



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

**INFLUENCIA DEL DEPÓSITO ATMOSFÉRICO Y LA CUENCA DE CAPTACIÓN SOBRE LA
DINÁMICA DE LAS CARACTERÍSTICAS FÍSICOQUÍMICAS DEL AGUA DE LOS LAGOS
TROPICALES DE ALTA MONTAÑA EL SOL Y LA LUNA, NEVADO DE TOLUCA, MÉXICO**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTORA EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
(LIMNOLOGÍA)**

PRESENTA:

M. en C. DIANA IBARRA MORALES

TUTOR PRINCIPAL

DR. JAVIER ALCO CER DURAND
FES IZTACALA-UNAM

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DRA. GLORIA VILA CLARA FATJÓ
FES IZTACALA-UNAM
DRA. MARÍA AURORA ARMIENTA HERNÁNDEZ
INSTITUTO DE GEO FÍSICA-UNAM
DR. JAVIER CARMONA JIMÉNEZ
FACULTAD DE CIENCIAS-UNAM
DR. RODOLFO SOSA ECHEVERRÍA
CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA-UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX., JUNIO, 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para la realización de los estudios de doctorado y la realización de este proyecto.

A los siguientes proyectos por su apoyo financiero: Fondo Sectorial de Investigación Ambiental SEMARNAT-CONACYT-2015-1-262970 a través del proyecto “Los lagos del Nevado de Toluca, México: Centinelas para la detección y análisis de la vulnerabilidad socio-ecosistémica ante los impactos del cambio ambiental global” y a la Dirección General de Asuntos del Personal Académico de la Universidad Nacional Autónoma de México a través del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica IN209301.

Al servicio Meteorológico Nacional (SMN) por proporcionar la información climatológica registrada en la estación meteorológica automática, ubicada en el Nevado de Toluca.

A la Comisión Estatal de Parques Naturales y de la Fauna (CEPANAF), Secretaría de Ecología, Gobierno del Estado de México por el permiso de acceso y muestreo al Parque Nacional Nevado de Toluca.

Agradezco enormemente a Dr. Luis A. Oseguera, M. en C. Daniela Cortés Guzmán, M. en C. Daniel Cuevas Lara, M. en C. Ismael Soria Reinoso y M. en C. Ana Luisa Alarcón Jiménez por su apoyo en el campo y/o laboratorio y los ratos agradables que pasamos juntos durante el transcurso de la realización de este proyecto.

Al personal académico-administrativo del Programa de Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología por el apoyo brindado de manera eficiente y amable.

A mi director de tesis, Dr. Javier Alcocer Durand por sus valiosos comentarios, por la confianza que depositó en mí para la realización de este proyecto y por defender en todo momento el esfuerzo y trabajo invertidos en el proyecto.

A los miembros de mi comité tutorial: Dra. Gloria Vilaclara, Dra. María Aurora Armienta, Dr. Javier Carmona y Dr. Rodolfo Sosa por el tiempo, la asesoría y guía brindada para la realización y mejora de este proyecto.

Agradezco con todo mi corazón a mis papás y a mis hermanos que siempre me han tendido la mano y creído en mí. Papá, aunque ya no estás en este mundo te quedas conmigo para siempre en mi corazón.

Al Dr. Francisco Cuéllar Pérez (Pacupe) por todo el tiempo, desvelos, ideas, regaños y el trabajo que invertiste para que terminara con éxito este proyecto, sin tu respaldo, ejemplo y cariño esto no sería posible.

Contenido

| | |
|--|----|
| I Resumen..... | 5 |
| II Abstract | 7 |
| 1 Introducción | 9 |
| 1.1 Los lagos de alta montaña..... | 9 |
| 1.2 Características de los lagos tropicales de alta montaña | 10 |
| 1.3 Litología de los lagos de alta montaña..... | 10 |
| 1.4 Importancia del monitoreo de los lagos de alta montaña..... | 11 |
| 1.5 Procesos que determinan el pH de los lagos de alta montaña..... | 11 |
| 1.6 Factores que alteran el pH de los lagos | 12 |
| 1.7 Acidificación en lagos de alta montaña..... | 13 |
| 1.8 Recuperación del pH en lagos de alta montaña..... | 14 |
| 1.9 Aumento del pH en los lagos El Sol y La Luna | 16 |
| 2 Justificación | 18 |
| 3 Hipótesis..... | 18 |
| 4 Objetivo general:..... | 19 |
| 4.1 Objetivos particulares: | 19 |
| 5 Área de estudio | 19 |
| 6 Métodos | 21 |
| 6.1 Preparación del material..... | 21 |
| 6.2 Trabajo de campo..... | 22 |
| 6.2.1 Muestreo en los Lagos El Sol y La Luna | 22 |
| 6.2.2 Colecta de depósito atmosférico | 22 |
| 6.2.3 Colecta de roca y suelo en el Nevado de Toluca..... | 25 |
| 6.3 Trabajo de Laboratorio..... | 26 |
| 6.3.1 Análisis de las muestras de depósito atmosférico y de agua de los lagos..... | 26 |
| 6.3.2 Análisis de las muestras de suelo y roca | 27 |
| 6.4 Procesamiento de datos..... | 28 |
| 7 Resultados | 30 |
| 7.1 Caracterización meteorológica | 30 |
| 7.2 Caracterización química del depósito atmosférico mixto..... | 31 |
| 7.2.1 Dinámica anual del pH..... | 31 |
| 7.2.2 Dinámica anual de la conductividad eléctrica (K_{25})..... | 33 |

| | |
|--|----|
| 7.2.3 Dinámica anual de la alcalinidad | 34 |
| 7.2.4 Dinámica anual de los iones mayoritarios | 34 |
| 7.2.5 Dominancia iónica | 38 |
| 7.2.6 Clasificación del tipo de agua | 40 |
| 7.3 Caracterización química del lago El Sol | 42 |
| 7.3.1 Dinámica anual del pH, la conductividad eléctrica (K_{25}) y alcalinidad | 42 |
| 7.3.2 Dinámica anual de los iones mayoritarios | 44 |
| 7.3.3 Dominancia iónica | 46 |
| 7.3.4 Clasificación del tipo de agua | 47 |
| 7.4 Caracterización química de La Luna | 48 |
| 7.4.1 Dinámica anual del pH, la conductividad eléctrica (K_{25}) y Alcalinidad | 48 |
| 7.4.2 Dinámica anual de los iones mayoritarios en La Luna | 50 |
| 7.4.3 Dominancia iónica | 52 |
| 7.4.4 Clasificación del tipo de agua | 53 |
| 7.5 Correlación entre la química del depósito atmosférico mixto y la química de los lagos | 54 |
| 7.5.1 Correlación entre la química del depósito atmosférico dentro del cráter y la química del lago El Sol | 54 |
| 7.5.2 Correlación entre la química del depósito atmosférico dentro del cráter y la química de La Luna | 58 |
| 7.6 Aportación de elementos mayoritarios de las microcuencas de drenaje de los lagos El Sol y La Luna | 61 |
| 8 Discusión | 65 |
| 8.1 Factores que influyen en la química del depósito atmosférico | 65 |
| 8.2 Influencia del depósito atmosférico en la química de los lagos | 69 |
| 8.2.1 SO_4^{2-} , NO_3^- y NH_4^+ | 69 |
| 8.2.2 Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- | 71 |
| 8.3 Iones que influyeron en el pH de los lagos | 72 |
| 8.4 Cambios del pH de El Sol y La Luna del año 2000 al 2018 | 73 |
| 8.5 Diferencias entre El Sol y La Luna | 81 |
| 9 Conclusiones | 84 |
| 10 Bibliografía | 86 |

I Resumen

El Sol y La Luna son lagos tropicales de alta montaña; sus aguas poseen baja capacidad amortiguadora. Debido a que su cuenca es de naturaleza cristalina carecen o tienen muy baja reserva alcalina, lo que limita su capacidad de amortiguar la acidez de la precipitación ácida. Además, su aporte de agua proviene de la atmósfera, lo que conduce a una baja disponibilidad de carbonatos y bicarbonatos. Aun cuando son ambientes relativamente alejados del impacto humano, no se encuentran exentos de la entrada de contaminantes vía atmosférica, ni de los efectos del cambio global. Los lagos de alta montaña, como El Sol y La Luna, por sus características químicas y físicas, son vulnerables a cambios sutiles en la presencia de contaminantes y por lo tanto se consideran excelentes sensores de cambio global. A partir de 1991 se documentó un aumento del pH de las aguas de los lagos El Sol y La Luna. Las evidencias descartan que el aumento del pH pudiera obedecer a un aumento de la actividad biológica o la meteorización de la cuenca. Asimismo, no hay evidencias que permitan relacionar un aumento de la resuspensión de sedimentos con el aumento del pH. Por tal motivo, en el presente estudio se evaluó el impacto del depósito atmosférico mixto sobre la química de las aguas de los lagos El Sol y La Luna.

Los aportes atmosféricos de SO_4^{2-} , Ca^{2+} y HCO_3^- tienen un papel central en la modificación de la concentración de estos iones en los lagos y son los que más contribuyen en la variación del pH de ambos lagos; el NO_3^- y el Mg^{2+} tienen un rol menor. Las fluctuaciones en la concentración de esos iones⁻ dependen de la estacionalidad tropical, expresada en las épocas de lluvias y secas. En la temporada de lluvias (de mayo a octubre) los vientos predominantes provienen del Este Noreste y se depositaron proporcionalmente más iones acidificantes (SO_4^{2-} y NO_3^-), mientras que en la temporada de secas (noviembre a abril) los vientos provienen del Sur suroeste y se depositaron más iones basificantes (Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+}).

El Sol y La Luna comparten el mismo sustrato, latitud, altitud y reciben la misma entrada iónica vía atmosférica, sin embargo, la diferencia en el volumen, profundidad, área superficial y de sus cuencas y actividad biológica conducen a que respondan de manera distinta a las influencias externas. Eso se ve reflejado en valores mayores de pH y conductividad (K_{25}) en El Sol con respecto a La Luna. Además, la respuesta al depósito atmosférico fue particular a cada lago: En El Sol los cambios en la concentración estacional de los iones basificantes (Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+}) tuvieron el mayor peso en la modificación

estacional del pH. En la Luna los cambios estacionales del pH derivaron del aumento de iones acidificantes (SO_4^{2-} y NO_3^-) y de la disminución de iones basificantes (Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+}) en temporada de lluvias y lo contrario en temporada de secas.

El presente estudio mostró que la respuesta del pH de los lagos a la variación en el depósito atmosférico es estacional, lo cual explica la disminución del pH en lluvias y el aumento en secas. Se hipotetiza que el pH anual de los lagos se haya elevado debido a que recibieron cantidades decrecientes de SO_4^{2-} .

El volcán Nevado de Toluca forma parte de la Zona de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca (ZPFFNT) con un plan de gestión para su conservación. No obstante, los contaminantes atmosféricos provenientes de las zonas industriales y urbanas de la ciudad de Toluca y la Ciudad de México se depositan en los lagos. Los compuestos derivados de las actividades humanas amenazan la salud y la integridad ecológica de los ecosistemas comprendidos en la ZPFFNT. Actualmente, el plan de manejo de la ZPFFNT no considera acciones/estrategias de protección contra la contaminación atmosférica y sus efectos (p.ej., precipitación ácida). Los resultados de este trabajo ponen en perspectiva la importancia de considerar los efectos de la contaminación antrópica en los esfuerzos de preservación de este ecosistema de alta montaña único en México.

II Abstract

Lakes El Sol and La Luna are two high mountain tropical lakes with low buffering capacity due to the crystalline nature of their basin, and the lacking or low alkaline reserve, which limits their capacity to buffer the acidity of acid precipitation. In addition, their water supply comes from the atmosphere, which leads to a low availability of carbonates and bicarbonates. Even though they are environments with relatively low human impact, they are not exempt from the input of pollutants via the atmosphere or from the effects of global change. High mountain lakes, such as El Sol and La Luna, because of their chemical and physical characteristics, are vulnerable to subtle changes in the presence of pollutants and are therefore considered excellent sensors of global change. Beginning in 1991, an increase in the pH of the lakes El Sol and La Luna was documented. The evidence rules out that the increase in pH could be due to an increase in biological activity or weathering of the basin rocks. Likewise, there is no evidence to link an increase in sediment resuspension with the increase in pH. For this reason, the present study evaluated the impact of the bulk atmospheric deposition on the water chemistry of lakes El Sol and La Luna.

Atmospheric inputs of SO_4^{2-} , Ca^{2+} and HCO_3^- play a central role in modifying the concentration of these ions in the lakes and are the major contributors to the variation of pH in both lakes; NO_3^- and Mg^{2+} play a minor role. Fluctuations in the concentration of these ions depend on the tropical seasonality expressed in the rainy and dry seasons. In the rainy season (May to October) the prevailing winds come from the east northeast and proportionally more acidifying ions (SO_4^{2-} and NO_3^-) were deposited, while in the dry season (November to April) the winds come from the south southwest and more basifying ions (Ca^{2+} , HCO_3^- and Mg^{2+}) were deposited.

El Sol and La Luna share the same substrate, latitude and altitude and receive the same ionic input via the atmosphere, however, the difference in volume, depth, surface and basin area and biological activity lead them to respond differently to external influences. This is reflected in higher pH and conductivity (K_{25}) values in El Sol compared to La Luna. In addition, the response to atmospheric deposition was particular to each lake: In El Sol, changes in the seasonal concentration of basifying ions (Ca^{2+} , HCO_3^- and Mg^{2+}) had the greatest weight in the seasonal modification of pH. In La Luna, seasonal changes in pH derived from the increase in acidifying ions (SO_4^{2-} and NO_3^-) and the decrease in basifying ions (Ca^{2+} , HCO_3^- and Mg^{2+}) in the rainy season and the opposite in the dry season.

The present study showed that the response of the lakes pH to variation in atmospheric deposition is seasonal, which explains the decrease in pH in the rainy season and the increase in dry season. The annual pH of the lakes is hypothesized to have risen because they received decreasing amounts of SO_4^{2-} .

The Nevado de Toluca volcano is part of the Nevado de Toluca Flora and Fauna Protection Zone (ZPFNT) with a management plan for its conservation. However, air pollutants from the industrial and urban areas of Toluca City and Mexico City are deposited in the lakes. Compounds derived from human activities threaten the health and ecological integrity of the ecosystems within the ZPFNT. Currently, the management plan for the ZPFNT does not consider actions/strategies to protect against atmospheric pollution and its effects (e.g., acid precipitation). The results of this work put into perspective the importance of considering the effects of anthropogenic pollution in the preservation efforts of this unique high mountain ecosystem in Mexico.

1 Introducción

1.1 Los lagos de alta montaña

Los lagos de alta montaña o alpinos se caracterizan por ubicarse por arriba de la cota de crecimiento arbóreo (Figura 1). La altitud de ésta depende de la latitud, lo que repercute tanto en la temperatura como la humedad ambiental. La cota de crecimiento arbóreo se ubica a mayor altitud en latitudes más bajas (Sommaruga, 2001); en latitudes tropicales se localiza entre los 3,500 y los 4,800 metros sobre el nivel del mar (m s.n.m.) (Margalef, 1983).



Figura 1. Cota de vegetación arbórea en el volcán Nevado de Toluca ubicado \approx 4,200 m s.n.m.

Dado que los lagos de alta montaña se ubican en zonas elevadas; sus principales aportes de agua provienen de la atmósfera, directamente como precipitación (lluvia, granizo y nieve) o indirectamente a través del deshielo. Dichas condiciones les confieren parte de sus características más distintivas, tales como contener aguas frías, saturadas en oxígeno disuelto, poco mineralizadas, de moderada a baja alcalinidad y con un contenido de nutrientes bajo (oligotróficos) (Battarbee, Grytnes, et al., 2002; Battarbee, Thompson, et al., 2002). Además, sus cuencas presentan una cubierta vegetal muy pobre y suelos poco desarrollados (Granados et al., 2006; Sommaruga, 2001). Al poseer aguas oligotróficas y generalmente baja reserva alcalina, presentan valores de pH entre 5.8 y 6.2, es decir, ligeramente ácidos (Catalan et al., 2006; Charles, 1990). Esto se explica dado que la lluvia constituye su principal aporte hídrico y ésta tiene un pH naturalmente ácido (de entre 5.0 a 5.5 unidades). El pH ácido de la lluvia está dado por la interacción del CO_2 y el vapor de

agua. El agua, al ser un excelente solvente disuelve el CO₂ presente en la atmósfera y forma ácido carbónico el cual baja el pH (Lee, 1986; Stumm et al., 1987).

1.2 Características de los lagos tropicales de alta montaña

Debido a su elevada altitud, los lagos tropicales de alta montaña tienen condiciones climáticas similares a los lagos templados y árticos (Löffler, 1964; Margalef, 1983); sin embargo, el patrón de radiación solar diario y anual es diferente en ellos; en los trópicos hay una radiación continua y de intensidad similar durante todo el año, motivo por el cual no se observa una estacionalidad tan marcada como en las regiones templadas (Lewis, 1996). La incidencia de la radiación ultravioleta es mayor en este tipo de ambientes debido a que presentan una atmósfera reducida con baja humedad y bajo contenido de ozono (Löffler, 1964; Sommaruga, 2001). Presentan un régimen térmico uniforme durante todo el año por lo que se describen como polimícticos ya sea cálidos o fríos. Únicamente algunos lagos tropicales de alta montaña son monomícticos tales como el Titicaca, que presentan una termoclina bien definida debido a su profundidad que, en ese caso, es de 107 m en promedio (Thomasson, 1956).

1.3 Litología de los lagos de alta montaña

Los lagos de alta montaña se ubican principalmente en las cadenas montañosas más largas y elevadas del planeta (los Alpes, los Pirineos, la Sierra Nevada, los montes de Escandinavia, los Tatras, el Caúcaso, los Pamirs, el Hindu Kush, Karakorum, los Himalayas, las Montañas Rocallosas, los Andes, entre otras). Así, las cuencas de estos lagos se derivan del proceso de orogénesis. La litología de las cadenas montañosas varía y en consecuencia la meteorización de rocas da por resultado diferentes composiciones químicas del agua (Catalan et al., 2006).

En los Pirineos la mayoría de las rocas son plutónicas (granitos y granodioritas), seguidas de calizas sedimentarias, pizarras y esquistos metamórficos, areniscas detríticas y, más escasamente, algunas rocas volcánicas. También existen las cuencas cuyo sustrato está compuesto principalmente por rocas sedimentarias, tal es el caso del lago alpino BC2 ubicado al norte de la cordillera canadiense (Karst-Riddoch et al., 2005). El Nevado de Toluca está compuesto por rocas volcánicas (andesita y dacita) (García-Palomo et al.,

2002). Esta diferencia en tipos de sustratos da como resultado diferencias en la alcalinidad y en la concentración de cationes presentes, principalmente de Ca^{2+} (Catalan et al., 2006).

Cuando predominan las rocas sedimentarias (carbonato-clásticas), la alcalinidad de los lagos es elevada como en el lago BC2 con un pH de 7.85 y una alcalinidad de 199 mg L^{-1} (Gabrielse et al., 1991; Karst-Riddoch et al., 2005). Por el contrario, los lagos en sustratos de naturaleza ígnea (andesita y granito principalmente) carecen o tienen muy baja reserva alcalina, lo que limita su capacidad de amortiguar la acidez de la precipitación ácida (Boggero et al., 1998; Marchetto et al., 1994; Porta et al., 2013).

1.4 Importancia del monitoreo de los lagos de alta montaña

Los ecosistemas de alta montaña frecuentemente están en sitios remotos y por lo mismo, con la menor perturbación antrópica del planeta (The MOLAR water Chemistry Group, 1999). No obstante, éstos no se encuentran exentos de las amenazas producto del cambio global (p.ej., la precipitación ácida, los contaminantes atmosféricos o el cambio climático). Más aún, dado que sus aguas son naturalmente ácidas, con baja reserva alcalina y escasa mineralización, estos ecosistemas son especialmente sensibles a los factores de cambio global. En particular, los ambientes acuáticos con ausencia de reserva alcalina son vulnerables a cambios sutiles en la presencia de contaminantes (Boggero et al., 1998; Curtis et al., 2002; A. Marchetto et al., 1994; Porta et al., 2013). Debido a lo anterior, los lagos de alta montaña son considerados excelentes sensores del cambio global (Agustí-Panareda & Thompson, 2002; Catalan et al., 2009; Curtis et al., 2005; Granados & Toro, 2000; Larson et al., 2007; Roy et al., 2012).

1.5 Procesos que determinan el pH de los lagos de alta montaña

Las propiedades físicas y químicas de los lagos de alta montaña son determinadas por una gran variedad de factores. Entre ellos: la geología regional, la litología del lugar, la altitud y latitud los cuales dependen de la localización de los lagos y son factores estáticos. El clima (la temperatura ambiente y la precipitación pluvial) tiende a ser muy estable a lo largo del tiempo (Armienta et al., 2008).

El pH de un lago en particular es el producto de los equilibrios alcanzados por la ionización del agua y de los químicos disponibles por la actividad biológica, la meteorización de las cuencas, así como los compuestos que llegan en forma de depósito atmosférico (Brewer & Goldman, 1976; Mazzuca, 2003; Uusitalo, 1996). El carbono inorgánico en el agua está involucrado en el equilibrio del bicarbonato, que está íntimamente relacionado con el control del pH y las respuestas a la precipitación ácida (K. W. Dodds & Whiles, 2010). El agua disuelve el CO₂ y forma ácido carbónico (H₂CO₃) el cual baja el pH (Stumm et al., 1987); este es un ácido diprótico, es decir, que tiene dos protones que pueden disociarse (en una reacción ácido-base con el agua) para formar el ion bicarbonato (HCO₃⁻) primero y el ion carbonato (CO₃²⁻), los dos protones no se disocian con igual facilidad, depende del valor de su constante de equilibrio: 4.2 x 10⁻⁷ para la primera disociación y 6.0 x 10⁻¹¹ para la segunda. Al ser ácidos débiles la disociación del ácido no es completa en ninguno de los casos, pero la constante de acidez es mucho mayor en el primer equilibrio. Esto implica que del ácido carbónico que se forma, sólo se disocia una parte para formar iones bicarbonato, y de esos iones, del bicarbonato que se forma, muchos menos iones se disocian y forman carbonatos de nuevo (Monte, 2016). En lagos con agua muy diluida y baja reserva alcalina la ganancia de acidez se da por la solución de CO₂ atmosférico o por la liberación de CO₂ durante la descomposición (oxidación) de la materia orgánica (Varekamp et al., 2000).

1.6 Factores que alteran el pH de los lagos

Los equilibrios químicos resultan de la combinación de factores intrínsecos y extrínsecos al cuerpo de agua. Dentro de los factores intrínsecos, el aumento en el pH de los lagos puede estar asociado con un aumento en la captación de CO₂ (Uusitalo, 1996) o la asimilación de nitratos (Brewer & Goldman, 1976; Mazzuca, 2003). Tanto la captación de CO₂ como la asimilación de nitratos son procesos asociados con un aumento en la actividad biológica fotosintética (Hofslagare et al., 1983). Cuando los organismos incorporan grandes cantidades de CO₂ a través del proceso fotosintético (i.e., sistemas eutróficos e hipertróficos), disminuyen su concentración en el lago, por lo que lo obtienen de los bicarbonatos (HCO₃⁻ → CO₂ + OH⁻) cuando se tiene la adaptación fisiológica para ello (Mercado, 2002), favoreciendo un aumento en el pH. Sin embargo, para que esto último pueda llevarse a cabo, se requiere que la demanda de CO₂ exceda la oferta (condiciones de eutrofia a hipereutrofia) y que existan bicarbonatos suficientes (elevada alcalinidad) a partir de los cuales, por disociación, se obtenga el CO₂ necesario con la liberación de OH⁻.

Por otro lado, cuando los productores primarios realizan la asimilación de nitratos, liberan bicarbonato (HCO_3^-) al medio por compensación iónica dentro de la célula y, en consecuencia, la liberación de HCO_3^- favorece un aumento en el pH (Rodríguez, 2013). Si el H^+ es removido o el OH^- es adicionado el pH incrementará (Uusitalo, 1996).

Otro factor intrínseco involucrado con el aumento del pH en cuerpos de agua es la lixiviación producto de la meteorización de las cuencas. Al respecto, los feldespatos son silicatos de aluminio que contienen sodio, potasio, hierro, calcio o bario (o la combinación de éstos). La composición mineral de los feldespatos se expresa en términos del sistema ternario ortoclasa (KAlSi_3O_8), albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) y anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Los minerales cuya composición se encuentra entre la albita y la anortita son conocidos como feldespatos plagioclasas, categoría en la que se encuentran la dacita y la andesita. La dacita es una roca ígnea volcánica con alto contenido de hierro, que se define por su contenido de sílice y álcalis. Al igual que la andesita, se compone principalmente de feldespato, plagioclasa con biotita, hornblenda y piroxeno. En el proceso de meteorización los minerales pierden los iones alcalinos (Ştefan et al., 1996).

En cuanto a los factores extrínsecos, se sabe que los cambios estacionales en la composición iónica de acuerdo a los parámetros ambientales (lluvia y temperatura) han sido caracterizados tanto en zonas templadas como en regiones tropicales (Cerón et al., 2014; Cerqueira et al., 2014; Clow & Mast, 1995; Muri, 2013). Los patrones de viento suelen ser utilizados como complemento en la caracterización de las condiciones atmosféricas pues estos son de suma importancia en los estudios de la calidad del aire (Darby, 2005; Jiménez et al., 2009). La contaminación global de la atmósfera con sustancias que producen ácidos de azufre y nitrógeno producen lluvia ácida y la consecuente acidificación de suelos y cuerpos de agua (Moiseenko, 2005). Debido a la baja meteorización de la roca y a los suelos poco desarrollados de los lagos de alta montaña o alpinos, es el depósito atmosférico la principal fuente de entrada de iones y nutrientes en estos ambientes relativamente poco impactados antrópicamente (Catalan et al., 2006; Psenner, 1999).

1.7 Acidificación en lagos de alta montaña

En numerosos cuerpos de agua de alta montaña alrededor del mundo se ha documentado un proceso de acidificación desde el comienzo de la era industrial, asociado con un

incremento en la acidez del depósito -precipitación ácida- (sulfatos y nitratos) (Feely et al., 2009), donde se han registrado disminuciones del pH entre 0.5 y 1 unidad (Charles, 1990). Ejemplos de esto son los estudios realizados en lagos europeos (Mosello et al., 1998), o en las montañas Adirondack en Nueva York (Roy et al., 2012).

El depósito químico atmosférico representativo en áreas remotas puede estar compuesto por solutos de origen marino (Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} y SO_4^{2-}), terrígeno (Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} y HCO_3^-) y derivados de las emisiones de la quema de combustibles fósiles, la ganadería o la agricultura (SO_4^{2-} , NH_4^+ , NO_3^-), como las registradas en el norte de Escandinavia, al sur de los Alpes y los Pirineos (The MOLAR water Chemistry Group, 1999). De estos compuestos, los mayores contaminantes son los sulfatos (SO_4^{2-}) y los nitratos (NO_3^-), los que al interactuar con el vapor de agua forman ácido sulfúrico (H_2SO_4) y ácido nítrico (HNO_3). La acidez del depósito depende de los porcentajes de cada compuesto, especialmente los terrígenos y los derivados de las emisiones antropogénicas (Gąsiorowski & Sienkiewicz, 2013).

1.8 Recuperación del pH en lagos de alta montaña

Desde finales de los años 1990 se observó que algunos lagos con baja reserva alcalina en los Alpes y los Pirineos no se acidificaban y que las concentraciones de nutrientes se elevaban estacionalmente (Psenner, 1999). Asimismo, existen numerosos casos documentados de aumento del pH en algunos lagos de alta montaña tanto en Europa como en Norteamérica (Figura 2) (Driscoll et al., 2003; Aldo Marchetto et al., 2004; Mosello et al., 1999; Rogora et al., 2001).

La explicación sugerida a ese fenómeno se asoció con un proceso de recuperación a partir de valores de pH ácidos producto de la precipitación ácida (The MOLAR water Chemistry Group, 1999). Es decir, la disminución de la emisión y del depósito de óxidos de azufre (SO_x) y nitrógeno (NO_x) producto de los acuerdos internacionales para la reducción de las emisiones de contaminantes atmosféricos. Al disminuir las emisiones contaminantes, los lagos recuperaron su condición ácida original y característica de los lagos de alta montaña. Sin embargo, los estudios en la precipitación y la química del agua de los lagos estaban enfocados principalmente al depósito húmedo de ácidos fuertes, mientras que la composición química del depósito seco se había analizado menos intensamente. Psenner

(1999) documentó que el transporte de polvo influye en el equilibrio ácido-base en el depósito atmosférico en sitios elevados (como en los lagos de los Alpes) donde la precipitación es básica por la presencia de polvo del Sahara, mientras que, si no hay polvo, la precipitación es ácida. Lo anterior llevó a proponer que los cambios en el depósito atmosférico podrían ser la clave para explicar el comportamiento químico en los lagos alpinos.

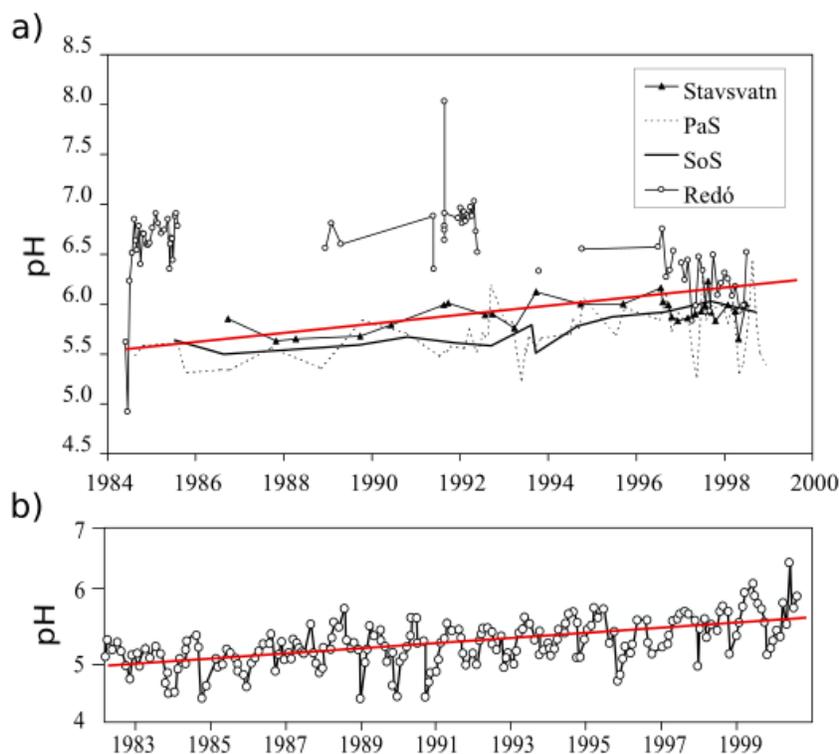


Figura 2. a) Lagos europeos donde se ha registrado un aumento en el pH en un periodo de 16 años: Lagos Stavsvatn (línea con triángulos), Paione Superior (PaS; línea punteada), Schwarzsee ob Sölden (SoS; línea continua) y Redó (línea con círculos) (Modificado de MOLAR Water Chemistry Group, 1999). b) Mediciones del pH en el lago Big Moose en la región de los Adirondaks, EE. UU., en un periodo de 17 años. Las líneas rojas marcan la tendencia del pH de los lagos (Modificado de Driscoll et al., 2003).

Debido a que los gases y las partículas pueden ser capturados por las nubes y las gotas de lluvia, el depósito húmedo también puede acarrear y transportar K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} aunque en regiones con una alta densidad de los precursores SO_x y NO_x se ha observado una mayor concentración en el depósito atmosférico de SO_4^{2-} y NO_3^- (Durašković et al., 2012;

Keresztesi et al., 2019). Algunos compuestos del depósito atmosférico como el NH_4^+ , CaCO_3 , Ca^{2+} y Mg^{2+} generalmente neutralizan la acidez de la lluvia (García et al., 2006; Psenner, 1999). El NH_4^+ se deriva de actividades humanas como la agricultura extensiva y el uso de combustibles fósiles (Cabildo et al., 2013; Magaña, 2004). En la agricultura se utiliza frecuentemente el amoníaco (NH_3) como fertilizante, el cual se propaga gasificándose al momento de aplicarse en los suelos. La mayor parte del nitrógeno utilizado en los fertilizantes se libera al medio ambiente cuando se aplica a los cultivos (Cabildo et al., 2013). Cuando el gas NH_3 se pone en contacto con el agua o con los suelos acepta un H^+ convirtiéndose en el ion amonio. Por otro lado, durante la combustión fósil se forma sulfato de amonio ($(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$) en aerosol el cual puede ser transportado a regiones terrestres remotas (Wollast et al., 1993).

Típicamente el depósito seco es dominado por cuarzo y feldespato por lo que presenta bajas concentraciones de carbonatos y otras sales (Clow et al., 2016), sin embargo, en regiones remotas y con una baja litología de estos elementos puede ser una fuente importante de K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} (Avila et al., 1998). El Ca^{2+} y Mg^{2+} , así como el CaCO_3 llegan a zonas muy elevadas y alejadas de la influencia humana por el transporte como partículas de polvo. Se ha observado en el centro de los Alpes (Hintereisferner, Tyrol, Austria) que el polvo proveniente del Sahara es capaz de neutralizar nieve ácida acumulada correspondiente a un periodo de seis meses o más (Psenner & Nickus, 1986). La neutralización de especies ácidas también puede ocurrir por interacción con otras sustancias básicas de origen terrígeno, como CaCO_3 y MgCO_3 (Araujo et al., 2015; García et al., 2006; Migliavacca et al., 2005).

1.9 Aumento del pH en los lagos El Sol y La Luna

El Sol y La Luna, ambos ubicados dentro del cráter del volcán Nevado de Toluca (Xinantécatl), en el Estado de México son los únicos lagos de alta montaña perennes mexicanos. En ambos lagos se observó un aumento del pH, al menos, desde el año 2000 al 2010 (Tabla 1, Figura 3). En el caso de El Sol, se observó que para el año 2010 el pH se encontraba con un valor básico mientras que en La Luna cercano a la neutralidad. En el área no existe un monitoreo continuo que permita un seguimiento periódico de la variación del pH en los lagos. Los datos de los años 2000-2001 y de 2006-2007 son resultado de muestreos mensuales en ciclos anuales (de marzo de 2000 a marzo de 2001 y de agosto

de 2006 a octubre de 2007) mientras que el de 2010 abarca tan solo un periodo de seis meses con tres mediciones únicas (mayo, agosto y noviembre de 2010). No existen registros robustos previos del pH al año 2000.

Tabla 1. Variación temporal del pH (promedio \pm desviación estándar) en los lagos El Sol y La Luna, Nevado de Toluca. (^a Ibarra-Morales, 2015, ^b Cuna, 2015).

| | ^a 2000-2001 | ^a 2006-2007 | ^b 2010 |
|----------------|------------------------|------------------------|-------------------|
| El Sol | 5.2 \pm 0.2 | 6.1 \pm 0.1 | 7.3 \pm 0.8 |
| La Luna | 4.7 \pm 0.3 | 5.1 \pm 0.1 | 6.2 \pm 0.2 |

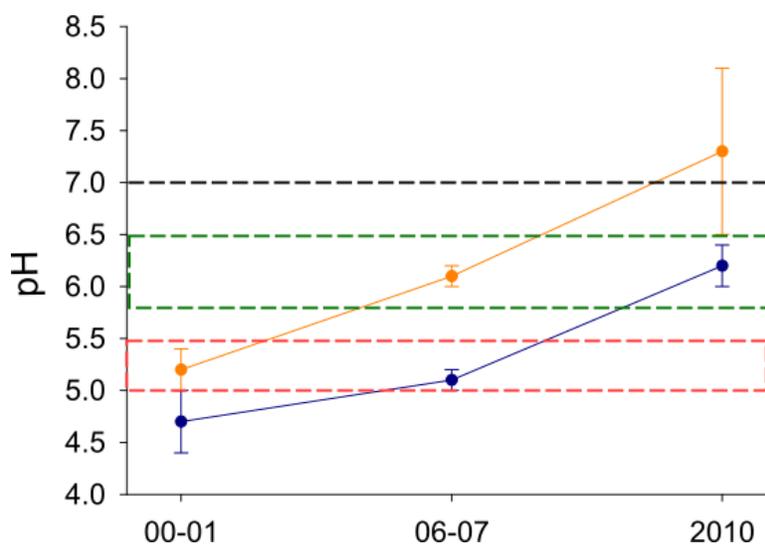


Figura 3. Promedios anuales del pH de los lagos El Sol (línea amarilla) y La Luna (línea azul) entre los años 2000 y 2010 (Tomado de Ibarra Morales, 2015 y Cuna, 2015). La línea negra punteada señala el pH neutro, el rectángulo punteado verde marca el pH natural de los lagos de alta montaña (Catalan et al., 2006), el rectángulo punteado rojo marca el pH ácido natural de la lluvia (Stumm et al., 1987).

Estos lagos, aun cuando son de alta montaña, se ubican próximos a las zonas urbanas e industrializadas de las ciudades de Toluca y de México (20 y 72.5 km en línea recta, respectivamente), mientras que, en el borrador del programa de manejo *Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca, 2016* (APFF) se tiene un registro de modificación por

uso de suelo para un aprovechamiento de agricultura y ganadería en las áreas circundantes al volcán. Asimismo, la información de los *Prontuarios de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos de Malinalco y Zumpahuacán*, 2009 muestra que estos municipios, cercanos al volcán Nevado de Toluca, tienen una geología conformada por rocas sedimentarias calizas del 38 y 65%; respectivamente. Por lo tanto, en estos lagos se espera una fuerte influencia de contaminantes acidificantes urbanos e industriales (i.e. NO_3^- , SO_4^{2-}) y basificantes derivados de la agricultura (i.e. NH_4^+) y la presencia de compuestos de origen terrígeno, como CaCO_3 y MgCO_3 .

2 Justificación

En los lagos El Sol y La Luna se ha documentado que, de condiciones originalmente ácidas, sugerentes del efecto de acidificación antrópica, del 2000 al 2007 se presentó un aumento de pH en sus aguas que los ha llevado a valores básicos en el caso de El Sol y neutro en el caso de La Luna (Ibarra-Morales, 2015).

Existe evidencia de que el comportamiento químico de los lagos alpinos, con los que los lagos tropicales de alta montaña comparten muchas características, se modifica en función de los cambios en el depósito atmosférico; por lo tanto, con la finalidad de explicar los factores que están alterando el pH de ambos lagos, se planteó estudiar la relación que existe entre la química de sus aguas y el depósito atmosférico, midiendo la dinámica de los iones mayoritarios tanto en el depósito atmosférico como en los lagos El Sol y La Luna a lo largo de un periodo anual (2017-2018); determinar si la estacionalidad climática (patrón de vientos, precipitación y temperatura) está relacionada con la dinámica del depósito atmosférico, así como el impacto que tienen las áreas de las microcuencas en el aporte iónico hacia los lagos.

3 Hipótesis

Dado que la elevación en el pH de los lagos dentro del cráter del Nevado de Toluca parece no estar asociada a un aumento de la actividad biológica ni meteorización de la cuenca y que se ha reportado alrededor del mundo que las variaciones en el pH de los lagos de alta

montaña con pobre reserva alcalina están fuertemente influenciadas por el depósito atmosférico, se sugiere que la elevación del pH de los lagos El Sol y La Luna está asociada con el aumento del depósito atmosférico de compuestos basificantes (NH_4^+ , HCO_3^- , Ca^{2+}) en relación a los acidificantes (SO_4^{2-} , NO_3^-), lo cual ha ido modificando la composición química de sus aguas.

4 Objetivo general:

Determinar los efectos del depósito atmosférico mixto (composición y concentración de los iones mayoritarios, conductividad y pH) y del aporte de las microcuencas de captación, sobre la fisicoquímica del agua de los lagos El Sol y La Luna.

4.1 Objetivos particulares:

-Determinar la composición química del agua (pH, K_{25} , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} y HCO_3^-) de los lagos El Sol y la Luna a lo largo de un ciclo anual (octubre de 2017 a septiembre de 2018).

-Determinar la composición química del depósito atmosférico (pH, K_{25} , Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} y HCO_3^-) en el cráter Nevado de Toluca a lo largo de un ciclo anual (octubre de 2017 a septiembre de 2018).

- Analizar si existe correlación entre las características químicas del agua de los lagos y las del depósito atmosférico.

- Caracterizar los aportes de iones mayoritarios procedentes de suelos y rocas de las microcuencas de captación de los lagos El Sol y La Luna.

5 Área de estudio

El volcán Nevado de Toluca está ubicado a $19^{\circ}09' \text{ N}$ y $99^{\circ}45' \text{ O}$, a 23 km en dirección suroeste de la ciudad de Toluca (Figura 4); con una elevación de 4,680 m s.n.m. (Macías, 2005). Es un volcán estromboliano constituido por andesitas y dacitas calcialcalinas (Armienta et al., 2000; Bloomfield & Valastro, 1974; García-Palomo et al., 2002). La formación de su estructura moderna se inició hace aproximadamente 0.1 Ma con la emisión de productos dacíticos que dieron lugar a actividad de tipo explosiva (García-Palomo et al., 2002; Macías et al., 1997). Durante los últimos 50,000 años ha tenido una actividad muy

intensa; su última erupción fue hace aproximadamente 3,300 (^{14}C) años antes del presente (Macías et al., 1997; Macías, 2005). Los flancos de su cráter son los vestigios de actividad glacial (depósitos de morrenas y glaciares rocosos) ocurrida durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Aceves-Quesada, 1996). El cráter del Nevado de Toluca está truncado, tiene una forma elíptica con un diámetro de 2 x 1.5 Km. En el interior del cráter existen dos lagos (El Sol y La Luna) a una altitud de 4,200 m s.n.m., separados por un domo dacítico central conocido como “El Ombligo” (Macías, 2005).

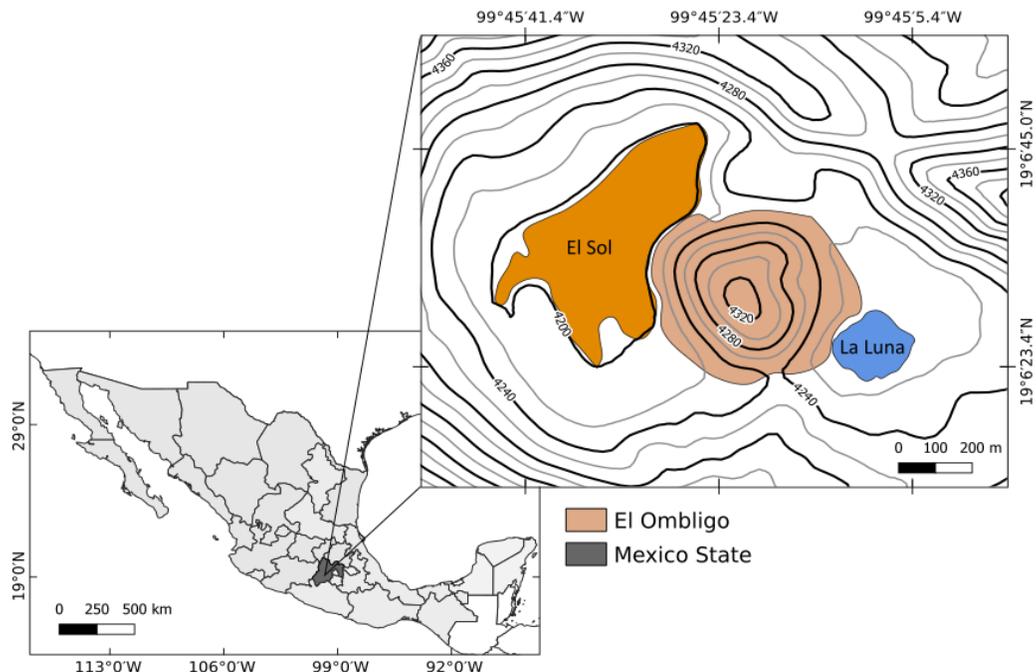


Figura 4. Ubicación geográfica de los lagos cráter El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, México.

El Sol tiene una superficie de 237,321 m², una profundidad máxima de 15m y una profundidad promedio de 6m, mientras que La Luna tiene una superficie de 31,083m², una profundidad máxima de 10m y una profundidad promedio de 5m (Alcocer et al., 2004). Ambos lagos son oligotróficos con baja concentración de nutrientes, transparentes y de baja mineralización (Sánchez et al., 2004). Los lagos se localizan a latitud tropical (19° N) pero por su elevada altitud presenta un clima frío de tundra alta y en las faldas del volcán semifrío húmedo. La temperatura media anual es de 4.28°C con un intervalo de 2.88°C en febrero a 5.88°C en abril (Alcocer et al., 2004). La precipitación anual es de 1,227mm y La

evaporación anual media es de 970.8 mm (Datos del periodo 1951-2010; estación 15062 Nevado de Toluca, Servicio Meteorológico Nacional).

Debido al balance de precipitación y evaporación ambos lagos se clasifican como astáticos perennes, es decir que con base en dicho balance su nivel de agua aumenta o disminuye, pero sin llegar a secarse (Alcocer et al., 2004). Además de la evaporación también debe haber pérdidas debidas a las infiltraciones lo que explicaría que a pesar de tener un balance hídrico positivo su nivel venga descendiendo en los últimos años. Los aportes hídricos son debidos a la lluvia en verano, la nieve en el invierno y el agua de deshielo en primavera (Sánchez et al., 2004).

El tipo de vegetación cercana a los lagos es muy escasa, típica de la tundra alta y del tipo zacatonal alpino, compuesta por algunas especies de musgos, pastos y líquenes (Rzedowski, 1981). En las laderas del volcán y debido a las infiltraciones se encuentra helechos, líquenes y musgos principalmente, estos reverdecen en el verano debido a la humedad del ambiente (Sánchez et al., 2004). La biodiversidad en los lagos está compuesta principalmente por especies de fitoplancton: *monoraphidium obtusum*, *Oosystis lacustris*, *Sphaerosystis schroeteri*, *Pseudosphaerosystis planctonica*, *Chlamydomonas spp.*, *Pinnularia spp.*, *Frustrulia rhomboides*, *stenopecteria spp.*, *Navicula spp.*, *Encyonema spp.*, *Cymbella spp.*, *Nitzschia spp.*, *Surirella spp.*, *Peridinium spp.*, *Gymnodinium spp.*, *Oedogonium spp.*, *Mougeotia spp.*, *Spirogyra spp.* y *Zygnema spp.*; zooplancton: *Daphnia ambigua*, *Leptodiptomus cuahutemoci*, *Leptodiptomus spp.*, *Polyarthra spp.*, *Keratella tropica*, *Synchaeta spp.*, *Hexarthra vulgarica canadensis*, *Ascomorpha saltans*, *Brachionus urceolaris*, *Brachionus bidenatus*, *Lecane spp.*, *Lepadella spp.*, *Colurella spp.*, *Cephalodella spp.*, *Notommata spp.* y *Trichocerca spp.*; macroinvertebrados bentónicos: *Nais pardalis*, *Limnodrilus hoffmeisteri* (Alcocer et al., 2021; Jiménez-Seinos, 2018).

6 Métodos

6.1 Preparación del material

Para la colecta de muestras de agua de los lagos se utilizaron botellas de plástico de 600 ml. Las botellas se lavaron con detergente libre de fosfatos (Extran ®) y se enjuagaron abundantemente con agua desionizada hasta que el agua dentro del envase presentó una conductividad menor a $1.5 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Para la colecta del depósito atmosférico se emplearon contenedores de polietileno de alta densidad de 20 L. Los contenedores fueron lavados de la misma manera que las botellas para las muestras de los lagos, y se acondicionaron para reflejar la luz con cinta gris industrial.

6.2 Trabajo de campo

Se realizaron visitas mensuales al Nevado de Toluca de septiembre de 2017 a septiembre de 2018. En cada visita se realizaron las siguientes mediciones:

6.2.1 Muestreo en los Lagos El Sol y La Luna

a) Perfiles verticales metro a metro en los lagos El Sol y La Luna de conductividad estandarizada a 25°C (K_{25}) y pH utilizando una sonda multiparamétrica (DataSonde 5, Hydrolab) unida a una caja controladora (Surveyor 4).

b) En cada visita se tomaron muestras de agua de ambos lagos con una botella muestreadora UWITEC de 5 L a dos profundidades: Superficie (a un metro por debajo de la superficie) y fondo (a un metro por encima del fondo). Las muestras se colocaron en botellas de plástico de 600 ml previamente acondicionadas y transportadas en frío y oscuridad para su filtrado y análisis en el laboratorio.

6.2.2 Colecta de depósito atmosférico

Se establecieron 4 sitios de colecta: dos dentro del cráter utilizando plataformas flotantes (Figura 5 y 6), una para cada lago y dos fuera del cráter cercanos a la Estación Meteorológica “Nevado de Toluca” de CFE (EMANT) y Estación de incendios forestales de CEPANAF (EIF) (Figuras 6 y 7). La ubicación de cada sitio se encuentra desglosada en la tabla 2.

En cada sitio se colocó un contenedor de 20 L previamente lavado y acondicionado unido a un embudo de polietileno de 20 cm de diámetro y se les colocaron 500 ml de aceite mineral para evitar la evaporación durante los periodos de colecta.

Tabla 2. Características geográficas de la ubicación de los colectores de depósito atmosférico mixto. (EMANT = Estación Meteorológica Nevado de Toluca de CFE, EIF = Estación de Incendios Forestales de CEPANAF)

| Sitio de colecta | Latitud | Longitud | Altitud (m s.n.m.) |
|------------------|-------------|-------------|--------------------|
| Lago El Sol | 19°06'34''N | 99°45'33''O | 4200 |
| Lago La Luna | 19°06'25''N | 99°45'09''O | 4200 |
| EMANT | 19°07'07''N | 99°46'56''O | 4139 |
| EIF | 19°07'21''N | 99°44'06''O | 4145 |

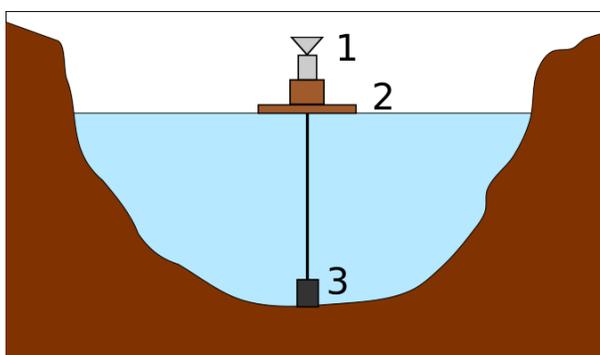


Figura 5. Colectores de depósito atmosférico dentro de los lagos. 1.- Colector de polietileno unido a un embudo, 2.- Plataforma flotante, 3.- Peso para inmovilizar la plataforma y colector.



Figura 6. Ubicación de los sitios de colecta de depósito atmosférico mixto en el Nevado de Toluca. 1) EMANT, 2) EIF, 3) lago El Sol y 4) lago La Luna.

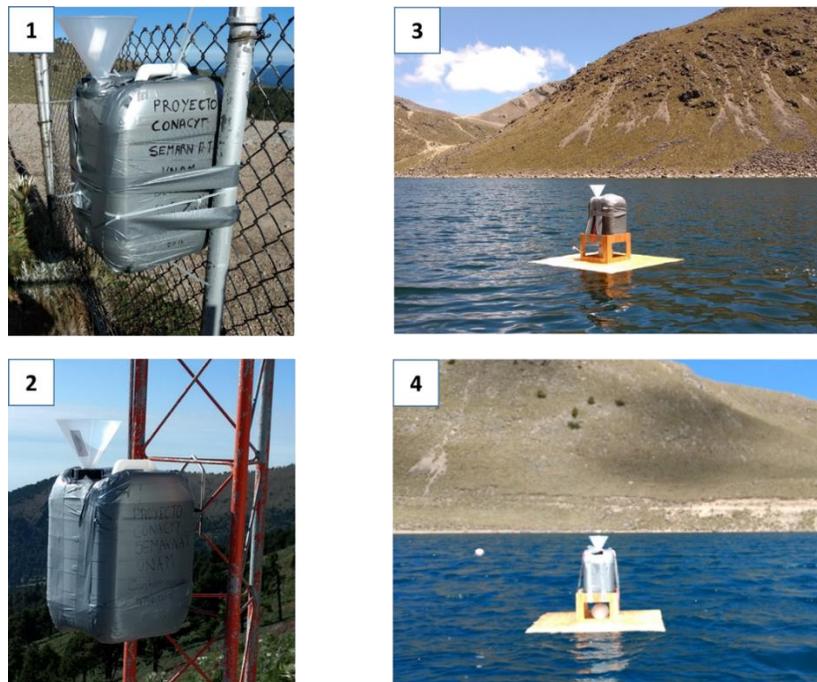


Figura 7. Colocación de colectores de depósito atmosférico mixto. 1) EMANT, 2) EIF, 3) lago El Sol y 4) lago La Luna.

En cada salida se midió el volumen total del líquido en el contenedor de depósito atmosférico para los cálculos posteriores. De éste se tomó una alícuota de 600 ml la cual fue transportada en condiciones de frío (4°C) y oscuridad para la posterior separación del aceite mineral, filtrado antes del análisis en el laboratorio.

6.2.3 Colecta de roca y suelo en el Nevado de Toluca

En el mes de agosto de 2018 se realizaron dos colectas de suelos y rocas en las laderas de la cara interna del volcán Nevado de Toluca que forman parte de las microcuencas de captación de los lagos. En El Sol se hicieron las colectas en cuatro transectos denominados ST1, ST2, ST3 y ST4 y en La Luna se establecieron tres transectos denominados LT1, LT2 y LT3 (Figura 8). Las colectas de suelo se tomaron a 30 cm de profundidad. El número de muestras tomadas y la longitud de cada transecto se detalla en la Tabla 3.

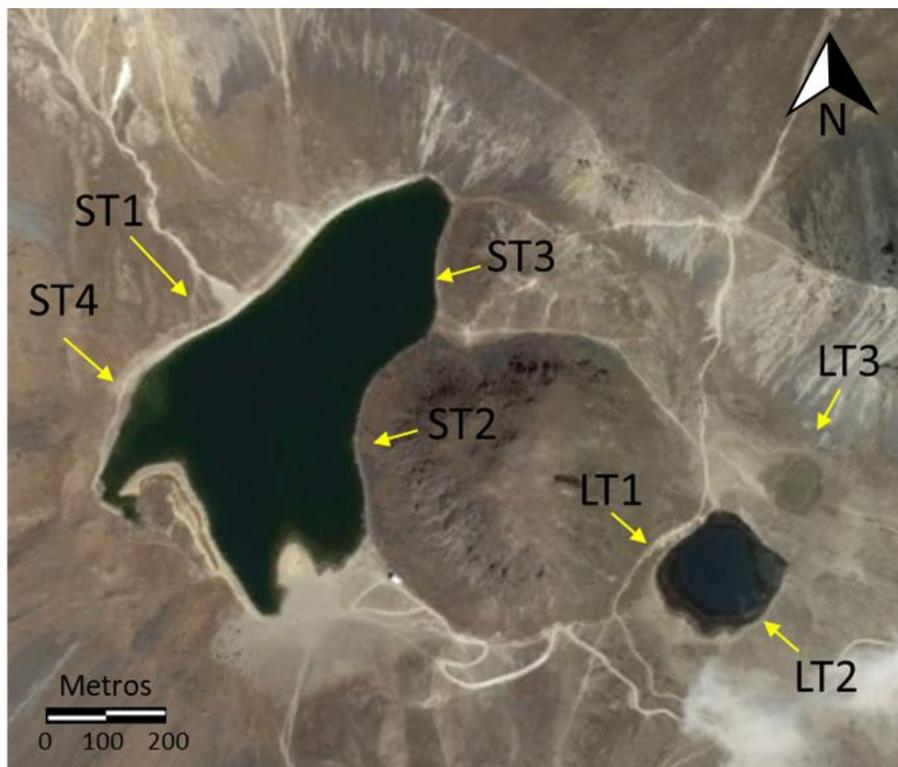


Figura 8. Ubicación de los transectos trazados para la toma de muestras de suelo y roca (flechas amarillas). Transectos de El Sol (ST1, ST2, ST3 y ST4). Transectos de La Luna (LT1, LT2 y LT3).

Las muestras de suelo y rocas se etiquetaron y conservaron en bolsas de plástico para su traslado al laboratorio.

Tabla 3. Número de puntos de muestreos (P), longitud del transecto en metros (L), número de muestras de suelo (S) y número de muestras de roca (R) por cada transecto trazado. ST=Transectos en la microcuenca de El Sol, LT= Transectos en la microcuenca de La Luna.

| Transecto | P | L | S | R |
|------------------|----------|----------|----------|----------|
| ST1 | 12 | 220 | 12 | 3 |
| ST2 | 3 | 50 | 3 | 1 |
| ST3 | 5 | 30 | 5 | 2 |
| ST4 | 6 | 50 | 6 | 1 |
| LT1 | 3 | 50 | 3 | 1 |
| LT2 | 4 | 30 | 4 | 2 |
| LT3 | 4 | 45 | 4 | 2 |

6.3 Trabajo de Laboratorio

6.3.1 Análisis de las muestras de depósito atmosférico y de agua de los lagos

Las mediciones de todas las variables se realizaron por duplicado de acuerdo con los criterios establecidos por la Organización Meteorológica Mundial 2004 (WMO por sus siglas en inglés).

Se realizó la separación del agua y el aceite mineral de las muestras de depósito atmosférico. Las muestras de agua del depósito atmosférico y de los lagos se filtraron a través de un filtro de apertura de poro de 22 μm para evitar los depósitos de partículas en la válvula de inyección, en los tubos capilares o en las columnas de separación del equipo de intercambio iónico y se almacenaron a 4°C hasta el momento de su análisis.

En un periodo no mayor a 24 h se realizaron medidas de pH con un potenciómetro 916 Ti-Touch Metrohm, conductividad eléctrica estandarizada a 25°C (K_{25}) con el equipo HORIBA D-424, alcalinidad mediante titulación con HCl 0.02 N usando una mezcla de indicadores de rojo de metilo y verde de bromocresol de acuerdo con los procedimientos en Armienta et al., 1987. La concentración de HCO_3^- en mg L^{-1} se obtuvo multiplicando el valor de la alcalinidad total por 1.22 (Armienta et al., 1987).

La medición de aniones (Cl^- , NO_3^- y SO_4^{2-}) y cationes (Na^+ , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) se realizó con el cromatógrafo iónico 850 Professional IC Metrohm.

Se realizaron mediciones de iones mayoritarios a tres tipos de blancos: (1) blanco de viaje, (2) blanco de laboratorio y (3) blanco de aceite mineral. Este último consistió en medir el agua desionizada antes y después de estar en contacto con el aceite mineral durante un mes para descartar cualquier posible cambio en la química del agua debido a la interferencia del aceite mineral. Los valores en los tres blancos se encontraron por debajo del límite de detección del cromatógrafo iónico 850 Professional IC Metrohm (1.77, 2.29, 2.26, 2.50, 3.29, 1.79, 2.22 y 1.74 $\mu\text{eq L}^{-1}$ para NO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , NH_4^+ y Na^+ , respectivamente).

6.3.2 Análisis de las muestras de suelo y roca

Las muestras de suelo y roca fueron llevadas al laboratorio nacional de geoquímica y mineralogía del instituto de Geología, UNAM para el análisis de elementos mayores por fluorescencia de rayos X. Se siguieron las indicaciones proporcionadas por este laboratorio para un previo tratamiento del suelo en cual consistió en lo siguiente:

Cada muestra de suelo se dejó secar a temperatura ambiente, no mayor a 35°C para evitar cambios drásticos en algunas características físicas y químicas del suelo. Una vez secas, las muestras se tamizaron a través de una apertura de poro de 2 mm para extraer los restos de roca y raíces. Después del tamizaje, las muestras fueron trituradas y homogeneizadas usando un mortero de ágata.

El análisis de elementos mayores se realiza en muestra fundida (perla). Las perlas son preparadas mezclando 1 g de muestra en polvo con 9 g de mezcla fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7\text{-LiBO}_2$ (50:50 wt%). La mezcla es vaciada a un crisol de Pt/5%Au y calentado a ca. $1,100^\circ\text{C}$. Previo al calentamiento se agregan 2 gotas de LiBr en solución acuosa con una concentración de 250 g L^{-1} . La solución de LiBr actúa como agente no-mojante favoreciendo que la perla se desprende del molde durante el proceso de enfriado.

Como complemento del análisis de elementos mayores, se requiere determinar la pérdida por calcinación (PXC), lo cual se hace calentando a $1,000^\circ\text{C}$ por una hora, un gramo de muestra en “base seca”, en un crisol de porcelana y dejando enfriar lentamente hasta temperatura ambiente para obtener el peso calcinado.

El cálculo de la PXC es como sigue:

$$(\%)PXC = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) \times 100$$

6.4 Procesamiento de datos

Para la validación de los datos en las muestras de agua de los lagos y del depósito atmosférico se usaron los criterios establecidos por la Organización Meteorológica Mundial 2004 (WMO por sus siglas en inglés) para balance iónico y los cálculos de la conductividad específica.

El balance iónico se calculó de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$\%IB = \frac{rc - ra}{rc + ra} \times 100$$

Donde:

%IB = Balance iónico

rc = suma de cationes en $\mu\text{eq L}^{-1}$

ra = suma de aniones $\mu\text{eq L}^{-1}$.

Para determinar los iones que contribuyeron a la neutralización de los protones del H_2SO_4 y HNO_3 , se realizó el cálculo del Factor de Neutralización (FN) de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$FN_{Xi} = \frac{[Xi]}{[SO_4^{2-} + NO_3^-]}$$

Donde Xi es la concentración del ion de interés. Las concentraciones del ion de interés y de la suma de SO_4^{2-} y NO_3^- se encuentran expresadas en $\mu\text{eq L}^{-1}$.

Cuando:

$FN_{Xi} = 1$, Xi se encuentra en la misma proporción que SO_4^{2-} y NO_3^- .

$FN_{Xi} > 1$, Xi se encuentra en mayor proporción y neutraliza a SO_4^{2-} y NO_3^- .

$FN_{Xi} < 1$, SO_4^{2-} y NO_3^- se encuentran en mayor proporción y no son neutralizados por Xi.

Se solicitaron al Servicio Meteorológico Nacional (SMN) los datos meteorológicos (temperatura, precipitación, dirección y velocidad del viento) correspondientes al periodo de muestreo (octubre de 2017 a septiembre de 2018) de la estación meteorológica Nevado de Toluca (19°07'N, 99°46'W, 4139 m s. n. m.). Las gráficas fueron elaboradas con el programa SigmaPlot 12.0, mismo que se utilizó para realizar los análisis estadísticos.

Se hicieron las pruebas de normalidad (Kolmogorov-Smirnov) para cada variable, debido a que los datos no se ajustaron a la normal ($p < 0.05$), se utilizaron pruebas estadísticas no paramétricas para el procesamiento de los datos.

Para comparar las diferencias de las concentraciones iónicas anuales, entre lo registrado en El Sol y La Luna o entre lo registrado en el depósito atmosférico fuera y dentro del cráter de volcán Nevado de Toluca, se utilizó la prueba no paramétrica U de Mann-Whitney.

Para evaluar si los cambios en la concentración de iones, pH, conductividad y alcalinidad en el depósito atmosférico influenciaron cambios en los lagos, se realizaron regresiones lineales para cada variable. Debido a que ninguno de los datos se ajustó a la normal, las correlaciones entre las variables medidas en los lagos (El Sol y La Luna) y el depósito atmosférico se realizaron con la prueba no paramétrica correlación de Spearman, donde el coeficiente de correlación se empleó para juzgar si las variables en el lago se modificaron en función del depósito atmosférico de acuerdo con los siguientes criterios:

$r < 0.5$: correlación baja

$r = 0.5$: correlación media

$r > 0.5$: correlación alta

7 Resultados

7.1 Caracterización meteorológica

Las temperaturas atmosféricas más bajas se presentaron de octubre de 2017 a abril de 2018 (Figura 9a), con la temperatura más baja registrada en enero (2.5 ± 2.6 °C). Las temperaturas más altas se registraron de mayo a septiembre de 2018, con la máxima en el mes de mayo (6.2 ± 2.6 °C). La temperatura media anual fue de 4.8 ± 0.9 °C.

Se observó diferencia significativa ($p < 0.05$) entre el periodo frío (octubre de 2017 a abril de 2018) y el cálido (mayo a septiembre de 2018), los cuales presentaron temperaturas promedio de 3.9 ± 0.9 y 5.4 ± 0.5 °C; respectivamente.

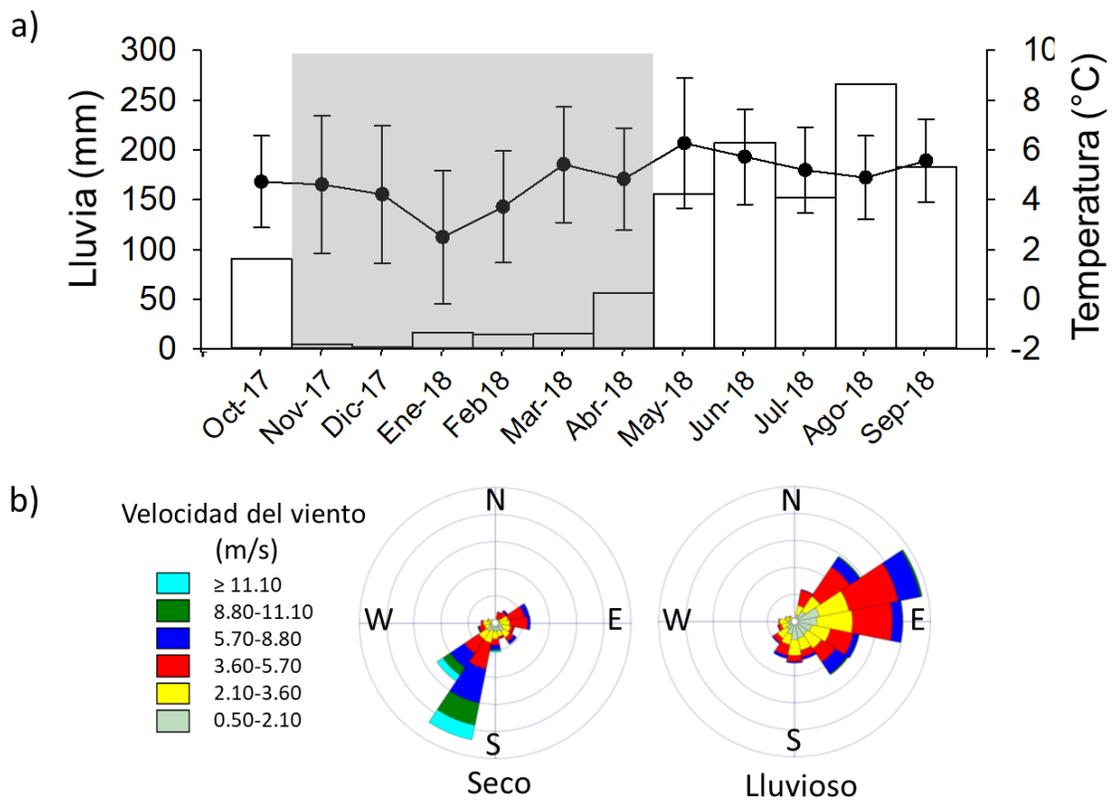


Figura 9. Comportamiento de las variables meteorológicas en el Nevado de Toluca en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. a) Dinámica de la temperatura atmosférica y la precipitación. El cuadro gris marca el periodo de secas. b) Vientos dominantes en los periodos de secas y lluvias.

De acuerdo con el patrón de lluvia, se observaron dos periodos: un periodo seco que comprende a los meses de noviembre de 2017 a abril de 2018; y uno lluvioso que abarca los meses de octubre de 2017 y de abril a septiembre de 2018 (Figura 9a). Entre ambos periodos existe diferencia significativa ($p < 0.05$), con una sumatoria de 109.8 mm en el periodo seco y una sumatoria de 1055.9 mm en el periodo lluvioso. La máxima precipitación se registró en el mes de agosto (266.4 mm) y la mínima se registró en diciembre (1.8 mm). La precipitación pluvial anual acumulada en todo el periodo anual fue de 1165.6 mm.

Se observaron dos patrones de vientos dominantes durante todo el periodo de muestreo. En los meses octubre de 2017 y de mayo a septiembre de 2018, mismos que corresponden al periodo lluvioso, los vientos predominantes provinieron del este-noreste. En los meses de noviembre de 2017 a abril 2018, los cuales corresponden al periodo seco, los vientos predominantes provinieron del sur-suroeste (Figura 9b).

La velocidad del viento tuvo un promedio de $15.7 \pm 5.1 \text{ km h}^{-1}$ en el periodo de secas y de $11.4 \pm 4.5 \text{ km h}^{-1}$ en el periodo de lluvias. Al respecto no hubo diferencia significativa entre los valores de velocidad entre las dos estaciones.

7.2 Caracterización química del depósito atmosférico mixto

7.2.1 Dinámica anual del pH

La dinámica del pH del depósito en los colectores ubicados tanto dentro como fuera del cráter siguió un mismo perfil (Figura 10a). El pH registrado en todo el periodo fue ácido (< 7). Los meses de la estación de secas presentan los pHs más altos (i.e. menos ácidos), con el valor máximo en el mes de febrero (6.7 fuera del cráter y 6.3 dentro del cráter) y el más bajo en el mes de septiembre. (4.3 tanto fuera como dentro del cráter).

La dinámica anual del pH en el depósito atmosférico mixto colectado tanto dentro como fuera del cráter parece influida por la estacionalidad de lluvias y secas en la zona, puesto que se registró una diferencia significativa en la concentración de H^+ entre los meses de la época lluviosa y la de secas ($p = 0.015$ fuera y dentro del cráter) (Tabla 4).

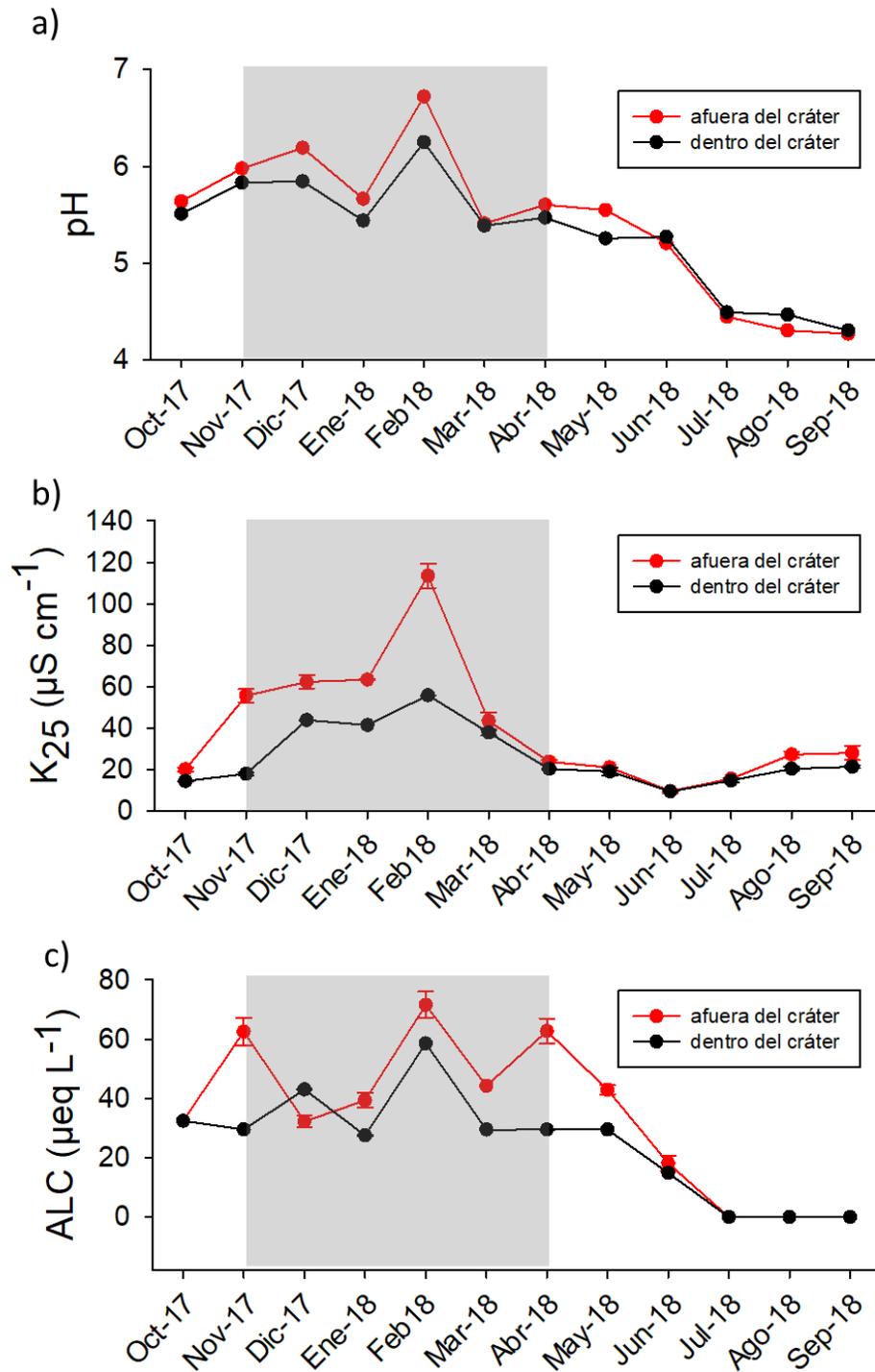


Figura 10. Dinámica de a) pH, b) conductividad eléctrica (K_{25}) y c) Alcalinidad ($Alc = \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) en el depósito atmosférico dentro y fuera del cráter Nevado de Toluca en el

periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Tabla 4. Valores promedio de los iones (mg L^{-1}), conductividad eléctrica (K_{25}), pH y Alcalinidad (Alc) ($\mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) del depósito atmosférico en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. p = significancia entre los valores del periodo de secas y el periodo de lluvias.

| Depósito atmosférico fuera del cráter | | | | |
|---|--|--|--|----------|
| ion | Promedio anual | Promedio lluvias | Promedio Secas | p |
| Na ⁺ | 0.37 ± 0.29 | 0.20 ± 0.14 | 0.55 ± 0.29 | 0.028 |
| K ⁺ | 0.61 ± 0.55 | 0.28 ± 0.30 | 0.95 ± 0.55 | 0.015 |
| Mg ²⁺ | 0.43 ± 0.55 | 0.11 ± 0.09 | 0.76 ± 0.63 | 0.009 |
| Ca ²⁺ | 3.67 ± 3.65 | 1.18 ± 1.15 | 6.16 ± 3.61 | 0.002 |
| NH ₄ ⁺ | 0.74 ± 0.34 | 0.51 ± 0.24 | 0.97 ± 0.26 | 0.011 |
| SO ₄ ²⁻ | 8.40 ± 5.41 | 7.35 ± 4.66 | 9.46 ± 6.32 | 0.525 |
| HCO ₃ ⁻ | 2.52 ± 1.88 | 1.16 ± 1.39 | 3.88 ± 1.16 | 0.004 |
| Cl ⁻ | 0.80 ± 0.75 | 0.27 ± 0.17 | 1.33 ± 0.73 | 0.002 |
| NO ₃ ⁻ | 5.95 ± 3.66 | 6.46 ± 4.38 | 5.45 ± 3.12 | 0.655 |
| K ₂₅ | 40.4 ± 29.4 | 20.4 ± 7.0 | 60.4 ± 29.9 | 0.009 |
| H ⁺ | 1.35 x 10 ⁻⁵ ± 2.04 x 10 ⁻⁵ | 2.52 x 10 ⁻⁵ ± 2.42 x 10 ⁻⁵ | 1.75 x 10 ⁻⁶ ± 1.38 x 10 ⁻⁶ | 0.015 |
| pH | 4.9 | 4.6 | 5.8 | |
| Alc | 39.9 ± 25.2 | 15.6 ± 18.8 | 52.1 ± 15.6 | 0.004 |
| Depósito atmosférico dentro del cráter | | | | |
| Na ⁺ | 0.33 ± 0.16 | 0.29 ± 0.11 | 0.36 ± 0.20 | 0.436 |
| K ⁺ | 0.41 ± 0.30 | 0.22 ± 0.28 | 0.60 ± 0.20 | 0.041 |
| Mg ²⁺ | 0.21 ± 0.26 | 0.057 ± 0.01 | 0.37 ± 0.31 | 0.031 |
| Ca ²⁺ | 1.99 ± 1.92 | 0.75 ± 0.58 | 3.23 ± 2.03 | 0.004 |
| NH ₄ ⁺ | 0.64 ± 0.30 | 0.52 ± 0.13 | 0.76 ± 0.39 | 0.394 |
| SO ₄ ²⁻ | 4.06 ± 1.60 | 2.5811 ± 0.58 | 5.5305 ± 0.24 | <0.001 |
| HCO ₃ ⁻ | 1.83 ± 1.34 | 0.9528 ± 1.13 | 2.6984 ± 0.92 | 0.093 |
| Cl ⁻ | 0.52 ± 0.39 | 0.1849 ± 0.10 | 0.8466 ± 0.24 | <0.001 |
| NO ₃ ⁻ | 2.86 ± 1.63 | 1.4387 ± 0.49 | 4.2761 ± 0.88 | <0.001 |
| K ₂₅ | 26.5 ± 20.5 | 16.7 ± 4.5 | 36.3 ± 14.5 | 0.0102 |
| H ⁺ | 1.21X10 ⁻⁵ ± 1.67X10 ⁻⁵ | 2.18X10 ⁻⁵ ± 1.97x10 ⁻⁵ | 2.44X10 ⁻⁶ ± 1.46X10 ⁻⁶ | 0.015 |
| pH | 4.9 | 4.7 | 5.6 | |
| Alc | 24.5 ± 18.0 | 12.8 ± 14.5 | 36.3 ± 12.3 | 0.093 |

7.2.2 Dinámica anual de la conductividad eléctrica (K_{25})

La dinámica de la K_{25} del depósito en los colectores ubicados tanto dentro como fuera del cráter siguió un mismo perfil, aunque con valores fuera del cráter más altos. La K_{25} aumentó

gradualmente desde octubre de 2017 hasta su máximo en febrero de 2018, luego se presentó el descenso de la variable con el valor más bajo observado en el mes de junio de 2018 (Figura 10b). Los valores máximos de K_{25} coinciden temporalmente con el valor máximo de pH (febrero de 2018; $113.5 \pm 5.8 \mu\text{S cm}^{-1}$ fuera del cráter y $55.9 \pm 0.02 \mu\text{S cm}^{-1}$ dentro del cráter).

Hubo una diferencia significativa entre la K_{25} del período lluvioso ($20.0 \pm 7.0 \mu\text{S cm}^{-1}$) y la del período de secas ($60.4 \pm 29.8 \mu\text{S cm}^{-1}$) con una correlación negativa ($r = -0.7$) entre la K_{25} y la precipitación fuera del cráter. Dentro del cráter también hubo una diferencia significativa ($p=0.01$) entre la conductividad del periodo lluvioso ($16.7 \pm 4.5 \mu\text{S cm}^{-1}$) y de secas ($36.3 \pm 14.5 \mu\text{S cm}^{-1}$) (Figura 10b; Tabla 4).

7.2.3 Dinámica anual de la alcalinidad

En el depósito atmosférico dentro del cráter la alcalinidad presentó su valor más alto en el mes de febrero de 2018 ($58.6 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$; Figura 10c) y sus valores más bajos en los meses de julio a septiembre de 2018 ($0 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$ en los tres meses). El promedio anual fue de $24.5 \pm 18.0 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$. Aunque el promedio en secas ($36.3 \pm 12.3 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) fue mayor que en lluvias ($12.8 \pm 14.5 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) no se observó diferencia significativa ($p = 0.093$) entre ellos.

Fuera del cráter la alcalinidad presentó tres picos a lo largo del año, con su valor más alto en el mes de febrero de 2018 ($71.6 \pm 4.5 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) y los valores más bajos en los meses de julio a septiembre de 2018 ($0 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$ en los tres meses). La media anual fue de $39.9 \pm 25.2 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$. se observó diferencia significativa ($p = 0.004$) entre el promedio en el periodo de lluvias ($15.6 \pm 18.8 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) y el periodo de secas ($52.1 \pm 15.6 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$).

7.2.4 Dinámica anual de los iones mayoritarios

En el depósito atmosférico colectado dentro del cráter el Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} , NO_3^- y Cl^- presentaron concentraciones significativamente más altas en el periodo de secas, mientras que el Na^+ , NH_4^+ y HCO_3^- no presentaron diferencias significativas en la concentración entre el periodo de lluvias y el de secas (Figura 11; Tabla 4).

Por su parte, en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter, el Ca^{2+} , NH_4^+ , K^+ , Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- y Cl^- presentaron concentraciones significativamente más altas en el periodo de secas, mientras que el SO_4^{2-} y NO_3^- no presentaron diferencias entre el periodo de lluvias y secas (Figura 12; Tabla 4).

7.2.4.1 Cationes

A lo largo del periodo anual el catión que presentó concentraciones más altas fue el Ca^{2+} cuyo pico de concentración se colectó en febrero de 2018 con concentraciones promedio de 1.99 ± 1.92 dentro y 3.67 ± 3.65 mg L^{-1} fuera del cráter. La dinámica anual fluctuó entre 0.31 y 7.19 mg L^{-1} dentro del cráter y 0.18 y 13.18 mg L^{-1} fuera del cráter (Figura 11a).

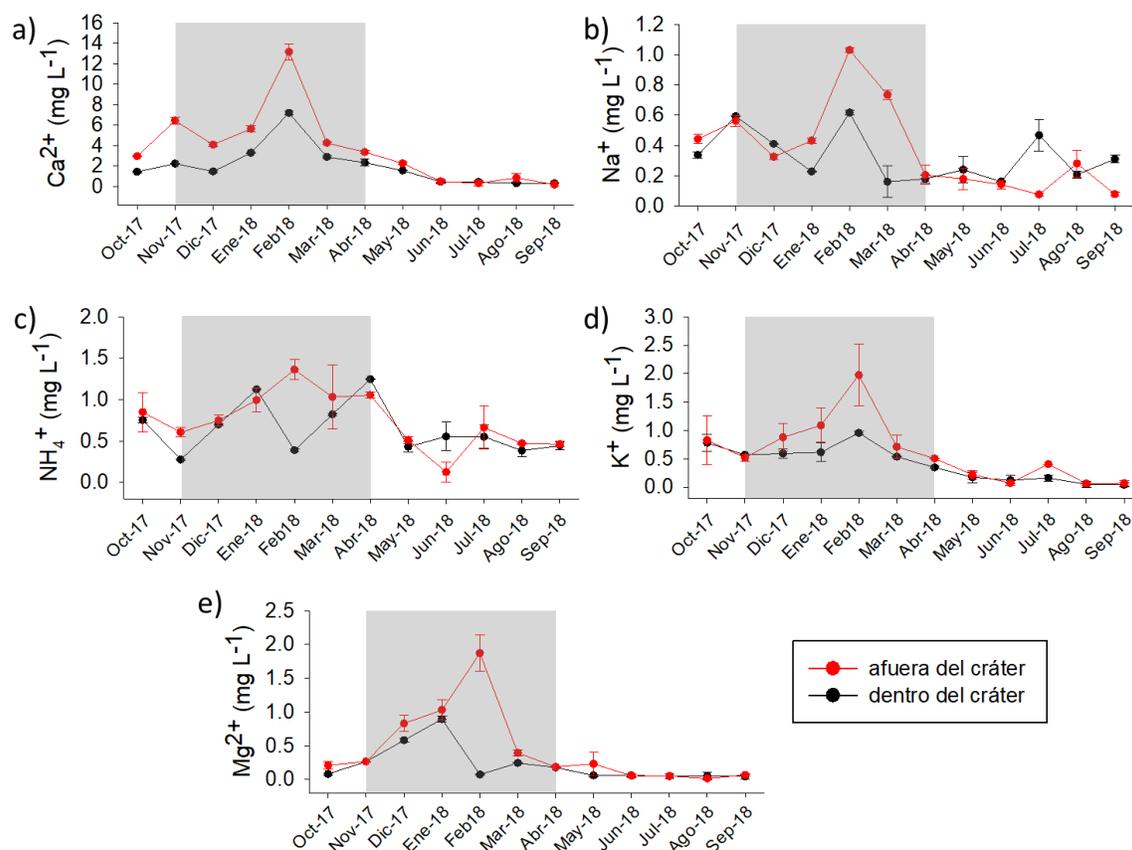


Figura 11. Dinámica de a) Ca^{2+} , b) Na^+ , c) NH_4^+ , d) K^+ y e) Mg^{2+} en el depósito atmosférico dentro (en negro) y fuera (en rojo) del cráter Nevado de Toluca en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Las concentraciones de Na^+ en el depósito colectado dentro del cráter estuvieron entre 0.16 mg L^{-1} y 0.62 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de marzo a junio 2018, mientras que las más altas fueron noviembre 2017 y febrero 2018. Fuera del cráter la concentración estuvo entre 0.08 mg L^{-1} y 1.08 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de abril a septiembre 2018, mientras que las más altas fueron en febrero y marzo 2018 (Figura 11b).

En el caso del NH_4^+ las concentraciones en el depósito colectado dentro del cráter a lo largo del periodo anual estuvieron entre 0.28 mg L^{-1} y 1.25 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron octubre-noviembre 2017 y mayo a septiembre 2018 (en un año calendario se sugiere que las concentraciones más bajas irían de mayo a noviembre), mientras que las más altas fueron en enero y abril 2018. En tanto, las concentraciones en el depósito colectado fuera del cráter estuvieron entre 0.13 mg L^{-1} y 1.36 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de junio a septiembre de 2018, mientras que las más altas fueron de enero a abril 2018 (Figura 11c).

Con respecto al K^+ las concentraciones anuales en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter fluctuaron entre 0.04 mg L^{-1} y 0.96 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de mayo a septiembre 2018, mientras que las más altas fueron de octubre 2017 a febrero 2018. Por su parte, las concentraciones anuales de K^+ en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter fluctuaron entre 0.07 mg L^{-1} y 1.97 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de junio a septiembre 2018, mientras que las más altas fueron de diciembre 2017 a marzo 2018 (Figura 11d).

En tanto, las concentraciones de Mg^+ en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter fueron entre 0.04 mg L^{-1} y 0.9 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de febrero a septiembre 2018 y octubre 2017 (en un año calendario se sugiere que serían de febrero a octubre), mientras que las más altas fueron en diciembre 2017 y enero 2018. Mientras tanto, en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter las concentraciones estuvieron entre 0.02 mg L^{-1} y 1.87 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron junio a septiembre 2018, mientras que las más altas fueron de diciembre 2017 a febrero 2018 (Figura 11e).

7.2.4.2 Aniones

El anión dominante fue el SO_4^{2-} con concentraciones promedio de 4.1 ± 1.6 y 8.4 ± 5.4 mg L^{-1} dentro y fuera del cráter; respectivamente. Las concentraciones en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter estuvieron entre 2.08 mg L^{-1} y 6.01 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron mayo y junio 2018, mientras que las más altas fueron de noviembre 2017 a abril 2018. Por otro lado, las concentraciones en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter fluctuaron entre 1.11 mg L^{-1} y 19.41 mg L^{-1} , donde los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron en mayo y junio 2018, mientras que las más altas fueron en marzo y abril 2018 (Figura 12a).

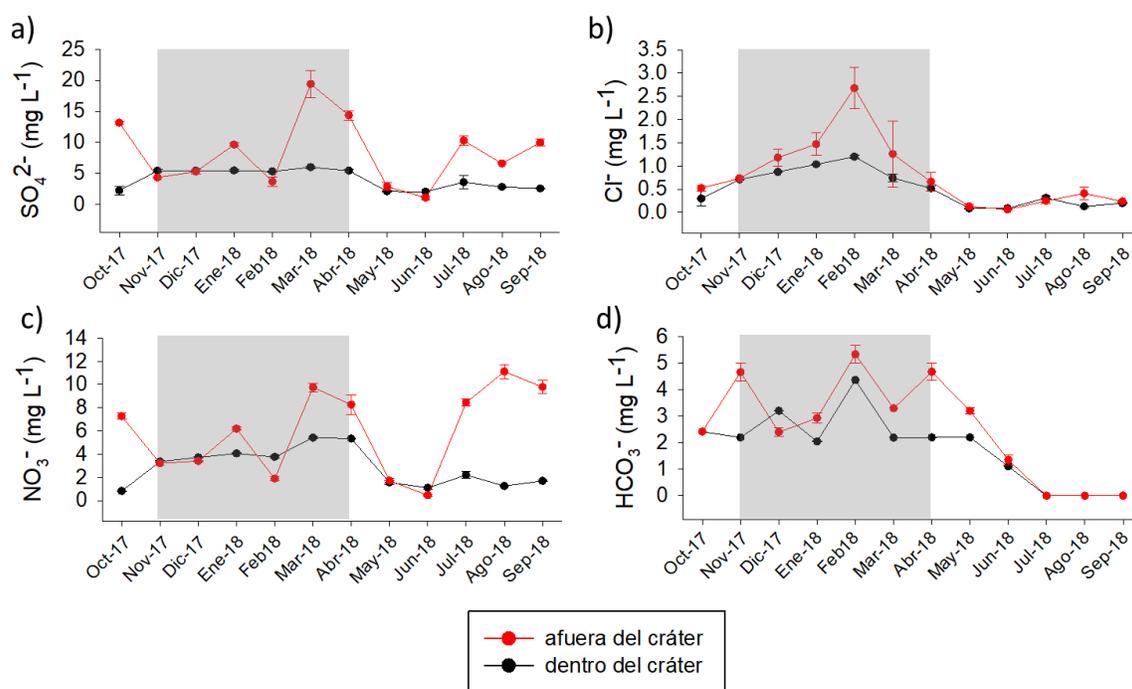


Figura 12. Dinámica de a) SO_4^{2-} , b) Cl^- , c) NO_3^- y d) HCO_3^- en el depósito atmosférico dentro (en negro) y fuera (en rojo) del cráter Nevado de Toluca en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Para el caso del Cl^- las concentraciones en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter estuvieron entre 0.09 mg L^{-1} y 1.20 mg L^{-1} ; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de mayo a septiembre 2018 y octubre 2017 (en un año calendario se sugiere que serían de mayo a octubre), mientras que las más altas fueron de

noviembre 2017 a marzo 2018. Mientras tanto, las concentraciones en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter estuvieron entre 0.06 mg L⁻¹ y 2.68 mg L⁻¹; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de mayo a septiembre 2018, mientras que las más altas fueron de diciembre 2017 a marzo 2018 (Figura 12b).

Con respecto al NO₃⁻, en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter las concentraciones estuvieron entre 0.82 mg L⁻¹ y 5.42 mg L⁻¹; los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron entre mayo a septiembre 2018 y octubre 2017, mientras que las más altas fueron en marzo y abril 2018. En el depósito atmosférico colectado fuera del cráter las concentraciones estuvieron entre 0.45 mg L⁻¹ y 9.78 mg L⁻¹; la dinámica fue irregular, presentando dos valles en febrero y mayo-junio 2018 y al menos dos picos en marzo-abril 2018 y julio a septiembre de 2018 (Figura 12c).

Por su parte, el HCO₃⁻ a lo largo del periodo anual presentó una dinámica cambiante, partiendo de valores por debajo del límite de detección de julio a septiembre (tanto dentro como fuera del cráter). Dentro del cráter, en los meses en que se encontró a niveles detectables la concentración estuvo entre 1.11 mg L⁻¹ en el mes de junio 2018 y 4.36 mg L⁻¹ en el mes de febrero 2018. En el depósito atmosférico colectado fuera del cráter en los meses donde estuvo a niveles detectables sus concentraciones fluctuaron entre 1.35 mg L⁻¹ en el mes de junio 2018 y 5.32 mg L⁻¹ en el mes de febrero 2018 (Figura 12d).

7.2.5 Dominancia iónica

La concentración de los iones registrada en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter fue menor que la colectada fuera del cráter, sin embargo, la dominancia iónica anual en ambos casos fue Ca²⁺>NH₄⁺>K⁺>Na⁺>Mg²⁺ para los cationes y SO₄²⁻>NO₃⁻>HCO₃⁻>Cl⁻ para los aniones.

En el depósito atmosférico fuera del cráter, en temporada de lluvias se encontraron los siguientes porcentajes Ca²⁺ 44%, NH₄⁺ 26%, K⁺ 14%, Na⁺ 10% y Mg²⁺ 5%. En temporada de secas, el porcentaje de Ca²⁺ aumentó a 63%, mientras que el resto de cationes se redujeron pasando a ser NH₄⁺ 20%, K⁺ 10%, Na⁺ al 4% y Mg²⁺ al 3%. La dominancia, no obstante, fue la misma en los dos periodos (Ca²⁺>NH₄⁺>K⁺>Na⁺>Mg²⁺; Figura 13a). En cuanto a los aniones, la dominancia en lluvias y secas tampoco cambió, pero los porcentajes sí se modificaron. En temporada de lluvias, el SO₄²⁻ representó un 45%, el NO₃⁻

un 39%, el HCO_3^- 14% y el Cl^- un 2%. En temporada de secas estos porcentajes se incrementaron para el caso del SO_4^{2-} (a un 51%) y HCO_3^- (17%), mientras que el porcentaje de NO_3^- se redujo al 30%. El Cl^- se mantuvo en 2% en ambas temporadas (Figura 13b).

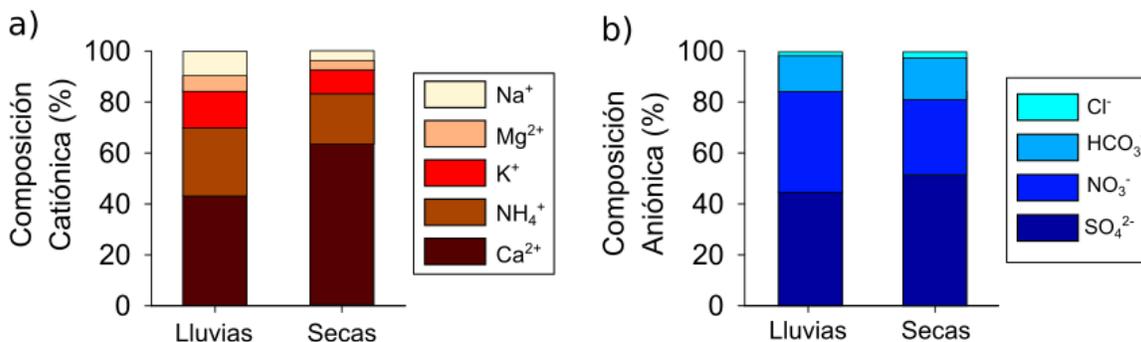


Figura 13. Dominancia iónica porcentual de a) cationes y b) aniones en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter Nevado de Toluca en la temporada de lluvias y secas.

En el caso del depósito atmosférico colectado dentro del cráter, también se presentaron cambios en los porcentajes de dominancia de los cationes con respecto a la estacionalidad: el Ca^{2+} y el Mg^{2+} aumentaron en temporada de secas de un 41% a 61 % y de 3% a 7%; respectivamente. Por otro lado, el NH_4^+ , Na^+ y K^+ disminuyeron, pasando de ser NH_4^+ 28%, Na^+ 16%, K^+ 12% a NH_4^+ 14%, K^+ 11%, Na^+ 7%. La dominancia se vio modificada producto de ese cambio en los porcentajes a los que se encontraron esos iones, pasando de ser $\text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ en temporada de lluvias a $\text{Ca}^{2+} > \text{NH}_4^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$ en temporada de secas (Figura 14a).

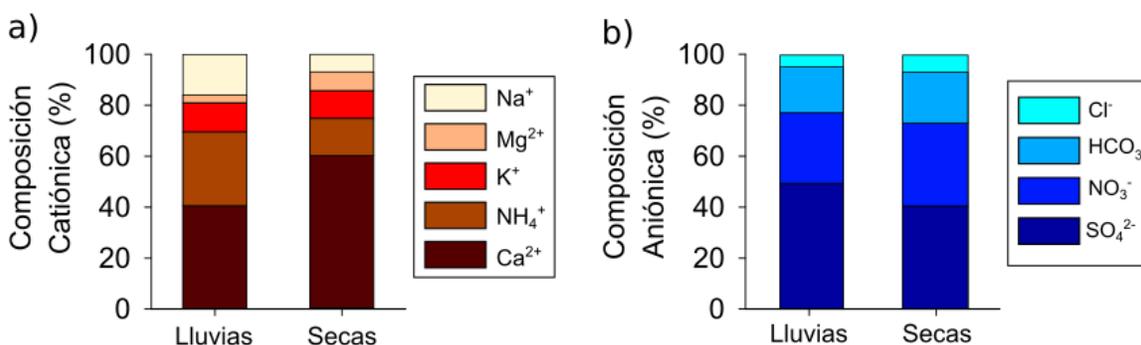


Figura 14.- Dominancia iónica porcentual de a) cationes y b) aniones en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter Nevado de Toluca en la temporada de lluvias y secas.

Con respecto a los aniones en el depósito atmosférico colectado dentro del cráter, el SO_4^{2-} disminuyó su porcentaje de un 50% en temporada de lluvias a un 41% en temporada de secas, el resto de los aniones aumentaron su porcentaje en temporada de secas, pasando de ser: NO_3^- 28%, HCO_3^- 18, Cl^- 4% a ser: NO_3^- 32%, HCO_3^- 20% Cl^- 6%, la dominancia, no obstante, no se vio perturbada con relación a la estacionalidad, la cual fue en ambos periodos: $\text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^- > \text{HCO}_3^- > \text{Cl}^-$ (Figura 14b).

Al analizar la composición del depósito atmosférico, considerando tanto los aniones como los cationes con relación a la estacionalidad, se hizo evidente que en la época de lluvias el ion mayoritario fue el SO_4^{2-} , pero para el periodo de secas pasó a ser el Ca^{2+} el que dominó tanto dentro como fuera del cráter (Figura 15). Así, se puede decir que el depósito atmosférico en temporada de lluvias tendió a ser más ácido y en temporada de secas, este fue más básico.

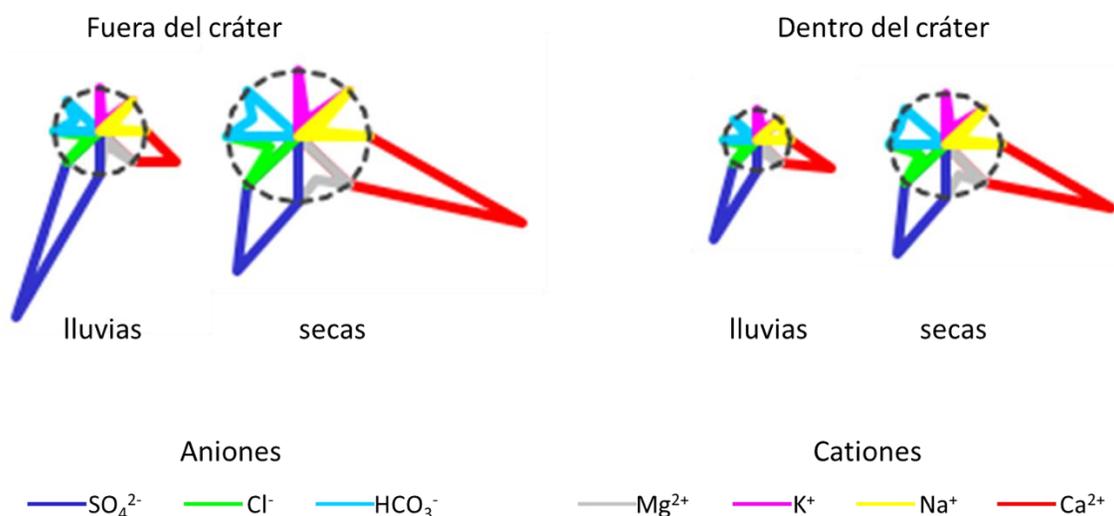


Figura 15. Diagramas de Maucha del depósito atmosférico mixto fuera (izquierda) y dentro (derecha) del cráter Nevado de Toluca en la temporada de lluvias y secas del periodo anual octubre de 2017 a septiembre de 2018.

7.2.6 Clasificación del tipo de agua

De acuerdo con el diagrama de Piper, tanto dentro como fuera del cráter del volcán Nevado de Toluca, se observaron dos tipos de agua en los registros mensuales: sulfatada cálcica (Ca-SO_4) y mixta cálcica magnésica clorurada (mixta Ca-Mg-Cl).

Dentro del cráter los meses que se clasificaron como Ca-SO₄ fueron de enero a abril de 2018, agosto y septiembre de 2018, noviembre y diciembre de 2017. Los meses correspondientes a la clasificación de mixta Ca-Mg-Cl fueron octubre de 2017 y de mayo a julio de 2018. Se presentó diferencia en la clasificación entre temporada de lluvias y la de secas, en lluvias está correspondió a la Ca-Mg-Cl y en temporada de secas a la clasificación Ca-SO₄. El promedio anual se clasificó como Ca-SO₄ (Figura 16).

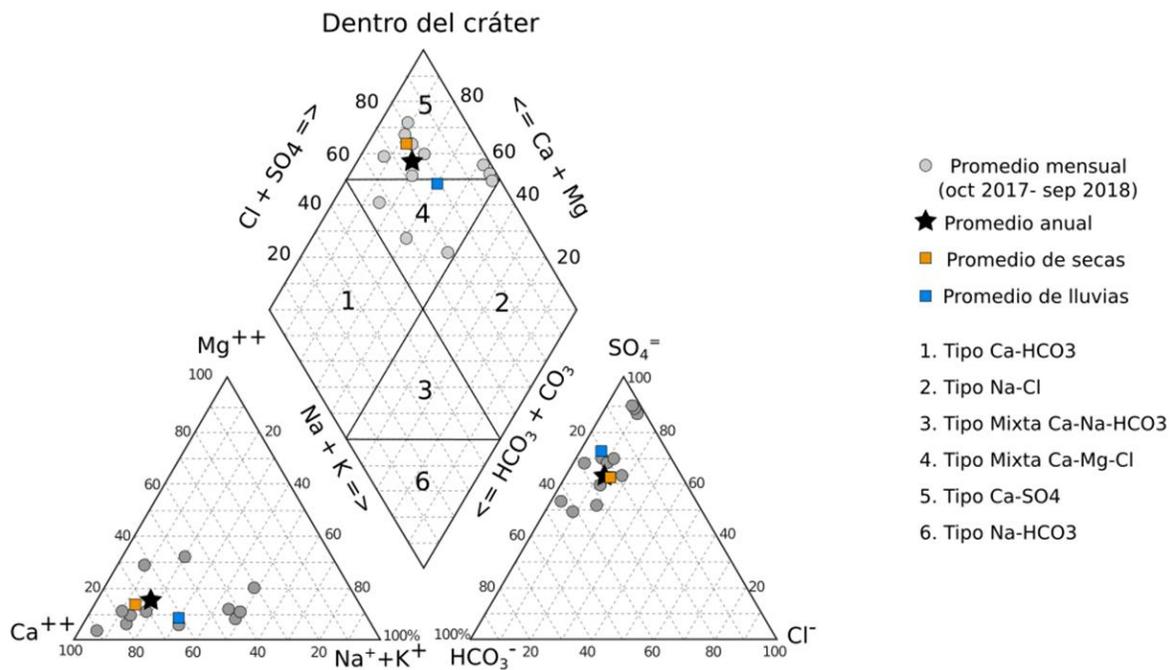


Figura 16. Clasificación química del depósito atmosférico dentro del cráter Nevado de Toluca de acuerdo con el Diagrama de Piper.

Fuera del cráter se presentaron las clasificaciones mixta Ca-Mg-Cl para los meses de marzo y junio de 2018 y Ca-SO₄ para el resto de los meses de muestreo. La clasificación tanto para la época de lluvias, como la de secas y el promedio anual fue Ca-SO₄ (Figura 17).

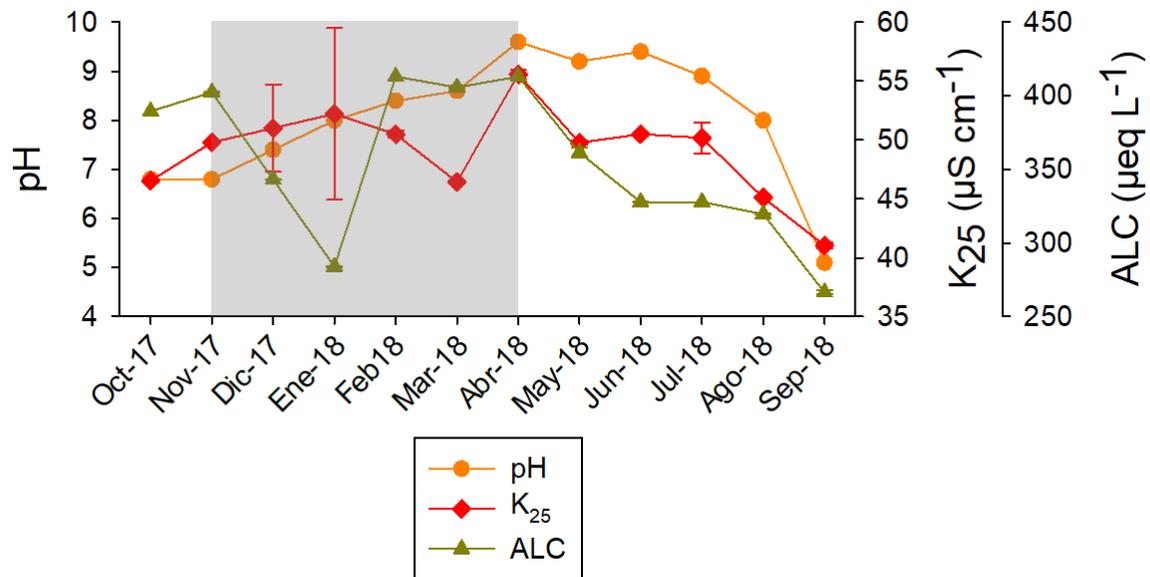


Figura18. Dinámica de pH, K_{25} y Alcalinidad (Alc = $\mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) en el lago El Sol en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Tabla 5. Valores promedio de los iones (mg L^{-1}), K_{25} , pH y Alc ($\mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) de El Sol en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. p = significancia entre los valores del periodo de secas y el periodo de lluvias.

| El Sol | | | | |
|-------------------------------|--|---|---|--------|
| | Promedio anual | Promedio lluvias | Promedio Secas | p |
| Na ⁺ | 1.70 ± 0.33 | 1.71 ± 0.26 | 1.61 ± 0.41 | 0.893 |
| K ⁺ | 0.31 ± 0.03 | 0.29 ± 0.02 | 0.34 ± 0.03 | 0.002 |
| Mg ²⁺ | 2.72 ± 0.17 | 2.59 ± 0.09 | 2.85 ± 0.12 | 0.002 |
| Ca ²⁺ | 5.08 ± 0.78 | 4.62 ± 0.77 | 5.54 ± 0.47 | 0.032 |
| SO ₄ ²⁻ | 3.21 ± 0.35 | 3.30 ± 0.47 | 3.13 ± 0.16 | 0.937 |
| HCO ₃ ⁻ | 26.38 ± 3.79 | 24.72 ± 3.10 | 28.05 ± 3.92 | 0.133 |
| Cl ⁻ | 0.69 ± 0.42 | 0.59 ± 0.40 | 0.80 ± 0.49 | 0.415 |
| K_{25} | 48.8 ± 4.7 | 47.1 ± 3.5 | 51.1 ± 5.0 | <0.001 |
| H ⁺ | 7.6X10 ⁻⁷ ± 3.22X10 ⁻⁶ | 1.47x10 ⁻⁶ ± 4.44x10 ⁻⁶ | 3.36X10 ⁻⁸ ± 5.59X10 ⁻⁸ | 0.825 |
| pH | 6.1 | 5.8 | 7.5 | |
| Alc | 354.5 ± 50.9 | 332.1 ± 41.6 | 376.9 ± 52.7 | 0.133 |

La K_{25} mostró un comportamiento similar al pH a lo largo del periodo de muestreo, con su mayor valor registrado en el mes de abril de 2018 ($56.0 \mu\text{S cm}^{-1}$) y el más bajo en el mes de septiembre de 2018 (Figura 18).

La tendencia de la K_{25} está definida por el periodo de lluvias y secas, puesto que se encontró diferencia significativa de sus valores entre los meses de la estación lluviosa y la seca (Tabla 5).

La alcalinidad presentó su registro más bajo en el mes de septiembre de 2018 con un valor de $266.5 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$ y los más altos en los meses de febrero, marzo y abril de 2018 con valores de 413.0, 405.7 y $413.1 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$ respectivamente. El promedio anual fue de $354.5 \pm 50.9 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$. No se observó diferencia significativa ($p= 0.133$) entre el periodo de lluvias ($332.1 \pm 41.6 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) y el periodo de secas ($376.9 \pm 52.7 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$).

7.3.2 Dinámica anual de los iones mayoritarios

Las concentraciones de K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} en El Sol fueron significativamente más altas en el periodo de secas, el resto de los iones no mostraron diferencias significativas ($p>0.05$) en su concentración asociada a la estacionalidad (Figura 19 y 20; Tabla 5).

7.3.2.1 Cationes

A lo largo del periodo anual las concentraciones de Na^+ estuvieron entre 1.25 mg L^{-1} y 2.36 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron en enero y febrero de 2018, mientras que las más altas fueron en abril de 2018 (Figura 19a).

Las concentraciones de K^+ fluctuaron entre 0.26 mg L^{-1} y 0.37 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de mayo a julio de 2018, mientras que las más altas fueron en enero de 2018 (Figura 19b).

Por su parte, las concentraciones de Mg^{2+} estuvieron entre 2.52 mg L^{-1} y 2.95 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de junio a septiembre de 2018 mientras que las más altas fueron de febrero a abril de 2018 (Figura 19c).

Mientras tanto, las concentraciones de Ca^{2+} estuvieron entre 3.26 mg L^{-1} y 6.03 mg L^{-1} . Los meses en que se registró la concentración más baja fueron en septiembre de 2018, mientras que las más altas fueron en febrero y marzo de 2018 (Figura 19d).

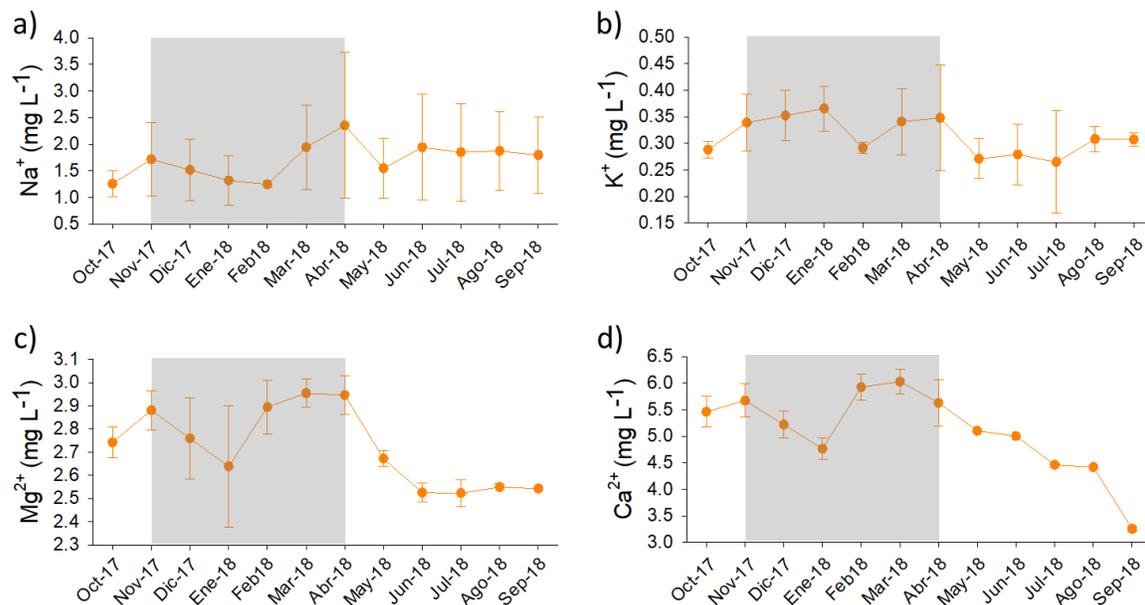


Figura 19. Dinámica de a) Na^+ , b) K^+ , c) Mg^{2+} y d) Ca^{2+} , en El Sol en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

7.3.2.2 Aniones

A lo largo del periodo anual las concentraciones de Cl^- estuvieron entre 0.04 y 1.5 mg L^{-1} . La dinámica de este ion fue muy variable a lo largo del año, con tres valles en los meses de febrero, mayo y septiembre de 2018 y tres picos en los meses de enero, abril y julio de 2018 (Figura 20a).

Para el caso del SO_4^{2-} , las concentraciones estuvieron entre 2.79 y 3.91 mg L^{-1} . La dinámica del SO_4^{2-} se mantuvo muy constante, con una ligera elevación en marzo y abril de 2018 y un pico julio y agosto de 2018 (Figura 20b).

Por su parte, las concentraciones de HCO_3^- estuvieron entre 19.83 y 30.74 mg L^{-1} . La dinámica presenta una depresión entre diciembre de 2017 y enero de 2018 y un descenso constante y paulatino desde mayo a septiembre de 2018 (Figura 20c).

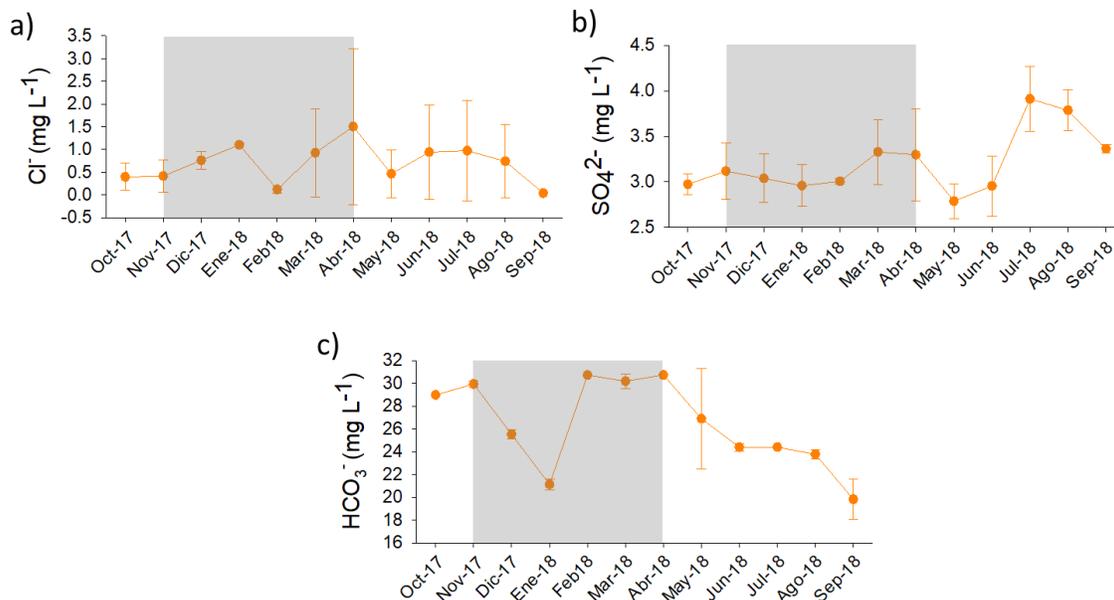


Figura 20. Dinámica de a) Cl^- , b) SO_4^{2-} y c) HCO_3^- en El Sol en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

7.3.3 Dominancia iónica

La composición catiónica del agua de El Sol solo presentó ligeras variaciones relacionadas con la estacionalidad. En ese sentido, en el periodo de secas el Ca^{2+} incrementó de 50% a 53%, mientras que el Mg^{2+} y Na^+ disminuyeron: de 28 a 27% en el caso del Mg^{2+} y de 19 a 16% en el caso del Na^+ . Así, en ambas temporadas, la dominancia catiónica fue $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$ (Figura 21a).

Así mismo, la composición aniónica se mostró mayormente sin cambios marcados relacionadas con la estacionalidad, pasando de ser HCO_3^- 86%, SO_4^{2-} 12%, Cl^- 2% en la estación lluviosa a HCO_3^- 88%, SO_4^{2-} 10%, Cl^- 3% en la estación seca. De modo que la dominancia en ambos periodos fue $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$ 3% (Figura 21b).

Al analizar la composición iónica no se observaron cambios en la dominancia relacionados con la estacionalidad. Tanto en la temporada de lluvias como en la temporada de secas los iones que presentan una alta concentración y dominancia fueron el HCO_3^- y el Ca^{2+} (Figura 22).

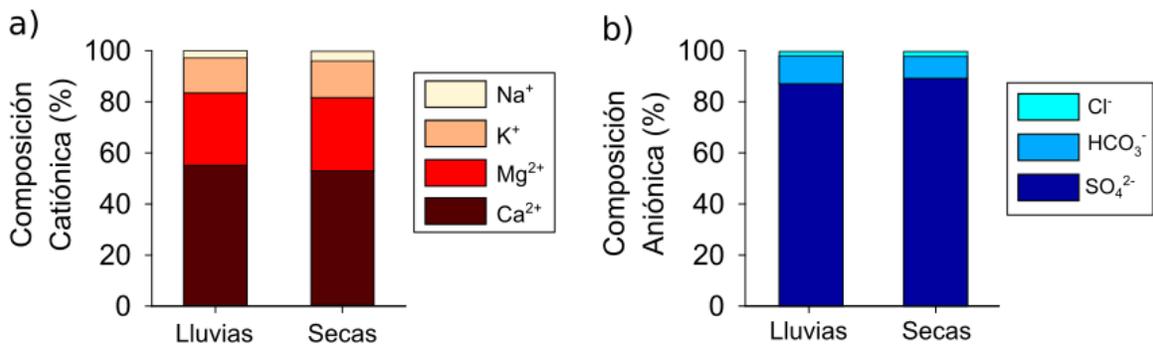


Figura 21. Dominancia iónica porcentual de a) cationes y b) aniones en El Sol en la temporada de lluvias y secas.

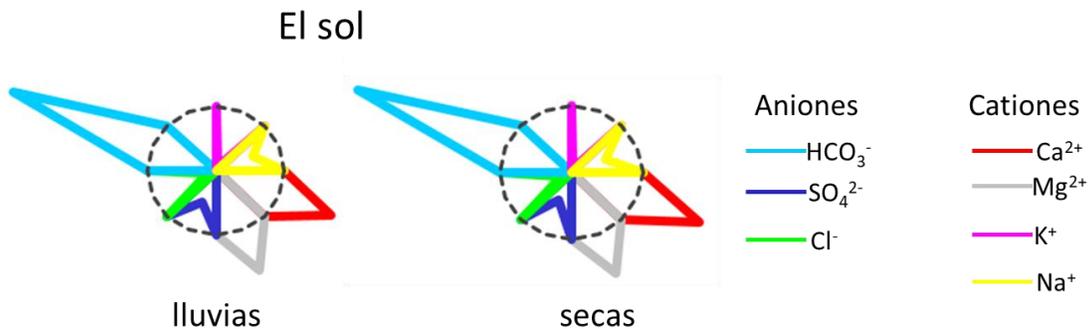


Figura 22. Diagramas de Maucha de El Sol en la temporada de lluvias y secas del periodo anual octubre de 2017 a septiembre de 2018.

7.3.4 Clasificación del tipo de agua

De acuerdo con el diagrama de Piper, el tipo de agua en El Sol durante todos los meses de muestreo fue bicarbonatada cálcica (Ca-HCO₃), es decir, los elementos alcalinotérreos (Ca²⁺ y Mg²⁺) dominan sobre los alcalinos (Na⁺ y K⁺) y los ácidos débiles (HCO₃⁻) dominan sobre los ácidos fuertes (SO₄²⁻ y Cl⁻). De igual manera la clasificación del promedio anual, el promedio en la temporada de lluvias y el promedio en la temporada de secas presentaron la clasificación de Ca-HCO₃ (Figura 23).

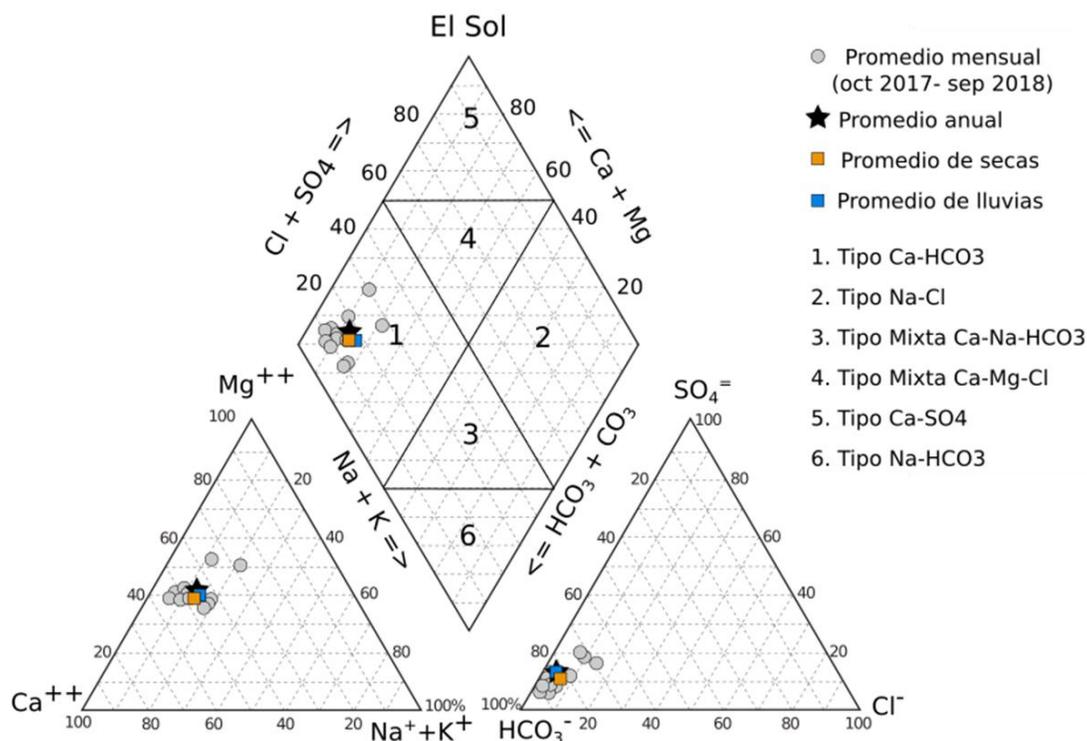


Figura 23. Clasificación química de El Sol de acuerdo con el Diagrama de Piper.

7.4 Caracterización química de La Luna

7.4.1 Dinámica anual del pH, la conductividad eléctrica (K_{25}) y Alcalinidad

El pH de La Luna fue ácido (< 7) a lo largo de todo periodo de muestreo. Se aprecia una tendencia a incrementar desde noviembre 2017 ($\text{pH} = 4.6$) hasta julio 2018 que es cuando se registró el valor más alto ($\text{pH} = 6.6$). En agosto y septiembre 2018 se presentaron descensos notorios a pH más ácido de 4.9 y 4.0 respectivamente (Figura 24). De acuerdo con el análisis de los valores de H^+ , el pH no presentó diferencia significativa entre los meses de la estación lluviosa y la seca ($p = 0.68$; Tabla 6).

La K_{25} mostró un comportamiento muy estable a lo largo del periodo de muestreo. El intervalo anual fue de 10 a $13 \mu\text{S cm}^{-1}$ (Figura 24).

La alcalinidad presentó los valores menores en los meses de agosto y septiembre de 2018 (3.5 y $3.3 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$; respectivamente) y los mayores en febrero, marzo y abril de 2018 (44.3 , 29.5 y $43.4 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$; respectivamente). El promedio anual fue de 18.3 ± 14.5

$\mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$. Se presentó una diferencia significativa ($p = 0.027$) entre el periodo de lluvias ($9.4 \pm 7.6 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) y el periodo de secas ($27.1 \pm 14.8 \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$).

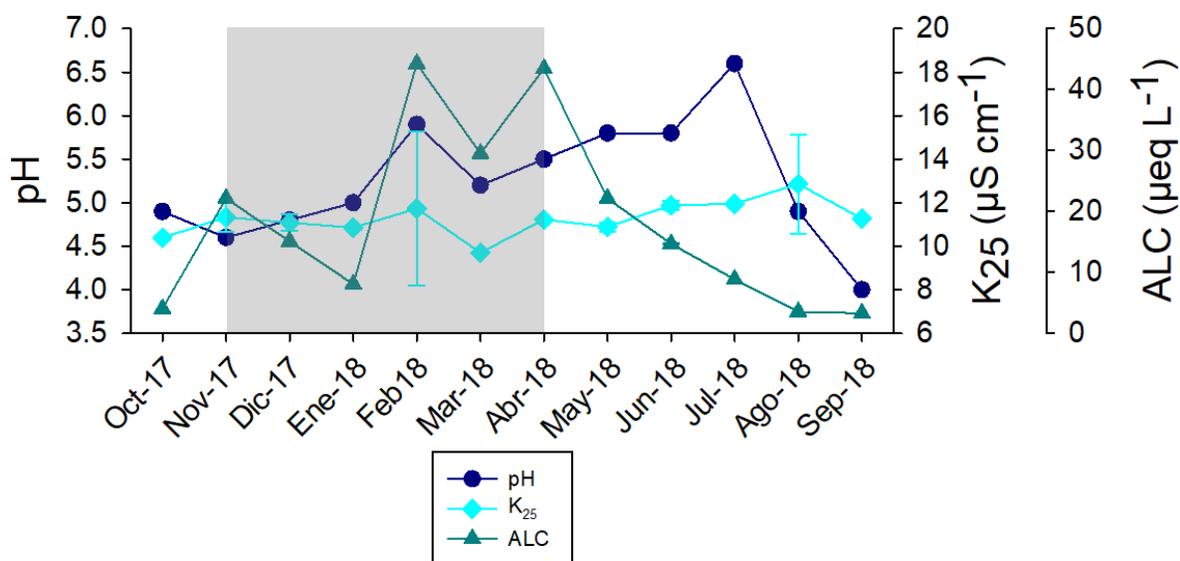


Figura 24. Dinámica de pH, K_{25} y Alcalinidad ($\text{Alc} = \mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) en el lago La Luna en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Tabla 6. Valores promedio de los iones (mg L^{-1}), K_{25} , pH y Alc ($\mu\text{eq L}^{-1} \text{CaCO}_3$) de La Luna en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. p = significancia entre los valores del periodo de secas y el periodo de lluvias.

| | La Luna | | | p |
|--------------------|---|---|--|--------|
| | Promedio anual | Promedio lluvias | Promedio Secas | |
| Na^+ | 0.23 ± 0.09 | 0.27 ± 0.07 | 0.20 ± 0.09 | 0.192 |
| K^+ | 0.32 ± 0.04 | 0.30 ± 0.03 | 0.34 ± 0.03 | 0.065 |
| Mg^{2+} | 0.15 ± 0.06 | 0.11 ± 0.04 | 0.19 ± 0.04 | 0.003 |
| Ca^{2+} | 1.11 ± 0.23 | 0.92 ± 0.14 | 1.30 ± 0.14 | <0.001 |
| SO_4^{2-} | 2.97 ± 0.36 | 3.10 ± 0.48 | 2.85 ± 0.13 | 0.818 |
| HCO_3^- | 1.36 ± 1.08 | 0.70 ± 0.56 | 2.02 ± 1.10 | 0.027 |
| Cl^- | 0.27 ± 0.04 | 0.26 ± 0.05 | 0.28 ± 0.01 | 0.818 |
| NO_3^- | 0.54 ± 0.15 | 0.52 ± 0.16 | 0.56 ± 0.15 | 0.394 |
| K_{25} | 11.2 ± 1.4 | 11.5 ± 1.2 | 11.0 ± 1.6 | <0.001 |
| H^+ | $1.66 \times 10^{-5} \pm 2.67 \times 10^{-5}$ | $1.83 \times 10^{-5} \pm 3.26 \times 10^{-5}$ | $1.08 \times 10^{-5} \pm 8.5 \times 10^{-6}$ | 0.68 |
| pH | 4.8 | 4.7 | 5.0 | |
| Alc | 18.3 ± 14.5 | 9.4 ± 7.6 | 27.1 ± 14.8 | 0.027 |

7.4.2 Dinámica anual de los iones mayoritarios en La Luna

Las concentraciones de Mg^{2+} , Ca^{2+} y HCO_3^- en la Luna fueron significativamente más altas en el periodo de secas, el resto de los iones no mostraron diferencias en su concentración influida por la estacionalidad (Figura 25 y 26; Tabla 6).

7.4.2.1 Cationes

A lo largo del periodo anual las concentraciones de Na^+ estuvieron entre 0.08 mg L^{-1} y 0.37 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de octubre de 2017 a enero de 2018, mientras que las más altas fueron de febrero a septiembre de 2018 (Figura 25a).

Por su parte, las concentraciones de K^+ estuvieron entre 0.27 mg L^{-1} y 0.38 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron octubre de 2017 y junio de 2018, mientras que las más altas fueron de enero a abril de 2018 y un segundo pico en agosto de 2018 (Figura 25b).

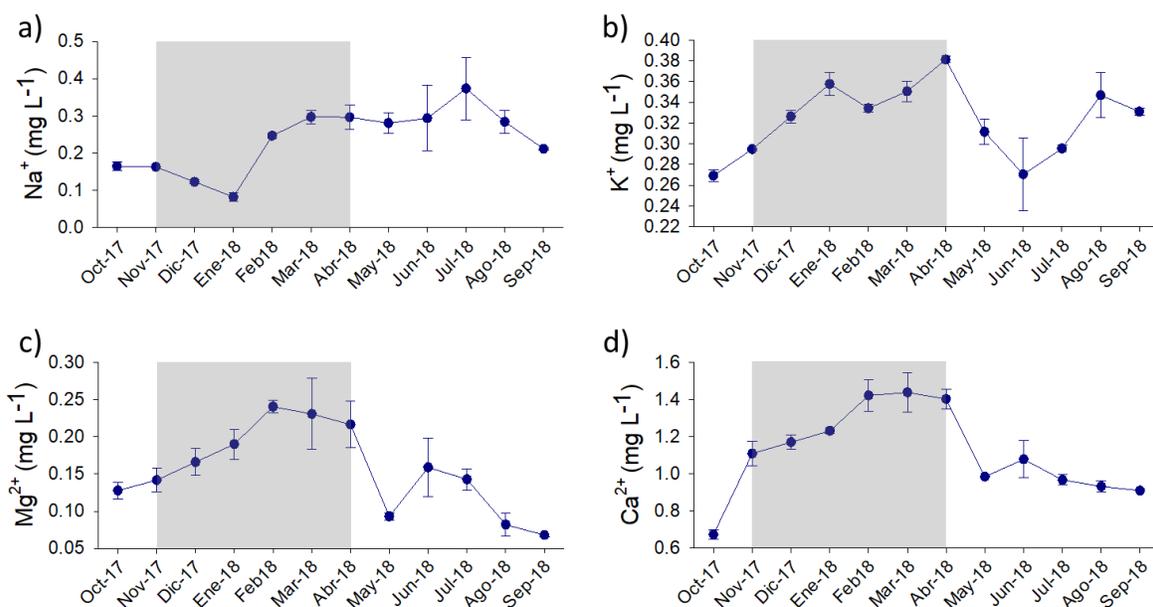


Figura 25. Dinámica de a) Na^+ , b) K^+ , c) Mg^{2+} y d) Ca^{2+} , en La Luna en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Con respecto al Mg^{2+} , las concentraciones estuvieron entre 0.07 mg L^{-1} y 0.24 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron agosto y septiembre de 2018 mientras que las más altas fueron de febrero a abril de 2018 (Figura 25c).

Las concentraciones de Ca^{2+} estuvieron entre 0.67 mg L^{-1} y 1.44 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron en octubre de 2017 mientras que las más altas fueron de febrero a abril de 2018 (Figura 25d).

7.4.2.2 Aniones

A lo largo del periodo anual las concentraciones de Cl^- estuvieron entre 0.19 mg L^{-1} y 0.33 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron mayo y junio de 2018, mientras que las más altas presentaron dos picos: en marzo y julio de 2018 (Figura 26a).

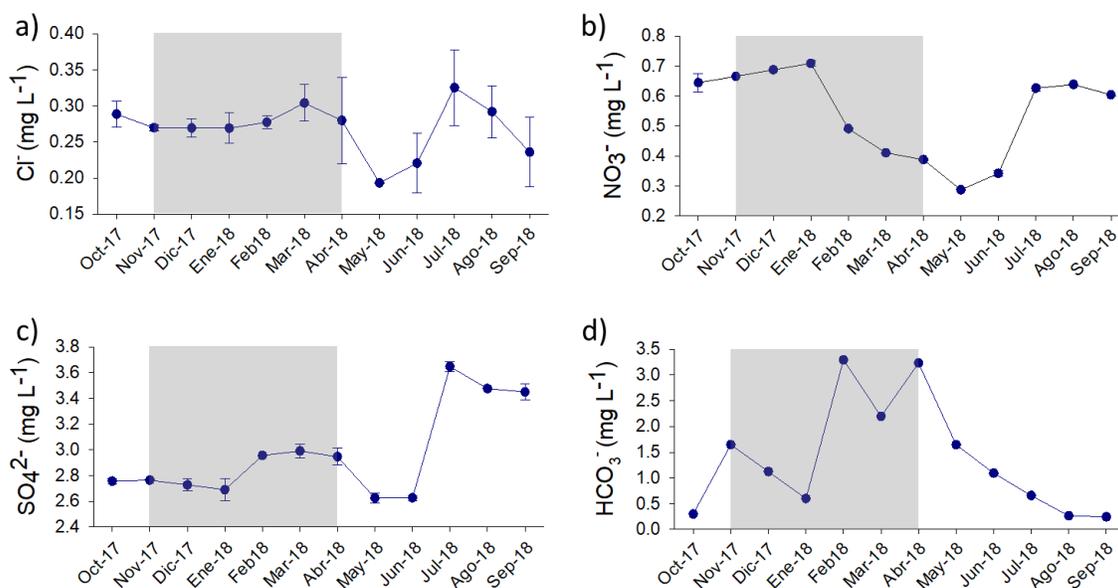


Figura 26. Dinámica de a) Cl^- , b) NO_3^- , c) SO_4^{2-} y d) HCO_3^- en La Luna en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

En tanto, las concentraciones de NO_3^- estuvieron entre 0.29 mg L^{-1} y 0.71 mg L^{-1} . Los meses en que se registraron las concentraciones más bajas fueron de febrero a junio 2018, mientras que las más altas fueron de octubre de 2017 a enero de 2018 y de julio a septiembre de 2018, sugiriendo que en un año calendario las concentraciones se mantienen elevadas de julio a enero (Figura 26b).

Por su parte, las concentraciones de SO_4^{2-} estuvieron entre 2.63 mg L^{-1} y 3.65 mg L^{-1} . Los valores se mantuvieron con poca variación de octubre de 2017 hasta junio de 2018, luego los valores incrementaron en los meses de julio a septiembre de 2018 (Figura 26c).

Asimismo, las concentraciones de HCO_3^- estuvieron entre 0.24 mg L^{-1} y 3.29 mg L^{-1} . Las concentraciones más bajas se encontraron en octubre de 2017, agosto y septiembre de 2018, mientras que las concentraciones más altas se presentaron de febrero a abril de 2018 (Figura 26c).

7.4.3 Dominancia iónica

En la composición catiónica del agua del lago La Luna, el Ca^{2+} mostró un incremento de 7% en la estación de secas, pasando de constituir el 57% en lluvias al 64% en secas. El K^+ mostró una reducción (del 2%) al pasar de constituir el 19% al 17%. El Na^+ disminuyó su concentración relativa en el lago de un 17% a un 10%, esto se suma al hecho de que el Mg^{2+} incrementó relativamente de 7% a 10% y dio como resultado un cambio en la dominancia, que pasa de ser $\text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+}$ en temporada de lluvias a ser $\text{Ca}^{2+} > \text{K}^+ > \text{Na}^+ = \text{Mg}^{2+}$ en temporada de secas. Así, en temporada de secas, el Ca^{2+} es aún más dominante sobre los otros cationes, mientras que el Na^+ deja de ser dominante sobre el Mg^{2+} (Figura 27a).

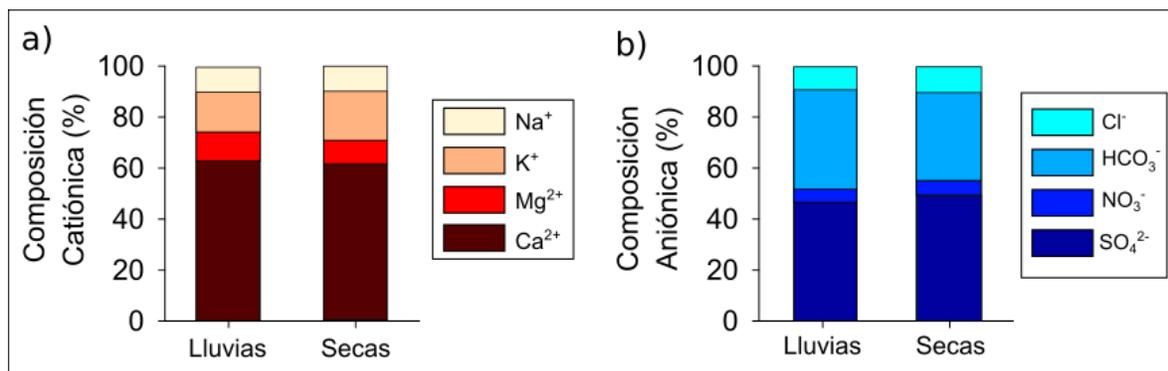


Figura 27. Dominancia iónica porcentual de a) cationes y b) aniones en La Luna en la temporada de lluvias y secas.

En cuanto a la composición aniónica, el SO_4^{2-} disminuyó su concentración relativa en el lago de un 68% a un 50% de lluvias a secas, mientras que el HCO_3^- se incrementó, de 11% a 35%. El NO_3^- y Cl^- que en temporada de lluvias fueron el 11 y 6%, respectivamente;

disminuyeron su concentración relativa en 1% en temporada de secas. A pesar de esos cambios, la dominancia aniónica no cambió, de modo que, tanto en lluvias como en secas, la dominancia aniónica fue la misma: $\text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^- > \text{Cl}^-$ (Figura 27b).

Al analizar la composición iónica con relación a la estacionalidad, se observó que en el periodo de secas el SO_4^{2-} fue menor que en el periodo de lluvias. Las concentraciones de HCO_3^- y de Ca^{2+} estuvieron más elevadas en el periodo de secas con respecto al periodo de lluvias (Figura 28).

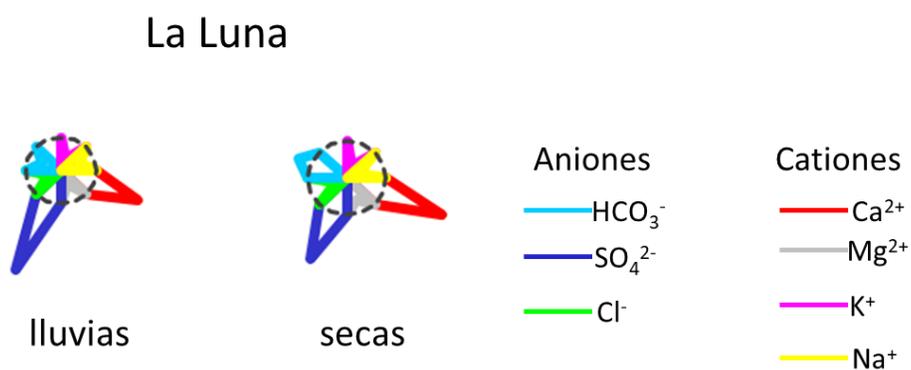


Figura 28. Diagramas de Maucha del agua del lago La Luna en la temporada de lluvias y secas del periodo anual octubre de 2017 a septiembre de 2018.

7.4.4 Clasificación del tipo de agua

De acuerdo con el diagrama de Piper, el tipo de agua del lago La Luna fue mixta Ca-Mg-Cl para los meses de febrero a mayo de 2018 y Ca-SO₄ para los meses de octubre, noviembre y diciembre de 2017 y de junio a septiembre de 2018. La clasificación para el periodo de lluvias fue Ca-SO₄ y para el periodo de secas y el promedio anual fue mixta Ca-Mg-Cl (Figura 29).

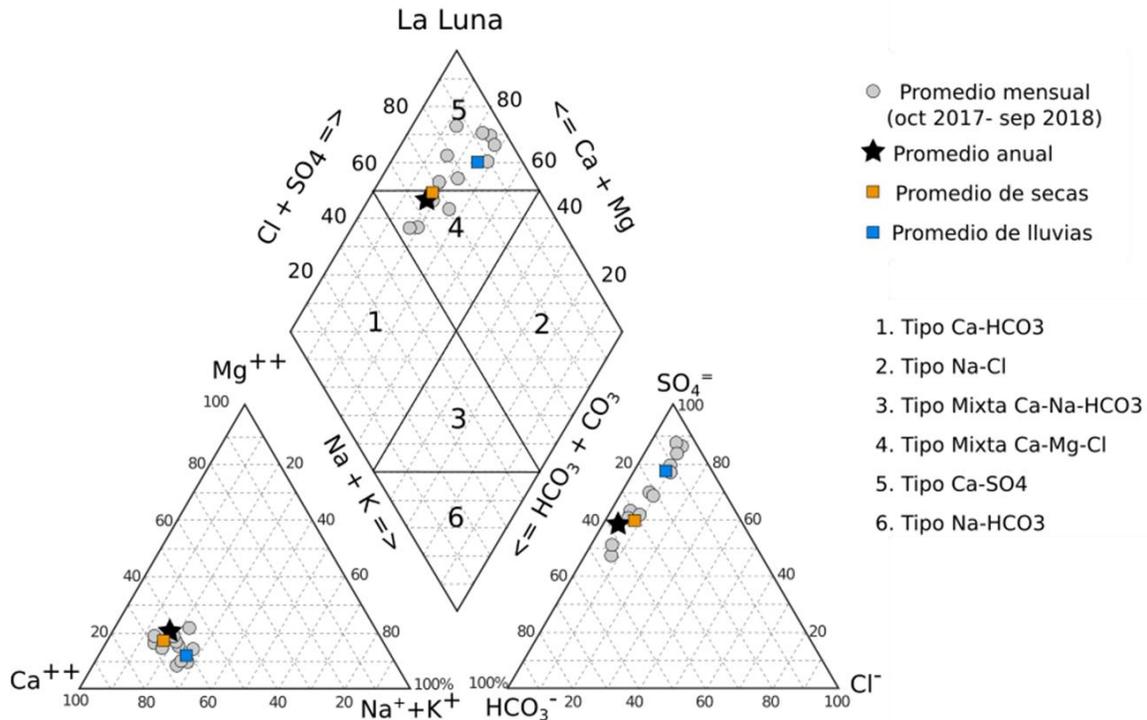


Figura 29. Clasificación química de La Luna de acuerdo con el Diagrama de Piper.

7.5 Correlación entre la química del depósito atmosférico mixto y la química de los lagos

Debido a las diferencias encontradas entre el depósito atmosférico colectado fuera y dentro del cráter, para explorar las correlaciones en las variaciones observadas a lo largo del periodo anual entre los valores registrados en los lagos (El Sol y La Luna) y los valores del depósito atmosférico se emplearon los registrados dentro del cráter.

7.5.1 Correlación entre la química del depósito atmosférico dentro del cráter y la química del lago El Sol

7.5.1.1 pH, conductividad eléctrica (K_{25}) y Alcalinidad

A lo largo del periodo anual la concentración de iones H^+ del depósito atmosférico y la registrada en El Sol presentan una correlación alta ($r = 0.70$). Lo anterior sugiere que los cambios en el pH del depósito atmosférico modifican el pH del lago. Al analizar la correlación existente en relación con la estacionalidad, se hace evidente que la correlación detectada solo ocurre en el periodo de lluvias, cuando el pH es más ácido (mayor

concentración de H^+) ($r = 0.69$), sin embargo, en el periodo de secas el pH del depósito atmosférico y el del lago no muestran correlación (Figura 30).

La alcalinidad presentó una correlación alta entre el depósito atmosférico y el lago ($r=0.65$). Al analizar esta variable con respecto a la estacionalidad, se observa que en el periodo de lluvias la correlación entre el depósito atmosférico y el lago es más alta ($r=0.84$), mientras que, en el periodo de secas, aunque la correlación es positiva es baja ($r=0.24$).

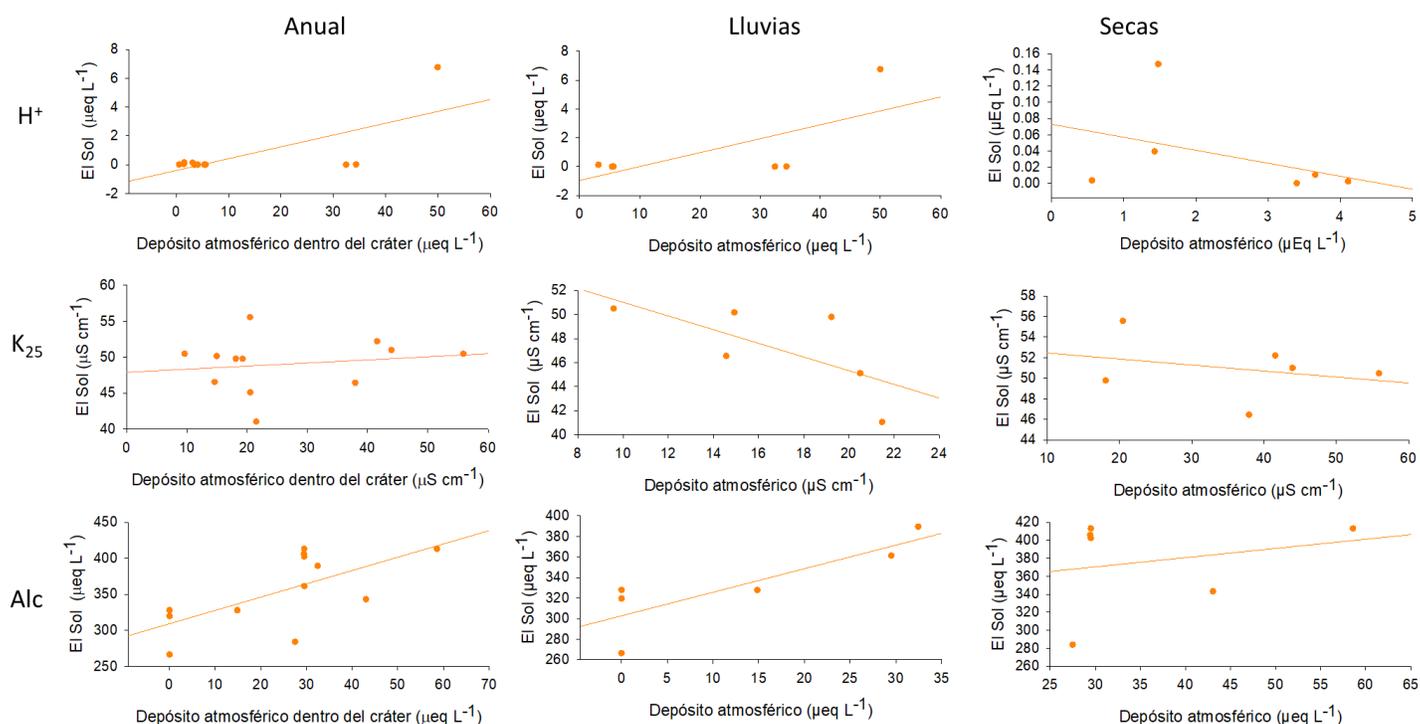


Figura 30. Regresiones lineales de H^+ , la K_{25} y la Alcalinidad entre el depósito atmosférico y El Sol.

7.5.2.2 Cationes

Los cationes que presentaron correlación entre la concentración en El Sol y el depósito atmosférico fueron el Ca^{2+} y el Mg^{2+} . El Ca^{2+} fue el catión que reflejó una correlación más alta entre el depósito atmosférico y agua del lago El Sol a lo largo del año ($r=0.61$; Figura 31). Con respecto a la estacionalidad, se aprecia que en el periodo de lluvias la correlación entre el depósito atmosférico y El Sol es aún más alta ($r=0.71$), mientras que, en el periodo de secas, si bien es positiva, su correlación fue baja ($r=0.35$). El Mg^{2+} presentó una

correlación baja ($r=0.13$). En el periodo de lluvias presentó un coeficiente de correlación alto ($r=0.83$), mientras que en el periodo de secas no presentó correlación (Figura 31).

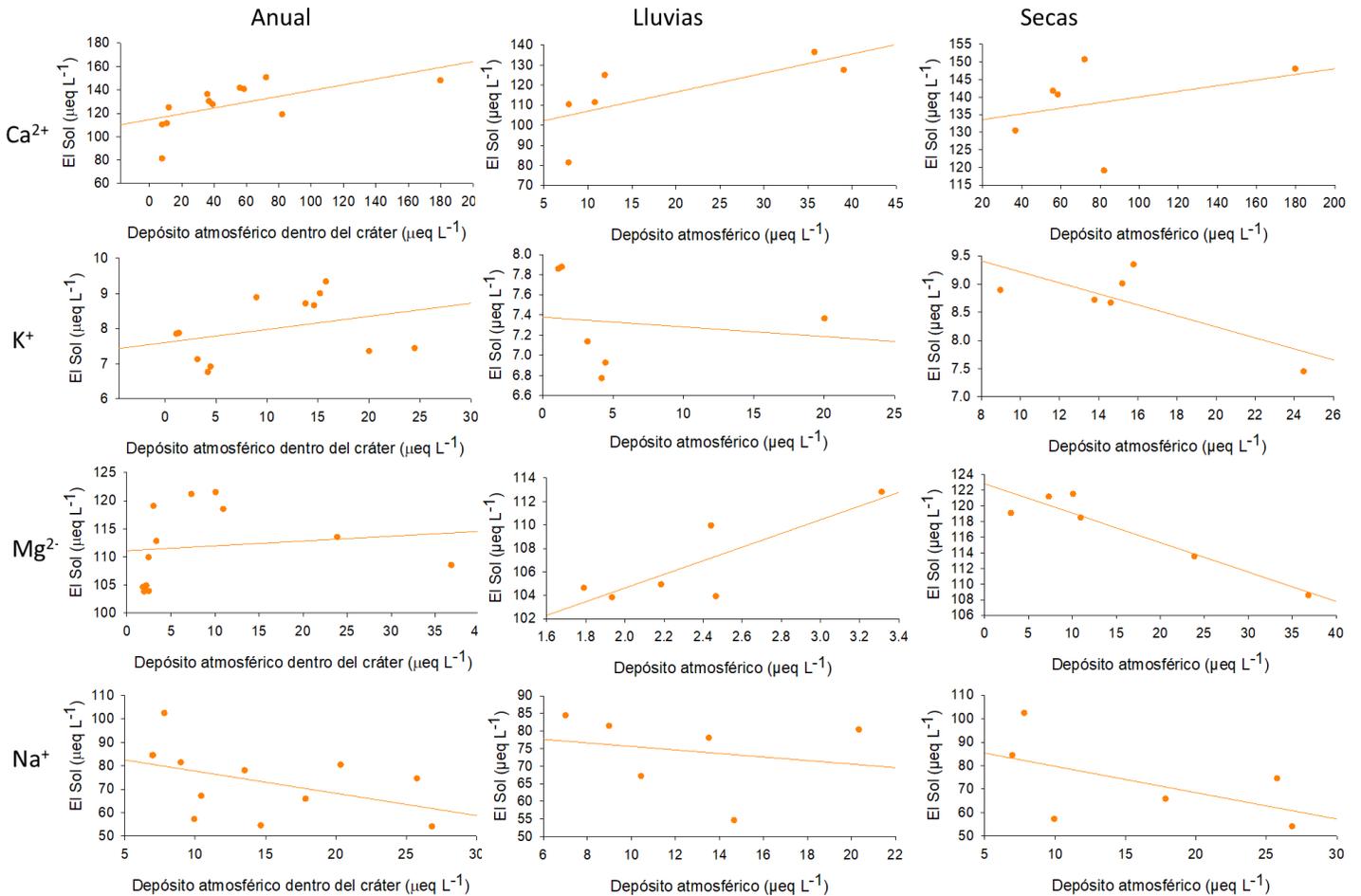


Figura 31. Regresiones lineales de los cationes (Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} y Na^+) entre el depósito atmosférico y El Sol.

7.5.2.3 Aniones

El anión que presentó una correlación más alta entre el depósito atmosférico y el agua del lago El Sol a lo largo del año fue el HCO_3^- ($r=0.65$; Figura 32). Al analizar el HCO_3^- en temporada de lluvias la concentración de HCO_3^- en el lago tiene correlacionado más alta con la del depósito atmosférico ($r=0.84$) que, en temporada de secas, donde la correlación es positiva, pero baja ($r=0.24$).

El SO_4^{2-} no presentó una correlación a lo largo del periodo anual (Figura 32). Sin embargo, al analizar al SO_4^{2-} en la temporada de lluvias y secas por separado, se observó una correlación alta entre las concentraciones del depósito atmosférico y El Sol en ambas temporadas ($r=0.52$ en lluvias y $r=0.65$ en secas).

Esto ocurrió ya que en temporada de lluvias en el depósito atmosférico se presentaron concentraciones más altas que en temporada de secas, pero en el lago se encontraron en un mismo rango en ambas temporadas, por lo que la correlación que existió entre ellos solo se hace evidente al analizar los datos estacionales.

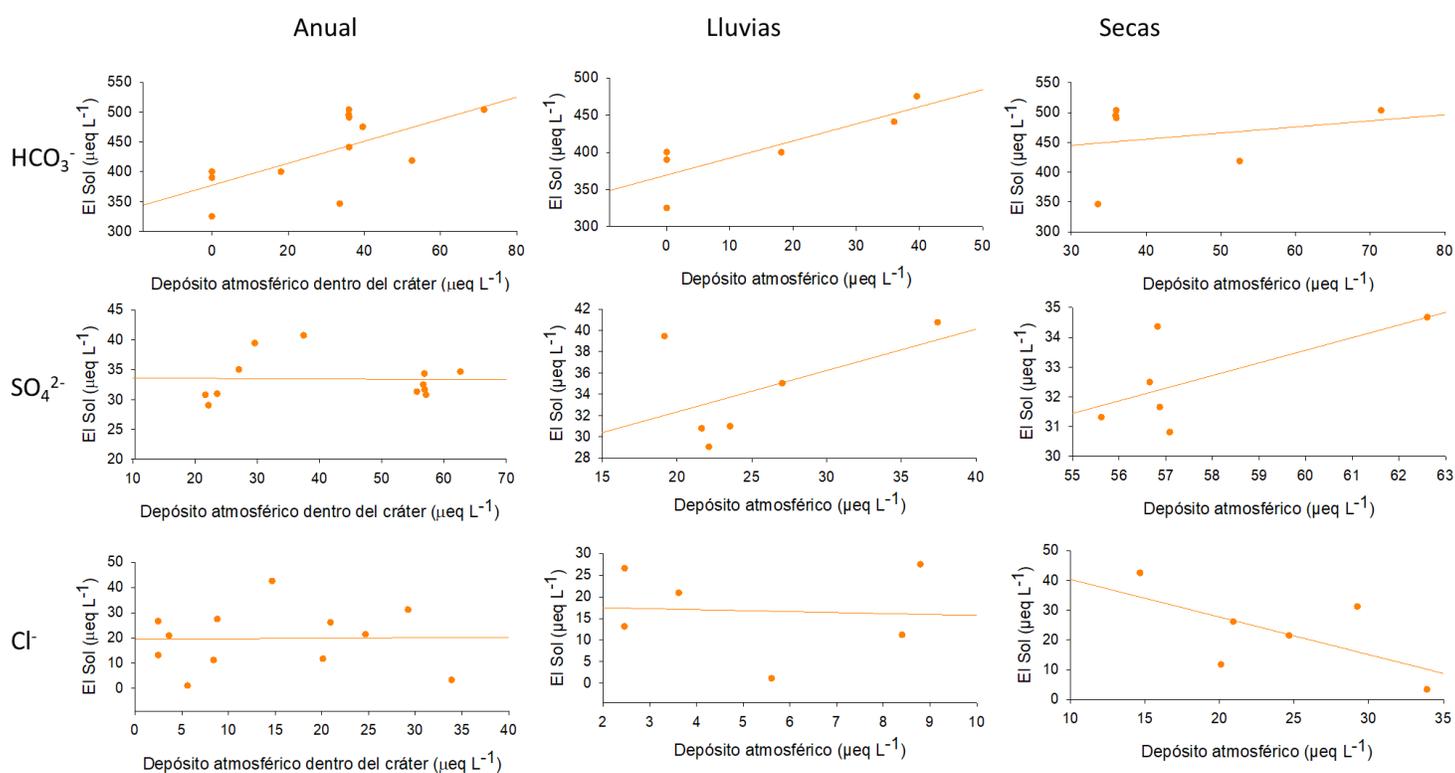


Figura 32. Regresiones lineales de los aniones (HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^-) entre el depósito atmosférico y El Sol.

7.5.2 Correlación entre la química del depósito atmosférico dentro del cráter y la química de La Luna

7.5.2.1 pH, conductividad eléctrica (K_{25}) y Alcalinidad

A lo largo del periodo anual, la concentración de H^+ presentó una correlación alta entre el depósito atmosférico y La Luna ($r=0.64$). Al segregar los datos con relación a la estacionalidad, se observó que en el periodo de lluvias la correlación fue más alta ($r=0.71$), mientras que en el periodo de secas la concentración de H^+ no estuvo relacionada con la del depósito atmosférico (Figura 33).

La K_{25} no presentó correlación entre la registrada en el depósito atmosférico y la del lago en el periodo anual, ni analizando los datos segregados en periodos de lluvias y secas.

La alcalinidad presentó una correlación alta entre el depósito atmosférico y el lago a lo largo del año ($r=0.66$), en el periodo de lluvias ($r=0.48$) y en el periodo de secas ($r=0.41$).

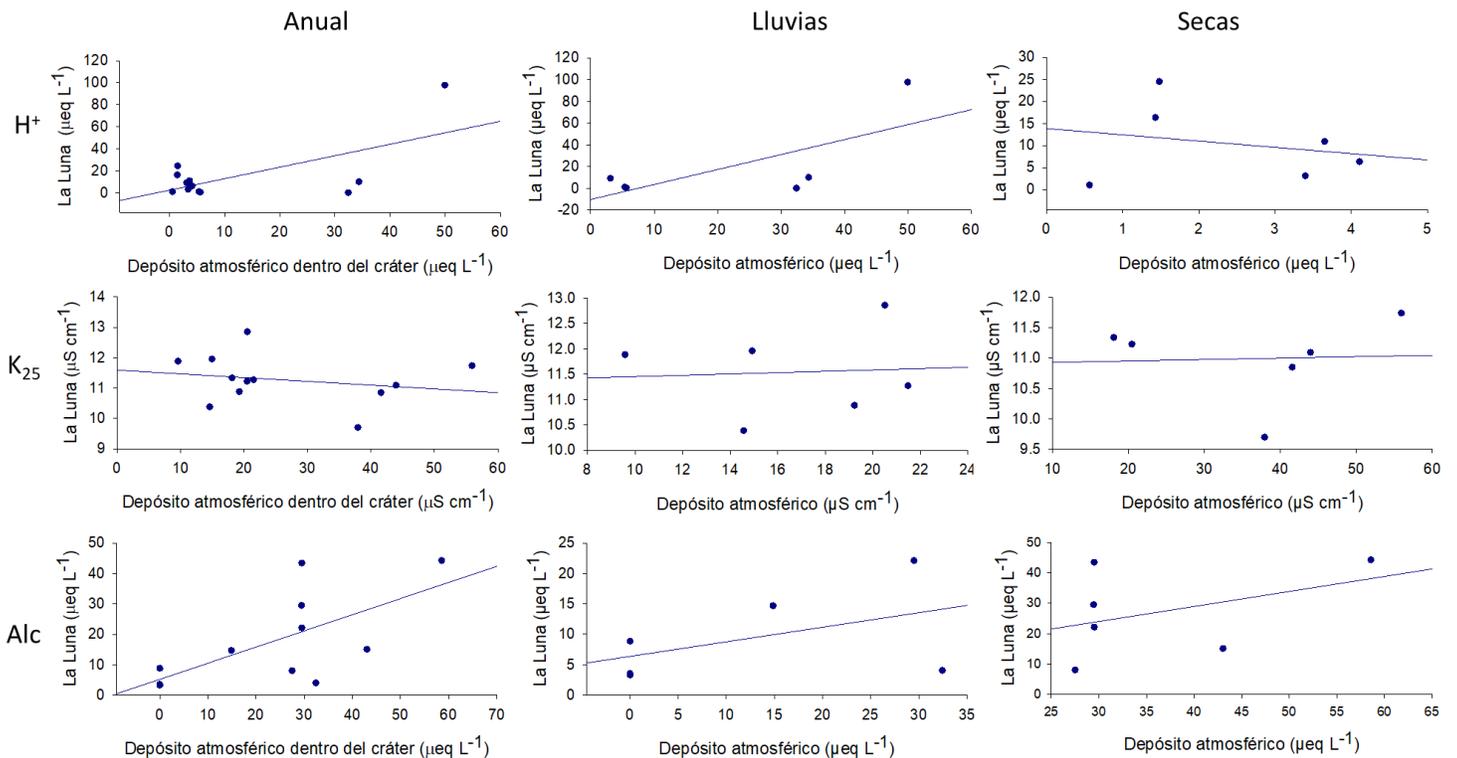


Figura 33. Regresiones lineales de H^+ , la K_{25} y la alcalinidad entre el depósito atmosférico y La Luna.

7.5.2.2 Cationes

El Ca^{2+} fue el catión que reflejó una correlación más alta entre el depósito atmosférico y La Luna a lo largo del año ($r=0.67$; Figura 34). En el periodo de lluvias, sin embargo, el Ca^{2+} del lago no estuvo correlacionado con el del depósito, mientras que, en el periodo de secas, si existió una correlación ($r=0.52$).

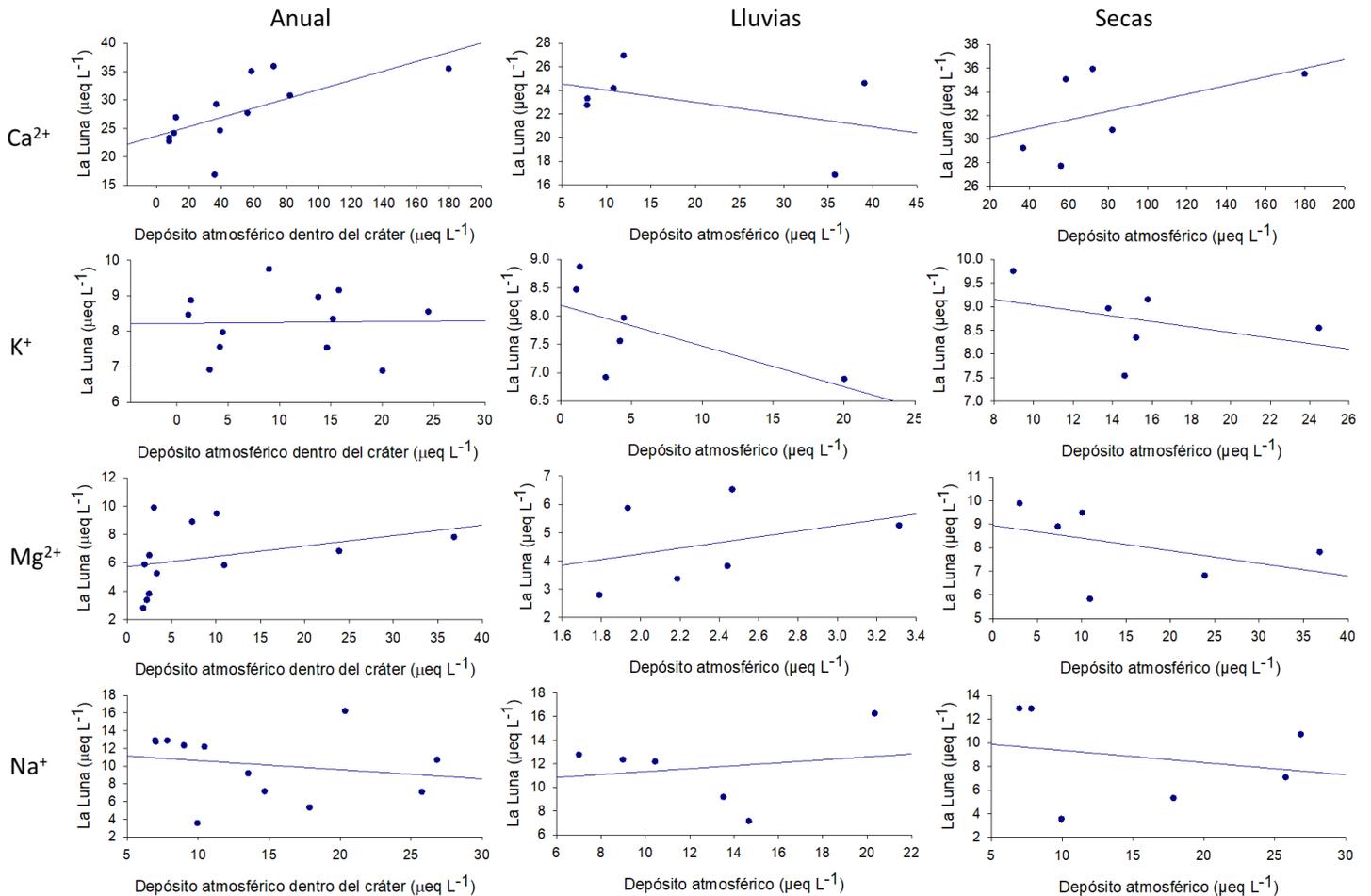


Figura 34. Regresiones lineales de los cationes (Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} y Na^+) entre el depósito atmosférico y La Luna.

El Mg^{2+} presentó una correlación baja ($r= 0.34$) a lo largo de todo el periodo anual. Con relación a la estacionalidad, el Mg^{2+} del lago solo correlacionó con el del depósito atmosférico en el periodo de lluvias ($r=0.36$).

7.5.2.3 Aniones

El anión que presentó una correlación más alta entre el depósito atmosférico y La Luna a lo largo del año fue el HCO_3^- ($r=0.66$; Figura 35). Esta variable presentó una correlación baja en la temporada de lluvias ($r=0.49$) y en la temporada de secas ($r=0.41$).

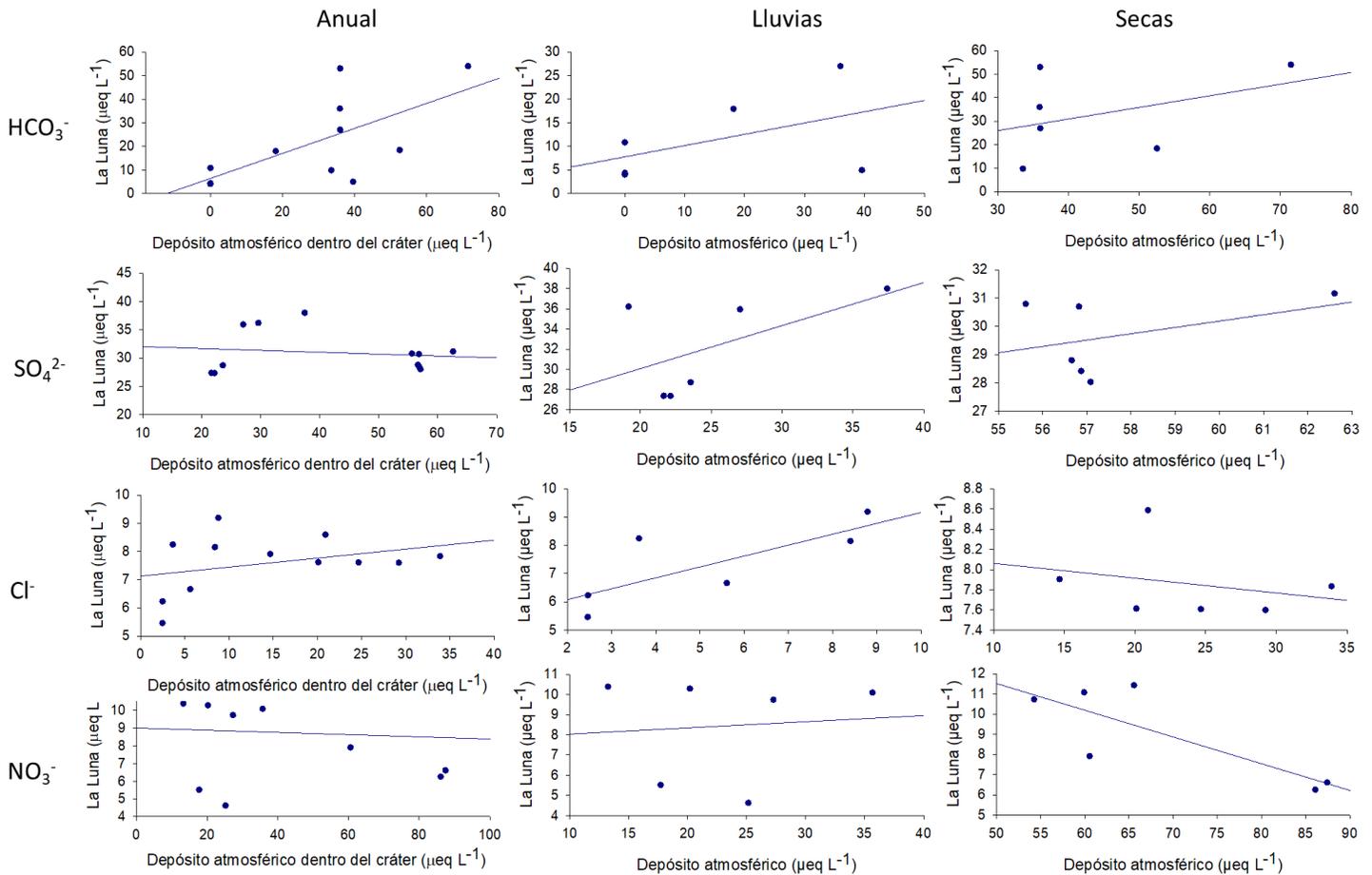


Figura 35. Regresiones lineales de los aniones (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- y NO_3^-) entre el depósito atmosférico y La Luna.

El SO_4^{2-} no presentó correlación al analizar todo el periodo anual, sin embargo, cuando se analizaron los periodos de lluvias y secas por separado, en secas presentó una correlación baja ($r = 0.41$) y en lluvias una correlación media ($r = 0.56$).

El Cl⁻ presentó una ligera correlación baja ($r= 0.34$) a lo largo de todo el periodo anual. Con relación a la estacionalidad, El Cl⁻ del lago solo correlacionó con el del depósito atmosférico en el periodo de lluvias, con una correlación alta ($r=0.77$).

7.6 Aportación de elementos mayoritarios de las microcuencas de drenaje de los lagos El Sol y La Luna

La diferencia en la concentración y proporciones iónicas entre los lagos El Sol y La Luna probablemente esté relacionada, en parte, con el tamaño de sus microcuencas de captación y el tamaño de los lagos (Figura 36).

Tomando en cuenta el área de las cuencas de captación de los lagos (2.6 Km^2 en El Sol y 1.1 Km^2 en La Luna), el 73% del total del depósito atmosférico se aporta a El Sol y solo el 27% a La Luna (Tabla 7); es probable que esta sea una de las razones por las que El Sol presenta una mayor mineralización.

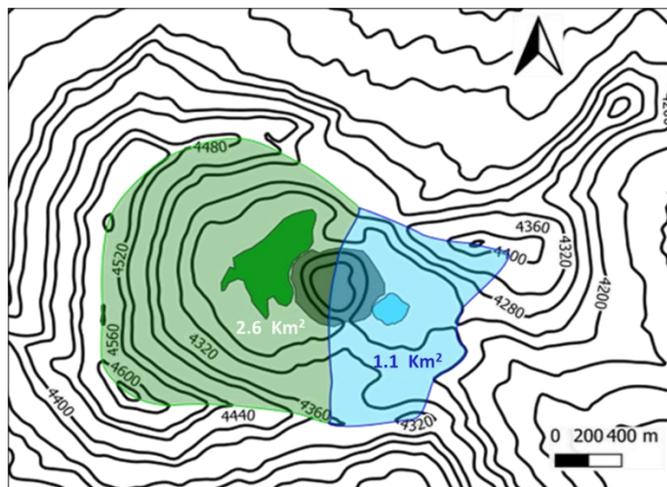


Figura 36. Microcuencas de captación de los lagos El Sol (verde) y La Luna (azul). Los lagos están marcados en color sólido y las microcuencas de captación están marcadas con sombra del mismo color del lago, respectivamente.

Adicionalmente a los aportes iónicos del depósito atmosférico se analizaron los aportes por parte de los elementos mayoritarios en la roca y el suelo que forman parte de cada cuenca.

El mayor porcentaje de los compuestos encontrados en las muestras de suelo y roca corresponde al óxido de silicio (SiO_2). El segundo compuesto más abundante es el óxido

de aluminio (Al_2O_3). Enseguida se encuentran en menor proporción el óxido de hierro (Fe_2O_3), el óxido de calcio (CaO), y el óxido de sodio (Na_2O). El óxido de magnesio (MgO) y el óxido de potasio (K_2O) se encuentran en proporciones muy pequeñas (Figura 37).

Tabla 7. Aporte total de iones (Kg/día) a los lagos El Sol y La Luna a través del depósito atmosférico.

| Catión | Na^+ | Ca^{2+} | K^+ | Mg^{2+} | NH_4^+ |
|---------|---------------|------------------|--------------------|------------------|-----------------|
| Cráter | 2.1 ± 2.2 | 9.6 ± 11.3 | 3.1 ± 3.3 | 1.0 ± 0.7 | 4.8 ± 4.0 |
| El Sol | 1.5 ± 1.5 | 6.7 ± 7.9 | 2.2 ± 2.4 | 0.7 ± 0.5 | 3.4 ± 2.8 |
| La Luna | 0.6 ± 0.6 | 2.9 ± 3.4 | 0.9 ± 1.0 | 0.3 ± 0.2 | 1.4 ± 1.2 |
| Anión | Cl^- | NO_3^- | SO_4^{2-} | HCO_3^- | |
| Cráter | 2.4 ± 1.4 | 31.4 ± 27.8 | 26.2 ± 20.0 | 13.0 ± 18.8 | |
| El Sol | 1.7 ± 1.0 | 22.1 ± 19.5 | 18.4 ± 14.0 | 9.1 ± 13.2 | |
| La Luna | 0.7 ± 0.4 | 9.3 ± 8.3 | 7.8 ± 5.9 | 3.9 ± 5.6 | |

Los análisis de los compuestos en los suelos y las rocas que rodean a los lagos El Sol y La Luna indicaron porcentajes muy similares entre ambas cuencas de captación (Tabla 8, Figura 37). Los análisis estadísticos no muestran diferencias significativas entre los sitios de muestreo en ninguno de los compuestos medidos.

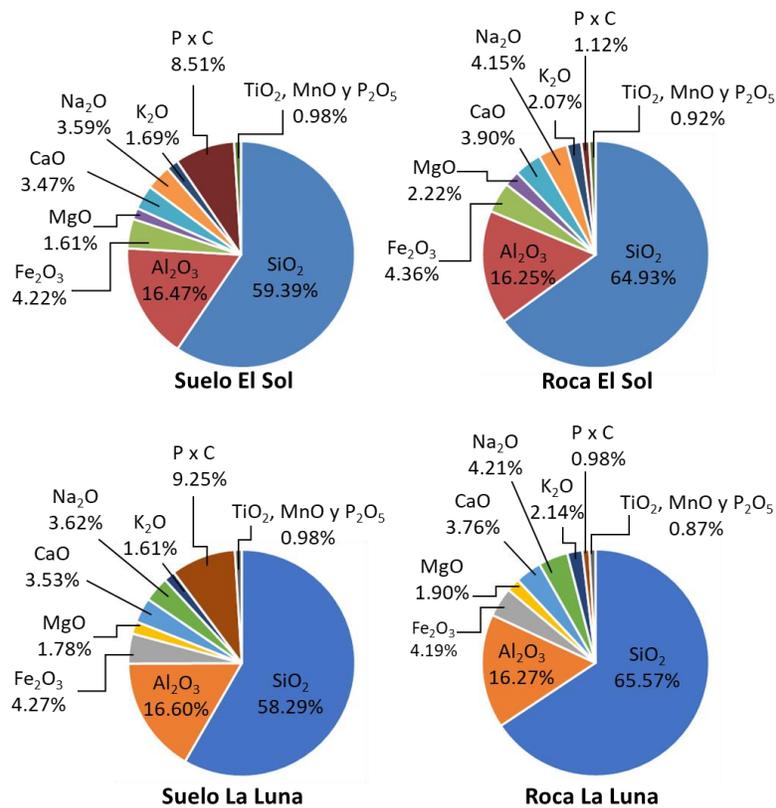


Figura 37. Composición de iones mayoritarios en los suelos y rocas dentro del cráter del volcán Nevado de Toluca.

Tabla 8. Concentración de los cationes mayoritarios (mg Kg⁻¹) que componen al suelo y la roca en las cuencas de captación de los lagos El Sol y La Luna.

| | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ | K ⁺ |
|----------------|------------------|------------------|-----------------|----------------|
| | 2,634 ± 216 | 1,159 ± 258 | 2,873 ± 293 | 1,559 ± 22 |
| El Sol | 4 % | 2 % | 4 % | 2 % |
| | 2,606 ± 117 | 1,114 ± 48 | 2,902 ± 307 | 1,555 ± 310 |
| La Luna | 4 % | 2 % | 4 % | 2 % |

Debido a que las concentraciones de Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} y Na^+ son similares en los suelos y las rocas de ambas microcuencas; de tener un impacto diferencial en la concentración de éstos cationes en las aguas de los lagos El Sol y La Luna, sería más bien por la diferencia en sus áreas de drenaje más no en su composición. El aporte de estos cationes es mayor en El Sol que en La Luna con un aporte del 70 % y 30 %; respectivamente del total de la cuenca (Tabla 9).

Tabla 9. Composición catiónica de los suelos y rocas (g/m^2) en la cuenca del cráter del volcán Nevado de Toluca y en las microcuencas de los lagos El Sol (70%) y La Luna (30%).

| | Ca^{2+} | Mg^{2+} | Na^+ | K^+ |
|----------------|------------------|------------------|---------------|--------------|
| El Sol | 6,793 | 2,986 | 7,409 | 4,018 |
| La Luna | 2,861 | 1,258 | 3,121 | 1,692 |
| Cráter | 9,655 | 4,244 | 10,531 | 5,710 |

8 Discusión

8.1 Factores que influyen en la química del depósito atmosférico

Aunque el Nevado de Toluca es un entorno de alta montaña (> 4,000 m s.n.m.), se encuentra relativamente cerca de las ciudades de Toluca (20 km) y México (72.5 km). Ambas son zonas industrializadas y las fuentes de contaminación atmosférica más probables para la ZPPFNT. En este sentido, las concentraciones de NH_4^+ , Na^+ , Mg^{2+} y Cl^- en este estudio fueron similares a las reportadas en estudios de calidad del aire de Toluca y otras ciudades de México ($\text{NH}_4^+ = 0.14$ a 4.81 mg L^{-1} , $\text{Na}^+ = 0.04$ a 141 mg L^{-1} , $\text{Mg}^{2+} = 0.04$ a 0.67 mg L^{-1} , $\text{Cl}^- = 0.36$ a 4.85 mg L^{-1} ; p.ej., Araujo et al., 2015; Cerón et al., 2014; Cerqueira et al., 2014; García et al., 2006). Por otro lado, el K^+ y el Ca^{2+} registrados fuera del cráter presentaron medias anuales más altas que en otras localidades cercanas a zonas urbanas, como los de Araujo et al., 2015; Cerón et al., 2014; Cerqueira et al., 2014; García et al., 2006. Sin embargo, en esos estudios se midió depósito húmedo, por lo tanto, son más comparables con las mediciones en la temporada de lluvias. Así, se aprecia que las concentraciones promedio registradas en el Nevado de Toluca se encuentran dentro del rango reportado en esos estudios (0.03 a 0.49 mg L^{-1} para el K^+ y de 0.15 a 2.07 mg L^{-1} para el Ca^{2+}). Lo que confirma la importancia del monitoreo del depósito seco en regiones remotas como fuente de cationes como sugirió Psenner 1999.

Los valores de NO_3^- registrados en este estudio tanto fuera (5.95 mg L^{-1}) como dentro (2.86 mg L^{-1}) del cráter y SO_4^{2-} fuera del cráter (8.40 mg L^{-1}) estuvieron dentro de los rangos reportados para otros sitios cercanos a áreas industriales (1.21 a 16.54 mg L^{-1} ; para el NO_3^- y 5.42 a 20.63 mg L^{-1} para el SO_4^{2-} ; Al-Momani et al., 2002; Araujo et al., 2015; Cerón et al., 2014) sugiriendo que su origen es derivado de la industria y alcanza la zona del Nevado de Toluca. Fuera del cráter, la concentración de NO_3^- y SO_4^{2-} fue similar en ambas temporadas. Por el contrario, dentro del cráter la concentración de estos fue mayor en la temporada de secas (significativamente en ambos casos). Cerón et al. (2014) reportaron mayor concentración de NO_3^- y SO_4^{2-} durante la temporada de lluvias en la Ciudad de México donde reportaron concentraciones de NO_3^- de 5.29 mg L^{-1} y de SO_4^{2-} de 5.98 mg L^{-1} , las cuales son similares a las encontradas en el depósito atmosférico colectado fuera del cráter ($\text{NO}_3^- = 6.46 \text{ mg L}^{-1}$, $\text{SO}_4^{2-} = 7.35 \text{ mg L}^{-1}$), pero más altas que el colectado dentro del cráter ($\text{NO}_3^- = 1.43 \text{ mg L}^{-1}$, $\text{SO}_4^{2-} = 2.58 \text{ mg L}^{-1}$).

Aunque las concentraciones de NO_3^- y SO_4^{2-} estuvieron dentro de lo reportado para otras regiones cercanas en zonas industriales, la carga media anual de estos iones fue más elevada en este estudio con respecto a otras regiones industriales (Al-Momani et al., 2002) mientras que las tasas de depósito de cationes, Cl^- y HCO_3^- , en el Nevado de Toluca, estuvieron dentro de los valores observados en otros sitios tropicales y templados cercanos a zonas urbanas e industriales (Al-Momani et al., 2002; Araujo et al., 2015; De Mello, 2001; Leal et al., 2004; The MOLAR water Chemistry Group, 1999).

La concentración de Ca^{2+} y el pH siguieron una dinámica similar (Figs.10a y 11a). Por lo anterior se puede asumir que el Ca^{2+} juega un papel importante en la regulación del pH. Los valores de pH más ácidos ($\text{pH} < 5$, julio a septiembre de 2018) se presentaron cuando las concentraciones de Ca^{2+} fueron menores y hubo un aumento en las de NO_3^- y SO_4^{2-} . Se puede inferir que en la estación seca hubo una mayor presencia de iones basificantes, o una disminución de los acidificantes o bien ambos escenarios confluyendo. En este sentido, Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , SO_4^{2-} , Cl^- y NO_3^- presentaron concentraciones más altas en la estación de secas ($p < 0.05$). Sin embargo, el cambio estacional muestra que el Ca^{2+} incrementó su abundancia relativa en la estación de secas, mientras que el SO_4^{2-} la disminuyó. Este aumento en el Ca^{2+} y disminución en el SO_4^{2-} explica por qué en la estación seca el pH fue más básico en el depósito atmosférico (Figura 14). De hecho, en la época de lluvias el ion mayoritario fue el SO_4^{2-} , pero para el periodo de secas pasó a ser el Ca^{2+} el que dominó (Figura 15).

Las tasas de depósito de iones mostraron que la carga iónica fue mayor en la estación lluviosa como también se reporta en regiones alpinas (Beem et al., 2010; Heuer et al., 2000; Kuhn et al., 1998; Nickus et al., 1998; Wasiuta et al., 2015). Este fenómeno se da porque los contaminantes presentes en la atmósfera se diluyen y son arrastrados por la lluvia y de esta forma se lavan y depositan, Grömping et al., (1997) reportaron que más del 90% de la cantidad total de contaminantes presentes en la atmósfera se lixivian por depósito húmedo.

En la zona del volcán Nevado de Toluca se espera que se presenten contaminantes tanto urbanos como industriales (es decir, NO_3^- , SO_4^{2-}), así como partículas provenientes de suelos agrícolas (i.e., NH_4^+). Tras analizar la dinámica del pH y las tasas de depósito de aniones y cationes, emergieron evidencias en este sentido. En la temporada de lluvias hubo una carga alta de NO_3^- y SO_4^{2-} . La carga más alta se registró de julio a septiembre de 2018 junto con una disminución en los cationes, lo que condujo a que el pH del depósito mixto

fuera ácido (4.2-4.5). Durante el resto del tiempo, el aporte de cationes fue suficiente para amortiguar la acidez del NO_3^- y SO_4^{2-} . En la estación seca el pH fue menos ácido (≥ 5.4) alcanzando un máximo en febrero 2018 (fuera del cráter 6.7 y dentro del cráter 6.3).

Por otro lado, las tasas de depósito de aniones y cationes en la estación seca fueron menores, mientras que durante la estación de lluvias fueron mayores (Figura 38). Sin embargo, la relación de iones alcalinizantes/iones acidificantes es mayor (proporcionalmente más iones alcalinizantes) en la estación seca y menor en la estación lluviosa (proporcionalmente más iones acidificantes; ver Figura 15).

El comportamiento estacional del pH, la K_{25} y la composición iónica fue similar a lo registrado en otros estudios. En las zonas templadas, los cambios se asocian a la estacionalidad templada (primavera, verano, otoño e invierno), pero en las zonas tropicales, se asocia con la estacionalidad tropical, esto es, época de secas y de lluvias (Cerón et al., 2014; Cerqueira et al., 2014; Clow & Mast, 1995; Muri, 2013). Sin embargo, teniendo en cuenta sólo el patrón de precipitación, ambas zonas: templadas y tropicales resultan similares. Los períodos de precipitación (abril-junio) se caracterizan por tener K_{25} más bajas y pHs más ácidos, mientras que los registros más altos de K_{25} y pH se presentan durante el período seco (diciembre-marzo) (p.ej., Araujo et al., 2015; Cerqueira et al., 2014; Muri, 2013). The MOLAR Water Chemistry Group (1999) y Muri (2013) observaron un comportamiento similar en los lagos de alta montaña estudiados, con las K_{25} y pHs más elevados en condiciones de menor precipitación.

En el depósito colectado fuera del cráter el factor de neutralización calculado, FN, en la estación lluviosa (0.4) mostró que los cationes no llegaron a neutralizar el $\text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$; al contrario, el FN (1.7) de la estación seca indicó que hubo un efecto de neutralización de los cationes sobre el $\text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$, donde el Ca^{2+} por si solo tuvo el efecto principal con un FN de 1.1. En el depósito colectado dentro del cráter la acidez del NO_3^- y el SO_4^{2+} fue neutralizada por los cationes de manera similar en los periodos de lluvias y secas (FN en secas de 1.3 y en lluvias de 1.4). Ningún ion de manera individual fue suficiente para neutralizar la acidez del NO_3^- y el SO_4^{2+} , los que más contribuyeron fueron el NH_4^+ en el periodo de lluvias con un FN de 0.6 y el Ca^{2+} en el periodo de secas con un FN de 0.6. Sumando la acción de los cationes y el HCO_3^- , los ácidos se encontraron ligeramente neutralizados con un FN total de 1.7 en ambas estaciones climáticas.

Tanto la concentración como la carga iónica en el depósito atmosférico fueron mayores en los colectores ubicados fuera del cráter (Tablas 4 y 10). Por su ubicación, dichos colectores quedaron en la ladera noreste (a una altitud de 4,139 y 4,145 m s.n.m.) orientados hacia las ciudades de Toluca y México.

La orografía influye en la circulación atmosférica ya que las características topográficas (como las montañas) ejercen una fuerza en la atmósfera e inducen diversas perturbaciones que ejercen un arrastre (en el sentido de fricción o resistencia) sobre el flujo y afectan su evolución (Sandu et al., 2019). En el Nevado de Toluca, la ladera más alta alcanza una altitud de 4,320 m s.n.m. y se encuentra justo al noreste del cráter. El efecto de barrera física que ejerce la orografía del Nevado de Toluca ha sido reportada por Barba-López y cols. (2021) donde se observó que la velocidad del viento dentro del cráter fue mucho menor con respecto a la registrada fuera del cráter. Así, en la temporada de lluvias los vientos predominantes provinieron del Este-Noreste, se estrellaron con la ladera más alta del volcán y se reflejó en una mayor concentración NO_3^- y SO_4^{2-} en el depósito ahí colectado, con valores similares a los reportados para la ciudad de México.

Este efecto de barrera orográfica también se ha documentado en los Alpes, donde se observan menores tasas de depósito de nitrógeno, provenientes de la agricultura local, en una región ubicada del otro lado de la cadena montañosa de donde provienen la fuente de nitrógeno (Rogora et al., 2006; Thimonier et al., 2005).

De acuerdo con Barba-López y cols. (2021), existen diferencias estacionales en los patrones de viento dentro del cráter. En temporada de lluvias, los vientos provienen del este-noreste, entran por la ladera este del volcán, pasan sobre La Luna y se estrellan en el ombligo, rodeándolo, posteriormente pasan sobre El Sol y se estrellan en la ladera oeste, que es la más elevada, generando turbulencias. Mientras que, en la temporada de secas los vientos provienen del sur suroeste, se estrellan en la ladera suroeste del cráter, soplan sobre El Sol, chocan contra el domo y lo rodean por los dos flancos pasando posteriormente sobre la Luna. El hecho de que dentro del cráter existan diferencias estacionales en las concentraciones de NO_3^- y SO_4^{2-} puede explicarse por este fenómeno.

Recapitulando, el depósito atmosférico mixto medido en el cráter Nevado de Toluca varió en monto y composición a lo largo del año. En temporada de lluvias, cuando los vientos predominantes provinieron del este-noreste (donde se encuentran las ciudades de Toluca y de México) se depositó proporcionalmente más SO_4^{2-} y NO_3^- . En temporada de secas,

cuando los vientos provinieron del sur-suroeste (donde predominan suelos agrícolas) se depositó proporcionalmente más NH_4^+ y CaCO_3 . El cambio estacional en las proporciones de iones acidificantes y basificantes dio como resultado un pH más alto en la época de secas en el depósito atmosférico.

Las dinámicas de la concentración y de la carga de los iones siguieron los mismos perfiles fuera y dentro del cráter. Sin embargo, fuera del cráter las concentraciones y las cargas iónicas fueron más elevadas. Por lo anterior, la discusión siguiente se realizó con base en los resultados del depósito mixto evaluado al interior del cráter.

8.2 Influencia del depósito atmosférico en la química de los lagos

8.2.1 SO_4^{2-} , NO_3^- y NH_4^+

El incremento en el depósito del azufre y el nitrógeno pueden tener efectos significativos en los ecosistemas a través de la acidificación del suelo y el agua (Galloway et al., 2008). La acidificación del suelo a menudo es responsable de la disminución de los bosques, como en Japón (Ito et al., 2011). La acidificación del agua disminuye la diversidad de fitoplancton, zooplancton y peces (Almer et al., 1974; Henriksen et al., 1989), como en las montañas Adirondacks, donde las truchas desaparecieron cuando el pH de los lagos cayó por debajo de 5.4 (Schofield & Driscoll, 1987).

En particular, el NH_4^+ y el NO_3^- en sistemas prístinos pueden alterar las proporciones elementales de los nutrientes en lagos y ríos. Así, un modesto incremento en el depósito de nitrógeno puede tener efectos como la eutrofización o cambios en la biodiversidad (Hessen, 2013; Hundey et al., 2016). Como se ha mencionado, los lagos El Sol y La Luna, aun cuando son de alta montaña, se ubican próximos a las zonas urbanas e industrializadas de las ciudades de Toluca y de México. Adicionalmente, en las áreas circundantes al volcán se ha modificado el uso de suelo para un aprovechamiento de agricultura y ganadería (Programa de Manejo del Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca, 2016).

La correlación entre el SO_4^{2-} del depósito y el de los lagos sólo se hizo evidente al evaluar por separado las estaciones de lluvias y secas. Otros autores han asociado los cambios (aumentos o disminuciones) de SO_4^{2-} en lagos alpinos o de alta montaña con los cambios en el depósito atmosférico de este mismo compuesto (Anderson et al., 2017; Ellis et al., 2015; Thompson & Hutton, 1985).

Las fuentes de emisión de SO_4^{2-} y el NO_3^- suelen ser las mismas (Hundey et al., 2016). Por lo anterior y conociendo que el SO_4^{2-} del depósito atmosférico correlacionó positivamente en época de lluvias y secas con el de El Sol y La Luna, se esperaba también una correlación similar para el NO_3^- . Sin embargo, en El Sol la concentración de NO_3^- estuvo por debajo del límite de detección ($1.77 \mu\text{eq L}^{-1}$), mientras que, en La Luna, aunque las concentraciones fueron más elevadas, no presentaron correlación con el depósito atmosférico. La concentración de NH_4^+ en ambos lagos se encontró por debajo del límite de detección ($1.74 \mu\text{eq L}^{-1}$).

Aunque a lo largo del periodo anual se registraron aportes de NH_4^+ por el depósito atmosférico dentro del cráter, este no se registró en los lagos. Hessen (2013) encontró que, en alrededor de 1000 lagos prístinos ubicados en el norte de Europa, la concentración de NH_4^+ estuvo por debajo de los límites de detección debido a que aun cuando ingresa una cantidad significativa de NH_4^+ a las aguas superficiales, ya sea por depósito atmosférico directo o por escorrentía superficial, generalmente se transforma (se oxida a NO_3^-) o asimila rápidamente en las capas superiores por los productores primarios. Por lo tanto, el nitrógeno inorgánico disuelto (NID) en aguas superficiales suele estar representado principalmente por el NO_3^- . Tanto El Sol como La Luna tienen aguas bien oxigenadas y valores muy similares de NH_4^+ (Alcocer et al., 2004; Ibarra-Morales, 2015) lo que sugiere que el NH_4^+ que ingresa en los lagos se oxida rápidamente a NO_3^- .

El hecho de que el aporte atmosférico de NO_3^- tampoco se viera reflejado en los lagos puede deberse a los procesos biológicos ocurriendo dentro de ellos. En ese sentido, en El Sol la cuantificación de Clorofila a, como medida indirecta de la biomasa fotosintética arrojó un promedio anual fue de $6.2 \pm 2.6 \mu\text{g cm}^{-2}$ en sedimentos y $0.51 \mu\text{g L}^{-1}$ en la columna de agua. Mientras que, en La Luna el promedio anual fue de $3.9 \pm 1.8 \mu\text{g cm}^{-2}$ en sedimentos y $0.13 \mu\text{g L}^{-1}$ en la columna de agua (Alcocer et al., 2004; Oseguera et al., 2016). Es decir, en El Sol hay más abundancia de productores primarios tanto pelágicos como bentónicos. Aunque la forma más comúnmente asimilada por productores primarios es el NH_4^+ , el NO_3^- puede reducirse a NH_4^+ para su asimilación (Dodds et al., 2017). Por lo tanto, a mayor productividad primaria habrá un mayor consumo de NO_3^- (Hofslagare et al., 1983). Este proceso podría explicar por qué El Sol presenta una menor concentración de NO_3^- , pues estos datos muestran que hay una mayor productividad primaria que sustentar, tanto en la columna de agua como en sus sedimentos.

8.2.2 Ca²⁺, Mg²⁺ y HCO₃⁻

Se sabe que en regiones remotas y con sustratos compuestos por feldespatos plagioclasas, (dacita y la andesita) como el Nevado de Toluca (García-Palomo et al., 2002), el principal aporte de elementos como el Ca²⁺, Mg²⁺ y HCO₃⁻ se debe al transporte de partículas de polvo (Avila et al., 1998; Drouet et al., 2005) y Ca²⁺ y Mg²⁺ disuelto en la lluvia (Durašković et al., 2012; Keresztesi et al., 2019).

A este respecto, en ambos lagos el Ca²⁺ presentó correlación positiva con el Ca²⁺ del depósito atmosférico en la estación de secas. En esa estación, el Ca²⁺ fue el ion dominante del depósito atmosférico. En la estación lluviosa, cuando la carga del Ca²⁺ fue más alta, solamente El Sol presentó correlación con el del depósito atmosférico, incluso más alta que en la temporada de secas. En otros lagos de alta montaña, se ha reportado una influencia similar del aporte de Ca²⁺ por el depósito atmosférico. Tal es el caso de los lagos La Caldera y Río Seco, ubicados en Sierra Nevada, España, que comparten con El Sol y La Luna una naturaleza silíceas, lo que descarta un origen local de aporte de Ca²⁺ derivado de sus cuencas (Pulido-Villena et al., 2006). Ahí se reportaron correlaciones positivas entre las concentraciones de Ca²⁺ de sus aguas con las del depósito mixto ($r = 0.49$ y $r = 0.63$; respectivamente). Los valores de Ca²⁺ reportados para los lagos La Caldera y Río Seco (4.32 ± 0.04 y 1.48 ± 0.04 mg L⁻¹; respectivamente) fueron similares a los observados en este estudio (5.08 ± 0.78 mg L⁻¹ en El Sol y 1.11 ± 0.23 mg L⁻¹ en La Luna).

El origen del Ca²⁺ y el Mg²⁺ es terrígeno, generalmente se desprenden de compuestos como el CaCO₃ y MgCO₃ (Araujo et al., 2015; García et al., 2006; Migliavacca et al., 2005). Por este motivo se esperaba ver un comportamiento similar entre Ca²⁺, Mg²⁺ y HCO₃⁻. En ese sentido, los tres iones presentaron correlaciones positivas entre sus concentraciones en Los lagos (El Sol y La Luna) y las del depósito atmosférico. Adicionalmente, las concentraciones del Ca²⁺, Mg²⁺ y HCO₃⁻ del depósito atmosférico correlacionaron entre ellos a lo largo del año (Tabla 11), lo que sugiere que estos elementos provienen de las mismas fuentes.

Tabla 11. Correlaciones entre el Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- en el depósito atmosférico mixto dentro del cráter Nevado de Toluca.

| | Ca^{2+} | Mg^{2+} | HCO_3^- |
|------------------|------------------|------------------|------------------|
| Ca^{2+} | 1 | 0.71 | 0.61 |
| Mg^{2+} | | 1 | 0.54 |
| HCO_3^- | | | 1 |

8.3 Iones que influyeron en el pH de los lagos

En El Sol a lo largo del periodo anual, así como en las estaciones de lluvias y secas, los iones basificantes (IBs) dominaron sobre los iones acidificantes (IAs). En el periodo de secas, cuando se presentaron los valores más altos de pH, la dominancia de los IBs es más marcada. Los IBs más abundantes fueron los que mayor influencia tuvieron sobre el pH. Así, cuando el Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+} estuvieron en mayor concentración, el pH aumentó y cuando éstos disminuyeron, el pH bajó (Tabla 12). En el periodo de lluvias se presentaron correlaciones negativas mayores entre la concentración de H^+ y las de Ca^{2+} (-0.85), HCO_3^- (-0.76) y Mg^{2+} (-0.25). En el periodo de secas ningún ion se correlacionó con el H^+ . Esto sugiere que la relación entre iones basificantes y acidificantes se encontraban cerca del equilibrio, concordando con el pH promedio, cercano a la neutralidad registrado en esa temporada (7.5).

Tabla 12. Correlación de Pearson entre las concentraciones ($\mu\text{eq L}^{-1}$) de H^+ y la concentración de Mg^{2+} , Ca^{2+} , SO_4^{2-} y HCO_3^- en el lago El Sol. IBs = iones basificantes, AAs = aniones ácidos fuertes.

| | El Sol | Mg^{2+} | Ca^{2+} | SO_4^{2-} | HCO_3^- | IBs | AAs |
|---------|--------------|------------------|------------------|--------------------|------------------|-------|-------|
| Anual | H^+ | -0.33 | -0.73 | 0.13 | -0.54 | -0.55 | -0.41 |
| Lluvias | H^+ | -0.25 | -0.85 | 0.06 | -0.76 | 0.85 | -0.58 |
| Secas | H^+ | 0.001 | 0.01 | -0.13 | 0.11 | 0.07 | 0.04 |

En La Luna, la dominancia de los IBs sobre los IAs fue menor. De modo que la influencia del SO_4^{2-} y del NO_3^- fue menos neutralizada. Así, tanto estacionalmente como en el periodo anual completo, el pH presentó una correlación negativa con los iones basificantes (IBs) y una correlación positiva con los aniones ácidos fuertes (AAs; Tabla 13). Esto significa que en La Luna los cambios del pH se dieron por una conjugación inversa de las concentraciones de los IAs y IBs; es decir, cuando el pH fue más ácido la concentración de IBs fue más baja y la de IAs más alta y cuando el pH fue menos ácido, la concentración de IBs fue más alta y la de IAs más baja. En el periodo de lluvias el Mg^{2+} y el HCO_3^- fueron los que presentaron una correlación negativa más alta con el H^+ ($r = -0.63$ y $r = -0.48$; respectivamente). Al mismo tiempo, tanto NO_3^- como SO_4^{2-} presentaron una correlación moderada con el H^+ ($r = 0.31$ y $r = 0.38$; respectivamente). En la época de secas solo el NO_3^- presentó una correlación positiva con el H^+ . Los demás iones presentaron correlaciones negativas; de ellos, el Ca^{2+} y el Mg^{2+} presentaron las mayores correlaciones negativas ($r = -0.93$ y $r = -0.96$; respectivamente). Es decir, a mayor concentración de Ca^{2+} y Mg^{2+} , menor H^+ , lo que explica los valores menos ácidos en esta temporada.

Tabla 13. Correlación de Pearson entre las concentraciones ($\mu\text{eq L}^{-1}$) de H^+ y la concentración de Mg^{2+} , Ca^{2+} , NO_3^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- en el lago La Luna. IBs = iones basificantes, AAs = aniones ácidos fuertes.

| La Luna | | Mg^{2+} | Ca^{2+} | NO_3^- | SO_4^{2-} | HCO_3^- | BCs | AAs |
|---------|--------------|------------------|------------------|-----------------|--------------------|------------------|-------|------|
| Anual | H^+ | -0.50 | -0.28 | 0.31 | 0.35 | -0.38 | -0.40 | 0.32 |
| Lluvias | H^+ | -0.63 | -0.13 | 0.31 | 0.38 | -0.48 | -0.49 | 0.30 |
| Secas | H^+ | -0.96 | -0.93 | 0.74 | -0.73 | -0.67 | -0.77 | 0.65 |

8.4 Cambios del pH de El Sol y La Luna del año 2000 al 2018

Los registros del pH de los lagos desde el año 1991 hasta el año 2000 muestran que ambos lagos presentaban pHs ácidos entre 5.2 y 5.9 El Sol y 4.8 La Luna (Armienta et al., 2000; Caballero-Miranda, 1996). La medición del pH en mayo de 2003 mostró un pH más elevado (7.2 El Sol y 5.0 La Luna). En 2010 el pH reportado se desprendió de un promedio de las mediciones realizadas en mayo, agosto y noviembre de 2010 arrojando un valor de 7.3

para El Sol y 6.2 para La Luna. Es decir, en estas mediciones se registra una elevación constante del pH de ambos lagos.

Sin embargo, con fines de realizar una interpretación más exacta, se decidió emplear los datos que son más comparables entre sí. Así, para fines estadísticos se emplearon los datos obtenidos en los periodos anuales de 2000-2001, 2006-2007 y los obtenidos en esta tesis (periodo anual 2017-2018), pues el registro del pH se realizó mes a mes y metro a metro en la columna de agua. De modo que derivan de monitoreos más robustos, y por tanto resultan más confiables para cualquier interpretación.

Así, se observó que el pH de El Sol aumentó 0.9 unidades de 2000-2001 a 2006-2007. Para 2017-2018, no obstante, se mantuvo igual que en 2006-2007, es decir, el pH registró un valor de 6.1, lo que continúa siendo más alto que en 2000-2001 (5.2). En La Luna por otro lado el pH mostró un aumento de 0.4 unidades de 2000-2001 a 2006-2007. Sin embargo, de 2006-2007 al 2017-2018 se registró una disminución, estando únicamente 0.1 unidades por arriba del valor que se registró en el periodo 2000-2001 (Figura 38).

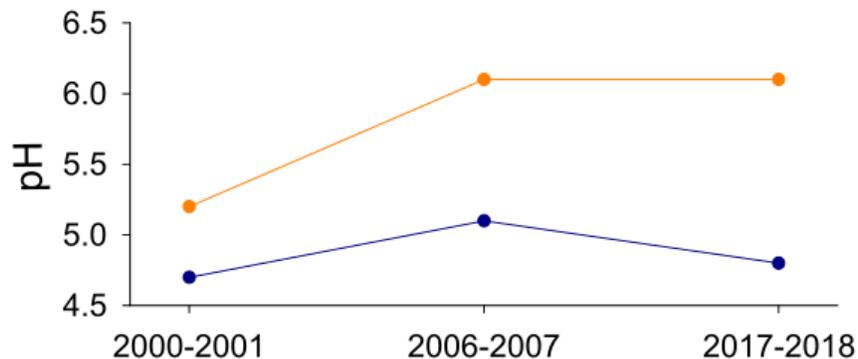


Figura 38.- Promedios anuales del pH de los lagos El Sol (línea amarilla) y La Luna (línea azul) en los periodos 2000-2001, 2006-207 y 2017-2018.

Diversos estudios han registrado parámetros relacionados con el equilibrio ácido-base en los lagos El Sol y La Luna (p. ej. Armienta et al., 2008; Caballero-Miranda, 1996; Cuna et al., 2014). Dadas las diferencias metodológicas, así como los iones medidos, los datos que más información aportan para comparar con lo observado a lo largo de 2017-2018 resultan los medidos en mayo de 2003 por Armienta y cols. (2008). Con esos datos se realizó el cálculo de la relación entre los IBs/AAs. Así, se obtuvo una relación de 10.3 en El Sol y 3.7 en La Luna. Al compararlos con los obtenidos en este estudio de (14.2 en El Sol y 1.9 en

La Luna), se observa que, si bien tanto los cationes como el HCO_3^- presentan menor concentración en el periodo 2017-2018 con respecto a lo medido en 2003, la relación IBs/AAs aumentó en El Sol, sugiriendo que la predominancia de los iones basificantes sobre los aniones acidificantes ha aumentado. En La Luna, por otro lado, la predominancia de los iones basificantes sobre los aniones acidificantes ha disminuido. Lo anterior es consistente con la estabilización del pH de El Sol y la disminución del pH de La Luna.

Ese cambio en la relación de iones acidificantes y basificantes puede obedecer a diferentes fenómenos. El pH de los lagos está condicionado por una serie de elementos estáticos como son la geología, la litología, la altitud y la latitud, así como factores con fluctuaciones periódicas como la temperatura ambiente y la precipitación pluvial. A todo eso se suman elementos dinámicos, como son los químicos disponibles por la actividad biológica (cómo el CO_2 , el NH_4^+ o el NO_3^-), la meteorización de las cuencas, la resuspensión de sedimentos, así como el depósito atmosférico (Brewer & Goldman, 1976; Mazzuca, 2003; Uusitalo, 1996).

Las elevaciones del pH asociadas con el aumento en la actividad biológica obedecen a un incremento de la amonificación (Grant, 2006), de la captación de CO_2 (Uusitalo, 1996) y de la asimilación de nitratos (Brewer & Goldman, 1976; Mazzuca, 2003). Tanto la captación de CO_2 como la asimilación de nitratos son procesos asociados con un aumento en la actividad biológica fotosintética (Hofslagare et al., 1983).

En El Sol y La Luna, en el mismo periodo en el que se ha visto un aumento del pH, se analizó la concentración de clorofila *a* (Clor-*a*) como una medida indirecta de la biomasa fitoplanctónica, esto es, de la actividad biológica fotosintética. La concentración de la Clor-*a* en El Sol no mostró diferencias significativas en la concentración en los tres periodos (2000-2001, 2006-2007 y 2017-2018). En La Luna, por su parte, más que un aumento se registró un descenso estadísticamente significativo de 2000-2001 a 2006-2007 y manteniéndose similar a este último para 2017-2018.

Por otra parte, en ambos lagos el N-NID disminuyó significativamente de 2000-2001 a 2006-2007. De este periodo a 2017-2018 se mantuvo sin cambios significativos ($p > 0.05$). La disminución del N-NID se debió principalmente a la disminución del NO_3^- . Una de las razones por las que podría haber disminuido el NO_3^- podría ser al aumento de la productividad primaria, pero dado que no hay evidencia de aumento de ésta, resulta

improbable que la reducción del N-NID se deba a un aumento en la asimilación de nitratos por los seres vivos y que la basificación del sistema esté ocurriendo por la vía de captación de CO₂.

Otro factor involucrado en el aumento del pH de los cuerpos de agua es la liberación de iones producto de la meteorización de las cuencas. En lagos de elevada altitud, con cuencas formadas por roca ígnea expuesta, los fragmentos de roca contribuyen a la meteorización. Durante ese proceso, se pierden los iones alcalinos en presencia de agua y en ambiente ácido. El aumento de la temperatura eleva la disolución y los flujos de sodio y sílice de las rocas de silicato, pero tiene un efecto limitado en la disolución y lixiviación del calcio y el magnesio (Kopáček et al., 2017).

La cuenca de ambos lagos, está compuesta por feldespatos, entre los que predominan la dacitas calcialcalinas y la andesitas (Bloomfield & Valastro, 1974; García-Palomo et al., 2002), cuya composición se encuentra entre la albita (NaAlSi₃O₈) y anortita (CaAl₂Si₂O₈) (Ştefan et al., 1996) lo que sugeriría que su meteorización pudiera estar basificando el medio; sin embargo, si esto estuviera ocurriendo, también se observaría un aumento en la concentración de sílice producto de dicha meteorización. En el lapso del periodo 2000-2001 a 2006-2007 se observó un incremento de sílice reactivo soluble de 68.9 a 2,138 µg L⁻¹ en El Sol y de 17.3 a 79.9 µg L⁻¹ en La Luna. En el año 2010, cuando el pH continuó en aumento en ambos lagos, las concentraciones de sílice disminuyeron drásticamente llegando a un promedio de 0.5 ± 0 µg L⁻¹ en El Sol y 1.8 ± 0.4 µg L⁻¹ en La Luna (Cuna, 2015). Por lo anterior, la evidencia medida en el sistema no sostiene la hipótesis de que el aporte de iones por meteorización de la cuenca sea responsable del aumento en el pH de ambos lagos.

Un elemento más a considerar es un aumento en la resuspensión de sedimentos, pues constituyen una trampa de nutrientes y contaminantes a través de procesos de adsorción, intercambio iónico, quelación o co-precipitación (Gunkel, 2003; Zambrano-Cárdenas, 2005). La turbulencia de la columna de agua es un factor muy importante que aumenta las tasas de intercambio (Hondzo, 1998; Hondzo & Steinberger, 2002; Huettel & Webster, 2001).

Aunque no se midió la turbulencia durante el periodo en que aumentó el pH de los lagos, se tiene evidencia de que la profundidad de ambos lagos ha ido declinando constante y

sostenidamente desde 2000-2001 a 2017-2018. En El Sol, la disminución ha ido desde los 12.7 ± 0.4 en 2000-2001 a 11.5 ± 0.4 en 2006-2007 hasta 11.3 ± 0.3 en 2017-2018. En La Luna, por otro lado, la disminución ha ido desde los 10.2 ± 0.4 m en 2000-2001 a 9.4 ± 0.6 m en 2006-2007 hasta 8.8 ± 0.4 m en 2017-2018. Por tanto, la reducción paulatina del volumen de ambos lagos hace que un probable efecto de la resuspensión de sedimentos fuese más probable. Al respecto, se sabe que El Sol es un lago polimíctico cálido discontinuo, mientras que La Luna es polimíctico cálido continuo (Alcocer et al., 2020). Es decir, en ambos lagos la columna de agua se mezcla completamente a lo largo del año. Así, los procesos de mixis podrían estar aumentando la turbulencia y así, la resuspensión de sedimentos. Ese hecho, así como la menor profundidad de La Luna haría que este fenómeno fuese más evidente ahí.

Sobre los procesos de sedimentación en los lagos El Sol y La Luna, se conoce que los más gruesos y pesados se ubican en la zona litoral (sedimentos litogénicos: 0.8-4.4%) y se tornan más finos conforme se profundiza en los lagos (sedimentos orgánicos: 8-24%). Los lodos y las arenas son el sedimento predominante en ambos lagos (Alcocer, 2009). Los sedimentos de La Luna son principalmente limo-arcillosos con fragmentos líticos y los de El Sol son en su mayoría limo-arcillosos, con tres bandas arcillosas, una limo-turbosa y cinco horizontes de arena gruesa y gravilla (Cuna, 2015). Dada la naturaleza cristalina, y la pobreza en suelos de la cuenca, en esos sedimentos deben predominar Ca^{2+} , Mg^{2+} y Si producto de la lixiviación (Kopáček et al., 2017) cuya resuspensión y mixis basificaría el agua de los lagos. No obstante, no se cuenta con análisis que permitan conocer la interacción sedimento-agua en los años en que se registró el incremento del pH de los lagos, por lo tanto, esta posibilidad debe ser analizada en el futuro.

En resumen, la evidencia disponible al momento no sustenta la posibilidad de que el aumento del pH de los lagos del Nevado de Toluca esté asociado con los procesos internos, cómo el aumento en la actividad biológica, la liberación de iones producto de la meteorización de las cuencas ni la resuspensión de sedimentos. Por lo anterior, los procesos externos serían probablemente los responsables del cambio de pH.

Los reportes de elevación del pH en lagos alpinos responden más bien a la regulación de los patrones de emisión de SO_x y NO_x , los cuales participan en la acidificación de los cuerpos lacustres y que se ha observado que con su disminución, el pH y la alcalinidad de

los lagos incrementa (Anderson et al., 2017; Galloway et al., 2008; The MOLAR water Chemistry Group, 1999).

Por otro lado, la elevación del pH de los lagos ocurre por la aportación de iones de naturaleza terrígena como CaCO_3 y MgCO_3 o por el aumento de NH_4^+ derivado de actividades humanas como la agricultura extensiva y el uso de combustibles fósiles (Cabildo et al., 2013; García et al., 2006; Magaña, 2004; Tipping et al., 2014). El pH de los lagos se modifica por el Ca^{2+} , ya que es un elemento crucial en la capacidad de neutralizar la acidez en ecosistemas acuáticos continentales, y también por el Mg^{2+} y HCO_3^- , que junto con el Ca^{2+} llegan a regiones remotas y con sustrato de naturaleza silíceo (Araujo et al., 2015; Avila et al., 1998; Drouet et al., 2005; García et al., 2006; Migliavacca et al., 2005; Pulido-Villena et al., 2006). Las actividades agrícolas han contribuido a la alteración de los ciclos globales de nitrógeno y otros nutrientes, lo que ha llevado a un mayor flujo de estos elementos a través de la atmósfera (Galloway et al., 2004). Se ha observado que tanto el NO_3^- como el NH_4^+ provenientes de los fertilizantes llegan a zonas remotas (Hundey et al., 2016; Kuhn, 2001; Rogora et al., 2006). Adicionalmente a los compuestos nitrogenados, los fertilizantes pueden contener iones acompañantes como el Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} (Navarro & Navarro, 2014; SAGARPA, 2018) los cuales al estar presentes en la tierra pueden llegar a zonas muy elevadas mediante el transporte de polvo (Psenner & Nickus, 1986).

Es decir, el depósito atmosférico está directamente relacionado con la variación del pH de los lagos de alta montaña, ya sea en su disminución (acidificación) o aumento. Al respecto, en el Nevado de Toluca y a lo largo de 2017-2018, la información generada indica que en El Sol y La Luna el aporte de Ca^{2+} y HCO_3^- , así como el de SO_4^{2-} procedentes de la atmósfera influyeron en el pH de los lagos. Es decir, el pH de ambos lagos fue influido por el depósito atmosférico, sobre todo en el periodo de lluvias (Figuras 30 y 33), cuando la carga iónica recibida fue mayor y el pH más ácido.

Para intentar explicar si la elevación del pH de los lagos en los últimos 18 años pudiera deberse a una reducción de la precipitación de compuestos acidificantes o un incremento de los basificantes, se analizó la dinámica de los contaminantes precursores de lluvia ácida (óxidos de azufre y de nitrógeno) de la ciudad de Toluca y la ciudad de México (principalmente en la época lluviosa, cuando los vientos dominantes vienen del este-noreste), dado que son las principales fuentes de contaminantes para el Nevado de Toluca.

Así, de acuerdo con los datos obtenidos de las redes automáticas de monitoreo atmosférico (RAMA) de la Zona Metropolitana del Valle Toluca (RAMA de la ZMVT) y de la Zona Metropolitana del Valle de México (RAMA de la ZMVM), se observó que entre el año 2000 y 2018 hubo una tendencia decreciente en la concentración de SO₂ y NO₂, precursores del ácido sulfúrico (H₂SO₄) y el ácido nítrico (HNO₃), en la atmósfera de ambas ciudades. La reducción más importante de SO₂ y NO₂ se observó de 2000 a 2006, después las emisiones dejaron de decrecer (Figura 39).

En cuanto al incremento de compuestos basicantes, se exploró la evolución de la agricultura regional a partir de lo reportado en el Programa de Manejo: Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca (2016). Ahí, se reportaron 6,948 de unidades de producción agrícola dentro de la zona natural protegida del Nevado de Toluca, donde los principales cultivos son la papa, el maíz y la avena y es común el uso de fertilizantes.

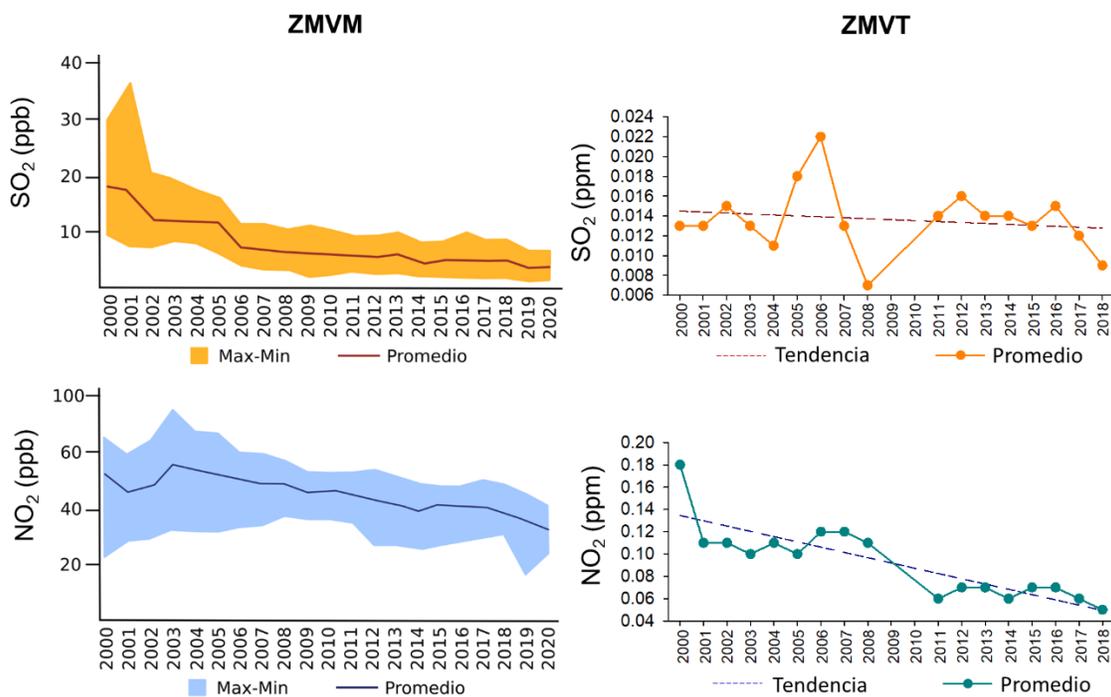


Figura 39. Dinámica de las emisiones de SO₂ y NO₂ en la zona metropolitana del valle de México (ZMVM) de 2000 a 2020 y en la zona metropolitana del valle de Toluca (ZMVT) de 2000 a 2018.

El cultivo de papa demanda grandes cantidades de nutrientes en un tiempo relativamente corto debido a su rápido desarrollo y a la baja eficiencia para la absorción de los elementos nutritivos que requiere (Munoz-Arboleda et al., 2006). Los compuestos más comunes utilizados en el cultivo de la papa son el nitrato de calcio y el fosfonitrato de amonio (Badillo-tovar et al., 2001; Rubio Cobarruvias & Cadena Hinojosa, 2012). El fosfonitrato contiene 16.5% de nitrógeno amoniacal (NH_4^+) el cual es de disponibilidad retardada y 16.5% de nitrógeno en forma de nitrato (NO_3^-) el cual es de disponibilidad media a rápida (FERTINOVA, 2018), por lo cual el nitrógeno en su forma amoniacal presenta pérdidas significativas por efecto de la volatilización ya que se propaga gasificándose al momento de ser aplicado en los suelos; cuando el amoniaco (NH_3) en forma de gas se pone en contacto con el agua o con los suelos acepta un H^+ convirtiéndose en el ión NH_4^+ (Cabildo et al., 2013). Lo anterior deja de manifiesto que el uso de suelo de la zona aledaña al ZPFFNT puede tener un efecto significativo en las características fisicoquímicas de los lagos del Nevado de Toluca.

Sin embargo, de acuerdo con mapas cartográficos elaborados por el Instituto de Geografía de la UNAM, con datos del INEGI, se aprecia que no hubo cambios en el uso de suelo en el Área de Protección de Flora y Fauna del Nevado de Toluca, es decir que desde el año 1993 a 2015, la frontera agrícola no ha crecido. Por lo anterior es difícil evaluar si ha habido un incremento en las emisiones de productos nitrogenados (NO_3^- y NH_4^+), derivados de la agricultura, a la atmósfera, así como de sus iones acompañantes (p.ej. calcio y magnesio). Así, el aumento de pH observado en los lagos El Sol y La Luna pudiera estar más asociado con la reducción en las emisiones de NO_2 y SO_2 provenientes de la ciudad de México y la ciudad de Toluca como se ha reportado en numerosos lagos de alta montaña tanto en Europa como en Estados Unidos (Driscoll et al., 2003; Aldo Marchetto et al., 2004; Mosello et al., 1999; Rogora et al., 2001; The MOLAR water Chemistry Group, 1999).

En la temporada de lluvias los vientos predominantes provienen del Este-Noreste, mientras que en temporada de secas provienen del Oeste-Suroeste, lo cual coincide con los registrados en un periodo que abarca 8 años, de 2000 a 2007 (Barba-López et al., 2021). Es decir, el origen del depósito atmosférico que recibieron los lagos no fue exclusivo de este periodo, sugiriendo que los cambios que ocurran en las fuentes de emisión determinan los compuestos que a ellos llegan. Considerando que la concentración en la atmósfera de los precursores de SO_4^{2-} en las ciudades de Toluca y México disminuyeron durante el

mismo periodo en que se observó la elevación del pH de los lagos, se sugiere que esa disminución pudo contribuir en parte al aumento de pH de El Sol y La Luna.

Las diferencias entre los lagos (que discutiremos más adelante) hacen que aun cuando están sometidos a las mismas influencias, reaccionen diferente a los fenómenos que los están impactando.

En El sol la evidencia mostró que los cambios del pH estuvieron gobernados por las fluctuaciones estacionales de Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+} , que amortiguaron la acidez de la lluvia en mayor medida en temporada de secas y en menor medida en temporada de lluvias. Aun cuando el Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+} dominan sobre el SO_4^{2-} en temporada de lluvias, es en esa temporada cuando se observaron las mayores tasas de depósito de este y los valores más ácidos del pH. Por tanto, la disminución de SO_4^{2-} desde el año 2000 en las fuentes de emisión y la consecuente disminución en su depósito podría haber llevado a pHs más básicos en la temporada de lluvias. Así el pH anual se habría ido elevando.

En La Luna por otro lado, las variaciones del pH se debieron a una conjugación inversa entre las concentraciones de IAs (SO_4^{2-} y NO_3^- principalmente) e IBs (HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} principalmente). Así, una disminución paulatina de SO_4^{2-} y NO_3^- desde el 2000 en las fuentes de emisión, y por tanto en su depósito atmosférico, llevaría a que ese balance fuera siendo más cargado hacia los IBs. Así su efecto neutralizante sobre la acidez de la lluvia y de menores cantidades de SO_4^{2-} y NO_3^- llevase al aumento del pH.

8.5 Diferencias entre El Sol y La Luna

Se aprecia que la estacionalidad de los lagos está gobernada principalmente por el patrón tropical, esto es, por las temporadas de lluvias y de secas. La estación seca registró 109.8 mm de precipitación, mientras que, en la estación lluviosa se registraron 1,055.9 mm. La profundidad de los lagos fue asimismo influida por las tasas de precipitación. Así, los lagos fueron más profundos en la estación lluviosa y más someros en la estación de secas (Figura 40). En El Sol la mayor profundidad coincidió con una menor K_{25} como se reporta para los lagos Øvre Neådalsvatn y Saanajärvi (The MOLAR water Chemistry Group, 1999). En La Luna, probablemente por ser más pequeño y diluido que El Sol, la mayor carga iónica de la

temporada de lluvias pareció incidir para que la K_{25} en esta época fuera significativamente mayor ($p < 0.05$).

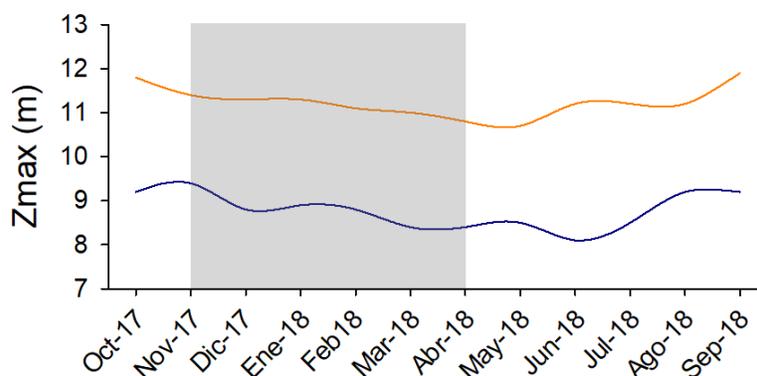


Figura 40. Dinámica de la profundidad máxima (Z_{max}) en los lagos El Sol (línea amarilla) y La Luna (línea azul) en el periodo anual de octubre de 2017 a septiembre de 2018. El cuadro gris marca el periodo de secas.

Los lagos El Sol y La Luna tienen diferentes concentraciones de iones, pH y K_{25} . Por lo tanto, la influencia del depósito atmosférico tendrá diferente impacto. La concentración de iones, en buena medida, va a depender del volumen del lago, que a su vez depende del balance hídrico y la precipitación en la zona (Kundzewicz, 2008; Trenberth et al., 2007). Además, la diferencia en sus morfometrías (tabla 14) puede explicar esas diferencias. El área superficial de El Sol ($237,321 \text{ m}^2$) es considerablemente mayor que la de La Luna ($31,083 \text{ m}^2$). Asimismo, sus volúmenes aproximados ($1,436,100 \text{ m}^3$ de El Sol vs $159,865$ de La Luna) son muy diferentes, lo que afecta el proceso de evaporación y concentración de iones y compuestos. Las diferencias morfométricas como explicación a las diferencias halladas en la influencia del depósito atmosférico sobre dos lagos de alta montaña cercanos ha sido propuesta para los lagos Río Seco y La Caldera en Sierra Nevada, España (Pulido-Villena et al., 2006).

Tabla 14. Parámetros morfométricos en los lagos El Sol y La Luna.

| Parámetro | El Sol | La Luna |
|---|-------------|-------------|
| Longitud Máxima (m)* | 795 NNE-SSW | 227 WSW-ENE |
| Ancho máximo (m)* | 482 | 209 |
| Volumen (m ³)* | 1,436,100 | 159,865 |
| Área superficial (m ²)* | 237,321 | 31,083 |
| Perímetro (km)* | 3.68 | 0.67 |
| Relación Volumen: Área superficial (m ⁻¹)** | 0.16 | 0.19 |
| Profundidad máxima (m)*** | 12 | 9 |
| Profundidad mínima (m)*** | 11 | 8 |

* Tomados de Alcocer, 1980.

** Cálculo a partir de los valores en Alcocer, 1980.

*** Datos registrados en este estudio.

Asimismo, ambos lagos tienen diferentes áreas de sus cuencas de captación. La Luna tiene una cuenca de captación de aproximadamente 1.26 km², mientras que la de El Sol presenta un área doblemente mayor, de aproximadamente 2.17 km². El Sol, al tener una mayor cuenca de captación, puede recibir un mayor aporte de sustancias minerales diversas tanto por depósito atmosférico, como de los procesos de meteorización, que aunque en zonas con un sustrato silíceo es baja, no es nula (Kopáček et al., 2017). Un ejemplo de esto es mencionado por Iltis y cols. (1991), quienes definieron dos diferentes zonas en el lago Titicaca, entre las que tanto el pH como la actividad fotosintética y las variaciones de la conductividad son, en promedio, más elevados en el Lago Menor, donde la dilución de sales en la época de lluvias y la época seca son más acentuadas que en el Lago Mayor (Iltis et al., 1991).

En resumen, los aportes atmosféricos de SO₄²⁻, Ca²⁺ y HCO₃⁻ jugaron los papeles centrales en la modificación de la concentración de los mismos en los lagos y por ende en el pH de ambos lagos. En la temporada de secas, el pH de los lagos fue menos ácido, lo que estuvo

asociado con la disminución en la concentración de SO_4^{2-} y aumento de la de Ca^{2+} y HCO_3^- . Los cambios en la concentración estuvieron asociados con una menor tasa de depósito de SO_4^{2-} y mayor tasa de depósito de Ca^{2+} y HCO_3^- .

En la temporada de lluvias, el pH de los lagos fue más ácido, lo que estuvo asociado con el aumento en la concentración de SO_4^{2-} y disminución de la de Ca^{2+} y HCO_3^- . Los cambios en la concentración estuvieron asociados con una mayor tasa de depósito de SO_4^{2-} y menor tasa de depósito de Ca^{2+} y HCO_3^- .

A pesar de que El Sol y La Luna comparten el mismo sustrato en sus cuencas y de que reciben el mismo tipo de aporte iónico vía atmosférica, la diferencia en el tamaño de sus microcuencas, el tamaño de los lagos y la actividad biológica conducen a que respondan de manera distinta a las influencias externas lo que se refleja en mayores valores de pH y conductividad (K_{25}) en El Sol con respecto a La Luna.

Dado que la evidencia disponible no sustenta la posibilidad de que el aumento del pH de los lagos del Nevado de Toluca esté asociado con los procesos internos, cómo el aumento en la actividad biológica, la liberación de iones producto de la meteorización de las cuencas ni la resuspensión de sedimentos, se sugiere que el pH anual de los lagos se ha ido elevando debido a que han ido recibiendo cantidades decrecientes de SO_4^{2-} .

9 Conclusiones

1. El depósito atmosférico mixto medido en los lagos El Sol y La Luna varía en monto y composición a lo largo del año. El depósito fue mayor en temporada de lluvias que en secas. En la temporada de lluvias se depositaron proporcionalmente más iones acidificantes (SO_4^{2-} y NO_3^-), mientras que en temporada de secas se depositaron más iones alcalinizantes (Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+}).
2. En la temporada de lluvias los vientos predominantes provienen del este-noreste donde se encuentran las ciudades de Toluca y de México. Lo anterior explica el mayor aporte de contaminantes industriales y urbanos (SO_4^{2-} y NO_3^-). En temporada de secas los vientos provienen del sur-suroeste donde predominan suelos agrícolas. Lo anterior explica el mayor aporte de Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+} .
3. Los iones del depósito atmosférico que mayor influencia tuvieron sobre la composición iónica y el pH de los lagos fueron: SO_4^{2-} , Ca^{2+} y HCO_3^- y en menor

medida el Mg^{2+} y NO_3^- . La respuesta a esta influencia fue particular a cada lago en función de su diferente volumen, profundidad, área superficial y de sus cuencas y actividad biológica: En El Sol los cambios en la concentración estacional de los iones basificantes (Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+}) tuvieron el mayor peso en la modificación estacional del pH. En la Luna los cambios estacionales del pH derivaron del aumento de iones acidificantes (SO_4^{2-} y NO_3^-) y de la disminución de iones basificantes (Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+}) en temporada de lluvias y lo contrario en temporada de secas.

4. Dada la reducción de los precursores de SO_4^{2-} y NO_3^- en las ciudades de Toluca y México (principal fuente histórica del aporte atmosférico que llega a los lagos El Sol y La Luna), se sugiere que el pH en la temporada de lluvias ha sido paulatinamente menos ácido, mientras que en temporada de secas se pudieran estar recibiendo cantidades mayores de Ca^{2+} , HCO_3^- y Mg^{2+} y su efecto neutralizante sobre la acidez de menores cantidades de SO_4^{2-} llevó a pH más básicos en esta temporada. Eso explicaría por qué el pH anual de los lagos se elevó desde el año 2000 hasta 2007.

10 Bibliografía

- Aceves-Quesada, J. F. (1996). *Geología y geomorfología del Nevado de Toluca: México*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Agustí-Panareda, A., & Thompson, R. (2002). Reconstructing air temperature at eleven remote alpine and arctic lakes in Europe from 1781 to 1997 AD. *Journal of Paleolimnology*, 28(1), 7–23. <https://doi.org/10.1023/A:1020363700397>
- Al-Momani, I. F., Ya'qoub, A. R. A., & Al-Bataineh, B. M. (2002). Atmospheric deposition of major ions and trace metals near an industrial area, Jordan. *Journal of Environmental Monitoring*, 4(6), 985–989. <https://doi.org/10.1039/b208697b>
- Alcocer, J., Oseguera, L. A., Escobar, E., Peralta, L., & Lugo, A. (2004). Biomass and Water in Two Phytoplankton Chemistry in Central Lakes Mexico Tropical. *Artic, Antartic, and Alpine Research*, 36(3), 342–346.
- Alcocer, J., Oseguera, L. A., Ibarra-Morales, D., Escobar, E., & García-Cid, L. (2021). Responses of Benthic Macroinvertebrate Communities of Two Tropical, High-Mountain Lakes to Climate Change and Deacidification. *Diversity*, 13, 1–14. <https://doi.org/10.3390/d13060243>
- Alcocer, J., Roberson, J., Oseguera, L. A., & Lewis, W. M. (2020). Rhythmic episodes of heating and cooling control thermal stratification of two tropical high mountain lakes. *Aquatic Sciences*, 82, 1–11. <https://doi.org/10.1007/s00027-020-00731-1>
- Almer, B., Dickson, W., Eckstrom, C., Hornstrom, E., & Miller, U. (1974). Report Effects on of Acidification Lakes Swedish. *Ambio*, 3(1), 30–36.
- Anderson, L. E., Krkošek, W. H., Stoddart, A. K., Trueman, B. F., & Gagnon, G. A. (2017). Lake Recovery Through Reduced Sulfate Deposition: A New Paradigm for Drinking Water Treatment. *Environmental Science and Technology*, 51, 1414–1422. <https://doi.org/10.1021/acs.est.6b04889>
- Araujo, T. G., Souza, M. F. L., De Mello, W. Z., & Da Silva, D. M. L. (2015). Bulk Atmospheric Deposition of Major Ions and Dissolved Organic Nitrogen in the Lower Course of a Tropical River Basin, Southern Bahia, Brazil. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 26(8), 1692–1701. <https://doi.org/10.5935/0103-5053.20150143>
- Área de Protección de Flora y Fauna Nevado de Toluca (1st ed.). (2016). Secretaría de

Medio Ambiente y Recursos Naturales.

https://simec.conanp.gob.mx/pdf_libro_pm/104_libro_pm.pdf

- Armienta, M. A., De La Cruz-Reyna, D. la S., & Macías, J. L. (2000). Chemical characteristics of the crater lakes of Popocatepetl, El Chichon, and Nevado de Toluca volcanoes, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *97*, 105–125. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00157-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00157-2)
- Armienta, M. A., Vilaclara, G., De la Cruz-Reyna, S., Ramos, S., Cenicerros, N., Cruz, O., Aguayo, A., & Arcega-Cabrera, F. (2008). Water chemistry of lakes related to active and inactive Mexican volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *178*(2), 249–258. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.019>
- Avila, A., Alarcón, M., & Queralt, I. (1998). THE CHEMICAL COMPOSITION OF DUST DUST TRANSPORTED IN RED RAINS-ITS CONTRIBUTION TO THE CYCLE OF A HOLM OAK FOREST IN CATALONIA (SPAIN). *Atmospheric Environment*, *32*(2), 179–191.
- Badillo-tovar, V., Castellanos, J. Z., Galvis-spinola, A., Alvarez-Sánchez, E., Uvalle-bueno, J. X., González-Eguiarte, D., & Enriquez-Reyes, S. A. (2001). Nitrogen reference levels in plant tissue of potato CV. Alpha. *Agrociencia*, *35*(6), 615–623.
- Barba-López, M. del R., Filonov, A., Alcocer, J., Ladah, L., & Tereshchenko, I. (2021). Complex interactions between meteorological parameters and the thermal regime of two tropical, high altitude crater lakes (Nevado de Toluca, Mexico). *Science of the Total Environment*, *771*, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145310>
- Battarbee, R. W., Grytnes, J. A., Thompson, R., Appleby, P. G., Catalan, J., Korhola, A., Birks, H. J. B., Heegaard, E., & Lami, A. (2002). Comparing palaeolimnological and instrumental evidence of climate change for remote mountain lakes over the last 200 years. *Journal of Paleolimnology*, *28*, 161–179. <https://doi.org/10.1023/A:1020384204940>
- Battarbee, R. W., Thompson, R., Catalan, J., Grytnes, J. A., & Birks, H. J. B. (2002). Climate variability and ecosystem dynamics of remote alpine and arctic lakes: The MOLAR project. *Journal of Paleolimnology*, *28*(1), 1–6. <https://doi.org/10.1023/A:1020342316326>
- Beem, K. B., Raja, S., Schwandner, F. M., Taylor, C., Lee, T., Sullivan, A. P., Carrico, C. M., McMeeking, G. R., Day, D., Levin, E., Hand, J., Kreidenweis, S. M., Schichtel, B.,

- Malm, W. C., & Collett, J. L. (2010). Deposition of reactive nitrogen during the Rocky Mountain Airborne Nitrogen and Sulfur (RoMANS) study. *Environmental Pollution*, *158*, 862–872. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2009.09.023>
- Bloomfield, K., & Valastro, S. (1974). Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*, *85*, 901–906.
- Boggero, A., Barbieri, A., De Jong, J., Marchetto, A., & Mosello, R. (1998). Chemistry and critical loads of Alpine lakes in Canton Ticino (Southern Central Alps). *Aquatic Sciences*, *60*, 300–315. <https://doi.org/10.1007/s000270050043>
- Brewer, P. G., & Goldman, J. C. (1976). Alkalinity changes generated by phytoplankton growth. *Limnology and Oceanography*, *21*(1), 108–117. <https://doi.org/10.4319/lo.1976.21.1.0108>
- Caballero-Miranda, M. (1996). The diatom flora of two acid lakes in central México. *Diatom Research*, *11*(2), 227–240.
- Cabildo, M. P., Cornago, R. P., Escolpastico, L., Esteban, S. S., López, G. C., & Castillo, D. S. del. (2013). *Bases Químicas Del Medio Ambiente (UNIDAD DIDÁCTICA)*. Universidad Nacional de Educación a Distancia.
- Catalan, J., Camarero, L., Felip, M., Pla, S., Ventura, M., Buchaca, T., Bartumeus, F., De Mendoza, G., Miró, A., Casamayor, E. O., Medina-Sánchez, J. M., Bacardit, M., Altuna, M., Bartrons, M., & De Quijano, D. D. (2006). High mountain lakes: Extreme habitats and witnesses of environmental changes. *Limnetica*, *25*(1–2), 551–584.
- Catalan, J., Curtis, C. J., & Kernan, M. (2009). Remote European mountain lake ecosystems: Regionalisation and ecological status. *Freshwater Biology*, *54*, 2419–2432. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.2009.02326.x>
- Cerón, R. M. B., Cerón, J. G. B., Aguilar, C. A. U., Ramírez, E. L., Ortínez, J. A. Á., Montalvo, C. R., & Carballo, C. G. P. (2014). Wet Deposition Fluxes and Related Atmospheric Chemistry at Three Sites in Mexico. *Open Journal of Air Pollution*, *03*(01), 1–9. <https://doi.org/10.4236/ojap.2014.31001>
- Cerqueira, M. R. F., Pinto, M. F., Derossi, I. N., Esteves, W. T., Santos, M. D. R., Matos, M. A. C., Lowinson, D., & Matos, R. C. (2014). Chemical characteristics of rainwater at a southeastern site of Brazil. *Atmospheric Pollution Research*, *5*(2), 253–261. <https://doi.org/10.5094/APR.2014.031>

- Charles, D. F. (1990). Effects of acidic deposition on North American lakes: palaeolimnological evidence from diatoms and chrysophytes. *Philosophical Transactions - Royal Society of London, B*, 327(1240), 403–412.
<https://doi.org/10.1098/rstb.1990.0082>
- Clow, D. W., & Mast, M. A. (1995). Composition of precipitation, bulk deposition, and runoff at a granitic bedrock catchment in the Loch Vale watershed, Colorado, USA. *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments. Proc. Symposium, Boulder, 1995*, 228(228), 235–242.
- Clow, D. W., Williams, M. W., & Schuster, P. F. (2016). Increasing aeolian dust deposition to snowpacks in the Rocky Mountains inferred from snowpack , wet deposition , and aerosol chemistry. *Atmospheric Environment*, 146, 183–194.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.06.076>
- Cuna, E. (2015). *Registro de cambios ambientales en dos lagos de alta montaña en México con base en sus algas modernas y fósiles*. UNAM.
- Cuna, E., Zawisza, E., Caballero, M., Ruiz-Fernández, A. C., Lozano-García, S., & Alcocer, J. (2014). Environmental impacts of Little Ice Age cooling in central Mexico recorded in the sediments of a tropical alpine lake. *Journal of Paleolimnology*, 51(1), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s10933-013-9748-0>
- Curtis, C. J., Barbieri, A., Camarero, L., Gabathuler, M., Galas, J., Hanselmann, K., Kopacek, J., Mosello, R., Nickus, U., Rose, N., Stuchlik, E., Thies, H., Ventura, M., & Wright, R. (2002). Application of static critical load models for acidity to high mountain lakes in Europe. *Water, Air, and Soil Pollution*, 2, 115–126.
<https://doi.org/https://doi.org/10.1023/A:1020142323399>
- Curtis, C. J., Botev, I., Camarero, L., Catalan, J., Cogalniceanu, D., Hughes, M., Kernan, M., Kopáček, J., Korhola, A., Psenner, R., Rogora, M., Stuchlík, E., Veronesi, M., & Wright, R. F. (2005). Acidification in European mountain lake districts: A regional assessment of critical load exceedance. *Aquatic Sciences*, 67(3), 237–251.
<https://doi.org/10.1007/s00027-005-0742-0>
- Darby, L. S. (2005). Cluster analysis of surface winds in Houston, Texas, and the impact of wind patterns on ozone. *Journal of Applied Meteorology*, 44, 1788–1806.
<https://doi.org/10.1175/JAM2320.1>
- De Mello, W. Z. (2001). Precipitation chemistry in the coast of the Metropolitan Region of

- Rio de Janeiro, Brazil. *Environmental Pollution*, 114(2), 235–242.
[https://doi.org/10.1016/S0269-7491\(00\)00209-8](https://doi.org/10.1016/S0269-7491(00)00209-8)
- Dodds, K. W., & Whiles, M. (2010). Nitrogen, Sulfur, Phosphorus and other nutrients. In K. W. Dodds & M. Whiles (Eds.), *Freshwater Ecology: Concepts and Environmental Applications of Limnology* (3rd ed., pp. 345–373). Elsevier.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374724-2.00014-3>
- Dodds, W. K., Burgin, A. J., Marcarelli, A. M., & Strauss, E. A. (2017). Nitrogen Transformations. In *Methods in Stream Ecology: Third Edition* (Third Edit, Vol. 2, pp. 173–196). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-813047-6.00010-3>
- Driscoll, C. T., Driscoll, K. M., Roy, K. M., & Mitchell, M. J. (2003). Chemical response of lakes in the Adirondack Region of New York to declines in acidic deposition. *Environmental Science and Technology*, 37, 2036–2042.
<https://doi.org/10.1021/es020924h>
- Drouet, T., Herbauts, J., Gruber, W., & Demaiffe, D. (2005). Strontium isotope composition as a tracer of calcium sources in two forest ecosystems in Belgium. *Geoderma*, 126, 203–223. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2004.09.010>
- Durašković, P., Tošić, I., Unkašević, M., Ignjatović, L., & Dordević, D. (2012). The dominant contribution on wet deposition of water-soluble main ions in the South-Eastern Adriatic region. *Central European Journal of Chemistry*, 10(4), 1301–1309.
<https://doi.org/10.2478/s11532-012-0058-6>
- Ellis, B. K., Craft, J. A., & Stanford, J. A. (2015). Long-term atmospheric deposition of nitrogen, phosphorus and sulfate in a large oligotrophic lake. *PeerJ*, 3, 1–20.
<https://doi.org/10.7717/peerj.841>
- Feely, R. A., Doney, S. C., & Cooley, S. R. (2009). Ocean acidification. *Oceanography*, 22(4), 36–47. <https://doi.org/10.4337/9781781004777.00032>
- FERTINOVA. (2018). *Fosfonitrato* (pp. 3–4).
http://www.fertinova.mx/sites/default/files/FICHA_FOSFONITRATO.pdf
- Gabrielse, H., Monger, J. W. H., Wheeler, J. O., & Yorath, C. J. (1991). Morphological belts, tectonics assemblages and terranes. In H. Gabrielse & C. J. Yorath (Eds.), *Geology of the Cordilleran Orogen Canada. Geological Survey of Canada, No. 4* (pp. 15–28).

- Galloway, J. N., Dentener, F. J., Capone, D. G., Boyer, E. W., Howarth, R. W., Seitzinger, S. P., Asner, G. P., Cleveland, C. C., Green, P. A., Holland, E. A., Karl, D. M., Michaels, A. F., Porter, J. H., Townsend, A. R., & Vörösmarty, C. J. (2004). Nitrogen cycles: past, present, and future. In *Biogeochemistry* (Vol. 70). [papers://aa15ed4a-8b41-4036-84a6-41087bba0cd6/Paper/p3387](https://doi.org/10.1007/s10871-004-3387-8)
- Galloway, J. N., Townsend, A. R., Erisman, J. W., Bekunda, M., Cai, Z., Freney, J. R., Martinelli, L. A., Seitzinger, S. P., & Sutton, M. A. (2008). Transformation of the nitrogen cycle: Recent trends, questions, and potential solutions. *Science*, *320*(5878), 889–892. <https://doi.org/10.1126/science.1136674>
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Arce, J. L., Capra, L., Garduño, V. H., & Espíndola, J. M. (2002). Geology of Nevado de Toluca Volcano and surrounding areas , central Mexico. *Geological Society of America Map and Chart Series, MCH089*, 1–26.
- García, R., del Torres Ma, C., Padilla, H., Belmont, R., Azpra, E., Arcega-Cabrera, F., & Báez, A. (2006). Measurement of chemical elements in rain from Rancho Viejo, a rural wooded area in the State of Mexico, Mexico. *Atmospheric Environment*, *40*(32), 6088–6100. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2006.05.048>
- Gašiorowski, M., & Sienkiewicz, E. (2013). The sources of carbon and nitrogen in mountain lakes and the role of human activity in their modification determined by tracking stable isotope composition. *Water, Air, and Soil Pollution*, *224*(1498), 1–9. <https://doi.org/10.1007/s11270-013-1498-0>
- Granados, I., & Toro, M. (2000). Recent warming in a high mountain lake (Laguna Cimera, Central Spain) inferred by means of fossil chironomids. *Journal of Limnology*, *59*(1), 109–119. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.2000.s1.109>
- Granados, I., Toro, M., & Rubio-Romero, A. (2006). *Laguna Grande de Peñalara: 10 años de seguimiento limnológico*. dirección General del Medio Natura. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Grant, W. D. (2006). Alkaline Environments and biodiversity. In C. Gerday & N. Glansdorff (Eds.), *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS)*. UNESCO, Eolss Publishers. <http://www.eolss.net>
- Grömping, A. H. J., Ostapczuk, P., & Emons, H. (1997). Wet deposition in Germany: Long-Term trends and the contribution of heavy metals. *Chemosphere*, *34*(9/10), 2227–2236.

- Gunkel, G. (2003). Limnología de un Lago Tropical de Alta Montaña, en Ecuador: características de los sedimentos y tasa de sedimentación. *Revista de Biología Tropical*, 51(2), 381–390.
- Henriksen, A., Joranger, E., & Semb, A. (1990). *The contribution of nitrogen to acidification. Monitoring Programme Report 408/90.*
- Henriksen, A., Lien, L., Rosseland, B. O., Traaen, T. S., & Sevaldrud, I. S. (1989). Lake acidification in Norway: Present and predicted fish status. *Ambio*, 18(6), 314–321. <https://doi.org/10.2307/4313601>
- Hessen, D. O. (2013). Inorganic nitrogen deposition and its impacts on N: P-ratios and lake productivity. *Water*, 5, 327–341. <https://doi.org/10.3390/w5020327>
- Heuer, K., Tonnessen, K. A., & Ingersoll, G. P. (2000). Comparison of precipitation chemistry in the Central Rocky Mountains, Colorado, USA. *Atmospheric Environment*, 34, 1713–1722. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(99\)00430-6](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(99)00430-6)
- Hofslagare, O., Samuelsson, G., Sjöberg, S., & Ingri, N. (1983). A precise potentiometric method for determination of algal activity in an open CO₂ system. *Plant, Cell & Environment*, 6, 195–201. <https://doi.org/10.1111/1365-3040.ep11587621>
- Hondzo, M. (1998). Dissolved oxygen transfer at the sediment-water interface in a turbulent flow. *Water Resources Research*, 34(12), 3525–3533.
- Hondzo, M., & Steinberger, N. (2002). A semi-analytical model for dissolved oxygen mass transfer coefficient at the sediment-water interface. *Hydrobiologia*, 479, 63–68. <https://doi.org/10.1023/A:1021006229334>
- Huettel, M., & Webster, I. T. (2001). Porewater flow in permeable sediments. In B. P. Boudreau & B. B. Jørgensen (Eds.), *The benthic boundary layer: transport processes and biogeochemistry*. (pp. 144–179). Oxford University Press.
- Hundey, E. J., Russell, S. D., Longstaffe, F. J., & Moser, K. A. (2016). Agriculture causes nitrate fertilization of remote alpine lakes. *Nature Communications*, 7, 1–9. <https://doi.org/10.1038/ncomms10571>
- Ibarra-Morales, D. (2015). *Dinámica limnológica estacional e interanual de dos lagos tropicales de alta montaña: El Sol y La Luna, Nevado de Toluca, México.* UNAM.
- Iltis, A., Carmouze, J. P., & Lemoalle, J. (1991). Características físico-químicas del agua. In C. Dejoux & A. Iltis (Eds.), *El Lago Titicaca, Síntesis del conocimiento limnológico*

actual (pp. 107–113).

- Ito, K., Uchiyama, Y., Kurokami, N., Sugano, K., & Nakanishi, Y. (2011). Soil acidification and decline of trees in forests within the precincts of shrines in Kyoto (Japan). *Water, Air, and Soil Pollution*, 214(1–4), 197–204. <https://doi.org/10.1007/s11270-010-0416-y>
- Jiménez-Seinos, J. L. (2018). *Análisis y comparación de las redes tróficas de los lagos (El Sol y La Luna) Nevado de Toluca, México*. UNAM.
- Jiménez, P. A., González-Rouco, J. F., Montávez, J. P., García-Bustamante, E., & Navarro, J. (2009). Climatology of wind patterns in the northeast of the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 29, 501–525. <https://doi.org/10.1002/joc>
- Karst-Riddoch, T. L., Pisaric, M. F. J., Youngblut, D. K., & Smol, J. P. (2005). Postglacial record of diatom assemblage changes related to climate in an alpine lake in the northern Rocky Mountains, Canada. *Canadian Journal of Botany*, 83, 968–982. <https://doi.org/10.1139/b05-045>
- Keresztesi, Á., Birsan, M. V., Nita, I. A., Bodor, Z., & Szép, R. (2019). Assessing the neutralisation, wet deposition and source contributions of the precipitation chemistry over Europe during 2000–2017. *Environmental Sciences Europe*, 31(1), 1–15. <https://doi.org/10.1186/s12302-019-0234-9>
- Kopáček, J., Kaňa, J., Bičárová, S., Fernandez, I. J., Hejzlar, J., Kahounová, M., Norton, S. A., & Stuchlík, E. (2017). Climate Change Increasing Calcium and Magnesium Leaching from Granitic Alpine Catchments. *Environmental Science and Technology*, 51(1), 159–166. <https://doi.org/10.1021/acs.est.6b03575>
- Kuhn, M. (2001). The nutrient cycle through snow and ice, a review. *Aquatic Sciences*, 63, 150–167. <https://doi.org/10.1007/PL00001348>
- Kuhn, M., Haslhofer, J., Nickus, U., & Schellander, H. (1998). Seasonal development of ion concentration in a high alpine snow pack. *Atmospheric Environment*, 32(23), 4041–4051. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(97\)00216-1](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(97)00216-1)
- Kundzewicz, Z. W. (2008). Climate change impacts on the hydrological cycle. *Ecohydrology and Hydrobiology*, 8(2–4), 195–203. <https://doi.org/10.2478/v10104-009-0015-y>
- Larson, G. L., Collier, R., & Buktenica, M. (2007). Long-term limnological research and

- monitoring at Crater Lake, Oregon. *Hydrobiologia*, 574, 1–11.
<https://doi.org/10.1007/s10750-006-0342-6>
- Leal, T. F. M., Fontenele, A. P. G., Pedrotti, J. J., & Fornaro, A. (2004). Composition of rainwater in the central region of São Paulo City. *Quimica Nova*, 27(6), 855–861.
<https://doi.org/10.1590/S0100-40422004000600003>
- Lee, M. T. (1986). The Next Step: Acid Rain. *EPA Journal*, 12(5), 2–3.
- Lewis, W. M. (1996). Tropical lakes: how latitude makes a difference. In *Perspectives in Tropical Limnology* (pp. 43–64).
- Löffler, H. (1964). The limnology of tropical high-mountain lakes. *Internationale Vereinigung Für Theoretische Und Angewandte Limnologie: Verhandlungen*, 15(1), 176–193. <https://doi.org/10.1080/03680770.1962.11895519>
- Macías, J. L., García, P. A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C., & Scott, K. (1997). Late pleistocene-holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán Volcanoes, Central Mexico. *Brigham Young University Geology Studies*, 42(1), 493–528.
- Macías, José Luis. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 379–424. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n3a6>
- Magaña, R. V. O. (2004). El cambio climático global: comprender el problema. In J. Martínez & A. Fernández (Eds.), *Cambio climático, una visión desde México* (pp. 17–27). INE-SEMARNAT México.
- Marchetto, A., Mosello, R., Psenner, R., Barbieri, A., Bendetta, G., Tait, D., & Tartari, G. A. (1994). Evaluation of the level of acidification and the critical loads for Alpine lakes. *Ambio*, 23(2), 150–154.
- Marchetto, A., Mosello, R., Rogora, M., Manca, M., Boggero, A., Morabito, G., Musazzi, S., Tartari, G. A., Nocentini, A. M., Pugnetti, A., Bettinetti, R., Panzani, P., Armiraglio, M., Cammarano, P., & Lami, A. (2004). The chemical and biological response of two remote mountain lakes in the Southern Central Alps (Italy) to twenty years of changing physical and chemical climate. *Journal of Limnology*, 63(1), 77–89.
<https://doi.org/10.4081/jlimnol.2004.77>
- Margalef, R. (1983). *Limnología*. Omega, S. A.

- Mazzuca, T. S. (2003). *Influencia de las condiciones hidrodinámicas y de la fracción molar de CO₂ en la fase gaseosa sobre el crecimiento celular en cultivos de microalgas*. Universidad de Almería.
- Mercado, J. M. (2002). Ecofisiología y bomba biológica en el océano. *Interciencia*, 27(10), 537–543.
- Migliavacca, D., Teixeira, E. C., Wiegand, F., Machado, A. C. M., & Sanchez, J. (2005). Atmospheric precipitation and chemical composition of an urban site, Guaíba hydrographic basin, Brazil. *Atmospheric Environment*, 39, 1829–1844.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2004.12.005>
- Moiseenko, T. I. (2005). Effects of acidification on aquatic ecosystems. *Russian Journal of Ecology*, 36(2), 93–102. <https://doi.org/10.1007/s11184-005-0017-y>
- Monte, P. I. (2016). *Agua, pH y equilibrio químico: Entendiendo el efecto del dióxido de carbono en la acidificación de los océanos* (1a ed.). Secretaría de Educación Pública. Subsecretaría de Educación Media Superior.
- Mosello, R., Marchetto, A., Boggero, A., Brizzio, M. C., Tartari, G. A., & Rogora, M. (1999). Pluriannual evolution of the hydrochemistry of two Alpine lakes (Lake Paione Inferiore and Lake Paione Superiore, Ossola Valley) in relation to atmospheric loads. *Journal of Limnology*, 58(1), 42–48. <https://doi.org/10.4081/jlimnol.1999.42>
- Munoz-Arboleda, F., Mylavarapu, R. S., Hutchinson, C. M., & Portier, K. M. (2006). Root distribution under seepage-irrigated potatoes in northeast Florida. *American Journal of Potato Research*, 83, 463–472. <https://doi.org/10.1007/BF02883507>
- Muri, G. (2013). Atmospheric deposition chemistry in a subalpine area of the Julian alps, North-West Slovenia. *Journal of Limnology*, 72(2), 291–300.
<https://doi.org/10.4081/jlimnol.2013.e23>
- Navarro, G. G., & Navarro, G. S. (2014). *Fertilizantes: química y acción*. Mundi-Prensa.
- Nickus, U., Kuhn, M., Novo, A., & Rossi, G. C. (1998). Major element chemistry in alpine snow along a north-south transect in the Eastern Alps. *Atmospheric Environment*, 32(23), 4053–4060. [https://doi.org/10.1016/S1352-2310\(98\)00231-3](https://doi.org/10.1016/S1352-2310(98)00231-3)
- Oseguera, L. A., Alcocer, J., & Escobar, E. (2016). Benthic macroinvertebrates of two tropical, high-mountain lakes at Nevado de Toluca Volcano at central region of Mexico. *Hidrobiologica*, 26(3), 419–432.

<https://doi.org/10.24275/uam/izt/dcbs/hidro/2016v26n3/oseguera>

Porta, J. C., Lopez-Acevedo, R. M., & Poch, C. R. M. (2013). *Edafología: uso y protección de suelos*. Mundi-Prensa.

Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Malinalco, México. (2009).

https://www.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/15/15052.pdf

Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos: Zumpahuacán, México. (2009).

http://www3.inegi.org.mx/contenidos/app/mexicocifras/datos_geograficos/15/15119.pdf

Psenner, R. (1999). Living in a dusty world: Airborne dust as a key factor for alpine lakes. *Water, Air, and Soil Pollution*, 112, 217–227.

<https://doi.org/10.1023/A:1005082832499>

Psenner, R., & Nickus, U. (1986). Snow chemistry of a glacier in the Central Eastern Alps (Hintereisferner, Tyrol, Austria). *Z. f. Gletscherkunde u. Glazialgeologie*, 22, 1–18.

Pulido-Villena, E., Reche, I., & Morales-Baquero, R. (2006). Significance of atmospheric inputs of calcium over the southwestern Mediterranean region: High mountain lakes as tools for detection. *Global Biogeochemical Cycles*, 20, 1–8.

<https://doi.org/10.1029/2005GB002662>

Rodríguez, M. J. (2013). *Ecología*. Pirámide.

Rogora, M., Marchetto, A., & Mosello, R. (2001). Trends in the chemistry of atmospheric deposition and surface waters in the Lake Maggiore catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 5(3), 379–390. <https://doi.org/10.5194/hess-5-379-2001>

Rogora, M., Mosello, R., Arisci, S., Brizzio, M. C., Barbieri, A., Balestrini, R., Waldner, P., Schmitt, M., Stähli, M., Thimonier, A., Kalina, M., Puxbaum, H., Nickus, U., Ulrich, E., & Probst, A. (2006). An overview of atmospheric deposition chemistry over the Alps: Present status and long-term trends. *Hydrobiologia*, 562, 17–40.

<https://doi.org/10.1007/s10750-005-1803-z>

Roy, K. M., Dukett, J., Houck, N., & Lawrence, G. B. (2012). *A Long-Term Monitoring Program for Evaluating Changes in Water Quality in Selected Adirondack Waters*.

- Rubio Cobarruvias, O. A., & Cadena Hinojosa, M. A. (2012). Optimización del fraccionamiento del nitrógeno en el cultivo de papa en el Valle de Toluca. *Revista Mexicana de Ciencias Agrícolas*, 3(6), 1075–1084.
<https://doi.org/10.29312/remexca.v3i6.1360>
- Rzedowski, J. (1981). La vegetación de México. In *LIMUSA*.
- SAGARPA. (2018). *Desarrollo rural, uso de fertilizantes*.
- Sánchez, M. del R., Reyes, N., Lugo, A., Alcocer, J., Oseguera, L., & Peralta, L. (2004). Variación del bacterioplancton en dos lagos mexicanos de alta montaña. *Scientiae Naturae*, 7, 69–83.
- Sandu, I., Niekerk, A. Van, Shepherd, T. G., Vosper, S. B., Zadra, A., Bacmeister, J., Beljaars, A., Brown, A. R., Dörnbrack, A., Mcfarlane, N., Pithan, F., & Svensson, G. (2019). Impacts of orography on large-scale atmospheric circulation. *Npj Climate and Atmospheric Science*, 2, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41612-019-0065-9>
- Schofield, C. L., & Driscoll, C. T. (1987). Fish species distribution in relation to water quality gradients in the North Branch of the Moose River Basin. *Biogeochemistry*, 3, 63–85. <https://doi.org/10.1007/BF02185185>
- Sommaruga, R. (2001). The role of solar UV radiation in the ecology of alpine lakes. *Journal of Photochemistry and Photobiology B: Biology*, 62(1–2), 35–42.
[https://doi.org/10.1016/S1011-1344\(01\)00154-3](https://doi.org/10.1016/S1011-1344(01)00154-3)
- Ștefan, A., Szakács, A., & Seghedi, L. (1996). DACITE FROM TYPE LOCALITY: GENEALOGY AND DESCRIPTION. In *Geological Survey of Romania* (p. 6).
- Stumm, W., Sigg, L., & Schnoor, J. L. (1987). Aquatic chemistry of acid deposition. *Environmental Science and Technology*, 21(1), 8–13.
<https://doi.org/10.1021/es00155a001>
- The MOLAR water Chemistry Group. (1999). The MOLAR project: Atmospheric deposition and lake water chemistry. *Journal of Limnology*, 58(2), 88–106.
- Thimonier, A., Schmitt, M., Waldner, P., & Rihm, B. (2005). Atmospheric deposition on swiss long-term forest ecosystem research (LWF) plots. *Environmental Monitoring and Assessment*, 104, 81–118. <https://doi.org/10.1007/s10661-005-1605-9>
- Thomasson, K. (1956). Reflections on arctic and alpine lakes. *Oikos*, 7, 119–143.
- Thompson, M. E., & Hutton, M. B. (1985). Sulfate in lakes of eastern Canada: calculated

- yields compared with measured wet and dry deposition. *Water, Air, and Soil Pollution*, 24, 77–83.
- Tipping, E., Benham, S., Boyle, J. F., Crow, P., Davies, J., Fischer, U., Guyatt, H., Helliwell, R., Jackson-Blake, L., Lawlor, A. J., Monteith, D. T., Rowe, E. C., & Toberman, H. (2014). Atmospheric deposition of phosphorus to land and freshwater. *Environmental Sciences: Processes and Impacts*, 16, 1608–1617. <https://doi.org/10.1039/c3em00641g>
- Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, D., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J. A., Rusticucci, M., Soden, B., & Zhai, P. (2007). Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, & H. L. Miller (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. <https://doi.org/10.5194/cp-6-379-2010>
- Uusitalo, J. (1996). Algal carbon uptake and the difference between alkalinity and pH (“alkalization”), exemplified with a pH drift experiment. *Scientia Marina*, 60(1), 129–134.
- Varekamp, J. C., Pasternack, G. B., & Rowe, G. L. (2000). Volcanic lake systematics II. Chemical constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 97, 161–179. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00182-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00182-1)
- Wasiuta, V., Lafrenière, M. J., Norman, A. L., & Hastings, M. G. (2015). Summer deposition of sulfate and reactive nitrogen to two alpine valleys in the Canadian Rocky Mountains. *Atmospheric Environment*, 101, 270–285. <https://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2014.10.041>
- Wollast, R., Mackenzie, F. T., & Chou, L. (1993). *Interactions of C, N, P and S Biogeochemical Cycles and Global Change*. Springer-Verlag.
- Zambrano-Cárdenas, R. M. (2005). *Niveles de contaminación por metales pesados en sedimentos y peces de la Presa Aguamilpa, Nayarit. Universidad Autónoma de Nayarit. México*. Universidad Autónoma de Nayarit. México.