



**Universidad de Concepción  
Facultad de Ciencias Ambientales  
Ingeniería Ambiental**

**“Comparación de métodos para estimar Evaporación en un lago  
andino de Clima Templado”**

Habilitación presentada para optar al título de  
**Ingeniero Ambiental**

**Sebastián Andrés Yévenes Sobarzo**

**Profesores guía**

**Dr. Pedro Arriagada Sanhueza**

**Dr. Víctor Parra Ramírez**

CONCEPCIÓN (Chile), 2025



Universidad de Concepción

## **“Comparación de métodos para estimar evaporación en un lago andino de clima templado”**

Habilitación presentada para optar al título de  
**Ingeniero Ambiental**

Alumno: **Sebastián Andrés Yévenes Sobarzo**

Profesores guía: **Dr. Pedro Arriagada Sanhueza**

**Dr. Víctor Parra Ramírez**

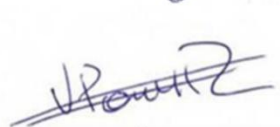
CONCEPCIÓN (Chile), 2025

## “COMPARACIÓN DE MÉTODOS PARA ESTIMAR EVAPORACIÓN EN UN LAGO ANDINO DE CLIMA TEMPLADO”

Profesor Guía: Dr. Pedro Arriagada Sanhueza



Profesor Guía: Dr. Victor Parra Ramírez



Profesor Comisión: Dr. Alberto Araneda Castillo



**CONCEPTO: APROBADO CON DISTINCIÓN MÁXIMA**

Conceptos que se indica en el Título

- ✓ Aprobado por Unanimidad : (En Escala de 4,0 a 4,9)
- ✓ Aprobado con Distinción (En Escala de 5,0 a 5,6)
- ✓ Aprobado con Distinción Máxima ( En Escala de 5,7 a 7,0)

Concepción, octubre 2025

2. Índice	
2. Índice .....	4
3. Agradecimientos.....	7
4. Resumen .....	9
5. INTRODUCCIÓN.....	10
Hipótesis .....	13
Objetivo General .....	13
Objetivos Específicos.....	13
6. ANTECEDENTES.....	14
6.1 Lagos Andinos .....	14
6.1.1 Lagos Andinos Norte.....	15
6.1.2 Lagos Andinos Centro .....	17
6.1.3 Lagos Andinos Sur.....	19
6.2 Principales amenazas .....	22
6.2.1 Efectos esperados del cambio climático .....	24
6.3 Balance hídrico .....	26
6.4 Evaporación.....	27
6.4.1 Métodos de estimación convencionales.....	28
6.4.2 Métodos de balance de energía .....	29
6.4.3 Métodos Aerodinámicos .....	29
6.4.4 Métodos combinados .....	29
6.4.5 Métodos Comparativos .....	30
6.5 Métodos indirectos utilizando imágenes satelitales .....	31
7. METODOLOGÍA.....	33
7.1 Área de estudio .....	33
7.2 Calcular la evaporación por medio de métodos convencionales en un lago andino templado. ....	34
7.3 Cuantificar la evaporación por medio de imágenes satelitales .....	42
7.4 Recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática.....	45
8. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	48
8.1 Calcular la evaporación por medio de métodos convencionales en un lago andino templado .....	48
8.1.2 Comparativa entre métodos de estimación convencionales .....	62

8.2	Cuantificar la evaporación por medio de imágenes satelitales .....	63
8.3	Recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática.....	68
8.3.1	Desempeño general de los métodos .....	69
8.3.2	Recomendación de métodos de estimación de evaporación para lagos andinos templados .....	72
9	CONCLUSIONES.....	73
10	CONTRIBUCIÓN A LOS ODS.....	77
11	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	79

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Fragmento de clasificación de lagos andinos. Lagos andinos norte sudamericano .....	17
Figura 2 Fragmento de clasificación de lagos andinos. Lagos andinos centrales. ....	19
Figura 3 Fragmento de clasificación de lagos andinos. Lagos andinos sur. ....	22
Figura 4 Diferencia de Superficie de agua perdida en % en 2 periodos 1984-2009 y 2010-2020 .....	25
Figura 5 Zona de estudio, Lago Riñihue .....	33
Figura 6 (a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Combinado en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método combinado .....	49
Figura 7 (a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método aerodinámico en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método aerodinámico .....	51
Figura 8 (a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Priestley-Taylor en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método Priestley-Taylor .....	53
Figura 9 (a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método McMillan en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método McMillan .....	55
Figura 10 (a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Brutsaert & Yu en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método Brutsaert & Yu .....	57
Figura 11 (a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Kotoda en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método Kotoda .....	59
Figura 12 Gráfico comparativo entre los métodos utilizados en escala anual (2013-2024) .....	62
Figura 13 Evaporación estimada por el método comparativo por imágenes satelitales vs evaporación observada por periodo en mm/d .....	66

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1 Descripción de las estaciones meteorológicas y fluviométrica utilizadas .....	40
Tabla 2 Tabla resumen recopilación de información hidroclimática .....	40
Tabla 3 Interpretación de valores de NDWI .....	43
Tabla 4 Interpretación resultados de valores de índices de bondad de ajuste .....	46
Tabla 5 Periodos de estudio método imágenes satelitales .....	64
Tabla 6 Índices de bondad de ajuste de los métodos de estimación de evaporación utilizados .....	68
Tabla 7. Justificación de contribución a los ODS .....	77

### **3. Agradecimientos**

En primer lugar, agradecería a mi familia, a mis padres sin los cuales yo no estaría donde estoy ni tampoco sería la persona que soy en la actualidad o la que quiero ser en un futuro. Su apoyo incondicional y su apuesta por mis capacidades han sido un factor crucial para llevar a cabo todo lo que me he propuesto en mi vida.

A mi hermana, la cual siempre ha sido una guía y modelo para seguir para mí tanto a nivel personal como académico, siendo incluso la responsable principal de mí cuando mis padres estaban ocupados con el trabajo dedicando su tiempo a mi crianza desde que era una niña siempre preocupándose de mí.

A mi novia, la cual ha sido un pilar fundamental dentro de mis últimos años universitarios, siendo un apoyo incondicional siempre buscando que del 100% dentro de mis estudios, junto con el cariño y desconexión del estrés necesarios para sobrellevar la carga académica.

A mis amigos, siendo los mayores apoyos dentro y fuera de la vida universitaria, ya que me han acompañado en cada etapa de mi proceso académico. Tanto mis amigos hechos en la universidad, como amigos del liceo y amigos de otras ciudades todos han sido un aporte para llegar a donde estoy.

A mis profesores guías, Dr. Pedro Arriagada y Dr. Víctor Parra, por su apoyo, consejos, aportes y paciencia. Su orientación ha sido un factor crucial para el desarrollo tanto de mi tesis como de mis habilidades académicas.

A mi mascota, el cual es un apoyo emocional importante al ser el primero en recibirme cuando llego a mi casa y estar ahí siempre para darme cariño.

Finalmente, agradezco a mis abuelos. Quienes siempre me entregaron apoyo y comprensión incondicional a pesar de que algunos ya no están aquí conmigo. Pero sé que están observándome orgulloso terminando este proceso.

#### 4. Resumen

Los lagos andinos corresponden a ecosistemas estratégicos en Sudamérica, cumpliendo un rol fundamental como fuente de agua dulce y de hábitats para especies endémica, sin embargo, son ecosistemas frágiles que presentan una alta vulnerabilidad a forzantes naturales como el cambio climático (Prado et al., 2024). Por ejemplo en Chile central, producto de un proceso de mega sequía que afectó al país entre los años 2010-2020, se han registrado pérdidas de superficie de lagos andinos de aproximadamente 8,73 km<sup>2</sup> (Fuentealba et al., 2021). Para estimar estos cambios, una herramienta ampliamente utilizada es el balance hídrico, el cual permite estimar los flujos de agua presente en un sistema, como la evaporación, siendo esta una variable que se verá altamente modificada por el aumento de la temperatura asociada al cambio climático (Gupta, 2016; Ven te Chow, 1994).

Esta investigación se centró en estudiar la evaporación en el Lago Riñihue, el cual es un lago andino con clima templado ubicado en la XIV Región de Los Ríos, que presenta información hidroclimática suficiente para aplicar métodos tradicionales e indirectos para estimar la evaporación. Se realizó una comparación con seis métodos convencionales y un método indirecto comparativo por medio de imágenes satelitales, los cuales fueron comparados con mediciones en terreno, utilizando los indicadores KGE, PBIAS y R<sup>2</sup>.

Los resultados mostraron que el método más adecuado para estimar evaporación fue el método McMillan, con valores entre 0,1 a 4,7 mm/día ajustándose a los datos observados que variaron entre 0,1 y 5,1 mm/día. En el caso del método comparativo por imágenes satelitales, presentó diferencias relevantes con las mediciones en terreno debido a la baja disponibilidad de imágenes con baja nubosidad, y la falta de información de los afluentes de agua al lago.

## 5. INTRODUCCIÓN

El territorio de Chile presenta una extensión de 4.270 km, siendo de los países más largos del planeta. En el cual existen alrededor de 16.500 cuerpos de agua (BCN, 2014), abordando desde lagos, ríos, lagunas, glaciares, entre otros. De estos, 368 corresponden a lagos y 12.416 a lagunas donde un 97% se ubican entre las regiones de la Araucanía y Magallanes (SINIA, 2021). De los cuales un alto porcentaje corresponde a lagos andinos, es decir, ubicados en la Cordillera de los Andes. Estos lagos andinos son ecosistemas estratégicos para la provisión de agua dulce tanto como para la flora y fauna, así como las comunidades aledañas. Además, en muchos casos presentan biodiversidad mayormente endémica debido a su morfología y ubicación geográfica. Este tipo de lagos son de origen volcánico, glaciar y tectónico, presentando un clima tropical, templado o frío dependiendo de su ubicación a lo largo de los Andes. Siendo estas características las que originan que estos cuerpos de agua presenten alta heterogeneidad morfológica, hidrológica y bioquímica ((Prado et al., 2024). Sin embargo, estos ecosistemas lacustres son frágiles y altamente susceptibles a variaciones ambientales como el cambio climático.

En el último tiempo, el aumento de las temperaturas producto del cambio climático ha aumentado procesos de deshielos, favoreciendo la evaporación, disminuyendo los volúmenes de agua almacenado en estos lugares lo que se ha agravado producto de una disminución sostenida en las precipitaciones. Fuentealba et al. (2021), analizó el efecto del cambio climático en un periodo previo (1984-2009) y posterior (2010-2020) al proceso de mega sequía registrado en Chile durante el 2010 – 2020, concluyendo que la pérdida total de superficie de los lagos fue de aproximadamente 8.73 km<sup>2</sup> durante los 36 años estudiados, siendo la mayor parte de este valor perdido en los últimos 10 años del estudio (2010-2020) (Fuentealba et al., 2021).

De estas problemáticas surge la necesidad de utilizar herramientas que permitan mejorar la comprensión y posterior gestión de estos cuerpos de agua andinos. En este contexto, el balance hídrico una de las herramientas mayoritariamente utilizadas, ya que permite analizar las entradas

y salidas de volumen de agua en un volumen de control, por ejemplo, un Lago. Esto permite cuantificar cambios o modificaciones en procesos fundamentales como la evaporación y evapotranspiración, escorrentía, entre otros. Una de las variables con mayor importancia es la Evaporación, ya que esta representa una de las principales salidas de volumen de agua en los ecosistemas lacustres. Esta variable está controlada por dos factores principales: el suministro de energía para vaporizar el agua, y el factor aerodinámico el cual permite transportar el vapor fuera de la superficie de evaporación (Ven te Chow, 1994). Sumado a lo anterior, se espera que el aumento de temperaturas asociado al cambio climático afecte considerablemente los flujos de agua evaporados, disminuyendo la disponibilidad hídrica de los cuerpos lacustres Andinos.

Para estimar la evaporación existen métodos basados en (1) la componente energética los cuales se enfocan en un balance radiativo para estimar la evaporación, (2) métodos aerodinámicos los cuales se enfocan en el transporte de vapor donde se necesitan datos detallados de velocidad del viento, humedad relativa, temperaturas del aire y de la superficie del cuerpo de agua, entre otros, (3) métodos que combinan ambas metodologías y (4) métodos comparativos con mediciones empíricas o indirectas de la evaporación (Gupta, 2016). En todos los casos mencionados, exceptuando los métodos comparativos, se requiere de un volumen importante de información hidrometeorológica para una correcta estimación de la evaporación (Ven te Chow, 1994), algo que para el contexto de Chile no está presente en todos los cuerpos de agua, mucho menos en el caso de los lagos andinos debido principalmente a su ubicación geográfica, morfología, accesibilidad, junto a otras condiciones únicas de estos ecosistemas.

Esta limitación en la información disponible para los ecosistemas lacustres, indican una clara necesidad de métodos que puedan aplicarse de manera indirecta o con poca información hidroclimática. Surgiendo así los métodos comparativos indirectos como el uso de técnicas de teledetección por medio de imágenes satelitales como alternativas viables para estimar la

evaporación. Esta metodología utiliza las bandas verdes e infrarrojas de satélites como el Landsat-8 o Sentinel-2 para determinar el Índice de agua de diferencia normalizada (NDWI, por sus siglas en inglés) el cual permite diferenciar las zonas que presentan exclusivamente agua de las que presentan vegetación o suelo. Con esta información, se pueden estimar diferentes áreas superficiales del cuerpo de agua para un periodo de tiempo, pudiendo así determinar las diferencias de volumen de agua mediante un balance hídrico simplificado el que permitirá determinar la evaporación del periodo. Estas técnicas de teledetección tienen una serie de ventajas ya que, a diferencia de los métodos convencionales, no requiere de instalación de equipos en terreno para un monitoreo constante, a su vez cubren zonas remotas pudiendo realizar análisis retrospectivo gracias a la disponibilidad de series históricas de imágenes satelitales, flexibilizando la escala temporal a la cual se necesite trabajar. Sin embargo, Majidi et al. (2015) recomienda el uso de una escala mensual de datos para evitar errores que pueda presentar una escala diaria.

Estos métodos indirectos han sido utilizados en zonas áridas principalmente, dado que presentan sensibilidad ante factores como la nubosidad, la disponibilidad de imágenes y el tamaño de los lagos a estudiar ya que, si estos son de superficies muy pequeñas, se dificulta poder observar estos cuerpos de agua por medio de las imágenes satelitales. Por esto, la presente investigación abordará la problemática de estimar la evaporación mediante métodos indirectos en un lago templado del centro sur de Chile, el que será comparado con seis métodos de estimación convencionales y un método comparativo (evaporación de tanque). Se seleccionó al Lago Riñihue ( $39^{\circ}50$  S y  $72^{\circ}20$  O) dado que este lago presenta un amplio registro de variables hidrometeorológicas, además de datos de evaporación reales observados, junto con un considerable tamaño ( $89$  km<sup>2</sup> de extensión) y profundidad ( $323$  metros), surgiendo como un área de estudio idónea para evaluar el desempeño de los distintos métodos de estimación de evaporación.

## **Hipótesis**

En base a los antecedentes presentados, se plantea como hipótesis de investigación:

“La estimación de la evaporación superficial de un lago andino templado mediante imágenes satelitales, presentara diferencias satisfactorias en comparación con los métodos convencionales”

### **Objetivo General**

- Comparar la estimación de la evaporación en un lago andino templado mediante métodos convencionales y un método comparativo basado en la utilización de imágenes satelitales

### **Objetivos Específicos**

- Calcular la evaporación por medio de métodos convencionales en un lago andino templado
- Cuantificar la evaporación del lago andino por medio de imágenes satelitales
- Recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática

## **6. ANTECEDENTES**

### **6.1 Lagos Andinos**

La Cordillera de los Andes corresponde al sistema montañoso más largo del mundo con aproximadamente 8.500 km de extensión, por lo que corresponde a una de las fuentes de agua más importantes para América del Sur (Prado et al., 2024). Dentro de este sistema de montañas, están presentes una serie de sistemas lacustres denominados lagos andinos, estos lagos constituyen ecosistemas clave tanto en el sentido de valor ecológico como en su característica como servicio ecosistémico para las comunidades cercadas dada su morfología y ubicación. Estudios como el realizado por Vila and Mühlhauser (1987) o el realizado por (Prado et al., 2024) han abordado la complejidad de la geomorfología y clima de este tipo de lagos. En primer lugar, la Cordillera de los Andes tiene como origen una serie de complejo procesos geológicos, producto de estos esta presenta una gran variedad de configuraciones estructurales (Prado et al., 2024) donde Prado et al. (2024) discute sobre la diversidad de regímenes climáticos los cuales generan que estos sistemas presenten una heterogeneidad morfológica, hidrológica y bioquímica sin precedentes en Sudamérica (Prado et al., 2024). Por otro lado, Vila and Mühlhauser (1987) concluye que los lagos de altura (mayores a 3000 m.s.n.m.) presenta una serie de características peculiares como un intensa irradiación solar, frecuentes periodos de estratificación y mezcla por alta turbulencia y baja cantidad de gases e iones en solución por lo que corresponde a un ecosistema inusual y único dado las adaptaciones a estas características y a la altura. Producto de esto, este tipo de lagos han sido frecuentemente referenciados con fenómenos de especiación geográfica dado que presentan fauna endémica producto del aislamiento geográfico que estos lagos presentan (Vila & Mühlhauser, 1987).

Siguiendo la misma línea, Van Colen et al. (2017) identifica en el Parque Nacional Cajas en Ecuador, lagos glaciares andinos con variación estacional limitada en la temperatura, por ende, estratificación térmica débil con alta saturación de oxígeno y baja conductividad junto con altas

concentraciones de materia orgánica (Van Colen et al., 2017). Estas son características singulares que presentan los lagos glaciares alto andinos en comparación de los lagos de montaña templados, los cuales presentan estratificación estable durante el verano y bajas entradas de materia orgánica de la cuenca (Van Colen et al., 2017).

Los lagos andinos son sistemas fundamentales de agua dulce, ya que ofrecen suministro de agua para actividades como riego, consumo humano, y electricidad hidroeléctrica para más de 100 millones de personas que viven cercanas a los Andes (Van Colen et al., 2017). Estos a su vez, presentan una serie de hábitats de especies endémicas de vital importancia para la gestión y conservación de estos ecosistemas, dado que, al ser especies adaptadas a estas condiciones extremas, son indicadores sensibles al cambio climático, ya que este último principalmente afecta a los regímenes de las precipitaciones y los regímenes de glaciares de alta montaña, siendo estos procesos cruciales para el mantenimiento del ciclo hidrológico de este tipo de lagos. (Prado et al., 2024).

En el estudio de Prado et al. (2024), con el objetivo de generar una base sistemática para el estudio y gestión de este tipo de ecosistemas lacustres, se desarrolló una clasificación basada en parámetros y variables tanto limnológicas, termométricas, geoespaciales, entre otras características. Se identificaron 11 distritos lacustres agrupados en 3 grandes zonas geográficas: lagos andinos del norte, centro y sur.

### **6.1.1 Lagos Andinos Norte**

Dentro de este grupo de lagos del norte de Sudamérica se encuentran 2 distritos: Lagos del Páramo y Lagos Interandinos Tropicales. Estos distritos de lagos están ubicados en zonas de tropicales de alta montaña entre los países de Colombia, Ecuador y Venezuela. Los lagos, presentan fuertes diferencias climáticas, en general la temperatura disminuye a medida de sube la altitud. Evidenciado con temperaturas de 24°C a 1.000 m.s.n.m. y de 0°C a 4.500 m.s.n.m.(Prado et al., 2024). En el caso del distrito de lagos del páramo, albergan una gran

cantidad de lagos pequeños (3.250) y poco profundos y de origen tectónico o glacial, donde la mayoría de estos lagos son descritos como polimícticos debido a sus bajas temperaturas y vientos fuertes (Prado et al., 2024). No obstante, en el estudio de (Prado et al., 2024) se identifican periodos de estratificación térmica estable la cual puede estar justificada con los aumentos de temperaturas y velocidades de los vientos reportados recientemente. A su vez, estos lagos presentaron pH casi neutros, baja conductividad y alta materia orgánica disuelta por esto varios lagos son llamados “Lagos negros”.

En el caso de los lagos interandinos tropicales son mayormente de origen tectónico, glacial o mixto y se ubican entre los 1.000 y 3.500 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.). Estos lagos,

están menos presentes a diferencia de los lagos del Páramo, pero son más grandes y profundos, además presentan distintos regímenes térmicos desde monomítico cálido a polimíticos cálido. También están presentes en la meseta interandina debajo del páramo lagos de origen volcánicos. Estos lagos normalmente tropicales, presentan diferentes estados de conservación ya que se encuentran en áreas con mayor intervención humana, lo que resulta en un nivel trófico alto en comparación al otro distrito (Prado et al., 2024). Como se observa en la **Figura 1**.

### **Figura 1**

*Fragmento de clasificación de lagos andinos. Lagos andinos norte sudamericano*



*(Prado et al., 2024)*

### **6.1.2 Lagos Andinos Centro**

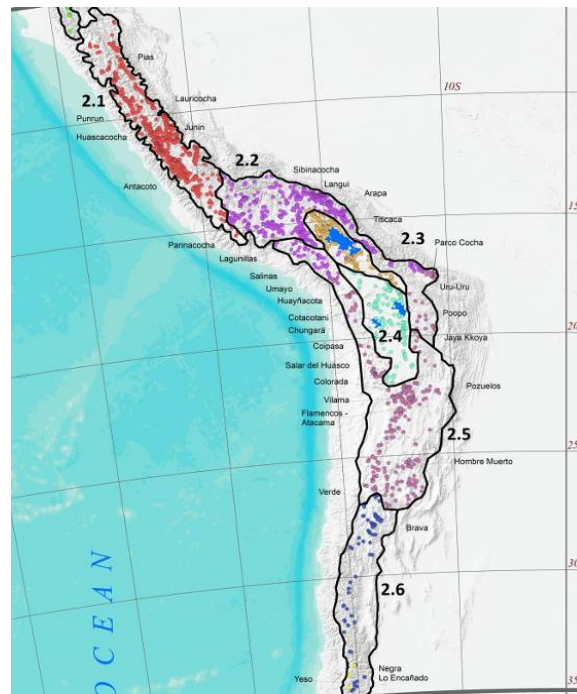
Dentro de este subgrupo de lagos andinos definidos por Prado et al. (2024), se encuentran 6 distritos abarcando desde el norte de Chile, Perú, Bolivia y noroeste de Argentina. Dentro de estos lagos andinos centrales destacan: Lagos salinos y endorreicos, presentes en el altiplano chileno-boliviano-argentino, como Poopó, Lagunillas y Ascotán, donde estos sistemas destacan su vulnerabilidad al cambio climático debido al predominio de la evaporación dentro del balance hídrico. Lagos tectónicos del Altiplano, uno de los más destacados es el Titicaca, son lagos

grandes y presentan un balance hídrico marcado por el factor de evaporación por sobre la entrada de volumen de agua por escorrentía esto debido a su clima semiárido. Finalmente, los lagos de alta montaña glacial volcánicos donde la principal entrada de volumen de agua es por derretimiento glacial y precipitaciones con regímenes estacionales siendo a su vez lagos con alta vulnerabilidad a los efectos del cambio climático de retracción glacial.

En general este subgrupo de lagos predomina un régimen climático árido a semiárido con baja precipitación y alta evapotranspiración potencial, aunque con excepciones como en el caso de los lagos andinos presentes en la cordillera Andina Oriental de Bolivia, donde presentan climas húmedos con precipitaciones con tendencia estacional (Aguilera et al., 2013). A su vez, estos cuerpos de agua andinos centrales, presentan una alta afectación por los efectos del cambio climático dado que presentan una reducción sostenida de volumen de agua, en especial lagos sin emisarios. En la **Figura 2** se muestra un fragmento del mapa de clasificación de lagos andinos sudamericanos por ubicación desarrollado por Prado et al. (2024) donde se puede observar la ubicación de este subgrupo de lagos andinos centrales.

## Figura 2

Fragmento de clasificación de lagos andinos. Lagos andinos centrales.



(Prado et al., 2024)

### 6.1.3 Lagos Andinos Sur

Los Andes del sur ( $< 35^{\circ}\text{S}$ ), corresponden a los Andes húmedos con influencias de la circulación del oeste del Pacífico (Prado et al., 2024). Estos lagos, presentan un clima templado a frío con picos de precipitación en invierno (Prado et al., 2024), aunque estos a su vez exhiben fuertes gradientes de precipitación. Además, esta zona presenta una serie de fenómenos macro climáticos tales como el Módulo Anular del Sur (SAM), la Oscilación del Sur de El Niño (ENSO) y la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) los cuales afectan directamente a las variaciones interanuales y a la intensidad de las lluvias (Prado et al., 2024). El estudio de Cañón and Valdes (2011) apoya esta acotación planteada por Prado, ya que se detectaron oscilaciones cuasioscillatorias significativas de cinco años relacionadas al ENSO, lo cual explica el 54% de la varianza asociada con las fluctuaciones del nivel naturalizado medio anual, también relacionado

con las disminuciones críticas de volumen de agua asociado a la baja de precipitaciones y altos índices de evaporación durante los años de El Niño (Cañón & Valdes, 2011).

Al ser un área tan extensa, presentan una alta variabilidad de ecosistemas desde bosques de alta montaña hasta *Nothofagus* e incluso línea de árboles dependiendo de las latitudes (Prado et al., 2024), siendo así una crucial fuente de materia orgánica para lagos y ríos de la zona.

Este subgrupo presenta 3 grandes distritos: Lagos de alta montaña y lagos volcánicos (desde 35°S hasta 39°S), siendo una transición entre dos ecorregiones: los Andes Centromeridionales y los Andes Altos Valdivianos (Prado et al., 2024), donde la mayor parte de los lagos presentes son formados por actividad glacial y volcánica. Este distrito presenta un clima húmedo templado a fresco, humedad que baja en áreas superiores a 1800 m.s.n.m (Prado et al., 2024), presenta mayor precipitación en la zona oeste de hasta 2172 mm al año en el Lago Lajas a diferencia de la zona este la cual presenta aproximadamente 1082 mm al año en el Lago Valvar Co. (Prado et al., 2024). Estos lagos presentan bajadas de nivel de agua dados los regímenes de precipitaciones estacionales, por ejemplo en el Lago Laja presenta niveles bajos en octubre y niveles altos de volumen de agua en primavera durante los deshielos (Prado et al., 2024). Siendo susceptibles al cambio climático.

El segundo distrito presente en los lagos andinos sur son: Los lagos andinos del norte Patagónico, esta región comprende a los lagos glaciares de los Andes Sur y los lagos Araucanos, extendiéndose desde el 39°S hasta 46°S. Presentan una gran variedad de lagos glaciares, desde grandes y profundos de piedemonte, lagos poco profundos, lagos de alta montaña y tuberías (Prado et al., 2024). Los lagos grandes y profundos presentan climas monomíticos cálidos y son sumamente transparentes, al tener concentraciones bajas de carbono orgánico disuelto (DOC) por lo que la zona superficial del mismo es peligrosa para las especies debido a la alta penetración de la radiación UV (Prado et al., 2024), también este tipo de lagos presentan alta oligotrofia y gran biodiversidad (Frau et al., 2021). En cambio, los lagos que presenta mayor

aporte de glaciación tienen una mayor turbidez. En el caso de los lagos someros, estos varían su régimen térmico, ya que los lagos de piedemonte son polimícticos a diferencia de los de montaña que tienen una mayor tendencia a ser domícticos. A su vez, basado en el estudio de Aguilera et al. (2013), los lagos altoandinos atenúan más el UV-A que los lagos templados/alpinos a su vez también se concluye que la profundidad óptica UV se correlaciona con el carbono orgánico disuelto (Aguilera et al., 2013). Por lo que, en el caso de los lagos Patagónicos norte, estos presentan una alta penetración de radiación UV como se mencionó anteriormente y fundamenta de igual forma que los lagos más turbios presentan menor radiación UV al presentar mayor carbono orgánico disuelto.

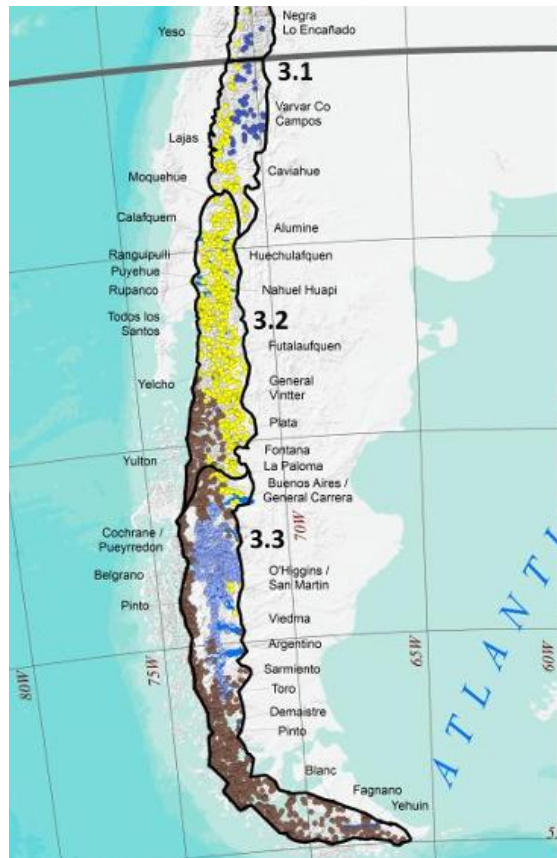
El distrito de los lagos andinos patagónicos del sur (46°S a 55°S), contiene una gran variedad de lagos glaciares de montaña, glaciares de desagüe y campos de hielo donde se incluyen los campos de hielo patagónico del norte y del sur y el campo de hielo de la Cordillera Darwin en Tierra del Fuego (Prado et al., 2024). Este distrito presenta lagos glaciares de gran tamaño que incluso cruzan los Andes al encontrarse en la frontera de Chile y Argentina. Adicionalmente, presentan una baja concentración de nutrientes considerados hábitats extremos por sus valores bajos de pH por lo que la biota presente es única al necesitar de adaptaciones para vivir en estos entornos extremos.

Según lo descrito en los estudios de Prado et al. (2024), Van Colen et al. (2017) y Frau et al. (2021), este tipo de lagos al presentar un origen glaciar en su mayoría, siendo así sistemas profundos y fríos con gradientes de mezcla, surgen como sistemas modelo para contrastar hipótesis sobre climas templado-frío dado su contraste claro con los lagos de origen salino/endorreico del altiplano o lagos tropicales como es el caso de los otros subgrupos pudiendo comparar estos sistemas y llegar a conclusiones fundamentadas en relación a distintos sistemas hídricos. Se han buscado diferentes herramientas para la conservación de

estas y darles una gestión adecuada para la importancia que ameritan. En la **Figura 3**, se observa las ubicaciones de este subgrupo con mayor detalle.

### **Figura 3**

*Fragmento de clasificación de lagos andinos. Lagos andinos sur.*



*(Prado et al., 2024)*

## **6.2 Principales amenazas**

Los lagos andinos son ecosistemas de alta montaña con tendencia a gradientes climáticas extremas, frecuentes condiciones endorreicas con alta sensibilidad a cambios ambientales. A su vez estos ecosistemas producto de su hidrogeología compleja presentan normalmente escasez de datos, flujos Inter cuenca, variabilidad climática, entre otros aspectos que dificultan realizar estimaciones o anticipar la respuesta de los lagos andinos al cambio en características cruciales como precipitaciones, temperaturas, evaporación. Esta situación complejiza la realización de

balances hídricos que expliquen y apoyen a la gestión de estos ecosistemas (Frau et al., 2021). Dentro de este contexto, Prado et al. (2024) enfatiza en el hecho de que estos lagos ya están en un escenario de cambio climático interactuando con cambios de uso de suelo, regímenes de deshielos, aumento de evaporación, entre otros efectos producto de amenazas tales como presiones antrópicas o cambio climático, por lo que se requieren inventarios y estudios actualizados para gestión y protección de estos servicios ecosistémicos esenciales (Prado et al., 2024).

Las principales amenazas que afectan a este tipo de ecosistemas son las presiones antrópicas y el cambio climático. Algunos ejemplos de riesgos asociados a los lagos andinos son:

- Pérdida de superficie de agua producto de un aumento en la demanda de agua sumado a una disminución progresiva de las precipitaciones (Prado et al., 2024). Ejemplificado en el estudio del Lago Tota realizado por Cañón and Valdes (2011) donde se describe una tendencia decreciente de los niveles de agua explicado por las extracciones sostenidas para usos como riego, industrial y consumo urbano. Afectando además a la variabilidad estacional e interanual aunque también se concluye que en el caso del lago este presenta disminuciones tanto por presiones antrópicas como por el forzante climático (Cañón & Valdes, 2011).
- Cambios de uso de suelo, explicado en el estudio de Myers et al. (2000) donde se destacan 2 hotspots de biodiversidad en los Andes (Chile central y Andes tropicales). En el caso de Chile central, este ha perdido aproximadamente un 30% de extensión de vegetación primaria con relación a su extensión original y en el caso de los andes tropicales, este ha perdido un 25%. Siendo relevante al ser zonas con un alto porcentaje de fauna y flora endémica (0,5% de plantas endémicas con relación al % global en el caso de Chile central y 6,7% para los Andes tropicales).

Los lagos andinos corresponden a ecosistemas con alta sensibilidad a variaciones en sus ingresos y salidas de volumen de agua por lo que la principal amenaza que estos lagos enfrentan es el cambio climático producto de su ubicación por lo que es necesario ejemplificar como están siendo afectados los lagos andinos aterrizado al este proceso climático.

### **6.2.1 Efectos esperados del cambio climático**

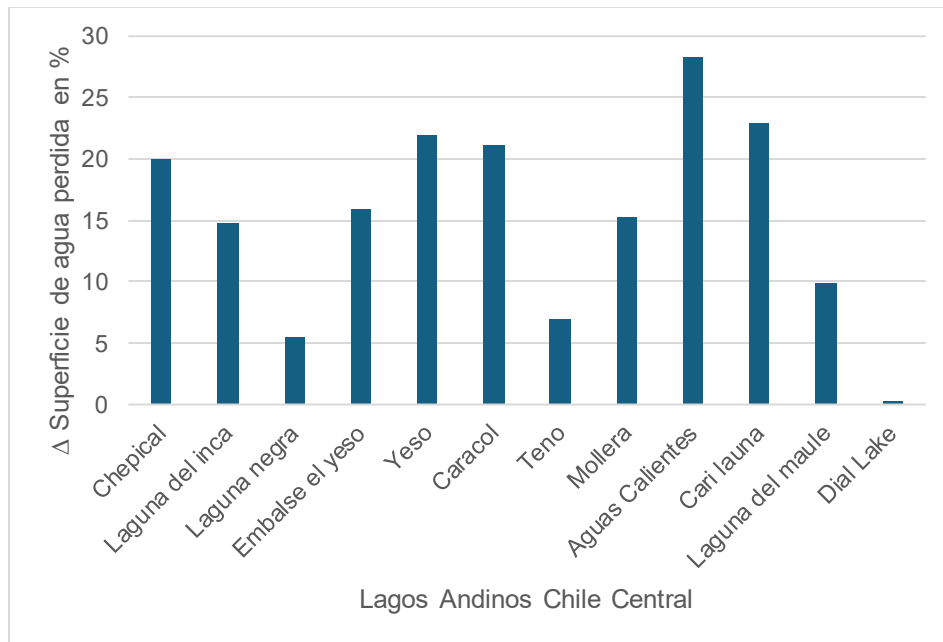
Debido a la geomorfología que presentan estos lagos y su origen glaciar y volcánico, son susceptibles a cualquier cambio relacionado a temperaturas o clima. En base al estudio realizado por Fuentealba et al. (2021) relacionado con la afectación del cambio climático a lagos andinos centrales en un rango de alrededor de 36 años (1984-2020), se destacan las principales consecuencias que sufren los lagos de estas características ante el avance del cambio climático:

- Reducción promedio de superficie total de los lagos estudiados de aproximadamente 8.73 km<sup>2</sup> con mayor reducción en el periodo entre 2010 y 2020.
- Se experimentó una reducción de precipitaciones en la zona de Chile central de aproximadamente un 40% junto con un aumento en las temperaturas de hasta 0.8°C.
- Se concluye que este proceso de reducción de superficie de los lagos andinos seguirá aumentando en el tiempo.

En el siguiente gráfico, el cual se elaboró en base a datos de Fuentealba et al. (2021), se muestra lo resultados del estudio donde se observa el  $\Delta$  superficie de agua perdida que han padecido los 12 lagos andinos del centro de Chile estudiados entre los periodos previo y posterior al proceso de sequía que inicio en Chile en el año 2010.

**Figura 4**

*Diferencia de Superficie de agua perdida en % en 2 periodos 1984-2009 y 2010-2020*



*Nota: En base a datos de (Fuentealba et al., 2021)*

En base a estos datos críticos se fundamenta al cambio climático como una amenaza real sobre los lagos andinos expandiéndose incluso en lagos de todo tipo. Estas alzas en temperaturas a su vez afectan a los ecosistemas presentes, ya que ciertas especies tienen tiempos de respuesta mayores a otras e incluso no pasan por procesos de adaptaciones dando como resultado la extinción definitiva afectando el óptimo funcionamiento del ecosistema. Esto también se ve reflejado en el funcionamiento óptimo de los ecosistemas lacustres ya que este aumento de temperaturas y disminución de precipitaciones genera una pérdida de volumen substancial. A su vez, los lagos andinos tienden a ser susceptibles a los cambios de temperatura ya que favorecen la evaporación y cambian el funcionamiento natural de los glaciares por lo que el cambio climático tiene más de una razón para ser considerado como una amenaza para todo tipo de cuerpo de agua que se estudie.

### 6.3 Balance hídrico

Una herramienta cuantitativa que permite representar el ciclo hidrológico junto con las variaciones producto de forzantes climáticas es el balance hídrico. Este se define como una ecuación cerrada que expresa el principio de conservación de masas también como conocida en estudios hidrológicos como ecuación de continuidad. Existen muchas formas de expresar esta ecuación del balance hídrico, las cuales varían producto de la subdivisión, consolidación o eliminación de términos adaptándose al propósito de su uso (Gupta, 2016).

El balance hídrico general en estricto rigor corresponde a la identificación de entradas y salidas de volumen de agua dentro de una cuenca, embalse, lago, entre otros cuerpos de agua. Esta ecuación general está definida de la siguiente forma:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = P + Q_{SI} + Q_{GI} - E - Q_{SO} - Q_{GO} \quad (1)$$

**Ecuación 1.** Forma general ecuación balance hídrico

*(Gupta, 2016)*

Donde:

- P = Precipitación
- $Q_{SI}$ ,  $Q_{GI}$  = Afluencias superficiales y subterránea que ingresan desde el exterior
- E = Evaporación (donde se incluye la evapotranspiración)
- $Q_{SO}$ ,  $Q_{GO}$  = Descargas superficiales y subterráneas que salen del sistema
- $\frac{\partial s}{\partial t}$  = cambio de volumen de almacenamiento en un tiempo  $\partial t$ .

El balance hídrico puede adaptarse para diferentes escenarios de estudio, por ejemplo, cuerpos de agua como lagos, embalses, acuíferos, entre otros. Así como para diferentes intervalos temporales, y fases superficiales, sub-superficiales del suelo o para la fase completa. Comúnmente, el balance hídrico tiene tres aplicaciones: para cuencas extensas, para cuerpos de agua y para escurrimientos directos. En el caso de las dos primeras aplicaciones estas

describen tanto los ingresos subterráneos como superficiales al igual que las salidas en términos de caudales. En el caso de la fase completa, el término de infiltración se desprecia (Gupta, 2016). En el caso de los alcances de este estudio, se utiliza la ecuación para cuerpos de agua de corta duración. Siendo esta una adaptación de la *Ecuación 1* donde se desprecian caudales subterráneos debido a su baja tasa de ingreso al sistema en comparación con la componente superficial, junto la simplificación temporal al periodo de análisis.

$$\frac{\Delta s}{\Delta t} = P + Q_i - E - Q_o \quad (2)$$

***Ecuación 2. Balance hídrico para cuerpos de agua de corta duración***

*(Gupta, 2016)*

Donde:

- $\Delta s/\Delta t$  = Cambio del volumen de almacenamiento durante un tiempo  $\Delta t$
- P = Precipitación
- $Q_i$  = Entrada superficial de agua
- $Q_o$  = Salida de superficial de agua
- E = Evaporación (incluyendo evapotranspiración)

#### **6.4 Evaporación**

Dentro del balance hídrico mencionado una de las variables más relevantes es la evaporación, ya que esta es uno de los principales factores que se tiene en cuenta a la hora de estudiar un cuerpo de agua con relación a la pérdida directa de agua. Esta variable depende fundamentalmente de dos factores principales, suministro de energía para proveer calor latente de vaporización y la habilidad de transportar el vapor fuera de la superficie de evaporación (Ven te Chow, 1994). La radiación solar es el principal sustento de energía calórica dentro del proceso y el transporte de vapor depende de la velocidad del viento sobre la superficie y también depende

de la gradiente de humedad específica en el aire por encima de ella. Aunque estos sean los 2 factores principales, existen 6 factores más que afecta a la tasa de evaporación: la temperatura del aire, humedad relativa, presión atmosférica, temperatura del agua, calidad del agua y geometría de la evaporación superficial (Gupta, 2016). A diferencia de la evapotranspiración, la evaporación comprende la evaporación directa desde el suelo o superficies de agua sin tener en consideración factores de edad de especies o su cobertura dentro del lago.

Teniendo en consideración las características de los lagos andinos, la evaporación tiene un rol fundamental en el entendimiento del funcionamiento hídrico de cualquier cuerpo de agua, planteando su estudio como un aspecto muy relevante para los procesos de conservación y los planes de gestión que se instauren dentro de la cuenca a estudiar. No obstante, esta labor no es sencilla, debido a la serie de factores que pueden afectar a las tasas de evaporación principalmente el clima y la fisiografía de la masa de agua y sus alrededores (Finch & Calver, 2008). A su vez el agua tiene la capacidad de almacenar calor dentro de ella lo cual también afecta a las estimaciones de evaporación por medio de métodos convencionales o indirectos.

Dado que la tasa de evaporación varía mayormente producto de cambios en el clima tales como temperatura, precipitación, nubosidad, entre otros, los cuales afectan directa o indirectamente a los cambios en la radiación neta del lago y la capacidad calórica del mismo, dando como resultado estimaciones poco precisas en estudios donde no se tiene una base de información sólida donde se presenten todos los componentes del balance hídrico siendo este un escenario ideal por lo cual es algo poco común dentro de los cuerpos de agua sobre todo en Chile (Finch & Calver, 2008).

#### **6.4.1 Métodos de estimación convencionales**

Producto de esta variabilidad surgen distintos métodos de estimación de evaporación que se clasifican en: métodos por balance de energía, métodos aerodinámicos, métodos combinados y métodos comparativos (Gupta, 2016), (Ven te Chow, 1994).

#### **6.4.2 Métodos de balance de energía**

Los métodos de balance de energía se fundamentan al contabilizar la totalidad de la energía calórica recibida y disipada por el cuerpo de agua. Sus principales componentes son: Radiación neta ( $R_n$ ), Flujo de calor latente, Flujo de calor sensible del aire y del agua. Las principales ventajas de este tipo de métodos es su alta precisión al utilizarse en aplicaciones diarias o periodos de larga duración donde la energía tiende a estabilizarse (Gupta, 2016). Sus principales limitaciones a la hora de aplicarse en cualquier cuerpo de agua, es la necesidad de implementar instrumentación compleja y especializada junto con una amplia base de datos sobre todo en valores de radiación (siendo estos poco comunes dentro de las estaciones meteorológicas y fluviométricas del territorio chileno) siendo este el factor en el que giran este tipo de métodos.

#### **6.4.3 Métodos Aerodinámicos**

Los métodos aerodinámicos se basan en los principios de la ecuación de Dalton, por lo que se determina la tasa de evaporación a partir de la diferencia entre la presión de vapor saturado en la superficie del agua y la presión de vapor del aire, modulada por el transporte generado por el viento (Gupta, 2016). Entre sus componentes se necesita del coeficiente de transferencia de masas, la presión de vapor saturado a la temperatura de la superficie y a la temperatura del aire, humedad relativa y velocidad del viento. Estos métodos son útiles en cuerpos de agua abiertos con información de velocidad del viento y humedad relativa. A pesar de esto, al utilizar de manera indirecta el factor energético, este tiende a subestimar la evaporación en ambientes de baja humedad, además es sensible a posibles errores a la hora de medir el viento (Finch & Calver, 2008).

#### **6.4.4 Métodos combinados**

Los métodos combinados integran ambos componentes (tanto el factor aerodinámico como el factor energético de la evaporación) para completar una estimación más robusta de evaporación para todo tipo de cuerpos de agua donde se utilice. Sus principales componentes corresponden

a: Tasa de evaporación “balance de energía” y “aerodinámica”, constante psicrométrica y gradiente de presiones de vapor saturado.

La principal ventaja de este método radica en su alta precisión al momento de estimar evaporación al utilizar ambos factores de la misma de manera directa pero esta depende de una base de datos hidroclimáticos sólida, ya que este se alza como un método estándar para estimar evaporación en cuerpos de agua en general (Finch & Calver, 2008). No obstante, este método depende de una gran cantidad de datos hidroclimáticos y a su vez se ve afectado por condiciones climáticas de ecosistemas cerrados (pudiendo ser en el caso de los lagos andinos).

#### **6.4.5 Métodos Comparativos**

Los métodos comparativos y/o empíricos consisten en establecer diferencias de evaporación a partir de observaciones en terreno, un ejemplo de esto es el uso de un tanque de evaporación o la comparativa entre imágenes satelitales. Sus principales componentes (en el caso del método del tanque de evaporación) son las presiones de vapor a máxima y mínima temperatura, el coeficiente del tanque para estandarizar y la evaporación medida real para comparar con las estimaciones. Entre las principales ventajas que estos métodos proporcionan, destaca su bajo requerimiento de datos hidroclimáticos junto con una relativa validez siempre que este se ajuste a las condiciones locales específicas. Sin embargo, presenta limitada representatividad en lagos grandes y profundos (Finch & Calver, 2008), no reproduciendo fielmente las dinámicas térmicas de estos sistemas. Su aplicabilidad a los lagos andinos radica en un uso mayormente secundario dentro de un estudio o de calibración con otro método principal como apoyo debido a la marcada variabilidad climática y morfología que caracteriza a los ecosistemas de lagos andinos.

En base a este análisis, se recalca la necesidad de modalidades de estimación que requieran menos información hidroclimática para así abordar mayor área de influencia dentro de la gestión de ecosistemas lacustres por lo que surgen nuevas metodologías asociadas a abarcar mayor área de estudio y ecosistemas de menor acceso. Por lo que, dentro de los métodos

comparativos, se utilizan herramientas de teledetección por medio de comparativas entre imágenes satelitales evitando así las limitaciones de tanto información como de acceso a estos sistemas hídricos extremos.

### **6.5 Métodos indirectos utilizando imágenes satelitales**

Debido a estas dificultades, surgen las necesidades de métodos modernos de estimación de parámetros dentro del balance hídrico, este es el caso de las estimaciones por medio de imágenes satelitales las cuales se enfocan en generar una base de datos sólida utilizando técnicas de teledetección por medio de satélites tales como Landsat 7-8 o Sentinel-2. Este método permite tener resultados de tasas de evaporación en distintas temporalidades que serían difíciles en zonas remotas o de difícil acceso para realizar una estimación por medio de los métodos convencionales.

Las principales ventajas al utilizar los métodos indirectos a la hora de estimar evaporación radican en:

- Requerimiento de datos básicos como temperatura del aire y radiación solar los cuales normalmente presentan estaciones con registro al ser datos climáticos básicos (Majidi et al., 2015).
- En general, los métodos indirectos no requieren un proceso de instalación en terreno ni sensores directos en el cuerpo de agua (Finch & Calver, 2008), por lo que se puede realizar una estimación remota de manera relativamente precisa si se tiene la información o se realizó una calibración correspondiente al contexto del cuerpo de agua.
- Según Finch and Calver (2008), los métodos indirectos permiten realizar evaluaciones preliminares precisas con el fin de ser una herramienta útil de planificación para zonas que necesiten una gestión rápida pero representativa donde la precisión no es un factor crítico o limitante.

Se tienen varios software o herramientas que son capaces de calcular tasas de evaporación por medio de imágenes satelitales normalmente enfocadas en las bandas térmicas de los satélites, porque al ser la evaporación un parámetro dependiente de la energía calórica producida sobre el lago, las bandas térmicas e infrarrojas permiten una base de datos sólida en torno a factores como temperaturas medias, máximas y mínimas, radiación neta, entre otros. Esto permite incluso proporcionar datos de temporalidad diaria superando así las limitaciones de los métodos de estimación de evaporación convencionales, aunque según lo descrito por Majidi et al. (2015) estos métodos tienen un mejor rendimiento al analizarlos en escala mensual lo que reduce los errores que podrían encontrarse al trabajar a escala diaria.

Algunos ejemplos de procesos de estimación de evaporación por medio de imágenes satelitales exitosos serían:

- Estudio realizado por Oroud (2019), el cual utilizó la banda térmica 10 del satélite Landsat 8 para estimar superficie de agua en el mar muerto ubicado cercano a Israel, Cisjordania y Jordania en un periodo de 12 meses. Para posteriormente, llevar a cabo el cálculo de la evaporación utilizando métodos convencionales, pero basado en los datos extraídos de las bandas térmicas mencionadas, el estudio utilizó los métodos de Penman, Priestley-Taylor y transferencia de masas para calcular la evaporación mensual del mar muerto.
- Estudio realizado por Arasteh and Tajrishy (2006), el cual se enfoca en calcular la evaporación del humedal Hamrin Wetlands, Irán, utilizando el método de balance de energía SEBAL (2) el cual se basa en el residuo de la ecuación de energía superficial para calcular la energía consumida en el proceso de evaporación. Los autores procesaron 50 imágenes NOAA-14 AVHRR entre mayo de 1994 a mayo del 2000, lo que permitió estimar la tasa de evaporación diaria y siendo contrastados con los métodos convencionales (Penman-Monteith) validando los resultados del modelo.

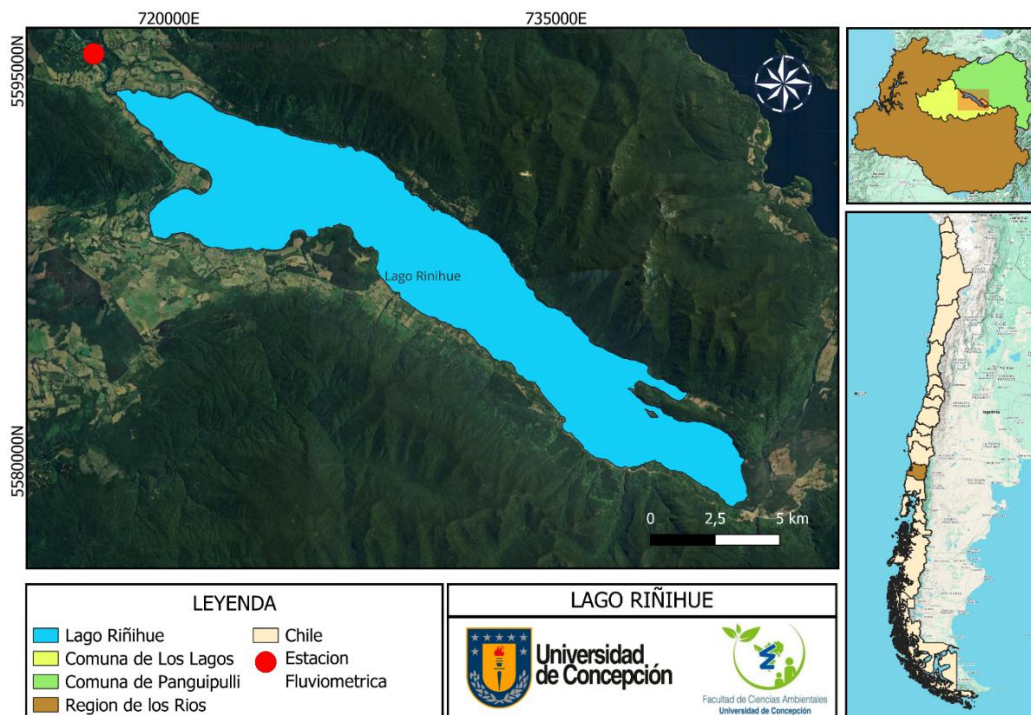
## 7. METODOLOGÍA

### 7.1 Área de estudio

Se seleccionó el Lago Riñihue ( $39^{\circ}50$  S y  $72^{\circ}20$  O), dado que este presentaba una serie de requisitos esenciales para el estudio: tales como su ubicación siendo catalogado como lago andino, presenta información hidroclimática tanto de estaciones meteorológicas cercanas a una distancia menor a 20 km del lago, y una estación fluviométrica en el desagüe, lo cual aporta datos de caudal y precipitación real necesarios para realizar comparaciones con los resultados esperados. Finalmente, este presenta datos de evaporación medida en escala temporal diaria por lo que cumple los requisitos necesarios para una investigación y comparativa entre métodos de estimación de evaporación.

#### **Figura 5**

*Zona de estudio, Lago Riñihue*



*Nota: En base a datos vectoriales de (BCN, 2014)*

El lago Riñihue (39°50 S y 72°20 O aproximadamente) está ubicado en la entre las comunas de Los Lagos y Panguipulli, provincia de Valdivia, Región de Los Ríos. Forma parte de la cadena de lagos de origen glacial del distrito lacustre norte de la Patagonia Chilena. Presenta en base a datos bibliográficos y herramientas SIG una superficie aproximada de 89 km<sup>2</sup> con una profundidad máxima de 232 m lo cual indica un cuerpo de agua profundo y oligotrófico (WOELFL et al., 2003), lo cual es característico de los lagos templado-húmedo del sur de Chile. Una estratificación térmica estable durante la mayor parte del año con temperaturas superficiales entre 9 y 20 °C, lo cual indica a su vez un clima templado a húmedo como se mencionó con precipitaciones abundantes contribuyendo a la recarga hídrica de la cuenca. En base a estudios entre 1978 y 1997, se determinó que el lago presenta bajas concentraciones de nutrientes y productividad primarias moderadas a bajas (WOELFL et al., 2003), aunque dentro del estudio se determinó que el Lago Riñihue presenta una tendencia de alza en fosforo total lo cual indica un proceso de eutrofización provocado por el cambio de uso de suelo de bosque nativo a praderas (WOELFL et al., 2003).

## **7.2 Calcular la evaporación por medio de métodos convencionales en un lago andino templado.**

Para llevar a cabo el cálculo de evaporación, se utilizarán 6 métodos de estimación de evaporación con base física, 3 métodos físicos generales para todo tipo de cuerpo de agua que se requiera estimar evaporación que cumplan con la necesidad de información hidroclimática y 3 métodos físico-empíricos los cuales corresponden a métodos de estimación con adaptaciones empíricas en base a observaciones en estudio de lagos.

Los métodos que se utilizaran son: (1) método Combinado, (2) método Aerodinámico y (3) método Priestley-Taylor como métodos físicos generales y (4) método McMillan, (5) método Kotoda y (6) método Brutsaert and Yu como métodos físico-empíricos.

El método combinado Ecuación (1) desarrollado por Penman en 1948, integra los métodos de balance de energía y el método aerodinámico Ecuación (2). Corresponde a un método preciso de estimación de evaporación cuando se dispone de información climática completa

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Er + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} Ea \text{ (mm/día)} \quad (3)$$

**Ecuación 3 Método Combinado**

Donde:

- Er = Evaporación estimada por el método balance de energía
- Ea = Evaporación estimada por el método aerodinámico
- $\Delta$  = Gradiente de la curva de presión de saturación del vapor a una temperatura de aire
- $\gamma$  = Constante psicrométrica
- Rn = Radiación neta

Estos parámetros se calculan utilizando las siguientes ecuaciones:

$$\Delta = \frac{4.098eas}{(237,3 + T)^2} \text{ (Pa/°C)} \quad (4)$$

**Ecuación 4. Gradiente de la curva de presión de saturación del vapor a una temperatura de aire**

$$\gamma = 66,8 \text{ (Pa/°C)} \quad (5)$$

**Ecuación 5. Constante psicrométrica**

$$Er = 0,0353Rn \text{ (mm/día)} \quad (6)$$

**Ecuación 6. Método Balance de energía**

(ECUACIONES 3-6: (Ven te Chow, 1994)

Al momento de utilizar el método combinado, se tienen en cuenta dentro de sus variables 2 métodos de estimación. El método de balance de energía (6), el cual no se utilizó como método para estimar evaporación y el método aerodinámico el cual se detalla por la siguiente ecuación:

$$Ea = B(eas - ea)(\text{mm/día}) \quad (7)$$

**Ecuación 7. Método aerodinámico**

Donde:

- Eas = Presión de vapor en la superficie
- Ea = Presión de vapor
- B = Coeficiente de transferencia de vapor

Estos parámetros se calculan utilizando las siguientes ecuaciones:

$$eas = 611 \exp\left(\frac{17,27 \times T}{237,3 + T}\right)(Pa) \quad (8)$$

**Ecuación 8. Presión de vapor en la superficie**

$$ea = Rh \times eas (Pa) \quad (9)$$

**Ecuación 9. Presión de vapor**

$$B = \frac{0,102 \times u_2}{\left[\ln \frac{z_2}{z_0}\right]^2} \left(\frac{\text{mm}}{\text{día}} \times Pa\right) \quad (10)$$

**Ecuación 10. Coeficiente de transferencia de vapor**

(Ecuaciones 7-10: Ven te Chow, 1994)

El tercer método con base física general utilizado es el método Priestley-Taylor (1972), el cual fue diseñado para grandes superficies de agua con poca influencia del viento utilizando como base componentes del método aerodinámico (7). Se utiliza la siguiente ecuación para su

cálculo:

$$E = \alpha \times \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} E_r \text{ (mm/día)} \quad (11)$$

***Ecuación 11. Método Priestley-Taylor***

*(Ven te Chow, 1994)*

Donde:

- $\alpha$  = Albedo
- $E_r$  = Tasa de evaporación método balance de energía.
- $\gamma$  = Constante psicrométrica
- $\Delta$  = Gradiente de presiones de vapor saturado

En este caso se utiliza un coeficiente empírico de que representa el albedo el cual típicamente tiene un valor de 1,3.

Los siguientes 3 métodos son derivados de los métodos físicos convencionales pero adaptados a lagos de manera empírica (volviéndose métodos mixtos físico-empíricos) por sus autores (McMillan, Brutsaert & Yu y Kotoda). En primer lugar, se utilizará el método McMillan (1973) también llamado la función de velocidad del viento de McMillan. Este método es recomendado por estudios similares para climas templados ajustado al área del cuerpo de agua estudiado, este se define bajo la siguiente ecuación:

$$E = f(u)(e_s^* - e)(m/día) \quad (12)$$

***Ecuación 12. Método McMillan***

*(Finch & Calver, 2008)*

$$f(u) = \left( \frac{5 \times 10^6}{A_s} \right)^{0,05} (3,6 + 2,5u_3) \quad (13)$$

**Ecuación 13. Función de velocidad del viento de McMillan**

(Finch & Calver, 2008)

Donde:

- $e_s^*$  = Presión de vapor saturado del aire a la temperatura de la superficie del agua
- $e$  = Presión de vapor del aire a una altura de referencia
- $A_s$  = Área de la superficie del cuerpo de agua
- $u_3$  = Velocidad del viento a 3 metros

El quinto método corresponde al desarrollado por Brutsaert and Yu en el año 1968 el cual se enfoca en la simplicidad aplicada por el método de transferencia de masas sin utilizar el valor empírico constante de C ya que es imposible encontrar un valor de C aplicable a todos los cuerpos de agua, debido a esta búsqueda por crear métodos aplicables a todo tipo de masa de agua se incorporó el área de la superficie de la masa de agua estudiada dando así con la siguiente ecuación:

$$E = 3,623A_s^{-0,066}u(e_s - e_a) \text{ (m/día)} \quad (14)$$

**Ecuación 14. Método Brutsaert and Yu**

(Majidi et al., 2015)

Donde:

- $e_a$  = Presión de vapor atmosférico
- $e_s$  = Presión de vapor de saturación a la temperatura de la superficie del agua
- $u$  = Velocidad del viento
- $A_s$  = Área del cuerpo de agua

El último método que se utilizara es el método de Kotoda (1977,1978), el cual fue desarrollado de manera empírica enfocado en lagos japoneses. Utilizando un enfoque aerodinámico corregido a la estabilidad atmosférica, fue ampliamente usado en lagos japoneses como el Lago Biwa ya que utiliza variables climáticas de fácil acceso. Este se describe bajo la siguiente ecuación:

$$E = \frac{0,137 \times u \times (es - ea)}{1 + 0,375 \times \exp\left(\frac{-10,5(Ts - Ta)}{u^2}\right)} \text{ (mm/día)} \quad (15)$$

**Ecuación 15. Método Kotoda**

*Fuente: (Tasumi, 2005)*

Donde:

- Es = Presión de vapor en la superficie del agua
- Ea = Presión de vapor en el aire
- Ts = Temperatura de la superficie del agua
- Ta = Temperatura del aire
- u = Velocidad del viento

Posterior a esta estimación, se realizará una comparativa entre los resultados de estimación por medio de los 6 métodos con los datos observados de evaporación de las estaciones meteorológicas de INIA para generar resultados tanto cualitativos como cuantitativos por medio de gráficos entre evaporación estimada y observada para definir los métodos con mejor ajuste.

Posterior a la explicación de estos métodos de estimación, se explica la recopilación y armado de base de datos para la utilización de estos. Dentro de esta indagación se tuvieron en cuenta varias fuentes de información mayormente de plataformas virtuales de datos hidroclimáticos tales como Explorador climático (DGA/DMC), Red agrometeorológica de INIA y NASA Prediction Of WorldWide Energy Resource (POWER). En la **Tabla 1**, se detallan las estaciones meteorológicas

y fluviométrica utilizadas mientras que en la **Tabla 2** se resume el proceso de recopilación de datos hidroclimáticos para el estudio.

**Tabla 1**

*Descripción de las estaciones meteorológicas y fluviométrica utilizadas*

Estación	Tipo	latitud	Longitud	Región	Año de Inicio	Tipo de estación	Mediciones utilizadas
RIO SAN PEDRO EN DESAGUE LAGO RINIHUE	DGA	-39,775	-72,457	DE LOS RIOS	1900	Fluviométrica	Caudal
LAGO RIÑIHUE	DGA	-39,774	-72,453	DE LOS RIOS	1985	Meteorológica	Precipitación
SANTA CARLA, LOS LAGOS	INIA	-39,67	-72,61	DE LOS RIOS	2013	Meteorológica	Datos hidroclimáticos

*Nota: En base a datos de INIA y CR<sup>2</sup>.*

**Tabla 2**

*Tabla resumen recopilación de información hidroclimática*

Base de datos	Estación	Variables	Unidad de medida	Temporalidad	% de datos
INIA	Santa Carla	Temperatura del aire	°C	01/04/2013 31/12/2024	100
INIA	Santa Carla	Humedad relativa	%	01/04/2013 31/12/2024	100
INIA	Santa Carla	Temperatura de la superficie	°C	01/04/2013 31/12/2024	100
INIA	Santa Carla	Velocidad del viento	m/s	01/04/2013 31/12/2024	100

INIA	Santa Carla	Evaporación	mm	01/04/2013- 31/12/2024	100
DGA/CR2	Rio San Pedro en desagüe Lago Riñihue	Precipitación	mm	01/04/1985 - 16/09/2019	100
DGA/CR2	Rio San Pedro en desagüe Lago Riñihue	Caudal	m <sup>3</sup> /s	26/03/1985- 31/08/2019	80
NASA POWER	Lago Riñihue	Radiación Neta de onda corta	W/m <sup>2</sup>	01/04/2013- 31/12/2024	100

*Nota: En base a datos de INIA, CR<sup>2</sup> Y NASA POWER.*

Cabe aclarar, que al momento de realizar la recopilación de datos hidroclimáticos, se descartaron fuentes de información tales como DMC o DGA dado que estas fuentes presentaban vacíos de datos notorios entre fechas afectando a la temporalidad y fomentando errores en los cálculos. A su vez, la utilización de radiación neta de onda corta se justifica con el hecho de que el estudio está enfocado en un umbral de nubosidad bajo (menor a un 20%) por lo que la radiación neta de onda corta representa la mayor parte de la energía disponible para evaporación en días despejados, esta utilización a su vez se justifica en el hecho de no encontrar datos de radiación neta para el lago en fuentes de información con la temporalidad necesaria para el estudio. Esta temporalidad necesaria corresponde a la recomendada por la Organización mundial de meteorología (WMO), la cual recomienda para estudios hidrológicos coherentes entre 10 a 30 años de datos idealmente. Para este estudio se contempló desde el año 2013 al año 2024 dada la disponibilidad de datos.

A su vez, dentro de esta recopilación de datos hidroclimáticos para la estimación, se tuvieron una serie de observaciones relacionadas a mayormente la temporalidad y la falta de ciertos datos

cruciales como es el caso de la radiación neta, la cual fue reemplazada por la variable de radiación neta de onda corta dado que el modelo esta ajustado a un umbral de nubosidad bajo, abriendo así la posibilidad de utilizar esta variable dentro de los métodos convencionales dado que esta variable representa el equilibrio entre la radiación solar entrante y la reflejada (G Allen et al., 2006). Entendido esto, posterior a la recopilación de datos hidrológicos, se definió un periodo de estudio dada la recomendación de la WMO, de entre 2013 a 2024.

Finalmente, se realizará una comparativa entre los resultados obtenidos por medio de los 6 métodos con los datos observados de evaporación de las estaciones meteorológicas de INIA para así generar resultados tanto cualitativos como cuantitativos por medio de gráficos entre evaporación estimada y observada para definir los métodos con mejor ajuste y rendimiento.

### **7.3 Cuantificar la evaporación por medio de imágenes satelitales**

En primer lugar, para realizar la estimación de evaporación por medio de imágenes satelitales, se necesita definir los periodos de estudio en base a las imágenes disponibles para el lago. Para el estudio se necesitarán las máximas imágenes satelitales disponibles por lo que el umbral de nubosidad se definirá de manera empírica al realizar el trabajo de las imágenes en Qgis.

Para realizar el cálculo, se necesitan las **bandas 3 y 5** del satélite Landsat 8 y en el caso de Sentinel-2, se necesitan las bandas 3 y 8. Estas bandas espectrales corresponden a las bandas GREEN-NIR (Verde visible e infrarrojo cercano) respectivamente.

$$NDWI = \frac{(Banda\ 3 - Banda\ 5)}{(Banda\ 3 + Banda\ 5)} \quad (16)$$

**Ecuación 16.** Cálculo NDWI con imágenes satelitales de Landsat 8

(EOS, 2023)

$$NDWI = \frac{(Banda\ 3 - Banda\ 8)}{(Banda\ 3 + Banda\ 8)} \quad (17)$$

**Ecuación 17.** Calculo NDWI con imágenes satelitales de Sentinel-2

(EOS, 2023)

La lógica de esta fórmula se enfoca en que la banda 3 de longitud de onda verde visible maximiza la reflectancia habitual de la superficie de agua mientras que la banda 5 o 8 de longitud de onda infrarrojo cercano maximiza la reflectancia de las zonas con vegetación terrestre y zonas de suelo a su vez que minimiza la reflectancia de las masas de agua. Dando como resultado valores positivos para las zonas con masa de agua y valores negativos para las zonas que corresponden a suelo y vegetación terrestre. Para diferenciar las zonas de exclusivamente masa de agua de las zonas con vegetación o suelo, se realiza una reclasificación del NDWI con los valores descritos en la **Tabla 3** para interpretar este índice:

**Tabla 3**

*Interpretación de valores de NDWI*

Valores de NDWI	Descripción
0,2 - 1	Superficie de agua
0,0 - 0,2	Inundación o humedad
-0,3 – 0,0	Sequía moderada o superficies sin agua
-1 – (-0.3)	Sequía o superficies sin agua

(EOS, 2023)

Realizada esta reclasificación, se utiliza la calculadora ráster de Qgis para determinar las zonas que presentan exclusivamente superficie de agua (valores de entre 0,2-1) para posteriormente realizar una vectorización generando un polígono con el cual se puede determinar el área del lago en ese periodo en concreto. El procesamiento de las imágenes satelitales se compone de: El cálculo de la diferencia de volumen por periodo utilizando 2 imágenes satelitales en distintas fechas para determinar el área superficial inicial y final del periodo. Esta variable se define en por medio de la siguiente ecuación:

$$\Delta V = (A_f - A_i) * h \quad (18)$$

### **Ecuación 18. Cambio de volumen de agua en un periodo determinado**

*Nota: Este parámetro surge de la discretización del balance hídrico a la escala del estudio*

Donde:

$\Delta V$  = Cambio de volumen de agua en un periodo

$A_f$  = Área de la superficie de agua final

$A_i$  = Área de la superficie de agua inicial

$h$  = Altura determinada por la diferencia de cotas máximas en un periodo determinado.

Posterior a definir las diferencias de volumen de agua por periodo dentro del lago, se define el balance hídrico para la estimación de evaporación. Partiendo del balance hídrico general discretizado a una escala temporal definida (**Ecuación 2**).

Se utilizan los siguientes supuestos para desprestigiar ciertas variables de este para acomodar a las características que presenta el lago y poder realizar la estimación.

- Se desestima el Consumo (C) dado que, en base a la investigación bibliográfica, no se tienen registros de consumo humano en el lago más allá de la realización de actividades antrópicas como pesca deportiva, turismo y/o actividades recreativas.
- Se desestima la evapotranspiración (Eto) dado que el estudio está enfocado en la variable de evaporación y a la vez solo se enfoca en la superficie de agua diferenciada por medio de la reclasificación del NDWI en Qgis.
- Se asume que el volumen de entrada y salidas en los periodos analizados son el mismo.
- Se define un límite de máximo 30 días por periodo para evitar errores.
- Dado que los flujos de caudales de entrada y salida en los lagos andinos o de alta montaña es escasamente medido, pudiendo generar una incertidumbre y por consiguiente invalidar la confiabilidad del balance (Finch & Calver, 2008) se optó por la equivalencia entre caudales de entrada y salida.

Definidos estos supuestos, el balance hídrico descrito en la **Ecuación 2** se expresa bajo la siguiente ecuación:

$$E = P - \Delta V \quad (19)$$

***Ecuación 19. Balance hídrico para el cálculo de evaporación por medio de imágenes satelitales***

Donde:

P = Precipitación de entrada en la cuenca

$\Delta V$  = Diferencia de volumen de agua por periodo

E = Evaporación

Al momento de calcular la tasa de evaporación por medio del balance hídrico definido posterior al procesado de las imágenes, se deben utilizar los datos en las siguientes unidades de medida: precipitación en mm/d y la diferencia de volumen de agua por periodo en m<sup>3</sup>. Posterior a esto, se deben convertir todas las variables (a excepción de la diferencia de volumen de agua) en términos de volumen para finalmente definir la tasa de evaporación por periodo.

**7.4 Recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática.**

Teniendo los resultados de ambas estimaciones, se medirá la eficiencia del modelo realizado por medio de los índices de bondad de ajuste R<sup>2</sup>, PBIAS y KGE, ya que estos 5 índices miden tanto la eficiencia del modelo como también el error que este puede presentar. Para que se pueda recomendar un método para lagos andinos templados, estos valores deben ser:

**Tabla 4**

*Interpretación resultados de valores de índices de bondad de ajuste*

Índice de bondad de ajuste	Formula	Valores Satisfactorios	Interpretación
Coeficiente de determinación (R <sup>2</sup> )	$\left[ \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \right]^2$	≥ 0,60	Ajuste satisfactorio entre los resultados de estimación
Sesgo porcentual (PBIAS)	$100 \frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)}{\sum_{i=1}^n (O_i)}$	-20% y +20%	Rango satisfactorio: Modelo eficiente
Índice de eficiencia de Kling-Gupta	$1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_{sim}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\mu_{sim}}{\mu_{obs}} - 1\right)^2}$	-0.41 < KGE ≤ 1	Ajuste satisfactorio, identifica fallas en el método.

*Nota: En base a (Althoff & Rodrigues, 2021); (Moriassi et al., 2015); (Knoben et al., 2019)*

Los datos observados corresponderían a los valores de evaporación medidos por las estaciones meteorológicas mientras que los datos simulados corresponderían a los valores estimados por

medio de los 6 métodos de estimación con base física y el método por medio de imágenes satelitales.

Teniendo los valores de los índices satisfactorios que validen el modelo con una, se define el o los métodos recomendados para la estimación de evaporación en lagos andinos templados.

## **8. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

### **8.1 Calcular la evaporación por medio de métodos convencionales en un lago andino templado**

Los resultados se muestran por medio de dos tipos de gráficos para su comprensión de manera cualitativa:

El primero corresponde a un gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada en un año hidrológico, esta escala temporal es utilizada dentro de estudios de hidrología dado que, al comprender un periodo entre abril y marzo, marca el inicio de la temporada de lluvia dentro del territorio nacional. Esto permite identificar la relación de los periodos con mayor y menor caudal producto de que estos coinciden con las temporadas de crecidas y posterior temporada seca junto con el inicio de escurrimientos principales en marzo.

Utilizar la escala temporal de un año hidrológico permite:

- Identificar de manera más clara y eficiente el ciclo hidrológico del cuerpo de agua a estudiar, ya que este evita posibles distorsiones ocurridas por fenómenos dentro de un año completo.
- Observar posibles regímenes estacionales que los resultados presenten.

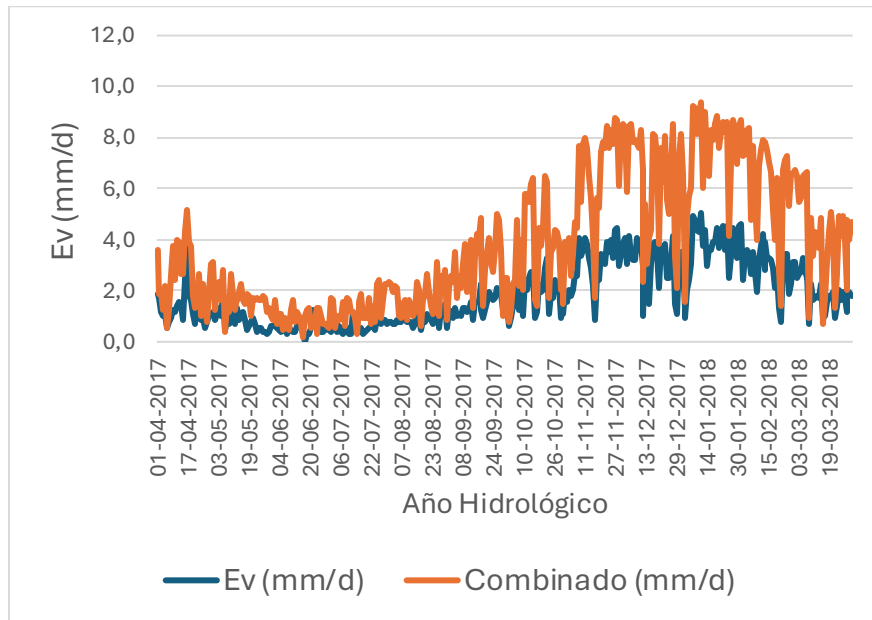
El segundo corresponde a gráficos de dispersión, los cuales cumplen con la función de apoyar a los gráficos anteriormente mencionados al dar una visión del ajuste que los valores estimados presentan a comparación de los valores observados por medio de su línea de tendencia.

La **Figura 6** muestra los resultados de estimación de evaporación por medio del método combinado, representado por medio de un gráfico evaporación/tiempo en un año hidrológico (a) y un gráfico de dispersión (b):

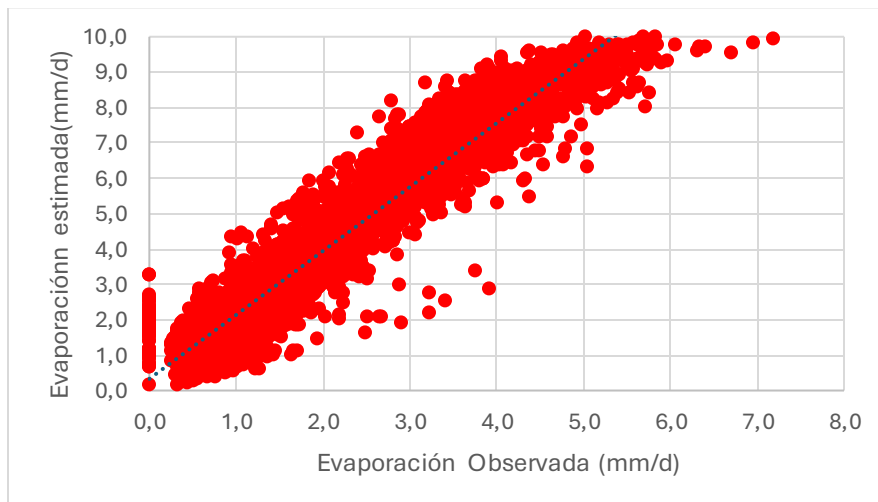
**Figura 6**

(a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Combinado en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método combinado

a)



b)



Las estimaciones hechas por medio del método combinado presentan una clara tendencia a la sobreestimación de los valores.

Esto se explica dado que la ecuación del método (**Ecuación 3**) depende de condiciones específicas para su óptimo funcionamiento, ya que se requiere de una base de información hidroclimática completa, satisfaciendo todas las suposiciones requeridas. Siendo estas: (1) la prevalencia de un flujo de energía en estado permanente y (2) los cambios en el almacenamiento de calor en el tiempo en el cuerpo de agua no sean significativos (Ven te Chow, 1994).

Es esperable que, bajo condiciones no ideales de aplicación como en el caso de aplicarse en lagos andinos de gran tamaño, el método sobreestime, dado a que el método es apropiado para áreas pequeñas con información hidroclimática detallada (Ven te Chow, 1994).

Al observar ambos gráficos, estos se complementan entre sí, ya que en el caso de la **Figura 6b** esta muestra la totalidad de los datos dentro de un gráfico de dispersión por lo que se fundamenta la sobreestimación tanto en escala de año hidrológico en un periodo entre 2017 y 2018 como en escala temporal completa del estudio 2013 a 2024.

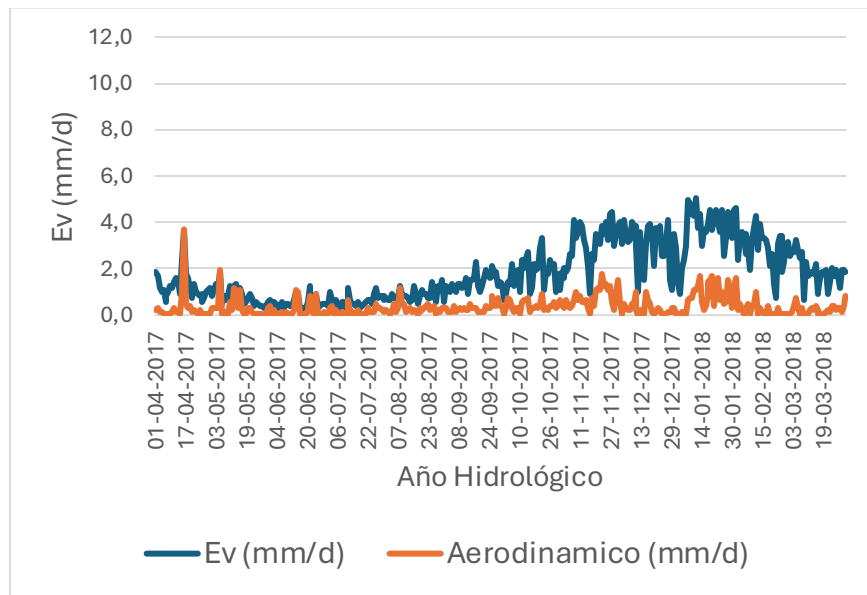
En la **Figura 6a** se observa una temporada de aumento de evaporación, la cual inicia entre los meses de agosto y febrero, finalizando entre marzo y julio, aumento que permite identificar un claro régimen estacional en la evaporación. Donde se tiene un alza de evaporación entre primavera y verano, lo cual se fundamenta con un alza en las temperaturas producto del cambio de estación teniendo como resultado un alza en la evaporación en el lago estudiado.

La **Figura 7** muestran los resultados de estimación de evaporación por medio del método aerodinámico, representado por medio de un gráfico evaporación/tiempo en un año hidrológico (a) y un gráfico de dispersión (b)

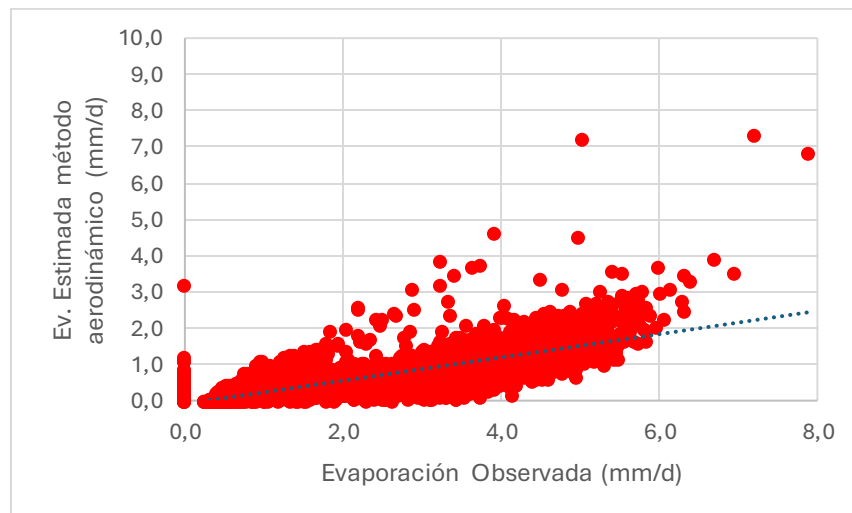
**Figura 7**

(a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método aerodinámico en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método aerodinámico

a)



b)



Los resultados obtenidos exhiben una tendencia marcada del método aerodinámico a subestimar los valores de evaporación en comparación con los datos observados.

En la **Figura 7a**, se evidencia un sesgo por debajo de los valores de evaporación observada durante todo el año hidrológico, mientras que la **Figura 7b** recalca esta tendencia dado que la mayor concentración de puntos dentro del gráfico de dispersión, se encuentran por debajo de la línea de tendencia de los valores observados mostrando así un ajuste bajo entre los valores.

Este comportamiento coincide con los descrito por Ven te Chow (1994), donde este indica que el método es recomendable para intervalos diarios o mayores con situaciones que no involucren grandes capacidades de almacenamiento de calor (característica recurrente en lagos de gran tamaño), por lo que se recomiendan métodos que combinen ambos componentes de la evaporación (Ven te Chow, 1994).

Este método, al contemplar solo el factor de transporte de evaporación por medio de las presiones de vapor y la velocidad del viento, aumenta su aplicabilidad para zonas sin información de radiación. Pero es un método sensible a errores en la gradiente de presión de vapor (Finch & Calver, 2008).

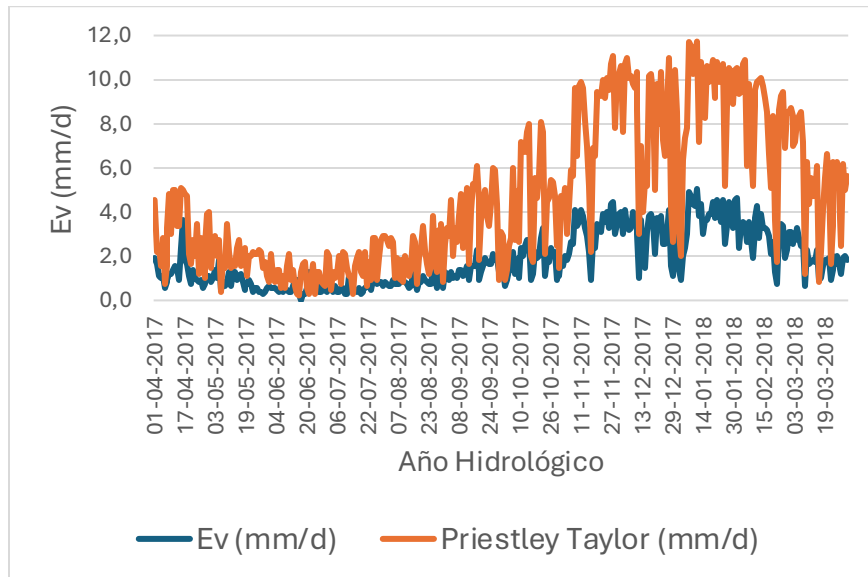
Los resultados de subestimación obtenidos en relación con los valores observados son esperables en un lago andino templado, producto de limitaciones teóricas (dependencia al déficit de presiones de vapor) y condiciones locales (almacenamiento térmico al ser un el lago Riñihue un lago de gran tamaño y el clima de alta montaña) siendo estas justificaciones solidas que explican el desempeño de este método.

La **Figura 8** muestran los resultados de estimación de evaporación por medio del método Priestley-Taylor, representado por medio de un gráfico evaporación/tiempo en un año hidrológico (a) y un gráfico de dispersión (b)

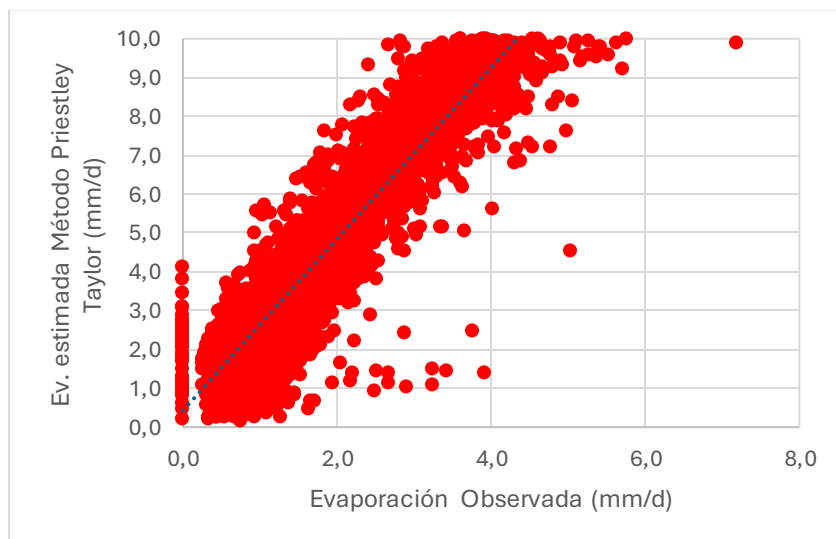
**Figura 8**

(a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Priestley-Taylor en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método Priestley-Taylor

a)



b)



Los resultados obtenidos utilizando el método de Priestley-Taylor muestran una tendencia a la sobreestimación con relación a los valores de evaporación observados, comprobado tanto por medio de la serie temporal (**Figura 8a**) donde en escala temporal del año hidrológico, este mantiene valores muy por encima de los valores de evaporación observada, mientras que en el grafico de dispersión **Figura 8b** muestra un ajuste relativamente satisfactorio en torno a los valores observados, pero por sobre la línea de tendencia lo que muestra una sobrestimación.

Estos resultados, coinciden con lo señalado bibliográficamente, debido a que en estudios como el de Finch and Calver (2008) se advierte que la ecuación de Priestley-Taylor, al estar enfocada en el factor de energía disponible y a su vez utilizar un coeficiente empírico, tiende a presentar errores al no ajustar este coeficiente empírico a las características del cuerpo de agua donde se pretenda utilizar. Esto se explica al analizar el componente  $\alpha$  de la **Ecuación 11**, el cual presenta variaciones diarias y estacionales que afectan a la precisión de las estimaciones (Finch & Calver, 2008).

Otro estudio señala que, este método de estimación tiende a sobreestimar en ambiente con alta humedad relativa, donde el componente aerodinámico de la evaporación será pequeño en comparación al componente de transferencia de energía (Ven te Chow, 1994).

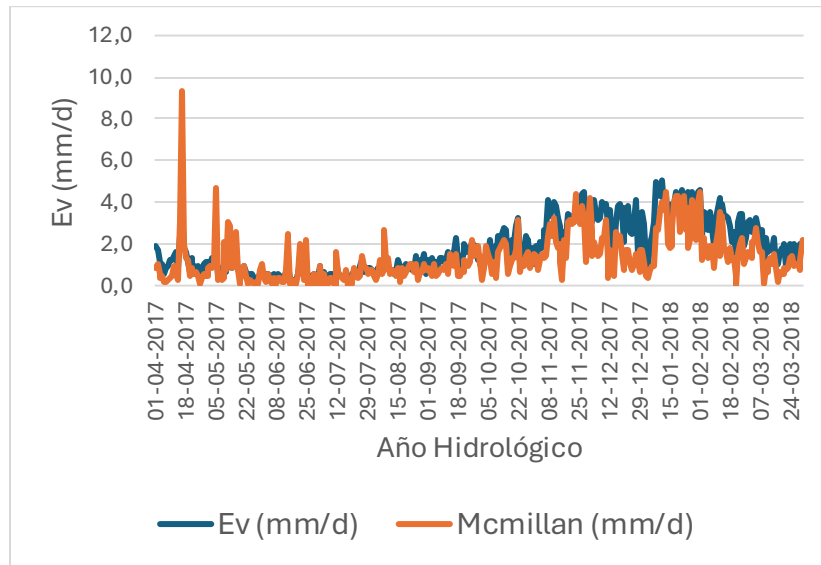
Con todo lo explicado, el método sobreestima bajo condiciones de un lago andino templado. Pero según lo descrito en los estudios mencionados, este depende de un ajuste empírico para su aplicación de manera efectiva.

La **Figura 9** muestra los resultados de estimación de evaporación por medio del método de McMillan, representado por medio de un gráfico evaporación/tiempo en un año hidrológico (a) y un gráfico de dispersión (b):

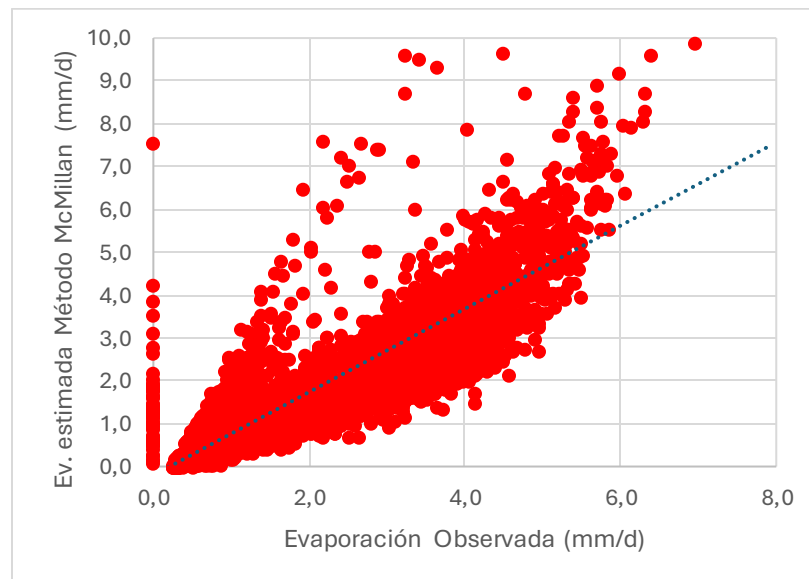
**Figura 9**

(a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método McMillan en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método McMillan

a)



b)



En el caso de los resultados obtenidos por medio de la utilización del método McMillan para estimar evaporación, estos muestran un ajuste más cercano a los valores de evaporación en comparación a los métodos anteriores, aunque se evidencian periodos de sobrestimación los cuales se explican dado que entre las fechas de abril y mayo de 2017, la variable de velocidad del viento fue más elevada en esas fechas que en el promedio del año hidrológico. Dicho esto, se observa cierta dispersión en el rango mayor de evaporación como se observa en la **Figura 9b**.

En la serie temporal de año hidrológico **Figura 9a**, la curva de estimada se mantiene acorde a la dinámica estacional de la evaporación observada, con diferencias menores a las observadas en los anteriores métodos. Esto concuerda con lo descrito por Finch and Calver (2008), el cual indica que al ajustar empíricamente el método al área del cuerpo de agua, este muestra buenos resultados para climas templados y lagos de similares características. Este análisis se complementa con lo descrito por Majidi et al. (2015), el cual comparando métodos con estructuras similares a McMillan (método Jensen-Haise y método Makknik) se obtuvieron resultados con baja sensibilidad a cambios y alta precisión para lagos profundos.

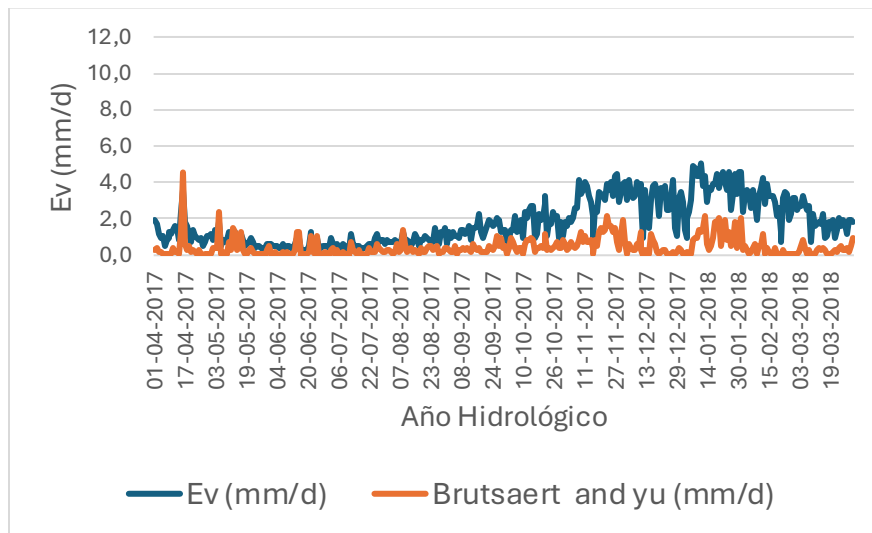
Por lo tanto, que el método McMillan mostrase resultados satisfactorios es esperable dado las características del lago Riñihue (Lago andino templado grande y profundo) según lo descrito bibliográficamente y lo observado en la **Figura 9**, aunque según señala Ven te Chow (1994) la adaptación adecuada del método McMillan a las características de los cuerpos de agua donde se vaya a utilizar es un paso clave para capturar la evaporación real.

La **Figura 10** muestra los resultados de estimación de evaporación por medio del método Brutsaert & Yu, representado por medio de un gráfico evaporación/tiempo en un año hidrológico (a) y un gráfico de dispersión (b)

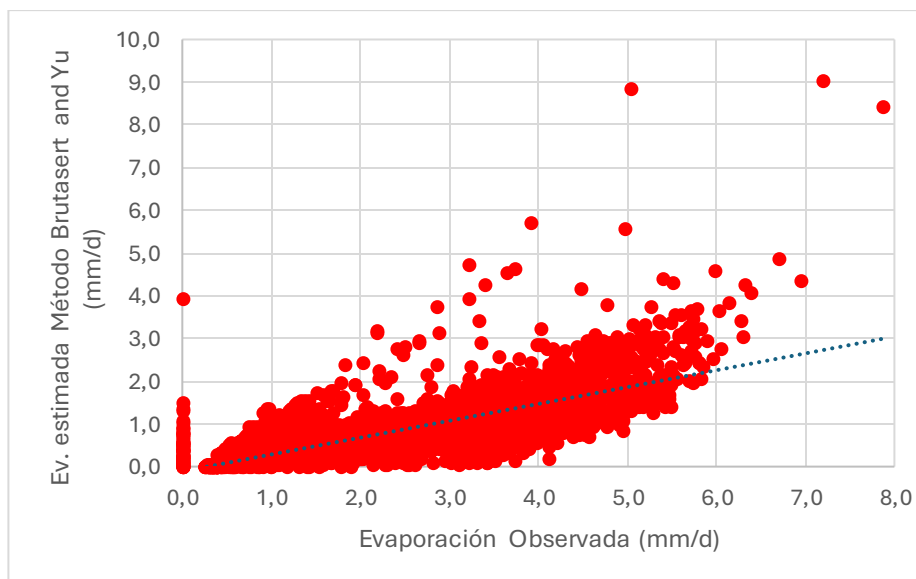
**Figura 10**

(a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Brutsaert & Yu en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método Brutsaert & Yu

a)



b)



Los resultados de estimación de evaporación utilizando el método de Brutsaert & Yu muestran una tendencia a subestimar significativamente en comparación con los valores de evaporación observada.

En el caso del gráfico en escala temporal de un año hidrológico **Figura 10a** esta muestra que la curva estimada se mantiene por debajo de los valores observados de evaporación. De igual forma que en la **Figura 10b** donde los valores estimados se mantienen por debajo de la línea de tendencia de los valores observados.

Se clarifica la subestimación dado que se tienen valores máximos de no más de 2 mm/d (a excepción de abril de 2017 donde, como se mencionó en el caso de McMillan, hubo valores de velocidad del viento muy por encima de los promedios de esta variable dentro del año hidrológico) incluso en épocas de alta evaporación (primavera y verano).

Este comportamiento se sustenta bibliográficamente, ya que, Finch and Calver (2008) señala que este método está ajustado para estimaciones realizadas por el método del tanque de evaporación, por lo que tiende a subestimar valores en cuerpos de agua de mayor tamaño.

Se advierte que este método presenta una alta sensibilidad a la estimación del gradiente de presión de vapor al tratarse de una formulación de transferencia de masas, estos coeficientes derivados para un sitio específico no son directamente transferibles a otros cuerpos de agua (Finch & Calver, 2008), lo cual genera subestimaciones o dispersión elevada cuando se aplican de manera no calibrada.

Esto último es apoyado por Ven te Chow (1994), ya que este recalca la importancia de realizar ajustes locales (más aun teniendo en cuenta las condiciones topográficas y climáticas de los lagos andinos) producto de que este método está basado en el factor aerodinámico de la evaporación.

Otros estudios, como el de Majidi et al. (2015) también reportan resultados subestimados al utilizar este método para lagos profundos en especial en periodos de alta temperatura (Majidi et al., 2015).

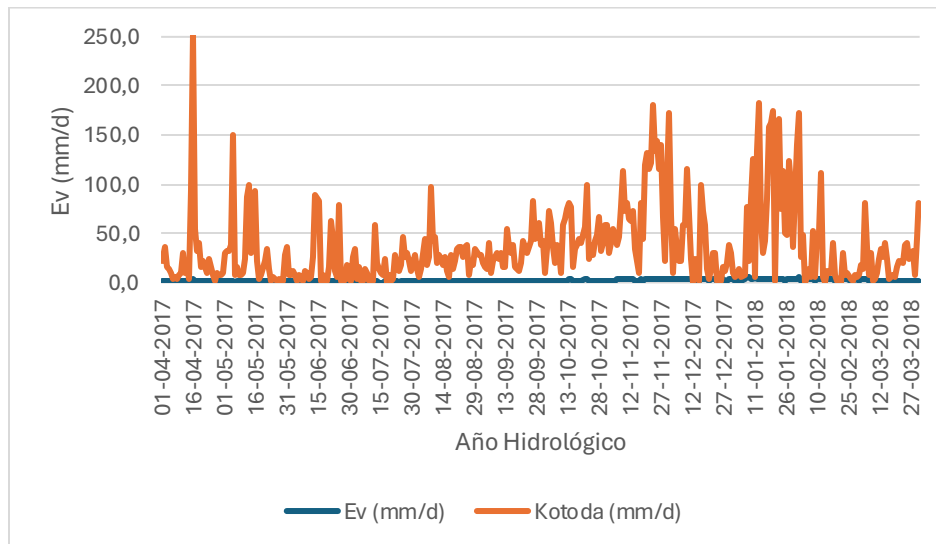
Por lo tanto, es esperable que el método no haya capturado adecuadamente las dinámicas reales de la evaporación, dando así que los resultados de este método evidencian la necesidad de realizar calibraciones locales y precisas previo a la implementación de esta metodología en cualquier cuerpo de agua.

La **Figura 11** muestra los resultados de estimación de evaporación por medio del método Kotoda, representado por medio de un gráfico evaporación/tiempo en un año hidrológico (a) y un gráfico de dispersión (b)

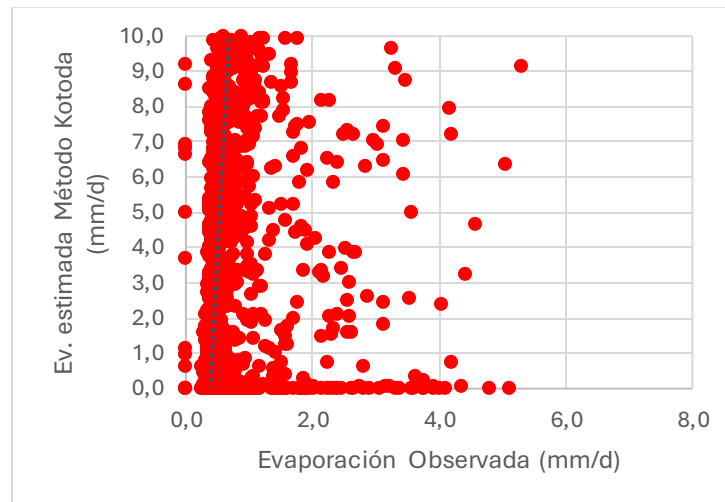
**Figura 11**

*(a) Gráfico de evaporación observada vs evaporación estimada mediante el método Kotoda en un año hidrológico (b) Gráfico de dispersión método Kotoda*

a)



b)



Al realizar las estimaciones de evaporación utilizando el método Kotoda, se observan sobreestimaciones significativamente altas, presentando diferencias muy notorias entre los valores de evaporación estimados y observados.

Dichos resultados se justifican dado el contexto donde fueron aplicados, ya que, este método fue desarrollado para condiciones específicas para el lago Biwa (Tasumi, 2005). Este lago japonés, a comparación del área de estudio, presenta dimensiones tanto de superficie como de profundidad mucho menores, junto con un régimen climático significativamente diferente al de un lago andino templado de Chile.

Por otro lado, este método necesita de supuestos críticos con condiciones constantes para llevar a cabo la estimación de evaporación tales como: Un clima húmedo con vientos estables y diferencias entre temperaturas superficiales y del aire bajas (Tasumi, 2005).

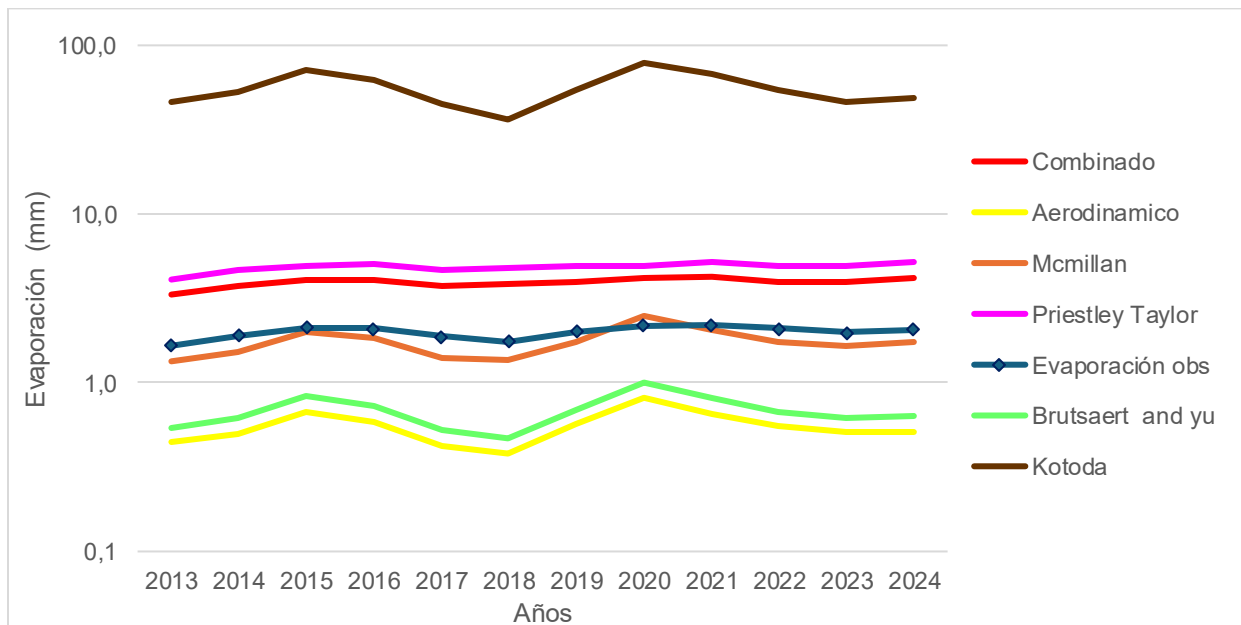
Por lo tanto, en base al análisis tanto de resultados obtenidos como bibliográfico indican que el método Kotoda sobreestima de manera significativa los valores de evaporación reales a comparación de los 5 métodos anteriormente analizados.

### 8.1.2 Comparativa entre métodos de estimación convencionales

Para comprender de mejor forma los métodos y aterrizarlos a la temporalidad del estudio, se realizó un análisis a escala anual representado en un gráfico comparativo entre métodos abarcando desde el año 2013 al 2024.

**Figura 12**

*Gráfico comparativo entre los métodos utilizados en escala anual (2013-2024)*



Donde se observa cuáles son los métodos que sobrestiman la evaporación y que métodos subestiman la misma, donde el método que mejor ajuste tiene con los datos de evaporación observados es el método McMillan y el método con peor ajuste producto de una alta sobrestimación de los valores Método Kotoda.

Se observa, una similitud entre método como es el caso de Brutsaert and Yu y el método aerodinámico los cuales, al enfocarse en el factor aerodinámico, tienden a subestimar la evaporación al no tomar en cuenta directamente la variable de energía. Caso contrario ocurre con los métodos Combinado y Priestley-Taylor donde se observa una sobreestimación al ser más dependientes del factor energético de la evaporación, siendo este una variable muy sensible ante

entornos no ideales al presentar supuestos críticos junto con la necesidad de una base de información detallada en relación con los factores de radiación para realizar una estimación eficiente de evaporación.

En el caso de los métodos de Kotoda y McMillan, el primero está formulado para un lago específico, por lo que su aplicabilidad a otros lagos con características diferentes y entornos climáticos diferentes se probó mediante su uso que tiene una complejidad mayor que los otros métodos para ser aplicados en lagos andinos templados. Finalmente, el segundo método de McMillan, tanto en escala de año hidrológico como en escala anual demuestra ser el de mejores resultados.

## **8.2 Cuantificar la evaporación por medio de imágenes satelitales**

Al momento de cuantificar la evaporación por medio de imágenes satelitales, como se mencionó anteriormente, se utilizaron alrededor de 2000 imágenes satelitales resultado en 65 periodos de estimación iniciales. Posterior al trabajo de estas finalmente se determinó un umbral de nubosidad de 0 al 15% ya que las nubes dentro de las imágenes son un factor limitante por lo que para realizar una óptima estimación se necesita la mayor visibilidad posible de la superficie del lago sin nubes dentro del mismo, resultando en 76 imágenes satelitales analizadas en 38 periodos de estudio entre el año 2017-2019. Estos 37 periodos se componen de 2 fechas con una distancia máxima de 30 días por periodo descritas en mediante la **Tabla 5**

**Tabla 5**  
*Periodos de estudio método imágenes satelitales*

<b>Periodo</b>	<b>Año</b>	<b>Fechas</b>	<b>N° de días</b>	<b>Altura (m)</b>
1	2017	06/01 - 17/01	11	6
2	2017	17/01 - 26/01	9	3
3	2017	26/01 - 29/01	3	0
4	2017	29/01 - 05/02	7	9,5
5	2017	05/02 - 06/03	29	11
6	2017	09/04 - 29/04	20	0
7	2017	29/04 - 19/05	20	36,5
8	2017	22/11 - 27/11	5	1,5
9	2017	27/11 - 17/12	20	13
10	2017	17/12 - 27/12	10	0
11	2018	05/02 - 13/02	8	5,5
12	2018	13/02 - 28/02	15	2,5
13	2018	08/09 - 13/09	5	0
14	2018	13/09 - 03/10	20	12
15	2018	03/10 - 11/10	8	3,5
16	2018	11/10 - 07/11	27	9
17	2018	07/11 - 15/11	8	0
18	2018	15/11 - 22/11	7	0
19	2018	22/11 - 27/11	5	12,5
20	2018	27/11- 02/12	5	12,5
21	2018	02/12 - 07/12	5	0
22	2018	07/12 - 12/12	5	0
23	2018	12/12 - 15/12	3	0
24	2018	15/12 - 17/12	2	0

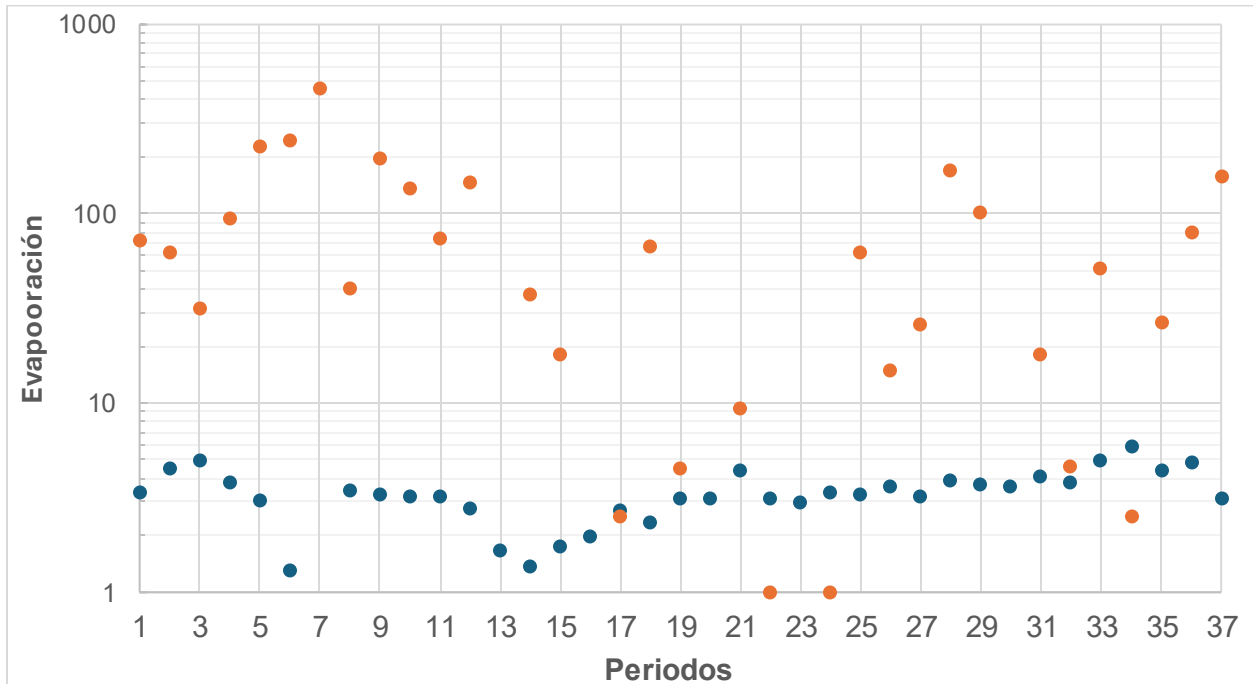
<b>Periodo</b>	<b>Año</b>	<b>Fechas</b>	<b>N° de días</b>	<b>Altura (m)</b>
<b>25</b>	2018	17/12 - 22/12	5	12,5
<b>26</b>	2018 -2019	22/12 - 04/01	13	12,5
<b>27</b>	2019	04/01 - 14/01	10	0
<b>28</b>	2019	14/01 - 19/01	5	9,5
<b>29</b>	2019	19/01 - 21/01	2	9,5
<b>30</b>	2019	21/01 - 24/01	3	0
<b>31</b>	2019	24/01 - 26/01	2	15,5
<b>32</b>	2019	26/01 - 31/01	5	15,5
<b>33</b>	2019	31/01 - 03/02	3	9,5
<b>34</b>	2019	03/02 - 08/02	5	0
<b>35</b>	2019	08/02 - 13/02	5	10
<b>36</b>	2019	13/02 - 15/02	2	4
<b>37</b>	2019	15/02 - 25/02	10	6

Aclarados los periodos de estudio para realizar la estimación, los resultados fueron representados inicialmente por medio de un gráfico de evaporación observada y evaporación estimada en los 37 periodos de estudio.

La **Figura 13** muestra los resultados de estimación de evaporación por medio del método comparativo utilizando imágenes satelitales, representado por medio de un gráfico evaporación /por periodo, aunque normalizado a una escala logarítmica para observar las diferencias de magnitudes entre los valores en escalas de 1-10, 10-100 y 100 a 1000 veces.

**Figura 13**

*Evaporación estimada por el método comparativo por imágenes satelitales vs evaporación observada por periodo en mm/d*



Se observan importantes diferencias entre los datos estimados y observados de evaporación, superando en al menos un orden de magnitud en la mayoría de los periodos estimados. Si bien estos resultados resaltan una falla dentro del modelo, la **Figura 13** nos indica la presencia de periodos con resultados diferentes entre sí.

En primer lugar, están los resultados relativamente coherentes en comparación con los valores observados, siendo estos los periodos 17, 19, 21, 32, y 34 donde se observan estimaciones con magnitudes entre 1 a 10 veces el valor de evaporación observados. Estos periodos muestran resultados con valores entre 0 a 9,5 mm/día, destacando periodos como el 17 y 32, donde los valores estimados están muy cerca de los valores observados de evaporación como se observa en la **Figura 13**. Dicho resultado se explica, debido a periodos de baja precipitación, dado que en el caso de los periodos 17 y 32, estos se ubican entre noviembre de 2018 y enero de 2019, donde hubo intervalos de días con baja precipitación dado como resultado un cambio en el

volumen de la superficie de agua bajo (dado el balance hídrico con los supuestos críticos utilizados).

Estos periodos no superan los 10 días de diferencia entre la fecha inicial y final (5 a 8 días como máximo). Lo cual concuerda con lo descrito en los estudios de Majidi et al. (2015) y Finch and Calver (2008) donde a pesar de recomendar utilizar escalas temporales mensuales a la hora de realizar estimaciones de evaporación para minimizar errores, si los datos de entrada son consistentes las estimaciones en intervalos cortos pueden ajustarse mejor a los datos observados.

Mientras que, en el caso de los periodos con mal ajuste, están todos los demás que van desde 10 a 100 veces y 100 a 1000 veces la magnitud en comparación con los valores de evaporación observados. Estos resultados indican una falla dentro del balance hídrico utilizado, el cual consistió en simplificar el balance asumiendo que caudal de entrada y salida es el mismo, ya que este supuesto puede ser válido a una escala anual, pero los periodos utilizados correspondieron a lo más de 29 días.

En el grupo de resultados con magnitudes de 100 a 1000 veces mayores a los datos observados, presentan intervalos temporales mayores a 15 días, como en el caso de los periodos 5, 6 y 7, los cuales presentan extensiones de 20 a 29 días incluso. Lo cual, se encuentra muy por debajo del tiempo de residencia del Lago, por lo que el supuesto de caudal de entrada igual al de salida no es válido, ya que la precipitación en este periodo no alcanza a salir del cuerpo de agua. Resultados similares obtuvieron Finch and Calver (2008) o Majidi et al. (2015) los cuales mencionan que los métodos indirectos tienden a sobreestimar si no se consideran todos los componentes del balance.

Estos resultados muestran que hay variables críticas del balance hídrico que no pueden ser simplificados, tal como advierte Matta et al. (2022), el cual discute al utilizar modelos simplificados

que requieran pocas variables, se descartan términos clave dentro del balance energético, lo cual produce una tendencia a acumular grandes incertidumbres y por consiguiente errores en la estimación de evaporación. Frente a esto para futuros trabajos se sugiere obtener datos de los tributarios afluentes, mediante mediciones en terreno, registros públicos o modelaciones hidrológicas, que ayuden a cuantificar de mejor forma los volúmenes de entrada y salida.

### 8.3 Recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática

Analizados los resultados de ambas metodologías de estimación de evaporación, se tomaron en cuenta los índices de bondad de ajuste para realizar una evaluación de los resultados del estudio con la finalidad de recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática. Para esto, por medio de los índices  $R^2$ , PBIAS y KGE se definió que método tiene mejor ajuste con los datos de estimación observados y por lo tanto el más adecuado para este tipo de lagos.

Los resultados de los índices de bondad de ajuste de todos los métodos utilizados se muestran en la siguiente tabla (donde se define si son resultados satisfactorios en base a los valores de la **Tabla 4**).

**Tabla 6**

*Índices de bondad de ajuste de los métodos de estimación de evaporación utilizados*

Método	$R^2$	PBIAS	KGE	Interpretación
Combinado	0,92	-18,74	-0,31	$R^2$ y KGE (aunque bajo) satisfactorio y/o razonable, PBIAS no satisfactorio
Aerodinámico	0,61	156,08	0,04	$R^2$ y KGE (aunque bajo) satisfactorios, PBIAS no satisfactorio
Priestley-Taylor	0,90	141,93	-0,94	$R^2$ satisfactorios, PBIAS y KGE no satisfactorios

<b>McMillan</b>	0,72	-13,00	0,75	<b>R<sup>2</sup>, PBIAS y KGE satisfactorios</b>
<b>Brutsaert and Yu</b>	0,61	8025,48	0,15	<b>R<sup>2</sup> y KGE satisfactorios, PBIAS no satisfactorio</b>
<b>Kotoda</b>	0,64	-100,00	-48,51	<b>R<sup>2</sup> satisfactorio, PBIAS Y KGE no satisfactorios</b>
<b>Imágenes satelitales</b>	0,13	2054,337	-88,37	<b>R<sup>2</sup>, PBIAS y KGE no satisfactorios</b>

La **Tabla 6** muestra los resultados obtenidos al utilizar los índices de bondad de ajuste para determinar el desempeño, eficiencia y sesgo que presenta cada método de estimación de evaporación. Mostrando distintos comportamientos los cuales se discutirán en el siguiente punto.

### 8.3.1 Desempeño general de los métodos

#### a) Método Combinado

El método combinado, presenta un R<sup>2</sup> muy alto lo cual preliminarmente puede indicar un método con buen ajuste gráfico en relación con los datos observados. No obstante, como indican los valores de PBIAS y KGE, este presenta una importante sobreestimación lo que indica un método con baja confiabilidad dado que no estaría reproduciendo adecuadamente los valores de evaporación sin una calibración adecuada al contexto del cuerpo de agua del estudio donde se necesite utilizar.

#### b) Método Aerodinámico

En el caso del método aerodinámico, este presenta un R<sup>2</sup> satisfactorio pero cercano al valor límite de este indicador por lo que su ajuste es regular. Lo cual se agrava al mostrar una subestimación grave dado su PBIAS negativo y alto, muy alejado del valor satisfactorio que ronda el -20% o +20%. Por lo que el método muestra un desempeño regular al momento de estimar evaporación

ya que su KGE es satisfactorio pero la subestimación grave le produce ser un método poco eficiente en base a los resultados del estudio.

#### **c) Método Priestley-Taylor**

Al ser un método basado en una simplificación del método combinado, este presenta un funcionamiento similar a este último. Donde muestra una linealidad con los datos observados muy alta dada por  $R^2$ , pero un sesgo y rendimiento deficiente en base a los otros indicadores, mostrando una sobreestimación aun mayor que la mostrada por el método combinado y a su vez un rendimiento deficiente en dado por un KGE menor a -0,41 por lo que resulta en un método con peor desempeño que el método combinado para el lago Riñihue.

#### **d) Método McMillan**

El método McMillan es el único con buen desempeño en los tres indicadores ya que muestra un ajuste adecuado con un  $R^2$  mayor a 0,60, sin sesgos importantes, aunque en base al valor resultante de PBIAS este subestima mínimamente los valores observados de evaporación, aunque dentro de un valor satisfactorio (-20% a 20%). Mientras que muestra un KGE excelente en comparación con los otros métodos lo que se interpreta un desempeño general satisfactorio. Dicho esto, este método puede considerarse el más adecuado a la hora de estimar evaporación en lagos andinos templados lo cual se justifica tanto por medio de índices de bondad de ajuste como bibliográficamente tomando lo concluido por el estudio de Finch and Calver (2008) donde se describe al método McMillan como un método a considerar a la hora de estudiar lagos con climas templados.

#### **e) Método Kotoda**

Dentro de los métodos físicos con adaptaciones empíricas, el método Kotoda es con diferencia el que peor rendimiento tiene en relación con los índices de bondad de ajuste utilizados, ya que, a pesar de presentar un  $R^2$  aceptable, su valor de PBIAS Y KGE son muy altos para los

estándares satisfactorios del estudio. Evidenciando una sobreestimación muy significativa y un rendimiento general inadecuado. Esto se preveía dado que el método está adaptado para condiciones muy específicas de un lago japonés (Lago Biwa) con condiciones climáticas y geomorfológicas específicas para su funcionamiento.

#### **f) Método imágenes satelitales**

Finalmente, en el caso del método indirecto de estimación por medio de imágenes satelitales, presenta una correlación deficiente entre los valores observados y estimados, debido a una sobreestimación significativa en los resultados de estimación, lo cual sus indicadores de desempeño reafirman, al igual que en el caso del método Kotoda. De acuerdo con los tres indicadores, este método presenta un mal desempeño a la hora de representar adecuadamente la evaporación real del lago Riñihue.

### **8.3.2 Recomendación de métodos de estimación de evaporación para lagos andinos templados**

En base a los índices de bondad de ajuste utilizados que evaluaron el desempeño de los distintos métodos de estimación de evaporación. El método recomendado para la estimación de evaporación en lagos andinos templados es el método McMillan dado que este presenta indicadores robustos de desempeño como lo son PBIAS Y KGE junto con un  $R^2$  satisfactorio por lo que se determina como un método con buen rendimiento al momento de analizar lagos andinos templados. Otros métodos como el método Brutsaert and Yu o el método aerodinámico, podrían llegar a ser una buena opción, pero con la necesidad de modificaciones en sus ecuaciones para adaptarse a los cuerpos de agua donde sean utilizados para mejorar los indicadores de error (PBIAS) y evitar subestimaciones graves como en el caso del lago Riñihue.

## 9 CONCLUSIONES

La presente investigación logro responder a los objetivos planteados en un inicio. Con respecto al objetivo general: *“Comparar la estimación de la evaporación mediante métodos convencionales y el método comparativo por medio de imágenes satelitales en un lago andino templado”*. Se compararon los métodos convencionales de estimación con el método comparativo por medio de imágenes satelitales, donde se demostró que los métodos convencionales, con énfasis en el método de McMillan, ofrecen mejores resultados (en base a los indicadores de la **Tabla 6** y las figuras en discusión y resultados) a la hora de estimar evaporación en un lago andino templado.

En el caso del objetivo específico numero 1: *“Calcular la evaporación por medio de métodos convencionales en un lago andino templado”*. Utilizando seis métodos de estimación convencionales, se calculó la evaporación en un lago andino templado presentando distintos comportamientos dependiendo del método utilizado:

- El método McMillan se consolidó como el método con mejores resultados, mostrando un ajuste más cercano a los valores observados de evaporación afirmado así lo descrito en bibliografía donde se recalca su aplicabilidad en lagos con climas templados.
- Los métodos de Combinación y Priestley-Taylor, enfocados en el factor energético de la evaporación, mostraron resultados con tendencia a sobrestimar la evaporación. Se concluye que dicha sobrestimación significativa fue producto del uso del supuesto de *“la radiación neta de onda corta representaría el proceso de transferencia de energía al igual que la radiación neta”*, lo cual se comprobó que dicho supuesto es erróneo a la hora de estimar evaporación dada la sensibilidad de esta variable.
- Los métodos basados en el factor aerodinámico de la evaporación (métodos aerodinámico y Brutsaert & Yu) presentaron subestimaciones significativas a la hora de estimar evaporación en un lago andino templado. Por lo anterior, se recalca la necesidad,

en base tanto a los resultados como a bibliografía, de realizar una correcta adaptación a las características de un lago andino templado para que estos métodos puedan ser considerados al menos de manera secundaria dentro de un estudio hidrológico que busque estimar evaporación.

- El método Kotoda presento resultados deficientes, con sobrestimaciones muy significativas por lo que se concluye que su aplicabilidad en lagos andinos templados es limitada por lo que resulta en un método poco recomendable para estimar evaporación en estos contextos.

En relación con el objetivo específico 2: “*Cuantificar evaporación por medio de imágenes satelitales*”. Se cuantifico la evaporación por medio de imágenes satelitales, más específicamente por medio del NDWI del lago y un balance hídrico simplificado. Dicha cuantificación presento tendencia a la sobreestimación en relación con los valores observados.

Se concluye que estos errores se explican producto de la omisión de variables clave dentro del balance hídrico utilizado. Variables como: (1) caudales por escorrentía, (2) aportes subterráneos de volumen de agua, (3) infiltración, (4) caudales de entrada y salida por afluentes y efluentes, entre otros que, en base a lo mostrado por los resultados, son componentes clave al momento de representar componentes del ciclo hídrico del lago Riñihue.

Se comprueba la alta sensibilidad de esta metodología a factores climáticos como la nubosidad, dado que la presencia de nubes dentro de las imágenes produce errores en torno a la diferencia de superficie de agua final, dado que bloquean la superficie del lago obstaculizando su procesamiento por herramientas SIG y mostrando errores que en base a los resultados obtenidos fueron significativos. Por lo que se concluye para utilizar un método comparativo por medio de imágenes satelitales para estimar evaporación en un lago andino templado, requiere de un monitoreo de componentes de entradas y salidas del volumen de agua para realizar una estimación satisfactoria.

Se concluye que utilizar un balance hídrico simplificado considerando solo precipitación como principal entrada de volumen de agua y evaporación como única salida para explicar las diferencias de superficie de agua en un periodo para lagos andinos templados resulta erróneo.

Se concluye, además, que los intervalos temporales entre periodos resultan un factor relevante dentro de la estimación de evaporación, dado que la utilización de tasas de precipitación acumulada presentó sesgos intervalos largos (más de 15 días con excepciones).

Respecto al objetivo específico 3: *“Recomendar un método para estimar evaporación en un lago andino templado con poca información hidroclimática”*. Se realizó un análisis de eficiencia y desempeño de los métodos utilizados por medio de tres índices de bondad de ajuste  $R^2$ , PBIAS y KGE, los cuales concluyeron que el método con mejor desempeño, ajuste y eficiencia a la hora de estimar evaporación y, por ende, el método recomendado a la hora de estimar esta variable en un lago andino templado es el método McMillan. Esto justificado en que, de los seis métodos utilizados, es el único con los tres indicadores dentro del rango satisfactorio para el estudio (véase la **Tabla 6**).

Métodos como Brutsaert & Yu o aerodinámico podrían ser opciones secundarias dentro de estudios de lagos andinos templados, siempre que se realice un ajuste correcto de sus coeficientes a condiciones locales.

Los métodos de Kotoda, Priestley-Taylor y de combinación resultan en métodos poco recomendables para este tipo de lagos sin presencia de información crítica relacionada con el factor energético de la evaporación (Radiación neta).

Finalmente, los resultados obtenidos evidencian la importancia de contar con monitorización constante de parámetros hidroclimáticos relevantes y entendimiento del ciclo hidrológico de los cuerpos de agua del país. Dado que la ausencia de ciertos factores clave, limita los métodos aplicables en lagos, dificultado su entendimiento y posterior gestión y conservación a largo plazo.


Finalmente, se rechaza la hipótesis: *“La estimación de la evaporación superficial de un lago andino templado mediante imágenes satelitales, presentara diferencias satisfactorias en comparación con los métodos convencionales”*, dado que, las imágenes satelitales presentaron diferencias no satisfactorias en comparación con los métodos convencionales a la hora de estimar evaporación superficial en un lago andino templado.

## 10 CONTRIBUCIÓN A LOS ODS

En el año 2015, los líderes mundiales adoptaron un conjunto de objetivos globales con el fin de abordar varias problemáticas que ha presentado la sociedad a lo largo del tiempo. Estas buscan erradicar factores negativos como la pobreza, protección del planeta y asegurar la prosperidad de las personas. De esta agenda resultaron 17 objetivos de desarrollo sustentable, siendo estos un pilar fundamental para la sociedad en lo que respecta a una guía de metas y acciones para mejorar la calidad de vida tanto actual como futura de la humanidad y a su vez generar lineamientos sostenibles para enfocar el futuro.

En la siguiente tabla se destacan los ODS a los cuales este estudio contribuye dentro de sus lineamientos principales.

**Tabla 7.**  
*Justificación de contribución a los ODS*

ODS	Justificación de contribución al ODS
 <p data-bbox="207 1310 438 1402">Objetivo 13. Acción por el clima</p>	<p data-bbox="469 1115 1421 1325">A pesar del enfoque hidrológico de este estudio, un factor crucial abordado es la afectación del cambio climático sobre los ecosistemas lacustres. Por lo que este estudio busca contribuir en el entendimiento del cambio climático junto con las principales consecuencias que este produce dentro de los cuerpos de agua.</p> <p data-bbox="469 1356 911 1388">Contribuye directamente a las metas:</p> <p data-bbox="469 1419 1421 1692"><b>13.b Promover mecanismos para aumentar la capacidad para la planificación y gestión eficaces en relación con el cambio climático en los países menos adelantados y los pequeños Estados insulares en desarrollo, haciendo particular hincapié en las mujeres, los jóvenes y las comunidades locales y marginadas</b></p> <p data-bbox="469 1724 1421 1818"><b>13.1 Fortalecer la resiliencia y la capacidad de adaptación a los riesgos relacionados con el clima y los desastres naturales en todos los países</b></p>



Objetivo 15. Vida  
de ecosistemas  
terrestres

### **13.2 Incorporar medidas relativas al cambio climático en las políticas, estrategias y planes nacionales**

Este estudio mayormente enfocado en la conservación de ecosistemas lacustres, aunque se aborda directamente la protección de ecosistemas terrestres que dependen de los lagos por lo que contribuye a la necesidad de nuevas formas de conservación y a su vez al monitoreo constante y preparación ante los fenómenos climáticos que afectan actualmente a la biodiversidad.

Contribuye directamente a las metas:

**15.1. Para 2020, Uso sostenible de los ecosistemas terrestres y los ecosistemas interiores de agua dulce y los servicios que proporcionan, en particular los bosques, los humedales, las montañas y las zonas áridas.**

**15.5 Reducir la degradación de los hábitats naturales, detener la pérdida de la diversidad biológica y, para 2020, proteger las especies amenazadas y evitar su extinción.**

---

(ONU, 2015)

## 11 REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera, X., Lazzaro, X., & Coronel, J. S. (2013). Tropical high-altitude Andean lakes located above the tree line attenuate UV-A radiation more strongly than typical temperate alpine lakes. *Photochemical & Photobiological Sciences*, 12(9), 1649–1657.
- Althoff, D., & Rodrigues, L. N. (2021). Goodness-of-fit criteria for hydrological models: Model calibration and performance assessment. *Journal of Hydrology*, 600, 126674.
- Arasteh, P. D., & Tajrishy, M. (2006). Estimation of free water evaporation from Hamun wetlands using satellite imagery. Atlantic Europe Conference on Remote Imaging and Spectroscopy,
- BCN. (2014). *SISTEMA INTEGRADO DE INFORMACIÓN TERRITORIAL. Mapas vectoriales; Mapoteca. Sistema Integrado de Información Territorial.*
- Cañón, J., & Valdes, J. (2011). Assessing the influence of global climate and anthropogenic activities on the water balance of an Andean Lake. *Journal of Water Resource and Protection*, 3(12), 883–891.
- EOS. (2023). *Índice De Agua De Diferencia Normalizada (NDWI).*
- Finch, J., & Calver, A. (2008). Methods for the quantification of evaporation from lakes.
- Frau, D., Moran, B. J., Arengo, F., Marconi, P., Battauz, Y., Mora, C., Manzo, R., Mayora, G., & Boutt, D. F. (2021). Hydroclimatological patterns and limnological characteristics of unique wetland systems on the Argentine high Andean Plateau. *Hydrology*, 8(4), 164.
- Fuentealba, M., Bahamóndez, C., Sarricolea, P., Meseguer-Ruiz, O., & Latorre, C. (2021). The 2010–2020 'megadrought' drives reduction in lake surface area in the Andes of central Chile (32°–36°S). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 38, 100952.
- G Allen, R., S Pereira, L., Raes, D., & Smith, M. (2006). Evapotranspiración del cultivo.
- Gupta, R. S. (2016). *Hydrology and hydraulic systems*. Waveland Press.
- Knoben, W. J., Freer, J. E., & Woods, R. A. (2019). Inherent benchmark or not? Comparing Nash–Sutcliffe and Kling–Gupta efficiency scores. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(10), 4323–4331.
- Majidi, M., Alizadeh, A., Farid, A., & Vazifedoust, M. (2015). Estimating evaporation from lakes and reservoirs under limited data condition in a semi-arid region. *Water resources management*, 29, 3711–3733.
- Matta, E., Amadori, M., Free, G., Giardino, C., & Bresciani, M. (2022). A Satellite-Based Tool for Mapping Evaporation in Inland Water Bodies: Formulation, Application, and Operational Aspects. *Remote Sensing*, 14(11). <https://doi.org/10.3390/rs14112636>

- Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and water quality models: Performance measures and evaluation criteria. *Transactions of the ASABE*, 58(6), 1763–1785.
- Myers, N., Mittermeier, R. A., Mittermeier, C. G., Da Fonseca, G. A., & Kent, J. (2000). Biodiversity hotspots for conservation priorities. *Nature*, 403(6772), 853–858.
- ONU. (2015). *Objetivos de desarrollo sostenible*
- Oroud, I. M. (2019). The utility of thermal satellite images and land-based meteorology to estimate evaporation from large lakes. *Journal of Great Lakes Research*, 45(4), 703–714. <https://doi.org/10.1016/j.jglr.2019.05.004>
- Prado, P. E., Modenutti, B., Aranguren-Riaño, N., Balseiro, E., Samanez, I., Campero, M., Fernández, C. E., Rivera-Rondon, C. A., Carvajal-Vallejos, F. M., López-Paría, D., Herrera-Martínez, Y., de los Ríos-Escalante, P., & Steinitz-Kannan, M. (2024). Andean Lakes, a proposal of lake districts. *Inland Waters*, 1–37. <https://doi.org/10.1080/20442041.2024.2379147>
- SINIA. (2021). Aguas continentales. *Informe del Estado del Medio Ambiente*, 5.
- Tasumi, M. (2005). A review of evaporation research on Japanese lakes. *Impacts of Global Climate Change*, 1–10.
- Van Colen, W. R., Mosquera, P., Vanderstukken, M., Goiris, K., Carrasco, M. C., Decaestecker, E., Alonso, M., León-Tamariz, F., & Muylaert, K. (2017). Limnology and trophic status of glacial lakes in the tropical Andes (Cajas National Park, Ecuador). *Freshwater Biology*, 62(3), 458–473.
- Ven te Chow, D. R. M., Larry W. Mays. (1994). Hidrología Aplicada. *McGraw Hill*.
- Vila, I., & Mühlhauser, H. A. (1987). Dinâmica de lagos de altura, perspectivas de investigado. *Arch. Biol. Med. Exp*, 20, 95–103.
- WOELFL, S., VILLALOBOS, L., & PARRA, Ó. (2003). Parámetros tróficos y validación de métodos en el Lago Riñihue (Patagonia norte: Chile) durante 1978-1997. *Revista chilena de historia natural*, 76(3), 459–474.