



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**“INFLUENCIA DEL USO Y COBERTURA DE SUELO EN
LA COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LAS
AGUAS SUPERFICIALES DE LA CUENCA DE NONGUÉN,
REGIÓN DEL BIOBÍO”**

Memoria para optar al título de Geólogo

Diego Eduardo Monares Rifo

Profesora Patrocinante : Dra. Verónica Oliveros Clavijo
Profesora Co-Guía : Dra. Violeta Tolorza Tolorza
Profesores Comisión : Dra. Fernanda Álvarez Amado
Dra. Javiera Gerding González

CONCEPCIÓN 2024

*“Quién no conoce el Bosque Chileno,
no conoce este planeta”*

Pablo Neruda, poeta chileno

*“Las piedras tienen espíritu / dice nuestra gente
por eso no hay que olvidarse / de Conversar con ellas”*

Elicura Chihuailaf, poeta mapuche

Al espíritu de mis abuelos y abuelas, que nos cuidan desde el Azul

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	I
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. Hipótesis de trabajo	6
1.2. Objetivos	6
1.3. ¿Por qué la cuenca de Nonguén?	7
1.4. Agradecimientos	8
2. CARACTERIZACIÓN FÍSICA DE LA CUENCA DE NONGUÉN.....	10
2.1. Marco hidroclimático y morfológico	10
2.2. Antecedentes geológicos y mineralógicos de la cuenca de Nonguén.....	12
2.3. Evolución del uso y cobertura de Suelo en la cuenca de Nonguen	13
2.4. Antecedentes isotópicos regionales y locales	14
3. MARCO TEÓRICO	17
3.1. Definición de uso y cobertura de suelo.....	17
3.2. Procesos de generación de escorrentía superficial en cuencas	18
3.3. Impactos de la actividad forestal en el funcionamiento hídrico de las cuencas	19
3.4. Herramientas geoquímicas y su uso en hidrología de cuencas pequeñas	20
4. MÉTODOS Y MATERIALES.....	24
4.1. Selección de subcuencas	24
4.2. Técnica, materiales de muestreo y análisis en laboratorio.....	25
4.3. Aseguramiento de calidad de la información y confección de base de datos	26
4.4. Criterios de filtrado y reemplazos en la base de datos.....	30
4.5. Otros parámetros calculados derivados de la composición	31
4.6. Valor-p, coeficiente de determinación (R^2) e intervalos de confianza.	31
5. RESULTADOS	32
5.1. Selección de subcuencas y sitios de muestreo	32
5.2. Hidrogeoquímica	37
6. DISCUSIONES	48
6.1. Contenido de iones mayoritarios	48
6.2. Enriquecimiento en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$	52
6.3. Modelo de evolución geoquímica de las aguas superficiales de Nonguén.	54
6.4. Influencia del área de drenaje en la composición geoquímica	55
7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	57
8. REFERENCIAS	58
ANEXOS	71

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Esquema conceptual sobre la variabilidad composicional de una columna de regolito granítico en profundidad	4
1. 2. Diagrama conceptual de una cuenca hidrológica como unidad integradora de procesos hidrológicos y biogeoquímicos	5
2. 1. Caracterización general de la cuenca de Nonguén	11
2. 2. Media anual grillada de $\delta^{18}O$ (‰) al sur de los 20°S para Sudamérica de acuerdo con Bowen y Revenaugh (2003)	15
3. 1. Esquema básico de los procesos involucrados en la generación de escorrentía superficial	18
3. 2. Diagrama conceptual sobre el comportamiento de las variables isotópicas en su paso por la cuenca	21
3. 3. Ejemplo de escenarios isotópicos en ambientes fríos y húmedos	22
4. 1. Ejemplo de la aplicación del balance de carga (charge imbalance, CI) complementado con el imbalance de conductividad (δk_{25})	30
5. 1. Caracterización general de subcuencas seleccionadas	33
5. 2. Fotografías de sitios de muestreo	34
5. 3. Distribución de uso/cobertura de suelo y área drenada por sitio de muestreo	36
5. 4. Resultados de pH, temperatura (T), oxígeno disuelto (DO) y conductividad eléctrica (CE) por cuenca	38
5. 5. Resultados de oxígeno disuelto (DO) y conductividad eléctrica (CE) ordenados según el área drenada de cada sitio de muestreo	38
5. 6. Parámetros físico-químicos respecto a índice I para CO (cuadrados rojos), CN (triángulos amarillos) y CS (círculos verdes)	39
5. 7. DO y conductividad respecto a índice I distinguiendo áreas < 100 ha (opacas) y > 100 ha (con transparencia)	39
5. 8. Distribución general de elementos mayores en diagramas boxplot	41
5. 9. Diagrama de líneas mostrando la composición promedio de iones por cuenca	42
5. 10. Diagrama Piper (en % de eq/L) para muestras de aguas superficiales	43
5. 11. Concentraciones de los distintos elementos mayoritarios respecto a índice I	44
5. 12. Concentraciones de HCO_3^- , Ca^{2+} y SiO_2 respecto a índice I diferenciados por área drenada	44
5. 13. Valores de $\delta^{18}O$ y δ^2H para las muestras de aguas superficiales según cuenca de origen	46
5. 14. Relación de $\delta^{18}O$, δ^2H y Ic -excess respecto a índice I	47
5. 15. Distribución espacial de δ^2H en CO, CN y CS	47
6. 1. Esquema ilustrativo de los procesos inferidos en la interacción agua-suelo-roca ...	52
6. 2. Modelo de mezcla de reservorios propuesto para las aguas superficiales de la cuenca de Nonguén	53
6. 3. Esquema conceptual comparando el funcionamiento hídrico entre una cuenca con bosque nativo y con manejo de monocultivos	55
6. 4. Razones molares entre solutos asociados a precipitación (Na-Cl) y meteorización ($Mg-HCO_3$) respecto a Si/Ca	56

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
--------------	---------------

2.	1.	Minerales principales de las litologías que conforman el basamento de la cuenca de Nonguén	12
2.	2.	Resumen general (superior) y por estación (inferior) de los datos isotópicos de la cuenca de Nonguén	16
3.	1.	Razones estequiométricas de reacciones geoquímicas, obtenida de Méndez Quiroga (2023)	23
4.	1.	Categorías de uso y cobertura de suelo utilizadas a partir de Echeverría (2012)	24
4.	2.	Principales etapas de muestreo por tipo de muestra	25
4.	3.	Errores admisibles en el balance según conductividad eléctrica	28
4.	4.	Valores de referencia de soluciones estándar	28
5.	1.	Resumen de las características principales de las subcuencas seleccionadas	32
5.	2.	Ubicación y descripción de sitios de muestreo de aguas superficiales	35
5.	3.	Parámetros fisicoquímicos organizados por cuenca de origen	37
5.	4.	Base de datos filtrada de elementos mayoritarios disueltos	40
5.	5.	Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y $\delta^2\text{H}$ (‰) relativos al estándar internacional VSMOW para las muestras de la cuenca de Nonguén	45

RESUMEN

La actividad forestal, representada en plantaciones de especies exóticas y usos de suelo intensivos, comprende una de las principales coberturas de suelo en la zona centro sur de Chile, abarcando ~1.9 Mha, en parte debido al reemplazo de ecosistemas boscosos nativos. A pesar de su extensa superficie, el conocimiento sobre sus impactos en el funcionamiento hídrico de las cuencas y, puntualmente, en la composición geoquímica de sus aguas superficiales, es limitado.

El objetivo de esta investigación es evaluar la influencia del uso de suelo y coberturas forestales exóticas en la composición geoquímica e isotópica de las aguas superficiales que drenan rocas graníticas en sistemas de cuencas boscosas pequeñas, durante la estación húmeda.

Los datos fueron obtenidos a partir de tres subcuencas de estudio en tributarios de similar orden, pendientes y litología, y contrastantes en el uso/cobertura de suelo, con predominio de bosque nativo (cuena sur, CS), plantaciones forestales (cuena oeste, CO) e intermedio entre ambas (cuena norte, CN). En total, se obtuvieron 15 muestras para hidrogeoquímica (5 por cuena) y 11 datos isotópicos (5 CO, 5 CN, 1 CS). Además, cada drenaje se asoció con su distribución de uso/cobertura de suelo mediante el índice de Intervención (iI), una relación entre la cobertura de bosques (nativos y mixtos) y el resto de los usos/coberturas definidos (plantación exótica, exóticas asilvestradas, matorral-pradera, sin cobertura).

El análisis por cuena revela un enriquecimiento promedio de NO_3^- y Mg^{2+} , y un empobrecimiento en Ca^{2+} para la cuena CO en comparación con CN y CS. El análisis cuantitativo refuerza estos hallazgos, mostrando relaciones significativas entre un mayor iI y valores más altos de conductividad eléctrica, NO_3^- , Mg^{2+} , K^+ y con menor significancia Na^+ . Por otro lado, los iones HCO_3^- , Ca^{2+} y SiO_2 presentan tendencias diferenciadas según el área drenada: en sitios con áreas reducidas (<100 ha), sus concentraciones aumentan con un mayor iI, mientras que en sitios con áreas extensas (>100 ha), la tendencia es inversa. El análisis isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ muestra composiciones enriquecidas en la cuena CO, y correlaciones positivas respecto a iI. Especialmente, los valores máximos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ se asocian a actividades recientes de cosecha y tala rasa.

Los resultados sugieren que los usos de suelo forestales afectan la composición geoquímica e isotópica mediante una modificación de sus patrones hidrológicos, potenciando los flujos superficiales, y limitando el aporte de aguas subterráneas interrumpiendo procesos de infiltración y recarga, lo que es coherente con estudios previos en la materia. Futuras investigaciones debieran expandir la caracterización hacia otros reservorios como las precipitaciones y aguas del subsuelo para confirmar estos resultados.

1. INTRODUCCIÓN

En una cuenca hidrológica, son múltiples las interacciones entre esferas (ej. atmósfera, hidrósfera, litósfera) y las conexiones entre procesos (físicos, químicos, biológicos, bio-geoquímicos) que modelan y modulan la composición química e isotópica del agua que fluye por la superficie y sub-superficie (Li *et al.*, 2021). Qué caminos recorrió el agua, cuánto fue su tiempo de estadía, con qué materiales y/u organismos interactuó en su paso, son todos aspectos que determinarán su huella geoquímica e isotópica en un tiempo y espacio determinado (Church, 1997; Floury *et al.*, 2024; Li *et al.*, 2024). Así, para comprender el funcionamiento de una cuenca y los efectos derivados de posibles perturbaciones, es necesario aprender a leer estas señales geoquímicas del agua superficial y los procesos entrelíneas que las originan.

Uno de los principales factores que afecta el funcionamiento hídrico de las cuencas es la actividad humana, expresada en los cambios de cobertura y uso de suelo (CCUS). Esto es particularmente sensible en cuencas boscosas pequeñas (<10 km²; Vlah *et al.*, 2023), donde las funciones de regulación y provisión hídrica que cumplen los distintos tipos de bosques (ej. bosque templado) tienen una especial valoración ecológica y social (Hassan *et al.*, 2005; Lara *et al.*, 2009; León-Muñoz *et al.*, 2017). Parte de su importancia radica en su comportamiento “tipo esponja”, ya que aumentan la capacidad de infiltración de los suelos y permiten retener en ellos mayor humedad (Peña-Arancibia *et al.*, 2019). A pesar de lo anterior, la deforestación y degradación de los bosques continúa como un problema global, continental y nacional (FAO, 2022; Jones *et al.*, 2017; Salas *et al.*, 2016), siendo amenazados por la expansión de sistemas productivos y usos de suelo intensivos como la actividad agrícola, ganadera o forestal (Foley *et al.*, 2005; Lambin & Geist, 2006).

El impacto del modelo forestal en las cuencas de la cordillera de la Costa (centro-sur de Chile) ha sido históricamente sometido a cambios de usos de suelo alrededor de zonas pobladas (Armesto *et al.*, 2010; Lara *et al.*, 2012). En los últimos 50 años la expansión a gran escala de la actividad forestal (ej. Miranda *et al.*, 2015), concentrada en las regiones entre Maule y Biobío (Echeverría *et al.*, 2019; Heilmayr *et al.*, 2016), ha implicado la generalización de monocultivos con especies exóticas de rápido crecimiento (principalmente *Pinus radiata* D. Don y *Eucalyptus* spp.), acompañado de un manejo intensivo de suelo caracterizado por alta densidad de cultivos, uso de

pesticidas/herbicidas, aceleradas tasas de rotación de los rodales (11-14 y 18-22 años para eucalipto y pino, respectivamente), apertura de caminos, tránsito de maquinaria pesada y tala rasa de miles de hectáreas anuales (Altamirano *et al.*, 2020; Frêne & Núñez-Ávila, 2010). Esto último ha desembocado en la degradación y sustitución de miles de hectáreas de ecosistemas boscosos. Sólo en términos de sustitución de bosque nativo, investigaciones recientes estiman este impacto en torno a las 200.000 – 260.000 ha desde 1980 hasta la fecha. (Heilmayr *et al.*, 2020; Salas *et al.*, 2016).

En este contexto diversos estudios han dado a conocer el efecto de las plantaciones forestales y su manejo en los procesos hídricos, erosivos y de transporte de nutrientes en cuencas pequeñas. (Balocchi *et al.*, 2023; Barrientos & Iroumé, 2018; Y. Castillo & Oyarzún, 2023; Gayoso & Iroumé, 1991; Iroumé *et al.*, 2021; Lara *et al.*, 2009; Martínez-Retureta *et al.*, 2022; Oyarzun *et al.*, 2007; Oyarzún *et al.*, 2011). En general, estas experiencias muestran que a mayor cobertura forestal exótica se genera un menor caudal de escorrentía superficial (Y. Castillo & Oyarzún, 2023), a excepción de los periodos inmediatos post-cosecha donde esta aumenta explosivamente, junto con su poder erosivo (Iroumé *et al.*, 2006; Mohr *et al.*, 2013). Además, las cuencas de uso forestal almacenan menos agua en reservorios someros que las cuencas con especies mixtas o nativas (ej. Barrientos & Iroumé, 2018; Iroumé *et al.*, 2021), debido a un mayor consumo por evapotranspiración (ej. Lara *et al.*, 2009) y a una menor capacidad de infiltración de los suelos por compactación de la capa superior (Gayoso & Iroumé, 1991; Iroumé *et al.*, 2021; Oyarzún *et al.*, 2011). La biogeoquímica del agua revela también mayor exportación de nitrógeno asociado a plantaciones forestales (Oyarzún *et al.*, 2007). Sin embargo, aspectos como la interacción entre las aguas superficiales y el ambiente sub-superficial/subterráneo se consideran aun pobremente comprendidos (Balocchi *et al.*, 2023). En ese sentido, los iones mayoritarios disueltos y los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno pueden revelarnos información importante acerca de procesos e interacciones que ocurren en el subsuelo.

La fuente primaria de los iones mayoritarios disueltos en las aguas superficiales (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SiO_2 y SO_4^{2-}) es la meteorización química del basamento rocoso y/o regolito de la cuenca (Garrels & MacKenzie, 1967; Meybeck, 2003; Mortatti & Enzweiler, 2019), lo que les otorga la denominación de solutos geogénicos (ej. Floury *et al.*, 2024). Su movilización en el medio acuoso dependerá tanto de propiedades intrínsecas del basamento derivadas de su mineralogía y

fábrica (ej. reactividad, superficie de exposición, porosidad) como de las condiciones ambientales existentes (ej. pH, temperatura, composición inicial de la solución acuosa, y su tiempo de reacción; Lasaga *et al.*, 1994). Sin embargo, la distribución en profundidad de los distintos elementos no es homogénea. El material conocido como regolito (i.e. “todo lo que se halla entre la roca fresca y el aire fresco”; Scott & Pain, 2009) se compone de manera general por 3 capas: el suelo o pedolito, caracterizado por la actividad biológica; el saprolito, aquella capa friable con remanentes de la textura original; y el saprock o roca meteorizada, con mayor presencia de fragmentos rocosos (ej. K. Scott & Pain, 2009; Vázquez *et al.*, 2016). Químicamente, las capas superficiales del suelo se encuentran empobrecidas en elementos móviles como Ca, Mg, Na y K, a la vez que se encuentran enriquecidas en materiales orgánicos como raíces, hojas y microbios (Li *et al.*, 2021; McQueen, 2009). A medida que profundizamos, la presencia de materia orgánica disminuye y aumentan los solutos geogénicos, según los frentes de meteorización de los distintos minerales formadores de roca (ej. Brantley *et al.*, 2017). Estos contrastes pueden imprimir una señal geoquímica sobre los flujos superficiales versus flujos más profundos, que podrían tener su manifestación final en la composición de los esteros, tal como lo esquematiza la Figura 1.1.

También, y no menos importante, pueden existir otros aportes de tipo atmosféricos (Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , SO_4^{2-}), biogénicos (principalmente NO_3^-) y/o antropogénicos (Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^-), aun cuando estos últimos han sido asociados casi exclusivamente a usos de suelo agropecuarios y urbanos (Bahar *et al.*, 2008; Garcia-Esteves *et al.*, 2007; Hasenmueller *et al.*, 2017; Kaushal *et al.*, 2017; Mello *et al.*, 2018; Nóbrega *et al.*, 2018; Reimann *et al.*, 2009; Shivoga *et al.*, 2007; Silva *et al.*, 2012; Stallard, 2011).

Por otro lado, el uso de isótopos estables del agua (^2H y ^{18}O) es considerado un estándar para entender el funcionamiento hidrológico de cuencas pequeñas (ej. Kendall *et al.*, 2014; Kendall & McDonnell, 1998), y los efectos del cambio de uso de suelo (McGuire & McDonnell, 2008). En particular, el uso forestal intensivo puede influir en la composición isotópica de las aguas superficiales a través de cambios en la hidrología local (ej. reducción de infiltración), aumentos en la evaporación debido a mayor exposición, y/o diferencias en la transpiración de especies exóticas respecto a especies nativas.

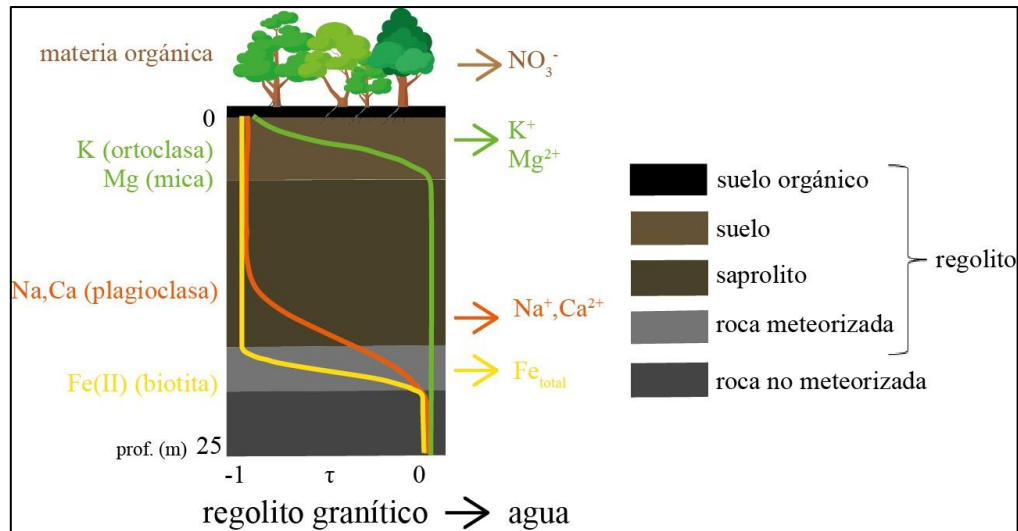


Figura 1.1 Esquema conceptual sobre la variabilidad composicional de una columna de regolito granítico en profundidad, asociada a los frentes de meteorización de los principales minerales formadores de roca. El eje τ corresponde a la fracción meteorizada de cada componente en comparación con un elemento inmóvil en el protolito (comúnmente Ti o Zr). Asociado, a la derecha de la columna, los iones correspondientes disponibles para movilizar a través del flujo sub-superficial. Modificado de Brantley *et al.*, (2017).

La presente investigación apunta a comprender si cambios en el uso y cobertura de suelo, particularmente los derivados del reemplazo de bosque nativo secundario por plantaciones exóticas en la cuenca de Nonguén, pueden traducirse en variaciones medibles en las concentraciones de solutos geogénicos en el agua (ej. Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2) respecto a especies asociadas al ambiente superficial orgánico (ej. NO_3^-), y en cambios en el contenido isotópico (^2H y ^{18}O), que puedan configurar una huella geoquímica distintiva asociada a la intervención forestal en las cuencas. Se estudiará específicamente las aguas que drenen por rocas ígneas de composición granítica, por su predisposición a generar regolito como medio poroso (ej. Bazilevskaya *et al.*, 2013).

Hipótesis similares han sido propuestas por autores en contextos de cambio de uso de suelo (Li *et al.*, 2021) y cambio climático (Li *et al.*, 2022, 2024), describiendo sus posibles efectos en la geoquímica de las aguas superficiales que drenan la cuenca. Por ejemplo, los cultivos agrícolas o los suelos urbanizados son superficies que se caracterizan por una disminución de la infiltración, resultando en flujos más superficiales y de menor tiempo de estadía. Estas modificaciones pueden interrumpir el flujo de agua hacia el subsuelo, reduciendo la interacción con los minerales meteorizables en profundidad. Así, estos cambios podrían alterar el flujo de solutos geogénicos, desembocando finalmente en una huella geoquímica distintiva. De acuerdo con lo teorizado por Li

et al., (2021) la huella de estos usos estaría caracterizada por un mayor predominio de NO_3^- , en desmedro de solutos derivados de la meteorización de la roca madre, como Ca^{2+} o Si (Figura 1.2.).

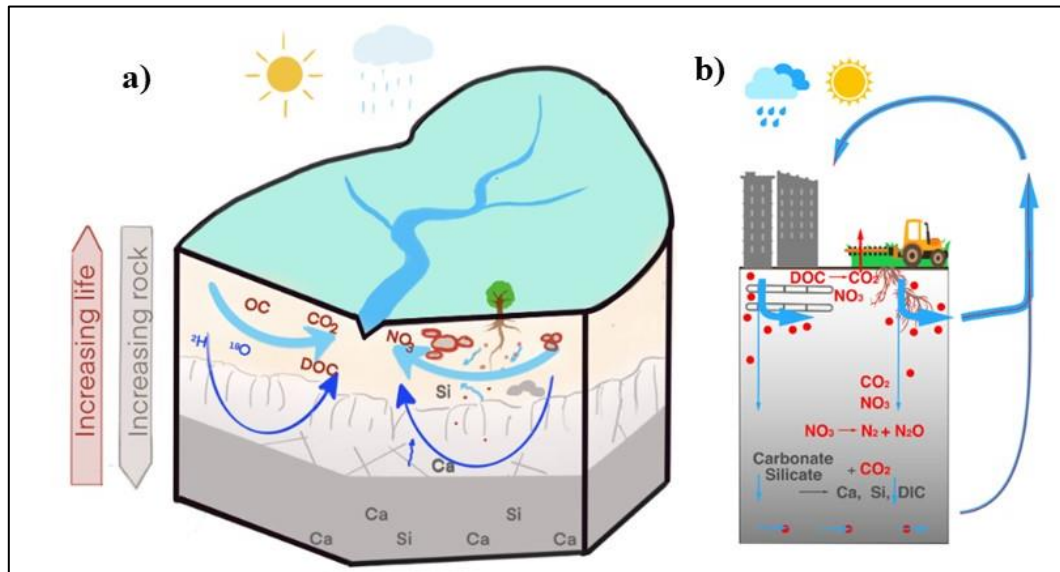


Figura 1.2 Diagramas conceptuales de una cuenca hidrológica como unidad integradora de procesos hidrológicos y biogeoquímicos. a) En rojo, los compuestos asociados a los ciclos biológicos (ej. NO_3^- , carbono orgánico (OC)) disminuyen su abundancia con la profundidad. En contraste, los elementos geogénicos, representados con Ca y Si, aumentan su presencia en profundidad con la disponibilidad mineral. En b) esquema representando el escenario teorizado para una cuenca en contexto de uso de suelo urbano o agrícola. La canalización o impermeabilización de sus superficies resultará en una somerización de sus flujos, fomentando la interacción con materiales superficiales. Ambos esquemas extraídos de (Li *et al.*, 2021).

Floury *et al.*, (2024) desarrolla una idea similar, basado en el monitoreo de alta resolución (c/40min) de eventos de precipitación en la cuenca experimental de Orgeval, al noreste de Francia. Su modelo se basa en la idea de piscinas de solutos (*solute pools*), un concepto usado para referir que los distintos solutos inorgánicos se distribuyen de manera heterogénea en la cuenca, tanto en el plano horizontal como en profundidad. En su trabajo, describe como el NO_3^- o K^+ se concentran en superficie, asociados a la interacción con pesticidas para cultivos y al reciclaje de la hojarasca, mientras el Ca^{2+} estaría homogéneamente distribuido en el basamento calcáreo, salvo en las capas superiores del suelo. Por el contrario, el enriquecimiento en SO_4^{2-} estaría asociado a la presencia de yeso en las capas inferiores del acuífero. De acuerdo a los autores, dependiendo de cómo el régimen de lluvias permite conectar cada una de estas piscinas, es la huella geoquímica del agua superficial que fluye por la cuenca en un momento dado. En síntesis, ambas investigaciones

apuntan a comprender el control de los procesos hidrológicos en la geoquímica del agua, relevando la influencia que ejerce el uso de suelo y la interacción con el sub-suelo en profundidad.

Para evaluar la influencia de un factor ambiental sobre la respuesta geoquímica, una alternativa es utilizar un diseño de cuencas pareadas. En este tipo de experiencias, se estudia la respuesta de un sistema frente al cambio de un control, manteniendo el resto de las variables lo más constante posible. Por ejemplo, existe literatura comparando cuencas con similares condiciones climáticas, pero de distinta litología (ej. Stallard, 2011) y de similar litología, pero evaluando factores climáticos en la exportación de solutos disueltos (ej. Oliva *et al.*, 2003).

Desde la geoquímica, la respuesta del sistema está representada por cambios en la composición química del agua (Gozzi *et al.*, 2021), con sus distintas dimensiones medibles: química total (ej. sólidos totales disueltos), elementos mayores disueltos, nutrientes, contaminantes, elementos menores y trazas, composición isotópica, entre otros. La elección del (los) parámetro(s) a monitorear es crucial ya que es de esperar que cada variable de respuesta reaccione distinto a las modificaciones ambientales.

1.1. HIPÓTESIS DE TRABAJO

La siguiente hipótesis de trabajo guía esta investigación y los estudios específicos que se abordaron en esta memoria:

La intervención de los ecosistemas boscosos naturales por usos de suelo y coberturas forestales exóticas deja huellas medibles en la composición geoquímica de las aguas superficiales en cuencas boscosas pequeñas.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. Objetivo General

El objetivo general de esta Memoria es evaluar la influencia del uso de suelo y coberturas forestales exóticas en la composición geoquímica e isotópica de las aguas superficiales que drenan rocas graníticas en sistemas de cuencas boscosas pequeñas, durante la estación húmeda.

1.2.2. Objetivos Específicos

Los objetivos específicos de esta Memoria son:

- 1) Delinear (sub)cuenca pareadas en rocas graníticas con coberturas vegetacionales contrastantes en el ámbito bosque templado nativo – plantación exótica.
- 2) Comparar la geoquímica de iones mayoritarios disueltos y la composición isotópica de las aguas superficiales que drenan las subcuencas seleccionadas.
- 3) Discutir orígenes de las aguas y procesos de reciclaje de humedad en las subcuencas seleccionadas.

Los métodos utilizados para el diseño de la experiencia son el análisis de la distribución espacial de pendientes, litología y cobertura/uso de suelo en tributarios de similar orden (Strahler, 1957) en un sistema de cuenca boscosa. La geoquímica isotópica y disuelta es comparada a partir de mediciones realizadas en las subcuencas seleccionadas durante la estación húmeda (agosto 2019). Los datos recolectados fueron analizados mediante herramientas de estadística tradicional (descriptiva, coeficiente de determinación R^2 , valor-p).

1.3. ¿POR QUÉ LA CUENCA DE NONGUÉN?

Se selecciona la cuenca de Nonguén debido a su importancia socio-ecológica como cuenca proveedora de agua potable para parte de las ciudades de Concepción y Penco (ej. León-Muñoz *et al.*, 2017), además de ser parte de la identidad penquista como espacio periurbano de cultura, esparcimiento y educación ambiental (CONAF, 2019). En la cabecera del área se encuentran 3055 ha destinadas a conservación bajo la figura de Parque Nacional, con el objeto de proteger el último macrofragmento continuo de la formación vegetal denominada Bosque Caducifolio de Concepción, actualmente con una distribución geográfica extremadamente restringida. La cohabitación en esta cuenca de plantaciones forestales y bosques de conservación la convierten en un sitio ideal para estudiar la influencia de estos usos de suelo sobre la geoquímica de las aguas superficiales.

Sumado a lo anterior, el área de Nonguén se considera un área de biodiversidad y conservación abierto al estudio académico. Los antecedentes de la cuenca incluyen informes técnicos (ej. CONAF, 2019; EULA, 2002), publicaciones académicas (ej. Correa-Araneda & Salazar N, 2014), desarrollo de tesis de pre y postgrado (ej. Aguilar Gómez, 2024; Bernard, 2023; Contreras, 2022) y de un artículo de divulgación (Álvarez *et al.*, 2024), lo que la transforman en un laboratorio para las ciencias naturales.

El acceso a la cuenca es a través de la vía O-690 asfaltada que ingresa al valle de Nonguén hasta el límite urbano, desde donde se accede al Parque Nacional mediante camino de ripio paralelo al estero homónimo. La distancia aproximada entre el centro de Concepción y el acceso al parque es de tan sólo 12 km.

1.4. AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quisiera agradecer el financiamiento de esta Memoria mediante el proyecto Fondecyt 11190864 y los datos de elevación TanDEM-X @DLR2017 del proyecto DEM_GEOL0845, ambos dirigidos por la Dra. Violeta Tolorza. También agradecer y reconocer el apoyo y la autorización de CONAF y sus funcionarios para llevar a cabo el muestreo en el interior del Parque Nacional Nonguén.

Quisiera agradecer especialmente la guía de las docentes que acompañaron este camino, desde su inicio hasta esta publicación: Dra. Fernanda Álvarez, Dra. Violeta Tolorza y Dra. Verónica Oliveros, por su paciencia, comprensión y guía en los buenos y malos momentos. A Camila Poblete por su trabajo en las etapas iniciales del proyecto. Agradezco a quienes participaron directamente acompañando las labores de terreno, en especial a Don Pedro Bravo por su mano firme y conversación sabia. A mis amigos de este jardín que es la vida universitaria, cuyos colores aún alegran mis días. En especial a mis REElíquias, Nadia e Ignacio, por su paciencia, atención, apoyo y consejos incondicionales, y a Claudio por su conversación y constantes aportes.

Agradezco el amor de mi familia, amigos y amigas que fueron un pilar fundamental. A Felipe, por su importantísimo apoyo y cariño en los momentos más difíciles e inciertos. A Kilian, mi fiel compañero de caminatas. Gracias por hacer más feliz este camino.

A cada Conversación que nació a la sombra de este Sueño, cuyo fruto es este trabajo. Al Cerro y al Humedal, que acompañaron estas Conversaciones. A los días aciagos, por forjar mi carácter. Al poeta Elicura, por insistir: “la vida es breve y maravillosa”. A las Aguas que corren por los Bosques y las Rocas del mundo.

Muchas Gracias.

2. CARACTERIZACIÓN FÍSICA DE LA CUENCA DE NONGUÉN

2.1. MARCO HIDROCLIMÁTICO Y MORFOLÓGICO

A escala regional, la cuenca de Nonguén (36°51' - 36°54' S) se sitúa en la zona de transición latitudinal mediterráneo-templado (35°30' - 39°30' S), que limita un clima cálido y seco hacia el norte y un clima frío y húmedo hacia el sur (Christie *et al.*, 2011). En esta zona, en torno al 70% de las precipitaciones anuales ocurren entre el otoño e invierno australes (marzo – septiembre). El gradiente de precipitación es abrupto, aumentando de ~1 000 mm en el norte a ~3 000 mm en el límite sur (Miller, 1976), a causa del advenimiento cada vez mayor de los vientos húmedos del oeste provenientes del Océano Pacífico (Garreaud *et al.*, 2009).

El clima local de la cuenca es templado cálido con lluvias invernales (Luebert & Plissock, 2006 en CONAF, 2019). Recibe una precipitación anual media de 1168 mm de acuerdo al modelo CR2MET, concentrada entre marzo-septiembre, y presenta una temperatura promedio diaria en el rango de 0-24°C con una media anual en torno a los 13°C (Alvarez-Garretón *et al.*, 2018). Este clima de transición templado-mediterráneo determina su asociación boscosa, dominada por *Nothofagus obliqua* “hualle” coexistiendo con especies del bosque esclerófilo mediterráneo (*Cryptocaria alba* “peumo”, *Persea lingue* “lingue”, *Lithrea caustica* “litre”) y de la selva húmeda valdiviana (*Nothofagus dombeyi* “coihue”, *Laurelia sempervirens* “laurel”, *Gevuina avellana* “avellano”, *Laureliopsis philippiana* “tepa”, *Drymis winteri* “canelo”). Esta mixtura indica una alta disponibilidad de agua en conjunto con condiciones cálidas y estacionales de temperatura.

Hidrológicamente, la cuenca es drenada por 6 tributarios principales: El Salto, Lo Rojas, Manquimávida, Compuy, Rodolmo y San Francisco (Figura 2.1A). El estero Nonguén nace a partir de la confluencia entre el estero Compuy y Manquimávida, y desemboca en el río Andalién. EULA (2002) describe Nonguén como una cuenca de orden 3 (Strahler, 1957), de mediano tamaño (~53 km²), elongada, de buen drenaje y bajo tiempo de concentración de las aguas.

Morfológicamente, la cuenca se encuentra inserta en la cordillera de la Costa con una configuración predominantemente montañosa, junto con plataformas graníticas y rellenos aluviales (EULA, 2002). La amplitud altitudinal del área va de 8 a 453 m s.n.m. en una distancia no mayor a 15 km

(Figura 2.1B), favoreciendo la construcción de pendientes abruptas. La zona alta se caracteriza por pendientes superiores al 35%, que disminuye hacia los valles urbanizados (>10%).

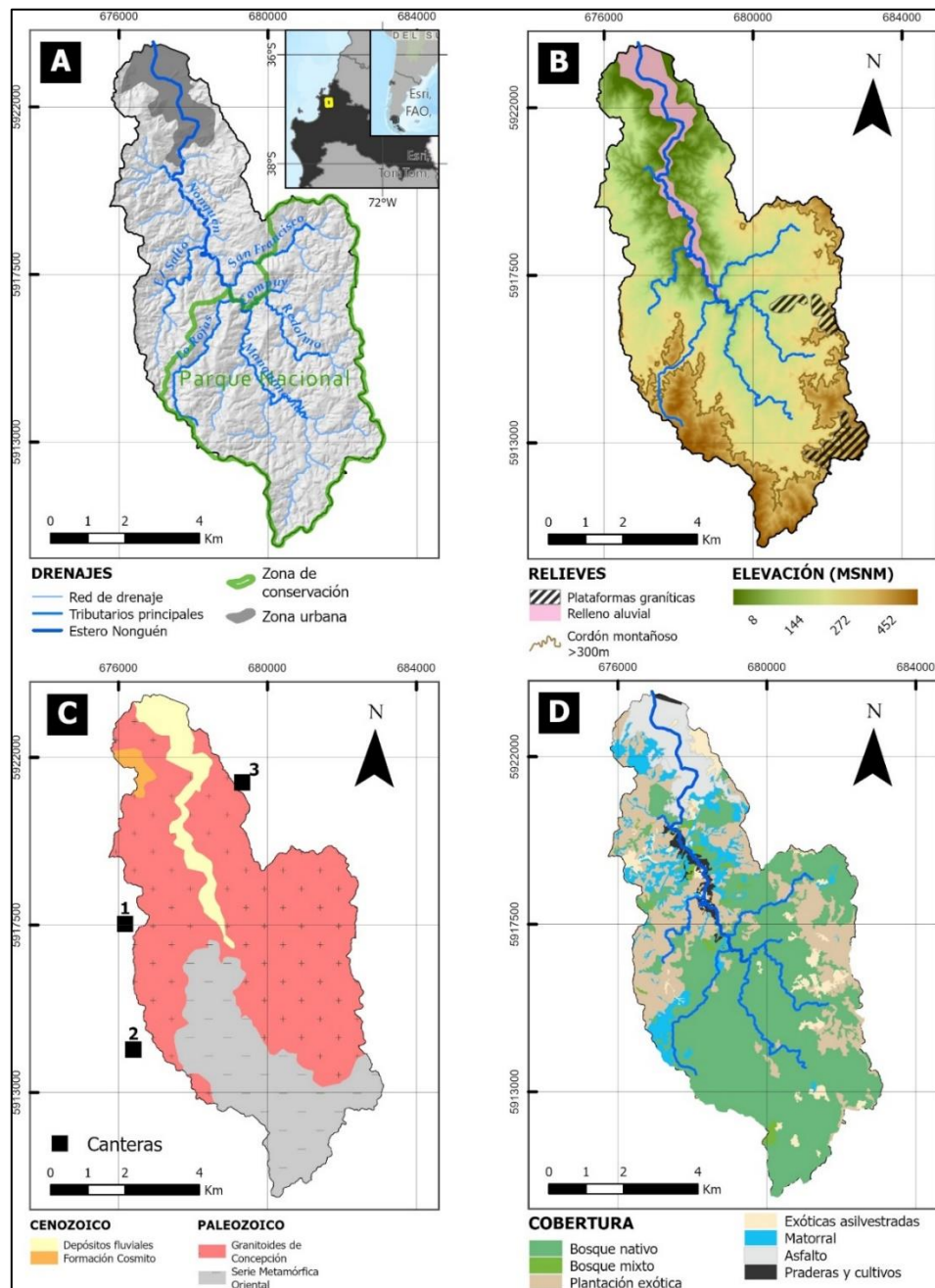


Figura 2.1 Caracterización general de la cuenca de Nonguén. A) Ubicación de la cuenca en la región del Biobío. El Parque Nacional se ubica en la cabecera. B) Relieve y distribución de las principales unidades morfológicas según EULA (2002). C) Unidades geológicas de la cuenca de Nonguén (modificado de Ramírez, 2004). Se incluye la ubicación de las canteras estudiadas por Creixell (2021). D) Distribución de uso y cobertura de suelo elaborado de Echeverría (2012) y CONAF (2015).

2.2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y MINERALÓGICOS DE LA CUENCA DE NONGUÉN

A la latitud del área de estudio, la cordillera de la Costa está formada principalmente por el Basamento Paleozoico, compuesto por rocas metamórficas de bajo p/t (filitas, pizarras, esquistos y gneisses) de la Serie Oriental (Aguirre *et al.*, 1972), y rocas intrusivas félsicas del Batolito Costero Sur (Hervé *et al.*, 1987), principalmente monzogranitos de biotita y tonalitas, agrupadas en la sub-unidad Granitoides de Concepción (Creixell, 2001). Sobreyace en forma discordante una cobertura sedimentaria cenozoica, compuesta por rocas continentales eocenas (ej. lutitas y areniscas grises) de la Formación Cosmito (Galli & Lemke, 1967) y por depósitos no consolidados cuaternarios de origen fluvial (Figura 2.1C).

Creixell (2001) y más tarde Lucassen *et al.*, (2004) describen las rocas de la cantera Lonco (Figura 2.1C, cantera 1) y Santa Elisa (Figura 2.1C, cantera 2) identificándolas como monzogranitos de biotita y muscovita compuestos por plagioclasa sódica (An8-An26), microclina, cuarzo, biotita, muscovita y fases accesorias como circón y apatito (Tabla 2.1). La mineralogía secundaria incluye mica blanca y clorita y presentan una textura porfídica. También se describen tonalitas hacia el norte de la cuenca, en la cantera Giacaman (Figura 2.1C, cantera 3). A diferencia de los granitos, los núcleos de las plagioclasas son cálcicos (An84-An88). La mineralogía accesorias incluye apatito, circón, titanita y turmalina.

Tabla 2.1 Minerales principales de las litologías que conforman el basamento de la cuenca de Nonguén. En base a la descripción petrográfica de Creixell (2001).

Litología	Minerales principales	Formula simplificada
Monzogranito y tonalitas	Plagioclasa	$(\text{Na,Ca})\text{Al}_x\text{Si}_x\text{O}_8$
	Microclina	KAlSi_3O_8
	Cuarzo	SiO_2
	Biotita	$\text{K}(\text{Mg,Fe}^{2+})_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$
	Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3)\text{O}_{10}(\text{OH,F})_2$
	Circón	ZrSiO_4
	Apatito	$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH,F,Cl})$

Las condiciones climáticas y morfológicas de la Cordillera de la Costa han propiciado el desarrollo de una potente cobertura de regolito (i.e. material meteorizado in situ) en rocas graníticas de Chile Central (ej. Vázquez *et al.*, 2016). Estas condiciones se han confirmado en Penco y Santa Juana, distante 15 km al norte y 30 km al sur de Nonguén respectivamente, en trabajos de exploración minera en regolito (Aclara Resources, 2024), con potencias que localmente pueden alcanzar hasta los 60 m (Bustos *et al.*, 2022). A lo largo del perfil, los principales cambios químicos están asociados con la alteración de minerales primarios (micas y feldespatos) y la formación de minerales secundarios (Vázquez *et al.*, 2016).

2.3. EVOLUCIÓN DEL USO Y COBERTURA DE SUELO EN LA CUENCA DE NONGUEN

El uso/cobertura de suelo ha sido determinado por la historia de intervención y protección que desde principios del siglo XX influyen sobre la composición del paisaje tanto en el sector bajo de la cuenca, o valle de Nonguén, como en el sector alto o Fundo Nonguén.

El Fundo Nonguén surge de un proceso de expropiación fiscal en 1911, cuyo propósito fue proteger las captaciones de agua potable para el sector metropolitano colindante de Concepción (EULA, 2002). Esta medida posibilitó la mantención y protección del bosque nativo del sector alto de la cuenca, a pesar de la acelerada ocupación agrícola y urbana del valle en la década de 1950 (Urrutia *et al.*, 2012). Tras una serie de traspasos de propiedad y procesos de movilización ciudadana, el fundo es declarado zona de protección ambiental, primero como Reserva Nacional (2010) y luego bajo la figura de Parque Nacional Nonguén (2021).

La presencia de plantaciones forestales dentro de la cuenca se remonta hace más de 100 años (Echeverría *et al.*, 2021). A mediados de los 90's se produce la venta y cosecha de estas plantaciones, junto con la habilitación de caminos forestales y la reforestación con especies exóticas. Esta y otras intervenciones son observables hoy, con la presencia de monocultivos forestales y bosque mixto (cohabitación exótico-nativo) en las zonas medias y bajas, y en menor medida, dentro de la zona de protección del Parque Nacional, aun cuando estas últimas no tienen carácter productivo.

De acuerdo a la información pública proporcionada por CONAF (2015) para la cuenca, y el levantamiento local realizado por Echeverría *et al.*, (2012) dentro de los límites del actual Parque Nacional, al momento de esta investigación (agosto 2019), la zona alta de la cuenca se caracteriza por un uso de conservación y predominancia de bosque nativo, mientras los sectores medios presentan predominancia de uso forestal expresado en plantaciones exóticas y exóticas asilvestradas. La zona baja de la cuenca cercana al punto de desagüe, en tanto, tiene una fuerte cobertura de asfalto debido al uso urbano (Figura 2.1D).

2.4. ANTECEDENTES ISOTÓPICOS REGIONALES Y LOCALES

A lo largo de Chile continental, la composición isotópica de la precipitación se encuentra en el rango (-22.8‰, +3.5‰) para $\delta^{18}\text{O}$ y (-169‰, +18.4‰) para $\delta^2\text{H}$. La línea meteórica regional definida para Chile (Chile-LMWL) en base al registro continuo de 24 años (1991-2015) de las estaciones de la red GNIP-CCHEN (La Serena, Santiago, Puerto Montt, Punta Arenas) es descrita como: $\delta^2\text{H}=7.66 * \delta^{18}\text{O} +3.42$ ($r^2=0.94$, $N=684$, $p<0.001$). En Concepción, el monitoreo discontinuado de la estación GNIP-CCHEN entre los años 1988 - 1991 ($N=19$) exhibe valores de pendiente (4.92) e intercepto (-4.76) comparativamente bajos respecto a las tendencias regionales, sugiriendo un número de muestras insuficiente para establecer una línea meteórica local con esos datos (Sánchez-Murillo *et al.*, 2018).

A nivel regional, la influencia del Pacífico Sur y la presencia de la Cordillera de los Andes como barrera orográfica controlan la composición isotópica de las aguas meteóricas, resultando en composiciones enriquecidas en la costa respecto a zonas cordilleranas andinas (Aravena *et al.*, 1999). A nivel latitudinal, la influencia de la temperatura se refleja en contenidos deprimidos en las zonas australes respecto a las zonas meridionales (Sánchez-Murillo *et al.*, 2018). La Figura 2.2 muestra la media anual de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) a nivel continental de acuerdo a Bowen y Revenaugh (2003), evidenciando tanto el efecto latitudinal como altitudinal controlado por la topografía, distancia al océano y la temperatura.

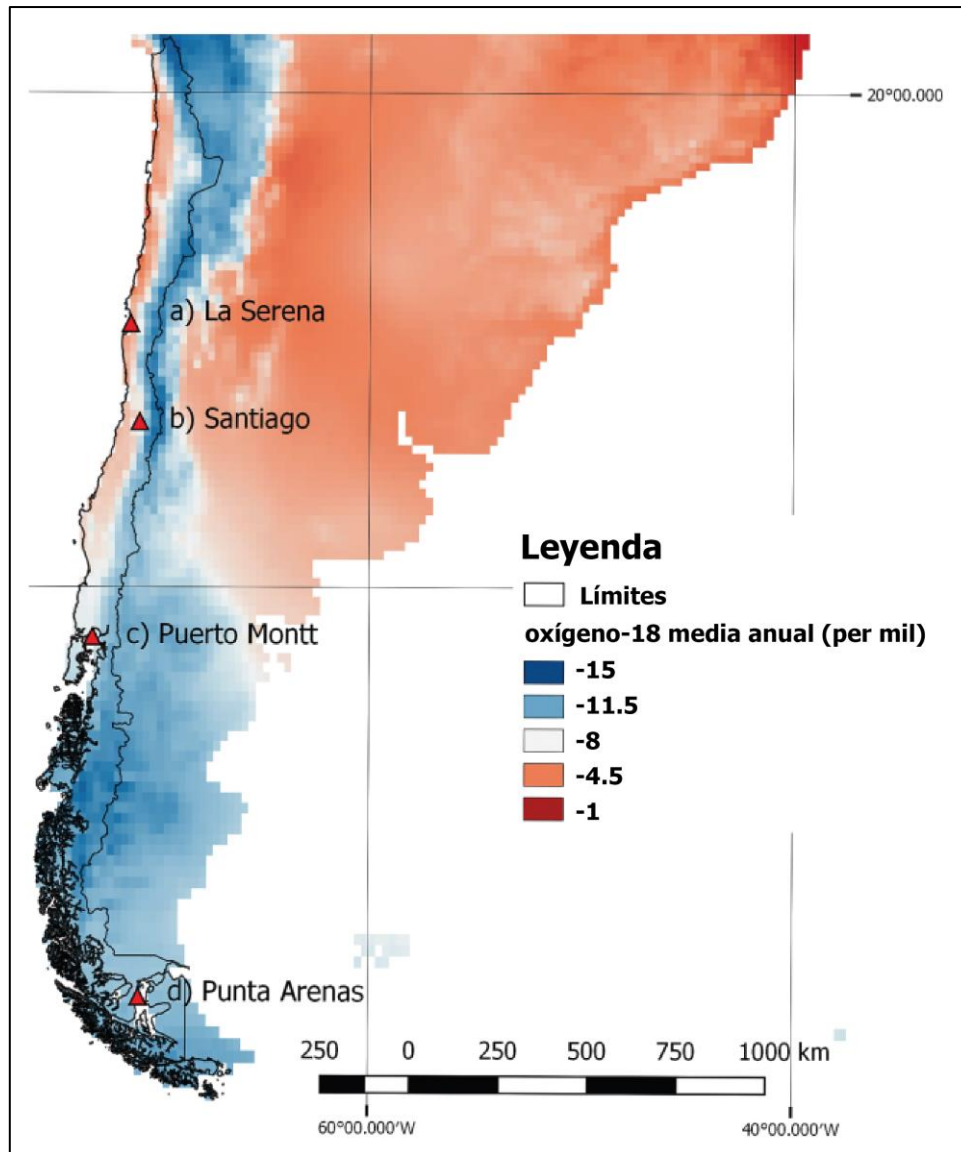


Figura 2.1 Media anual grillada de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) al sur de los 20°S para Sudamérica de acuerdo con Bowen y Revenaugh (2003). Los triángulos rojos marcan la ubicación de la red de monitoreo permanente GNIP-IAEA. Figura extraída de Sánchez-Murillo *et al.* (2018).

Respecto a las aguas continentales, los datos isotópicos de lagos continentales costeros y andinos al sur del área de estudio (38°S - 46°S) refuerzan la idea anterior mostrando un fuerte control longitudinal (i.e. altitudinal), con valores costeros en el rango (-4.5‰ , -7.3‰) para $\delta^{18}\text{O}$ y (-28.5‰ , -36‰) para $\delta^2\text{H}$ (W. P. Scott *et al.*, 2021). El contraste con los cuerpos andinos alcanza diferencias de $\sim 6.5\text{‰}$ ($\delta^{18}\text{O}$) y $\sim 50\text{‰}$ ($\delta^2\text{H}$) para cuerpos a similar latitud, como entre el lago costero Lanalhue ($\delta^2\text{H} = -28.5\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -5.7\text{‰}$; altitud = 335m) y la laguna andina El Barco ($\delta^2\text{H} = -75.8\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O} = -12.2\text{‰}$; altitud = 1768m).

A nivel local, los datos de aguas superficiales derivados del monitoreo estacional en la cuenca de Nonguén llevado a cabo por Bernard (2023) entre los años 2018-2019 (N= 108) muestran un rango de variación acotado tanto para $\delta^2\text{H}$ (-30.43, -25.24‰; rango 5.19‰) como para $\delta^{18}\text{O}$ (-4.90‰ , -4.14‰; rango 0.75‰) con una media representativa de -27.5‰ (1.21‰ s.d.) y -4.53‰ (0.16‰ s.d.) para cada una de ellas (Tabla 2.2). Los valores muestran cierta estacionalidad, al estar levemente enriquecidos al inicio de invierno y primavera, respecto al inicio de verano y otoño. La línea de tendencia para el conjunto de datos es de $\delta^2\text{H}=6.86 * \delta^{18}\text{O} +3.56$ ($r^2=0.92$, N=108, $p<0.0001$), con una pendiente similar a la que muestran las líneas meteóricas GNIP de estaciones costeras como La Serena ($m=6.97$) o Puerto Montt ($m=6.72$).

Tabla 2.2 Resumen general (superior) y por estación (inferior) de los datos isotópicos (‰) de Nonguén, obtenidos por Bernard (2023) para las aguas superficiales de la cuenca entre los años 2018-2019.

Isótopo	N	min	max	rango	media	mediana	desv. est.
$\delta^{18}\text{O}$	108	-4.90	-4.14	0.75	-4.53	-4.53	0.17
$\delta^2\text{H}$	108	-30.43	-25.24	5.19	-27.50	-27.49	1.21
Estación							
<i>Otoño</i>							
$\delta^{18}\text{O}$	27	-4.74	-4.21	0.53	-4.45	-4.42	0.12
$\delta^2\text{H}$	27	-28.58	-25.71	2.88	-26.87	-26.50	0.85
<i>Invierno</i>							
$\delta^{18}\text{O}$	27	-4.90	-4.29	0.60	-4.63	-4.64	0.13
$\delta^2\text{H}$	27	-29.94	-25.41	4.53	-28.12	-28.16	1.03
<i>Primavera</i>							
$\delta^{18}\text{O}$	27	-4.87	-4.14	0.73	-4.59	-4.61	0.20
$\delta^2\text{H}$	27	-30.43	-25.24	5.19	-28.03	-28.04	1.35
<i>Verano</i>							
$\delta^{18}\text{O}$	27	-4.73	-4.20	0.53	-4.45	-4.47	0.14
$\delta^2\text{H}$	27	-28.93	-25.47	0.53	-26.96	-27.13	1.02

3. MARCO TEÓRICO

3.1. DEFINICIÓN DE USO Y COBERTURA DE SUELO

La superficie de la tierra y su cubierta es central en un gran número de procesos biofísicos y biogeoquímicos que ocurren en el ambiente superficial (Mustard *et al.*, 2012; Turner, 2006). Así, los conceptos de cobertura de suelo (*land cover*) y uso de suelo (*land use*) son utilizados frecuentemente en el análisis de problemas socio-ecológicos.

La cobertura de suelo se define a partir de los atributos (bio)físicos observables sobre la superficie terrestre y su sub-suelo inmediato, incluyendo biota, suelo, topografía, aguas superficiales y estructuras humanas (Lambin & Geist, 2006). Sus categorías incluyen pasto, asfalto, bosque, sitios eriazos, espejos de agua, entre otras (Fisher *et al.*, 2005). Los cambios de cobertura constituyen el reemplazo de un tipo de cobertura por otra, como es el caso de la expansión agrícola o la deforestación. En la mayoría de los casos, estos cambios implican afectaciones en la diversidad biótica, calidad de suelo, caudales de escorrentía y tasas de sedimentación, entre otros atributos superficiales (Steffen *et al.* 2004; DeFries *et al.* 2004c).

Por otro lado, el concepto Uso de Suelo denota el propósito para el cual un grupo humano utiliza un territorio y su cobertura (Fisher *et al.*, 2005; Lambin & Geist, 2006). Por ejemplo, parques para conservación o tierras de cultivo para la actividad agrícola. La definición incluye el manejo de suelo (*land management*), esto es, la forma específica e intensidad en que los atributos biofísicos son manipulados. Por ejemplo, un manejo de suelo que involucre fertilizantes y pesticidas se considera *intensivo* frente a un cultivo orgánico, etc.

En términos metodológicos, la cobertura de suelo es identificable desde sensores remotos o por observación directa, mientras el uso de suelo requiere una interpretación socio-económica del contexto (Fisher *et al.*, 2005). Con todo, es posible realizar inferencias a partir de la cobertura y supuestos previos. De esta manera, por ejemplo, es posible inferir un uso de suelo forestal a partir de una plantación de monocultivos en una zona de contexto productiva.

Si bien una plantación forestal comprende un tipo de cobertura de suelo *sensu stricto*, es común observar en la literatura especializada la denotación combinada *land use/land cover* (LULC) o

cobertura/uso de suelo (CUS), para hacer referencia tanto al tipo de cobertura, como a las implicancias derivadas de su uso y manejo (ej. Manuschevich *et al.*, 2019).

3.2. PROCESOS DE GENERACIÓN DE ESCORRENTÍA SUPERFICIAL EN CUENCAS

El desafío de relacionar la composición geoquímica de las aguas naturales con los procesos de cambio de uso de suelo demanda un conocimiento previo respecto del funcionamiento hidrológico de una cuenca boscosa (*forested catchment*). En la Figura 3.1 se puede observar un esquema básico de los procesos involucrados en la generación de escorrentía superficial (*streamflow*). El agua recibida de las precipitaciones puede retornar a la atmósfera vía evapotranspiración, escurrir como flujo superficial (*overland flow*), infiltrarse en el medio poroso (ej. suelo, regolito) y fluir lateralmente como corriente sub-superficial por la ladera (*shallow subsurface flow, interflow, throughflow*; Gannon *et al.*, 2017; McGuire & McDonnell, 2010), o percolar en profundidad y recargar acuíferos subterráneos regionales (*deep subsurface flow, groundwater flow*; McGuire & McDonnell, 2008).

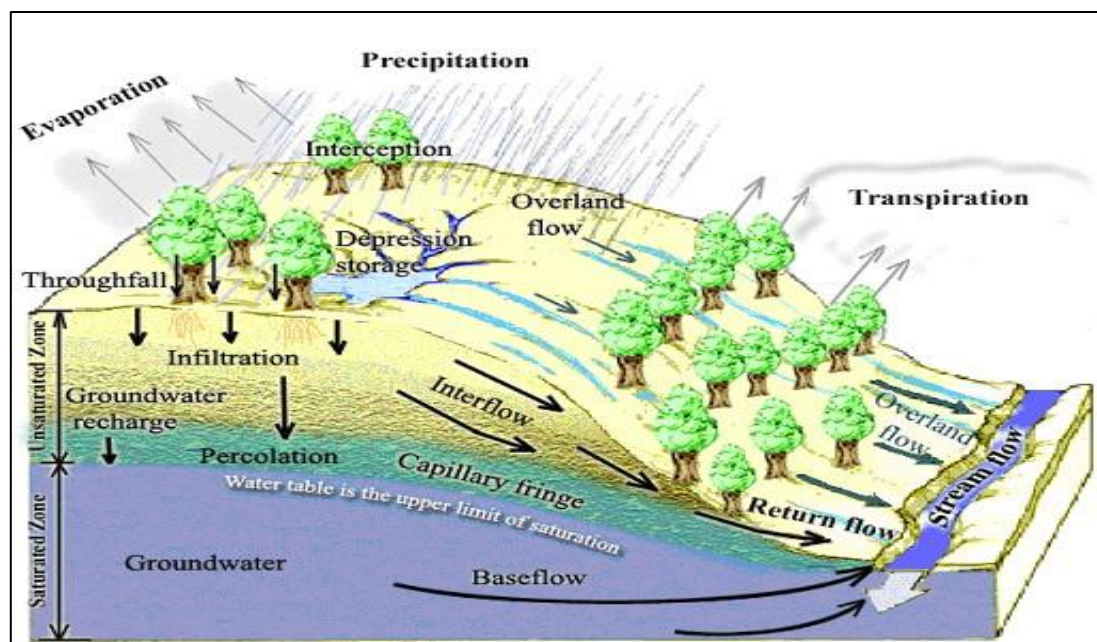


Figura 0.1 Esquema básico de los procesos involucrados en la generación de escorrentía superficial. En cuencas boscosas es común que predominen los flujos sub-superficiales, ya sea someros (ej. interflow) o profundos (groundwater flow, baseflow). En el caso de los flujos someros, su tiempo de estadia es variable, en el rango de horas hasta semanas-meses-años. Extraído de Tarboton (2003)

En general, se reconoce que el flujo sub-superficial domina la escorrentía en el caso de las cuencas boscosas (Chow *et al.*, 1996; McGuire & McDonnell, 2010). Aquí, las características propias de

estos ecosistemas (regeneración natural, diversidad de especies, edades y estratos, distribución irregular) promueven la infiltración de la precipitación hacia el subsuelo (Meli *et al.*, 2024; Oyarzún *et al.*, 2011), el almacenamiento de esta agua en reservorios someros de humedad (McDonnell *et al.*, 2018; Peña-Arancibia *et al.*, 2019), y la generación de flujo sub-superficial que migra lateralmente a través del medio poroso y termina alimentando la escorrentía superficial (McGuire & McDonnell, 2010), con tiempos de estadía que varían en el rango de varias semanas (ej. McGuire & McDonnell, 2010), meses (ej. Jung *et al.*, 2020) e incluso años (ej. Hale & McDonnell, 2016).

3.3. IMPACTOS DE LA ACTIVIDAD FORESTAL EN EL FUNCIONAMIENTO HÍDRICO DE LAS CUENCAS

Diversos autores han estudiado y registrado la forma en que el modelo forestal y sus prácticas ha repercutido en las dinámicas hídricas de las cuencas, alterando sus balances y transferencias de caudal entre un reservorio y otro (ej. Alvarez-Garretón *et al.*, 2019; Balocchi *et al.*, 2023; Y. Castillo & Oyarzún, 2023; Stehr *et al.*, 2010). Las especies utilizadas en las plantaciones forestales consumen más humedad del suelo que las formaciones nativas (D. A. White *et al.*, 2021), lo que, junto a la gran densidad en que son plantados, resulta en una mayor salida de agua desde la cuenca por evapotranspiración (Iroumé *et al.*, 2021; Lara *et al.*, 2009). De igual manera, las características intensivas del manejo forestal (ej. talas rasas extensas, apertura de caminos, tránsito de maquinaria pesada) provocan la erosión y compactación de la capa superior del suelo, pérdida de materia orgánica y disminución de la macroporosidad (Gayoso & Iroumé, 1991; Malmer & Grip, 1990; Soto *et al.*, 2019). Esto se traduce, por un lado, en una disminución de la infiltración, menor capacidad de almacenamiento y de conductividad hidráulica y por lo tanto menor capacidad de flujo sub-superficial (ej. Iroumé *et al.*, 2021), junto con un aumento en la generación de flujo superficial (Meli *et al.*, 2024) potenciando la erosión y escape de nutrientes durante eventos de precipitación intensos (ej. Banfield *et al.*, 2018). Balocchi *et al.*, (2023) en su revisión de la literatura disponible, y abarcando cerca de 75 experiencias en cuencas del centro-sur de Chile, concluye que la escorrentía aumenta intensamente posterior a las labores de cosecha, y que el bosque nativo utiliza menos agua y libera menos carga de sedimento a los arroyos que las plantaciones forestales. En cuencas pequeñas, los resultados de monitoreos decadales (2008-2019) dan cuenta que el efecto combinado del manejo forestal, junto con la sequía prolongada que afecta el centro-sur de Chile, ha resultado en la reducción de los reservorios de humedad del sub-suelo,

aparentemente eliminando el suministro sub-superficial al flujo de escorrentía (Iroumé *et al.*, 2021). En síntesis, estas modificaciones parecen reducir la denominada “conectividad vertical” en la cuenca (ej. Floury *et al.*, 2024; Li *et al.*, 2021), resultando en flujos de agua más superficiales y con menos tiempo de estadía hacia los drenajes.

3.4. HERRAMIENTAS GEOQUÍMICAS Y SU USO EN HIDROLOGÍA DE CUENCAS PEQUEÑAS

3.4.1. Técnicas isotópicas aplicadas en hidrología de cuencas

Los isótopos estables de la molécula de agua (^{18}O y ^2H) están entre los trazadores más utilizados para constreñir los procesos que dan origen a la escorrentía superficial (McGuire & McDonnell, 2008). El agua que ingresa a una cuenca a través de la precipitación trae consigo una huella isotópica característica a partir de la cual es posible trazar procesos posteriores. Las líneas meteóricas integran esta huella por lo que son una referencia conveniente de comparación tanto a escala global (GMWL) como local (LMWL). Una línea meteórica es una regresión en la forma:

$$\delta^2H = 8\delta^{18}O + d$$

Donde d , el intercepto con el eje Y, corresponde al exceso de deuterio (d -*excess*) cuando $m=8$ (Dansgaard, 1964). Respecto a la GMWL (pendiente=8 y $d=10$), las LMWL pueden desviarse en función al clima local, precipitaciones y geografía particular de cada zona (McGuire & McDonnell, 2008). La comparación de aguas subterráneas, aguas superficiales y eventos de precipitación particulares con el LMWL permite investigar procesos como la interacción agua-roca, evaporación, recarga y mezclas de aguas (Jasechko, 2019).

Al llover, la cuenca recibe un input isotópico (ej. $\delta^{18}\text{O}$) que es transportado diferencialmente por la zona saturada y no saturada hacia la red de drenaje. El resultado de este transporte es una señal del drenaje amortiguada (es decir, de menor amplitud y desviación estándar) y retrasada en el tiempo respecto a la señal inicial de la precipitación, tal como lo ejemplifica la Figura 3.3.

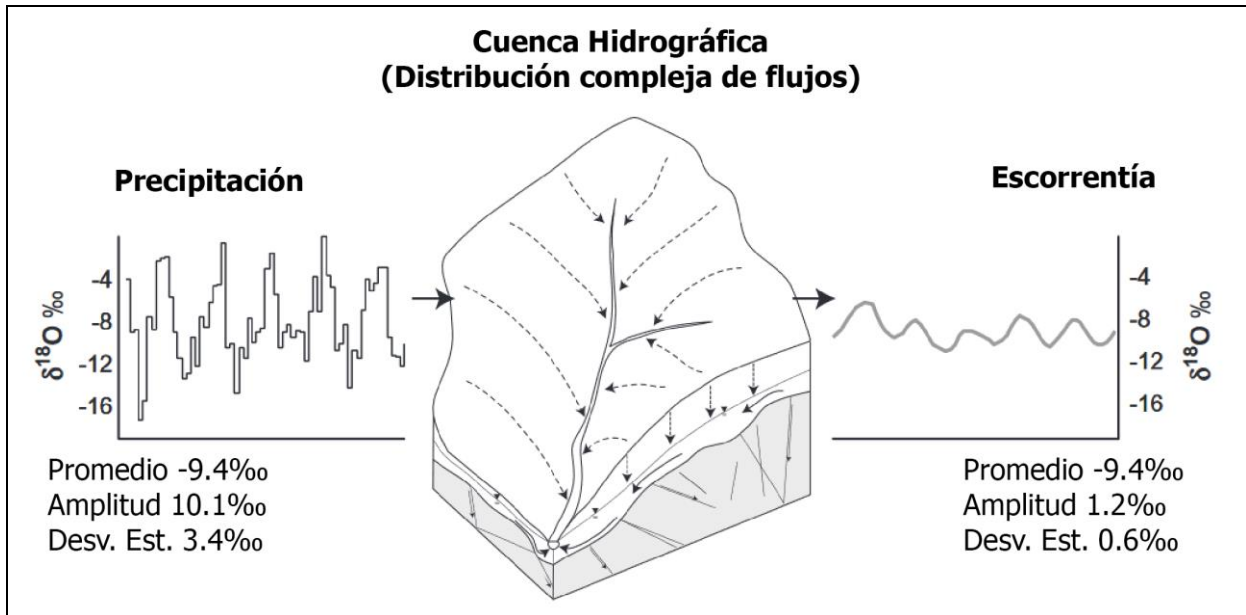


Figura 0.2 Diagrama conceptual sobre el comportamiento de las variables isotópicas en su paso por la cuenca, tomada de McGuire y McDonell (2008). El resultado del transporte por los diferentes reservorios superficiales y sub-superficiales de la cuenca es una señal amortiguada que se refleja en una menor amplitud y desviación estándar, manteniendo similar su promedio.

La mayoría de las aguas superficiales se alimenta de dos componentes principales: (i) una componente reciente ($< \sim 70$ días) que alcanza las corrientes mediante flujo superficial o sub-superficial somero, y (ii) una componente “más antigua” relativa al flujo sub-superficial profundo o subterráneo (Jasechko, 2019; Kendall *et al.*, 2014). La contribución relativa de cada fuente diferirá en cada cuenca dependiendo de las características físicas (ej. topografía, tipo de suelo, vegetación, profundidad del basamento), climáticas (ej. precipitación anual y sus variaciones estacionales, temperatura, evapotranspiración) y de uso de suelo (ej. represas, canales de irrigación, embalses; Kendall *et al.*, 2014). Mediante este principio, es posible atribuir mayor participación relativa de uno u otro reservorio mediante su posición relativa a lo largo de la línea meteórica local o global. En el caso de las regiones con un clima húmedo mediterráneo, donde la mayor parte de las precipitaciones (i.e. la recarga) ocurre durante la estación fría, el agua almacenada en el subsuelo tiende a presentar una composición isotópica relativamente empobrecida respecto a la media de las precipitaciones (Jasechko, 2019; Figura 3.4).

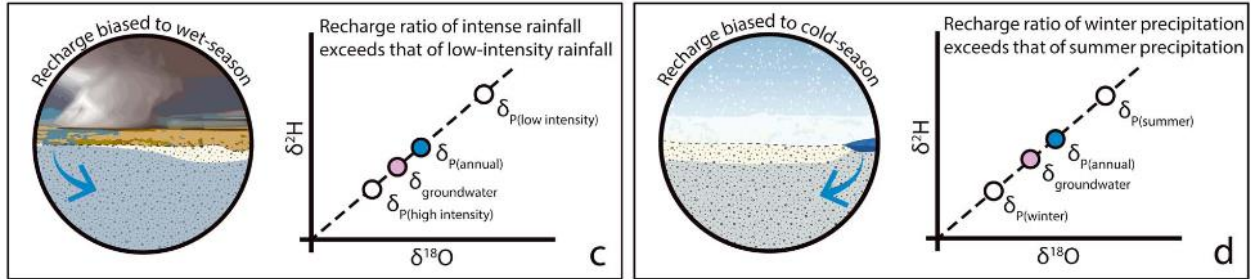


Figura 0.3 Ejemplo de escenarios isotópicos en ambientes húmedos y fríos, que conducen hacia una composición ($\delta^{18}\text{O}$) empobrecida de las aguas subterráneas en relación a la media de la precipitación. Figura extraída de la recopilación realizada por Jasechko (2019).

Otros autores también consideran las desviaciones de $\delta^2\text{H}$ relativas a la línea meteórica local (*lc-excess*) como un parámetro relevante para constreñir procesos. La evaporación de aguas superficiales bajo condiciones de no-equilibrio (i.e. fraccionamiento cinético) resulta en valores negativos de *lc-excess* (Hervé-Fernández *et al.*, 2016), mientras valores positivos indicarían procesos de mezcla a partir de varias fuentes, incluyendo fuentes de humedad recientemente evaporada (Landwehr & Coplen, 2006). Este parámetro es calculado para cada muestra como:

$$lc - excess = \delta^2H - a * \delta^{18}O - b$$

Donde las constantes *a* y *b* corresponden a la pendiente y al intercepto de la LMWL, respectivamente (Landwehr & Coplen, 2006).

3.4.2. Elementos mayores aplicados a hidrología de cuencas

Para estudios en cuencas pequeñas, es común usar razones estequiométricas derivadas de las reacciones de meteorización, con el fin de constreñir el origen de los iones disueltos e inferir los procesos de interacción agua-roca involucrados (ej. Méndez Quiroga, 2023). En el caso del estero Catemu, en la cordillera de la Costa al norte del área de estudio, se han estudiado los procesos de recarga a partir de las reacciones dadas por la Tabla 3.1.

Tabla 0.1 Razones estequiométricas de reacciones geoquímicas, obtenida de Méndez Quiroga (2023).

Alteración de plagioclasas	Ca/HCO ₃	Na/HCO ₃	Na/Ca
$2NaAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 3H_2O \Leftrightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2Na^+ + 4SiO_2 + 2HCO_3^-$ (Albita) (Kaolinita)		1:1	
$2NaCaAl_3Si_5O_{16} + 6CO_2 + 9H_2O \Leftrightarrow 3Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2Na^+ + 2Ca^{2+} + 4SiO_2 + 6HCO_3^-$ (Labradorita) (Kaolinita)	1:3	1:3	1:1
$CaAl_2Si_2O_8 + 2CO_2 + 3H_2O \Leftrightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + Ca^{2+} + 2HCO_3^-$ (Anortita) (Kaolinita)	1:2		
Disolución de calcita	Ca/HCO ₃		
$CaCO_{3(s)} + H_2CO_3 \Leftrightarrow Ca^{+2} + 2HCO_3^-$	1:2		
Sericitación de andesina			Na/Ca
$3Na_2CaAl_4Si_8O_{24} + 8H^+ + 4K^+ \Leftrightarrow 4KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6Na^+ + 3Ca^{2+} + 12SiO_2$ (Andesina) (Sericita)			3:1
Alteración de feldspatos			K/HCO ₃
$2KAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 3H_2O \Leftrightarrow Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2K^+ + 4SiO_2 + 2HCO_3^-$ (Ortoclasa) (Kaolinita)		1:1	

4. MÉTODOS Y MATERIALES

4.1. SELECCIÓN DE SUBCUENCAS

Para la elección de sub-cuencas pareadas los criterios utilizados fueron similar litología (granítica) y geomorfología (pendientes) en tributarios principales con contraste en el uso/cobertura de suelo, en el ámbito bosque nativo – plantación exótica. La información litológica y de uso/cobertura de suelo fue recopilada de antecedentes previos (Ver Capítulo 2). El análisis de pendientes se realiza en ArcGIS Pro a partir de modelo TanDEM-X ©DLR2017 proporcionado por la Dra. Violeta Tolorza.

En el caso de la cobertura de suelo, la información de distintas fuentes fue homogeneizada usando las categorías de Echeverría (2012, Tabla 4.1). Junto a esto, se actualizaron las zonas sin cobertura incorporando las cosechas forestales post-2015 usando Google Earth.

Tabla 4.1 Categorías de uso y cobertura de suelo utilizadas a partir de Echeverría (2012). Las definiciones de Bm, Ea y Mp fueron tomadas desde (CONAF, 2015).

Categoría	Definición
Bosque nativo (Bn)	Agrupar las coberturas conformadas por especies arbóreas nativas, adultas y renovales.
Plantación exótica (Pe)	Cobertura dominada por especies exóticas de uso forestal, adulta o joven. Principalmente <i>Eucalyptus</i> sp. y <i>Pinus</i> sp.
Bosque mixto (Bm)	Mezcla de bosque nativo (adulto o secundario) y especies plantadas en proporciones que fluctúan entre el 33 % y el 66% de cubrimiento.
Exóticas asilvestradas (Ea)	Cobertura predominantemente exótica (>75%) que se ha regenerado en forma natural
Matorral-pradera (Mp)	Agrupar dos situaciones: Matorral: formación vegetal donde el tipo árbol es menor al 10% y el de arbustos puede ser entre 10 a más del 75% y las herbáceas pueden estar entre 0-100% Praderas: el porcentaje de cobertura del tipo herbáceas supera el 25% y la cobertura de árboles y arbustos es menor al 25%
Sin cobertura (Sc)	Agrupar principalmente zonas de cosecha forestal reciente, además de tierras dedicadas a la ganadería.

Para analizar la influencia del uso y cobertura de suelo de una forma cuantitativa, estudios previos han utilizado razones entre categorías o grupos de categorías particulares (ej. Yoshihara *et al.*, 2022). Siguiendo esta lógica, se define el índice de Intervención (iI) para cada sitio muestreado para evaluar el nivel de perturbación de una (sub)cuenca de estudio, según la expresión:

$$\text{índice de Intervención (iI)} = \frac{\sum \text{intervención (ha)}}{\sum \text{bosques (ha)}} = \frac{Pe + Ea + Sc + Mp}{Bn + Bm}$$

Donde Bn y Bm son la superficie de bosque nativo y bosque mixto, mientras Pe, Ea, Sc y Mp corresponden a las superficies de plantaciones exóticas, exóticas asilvestradas, sin cobertura y matorral-pradera respectivamente.

4.2. TÉCNICA, MATERIALES DE MUESTREO Y ANÁLISIS EN LABORATORIO

La medición de pH, temperatura, conductividad eléctrica (CE) y oxígeno disuelto (DO) se llevó a cabo en terreno utilizando un equipo portátil Hach HQ40D. Para el muestreo de aguas se utilizaron botellas de polietileno de alta densidad (HDP) de volumen diferenciado de acuerdo al tipo de muestra, además de recipientes Eppendorf para el caso de isótopos de H y O (Tabla 4.2). El protocolo de muestreo (Anexo 1) considera (i) la preparación de recipientes en gabinete, (ii) el protocolo de obtención de muestra y (iii) su adecuada conservación. La obtención de muestra considera la ambientación, filtrado y acidificación de acuerdo al tipo de muestra. La Tabla 4.2 presenta un resumen con el procedimiento usado para cada variable objetivo. Finalmente, el control de calidad considera tomar un duplicado de campo para evaluar precisión.

Tabla 4.2 Principales etapas de muestreo por tipo de muestra, incluyendo ambientación, filtración y acidificación.

Tipo de Muestra	Volumen (ml)	Preparación u observaciones	Muestreo		
			Amb.	Filt.	Acid.
Alcalinidad	250	Lavado 3 veces con agua desionizada	Si	No	No
Aniones	250	Lavado 3 veces con agua desionizada	Si	Si	No
Cationes	125	Lavado 2 veces, enjuague con HCl, y lavado 3 veces.	Si	Si	Si
$\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$	1,5	Evitar burbujas de aire al interior del recipiente	Si	No	No

El muestreo se llevó a cabo durante el mes de agosto de 2019 (días 5, 7, 12, 14, 16 y 30) hacia el final de la estación húmeda. Estos días fueron precedidos por eventos de precipitación leve, aun cuando durante el muestreo no ocurrieron precipitaciones.

Las muestras de agua fueron analizadas por el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos en el Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Carbonatos y bicarbonatos fueron medidos mediante titulación automática (Hanna HI-902C) y determinados aplicando el método de Giggenbach y Goguel (1989). Las concentraciones de aniones (F^- , Cl^- , Br^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) fueron determinadas por cromatografía iónica (Thermo Scientific Dionex ICS-2100). Los cationes mayores (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) fueron analizados por espectrometría de absorción atómica con llama (F-AAS, Perkin Elmer PinAAcle 900F).

Las muestras de agua para isótopos estables de oxígeno e hidrógeno fueron medidas usando un equipo Picarro L2130-i Isotope por el Laboratorio de Biogeoquímica Isotópica en el Departamento de Oceanografía de la Universidad de Concepción. Para informar los resultados se utiliza la convención estándar donde $\delta^{18}O$ y δ^2H es el ratio relativo al Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), de acuerdo a la expresión:

$$\delta^{18}O(\text{‰}) = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{muestra}}{(^{18}O/^{16}O)_{VSMOW}} - 1 \right] * 1000$$

De forma análoga para el caso del isótopo de hidrógeno:

$$\delta^2H(\text{‰}) = \left[\frac{(^2H/^1H)_{muestra}}{(^2H/^1H)_{VSMOW}} - 1 \right] * 1000$$

Las muestras fueron enviadas a análisis durante los meses de septiembre-octubre 2019, coincidiendo con el periodo de protestas masivas en Chile y cierre de dependencias universitarias.

4.3. ASEGURAMIENTO DE CALIDAD DE LA INFORMACIÓN Y CONFECCIÓN DE BASE DE DATOS

Con el objetivo de dotar de confiabilidad a la información obtenida, se establecen procedimientos de aseguramiento de calidad que permiten identificar la ocurrencia de errores sistemáticos y/o groseros en las dimensiones de precisión y exactitud. Así, se implementó el uso de duplicados de campo (Appelo y Postma, 2005), el cálculo de balance de carga (Freeze and Cherry, 1979; Custodio

y Llamas, 1982; Hem, 1985; Ball y Nordstrom, 1991; Fritz, 1994; Appelo y Postma, 2005), además del uso de soluciones estándar de laboratorio (Appelo & Postma, 2005) y el método de conductividad eléctrica de McCleskey *et al.*, (2011, 2012) para el cálculo de cada error asociado. Además, se establecieron criterios de exclusión en caso de superar un umbral de admisión determinado.

4.3.1. Uso de duplicados

En este trabajo el par S0 y S7 corresponden a la muestra original y duplicados de campo (D1 y D2, respectivamente) obtenidos desde el mismo punto de muestreo. El error basado en los duplicados (ED) se obtiene para cada analito mediante la expresión:

$$ED (\%) = \frac{|D1 - D2|}{(D1 + D2)} \times 100$$

Los criterios de evaluación para este trabajo se definen como *aceptado* (%ED<5%), *precaución* (5%<%ED<10%) y *fallado* (%ED>10%). Los analitos en la categoría *fallado* no serán considerados en el análisis posterior.

4.3.2. Balance de carga

En hidroquímica, la metodología más extendida para validar resultados analíticos corresponde al balance de carga (Appelo & Postma, 2005a; Hem, 1985) basado en la electroneutralidad de las soluciones acuosas. El error basado en el balance (EB) se expresa en forma porcentual a partir de la expresión:

$$EB (\%) = \frac{\sum(Z+) - \sum(Z-)}{\sum(Z+) + \sum(Z-)} \times 100$$

Donde (Z+) y (Z-) representan las concentraciones de cationes y aniones, respectivamente, en meq/L. El error admisible varía en torno al 2-5%, sin embargo, Hem (1985) señala que diferencias mayores al 5% son tolerables al trabajar con aguas muy diluidas con concentraciones sumadas de cationes y aniones menores a 5 meq/L. Siguiendo este criterio, se utilizan los errores admisibles contenidos en Custodio y Llamas (1983) de la Tabla 4.3 para generar los criterios de admisibilidad:

Tabla 4.3 Errores admisibles en el balance según conductividad eléctrica
extraído de Custodio y Llamas (1983).

Conductividad eléctrica ($\mu\text{S/cm}$)	Error admisible (Ea, %)
50	± 30
200	± 10
500	± 8
>2000	± 5

Considerando que todas las muestras se encuentran en el rango 50-90 $\mu\text{S/cm}$, los criterios de evaluación para este trabajo se definen como *aceptado* ($\text{EB} < 10\%$), *precaución* ($10\% < \text{EB} < 30\%$) y *fallado* ($\text{EB} > 30\%$) para cada muestra de agua.

4.3.3. Uso de soluciones estándar

Implica evaluar exactitud a partir de la proximidad de las mediciones a un valor cierto, arrojado por una solución o muestra estándar (Appelo & Postma, 2005a). Las soluciones de referencia utilizadas corresponden a estándares internos (cationes mayores), solución Multi-Anion (aniones mayores), y estándares varios isotópicos (DEST, HIS, ANTA, HERA). Los valores de referencia se listan en la Tabla 4.4:

Tabla 4.4 Valores de referencia de soluciones estándar utilizados en el análisis de elementos mayores de agua.

Estándar	Interno					Multi-Anion			
analito	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	SiO_2	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-
unidad	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L	mg/L
STD control	1.00	2.50	10.00	1.00	25.00	10.00	10.00	10.00	10.00

El error basado en el estándar (EE) se obtiene para cada analito mediante la expresión:

$$EE (\%) = \frac{STD_{medido} - STD_{control}}{STD_{control}} \times 100$$

Los criterios de evaluación para este trabajo se definen como *aceptado* ($\text{EE} < 10\%$), y *fallado* ($\text{EE} > 10\%$) para cada estándar medido.

4.3.4. Aplicación del método de cálculo de conductividad eléctrica de McCleskey *et al.*, (2012) para su uso en la validación de datos hidroquímicos.

La conductividad eléctrica (CE) es una propiedad del agua usualmente medida al realizar muestreos geoquímicos. La instrumentación actual permite mediciones confiables y rápidas tanto en terreno

como en laboratorio. Debido a su practicidad y usos (ej. monitoreo de calidad de aguas (NWIS, 2011); determinación de salinidad (Lewis, 1980)), múltiples esfuerzos se han realizado en la línea de estimar la CE de aguas naturales a partir de su composición química (Pawlowicz, 2008; Appelo, 2010; Visconti *et al.*, 2010; McCleskey *et al.*, 2012, entre otros). Lo anterior se basa en el hecho de cada ión disuelto contribuye a la CE de la solución, diferenciándose según la especie disuelta, su concentración y la temperatura de la solución (McCleskey *et al.*, 2012).

Una de las aplicaciones de estimar la CE, es la posibilidad de evaluar la calidad de los datos químicos de aguas a partir de la comparación con la medición en campo, en el denominado imbalance de conductividad (δk_{25} ; McCleskey *et al.*, 2012). Complementado con el balance de carga, el uso de ambos parámetros permite reconocer la/s medición/es involucradas en posibles errores, ya sea subestimado, o sobrestimando cationes o aniones, como se observa en la Figura 4.1.

Considerando la importancia en la confiabilidad de los datos, y el costo en tiempo y recursos que involucra su obtención, perfeccionar los métodos de QAQC actuales adquiere importancia y permite dotar de confiabilidad los resultados y discusiones posteriores. El detalle del procedimiento se puede revisar en McCleskey (2011, 2012). El código fuente es descargable desde http://wwwbrr.cr.usgs.gov/projects/GWC_chemtherm/software.htm.

Los criterios de evaluación para este trabajo se definen como *aceptado* ($\delta k_{25} < 10\%$), *precaución* ($10\% < \delta k_{25} < 30\%$) y *fallado* ($\delta k_{25} > 30\%$) para cada muestra de agua.

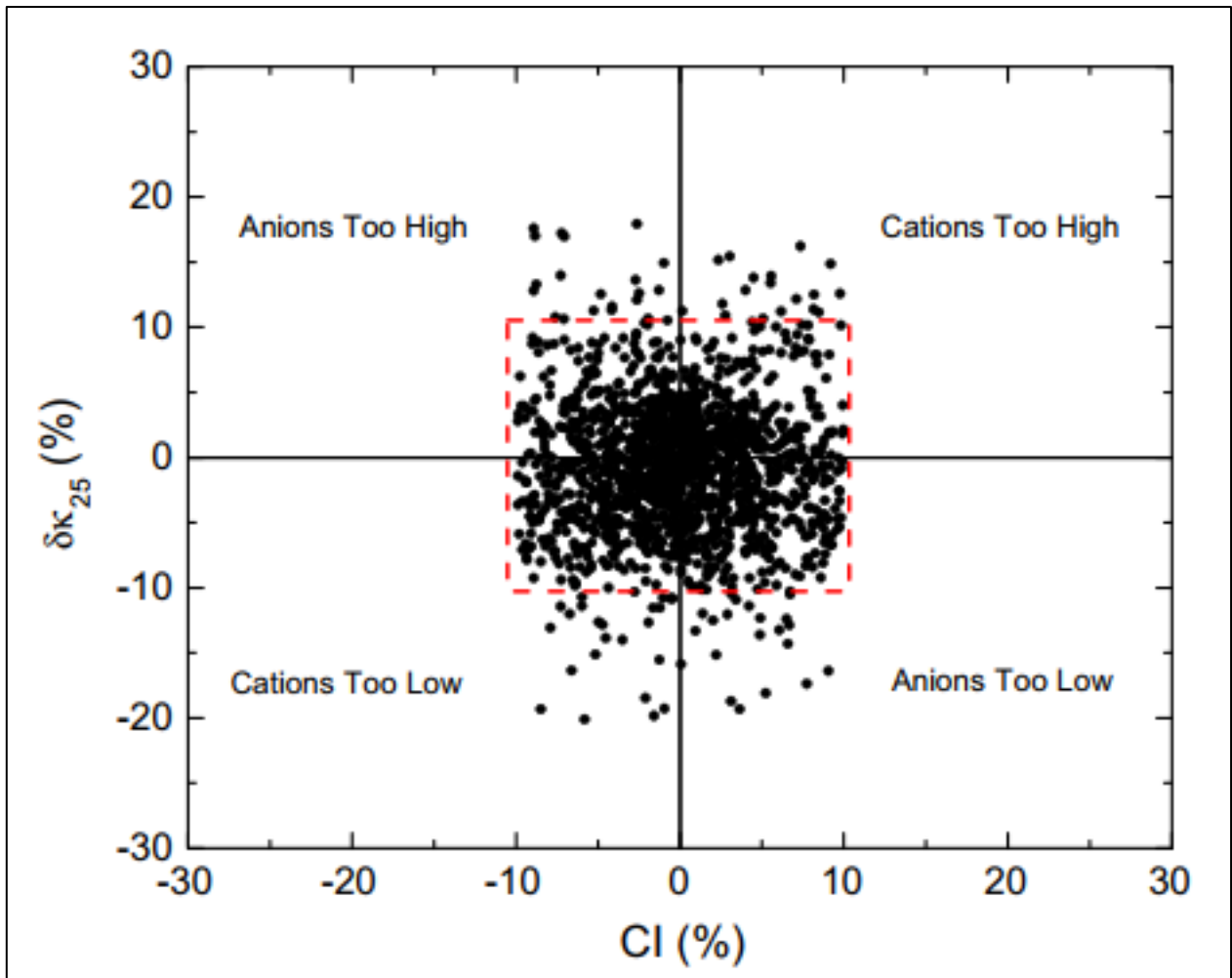


Figura 4.1 Ejemplo de la aplicación del balance de carga (*charge imbalance*, CI) complementado con el **imbalance de conductividad** ($\delta\kappa_{25}$). El resultado son 4 cuadrantes definidos por la sobre o subestimación de cationes/aniones. Las líneas rojas discontinuas indican los límites aceptables de imbalance (10%) de acuerdo a los autores. Los puntos negros ploteados corresponden a 1553 muestras de aguas de distintos reservorios (agua de mar, drenaje ácido, ríos de montaña, aguas geotermales) utilizados como ejemplo. Extraída desde McCleskey (2011).

4.4. CRITERIOS DE FILTRADO Y REEMPLAZOS EN LA BASE DE DATOS

Para las muestras, la presencia de uno o más criterios *fallados* implica el descarte de la misma. Las muestras con al menos un criterio en *precaución* no podrán ser incluidas en las estadísticas de resumen, pero si en los análisis y discusiones, con la debida señalización y transparencia. Las muestras con todos los criterios *aceptados* serán consideradas válidas. En el caso de las mediciones isotópicas, la presencia de resultados anómalos (*outliers*) también puede considerarse como criterio para desestimar una muestra.

En el caso de los analitos (columnas), la presencia de uno o más criterios *fallados* implica el descarte del mismo. Aquellos con al menos un criterio en *precaución* si serán incluidos en los análisis posteriores. En el caso de los valores *bld*, se incluirán si son más del 50% del total de datos válidos. En tal caso, se reemplazarán por la mitad del valor de censura (*bld/2*).

4.5. OTROS PARÁMETROS CALCULADOS DERIVADOS DE LA COMPOSICIÓN

Alcalinidad carbónica: también denominado Bicarbonato equivalente ($\text{HCO}_3_{(eq)}$) es la medida de la capacidad de neutralización ácida de una solución. Considerando sólo las especies derivadas de la disolución de calcita, el cálculo de la alcalinidad carbónica será dado por la expresión:

$$\text{HCO}_3_{(eq)} \text{ (meq/L)} = [\text{HCO}_3] + 2 * [\text{CO}_3]$$

4.6. VALOR-P, COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN (R^2) E INTERVALOS DE CONFIANZA.

En análisis estadístico, el valor-p, el coeficiente de determinación (R^2) y los intervalos de confianza son herramientas clave para evaluar un modelo de regresión. El valor-p indica la probabilidad de que los resultados observados ocurran por azar bajo la hipótesis nula. Un valor-p bajo (generalmente menor a 0.05) sugiere una relación estadísticamente significativa entre las variables. El R^2 mide la proporción de la variabilidad total de la variable dependiente que es explicada por las variables independientes del modelo. Un R^2 cercano a 1 implica que el modelo se ajusta bien a los datos, mientras que un valor cercano a 0 indica un bajo poder explicativo.

Junto con esto, los intervalos de confianza proporcionan un rango estimado en el que probablemente se encuentra el valor real del parámetro, con un nivel de confianza (ej. 95%). Esto añade información sobre la precisión de las estimaciones y permite evaluar la fiabilidad de los resultados. Un intervalo de confianza estrecho indica mayor precisión, mientras que uno amplio sugiere mayor incertidumbre. Estas métricas combinadas permiten no solo evaluar la significancia y ajuste del modelo, sino también cuantificar la confianza en las predicciones, mejorando la robustez de las conclusiones. En este trabajo, el valor-p, R^2 e intervalos de confianza son calculados utilizando la librería scikit-learn en Python versión 3.9.

5. RESULTADOS

5.1. SELECCIÓN DE SUBCUENCAS Y SITIOS DE MUESTREO

La aplicación de los criterios establecidos (véase Sección 4.1) revela como comparables las subcuencas del estero El Salto (cuenca oeste; CO), Rodolmo (cuenca sur; CS) y la cabecera del estero San Francisco (cuenca norte; CN) (Figura 5.1A). El análisis de pendientes entrega promedios de 41.4%, 35.5% y 36.4% para CO, CN y CS respectivamente, con distribuciones similares entre CN y CS, y levemente mayor para CO (Figura 5.1B). Litológicamente, las tres cuencas drenan sobre rocas graníticas del basamento (Figura 5.1C). En la distribución de cobertura de suelo, el bosque nativo es predominante en CS y CN con 69% y 63%, respectivamente, mientras que las plantaciones forestales son mayoritarias en CO con un 62% de superficie. En relación al uso de suelo, tanto CS y CN se encuentran dentro del área de protección del Parque Nacional (uso de conservación), mientras que CO se encuentra fuera, y es la única que presenta zonas sin cobertura a causa de cosechas recientes (uso de producción, Figura 5.1D). La Tabla 5.1 resume las características de cada subcuenca seleccionada.

Tabla 5.1 Resumen de las características principales de las subcuencas seleccionadas.

Cuenca	Área (ha)	Pendiente promedio (%)	Altura (min-máx.)	Uso/cobertura predominante	Litología
Oeste (CO)	425	41.4	23-406	Plantaciones exóticas /uso de producción	Granitoides
Norte (CN)	318	35.5	51-390	Bosque nativo / uso de conservación	Granitoides
Sur (CS)	343	36.4	99-370	Bosque nativo / uso de conservación	Granitoides

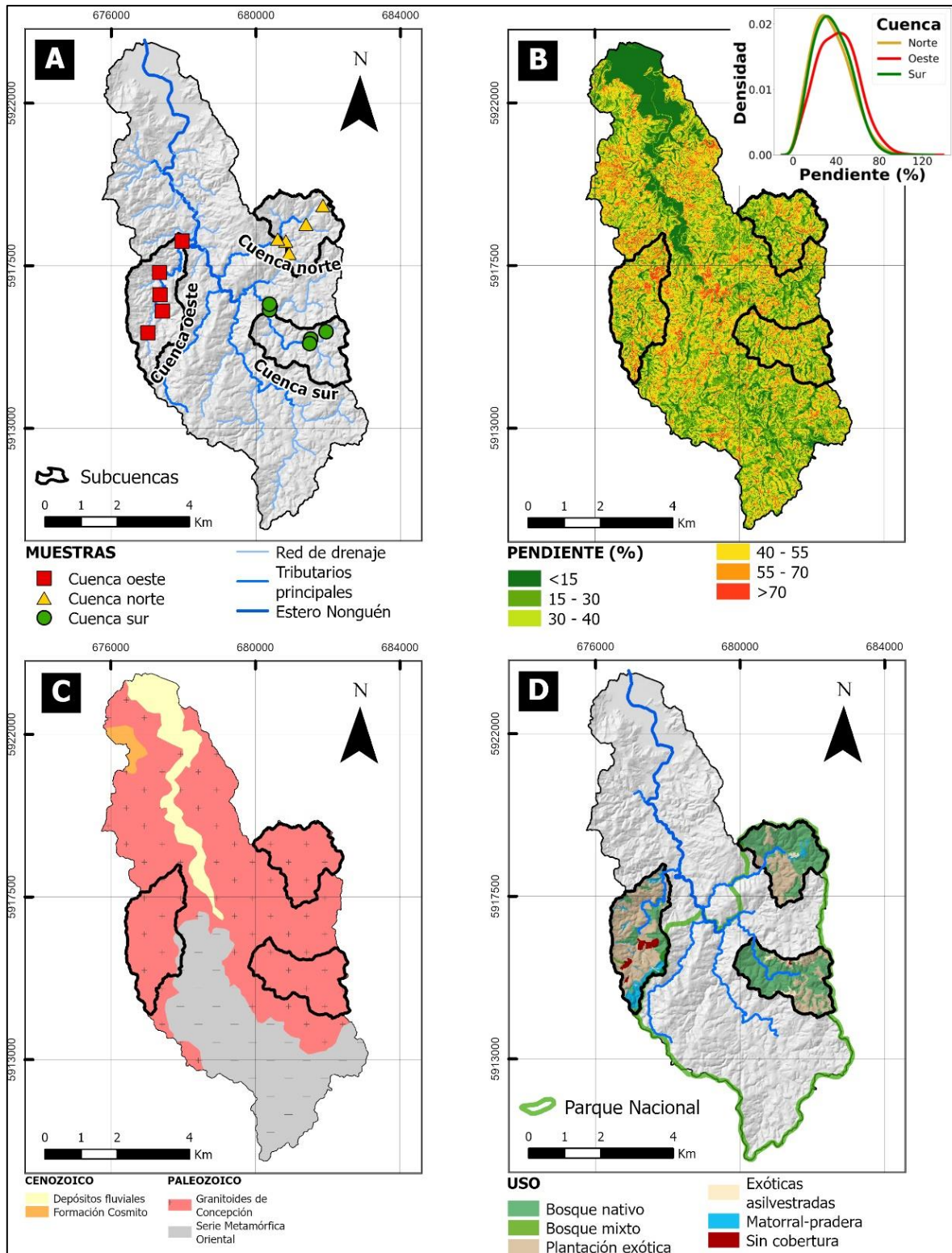


Figura 5.1 Caracterización de subcuencas seleccionadas A) Identificación de subcuencas, nombradas como oeste, norte y sur. B) Distribución de pendientes de las subcuencas seleccionadas. Los ogramas muestran una notable similitud entre la cuenca norte y sur, y parcial con la cuenca oeste. C) Mapa geológico que muestra las subcuencas drenando a los Granitoides de Concepción y D) distribución del uso y cobertura de suelo señalando los límites del Parque Nacional.

Entre las cuencas, CN y CS presentaron la mayor dificultad de acceso debido a la densidad de vegetación ribereña (Figura 5.2A), contrastando con CO donde las actividades de cosecha reciente (W1, W4) y ganadería (W0) permitieron un fácil acceso (Figura 5.2B).

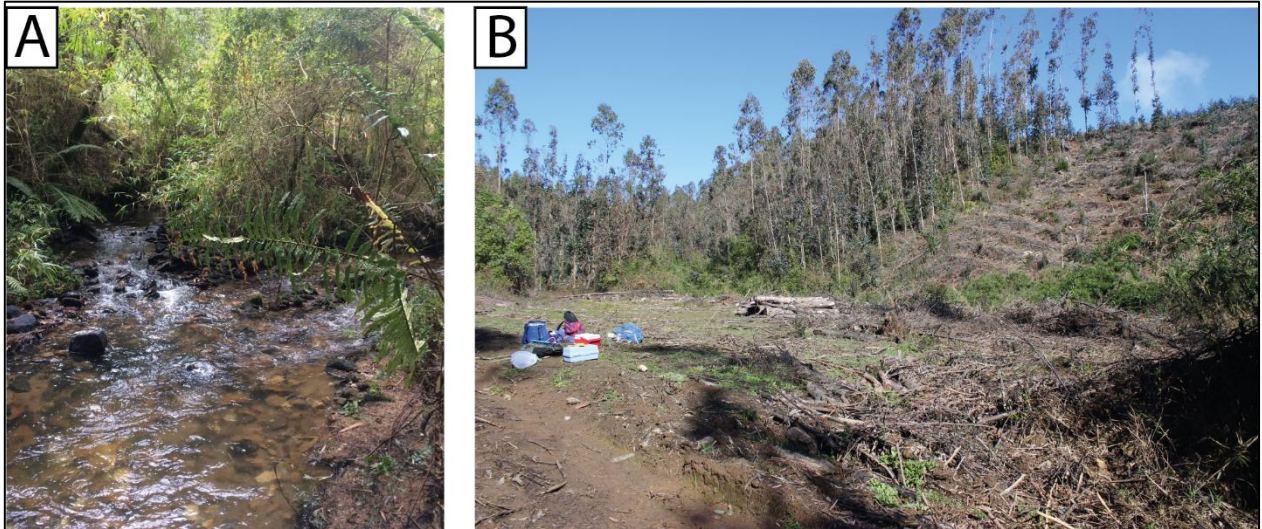


Figura 5.2 Fotografías de sitios de muestreo. A) sitio de muestreo S4, en la cuenca sur. Se aprecia abundante vegetación ribereña conformada por matorrales y helechos. B) sitio de muestro W1 en la cuenca oeste, con evidencia de actividad forestal reciente. Al fondo una plantación de *Eucalyptus* sp.

Los puntos muestreados en cada cuenca se describen en la Tabla 5.2 y Figura 5.3, con su correspondiente área drenada, distribución de uso/cobertura de suelo, y el valor del índice de Intervención (iI). Los drenajes muestreados presentan lecho aluvial-rocoso y en su mayoría son permanentes, a excepción de N0, S1 y S2 cuyas dimensiones y área drenada sugieren que se trata de drenajes intermitentes activos sólo durante la estación húmeda. En la mayoría de los sitios se observó material leñoso interrumpiendo la corriente, con mayor intensidad en CO asociado a las actividades forestales. En W0 y N0 se observaron bostas de ganado aledaños a los drenajes. Para más detalles, las descripciones de terreno de cada sitio se adjuntan en el Anexo 2. Por otro lado, el análisis de la cobertura de suelo muestra que la mayoría de los sitios presenta superficie de plantaciones exóticas en sus cabeceras (1-78%), a excepción de N0 (Figura 5.3). CO es la única cuenca con áreas sin cobertura y de matorral-pradera importantes (>10%). El cálculo de iI revela que los sitios donde predominan los usos de suelo productivos (iI>1) se encuentran mayoritariamente en CO (4/5 sitios), seguido de CN (2/5) y finalmente CS (1/5). Esta última presenta el menor rango de iI entre 0.4-1.1 (Tabla 5.2).

Tabla 5.2 Ubicación y descripción de sitios de muestreo de aguas superficiales. Cada punto define un área drenada correspondiente a una microcuenca con su propia composición de uso y cobertura de suelo. La fila sombreada representa el punto de drenaje de la subcuenca general de la figura 5.1 (oeste, norte, sur). En la tabla Bn = bosque nativo; Pe = plantación exótica; Sc = sin cobertura; Bm = bosque mixto; Ea = exóticas asilvestradas; Mp = matorral pradera; np = no presenta.

Punto	Este (m)	Norte (m)	Elev. (msnm)	Tipo de drenaje	Contexto en el sitio de muestreo	Material leñoso o fecal	Tipo de lecho	Área de drenaje (ha)	Uso/Cobertura de suelo (%)						Índice I
									Bn	Pe	Sc	Bm	Ea	Mp	
<i>Cuenca oeste</i>															
W0	677013	5915647	213.7	permanente	Granja/Deforestación	fecal	aluvial	68	0	47	2	6	0	45	15.7
W1	677414	5916246	186.8	permanente	Cosecha reciente/Deforestación	leñoso	aluvial	27	62	18	19	0	0	1	0.6
W2	677344	5916699	166.2	permanente	matorral	np	aluvial	223	17	51	8	3	0	21	4.0
W3	677332	5917314	106.9	permanente	matorral	leñoso	rocoso	329	15	61	6	2	0	16	4.9
W4	677956	5918180	33.98	permanente	Cosecha reciente/Deforestación	leñoso	rocoso	425	18	62	4	1	0	15	4.3
<i>Cuenca norte</i>															
N0	681851	5919192	330.6	intermitente	matorral-arbóreo	fecal	aluvial	1	100	0	0	0	0	0	0.0
N1	680825	5918208	183.8	permanente	matorral-arbóreo	leñoso	rocoso	87	22	78	0	0	0	0	3.5
N2	680598	5918260	167.8	permanente	matorral-arbóreo	leñoso	aluvial	318	63	33	0	0	2	2	0.6
N3	680916	5917866	198.6	permanente	matorral	leñoso	aluvial	49	33	67	0	0	0	0	2.0
N4	681383	5918671	209.4	permanente	matorral	leñoso	rocoso	61	86	4	0	0	3	7	0.2
<i>Cuenca sur</i>															
S0	681490	5915347	222.16	permanente	matorral-arbóreo	np	rocoso	170	48	47	1	0	4	0	1.1
S1	681519	5915477	250.68	intermitente	matorral-arbóreo	np	aluvial	4	59	1	6	0	34	0	0.7
S2	681942	5915676	253.04	intermitente	matorral-arbóreo	leñoso	aluvial	29	54	42	3	0	1	0	0.9
S3	680369	5916277	155.82	permanente	matorral-arbóreo	leñoso	rocoso	342	69	25	1	0	6	0	0.5
S4	680395	5916371	152.1	permanente	matorral-arbóreo	leñoso	rocoso	343	69	24	1	0	6	0	0.4

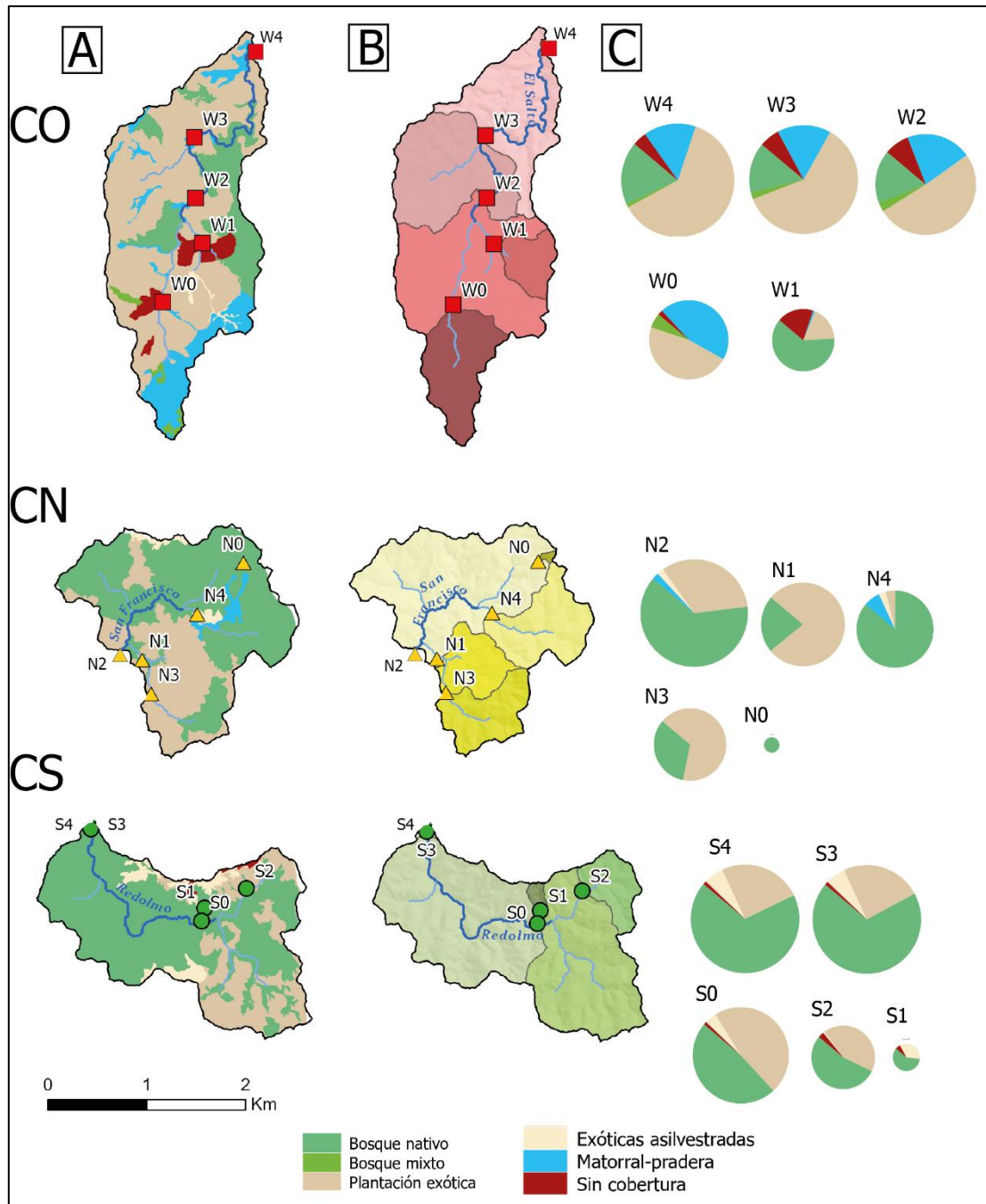


Figura 5.3 Distribución de uso de suelo y área drenada por sitio de muestreo. A) distribución de uso/cobertura de suelo en las cuencas oeste (CO), norte (CN) y sur (CS) con los respectivos sitios de muestreo. B) área drenada por cada sitio de muestreo al considerarla como punto de desagüe y C) distribución de uso/cobertura de suelo por sitio de muestreo. Cada gráfica circular representa la distribución de uso/cobertura de suelo aguas arriba del drenaje en particular muestreado. A su vez, las gráficas están escaladas (logarítmicamente) para representar la diferencia de área drenada entre ellas.

5.2. HIDROGEOQUÍMICA

5.2.1. Parámetros fisicoquímicos

La temperatura (T) de las aguas varía de 8.8 a 13.1°C, siendo S2 (12.3°C) y N4 (13.1°C) los sitios más cálidos (Tabla 5.3). A nivel de cuenca, las temperaturas más altas fueron medidas en CN, con un promedio de 10.6°C, respecto a CO (9.7°C) y CS (9.7°C). Excluyendo los sitios de mayor temperatura, la CS resulta con el menor rango (8.8-9.4°C) seguido de CO (9.2-9.8°C) y CN (9.4-10.4°C; Figura 5.4A). El pH de todas las muestras es similar, con un carácter levemente alcalino, variando entre 7.08-7.44 con un promedio de 7.26 (Figura 5.4B). El nivel de oxígeno disuelto (DO) es considerable, con valores entre 11.29-12.88 mg/L, sin diferencias notorias entre cuencas (Figura 5.4C). La conductividad eléctrica (CE) oscila entre 50-86.3 uS/cm., siendo en CS levemente menor, con un promedio de 68.3 uS/cm, seguida de CO (72.2 uS/cm) y CN (72.6 uS/cm, Figura 5.4D). Estas dos últimas variables muestran una relación con el área de drenaje según la Figura 5.5.

Tabla 5.3 Parámetros fisicoquímicos según cuenca de origen.

Muestra	T (°C)	pH	DO (mg/L)	CE (µS/cm)
<i>Cuenca oeste</i>				
W0	9.4	7.08	11.86	73.5
W1	9.8	7.31	11.59	54.9
W2	10.7	7.25	11.7	73.5
W3	9.4	7.37	12.52	82.5
W4	9.2	7.3	12.88	76.7
Promedio	9.7	7.26	12.11	72.2
<i>Cuenca norte</i>				
N0	10.0	7.28	11.52	53.8
N1	9.4	7.24	11.83	86.3
N2	10.4	7.1	12.32	79.6
N3	10.0	7.15	11.89	74.3
N4	13.1	7.2	11.29	68.9
Promedio	10.6	7.19	11.77	72.6
<i>Cuenca sur</i>				
S0	8.9	7.44	12.4	77.8
S1	9.4	7.31	11.31	50
S2	12.3	7.2	11.82	61.8
S3	9.1	7.33	12.14	76
S4	8.8	7.32	12.36	76
Promedio	9.7	7.3	12.01	68.3
Promedio general	10.0	7.32	12.0	71.0

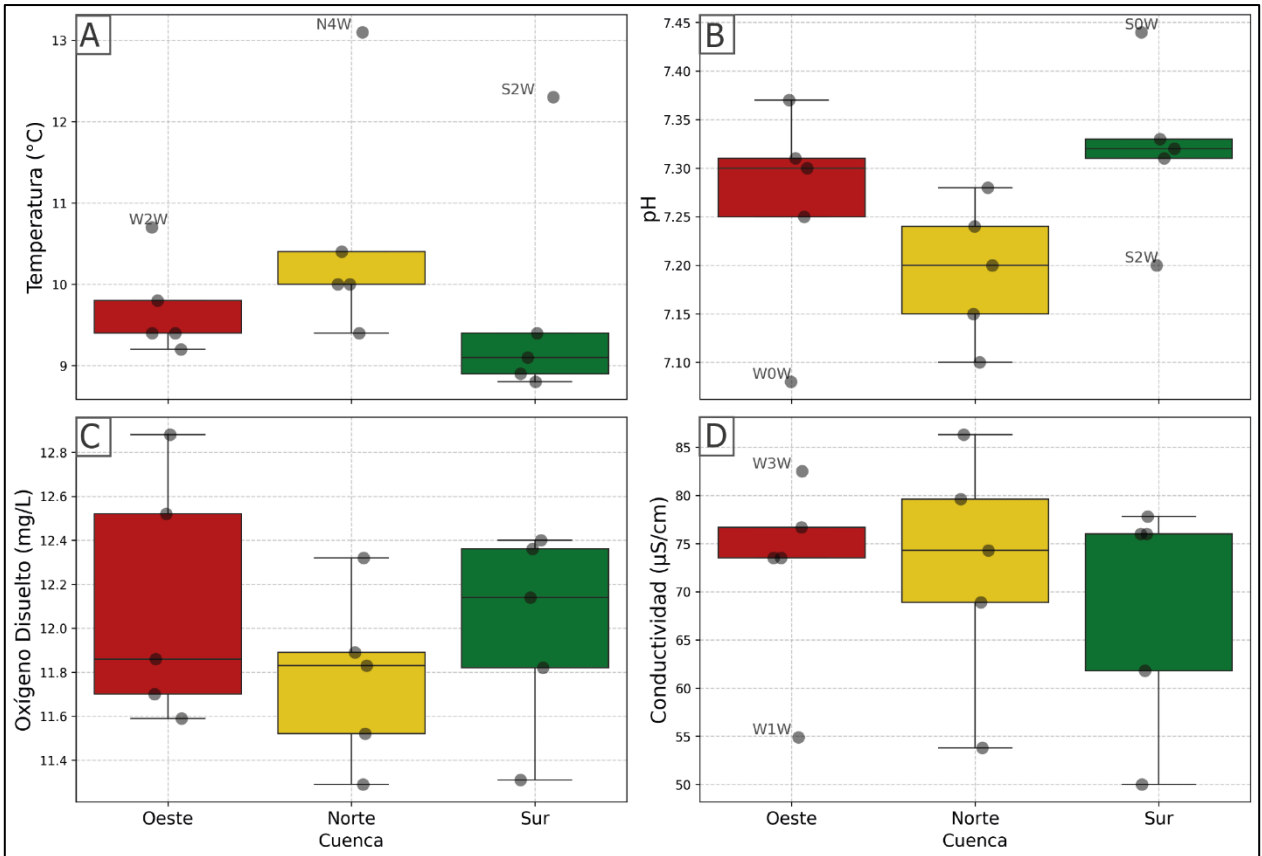


Figura 5.4 Resultados de pH, temperatura (T), oxígeno disuelto (DO) y conductividad eléctrica (CE) por cuenca

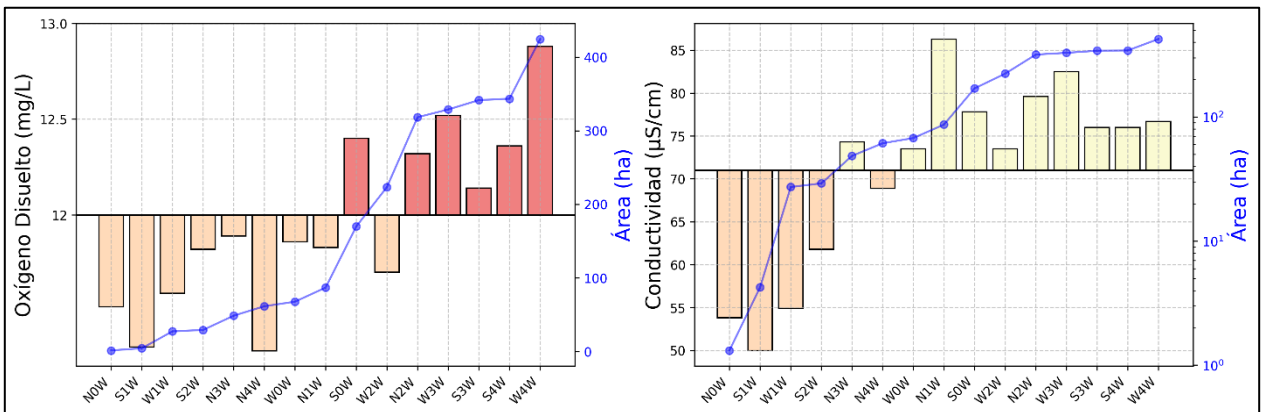


Figura 5.5 Resultados de oxígeno disuelto (DO) y conductividad eléctrica (CE), ordenados según el área drenada de cada sitio de muestreo, indicada en el eje secundario en escala lineal (DO) y logarítmica (CE).

Respecto al índice I, la temperatura, pH y DO muestran una pobre relación lineal ($R^2 < 0.2$, $p < 0.2$), mientras que la conductividad tiene una relación estadísticamente significativa aun cuando la relación lineal no es ajustada ($R^2 > 0.3$, $p < 0.05$, Figura 5.6). El ajuste mejora al considerar sólo las cuencas de menor área drenada (< 100 ha), las cuales tienden a mostrar mayores valores de DO y conductividad eléctrica a mayor iI ($R^2 > 0.45$, $p < 0.2$, Figura 5.7).

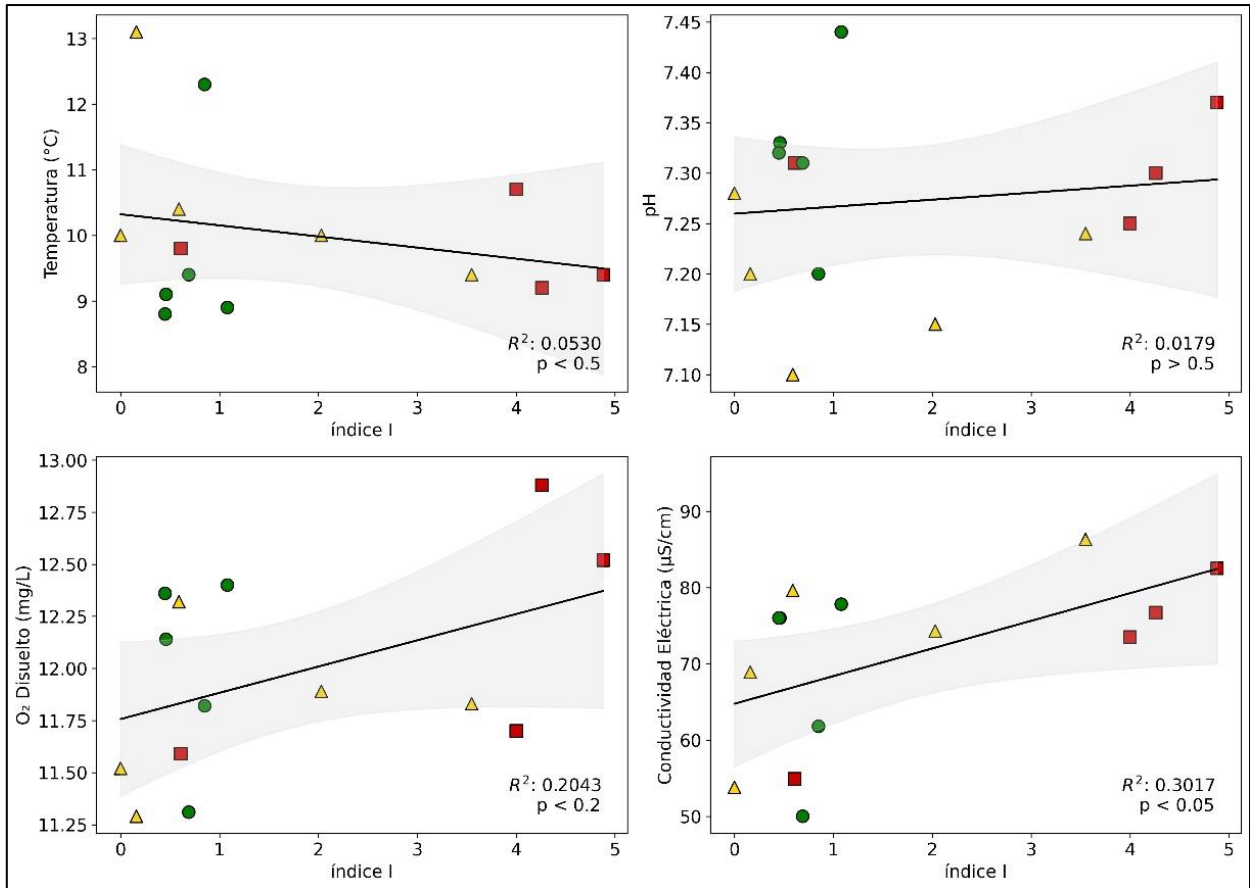


Figura 5.6 Parámetros físico-químicos respecto a índice I para CO (cuadrados rojos), CN (triángulos amarillos) y CS (círculos verdes). El número de muestras consideradas para la regresión lineal es de $n=14$, al no considerar W0 ($I=15$). La banda sombreada representa un intervalo de confianza de 95%.

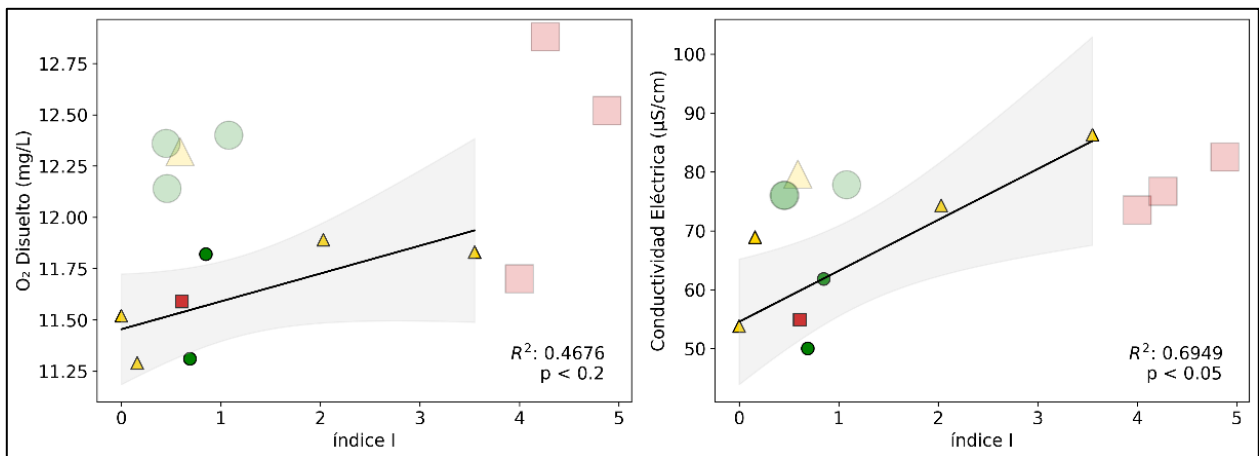


Figura 5.7 DO y conductividad respecto a índice I distinguiendo áreas < 100 ha (opacas) y > 100 ha (con transparencia). El ajuste lineal a la regresión mejora en ambas al discriminar por superficie de área drenada. La banda sombreada representa un intervalo de confianza de 95%.

5.2.2. Elementos mayores

La Tabla 5.4 resume los resultados de elementos mayores en $\mu\text{mol/L}$ y sus errores en el balance de cargas (EB) y de conductividad (δk_{25}), junto con sus principales estadísticas descriptivas por ión analizado. Para todas las muestras, EB y δk_{25} cae en rangos aceptables ($<10\%$), a excepción de W3, N0 y S3. La discusión respecto a estos errores se detalla en el Anexo 3. Respecto al error en el duplicado (ED) y en el estándar (EE), todos los analitos caen en la categoría *aceptable* (Anexo 4).

Tabla 5.4 Base de datos filtrada de elementos mayoritarios disueltos (en $\mu\text{mol/L}$, a excepción de ΣZ^+ y ΣZ^- en ueq/L) y criterios de QAQC (EB y δk_{25}) de las aguas superficiales de Nonguén por cuenca de estudio; a= aceptado; p=precaución. Las muestras p no se consideran para estadísticas. \bar{x} = media aritmética. d.e. = desviación estándar. Cv corresponde al coeficiente de variación ($Cv = \text{d.e.}/\bar{x} \cdot 100$). M corresponde a la clasificación de acuerdo a Meybeck (2003), con D = aguas diluidas y MD = aguas medianamente diluidas. * = valores imputados usando BLD/2.

Muestra	EB (%)	δk_{25} (%)	QA/QC	HCO_3^- (eq)	Cl ⁻	SO_4^{2-}	NO_3^-	F ⁻	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K [*]	SiO ₂	ΣZ^+	ΣZ^-	M
<i>Cuenca oeste</i>																
W0	4.1	-4.9	a	395	183	31.0	3.2	1.6	335	91.8	84.4	26.1	350	714	658	D
W1	-5.4	2.9	a	313	203	15.3	3.9	2.1	279	50.2	50.6	25.1	226	505	563	D
W2	1.6	0.9	a	426	198	25.3	8.1	3.2	318	99.6	81.9	27.9	318	709	687	D
W3	-9.2	-22.6	p	410	195	19.5	7.6	1.6	246	77.4	60.5	22.0	326	544	654	D
W4	4.2	-4.4	a	410	195	24.4	6.6	1.6	329	103.8	78.6	27.9	340	721	663	D
Promedio				386	195	24.0	5.4	2.1	315	86.3	73.9	26.7	308	662	643	
<i>Cuenca norte</i>																
N0	17.6	-12.4	p	33	241	22.6	1.0	0.5*	252	37.4	53.9	22.5	152	458	321	D
N1	0.2	-3.0	a	525	195	32.2	6.3	2.1	361	138.5	67.1	22.8	435	796	793	MD
N2	1.2	-1.3	a	476	194	28.5	3.1	2.1	335	128.5	67.1	23.8	395	750	732	D
N3	3.1	-4.6	a	410	177	27.6	5.5	1.6	348	106.8	53.9	21.0	420	691	650	D
N4	2.8	-2.7	a	361	187	25.8	4.4	1.6	302	100.6	56.8	23.0	366	640	605	D
Promedio				443	188	28.5	4.8	1.8	337	118.6	61.2	22.6	404	719	695	
<i>Cuenca sur</i>																
S0	3.3	-2.7	a	508	146	22.4	3.4	1.6	311	148.7	60.9	21.2	356	752	704	MD
S1	3.2	-5.9	a	213	145	25.4	0.6	0.5*	235	57.9	33.7	18.9	260	437	410	D
S2	4.5	1.1	a	328	140	36.9	11.8	0.5*	261	111.6	45.7	31.5	296	607	554	D
S3	12.2	-13.9	p	329	158	29.2	0.2*	1.6	305	141.5	60.9	21.0	366	730	571	D
S4	5.1	-3.6	a	459	154	23.2	0.8	1.6	302	144.2	60.1	21.7	365	733	662	D
Promedio				377	146	27.0	4.2	1.6	277	115.6	50.1	23.3	319	632	583	
<i>Parámetros resumen</i>																
Min				213	140	15.3	0.6	0.5	235	50.2	33.7	18.9	226	437	410	
Max				525	203	36.9	11.8	3.2	361	149.0	84.4	31.5	435	796	793	
\bar{x}				402	176	26.5	4.8	1.8	310	106.9	61.7	24.2	344	671	640	
Desv. est.				89	23	5.5	3.1	0.7	37	31.1	15.1	3.6	62	102	94	
Cv (%)				22	13	21	65	43	12	29	25	15	18	15.3	15	

El contenido aniónico está dominado por HCO_3^- y Cl^- con promedios de 402 y 176 $\mu\text{mol/L}$ respectivamente, seguido de SO_4^{2-} (26.5 $\mu\text{mol/L}$), NO_3^- (4.8 $\mu\text{mol/L}$) y F^- (1.7 $\mu\text{mol/L}$). La composición catiónica esta dominada por Na^+ y Ca^{2+} con medias de 310 y 107.1 $\mu\text{mol/L}$, seguida de Mg^{2+} (61.7 $\mu\text{mol/L}$) y K^+ (24.2 $\mu\text{mol/L}$). La concentración de sílice alcanza un promedio de 344 $\mu\text{mol/L}$, siendo la segunda especie más abundante después de HCO_3^- . De acuerdo al contenido catiónico ($\sum Z^+$), las muestras se clasifican como diluídas (D) a medianamente diluidas (MD, Meybeck, 2003).

En comparación con el promedio, es NO_3^- seguido de F^- los aniones que presentan mayor dispersión con Cv de 65% y 43% respectivamente. Los cationes con mayor variabilidad son Ca^{2+} y Mg^{2+} con Cv de 29% y 25% cada uno. En términos de órdenes de magnitud, las especies F^- y NO_3^- varían entre 10^{-1} y 10^1 ; K^+ , SO_4^{2-} , Mg^{2+} y Ca^{2+} entre 10^1 y 10^2 , y finalmente Ca^{2+} , Cl^- , Na^+ , SiO_2 y HCO_3^- entre 10^2 y 10^3 $\mu\text{mol/L}$ (Figura 5.8).

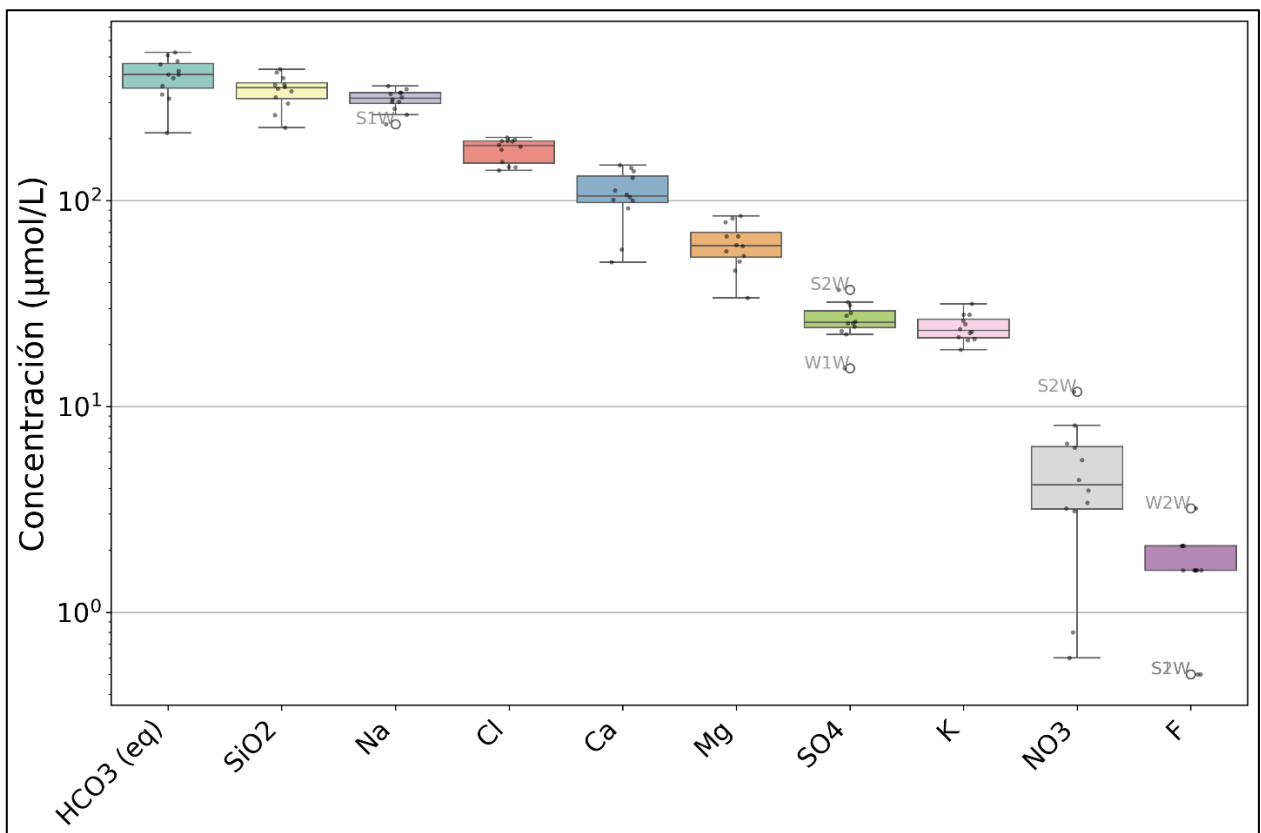


Figura 5.8 Distribución general de elementos mayores en diagramas boxplot. Fuera de las cajas, las muestras con valores anómalos son etiquetadas en gris. Para la construcción de las cajas no se considera las muestras evaluadas como precaución en el QAQC.

El análisis promedio por cuenca revela para CO un predominio de las especies Cl^- , Mg^{2+} , K^+ , NO_3^- y F^- , y un empobrecimiento notorio en Ca^{2+} . Por otro lado, CS muestra un empobrecimiento notorio en Cl^- , Mg^{2+} y F^- respecto al resto de las cuencas, compartiendo el predominio en Ca^{2+} con CN. Por último, CN presenta el mayor promedio de HCO_3^- y Na^+ , y valores intermedios para Cl^- , Mg^{2+} y NO_3^- .

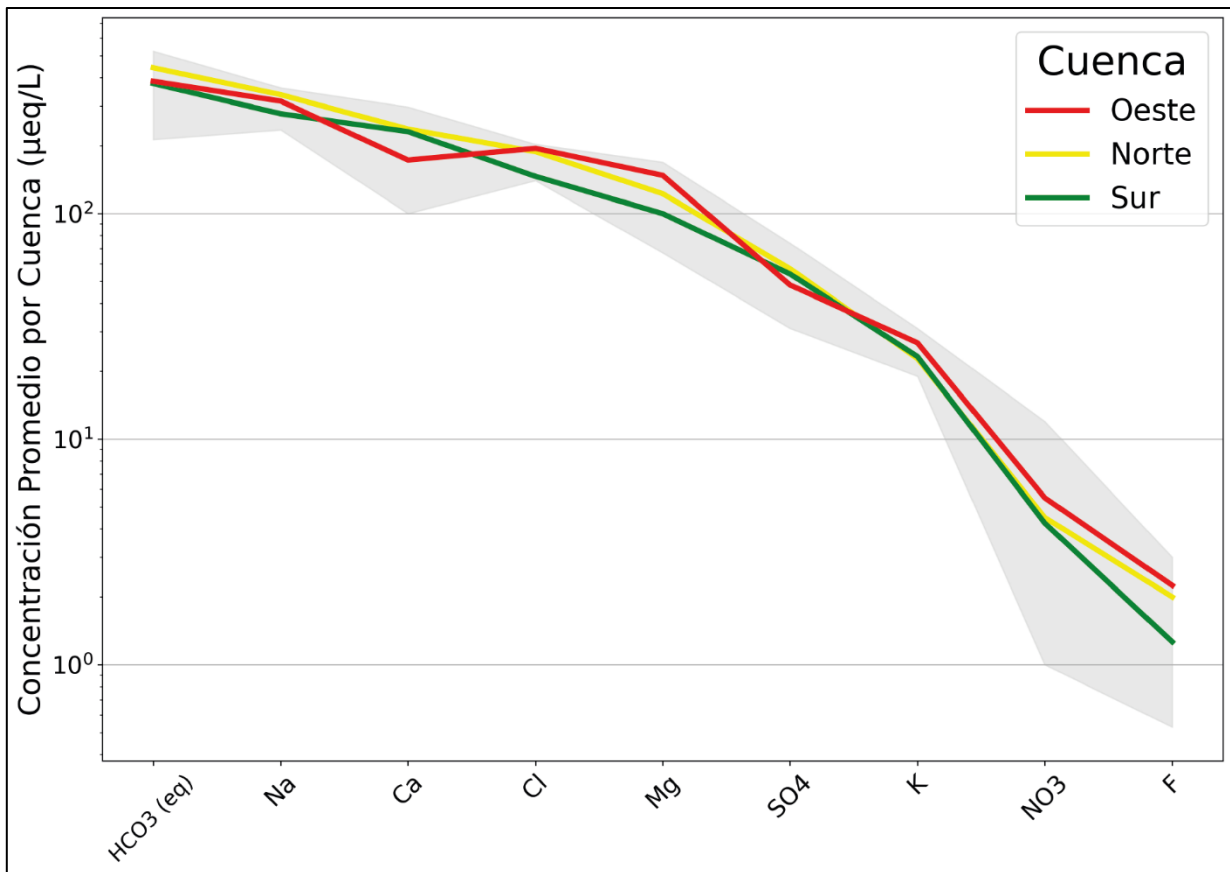


Figura 5.9 Diagrama de líneas mostrando la composición promedio de iones por cuenca. El sombreado gris de fondo representa el rango de valores del conjunto (N=12). Todos los iones se encuentran en µeq/L.

Los diagramas ternarios Piper agrupan las aguas en el dominio bicarbonatado en los aniones, y entre tipo Mixta y Sódica para los cationes (Figura 5.10). Los mismos revelan un trend asociado al área drenada, que en la composición aniónica tiende a acercarse al vértice carbonatado, mientras en la composición catiónica tiende a acercarse a los vértices cálcico y magnésico, para CS y CN respectivamente. El diagrama Piper sintetiza en una tendencia desde Bicarbonatada sódica hacia Bicarbonatada Ca-Mg, de menor a mayor área drenada, respectivamente.

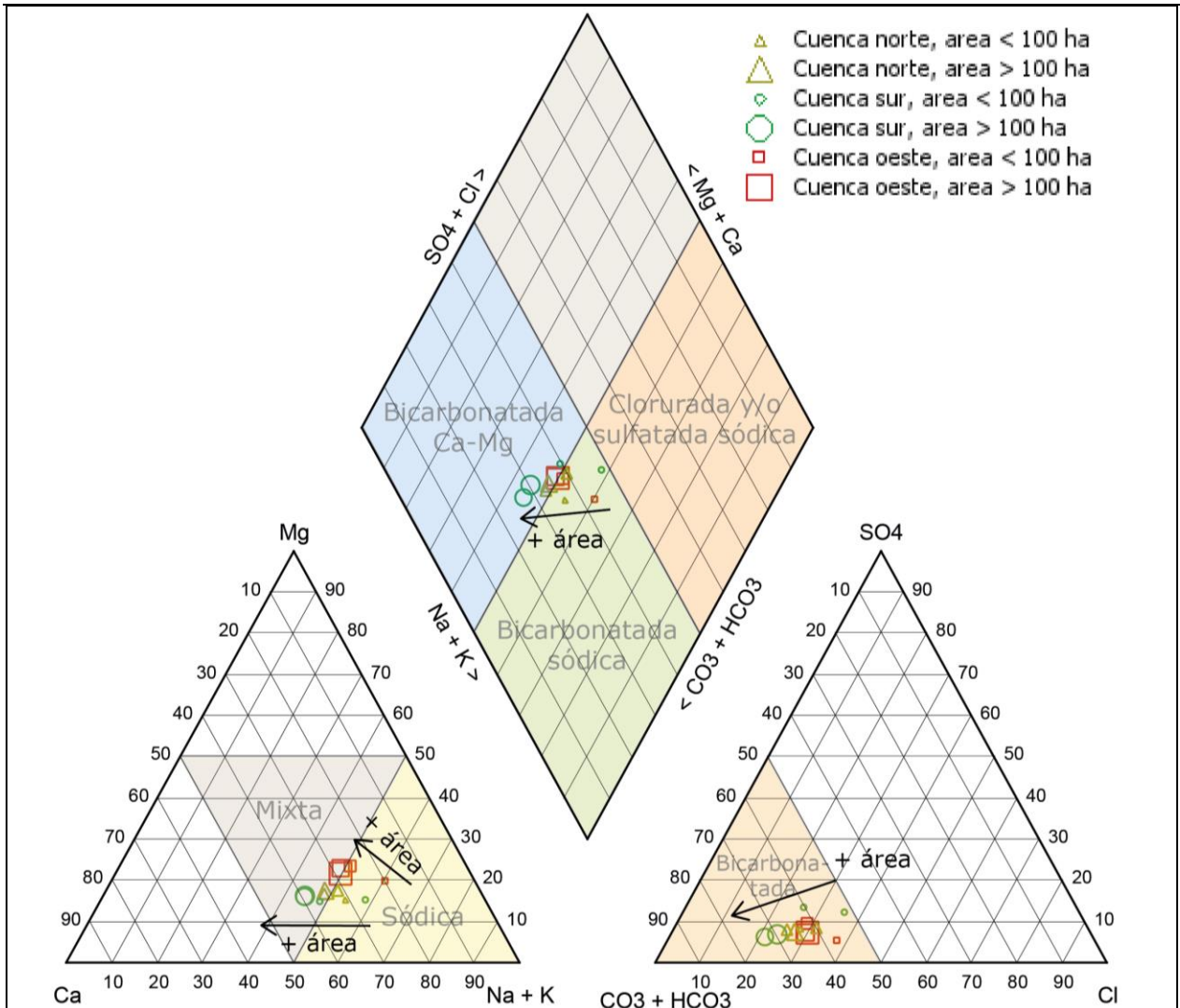


Figura 5.10 Diagrama Piper (en % de eq/L) para muestras de aguas superficiales coloreadas según cuenca de procedencia. Se muestran además los trends sugeridos controlados por el área drenada de cada punto.

Las muestras provenientes de subcuencas con alto índice I tienden a mostrar mayores valores de Mg^{2+} y NO_3^- ($R^2 > 0.5$, $p < 0.05$, Figura 5.11A y B). K^+ y Na^+ muestran también tendencias positivas respecto a I, aún cuando su nivel de ajuste y significancia es menor ($R^2 > 0.28$, $p < 0.2$, Figura 5.11C y D). El resto de los elementos pareciera no ser influenciado de forma general por esta variable ($R^2 < 0.2$, $p > 0.2$, Figura 5.11E, F, G, H, I).

Los iones HCO_3^- , Ca^{2+} y SiO_2 muestran tendencias diferenciadas en relación al área drenada. Mientras los sitios con áreas < 100 ha aumentan su concentración a mayor I ($R^2 > 0.47$, $p < 0.2$, $n=6$),

los sitios con áreas >100 ha disminuyen su concentración en el mismo sentido ($R^2 > 0.68$, $p < 0.2$, $n=5$, Figura 5.12).

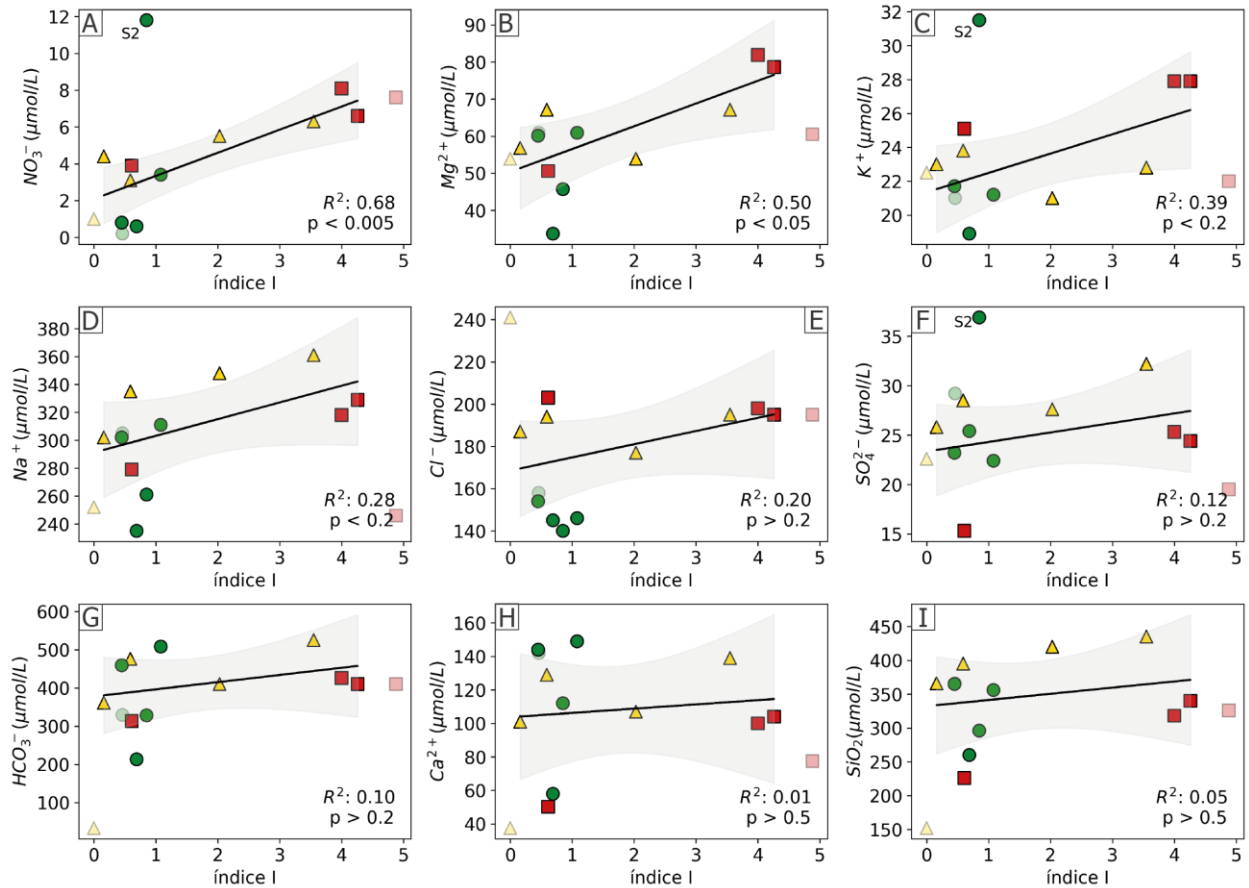


Figura 5.11 Concentraciones de los distintos elementos mayoritarios respecto a índice I en $\mu\text{mol/L}$. El número de muestras consideradas para la regresión lineal es de $n=10$, al no considerar las muestras “precaución” (con transparencia en la figura), y las muestras W0 (I=15) y S2 (outlier respecto a NO_3^- , K^+ y SO_4^{2-}).

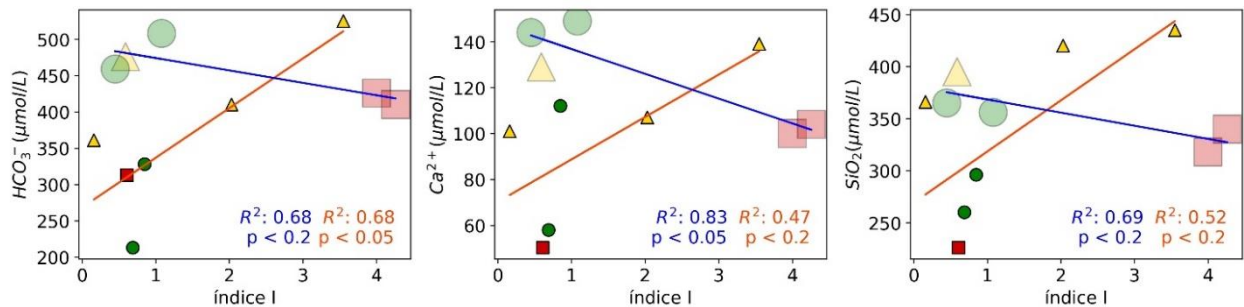


Figura 5.12 Concentraciones de HCO_3^- , Ca^{2+} y SiO_2 respecto a índice I diferenciados por área drenada <100 ha (símbolos opacos pequeños) y área >100 ha (grandes transparentes). Se diferencian los parámetros de regresión de cada recta según color.

5.2.3. Isótopos de O y H

La Tabla 5.6. muestra los resultados de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y $\delta^2\text{H}$ (‰) para las 11 muestras analizadas, distribuidas en CO (5), CN (5) y CS (1). De estas, la muestra N0 arroja valores positivos excesivamente enriquecidos (+12.48‰ y +28.7‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ respectivamente) por lo que se descarta de los análisis posteriores (ver Anexo 4 para su discusión). En las 10 muestras restantes, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ varían entre -4.41‰ a -4.10‰ y -29.5‰ a -27.1‰ respectivamente.

Tabla 5.5 Composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ (‰) y $\delta^2\text{H}$ (‰) relativos al estándar internacional VSMOW para las muestras de la cuenca de Nonguén. Se incluyen los valores de desviación estándar (d.est) informados por muestra y la distancia a la línea meteórica local (LMWL) considerando como tal la línea Chile-LMWL (Sánchez-Murillo *et al.*, 2018). La columna QAQC indica la categoría de calidad asociada al dato, donde a=aceptado y d=descartado. Los valores NaN corresponden a resultados no recuperados del laboratorio. * promedio considera también a la muestra de la cuenca sur S0.

Muestra	QAQC	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	1 d.est. $\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$ (‰)	1 d.est. $\delta^2\text{H}$	lc-excess
<i>Cuenca oeste</i>						
W0	a	-4.22	0.09	-28.6	0.28	0.27
W1	a	-4.02	0.02	-27.1	0.12	0.34
W2	a	-4.14	0.05	-27.8	0.21	0.47
W3	a	-4.10	0.08	-27.4	0.36	0.58
W4	a	-4.18	0.02	-27.8	0.14	0.84
Promedio		-4.13	0.05	-27.73	0.22	0.50
<i>Cuenca norte</i>						
N0	d	12.48	0.11	28.7	0.37	-
N1	a	-4.16	0.07	-28.6	0.34	-0.13
N2	a	-4.41	0.05	-29.5	0.37	0.79
N3	a	-4.38	0.03	-29.5	0.13	0.64
N4	a	-4.25	0.10	-29.4	0.53	-0.25
Promedio*		-4.31	0.05	-29.29	0.34	0.34
<i>Cuenca sur</i>						
S0	a	-4.38	0.01	-29.5	0.30	0.64
S1		NaN	NaN	NaN	NaN	-
S2		NaN	NaN	NaN	NaN	-
S3		NaN	NaN	NaN	NaN	-
S4		NaN	NaN	NaN	NaN	-

La regresión lineal de $\delta^2\text{H}$ para las muestras es de $\delta^2\text{H} = 6.66 \delta^{18}\text{O} - 0.38$ ($R^2 = 0.857$, $p < 0.0001$, Figura 5.13). En relación a líneas meteóricas definidas por trabajos previos, las muestras exhiben una relación espacial estrecha respecto a la línea meteórica regional de Chile-LMWL (Sánchez-Murillo *et al.*, 2018), en comparación a la línea meteórica global (Craig, 1961), y la línea de aguas continentales obtenida de lagos del sur de Chile (W. P. Scott *et al.*, 2021). El análisis por cuenca revela que las muestras de CO tienen valores isotópicos consistentemente más pesados, con un promedio igual a -4.13‰ y -27.73‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respecto al promedio de -4.31‰ y -29.29‰ correspondiente a CN+S0. En promedio, las aguas de CO se encuentran levemente más alejadas de la LMWL ($\text{lc-excess}_{\text{CO}} = 0.50\text{‰}$) que las aguas de CN+S0 ($\text{lc-excess}_{\text{CN+S0}} = 0.34\text{‰}$). Del conjunto, N1 y N4 exhiben valores lc-excess negativo (-0.13‰ y -0.25‰) ubicándose bajo la Chile-LMWL, mientras el promedio de los valores positivos es de 0.53‰ (Figura 5.13).

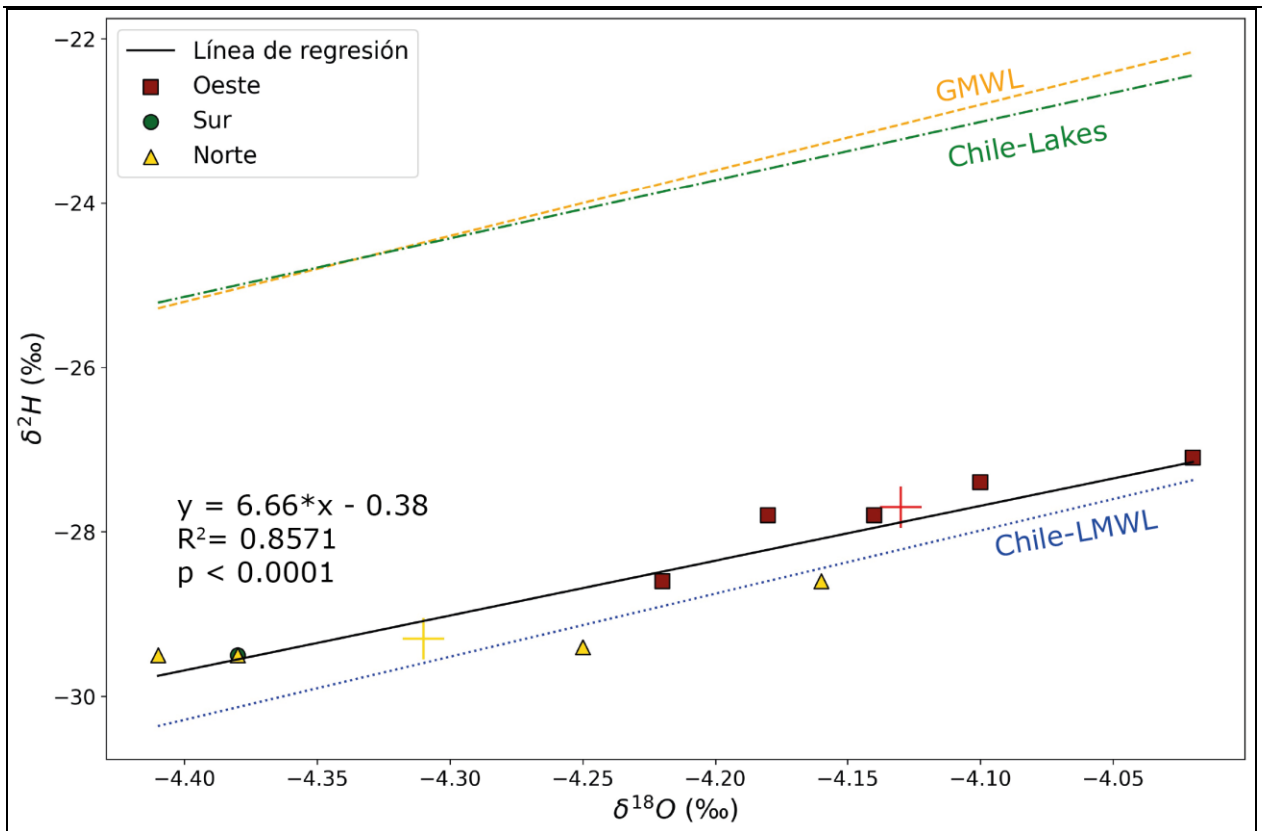


Figura 5.13 Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para las muestras de aguas superficiales según cuenca de origen. La línea sólida negra representa la regresión inferida a partir de los resultados obtenidos ($\delta^2\text{H} = 6.66\delta^{18}\text{O} - 0.38$, $p < 0.0001$). Las cruces roja y amarilla representan los valores promedios para CO y CN+S0, respectivamente. Además, en naranja la Línea Meteórica Global (GMWL, $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$; Craig, 1961); en azul la línea meteórica regional para Chile continental (Chile-LMWL, $\delta^2\text{H} = 7.66\delta^{18}\text{O} + 3.42$; Sánchez-Murillo *et al.*, 2018); y en verde la regresión a partir de lagos del sur de Chile (Chile-Lakes, $\delta^2\text{H} = 7.1\delta^{18}\text{O} + 6.1$; W. P. Scott *et al.*, 2021).

El análisis cuantitativo revela que las muestras con mayores valores iI tienden a presentar composiciones isotópicas relativas más pesadas ($R^2 > 0.66$, $p < 0.05$) a tasas de 0.46‰ en δ^2H y 0.06‰ en $\delta^{18}O$ por unidad de iI , aun cuando esta relación se quiebra hacia cuencas de pequeña superficie como W1. Por otro lado, el valor de lc -excess no parece estar influenciado por iI , con un ajuste pobre y un bajo nivel de significancia ($R^2 = 0.04$, $p > 0.5$, Figura 5.14).

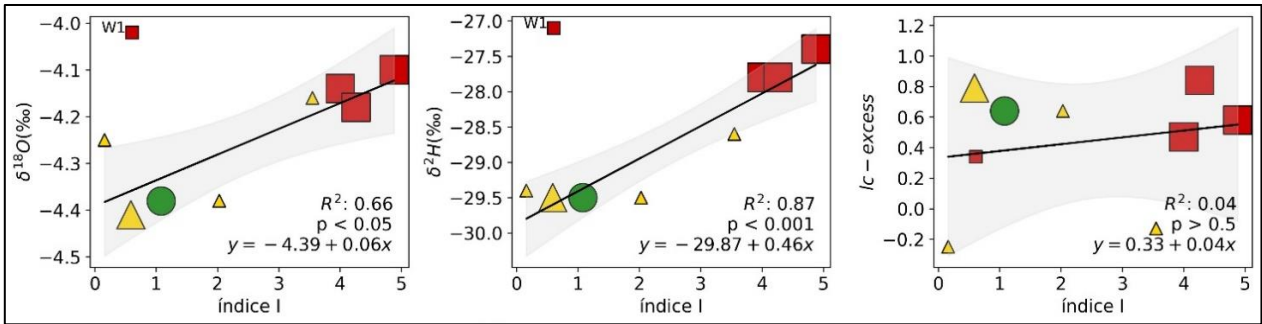


Figura 5.14 Relación de $\delta^{18}O$, δ^2H y lc -excess respecto a índice I para las muestras de CO (cuadrados rojos), CN (triángulos amarillos) y CS (círculos verdes). El tamaño de los símbolos representa las áreas drenadas >100 ha (símbolos grandes) y <100 ha (símbolos pequeños).

Dentro de CO, la composición isotópica más pesada se asocia a actividades de cosecha reciente en el punto W1 ($\delta^2H = -27.1$ ‰, Figura 5.15). En contraste, el punto aguas arriba W0, asociado a actividades de ganadería, presenta valores comparables con las cuencas CN y CS ($\delta^2H = -28.6$ ‰).

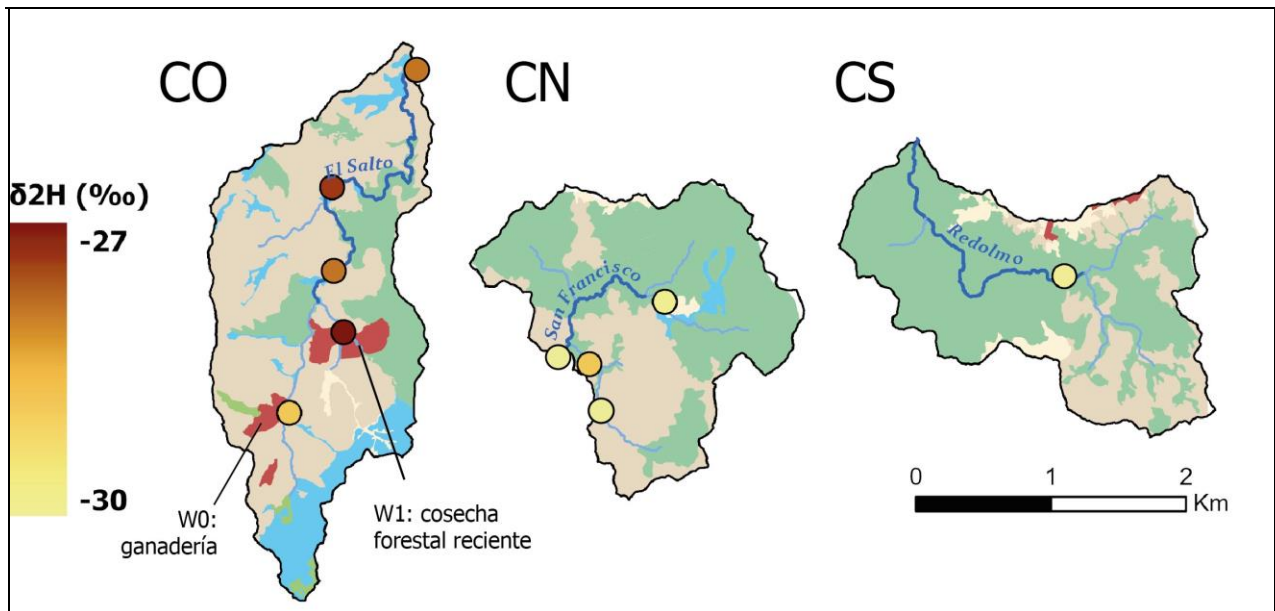


Figura 5.15 Distribución espacial de δ^2H en CO, CN y CS. Se observa una relación espacial entre el valor más enriquecido en W1 y la actividad de cosecha forestal reciente.

6. DISCUSIONES

Al comparar la composición de las aguas que fluyen por cuencas dominadas por coberturas boscosas respecto a aquellas intervenidas con plantaciones y otros usos forestales, se identificaron diferencias geoquímicas e isotópicas relevantes. Las aguas que drenan la cuenca de uso forestal (CO) muestran mayores concentraciones promedio de Na^+ , Cl^- , Mg^{2+} , K^+ y NO_3^- , así como un empobrecimiento en Ca^{2+} respecto a CN y CS. Evaluado cuantitativamente usando el índice de Intervención (iI), una mayor superficie de intervención forestal viene acompañado de un aumento estadísticamente significativo en la conductividad eléctrica ($p < 0.05$) y de las concentraciones de NO_3^- ($p < 0.005$) y Mg^{2+} ($p < 0.05$). Junto a esto, se observó un enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ asociado a CO y una relación directa con iI ($p < 0.05$). Además, es en CO donde en promedio las aguas se distribuyen más lejanas respecto a la línea meteórica local ($lc\text{-}excess_{\text{CO}} = 0.50\text{‰} > lc\text{-}excess_{\text{CN+SO}} = 0.34\text{‰}$).

Una de las ventajas de realizar mediciones en cuencas pequeñas es la posibilidad de asumir como homogénea la composición de la precipitación atmosférica en toda el área de estudio. Al descartar este factor, la variabilidad en las aguas superficiales puede ser explicada mediante procesos que impliquen la ganancia/pérdida de iones, los cuales incluyen la contaminación antrópica (domiciliaria y/o industrial), reacciones de meteorización/disolución de minerales y/o fenómenos de intercambio iónico, adsorción y fijación que involucren la interacción con minerales arcillosos (Sugawara, 1967).

En este marco, se discutirán las principales diferencias observadas en la composición de las aguas evaluadas en este estudio.

6.1. CONTENIDO DE IONES MAYORITARIOS

6.1.1. Nitrato

Las concentraciones de NO_3^- en las aguas superficiales de la cuenca de uso forestal (CO) son, en promedio, más elevadas que en otras cuencas y muestran una tendencia creciente con el aumento de iI. Esto sugiere que las actividades forestales impactan significativamente la geoquímica del agua, favoreciendo la exportación de nutrientes desde el suelo hacia las aguas superficiales. Estudios previos, como el de Oyarzún *et al.* (2007), también han reportado flujos elevados de

nitrógeno en cuencas forestales, debido a una menor capacidad de retención de nutrientes en comparación con bosques nativos.

La mayor carga disuelta en estas áreas se refleja en la conductividad eléctrica, la cual aumenta en correlación con el iI, señalando que una mayor intervención del suelo incrementa la concentración de solutos. Esta movilización se ve facilitada por procesos de erosión, que son más intensos en suelos bajo plantaciones forestales. Según Aburto *et al.* (2021), las tasas de erosión en suelos forestales son significativamente mayores que en los bosques nativos, en parte debido a la menor protección ofrecida por la capa de mantillo (*litter layer*). Este manto orgánico, al ser menos eficaz en plantaciones, permite una mayor movilización de materia orgánica en descomposición, la cual es fuente de NO_3^- que termina en los cuerpos de agua.

Según el trabajo recopilatorio de Meli *et al.*, (2024), la conversión de bosques hacia usos forestales intensivos tendría como consecuencia una mayor generación de flujos superficiales (*overland flow*) en desmedro de procesos de infiltración. Esta modificación en el régimen hídrico podría favorecer la exportación de iones superficiales como el NO_3^- .

6.1.2. Magnesio y Potasio

Las concentraciones de Mg^{2+} y K^+ en las aguas superficiales son significativamente más altas en la cuenca de uso forestal (CO), y en el caso del Mg^{2+} , muestran un aumento proporcional al incremento de iI. Este patrón sugiere que las actividades forestales influyen de manera directa en el transporte de estos solutos, con el Mg^{2+} mostrando una relación particularmente significativa ($p < 0.05$) con el grado de intervención del suelo.

En ambientes graníticos, la disponibilidad de Mg^{2+} y K^+ en el subsuelo proviene originalmente de la meteorización de minerales como biotita, anfíboles y feldspatos (Nédeltcheva *et al.*, 2006). Estos iones, una vez liberados, pueden ser retenidos mediante procesos de adsorción e intercambio catiónico, particularmente en suelos con una mayor fracción arcillosa. En su estudio sobre los suelos graníticos de la cuenca de Nonguén, Castillo *et al.* (*in review*) reporta que los suelos bajo bosque nativo contienen concentraciones más elevadas de Mg^{2+} , K^+ y Ca^{2+} intercambiables, en comparación con los suelos bajo plantaciones forestales. Este contraste se atribuye a diferencias en la mineralogía: mientras que los suelos nativos presentan arcillas como la vermiculita, que es

altamente eficaz en el intercambio catiónico, los suelos forestales están dominados por minerales menos activos, como la caolinita y la goetita.

La vermiculita, un mineral del tipo 2:1, tiene la capacidad de retener preferentemente el Mg^{2+} en su estructura interlaminar, a diferencia del caolín, cuya configuración 1:1 limita su capacidad de intercambio catiónico (Levy & Shainberg, 1972). Por lo tanto, se puede inferir que, bajo bosque nativo, el intercambio catiónico y la adsorción de Mg^{2+} y K^+ son más eficientes, lo que explicaría su mayor retención en comparación con suelos forestales. Estas arcillas, según los antecedentes presentados por Castillo *et al.* (*in review*), se observan principalmente en capas someras del subsuelo, a partir de ~1 metro de profundidad.

6.1.3. Calcio, Sílice y HCO_3^-

A diferencia de la mayoría de los iones, las concentraciones promedio más altas de Ca^{2+} , HCO_3^- y SiO_2 se registran en las cuencas con menor intervención forestal (CS y CN). Cuando se consideran subcuencas mayores a 100 ha, estos solutos muestran una tendencia inversa respecto a iL, lo que sugiere que los procesos geoquímicos en estas áreas están dominados por interacciones más profundas dentro del regolito y la roca madre.

En rocas ígneas, el Ca^{2+} se deriva principalmente de la meteorización de anfíboles cálcicos como la hornblenda (ej. Nédeltcheva *et al.*, 2006) aun cuando soluciones sólidas como la plagioclasa pueden aportar, junto con la disolución de trazas de calcita (A. F. White *et al.*, 1999). En zonas de desarrollo profundo de regolito como la cordillera de la Costa, es común observar un empobrecimiento superficial en Ca^{2+} , asociado a la disolución de anfíboles, plagioclasas y calcita accesoria (e.g. Bustos *et al.*, 2022). En el caso de los Granitoides de Concepción, de composición diferenciada, la fuente más probable de Ca^{2+} son anfíboles y plagioclasas, reportadas por Castillo *et al.* (*in review*) y Creixell (2001) respectivamente. Así, una mayor concentración de Ca^{2+} implica la interacción con zonas del regolito más profundas, donde la disolución de plagioclasas y anfíboles aún es parcial.

La alcalinidad (HCO_3^- en este estudio) también puede ser interpretado como un proxy para evaluar el tiempo de contacto entre la matriz geológica y el agua (Wolock *et al.*, 1989), lo que es coherente

con la afirmación de que CO registra flujos más someros (HCO_3^- promedio = 386 $\mu\text{mol/L}$) respecto a CN (HCO_3^- promedio = 443 $\mu\text{mol/L}$) y CS (HCO_3^- promedio = 402 $\mu\text{mol/L}$).

Por otro lado, la presencia de SiO_2 en las aguas superficiales se asocia a la meteorización de minerales silicatados. Este proceso es generalmente de larga duración y está condicionado por la interacción sostenida entre el agua y minerales como plagioclasas, micas y ferromagnesianos. Tal como lo señala Asano *et al.* (2003), la presencia de sílice en las aguas suele estar relacionada con la profundidad y tiempo de permanencia de las aguas subterráneas, siendo mayor conforme aumenta la interacción con el basamento rocoso. Los resultados obtenidos indican mayores concentraciones para la CN (SiO_2 promedio = 404 $\mu\text{mol/L}$), seguido de CS (SiO_2 promedio = 319 $\mu\text{mol/L}$) y finalmente CO (SiO_2 promedio = 308 $\mu\text{mol/L}$), lo que refuerza la hipótesis de que, en las cuencas menos intervenidas, los solutos reflejan una mayor participación de flujos profundos que atraviesan el regolito y la roca madre.

En síntesis, los resultados sugieren que las actividades forestales favorecen el transporte preferencial de solutos a nivel superficial y sub-superficial, potenciando la erosión e inhibiendo procesos de intercambio iónico. Por otra parte, la compactación del suelo y la pérdida de porosidad limitaría las interacciones más profundas en la matriz geológica (ej. meteorización de feldespatos) influyendo en las concentraciones de Ca^{2+} , HCO_3^- y SiO_2 .

La Figura 6.1 esquematiza los procesos inferidos tomando como referencia NO_3^- , Mg^{2+} y Ca^{2+} representando el ambiente superficial, sub-superficial somero y profundo, respectivamente. En el caso del bosque orientado a conservación (CS y CN, Figura 6.1A), el flujo de entrada es principalmente sub-superficial. Esto permite la interacción con zonas profundas del regolito con presencia aún de plagioclasa y anfíbol, promoviendo la incorporación de Ca^{2+} hacia la escorrentía. Además, la mineralogía de arcillas del subsuelo somero, compuesta entre otras por vermiculita, permite el secuestro de Mg^{2+} y su posterior emprobecimiento en las aguas superficiales. En el ambiente superficial, la no-formación de flujos superficiales erosivos permite la fijación y acumulación del nitrato (NO_3^-) en las capas orgánicas.

Para las cuencas de uso forestal (CO, Figura 6.1B) el flujo de entrada es principalmente superficial. Esto fomenta la erosión, la interacción con materia orgánica, y la incorporación de NO_3^- a la

escorrentía. A su vez, la mineralogía de arcillas, compuesta principalmente por caolinita, inhibe el intercambio catiónico de las arcillas, aumentando la concentración de Mg^{2+} en los flujos someros. Finalmente, la ausencia de flujos profundos se explica por la compactación del suelo a raíz del uso forestal y la pérdida de infiltración.

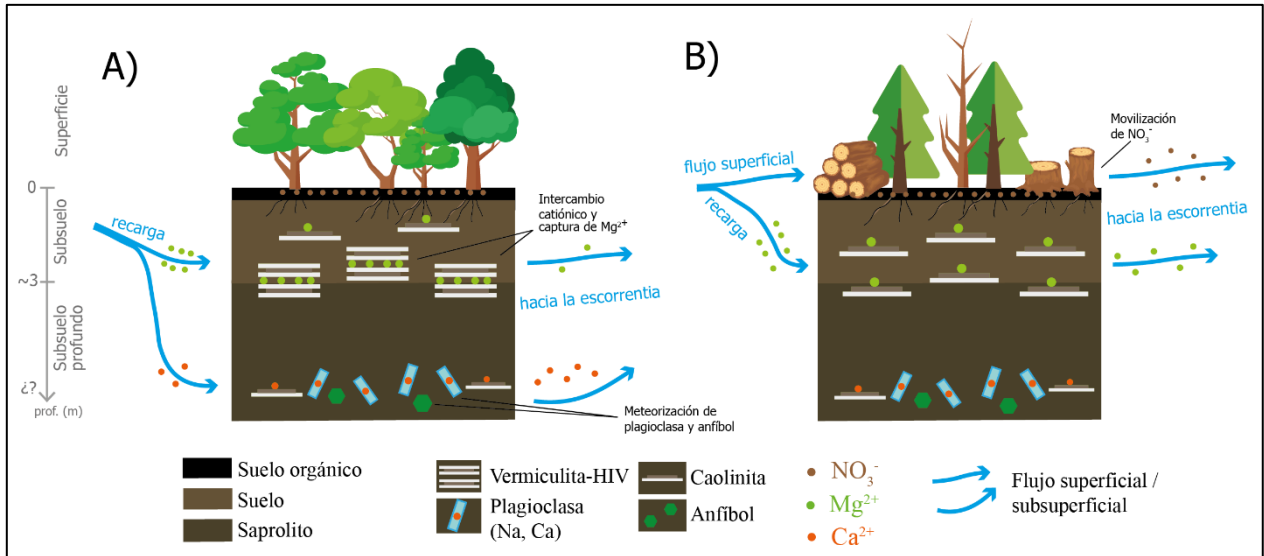


Figura 6.1 Esquema ilustrativo de los procesos inferidos en la interacción agua-suelo-roca, a partir de las diferencias observadas en la geoquímica de elementos mayores en la cuenca de Nonguén. A) Esquema representando el caso del bosque orientado a conservación (CS y CN). B) Esquema representando cuencas de uso forestal (CO).

6.2. ENRIQUECIMIENTO EN δ^2H Y $\delta^{18}O$

El análisis isotópico en la cuenca de Nonguén ofrece una perspectiva valiosa sobre el impacto de las perturbaciones en el régimen hidrológico. Los datos obtenidos muestran que las composiciones isotópicas de las aguas superficiales se alinean con la línea meteórica local de Chile (Chile-LMWL), confirmando su origen meteórico (Figura 5.13). En cuencas pequeñas y boscosas como la de Nonguén, el tiempo de tránsito del agua puede variar entre meses y años (McGuire & McDonnell, 2006), y la escorrentía suele estar dominada por flujos subsuperficiales provenientes de reservorios poco profundos (Chow *et al.*, 1996; McGuire & McDonnell, 2010), los que son alimentados por la precipitación preferentemente durante la estación húmeda.

Dado que los puntos de muestreo cubren un área local (aproximadamente 6 x 4 km) y fueron recolectados en un corto periodo (~1 mes), es razonable asumir que la precipitación tuvo una composición isotópica relativamente homogénea (ej. Yoshihara *et al.*, 2022). Bajo esta premisa,

las variaciones observadas en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ pueden atribuirse a procesos que suceden conforme el agua transita a través de la cuenca.

En este contexto, se observa una distinción leve, a lo largo de la LMWL, entre las aguas provenientes de CN+S0 (uso de conservación) y aquellas asociadas a CO (usos forestales-productivos). Esta diferencia podría explicarse mediante procesos de mezcla entre un reservorio subterráneo (>3 m de profundidad) empobrecido y aguas superficiales relativamente enriquecidas, representativas de aguas meteóricas (Figura 6.2). Según Jasechko (2019), este patrón es común en regiones templadas-mediterráneas como Nonguén, donde el almacenamiento en el subsuelo se recarga principalmente en la estación húmeda y fría, lo que produce una firma isotópica más ligera que la media meteórica. De este modo, las composiciones empobrecidas reflejarían una mayor influencia de aguas subterráneas, mientras que las más enriquecidas evidenciarían un mayor aporte relativo de aguas meteóricas.

Las condiciones de uso del suelo son coherentes con esta interpretación, particularmente en zonas con alta intervención antrópica. En subcuencas con un alto índice de intervención (iI), la cobertura vegetal es más escasa y está dominada por especies como el *Eucalyptus* sp., las cuales favorecen una mayor salida de agua por evapotranspiración, en desmedro de la infiltración (Iroumé *et al.*, 2021; Lara *et al.*, 2009). Las actividades forestales también compactan el suelo, limitando la recarga de los reservorios subterráneos (Meli *et al.*, 2024). En contraste, las cuencas con bosque nativo templado tienen una vegetación más densa que retiene la humedad y protege los suelos favoreciendo la infiltración (Peña-Arancibia *et al.*, 2019). Por lo tanto, la correlación positiva entre el índice de intervención, el $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^2\text{H}$ refuerza la idea de que los usos y coberturas forestales modifican los patrones hidrológicos y afectan la geoquímica e isotopía superficial en la cuenca de estudio. Esta interpretación, además, es coherente con los resultados obtenidos de elementos mayoritarios, donde las aguas asociadas a mayores niveles de intervención presentan mayores concentraciones de NO_3^- , compuesto representativo de flujos superficiales.

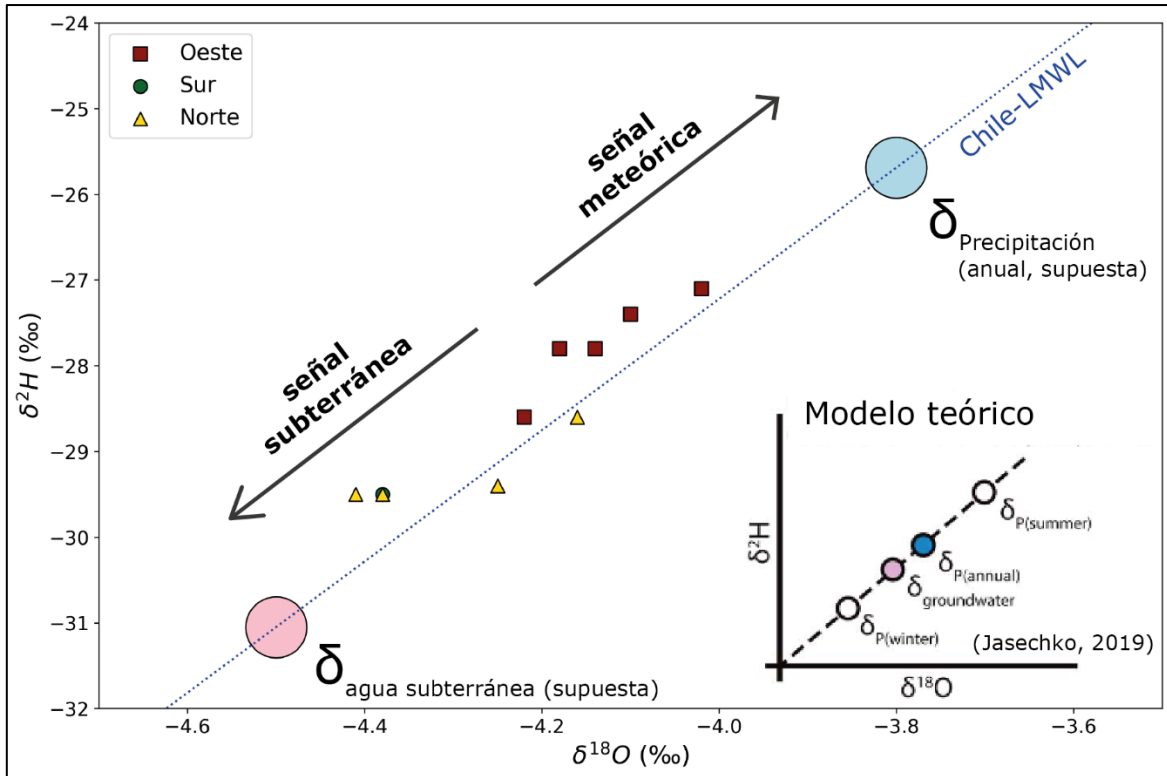


Figura 6.2 Modelo de mezcla de reservorios propuesto para las aguas superficiales de la cuenca de Nonguén. Es posible explicar la distinción de las muestras a lo largo de la LMWL asumiendo una composición promedio de aguas subterráneas (círculo rosado) relativamente empobrecidas respecto a la media meteórica anual (círculo azul), tal como lo sugiere Jasechko (2019) para zonas donde la mayor parte de la recarga ocurre durante la estación húmeda y fría.

Por otro lado, la evaporación también puede ser un factor en el enriquecimiento isotópico. Estudios previos han mostrado que la evaporación puede enriquecer las aguas en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, resultando en pendientes menores a 6 (Jasechko, 2019). En este estudio, la pendiente de la línea de regresión isotópica es de 6.66, siendo mayor que 6 pero menor que las líneas meteóricas globales y locales (GMWL=8, Chile-LMWL=7.6), lo que podría sugerir una influencia de procesos evaporativos, probablemente cercanos al equilibrio isotópico, sin desviaciones significativas respecto a la LMWL. Los valores bajos y en su mayoría positivos de lc-excess apoyan lo anterior, descartando procesos de evaporación intensos conducentes a fraccionamiento cinético, siendo más coherentes con la ocurrencia de procesos de mezcla de reservorios.

6.3. MODELO DE EVOLUCIÓN GEOQUÍMICA DE LAS AGUAS SUPERFICIALES DE NONGUÉN.

Considerando el origen y tránsito de las aguas superficiales, podemos resumir el esquema general y la variación en la geoquímica del agua como sigue: (i) el agua de la cuenca proviene de las aguas

meteóricas y tiene un tiempo promedio de tránsito en el orden de meses a años. (ii) en las cuencas orientadas a conservación, el agua infiltra hacia reservorios profundos del medio poroso alimentando la escorrentía superficial, mientras que (iii) en cuencas de uso forestal productivo el agua interactúa preferentemente con el ambiente superficial y reservorios someros del suelo de señal isotópica preferentemente meteórica (Figura 6.2).

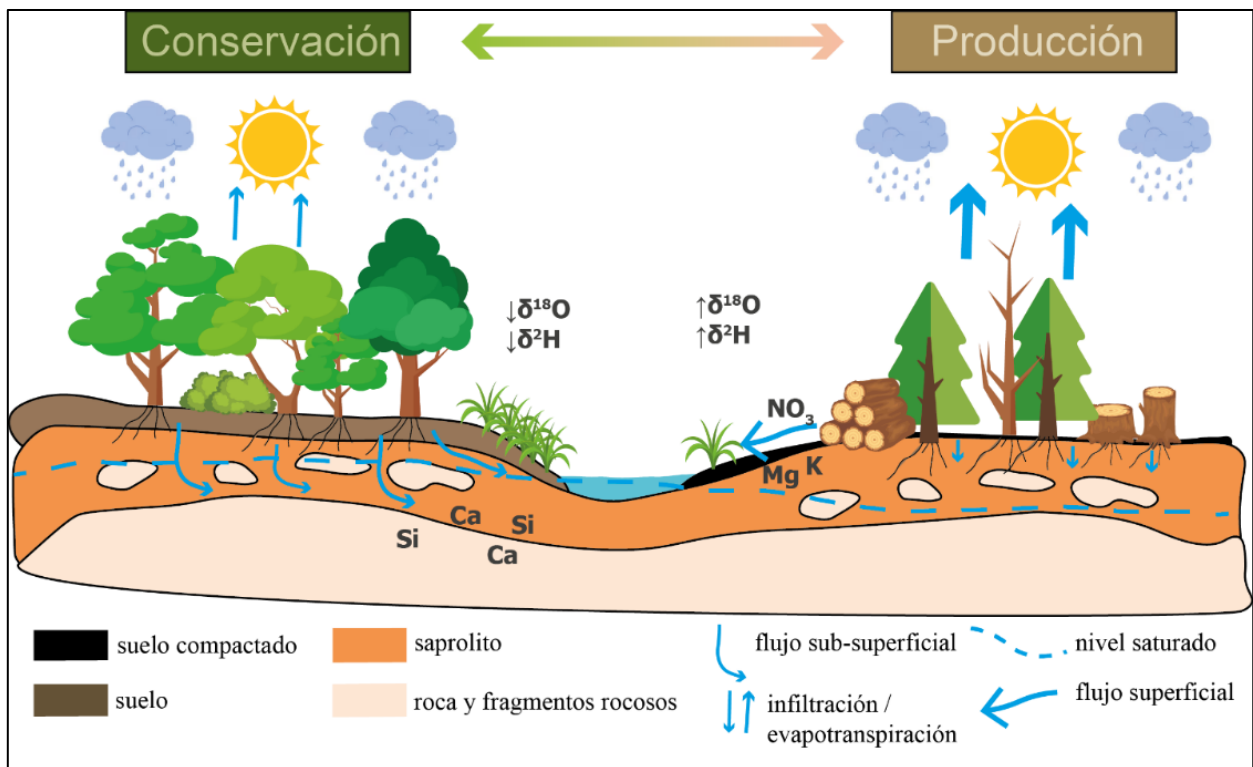


Figura 6.3 Esquema conceptual comparando el funcionamiento hídrico entre una cuenca con bosque nativo y orientada a conservación, frente a una cuenca de uso forestal productivo con manejo de monocultivos. Las flechas celestes indican la generación y magnitud de los distintos flujos que aportan a la escorrentía superficial. Las consecuencias en la huella geoquímica del agua se asocian a una menor interacción con el medio sub-superficial (roca, regolito).

6.4. INFLUENCIA DEL ÁREA DE DRENAJE EN LA COMPOSICIÓN GEOQUÍMICA

Aunque el índice de intervención (iI) muestra correlación con ciertos parámetros geoquímicos en la cuenca, no se debe pasar por alto la influencia del tamaño del área drenada. En cuencas pequeñas (<100 ha), la tendencia a mayores concentraciones de solutos totales (CE) y oxígeno disuelto (DO) a medida que iI aumenta revela una mayor sensibilidad a la perturbación, respecto a las cuencas más extensas (>100 ha). También, la correlación positiva entre iI y SiO_2 , HCO_3^- y Ca^{2+} en cuencas pequeñas sugiere que a esa escala la perturbación acelera la interacción del agua con el subsuelo, aumentando las concentraciones de estos solutos.

Además, las aguas de pequeñas subcuencas parecen estar fuertemente influenciadas por la composición original de la precipitación. Según Gibbs (1970), las precipitaciones, caracterizadas por su baja fuerza iónica y predominio de Na-Cl, evolucionan al interactuar con la matriz geológica, incorporando HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} . Esta evolución se refleja al relacionar estos elementos entre sí (Figura 6.3). Las proporciones muestran un aumento de HCO_3^- , Mg^{2+} y Ca^{2+} en relación con Na^+ , Cl^- y SiO_2 a medida que crece el área drenada. Las relaciones $\text{Na}^+/\text{HCO}_3^-$ y $\text{Cl}^-/\text{Mg}^{2+}$ y $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^-$ describen el carácter de precipitación/meteorización del agua, mientras que la relación $\text{SiO}_2/\text{Ca}^{2+}$ puede interpretarse como un indicador del tiempo de residencia en la cuenca, dado el contraste entre su alta y baja solubilidad (A. F. White *et al.*, 1999). Un mayor tiempo de residencia se traduce en una mayor concentración de Ca^{2+} en comparación con SiO_2 , y viceversa.

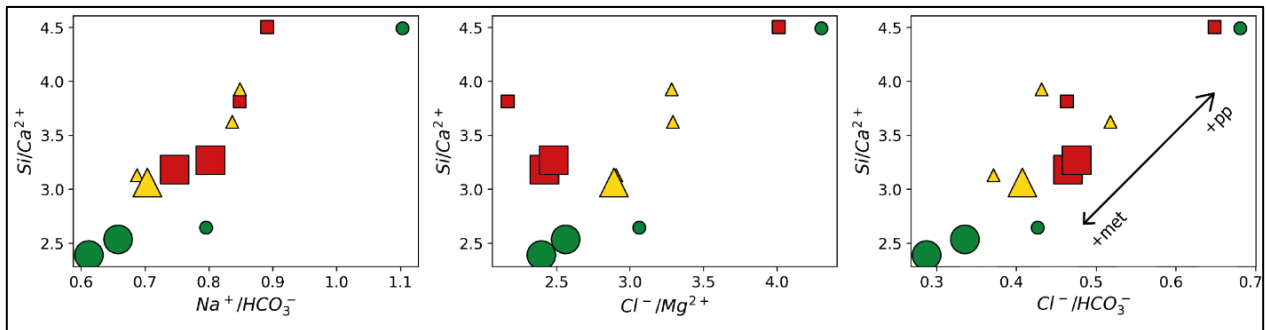


Figura 6.4 Razones molares entre solutos asociados a precipitación (Na-Cl) y meteorización (Mg-HCO₃) respecto a Si/Ca. Los símbolos indican la cuenca de origen (CO, cuadrados rojos; CN, triángulos amarillos; CS, círculos verdes).

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este estudio investigó la influencia de los usos y coberturas de suelo forestales respecto al bosque nativo en las aguas superficiales de 3 subcuencas tributarias al estero Nonguén durante el invierno de 2019. Nuestros resultados sugieren que las actividades forestales conducen a cambios en la geoquímica de elementos mayores e isótopos de O y H a escala de cuenca. El índice de intervención (iI) se correlaciona positivamente con NO_3 , Mg y K y con ambos isótopos en las aguas de los esteros. Los resultados indican que las aguas de cuencas intervenidas con usos forestales tienen una mayor componente meteórica y movilizan preferentemente solutos asociados al ambiente superficial, en contraste con los bosques de conservación donde una mayor concentración de Ca y composiciones isotópicas relativamente empobrecidas sugieren una mayor interacción con el medio poroso profundo, y una mayor participación de aguas subterráneas.

Por otro lado, los resultados muestran diferencias en relación al tamaño del área drenada. El índice de intervención (iI) presenta correlaciones con varios parámetros geoquímicos, especialmente en cuencas pequeñas (<100 ha), sugiriendo una mayor sensibilidad a la perturbación. Asimismo, la composición original de la precipitación y el tiempo de residencia influyen en la evolución geoquímica, reflejada en las relaciones entre Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} y SiO_2 a medida que crece el área drenada.

Los resultados de esta investigación invitan a una reflexión en torno a la importancia de los ecosistemas boscosos en la regulación de los flujos y composición química de las aguas que drenan por las cuencas. Esfuerzos adicionales son necesarios para expandir la caracterización a otros reservorios, como las aguas sub-superficiales someras y profundas, además de evaluar el impacto de la actividad forestal a nivel regional considerando cuencas extensas como el río Biobío o el río Andalién. Por último, es necesario destacar la importancia de una industria forestal sustentable que fomente la restauración de ecosistemas boscosos degradados y en vías de desaparición como el Bosque Caducifolio de Concepción.

8. REFERENCIAS

- Aburto, F.; Cartes, E.; Mardones, O. & Rubilar, R. (2021). Hillslope soil erosion and mobility in pine plantations and native deciduous forest in the coastal range of south-Central Chile. *Land Degradation & Development*, Vol. **32**, (1): 453-466. <https://doi.org/10.1002/ldr.3700>
- Aclara Resources. (2024). *Aclara | Environmentally friendly rare earths*. <https://www.aclara-re.com/>
- Aguilar Gómez, M. del P. (2024). Comparación de la dinámica del carbono en bosque nativo versus plantaciones de *Pinus* sp. en el parque nacional Nonguén, región del Bío-bío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). 150 pp. Concepción.
- Aguirre, L.; Herve, F. & Godoy, E. (1972). Distribution of Metamorphic Facies in Chile—An Outline. *Krystalinikum*. Vol. **9**: 7-19.
- Altamirano, A.; Miranda, A.; Aplin, P.; Carrasco, J.; Catalán, G.; Cayuela, L.; Fuentes-Castillo, T.; Hernández, A.; Martínez-Harms, M. J.; Peluso, F.; Prado, M.; Reyes-Riveros, R.; Holt, T. V.; Vergara, C.; Zamorano-Elgueta, C. & Bella, C. D. (2020). Natural forests loss and tree plantations: Large-scale tree cover loss differentiation in a threatened biodiversity hotspot. *Environmental Research Letters*, Vol. **15**, (12). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abca64>
- Álvarez, F.; Contreras, A.; Tolorza, V.; Castillo, P.; Navarrete, C.; Campos, D.; Arumí, J. L., & Gutiérrez, L. (2024). Impactos del cambio de uso de suelo en una cuenca urbana. Artículo de divulgación, Serie Comunicacional CHRIAM N°73, 26pp.
- Alvarez-Garreton, C.; Lara, A.; Boisier, J. P., & Galleguillos, M. (2019). The Impacts of Native Forests and Forest Plantations on Water Supply in Chile. *Forests*, Vol. **10**, (6): 473. <https://doi.org/10.3390/f10060473>
- Alvarez-Garreton, C.; Mendoza, P. A.; Boisier, J. P.; Addor, N.; Galleguillos, M.; Zambrano-Bigiarini, M.; Lara, A.; Puelma, C.; Cortes, G.; Garreaud, R.; McPhee, J., & Ayala, A. (2018). The CAMELS-CL dataset: Catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. **22**, (11): 5817-5846. <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- Appelo, C. & Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution* (2° Edición). A.A. Balkema Publishers. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90585-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90585-1)
- Aravena, R.; Suzuki, O.; Peña, H.; Pollastri, A.; Fuenzalida, H., & Grilli, A. (1999). Isotopic composition and origin of the precipitation in Northern Chile. *Applied Geochemistry*, Vol. **14**, (4): 411-422. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(98\)00067-5](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(98)00067-5)

- Armesto, J. J.; Manuschevich, D.; Mora, A.; Smith-Ramirez, C.; Rozzi, R.; Abarzúa, A. M. & Marquet, P. A. (2010). From the Holocene to the Anthropocene: A historical framework for land cover change in southwestern South America in the past 15,000 years. *Land Use Policy*, Vol. **27**, (2): 148-160. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2009.07.006>
- Asano, Y.; Uchida, T. & Ohte, N. (2003). Hydrologic and geochemical influences on the dissolved silica concentration in natural water in a steep headwater catchment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **67**, (11): 1973-1989. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01342-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01342-X)
- Bahar, Md. M.; Ohmori, H. & Yamamuro, M. (2008). Relationship between river water quality and land use in a small river basin running through the urbanizing area of Central Japan. *Limnology*, Vol. **9**, (1): 19-26. <https://doi.org/10.1007/s10201-007-0227-z>
- Balocchi, F.; Galleguillos, M.; Rivera, D.; Stehr, A.; Arumi, J. L.; Pizarro, R.; Garcia-Chevesich, P.; Iroumé, A.; Armesto, J. J.; Hervé-Fernández, P.; Oyarzún, C.; Barría, P.; Little, C.; Mancilla, G.; Yépez, S.; Rodríguez, R.; White, D. A.; Silberstein, R. P.; Neary, D. G. & Ramírez de Arellano, P. (2023). Forest hydrology in Chile: Past, present, and future. *Journal of Hydrology*, Vol. **616**. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128681>
- Banfield, C. C.; Braun, A. C.; Barra, R.; Castillo, A. & Vogt, J. (2018). Erosion proxies in an exotic tree plantation question the appropriate land use in Central Chile. *CATENA*, Vol. **161**: 77-84. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.10.017>
- Barrientos, G. & Iroumé, A. (2018). The effects of topography and forest management on water storage in catchments in south-central Chile. *Hydrological Processes*, Vol. **32**, (21): 3225-3240. <https://doi.org/10.1002/hyp.13261>
- Bazilevskaya, E.; Lebedeva, M.; Pavich, M.; Rother, G.; Parkinson, D. Y.; Cole, D. & Brantley, S. L. (2013). Where fast weathering creates thin regolith and slow weathering creates thick regolith. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol. **38**, (8): 847-858. <https://doi.org/10.1002/esp.3369>
- Bernard, I. P. (2023). Caracterización hidroquímica e isotópica del estero Nonguén y su relación con los servicios ecosistémicos de provisión y regulación hídrica del Parque Nacional Nonguén (36°48'58''-36°56'13'' S y 72°56'40''-73°01'42'' W). Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). 150 pp. Concepción.
- Bowen, G. J. & Revenaugh, J. (2003). Interpolating the isotopic composition of modern meteoric precipitation. *Water Resources Research*, Vol. **39**, (10). <https://doi.org/10.1029/2003WR002086>

- Brantley, S. L.; Lebedeva, M. I.; Balashov, V. N.; Singha, K.; Sullivan, P. L. & Stinchcomb, G. (2017). Toward a conceptual model relating chemical reaction fronts to water flow paths in hills. *Geomorphology*, Vol. **277**: 100-117. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.09.027>
- Bustos, N., Marquardt, C., Belmar, Á., & Cordeiro, P. (2022). Regolith-hosted rare earth exploration in the Chilean Coastal Range of the Central Andes. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. **234**. <https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2021.106934>
- Castillo, P.; Aburto, F.; Alborno, M. F.; Crovo, O.; Czimczik, C. I., & Southard, R. J. (*in review*). Natural Forest Conversion to Exotic Pine Plantations Induces Soil Mineralogical Changes – Implications for Soil Organic Carbon Stabilization (SSRN Scholarly Paper 4590864). <https://doi.org/10.2139/ssrn.4590864>
- Castillo, Y. & Oyarzún, C. (2023). Plantaciones forestales y rendimiento hídrico. <https://doi.org/10.22541/au.168261260.06099399/v1>
- Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1996). *Hidrología aplicada*. McGraw-Hill.
- Christie, D. A.; Boninsegna, J. A.; Cleaveland, M. K., Lara, A.; Le Quesne, C.; Morales, M. S.; Mudelsee, M.; Stahle, D. W. & Villalba, R. (2011). Aridity changes in the Temperate-Mediterranean transition of the Andes since ad 1346 reconstructed from tree-rings. *Climate Dynamics*, Vol. **36**, (7): 1505-1521. <https://doi.org/10.1007/s00382-009-0723-4>
- Church, M. R. (1997). Hydrochemistry of forested catchments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, Vol. **25**, (1): 23-59. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.25.1.23>
- CONAF. (2015). Catastro y Actualización de los Recursos Vegetacionales y Uso de la Tierra de la Región del Biobío (VIII).
- CONAF. (2019). Plan de Manejo. Reserva Nacional Nonguén.
- Contreras, A. E. (2022). Efectos de coberturas y usos de suelo en la meteorización a partir del estudio de elementos traza y $\delta^{7}\text{Li}$ en sedimentos en suspensión y aguas en la cuenca de Nonguén, Concepción, región del Biobío. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). 150 pp. Concepción.
- Correa-Araneda, F. & Salazar N, C. S. N. (2014). Caracterización fisicoquímica del agua del estero Nonguén y su confluencia con el río Andalién, región del Biobío. Variación en relación a los distintos usos de suelo en su cuenca. *Sustainability, Agri, Food and Environmental Research*, Vol. **2**, (2). <https://doi.org/10.7770/safer-V2N2-art763>

- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*. Vol. **133**, (3465): 1702-1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Creixell, C. (2001). Petrología y geotermobarometría de las rocas intrusivas de la cordillera de la Costa entre los 36°30' y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). 150 pp. Concepción.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. Vol. **16**, (4): 436-468. <https://doi.org/10.3402/tellusa.v16i4.8993>
- Echeverría, C. (2012). Restauración ecológica en la Reserva Nacional Nonguén. Informe final: 16pp.
- Echeverría, C.; Fuentes, R. & Heilmayr, R. (2019). Cambios de uso y cobertura del suelo en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile entre 1986 y 2011. *Biodiversidad y ecología de los bosques costeros de Chile*. Editorial Universidad de Los Lagos, 471-486.
- Echeverría, C.; Gatica, P.; Román, S.; Bordeu, A. & Espinoza, C. (2021). *Más allá de la deforestación: Restauración ecológica de bosques nativos en el Parque Nacional Nonguén, Chile*. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Forestales
- EULA. (2002). *Diagnóstico y zonificación del Parque Metropolitano Fundo Nonguen*. (p. 258). Centro de Ciencias Ambientales, EULA-Chile, Universidad de Concepción.
- FAO. (2022). *El estado de los bosques del mundo 2022*. FAO. <https://doi.org/10.4060/cb9360es>
- Fisher, P.; Comber, A. J. & Wadsworth, R. (2005). Land use and land cover: Contradiction or complement. *Re-presenting GIS*, 85, 98.
- Floury, P.; Bouchez, J.; Druhan, J. L.; Gaillardet, J.; Blanchouin, A.; Gayer, É. & Ansart, P. (2024). Linking Dynamic Water Storage and Subsurface Geochemical Structure Using High-Frequency Concentration-Discharge Records. *Water Resources Research*, Vol. **60**, (1), e2022WR033999. <https://doi.org/10.1029/2022WR033999>
- Foley, J. A.; DeFries, R.; Asner, G. P.; Barford, C.; Bonan, G.; Carpenter, S. R.; Chapin, F. S.; Coe, M. T.; Daily, G. C.; Gibbs, H. K.; Helkowski, J. H.; Holloway, T.; Howard, E. A.; Kucharik, C. J.; Monfreda, C.; Patz, J. A.; Prentice, I. C.; Ramankutty, N. & Snyder, P. K. (2005). Global Consequences of Land Use. *Science*, Vol. **309**, (5734): 570-574. <https://doi.org/10.1126/science.1111772>
- Frêne, C. & Núñez-Ávila, M. (2010). Hacia un nuevo Modelo Forestal en Chile. *Revista Bosque Nativo*. Vol. **47**: 25-35.

- Fritz, S. J. (1994). A Survey of Charge-Balance Errors on Published Analyses of Potable Ground and Surface Waters. *Groundwater*. Vol. **32**, (4): 539-546. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1994.tb00888.x>
- Galli, C. & Lemke, R. (1967). El suelo de fundación de Concepción. En *Estudio geotécnicos N° 2*. Instituto de Investigaciones Geológicas.
- Gannon, J. P.; McGuire, K. J.; Bailey, S. W.; Bourgault, R. R. & Ross, D. S. (2017). Lateral water flux in the unsaturated zone: A mechanism for the formation of spatial soil heterogeneity in a headwater catchment. *Hydrological Processes*. Vol. **31**, (20): 3568-3579. <https://doi.org/10.1002/hyp.11279>
- Garcia-Esteves, J.; Ludwig, W.; Kerhervé, P.; Probst, J.-L. & Lespinas, F. (2007). Predicting the impact of land use on the major element and nutrient fluxes in coastal Mediterranean rivers: The case of the Têt River (Southern France). *Applied Geochemistry*. Vol. **22**, (1): 230-248. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2006.09.013>
- Garreaud, R. D.; Vuille, M.; Compagnucci, R. & Marengo, J. (2009). Present-day south american climate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. **281**, (3-4): 180-195.
- Garrels, R. M. & MacKenzie, F. T. (1967). Origin of the Chemical Compositions of Some Springs and Lakes. En *Equilibrium Concepts in Natural Water Systems*. Vol. **67**: 222-242. AMERICAN CHEMICAL SOCIETY. <https://doi.org/10.1021/ba-1967-0067.ch010>
- Gayoso, J. & Iroumé, A. (1991). Compaction and soil disturbances from logging in Southern Chile. *Annales des Sciences Forestières*. Vol. **48**, (1): 63-71. <https://doi.org/10.1051/forest:19910105>
- Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science*. Vol. **170**, (3962): 1088-1090. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- Gozzi, C.; Dakos, V.; Buccianti, A. & Vaselli, O. (2021). Are geochemical regime shifts identifiable in river waters? Exploring the compositional dynamics of the Tiber River (Italy). *Science of The Total Environment*. Vol. **785**, 147268. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.147268>
- Hale, V. C. & McDonnell, J. J. (2016). Effect of bedrock permeability on stream base flow mean transit time scaling relations: 1. A multiscale catchment intercomparison. *Water Resources Research*. Vol. **52**, (2): 1358-1374. <https://doi.org/10.1002/2014WR016124>
- Hasenmueller, E. A.; Criss, R. E.; Winston, W. E. & Shaughnessy, A. R. (2017). Stream hydrology and geochemistry along a rural to urban land use gradient. *Applied Geochemistry*. Vol. **83**: 136-149. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2016.12.010>

- Hassan, R. M.; Scholes, R. J.; Ash, N. & Millennium Ecosystem Assessment (Program) (Eds.). (2005). *Ecosystems and human well-being: Current state and trends: findings of the Condition and Trends Working Group of the Millennium Ecosystem Assessment*. Island Press.
- Heilmayr, R.; Echeverría, C.; Fuentes, R. & Lambin, E. F. (2016). A plantation-dominated forest transition in Chile. *Applied Geography*. Vol. **75**: 71-82. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2016.07.014>
- Heilmayr, R.; Echeverría, C. & Lambin, E. F. (2020). Impacts of Chilean forest subsidies on forest cover, carbon and biodiversity. *Nature Sustainability*. Vol. **3**, (9): 701-709. <https://doi.org/10.1038/s41893-020-0547-0>
- Hem, J. D. (1985). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. En *U.S. geological survey water-supply paper* (3^o Edición, Vol. 2254). U.S. Geological Survey.
- Hervé, F.; Godoy, E.; Parada, M. A.; Ramos, V; Rapela, C.; Mpodozis, C. & Davidson, J. (1987). A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. *Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. Vol. **18**: 97-113.
- Hervé-Fernández, P.; Oyarzún, C.; Brumbt, C.; Huygens, D.; Bodé, S.; Verhoest, N. E. C. & Boeckx, P. (2016). Assessing the ‘two water worlds’ hypothesis and water sources for native and exotic evergreen species in south-central Chile. *Hydrological Processes*. Vol. **30**, (23): 4227-4241. <https://doi.org/10.1002/hyp.10984>
- Iroumé, A.; Jones, J. & Bathurst, J. C. (2021). Forest operations, tree species composition and decline in rainfall explain runoff changes in the Nacimiento experimental catchments, south central Chile. *Hydrological Processes*. Vol. **35**, (6), e14257. <https://doi.org/10.1002/hyp.14257>
- Iroumé, A.; Mayen, O. & Huber, A. (2006). Runoff and peak flow responses to timber harvest and forest age in southern Chile. *Hydrological Processes*. Vol. **20**: 37-50. <https://doi.org/10.1002/hyp.5897>
- Jasechko, S. (2019). Global Isotope Hydrogeology—Review. *Reviews of Geophysics*, Vol. **57**, (3): 835-965. <https://doi.org/10.1029/2018RG000627>
- Jones, J.; Almeida, A.; Cisneros, F.; Iroumé, A.; Jobbágy, E.; Lara, A.; Lima, W. de P.; Little, C.; Llerena, C.; Silveira, L. & Villegas, J. C. (2017). Forests and water in South America. *Hydrological Processes*, Vol. **31**, (5): 972-980. <https://doi.org/10.1002/hyp.11035>

- Jung, Y.-Y.; Koh, D.-C.; Lee, J.; Tsujimura, M.; Yun, S.-T. & Lee, K.-S. (2020). Mean transit time and subsurface flow paths in a humid temperate headwater catchment with granitic bedrock. *Journal of Hydrology*. Vol. **587**, 124942. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124942>
- Kaushal, S. S.; Duan, S.; Doody, T. R.; Haq, S.; Smith, R. M.; Newcomer Johnson, T. A.; Newcomb, K. D.; Gorman, J.; Bowman, N.; Mayer, P. M.; Wood, K. L.; Belt, K. T. & Stack, W. P. (2017). Human-accelerated weathering increases salinization, major ions, and alkalization in fresh water across land use. *Applied Geochemistry*. Vol. **83**: 121-135. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2017.02.006>
- Kendall, C.; Doctor, D. H. & Young, M. B. (2014). Environmental Isotope Applications in Hydrologic Studies. En *Treatise on Geochemistry* (pp. 273-327). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00510-6>
- Kendall, C. & McDonnell, J. J. (Eds.). (1998). *Isotope tracers in catchment hydrology*. Elsevier.
- Lagos, B. (2019). Caracterización geoquímica de las aguas geotermales de El Tatio: implicancias en el origen del litio. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción. Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). 150 pp. Concepción.
- Lambin, E. F. & Geist, H. (Eds.). (2006). *Land-Use and Land-Cover Change: Local Processes and Global Impacts*. Springer Berlin Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/3-540-32202-7>
- Landwehr, J. & Coplen, T. (2006). Line-conditioned excess: A new method for characterizing stable hydrogen and oxygen isotope ratios in hydrologic systems. *International conference on isotopes in environmental studies*. Vol. **118**, (56): 132-135.
- Lara, A.; Little, C.; Urrutia, R.; McPhee, J.; Álvarez-Garretón, C.; Oyarzún, C.; Soto, D.; Donoso, P.; Nahuelhual, L.; Pino, M. & Arismendi, I. (2009). Assessment of ecosystem services as an opportunity for the conservation and management of native forests in Chile. *Forest Ecology and Management*. Vol. **258**, (4): 415-424. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2009.01.004>
- Lara, A.; Solari, M. E.; Prieto, M. D. R. & Peña, M. P. (2012). Reconstruction of vegetation cover and land use ca. 1550 and their change towards 2007 in the Valdivian Rainforest Ecoregion of Chile (35°—43° 30' S). *Bosque (Valdivia)*. Vol. **33**, (1): 13-23. <https://doi.org/10.4067/S0717-92002012000100002>
- Lasaga, A. C.; Soler, J. M.; Ganor, J.; Burch, T. E. & Nagy, K. L. (1994). Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **58**, (10): 2361-2386. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90016-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90016-7)

- León-Muñoz, J.; Echeverría, C.; Fuentes, R. & Aburto, F. (2017). How is the land use-cover changing in drinking water catchments in the coastal range of south-central Chile (35°—38.5° S)? *Bosque (Valdivia)*. Vol. **38**, (1): 203-209. <https://doi.org/10.4067/S0717-92002017000100020>
- Levy, R. & Shainberg, I. (1972). Calcium-Magnesium Exchange in Montmorillonite and Vermiculite. *Clays and Clay Minerals*. Vol. **20**, (1): 37-46. <https://doi.org/10.1346/CCMN.1972.0200105>
- Li, L.; Knapp, J. L. A.; Lintern, A.; Ng, G.-H. C.; Perdrial, J.; Sullivan, P. L. & Zhi, W. (2024). River water quality shaped by land–river connectivity in a changing climate. *Nature Climate Change*. Vol. **14**, (3): 225-237. <https://doi.org/10.1038/s41558-023-01923-x>
- Li, L.; Stewart, B.; Zhi, W.; Sadayappan, K.; Ramesh, S.; Kerins, D.; Sterle, G.; Harpold, A. & Perdrial, J. (2022). Climate Controls on River Chemistry. *Earth's Future*. Vol. **10**, (6). e2021EF002603. <https://doi.org/10.1029/2021EF002603>
- Li, L.; Sullivan, P. L.; Benettin, P.; Cirpka, O. A.; Bishop, K.; Brantley, S. L.; Knapp, J. L. A.; van Meerveld, I.; Rinaldo, A.; Seibert, J.; Wen, H. & Kirchner, J. W. (2021). Toward catchment hydro-biogeochemical theories. *WIREs Water*. Vol. **8**, (1), e1495. <https://doi.org/10.1002/wat2.1495>
- Lucassen, F.; Trumbull, R.; Franz, G.; Creixell, C.; Vásquez, P.; Romer, R. L. & Figueroa, O. (2004). Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: The Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36–41°S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **17**, (2): 103-119. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.04.002>
- Luebert, F. & Pliscoff, P. (2006). *Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile*. Editorial universitaria.
- Malmer, A. & Grip, H. (1990). Soil disturbance and loss of infiltrability caused by mechanized and manual extraction of tropical rainforest in Sabah, Malaysia. *Forest Ecology and Management*, Vol. **38**, (1): 1-12. [https://doi.org/10.1016/0378-1127\(90\)90081-L](https://doi.org/10.1016/0378-1127(90)90081-L)
- Manushevich, D.; Sarricolea, P. & Galleguillos, M. (2019). Integrating socio-ecological dynamics into land use policy outcomes: A spatial scenario approach for native forest conservation in south-central Chile. *Land Use Policy*. Vol. **84**: 31-42. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2019.01.042>
- Martínez-Retureta, R.; Aguayo, M.; Rodríguez-López, L.; Duran-Llacer, I. & Abreu, N. J. (2022). Diagnosis of the Land Cover/Use Effect on Nutrient Discharge from Three Biobio River Sub-Basins. En R. Cardenas, V. Mochalov, O. Parra, & O. Martin (Eds.), *Proceedings of*

the 3rd International Conference on BioGeoSciences (pp. 53-68). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-88919-7_5

- McCleskey, R. B.; Kirk Nordstrom, D. & Ryan, J. N. (2011). Electrical conductivity method for natural waters. *Applied Geochemistry* Vol. **26**: 227-229. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.03.110>
- McCleskey, R. B.; Nordstrom, D. K.; Ryan, J. N. & Ball, J. W. (2012). A new method of calculating electrical conductivity with applications to natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. **77**: 369-382. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.10.031>
- McDonnell, J. J.; Evaristo, J.; Bladon, K. D.; Buttle, J.; Creed, I. F.; Dymond, S. F.; Grant, G.; Iroume, A.; Jackson, C. R.; Jones, J. A.; Maness, T.; McGuire, K. J.; Scott, D. F.; Segura, C.; Sidle, R. C. & Tague, C. (2018). Water sustainability and watershed storage. *Nature Sustainability*, Vol. **1**, (8): 378-379. <https://doi.org/10.1038/s41893-018-0099-8>
- McGuire, K. J. & McDonnell, J. (2008). Stable Isotope Tracers in Watershed Hydrology. En *Stable Isotopes in Ecology and Environmental Science: Second Edition* (pp. 334-374). Scopus. <https://doi.org/10.1002/9780470691854.ch11>
- McGuire, K. J. & McDonnell, J. J. (2006). A review and evaluation of catchment transit time modeling. *Journal of Hydrology*. Vol. **330**, (3): 543-563. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.020>
- McGuire, K. J. & McDonnell, J. J. (2010). Hydrological connectivity of hillslopes and streams: Characteristic time scales and nonlinearities. *Water Resources Research*. Vol. **46**, (10). <https://doi.org/10.1029/2010WR009341>
- McQueen, K. G. (2009). Regolith geochemistry. En *Regolith Science* (pp. 73-104). CSIRO Publishing.
- Meli, P.; Ellison, D.; Ferraz, S. F. de B.; Filoso, S. & Brancalion, P. H. S. (2024). On the unique value of forests for water: Hydrologic impacts of forest disturbances, conversion, and restoration. *Global Change Biology*, Vol. **30**, (2), e17162. <https://doi.org/10.1111/gcb.17162>
- Mello, K. D.; Valente, R. A.; Randhir, T. O.; Dos Santos, A. C. A. & Vettorazzi, C. A. (2018). Effects of land use and land cover on water quality of low-order streams in Southeastern Brazil: Watershed versus riparian zone. *CATENA*, Vol. **167**: 130-138. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.04.027>

- Méndez Quiroga, M. I. (2023). *Procesos de recarga en la Cordillera de la Costa: Caso del Estero Catemu*. Tesis para optar al título de Magíster, Universidad de Chile. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/197530>
- Meybeck, M. (2003). Global Occurrence of Major Elements in Rivers. En *Treatise on Geochemistry*, pp. 207-223. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05164-1>
- Miller, A. (1976). The climate of Chile. *World survey of climatology*, Vol. **12**: 113-145.
- Miranda, A.; Altamirano, A.; Cayuela, L.; Pincheira, F. & Lara, A. (2015). Different times, same story: Native forest loss and landscape homogenization in three physiographical areas of south-central of Chile. *Applied Geography*, Vol. **60**: 20-28. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2015.02.016>
- Mohr, C. H.; Coppus, R.; Iroumé, A.; Huber, A. & Bronstert, A. (2013). Runoff generation and soil erosion processes after clear cutting. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, Vol. **118**, (2): 814-831. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20047>
- Mortatti, B. C. & Enzweiler, J. (2019). Major ions and rare earth elements hydrogeochemistry of the Atibaia and Jaguari rivers subbasins (Southeast Brazil). *Applied Geochemistry*, Vol. **111**, 104461. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104461>
- Mustard, J. F.; Defries, R. S.; Fisher, T. & Moran, E. (2012). Land-Use and Land-Cover Change Pathways and Impacts. En G. Gutman, A. C. Janetos, C. O. Justice, E. F. Moran, J. F. Mustard, R. R. Rindfuss, D. Skole, B. L. Turner, & M. A. Cochrane (Eds.), *Land Change Science*, Vol. **6**: pp. 411-429. Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2562-4_24
- Nédeltcheva, T.; Piedallu, C.; Gégout, J.-C.; Stussi, J.-M.; Boudot, J.-P.; Angeli, N. & Dambrine, E. (2006). Influence of granite mineralogy, rainfall, vegetation and relief on stream water chemistry (Vosges Mountains, north-eastern France). *Chemical Geology*, Vol. **231**, (1): 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2005.12.012>
- Nigro, M.; Žagar, K. & Vreča, P. (2024). A Simple Water Sample Storage Test for Water Isotope Analysis. *Sustainability*, Vol. **16**, (11). <https://doi.org/10.3390/su16114740>
- Nóbrega, R. L. B.; Guzha, A. C.; Lamparter, G.; Amorim, R. S. S.; Couto, E. G.; Hughes, H. J.; Jungkunst, H. F. & Gerold, G. (2018). Impacts of land-use and land-cover change on stream hydrochemistry in the Cerrado and Amazon biomes. *Science of The Total Environment*, Vol. **635**: 259-274. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.03.356>
- Oliva, P.; Viers, J. & Dupré, B. (2003). Chemical weathering in granitic environments. *Chemical Geology*, Vol. **202**, (3-4): 225-256. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2002.08.001>

- Oyarzun, C.; Aracena, C.; Rutherford, P.; Godoy, R. & Deschrijver, A. (2007). Effects of Land Use Conversion from Native Forests to Exotic Plantations on Nitrogen and Phosphorus Retention in Catchments of Southern Chile. *Water, Air, and Soil Pollution*, Vol. **179**, (1-4): 341-350. <https://doi.org/10.1007/s11270-006-9237-4>
- Oyarzún, C. E.; Frêne, C.; Lacrampe, G.; Huber, A. & Hervé, P. (2011). Propiedades hidrológicas del suelo y exportación de sedimentos en dos microcuencas de la Cordillera de la Costa en el sur de Chile con diferente cobertura vegetal. *Bosque (Valdivia)*, Vol. **32**, (1): 10-19. <https://doi.org/10.4067/S0717-92002011000100002>
- Peña-Arancibia, J. L.; Bruijnzeel, L. A.; Mulligan, M. & van Dijk, A. I. J. M. (2019). Forests as ‘sponges’ and ‘pumps’: Assessing the impact of deforestation on dry-season flows across the tropics. *Journal of Hydrology*, Vol. **574**: 946-963. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.04.064>
- Reimann, C.; Finne, T. E.; Nordgulen, Ø.; Sæther, O. M.; Arnoldussen, A. & Banks, D. (2009). The influence of geology and land-use on inorganic stream water quality in the Oslo region, Norway. *Applied Geochemistry*, Vol. **24**, (10): 1862-1874. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2009.06.007>
- Salas, C.; Donoso, P. J.; Vargas, R.; Arriagada, C. A.; Pedraza, R. & Soto, D. P. (2016). The Forest Sector in Chile: An Overview and Current Challenges. *Journal of Forestry*, Vol. **114**, (5): 562-571. <https://doi.org/10.5849/jof.14-062>
- Sánchez-Murillo, R.; Aguirre-Dueñas, E.; Gallardo-Amestica, M.; Moya-Vega, P.; Birkel, C.; Esquivel-Hernández, G. & Boll, J. (2018). Isotopic characterization of waters across Chile. *Andean Hydrology*. CRC Press.
- Scott, K. & Pain, C. (2009). *Regolith Science*. Csiro Publishing.
- Scott, W. P.; Contreras, S.; Bowen, G. J.; Arnold, T. E.; Bustamante-Ortega, R. & Werne, J. P. (2021). Lake water based isoscape in central-south Chile reflects meteoric water. *Scientific Reports*, Vol. **11**, (1): 8725. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-87566-4>
- Shivoga, W. A.; Muchiri, M.; Kibichi, S.; Odanga, J.; Miller, S. N.; Baldyga, T. J.; Enanga, E. M. & Gichaba, M. C. (2007). Influences of land use/cover on water quality in the upper and middle reaches of River Njoro, Kenya. *Lakes & Reservoirs: Science, Policy and Management for Sustainable Use*, Vol. **12**, (2): 97-105. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1770.2007.00325.x>
- Silva, D. M. L.; Camargo, P. B.; Mcdowell, W. H.; Vieira, I.; Salomão, M. S. M. B. & Martinelli, L. A. (2012). Influence of land use changes on water chemistry in streams in the State of São Paulo, southeast Brazil. *Anais Da Academia Brasileira de Ciências*, Vol. **84**, (4): 919-930. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652012000400007>

- Soto, L.; Galleguillos, M.; Seguel, O.; Sotomayor, B. & Lara, A. (2019). Assessment of soil physical properties' statuses under different land covers within a landscape dominated by exotic industrial tree plantations in south-central Chile. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. **74**, (1): 12-23. <https://doi.org/10.2489/jswc.74.1.12>
- Stallard, R. F. (2011). Weathering, landscape, and carbon in four paired research watersheds in eastern Puerto Rico. *Applied Geochemistry*, Vol. **26**: 370-372. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2011.03.063>
- Stehr, A.; Aguayo, M.; Link, O.; Parra, O.; Romero, F. & Alcayaga, H. (2010). Modelling the hydrologic response of a mesoscale Andean watershed to changes in land use patterns for environmental planning. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. **14**, (10): 1963-1977. <https://doi.org/10.5194/hess-14-1963-2010>
- Strahler, A. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, Vol. **38**, (6): 913-920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Sugawara, K. (1967). Migration of elements through phases of the hydrosphere and atmosphere. *Chemistry of the Earth's Crust*, Vol. **2**: 501-510.
- Tarboton, D. (2003). Rainfall Runoff Processes. Civil and Environmental Engineering Faculty Publications. 159 pp. https://digitalcommons.usu.edu/cee_facpub/2570
- Turner, B. (2006). Land change as a forcing function in global environmental change. *Our Earth's changing land: an encyclopedia of land-use and land-cover change*, 1.
- Urrutia, H.; Manchileo, D.; Sanhueza, C., & Jara, D. (2012). Evolución Urbana del Sector Nonguén entre los años 1950-2012. <https://es.slideshare.net/slideshow/evolucin-urbana-del-sector-nongun-entre-los-aos-19502012/13924771>
- Vázquez, M.; Ramírez, S.; Morata, D.; Reich, M.; Braun, J.-J. & Carretier, S. (2016). Regolith production and chemical weathering of granitic rocks in central Chile. *Chemical Geology*, Vol. **446**: 87-98. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.09.023>
- Vlah, M. J.; Rhea, S.; Bernhardt, E. S.; Slaughter, W.; Gubbins, N.; DelVecchia, A. G.; Thellman, A. & Ross, M. R. V. (2023). MacroSheds: A synthesis of long-term biogeochemical, hydroclimatic, and geospatial data from small watershed ecosystem studies. *Limnology and Oceanography Letters*, Vol. **8**, (3): 419-452. <https://doi.org/10.1002/lo2.10325>

- White, A. F.; Bullen, T. D.; Vivit, D. V.; Schulz, M. S. & Clow, D. W. (1999). The role of disseminated calcite in the chemical weathering of granitoid rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. **63**, (13): 1939-1953. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00082-4](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00082-4)
- White, D. A.; Silberstein, R. P.; Balocchi-Contreras, F.; Quiroga, J. J.; Meason, D. F.; Palma, J. H. N. & Ramírez de Arellano, P. (2021). Growth, water use, and water use efficiency of *Eucalyptus globulus* and *Pinus radiata* plantations compared with natural stands of Roble-Hualo forest in the coastal mountains of central Chile. *Forest Ecology and Management*, Vol. **501**, 119676. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2021.119676>
- Wolock, D. M.; Hornberger, G. M.; Beven, K. J. & Campbell, W. G. (1989). The relationship of catchment topography and soil hydraulic characteristics to lake alkalinity in the northeastern United States. *Water Resources Research*, Vol. **25**, (5): 829-837. <https://doi.org/10.1029/WR025i005p00829>
- Yoshihara, N.; Matsumoto, S.; Umezawa, R. & Machida, I. (2022). Catchment-scale impacts of shallow landslides on stream water chemistry. *Science of The Total Environment*, Vol. **825**, 153970. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2022.153970>

ANEXO

ANEXO 1 PROTOCOLO DE MUESTREO

El protocolo se adaptó basado en las pautas estipuladas por el Laboratorio de Geoquímica de Fluidos de la Universidad de Chile, obtenido de (Lagos, 2019). Consta de 3 etapas:

1) Protocolo de preparación de recipientes:

El material utilizado son botellas de polietileno de alta densidad (*High density polyethylene*) de volumen diferenciado de acuerdo al tipo de muestra. Las botellas destinadas a análisis de aniones, alcalinidad e isótopos de litio fueron lavadas 3 veces con agua desionizada, para luego ser selladas con contratapa y rotuladas. Los recipientes para análisis de cationes y elementos trazas fueron lavados 2 veces con agua desionizada, luego llenados con una solución de HCl al 5% p/p y dejados reposar por 24 horas antes de lavar nuevamente 3 veces con agua desionizada y posteriormente rotular. Este procedimiento se llevó a cabo en Junio de 2019 en las dependencias del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción.

2) Protocolo de muestreo:

El protocolo de muestreo se activa al momento de llegar a un punto de muestreo. Incluye las siguientes etapas:

- Toma de coordenada GPS
- Registro de observaciones importantes (litología, geomorfología, posibles fuentes de contaminación) y fotografías.
- Medición de parámetros fisicoquímicos usando medidor portátil Hach HQ40D.
- Muestreo de sedimento: se muestrean 500 g de sedimento fino-arenoso desde el lecho del cauce, usando bolsas de plástico grueso. La muestra es rotulada y sellada.
- Muestreo de agua: las indicaciones son diferenciadas según el tipo de muestra, sin embargo, todas incluyen la ambientación previa, la cual consiste en llenar hasta 1/4 el recipiente con el agua a muestrear, y agitarlo energéticamente, repitiendo el procedimiento 3 veces. Posterior a esto, el procedimiento puede incluir filtración, mediante filtro de membrana con tamaño de poro de 0,45 μm , y/o acidificación, adicionando una solución de HNO₃ al 4% de concentración por un 1% del volumen de la muestra. La adición de ácido busca disminuir el pH a valores cercanos a 2 para evitar la precipitación de minerales arcillosos (Appelo y

Postma, 2005) Las medidas de seguridad para la adición de ácido incluyen la utilización de guantes y lentes en terreno. Tras tomar la muestra, los recipientes son rotulados inmediatamente y sellados con parafilm.

- Finalmente, todos los utensilios utilizados son lavados con agua desionizada para evitar contaminación.

El protocolo incluye tomar una muestra duplicado, que corresponde a la muestra S7.

3) Protocolo de conservación de muestras.

En terreno, las muestras son conservadas en frío, para luego ser refrigeradas a 4°C en el Departamento de Ciencias de la Tierra, hasta su envío para el análisis. Todo el proceso anterior se resume en la Tabla 1.

Tabla 1 Principales etapas de muestreo por tipo de muestra.

Tipo de Muestra	Vol. (ml)	Preparación	Muestreo		
			Amb.	Filt.	Acid.
Alcalinidad	250	Lavado 3 veces con agua desionizada	Si	No	No
Aniones	250	Lavado 3 veces con agua desionizada	Si	Si	No
Isótopos de litio	125	Lavado 3 veces con agua desionizada	Si	Si	No
Cationes	125	Lavado 2 veces con agua desionizada, enjuague con HCl, nuevo lavado 3 veces.	Si	Si	Si
Elementos trazas	100	Lavado 2 veces con agua desionizada, enjuague con HCl, nuevo lavado 3 veces.	Si	Si	Si
$\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$	1,5		Si	No	No
Razón Ge/Si	100	Lavado 3 veces con agua desionizada	Si	Si	No

ANEXO 2 DESCRIPCIÓN DE SITIOS DE MUESTREO

Sitio: **WING-N0**

Fecha: Miércoles 07 de agosto de 2019

Ubicación			Morfología del cauce			Parámetros fisicoquímicos		
Coordenada X:	681851	m	Ancho:	0.20	m	Temperatura:	10.0	°C
Coordenada Y:	5919192	m	Incisión	0.10	m	Oxígeno disuelto:	11.52	mg/L
Altitud:	330	m	Profundidad del caudal:	0.05	m	Conductividad eléctrica:	53.8	µS/cm
<p>Observaciones: vertiente a 200 mts del camino principal, bajando por la quebrada hacia el oeste. Lecho limo arenoso con abundante materia orgánica. Pequeñas depresiones en el lecho favorecen la depositación de sedimentos finos. Trayectoria recta con incisión menor a 10 cm. Vegetación nativa predominante en la quebrada. Se observan deposiciones de animales en la zona aguas arriba, lo que podría constituir una posible fuente de contaminación.</p>								

Sitio: **WING-N1**

Fecha: Miércoles 14 de agosto de 2019

Ubicación			Morfología del cauce			Parámetros fisicoquímicos		
Coordenada X:	680825	m	Ancho:	2.0	m	Temperatura:	9.4	°C
Coordenada Y:	5918208	m	Incisión	2-3	m	Oxígeno disuelto:	11.83	mg/L
Altitud:	183.8	m	Profundidad del caudal:	0.30	m	Conductividad eléctrica:	86.3	µS/cm
<p>Observaciones: estero que corre por un lecho rocoso, con bolones de 50-80 cm de diámetro. El cauce contiene abundante material leñoso que lo cubre a modo de caverna.</p>								



Sitio: **WING-N2**

Fecha: Miércoles 14 de agosto

Ubicación			Morfología del cauce			Parámetros fisicoquímicos		
Coordenada X:	680598	m	Ancho:	4.0	m	Temperatura:	10.4	°C
Coordenada Y:	5918260	m	Incisión	3-4	m	Oxígeno disuelto:	12.32	mg/L
Altitud:	167.8	m	Profundidad del caudal:	0	m	Conductividad eléctrica:	79.6	μS/cm

Observaciones: estero de lecho aluvial con arena gruesa y grava de tamaño máximo 5 cm de diámetro. Abundante material leñoso cubre el estero. La presencia de abundantes playas y pilas de leña abandonadas en las cercanías hacen presumir antigua actividad forestal cercana al estero.

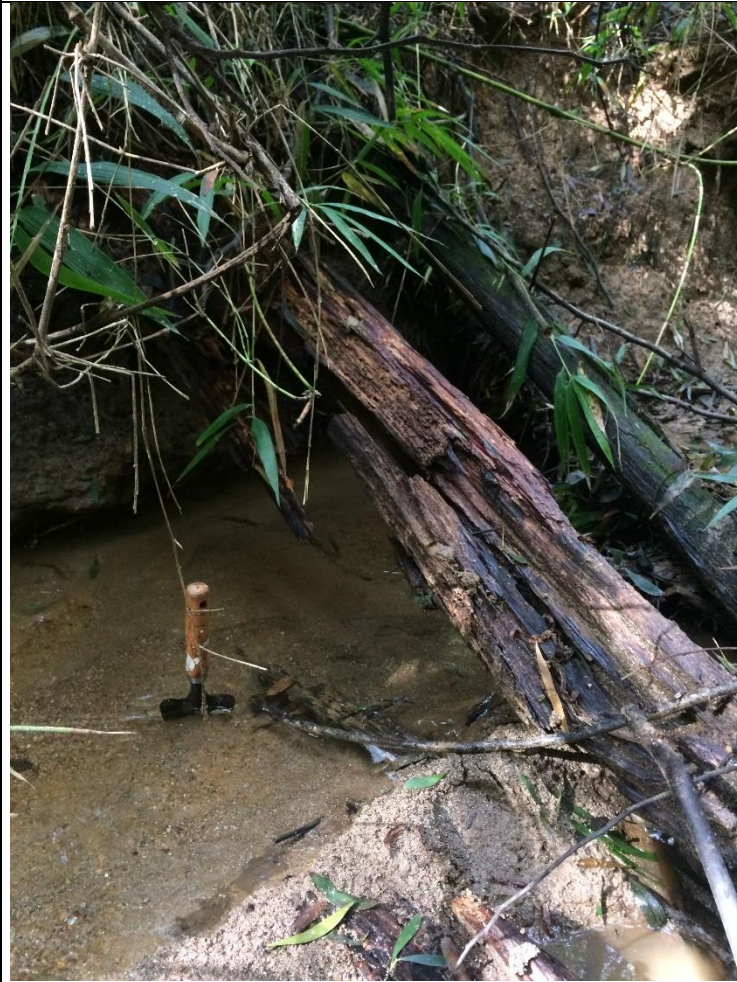


Sitio: **WING-N3**

Fecha: Miércoles 14 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	680916 m	Ancho:	1.0 m	Temperatura:	10.0 °C
Coordenada Y:	5917866 m	Incisión	1.20 m	Oxígeno disuelto:	11.89 mg/L
Altitud:	198.6 m	Profundidad del caudal:	0.10 m	Conductividad eléctrica:	74.3 μS/cm

Observaciones: afluente del estero principal de menor caudal. Lecho aluvial con sedimento tamaño grava de composición granítica. Abundante material leñoso interrumpe el paso del agua y genera trampas para el sedimento fino.



Sitio: **WING-N4**

Fecha: Viernes 16 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	681383 m	Ancho:	1.5 m	Temperatura:	13.1 °C
Coordenada Y:	5918671 m	Incisión	1.0 m	Oxígeno disuelto:	11.29 mg/L
Altitud:	209.4 m	Profundidad del caudal:	0.10 m	Conductividad eléctrica:	68.9 μS/cm

Observaciones: estero de trayectoria rectilínea de muy difícil acceso, con abundante material leñoso cubriéndolo. El fondo del estero es rocoso variando a grava, con bloques de 30 cm máximo de diámetro.



Sitio **WING-W0**

Fecha: Lunes 12 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	677013 m	Ancho:	1.0 m	Temperatura:	9.4 °C
Coordenada Y:	5915647 m	Incisión	0.5 m	Oxígeno disuelto:	11.86 mg/L
Altitud:	213.7 m	Profundidad del caudal:	0.10 m	Conductividad eléctrica:	73.5 μS/cm

Observaciones: estero de lecho aluvial, arenoso-limo. Las riberas del estero están desprovistas de vegetación. El punto se ubica en las cercanías de un lugar de alimentación y descanso de animales pertenecientes a una vivienda cercana.



Sitio: **WING-W1**

Fecha: Lunes 12 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	677414 m	Ancho:	0.60 m	Temperatura:	9.8 °C
Coordenada Y:	5916246 m	Incisión	0.7 m	Oxígeno disuelto:	11.59 mg/L
Altitud:	186.8 m	Profundidad del caudal:	0.10 m	Conductividad eléctrica:	54.9 μS/cm

Observaciones: Pequeño estero de lecho aluvial arenoso-limoso, con bolones de 15-20 cm de diámetro aislados. Se ubica en un área fuertemente intervenida con procesos de tala ocurriendo en sus laderas cercanas. Arbustos de quila protegen las riberas del abundante material leñoso libre dispuesto en la planicie y en las riberas.



Sitio **WING-W2**

Fecha: Lunes 12 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	677344 m	Ancho:	1.5 m	Temperatura:	10.7 °C
Coordenada Y:	5916699 m	Incisión	1.0 m	Oxígeno disuelto:	11.7 mg/L
Altitud:	166.2 m	Profundidad del caudal:	0.20 m	Conductividad eléctrica:	73.5 μS/cm

Observaciones: Estero de lecho aluvial, con sedimentos predominantemente tamaño arena. Abundante vegetación nativa ribereña



Sitio: **WING-W3**

Fecha: Lunes 12 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	677332 m	Ancho:	2.0 m	Temperatura:	9.4 °C
Coordenada Y:	5917314 m	Incisión	1.0 m	Oxígeno disuelto:	12.52 mg/L
Altitud:	106.9 m	Profundidad del caudal:	0.15 m	Conductividad eléctrica:	82.5 μS/cm

Observaciones: estero de lecho rocoso con bolones de 20 cm de diámetro promedio y tamaño máximo de 1 metro. Abundante material leñoso y vegetación ribereña exótica (aromo).



Sitio: **WING-W4**

Fecha: Lunes 12 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	677956 m	Ancho:	2-3 m	Temperatura:	9.2 °C
Coordenada Y:	5918180 m	Incisión	2.0 m	Oxígeno disuelto:	12.88 mg/L
Altitud:	33.98 m	Profundidad del caudal:	0.15 m	Conductividad eléctrica:	76.7 μS/cm

Observaciones: estero de lecho rocoso con bolones de 40 cm máximo, promedio de 20-15 cm. Importante deforestación en las laderas próximas al canal.



Sitio: **WING-S0**

Fecha: Viernes 30 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	681490 m	Ancho:	3.0 m	Temperatura:	8.9 °C
Coordenada Y:	5915347 m	Incisión	2.0 m	Oxígeno disuelto:	12.4 mg/L
Altitud:	222.16 m	Profundidad del caudal:	0.25 m	Conductividad eléctrica:	77.8 μS/cm

Observaciones. Estero de lecho predominantemente rocoso con bolones de 40 cm de diámetro máximo, con un promedio de 20-25 cm. Sedimentos rocosos entre las rocas y sedimento fino muestreado en las zonas de los bancos activos. Vegetación nativa. Además de la muestra S0, se obtiene la muestra duplicada S7

Sitio: **WING-S1**

Fecha: Viernes 30 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	681519 m	Ancho:	0.50 m	Temperatura:	9.4 °C
Coordenada Y:	5915477 m	Incisión	0.20 m	Oxígeno disuelto:	11.31 mg/L
Altitud:	250.68 m	Profundidad del caudal:	0.05 m	Conductividad eléctrica:	50 µS/cm
Observaciones. Vertiente pequeña de curso intermitente. Lecho aluvial arenoso. Vegetación nativa.					

Sitio: **WING-S2**

Fecha: Miércoles 14 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	681942 m	Ancho:	0.50 m	Temperatura:	12.3 °C
Coordenada Y:	5915676 m	Incisión	0.40 m	Oxígeno disuelto:	11.82 mg/L
Altitud:	253.04 m	Profundidad del caudal:	0.05 m	Conductividad eléctrica:	61.8 µS/cm
Observaciones. Pequeña vertiente escondida bajo abundante material leñoso. Lecho aluvial variando a rocoso en zonas superior.					

Sitio: **WING-S3**

Fecha: Lunes 05 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	680369 m	Ancho:	1.0 m	Temperatura:	9.1 °C
Coordenada Y:	5916277 m	Incisión	0.50 m	Oxígeno disuelto:	12.14 mg/L
Altitud:	155.82 m	Profundidad del caudal:	0.10 m	Conductividad eléctrica:	76 µS/cm
Observaciones: estero de lecho mixto con depósitos arenosos entre bloques de más de 10 cm y hasta 50 cm muy angulosos. Abundante vegetación.					



Sitio: **WING-S4**

Fecha: Lunes 05 de agosto de 2019

Ubicación		Morfología del cauce		Parámetros fisicoquímicos	
Coordenada X:	680395 m	Ancho:	1.5 m	Temperatura:	8.8 °C
Coordenada Y:	5916371 m	Incisión	0.60 m	Oxígeno disuelto:	12.36 mg/L
Altitud:	152.1 m	Profundidad del caudal:	0.20 m	Conductividad eléctrica:	76 µS/cm

Observaciones: segmento recto del estero con una incisión de 60 cm, sobre lecho aluvial-rocoso.



ANEXO 3: ORIGEN DE LOS ERRORES EN LA ANALÍTICA ELEMENTAL E ISOTÓPICA

A partir de los errores en el balance (EB) y la conductividad (δk_{25} , Tabla 5.4), es posible determinar el origen de los errores en las mediciones. Siguiendo a McCleskey *et al.* (2012), al graficar ambos errores se observa una clara tendencia hacia el cuarto cuadrante asociado a una subestimación de aniones, donde las muestras S3 y N0 presentan los mayores desbalances (Figura 6.4). La muestra W3 con ambos desbalances negativos cae en el tercer cuadrante relacionado a una subestimación de cationes.

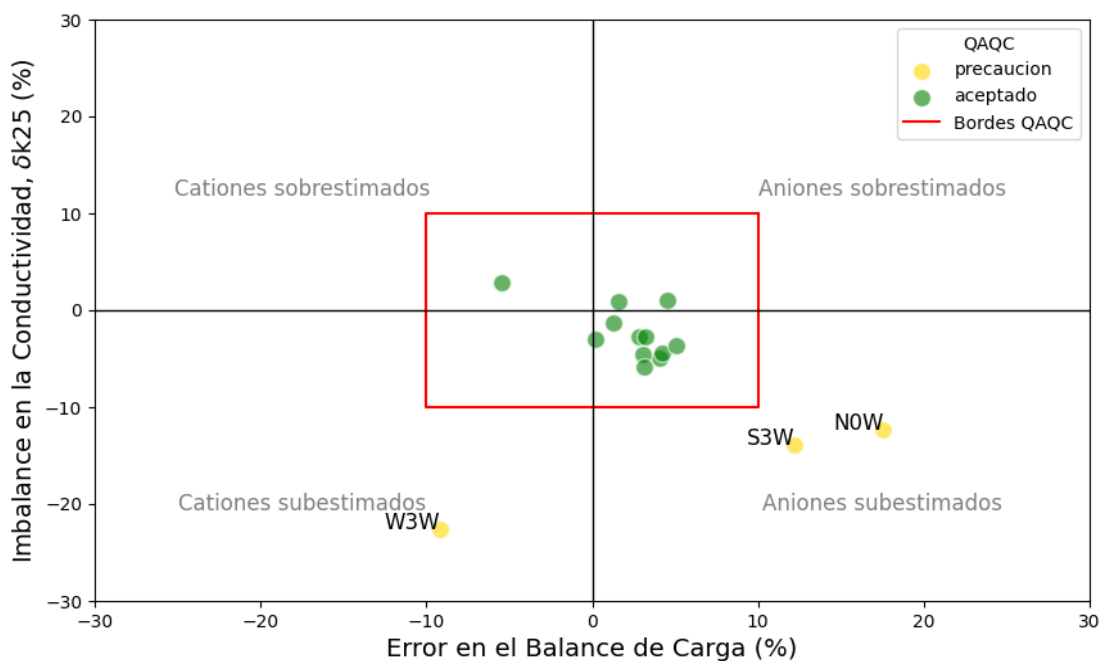


Figura 1 Comparación del error en el balance de carga (EB) respecto al imbalance en la conductividad (δk_{25}). Los bordes rojos representan los límites de 10% en el rango de aceptado.

En el eje x, el error en el balance (EB) muestra un sesgo predominantemente positivo, con una relación 14:2 entre valores positivos y negativos. Fritz (1994) asocia sesgos predominantemente positivos a la subestimación de la alcalinidad en el laboratorio, por precipitación de carbonatos en la botella de muestra, y recomienda con énfasis la titración en terreno. Este fenómeno parece explicar el desbalance en la muestra N0 ($EB_{N0}=17.6\%$), con apenas $33 \mu\text{eq/L}$ de HCO_3^- . La muestra S3 también pareciera presentar este problema, pero en menor intensidad ($EB_{S3}=12.2\%$), con valores de HCO_3^- de $329 \mu\text{eq/L}$.

Por otro lado, la muestra W3 en el tercer cuadrante muestra un patrón particular, donde el imbalance de carga es moderado ($EB_{W3}=-9.2$), sin embargo, el desbalance de conductividad es fuertemente negativo ($\delta k_{25, W3}=-22.6$). En este caso, se sugieren las siguientes explicaciones:

- 1) la sobrestimación de la conductividad en campo por una descalibración del instrumento.
- 2) La subestimación de cationes y aniones de una forma proporcional, a través de la precipitación de carbonatos y/o de minerales arcillosos, que mantuvo el balance de carga en niveles aceptables, pero que desbalanceo con la conductividad medida en campo.

La hipótesis 1) se considera poco probable, considerando que para el resto de mediciones los valores de conductividad se relacionan bien con los calculados mediante las concentraciones iónicas. Es por esto que la lógica inclina a pensar que el origen del error se encuentra en la precipitación de minerales secundarios dentro del contenedor facilitada por una acidificación insuficiente (ej. Appelo & Postma, 2005b).

En síntesis, del total de muestras obtenidas (15 + 1 duplicado de campo), 3 de ellas presentan errores atribuibles a la subestimación de la alcalinidad medida en laboratorio (N0 y S3) y a la precipitación de arcillas por acidificación insuficiente (W3).

Respecto al muestreo isotópico los valores anómalos de la muestra N0 ($\delta^{18}\text{O} = 12.48\text{‰}$ y $\delta^2\text{H} = 28.7\text{‰}$, Tabla 5.6) no se condicen con aguas continentales, usualmente en el rango -22‰ a $+5\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$ y -180‰ a $+20\text{‰}$ para $\delta^2\text{H}$. Incluso, lluvias en ambiente evaporíticos de alta carga isotópica no sobrepasan $\sim 9\text{-}10\text{‰}$ $\delta^{18}\text{O}$ (IAEA, 2023). Valores anómalos como este se podrían explicar a partir de una defectuosa toma y cadena de custodia de la muestra. La presencia de burbujas y la exposición a altas temperaturas pueden provocar evaporación dentro del contenedor, enriqueciendo artificialmente la señal isotópica (ej. Nigro *et al.*, 2024).

ANEXO 4. ERROR BASADO EN EL DUPLICADO Y EN EL ESTANDAR.

Para todos los analitos considerados (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SiO_2 , F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) el error basado en el duplicado (ED) cae en el rango *aceptable*. El ión K^+ y el ión SO_4^{2-} presenta las mayores desviaciones de precisión (4.6% y 4.7% respectivamente). De la misma manera, para todos los analitos, el error basado en el estándar (EE) cae en el rango *aceptable*. En este caso, es el Flúor el anión con mayor desviación de exactitud (7.9%). Los resultados se observan en la Tabla 2.

Tabla 2. Resultados en la evaluación de precisión y exactitud para los analitos medidos (s.i.= sin información).

Analito	HCO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	SiO_2	Cl^-	SO_4^{2-}	F^-	NO_3^-
ED (%)	1.64	0.17	0.34	0.85	4.60	1.83	0.58	4.66	0.00	0.00
EE (%)	s.i.	0.20	2.00	0.00	0.80	2.00	3.70	2.90	7.90	1.90
Evaluación	<i>Aceptado</i>									