128498	8.727128498	231.023	4.36×10^{-12}	
Residual	19	0.717742859	0.037775940			
Total	20	9.444871357				

	Coef.	Std. Error	t Stat	P-value	Lower 95 %	Upper 95 %
Intercept	3.080866398	0.084898069	36.289	5.16×10^{-19}	2.903172698	3.258560098
X Variable 1	-0.106460946	0.007000000	-15.199	4.36×10^{-12}	-0.121121032	-0.091800861

SAR (tasa de sedimentación)	0.29 cm yr ⁻¹	2.92 mm yr ⁻¹
$u(SAR)$	0.02	0.19

Tasa de sedimentación núcleo OL-2

Tabla VI: Tasas de acumulación másica (r_i) y tasas de sedimentación (s_i) del núcleo OL-2.

Año (A.D.)	$u(t_i)$ (yr)	MAR_i ($\text{g cm}^{-2} \text{año}^{-1}$)	$u(MAR_i)$	SAR_i (cm yr^{-1})	$u(SAR_i)$
2024	0.1	0.09200	0.00800	1.20000	0.11061
2023	0.2	0.08400	0.00800	0.90000	0.08326
2021	0.2	0.08000	0.00700	0.88000	0.08211
2020	0.3	0.07800	0.00700	0.88000	0.08285
2019	0.3	0.07500	0.00700	0.86000	0.08044
2018	0.3	0.07415	0.00683	0.83490	0.07837
2017	0.4	0.07003	0.00641	0.78965	0.07369
2015	0.4	0.06354	0.00573	0.63918	0.05906
2014	0.5	0.06033	0.00547	0.50452	0.04665
2012	0.5	0.05826	0.00532	0.50377	0.04677
2010	0.6	0.05800	0.00500	0.53000	0.05000
2008	0.6	0.05740	0.00520	0.52791	0.04878
2006	0.7	0.05408	0.00492	0.46897	0.04347
2003	0.8	0.05105	0.00481	0.42153	0.04039
2001	0.8	0.05019	0.00494	0.40923	0.04094
1999	0.9	0.05173	0.00526	0.41159	0.04248
1996	1.0	0.05409	0.00532	0.40888	0.04094
1994	1.0	0.05278	0.00508	0.37344	0.03657
1991	1.1	0.04775	0.00474	0.33094	0.03337
1988	1.2	0.04153	0.00421	0.29324	0.03017
1984	1.4	0.03659	0.00383	0.23386	0.02483
1979	1.5	0.03422	0.00371	0.18966	0.02083
1973	1.7	0.03346	0.00385	0.18968	0.02208
1968	2.0	0.03255	0.00405	0.18711	0.02350
1963	2.2	0.03031	0.00406	0.18946	0.02565
1958	2.5	0.02745	0.00390	0.19157	0.02743
1952	2.8	0.02454	0.00374	0.16707	0.02564
1946	3.3	0.02346	0.00400	0.15928	0.02738
1940	3.8	0.02431	0.00477	0.16390	0.03220
1933	4.4	0.02531	0.00579	0.16612	0.03817
1928	5.0	0.02647	0.00706	0.18008	0.04820
1922	5.7	0.02672	0.00811	0.18365	0.05577
1917	6.5	0.02514	0.00844	0.16571	0.05561
1910	7.6	0.02145	0.00782	0.13359	0.04871
1901	9.2	0.01748	0.00723	0.10952	0.04549
1892	11.4	0.01680	0.00876	0.10990	0.05734
1883	13.5	0.01782	0.01166	0.11548	0.07546
1875	15.9	0.01641	0.01243	0.10496	0.07952

flujos de materia orgánica de los núcleos OL-1 y OL-2

Tabla VII: PPI, MAR y flujos de materia orgánica del núcleo OL-1.

Año (A.D.)	PPI ₅₅₀ (%)	MAR (g cm ⁻² yr ⁻¹)	Flujo MO (g m ⁻² yr ⁻¹)
2022	14.53 ± 0.04	0.32 ± 0.02	396.03 ± 55.78
2019	15.63 ± 0.03	–	–
2016	14.10 ± 0.03	–	–
2014	13.07 ± 0.03	–	–
2011	12.42 ± 0.03	–	–
2008	12.73 ± 0.04	–	–
2005	12.83 ± 0.06	–	–
2001	12.71 ± 0.03	–	–
1998	12.72 ± 0.07	–	–
1995	12.67 ± 0.05	–	–
1990	12.34 ± 0.04	–	–
1987	12.50 ± 0.03	–	–
1984	12.32 ± 0.04	–	–
1981	12.13 ± 0.05	–	–
1977	11.50 ± 0.04	–	–
1973	10.87 ± 0.03	–	–
1969	10.85 ± 0.03	–	–
1965	10.84 ± 0.04	–	–
1962	10.73 ± 0.05	–	–
1959	10.62 ± 0.06	–	–
1954	10.63 ± 0.05	–	–

Tabla VIII: PPI y flujos de materia orgánica núcleo OL-2.

Sección	PPI ₅₅₀ (%) ± error	Flujo MO (g m ⁻² yr ⁻¹) ± u
1	25.66 ± 0.06	235.69 ± 21.22
2	24.26 ± 0.06	203.80 ± 18.51
3	24.67 ± 0.07	197.86 ± 18.11
4	24.51 ± 0.04	190.36 ± 17.59
5	21.32 ± 0.07	159.55 ± 14.70
6	22.79 ± 0.09	169.03 ± 15.59
7	21.83 ± 0.07	152.86 ± 14.01
8	21.38 ± 0.06	135.88 ± 12.25
9	23.97 ± 0.08	144.63 ± 13.13
10	21.15 ± 0.11	123.23 ± 11.28
11	21.06 ± 0.08	121.49 ± 11.09
12	20.96 ± 0.06	120.33 ± 10.91
13	21.03 ± 0.06	113.72 ± 10.34
14	21.05 ± 0.07	107.48 ± 10.13
15	21.01 ± 0.04	105.46 ± 10.39
16	20.75 ± 0.06	107.35 ± 10.92
17	20.56 ± 0.06	111.20 ± 10.93
18	20.22 ± 0.08	106.71 ± 10.28
19	20.06 ± 0.08	95.80 ± 9.52
20	19.90 ± 0.07	82.66 ± 8.38
21	20.02 ± 0.06	73.24 ± 7.66
22	20.13 ± 0.05	68.87 ± 7.46
23	20.01 ± 0.06	66.95 ± 7.70
24	19.88 ± 0.07	64.72 ± 8.06
25	20.11 ± 0.06	60.96 ± 8.17
26	20.34 ± 0.05	55.82 ± 7.93
27	20.62 ± 0.06	50.61 ± 7.72
28	20.91 ± 0.07	49.06 ± 8.38
29	21.29 ± 0.07	51.76 ± 10.16
30	21.67 ± 0.07	54.84 ± 12.55
31	21.42 ± 0.06	56.70 ± 15.12
32	21.17 ± 0.04	56.55 ± 17.16
33	21.01 ± 0.05	52.82 ± 17.72
34	20.85 ± 0.06	44.74 ± 16.31
35	21.32 ± 0.06	37.26 ± 15.42
36	21.79 ± 0.06	36.60 ± 19.08
37	21.96 ± 0.07	39.14 ± 25.60
38	22.13 ± 0.08	36.31 ± 27.50

Relación entre la evolución de la tasa de sedimentación y el crecimiento poblacional en la cuenca de la Laguna de Olomega

Tabla IX: Resultados del análisis de regresión lineal entre $\ln(\text{Población total})$ y $\ln(\text{MAR})$.

Regression Statistics	
Multiple R	0.85
R Square	0.729345292
Adjusted R Square	0.675214351
Standard Error	0.388029986
Observations	7

ANOVA	df	SS	MS	F	Significance F
Regression	1	2.028701629	2.028701629	13.4737	0.0144
Residual	5	0.752836349	0.150567270		
Total	6	2.781537977			

	Coef.	Std. Error	t Stat	P-value	Lower 95 %	Upper 95 %
Intercept	15.71381461	1.074095147	14.6298	2.70×10^{-5}	12.95276514	18.47486409
X Variable 1	1.20318553	0.327784791	3.6707	0.0144	0.36058790	2.04578316

Monitoreo satelital de la Laguna de Olomega mediante imágenes Sentinel-2A correspondientes al periodo 2016–2024.

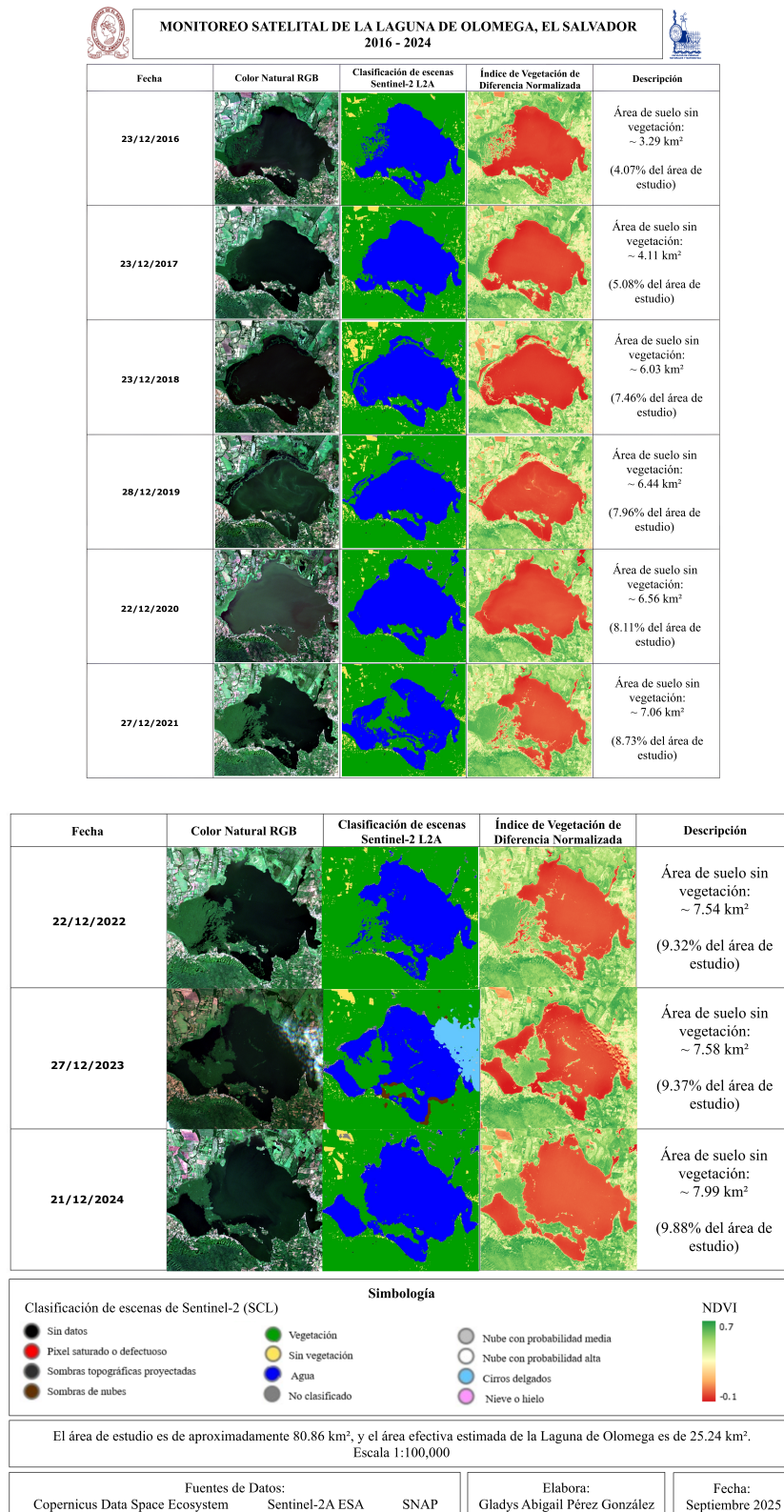


Figura 5.1: Monitoreo satelital de la Laguna de Olomega mediante imágenes Sentinel-2A correspondientes al periodo 2016–2024. Se muestran las composiciones en color natural (RGB), la clasificación de escenas (SCL) y los mapas del Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI).

Análisis de costos asociados al procesamiento y análisis de ^{210}Pb

Tabla X: Consumo energético para el análisis de Plomo-210 para una corrida de 16 muestras, tomando una tarifa de 0.188268 \$/kWh (SIGET, 2025).

Consumo energético para la medición de 16 muestras

Equipos de medición	Cantidad	Potencia (W)	Tarifa (\$/kWh)	Tiempo (h)	Energía (kWh)	Costo (\$)
Alfa Duo Ortec AMETEK	1	10	0.188268	744	7.44	1.40
Computadora laptop	2	65		744	48.36	18.21
Bomba de vacío PFEIFFER	1	31.2		744	23.2128	4.37
Bomba de vacío EDWARDS	1	550		744	409.2	77.04
Consumo total en la medición (\$)						101.02

Consumo energético en la preparación de 16 muestras

Equipos de medición	Cantidad	Potencia (W)	Tarifa (\$/kWh)	Tiempo (h)	Energía (kWh)	Costo (\$)
Hot Plate IKA	1	1505	0.188268	48	72.24	13.60
Hot Plate IKA 10	1	410		16	6.56	1.24
Hot Plate LABTOX/UES	1	620		32	19.84	3.74
Hot Plate Química 1	1	698		32	22.336	4.21
Hot Plate Química 2	1	698		16	11.168	2.10
Campana extractora de gases	1	1484		76	112.784	21.23
Consumo total en preparación (\$)						46.11
Total por 16 muestras preparadas y medidas (\$)						147.13
Total por 96 muestras preparadas y medidas (\$)						882.79

Tabla XI: Consumibles y equipo para el análisis de Plomo-210

Consumible	Corrida de 16 muestras			Procesamiento total (96 muestras)			Financiamiento
	Unidad	Precio (\$)	Cantidad (16 muestras)	Corridas	Cantidad total (96 muestras)	Precio total (\$)	
Ácido clorhídrico	1 L	134.31	310 mL	6	1860 mL	268.62	OIEA
Ácido nítrico	1 L	181.48	80 mL	6	480 mL	181.48	OIEA
Ácido fluorhídrico	1 L	824.44	16 mL	6	96 mL	824.44	OIEA
Agua destilada	5 L	12	1834 mL	6	11004 mL	180.00	OIEA
Ácido ascórbico	500 g	100	1.44 g	6	8.64 g	100.00	OIEA
Material de referencia	100 g	272.50	0.3 g	6	1.8 g	272.50	OIEA
Papel toalla	1 unidad	1.50	1	6	6.00	9.00	Tesista
Pintura	1 unidad	10	–	–	–	60.00	Tesista
Cinta Teflón	1 unidad	0.35	–	–	–	2.10	Tesista
Costo de muestreo	–	60.00	–	–	–	60.00	Tesista
Costo humano (6 meses)	–	960.00	–	–	–	960.00	Tesista
Total por 96 muestras preparadas y medidas (\$)						2918.14	
Costo del espectrómetro alfa Duo (2 equipos con un valor de \$16000 cada uno)						32000	OIEA