



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA POTENCIAL EN UNA CUENCA ANDINA DE ALTA MONTAÑA

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA
INGENIERÍA, MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

PAOLA ANDREA SÁNCHEZ FARFÁN

PROFESORA GUÍA:
KATHERINE LIZAMA ALLENDE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
JAMES MCPHEE TORRES
MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA

SANTIAGO DE CHILE
2018

Resumen de la tesis para optar al Grado de Magíster
en Ciencias de la Ingeniería, Mención Recursos y
Medio Ambiente Hídrico

Por: Paola Andrea Sánchez Farfán

Fecha: Enero 2018

Prof. Guía: Katherine Lizama Allende

Prof. Co-Guía: James McPhee Torres

ESTIMACIÓN DE LA RECARGA POTENCIAL EN UNA CUENCA ANDINA DE ALTA MONTAÑA

Una de las variables hidrológicas que mayor grado de incertidumbre genera en las cuencas de alta montaña es la determinación de la recarga de acuíferos, pues en general existe un conocimiento parcial del funcionamiento hidrológico a escala de cuenca y se desconocen los tiempos y magnitudes de los procesos que ocurren en el medio de paso entre la superficie y el nivel freático. En este estudio se adoptó una metodología que permitió identificar zonas potenciales de recarga utilizando información de sensores remotos y geoprocесamientos en programas SIG, y se aplicó un método químico ambiental basado en el balance del ion cloruro para estimar la recarga. La zona de estudio corresponde a la cuenca del estero Yerba Loca ubicada en la subcuenca del río Mapocho Alto, Chile Central.

Para la caracterización de la cuenca este estudio desarrolló una revisión de información de los aspectos hidro-meteorológicos, geológicos y geomorfológicos. Se realizaron actividades de terreno para la instrumentación, las pruebas de infiltración y la recolección de muestras de agua de la zona no saturada, de escurrimientos, de la precipitación y del afloramiento, y de muestras de suelo en los lugares donde se instalaron los lisímetros de succión. Se realizaron análisis químico y textural con las muestras de agua y suelo, respectivamente. Se construyó un modelo conceptual de la zona no saturada. Se usó el método del balance del ion cloruro para el periodo de nov/2016 a jul/2017. Se llevó a cabo una modelación con HYDRUS-1D simulando el flujo de agua y transporte del cloruro en los primeros 100 cm de profundidad de la zona no saturada. Los resultados de la recarga potencial obtenida con ambos métodos fueron comparados entre sí.

El 70,8% del área total de la cuenca presenta un potencial de recarga de Moderada a Pobre y que sólo en el 0,1% el potencial sería Bueno de acuerdo a la clasificación de Dar et al. (2010). Éste último principalmente en la parte media de la cuenca donde existen depósitos no consolidados y el relieve es ligeramente inclinado a inclinado lo cual favorece la recarga, estimada en dicha parte de la cuenca entre 4,3 y 9,5 cm (14 y 32% de la precipitación) para el periodo analizado aplicando el balance del ion cloruro y de 17,8 cm (57% de la precipitación) según el modelo numérico. Los resultados obtenidos indican que se requieren mediciones a otras cotas de elevación para la estimación de la recarga en toda la cuenca.

Agradecimientos

A mi padre celestial por su amor y compañía incondicional, por guiarme cada día y regalarme oportunamente una palabra o señal de aliento. Bendito eres tú Señor.

A mi familia que amo profundamente. A mis padres, agradezco sus consejos, buenos deseos y por todo el cariño. A mis hermanas, por sus mensajes de fortaleza y por regalarme un sentimiento de alegría con cada precioso y hermosa. A mis sobrinitos, por las sonrisas y picardías que me llenan de amor. A mi primo Juank, por su amistad incondicional y a mi tía Graciela por su ejemplo de servicio y palabras de ánimo.

A las hermanas Mónica, Anita y Nancy por abrirme las puertas de su casa y enseñarme a incursionar más en la fe y en la sanación interior.

Al profesor James y su grupo de colaboradores del proyecto “Modelo hidrológico integral Mapocho Alto” liderado por el Centro Avanzado de Tecnología en Minería AMTC, agradezco el financiamiento de los terrenos y la información compartida de línea base.

A todas las personas de apoyo en las campañas de terreno, especialmente a Jaque, Luis, Jaime y Geovanni. También agradezco a don Pato por su buena disposición como conductor durante los terrenos, y a Roberto Bravo por su gestión en temas administrativos.

Al profesor Oscar Seguel de la Facultad de Agronomía por su amabilidad en el préstamo de los instrumentos de medición y por los conocimientos aportados en el muestreo del suelo y realización de las pruebas de infiltración.

A Luis Cáceres, administrador del Parque Cordillera Yerba Loca por su colaboración en la logística de los trabajos de terreno. También agradezco a Soledad Peña y Lillo de la municipalidad de Lo Barnechea por su gestión administrativa en los permisos de ingreso al Parque.

Al personal de los laboratorios de Calidad de Aguas Gabriela Castillo y de Sólidos y Medios Particulados por la colaboración durante los análisis de las muestras de agua y de suelo.

A los profesores de los Departamentos de Ingeniería Civil mención Hidráulica y de Geología por su entrega a la academia y conocimientos aportados durante mi formación en el magíster. También agradezco especialmente a la profesora Katherine y a los profesores miembros de la comisión por sus aportes en el desarrollo del tema de tesis.

Tabla de contenido

1. Introducción.....	1
1.1 Motivación.....	1
1.2 Objetivos.....	1
1.3 Estructura de la tesis.....	2
2. Revisión Bibliográfica.....	3
2.1 Procesos físicos asociados a la recarga.....	3
2.2 Aplicación de los trazadores ambientales.....	4
2.3 Método del balance del ion cloruro.....	6
2.4 Flujo en la zona no saturada.....	8
3. Zona de estudio.....	13
3.1 Localización.....	13
3.2 Hidrometeorología.....	14
3.3 Hidroquímica.....	17
3.4 Uso del suelo/vegetación.....	19
3.5 Geología.....	20
3.6 Geofísica local.....	22
4. Metodología.....	24
4.1 Información Línea base.....	24
4.1.1 Recursos.....	24
4.1.2 Procesamiento.....	25
4.2 Trabajo de Terreno.....	29
4.2.1 Reconocimiento y selección de puntos de muestreo.....	29
4.2.2 Instrumentación.....	29
4.2.3 Recolección de muestras.....	30
4.2.4 Pruebas de infiltración.....	30
4.3 Trabajo de Laboratorio.....	32
4.3.1 Método del Tiocianato de Mercurio.....	32

4.3.2	Ensayo Hidrométrico.....	33
4.4	Balance y Modelación	34
4.4.1	Modelo conceptual de la zona no saturada.....	34
4.4.2	Método del balance del ion cloruro	35
4.4.3	Modelación numérica	36
5.	Resultados y Discusión.....	40
5.1	Zonas potenciales de recarga	40
5.2	Cloruro en agua.....	42
5.3	Características del suelo.....	46
5.4	Balance del ion cloruro	47
5.4.1	Balance 1: Agua de los poros del suelo (ZNS).....	47
5.4.2	Balance 2: Agua del afloramiento (acuífero somero).....	49
5.5	Simulación con HYDRUS-1D.....	50
5.5.1	Flujo en medio no saturado	50
5.5.2	Transporte del cloruro	51
5.5.3	Recarga acumulada.....	54
6.	Conclusiones y recomendaciones	55
6.1.1	Conclusiones.....	55
6.1.2	Recomendaciones	56
	Bibliografía.....	57
	Anexos.....	62
	Anexo A: Correcciones a imágenes satelitales del Lansat 8.....	62
	Anexo B: Procesamiento de los datos de las pruebas de infiltración.....	64
	Anexo C: Procesamiento de los datos del ensayo hidrométrico	70
	Anexo D: Descripción del HYDRUS-1D	75
	Anexo E: Procesamiento de imágenes del sensor MODIS16.....	78
	Anexo F: Variables climáticas de entrada al modelo.....	80
	Anexo G: Análisis de sensibilidad a variables del flujo en un medio no saturado	85

Índice de tablas

Tabla 3-1 Información de las estaciones utilizadas en el análisis de la Figura 3.4	16
Tabla 4-1. Clases según el potencial de recarga utilizado en las capas temáticas.....	25
Tabla 4-2. Clasificación de las zonas potenciales de recarga.....	26
Tabla 4-3. Rangos de pendientes y su relación con el potencial de recarga.....	27
Tabla 4-4. Tipos de rocas y su relación con el potencial de recarga	27
Tabla 4-5. Densidad de lineamientos y su relación con el potencial de recarga	28
Tabla 4-6. Clasificación del NDVI y su relación con el potencial de recarga	28
Tabla 4-7. Densidad de drenaje y su relación con el potencial de recarga.....	29
Tabla 4-8 Parámetros hidráulicos del suelo considerados para la simulación	37
Tabla 4-9 Parámetros hidráulicos del transporte del soluto	37
Tabla 5-1 Conductividad hidráulica del suelo en los sitios evaluados	46
Tabla 5-2 Información de la precipitación para el periodo considerado	48
Tabla 5-3 Balance de masa de cloruro con datos de la zona no saturada.....	49
Tabla 5-4 Balance de masa de cloruro con datos del acuífero somero.....	49

Índice de figuras

Figura 2.1 Zonas típicas de un medio fracturado. Fuente: modificado de FCIHS, 2009.	4
Figura 2.2 Esquema conceptual del balance del ion cloruro.	8
Figura 3.1 Ubicación de la cuenca del estero Yerba Loca.	13
Figura 3.2 Caudales medios mensuales registrados en la estación Estero Yerba Loca antes junta San Francisco (periodo 1987-2015).	14
Figura 3.3 Estacionalidad del registro medio mensual de la precipitación y del caudal en estaciones de la DGA.	15
Figura 3.4 Relación logarítmica de la altitud y la precipitación media anual (periodo 2000-2015), utilizando datos de las estaciones de las subcuencas del río Mapocho bajo y río Mapocho alto..	15
Figura 3.5. Distribución de la precipitación media anual en la cuenca del estero Yerba Loca según relación logarítmica con la altitud. La identificación de las estaciones utilizadas se presenta en la Tabla 3-1.	17
Figura 3.6 Diagrama de caja de las concentraciones de cloruro en el estero Yerba Loca registradas en la estación de monitoreo Yerba Loca antes junta San Francisco (1986-2015).	18
Figura 3.7. Uso del suelo (Cartografía del SINIA) y Clasificación del Índice NDVI de la imagen satelital del Lansat 8 (de fecha 28/11/2015) de la cuenca del estero Yerba Loca.	19
Figura 3.8. Geología de la cuenca del estero Yerba Loca a las escalas 1:1.000.000 y 1:60.000. .	20
Figura 3.9. Localización de las líneas geofísicas y sus secciones transversal y longitudinal en la cuenca del estero Yerba Loca.	22
Figura 3.10 Sección transversal L10. Fuente: MWH Chile (2014).	23
Figura 4.1. Esquema metodológico de la presente investigación.	24
Figura 4.2 Principales actividades de terreno realizadas en la cuenca del estero Yerba Loca, a) Instalación de los lisímetros de succión, b) Toma de muestra de suelo del perfil excavado, c) Toma de muestra de agua en escurrimiento, d) Recolección de agua de precipitación caída en colectores, e) Sitio identificado como afloramiento, f) Aplicación de succión con bombín en lisímetros, g) Extracción de agua de poros del suelo y h) Pruebas de infiltración con el minidisco infiltrómetro.	31
Figura 4.3 Análisis de las muestras de agua mediante el método del Tiocianato de Mercurio, a) Celdas de vidrio con la muestra y soluciones químicas necesarias para la reacción, chequeando el pH ~2 y b) Lectura de la concentración de cloruro en el espectrofotómetro.	33

Figura 4.4 Ensayo hidrométrico en las muestras de suelo, a) Secado del suelo en horno, b) Probetas con la solución del suelo en reposo y c) Toma de lecturas con el hidrómetro según tiempos establecidos.	34
Figura 4.5 Modelo conceptual de la ZNS en la zona de estudio.	35
Figura 4.6 Perfil del suelo simulado, a) Definición de las capas (una en este caso) y b) Selección de los puntos de observación en el perfil (en la imagen se señalan dos puntos a los 50 y 80 cm).37	
Figura 5.1. Zonas potenciales de recarga en la cuenca del estero Yerba Loca y puntos de muestreo.	41
Figura 5.2 Localización de los puntos de muestreo en la cuenca.	42
Figura 5.3 Concentración de cloruro en las muestras de agua de escurrimientos (A_i): A_1 : estero La Leonera, A_2 : estero Yerba Loca antes de confluencia, A_3 : estero Yerba Loca después de confluencia y A_4 : quebrada El Manzano.	43
Figura 5.4 Concentración de cloruro en las muestras de agua de precipitación (Colector $_j$): Colector $_3$: entrada al Parque, Colector $_4$: sector galpón y Colector $_5$: sector ruinas.	44
Figura 5.5 Concentración de cloruro en las muestras de agua del afloramiento.	45
Figura 5.6 Concentración de cloruro en las muestras de agua de la zona no saturada (Lisi $_j$).	46
Figura 5.7 Triángulos texturales de las muestras de suelo.	47
Figura 5.8 Relaciones entre propiedades hidráulicas del perfil del suelo simulado: a) conductividad hidráulica (cm/d) vs humedad volumétrica (m^3/m^3), b) humedad volumétrica (m^3/m^3) vs presión en matriz del suelo (cm) conocida como curva característica del suelo.	51
Figura 5.9 Resultados del programa en los puntos de observación del perfil del suelo ($N_1= 50$ cm y $N_2= 80$ cm): a) concentración del cloruro (mol/l) vs tiempo (día), b) humedad volumétrica (m^3/m^3) vs tiempo (día).	51
Figura 5.10 a) Registro diario de precipitación y evapotranspiración utilizado en la simulación, b) Concentración de cloruro en la zona no saturada (mg/l) vs tiempo (día) tanto de la simulación como de las mediciones en terreno.	53
Figura 5.11 Flujo inferior acumulado interpretado como la posible recarga acumulada durante el periodo simulado.	54

1. Introducción

1.1 Motivación

En la rama de la hidrología una de las variables con mayor complejidad en determinar es la recarga de los acuíferos en las cuencas de alta montaña, ya que involucra distintos mecanismos cuyos efectos son difíciles de medir. Considerando que la recarga ocurre de forma natural principalmente por la precipitación tanto líquida como sólida es importante analizar los factores que influyen en la infiltración. Los aspectos de mayor relevancia son el clima, la vegetación, el tipo de suelo y la profundidad del nivel freático (Turkeltaub et al., 2013; Scanlon et al., 2002).

Una manera de analizar la recarga es logrando integrar el aporte de la lluvia y la nieve, por lo tanto surge interés en estudiar experimentalmente el medio de paso entre la superficie y el acuífero. Esta investigación utilizó un método químico ambiental basado en el balance del ion cloruro utilizado por distintos autores (Eriksson et al., 1969; Allison et al., 1978; Bromley et al., 1997; Scanlon et al., 2002) en su mayoría en zonas áridas y semi-áridas, y en menor medida en zonas húmedas, para estimar la recarga potencial de acuíferos en una cuenca de alta montaña.

La zona propuesta para este estudio es la cuenca del estero Yerba Loca ubicada en los Andes de Chile Central, la cual tiene importancia por ser parte de la cuenca del río Mapocho, una de las principales de la Región Metropolitana. El estero Yerba Loca es uno de los tributarios del río Mapocho y ha sido monitoreado por la Dirección General de Aguas desde el año 1986 en la salida de la cuenca aportante, lo que permite un conocimiento parcial del comportamiento hidrológico a escala de cuenca. Sin embargo, los procesos de evapotranspiración, infiltración y recarga en la cuenca son desconocidos o han sido estimados de forma teórica por entidades privadas y por consiguiente su análisis sigue siendo un desafío para la academia.

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este estudio es estimar la recarga potencial de acuíferos de una cuenca de alta montaña de los Andes de Chile Central, mediante la integración de información de línea base y de terreno.

Los objetivos específicos son:

1. Identificar las zonas que favorecen el proceso de recarga considerando aspectos hidrometeorológicos, geológicos y geomorfológicos de la cuenca.

2. Analizar la concentración de cloruro en muestras de agua de la precipitación, de escurrimientos y de la zona no saturada.
3. Cuantificar la recarga potencial mediante el método del balance del ion cloruro.
4. Comparar los resultados de la recarga estimada mediante el método químico ambiental con los obtenidos de un modelo computacional basado en la ecuación de Richards que describe el flujo en un medio no saturado.

1.3 Estructura de la tesis

La organización del documento de tesis contiene seis capítulos que se describen a continuación:

Capítulo II: Corresponde a la revisión bibliográfica, donde se indican los procesos físicos asociados a la recarga y se explica el método del balance del ion cloruro.

Capítulo III: Caracterización de la zona de estudio. Se presenta una descripción de la cuenca del estero Yerba Loca, enfocada en los aspectos de mayor relevancia a considerar desde la perspectiva de la recarga.

Capítulo IV: En este capítulo se explica la metodología utilizada para la ejecución del estudio, definiendo las etapas: Información línea base, Trabajo de terreno, Trabajo de laboratorio, Balance y Modelación.

Capítulo V: Este capítulo presenta los resultados obtenidos en el estudio y se subdivide en la identificación de las zonas potenciales de recarga, el análisis de las muestras de agua y de suelo, el desarrollo del balance del ion cloruro y la aplicación del modelo numérico HYDRUS-1D.

Capítulo VI: Contiene las conclusiones y recomendaciones.

2. Revisión Bibliográfica

2.1 Procesos físicos asociados a la recarga

La recarga a un acuífero es el volumen de agua que se infiltra o flujo descendente en un intervalo de tiempo que alcanza el nivel freático aumentando las reservas de agua. Las formas de recarga natural son por agua de precipitación, por aguas superficiales y por transferencias entre acuíferos, siendo la recarga por precipitación la que se analizará en este estudio.

Según Tóth (1963), Scanlon et al. (2002) y Turkeltaub et al. (2013), las condiciones del clima juegan un papel importante en el control de la recarga, tanto por la disponibilidad de las diferentes fuentes como por la tasa en que puede ocurrir; sin desconocer que las variaciones en la geomorfología (topografía, vegetación y tipo de suelo), también pueden favorecer o no la recarga. Generalmente en regiones húmedas, la recarga ocurre en altura y la descarga en la parte baja, sin embargo, en regiones áridas con valle aluvial, la recarga usualmente se concentra en la parte baja, evidenciado en cauces efímeros.

El efecto de la vegetación en la recarga fue observado en una cuenca ubicada entre Australia Meridional y Victoria (Allison et al. 1990), donde árboles nativos de eucalipto fueron reemplazados por cultivos de raíces poco profundas, demostrándose el incremento de la recarga en dos órdenes de magnitud, de $<0,1$ mm/año con vegetación nativa a 5-30 mm/año con cultivos de rotación. Andreu et al. (2012) también demostraron la importancia del tipo de vegetación y de las condiciones hídricas en el suelo en ámbitos semiáridos en donde podría generarse sobreestimaciones de la recarga. Otro parámetro relevante, es la textura y permeabilidad del suelo. Scanlon et al. (2002) demostraron que en suelos de grano grueso generalmente ocurren tasas de recarga mayores que en suelos de grano fino. Esto debido a las diferencias en mecanismos de transporte a escala de poros.

Por otro lado, las rocas de macizos han sido tradicionalmente consideradas como medios hidrogeológicamente poco favorables, por ser muy compactas, de reducida capacidad de almacenamiento y de muy baja porosidad primaria. Sin embargo, FCIHS (2009) cita que diferentes autores investigaron con mayor detalle estos sistemas, indicando que la porosidad secundaria en sus diferentes formas, es la propiedad que controla la capacidad acuífera, básicamente a partir de la alteración mineralógica de la roca y de la ampliación de fisuras y discontinuidades a favor de su grado y estilo de deformación. A su vez, Custodio y Llamas (1983) mencionan que en este tipo de medios coexisten diversos sistemas de flujo con tiempos de circulación variable, además según Garrido et al. (1997), la aparición de los afloramientos locales se deben a la existencia de diversos sistemas de flujo. En la Figura 2.1 se muestra un esquema típico en medios fracturados.

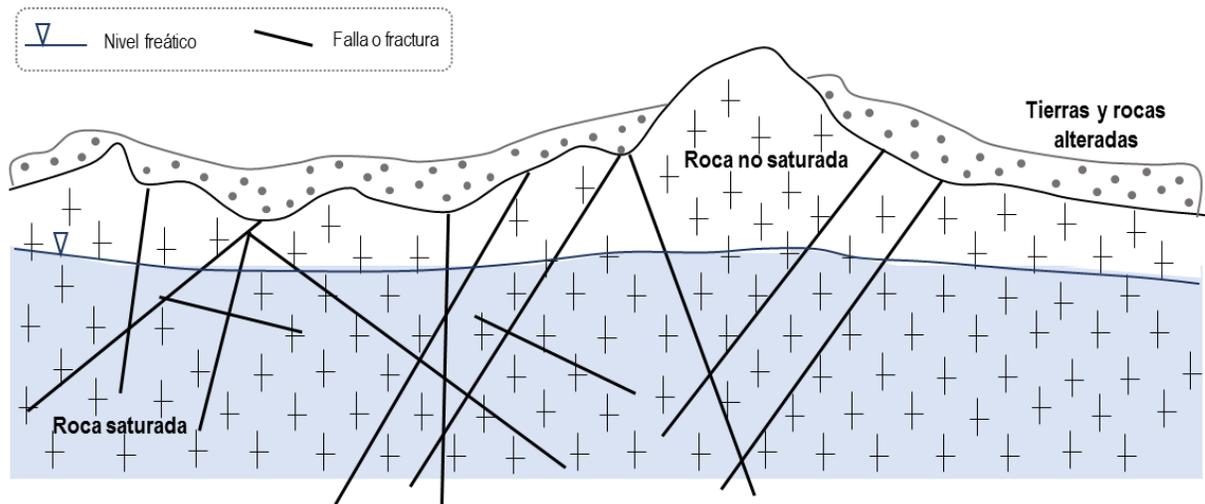


Figura 2.1 Zonas típicas de un medio fracturado. Fuente: modificado de FCIHS, 2009.

2.2 Aplicación de los trazadores ambientales

Los trazadores ambientales se encuentran en la atmósfera, bien como resultado de la actividad humana o como consecuencia de procesos naturales y son dispuestos generalmente a la superficie a través de la precipitación. Se considera como trazador a un elemento químico que sea móvil, soluble, idealmente no reactivo, fácil de obtener y medir, y deseable que la variación de sus concentraciones en el ambiente sean identificables (Allison et al, 1994). Atendiendo a ello, los trazadores idealmente utilizados para el análisis de la recarga son el cloruro (Cl^-) y los isótopos tritio (^3H), oxígeno (^{18}O) y deuterio (^2H). Escoger uno u otro dependerá de la escala espacial y temporal de interés, de las características del acuífero y de la disponibilidad de la información.

A nivel de parcela experimental en la provincia de Buenos Aires (Argentina), Weinzettel et al. (2005) estimaron la recarga mediante el balance del ion cloruro. El procedimiento consistió en la recolección de muestras de agua lluvia, agua de la zona no saturada mediante cápsulas de succión a distintas profundidades y agua del acuífero, las cuales fueron obtenidas de 40 campañas en los años 1998 y 1999. Los valores obtenidos indicaron una recarga mayor utilizando los datos del acuífero, siendo ésta del 34% de las precipitaciones, que con los datos de la zona no saturada, la cual fue del 23%. La diferencia se atribuye a las bajas concentraciones del agua que se infiltra por vías preferenciales de flujo en la zona estudiada.

Por su parte, Cook et al. (1992) desarrollaron un planteamiento matemático para abordar el estudio de reconstrucción paleoclimática y paleorecarga, el cual fue aplicado en la interpretación de datos químicos e isotópicos obtenidos en perfiles del suelo de los países de Cyprus y Senegal,

obteniendo que el movimiento del agua fue predominante como flujo pistón, por consiguiente la presencia del soluto acumulado en el perfil del suelo se atribuyó a la recarga histórica, y que los procesos de difusión y dispersión tienden a suavizar cualquier señal de entrada limitando la utilidad de los datos en el estudio de reconstrucción. También observaron cambios en las concentraciones atribuidas a las variaciones estacionales y a la magnitud del evento climático que pudo generar la recarga. Los autores citan que si la recarga hubiese sido de 100 a 200 mm/año, el tiempo de residencia en el suelo estimado podría ser igual o mayor a los 15 años.

Houston (2007) analizó en una cuenca ubicada al este de Calama (Chile), las concentraciones de cloruro y tritio (^3H) en muestras de agua recolectadas de pozos, ríos y precipitación durante el periodo 1999-2000. El estudio concluyó que la recarga por precipitación estaba directamente relacionada con la elevación, obteniendo que ésta ocurriría en altitudes superiores a los 2.500 msnm. Además, el autor hace hincapié en la fluctuación interanual asociada a los eventos ENSO (especialmente la Niña), que condicionan la oportunidad de recarga. Por otro lado, el estudio obtuvo que la contaminación en las concentraciones de cloruro, podría atribuirse a fuentes volcánicas o evaporíticas. Finalmente, Houston (2007) menciona que el balance de cloruro resulta ser confiable para el ambiente hidrológico andino en la estimación de la recarga por precipitación e inadecuado para entender los flujos totales provenientes de otros acuíferos y cuencas vecinas.

En relación a ambientes de medios fracturados, Thivya et al. (2016) analizaron los procesos de recarga utilizando los isótopos estables oxígeno-18, deuterio y elementos químicos mayores. Dicho estudio recolectó 54 muestras de agua subterránea distribuidas según la litología del sitio. Los resultados indicaron que en el área dominan los procesos de intercambio/desgaste, infiriendo además que en razón del largo tiempo de residencia y la baja condición de flujo en este tipo de acuíferos, el agua subterránea tiende a ser isotópicamente enriquecida. Igualmente, los autores mencionan que las muestras con relación lineal entre el ^{18}O y Cl^- reflejan lixiviación de depósitos de sales formados por evaporación durante el verano anterior, y así se produciría recarga desde cuerpos de agua, a lo largo de fracturas, o recarga difusa a lo largo del río.

Heppner et al. (2007) combinaron tres métodos para evaluar la recarga y los procesos asociados en un sitio de Pennsylvania central (EE.UU.), los cuales fueron el análisis de infiltración mediante lisímetros, el análisis de la respuesta a los eventos de precipitación y el análisis del hidrograma de niveles en pozos. Los autores obtuvieron que en regiones húmedas, la recarga a través de un acuífero de roca fracturada, libre y de baja porosidad, causa grandes fluctuaciones en el nivel freático en periodos cortos de tiempo. Los datos de los múltiples lisímetros mostraron un modelo estacional de infiltración en el sitio, además de la variabilidad debido tanto a factores de instalación, como a la heterogeneidad de las propiedades hidráulicas. A su vez, mediante los registros continuos de elevación del nivel freático, el estudio construyó una curva patrón de declinación, asumiendo

un rendimiento específico constante. Finalmente, la conciliación parcial entre las evaluaciones de la recarga, la realizaron considerando un modelo conceptual de flujos, afirmando que a pesar de la poca variación en la precipitación observada, la recarga estimada fue menor durante el periodo de verano y que las características hidráulicas del medio poroso subsuperficial no saturado, controla la magnitud y el tiempo de recarga.

Existe una amplia bibliografía al respecto, notándose que el análisis del cloruro ha sido aplicado mayoritariamente en zonas áridas y semi-áridas con alta evaporación (Subyani, 2004; Rimon et al., 2011; Kurtzman et al., 2011; Turkeltaub et al., 2013), y en menor medida en zonas húmedas (Lo Russo et al., 2003; Weinzettel et al., 2005; Heppner et al., 2007; Houston, 2007), por lo tanto se considera viable su aplicación en la cuenca de estudio, que tiene clima templado en la mayor parte del área y frío en altitudes mayores a los 4.000 msnm, según la clasificación de Köppen. Adicionalmente, se adopta el cloruro como trazador de análisis por ser éste fácil de obtener, de bajo costo y no es reactivo en el ambiente.

2.3 Método del balance del ion cloruro

El balance del ion cloruro es uno de los métodos usados para determinar la recarga en estado estacionario. Éste considera los supuestos y las formulaciones planteadas por distintos autores (Eriksson et al., 1969; Allison et al., 1978; Bromley et al., 1997; Scanlon et al., 2002) que se detallan a continuación:

- El cloruro es introducido al suelo a través del agua de la precipitación y depositación seca. Además, se asume que el cloruro no se evapora desde la superficie del suelo y que la vegetación no retiene cantidades significativas, por lo tanto este ion se concentra en la matriz de suelo por efecto de la evapotranspiración.
- El agua en el suelo, en general, se mueve de forma vertical considerando la presión gravitacional. Sin embargo, en este caso el método ignora la dispersión hidrodinámica y asume que el cloruro se mueve por flujo pistón en un perfil unidimensional, siendo la entrada de cloruro constante desde la superficie en el periodo considerado.
- El método se basa en la ecuación de continuidad simplificada, planteando (2.1) así:

$$\overline{R_d} = \overline{P} - \overline{ET} \quad (2.1)$$

donde:

$\overline{R_d}$: Recarga promedio [LT^{-1}]

\bar{P} : Precipitación promedio [LT⁻¹]

\bar{ET} : Evapotranspiración promedio [LT⁻¹].

En términos de flujos se tiene,

$$\bar{F}_P + \bar{F}_d = \bar{F}_s + \bar{F}_m \quad (2.2)$$

donde:

\bar{F}_P, \bar{F}_d : Flujos promedios de precipitación y de depositación seca [LT⁻¹]

\bar{F}_s, \bar{F}_m : Flujos del agua drenada en el suelo y absorbida por los minerales [LT⁻¹]. En este caso se asume que no ocurre reacción con los minerales, por lo tanto $\bar{F}_m = 0$ (Bromley et al., 1997).

Adicionalmente, se plantean las variables en términos de concentración, considerando que el flujo volumétrico de agua debajo de la zona de raíces (\bar{F}_s) puede ser estimado por el grado de enriquecimiento del cloruro en el agua de la precipitación y de la depositación seca, se reescribe así:

$$\bar{F}_s = \bar{R}_d \cdot \bar{Cl}_s \quad (2.3)$$

donde:

\bar{F}_s : Flujo de agua drenada en el suelo [LT⁻¹]

\bar{R}_d : Recarga promedio [LT⁻¹]

\bar{Cl}_s : Concentración promedio de cloruro en el agua de los poros [ML⁻³]

Considerando que el flujo de agua debajo de la zona de raíces, posteriormente llega al acuífero, constituyendo una recarga, combinando (2.2) y (2.3), la recarga promedio estaría dada así:

$$\bar{R}_d = \frac{(\bar{F}_P + \bar{F}_d)}{\bar{Cl}_s} = \frac{(\bar{P} \cdot \bar{Cl}_P + \bar{F}_d)}{\bar{Cl}_s} \quad (2.4)$$

donde:

\bar{R}_d : Recarga promedio [LT⁻¹]

\bar{P} : Precipitación promedio [LT⁻¹]

\bar{Cl}_P : Concentración promedio de cloruro en la precipitación [ML⁻³].

\bar{Cl}_s : Concentración promedio de cloruro en el agua de los poros [ML⁻³]

\bar{F}_d : Flujo promedio de depositación seca [LT⁻¹]. En este caso $\bar{F}_d = 0$, porque la depositación seca está incluida en la \bar{Cl}_P .

- La representación conceptual de las variables involucradas (2.4) se muestra en la Figura 2.2.

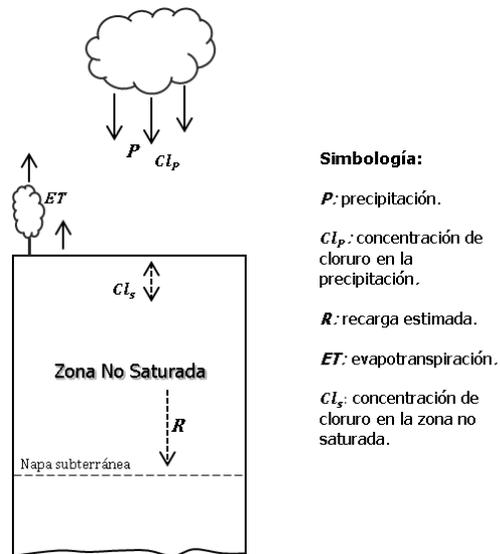


Figura 2.2 Esquema conceptual del balance del ion cloruro.

2.4 Flujo en la zona no saturada

Las ecuaciones de flujo en medios porosos no saturados, al igual que para los medios porosos saturados se deducen en base a la ley de conservación de masa.

En el balance de masa considerando un volumen de control, es posible establecer que la diferencia entre el flujo másico que entra y el flujo másico que sale es igual a la variación temporal de la masa de fluido almacenada dentro de éste, como se muestra en (2.5).

$$(J_{entra} - J_{sale}) \cdot \Delta A = \frac{\partial(\rho \cdot n)}{\partial t} \cdot \Delta V \quad (2.5)$$

donde:

J_{entra} : Flujo másico de fluido que entra al volumen de control [M/L²/T]

J_{sale} : Flujo másico de fluido que sale del volumen de control [M/L²/T]

ΔV : Volumen de control (igual a $\Delta x \Delta y \Delta z$) [L³]

ΔA : Elemento de área (igual a $\Delta x \Delta y = \Delta x \Delta z = \Delta y \Delta z$) [L²]

ρ : Densidad del fluido [M/L³]

n : Porosidad del medio [L³/L³]

t : Tiempo [T].

El flujo másico que entra al volumen de control es igual a la suma de los flujos que entran en distintas direcciones, los que son iguales al producto de la densidad del fluido por la velocidad aparente del fluido. Este flujo se puede expresar como (2.6).

$$J_{entra} = \rho \cdot v_x + \rho \cdot v_y + \rho \cdot v_z \quad (2.6)$$

donde:

v_i : Velocidad aparente en la dirección i [L/T].

El flujo másico que sale del volumen de control es igual a la suma de los flujos que salen en las direcciones x, y, z. aplicando una expansión en serie de Taylor de primer orden, el flujo másico de salida puede ser expresado como (2.7).

$$J_{sale} = \left(\rho \cdot v_x + \frac{\partial(\rho \cdot v_x)}{\partial x} \cdot \Delta x \right) + \left(\rho \cdot v_y + \frac{\partial(\rho \cdot v_y)}{\partial y} \cdot \Delta y \right) + \left(\rho \cdot v_z + \frac{\partial(\rho \cdot v_z)}{\partial z} \cdot \Delta z \right) \quad (2.7)$$

Luego, reemplazando (2.6) y (2.7) en (2.5), y suponiendo $\Delta x = \Delta y = \Delta z$, se obtiene (2.8).

$$\frac{\partial(\rho \cdot n)}{\partial t} = - \frac{\partial(\rho \cdot v_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho \cdot v_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho \cdot v_z)}{\partial z} \quad (2.8)$$

En el caso de medios porosos no saturados, la masa de fluido almacenada en el volumen de control depende del valor de la humedad presente en el medio. La humedad puede ser expresada en términos de la fracción de la porosidad del medio que ocupa el fluido, donde S_w es el grado de saturación del medio, que se define como (2.9).

$$S_w = \frac{\theta}{n} \quad (2.9)$$

donde:

θ : Humedad volumétrica del medio, que corresponde a la razón entre el volumen de fluido almacenado y el volumen total [L³/L³].

n : Porosidad del medio [L³/L³].

De esta forma la ecuación (2.8) que representa el balance de masa dentro del volumen de control debe ser reescrita para un medio parcialmente saturado, como se muestra en (2.10).

$$\frac{\partial(\rho \cdot S_w \cdot n)}{\partial t} = -\frac{\partial(\rho \cdot v_x)}{\partial x} - \frac{\partial(\rho \cdot v_y)}{\partial y} - \frac{\partial(\rho \cdot v_z)}{\partial z} \quad (2.10)$$

Suponiendo que la densidad es constante dentro del volumen de control, se puede simplificar el producto $S_w \cdot n$ por la humedad volumétrica θ , la ecuación quedaría expresada como se muestra en (2.11).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial v_x}{\partial x} - \frac{\partial v_y}{\partial y} - \frac{\partial v_z}{\partial z} \quad (2.11)$$

Para el estudio del flujo en medios porosos no saturados se introduce una modificación a la ecuación de la ley de Darcy, la que incorpora la dependencia funcional entre la conductividad hidráulica y la presión interna del suelo ($h = \frac{p}{\gamma}$). Esta modificación conduce a la ecuación (2.12), conocida como la Ley de flujo de Buckingham-Darcy.

$$v_i = -K_i(h) \cdot \frac{\partial H}{\partial i} \quad (2.12)$$

Al reemplazar (2.12) en (2.11) se obtiene la ecuación (2.13), la que es conocida como la ecuación de Richards. Esta ecuación describe el flujo en un medio poroso no saturado.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_x(h) \cdot \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y(h) \cdot \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z(h) \cdot \frac{\partial H}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2.13)$$

En el caso de un flujo unidimensional en la dirección vertical z , los operadores gradiente y divergencia se simplifican a una derivada parcial en la dirección z , por lo que (2.13) se transforma en (2.14), en donde la carga hidráulica H ha sido representada por la suma de la presión de poros h y la cota geométrica z .

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \cdot \frac{\partial (h + z)}{\partial z} \right) \quad (2.14)$$

Expandiendo los términos se obtiene la siguiente ecuación (2.15), conocida como la ecuación de Richards para una dimensión, que en este caso se presenta en la llamada forma mixta, debido a que existen dos variables de estado que describen el problema, θ y h .

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \cdot \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} + K(h) \right) \quad (2.15)$$

La existencia de una relación funcional entre las dos variables, permite expresar la ecuación (2.15) en dos formas:

- Si se considera que $h = h(\theta)$ se tiene,

$$K(h(\theta)) = K(\theta) \quad (2.16)$$

Por otra parte, aplicando regla de la cadena,

$$\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} = \frac{dh}{d\theta} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (2.17)$$

Reemplazando (2.16) y (2.17) en (2.15) se obtiene (2.18), que representa la ecuación de Richards dependiente sólo de la humedad como variable de estado.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) \right) \quad (2.18)$$

donde $D(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta}$ se conoce como la difusividad suelo-agua [L^2/T].

- Si se considera que $\theta = \theta(h)$ y se aplica la regla de la cadena se obtiene la ecuación (2.19).

$$\frac{\partial \theta(h)}{\partial t} = \frac{d\theta}{dh} \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (2.19)$$

Reemplazando (2.19) en (2.15) se obtiene (2.20), que representa la ecuación de Richards dependiente sólo de la presión como variable de estado.

$$C(h) \cdot \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \cdot \left[\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right] \right) \quad (2.20)$$

donde $C(h) = \frac{d\theta}{dh}$ se conoce como la función de capacidad de agua [$1/L$].

Dada la complejidad matemática de resolver la ecuación de Richards (2.13), ésta ha sido estudiada a través de métodos numéricos. Según Herrera (2000), las soluciones matemáticas obtenidas a partir de la representación mixta (2.15) son las que han mostrado un mejor comportamiento, por lo que ha sido adoptada en la mayoría de los modelos de simulación desarrollados en los últimos años.

3. Zona de estudio

3.1 Localización

La cuenca del estero Yerba Loca se ubica entre las coordenadas 373.046 – 386.897 Este 6.309.248 – 6.328.417 Norte en dirección al noreste de la Región Metropolitana del territorio chileno (Figura 3.1). La cuenca forma parte de la subcuenca del río Mapocho Alto, presenta su máxima elevación a los 5.431 msnm y finaliza sobre los 1.329 msnm, abarcando una superficie de 111 km². El estero Yerba Loca es uno de los tributarios del río San Francisco (ubicado al oeste), que posteriormente confluye hacia el río Mapocho. La selección del área a instrumentar se explica en el Cap. 4.2.

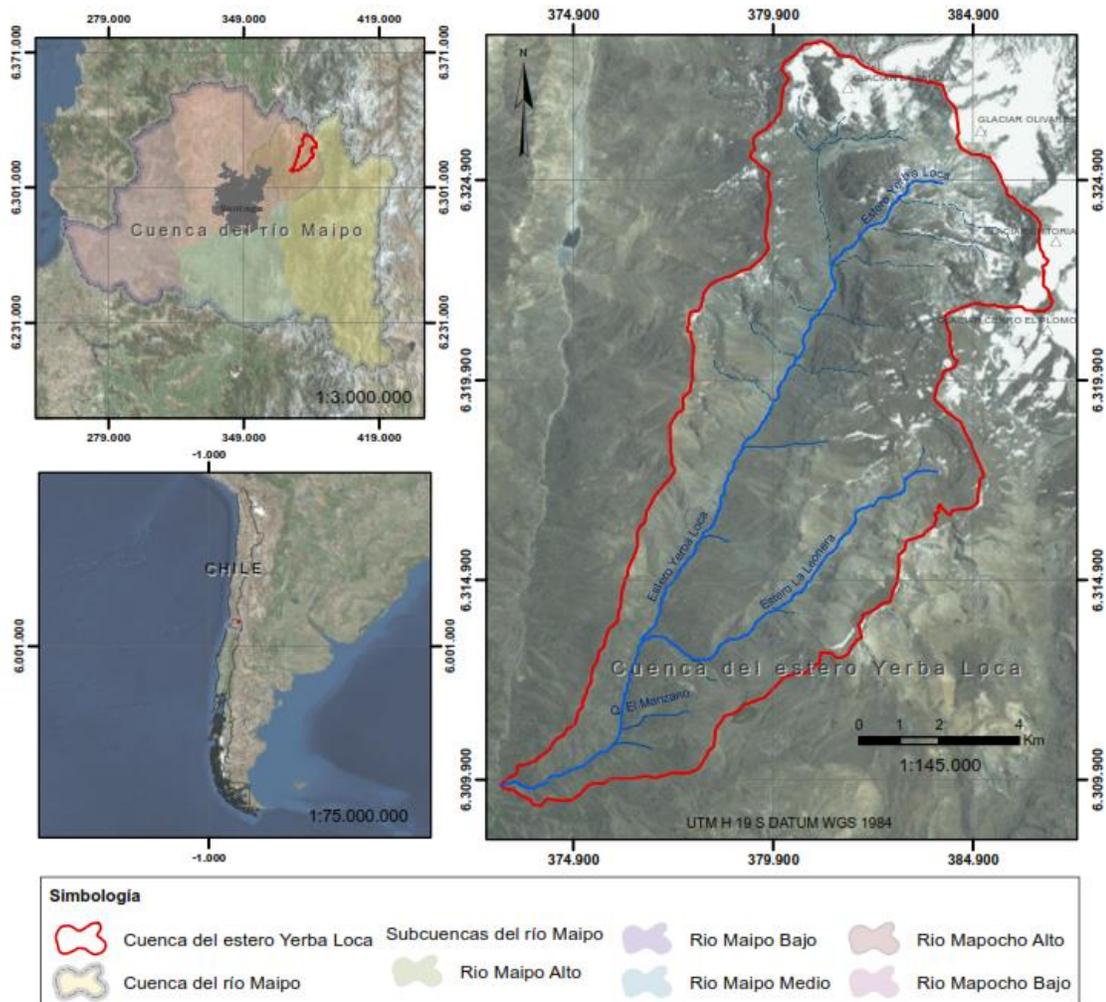


Figura 3.1 Ubicación de la cuenca del estero Yerba Loca.

A continuación se describen los aspectos generales de la cuenca de estudio, en cuanto a la hidrometeorología, hidroquímica, uso del suelo y vegetación, geología y geofísica local, considerados de relevancia para la caracterización de la zona e insumo para el análisis de la recarga.

3.2 Hidrometeorología

El sistema de drenaje superficial está conformado por quebradas y arroyos estacionales, y por el estero La Leonera como mayor aportante que confluye en el sector medio-bajo de la cuenca. La longitud del cauce principal es de aproximadamente 21 km y transcurre por una pendiente media del 14%. En cuanto al lecho del estero Yerba Loca, se observa predominancia de cantos rodados y gravas, lo que favorece los remansos en distintos tramos del cauce y el arrastre de sedimentos.

En la salida de la cuenca del estero Yerba Loca existe una estación fluviométrica vigente operada por la Dirección General de Aguas (DGA), denominada Estero Yerba Loca antes junta San Francisco (código BNA 0521001-k) y cuenta con registros desde noviembre de 1986. En la Figura 3.2 se muestra la estacionalidad de los caudales medios mensuales en condiciones de año húmedo (Pexc. del 10%), año seco (Pexc. del 90%) y año normal (Pexc. del 50%).

La cuenca presenta un régimen hidrológico fundamentalmente nival. Las mayores crecidas son producto de los deshielos durante la temporada de verano (noviembre a febrero), alcanzando caudales del orden de los 2 m³/s (Pexc. del 50%) y de 4,4 m³/s (Pexc. del 10%). El aumento de los caudales causado por las precipitaciones invernales (junio a agosto) son de menos magnitud, del orden de los 0,37 m³/s (Pexc. del 50%).

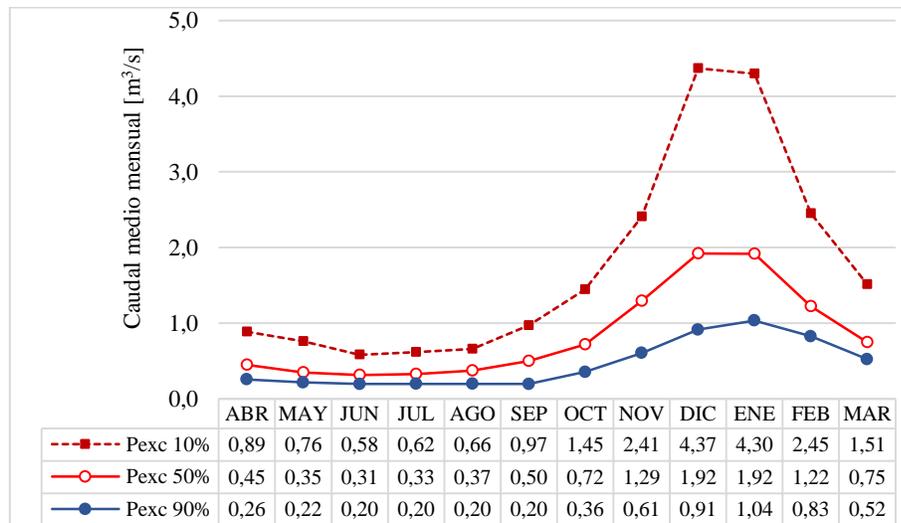


Figura 3.2 Caudales medios mensuales registrados en la estación Estero Yerba Loca antes junta San Francisco (periodo 1987-2015).

La estacionalidad de la precipitación y del caudal en un año hidrológico promedio se muestra en la Figura 3.3. Se observa que en los meses más húmedos (mayo a agosto) no se registra el máximo caudal, por el contrario, existe un escurrimiento mayor en los meses más secos (diciembre a febrero) debido a los deshielos.

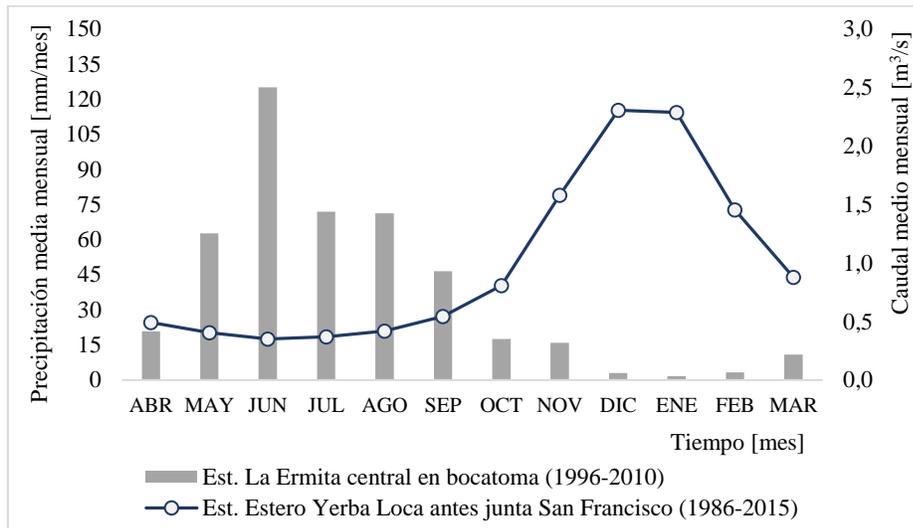


Figura 3.3 Estacionalidad del registro medio mensual de la precipitación y del caudal en estaciones de la DGA.

Mediante la relación logarítmica entre la altitud y la precipitación media anual registrada en las estaciones pluviométricas existentes el periodo 2000-2015 (Figura 3.5 y Tabla 3-1), se obtuvo la distribución de la precipitación media anual en la cuenca de estudio mostrada en la Figura 3.4.

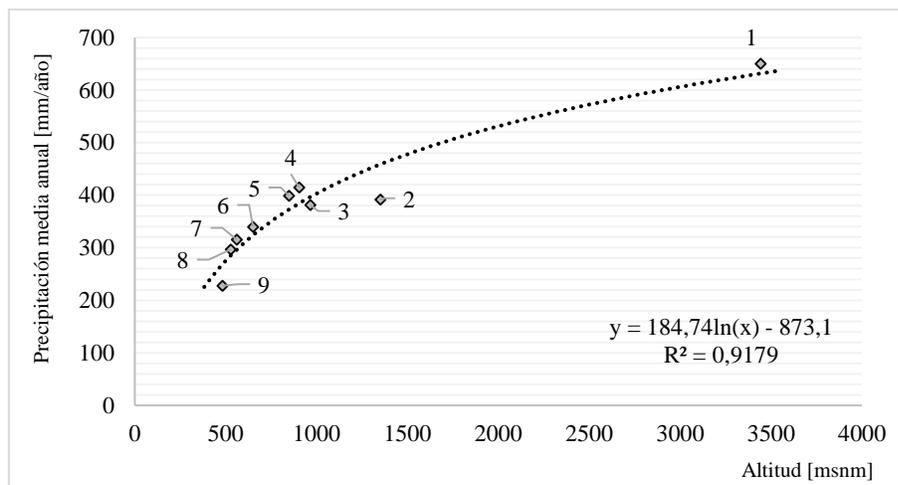


Figura 3.4 Relación logarítmica de la altitud y la precipitación media anual (periodo 2000-2015), utilizando datos de las estaciones de las subcuencas del río Mapocho bajo y río Mapocho alto.

Tabla 3-1 Información de las estaciones utilizadas en el análisis de la Figura 3.4

No	Estación	Fuente	UTM Este	UTM Norte	Altitud [msnm]	Precipitación media anual [mm/año]
1	Los Bronces	Privada	379040	6331446	3443	650,2
2	La Ermita Central en Bocatoma	DGA	373099	6309978	1350	391,5
3	Rio Mapocho en Los Almendros	DGA	364824	6306345	966	381,5
4	Antupiren	DGA	359131	6292595	904	414,7
5	Cerro Calan	DGA	357081	6303810	848	398,9
6	Eulogio Sanchez Tobalaba Ad	DMC	356149	6297309	650	339,4
7	Terraza Ofcs. Centrales DGA	DGA	347149	6297712	560	315,4
8	Quinta Normal Santiago	DMC	343566	6298112	527	296,5
9	Pudahuel Santiago	DMC	333146	6303817	482	227,8

DGA: Dirección General de Aguas; DMC: Dirección Meteorológica de Chile.

En la Figura 3.4 se observa que las mayores precipitaciones en la cuenca ocurren en la parte alta y disminuyen a medida que la cota altitudinal se hace menor en dirección de noreste al suroeste. Sobre los 3.000 msnm se registran precipitaciones entre los 600 y 700 mm/año y bajo los 2.000 msnm la precipitación media anual es cerca a los 500 mm/año.

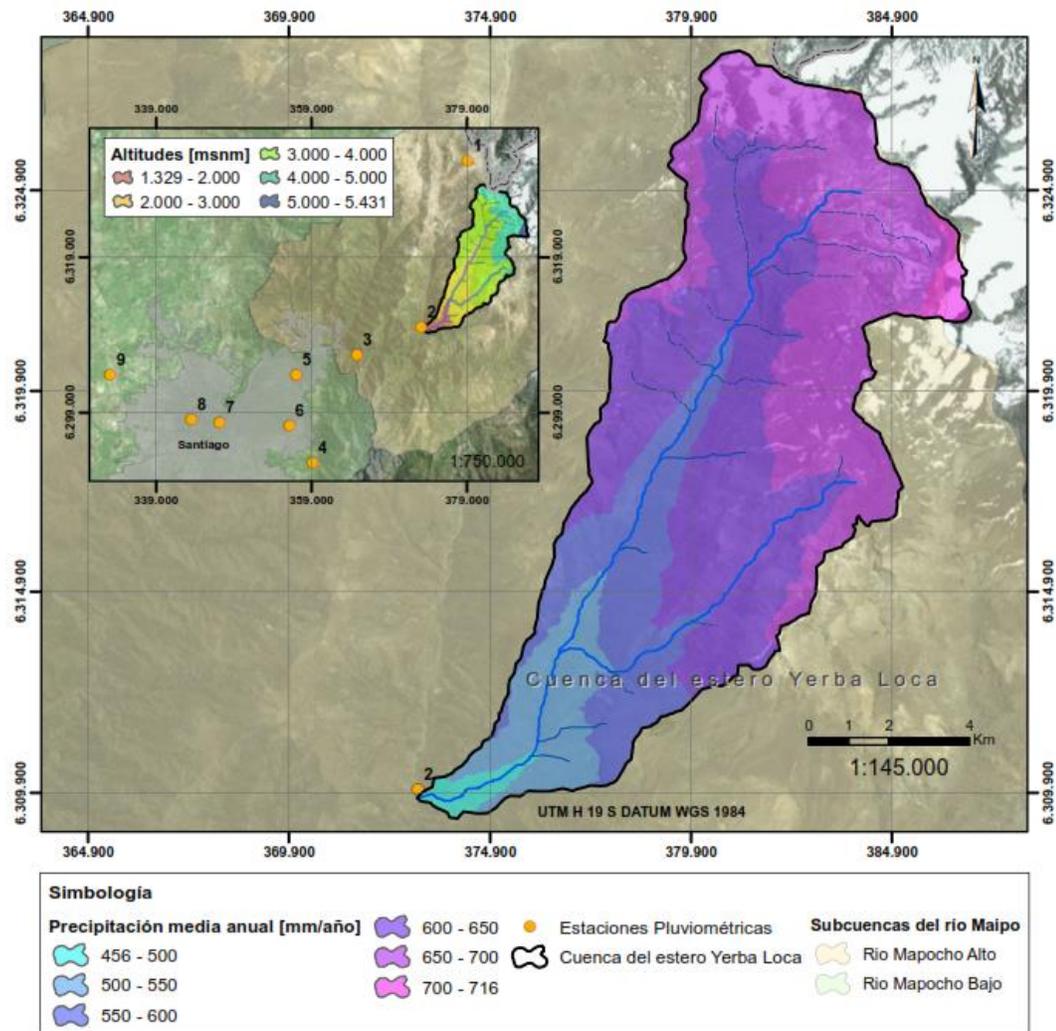


Figura 3.5. Distribución de la precipitación media anual en la cuenca del estero Yerba Loca según relación logarítmica con la altitud. La identificación de las estaciones utilizadas se presenta en la Tabla 3-1.

3.3 Hidroquímica

De acuerdo a MWH Chile (2014), existe poca variación estacional de los iones mayores en la cabecera del estero Yerba Loca clasificándose el agua de tipo Ca-Al-Mg-SO₄, naturalmente ácida (valores de pH entre 3,2 y 4,6). Sin embargo, el agua en el estero La Leonera (principal afluente al Yerba Loca en la parte media de la cuenca) muestra características típicas de aguas provenientes de aluminosilicatos poco reactivos y representa a las aguas blandas clasificadas de tipo Ca-Na-Mg-HCO₃-SO₄, por lo tanto, este aporte genera la mezcla de aguas, elevando el pH y reduciendo

la mineralización, para finalmente ocasionar un cambio en la clasificación de las aguas del estero Yerba Loca parte baja quedando ésta de tipo Ca-Mg-SO₄.

A su vez, se cuenta con mediciones históricas de la concentración de cloruro en el estero Yerba Loca registradas en la estación de calidad de aguas de la DGA ubicada a la salida de la cuenca (Estero Yerba Loca antes junta San Francisco). El registro de los últimos 10 años se presenta diagrama de cajas en la Figura 3.6.

Se observa una alta variación (según tamaño de cajas) y un amplio rango (según límite mínimo y máximo) de la concentración en los meses de febrero a octubre, a excepción de los meses sin datos (marzo, mayo y septiembre). Febrero es un mes con caudales altos, producto de los derretimientos, siendo probablemente esta la principal razón de su variación. En junio y julio aumentan las precipitaciones (líquidas y sólidas), por lo tanto es probable que la mezcla de estas aguas (agua de lluvia, agua de nieve y agua de escurrimiento) ocasione la variación.

La concentración del cloruro mínima (3,3 mg/l) registrada en el estero Yerba Loca ha sido en el mes de enero, y la máxima (19,1 mg/l) en el mes de abril. La tendencia media de la concentración es en aumento de enero a agosto, y disminuye de octubre a noviembre, éste último posiblemente por efecto del deshielo (ver línea roja de la Figura 3.6).

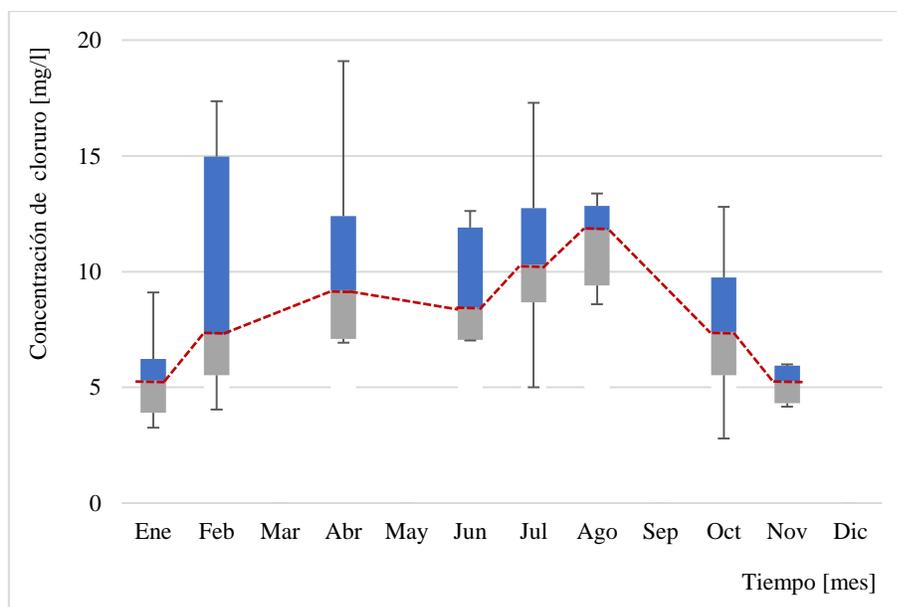


Figura 3.6 Diagrama de caja de las concentraciones de cloruro en el estero Yerba Loca registradas en la estación de monitoreo Yerba Loca antes junta San Francisco (1986-2015).

3.4 Uso del suelo/vegetación

El uso del suelo/vegetación en la cuenca de estudio se muestra en la Figura 3.7.

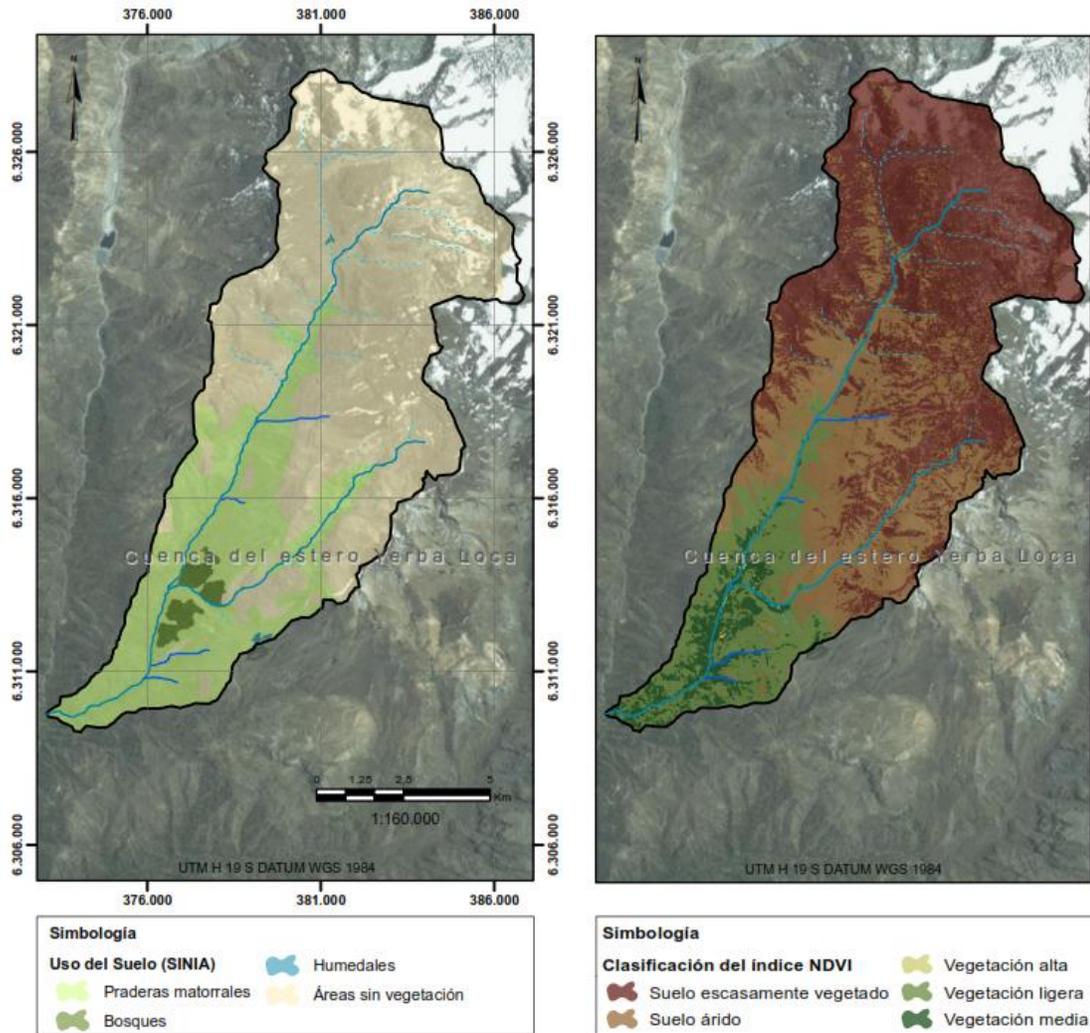


Figura 3.7. Uso del suelo (Cartografía del SINIA) y Clasificación del Índice NDVI de la imagen satelital del Lansat 8 (de fecha 28/11/2015) de la cuenca del estero Yerba Loca.

En la cartografía de uso del suelo reportada por el Sistema Nacional de Información Ambiental (SINIA), se observa que el 66,8% de la superficie total son áreas sin vegetación (roca expuesta y alta pedregosidad), el 31,2% son praderas matorrales (matorral disperso entremezclado con pasto, roca y suelo), y los bosques (árboles nativos y plantación de pino) representan el 1,9% del área.

Para verificar la información, se comparó con la clasificación del índice de vegetación de diferencias normalizadas (NDVI) de la imagen satelital del Lansat 8 (de fecha 28/11/2015), procedimiento explicado en detalle en el Capítulo 4.1. Se observa que el 79,4% del área es suelo escasamente vegetado y suelo árido el equivalente a la cobertura área sin vegetación, la vegetación ligera (matorral xerófilo, pastizales, arbustos dispersos) corresponde al 15,3% de la cuenca, y el restante 5,3% es vegetación media y alta el equivalente a la cobertura de bosques.

3.5 Geología

En la Figura 3.8 se muestra la geología de la cuenca a distintas escalas.

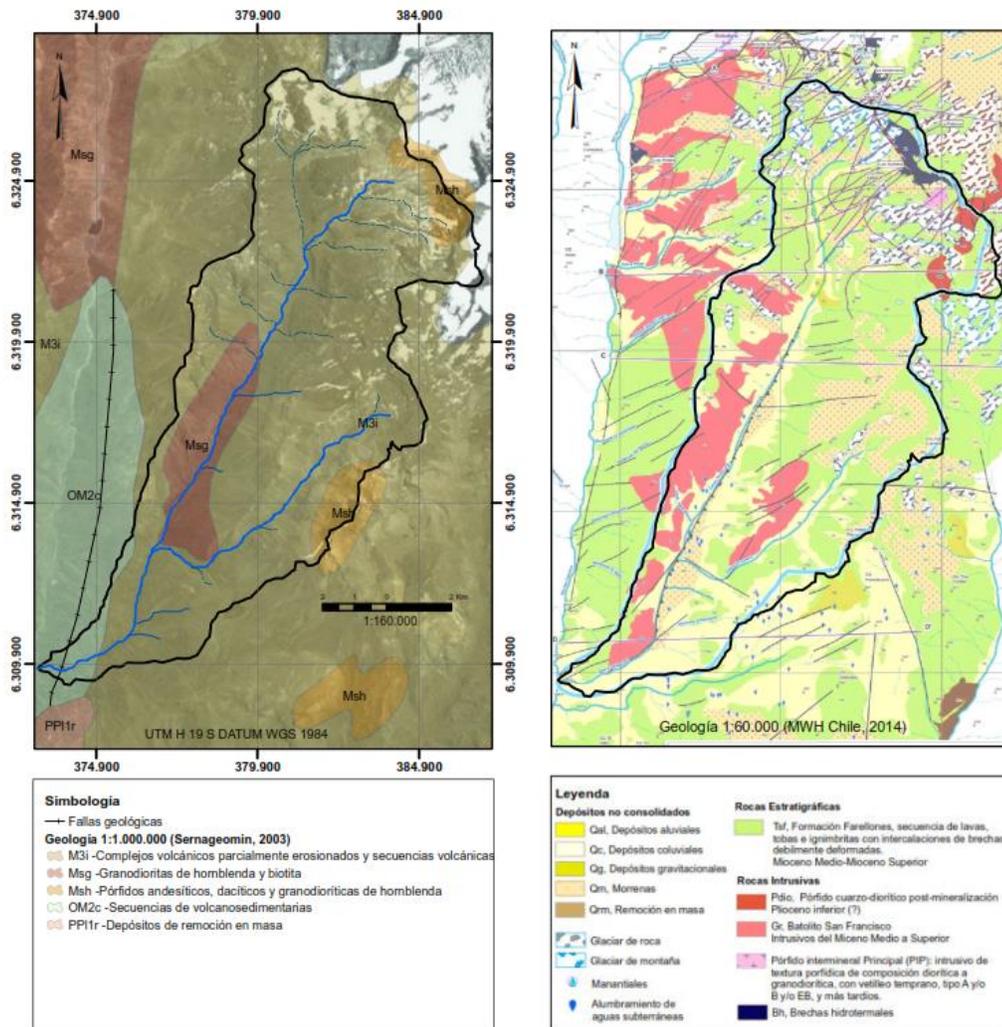


Figura 3.8. Geología de la cuenca del estero Yerba Loca a las escalas 1:1.000.000 y 1:60.000.

De acuerdo a la cartografía geológica regional escala 1:1.000.000 del SERNAGEOMIN (2003), la cuenca del estero Yerba Loca está constituida principalmente por complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas (M3i) como lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas, pertenecientes al Mioceno Inferior-Medio. Además, en la parte media de la cuenca existen rocas intrusivas del Mioceno Superior (13 - 7 Ma) como son las granodioritas de hornblenda y biotita, en menor proporción monzogranitos, monzonitas cuarcíferas y monzodioritas (Msg).

Complementario a esta información, MWH Chile (2014) presenta la geología escala 1:60.000 en la que se identifican unidades rocosas con mayor detalle en la zona de estudio, agrupadas en depósitos no consolidados, rocas estratigráficas y rocas intrusivas. A continuación se describen las unidades geológicas:

Rocas estratificadas: son el equivalente de las secuencias volcano-volcanoclásticas cenozoicas que afloran en casi la totalidad del área, se distinguen la Formación Abanico (KsTia) con basaltos y andesitas basálticas, tobas y brechas volcánicas; y la Formación Farellones (Tsf) con secuencias de lavas, tobas e ignimbritas con brechas intercaladas, de composición andesíticas, dacítica y basáltica.

Rocas intrusivas: siendo los principales el Batolito San Francisco (Gr) que incluye rocas de composición cuarzomonzonita y cuarzomonsodiorita, dioritas, cuarcíferas, granodioritas y ocasionalmente granito y sienita; y el Pórfido Intermineral Principal (PIP) caracterizado por rocas intrusivas con textura porfídica de composición cuarzo-diorítica a granodiorítica las que se emplazan en rocas andesíticas de las Formaciones Abanico y Farellones. Al sur del sector de brechas y del Pórfido Intermineral Principal, aflora un cuerpo post-mineral en forma de dique, que corresponde a un pórfido cuarzo diorítico (Pdio), el cual alcanza una extensión aproximada de 4 km y un ancho variable menor a 1 km.

Depósitos no consolidados: son clasificados en cinco grupos según características físicas. A continuación se describen:

Depósitos aluviales: caracterizados por gravas arenosas y limo arenosas con bloques y bolones subredondeados, de baja compacidad y permeables. Espesor aproximado entre 60 y 100 m.

Depósitos coluviales: presencia de gravas y/o arenas limosas con bloques angulares de tamaños variables. Se distinguen los depósitos de conos de escombros en la confluencia de quebradas afluentes al estero Yerba Loca.

Morrenas: formadas especialmente en el sector de cabecera. Son mezclas de gravas finas areno arcillosas, arenas y limos, con estructura homogénea o en bolsones. Tienen moderada a alta compacidad y de baja a moderada permeabilidad.

Depósitos gravitacionales: caracterizados por materiales gruesos que se movilizan por fenómenos de deslizamientos rotacionales, volcamientos, caídas, flujos de ladera y/o desplazamientos más complejos.

Depósitos de remoción en masa: presencia de voluminosas acumulaciones de roca y suelo, derivados usualmente de deslizamientos con gran energía cinética que evoluciona a un movimiento tipo flujo.

3.6 Geofísica local

En la Figura 3.9 se presenta la localización de las líneas geofísicas trazadas en el estudio de referencia (MWH Chile, 2014) y las secciones de resistividad respectivos. La escala de colores representa el valor de resistividad (Ohm-m), tonalidades rojo (0 - 50), tonalidades amarillo (>50 - 150), tonalidades verde (>150 - 500) y tonalidades azul (>500 - 3000).

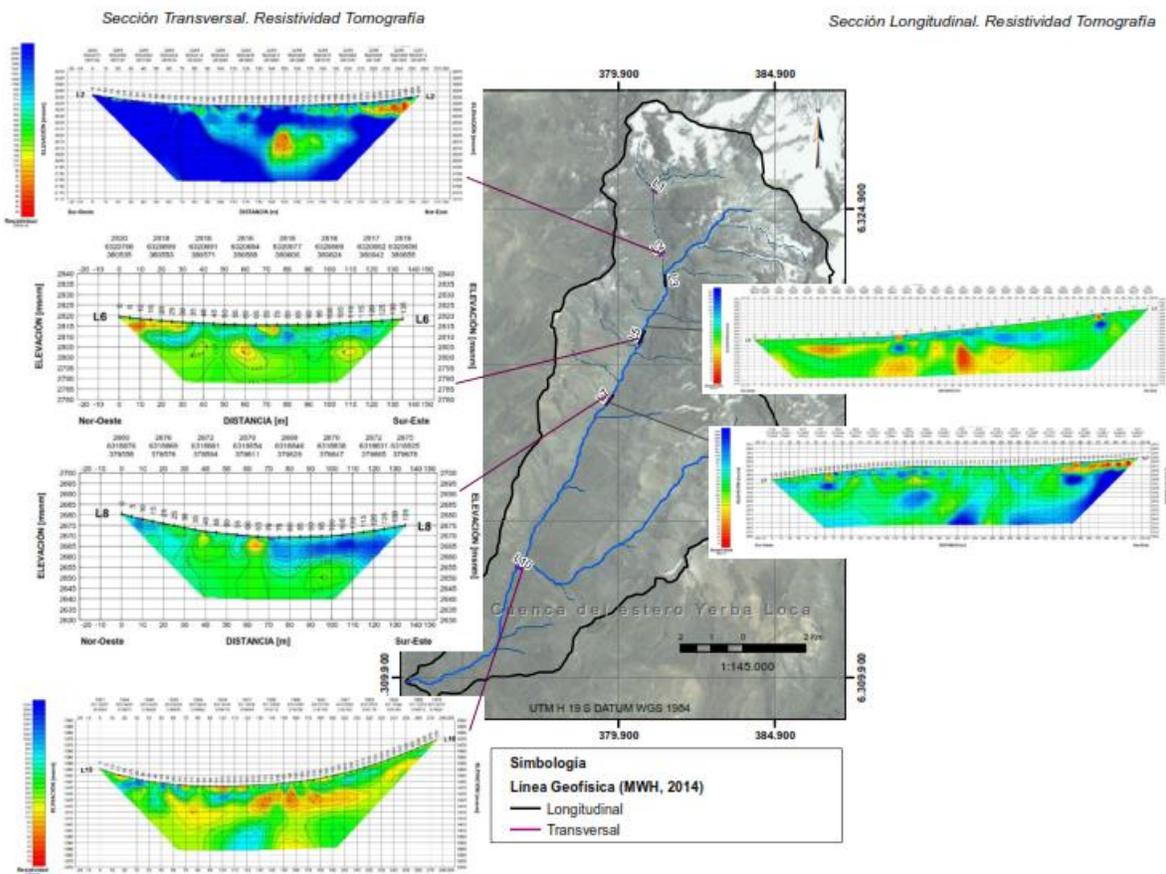


Figura 3.9. Localización de las líneas geofísicas y sus secciones transversal y longitudinal en la cuenca del estero Yerba Loca.

Con la geofísica se infirió espesores y materiales del subsuelo en la zona de estudio, así como la posición del nivel freático. Los métodos sísmicos de refracción y de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) fueron complementarios entre sí con el de la resistividad, y mostraron una estratigrafía general conformada por tres capas con velocidades de ondas crecientes en profundidad.

Dado que la resistividad es la inversa de la conductividad, los valores más bajos se atribuyen a rocas porosas parcial o totalmente saturadas. Los estratos se interpretaron como sedimentos de baja a mediana compacidad o aluviales (espesor de 1 a 5 m), sedimentos de alta compacidad o roca alterada/fracturada (espesor variable de 5 a 25 m) y roca basal (profundidad al techo de 5 a 40 m).

Considerando que en la parte media-baja de la cuenca cerca de la confluencia de los esteros Yerba Loca y La Leonera existen depósitos no consolidados (descrito en el Subcapítulo 3.5) y esto podría representar una mayor conexión de los escurrimientos con el acuífero adyacente, se analiza la sección transversal L10 (Figura 3.10). Se observa que los valores de menor resistividad se registran a partir de los 5 a 7 m de profundidad, lo que se atribuye al inicio de un medio poroso saturado. A profundidades menores también se registran bajas resistividades, sin embargo, son atribuidas a condiciones de humedad localizadas al no evidenciarse a lo largo del perfil transversal.

A su vez, se revisaron los datos meteorológicos para el mes de abril del 2014 (tomografía L10 realizada el 29/abril/2014) en las estaciones Yerba Loca antes junta San Francisco (1.350 msnm) y Los Bronces (3.443 msnm), las cuales registraron precipitaciones de 1,7 mm y 5 mm respectivamente. Estos valores son particularmente bajos en comparación a otros años y se considera que en el momento que se realizó la geofísica, el suelo estaba seco y esto favoreció la interpretación de la tomografía.

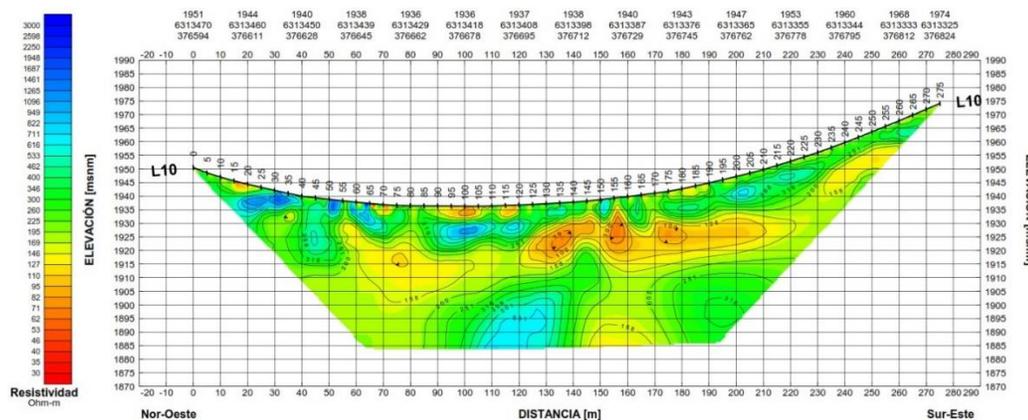


Figura 3.10 Sección transversal L10. Fuente: MWH Chile (2014).

4. Metodología

Con el fin de cumplir con los objetivos propuestos, la metodología de investigación se dividió en cinco etapas generales, las cuales son descritas a continuación. En la Figura 4.1 se muestra un esquema metodológico.

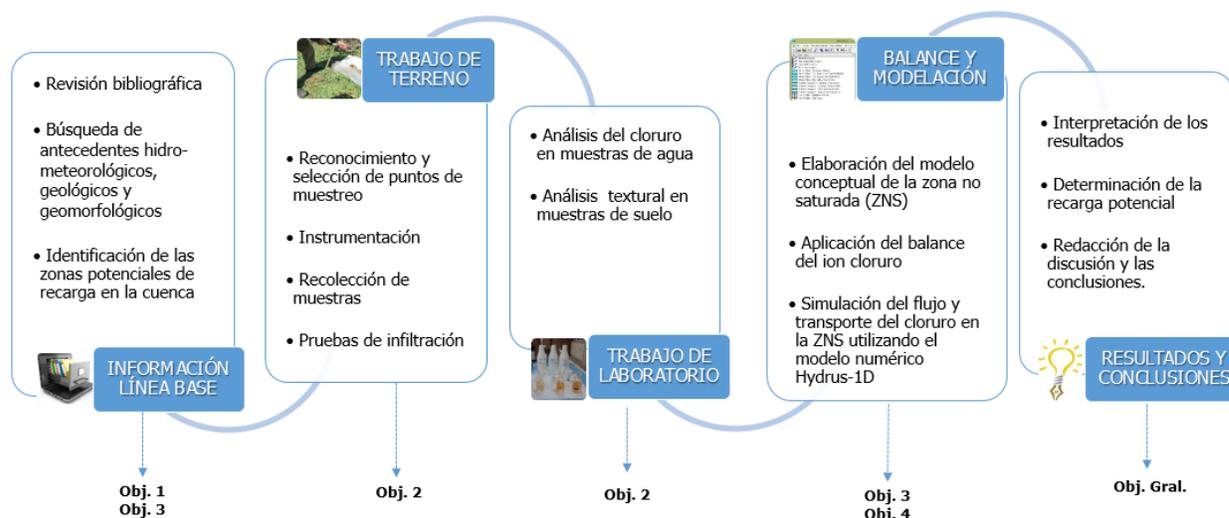


Figura 4.1. Esquema metodológico de la presente investigación.

4.1 Información Línea base

4.1.1 Recursos

Para determinar las zonas potenciales de recarga se realizó una revisión bibliográfica de las publicaciones relacionadas con los factores que condicionan la recarga, indagando en los métodos utilizados según las condiciones del sitio de estudio. Los principales trabajos adoptados fueron Tapia et al. (2015), Da Silva et al. (2014), Dar et al. (2010) y Prasad et al. (2008).

A su vez, para la caracterización del área de estudio se tuvo información local hidrológica, meteorológica y geológica del orden público y privado. Así mismo, se obtuvo imágenes satelitales, por una parte de bandas espectrales provenientes del satélite Landsat 8, descargadas a través de la plataforma Earth Explorer (<https://earthexplorer.usgs.gov>) y por otro lado, un modelo de elevación digital (DEM) descargado de la plataforma ASTER GDEM (<https://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>). Las imágenes satelitales Landsat tienen una resolución temporal de 16 días y una resolución espacial de 30 m, lo que permite contar con información en periodos de tiempo cortos y con una calidad de resolución de aceptable a buena.

Todos los geoprocесamientos de creaci3n de capas temáticas y posterior integraci3n de éstas, se realizaron en el programa SIG ArcMap 10.3.1.

4.1.2 Procesamiento

Las bandas espectrales de las imágenes satelitales utilizadas fueron sometidas a correcci3n radiométrica y atmosférica mediante las expresiones propuestas por el USGS (2016), para evitar errores en el procesamiento de las imágenes. El procedimiento es detallado en el Anexo A.

Para la elaboraci3n del mapa de zonas potenciales de recarga, se crearon capas temáticas en formato raster. Las temáticas escogidas para este estudio fueron: pendientes, geología, densidad de lineamientos, vegetaci3n y densidad de drenaje. Luego de obtener las capas temáticas se hizo una reclasificaci3n teniendo en cuenta el potencial de recarga, adoptando valores reportados por Dar et al. (2010) y descritos en la Tabla 4-1.

Tabla 4-1. Clases según el potencial de recarga utilizado en las capas temáticas

Potencial de recarga	Valor asignado (adimensional)
Nula	0
Pobre	10
Moderada a pobre	40
Moderada	60
Buena	80

Fuente: adaptado de Dar et al. (2010)

Las capas temáticas fueron integradas en un solo mapa raster utilizando la funci3n SI que permite realizar una comparaci3n l3gica entre un valor y el resultado que se espera, probando una condici3n y devolviendo un resultado si dicha condici3n se cumple o no, como se describe en (4.1), (4.2), (4.3) y (4.4). Los intervalos de valores utilizados para la clasificaci3n de las zonas potenciales de recarga en la cuenca se muestran en la Tabla 4-2.

$$SI \left(\sum_i^5 PR < 100, "Pobre", "" \right) \tag{4.1}$$

$$SI \left(\left(\sum_i^5 PR > 100, \sum_i^5 PR < 200 \right), "Moderada a pobre", "" \right) \quad (4.2)$$

$$SI \left(\left(\sum_i^5 PR > 200, \sum_i^5 PR < 300 \right), "Moderada", "" \right) \quad (4.3)$$

$$SI \left(\sum_i^5 PR > 300, "Buena", "" \right) \quad (4.4)$$

donde:

$$\sum_i^5 PR = PR_{relieve} + PR_{geología} + PR_{densidad\ lineamientos} + PR_{vegetación} + PR_{densidad\ drenaje}$$

PR = potencial de recarga de cada temática

"" = dejar en blanco.

Tabla 4-2. Clasificación de las zonas potenciales de recarga

Zonas	Potencial de recarga	Intervalo (adimensional)
1	Pobre	< 100
2	Moderada a pobre	100 - 200
3	Moderada	200 - 300
4	Buena	> 300

Fuente: adaptado de Dar et al. (2010)

- Pendientes

La capa temática de pendientes se generó a partir del modelo de elevación digital (DEM) y para encontrar relación con el potencial de recarga, se adoptó la clasificación de pendientes de FAO (2009) y la categorización de Prasad et al. (2008). Dicha relación se presenta en la Tabla 4-3.

Tabla 4-3. Rangos de pendientes y su relación con el potencial de recarga

Pendientes (%)	Relieve	Potencial de recarga
0 – 2	Plano	Buena
2 – 5	Ligeramente inclinado	Moderada
5 – 10	Inclinado	Moderada a pobre
10 – 15	Fuertemente inclinado	Moderada a pobre
15 – 30	Moderadamente escarpado	Pobre
30 – 60	Escarpado	Pobre
> 60	Muy escarpado	Pobre

- *Geología*

Para generar la capa temática de geología se dividió el mapa geológico del área de estudio (escala 1:60.000) en cuatro clases según el potencial hidrogeológico de las rocas y/o sedimentos. La clasificación según el potencial de recarga utilizado se describe en la Tabla 4-4.

Tabla 4-4. Tipos de rocas y su relación con el potencial de recarga

Tipo de roca	Potencial de recarga
Rocas intrusivas	Nula
Rocas estratigráficas	Pobre
Depósitos glaciares	Pobre
Depósitos no consolidados	Moderada

- *Densidad de Lineamientos*

La capa temática de densidad de lineamientos se generó considerando lineamientos en formato vectorial del mapa geológico a escala 1:60.000 del MWH Chile (2014), los cuales fueron procesados y convertidos en formato raster, y superpuestos a una malla de igual tamaño de celda previamente generada con la finalidad de encontrar la relación longitud de lineamientos/ km².

Los lineamientos están relacionados a fallas o fracturas, por lo tanto, considerando que las fallas crean zonas lineales de porosidad secundaria más alta, pueden actuar como canales preferenciales para el flujo, facilitando el almacenamiento y movimiento de esta. En este sentido, se adoptó la clasificación reportada por Dar et al. (2010) y mostrada en la Tabla 4-5.

Tabla 4-5. Densidad de lineamientos y su relación con el potencial de recarga

Densidad de lineamientos (km/km ²)	Potencial de recarga
0 – 0,5	Pobre
0,5 – 1,0	Moderada a pobre
1,0 – 1,5	Moderada
> 1,5	Buena

- *Vegetación*

Para generar la capa temática de vegetación se consideró la cartografía/uso del suelo del Sistema Nacional de Información Ambiental de Chile (SINIA) y se comparó con un análisis del estado de la vegetación basado en el índice de vegetación de diferencias normalizadas (NDVI), considerando que el estado de la vegetación es indicador de la humedad de los suelos. Para calcular el NDVI se utilizaron las bandas espectrales 4 y 5 de las imágenes del Landsat 8 (de fechas 28/nov/2015 y 15/ene/2016).

Teniendo en cuenta que el NDVI presenta valores entre -1 y 1, se modificó la escala de referencia con valores de 0 – 2, considerando lo propuesto por Tapia et al. (2015). Además, se consideró la recomendación de Da Silva et al. (2014) y otros autores en cuanto al valor del NDVI, siendo menor a 0 en zonas con cubierta artificial, agua, nubes, rocas, es decir, está relacionado con clases no vegetales; y un NDVI cercano a 1 correspondería a zonas con vegetación.

A su vez, se definieron rangos de valores NDVI según las características de la cobertura y luego se adoptó el potencial de recarga asociado a ésta, propuesto por Dar et al. (2010). Los valores se describen en la Tabla 4-6.

Tabla 4-6. Clasificación del NDVI y su relación con el potencial de recarga

NDVI	Características de cobertura	Potencial de recarga
< 0,01	Suelo escasamente vegetado	Pobre
0,01 – 0,1	Suelo árido	Pobre
0,1 – 0,2	Vegetación ligera (matorral xerófilo, pastizales, arbustos dispersos)	Buena
0,2 – 0,4	Vegetación media (cultivo arbóreo, plantación arbustiva, bosque xerófilo)	Moderada
> 0,4	Vegetación alta (plantación densa en crecimiento, bosque húmedo verde)	Moderada

- *Densidad de Drenaje*

La capa se generó a partir de la cartografía general de red de drenaje, obtenida del modelo de elevación digital (DEM). La red de drenaje fue procesada y superpuesta a una malla de igual tamaño de celda, con la finalidad de encontrar la relación longitud de drenaje/km².

Según Prasad et al. (2008), a mayor densidad de drenaje se produce una escorrentía más fuerte, y a menor aumenta la capacidad de infiltración del suelo. Por lo tanto, mientras menor sea la densidad de drenaje, mayor es el potencial de recarga de la zona. Se adoptó así la clasificación del mismo autor. Los valores se describen en la Tabla 4-7.

Tabla 4-7. Densidad de drenaje y su relación con el potencial de recarga

Densidad de drenaje (km/km²)	Potencial de recarga
0 – 1	Buena
1,0 – 2,0	Moderada a pobre
> 2,0	Pobre

4.2 Trabajo de Terreno

4.2.1 Reconocimiento y selección de puntos de muestreo

Para la selección de los sitios a visitar, se usó el mapa de las zonas potenciales de recarga, generado en la Etapa 1. En este se identificaron áreas de interés de acuerdo al mayor potencial de recarga, en las cuales en terreno se seleccionaron sitios puntuales, según fueron las condiciones de acceso y seguridad de trabajo en el lugar. Fueron seleccionados dieciocho sitios, de los cuales diez sitios fueron para extraer agua de la zona no saturada, cuatro para tomar agua de escurrimientos, tres sitios para recolección de precipitación y un sitio para tomar agua de afloramiento.

4.2.2 Instrumentación

Una vez seleccionados los puntos de muestreo, se instalaron 10 lisímetros de succión a una profundidad entre 40 y 80 cm utilizando un barreno manual. A su vez, se instalaron colectores de precipitación con capacidad para 30 litros y adecuados para evitar la pérdida de agua por evaporación.

4.2.3 Recolección de muestras

La toma de muestras de agua se programó mensual según condiciones climáticas en la zona, en total se realizaron nueve campañas de muestreo. Para el muestreo se utilizaron botellas plásticas con capacidad de 50 ml, las cuales se preservaron en frío para su posterior análisis. También se recolectaron muestras de suelo de los sitios donde se instalaron los lisímetros de succión.

4.2.4 Pruebas de infiltración

Las pruebas de infiltración se realizaron cerca a los sitios de los lisímetros utilizando un mini disco infiltrómetro con capacidad de 135 ml. Se siguió el procedimiento descrito por el fabricante Decagon Devices (2016) y resumido a continuación: se llenó con agua $\frac{3}{4}$ de la cámara superior considerando el tubo de control de succión, luego se dio vuelta evitando la salida de agua, se retiró el disco poroso inferior y se llenó el depósito con agua hasta una medida conocida, luego se ajustó la posición del extremo del tubo de mariotte con el disco poroso facilitando la salida de burbujas, se chequeó que estuviera firme el infiltrómetro y que no existiera salida de agua de la cámara superior a la inferior, y se ajustó la tasa de succión a 1 cm. Seguidamente se escogió una superficie plana en la que se esparció una fina capa de arena de sílice y se colocó el infiltrómetro, esto para asegurar un buen contacto entre el suelo y el disco poroso.

Una vez que se colocó el infiltrómetro en el suelo, el agua comenzó a salir de la cámara baja y se infiltró a una velocidad determinada por las propiedades hidráulicas del suelo, se registró el volumen (cada 30 segundos) durante 10 minutos. Finalmente, se graficó la infiltración acumulada vs la raíz cuadrada del tiempo para determinar la conductividad hidráulica. En el Anexo B se presenta el detalle del procesamiento de los datos.

En la Figura 4.2 se muestran algunas de las actividades realizadas en terreno.



Figura 4.2 Principales actividades de terreno realizadas en la cuenca del estero Yerba Loca, a) Instalación de los lisímetros de succión, b) Toma de muestra de suelo del perfil excavado, c) Toma de muestra de agua en escurrimiento, d) Recolección de agua de precipitación caída en colectores, e) Sitio identificado como afloramiento, f) Aplicación de succión con bombín en lisímetros, g) Extracción de agua de poros del suelo y h) Pruebas de infiltración con el minidisco infiltrómetro.

4.3 Trabajo de Laboratorio

En la etapa de laboratorio se realizaron los análisis químico y textural. El químico en las muestras de agua de la zona no saturada, agua de los escurrimientos, agua del afloramiento y agua de la precipitación, y el textural en las muestras de suelo recolectadas de los sitios donde se instalaron los lisímetros.

En las muestras de agua se analizó la concentración de cloruro, siguiendo el procedimiento analítico del método del Tiocianato de Mercurio y con las muestras de suelo se realizaron ensayos hidrométricos para determinación de textura. Ambos tipos de análisis se realizaron en el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, en las instalaciones de los laboratorios de Calidad de Agua Gabriela Castillo y el de Sólidos y Medios Particulados.

4.3.1 Método del Tiocianato de Mercurio

Las muestras de agua que presentaron material en suspensión, se filtraron con filtro de tamaño de poro $\leq 0,45 \mu\text{m}$, en las otras no fue necesario. Se tuvo en consideración la interferencia de pH, de acuerdo a lo citado por Hach Company (2005) en Chloride Method 8113. Cuando la muestra fue muy ácida o alcalina, se ajustó una porción de la muestra antes de comenzar el test a un pH cercano a 7. Se utilizó solución de hidróxido de sodio 0,1 N o disolución 1:5 con ácido perclórico. Para medir el pH en la muestra se utilizó papel indicador de pH para no contaminar la muestra con sonda de electrodos.

Una vez chequeado el pH en la muestra, se inició el análisis así: se llenó celda de 10 ml con la muestra y otra con agua destilada como “blanco”, se agregó a la muestra y al blanco 1,0 ml de solución Tiocianato de Mercurio, se agitaron las celdas para mezclar; luego, se agregó a la muestra y al blanco 0,5 ml de solución Ion Férrico, se agitaron nuevamente las celdas para mezclar, se esperó 2 min para que ocurriera la reacción en cada celda, se chequeó que el pH en las celdas fuese cercano a 2; seguidamente se llevaron las celdas al espectrofotómetro, se seleccionó el test de cloruro, se insertó primero en el equipo la celda del blanco y seguidamente se insertó la celda de la muestra para leer el valor de la concentración.

Cabe mencionar que antes de iniciar los análisis de las muestras, se construyó la curva de calibración en el equipo utilizando una solución estándar de cloruro (1000 mg/l Cl^-). En la Figura 4.3 se muestra el análisis de un grupo de muestras de agua.

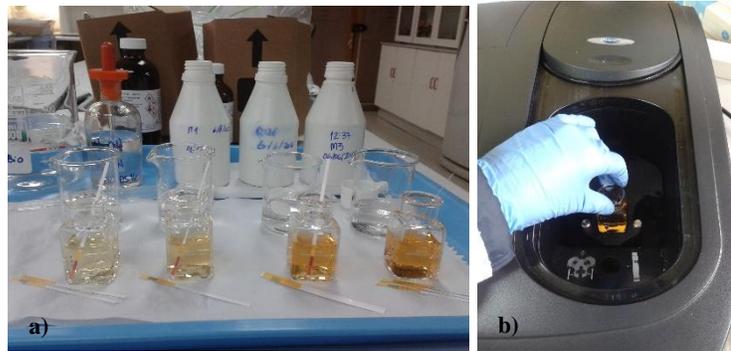


Figura 4.3 Análisis de las muestras de agua mediante el método del Tiocianato de Mercurio, a) Celdas de vidrio con la muestra y soluciones químicas necesarias para la reacción, chequeando el pH ~ 2 y b) Lectura de la concentración de cloruro en el espectrofotómetro.

4.3.2 Ensayo Hidrométrico

Para la determinación de la textura del suelo se adoptó el método del hidrómetro descrito por Bowles (1978). La muestra de suelo fue colocada en el horno a $105^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ hasta masa constante; luego, se tamizó el material seco en malla No. 200 hasta obtener como mínimo 50 g. Paralelo a esto, se preparó en vasos de precipitados dos soluciones iguales con 125 ml de agua destilada y 5 g. de hexametáfosfato de sodio al 4%, y se disolvió revolviendo a baño maría; luego, en una de las soluciones se vertió el suelo y se revolvió con una espátula hasta homogenizar, y se dejó reposar durante 16 horas. Pasado el tiempo de reposo, se vació dicha solución con el suelo en un vaso dispersor, se agregó agua destilada hasta completar $\frac{3}{4}$ del vaso y se colocó en la batidora durante 1 minuto. Posteriormente, se traspasó la mezcla a una probeta de vidrio de 1000 ml, se agregó agua destilada hasta completar los 1000 ml y se agitó manualmente con un agitador durante 1 minuto. Al término del minuto exacto, se sacó suavemente el agitador, se sumergió el hidrómetro a 50 y se empezó a contabilizar el tiempo con el cronómetro para tomar las lecturas según los tiempos establecidos.

La otra solución previamente preparada, se vertió en otra probeta de vidrio de 1000 ml y se agregó agua destilada hasta completar los 1000 ml. En esta solución “patrón” se tomó la temperatura y la lectura para corregir el cero. En la Figura 4.4 se muestra el ensayo hidrométrico realizado en un grupo de muestras de suelo.

Una vez terminadas las lecturas se procedió al procesamiento de los datos, se graficó el tamaño de partículas vs el contenido de finos, y se utilizó el triángulo textural del United States Department of Agriculture (USDA) para la clasificación del suelo. En el Anexo C se presenta el detalle del procesamiento de los datos.

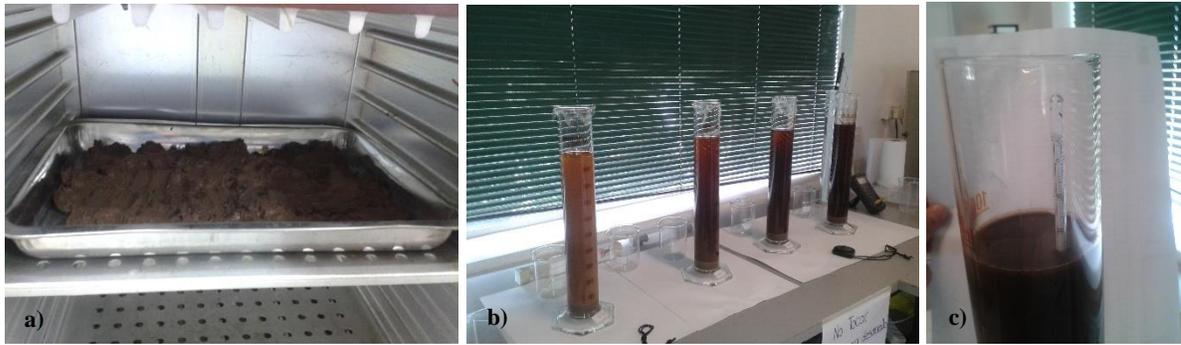


Figura 4.4 Ensayo hidrométrico en las muestras de suelo, a) Secado del suelo en horno, b) Probetas con la solución del suelo en reposo y c) Toma de lecturas con el hidrómetro según tiempos establecidos.

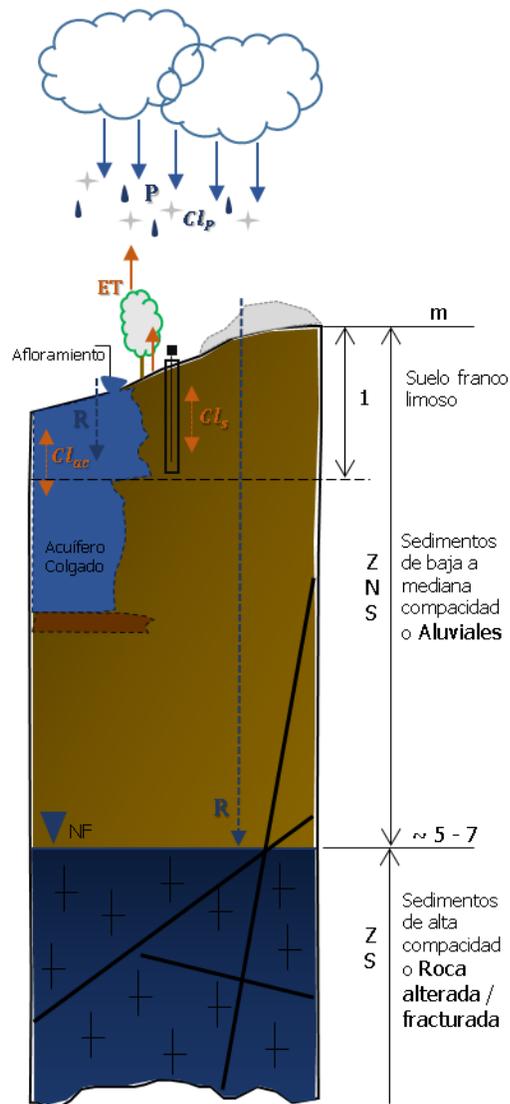
4.4 Balance y Modelación

4.4.1 Modelo conceptual de la zona no saturada

A partir de la caracterización de la zona de estudio (parte media-baja de la cuenca) y atendiendo al fundamento teórico del balance del ion cloruro descrito en el Capítulo 2.3, se elaboró un modelo conceptual de la zona no saturada (ZNS), el cual se muestra en la Figura 4.5.

La entrada de agua a la zona no saturada proviene principalmente de la precipitación (líquida y sólida) que contiene una cierta concentración de cloruro. A su vez, considerando que no existe intervención antrópica, las salidas de agua se producirían por fenómenos naturales de evapotranspiración y de recarga hacia el acuífero. El acuífero principal como se observó en la geofísica local (Cap. 3.6) comienza a partir de los 5 a 7 m de profundidad, sin embargo, existen lentes permeables a una profundidad menor, considerados en este estudio como acuíferos colgados, por lo tanto, se considera válido suponer que la concentración de cloruro en el agua de la ZNS es aportado principalmente por la precipitación y se concentra en la matriz del suelo por efecto de la evapotranspiración.

Los acuíferos colgados a su vez, son frecuentes en formaciones geológicas detríticas (especialmente de origen aluvial y fluvial) en las que se pueden encontrar depósitos de materiales poco permeables (limos y arcillas) inmersos en un material granular de mayor permeabilidad, como es el caso de la zona de estudio. Estos acuíferos colgados tendrían una conexión importante con la superficie, evidenciado con los afloramientos, por lo tanto, se considera que la concentración de cloruro en el agua del afloramiento es atribuible al aporte de la precipitación.



P: precipitación (líquida y sólida). Cl_p : concentración de cloruro en la precipitación.
R: recarga estimada. **ET:** evapotranspiración. Cl_s : concentración de cloruro en los poros del suelo (ZNS).
 Cl_{ac} : concentración de cloruro en el afloramiento (acuífero colgado).

Figura 4.5 Modelo conceptual de la ZNS en la zona de estudio.

4.4.2 Método del balance del ion cloruro

Para llevar a cabo el balance del ion cloruro y determinar la recarga, se consideraron los supuestos y las formulaciones descritos (as) en el Capítulo 2.3, y se consideró el modelo conceptual de la ZNS descrito en el Subcapítulo 4.4.1. Como información adicional de la zona, se contó con registros de temperatura y humedad relativa para identificar si llovió, nevó o ambas condiciones

durante los meses del muestreo. El periodo de análisis comprende entre el 23/nov/2016 y el 02/ago/2017.

Se realizaron dos balances, uno con los datos del agua de los poros del suelo (ZNS) y otro con el agua del afloramiento (acuífero somero), a continuación se describen.

- Balance 1: Agua de los poros del suelo (ZNS)

Para determinar la concentración de cloruro en la precipitación (Cl_p) se tomó un valor promedio del periodo considerado, asumiendo que las muestras recolectadas contienen la depositación total (húmeda y seca). Por otro lado, el volumen de la precipitación (P) fue obtenido del registro acumulado de la estación meteorológica Estero Yerba Loca antes junta San Francisco operada por la Dirección General de Aguas.

Para el cálculo de la recarga se aplicó la Ecuación 4 (Cap. 2.3) a cada muestra de agua de los poros del suelo (Cl_{zns}), obteniendo una serie de valores para los distintos rangos de fechas muestreados. Estos valores de recarga calculados fueron promediados y se determinó el porcentaje de recarga.

- Balance 2: Agua del afloramiento (acuífero somero)

Se consideró la concentración de cloruro en la precipitación (Cl_p) recolectada durante la fecha del muestreo, asumiendo que la muestra contiene la depositación total. A su vez, el volumen de la precipitación (P) fue obtenido del registro diario de la estación meteorológica Estero Yerba Loca antes junta San Francisco operada por la Dirección General de Aguas.

Para calcular la recarga se aplicó la Ecuación 4 (Cap. 2.3) a cada muestra de agua del afloramiento (Cl_{ac}), obteniendo una serie de valores para las distintas fechas. Estos valores de recarga calculados fueron promediados y se determinó el porcentaje de recarga.

4.4.3 Modelación numérica

Para elaborar un modelo de flujo y transporte en la zona no saturada se utilizó el programa HYDRUS-1D versión 4.16, el cual resuelve mediante el método de diferencias finitas la ecuación de Richards (detalles en el Anexo D). A continuación se presenta la información utilizada para la generación y calibración del modelo:

- *Información geométrica:* se definió una columna de 100 cm de espesor y una capa con material franco limoso. Además, se marcaron dos puntos de observación en las profundidades de 50 y 80 cm para representar la ubicación de los lisímetros de succión (Figura 4.6).

- *Discretización temporal*: se estableció un periodo de tiempo para la simulación de 283 días (discretización diaria), determinado por el intervalo de datos entre el 01/nov/2016 y el 10/ago/2017.

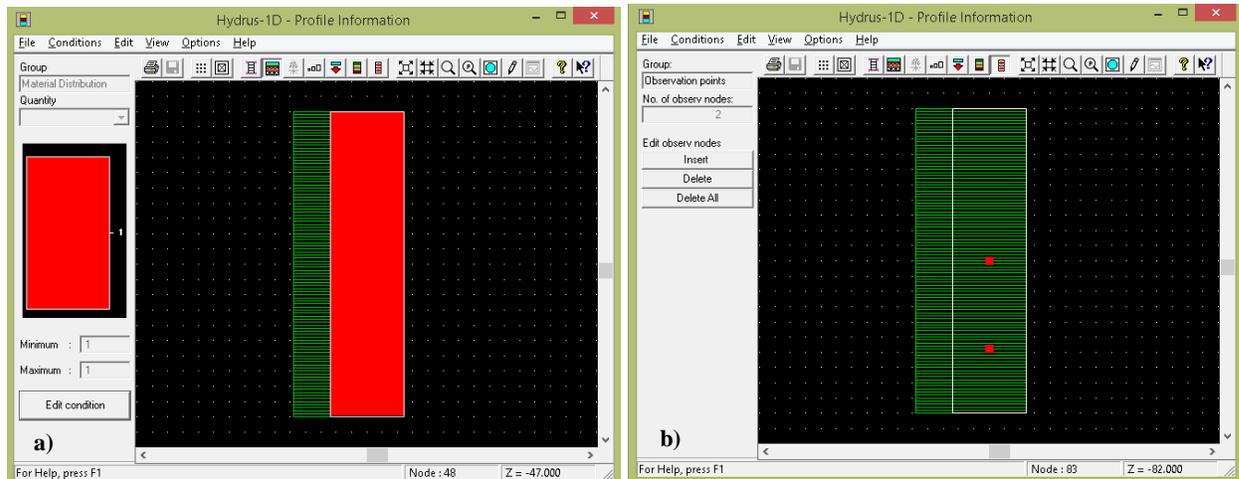


Figura 4.6 Perfil del suelo simulado, a) Definición de las capas (una en este caso) y b) Selección de los puntos de observación en el perfil (en la imagen se señalan dos puntos a los 50 y 80 cm).

- *Propiedades hidráulicas del suelo*: Se escogió el modelo analítico de van Genuchten-Mualem para simular el flujo de agua, siendo éste un modelo de porosidad simple que no considera la histéresis. Los parámetros hidráulicos son presentados en la Tabla 4-8.

Tabla 4-8 Parámetros hidráulicos del suelo considerados para la simulación

Material	k_s (cm/d)	θ_r (cm ³ /cm ³)	θ_s (cm ³ /cm ³)	α (cm ⁻¹)	n (cm ³ /cm ³)
1	12,9	0,034	0,40	0,02	1,71

Para simular el transporte del soluto en el suelo se escogió el modelo Dual-Porosity (Mobile-Immobile Water) y se adoptaron los valores de Jacques et al. (2005) presentados en la Tabla 4-9.

Tabla 4-9 Parámetros hidráulicos del transporte del soluto

Soluto	D_L (cm)	θ_{im} (cm ³ /cm ³)	ω (d ⁻¹)
Cloruro	8	0,05	0,0125

donde:

k_s : Conductividad hidráulica saturada [L/T]

θ_r : Humedad volumétrica residual [L³/L³]

θ_s : Humedad volumétrica saturada [L^3/L^3]
 θ_{im} : Humedad volumétrica inmóvil [L^3/L^3]
 α : Coeficiente de difusión entre la zona del suelo móvil y la inmóvil [L^{-1}]
 n : Porosidad del medio [L^3/L^3]
 D_L : Dispersividad longitudinal [L]
 ω : Coeficiente de primer orden [T^{-1}].

- *Condiciones iniciales y de contorno*: Las condiciones de contorno iniciales definidas en la superficie del suelo han sido las dadas por la precipitación y la evapotranspiración (condición climática), y drenaje libre en el fondo. A continuación se detallan:

La condición en el límite superior: Atmospheric BC with surface layer, permite la acumulación del agua en la superficie provocando que la altura de la lámina de agua aumente con la precipitación y disminuya con la evapotranspiración y la infiltración.

La condición en el límite inferior: Free drainage, permite el drenaje libre unidimensional considerando que el nivel freático está profundo. En el caso del transporte, la condición impuesta es: Zero concentration gradient, la cual indica que la distribución de la concentración del soluto estará relacionada con la profundidad del perfil del suelo.

La concentración del cloruro antecedente en el suelo fue una condición a ensayo y error. Se consideró que la precipitación (lluvia, nieve o ambas) aportó una concentración de 3,53 mg/l ~ 0,1 mmol/l (valor promedio de las muestras recolectadas) y se impuso una aplicación durante distintos intervalos (1, 2, 3 y 4 veces) relacionando los cambios en el perfil de concentración con las variaciones paleoclimáticas.

Los datos meteorológicos introducidos corresponden a los registros diarios de precipitación de la estación meteorológica Estero Yerba Loca antes junta San Francisco operada por la Dirección General de Aguas y a los datos de la evapotranspiración que se obtuvo de imágenes satelitales del sensor MODIS 16 descargadas de la plataforma EOSDIS (<https://reverb.echo.nasa.gov/>), las cuales fueron previamente procesadas. El procesamiento de las imágenes se describe en el Anexo E y los registros utilizados como entrada al modelo se presentan en el Anexo F.

- *Análisis de sensibilidad*: se realizó un análisis de sensibilidad a las variables que describen el flujo en un medio no saturado. Para ello se analizó el efecto en la concentración de cloruro de la zona no saturada, variando entre un mínimo y máximo razonable los valores de los parámetros hidráulicos del suelo: humedad volumétrica saturada (θ_s), conductividad hidráulica saturada (k_s) y porosidad (n). En el Anexo G se presentan los detalles.

- *Calibración*: se realizó una calibración preliminar del modelo, mediante un ejercicio de ajuste manual de los parámetros más sensibles previamente identificados. La valoración del ajuste se hizo de forma visual comparativa entre los datos resultantes de la simulación y las 3 mediciones (18/may/17, 14/jun/17, 02/ago/17) de la concentración de cloruro en el agua de los poros del suelo.

5. Resultados y Discusión

5.1 Zonas potenciales de recarga

Considerando las temáticas abordadas en el Capítulo 4.1, se generó el mapa de las zonas potenciales de recarga que se muestra en la Figura 5.1. Se observa que el 70,8% del área presenta un potencial de recarga de Moderada a Pobre, seguido por Moderada con el 25,7% y el 3,4% es Pobre. Sólo en el 0,09% del área total de la cuenca el potencial de recarga es Buena, especialmente en la parte media y baja cerca al cauce principal.

Por otro lado, analizando el potencial de recarga en cada temática se tiene que éste es mayoritariamente Pobre en las temáticas: pendientes, densidad de lineamientos y vegetación, considerando que en el 59,7% del área predomina el relieve escarpado con pendientes $>15\%$, el 48,3% del área presenta una densidad de lineamientos dentro del rango de 0 a $0,5 \text{ km/km}^2$, y en el 79,4% del área predomina el suelo escasamente vegetado.

En cuanto a la geología, el potencial de recarga está dividido entre Moderado y Pobre, el primero por la presencia de depósitos no consolidados (depósitos aluviales, depósitos coluviales, morrenas, depósitos gravitacionales y depósitos de remoción de masa) compuestos principalmente por gravas y arenas limosas, lo cual favorece la permeabilidad para la recarga, y el segundo por las rocas intrusivas y estratigráficas que tienen baja permeabilidad.

En relación a la densidad de drenaje, el potencial de recarga es Buena, el 67,1% del área presenta drenaje de 0 a 1 km/km^2 , lo cual indica que es limitado el drenaje en la cuenca y esto favorece la capacidad de infiltración. Contrario a lo que ocurre con la densidad de lineamientos, que al ser baja la densidad igualmente disminuye la posibilidad de que ocurra infiltración.

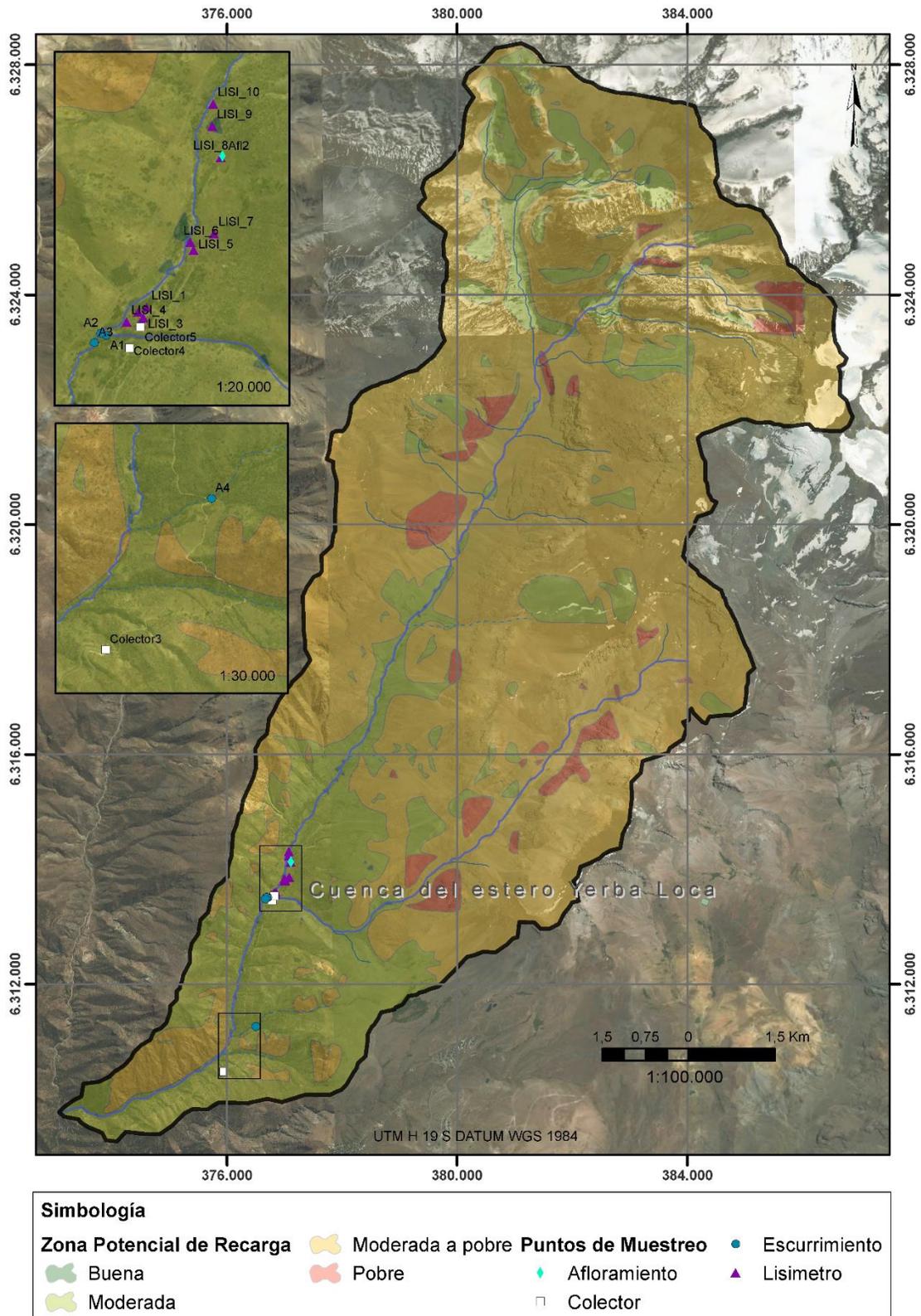


Figura 5.1. Zonas potenciales de recarga en la cuenca del estero Yerba Loca y puntos de muestreo.

5.2 Cloruro en agua

De las nueve campañas de muestreo realizadas, se cuenta con resultados de 29 muestras de agua de los escurrimientos, 6 muestras de agua del afloramiento, 8 muestras de agua de la precipitación y 4 muestras de agua de la zona no saturada. En la Figura 5.2 se muestra la localización de los puntos de muestreo y en las Figura 5.3 a la Figura 5.6 se presenta las concentraciones de cloruro.

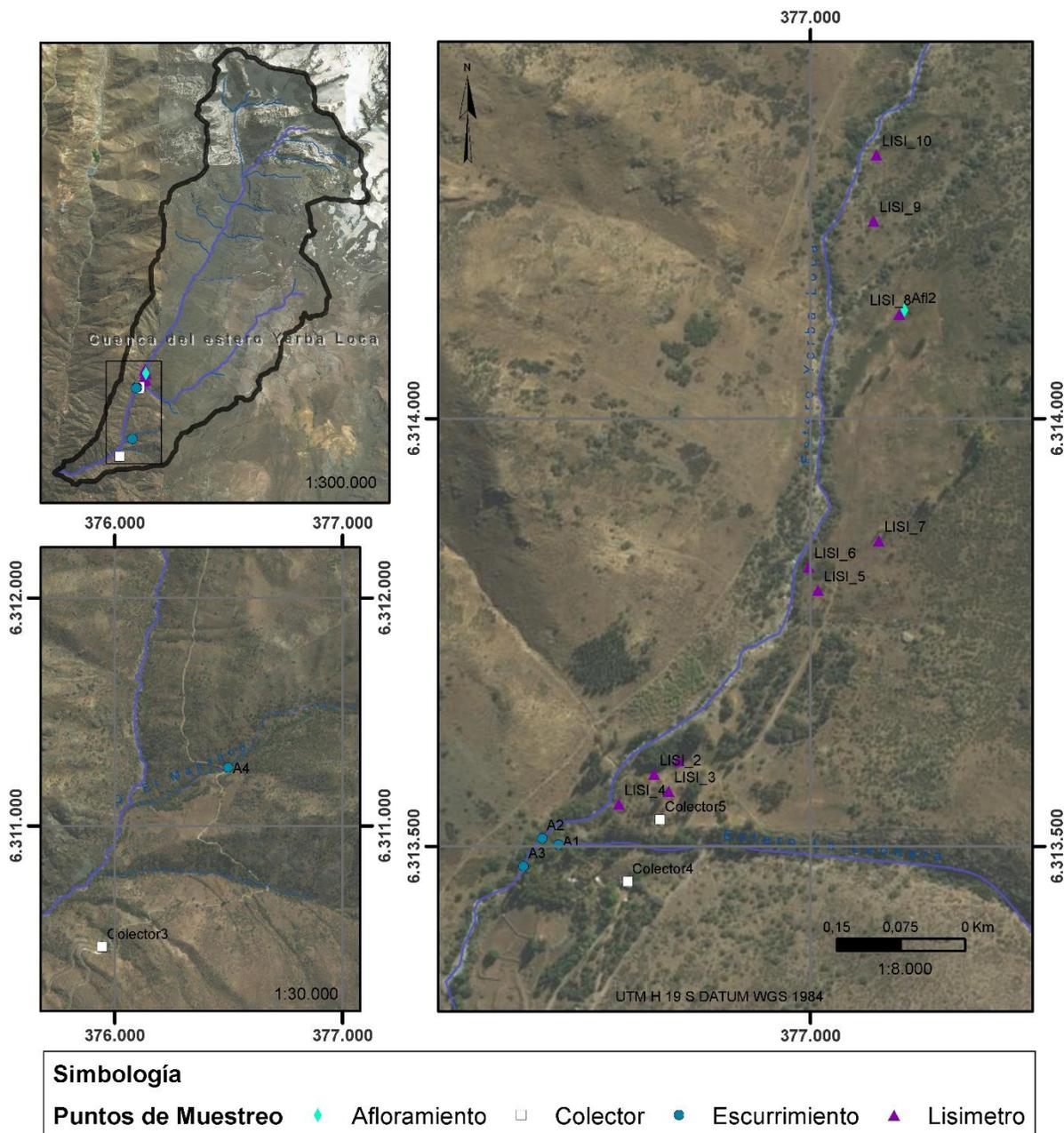


Figura 5.2 Localización de los puntos de muestreo en la cuenca.

Se observa en la Figura 5.3 que los valores de las concentraciones en las muestras A₂ y A₃ (estero Yerba Loca antes y después de la confluencia del estero La Leonera respectivamente), tienen una tendencia a aumentar de verano a invierno y a disminuir en sentido contrario, del orden de 4 veces. La variación es atribuida a los derretimientos aguas arriba y al aporte de los afloramientos locales sobre el cauce que favorecen o desfavorecen la dilución del agua en el estero. Por otro lado, el agua en el estero La Leonera (muestra A₁) tuvo menor variación entre temporadas y su concentración de cloruro fue en todos los casos menor al agua del estero Yerba Loca, siendo está en promedio de 1,9 mg/l y la del Yerba Loca de 10,2 mg/l.

Otro escurrimiento muestreado fue la quebrada El Manzano (muestra A₄), ubicada en la parte baja de la cuenca al este del cauce principal a aprox. 400 m. Se observa que la concentración de cloruro en el agua se mantuvo entre 1 y 2,7 mg/l, a excepción de los meses de abril y mayo en donde subió a 7 mg/l. Dicho aumento se asocia a la nevada y derretimiento del manto ocurrido en la temporada de otoño, como lo reportó Comte (2017).

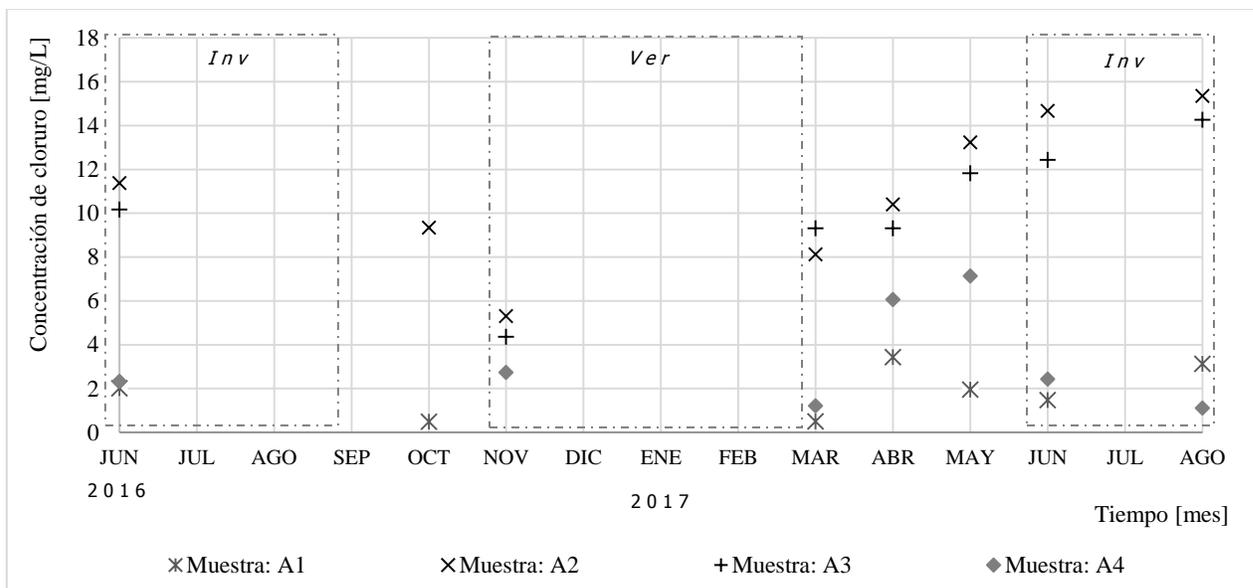


Figura 5.3 Concentración de cloruro en las muestras de agua de escurrimientos (A_i): A₁: estero La Leonera, A₂: estero Yerba Loca antes de confluencia, A₃: estero Yerba Loca después de confluencia y A₄: quebrada El Manzano.

Por otro lado, en la Figura 5.4 se muestra la concentración de cloruro en las muestras de agua de precipitación. Se observa grandes variaciones entre sitios de recolección (Colector₃ ubicado en la entrada al Parque, Colector₄ ubicado en el sector galpón y Colector₅ ubicado en el sector ruinas) y no es clara la tendencia entre temporadas, ya que la depositación de cada evento de precipitación pudo deberse por lluvia, nieve o ambas. En la temporada de verano (nov – feb) se registró lluvia,

seguido por las temporadas de otoño (mar- may) e invierno (jun - ago) que registraron eventos de lluvia y nieve. De acuerdo a los valores obtenidos, la concentración de cloruro en el agua de la precipitación está en un rango de 0,3 a 7,4 mg/l.

Algunos experimentos llevados a cabo por Alcalá et al. (2004) mostraron que la composición química de la lluvia varía mucho con la distancia al mar, con la velocidad del viento, con la intensidad de precipitación y momento de muestreo, con la proximidad a ciudades, centros industriales, instalaciones mineras y con el relieve. Encontraron para periodos de estudio entre 1 y 2 años que la tasa de deposición de Cl varió entre 5 y 25% en el territorio español, y hasta un 40% en zonas costeras.

Lo anterior se complementa con lo reportado por Richter et al. (1983). La caracterización del aporte salino por la lluvia requiere de un muestreo adecuado, una frecuencia de muestreo apropiada y un número de estaciones que permita observar las variaciones territoriales de la composición.

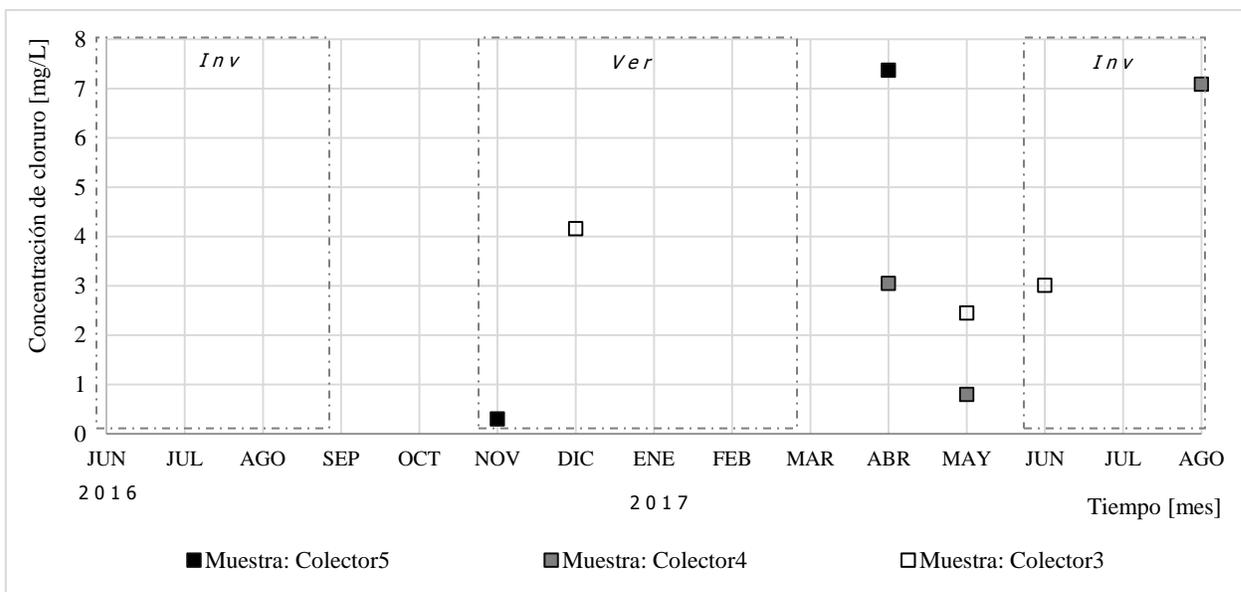


Figura 5.4 Concentración de cloruro en las muestras de agua de precipitación (Colectorj): Colector₃: entrada al Parque, Colector₄: sector galpón y Colector₅: sector ruinas.

En el agua del afloramiento la concentración del cloruro fluctuó entre 1,5 y 3,7 mg/l, a excepción del mes de abril que subió a 12 mg/l, como se observa en la Figura 5.5. Sin considerar el dato obtenido en abril, se observa que existe un leve aumento de la concentración en el afloramiento, de verano a invierno.

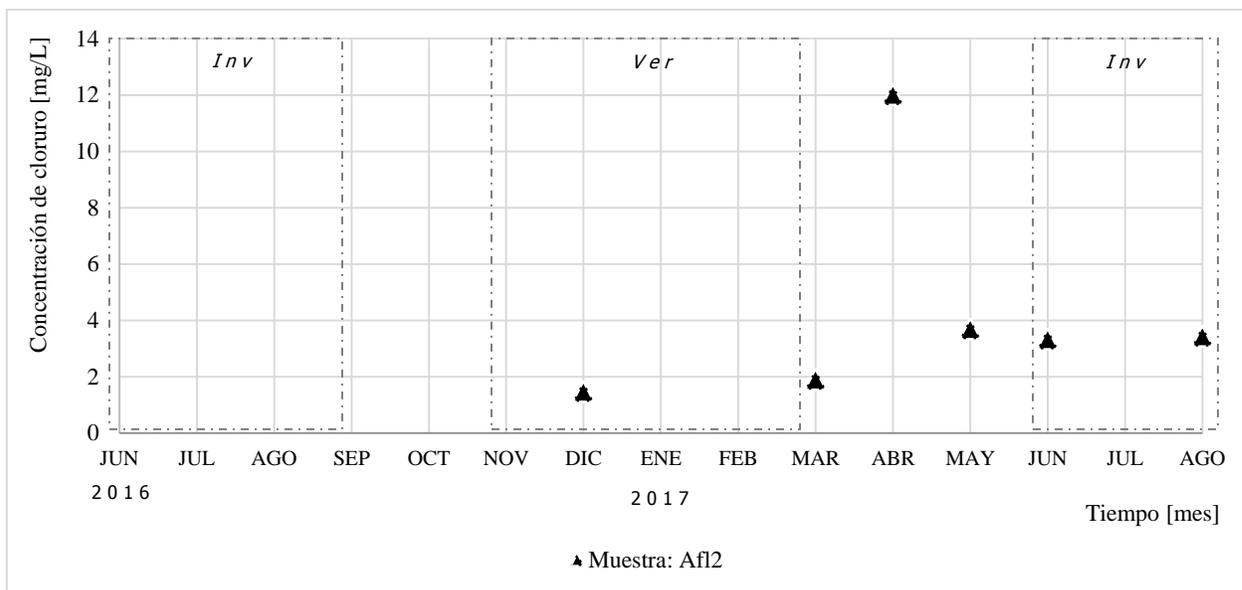


Figura 5.5 Concentración de cloruro en las muestras de agua del afloramiento.

Las muestras de agua de la zona no saturada fueron extraídas de los lisímetros Lisi₂ y Lisi₈ ubicados a una profundidad de 50 y 80 cm respectivamente. La Figura 5.6 muestra que la concentración de cloruro en el agua de la zona no saturada fluctuó entre 11,1 y 24,5 mg/l según el sitio de muestreo y la concentración promedio fue de 24,3 mg/l en el Lisi₂ y de 13,7 mg/l en el Lisi₈. Considerando la limitada cantidad de muestras obtenidas, no es posible conocer la tendencia de la concentración en el agua de acuerdo a la condición climática.

En general, se observa que el cloruro en el agua de la precipitación (concentración entre 0,3 y 7,4 mg/l) fue menor al encontrado en el agua del estero Yerba Loca y en el agua de la zona no saturada. Con relación a esta última, el agua de los poros del suelo contiene de 3 a 25 veces más cloruro que el agua de la precipitación, lo que podría deberse a las variaciones paleoclimáticas que ocurren en la zona no saturada.

El contenido isotópico del agua del suelo ha sido estudiado en las últimas décadas (Guerra et al., 2017; Brodersen et al. 2000) demostrando que su composición varía como consecuencia de los cambios en la composición isotópica de los aportes (precipitación, niebla y goteo bajo cubierta) y de los procesos de evaporación principalmente. Los resultados de Guerra et al. (2017) mostraron una variación típica caracterizada por un frente de evaporación situado entre 20 y 30 cm de profundidad con una capa superior influenciada por procesos de difusión de vapor y una capa inferior donde la composición disminuye con la profundidad controlado por el flujo difusivo descendente del agua.

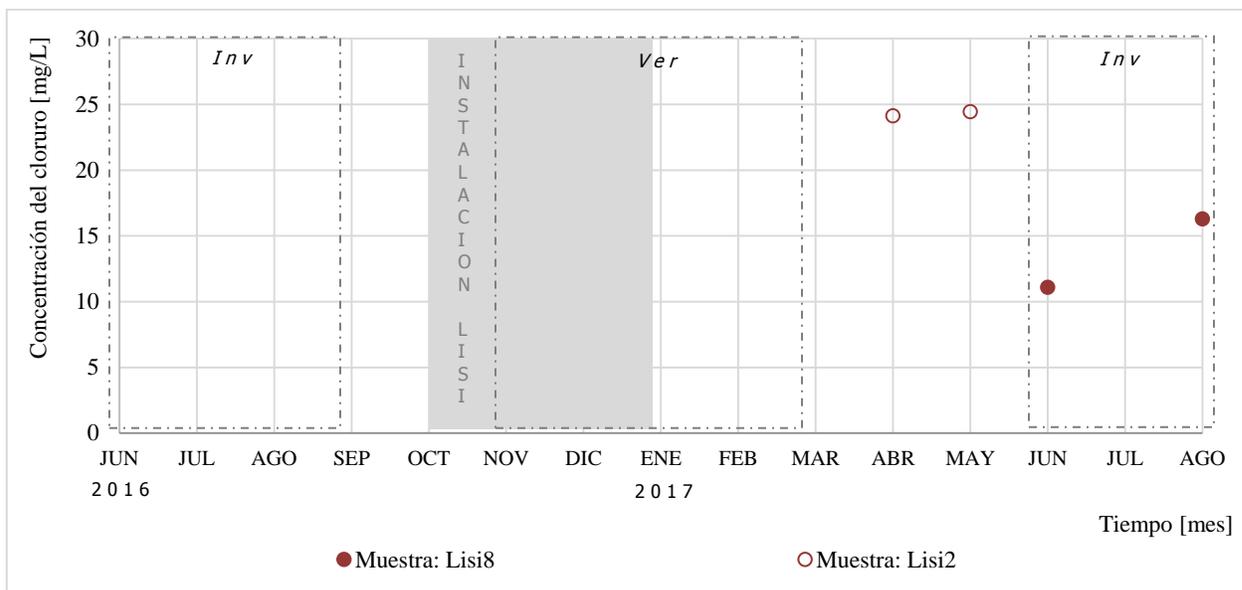


Figura 5.6 Concentración de cloruro en las muestras de agua de la zona no saturada (Lisi_j).

5.3 Características del suelo

En relación a las muestras de suelo, en las 10 muestras recolectadas el análisis textural resulto ser franco limoso. En la Figura 5.7 se muestran los triángulos texturales. En este tipo de suelo, la permeabilidad es baja a moderadamente baja, del orden de 10^{-7} – 10^{-4} cm/s de acuerdo a Freeze y Cherry (1979), lo cual se verificó con los resultados de las pruebas de infiltración medidas en los mismos sitios donde se instalaron los lisímetros (valores presentados en la Tabla 5-1), las cuales fueron entre $1,5 \times 10^{-4}$ y $3,7 \times 10^{-4}$ cm/s.

Tabla 5-1 Conductividad hidráulica del suelo en los sitios evaluados

Sitio	K [cm/s]	Sitio	K [cm/s]
Lisi ₁	3,7E-04	Lisi ₇	2,6E-04
Lisi ₂	2,0E-04	Lisi ₈	2,8E-04
Lisi ₃	2,3E-04	Lisi ₉	2,1E-04
Lisi ₆	1,5E-04	Lisi ₁₀	2,5E-04

Los sitios escogidos para las pruebas de infiltración coinciden con las áreas clasificadas como zonas con potencial de recarga Moderada según metodología de Dar et al. (2010).

En los Anexos B y C se presentan los datos de las mediciones realizadas y el procesamiento de los datos con el método de Boyoucos.

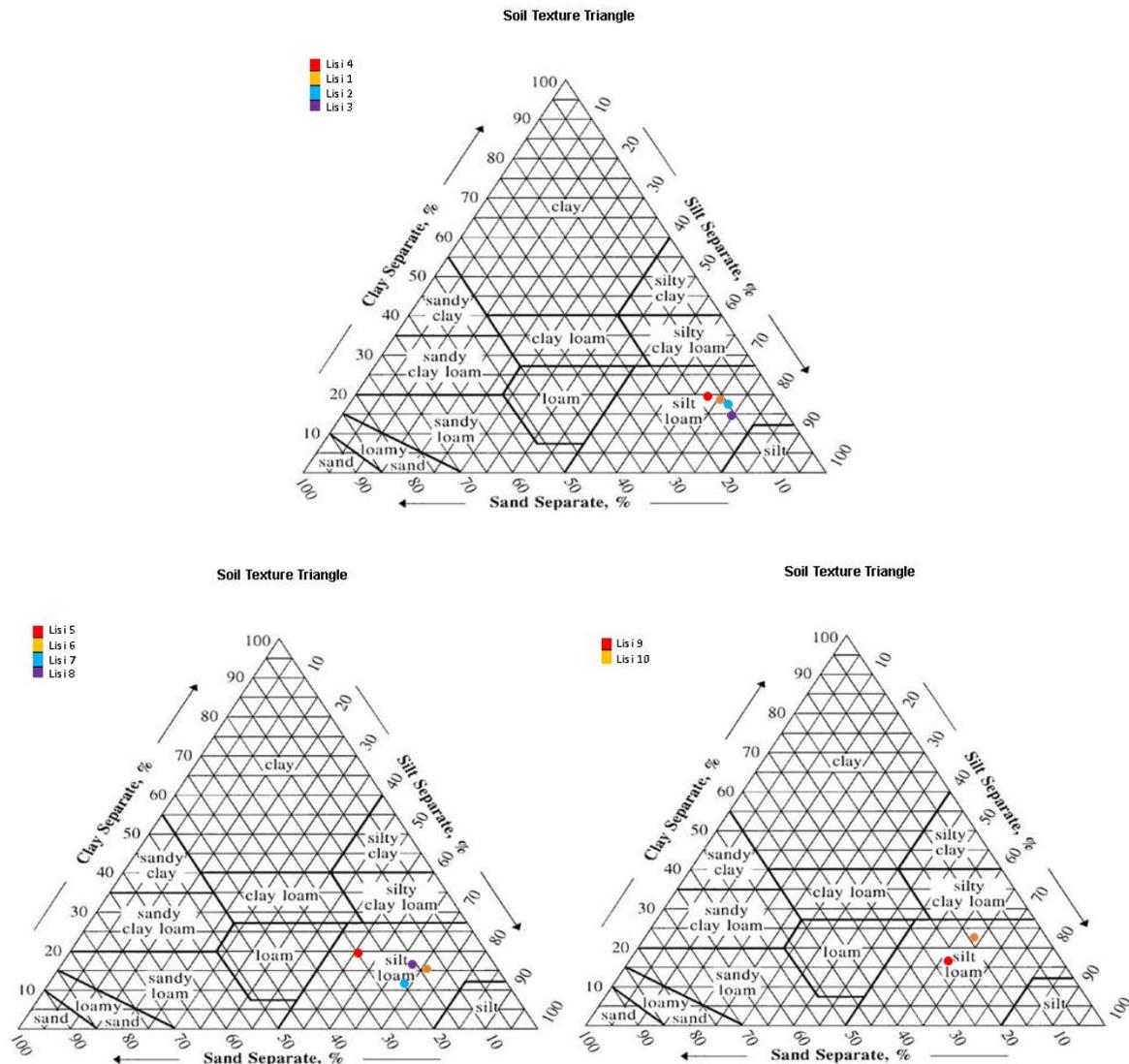


Figura 5.7 Triángulos texturales de las muestras de suelo.

5.4 Balance del ion cloruro

5.4.1 Balance 1: Agua de los poros del suelo (ZNS)

Durante el periodo del trabajo de terreno (nov/2016 a jul/2017) hubo condiciones climáticas variables. En la temporada de verano (nov – feb) se presentaron 3 días de precipitación líquida, seguido por la temporada de otoño (mar- may) que registró precipitaciones líquidas y sólidas durante 12 días, y en la temporada de invierno (jun - jul) hubo precipitaciones líquidas y sólidas durante 13 días. De acuerdo a Comte (2017) en la cuenca del estero Yerba Loca (año hidrológico analizado abr/2015 - abr/2016), a fines de mayo ocurre una nevada donde el manto se derrite y

desaparece rápidamente, luego, el manto nival comienza a desarrollarse a principios de julio y se mantiene hasta mediados de enero. Esto último debido a que el 20% del área de la cuenca está sobre los 4.000 msnm, las temperaturas son bajas y la nieve tarda en derretirse.

Por lo tanto, la deposición de cloruro pudo haber sido altamente variable y se consideró un valor promedio de la concentración de cloruro en el agua de la precipitación. La información se sintetiza en la Tabla 5-2.

Tabla 5-2 Información de la precipitación para el periodo considerado

n	Periodo	P [mm]*	Nevó y/o Llovió (No. días)	Cl_p [mg/l]⁺
8	nov-2016 / jul-2017	298,7	28	3,53

* Precipitación registrada en la Estación Estero Yerba Loca antes junta San Francisco.

⁺ Valor promedio de las concentraciones de Cl en el agua de precipitación (mg/l) obtenidas durante el periodo analizado (0,3; 4,2; 7,4; 3,1; 2,5; 0,8; 3,0; 7,1).

n: número de muestras consideradas.

El volumen de la solución del suelo obtenido varió según las condiciones de tensión del suelo, ya que en algunos muestreos se llegó a obtener 16 ml y en otros solo 1 ml, permitiendo inferir que el lisímetro tuvo entrada de aire lo que ocasionó la pérdida de la succión y por consiguiente la limitada extracción del agua. Cuando la muestra fue muy escasa (menos de 10 ml) se descartó para su análisis. En la Tabla 5-3 se consignan los valores obtenidos en cada muestreo y la relación entre el cloruro de la precipitación (Cl_p) y el cloruro de la zona no saturada (Cl_{zns}).

La recarga obtenida es entre 14 y 32% de las precipitaciones que equivale a un promedio de 61,6 mm/periodo recargados al acuífero. No obstante la desviación estándar (σ) del 8% se atribuye a la variación espacial (de un sitio de muestreo a otro) y a la movilidad del agua en el perfil del suelo. Sin embargo, se observa que la concentración de cloruro en muestras de agua de la zona no saturada de un mismo sitio no varió sustancialmente.

Además, resulta interesante ver que la mayor recarga obtenida, los 95 mm/periodo (equivalente al 32% de la precipitación) fuese en el periodo que se registró eventos de nieve (18/may al 14/jun). Esto podría relacionarse a que en la zona de estudio se acumuló nieve en la superficie por encima de los 30 a 50 cm, generando un humedecimiento distribuido en las primeras capas del suelo y a medida que ésta se iba derritiendo se producía una infiltración.

El resultado de la relación Precipitación/Recarga fue del orden de lo obtenido por otros autores en lugares con condiciones climáticas similares (Weinzettel et al., 2005; Hepper et al., 2007; Houston, 2007). El primero obtuvo una recarga anual del 23% de la precipitación, el segundo tuvo

valores de recarga entre 20 y 50% de lo precipitado, y el tercero obtuvo recargas relacionadas con la elevación, siendo del 1% en sitios hasta de 2.500 msnm y del 10% en cotas superiores a los 4.500 msnm.

Tabla 5-3 Balance de masa de cloruro con datos de la zona no saturada

Fecha muestreo	Nevó (N) y/o Llovió (L)	Cl _{zns} [mg/l]	Cl _p /Cl _{zns}	R [mm/periodo]
14/03/2017 al 20/04/2017	L - N	24,10 ¹	0,15	43,74
20/04/2017 al 18-05-2017	L - N	24,50 ¹	0,14	43,02
18-05-2017 al 14-06-2017	N	11,09 ²	0,32	95,04
14-06-2017 al 02-08-2017	L - N	16,30 ²	0,22	64,66
\bar{x}		19,00	0,21	61,62
σ		6,48	0,08	24,44

¹ Muestra de agua extraída del lisímetro 2; ² Muestra de agua extraída del lisímetro 8

5.4.2 Balance 2: Agua del afloramiento (acuífero somero)

De acuerdo al modelo conceptual presentado en el Subcapítulo 4.4.1, el afloramiento muestreado está en contacto directo con la superficie, por lo tanto la recarga estimada mediante el balance del ion cloruro daría una noción del agua precipitada y la existente en el acuífero somero a escala diaria. En la Tabla 5-4 se presentan los valores obtenidos en cada muestreo y la relación entre el cloruro de la precipitación (Cl_p) y el cloruro del afloramiento (Cl_{acu}).

Tabla 5-4 Balance de masa de cloruro con datos del acuífero somero

Fecha muestreo	Nevó (N) y/o Llovió (L)	P estación [mm]	Cl _p [mg/l]	Cl _{acu} [mg/l]	Cl _p /Cl _{acu}	R [mm/d]
23-11-2016	L	8,2	0,3	1,48	0,20	1,66
14-03-2017	-	0,0	-	1,91	-	-
20-04-2017	L	16,5	3,1	12,02	0,25	4,19
18-05-2017	N	23,5	0,8	3,71	0,22	5,07
14-06-2017	-	0,0	-	3,34	-	-
02-08-2017	-	0,0	-	3,45	-	-
\bar{x}			1,38	4,32	0,22	3,64
σ			1,20	3,88	0,12	2,29

La recarga obtenida es entre 20 y 25% de las precipitaciones que equivale a un promedio de 3,64 mm/d recargados al acuífero. No obstante la desviación estándar (σ) del 12% se atribuye a lo ocurrido el día del muestreo 20/04/2017, en el que la precipitación fue líquida y la deposición de cloruro de esa agua aumento considerablemente la concentración de cloruro en el afloramiento. Además, se cree que podrían ocurrir otros fenómenos dentro del acuífero somero como flujos por vías preferenciales, lo cual se escapa del alcance de este estudio.

5.5 Simulación con HYDRUS-1D

La condición del cloruro antecedente en la matriz del suelo (efecto de las variaciones paleoclimáticas) que mejor ajuste tuvo en relación a las mediciones fue considerando aportes de cuatro veces la concentración promedio de la precipitación (lluvia, nieve o ambas), siendo en total de 14,16 mg/l ~ 0,4 mmol/l.

Una vez establecidas las condiciones iniciales y de contorno, y los parámetros hidráulicos de entrada al modelo descritos en el Subcapítulo 4.4.3 se han obtenido los resultados de la simulación que a continuación se presentan.

5.5.1 Flujo en medio no saturado

Como es sabido, el agua se mueve en respuesta a dos factores principalmente, al gradiente potencial y a la capacidad del medio para conducir el agua, la cual varía con el contenido de humedad y el tipo de suelo. Considerando esto, se analizaron los resultados obtenidos del modelo en cuanto a las propiedades hidráulicas en el perfil del suelo.

En la Figura 5.8 se presentan las relaciones entre la conductividad hidráulica y la humedad volumétrica, y entre la humedad volumétrica y la presión de la matriz del suelo. Se observa que el suelo con una humedad superior al 12% y a una presión inferior de 385 cm ocurriría un flujo del orden de los 0,03 cm/d y aumentaría en relación a la humedad hasta los 12,9 cm/d (humedad saturada del 40%).

Analizando la Figura 5.8 b) se observa que cuando disminuye el contenido de humedad volumétrica se hace mayor la presión de succión en la matriz del suelo, llegando a quedar una humedad residual cercana al 4%, lo que es esperable en un suelo de textura franco limoso.

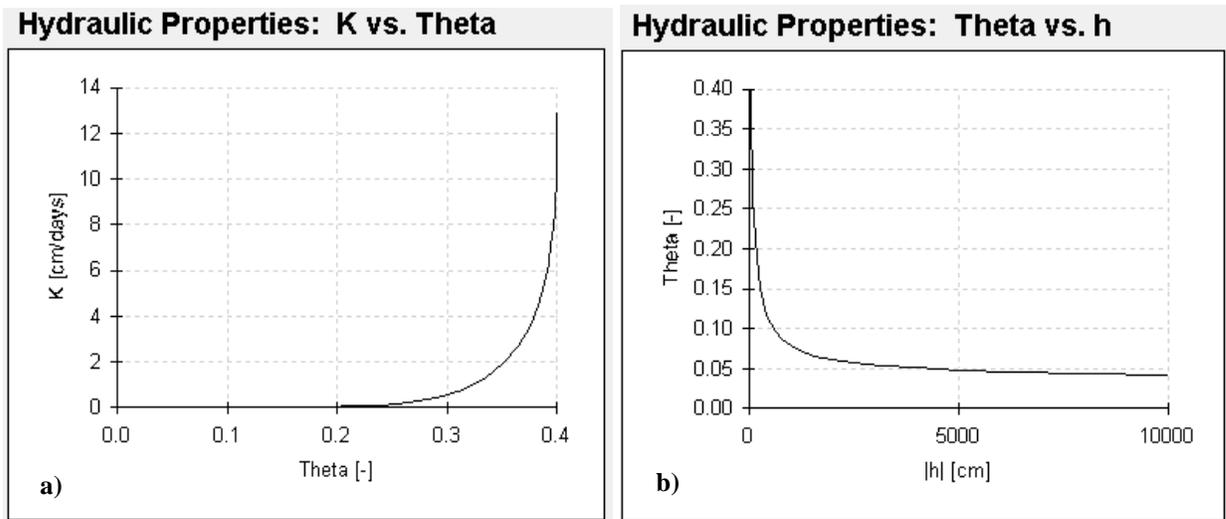


Figura 5.8 Relaciones entre propiedades hidráulicas del perfil del suelo simulado: a) conductividad hidráulica (cm/d) vs humedad volumétrica (m^3/m^3), b) humedad volumétrica (m^3/m^3) vs presión en matriz del suelo (cm) conocida como curva característica del suelo.

5.5.2 Transporte del cloruro

La concentración del cloruro y el contenido de humedad en los puntos de observación del perfil del suelo ($N_1= 50$ cm y $N_2= 80$ cm) se muestra en la Figura 5.9. En contexto con los lisímetros de succión instalados en la zona de estudio, N_1 representa al Lis_{i2} y N_2 representa al Lis_{i8} .

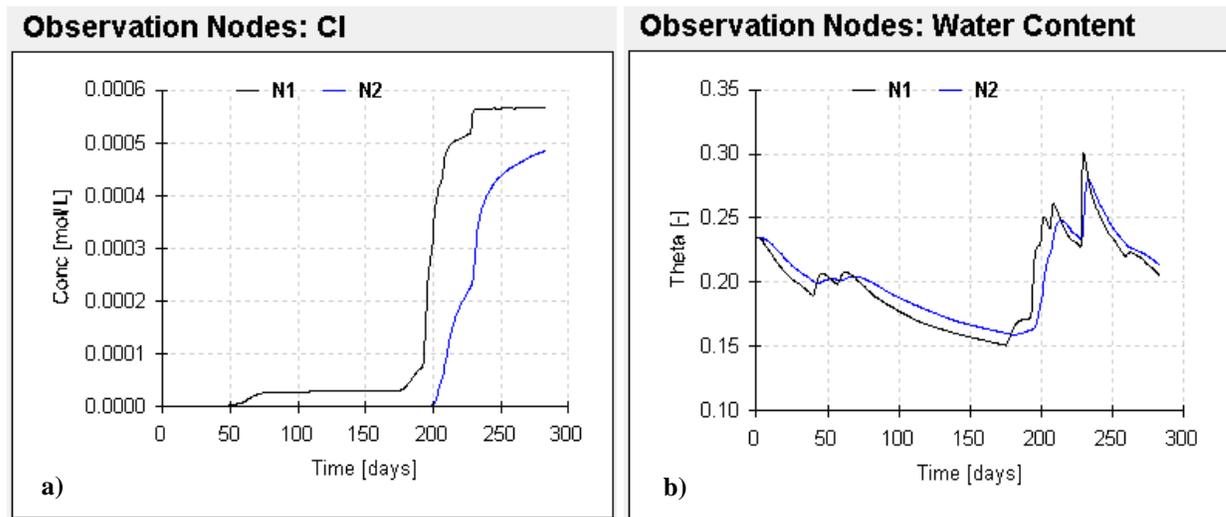


Figura 5.9 Resultados del programa en los puntos de observación del perfil del suelo ($N_1= 50$ cm y $N_2= 80$ cm): a) concentración del cloruro (mol/l) vs tiempo (día), b) humedad volumétrica (m^3/m^3) vs tiempo (día).

Se observa que en la profundidad de 50 cm la concentración de cloruro es mayor que en el punto de observación de 80 cm, pero no son significativas las diferencias de la humedad del suelo durante el periodo simulado, lo que podría asociarse a la capacidad de retención de agua del suelo.

Con relación al gráfico de humedad volumétrica vs tiempo, se observa que la humedad inicial (θ_i), es equivalente al grado de saturación del medio (S_w) definido como la razón entre la humedad volumétrica saturada (θ_s) dividido por la porosidad (n), en este caso de $0,23 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

A su vez, se analiza las concentraciones de cloruro en la zona no saturada obtenidas de la simulación con las mediciones en terreno (18/may/17, 14/jun/17, 02/ago/17), y la respuesta de éstas a las condiciones climáticas (precipitación y evapotranspiración) establecidas como condición de borde superior en el modelo. En la Figura 5.10 se muestra la información.

Se observa que la concentración de cloruro en el perfil del suelo aumenta drásticamente a partir de cierto momento hasta llegar a un máximo y luego una tendencia a estabilizarse. A los 50 cm de profundidad se evidencia un aumento de 2 mg/l el 04 de mayo llegando hasta los 20 mg/l el 19 de junio. Paralelo a esta distribución, a los 80 cm de profundidad empieza a aumentar la concentración de cloruro de 2 mg/l el 26 de mayo hasta los 16 mg/l el 15 de julio, por lo tanto, ocurre un desfase en el tránsito del agua drenable de 22 días en los 30 cm de profundidad de un punto de observación al otro.

Así mismo, se observa que el periodo del aumento de la concentración de cloruro en la zona no saturada ocurre cuando se registran mayores precipitaciones, siendo ésta en la temporada de otoño (abr-may) e inicios del invierno (jun).

Con relación a las mediciones de terreno y los datos obtenidos de la simulación, se observa una medición muy desfasada del modelo y otras dos mediciones con mayor proximidad. La concentración de cloruro a los 50 cm de profundidad el 18 de mayo disminuyó en un 56% con respecto a la medición de terreno, a los 80 cm de profundidad la variación fue del 30% con la medición del 14 de junio y del 4% con la medición del 02 de agosto.

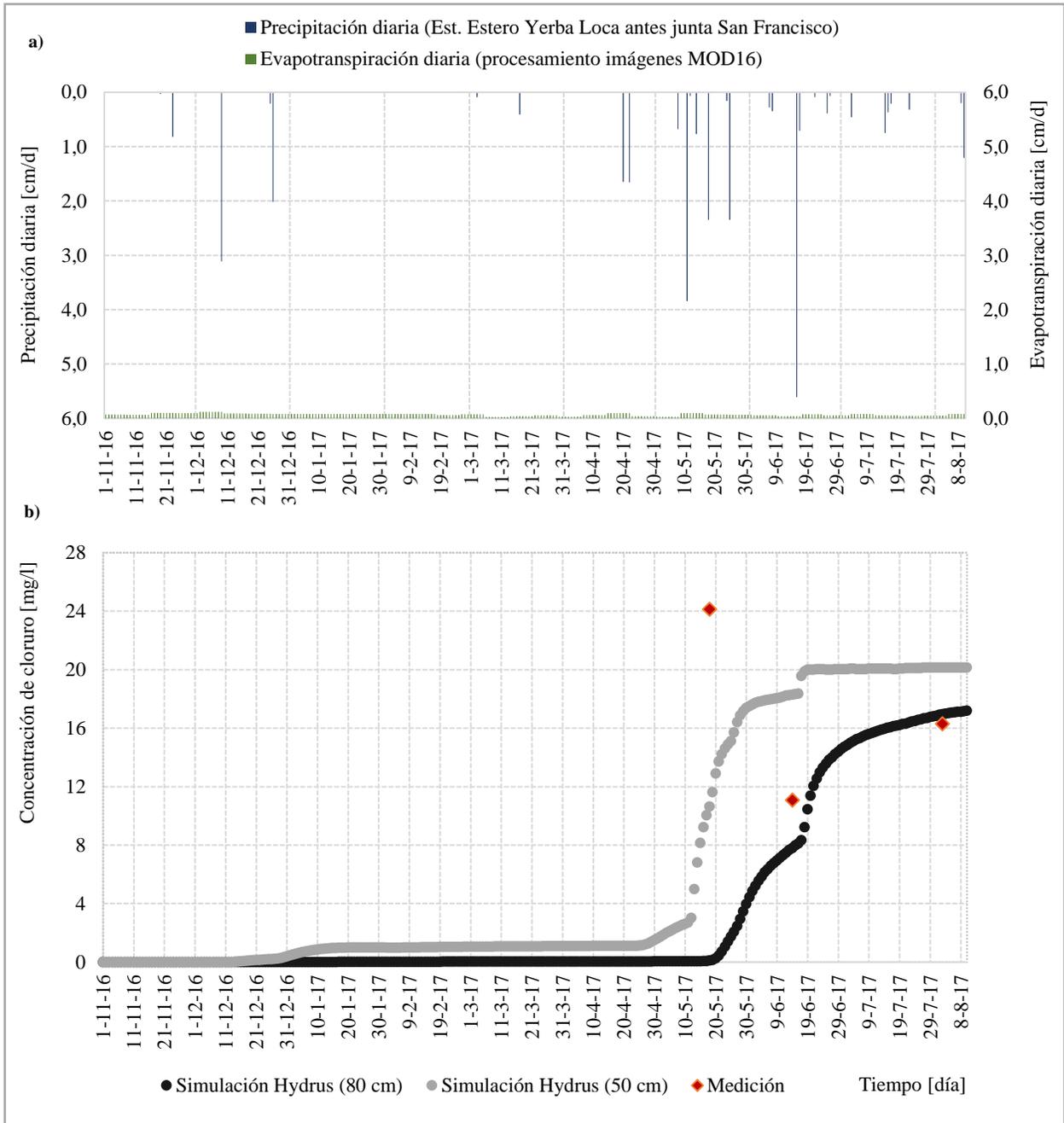


Figura 5.10 a) Registro diario de precipitación y evapotranspiración utilizado en la simulación, b) Concentración de cloruro en la zona no saturada (mg/l) vs tiempo (día) tanto de la simulación como de las mediciones en terreno.

5.5.3 Recarga acumulada

La posible recarga acumulada que ocurriría por debajo de la profundidad del suelo simulado (100 cm) se muestra en la Figura 5.11. Se observa que para el periodo simulado (01/nov/2016 al 10/ago/2017), la recarga acumulada sería de 17,8 cm. Este valor resulta ser elevado, correspondiente a un 57 % de la precipitación registrada (31,3 cm).

Se considera que el modelo sobreestima la succión del suelo al asumir que existe continuidad del mismo material (homogéneo) encontrado en el primer metro de profundidad, lo cual podría ser distinto (heterogéneo), por lo tanto la recarga debiese ser menor. De todos modos, es una estimación de la recarga que requiere de mayor información para corroborar su consistencia, por ejemplo con información de propiedades hidrodinámicas de la zona no saturada entre ellas el potencial de succión, la resistencia tangencial al corte y las tasas de infiltración a diferente profundidad obtenidas con mediciones in-situ.

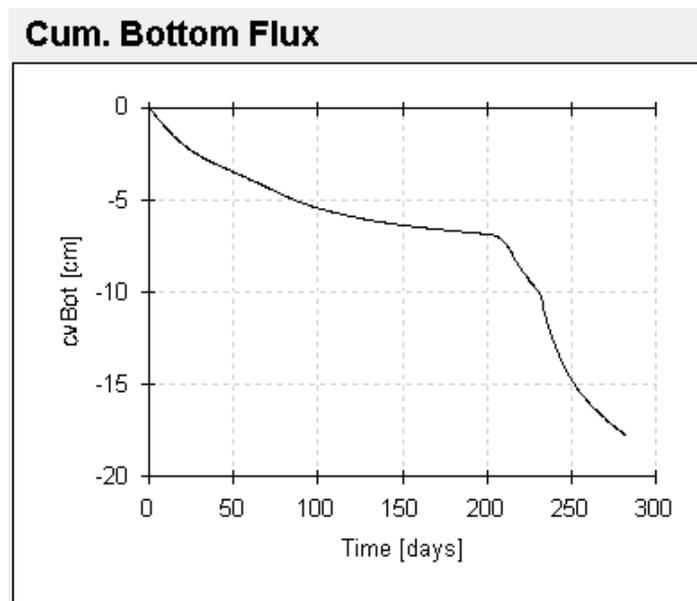


Figura 5.11 Flujo inferior acumulado interpretado como la posible recarga acumulada durante el periodo simulado.

6. Conclusiones y recomendaciones

6.1.1 Conclusiones

La mayor área de la cuenca (70,8%) presenta un potencial de recarga de Moderada a Pobre, y sólo en el 0,1% el potencial sería Bueno, de acuerdo a la clasificación de Dar et al. (2010). El potencial de recarga es bueno principalmente en la parte media de la cuenca, cerca de la confluencia de los esteros Yerba Loca y La Leonera en donde existen depósitos no consolidados compuestos principalmente por gravas y arenas limosas, y el relieve es ligeramente inclinado a inclinado lo cual favorece la permeabilidad para la recarga. Por lo tanto, se escogió esta parte de la cuenca para realizar las actividades de terreno (instrumentación, recolección de muestras de agua y suelo, y pruebas de infiltración).

Se encontró que el agua de la zona no saturada contiene hasta 25 veces más cloruro que el agua de la precipitación, a pesar de que la concentración está sujeta a la depositación total de cada evento de lluvia y/o nieve. Validando con esto la afirmación de distintos autores (Eriksson et al., 1969; Allison et al., 1978; Bromley et al., 1997; Scanlon et al., 2002) de que el cloruro es un ion conservativo y presenta ausencia de intercambio con el medio. Por su parte, el agua de los escurrimientos (Yerba Loca, La Leonera y El Manzano) presenta grandes variaciones de cloruro de un sitio de muestreo a otro, atribuido especialmente al origen de la fuente y su respuesta al régimen hidrológico nival en la cuenca. Para la temporada de verano (nov-feb) ocurren las mayores crecidas producto de los derretimientos, por lo tanto es probable que ocurra la mezcla de aguas (agua de nieve derretida y agua base del escurrimiento) y esto ocasione la variación en la concentración.

Mediante la aplicación del método de balance del ion cloruro con datos de concentración de cloruro del agua de los poros del suelo y del agua de la precipitación (lluvia y/o nieve), se ha obtenido valores medios de la recarga potencial para el periodo analizado (nov/2016 - jul/2017) entre 4,3 y 9,5 cm, equivalente al 14 y 32% de la precipitación respectivamente. Esta recarga potencial ocurriría en la parte media de la cuenca (cotas entre los 1.800 y 2.050 msnm). Además, se observó que la variabilidad de los valores de recarga obtenidos es alta, lo que se debe especialmente al agua más o menos móvil que captan los lisímetros de succión en el momento del muestreo, a la precipitación antecedente y su variable tasa de deposición de Cl (entre 8 y 44%) reportada también en otros estudios (Alcalá et al., 2004; Richter et al., 1983) y a la posible existencia de vías preferenciales de flujo. Por lo tanto, se considera que no es factible extrapolar los resultados del método en toda la cuenca y que se requieren mediciones a otras cotas de elevación.

De acuerdo a los resultados del modelo HYDRUS-1D con mejor ajuste entre los datos obtenidos de la simulación y los datos medidos, existe una concentración de cloruro antecedente de 14,18 mg/l que correspondería a la condición inicial del periodo simulado. La recarga acumulada obtenida del modelo fue de 17,8 cm que equivale a un 57 % de la precipitación. Este valor resulta elevado en comparación al obtenido con el método del balance del ion cloruro (recarga promedio de 6,2 cm equivalente al 21% de la precipitación) y se considera que el modelo sobreestima la succión del suelo. Sin embargo, el modelo no está calibrado y este es un resultado aproximado que requiere contar con un mayor número de mediciones en la zona no saturada tanto de concentración de cloruro en el agua como de medidas in-situ de las propiedades hidrodinámicas el suelo para corroborar su consistencia.

6.1.2 Recomendaciones

En cuencas de alta montaña es importante contar con una red de monitoreo meteorológico que provea de información para el estudio del comportamiento del manto de nieve y posterior derretimiento. En este estudio se contó con registros diarios de precipitación en la parte baja de la cuenca (1.350 msnm) a pesar de que el análisis de la recarga fuese en la parte media (cerca de los 2.050 msnm), lo que influye en los resultados obtenidos del modelo.

Para mejorar en la toma de muestras de agua de los poros del suelo se recomienda instalar un manómetro por cada lisímetro de succión, un tensiómetro y sondas de medición de humedad del suelo. En la experiencia de este estudio, durante el periodo del muestreo no fue posible observar la variación de la succión entre condiciones climáticas, y las tensiones producidas en el suelo se aplicaron el mismo día del muestreo, ocasionando en varias oportunidades que no se lograra extraer agua de los poros.

Para la calibración del modelo se requiere contar con un mayor número de mediciones en la zona no saturada tanto de concentración de cloruro en el agua como de medidas in-situ de las propiedades hidrodinámicas el suelo, entre ellas determinar el potencial de succión, la resistencia tangencial al corte y las tasas de infiltración a diferente profundidad.

En estudios posteriores se recomienda incursionar en las técnicas isotópicas aplicadas al estudio de la zona no saturada, las cuales han demostrado ser una herramienta útil para obtener información acerca de los flujos de agua en el suelo relacionados con procesos naturales, por ejemplo, la evaporación desde el suelo y desde las aguas subterráneas poco profundas, la recarga de acuíferos, el origen del agua que utilizan las plantas y los procesos de transpiración.

Bibliografía

Alcalá F.J., Custodio E. (2004). La depositación atmosférica de cloruro al terreno en España. *Boletín Geológico y Minero*, 115: 319-330.

Allison, G.B., Gee G.W., Tyler D.W. (1994). Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58: 6-14.

Allison G.B., Cook P.G., Barnett S.R., Walker G.R., Jolly I.D., Hughes M.W. (1990). Land clearance and river salinisation in the western Murrumbidgee basin, Australia. *Journal of Hydrology* 119:1-20.

Allison G.B., Hughes G.W. (1978). The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Australian Journal of Soil Research* 16 (2): 181-195.

Andreu J.M., Touhami I., Bellot J., Sánchez J.R., Pulido-Boch A., Martínez-Santos P., García-Sánchez E., Chirino E. (2012). El papel del suelo y la vegetación en la estimación de la recarga del acuífero del Ventós (Alicante). *Geogaceta* 51: 87-90, Sociedad Geológica España.

Ariza A. (2013). Descripción y corrección de productos Landsat 8 LDCM (Landsat data continuity mission), versión 1.0. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Bogotá, Colombia.

Bowles J. E. (1978). Manual de laboratorio de suelos en ingeniería civil. Experimento no. 6 Análisis granulométrico- método del hidrómetro. Editorial McGrawHill.

Brodersen C., Pohl S., Lindenlaub M., Leibundgut C., Wilpert K. (2000). Influence of vegetation structure on isotope content of throughfall and soil water. *Hydrological Processes* 14: 1439-1448.

Bromley J., Edmunds W.M., Fellman E., Brouwer J., Gaze S.R., Sudlow J., Taupin J.D. (1997). Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *Journal of Hydrology* 188-189: 139-154.

Candela L., Varela M. (1993). La zona no saturada y la contaminación de las aguas subterráneas: teoría, medición y modelos. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. pp 322, Barcelona, España.

Carsel R. F., Parrish R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water Resources Research* 24: 755-769.

- Charbeneau R.J. (2000). Groundwater hydraulics and pollutant transport. Editorial Prentice Hall.
- Cook P.G., Edmunds W.M., Gaye C.B. (1992). Estimating paleorecharge and paleoclimate from unsaturated zone profiles. *Water Resources Research* 28 (10): 2721-2731.
- Comte M. M. (2017). Modelación hidrológica de la cuenca del río Mapocho en Los Almendros usando el modelo Cold Regions Hydrological Model. Memoria de título de ingeniería civil, Universidad de Chile.
- Custodio E., Llamas M.R. (1983). Hidrología subterránea. Editorial Omega. Volumen I y II. Barcelona, España.
- Dar I.A., Sankar K, Dar M.A. (2010). Remote sensing technology and geographic information system modeling: an integrated approach towards the mapping of groundwater potencial zones in hardrock terrain, Mamundiyar basin. *Journal of Hydrology* 394: 285-295.
- Da Silva C. J., Insaurralde J. A., Cardozo O. D. (2014). Cartografía de coberturas del suelo mediante sensores remotos de la ciudad de Resistencia, Argentina (2013). *Revista Geográfica Digital IGUNNE*. Año 11 N° 21. Resistencia, Chaco.
- Decagon Devices (2016). Mini Disk Infiltrometer, version September 2, 2016 – 13:13:56.
- De Marsily G. (1986). Quantitative hydrogeology: Groundwater hydrology for engineers. Editorial Academic Press.
- DGA-CADE IDEPE Consultores (2004). Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Maipo. Dirección General de Aguas, Gobierno de Chile.
- Eriksson E., Khunakasem V. (1969). Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology* 7: 178-197.
- FAO - Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (2009). Guía para la descripción de suelos, pp. 23. Cuarta edición. Roma, Italia.
- Freeze R. A., Cherry J. A. (1979). Groundwater: Cap.2 Physical properties and principles. Editorial Prentice hall. Impreso en EEUU.

FCIHS - Fundación Centro Internacional de Hidrología Subterránea (2009). Hidrogeología: Conceptos básicos de hidrología subterránea. pp. 79-90. Primera edición. Barcelona, España.

Garrido R., González A., Carrasco R. (1997). Hidroquímica de las aguas del balneario El Manzano (Almonaster la Real, Huelva). Hydrogeology of hard rocks. pp 125-133, IAH-GE, Madrid.

Gómez C. L., Maldonado J.R., Gacitúa M. J. (2015). Permeabilidad del suelo de la cuenca del río Chillán, entre estero Peladillas y río Ñuble, Chile. Revista Colombiana de Geografía, vol. 24 no. 1: 73-86.

Guerra J.C., Regalado C.M., Ritter A., Iribarren I., Marrero R., Poncela R., Arencibia M.T., Skupien E., Socorro A., León M. (2017). Estudio isotópico del agua en los flujos hídricos de un bosque de la Laurisilva. Estudios en la zona no saturada del suelo Vol. XIII., Moret D., López M.V., ZNS'17: 235-248.

Hach Company (2005). Procedures Manual - Espectrofotómetro DR5000. Método consultado 8113. Nov 05 ed. 2. Printed in Germany.

Herrera P. (2000). Modelación numérica de flujo en medios porosos saturados y no saturados. Memoria de título de ingeniería civil, Universidad de Chile.

Heppner C.S., Nimmo J.R., Folmar G.J., Gburek W.J., Risser D.W. (2007). Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured rock site, Pennsylvania, USA. Journal of Hydrology 15: 915-927.

Houston J. (2007). Recharge to groundwater in the Turi Basin, northern Chile: An evaluation based on tritium and chloride mass balance techniques. Journal of Hydrology 334: 534-544.

INIA - Instituto de investigaciones agropecuarias (2006). Métodos de Análisis de Aguas para Riego, revisión 2006. Centro Regional de Investigación La Platina, serie actas INIA No. 37. Ministerio de Agricultura, Gobierno de Chile.

Jacquez D., Simunek J. (2005). User manual of the multicomponent variably-saturated flow and transport model HP1. Open report of the Belgian nuclear research centre. Belgium. Pp. 25-27.

Kurtzman D., Scanlon B. R. (2011). Groundwater recharge through Vertisoils: Irrigated cropland vs natural land, Israel. Vadose Zone Journal 10: 662-674.

Lo Russo S., Zavattaro L., Acutis M., Zuppi G. M. (2003). Chloride profile technique to estimate water movement through unsaturated zone in a cropped area in subhumid climate (PO Valley -NW Italy). *Journal of Hydrology* 270: 65-74.

MWH Chile (2014). Estudio técnico “Desarrollo y/o actualización del modelo hidrogeológico/hidrológico conceptual de la cuenca estero Yerba Loca”, financiado por AngloAmerican Sur (AAS).

Prasad R.K., Mondal N.C., Banerjee P., Nandakumar M.V., Singh V.S. (2008). Deciphering potencial groundwater zone in hard rock through the application of gis. *Environmental Geology* 55: 467-475.

Richter D.D., Ralston Ch.W., Harms W.R. (1983). Chemical composition and spatial variation of bulk precipitation at a coastal plain watershed in South Carolina. *Water Resources* 19 (1): 134-140.

Rimon Y., Nativ R., Dahan O. (2011). Physical and chemical evidence for pore-scale dual-domain flow in the vadose zone. *Vadose Zone Journal* 10: 322-331.

Scanlon B. R., Healy R. W., Cook P. G. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10 (1): 18-39.

SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile a escala 1:1.000.000: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, publicación Geológica digital, No. 4. Santiago, Chile.

Simunek J., Sejna M., Saito H., Sakai M., van Genuchten M. (2013). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of wáter, heat and multiple solute in variably saturated media. Version 4.16. University of California Riverside.

Subyani A. (2004). Use of chloride-mass balance and environmental isotopes for evaluation of groundwater recharge in the alluvial aquifer, Wadi Tharad, western Saudi Arabia. *Environmental Geology* 46: 741-749.

Tapia S., Oyarzún R., Nuñez J., Oyarzún J. (2015). Identificación de zonas potenciales de recarga de aguas subterráneas en el sector de la Mina Brillador. XIV Congreso Geológico Chileno, la Serena.

Tóth J. (1963). A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68: 4795-3812.

Turkeltaub T., Dahan O., Kurtzman D. (2013). Investigation of groundwater recharge under agricultural fields using transient deep vadose zone data. *Vadose Zone Journal* 13 (4).

Thivya C., Chidambaram S., Rao M. S., Gopalakrishnan M., Thilagavathi R., Prasanna M. V., Nepolian M. (2016). Identification of recharge processes in groundwater in hard rock aquifers of Madurai District using stable isotopes. *Environ. Process.* 3: 463–477.

USGS - United States Geological Survey (2016). Section 5 – Conversion of DNs to physical units, Landsat 8 Data Users Handbook, version 2.0. Department of the Interior U.S. Geological Survey. Sioux Falls, South Dakota.

Van Genuchten M. Th. (1980). A closed-form equation of predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892-898.

Weinzettel P., Usunoff E. (2005). Estimación de la recarga en un área de llanura mediante el muestreo del ion cloruro con cápsulas de succión. *Estudios de la zona no saturada del suelo Vol. VII.*, Samper F.J., González A. P., ZNS'05: 63-68.

Anexos

Anexo A: Correcciones a imágenes satelitales del Lansat 8

CORRECCIÓN RADIOMÉTRICA

De acuerdo a Ariza (2013), los productos estándar Landsat 8 LDCM suministrados por el USGS EROS CENTER consisten en una serie cuantificada, calibrada y escalada de niveles digitales ND, los cuales representan los datos de una imagen multiespectral adquirida por ambos sensores OLI y TIRS. Los datos de las bandas están derivados en 16 bits en formato no cifrado y pueden ser re-escalados a los valores de reflectancia y/o radiancia en el techo de la atmósfera, usando los coeficientes radiométricos provistos en el archivo de metadato. A continuación se describen las expresiones propuestas por el USGS (2016).

i) Conversión a radiancia espectral (sensores OLI y TIRS) (A.1):

$$L_{\lambda} = M_L \cdot Q_{cal} + A_L \quad \text{A.1}$$

donde:

L_{λ} : Valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera [$watts/m^2 \cdot srad \cdot \mu m$]

M_L : Factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de la banda)

A_L : Factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (RADIANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda)

Q_{cal} : Producto escalar por valores de pixel (DN) de cada una de las bandas de la imagen.

ii) Conversión a reflectancia atmosférica (sensor OLI) (A.2):

$$\rho_{\lambda'} = M_{\rho} \cdot Q_{cal} + A_{\rho} \quad \text{A.2}$$

donde:

$\rho_{\lambda'}$: Valor de reflectancia planetaria sin corrección por ángulo solar

M_{ρ} : Factor multiplicativo de escalado específico obtenido del metadato (REFLECTANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de la banda)

A_{ρ} : Factor aditivo de escalado específico obtenido del metadato (REFLECTANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda)

Q_{cal} : Producto escalar por valores de pixel (DN) de cada una de las bandas de la imagen.

Por otro lado, USGS (2016) menciona que el cálculo de la reflectancia real de una cubierta captada por un sensor espacial está condicionado por el comportamiento de la atmósfera, así como por el ángulo de observación y en la expresión anterior no está dicha corrección del ángulo solar, para ello propone la siguiente (A.3):

$$\rho\lambda = \frac{\rho\lambda'}{\sin \theta} \quad \text{A.3}$$

donde:

$\rho\lambda$: Valor de reflectancia planetaria con corrección por ángulo solar

θ : Ángulo de elevación solar. El ángulo de elevación solar del centro de la escena es provisto en el metadato de la imagen (SUN_ELEVATION).

ii) Conversión a temperatura de brillo en el satélite (sensor TIRS) (A.4):

$$T = \frac{k_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_\lambda} + 1\right)} \quad \text{A.4}$$

donde:

T : Temperatura de brillo aparente [K]

L_λ : Valor de radiancia espectral en el techo de la atmosfera [$watts/m^2 \cdot srad \cdot \mu m$]

k_1 : Constante térmica de conversión específica para cada banda suministrada en el metadato (K1_CONSTANT_BAND_x, donde x es el número de la banda)

k_2 : Constante térmica de conversión específica para cada banda suministrada en el metadato (K2_CONSTANT_BAND_x, donde x es el número de la banda).

Anexo B: Procesamiento de los datos de las pruebas de infiltración

Para el procesamiento de las pruebas de infiltración realizadas con el mini disco infiltrómetro se adoptó la planilla excel y el procedimiento propuesto por Decagon Devices (2016). El cálculo de la infiltración está definido por la ecuación (B.1):

$$I = C_1 \cdot t + C_2 \cdot \sqrt{t} \quad \text{B.1}$$

donde:

C_1 : Constante relacionada con la conductividad hidráulica

C_2 : Capacidad de absorción del suelo (cm/\sqrt{s}).

Además, la conductividad hidráulica del suelo k (cm/s) se define como (B.2):

$$k = \frac{C_1}{A} \quad \text{B.2}$$

donde:

C_1 : Pendiente de la curva de infiltración acumulada vs la raíz cuadrada del tiempo

A : Valor relacionado a los parámetros van Genuchten para una determinada textura del suelo según la tasa de succión y el radio del disco infiltrómetro. En la Tabla B-1 se muestran los parámetros considerados.

Tabla B-1 Parámetros van Genuchten para 12 clases texturales del suelo y los valores de A para un radio de disco de 2,25 cm y valores de succión de 0,5 a 7 cm

	radius	2,25	A							
Texture	alpha	n / ho	-0,5	-1	-2	-3	-4	-5	-6	-7
sand	0,145	2,68	2,836	2,404	1,728	1,242	0,893	0,642	0,461	0,331
loamy sand	0,124	2,28	2,985	2,787	2,429	2,116	1,844	1,607	1,401	1,221
sandy loam	0,075	1,89	3,877	3,888	3,910	3,932	3,954	3,976	3,999	4,021
loam	0,036	1,56	5,461	5,718	6,267	6,870	7,530	8,255	9,048	9,918
silt	0,016	1,37	7,921	8,177	8,714	9,287	9,896	10,546	11,239	11,977
silt loam	0,020	1,41	7,102	7,368	7,930	8,535	9,186	9,886	10,640	11,452
sandy clay loam	0,059	1,48	3,211	3,523	4,243	5,110	6,153	7,410	8,923	10,746

Anexo C: Procesamiento de los datos del ensayo hidrométrico

Las lecturas del hidrómetro y de temperatura fueron digitalizadas en una planilla excel “Análisis Granulométrico Boyoucos” facilitada por el auxiliar del laboratorio de Sólidos y Medios Particulados de la Universidad de Chile. El resultado obtenido es una gráfica del tamaño de partículas (mm) vs contenido de finos (%). A continuación se muestran las planillas de las muestras del suelo analizadas.

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO BOYOUCOS (ASTM D421-58 y D422-63)

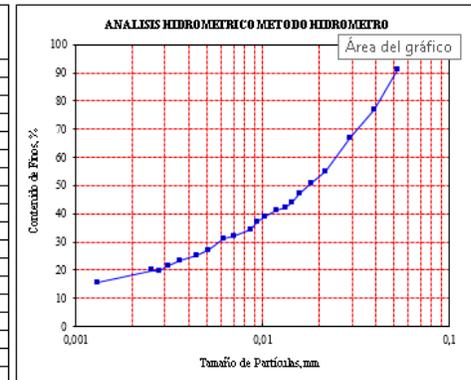
		Fecha	05-12-2016
Peso Específico			2,65
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Corrección del Cero			5,00
Factor de Corrección del Menisco			1,00
Factor de Corrección del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	50,0	22,7	7,936
1	43,0	22,7	9,084
2	38,0	22,7	9,903
4	32,0	22,7	10,887
6	30,0	22,6	11,215
8	28,0	22,6	11,543
10	26,5	22,5	11,789
12	25,5	22,5	11,952
15	25,0	22,5	12,034
20	24,0	22,5	12,198
25	23,0	22,4	12,362
30	21,6	22,4	12,532
45	20,5	22,3	12,772
60	20	22,3	12,854
90	18	22,3	13,182
120	17	22,5	13,346
180	16	22,9	13,510
240	15	23,3	13,674
300	14	23,6	13,838
360	14	24,0	13,838
1440	12	23,0	14,166

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO METODO DEL HIDROMETRO (ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 1

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0526	31,0
0,0398	77,1
0,0294	67,1
0,0218	55,1
0,0161	51,1
0,0159	47,1
0,0144	44,1
0,0132	42,1
0,0119	41,1
0,0103	39,1
0,0093	37,0
0,0086	34,2
0,0071	32,0
0,0061	31,0
0,0051	27,0
0,0044	25,1
0,0036	23,3
0,0031	21,6
0,0028	19,7
0,0026	19,9
0,0013	15,4



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0.074 mm (malla #200 ASTM)

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO BOYOUCOS (ASTM D421-58 y D422-63)

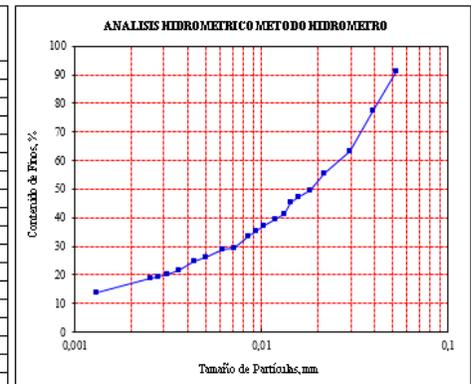
		Fecha	06-12-2016
Peso Específico			2,65
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Corrección del Cero			5,00
Factor de Corrección del Menisco			1,00
Factor de Corrección del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	50,0	23,1	7,936
1	43,0	23,1	9,084
2	36,0	23,1	10,231
4	32,0	23,1	10,887
6	29,0	23,1	11,379
8	28,0	23,1	11,543
10	27,0	23,0	11,707
12	25,0	23,1	12,034
15	24,0	23,1	12,198
20	23,0	23,0	12,362
25	22,0	23,0	12,526
30	21,0	23,0	12,690
45	19,0	23,0	13,018
60	18,7	23,0	13,067
90	17,3	23,0	13,297
120	16,6	23,2	13,412
180	15	23,7	13,674
240	14	24,5	13,838
300	13,3	24,9	13,953
360	13	25,3	14,002
1440	11	23,7	14,330

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO METODO DEL HIDROMETRO (ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 2

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0524	31,2
0,0396	77,3
0,0297	63,3
0,0217	55,3
0,0161	49,4
0,0158	47,4
0,0142	45,3
0,0132	41,4
0,0119	39,4
0,0104	37,3
0,0093	35,3
0,0086	33,4
0,0071	29,4
0,0061	28,8
0,0051	26,0
0,0044	24,7
0,0036	21,8
0,0031	20,2
0,0028	19,1
0,0025	18,7
0,0013	13,8



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0.074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYOUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

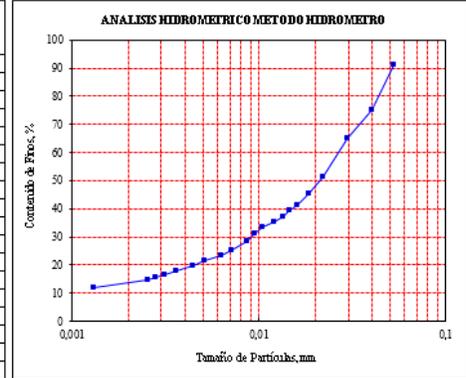
		Fecha	06-12-2016
Peso Especifico			2,65
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	50,0	23,0	7,936
1	42,0	23,0	9,247
2	37,0	23,0	10,067
4	30,0	23,0	11,215
6	27,0	23,0	11,707
8	25,0	23,0	12,034
10	24,0	23,0	12,198
12	23,0	23,0	12,362
15	22,0	23,0	12,526
20	21,0	23,0	12,690
25	20,0	23,0	12,854
30	18,5	23,0	13,100
45	17,0	23,0	13,346
60	16	23,0	13,510
90	15	23,1	13,674
120	14	23,4	13,838
180	13	24,2	14,002
240	12	24,7	14,166
300	11,6	25,0	14,231
360	11	25,5	14,330
1440	10	23,7	14,494

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 3

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0525	31,2
0,0400	75,2
0,0295	65,3
0,0220	51,3
0,0164	45,3
0,0161	41,3
0,0145	39,3
0,0134	37,3
0,0120	35,3
0,0105	33,4
0,0094	31,4
0,0087	28,4
0,0072	25,4
0,0062	23,4
0,0051	21,4
0,0045	19,6
0,0036	18,1
0,0031	16,4
0,0028	15,7
0,0026	14,9
0,0013	11,8



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYOUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

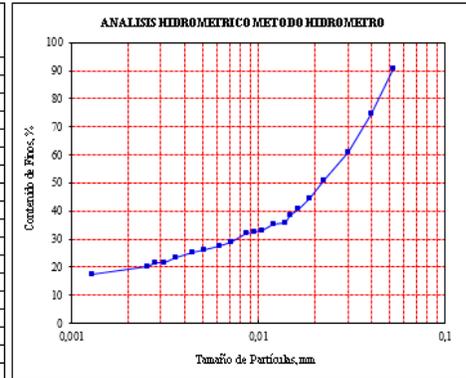
		Fecha	05-12-2016
Peso Especifico			2,65
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	50,0	22,2	7,936
1	42,0	22,2	9,247
2	35,0	22,2	10,395
4	30,0	21,8	11,215
6	27,0	21,6	11,707
8	25,0	21,6	12,034
10	24,0	21,6	12,198
12	23,0	20,0	12,362
15	22,0	22,7	12,526
20	21,0	22,7	12,690
25	20,6	22,7	12,756
30	20,4	22,6	12,789
45	19,0	22,5	13,018
60	18,2	22,3	13,143
90	17,5	22,3	13,264
120	17	22,3	13,346
180	16	22,8	13,510
240	15	23,2	13,674
300	15	23,5	13,674
360	14,2	23,8	13,805
1440	13	23,2	14,002

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 4

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0530	90,8
0,0404	74,8
0,0303	60,8
0,0224	50,7
0,0167	44,6
0,0164	40,6
0,0148	38,6
0,0139	35,8
0,0121	35,2
0,0105	33,2
0,0094	32,4
0,0086	31,9
0,0071	29,1
0,0062	27,4
0,0051	26,0
0,0044	25,0
0,0036	23,3
0,0031	21,5
0,0028	21,7
0,0026	20,2
0,0013	17,5



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

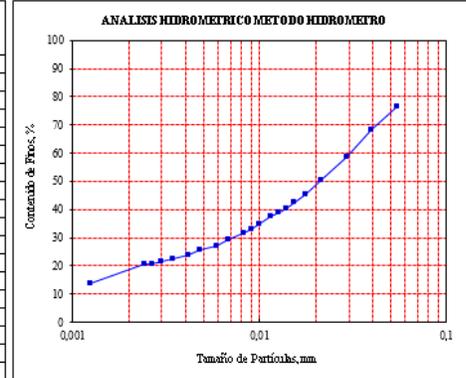
		Fecha	17-01-2017
Peso Especifico			2,65
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [°C]	Profundidad "L"
0,5	41,0	27,7	9,411
1	37,0	27,7	10,067
2	32,0	27,7	10,887
4	28,0	27,6	11,543
6	25,5	27,6	11,952
8	24,2	27,6	12,166
10	23,0	27,7	12,362
12	22,2	27,7	12,493
15	21,6	27,7	12,592
20	20,0	27,8	12,854
25	19,2	27,8	12,985
30	18,4	27,9	13,116
45	17,2	28,0	13,313
60	16	28,2	13,510
90	15	28,6	13,674
120	14	28,9	13,838
180	13	29,2	14,002
240	12,2	29,7	14,133
300	11,5	30,1	14,248
360	11	30,5	14,330
1440	9	28,6	14,657

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 5

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0541	76,4
0,0396	68,4
0,0291	58,5
0,0212	50,4
0,0176	45,4
0,0154	42,8
0,0139	40,5
0,0127	38,9
0,0114	37,7
0,0100	34,6
0,0090	33,0
0,0082	31,5
0,0068	29,2
0,0059	27,1
0,0048	25,5
0,0042	23,9
0,0034	22,3
0,0030	21,4
0,0027	20,7
0,0024	20,5
0,0012	13,5



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

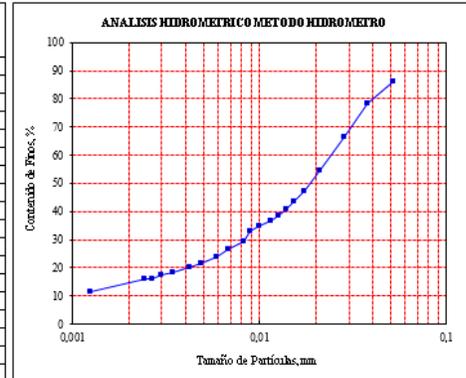
		Fecha	17-01-2017
Peso Especifico			2,65
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [°C]	Profundidad "L"
0,5	46,0	27,7	8,592
1	42,0	27,7	9,247
2	36,0	27,7	10,231
4	30,0	27,8	11,215
6	26,4	27,8	11,805
8	24,5	27,8	12,116
10	23,2	27,8	12,330
12	22,0	27,9	12,526
15	21,0	27,9	12,690
20	20,0	27,9	12,854
25	19,0	28,0	13,018
30	17,2	28,0	13,313
45	15,7	28,2	13,559
60	14,3	28,4	13,789
90	13	28,8	14,002
120	12	29,0	14,166
180	11	29,3	14,330
240	10	29,6	14,494
300	9	30,3	14,657
360	8,7	30,6	14,707
1440	8	28,6	14,821

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 6

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0517	86,4
0,0380	78,4
0,0282	66,4
0,0209	54,6
0,0175	47,4
0,0153	43,6
0,0138	41,0
0,0127	38,7
0,0115	36,7
0,0100	34,7
0,0090	32,8
0,0083	29,2
0,0068	26,5
0,0059	23,9
0,0049	21,8
0,0042	20,0
0,0035	18,4
0,0030	17,2
0,0027	16,1
0,0024	16,1
0,0013	11,6



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

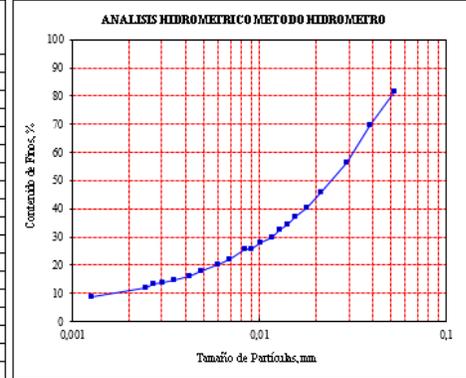
Peso Especifico			2,65
Peso Seco de Muestra	gr		50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	43,0	28,7	9,084
1	37,0	28,7	10,067
2	30,4	28,7	11,149
4	25,0	28,8	12,034
6	22,3	28,8	12,477
8	20,6	28,8	12,723
10	19,3	28,8	12,969
12	18,5	28,8	13,100
15	17,0	28,8	13,346
20	16,0	28,9	13,510
25	15,0	28,9	13,674
30	14,8	28,9	13,707
45	13,0	29,0	14,002
60	12	29,2	14,166
90	10,5	29,5	14,412
120	9,6	29,7	14,559
180	8,7	29,9	14,707
240	8	30,2	14,821
300	7,4	30,6	14,920
360	7,1	30,2	14,969
1440	7	27,7	14,985

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye..... =
Muestra..... Lisi 7

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0526	81,5
0,0392	69,5
0,0291	56,3
0,0214	45,7
0,0178	40,3
0,0156	37,3
0,0140	34,3
0,0129	32,7
0,0116	29,7
0,0101	27,9
0,0091	25,9
0,0083	25,5
0,0069	22,0
0,0060	20,3
0,0049	17,7
0,0043	16,3
0,0035	14,8
0,0030	13,9
0,0027	13,5
0,0025	12,1
0,0013	8,6



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

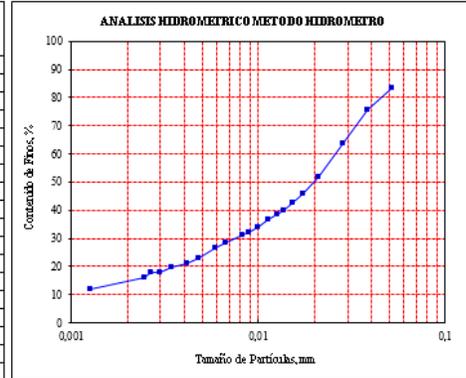
		Fecha	18-01-2017
Peso Especifico			2,65
Peso Seco de Muestra	gr		50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	44,0	28,8	8,920
1	40,0	28,8	9,575
2	34,0	28,9	10,559
4	28,0	28,9	11,543
6	25,0	28,9	12,034
8	23,5	28,9	12,280
10	22,0	28,9	12,526
12	21,4	28,9	12,625
15	20,3	28,9	12,805
20	19,0	28,9	13,018
25	18,2	28,9	13,149
30	17,6	29,0	13,246
45	16,0	29,2	13,510
60	15	29,3	13,674
90	13	29,5	14,002
120	12	29,8	14,166
180	11	30	14,330
240	10	30,3	14,494
300	9,3	30,8	14,608
360	9	30,3	14,657
1440	8,7	27,7	14,707

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye..... =
Muestra..... Lisi 8

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0521	83,6
0,0382	75,6
0,0283	63,8
0,0209	51,8
0,0174	45,8
0,0153	42,8
0,0138	39,8
0,0126	38,6
0,0114	36,5
0,0099	33,9
0,0089	32,3
0,0082	31,2
0,0067	28,3
0,0059	26,4
0,0048	22,7
0,0042	21,2
0,0034	19,5
0,0030	18,1
0,0027	17,7
0,0024	16,1
0,0013	12,0



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYOUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

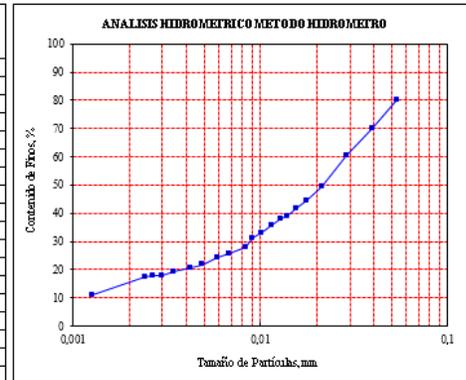
		Fecha	19-01-2017
Peso Especifico			2,85
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	43,0	27,6	9,084
1	38,0	27,6	9,903
2	33,0	27,6	10,723
4	27,7	27,5	11,592
6	25,0	27,6	12,034
8	23,6	27,6	12,264
10	22,3	27,6	12,477
12	21,8	27,6	12,559
15	20,6	27,6	12,756
20	19,3	27,6	12,969
25	18,4	27,7	13,116
30	16,7	27,7	13,395
45	15,5	27,9	13,592
60	14,8	28,0	13,707
90	13,3	28,3	13,953
120	12,6	28,6	14,067
180	11,3	29,3	14,280
240	10,5	29,7	14,412
300	10	30,1	14,494
360	9,3	30,6	14,608
1440	8	28,3	14,821

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 9

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0533	80,3
0,0393	70,3
0,0289	60,4
0,0213	49,7
0,0177	44,4
0,0155	41,6
0,0140	39,0
0,0128	38,0
0,0115	35,6
0,0101	33,0
0,0090	31,3
0,0083	27,9
0,0068	25,7
0,0059	24,5
0,0049	21,8
0,0042	20,7
0,0035	19,0
0,0030	18,1
0,0027	17,7
0,0024	17,3
0,0013	11,2



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

ANALISIS GRANULOMETRICO BOYOUCOS
(ASTM D421-58 y D422-63)

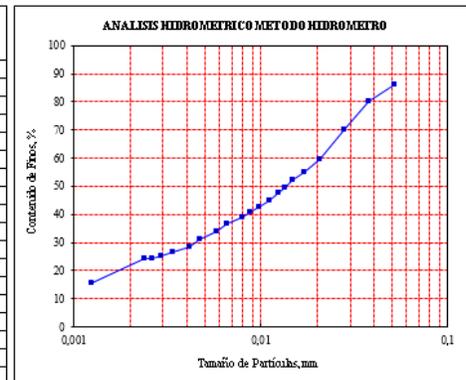
		Fecha	19-01-2017
Peso Especifico			2,85
Peso Seco de Muestra		gr	50,00
Factor de Correccion del Cero			5,00
Factor de Correccion del Menisco			1,00
Factor de Correccion del Gs "a"			1,00
Tiempo [min]	Lectura Hidrometro	Lectura Temperatura [C]	Profundidad "L"
0,5	46,0	27,6	8,592
1	43,0	27,6	9,084
2	38,0	27,6	9,903
4	32,5	27,6	10,805
6	30,3	27,7	11,166
8	29,0	27,7	11,379
10	27,5	27,7	11,625
12	26,5	27,7	11,789
15	25,2	27,7	12,002
20	24,0	27,8	12,198
25	23,0	27,8	12,362
30	22,2	27,9	12,493
45	21,0	28,0	12,690
60	19,6	28,1	12,920
90	18	28,5	13,182
120	16,3	28,8	13,461
180	15	29,5	13,674
240	14	29,8	13,838
300	13,2	30,2	13,969
360	12,6	30,7	14,067
1440	10,3	28,3	14,444

ANALISIS GRANULOMETRICO METODO DEL HIDROMETRO
(ASTM D421-58 y D422-63)

Proyecto..... Cuenca YL
Certif. Ensaye.....=
Muestra..... Lisi 10

RESULTADOS

Diametro Particulas [mm]	Contenido de finos [%]
0,0516	86,3
0,0377	80,3
0,0278	70,3
0,0205	59,4
0,0170	55,1
0,0149	52,5
0,0135	49,5
0,0124	47,5
0,0112	44,9
0,0097	42,6
0,0088	40,6
0,0080	39,1
0,0066	36,8
0,0058	34,1
0,0047	31,4
0,0041	28,3
0,0034	26,7
0,0029	25,2
0,0026	24,3
0,0024	24,1
0,0012	15,8



Observación:

- Ensaye efectuado con fracción de suelo menor a 0,074 mm (malla #200 ASTM)

Finalmente, para determinar la textura de las muestras de suelo se utilizó el triángulo textural del United States Department of Agriculture (USDA). Para ello se consideró la siguiente clasificación según el tamaño de las partículas: Arcilla < 0,002 mm, Limo 0,002 – 0,05 mm, y Arena 0,05 – 2 mm; luego, se tomó del análisis anterior el porcentaje del contenido de finos en cada caso y se graficó en el triángulo textural. El resultado en todas las muestras resultó ser un suelo de textura franco limosa (Silt Loam).

Anexo D: Descripción del HYDRUS-1D

El HYDRUS-1D es un programa desarrollado en ambiente Windows por el Departamento de Ciencias Ambientales de la Universidad de California. El programa es capaz de modelar el flujo de agua unidimensional en un medio poroso deformable y parcialmente saturado. Se trata de un modelo de elementos finitos que resuelve numéricamente la ecuación de Richards mediante el método de Galerkin de residuos ponderados. A continuación se presenta la ecuación de Richards modificada (C.1):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K \left(\frac{\partial h}{\partial x} + \cos \alpha \right) \right] - S \quad \text{C.1}$$

donde:

h : Presión matricial del agua (L)

θ : Humedad volumétrica ($L^3 L^{-3}$)

K : Conductividad hidráulica no saturada (LT^{-1})

S : Término fuente-sumidero ($L^3 L^{-3} T^{-1}$)

t : Tiempo (T)

x : Coordenada espacial vertical (L)

α : Ángulo entre la dirección del flujo y la vertical ($\alpha = 0^\circ$ para *flujo vertical*).

Esta formulación supone que la presión del aire permanece constante sin afectar al flujo de la fase líquida y, además, no considera el efecto de los gradientes térmicos, eléctricos y de salinidad en el movimiento del agua (Candela et al., 1993).

Los parámetros hidráulicos del medio no saturado $\theta(h)$ y $K(h)$ que aparecen en la ecuación son funciones no lineales de la succión matricial. HYDRUS-1D permite escoger entre cinco modelos analíticos diferentes, de los que se ha seleccionado el modelo de van Genuchten.

El modelo de van Genuchten (1980) usa el modelo estadístico del tamaño de poros de Mualem para obtener la función de la conductividad hidráulica no saturada en términos de los parámetros de retención del agua en el suelo. Las ecuaciones de van Genuchten son las expresadas a continuación (de la C.2 a la C.5):

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{(1 + (\alpha \cdot h)^n)} & h < 0 \\ \theta_s & h \geq 0 \end{cases} \quad \text{C.2}$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad \text{C.3}$$

$$K(h) = k_s \cdot S_e^l [1 - (1 - S_e^{1/m})^m]^2 \quad \text{C.4}$$

$$m = 1 - 1/n \quad n > 1 \quad \text{C.5}$$

donde:

S_e : Saturación efectiva [$L^3 L^{-3}$]

θ_r y θ_s : Contenido de agua residual y saturado respectivamente [$L^3 L^{-3}$]

α : Valor de la entrada de aire [L^{-1}]

n : Distribución del tamaño de poros [$L^3 L^{-3}$]

l : Parámetro de conectividad entre los poros [-] (supuesto como 0,5 en la mayoría de los suelos (Simunek et al, 2013)).

Se utiliza en este estudio la versión 4.16 del HYDRUS-1D. Para comenzar un nuevo proyecto en HYDRUS-1D se debe ingresar a *Main Processes*. En la ventana que se despliega se debe escoger el tipo de análisis que se desea realizar. Las opciones son simulación del flujo, transporte de calor, transporte de solutos o extracción de agua por medio de las plantas. En este estudio se realizan simulaciones de flujo y transporte de soluto.

En *Geometry Information* se especifican las unidades métricas de trabajo (m, cm o mm), el tipo de flujo que se modelará, el tipo de malla, el número de materiales (suelos con propiedades específicas) y la cantidad de zonas para las cuales el programa calculará el balance de masas.

En *Time Information* se especifican las unidades de tiempo (segundos, minutos, horas o días) y los parámetros de discretización temporal (tiempo inicial, final y pasos de tiempo de la simulación). Se aconseja utilizar los valores asignados por el programa salvo las unidades de tiempo, pues determinan las unidades en que el programa entrega los valores.

En *Water Flow –Iteration Criteria* se especifica en que se medirá la condición inicial del modelo. Las opciones son altura de presión o humedad. En este estudio se utiliza la opción altura de presión. También se pueden modificar los criterios de iteración bajo los cuales se ejecuta el modelo. Las modelaciones realizadas no mostraron problemas de convergencia, por lo que se utilizaron los valores asignados por defecto del programa.

En *Water Flow –Soil Hydraulic Model*, el programa permite definir las curvas de humedad característica y las funciones de conductividad hidráulica mediante los modelos de Brooks y Corey, van Genuchten y van Genuchten modificado. Además se puede seleccionar si se desea incluir el fenómeno de histéresis en el análisis, el cual no se contempla en este estudio. Se selecciona el

modelo de van Genuchten y se escoge el material para capa asignando los parámetros de los suelos predeterminados por el programa.

En *Boundary Condition Editor* se selecciona las condiciones de borde superior e inferior. Las opciones son presión/flujo constante, condiciones atmosféricas, presión/flujo variable, drenaje libre, filtración, drenaje horizontal. Se escogió en este estudio condiciones atmosféricas en el borde superior y drenaje libre en el borde inferior. Los valores de las condiciones atmosféricas se ingresan en *Time Variable Boundary Conditions*.

Para ejecutar el modelo se selecciona del menú principal Calculation – Execute HYDRUS 1D. Una vez terminado el cálculo se presiona ENTER. Los resultados se visualizan gráficamente desde la ventana *Post-processing*.

Anexo E: Procesamiento de imágenes del sensor MODIS16

Para conocer información de la evapotranspiración en la zona de estudio se obtuvo de imágenes satelitales del sensor MODIS16 descargadas gratuitamente de la plataforma EOSDIS (<https://reverb.echo.nasa.gov/>), las cuales cuentan con una resolución espacial de 500 x 500 m y una resolución temporal diaria.

El conjunto de datos capturados con el MOD16 es la evapotranspiración global (ET) / flujo de calor latente (LE) / evapotranspiración potencial (PET) / potencial flujo de calor latente (PLE), en la superficie terrestre de 1 km² hasta cerca de 109,03 millones de km². Las capturas registran datos acumulados en intervalo de 8 días o según las condiciones de tiempo mensual y anual.

Los geoprosesamientos se realizaron en el programa SIG ArcMap 10.3.1, y consistió básicamente en re-proyectar el archivo raster, realizar conversión a celdas (0,1 mm / 8 días), extraer la información sólo de la zona de interés y descartar las celdas con valores atribuidos a las nubes. En total se descargaron y procesaron 32 imágenes satelitales. En la Tabla E-1 se muestra la información.

Tabla E-1 Información extraída y procesada de las imágenes satelitales MOD16

ID Imagen MODIS	Fecha	Mes	Año	ET diaria [mm/d]		
				Mínima	Media	Máxima
Mod2016297	30-10-2016	Oct	2016	0,80	1,02	1,24
Mod2016305	07-11-2016	Nov	2016	0,26	0,69	1,11
Mod2016313	15-11-2016	Nov	2016	0,28	0,65	1,02
Mod2016321	23-11-2016	Nov	2016	0,78	1,02	1,26
Mod2016329	01-12-2016	Nov	2016	0,56	0,93	1,29
Mod2016337	09-12-2016	Dic	2016	0,89	1,20	1,50
Mod2016345	17-12-2016	Dic	2016	0,46	0,88	1,29
Mod2016353	25-12-2016	Dic	2016	0,48	0,87	1,25
Mod2016361	02-01-2017	Dic	2017	0,56	0,81	1,05
Mod2017049	25-02-2017	Feb	2017	0,31	0,59	0,86
Mod2017057	05-03-2017	Mar	2017	0,56	0,77	0,98
Mod2017065	13-03-2017	Mar	2017	0,10	0,25	0,40
Mod2017073	21-03-2017	Mar	2017	0,23	0,38	0,52

ID Imagen MODIS	Fecha	Mes	Año	ET diaria [mm/d]		
				Mínima	Media	Máxima
Mod2017081	29-03-2017	Mar	2017	0,41	0,56	0,71
Mod2017089	06-04-2017	Abr	2017	0,20	0,31	0,41
Mod2017097	14-04-2017	Abr	2017	0,46	0,60	0,74
Mod2017105	22-04-2017	Abr	2017	0,70	0,95	1,19
Mod2017113	30-04-2017	Abr	2017	0,26	0,39	0,51
Mod2017121	08-05-2017	May	2017	0,24	0,30	0,35
Mod2017129	16-05-2017	May	2017	0,81	0,95	1,08
Mod2017137	24-05-2017	May	2017	0,64	0,71	0,77
Mod2017145	01-06-2017	May	2017	0,58	0,64	0,69
Mod2017153	09-06-2017	Jun	2017	0,44	0,54	0,63
Mod2017161	17-06-2017	Jun	2017	0,33	0,42	0,5
Mod2017169	24-06-2017	Jun	2017	0,63	0,74	0,85
Mod2017177	03-07-2017	Jun	2017	0,49	0,57	0,65
Mod2017714	11-07-2017	Jul	2017	0,64	0,78	0,91
Mod2017136	19-07-2017	Jul	2017	0,46	0,54	0,61
Mod2017639	27-07-2017	Jul	2017	0,38	0,44	0,49
Mod2017402	04-08-2017	Jul	2017	0,41	0,52	0,63
Mod2017229	12-08-2017	Ago	2017	0,65	0,82	0,99
Mod2017641	20-08-2017	Ago	2017	0,50	0,62	0,73

Anexo F: Variables climáticas de entrada al modelo

A continuación se presentan los valores diarios de la precipitación (estación meteorológica Estero Yerba Loca antes junta San Francisco operada por la Dirección General de Aguas) y de la evapotranspiración (imágenes satelitales procesadas del sensor MODIS 16) utilizados como variables climáticas de entrada al modelo HYDRUS-1D en el periodo simulado del 01-nov-16 al 10-ago-17, siendo en total 283 días.

Tabla F-1 Información de las variables climáticas utilizadas en la simulación

Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)	Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)
01-nov-16	1	0,00	0,07	22-mar-17	142	0,00	0,06
02-nov-16	2	0,00	0,07	23-mar-17	143	0,00	0,06
03-nov-16	3	0,00	0,07	24-mar-17	144	0,00	0,06
04-nov-16	4	0,00	0,07	25-mar-17	145	0,00	0,06
05-nov-16	5	0,00	0,07	26-mar-17	146	0,00	0,06
06-nov-16	6	0,00	0,07	27-mar-17	147	0,00	0,06
07-nov-16	7	0,00	0,07	28-mar-17	148	0,00	0,06
08-nov-16	8	0,00	0,07	29-mar-17	149	0,00	0,06
09-nov-16	9	0,00	0,07	30-mar-17	150	0,00	0,03
10-nov-16	10	0,00	0,07	31-mar-17	151	0,00	0,03
11-nov-16	11	0,00	0,07	01-abr-17	152	0,00	0,03
12-nov-16	12	0,00	0,07	02-abr-17	153	0,00	0,03
13-nov-16	13	0,00	0,07	03-abr-17	154	0,00	0,03
14-nov-16	14	0,00	0,07	04-abr-17	155	0,00	0,03
15-nov-16	15	0,00	0,07	05-abr-17	156	0,00	0,03
16-nov-16	16	0,00	0,10	06-abr-17	157	0,00	0,03
17-nov-16	17	0,00	0,10	07-abr-17	158	0,00	0,06
18-nov-16	18	0,00	0,10	08-abr-17	159	0,00	0,06
19-nov-16	19	0,03	0,10	09-abr-17	160	0,00	0,06
20-nov-16	20	0,00	0,10	10-abr-17	161	0,00	0,06
21-nov-16	21	0,00	0,10	11-abr-17	162	0,00	0,06
22-nov-16	22	0,00	0,10	12-abr-17	163	0,00	0,06
23-nov-16	23	0,82	0,10	13-abr-17	164	0,00	0,06
24-nov-16	24	0,00	0,09	14-abr-17	165	0,00	0,06
25-nov-16	25	0,00	0,09	15-abr-17	166	0,00	0,10
26-nov-16	26	0,00	0,09	16-abr-17	167	0,00	0,10

Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)	Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)
27-nov-16	27	0,00	0,09	17-abr-17	168	0,00	0,10
28-nov-16	28	0,00	0,09	18-abr-17	169	0,00	0,10
29-nov-16	29	0,00	0,09	19-abr-17	170	0,00	0,10
30-nov-16	30	0,00	0,09	20-abr-17	171	1,65	0,10
01-dic-16	31	0,00	0,09	21-abr-17	172	0,01	0,10
02-dic-16	32	0,00	0,12	22-abr-17	173	1,66	0,10
03-dic-16	33	0,00	0,12	23-abr-17	174	0,00	0,04
04-dic-16	34	0,00	0,12	24-abr-17	175	0,00	0,04
05-dic-16	35	0,00	0,12	25-abr-17	176	0,00	0,04
06-dic-16	36	0,00	0,12	26-abr-17	177	0,00	0,04
07-dic-16	37	0,00	0,12	27-abr-17	178	0,00	0,04
08-dic-16	38	0,00	0,12	28-abr-17	179	0,00	0,04
09-dic-16	39	3,11	0,12	29-abr-17	180	0,00	0,04
10-dic-16	40	0,01	0,09	30-abr-17	181	0,00	0,04
11-dic-16	41	0,00	0,09	01-may-17	182	0,00	0,03
12-dic-16	42	0,00	0,09	02-may-17	183	0,00	0,03
13-dic-16	43	0,00	0,09	03-may-17	184	0,00	0,03
14-dic-16	44	0,00	0,09	04-may-17	185	0,00	0,03
15-dic-16	45	0,00	0,09	05-may-17	186	0,00	0,03
16-dic-16	46	0,00	0,09	06-may-17	187	0,00	0,03
17-dic-16	47	0,00	0,09	07-may-17	188	0,00	0,03
18-dic-16	48	0,00	0,09	08-may-17	189	0,68	0,03
19-dic-16	49	0,00	0,09	09-may-17	190	0,00	0,10
20-dic-16	50	0,00	0,09	10-may-17	191	0,00	0,10
21-dic-16	51	0,00	0,09	11-may-17	192	3,84	0,10
22-dic-16	52	0,00	0,09	12-may-17	193	0,07	0,10
23-dic-16	53	0,00	0,09	13-may-17	194	0,00	0,10
24-dic-16	54	0,00	0,09	14-may-17	195	0,77	0,10
25-dic-16	55	0,21	0,09	15-may-17	196	0,01	0,10
26-dic-16	56	2,02	0,08	16-may-17	197	0,00	0,10
27-dic-16	57	0,00	0,08	17-may-17	198	0,00	0,07
28-dic-16	58	0,00	0,08	18-may-17	199	2,35	0,07
29-dic-16	59	0,00	0,08	19-may-17	200	0,01	0,07
30-dic-16	60	0,00	0,08	20-may-17	201	0,00	0,07
31-dic-16	61	0,00	0,08	21-may-17	202	0,00	0,07
01-ene-17	62	0,00	0,08	22-may-17	203	0,00	0,07

Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)	Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)
02-ene-17	63	0,00	0,08	23-may-17	204	0,00	0,07
03-ene-17	64	0,00	0,08	24-may-17	205	0,16	0,07
04-ene-17	65	0,00	0,08	25-may-17	206	2,35	0,06
05-ene-17	66	0,00	0,08	26-may-17	207	0,00	0,06
06-ene-17	67	0,00	0,08	27-may-17	208	0,00	0,06
07-ene-17	68	0,00	0,08	28-may-17	209	0,00	0,06
08-ene-17	69	0,00	0,08	29-may-17	210	0,00	0,06
09-ene-17	70	0,00	0,08	30-may-17	211	0,00	0,06
10-ene-17	71	0,00	0,08	31-may-17	212	0,00	0,06
11-ene-17	72	0,00	0,08	01-jun-17	213	0,00	0,06
12-ene-17	73	0,00	0,08	02-jun-17	214	0,00	0,05
13-ene-17	74	0,00	0,08	03-jun-17	215	0,00	0,05
14-ene-17	75	0,00	0,08	04-jun-17	216	0,00	0,05
15-ene-17	76	0,00	0,08	05-jun-17	217	0,00	0,05
16-ene-17	77	0,00	0,08	06-jun-17	218	0,00	0,05
17-ene-17	78	0,00	0,08	07-jun-17	219	0,28	0,05
18-ene-17	79	0,00	0,08	08-jun-17	220	0,35	0,05
19-ene-17	80	0,00	0,08	09-jun-17	221	0,00	0,05
20-ene-17	81	0,00	0,08	10-jun-17	222	0,00	0,04
21-ene-17	82	0,00	0,08	11-jun-17	223	0,00	0,04
22-ene-17	83	0,00	0,08	12-jun-17	224	0,00	0,04
23-ene-17	84	0,00	0,08	13-jun-17	225	0,00	0,04
24-ene-17	85	0,00	0,08	14-jun-17	226	0,00	0,04
25-ene-17	86	0,00	0,08	15-jun-17	227	0,00	0,04
26-ene-17	87	0,00	0,08	16-jun-17	228	5,61	0,04
27-ene-17	88	0,00	0,08	17-jun-17	229	0,71	0,04
28-ene-17	89	0,00	0,08	18-jun-17	230	0,01	0,07
29-ene-17	90	0,00	0,08	19-jun-17	231	0,00	0,07
30-ene-17	91	0,00	0,08	20-jun-17	232	0,00	0,07
31-ene-17	92	0,00	0,08	21-jun-17	233	0,00	0,07
01-feb-17	93	0,00	0,08	22-jun-17	234	0,09	0,07
02-feb-17	94	0,00	0,08	23-jun-17	235	0,00	0,07
03-feb-17	95	0,00	0,08	24-jun-17	236	0,00	0,07
04-feb-17	96	0,00	0,08	25-jun-17	237	0,00	0,06
05-feb-17	97	0,00	0,08	26-jun-17	238	0,39	0,06
06-feb-17	98	0,00	0,08	27-jun-17	239	0,07	0,06

Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)	Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)
07-feb-17	99	0,00	0,08	28-jun-17	240	0,00	0,06
08-feb-17	100	0,00	0,08	29-jun-17	241	0,00	0,06
09-feb-17	101	0,00	0,08	30-jun-17	242	0,00	0,06
10-feb-17	102	0,00	0,08	01-jul-17	243	0,00	0,06
11-feb-17	103	0,00	0,08	02-jul-17	244	0,00	0,06
12-feb-17	104	0,00	0,08	03-jul-17	245	0,00	0,06
13-feb-17	105	0,00	0,08	04-jul-17	246	0,46	0,08
14-feb-17	106	0,00	0,08	05-jul-17	247	0,00	0,08
15-feb-17	107	0,00	0,08	06-jul-17	248	0,00	0,08
16-feb-17	108	0,00	0,08	07-jul-17	249	0,00	0,08
17-feb-17	109	0,00	0,08	08-jul-17	250	0,00	0,08
18-feb-17	110	0,00	0,06	09-jul-17	251	0,00	0,08
19-feb-17	111	0,00	0,06	10-jul-17	252	0,00	0,08
20-feb-17	112	0,00	0,06	11-jul-17	253	0,00	0,08
21-feb-17	113	0,00	0,06	12-jul-17	254	0,00	0,05
22-feb-17	114	0,00	0,06	13-jul-17	255	0,00	0,05
23-feb-17	115	0,00	0,06	14-jul-17	256	0,00	0,05
24-feb-17	116	0,00	0,06	15-jul-17	257	0,75	0,05
25-feb-17	117	0,00	0,06	16-jul-17	258	0,37	0,05
26-feb-17	118	0,01	0,08	17-jul-17	259	0,21	0,05
27-feb-17	119	0,00	0,08	18-jul-17	260	0,00	0,05
28-feb-17	120	0,00	0,08	19-jul-17	261	0,00	0,05
01-mar-17	121	0,00	0,08	20-jul-17	262	0,00	0,04
02-mar-17	122	0,00	0,08	21-jul-17	263	0,00	0,04
03-mar-17	123	0,09	0,08	22-jul-17	264	0,00	0,04
04-mar-17	124	0,00	0,08	23-jul-17	265	0,32	0,04
05-mar-17	125	0,00	0,08	24-jul-17	266	0,00	0,04
06-mar-17	126	0,00	0,03	25-jul-17	267	0,00	0,04
07-mar-17	127	0,00	0,03	26-jul-17	268	0,00	0,04
08-mar-17	128	0,00	0,03	27-jul-17	269	0,00	0,04
09-mar-17	129	0,00	0,03	28-jul-17	270	0,00	0,05
10-mar-17	130	0,00	0,03	29-jul-17	271	0,00	0,05
11-mar-17	131	0,00	0,03	30-jul-17	272	0,00	0,05
12-mar-17	132	0,00	0,03	31-jul-17	273	0,00	0,05
13-mar-17	133	0,00	0,03	01-ago-17	274	0,00	0,05
14-mar-17	134	0,00	0,04	02-ago-17	275	0,00	0,05

Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)	Fecha	día	P YL antes j SF (cm/d)	Eto estimada MODIS (cm/d)
15-mar-17	135	0,00	0,04	03-ago-17	276	0,00	0,05
16-mar-17	136	0,00	0,04	04-ago-17	277	0,00	0,05
17-mar-17	137	0,41	0,04	05-ago-17	278	0,00	0,08
18-mar-17	138	0,00	0,04	06-ago-17	279	0,00	0,08
19-mar-17	139	0,00	0,04	07-ago-17	280	0,00	0,08
20-mar-17	140	0,00	0,04	08-ago-17	281	0,00	0,08
21-mar-17	141	0,00	0,04	09-ago-17	282	0,20	0,08
				10-ago-17	283	1,21	0,08

Anexo G: Análisis de sensibilidad a variables del flujo en un medio no saturado

Con el modelo HYDRUS-1D se analizó el efecto en la concentración de cloruro en el agua de los poros del suelo, variando entre un mínimo y máximo razonable los valores de los parámetros hidráulicos del suelo: humedad volumétrica saturada (θ_s), conductividad hidráulica saturada (k_s) y porosidad (n), consideradas como las variables de estado que describen el flujo en un medio no saturado descrito por la ecuación de Richards. Se utilizó como insumo los rangos teóricos para suelos con textura franco-limoso y limoso, reportados por distintos autores (Charbeneau, 2000; De Marsily, 1986; Freeze y Cherry, 1979) y se ajustó de acuerdo a las mediciones insitu.

Para el análisis se utiliza la información presentada en la Tabla G-1. Allí se muestran los valores utilizados como caso base y los siete casos analizados. En los casos C₁, C₂ y C₃ se realizan variaciones en la conductividad hidráulica saturada, disminuyendo y aumentando en distinto orden de magnitud. En los casos C₄ y C₅ se varió la porosidad entre un valor menor y un máximo, y en los casos C₆ y C₇ se analizó la humedad saturada. Para todos los casos se cumplió la condición de un medio no saturado estableciendo que el grado de saturación ($S_w = \theta_s/n$) fuese inferior a 1.

Tabla G-1 Valores de los parámetros del suelo considerados en el análisis de sensibilidad

Parámetro	Unidad	Caso base	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄	C ₅	C ₆	C ₇
θ_s	cm ³ /cm ³	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,40	0,27	0,86
k_s	cm/d	12,90	1,29	24,20	31,97	12,90	12,90	12,90	12,90
n	cm ³ /cm ³	1,71	1,71	1,71	1,71	1,41	2,00	1,71	1,71

La concentración de cloruro en la zona no saturada (profundidad de 80 cm) obtenida para el caso base corresponde a $Cl_{znz1} = 7,80$ mg/l (14-06-2017) y $Cl_{znz2} = 16,95$ mg/l (02-08-2017).

Los resultados obtenidos al variar los parámetros se muestran en las Tabla G-2 y Tabla G-3. La concentración de cloruro resultante al variar cada parámetro se denota Cl_{znz}' y ΔCl_{znz} corresponde a la diferencia porcentual de Cl_{znz}' respecto a Cl_{znzj} .

Tabla G-2 Resultados de la variación de los parámetros comparando con Cl_{znz1}

Parámetro	Unidad	Caso	Valor	Cl_{znz1} [mg/l] (caso base)	Cl_{znz}' [mg/l]	ΔCl_{znz} [%]
k_s	cm/d	C ₁	1,29	7,80	0,52	-93
		C ₂	24,20	7,80	10,42	34
		C ₃	31,97	7,80	11,70	50
n	cm ³ /cm ³	C ₄	1,41	7,80	3,49	-55
		C ₅	2,00	7,80	12,05	55
θ_s	cm ³ /cm ³	C ₆	0,27	7,80	17,44	124
		C ₇	0,86	7,80	0,01	-100

Tabla G-3 Resultados de la variación de los parámetros comparando con Cl_{znz2}

Parámetro	Unidad	Caso	Valor	Cl_{znz2} [mg/l] (caso base)	Cl_{znz}' [mg/l]	ΔCl_{znz} [%]
k_s	cm/d	C ₁	1,29	16,95	4,79	-72
		C ₂	24,20	16,95	18,54	9
		C ₃	31,97	16,95	19,14	13
n	cm ³ /cm ³	C ₄	1,41	16,95	12,12	-28
		C ₅	2,00	16,95	19,39	14
θ_s	cm ³ /cm ³	C ₆	0,27	16,95	20,74	22
		C ₇	0,86	16,95	2,03	-88

Según lo que se observa en las tablas anteriores, los parámetros que provocan la mayor variación en la concentración de cloruro en la zona no saturada corresponden a la humedad volumétrica saturada (θ_s) y la conductividad hidráulica saturada (k_s). Al aumentar la θ_s de 0,40 a 0,86 cm³/cm³, se obtiene una disminución del 88% y 100% en la concentración de cloruro. Por otra parte, al disminuir la k_s en un orden de magnitud se obtiene una disminución del 72% y 93% en la concentración de cloruro.

Al observar el efecto que produce la porosidad (n), se nota que al variar este parámetro en sólo 0,3 unidades (restando y sumando al caso base) se producen resultados similares. Al disminuir la porosidad, la concentración de cloruro disminuye en 28% y 55%, y al aumentar este parámetro, se obtiene un aumento del 14% y 55% en la concentración del cloruro.

De acuerdo a los resultados obtenidos en el análisis de sensibilidad, se comprueba que existe dependencia funcional entre las variables de estado que describen el flujo en un medio poroso no saturado. Los parámetros hidráulicos $\theta(h)$ y $K(h)$ que aparecen en la ecuación de Richards son funciones no lineales de la succión matricial (h = presión interna del suelo).