



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



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 Geóloga.



Angela Esperanza Contreras Gatica

Profesora Patrocinante: Dra. Fernanda Carolina Álvarez Amado.

Profesora Guía: Dra. Violeta Alejandra Tolorza Tolorza.

Profesores Comisión: MSc. Liubow Nikolaivna González.

Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda.

Concepción, 2022

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	3
1.1.1. Objetivo general	3
1.1.2. Objetivos específicos	3
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS	3
1.3. METODOLOGÍA	4
1.3.1. Etapa de Gabinete 1	4
1.3.2. Etapa de Gabinete 2	8
1.4. TRABAJOS PREVIOS	8
1.5. AGRADECIMIENTOS	9
2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1. GEOMORFOLOGÍA	11
2.1.1. Plataformas graníticas	12
2.1.2. Cordones graníticos.....	13
2.1.3. Pendientes	14
2.2. GEOLOGÍA	14
2.2.1 Basamento metamórfico	15
2.2.2. Serie Oriental	16
2.2.3. Granitoides de Concepción	16
2.2.4. Formación Cosmito.....	17
2.2.5. Depósitos fluviales y aluviales.....	17
2.3. HIDROGEOLOGÍA	18
2.4. CUENCA DE NONGUÉN	19
2.5. COBERTURAS Y USOS DE SUELOS	20
3. MARCO TEÓRICO	21
3.1. METEORIZACIÓN	21
3.2. SISTEMA ISOTÓPICO DEL LITIO	22
4. RESULTADOS	25
4.1. RESULTADOS COBERTURAS Y USOS DE SUELOS	25
4.2. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA	27
4.2.1. Geoquímica de elementos traza en sedimentos en suspensión	27
4.3. ISÓTOPOS DE LITIO	32
4.3.1. Isótopos de Li en sedimentos	32
4.3.2. Isótopos de Li en agua	33
5. DISCUSIÓN	35
5.1. CONDICIONANTES DE LA EROSIÓN	36
5.1.1. Erosión y degradación de los suelos	36
5.1.2. Erosión y usos de suelos	38
5.2. ELEMENTOS TRAZA	45
5.2.1. Concentración de elementos traza en sedimentos en suspensión	46
5.2.2. Tierras raras (REE).	53

5.2.3. Isótopos de Li.....	55
6. CONCLUSIONES	59
7. REFERENCIAS	60
ANEXOS	

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación.....	4
1. 2. Ejemplificación ordenes de Sthaler.	6
1. 3. Mapa de distribución de muestras.	7
2. 1. Mapa geomorfológico de la Cuenca de Nonguén.	11
2. 2. Mapa de pendientes de la Cuenca de Nonguén.	14
2. 3. Mapa geológico de la Cuenca de Nonguén.	15
2. 4. Red de drenajes de la Cuenca de Nonguén y principales esteros en su área. ...	18
3. 1. Contenidos de $\delta^7\text{Li}$ en los principales reservorios terrestres.	24
4. 1. Mapa de coberturas y usos de suelos.....	25
4. 2. Diagramas spider normalizados a la corteza continental superior.	31
4. 3. Muestras de sedimentos en suspensión vs muestras de agua.	34
5. 1. Comparación de las coberturas y el área ocupada dentro de cada subcuenca. .	35
5. 2. Manifestación de la degradación de suelos	36
5. 3. Factores de la erosión en suelos	37
5. 4. Zonas de tala rasa en subcuenca W	44
5. 5. Blox-plot de elementos traza en las distintas subcuencas.	48
5. 6. Concentraciones de REE en las subcuencas.....	54
5. 7. Box-Plot de concentraciones de $\delta^7\text{Li}$ en sedimentos.	55
5. 8. $\delta^7\text{Li}$ vs Li en sedimentos en suspensión.	56
5. 9. $\delta^7\text{Li}$ vs Li en sedimentos en muestras de agua	57
5.10. Comparación de $\Delta\delta^7\text{Li}$ -s en las subcuencas	57

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
2. 1. Distribución de relieves en la Cuenca de Nonguén.....	11
2. 2. Características lineales y superficiales de la Cuenca de Nonguén.	19
2. 3. Usos de suelo en la Cuenca del Estero Nonguén.....	20
4. 1. Distribución de coberturas de suelo.	26
4. 2. Contenidos de elementos traza en sedimentos en suspensión	28
4. 3. Razones isotópicas de Li.	33
4. 4. Contenidos isotópicos de las muestras de agua.	34

RESUMEN

En nuestro país a lo largo de los últimos años ha ocurrido una reducción de los bosques nativos, siendo reemplazados por plantaciones forestales. En la zona centro-sur dichos cambios producen efectos sobre las captaciones de agua en ríos. En este contexto la geoquímica de los sedimentos fluviales puede contener información relevante respecto a procesos de erosión y meteorización que ocurren aguas arriba asociados a los cambios en las coberturas y usos de suelos.

El estudio realizado comprende el análisis de elementos traza y contenido isotópico de Li en sedimentos y muestras de agua en la Cuenca de Nonguén, estableciendo una comparación entre tres subcuencas distintas (S, N y W). Las subcuencas escogidas poseen igual litología, orden de Strahler y pendientes, se diferencian principalmente en las coberturas y usos de suelos que dominan en cada una, esto último con el fin de estudiar si existe una relación entre este factor y el grado de meteorización y erosión.

Se obtuvo como resultado los contenidos de elementos traza en cada subcuenca, evidenciándose un incremento desde la subcuenca con menor proporción de plantaciones forestales (subcuenca S) a aquella con un mayor contenido de este tipo de plantación (subcuenca W), estableciéndose que las coberturas y usos de suelos asociadas a plantaciones forestales influyen tanto en la meteorización de los suelos, como en su posterior erosión mecánica y transporte de sedimentos en suspensión. Las coberturas y usos de suelos de tipo forestal modifican las propiedades del suelo, asociado al manejo que este tipo de plantaciones recibe, tales como: talas rasas, períodos cortos de rotación y uso de maquinaria, entre otros, favoreciendo la acción de procesos de meteorización y erosión.

Se determinó también el contenido isotópico de $\delta^7\text{Li}$ para cada subcuenca, donde a diferencia del contenido de elementos traza en sedimentos en suspensión, estos últimos no presentan grandes diferencias entre subcuencas, en el caso de las muestras de aguas se observa una diferencia más notoria, pero aun así no determinante.

Los resultados obtenidos permiten concluir que ocurre meteorización y erosión en las subcuencas y que esto se ve reflejado principalmente en los elementos traza, donde una mayor concentración de estos estaría asociado a un mayor grado de meteorización y posterior transporte, relacionado a los efectos de las coberturas y usos de suelos. Este último factor es el responsable de la diferencia en las concentraciones de elementos traza en las subcuencas, donde el aumento de coberturas y usos de suelos forestales dentro de cada subcuenca produce también un incremento en la concentración de los elementos estudiados.

A pesar de lo anterior, los resultados isotópicos de Li de las subcuencas no reflejan de gran manera los procesos previamente mencionados. El análisis de estos y la comparación de resultados en muestras de aguas y sedimentos permite sugerir que los productos formados por el proceso de meteorización no producen fraccionamiento isotópico a tasas suficientemente rápidas para revelar diferencias sustantivas en el grado de meteorización entre subcuencas. Es decir, a pesar de que ocurre meteorización en las subcuencas, los materiales formados no producen un fraccionamiento isotópico intenso, por lo que las diferencias entre las subcuencas basado en el contenido isotópico son menos notorias. Sin embargo, los procesos de erosión acelerada son reflejados y mejor representados por los elementos traza en sedimentos en suspensión, donde aquellas subcuencas más afectadas y con mayor influencia de plantaciones forestales exportarían una mayor cantidad de sedimentos, lo que se evidencia en las concentraciones de estos en cada subcuenca.

1. INTRODUCCIÓN

Chile se caracteriza por una predominancia de bosques tipo templado, con una alta diversidad de flora y fauna. Sin embargo, estos han sufrido múltiples impactos a lo largo de los últimos años, con efectos negativos en su biodiversidad. Entre los años 1977-2000, se documenta una rápida reducción del bosque nativo, relacionada a una expansión comercial de distintas plantaciones forestales, estas últimas asociadas a cambios sustanciales en la configuración de los bosques nativos (Echeverría y otros, 2006).

Según Echeverría y otros (2006) los cambios de coberturas y usos de suelos asociados a la pérdida de estos bosques en la zona centro-sur de Chile y el aumento de las plantaciones forestales en las zonas aledañas a estas han producido cambios en las captaciones de agua potable.

Los términos cobertura y uso de suelo son dos conceptos diferentes. La cobertura de suelo se define en base a los atributos de la superficie terrestre y del subsuelo, incluyendo la biota, aguas superficiales y subterráneas (Lambin y otros, 2006), entregando información sobre la relación funcional entre el terreno, clima y los suelos (DeFries y otros, 2002 en Wulder y otros, 2018). El uso de suelo, según Lambin y otros (2006), se refiere al propósito o función para el cual se emplea y explota una cobertura de suelo, implica la manera en la que se manipulan los atributos biofísicos de la tierra, así como la intención para la que se utilizan, en otras palabras, corresponde a las actividades desarrolladas sobre una cobertura. Además, el uso que se le da a un suelo puede ser interpretado y relacionado a la cobertura existente sobre este (Fisher y Unwin, 2005).

León-Muñoz y otros (2017), en relación con la pérdida de bosques, establece que la deforestación de bosque nativo y reemplazo de este por plantaciones forestales ha ido en aumento, con tasas anuales de pérdida de bosque nativo de $2,4\% \pm 1,6$ en la Cordillera de la Costa en la zona centro-sur de Chile, afectando a cuencas que abastecen agua potable. Propone, además, que un entendimiento claro de las coberturas y usos de suelos es clave para comprender los impactos sobre los abastecimientos de aguas y los cambios de estos. Esto se ha reflejado en la zona centro-sur de nuestro país, donde existe una fuerte relación entre las captaciones de aguas y los distintos usos de suelos en un área determinada (Lara y otros, 2009).

En base a lo anterior, el objetivo del presente trabajo es estudiar si las distintas coberturas y usos de suelos, principalmente de carácter forestal y con mayor impacto antrópico, influyen en el

proceso de meteorización y si este proceso se ve o no reflejado en la composición geoquímica de las aguas.

La meteorización por su parte constituye un proceso relevante dentro de los sistemas, que se ve reflejado por la formación de minerales secundarios (White, 2000). La meteorización química controla la formación y evolución de los suelos, en particular la concentración y distribución de elementos químicos en estos, además de sus propiedades físicas (Viers y otros, 2019). Los productos formados a partir de la meteorización de rocas terrestres son transportados principalmente por ríos, razón por la que la geoquímica de aguas de ríos es usada a menudo para la evaluación de tasas de meteorización en cauces (Gaillardet y otros 1999).

El proceso de meteorización produce cambios en concentraciones de elementos traza, los que son altamente sensibles a procesos como la meteorización e impactos de tipo antrópico (Gaillardet y otros, 2003), siendo fundamentales para entender la intensidad y factores que controlan la meteorización. Un trazador de este proceso, que ha sido foco de estudio en los últimos años es el sistema isotópico del Li, elemento que muestra un mayor fraccionamiento con la formación de minerales secundarios, por lo que sus isótopos proveen información sobre la meteorización de silicatos en ambientes superficiales (Misra y Froelich, 2012).

Junto con lo anterior, es necesario considerar la relación entre meteorización y las tasas de erosión física (Dixon y otros, 2012), esta última evidenciada por el transporte de sedimentos. Además, la respuesta de los suelos ante la erosión también es influenciado por el tipo de coberturas y usos de suelos, siendo más o menos afectados por este proceso (Banfield y otros, 2018).

En este trabajo se estudió la Cuenca de Nonguén, la que constituye un objeto de interés dado que presenta una amplia variedad de coberturas y usos de suelos dentro de su extensión, además de que sus esteros abastecen de agua potable a comunidades aledañas a la zona. Se analizaron tres subcuencas comprendidas dentro de la Cuenca de Nonguén, con distintas coberturas y usos de suelos, utilizando herramientas geoquímicas, como los elementos traza y contenido isotópico de Li, buscando así establecer diferencias entre estas y corroborar si existe relación entre las coberturas y usos de suelos y el grado de meteorización.

Lo anterior constituye un tema de gran interés e importancia, ya que entender las variaciones que conllevan las coberturas y usos de suelos como las plantaciones forestales es fundamental para tener antecedentes de los efectos que estas producen en los suelos, además de identificar los cambios producidos en la geoquímica de las aguas, especialmente en zonas donde el agua es

empleada para el consumo humano, donde conocer los procesos que pueden modificar la composición de estas resulta primordial.

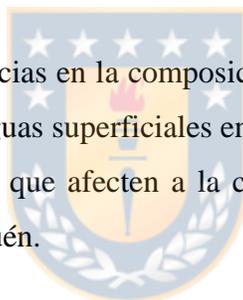
1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Estimar cualitativamente la influencia de distintas coberturas y usos de suelos en la meteorización de la Cuenca de Nonguén.

1.1.2. Objetivos específicos

1. Caracterizar la geoquímica de elementos traza en sedimentos en suspensión en la Cuenca de Nonguén.
2. Establecer si existen diferencias en la composición geoquímica y señal isotópica de Li en los sedimentos finos y las aguas superficiales en cada subcuenca.
3. Identificar posibles factores que afecten a la composición geoquímica de los elementos traza en la Cuenca de Nonguén.



1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS

El estudio se llevó a cabo en la región del Biobío, específicamente en tres subcuencas contenidas dentro de la Cuenca hidrográfica de Nonguén en la provincia de Concepción (Figura 1.1), con una superficie de ~ 5345 Ha. La cuenca comprende las comunas de Hualqui, Chiguayante y Concepción. Al S de dicha cuenca se encuentra contenido el Parque Nacional Nonguén (~ 3030 Ha), que incluye dentro de sus límites a las subcuencas N y S, y parte de la subcuenca W. Se puede acceder a la cuenca a través de la ruta 146, la cual une a Concepción con la carretera Panamericana, posteriormente ingresando a la calle Collao y descendiendo finalmente por el Camino Nonguén y la vía O-690.

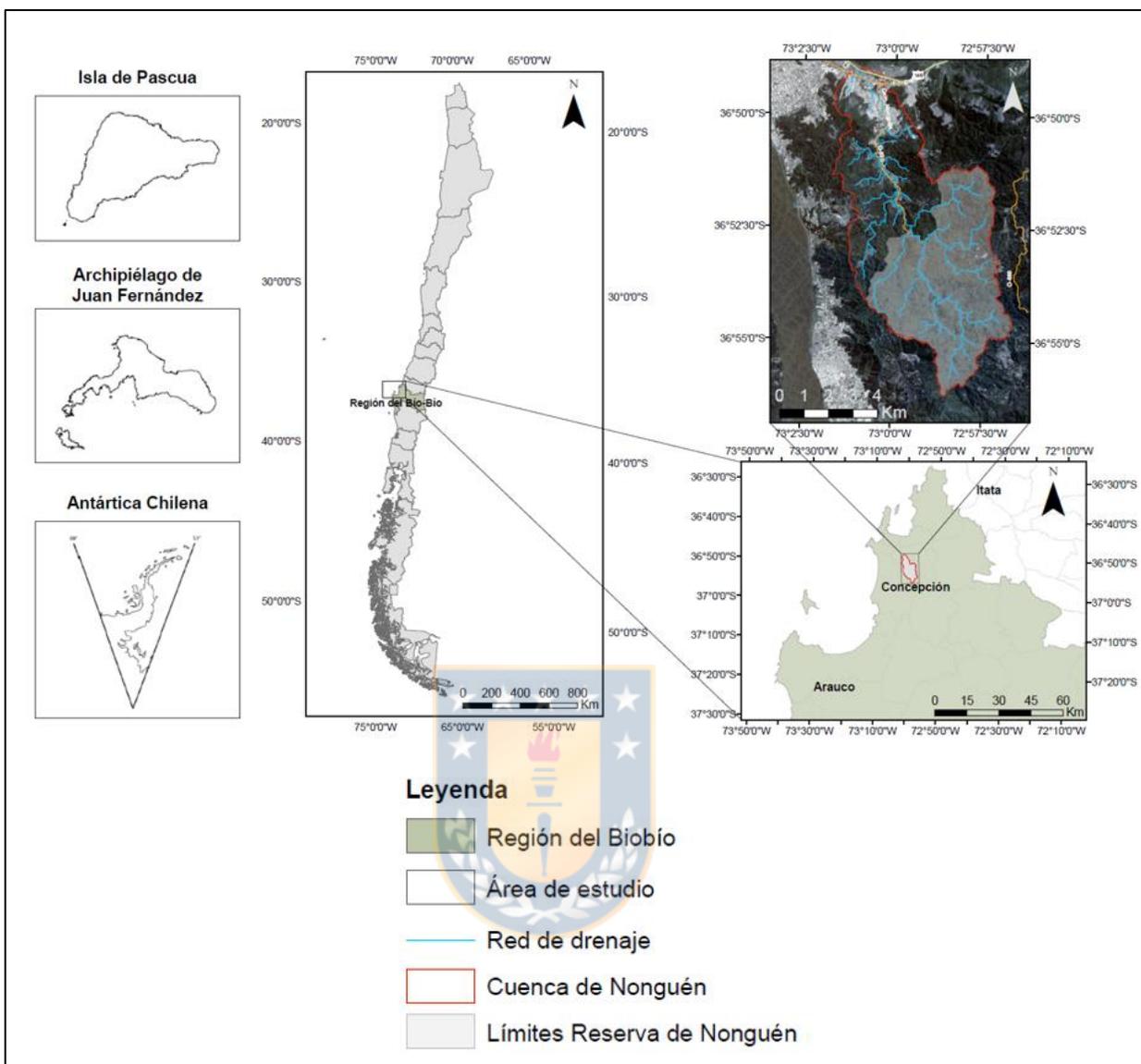


Figura 1.1: Mapa de Ubicación.

1.3. METODOLOGÍA

El trabajo e investigación se llevó a cabo en distintas etapas de trabajo.

1.3.1. Etapa de Gabinete 1

Dentro de esta etapa, se realizó una recopilación y revisión bibliográfica de los antecedentes del área de estudio y en particular de las subcuencas analizadas, se estudió la geología del área, así

como sus rasgos geomorfológicos, además de sus características hidrogeológicas. Se recopilieron también diversos trabajos que emplean a los elementos traza e isótopos de Li como herramientas geoquímicas e indicadores de diversos procesos hidrogeoquímicos, enfocándose en su relación con la meteorización y procesos asociados.

Se llevó a cabo una salida a terreno previa, en la cual se analizó la cuenca a estudiar, seleccionando dentro de la misma tres subcuencas distintas. La selección de subcuencas se llevó a cabo en base a las características que estas poseen, tanto similares como distintivas. Entre las características que comparten se tiene que poseen igual orden de Strahler, en este caso de orden 2, además de tener igual litología y composición, junto con pendientes similares dentro de su extensión. Lo anterior con el fin de que estos factores no influyeran en las diferencias estudiadas dentro de estas ni en los procesos asociados, tales como meteorización y erosión.

Finalmente, el factor que permite caracterizar a cada subcuenca estudiada corresponde a las coberturas y usos de suelos presentes en cada una, siendo esto la principal diferencia entre ellas, ya que las subcuencas poseen distintas proporciones de coberturas, las que a su vez se encuentran destinadas a diversos usos. Esto con el fin de establecer una relación entre este factor y sus efectos en la geoquímica de cada subcuenca.

Como se mencionó anteriormente, la cobertura hace referencia a el tipo físico de cobertura en superficie, ya sea vegetación o construcciones hechas por humanos, mientras que, los usos de suelos indican cómo las personas utilizan el suelo y la función que este cumple (agricultura, recreación, entre otros), así como las operaciones realizadas en este con el fin de obtener productos o beneficios, sin importar la superficie sobre el suelo y pudiendo una mismo tipo de cobertura emplearse en distintos usos (Coffey, 2013).

El orden de las subcuencas se determinó en base al número de Strahler, el que corresponde a una medida numérica de la complejidad de ramificación de una corriente. Se emplea también para definir el tamaño del flujo basado en la jerarquía de los afluentes asociados (Horton, 1945; Strahler, 1952 y 1957).

En la aplicación del número de Strahler, cada segmento de un río en una red fluvial es considerado como un nodo dentro de un árbol, donde el siguiente segmento aguas abajo corresponde al nodo “padre” de este, aumentando sucesivamente su orden. Al confluir dos segmentos de orden 1 se da origen a un nuevo segmento de orden 2, al hacerlo dos segmentos de orden 2 estos tienen como resultado un segmento de orden 3, es decir que cuando confluyen

afluentes de igual orden el resultado es un segmento de un orden mayor (Figura 1.2). En el caso de un afluente de orden menor que se une a uno de orden mayor, el resultado es que se mantiene el orden del afluente mayor (Devroye y otros 1995, 1996; Kirchner, 1993).

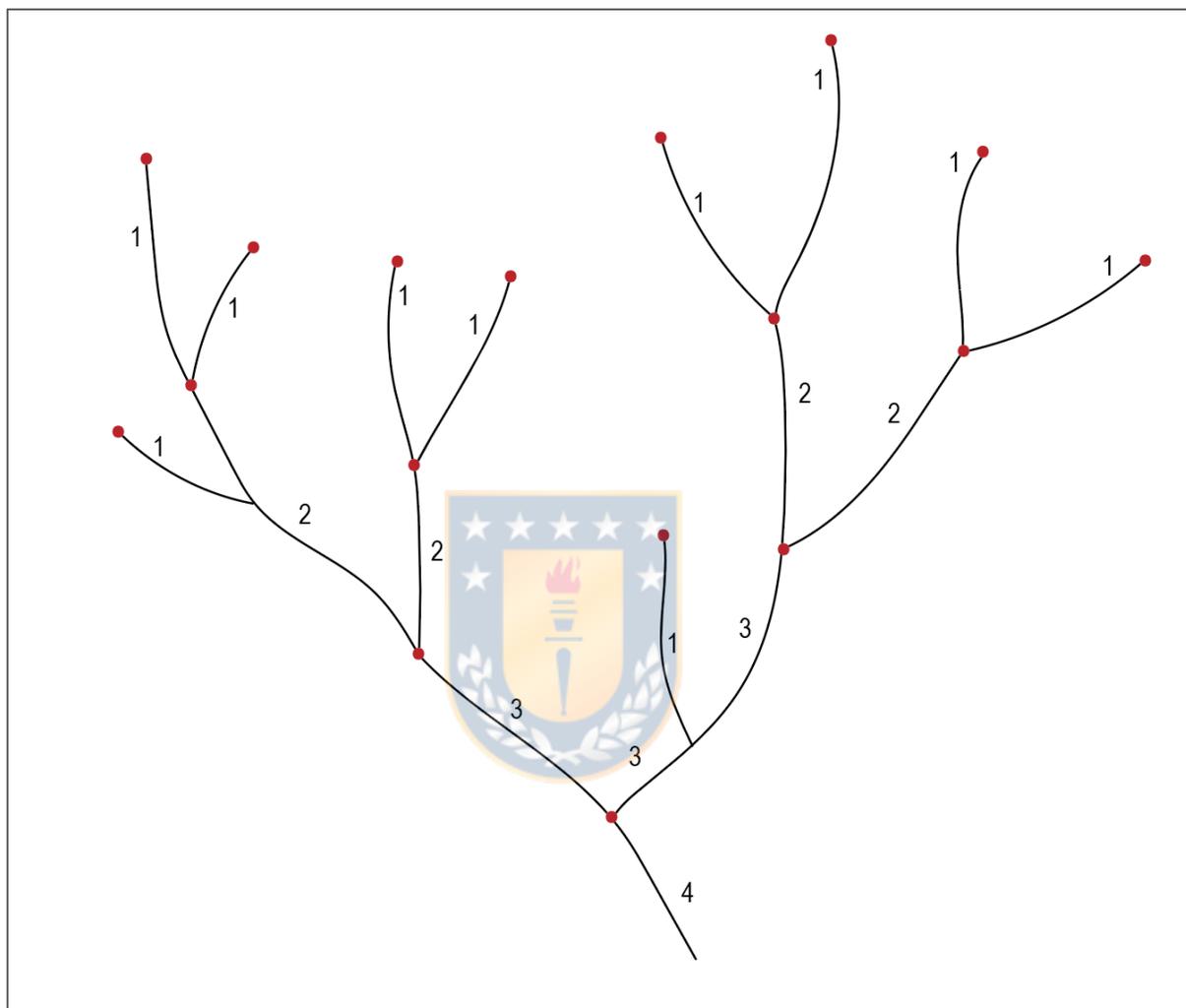


Figura 1.2: Ejemplificación ordenes de Sthaler.

Una vez seleccionadas las subcuencas, se determinaron los puntos de muestreo (Figura 1.3) y posteriormente se llevó a cabo la recolección de muestras dentro de cada subcuenca, para posteriormente ser analizadas en laboratorio. Se incluyen análisis de agua y de sedimentos en suspensión.

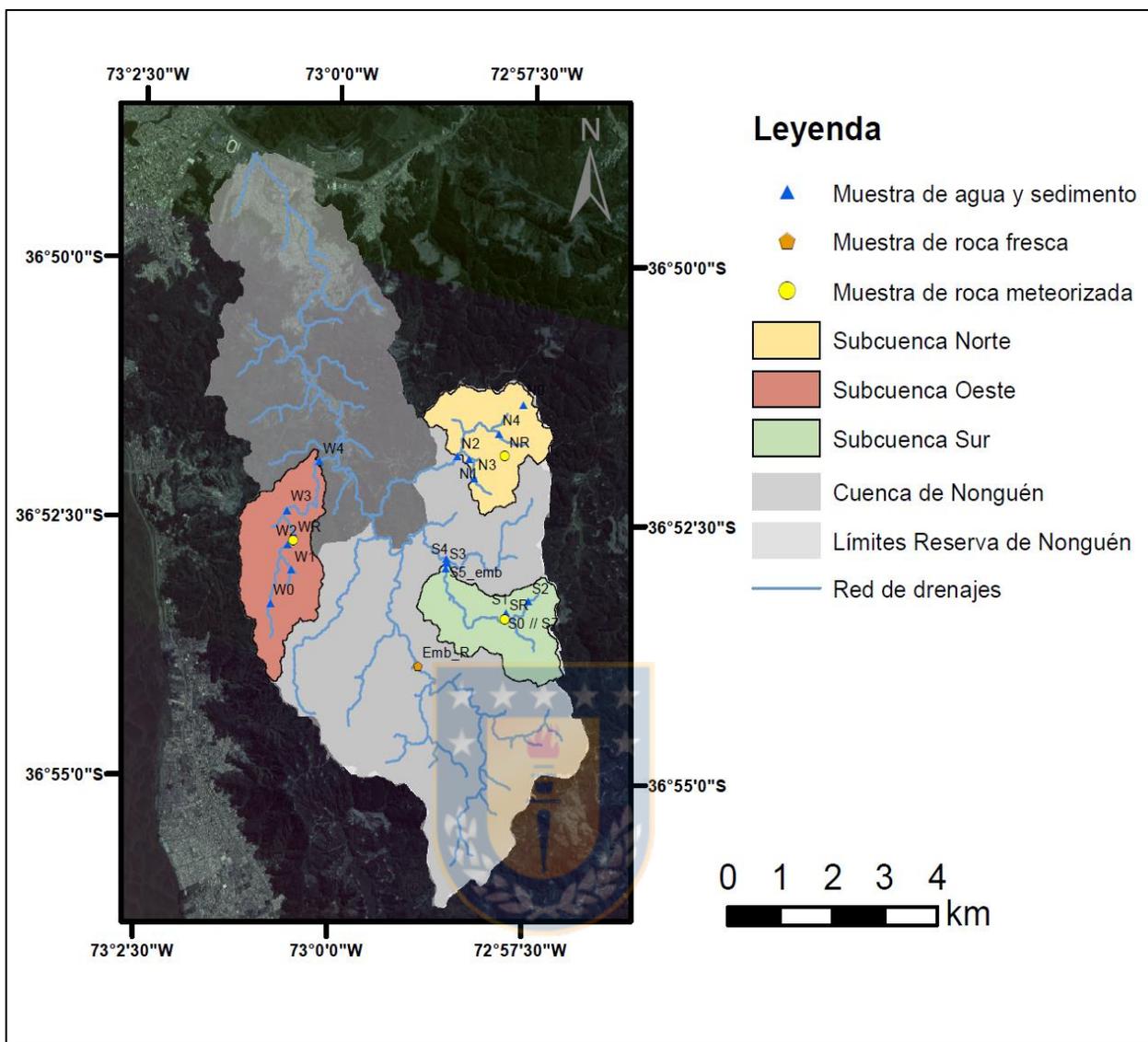


Figura 1.3: Mapa de distribución de muestras.

Las muestras de agua recolectadas fueron filtradas utilizando jeringas plásticas, con un filtro de $0,45 \mu\text{m}$, y sus envases (125 ml) fueron anteriormente ambientados con agua filtrada. En particular, para el análisis de isótopos de Li las muestras requirieron ser acidificadas para su conservación, utilizando 1,25 ml de HNO_3 de concentración 4 normal. Todos los recipientes se llenaron evitando la presencia de burbujas de aire. Posteriormente las muestras fueron selladas y refrigeradas a una temperatura de 4°C hasta su envío a laboratorio.

El análisis de elementos traza (Al, Ti, Fe, Li, B, Sc, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, La Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Pb, Th, U) se desarrolló en Universidad de Rutgers

(Estados Unidos) mediante el espectrómetro de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS) ThermoScientific iCap-Q.

Los isótopos de Li, fueron analizados en la misma institución, usando un ICP-MS con Multicolector (*ThermoScientific Neptune Plus Multicollector*, MC ICP-MS).

1.3.2. Etapa de Gabinete 2

Se realizó un estudio de las muestras seleccionadas para su análisis elemental e isotópico, interpretando los procesos geoquímicos y antrópicos que afectan la zona estudiada, caracterizando cada una de las subcuencas en base a su contenido de elementos traza e isotópico, para esto se emplearon diversos diagramas y gráficos, también se realizaron diversos mapas que permiten visualizar la cuenca de manera general y cada subcuenca en mayor detalle. Finalmente, una vez que se identificaron las diferencias entre cuencas, se realizó la discusión de los resultados obtenidos junto con las conclusiones.



1.4. TRABAJOS PREVIOS

El área de la Cuenca de Nonguén ha sido un foco de estudios por diversos autores, esto debido a la gran diversidad de flora y especies nativas que comprende en su extensión, además de su gran relevancia debido a que constituye un punto principal de abastecimiento de agua a las zonas aledañas de Concepción.

La geología es descrita por Galli (1967) en su trabajo “Geología Urbana y Suelo de Fundación de Concepción y Talcahuano, Chile.”, en dicho trabajo, se describe a la Formación Cosmito, la que aflora dentro del área de interés.

Aguirre y otros (1972) en “*Distribution of metamorphics facies in Chile an outline*” define el Basamento Metamórfico en el área estudiada, describiendo las características litológicas de las rocas metamórficas y sus relaciones con otras unidades.

Uno de los trabajos que ha caracterizado la zona de Nonguén corresponde al estudio realizado por el instituto EULA en el año 2002, titulado “Zonificación del fundo Nonguén”, que describe las principales características del Fundo Nonguén, detallando la geología, geomorfología y distintos usos dentro del área estudiada.

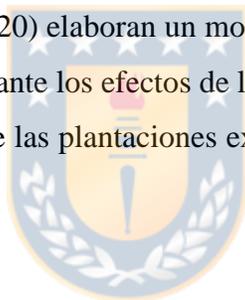
Creixell (2001), en su trabajo “Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30’ S y 38°00’ S”, detalla la composición y características de las rocas intrusivas de la zona.

Posteriormente, Ramírez (2004) en su tesis titulada “Estudio geológico ambiental de la cuenca del estero Nonguén” describe la Cuenca de Nonguén, caracterizando su geología, geomorfología y características de las coberturas y usos de suelos en su área.

Correa-Araneda y Salazar (2014) tienen como objeto de estudio el Estero Nonguén, buscando establecer una relación entre los cambios en la calidad de su agua y cambios en los suelos debido a la actividad humana.

CONAF (2019) en su informe “Plan de manejo de la Reserva de Nonguén” describe la relevancia de la Reserva de Nonguén, destacando y detallando la amplia biodiversidad presente dentro de esta, las características principales del sector y los factores que llevan al interés de su protección.

Martínez-Retureta y otros (2020) elaboran un modelo SWAT en la cuenca del río Andalién, evaluando su respuesta hidrológica ante los efectos de los cambios de usos y coberturas de suelos. En particular detallan el aumento de las plantaciones exóticas como explicación a los cambios en la dinámica del ciclo hidrológico.



1.5. AGRADECIMIENTOS

Agradecer a la profesora Violeta Tolorza Tolorza, por su constante apoyo y por incluirme en su proyecto, el cual recibió financiamiento del proyecto Fondecyt 11190864 y utilizó datos de elevación TanDEM-X ©DLR2017 del proyecto DEM_GEOL0845. A la profesora Fernanda Álvarez Amado, por la propuesta de este tema de memoria, por depositar su confianza en mí y guiarme a lo largo de este estudio. También a CONAF por autorizar y apoyar el muestreo realizado en la cuenca.

A mis amigos Vicente, Javiera, Constanza, Matías y Estela, por siempre brindarme su ayuda y compañía durante todos los años de carrera.

A mi familia por siempre estar presentes a lo largo de mi carrera universitaria y a lo largo de este trabajo, especialmente mi hermana Victoria. Agradecer también a mi pareja Yerson Muñoz

por ser un pilar fundamental al motivarme y brindarme siempre su comprensión, cariño y apoyo incondicional en este proceso.



2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. GEOMORFOLOGÍA

Dentro de la Región del Biobío, Börgel (1983) reconoce cinco unidades morfoestructurales, de W a E: Planicies Litorales, Cordillera de la Costa, Depresión Intermedia, Precordillera y Cordillera Andina. La Cuenca de Nonguén se encuentra inserta en la Cordillera de la Costa, esta última compuesta por rocas graníticas y metamórficas (Hervé y otros, 1988), donde los cordones graníticos poseen un alto grado de meteorización. Alrededor de un 60% de la Cordillera de la Costa es afectada por erosión, que va de moderada a muy severa, la cual actúa principalmente en laderas con pendientes mayores a 10° (Börgel, 1983).

En el trabajo realizado por EULA (2002) se describen las principales geomorfologías que caracterizan el área estudiada, dentro de la cuenca se distinguen dos relieves principales: relieves de erosión, tales como cordones y plataformas (Figura 2.1) y relieves de acumulación (valles locales y llanura aluvial). La cuenca estudiada es predominantemente montañosa, en donde alrededor de un 90% de la superficie corresponde a relieves en altura, el porcentaje restante es ocupado por relieves bajos (llanura fluvial y valles actuales), en la Tabla 2.1 se representa el área y porcentaje que abarca cada tipo de relieve dentro de la cuenca.

Tabla 2.1: Distribución de relieves en la Cuenca de Nonguén

Unidad Geomorfológica		Área (Ha)	%
Cordones montañosos	<300m	2888,6	54,0
	>300 m	1894,9	35,4
Plataforma de erosión	Nivel 1	121,7	2,3
	Nivel 2	77,4	1,4
Relleno Aluvial		363,3	6,8

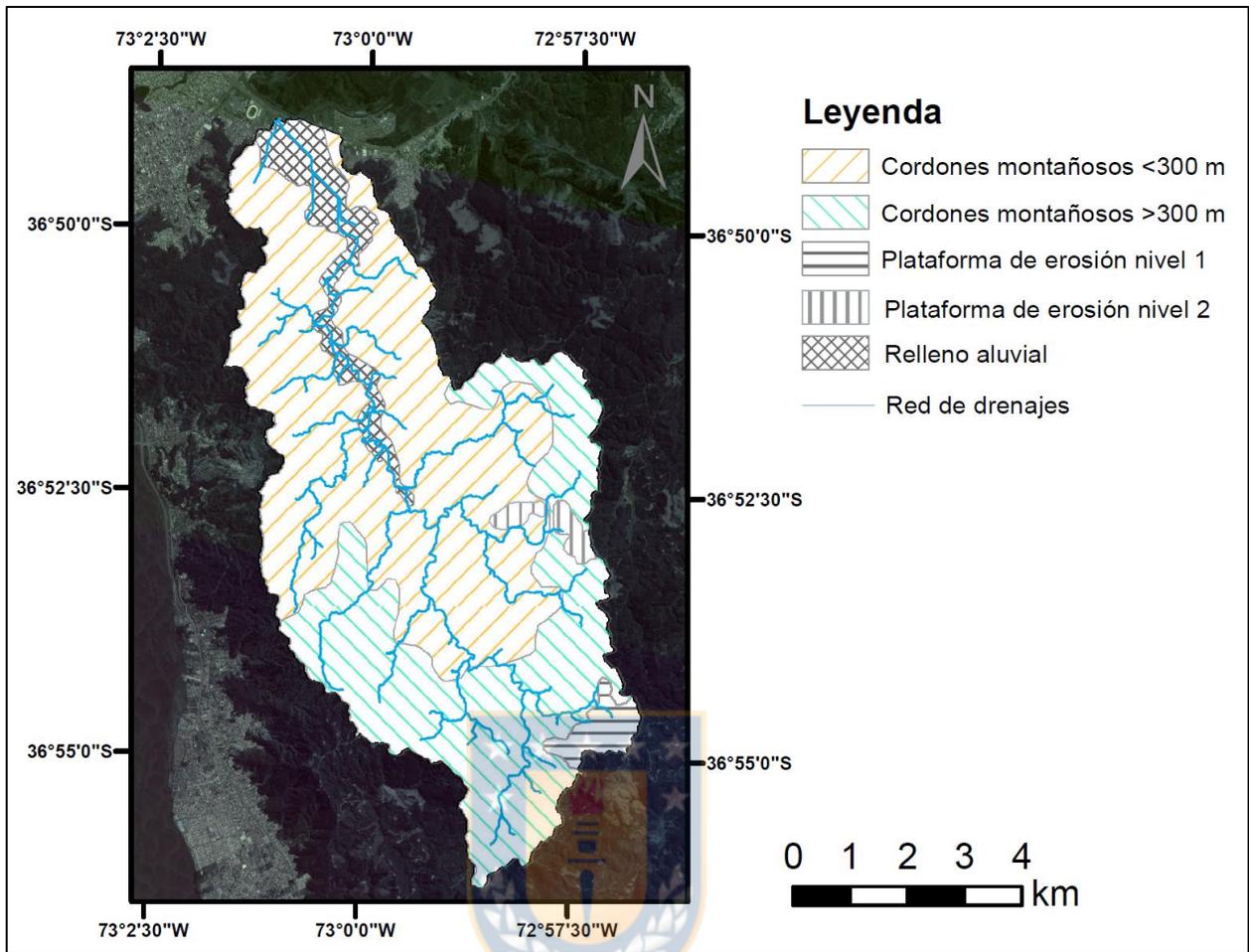


Figura 2.1: Mapa geomorfológico de la Cuenca de Nonguén. Modificado de Ramírez (2004).

2.1.1. Plataformas graníticas

Las plataformas graníticas equivalen a un 7% de la superficie total, siendo relieves altos que superan los 200 m.s.n.m y que se extienden hacia el E fuera de la cuenca. Corresponden a relieves de erosión, presentándose en dos niveles distintos:

Nivel 1: siendo los más altos, se presentan en el sector S de la cuenca.

Nivel 2: localizados en el sector E.

Las condiciones topográficas de estas unidades son de características moderadas, con pendientes en general menores a 20%. Sus bajas pendientes han sido un factor para el acceso y ocupación para actividades agrícolas y forestales, lo que tiene un efecto de vulnerabilidad sobre la unidad ante los procesos erosivos.

2.1.2. Cordones graníticos

Ocupan un 88% de la superficie de la cuenca, siendo el relieve predominante dentro de esta. Se presentan en dos niveles distintos de altitud (EULA, 2002):

Nivel Superior: mayor a 300 m.s.n.m, en el sector S y SE de la cuenca, en los cuales predominan las rocas del Basamento Metamórfico. Hacia el S de la cuenca, en la cabecera del Estero Manquimávida, los relieves alcanzan las mayores alturas, alcanzando hasta 462 m.s.n.m (Ramírez, 2004).

Nivel Inferior: con altitudes entre 200-250 m.s.n.m. en el sector N y NE, formados por las serranías que descienden hacia el curso de agua principal (Ramírez, 2004). Su morfometría va de pendientes moderadas a fuertes, de 20% a 36% respectivamente (EULA, 2002). Estos cordones se emplazan en los cursos medios e inferiores de la cuenca, en rocas provenientes de los Granitoides de Concepción (Ramírez, 2004).

Los cordones graníticos tienen como base litológica al Batolito Costero, cuya característica más relevante es la presencia de roca disgregada, lo que hace a estos relieves muy frágiles ante factores meteorológicos, teniendo como efecto erosión de laderas, deslizamientos y derrumbes en áreas cuyas pendientes superan el 20% y que no poseen suficiente cobertura vegetal. Pese a lo anterior, los cordones de la cuenca tienen estabilidad de laderas, esto debido a la cobertura boscosa que supera el 75%, protegiendo así al suelo del impacto de precipitaciones.

2.1.3. Pendientes

EULA (2002) describe que el área de estudio presenta pendientes complejas que obedecen la conformación de una cuenca de drenaje torrencial, inscrita en un relieve con una altitud que varía entre 450-10 m.s.n.m. en una distancia que no supera los 15 km.

En la Figura 2.2 se muestra una distribución de los distintos niveles de pendientes comprendidos en la Cuenca de Nonguén, en la que se evidencia el predominio de pendientes que superan los 20%, mientras que aquellas de menor ángulo se concentran en la zona de relleno aluvial.

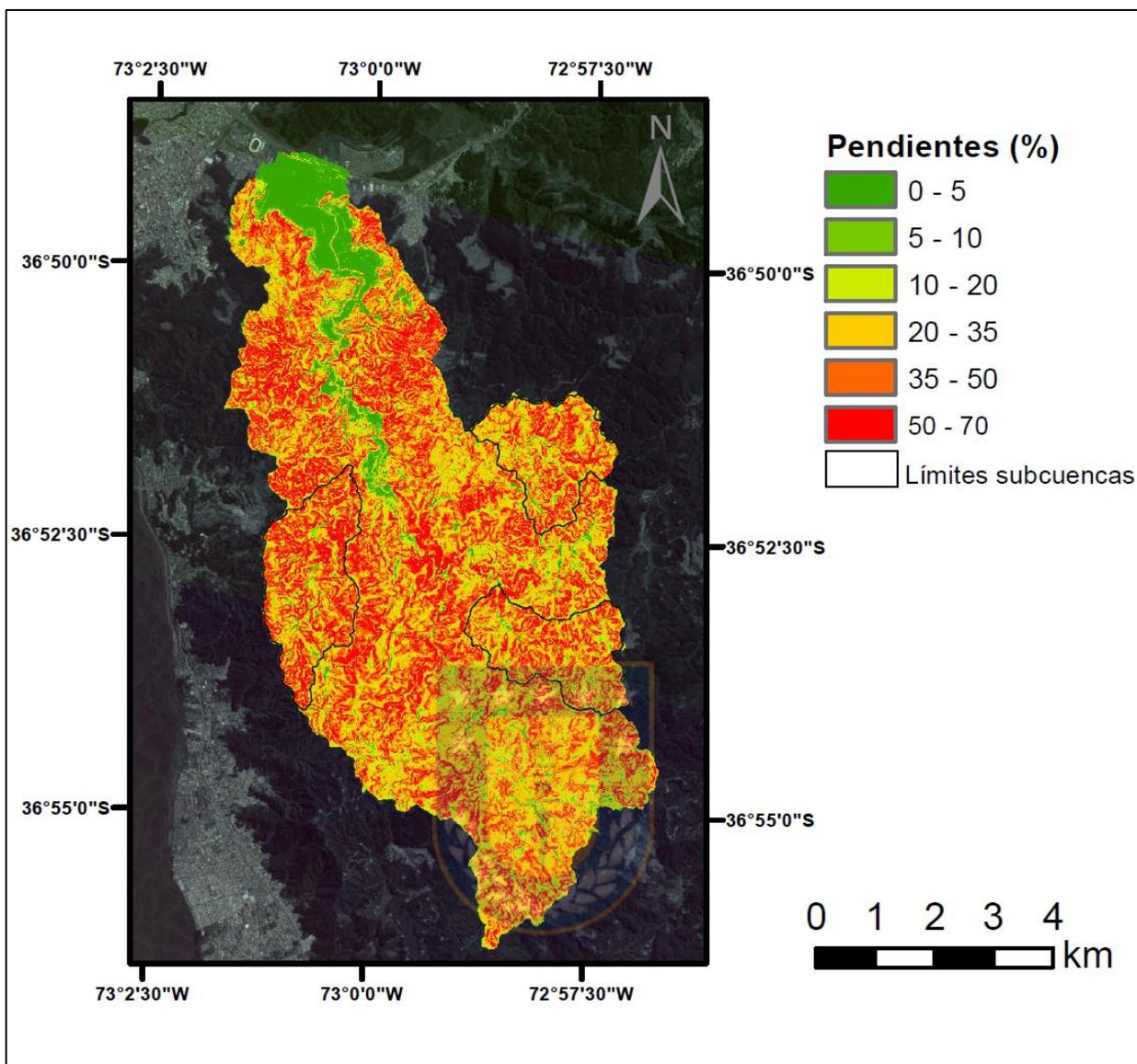


Figura 2.2: Mapa de pendientes de la Cuenca de Nonguén. Datos de elevación TanDem-X ©DLR2017.

2.2. GEOLOGÍA

En el sector de estudio se reconocen tres unidades geológicas principales: El Basamento Metamórfico (compuesto por rocas de la Serie Oriental), los Intrusivos Graníticos del Paleozoico y los sedimentos de valles recientes de edad Holoceno (EULA, 2002). Ramírez (2004), identifica además rocas sedimentarias de origen continental pertenecientes a la Formación Cosmito de edad Eoceno (Figura 2.3).

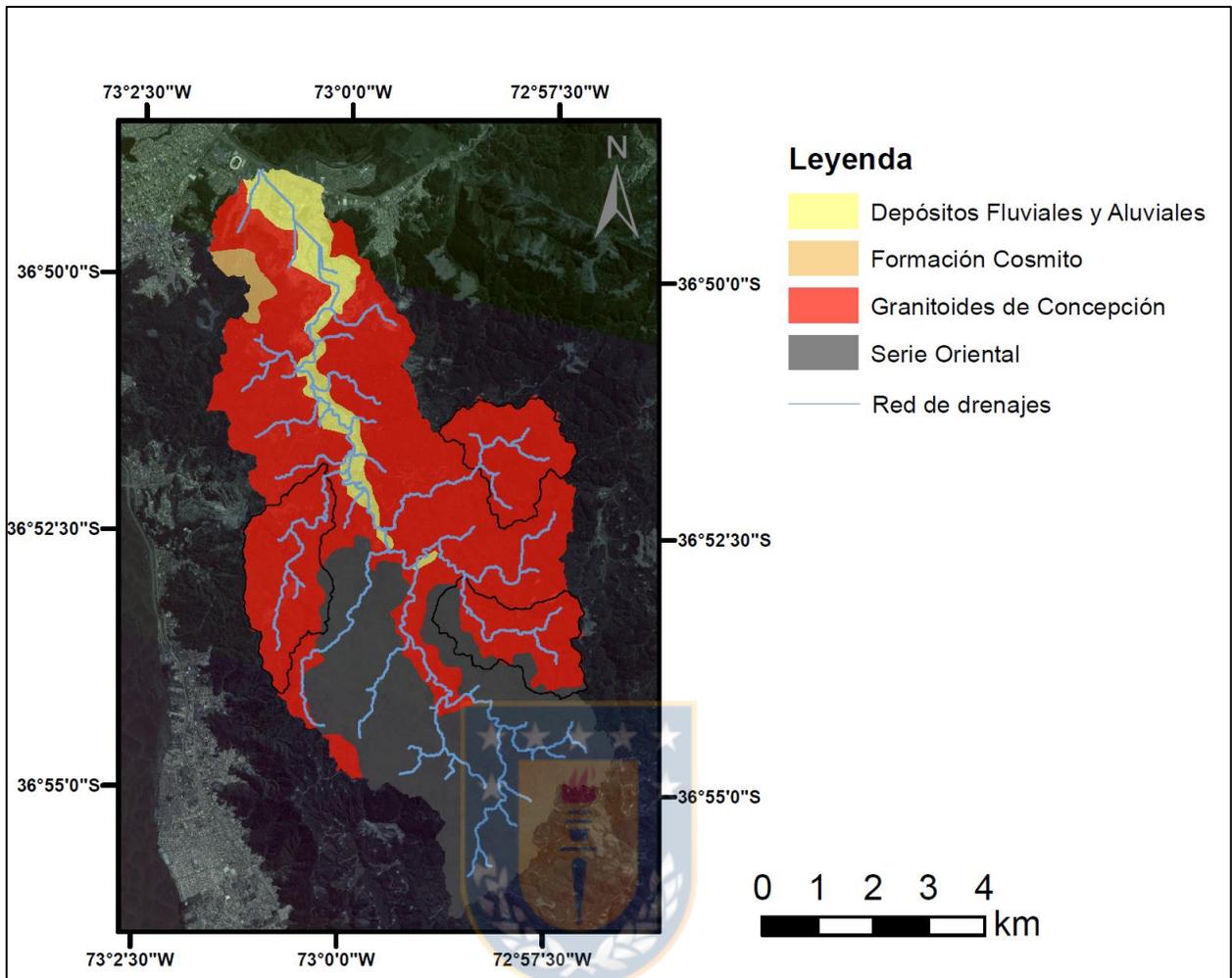


Figura 2.3: Mapa geológico de la Cuenca de Nonguén. Modificado de Ramírez (2004).

2.2.1. Basamento Metamórfico

El Basamento Metamórfico definido por Aguirre y otros (1972), se extiende entre los 34°S y los 41°S, con una longitud aproximada de 880 km, constituido principalmente por complejos de subducción con variados grados de metamorfismo.

Este se distribuye en dos franjas paralelas que conforman un cinturón metamórfico pareado, en donde se distinguen dos series principales: Serie Occidental, con micaesquistos, metacherts y metabasitas, y la Serie Oriental, compuesta por con filitas, metapelitas y rocas córneas (Aguirre y otros, 1972).

En el área de estudio, las rocas que afloran corresponden a la Serie Oriental, localizadas al S y E, en cordones montañosos con alturas que superan los 200 m.s.n.m (Ramírez, 2004).

2.2.2. Serie Oriental

La Serie Oriental forma parte del conjunto de rocas que afloran a lo largo de la costa del S de Chile (Aguirre y otros, 1972), las rocas que conforman esta serie se caracterizan por un bajo grado de metamorfismo (baja presión, alta temperatura), debido a un metamorfismo regional tipo Buchan.

Litológicamente se compone de metapelitas, intercaladas con metareniscas y en menor contenido rocas córneas. A partir de las asociaciones mineralógicas, el grado de metamorfismo ha sido estimado hasta las facies de metamorfismo o granulito inferior, alcanzando temperaturas entre 650°C hasta los 700°C (Hervé, 1977).

Las rocas de la serie son intruidas por los Granitoides de Concepción, se encuentra sobreyacida por la Formación Quiriquina y la Formación Cosmito, además de depósitos sedimentarios cuaternarios.

Esta serie cubre parte de las cabeceras de la Cuenca de Nonguén (EULA, 2002), con afloramientos ubicados en la ladera occidental de la subcuenca del estero Manquimávida, en contacto por intrusión con los Granitoides de Concepción (Ramírez, 2004).

2.2.3. Granitoides de Concepción

Creixell (2001) define los Granitoides de Concepción, los que se distribuyen al N de la ciudad de Concepción y al S de Hualqui, estos conforman gran parte de la Cordillera de la Costa (EULA, 2002). Litológicamente se componen por monzogranitos de biotita, en menor proporción a tonalitas de biotita y micas blancas, con textura fanerítica de grano medio a grueso (Creixell, 2001). En la zona de estudio las rocas corresponden a tonalitas y monzogranitos, en menor proporción algunos granitos y diques de biotita (Ramírez, 2004).

Según Ramírez (2004), en la Cuenca de Nonguén solo es posible encontrar roca fresca de estos granitoides en la Cantera Santa Elena, ya que la mayoría de los afloramientos, distribuidos en los cordones montañosos, corresponden a roca completamente meteorizada.

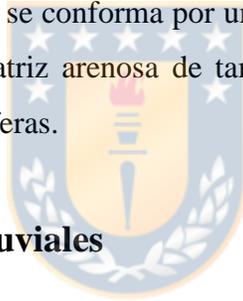
2.2.4. Formación Cosmito

Definida por Galli (1967), con localidad tipo en la Estación de Ferrocarril Cosmito, 5 km al N de Concepción. Corresponde a una secuencia sedimentaria de origen marino-continental, litológicamente compuesta por capas sub-horizontales de lutitas, areniscas, conglomerados y carbón. Presenta un espesor estimado de 300 m (Muñoz Cristi, 1953, en Galli, 1967).

Sobreyace en inconformidad a la Formación Quiriquina y en inconformidad a los Granitoides de Concepción (Salazar, 2004), e infrayace en discordancia a la Formación Andalién (Galli, 1967).

En base a sus características litológicas, el ambiente de sedimentación corresponde a uno lagunar-costero, asociado a pantanos y dunas litorales en un ambiente de baja energía (Galli, 1967).

En el área de interés, Ramírez (2004) nombra que se encuentra un afloramiento perteneciente a esta secuencia, ubicado al SE de Lo Pequén, hacia el límite de la cuenca con los cerros de la Universidad de Concepción, en donde sobreyace en inconformidad a las rocas de los Granitoides de Concepción. Dicho afloramiento se conforma por un conglomerado fino, clasto-soportado con clastos líticos y de cuarzo, con matriz arenosa de tamaño medio, areniscas medias con lentes carbonosos, limos y arcillas caoliníferas.



2.2.5. Depósitos fluviales y aluviales

El valle inferior del río Nonguén, corresponde a parte de la llanura aluvial del río Andalién, cuyos sedimentos que lo conforman son llamados Arenas Andalién (Galli, 1967), consistentes en arenas finas con limos y arcillas no compactadas (EULA, 2002). Proceden de la alteración y erosión del granito de la Cordillera de la Costa. En cuanto a los depósitos fluviales, estos se conforman por gravas y arenas en distintos niveles de terrazas desarrolladas por el río Biobío y Andalién en sus lechos de inundación.

En el área estudiada, los depósitos de sedimentos fluviales de valles actuales se componen de arenas y gravas con origen ígneo y metamórfico, que son arrastrados por el Estero Nonguén desde los cordones adyacentes (Ramírez, 2004)

2.3. HIDROGEOLOGÍA

Los tributarios principales que alimentan al Estero Nonguén (Figura 2.4) son los esteros: Rojas, Compuy, Manquimávida, San Francisco, Rodolmo y Los Lirios. El tipo de red de drenaje es del tipo dendrítico, con un trazado angular característico de terrenos graníticos. Tanto el curso principal, como el de los tributarios del Estero Nonguén, se extienden a través de valles estructurales formados por líneas de fracturas. En el estudio realizado por EULA (2002), se describen algunas de las principales características superficiales y lineales de la cuenca (Tabla 2.2).

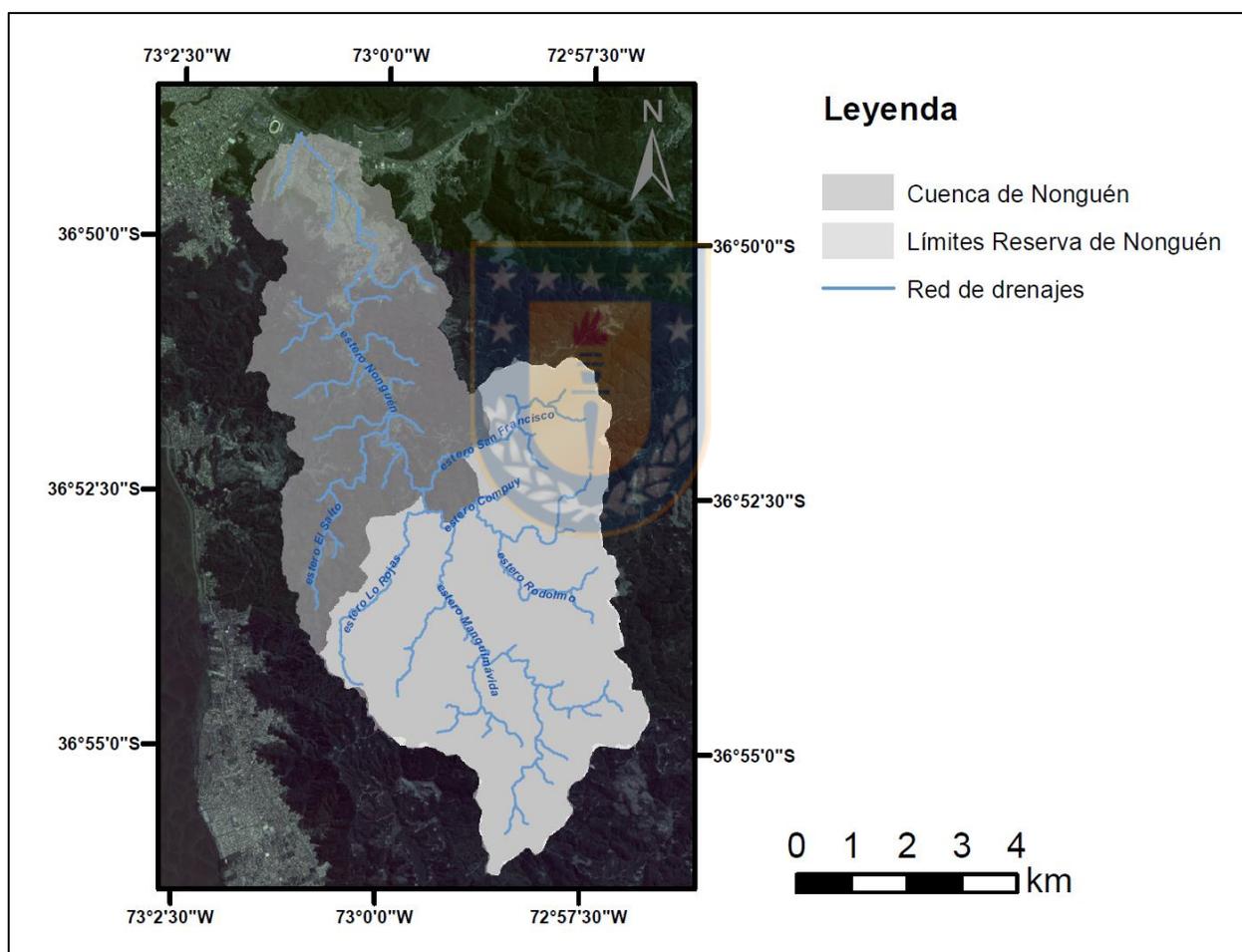


Figura 2.4: Red de drenajes de la Cuenca de Nonguén y principales esteros en su área.

Tabla 2.2: Características lineales y superficiales de la Cuenca de Nonguén. Extraído y modificado de EULA (2002).

Características Superficiales	
Área de la Cuenca	52,68 (Km ²)
Largo total de cauces	9,5821 (Km)
N° total de cauces	147
Densidad de drenaje	1,82 (Km/Km ²)
Frecuencia de cauces	2,79 (Km ²)
Características lineales	
Orden de cuenca	3
Cauces de orden 1	75
Cauces de orden 2	56
Cauces de orden 3	16
Longitud Cauce Principal	14,78 (Km)
Perímetro de la cuenca	38,77 (Km)

2.4. CUENCA DE NONGUÉN

El Parque Nacional Nonguén, ubicado entre los 73°00'S y 36°52'W (EULA, 2002), tiene su origen en la zona llamada "Fundo Nonguén", que se ubica en la zona periurbana de Concepción. Dicho fundo a partir del año 2009 quedó bajo la administración de la Corporación Nacional Forestal (EULA, 2002). La reserva, que corresponde a una cuenca intramontana (Ramírez, 2004), se ubica en la Cordillera de la Costa en la región del Biobío, se caracteriza por altos niveles de endemismo y riqueza de especies, con una creciente influencia de actividad humana (Armesto y otros, 1996).

La cuenca corresponde a un bosque de transición enmarcado en un clima templado cálido con lluvias invernales (Luebert y Pliscoff, 2006). El bosque está conformado por elementos de bosque esclerófilo, con especies características como *Cryptocarya alba*, *Lithrea caustica* y *Persea lingue* que coexisten con especies de bosque valdiviano, como *Laurelia sempervirens*, *Weinmannia trichosperma*, entre otros (García, 2004).

Otra característica importante, además de su amplia diversidad de especies, es su localización en la cabecera del Estero Nonguén, el que corresponde a una subcuenca del río Andalién (CONAF 2019), ubicado entre los 36°49'S y 36°54'S y entre los 72°57'W y 73°01'W aproximadamente, con una orientación de S a N, que representa el curso de agua principal que nace a partir de la confluencia de los esteros Compumpuy y Manquimávida (EULA, 2002). Es, además, una de las cuencas costeras de mayor importancia dentro de la región en cuanto a abastecimiento de agua potable para la comuna

2.5. COBERTURAS Y USOS DE SUELOS

El tipo de suelo presente en área determinada depende mayoritariamente de la cobertura vegetal existente, esta última actúa como una capa protectora ante los diversos procesos erosivos. Cambios en las coberturas y usos de suelos provocan modificaciones en la dinámica de procesos morfogenéticos, así como una pérdida del suelo, lo que se ve potenciado principalmente por actividad agrícola, forestal y expansión del área urbana (Ramírez, 2004).

Dentro del área de Nonguén, Ramírez (2004) identifica diversos usos de suelos y coberturas, así como las actividades destinadas a los suelos. Un ~42% de la superficie en la cuenca, ubicada en el curso superior, corresponde a bosque nativo, con poca intervención antrópica y con una gruesa capa de restos orgánicos, lo que permite proteger el suelo de la erosión hídrica. Los matorrales ocupan un ~20%, en los que se incluyen plantaciones de pino y eucaliptos jóvenes invadidos por arbustos invasivos, localizados en el curso medio y en las nacientes de los esteros Rodolomo, Rojas y Compuy.

En un tercer lugar, se encuentran plantaciones forestales adultas, que se componen de plantaciones de pino y eucalipto, abarcando una superficie de ~18%, localizadas fuera del predio Fundo Nonguén, principalmente en cordones montañosos de nivel inferior.

Entre otras categorías se distingue suelo degradado, bosques mixtos, suelos destinados a uso urbano, áreas sin vegetación, plantaciones forestales jóvenes, terrenos agrícolas y zonas con humedales, la superficie abarcada por cada uso de suelo se detalla en la Tabla 2.3.

Tabla 2.3: Usos de suelo en la Cuenca del Estero Nonguén. Extraído de Ramírez (2004).

Categorías de Uso	Superficie (km ²)	Porcentaje
Bosque nativo	22,2	41,9
Matorral	10,6	20,1
Plantaciones forestales adultas	9,4	17,8
Suelo degradado	3,4	6,4
Bosque mixto	2,5	4,8
Urbano	2,5	4,7
Sin vegetación	1,2	2,3
Terrenos agrícolas	0,6	1,2
Plantaciones forestales jóvenes	0,2	0,4
Humedales	0,2	0,4
Total	52,8	100

3. MARCO TEÓRICO

3.1. METEORIZACIÓN

La meteorización es el proceso por el cual las rocas se descomponen física y químicamente, ya sea en partículas finas sólidas o en componentes disueltos (White, 2020). Constituye una parte fundamental en los procesos terrestres que vinculan el ciclo geológico de la superficie sólida de la tierra a la atmósfera y océanos (Sun y otros, 2010). Goudie (2012) relaciona la meteorización de rocas silicatadas al ciclo de carbono, ya que este proceso en las rocas consume CO_2 y produce como resultado HCO_3^- y CO_3^{2-} , que posteriormente son transportados por aguas continentales (Sun y otros, 2010).

Múltiples factores controlan e influyen sobre la meteorización, entre los que se distinguen aquellos de control climático (temperatura, precipitación, escorrentía, evapotranspiración potencial) y de control geológico, tales como relieve, pendiente, elevación y litología (Gaillardet y otros, 1999; Millot y otros, 2003). Goudie (2012) establece que los factores que influyen sobre la meteorización se agrupan de manera general en aquellos de tipo climático, tectónicos, biológicos y geomorfológicos. Por su parte Bland y Rolls (2016), proponen dos categorías que agrupan a los factores mencionados: intrínsecos y extrínsecos. La primera categoría incluye a las propiedades del material parental (composición mineral, porosidad y fracturas), mientras que la segunda se refiere a aquellos factores ambientales (temperatura, química del fluido e hidrodinámica):

Se distingue a la temperatura como un control directo sobre la meteorización química, además del clima que afecta directamente sobre la escorrentía y erosión, influyendo sobre el grado de meteorización (Goudie, 2012).

La litología es también un factor muy relevante, esto debido a que distintos minerales son más o menos resistentes a este proceso, por lo que experimentan tasas de meteorización más rápidas o lentas dependiendo de su composición (Goudie, 2012). Según West y otros (2005), las rocas silicatadas pueden dividirse en litologías máficas más reactivas (tales como basaltos) y litologías félsicas menos reactivas (granitos y metapelitas), esto debido a que los basaltos poseen minerales como plagioclasas altamente cálcicas, piroxenos y vidrio volcánico, los cuáles se disuelven más rápidamente que aquellos minerales característicos en granitos (Dupré y otros, 2003, en Goudie, 2012).

Existe incertidumbre sobre la relación entre erosión y meteorización química (Gabet 2007, en Goudie 2012), la erosión favorece la meteorización, exponiendo a la roca y minerales a ser afectados por este proceso. Hilley y otros (2010) muestran que las tasas de meteorización química incrementan con la acción de la erosión. West y otros (2005), proponen que es probable que, a una menor tasa de erosión, el suministro de minerales limitaría la meteorización, mientras que a tasas mayores hay una mayor cantidad de material disponible. Sobre cierto umbral de meteorización física, sin embargo, otros factores como la cinética de las reacciones y factores climáticos como la temperatura y la humedad, limitarían la meteorización química (West y otros 2005; Dixon y von Blanckenburg 2012).

En el caso de la meteorización física, Millot y otros (2003) proponen que esta crea superficies que favorecen la abundancia de minerales primarios reactivos y, además, el área de contacto entre el sólido y el líquido.

Gaillardet y otros (1999) establecen una correlación entre las tasas de meteorización química y física, sugiriendo un fuerte control de denudación química debido a denudación física. Esto significaría que zonas en donde los procesos de erosión física son activos, son también zonas en donde los aluminosilicatos se disuelven a tasas más altas.

3.2. SISTEMA ISOTÓPICO DEL LITIO

El litio (Li) corresponde a un metal alcalino, moderadamente incompatible, siendo el sólido más ligero de la tabla periódica, con una densidad de 0,543 g/cm³ y la mayor capacidad de calor específico, con un valor de 3.58 kJK/gK (Tomascak, 2016), con un peso atómico de 6,941 ± 0,002 (Wieser, 2006). Presenta un radio iónico similar al magnesio (Li⁺=0,76 Å, Mg⁺²), en una coordinación octaédrica, razón por la cual se particiona preferencialmente en silicatos ricos en magnesio.

Posee dos isótopos estables: ⁷Li (92,4%) y el ⁶Li (7,6%), con pesos atómicos de 7,0160040 ±5 y 6,0151223± 5 respectivamente. Es uno de los pocos elementos en donde el isótopo ligero es menos abundante que el pesado.

La razón de los isótopos de Li es reportada utilizando la notación delta:

$$\delta^7Li (\%) = \frac{(^7Li/^6Li)_{Muestra} - (^7Li/^6Li)_{estandar}}{(^7Li/^6Li)_{estandar}} \times 10^3$$

La gran variación de masa entre los isótopos de Li (~17%) puede llevar a un fraccionamiento isotópico significativo, lo que es más evidente en ambientes de baja temperatura, donde el $\delta^7\text{Li}$ alcanza rangos de valores por sobre el 50%, aunque también es significativo en ambientes de mayores temperaturas, debido a diferencias en la difusividad entre ambos isótopos (Penniston-Dorland, 2017).

En el caso del Li, el ^7Li se particiona preferencialmente en la fase acuosa, enriqueciendo al agua en este isótopo en comparación a las rocas de las que proviene. Durante la meteorización, el ^7Li es movilizado, mientras que el ^6Li tiende a concentrarse en la fase sólida. El principal factor que controla la composición isotópica de Li es el balance entre la disolución de minerales primarios y la formación de minerales secundarios (Wimpenny y otros, 2010 en Hoefs, 2015).

La magnitud del fraccionamiento aparentemente depende de la intensidad de la meteorización, donde un gran fraccionamiento de los isótopos de Li ocurre durante una meteorización superficial, mientras que un fraccionamiento pequeño está asociado a una meteorización prolongada en ambientes estables (Millot y otros, 2010). En ríos, el Li refleja un balance entre el aporte de este elemento aportado por la disolución de minerales primarios y el aporte por la formación de minerales secundarios (von Strandmann y otros, 2020).

En cuanto a sus reservorios isotópicos (Figura 3.1), posee una baja concentración en el manto (< 2 ppm), con composiciones isotópicas del -10% a +10%. Los MORB presentan concentraciones variables, aquellos hidratados con agua de mar tienen una mayor concentración de Li y una mayor composición isotópica (Tomascak, 2004), mientras que los MORB frescos tienen un $\delta^7\text{Li}$ en el rango +3,4 a +4,7‰ (Chan y otros, 1992).

El Li se caracteriza por su largo período de residencia, en las aguas el océano posee una composición isotópica $\delta^7\text{Li}$ del 31%, que se mantiene por aportes de aguas de ríos, estas con un $\delta^7\text{Li}$ promedio de 23% (Hoefs, 2015), mientras que en aguas subterráneas alcanza hasta ~48‰ (Tomascak y otros, 2016).

En la sección superior de la corteza continental, el contenido de Li es 35 ppm, con $\delta^7\text{Li}$ en el rango 0-2‰ (Tomascak y otros, 2016), y en su parte inferior ~8 ppm, con $\delta^7\text{Li}$ de -14 a +14,3‰ (Teng y otros, 2008).

El Li no es controlado biológicamente ni utilizado en sistemas biológicos (Penniston-Dorland, 2017), al estar más concentrado en rocas silicatadas en comparación a rocas carbonatadas,

es útil como trazador de meteorización de silicatos (von Strandmann y otros, 2020) y de meteorización continental (Penniston-Dorland,2020).

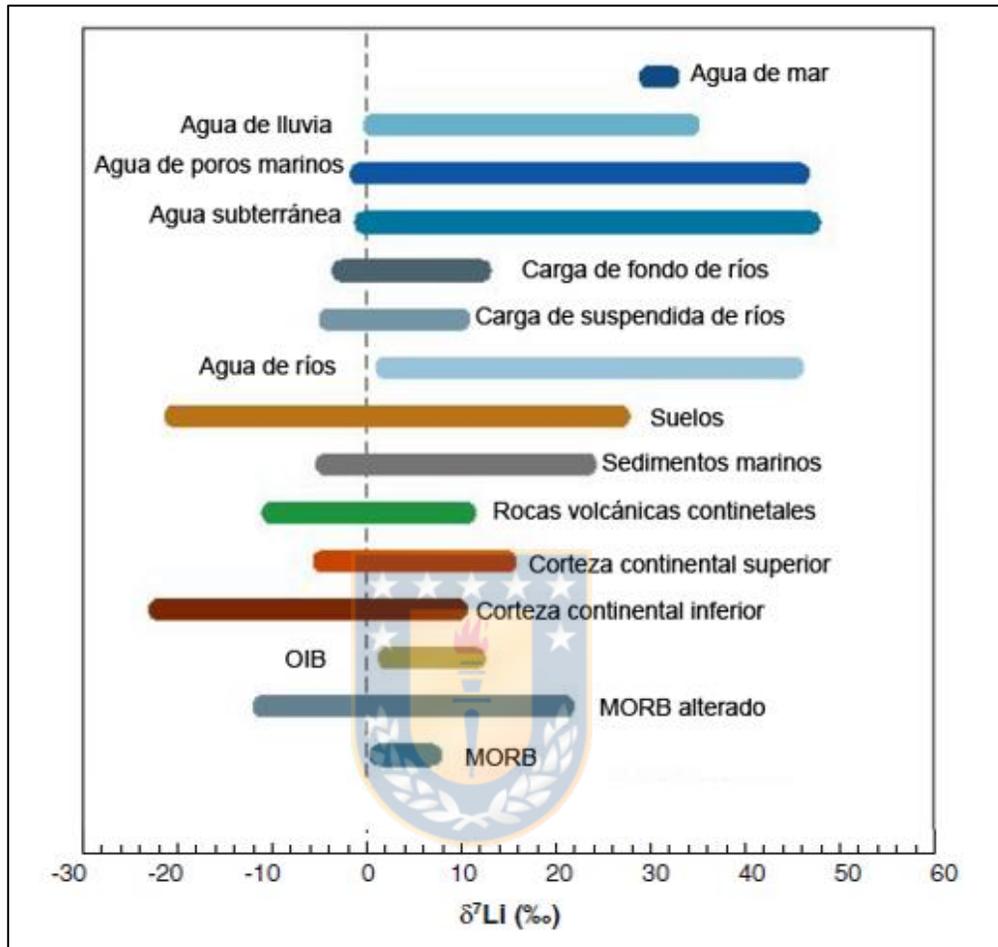


Figura 3.1: Contenidos de $\delta^7\text{Li}$ en los principales reservorios terrestres. Extraído y modificado de Tomascak y otros, 2016.

Las características mencionadas del Li y sus isótopos lo posicionan como un elemento de interés para el estudio de la meteorización, como es el caso de este estudio, en donde el análisis de la concentración de este elemento junto con la razón isotópica puede emplearse como un indicador de la intensidad con la que ocurre este proceso, reflejado en la formación de minerales secundarios, donde esto último es el factor más importante que controla el fraccionamiento isotópico del Li (von Strandmann y otros, 2020). El estudio de este sistema y su aplicación en las subcuencas de interés permitiría establecer diferencias entre estas basadas en su composición isotópica asociadas a las coberturas que cada una posee, y si en efecto existe una relación entre esta característica y su efecto sobre la intensidad de meteorización.

4. RESULTADOS

Para cada una de las 3 subcuencas se determinaron las coberturas y usos de suelos que se presentan dentro de cada subcuenca, para así establecer una relación entre el uso que domina dentro de cada subcuenca y los resultados de elementos traza e isótopos de Li.

Además, se tomaron muestras de agua y de sedimentos en suspensión. A partir del análisis en laboratorio de cada una de estas, se obtuvieron concentraciones de elementos traza y de razones isotópicas de Li, con el fin de establecer diferencias entre las subcuencas a partir de los datos obtenidos.

4.1. RESULTADOS COBERTURAS Y USOS DE SUELOS

Para el estudio realizado, se emplearon bases de datos realizadas por CONAF (2015) y Echeverría (2012). Combinando ambas bases, se elaboró un mapa con la distribución de las distintas coberturas y usos suelos presentes en las subcuencas de interés (Figura 4.1).

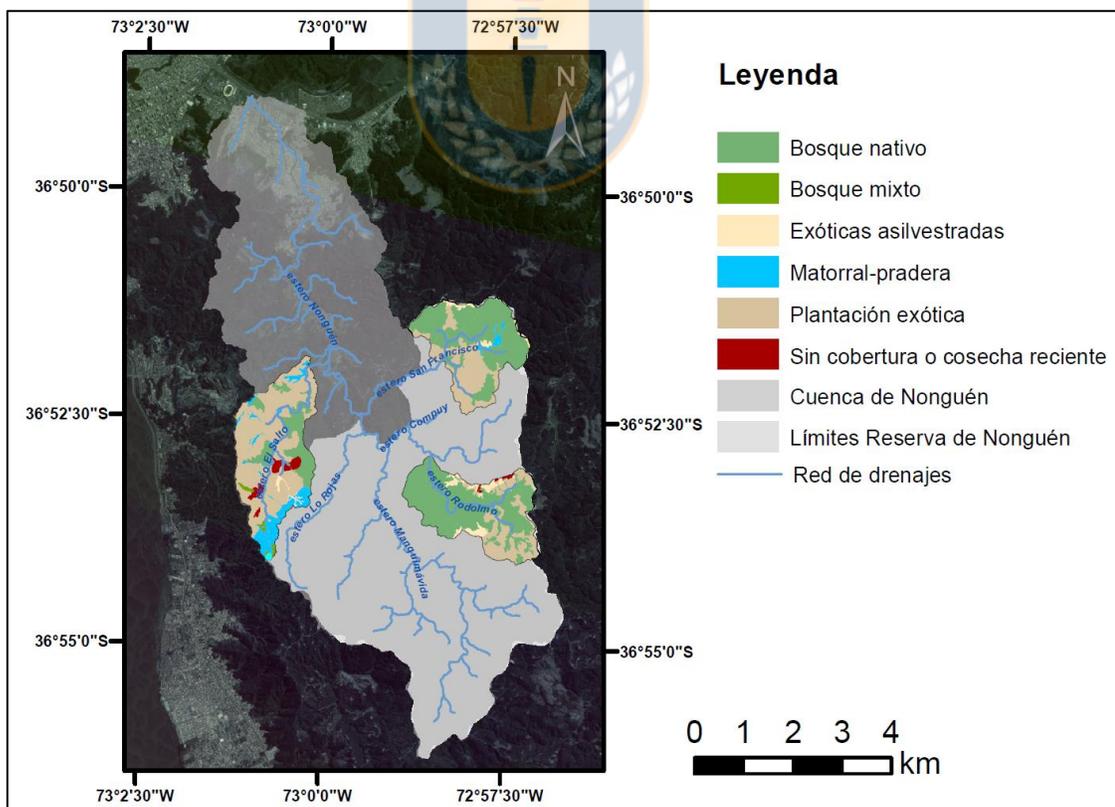


Figura 4.1: Mapa de coberturas y usos de suelos. Distribución de las distintas coberturas y usos de suelos para las subcuencas N, S y W. Modificado de CONAF (2015) y Echeverría (2012).

A partir del mapa elaborado, se calculó el área que ocupa cada cobertura y uso de suelo dentro de las subcuencas, así como el área que abarcan dentro de su superficie, estos valores se encuentran representados en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1: Distribución de coberturas de suelo para las subcuencas W, N y S.

Subcuenca	Tipo de cobertura y uso	Área (Ha)	%
W	Bosque nativo	75,1	17,5
	Bosque mixto	6,2	1,4
	Matorral-pradera	61,8	14,4
	Exóticas-asilvestradas	4,3	1,0
	Plantación exótica	263,5	61,4
	Sin cobertura o cosecha reciente	18,5	4,3
	Total	429,4	100
N	Bosque nativo	200,9	63,1
	Exóticas-asilvestradas	6,3	1,9
	Matorral-pradera	7,8	2,4
	Plantación exótica	103,7	32,5
	Total	318,6	100
S	Bosque nativo	237,9	69,2
	Exóticas-asilvestradas	19,6	5,7
	Plantación exótica	83,9	24,4
	Sin cobertura o cosecha reciente	2,4	0,7
	Total	343,9	100

Se puede observar que la subcuenca S es la que presenta una mayor área de bosque nativo dentro de su superficie, abarcando un ~69% del total, seguido por plantaciones exóticas (~24%), en contraste a esta, la subcuenca W posee la menor área de esta cobertura (~17%), predominando en su superficie las plantaciones exóticas (~61%) y de manera subordinada los matorrales-pradera (~14%), además de ser la única subcuenca con bosque mixto.

La subcuenca N, correspondería a una transición entre las subcuencas ya mencionadas, con un predominio de bosque nativo (~63%) y en segundo lugar, plantaciones asilvestradas (~33%),

además es la única entre las tres subcuencas estudiadas que no contiene superficies sin coberturas o con cosecha reciente.

4.2. GEOQUÍMICA DE ELEMENTOS TRAZA

4.2.1. Geoquímica de elementos traza en sedimentos en suspensión

Para cada muestra se obtuvieron las concentraciones de los elementos traza contenidos en sedimentos en suspensión $> 0,45 \mu\text{m}$, analizado a partir de filtros.

A partir de los resultados obtenidos (Tabla 4.2), es posible observar que, dentro de la subcuenca S, la muestra S1 presenta valores muy elevados para todos los elementos, en comparación al resto de las muestras analizadas, por lo que para una mejor interpretación se omitirá este valor



Tabla 4.2: Contenidos de elementos traza en sedimentos en suspensión. Junto con el promedio para cada subcuenca. Concentraciones medidas en ppb, exceptuando el Al, Ti, Fe (ppm).

<i>Subcuenca N</i>										
Muestra	Al	Ti	Fe	Li	B	Sc	Ga	Ge	As	Rb
N0F	305,3	248,2	227,1	136,6	49,3	43,3	75,2	13,0	36,8	483,3
N1F	603,2	189,2	316,0	309,0	91,7	139,2	172,4	33,5	84,5	606,2
N2F	bdl	Bdl	bdl	139,2	37,0	49,7	62,0	12,4	28,4	236,9
N3F	262,5	138,9	233,4	135,0	53,7	64,3	76,1	20,4	44,9	249,2
N4F	332,3	483,7	186,8	177,3	47,7	61,5	78,7	14,7	32,9	378,8
Promedio N	375,80	264,99	240,82	179,40	55,89	71,61	92,87	18,80	45,48	390,89
<i>Subcuenca S</i>										
S0F	383,1	1.398,1	389,9	216,9	104,3	60,2	75,7	15,3	22,8	325,5
S1F	2.268,6	290,5	2.442,2	1110,0	608,8	284,4	484,7	67,5	110,8	2986,4
S2F	242,7	4.333,4	692,7	158,2	84,7	35,4	48,7	10,7	29,3	243,5
S3F	191,0	177,6	128,0	142,1	48,2	38,8	49,2	9,2	12,4	207,1
S4F	201,0	337,0	121,6	141,2	60,8	40,3	51,2	9,3	12,5	248,6
Promedio S	657,28	1307,32	754,84	353,69	181,35	91,83	141,91	22,40	37,57	802,22
<i>Subcuenca W</i>										
W0F	484,8	89,1	211,9	328,0	93,3	106,5	162,3	28,7	223,5	549,1
W1F	666,6	205,6	451,4	429,9	113,5	106,7	159,7	27,4	129,7	631,3
W2F	1.028,4	227,2	546,4	484,7	122,2	186,9	244,3	37,6	196,9	811,4
W3F	1.230,4	127,7	708,7	581,5	117,6	209,1	266,0	43,0	244,3	911,2
W4F	1.152,6	7.383,0	1.588,2	504,0	124,9	181,3	231,5	38,4	208,6	834,0
Promedio W	912,56	1606,53	701,31	465,65	114,31	158,10	212,76	35,04	200,58	747,40

Continúa en página 29.

Continuación Tabla 4.2

<i>Subcuenca N</i>											
Muestra	Sr	Y	Zr	Ba	La	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	
N0F	310,7	71,7	99,4	1658,4	71,5	17,9	73,3	17,7	7,8	17,3	
N1F	644,9	276,2	206,0	3162,7	335,2	86,8	346,6	72,2	16,0	68,5	
N2F	286,3	82,5	68,9	1309,2	102,3	24,7	100,9	21,2	4,9	20,1	
N3F	303,6	138,9	88,0	1326,6	173,5	44,9	175,7	37,7	7,7	35,0	
N4F	322,2	99,5	102,7	1649,7	128,7	32,8	125,9	26,6	6,9	24,4	
Promedio N	373,55	133,76	112,98	1821,31	162,24	41,41	164,49	35,09	8,64	33,08	
<i>Subcuenca S</i>											
S0F	290,3	104,3	103,4	1594,6	124,4	32,1	128,8	28,6	6,0	26,6	
S1F	1271,9	520,0	882,6	9783,3	538,3	150,2	601,4	144,8	26,0	139,8	
S2F	231,4	86,6	92,8	1232,6	78,8	20,8	84,6	20,0	3,9	19,2	
S3F	217,0	62,6	52,9	1094,1	78,9	19,6	78,5	16,9	3,7	16,1	
S4F	206,4	68,6	60,6	1246,6	82,6	20,6	83,0	17,9	3,9	16,7	
Promedio S	443,41	168,42	238,45	2990,24	180,60	48,68	195,25	45,64	8,69	43,69	
<i>Subcuenca W</i>											
W0F	520,3	169,9	222,2	2559,7	188,9	54,8	222,6	54,9	14,5	50,7	
W1F	497,3	155,6	218,1	2420,9	155,6	44,8	186,6	45,1	14,3	43,0	
W2F	675,0	231,1	314,8	3522,0	251,2	71,3	297,7	72,0	20,6	65,3	
W3F	784,4	268,6	343,4	3991,6	283,5	81,3	336,0	82,0	23,3	77,0	
W4F	745,0	243,8	299,3	3700,2	249,4	73,1	306,0	72,6	20,5	68,6	
Promedio W	644,40	213,80	279,55	3238,88	225,72	65,05	269,79	65,34	18,63	60,91	

Continúa en página 30

Continuación Tabla 4.2.

<i>Subcuenca N</i>												
Muestra	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pb	Th	U		
N0F	2,7	15,0	2,7	7,1	0,9	5,4	0,7	100,2	12,1	5,0		
N1F	9,7	53,4	10,7	29,4	3,8	24,9	3,4	210,1	81,2	11,8		
N2F	2,8	15,9	3,1	8,8	1,2	7,3	1,0	122,6	27,2	4,4		
N3F	5,0	27,6	5,3	14,9	1,9	12,2	1,7	80,8	42,4	4,4		
N4F	3,5	19,6	3,8	10,1	1,3	8,8	1,2	108,7	29,9	7,0		
Promedio N	4,77	26,28	5,11	14,04	1,83	11,72	1,59	124,47	38,58	6,52		
<i>Subcuenca S</i>												
S0F	3,9	21,4	4,0	11,4	1,5	9,8	1,3	73,3	33,8	8,1		
S1F	21,0	111,9	20,7	56,6	7,3	45,2	6,3	558,6	288,4	109,6		
S2F	2,9	16,6	3,2	9,0	1,2	7,8	1,1	103,0	30,3	16,6		
S3F	2,3	12,8	2,4	6,9	0,8	5,9	0,7	51,8	21,8	4,6		
S4F	2,3	13,3	2,6	7,0	0,9	5,9	0,8	94,6	21,9	4,7		
Promedio S	6,48	35,23	6,58	18,18	2,35	14,91	2,03	176,25	79,23	28,72		
<i>Subcuenca W</i>												
W0F	7,3	36,2	6,4	16,7	2,1	13,7	1,8	167,8	56,4	15,6		
W1F	6,3	33,5	6,0	16,1	2,1	13,2	1,7	164,1	44,8	11,9		
W2F	9,3	48,5	8,9	23,5	3,1	19,5	2,7	238,6	73,6	19,9		
W3F	11,3	57,9	10,4	28,0	3,8	23,3	3,2	261,9	84,1	22,2		
W4F	9,7	51,6	9,3	24,3	3,2	21,6	2,8	224,5	73,5	19,7		
Promedio W	8,79	45,52	8,20	21,72	2,85	18,26	2,46	211,37	66,51	17,84		

En la Figura 4.2 se presentan diagramas *spider* normalizados a la corteza continental superior (UCC) para cada muestra contenida en las subcuencas, con el fin de observar de manera general su composición, se incluye además un diagrama *spider* que compara las subcuencas y sus concentraciones promedio para cada elemento estudiado.

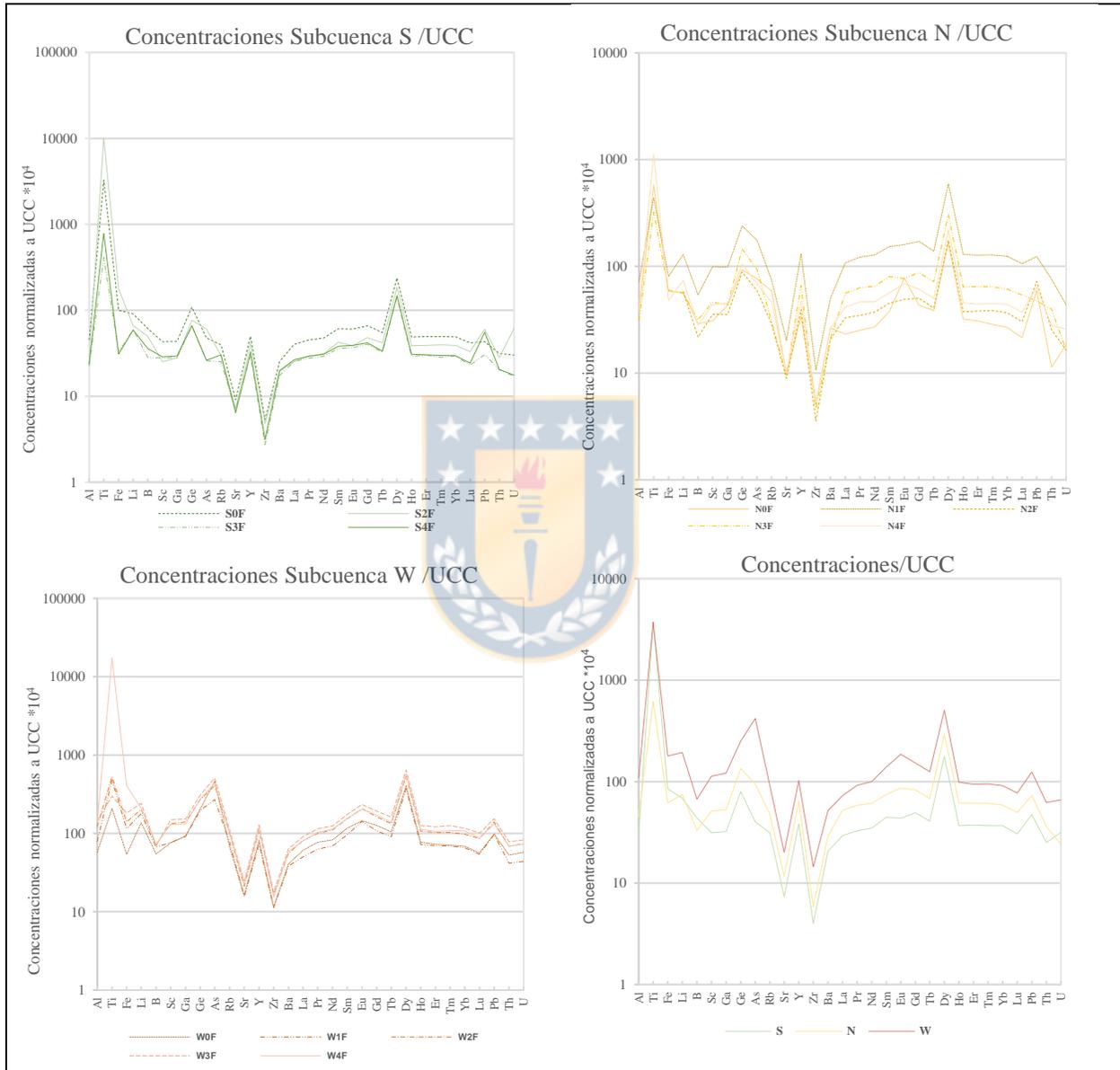


Figura 4.2: Diagramas spider normalizados a la corteza continental superior. a) Subcuenca N b) Subcuenca S c) Subcuenca W d) Comparación entre las tres subcuencas normalizadas. Valores de UCC extraídos de Rudnick y Gao (2003). Para una mejor visualización las concentraciones normalizadas se amplificaron por 10^4 .

Comparando las concentraciones de los elementos traza para cada subcuenca, la subcuenca W se encuentra enriquecida en estos elementos, presentando claramente mayores concentraciones de Li, Ga, As, Rb, Sr, Y y Zr por sobre las subcuencas N y S, además de ser el Ba el elemento con la mayor concentración y mayor *peak* dentro de la cuenca. Se reconoce también una mayor concentración de Nd, junto con Pr y Sm, además de un mayor contenido de Pb, por sobre las otras subcuencas.

En cuanto a los contenidos de Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb y Lu, al igual que los elementos previamente mencionados, presentan mayores valores que en el caso de las subcuencas N y S, pero el contraste entre estas es menos evidente.

Para el caso de la subcuenca N y S, la primera presenta de manera general mayores contenidos en todos los elementos, excepto en la concentración de B, en donde se encuentra ligeramente más deprimido en comparación a la subcuenca S. Ambas subcuencas siguen de manera general la misma tendencia observada en el caso de la subcuenca W, siendo el Ba el elemento con el mayor *peak*.



4.3. ISÓTOPOS DE LITIO

4.3.1. Isótopos de Li en sedimentos

Para cada muestra de sedimento en suspensión se listan los resultados isotópicos en la Tabla 4.3. Comparando los resultados entre las subcuencas, no se evidencian grandes diferencias entre las razones isotópicas, la subcuenca S es la que presenta el menor valor ($\delta^7\text{Li} = -7,7$), seguida por la subcuenca W ($\delta^7\text{Li} = -7,2$), mientras que el mayor valor lo posee la subcuenca N ($\delta^7\text{Li} = -6,9$).

En el caso de la subcuenca S, la muestra S1 muestra una concentración más elevada en comparación al resto, al igual que en el caso de los elementos traza, por lo que se decide omitir este valor, ya que podría representar una anomalía o un error de medición en dicho sector, por lo que no sería un valor representativo de la subcuenca, en base a esto se recalcula el valor promedio de la razón isotópica sin esta muestra.

Promedio subcuenca S: -7,7.

Tabla 4.3: Razones isotópicas de Li.

Muestra	$\delta^7\text{Li}$
N0F	-5,6
N1F	-7,7
N2F	-6,7
N3F	-6,8
N4F	-7,8
Promedio N	-6,9
S0F	-8,7
S1F	-12,7
S2F	-7,1
S3F	-7,1
S4F	-8,1
Promedio S	-8,7
W0F	-8,3
W1F	-6,7
W2F	-7,2
W3F	-6,7
W4F	-7,1
Promedio W	-7,2

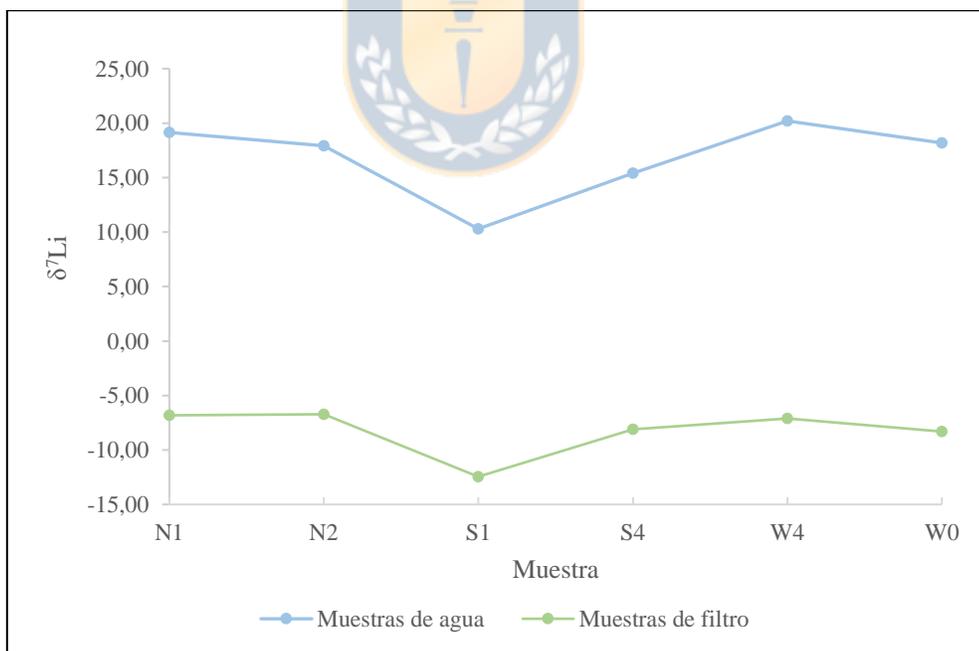
4.3.2. Isótopos de Li en agua

Con respecto a las aguas se analizaron 6 muestras, 2 de cada subcuenca (Tabla 4.4). Los mayores valores se encuentran en la subcuenca W ($\delta^7\text{Li} = 20,2$, $\delta^7\text{Li} = 18,2$), seguidos por los valores de la subcuenca N ($\delta^7\text{Li} = 19,1$, $\delta^7\text{Li} = 17,9$). La subcuenca S muestra la mayor diferencia con respecto a las subcuencas previamente mencionadas, presentando los menores valores ($\delta^7\text{Li} = 15,4$, $\delta^7\text{Li} = 10,3$). Se observa que los valores isotópicos más bajos coinciden con mayores concentraciones de Li en sedimentos en suspensión

Tabla 4.4: Contenidos isotópicos de las muestras de agua.

Muestra	$\delta^7\text{Li}$
N3W	19,1
N2W	17,9
S1W	10,3
S4W	15,4
W4W	20,2
W0W	18,2

Al comparar los contenidos de las muestras de agua con las muestras de sedimentos en suspensión (Figura 4.3) se evidencia que estas últimas se encuentran deprimidas en comparación a las muestras de agua para cada una de las muestras.

**Figura 4.3: Muestras de sedimentos en suspensión vs muestras de agua.**

5. DISCUSIÓN

Los resultados obtenidos muestran diferencias en la concentración de los elementos entre las subcuencas, con una tendencia general a mayor enriquecimiento en la subcuenca W (Figura 5.1). Las subcuencas seleccionadas poseen el mismo orden de Strahler y características similares de litología y pendientes de laderas, lo que permite descartar estos factores como responsables de un mayor aporte de sedimentos. La principal característica que permite distinguir entre las tres subcuencas corresponde a las coberturas de suelos, lo que sugiere una relación causal entre el uso de las áreas aportantes y la geoquímica de elementos traza en los sedimentos.

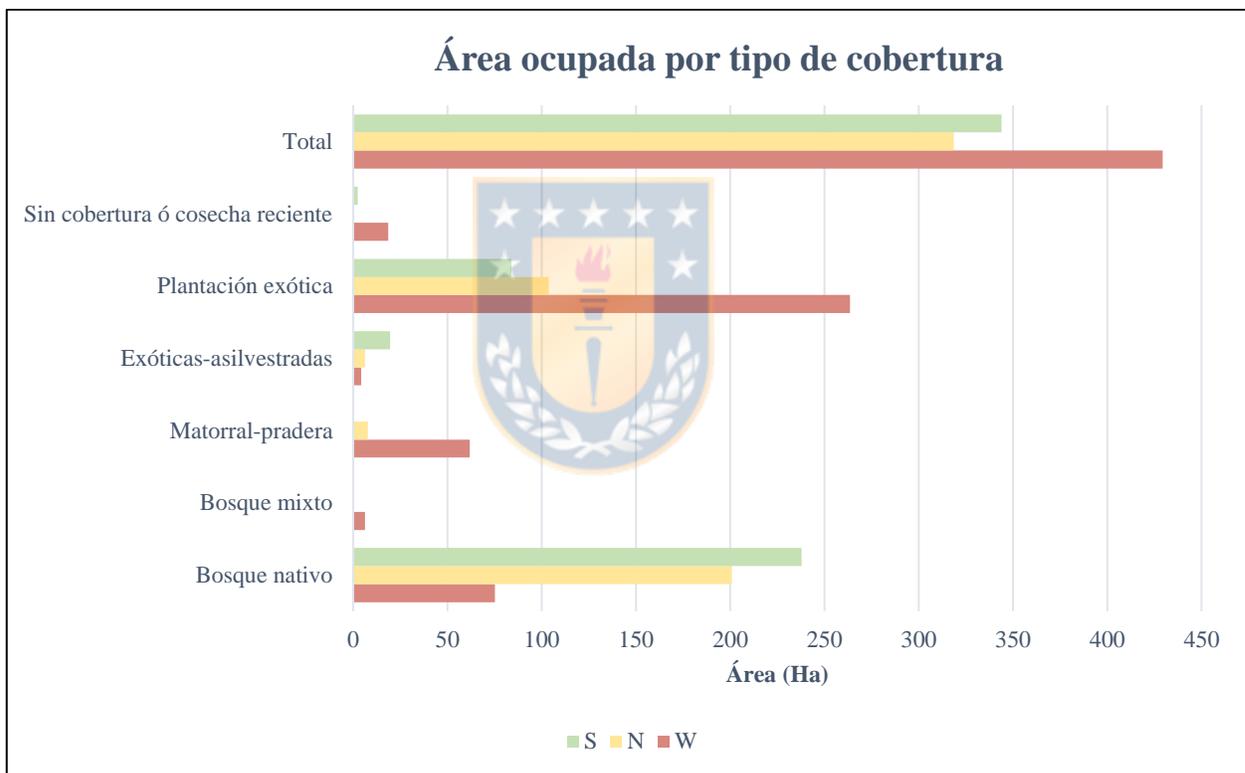


Figura 5.1: Comparación de las coberturas y el área ocupada dentro de cada subcuenca.

La subcuenca W se caracteriza por una menor proporción de bosque nativo, siendo dominada por otro tipo de coberturas, principalmente plantaciones exóticas, este tipo de cobertura podría contribuir a un mayor aporte de los elementos estudiados debido a los efectos que esta causa en su superficie, factor que se discutirá en mayor detalle más adelante.

5.1. CONDICIONANTES DE LA EROSIÓN

5.1.1. Erosión y degradación de los suelos

La erosión corresponde a un proceso natural que sucede a la meteorización e incluye todos los procesos que despegan y transportan partículas desde su lugar de origen hacia otras superficies. En un suelo en equilibrio, el espesor se mantiene relativamente constante, por tanto, la erosión ocurre a tasas lentas. Los principales agentes de erosión son el agua y el viento (Balasubramanian, 2017), la acción de estos sobre los suelos altera sus propiedades físicas, químicas y biológicas, reduciendo su fertilidad y productividad (Morgan, 2009). Lal (2001) relaciona este proceso con la liberación y transporte de elementos, así como con la emisión de gases en la atmósfera, cambios en la dinámica de los suelos e impactos en la calidad de las aguas al actuar como fuente de contaminantes.

Balasubramanian (2017) plantea que independiente del agente que provoca la erosión, este proceso siempre involucra tres acciones: La remoción de parte del suelo, su movimiento y la posterior depositación de este. La erosión potencia la degradación del suelo, siendo a la vez una manifestación de la calidad de estos (Figura 5.2), involucrando la remoción de sus partículas y su movilización vertical y horizontal. (Lal, 2001).

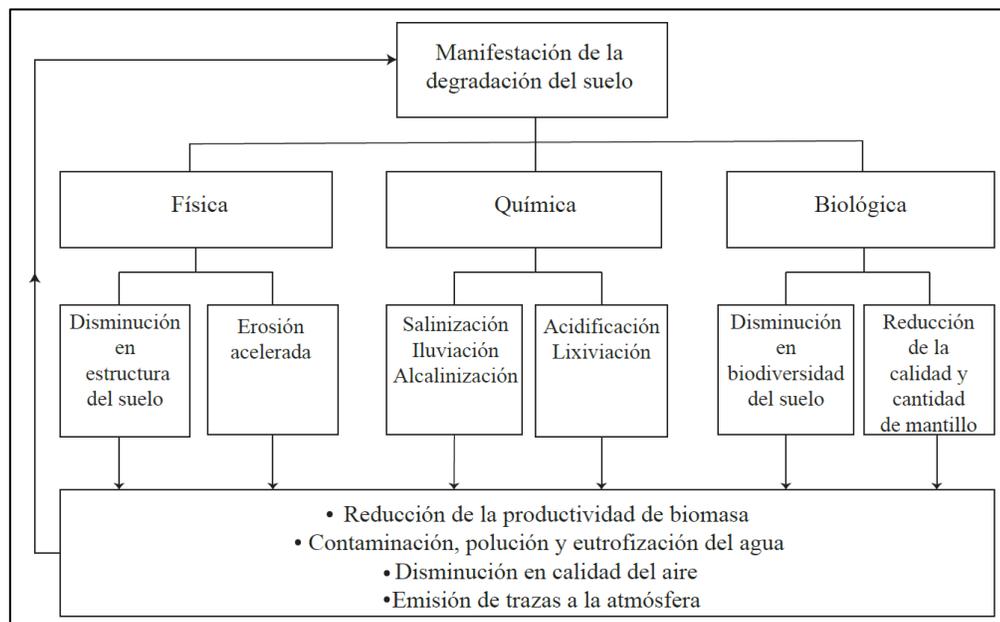


Figura 5.2: Manifestación de la degradación de suelos. Extraído de Lal (2001).

La erosión hídrica es controlada por diversos factores (Figura 5.3). El principal factor de control es la intensidad de las lluvias y su distribución, que determinan la erosividad, asociada a la energía cinética definida por la duración, intensidad y magnitud de cada evento de lluvia (Bonilla y Vidal, 2011). Otro factor es la capacidad de las lluvias y del suelo de generar escorrentía (Mohr y otros, 2013).

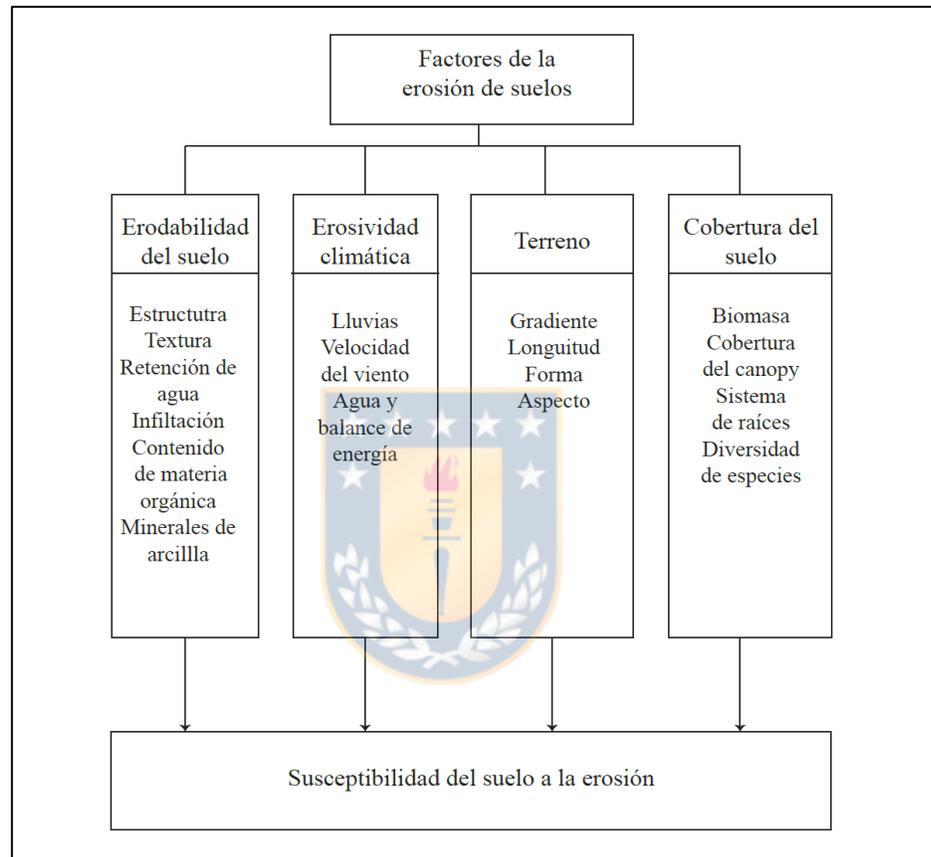


Figura 5.3: Factores de la erosión en suelos. Extraído y modificado de Lal (2001).

Se distinguen dos tipos de erosión: 1.- aquella natural o geológica, dada por las condiciones naturales y sin alteraciones; y 2.- la erosión acelerada que ocurre a una tasa superior a la erosión normal como resultado de perturbaciones en el ambiente habitual debido a la acción de agentes antrópicos (Toy y otros, 2002), donde la tasa de erosión es mayor que la de formación de suelo, como consecuencia de usos de suelos y el manejo de estos que dejan el suelo desprotegido ante lluvias intensas (Lal, 2019). La erosión acelerada en Chile y la alta tasa de ocurrencia de este proceso se debe principalmente al manejo de suelo, degradándolos y produciendo pérdidas de

materia orgánica y de la estructura de estos, lo que se ve favorecido por el clima, geomorfología y naturaleza de la cobertura vegetal (Ellies, 2000).

Algunos de los procesos naturales que aceleran las tasas de erosión al disminuir la estructura del suelo corresponden a la separación de los agregados que lo componen, la compactación y encostramiento, este último implica la formación de una capa relativamente impermeable sobre la superficie del suelo. En conjunto los procesos mencionados reducen la estabilidad del suelo y acentúan la susceptibilidad ante el transporte por flujos de agua terrestres o viento (Lal, 2001).

La aceleración de la erosión y a la vez una mayor degradación de los suelos por los procesos anteriormente mencionados se ven intensificados y se deben en gran parte a actividades humanas, tales como la expansión de áreas destinadas al cultivo o urbanización, lo que lleva a la pérdida de la cohesión y estructura en los suelos, siendo más susceptibles a ser afectados por la erosión (Balasubramanian, 2017).

Una de las causas propuestas que afectaría la respuesta de los suelos ante la erosión corresponde a determinados usos y coberturas de suelos (Banfield y otros, 2018), donde los suelos son más propensos a una mayor erosión si no poseen o tienen poca cobertura vegetal o residuos de esta en su superficie. Una de las funciones de la cobertura es proteger al suelo de los impactos de las gotas de lluvia, además de disminuir el movimiento de la escorrentía y permitir que el exceso de agua se pueda infiltrar. No toda cobertura tiene el mismo comportamiento frente a la erosión, la efectividad con la que una cobertura o residuos de esta protegen al suelo depende tanto de su tipo, extensión y cantidad de esta (Balasubramanian, 2017). En asociación a lo anterior se distingue el factor de la erodabilidad, que corresponde a la susceptibilidad del suelo a la erosión (Lal, 1994). La erodabilidad depende de las características mecánicas y químicas del suelo, donde la textura, estabilidad de los agregados, capacidad de infiltración, contenido orgánico y su estructura determinan finalmente la respuesta de este ante los procesos erosivos (Morgan, 2009), dichas propiedades a su vez se ven afectadas por el tipo y cobertura de suelos existente (Singh y Khera, 2008; Veihe, 2002).

5.1.2. Erosión y usos de suelos

La principal causa de la degradación de los suelos y de la pérdida de algunas propiedades de estos corresponde a la erosión acelerada, además de otros procesos relevantes asociados a

coberturas y usos de suelos, tales como la compactación y encostramiento (Banfield y otros 2018). Zhou (2012) indica que ciertos tipos de plantaciones tienen un rol limitado en la protección de los suelos ante la erosión y que tienden a acelerar la acción de este proceso. En específico, las plantaciones forestales exóticas de rápido crecimiento poseen mayores tasas de erosión (Aburto y otros 2021; Alaniz y otros, 2021), esto por el manejo que involucra talas rasas en períodos cortos de rotación, el uso de maquinaria pesada y la elaboración de caminos, lo que provoca cambios en los suelos y en sus propiedades (Iroumé y otros, 2005; Alaniz y otros, 2021; Schuller y otros, 2013, Aburto y otros, 2021).

En Chile en el área costera de la zona centro-sur las unidades geomorfológicas más degradadas se ubican en la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa, especialmente aquellas correspondientes a la región del Biobío (Huber y otros, 2010). En esta zona la erosión es más intensa debido a que los suelos son altamente susceptibles a la erosión debido a su composición mayoritariamente granítica (Casanova y otros 2013), junto con la topografía montañosa y las lluvias características del clima Mediterráneo (Oyarzún y Peña, 1995).

Teniendo en cuenta el rol de las coberturas y usos de suelos y su acción ante la erosión, ciertos tipos de coberturas y usos de suelos tienden a ser más propensos a este proceso, especialmente en áreas con gran influencia humana dominadas por plantaciones de árboles (Soto y otros, 2019). Además, las coberturas de suelos se encuentran asociadas a los recursos de agua y su distribución (Putuhena y otros, 2000), donde los usos y coberturas de suelos tienen un impacto directo sobre el comportamiento de los componentes del ciclo hidrológico, principalmente sobre la producción de flujos de agua, así como en algunos casos favoreciendo la acción de la lluvia (Martínez-Retureta y otros, 2020).

Las plantaciones forestales en Chile abarcan un área total de 2.3 millones de hectáreas (INFOR, 2020), están son de tipo exótico con especies como *Pinus radiata* y *Eucaliptus globulus*, con períodos de rotación y crecimiento de 22-24 y 10-12 años respectivamente (Iroumé y otros, 2005), representado un 75% y 17% de las hectáreas de plantaciones de árboles (CORMA, 2003). En particular, en la región del Biobío las plantaciones de pino alcanzan una superficie de 610.000 Ha, mientras que las de eucalipto 240.000 Ha (INFOR, 2008).

El reemplazo de la vegetación y bosques nativos por monocultivos forestales (tales como *Pinus radiata* y *Eucalyptus*) genera cambios en las propiedades físicas del suelo, principalmente por la reducción y alteración de la materia orgánica asociados a los cambios en la composición de

la vegetación y su calidad, lo que lleva a una mayor exposición ante la lluvia y subsecuente erosión (Soto y otros, 2019), así como una menor resiliencia climática (Domec y otros, 2015), esto como respuesta a un desequilibrio hidrológico debido al estado general de la compactación del suelo y una menor efectividad de la cobertura del suelo por parte de las plantaciones forestales (Aburto y otros, 2020). En particular las actividades y manejo forestal impactan sobre los suelos, provocando incluso que los períodos entre cosechas no sean suficientes para que el suelo recupere sus propiedades hidráulicas iniciales (Mohr y otros, 2013).

Iroumé y otros (2005) describe que los principales efectos hidrológicos asociados a coberturas y usos de suelos derivan de la forestación de suelos y las operaciones de tala rasa a gran escala, las que se realizan al final de períodos cortos de rotación y crecimiento. La tala rasa de zonas forestales produce una disminución de la macroporosidad debido a las perturbaciones mecánicas sobre el suelo, lo que disminuye tanto la infiltración y la conductividad hidráulica del suelo como consecuencia de la compactación acentuando los procesos erosivos (Alaniz y otros, 2021; Huang y otros, 1996), alterando además el nivel freático y agua disponible para las plantas (Seguel y otros, 2015).

La disminución en la capacidad de infiltración en los suelos puede afectar a los cursos de aguas adyacentes, un ejemplo de esto ocurrió en la cuenca Lanalhue, donde debido a lluvias masivas que afectaron a caminos de bajo mantenimiento produciendo deslizamientos de suelos afectando el agua potable (Abarzúa y otros, 2020). Como consecuencia además se tiene una mayor escorrentía sobre la superficie, la que produce la liberación de partículas finas de los suelos, llevando a cambios texturales y de profundidad de los suelos, además de transportar las partículas a otros sitios (Soto y otros, 2019).

Mohr y otros (2013) propone que las áreas de cosecha en zonas forestales pueden ser tanto fuentes como sumideros de erosión y escorrentía, las que pueden cambiar entre ambas dependiendo de un umbral de intensidades de 20 mm/hr. Solo cuando la intensidad de las lluvias excede a la capacidad de almacenamiento de la superficie se establece la conectividad del flujo superficial, lo que promueve la erosión de la superficie. Contrario a lo propuesto por otros autores, muestra que la infiltración puede aumentar después de las cosechas en algunas zonas. Esto debido a la combinación de dos procesos: la ruptura de propiedades superficiales repelentes al agua y el incremento de la superficie de almacenamiento, lo que aplica en casos donde la intensidad de las lluvias es menor a 20 mm/h. En conclusión, propone que no todos los incrementos de flujos de

sedimentos se explican por un exceso de infiltración, si no que se requieren también otros mecanismos, ocurriendo en simultáneo exceso de saturación y de infiltración en las áreas de cosecha.

Además, las plantaciones forestales poseen una mayor pérdida de agua por intercepción del dosel y mayor cantidad de agua en la evapotranspiración comparado con otras cubiertas vegetales (Huber y otros, 2010), lo que también depende del manejo y tipo de plantaciones, condiciones meteorológicas y precipitaciones (Iroumé y Huber, 2002; Huber y otros, 2008). Por ejemplo, las plantaciones de eucalipto poseen una evapotranspiración superior a aquellas de pino (Huber y otros, 2010).

Los caudales también se ven afectados por estas plantaciones, donde en etapas previas estos disminuyen debido a que incrementa la tasa de evapotranspiración (Huber y otros, 2010). Posterior a la cosecha recuperan su nivel inicial e incrementan la tasa de transporte de sedimento.

Un ejemplo de la relación entre erosión, usos de suelos y coberturas se observa en bosques nativos, donde sus densos sotobosques protegen a los suelos contra la erosión, por el contrario, la deforestación gatillaría y potenciaría la pérdida de suelos (Banfield y otros, 2018). Según Alaniz y otros (2021), los bosques nativos poseen tasas de erosión tres veces menor que las plantaciones forestales, y cuatro veces mayor según Aburto y otros (2021). Entre las diferencias de ambos tipos de coberturas arbóreas se encuentra la capa de mantillo (*littler layer*), esta capa disipa la energía cinética causada por las gotas de lluvia, donde una capa más densa y gruesa otorga una mayor protección, igualmente, el grosor de dicha capa se correlaciona con la capacidad de infiltración, en comparación a los bosques nativos, la capa de mantillo de plantaciones forestales posee una menor capacidad de protección ante estos factores (Banfield y otros, 2018).

Banfield y otros (2018) muestra en su estudio utilizando ^{17}Cs que una plantación de eucalipto, a diferencia de otro tipo de bosques, carece de la capa superior de suelos, además de concluir que este tipo de plantaciones promueven la erosión debido a sus propiedades: mayor densidad total, mayor contenido de arcilla y arena y un menor contenido en materia orgánica lo que incrementa la erodabilidad.

En cuanto a su composición, las plantaciones forestales poseen menor contenido de C en comparación a aquellos de tipo nativo (Cifuentes-Croquevielle y otros, 2020), siendo los suelos de estos últimos más productivos que las plantaciones de pino, debido a que las plantaciones de *Pinus radiata* al ser de rápido crecimiento tienen un consumo más rápido de nutrientes. La sustitución de

bosques nativos por plantaciones coníferas reduce el contenido de C en los suelos de un 15% a 32% (Crovo y otros, 2021), además de afectar la estequiometría de las reservas de C, N y P, los contenidos tanto de C y N son menores en los bosques forestales, estos contenidos son mayormente afectados por la sustitución forestal en suelos con bajo contenido de arcilla. Por su parte, el contenido de P varía ampliamente según la composición del suelo que es afectado (suelo granítico, esquistoso, etc.) su disponibilidad y contenido total influyen sobre el contenido de C (Zhou y otros, 2006).

Las plantaciones forestales evidencian además una mayor acidificación, asociada a la redistribución de cationes intercambiables del suelo a las biomásas de árboles de rápido crecimiento (Berthrong y otros, 2009), esta afecta las propiedades del suelo y su fertilidad, modificando las comunidades faunísticas existentes y pudiendo representar un problema para estas (Cifuentes-Croquevielle y otros, 2020).

En comparación a los bosques nativos, las plantaciones forestales poseen una menor variedad de invertebrados, ya que en estas ocurre el proceso de homogenización biótica, el cual involucra la pérdida de la diversidad biológica y un empobrecimiento de los ensambles de invertebrados, donde especies nativas tienden a desaparecer. Esto se debe a que los invertebrados se ven afectados por las propiedades del suelo, donde diferencias como la estructura del suelo se asocian a la diversidad y composición de invertebrados existentes. En el caso de las plantaciones forestales las propiedades del suelo favorecen la pérdida de la fauna en este, en donde los períodos cortos de rotación junto con la quema de biomasa restante posterior a la cosecha, o la mayor acidificación modifican e influyen en las comunidades faunísticas (Cifuentes-Croquevielle y otros, 2020).

Un factor que contribuye a la erosión en las plantaciones forestales son los caminos producidos en el manejo de estas, donde la construcción, mantenimiento y operación de diversas maquinarias actúan como una fuente de erosión sobre los suelos (Gayoso y Iroumé, 1995). La preparación de las áreas forestales, tanto para períodos de cosecha como de nuevas plantaciones deja al suelo desnudo y expuesto a la acción de lluvias incrementando así la movilización de sedimentos (Minella y otros 2008), igualmente la deforestación, talas y movimientos de suelos para dar origen a nuevos caminos entre las plantaciones y dar forma a laderas, así como el arrastre del suelo se produce erosión, especialmente durante los períodos de cosecha (Ramírez y otros, 2005; Akay y otros, 2008). En relación con lo anterior Karwan y otros (2007) menciona la importancia del transporte de sólidos suspendidos en cuencas forestadas, donde el incremento en la producción

de sedimentos está asociado al manejo de las plantaciones y las perturbaciones que ocasionan (Karwan y otros, 2007; Hubbart y otros, 2007). Algunos de los efectos de los sedimentos en suspensión son la degradación del hábitat acuático, aumento del transporte de contaminantes adsorbidos y del costo de los tratamientos del agua, junto con la ruptura de las conexiones agua-suelo (Regh y otros 2005; Gomi y otros, 2005)

Schuller y otros (2021) en su estudio establecen el impacto de los caminos en el aporte de sedimentos, donde previo a los períodos de cosecha la fuente de sedimentos es dominada por canales. Sin embargo, posterior a las operaciones de tala y cosecha, se evidencia incremento significativo del aporte de sedimentos por parte de los caminos forestales. En relación a lo anterior, la contribución tanto de pendientes y caminos forestales incrementa con las operaciones, que incluye la introducción de maquinaria y el movimiento de material (Schuller y otros, 2013). Además, el uso de las maquinarias tiene como efecto la compactación del suelo, dejándolo desprotegido ante la erosión por acción de precipitaciones (Banfield y otros, 2018), junto con lo anterior, el manejo de las plantaciones con períodos cortos de rotación se asocia a una mayor pérdida de nutrientes en el agua vía sedimentos (Oyarzún y otros, 2011) y su contaminación por empleo de pesticidas (Banfield y otros, 2018).

En conclusión, la erosión ocurre en todos los tipos de suelos y coberturas, aun así, estos experimentan diferentes pérdidas del suelo y reaccionan de distinta manera ante los procesos erosivos, siendo altamente influenciados por los procesos y acción humana (Alaniz y otros, 2020), especialmente en aquellos de tipo forestal. En el caso de este estudio el tipo de cobertura y el uso que se les da al suelo dentro de cada subcuenca constituye el factor predominante que influiría en las diferencias composicionales observadas en cada una, especialmente las coberturas forestales, que como se ha mencionado previamente es la principal diferencia observada entre subcuencas. La subcuenca W es la que posee una mayor área de tipo forestal, siendo dominada por esta, además, a través de imágenes satélites se identifican áreas que han sido sometidas a talas rasas de árboles (Figura. 5.4), estas abarcan grandes superficies dentro de la subcuenca (39,34 Ha), a diferencia de la subcuenca N que no posee áreas de este tipo y la subcuenca S con zonas muy pequeñas en donde se identifica una tala reciente de los árboles (0,29 Ha), pero que son insignificantes dentro de su área total y en comparación con la subcuenca W. Este tipo de cobertura, así como la tala rasa observada y otras operaciones asociadas producirían un mayor aporte de sedimentos debido a

erosión, con la consecuente degradación del suelo, así como un mayor transporte de los sedimentos hacia los cursos de agua dentro de la subcuenca W.

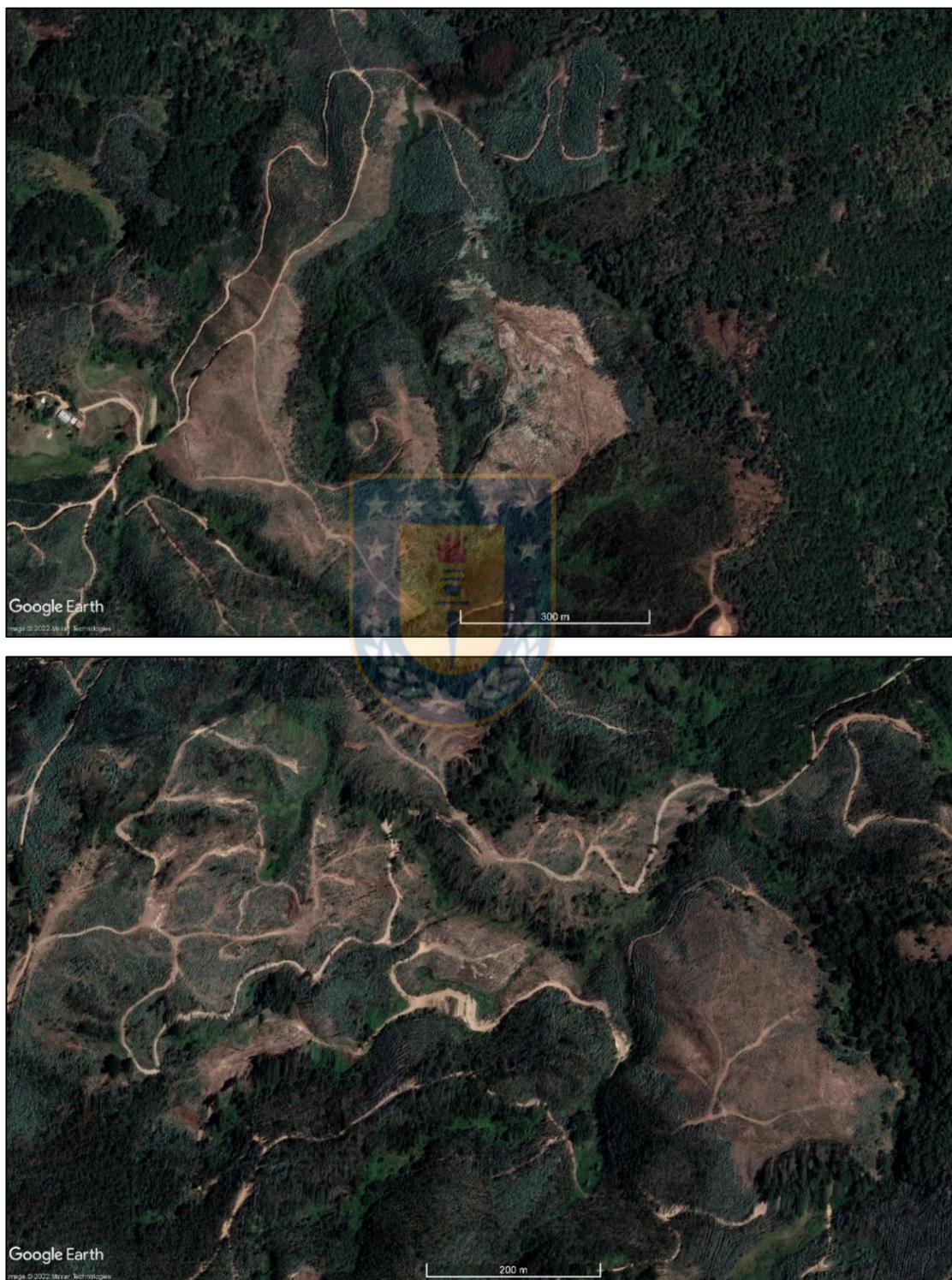


Figura 5.4: Zonas de tala rasa en subcuenca W.

5.2. ELEMENTOS TRAZA

La concentración de los elementos traza depende de su movilidad ante los procesos de transporte y meteorización, distinguiéndose diversos grupos según la facilidad a la que se movilizan ante estos procesos. Las variaciones en su contenido no ocurren de manera independiente, si no que se debe tener en cuenta el comportamiento entre distintos elementos traza o de estos con elementos mayoritarios, pudiendo determinarse grupos cuyo comportamiento es similar, lo que entrega información sobre su origen y los mecanismos que controlan su transporte (Gaillardet y otros, 2003).

Los elementos traza son más sensibles al fraccionamiento frente a procesos como la meteorización en comparación a los elementos mayoritarios, además tienen una alta sensibilidad a actividades antrópicas (Gaillardet y otros, 2003), tales como la industrialización y el uso de metales, los que son liberados en sistemas hidrológicos junto con contaminantes como el arsénico, estos se encuentran asociados al uso de pinturas, cementos, fertilizantes y a actividades como el tratamiento de agua y madera, que contribuyen un aporte directo de metales traza a los cursos de agua.

Una potencial fuente de iones y nutrientes en los ríos es la atmósfera (Skoulikidis, 2016), la que también es influenciada por actividades humanas, en donde los ríos reciben una alta concentración de nutrientes por precipitación. Las precipitaciones se encuentran afectadas por masas de aire con cargas de nutrientes antrópicos de áreas destinadas a actividades como la agricultura e industrialización.

Se debe considerar además que los elementos traza evidencian una variabilidad estacional en sus concentraciones, como es el incremento del La asociado al aumento de la descarga de aguas y de las concentraciones de oxígeno disuelto (OD) en épocas de inundaciones primaverales, donde además el patrón general de las REE se ve enriquecido asociado a las descargas de aguas (Ingri y otros, 2000 en Gaillardet y otros, 2003). Junto con lo anterior, la concentración de metales traza asociados a sedimentos en suspensión en algunos ríos decrece entre períodos de baja y alta descarga de agua, lo que es interpretado como una dilución de la polución de las partículas a elevadas descargas de agua (Gaillardet y otros, 2003).

El análisis y estudio de elementos traza constituye una herramienta para comprender e interpretar los procesos que afectan a su concentración, tales como erosión y/o meteorización. Una

de las actividades antrópicas a las que son sensibles estos elementos, corresponde a las coberturas y usos de suelos y su potencial efecto sobre los procesos estudiados. Esto posiciona a los elementos traza como posibles trazadores de este proceso, interpretando las variaciones de estos dentro de cada subcuenca, con el fin de compararlas y establecer el factor principal que condiciona la distribución de estos elementos entre estas.

5.2.1. Concentración de elementos traza en sedimentos en suspensión

Los sedimentos en suspensión son una parte natural dentro del sistema de los ríos, presentándose tanto como material orgánico e inorgánico dentro de la columna de agua. Proviene de superficies erosionadas, cuyo material es posteriormente movilizado a los ríos y transportado en suspensión por estos (Vercruyssen y otros, 2017), donde el transporte de estos sedimentos es el resultado de las características del flujo y de los procesos hidrometeorológicos (Onderka y otros, 2012).

Según Vercruyssen y otros (2017) la interacción y transferencia de estos sedimentos a los ríos es un continuo proceso de erosión, transporte y deposición, donde la cantidad total de sedimentos depende de la acción de múltiples factores en diferentes escalas espaciales y temporales, representando la carga total una mezcla de sedimentos que derivan de diversas localizaciones y fuentes, donde esta última ejerce un control fundamental en el contenido de nutrientes y contaminantes en los sedimentos finos, ya que influye sobre las propiedades químicas y físicas de estos (Walling, 2005).

Una de las principales fuentes de sedimentos en suspensión corresponde a la erosión de los suelos, donde las partículas y agregados son integrados por acción del viento o flujos de aguas desde su punto de origen al nuevo sistema (Morgan, 2009). La combinación de características geológicas, topográficas y climáticas junto con las características del suelo y las coberturas de este determinan finalmente la erosión e intensidad de esta y la transferencia de sedimentos, regulando así la concentración de sedimentos en suspensión en determinados puntos del río (Vercruyssen y otros, 2017; Walling, 2005).

En el caso de este estudio, las subcuencas estudiadas se encuentran bajo características topográficas, climáticas y geológicas similares, sin diferencias importantes entre ellas, conformadas por igual litología, por lo que el aporte de los sedimentos no se vería influenciado por

variaciones composicionales o asociadas a las características ya mencionadas, la diferencia principal y rasgo distintivo son las diferentes coberturas y usos de suelos que dominan cada subcuenca, especialmente aquellas de tipo nativo y forestal, esta última siendo la más variable entre las subcuencas W, N y S, abarcando un ~62%, ~33% y ~24% de su superficie respectivamente.

Como se mencionó en el capítulo anterior, las diferentes coberturas y usos de suelos los hacen más o menos propensos a ser afectados por procesos como la meteorización, y la posterior remoción de sedimentos y transporte. Por lo tanto, en la zona estudiada, las coberturas y usos de suelos son el principal factor que considerar en el aporte de sedimentos en suspensión para las tres subcuencas de interés, donde la cantidad de sedimentos en la concentración final estará asociado a la cobertura y uso predominante, y los efectos de estas en el suelo, lo que determina finalmente las diferencias en la producción y transporte de sedimentos desde los suelos hacia los cursos de agua adyacentes.

En cuanto a los elementos traza, estos se agrupan en diversas categorías según su movilidad en las aguas; el primer grupo comprende a elementos altamente móviles, con una movilidad superior o mayor a la del Na, agrupando al B, As, Sr, Mo, Cl, C, Re, S, Mg, Ca, Se, Cd y Sb. La segunda categoría considera a aquellos con movilidad moderada, tales como: U, Ba, Rb, Co, Cu, K y Ni, siendo su movilidad 10 veces menor que el Na (Gaillardet y otros, 2003). Jigyasu y otros (2020) define al Fe y Al como moderadamente inmóviles, aunque estos se asumen como inmóviles a nivel mundial. Las REE, Y, V, Ge, Ga, Fe, Hf, V, Be, Cd, Zn, Cr y Fe son no móviles, siendo 10 a 100 veces menor que el Na. Finalmente, los altamente inmóviles agrupa al Nb, Ti, Zr, Al y Ta. La movilidad de dichos elementos puede verse afectada por las características del suelo, procesos como la meteorización o las condiciones de los ríos, por lo que algunos elementos pueden pasar de una categoría a otra, especialmente aquellos altamente variables o como lo son el Al, Fe, Rb, Li y Mg. En relación a lo anterior Jigyasu y otros (2020) define al Fe y Al como moderadamente inmóviles, aunque estos se asumen como inmóviles a nivel mundial, así también el Ti, P, V, Rb, Co, Ni y Pb con mayor movilidad.

Las concentraciones obtenidas para cada subcuenca se representan en *box-plot* (Figura 5.5), representando cada elemento para las tres subcuencas, con el fin de establecer si existe una tendencia en la concentración y distribución de estos, así como las variaciones que experimentan. A partir de los gráficos se observa una forma general W-N-S en la distribución de los elementos, siendo la subcuenca W la que posee un mayor contenido de estos en la mayoría de los casos,

mientras que las subcuencas N y S alcanzan valores menores y que en algunos casos no muestran grandes diferencias entre sí. Esta pequeña diferencia puede estar asociadas a que ambas no poseen grandes diferencias en cuanto al tipo de coberturas y usos de suelos que las dominan.

Como se mencionó previamente, la muestra de sedimento S1F se omitió en la elaboración de gráficos para lograr una mejor interpretación de los resultados obtenidos, ya que la elevada concentración de esta muestra no es representativa de la subcuenca S, siendo un valor anómalo dentro de esta misma. Esto se debería a que la muestra fue tomada en un flujo intermitente de agua, por lo que las concentraciones de elementos obtenidas estarían influenciadas por procesos externos a los que se consideran en este estudio.

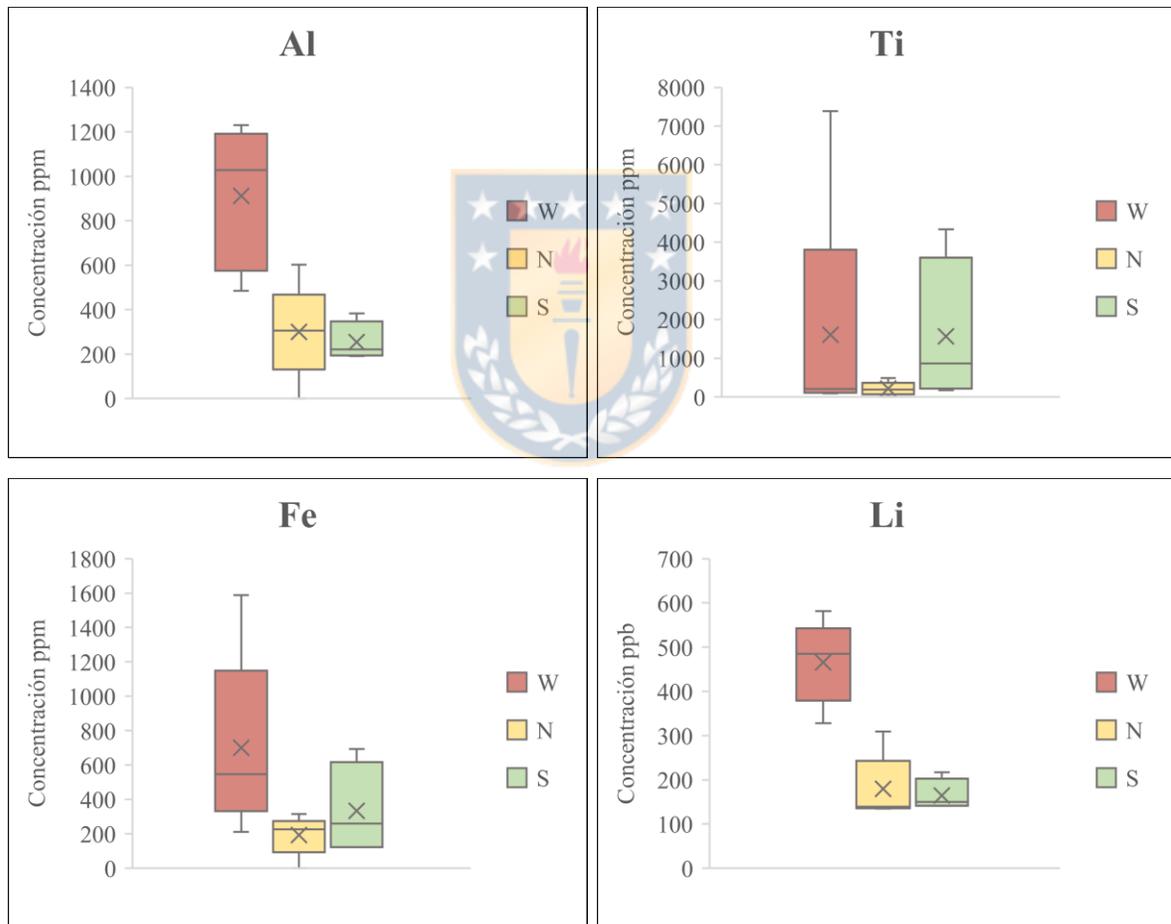
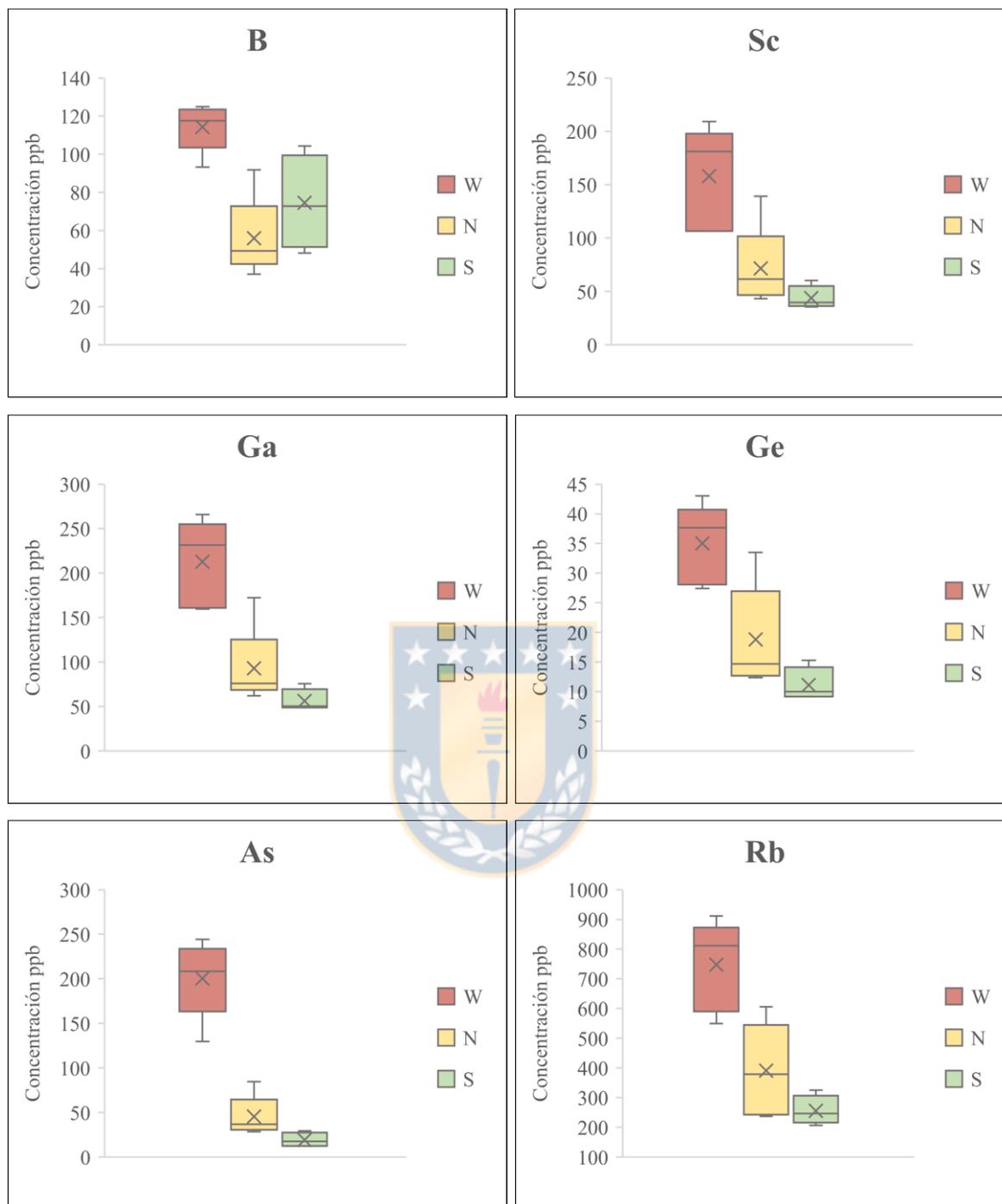


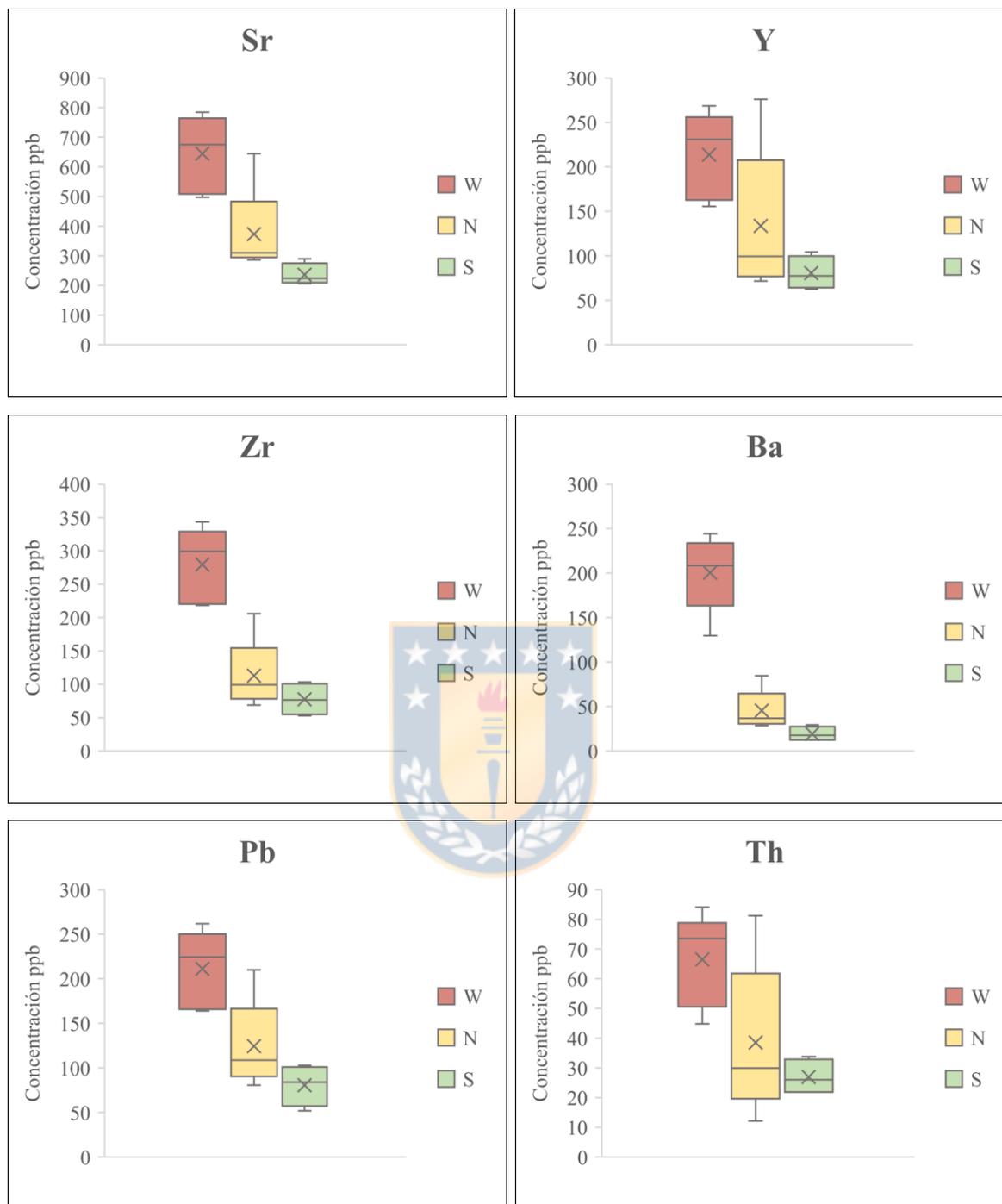
Figura 5.5: Blox-plot de elementos traza en las distintas subcuencas.

(Continúa en página 49)



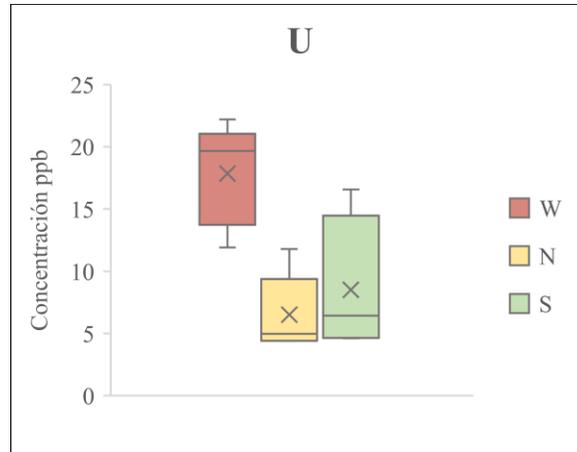
Continuación Figura 5.5.

(Continúa en página 50)



Continuación Figura 5.5.

(Continúa en página 51)



Continuación Figura 5.5.

A partir de los gráficos se ve que el Rb, Sr y Ba muestran grandes variaciones en sus concentraciones, aumentando en varios órdenes su contenido en la subcuenca W, corresponden a elementos bastante móviles a los procesos de meteorización, transporte y metamorfismo (White, 2020), por lo que son fácilmente movilizados y transportados desde la roca y/o suelo de origen, aumentando progresivamente su contenido a medida que aumenta en intensidad el proceso asociado.

En el caso de meteorización de silicatos, el Sr constituye un trazador de disolución de la roca y un trazador de este proceso (Gaillardet y otros, 2003), este elemento se asocia a reacciones de adsorción y desorción en sedimentos, donde estos últimos lo adsorben en su estructura preferentemente en comparación a elementos como el Ca durante la meteorización. Un caso similar es el Ba, al igual que el Sr, conforme progresa la meteorización ciertos minerales lo incorporan en mayor proporción en su estructura, por otra parte, el Rb sustituye al K en micas y feldespatos, teniendo además un rol fundamental en la meteorización y formación de minerales de arcilla, las que son un producto de este proceso (Tanaka y Watanabe, 2015).

Con los resultados obtenidos se evidencia que independiente del elemento, estos poseen un comportamiento similar, sin observarse diferencias en la movilidad de estos, aumentando progresivamente su concentración para cada caso. Lo anterior se debe a que los sedimentos estudiados corresponden a productos físicos de meteorización y posterior erosión y transporte, donde domina una meteorización física de estos, y no diferenciándose una meteorización química, debido a que el sistema estudiado es muy reciente, reflejándose en la química del agua en la que no se presentan diferencias de movilidad y en la poca diferencia del contenido isotópico de Li.

En comparación a los elementos traza que se encuentran enriquecidos, los elementos mayores, se esperaría que estos estuviesen más deprimidos en la subcuenca con mayor proporción de plantaciones forestales, así también una mayor acidificación como se mencionó anteriormente. Múltiples estudios han identificado que el consumo de cationes bases por parte de la vegetación es el principal responsable de la acidificación de suelos (Jonhson y otros, 1994), donde suelos de plantaciones forestales, en especial aquellos de árboles coníferos poseen un mayor efecto acidificante en comparación a especies nativas, esto debido a una mayor secreción de ácidos orgánicos por sus raíces micorrizas y un mayor consumo de cationes bases.

En cuanto a su composición, los suelos asociados a plantaciones forestales poseen menor concentración de C, N y metales mayores, esto debido a que, en comparación, los bosques nativos tienen mayor capacidad de intercambio de cationes y mayor contenido orgánico, por lo que proveen más sitio de intercambio iónico, amortiguando la entrada de ácidos, teniendo una menor probabilidad de perder cationes por lixiviación (Lu y otros, 2015). En el caso de plantaciones forestales, existe una menor capacidad de intercambio de cationes, por tanto, menor capacidad de suprimir la acidificación, por lo que la pérdida de cationes aumenta a medida que lo hace la acidez (Quesada y otros, 2010).

En específico, la materia orgánica del suelo contribuye a la capacidad de intercambio de cationes, ya que posee una gran capacidad de absorber estos. En el caso de las plantaciones coníferas, la capa de humus es más resistente a la degradación biológica y posee mayor contenido de lignina (Augusto y otros, 2002), por lo que su tasa de descomposición es más lenta que el humus de bosques nativos (Hobbie y otros, 2007). Lo anterior lleva a que la acumulación de materia orgánica en los suelos en plantaciones coníferas es más lenta. Considerando que la materia orgánica en el suelo es una fuente de intercambio de cationes, al ser menor en las plantaciones exóticas estas poseen un retorno más lento de los cationes contra la acidificación.

Lawrence y otros (1995) proponen que las concentraciones de Ca se encuentran deprimidas por una disminución en sus reservas, resultando en acidificación del suelo. Lo anterior es consecuencia de la movilización de Al en los suelos por la acidificación, transportándose de manera reactiva reduciendo los contenidos de Ca. A su vez el aumento en la demanda por parte de la vegetación provoca una disminución en la neutralización en las aguas de drenaje, llevando a la acidificación de estas en lagos y cursos de aguas.

En base a lo anterior, se considera que las diferencias de coberturas y usos de suelos entre las subcuencas producen cambios en el grado de meteorización y posterior erosión de sedimentos, produciendo las diferencias en el contenido de los elementos traza para cada subcuenca, siendo la más afectada y con mayor variación la subcuenca W, la que debiese presentar el mayor grado de meteorización.

5.2.2. Tierras raras (REE).

El fraccionamiento de las tierras raras (REE) se ve afectado por parámetros ambientales, donde la entrada de aportes externos puede interferir con el comportamiento de las REE bajo condiciones naturales, provocando ya sea un enriquecimiento o un empobrecimiento en los contenidos de estas (Han y Xu, 2021). Estas corresponden a elementos inmóviles (Gaillardert y otros, 2003), cuya re-distribución depende de la composición de los minerales que las contienen, así como de la estabilidad relativa de estos (Braun y otros, 1993).

Uno de los principales factores que influye en su distribución corresponde a la formación de minerales de arcillas, correspondiente a los mayores portadores de REE en estado de adsorción (Han y Xu, 2021), estos minerales son formados durante el proceso de meteorización y adsorben a las REE en su estructura (Yusoff y otros, 2013), siendo el fraccionamiento controlado por el tipo de mineral formado durante este proceso, por ejemplo, la caolinita y óxidos de hierro amorfos, adsorben preferencialmente LREE por sobre HREE (Coppin y otros, 2002; Murakami y Ishihara, 2008).

Las tierras raras se pueden agrupar según su peso atómico en tierras raras ligeras (LREE, del La a Sm), tierras raras medianas (MREE, Eu a Dy) y en tierras raras pesadas (HREE, Ho a Lu). En la Figura 5.6 se presentan los *blox-pot* con los contenidos REE para las tres subcuencas, comparando la distribución de LREE, MREE y HREE, los contenidos específicos de cada elemento se detallan en el Anexo I.

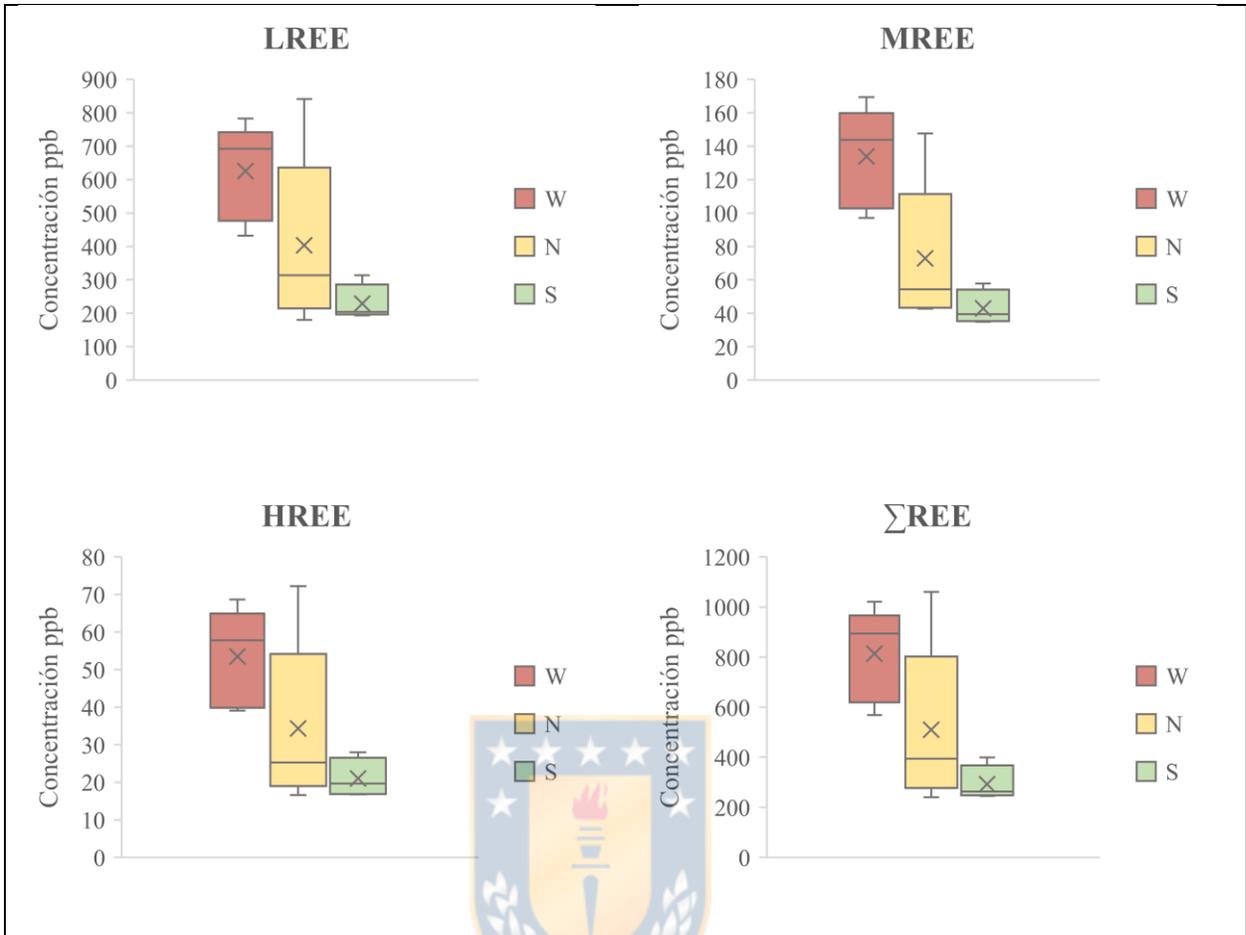


Figura 5.6: Concentraciones de REE en las subcuencas.

Se observa que la distribución de estos elementos sigue la misma tendencia anteriormente mencionada, decreciendo desde la subcuenca W-N-S, con un contenido evidentemente mayor en la subcuenca W en comparación a las otras dos subcuencas, con relación a estas últimas, la subcuenca N posee un contenido total mayor que la subcuenca S, pero esta diferencia es de menor orden en comparación a la subcuenca W.

A pesar de que las REE corresponden a los elementos menos móviles, ya sea por meteorización o procesos de transporte donde en general, las LREE son preferencialmente adsorbidas en superficies mientras que las HREE forman complejos con carbonatos en solución, en donde la fase disuelta tiene preferencia y se ve enriquecida por HREE (Gaillardet y otros, 2003). A partir de los gráficos se observa que independiente del tipo de REE, estas se ven enriquecidas siguiendo la tendencia W-N-S, por lo que se puede inferir que su movilización está siendo influenciada por los procesos dentro de las subcuencas, tales como meteorización en conjunto

con erosión, los que en base al mayor contenido en la subcuenca W ocurren en mayor grado. Además, mayor enriquecimiento ocurre para las tres subcuencas en las LREE por sobre las MREE y HREE, por lo que se esperaría que estas últimas se encontraran más enriquecidas en la fase disuelta.

5.2.3. Isótopos de Li

Los isótopos de Li constituyen un *proxy* en el estudio de la meteorización y el grado en el que este proceso ocurre (von Strandmann y otros, 2020), como se mencionó, debido a la preferencia de sus isótopos ^7Li y ^6Li a formar parte de las fases acuosas y sólidas respectivamente, principalmente en la formación de minerales secundarios durante la meteorización. Es por esto que es necesario un análisis del contenido isotópico, para determinar su relación con la meteorización y si esta última se ve reflejada en estos.

En el caso de los sedimentos, la razón isotópica observada en el *bloxplot* (Figura 5.7) evidencia que su distribución no muestra la tendencia previamente mencionada, en este caso la subcuenca W no posee una diferencia notoria de $\delta^7\text{Li}$ en los sedimentos en suspensión, teniendo incluso un contenido menor que la subcuenca N.

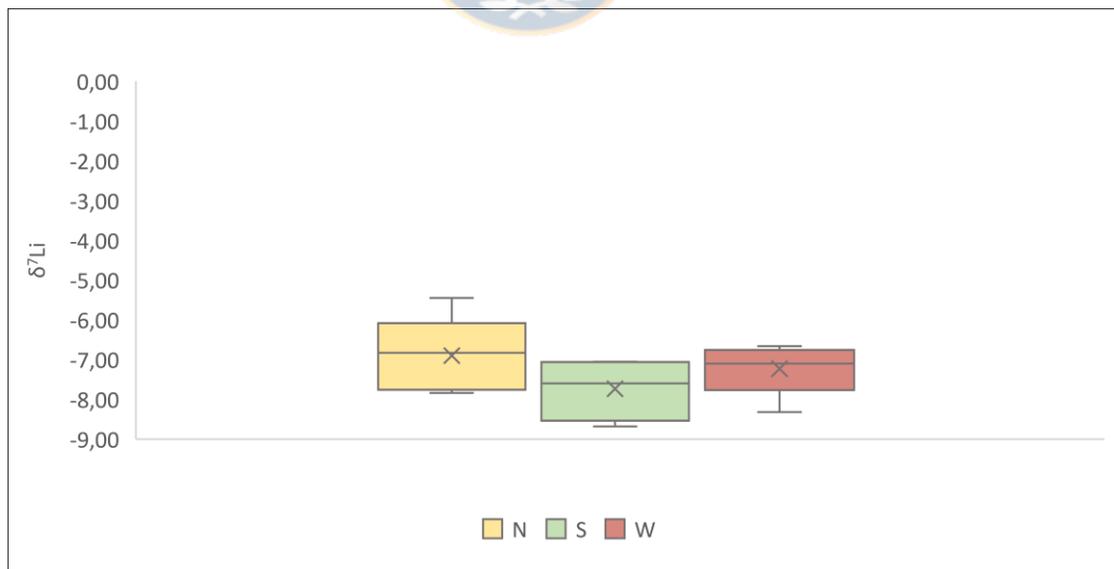


Figura 5.7: Box-Plot de concentraciones de $\delta^7\text{Li}$ en sedimentos.

En más detalle, al observar el gráfico $\delta^7\text{Li}$ vs Li (Figura 5.8), la distribución de las muestras no presenta una diferencia notoria entre las diversas subcuencas, ni permiten establecer un dominio de una cuenca por sobre otra en base al contenido isotópico.

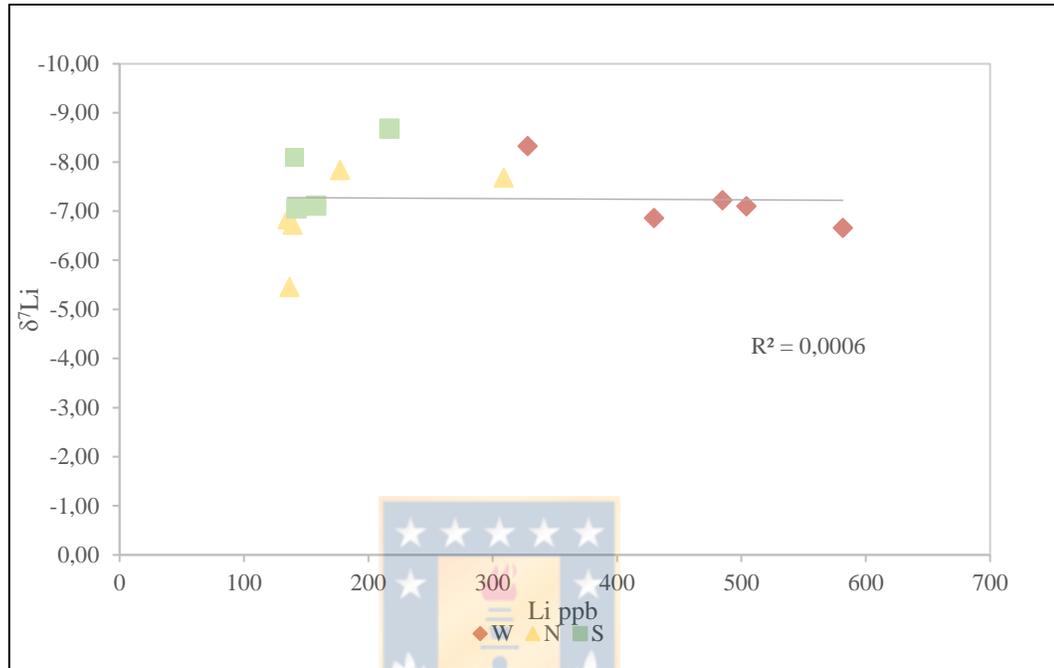


Figura 5.8: $\delta^7\text{Li}$ vs Li en sedimentos en suspensión.

En el caso de las muestras de agua, se consideraron 5 muestras (Figura. 5.9), donde se omitió, al igual que en casos anteriores la muestra S1. Se presenta una mayor variación y una tendencia más notoria que en el caso de las muestras de sedimentos en suspensión, especialmente entre las subcuencas W-N con respecto a la subcuenca S, por lo que en el caso del agua los isótopos de Li se verían mejor representados, permitiendo establecer que estos estarían reflejando los cambios en el grado de meteorización que se lleva a cabo en las subcuencas, siendo mayor en la subcuenca W.

Al comparar las diferencias entre las muestras de agua y las de sedimentos en suspensión a partir del $\Delta\delta^7\text{Li}_{w-s}$ se puede establecer una comparación más clara entre las subcuencas (Figura 5.10), donde a pesar de ser pequeña se establece una tendencia W-N-S, al igual que con los elementos traza, por lo que el proceso de meteorización junto con un posterior transporte de sedimentos estaría ocurriendo, reflejándose de manera leve en el contenido isotópico.

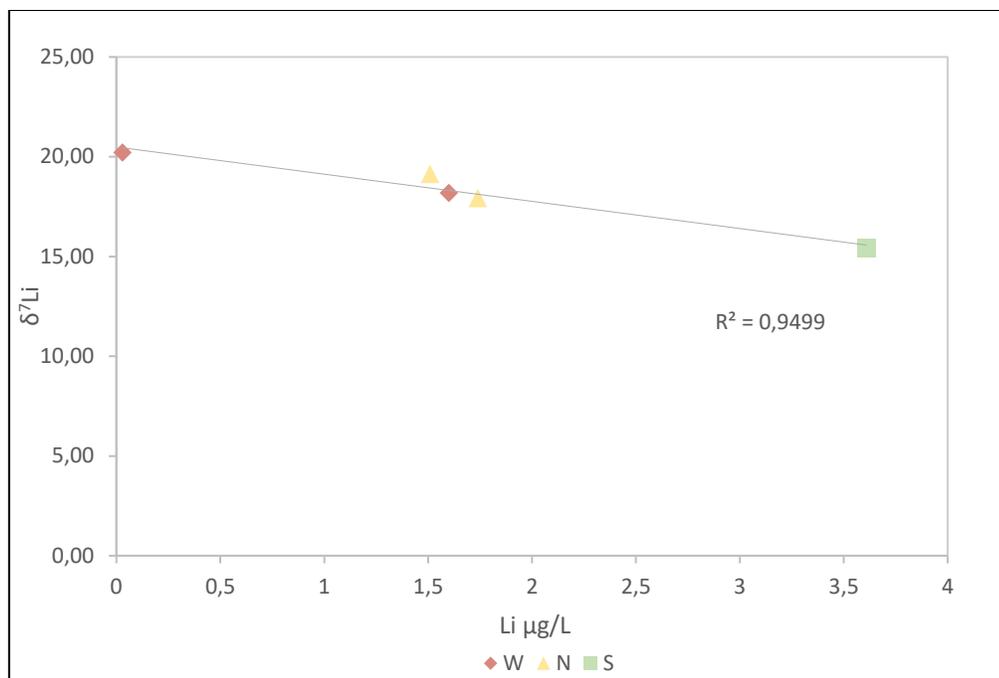


Figura 5.9: $\delta^7\text{Li}$ vs Li en sedimentos en muestras de agua.

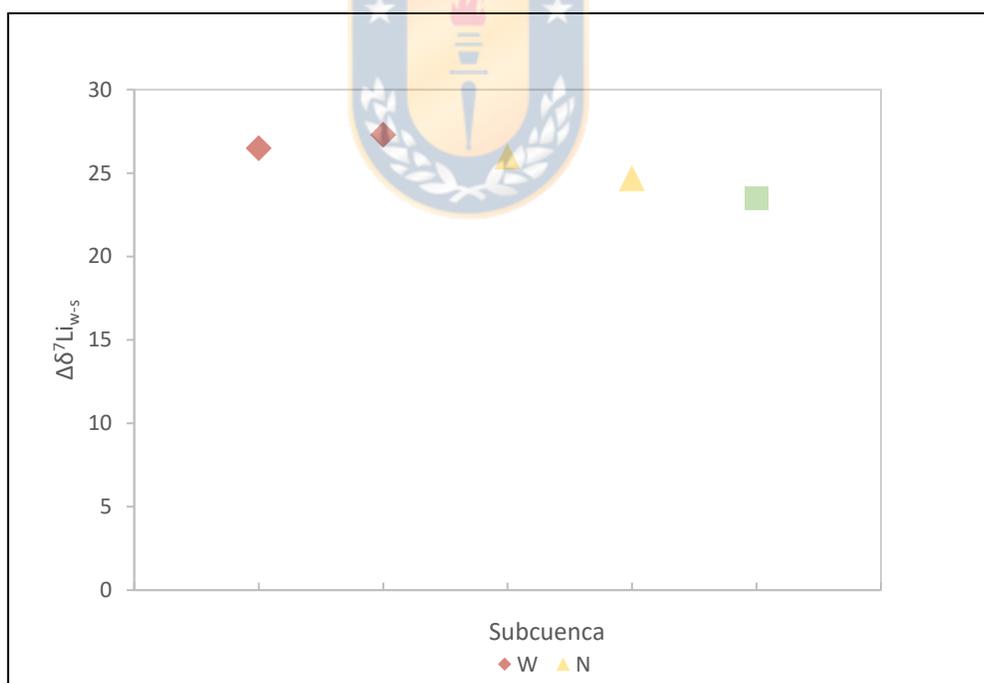


Figura 5.10: Comparación de $\Delta\delta^7\text{Li}_{w-s}$ en las subcuencas.

En base a los resultados tanto en muestras de agua, sedimentos en suspensión y la diferencia entre estos, se puede establecer que sí ocurre meteorización, la que se ve evidenciada en los

isótopos de Li. Sin embargo no de la manera esperada. Que la diferencia en el contenido isotópico sea menor a lo esperado puede deberse a que la mineralogía formada como producto de la meteorización no fraccionaría el Li lo suficiente.

Durante la meteorización los procesos principales que fraccionan el Li son dos: la lixiviación de la roca y minerales, y la formación de minerales secundarios. En particular el fraccionamiento isotópico se asocia a la formación de arcillas, las que a su vez son una mezcla de distintas fases minerales, donde el tipo de arcilla junto con el sitio cristalino del Li influyen en la firma isotópica de los sedimentos arcillosos continentales (Vieger y otros, 2008).

El enriquecimiento de Li en las arcillas no es sistemático ni ocurre de igual manera, por ejemplo, los mayores enriquecimientos de Li ocurren asociados a enriquecimientos en Mg, donde minerales secundarios como la esmectita y clorita que poseen Mg juegan un papel fundamental (Huh y otros, 1998), siendo mayor el fraccionamiento en minerales con un mayor contenido de este elemento.

Además el fraccionamiento de los isótopos de Li ocurre durante la adsorción de este en distintos minerales, donde la cantidad de fraccionamiento es dependiente del tipo de mineral (Pistiner y Henderson, 2003). Por ejemplo, experimentos realizados por Millot y Girard (2007) demuestran que la adsorción y fraccionamiento asociado de los isótopos de Li no es significativo en el caso de la illita, siendo moderado para la esmectita, clorita, comparado con la gibbsita en donde, por lo que minerales enriquecidos en grupos OH^- mostrarían una mayor magnitud de fraccionamiento

Así mismo, para la caolinita (Pistiner y Henderson, 2003; Vigier y otros., 2008) han demostrado un enriquecimiento significativo de ^6Li , mientras que para este isótopo la esmectita muestra un fraccionamiento moderado cuando es adsorbido en sitios intracapas de la estructura cristalina, y como ya se mencionó, siendo muy menor en la illita.

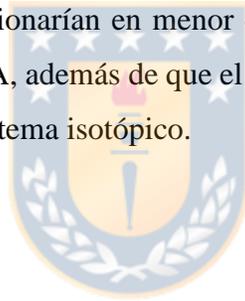
La preferencia del ^6Li a formar parte de estos minerales explicaría el poco contenido de ^7Li en los sedimentos en suspensión, en conjunto con que la mineralogía que se está formando como producto del proceso de meteorización. En el caso de este estudio, el material formado como producto de la meteorización no favorecería el fraccionamiento del Li de manera intensa, ya que este material proviene del horizonte A, correspondiente a compuestos orgánicos.

6. CONCLUSIONES

El estudio realizado muestra que las distintas coberturas y usos de suelos son un factor relevante en los procesos de erosión y meteorización a escala de cuenca, donde aquellos suelos destinados a actividades de manejo forestal y con plantaciones exportan sedimentos con mayores concentraciones de elementos traza.

Los elementos traza reflejan el proceso de meteorización y erosión física, los que se ven evidenciados en una mayor concentración en los sedimentos en suspensión, siendo mayor en subcuencas en donde dominan las plantaciones exóticas y decreciendo en aquellas subcuencas en donde dichas plantaciones disminuyen.

A partir de los resultados obtenidos, el proceso de erosión es el mejor evidenciado, en cuanto a la meteorización, esta ocurre de manera simultánea a este, pero no es reflejada de manera significativa por los isótopos de Li, esto debido a que los minerales que se estarían formando como producto de la meteorización fraccionarían en menor cantidad a los isótopos, correspondiente a material proveniente del horizonte A, además de que el tiempo asociado a este fraccionamiento no alcanzaría a ser registrado por el sistema isotópico.



7. REFERENCIAS

- Abarzúa, A.M., Jarpa, L., Hernández, M., Martel-Cea, A., Gómez, G., Smith-Ramírez, C. (2020). Informe final: Análisis de Testigo Sedimentario en Lago Lanalhue, Provincia de Arauco, Región del Biobío. Licitación Pública Id, 608897–63-LP18.
- 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*, 32(1), 453-466.
- Aguirre, L., Hervé, F., & Godoy, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, 9(1), 7-19.
- Akay, A. E., Erdas, O., Reis, M., Yuksel, A. (2008). Estimating sediment yield from a forest road network by using a sediment prediction model and GIS techniques. *Building and Environment*, 43(5), 687-695.
- Alaniz, A. J., Abarzúa, A. M., Martel-Cea, A., Jarpa, L., Hernández, M., Aquino-López, M. A., & Smith-Ramírez, C. (2021). Linking sedimentological and spatial analysis to assess the impact of the forestry industry on soil loss: The case of Lanalhue Basin, Chile. *Catena*, 207, 105660.
- Armesto, J. J. (1995). Los bosques templados del sur de Chile y Argentina: una isla biogeográfica. *Ecología de los bosques nativos de Chile*, 23-28.
- Augusto, L., Ranger, J., Binkley, D., & Rothe, A. (2002). Impact of several common tree species of European temperate forests on soil fertility. *Annals of forest science*, 59(3), 233-253.
- Balasubramanian, A. (2017). Soil erosion—causes and effects. *Centre for Advanced Studies in Earth Science, University of Mysore, Mysore*.
- 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*, 161, 77-84.
- Berthrong, S. T., Jobbágy, E. G., & Jackson, R. B. (2009). A global meta-analysis of soil exchangeable cations, pH, carbon, and nitrogen with afforestation. *Ecological applications*, 19(8), 2228-2241.
- Bland, W. J., & Rolls, D. (2016). *Weathering: an introduction to the scientific principles*. Routledge.

- Bonilla, C. A., & Vidal, K. L. (2011). Rainfall erosivity in central Chile. *Journal of Hydrology*, 410(1-2), 126-133.
- Börgel, J. (1983). Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar. 373 pp. Santiago.
- Braun, J. J., Pagel, M., Herbilln, A., & Rosin, C. (1993). Mobilization and redistribution of REEs and thorium in a syenitic lateritic profile: A mass balance study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(18), 4419-4434.
- Casanova, M., Salazar, O., Seguel, O., & Luzio, W. (2013). Human-induced soil degradation in Chile. In *The soils of Chile*, 121-158. Springer, Dordrecht.
- Chan, L. H., Edmond, J. M., Thompson, G., & Gillis, K. (1992). Lithium isotopic composition of submarine basalts: implications for the lithium cycle in the oceans. *Earth and Planetary Science Letters*, 108(1-3), 151-160.
- Cifuentes-Croquevielle, C., Stanton, D. E., & Armesto, J. J. (2020). Soil invertebrate diversity loss and functional changes in temperate forest soils replaced by exotic pine plantations. *Scientific reports*, 10(1), 1-11.
- Coffey, R. & Michigan State University Extension. (2013). The difference between “land use” and “land cover”.
- 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.
- Coppin, F., Berger, G., Bauer, A., Castet, S., & Loubet, M. (2002). Sorption of lanthanides on smectite and kaolinite. *Chemical Geology*, 182(1), 57-68.
- CORMA. (2003). Chile Forestal. INTERNET: <http://www.corma.cl>
- Correa-Araneda, F., & Salazar, 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*, 2(2).
- 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)*.

- Crovo, O., Aburto, F., Albornoz, M. F., & Southard, R. (2021). Soil type modulates the response of C, N, P stocks and stoichiometry after native forest substitution by exotic plantations. *Catena*, 197, 104997.
- Devroye, L., & Kruszewski, P. (1995). A note on the Horton-Strahler number for random trees. *Information processing letters*, 56(2), 95-99.
- Devroye, L., & Kruszewski, P. (1996). On the Horton-Strahler number for random tries. *RAIRO-Theoretical Informatics and Applications*, 30(5), 443-456.
- Dixon, J. L., & von Blanckenburg, F. (2012). Soils as pacemakers and limiters of global silicate weathering. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(11-12), 597-609.
- Dixon, J. L., Hartshorn, A. S., Heimsath, A. M., DiBiase, R. A., & Whipple, K. X. (2012). Chemical weathering response to tectonic forcing: A soils perspective from the San Gabriel Mountains, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 323, 40-49.
- Domec, J. C., King, J. S., Ward, E., Oishi, A. C., Palmroth, S., Radecki, A., ... & Noormets, A. (2015). Conversion of natural forests to managed forest plantations decreases tree resistance to prolonged droughts. *Forest Ecology and Management*, 355, 58-71.
- Echeverría, C. (2012). Restauración ecológica en la Reserva Nacional Nonguén.
- Echeverria, C., Coomes, D., Salas, J., Rey-Benayas, J. M., Lara, A., & Newton, A. (2006). Rapid deforestation and fragmentation of Chilean Temperate Forests. *Biological Conservation*, 130(4), 481-494.
- Ellies, A. (2000). Soil erosion and its control in Chile-An overview. *Acta geológica hispánica*, 279-284.
- EULA. (2002). Estudio básico zonificación del fundo Nonguén. Concepción.
- Fisher, P., & Unwin, D. (2005). Re-presenting geographical information systems. *Re-presenting GIS. London: Wiley*, 1-17.
- Galli, C. (1967). Geología urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. *Universidad de Concepción*.
- Gaillardet, J., Dupré, B., & Allègre, C. J. (1999). Geochemistry of large river suspended sediments: silicate weathering or recycling tracer?. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(23-24), 4037-4051.
- Gaillardet, J., Viers, J., & Dupré, B. (2003). Trace elements in river waters. *Treatise on geochemistry*, 5, 605.

- García, N. (2004). Estudio Florístico del Fundo Nonguén, Provincia de Concepción, Octava Región. *Universidad de Chile*. Versión Inédita.
- Gayoso J, Iroumé A. (1995). Impacto del manejo de plantaciones sobre el ambiente físico. *Bosque* 16(2): 34–56.
- Gomi, T., Dan Moore, R., & Hassan, M. A. (2005). Suspended sediment dynamics in small forest streams of the Pacific Northwest 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 41(4), 877-898.
- Goudie, A. S., & Viles, H. A. (2012). Weathering and the global carbon cycle: Geomorphological perspectives. *Earth-Science Reviews*, 113(1-2), 59-71
- Han, R., & Xu, Z. (2021). Geochemical behaviors of rare earth elements (REEs) in karst soils under different land-use types: a case in Yinjiang Karst Catchment, Southwest China. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 18(2), 502.
- Hervé, F. (1974). Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, south-central Chile (Doctoral dissertation).
- Hervé, F. (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. *Episodes Journal of International Geoscience*, 11(3), 183-188.
- Hilley, G. E., Chamberlain, C. P., Moon, S., Porder, S., & Willett, S. D. (2010). Competition between erosion and reaction kinetics in controlling silicate-weathering rates. *Earth and Planetary Science Letters*, 293(1-2), 191-199.
- Hobbie, S. E., Ogdahl, M., Chorover, J., Chadwick, O. A., Oleksyn, J., Zytkowskiak, R., & Reich, P. B. (2007). Tree species effects on soil organic matter dynamics: the role of soil cation composition. *Ecosystems*, 10(6), 999-1018.
- Hoefs, J. (2015). Stable Isotope Geochemistry, 1-389, Switzerland.
- Horton, R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3), 275-370.
- Huang, J., Lacey, S. T., and P. J. Ryan (1996), Impact of forest harvesting on the hydraulic properties of surface soil, *Soil Science*, 161, 79–86.
- Hubbart, J. A., Link, T. E., Gravelle, J. A., & Elliot, W. J. (2007). Timber harvest impacts on water yield in the continental/maritime hydroclimatic region of the United States. *Forest Science*, 53(2), 169-180.

- Huber, A., Iroumé, A., & Bathurst, J. (2008). Effect of *Pinus radiata* plantations on water balance in Chile. *Hydrological Processes: An International Journal*, 22(1), 142-148.
- Huber, A., Iroumé, A., Mohr, C., & Frêne, C. (2010). Efecto de plantaciones de *Pinus radiata* y *Eucalyptus globulus* sobre el recurso agua en la Cordillera de la Costa de la región del Biobío, Chile. *Bosque (Valdivia)*, 31(3), 219-230.
- Huh, Y., Chan, L. H., Zhang, L., & Edmond, J. M. (1998). Lithium and its isotopes in major world rivers: implications for weathering and the oceanic budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(12), 2039-2051.
- INFOR (Instituto Forestal, CL). (2008). Anuario Forestal 2008. *Boletín Estadístico 121*. Centro de Información Forestal.
- INFOR (Instituto Forestal). (2020). Chilean statistical yearbook of forestry. *Statistical Bulletin N°174*, Instituto Forestal.
- Iroumé, A., & Huber, A. (2002). Comparison of interception losses in a broadleaved native forest and a *Pseudotsuga menziesii* (Douglas fir) plantation in the Andes Mountains of southern Chile. *Hydrological Processes*, 16(12), 2347-2361.
- Iroumé, A., Huber, A., & Schulz, K. (2005). Summer flows in experimental catchments with different forest covers, Chile. *Journal of Hydrology*, 300(1-4), 300-313.
- Jigyasu, D. K., Singh, M., Singh, S., Singh, S., & Singh, I. B. (2020). Trace element mobility, regional significance and global implication of Gomati river basin, northern India. *SN Applied Sciences*, 2(8), 1-13.
- Johnson, A. H., Andersen, S. B., & Siccama, T. G. (1994). Acid rain and soils of the Adirondacks. I. Changes in pH and available calcium, 1930–1984. *Canadian Journal of Forest Research*, 24(1), 39-45.
- Karwan, D. L., Gravelle, J. A., & Hubbart, J. A. (2007). Effects of timber harvest on suspended sediment loads in Mica Creek, Idaho. *Forest Science*, 53(2), 181-188.
- Kirchner, J. W. (1993). Statistical inevitability of Horton's laws and the apparent randomness of stream channel networks. *Geology*, 21(7), 591-594.
- Lal, R. (1994). *Soil erosion research methods*. CRC Press.
- Lal, R. (2001). Soil degradation by erosion. *Land degradation & development*, 12(6), 519-539.
- Lal, R. (2019). Accelerated soil erosion as a source of atmospheric CO₂. *Soil and Tillage Research*, 188, 35-40.

- Lambin E.F., Geist H., Rindfuss R.R. (2006) Introduction: Local Processes with Global Impacts. In: Lambin E.F., Geist H. (eds) *Land-Use and Land-Cover Change*. Global Change - The IGBP Series. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Lara, A., Little, C., Urrutia, R., McPhee, J., Álvarez-Garretón, C., Oyarzún, C., ... Arismendi, I. (2009). Assessment of ecosystem services as an opportunity for the conservation and management of native forests in Chile. *Forest Ecology and Management*, 258(4), 415–424.
- Lawrence, G. B., David, M. B., & Shortle, W. C. (1995). A new mechanism for calcium loss in forest-floor soils. *Nature*, 378(6553), 162-165.
- León-Muñoz, J., Echeverría, C., Fuentes, R., & Aburto, F. (2017). ¿Cómo está cambiando la cobertura del uso del suelo en las cuencas proveedoras de agua potable de la zona costera del centro-sur de Chile (35°-38, 5° S)? *Bosque (Valdivia)*, 38(1), 203-209.
- Lu, X., Mao, Q., Mo, J., Gilliam, F. S., Zhou, G., Luo, Y., ... & Huang, J. (2015). Divergent responses of soil buffering capacity to long-term N deposition in three typical tropical forests with different land-use history. *Environmental science & technology*, 49(7), 4072-4080.
- Luebert, F., & Plissock, P. (2006). *Sinopsis bioclimática y vegetal de Chile*. Editorial Universitaria.
- Martínez-Retureta, R., Aguayo, M., Stehr, A., Sauvage, S., Echeverría, C., & Sánchez-Pérez, J. M. (2020). Effect of land use/cover change on the hydrological response of a southern center basin of Chile. *Water*, 12(1), 302.
- Millot, R., Érôme Gaillardet, J., Dupré, B., & Allègre, C. J. (2003). Northern latitude chemical weathering rates: clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(7), 1305-1329.
- Millot, R., & Girard, J. P. (2007). Lithium isotope fractionation during adsorption onto mineral surfaces. *International Meeting on Clays in Natural & Engineered Barriers for Radioactive Waste Confinement*, Lille, France.
- Millot, R., Vigier, N., & Gaillardet, J. (2010). Behaviour of lithium and its isotopes during weathering in the Mackenzie Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(14), 3897-3912.

- Minella, J. P., Walling, D. E., & Merten, G. H. (2008). Combining sediment source tracing techniques with traditional monitoring to assess the impact of improved land management on catchment sediment yields. *Journal of Hydrology*, 348(3-4), 546-563.
- Misra, S., & Froelich, P. N. (2012). Lithium isotope history of Cenozoic seawater: changes in silicate weathering and reverse weathering. *science*, 335(6070), 818-823.
- 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*, 118(2), 814-831.
- Morgan, R. P. C. (2009). Soil erosion and conservation. John Wiley & Sons.
- Murakami, H., Ishihara, S. (2008). REE mineralization of weathered crust and clay sediment on granitic rocks in the Sanyo Belt, SW Japan and the Southern Jiangxi Province, China. *Resource Geology* 58(4), 373–401.
- Mwamburi, J. (2003). Variations in trace elements in bottom sediments of major rivers in Lake Victoria's basin, Kenya. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, 8(1), 5-13.
- Onderka, M., Krein, A., Wrede, S., Martínez-Carreras, N., & Hoffmann, L. (2012). Dynamics of storm-driven suspended sediments in a headwater catchment described by multivariable modeling. *Journal of Soils and Sediments*, 12(4), 620-635.
- Oyarzún, C.E., Peña, L. (1995). Soil erosion and overland flow in forested areas with pine plantations at Coastal Mountain range, central Chile. *Hydrolog. Processes*, 9: 111–118.
- 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)*, 32(1), 10-19.
- Penniston-Dorland, S., Liu, X. M., & Rudnick, R. L. (2017). Lithium isotope geochemistry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 82(1), 165-217.
- Pistiner, J. S., & Henderson, G. M. (2003). Lithium-isotope fractionation during continental weathering processes. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(1-2), 327-339.
- Putuhen, W. M., & Cordery, I. (2000). Some hydrological effects of changing forest cover from eucalypts to *Pinus radiata*. *Agricultural and forest meteorology*, 100(1), 59-72.
- Quesada, C. A., Lloyd, J., Schwarz, M., Patiño, S., Baker, T. R., Czimczik, C., ... & Paiva, R. (2010). Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. *Biogeosciences*, 7(5), 1515-1541.

- Ramírez, P. (2004). Estudio geológico ambiental de la cuenca del estero Nonguén. *Universidad de Concepción*, Concepción.
- Ramírez Ramírez, M. I., Jiménez Cruz, M., & Martínez Pacheco, A. I. (2005). Estructura y densidad de la red de caminos en la Reserva de la Biosfera Mariposa Monarca. *Investigaciones geográficas*, (57), 68-80.
- Rehg, K. J., Packman, A. I., & Ren, J. (2005). Effects of suspended sediment characteristics and bed sediment transport on streambed clogging. *Hydrological Processes: An International Journal*, 19(2), 413-427.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Holland, H. D., & Turekian, K. K. (2003). Composition of the continental crust. *The crust*, 3, 1-64.
- Salazar, C. (2004). Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina, VIII Región del Bío-Bío, Chile: sistemática, bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas. *Memoria de título inédita*. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra.
- Schuller, P., Walling, D. E., Iroumé, A., Quilodrán, C., Castillo, A., & Navas, A. (2013). Using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pb and other sediment source fingerprints to document suspended sediment sources in small forested catchments in south-central Chile. *Journal of environmental radioactivity*, 124, 147-159.
- Schuller, P., Walling, D. E., Iroumé, A., Quilodrán, C., & Castillo, A. (2021). Quantifying the temporal variation of the contribution of fine sediment sources to sediment yields from Chilean forested catchments during harvesting operations. *Bosque*, 42(2), 231-244.
- Seguel, O., E. Farías, W. Luzio, M. Casanova, I. Pino, A.M. Parada, X. Videla, and A. Nario. 2015. Physical properties of soil after change of use from native forest to vineyard. *Agro Sur* 43(2), 29-39.
- Singh, M. J., & Khera, K. L. (2008). Soil erodibility indices under different land uses in lower Shiwaliks. *Tropical Ecology*, 49(2), 113.
- Skoulikidis, N. (2016). The state and origin of river water composition in Greece. *The Rivers of Greece*, 97-127.
- 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*, 74(1), 12-23.

- Strahler, A. (1952). Hypsometric (area altitude) analysis of erosional topology. *Geological Society of American Bulletin*, 63, 1117-1142.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920.
- Sun, H., Han, J., Li, D., Zhang, S., & Lu, X. (2010). Chemical weathering inferred from riverine water chemistry in the lower Xijiang basin, South China. *Science of the total environment*, 408(20), 4749-4760.
- Tanaka, K., & Watanabe, N. (2015). Size distribution of alkali elements in riverbed sediment and its relevance to fractionation of alkali elements during chemical weathering. *Chemical Geology*, 411, 12-18.
- Teng, F. Z., Rudnick, R. L., McDonough, W. F., Gao, S., Tomascak, P. B., & Liu, Y. (2008). Lithium isotopic composition and concentration of the deep continental crust. *Chemical Geology*, 255(1-2), 47-59.
- Tomascak, P. B., Magna, T., & Dohmen, R. (2016). *Advances in lithium isotope geochemistry*. 1-195. Cham, Switzerland: Springer International Publishing.
- Toy, T. J., Foster, G. R., & Renard, K. G. (2002). *Soil erosion: processes, prediction, measurement, and control*. John Wiley & Sons.
- Veihe, A. (2002). The spatial variability of erodibility and its relation to soil types: a study from northern Ghana. *Geoderma*, 106(1-2), 101-120.
- Vercruyse, K., Grabowski, R. C., & Rickson, R. J. (2017). Suspended sediment transport dynamics in rivers: Multi-scale drivers of temporal variation. *Earth-Science Reviews*, 166, 38-52.
- Viers, J., Carretier, S., Auda, Y., Pokrovsky, O. S., Seyler, P., Chabaux, F., ... & Hérail, G. (2019). Geochemistry of Chilean rivers within the central zone: distinguishing the impact of mining, lithology and physical weathering. *Aquatic Geochemistry*, 25(1), 27-48.
- Vigier, N., Decarreau, A., Millot, R., Carignan, J., Petit, S., & France-Lanord, C. (2008). Quantifying Li isotope fractionation during smectite formation and implications for the Li cycle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(3), 780-792.
- von Strandmann, P. A. P., Kasemann, S. A., & Wimpenny, J. B. (2020). Lithium and lithium isotopes in Earth's surface cycles. *Elements: An International Magazine of Mineralogy, Geochemistry, and Petrology*, 16(4), 253-258.

- Walling, D. E., & Fang, D. (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and planetary change*, 39(1-2), 111-126.
- West, A. J., Galy, A., & Bickle, M. (2005). Tectonic and climatic controls on silicate weathering. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1-2), 211-228.
- White, W. M. (2020). *Geochemistry*. John Wiley & Sons.
- Wieser, M. E. (2006). Atomic weights of the elements 2005 (IUPAC Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 78(11), 2051-2066.
- Wulder, M. A., Coops, N. C., Roy, D. P., White, J. C., & Hermosilla, T. (2018). Land cover 2.0. *International Journal of Remote Sensing*, 39(12), 4254-4284.
- Yusoff, Z. M., Ngwenya, B. T., & Parsons, I. (2013). Mobility and fractionation of REEs during deep weathering of geochemically contrasting granites in a tropical setting, Malaysia. *Chemical Geology*, 349, 71-86.
- Zhou, G., Wei, X., & Yan, J. (2002). Impacts of eucalyptus (*Eucalyptus exserta*) plantation on sediment yield in Guangdong Province, Southern China—a kinetic energy approach. *Catena*, 49(3), 231-251.
- Zhou, G., Liu, S., Li, Z., Zhang, D., Tang, X., Zhou, C., ... & Mo, J. (2006). Old-growth forests can accumulate carbon in soils. *science*, 314(5804), 1417-1417.

ANEXOS

I DIAGRAMAS BLOX-PLOT DE CONCENTRACIONES DE REE



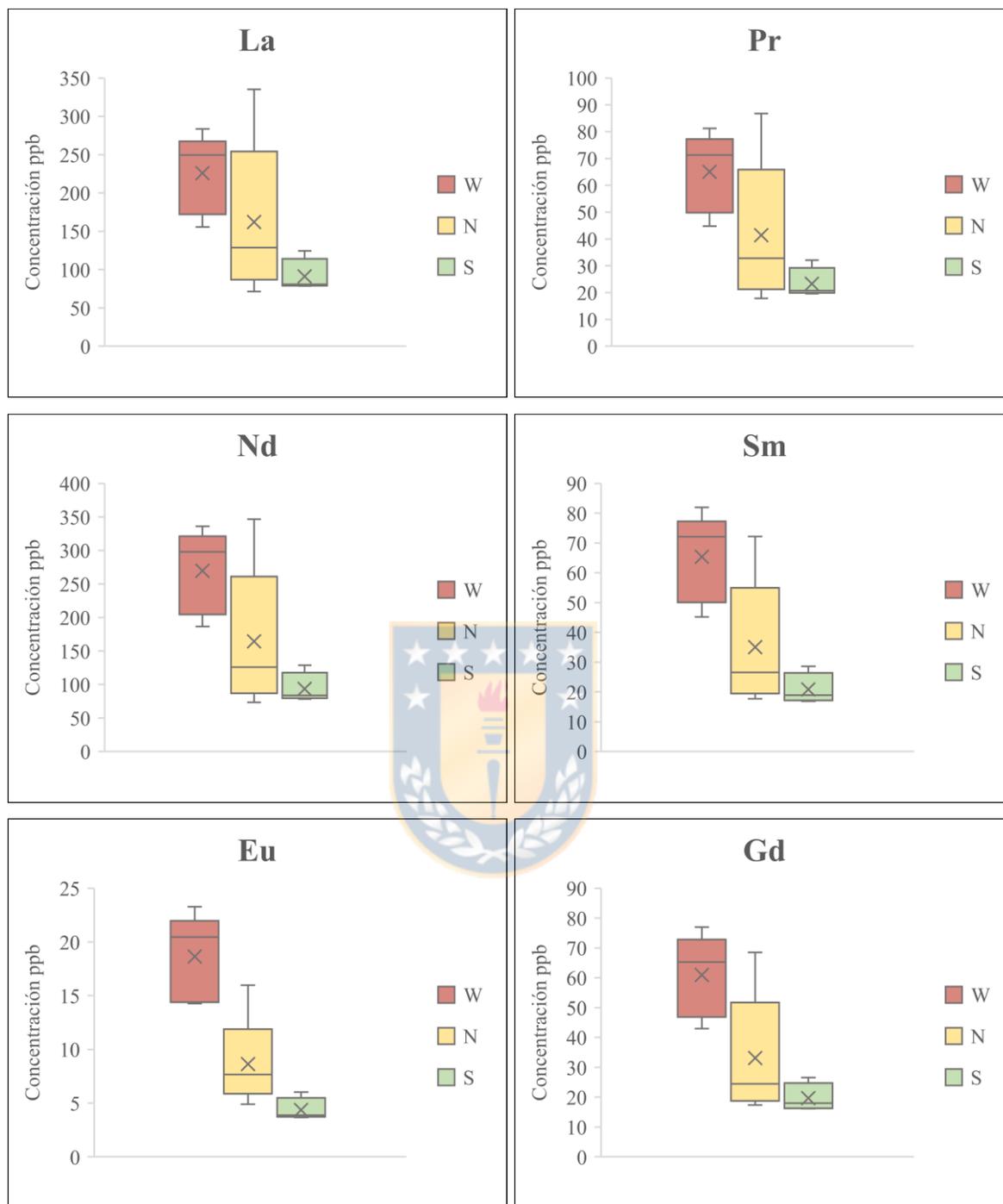


Figura 1.1: Box-Plot de concentraciones de REE.

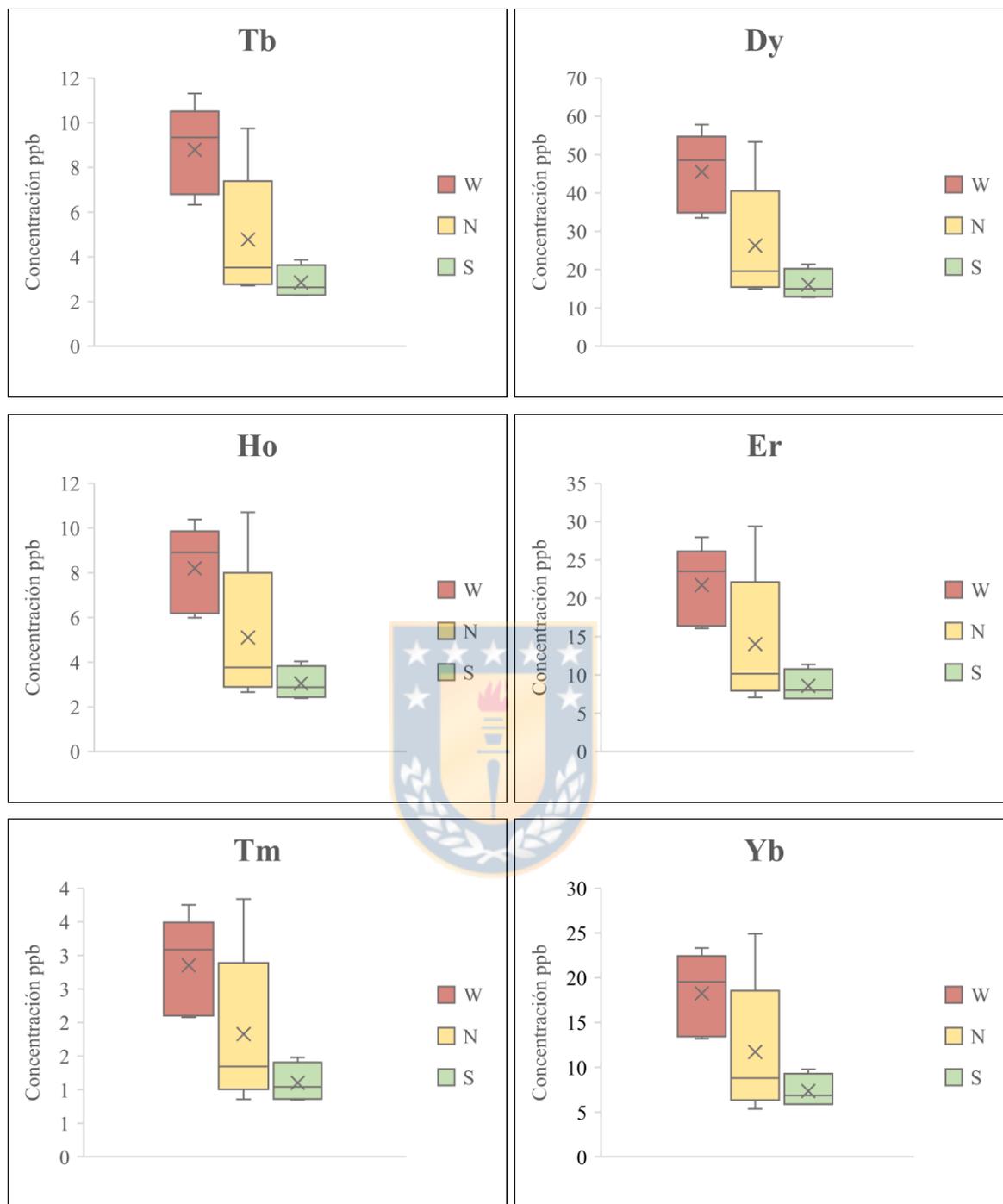


Figura 1.1: Box-Plot de concentraciones de REE.

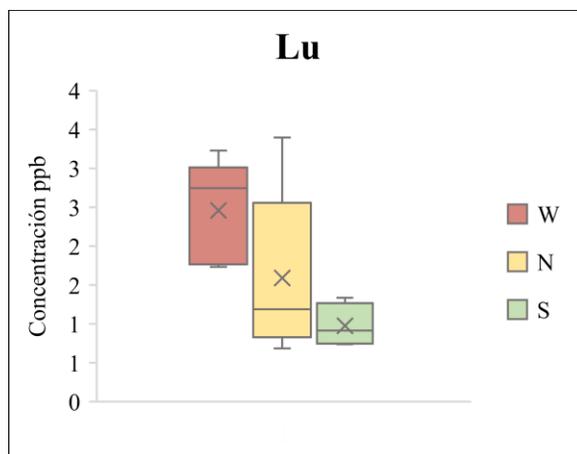


Figura 1.1: Box-Plot de concentraciones de REE.

