



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TRANSPORTE DE FLUJO EN SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS COMPLEJOS: ANÁLISIS
EN EL SISTEMA HETEROGÉNEO DE SAN FELIPE-LOS ANDES

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN
CIENCIAS, MENCIÓN GEOLOGÍA

DANIEL STIVEN BALZAN ALZATE

PROFESORA GUÍA:
LINDA DANIELE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIEGO MORATA CÉSPEDES
MATÍAS NICOLÁS TAUCARE TORO

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el FSEQ210007 Y FONDAP N°ACE210005

SANTIAGO DE CHILE

2023

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE:** Magister en ciencias, mención geología
POR: Daniel Stiven Balzan Alzate
FECHA: 2023
PROFESORA GUÍA: Linda Daniele

TRANSPORTE DE FLUJO EN SISTEMAS HIDROGEOLÓGICOS COMPLEJOS: ANÁLISIS EN EL SISTEMA HETEROGÉNEO DE SAN FELIPE-LOS ANDES

El complicado futuro delineado para los recursos hídricos, acentúa la necesidad de estudios que permitan entender en detalle todos los factores asociados a su comportamiento. Esto es especialmente relevante para los recursos hídricos subterráneos, que cada vez más desempeñan un papel clave en asegurar la demanda hídrica. Esta Tesis analiza específicamente la zona de San Felipe – Los Andes, donde se han desarrollado trabajos que han permitido comprender la relevancia de la circulación de agua en el medio fracturado y su aporte en la recarga lateral del acuífero de San Felipe – Los Andes. Si bien a la fecha los estudios realizados han mejorado el conocimiento de la circulación de los recursos hídricos subterráneos en San Felipe, aún quedan preguntas acerca de los procesos de recarga y circulación, y tiempos de tránsito en el sistema. Las herramientas computacionales pueden ayudar a resolver algunas de las anteriores preguntas, por tal motivo, el objetivo general de esta tesis es implementar, utilizando el software CrunchFlow, simulaciones numéricas que reproduzcan la circulación del agua subterránea en un medio hidrogeológico simplificado. Así, a partir de la composición fisicoquímica real y una mineralogía simplificada se obtienen los cambios en el tiempo tanto del sistema como del flujo, y los tiempos de circulación de estas aguas. Para lograr los objetivos se han elaborado dos escenarios: (1) un medio poroso equivalente que representa el flujo en dirección horizontal y donde cada celda de la malla representa un valor promedio de conductividad equivalente al transporte en roca fracturada, (2) un medio de fractura discreta incrustada en un medio poroso equivalente donde se evalúa el efecto de la fractura en el aporte a partir de la interacción agua roca a la química de las aguas subterráneas. Los resultados indican que, en general, las facies de las aguas subterráneas en el Frente Occidental Andino corresponden a bicarbonatada-cálcicas ($\text{HCO}_3\text{-Ca}$) como resultado de la interacción con minerales silicatados, como: la anortita y la albita, los cuales presentan una disolución a lo largo del sistema. Además, el enriquecimiento de SO_4 de las aguas subterráneas se puede explicar por la disolución de sulfatos como la alunita. Este mineral, se ha utilizado en las simulaciones como una aproximación de la pirita debido a que con esta no se logró reproducir la hidroquímica de la zona de estudio, la alunita es un mineral que se forma entre 15 a 400 °C por la acción del sulfato, que puede ser formado a partir de la pirita. El control de las especies químicas en el agua es efectuado por la precipitación de calcita, caolinita y ca-montmorillonita. Los resultados obtenidos con el escenario 1 en comparación con los obtenidos del escenario 2 no presentan mayor diferencia. Sin embargo, se considera que la representación del medio poroso fracturado es más acertada de acuerdo a la complejidad que trae la construcción de modelos numéricos en estos medios. Con los modelos ha sido posible reproducir la química de algunos de los manantiales y pozos de la zona de estudio, en un tiempo de simulación entre 50 y 150 años. Las muestras (n°. 5, 25) han sido representadas para todas las escalas temporales en todas las especies químicas analizadas (Na, Ca, SO_4 , HCO_3 , SiO_2 y pH) en cada uno de los escenarios estudiados. Las muestras restantes se han representado en la misma escala temporal, sin embargo, no todas las especies químicas han sido reproducidas adecuadamente en los modelos implementados. Por último, los ajustes realizados para reproducir las características fisicoquímicas entregan una conductividad hidráulica de 4.4×10^{-4} m/s, la cual permitió representar adecuadamente el flujo de aguas subterráneas para el área de estudio.

“Lo que distingue las mentes verdaderamente originales no es que sean las primeras en ver algo nuevo, sino que son capaces de ver como nuevo lo que es viejo, conocido, visto y menospreciado por todos”

Friedrich Nietzsche

AGRADECIMIENTOS

Agradezco al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) ya que ha financiado este magister (Fondap 1520001) y al proyecto liderado por la Dra. Linda Daniele ANID: FONDECYT n° 1170569 (Decoding springs, groundwater and fractured rocks connections at the San Felipe-Los Andes area - Aconcagua basin, Central Chile) ya que es el proyecto sobre el cual se enmarca el desarrollo de esta tesis.

Mi más sincero agradecimiento a mi profesora guía la Dra. Linda Daniele que ha confiado en mí y me ha dado la oportunidad de participar de este proyecto. Ella me ha orientado y apoyado a lo largo de estos 2 años tanto en lo académico como personal. Agradezco también a la profesora Daniela Blessent que desde el primer momento se ha preocupado por mis avances en el magister, estando presente a lo largo de todo el proceso. Agradezco a los profesores Dr. Diego Morata y Dr. Matias Taucare por retroalimentarme durante cada reunión, ya que con sus comentarios me han guiado en esta investigación. Agradecer de forma muy especial al Dr. Matías Taucare que me ha recibido de muy buena forma desde mi primer día en Chile, y que además ha estado siempre brindándome su conocimiento e información sobre la zona de estudio.

Finalmente, agradecer a mi familia que me ha apoyado día tras día en cada una de las decisiones que he tomado, me han dado las fuerzas y la motivación para continuar a pesar de las dificultades que se presentan a lo largo del camino. Pero hacer un reconocimiento muy especial a mi pareja y mi hijo que han sido, son y serán siempre mi mayor apoyo y motivación.

Tabla de contenido

1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	4
2.1. Objetivo general	4
2.2. Objetivos específicos.....	4
3. MODELIZACIÓN NUMÉRICA EN MEDIOS GEOLÓGICOS FRACTURADOS.....	4
3.1. Modelos conceptuales utilizados en el estudio de medios geológicos fracturados	5
4. ÁREA DE ESTUDIO.....	7
4.1. Localización	7
4.2. Marco estructural, tectónico y geológico	8
4.2.1. Zona de la falla de Pocuro.....	9
4.2.2. Formaciones litológicas presentes en la zona de estudio	10
4.3. Hidrología y clima.....	12
4.4. Recursos subterráneos	13
5. METODOLOGÍA	14
5.1. Ecuaciones de transporte reactivo	15
5.2. Configuración del modelo	17
5.2.1. Escenario 1: Medio poroso equivalente o enfoque de continuidad única.....	17
5.2.2. Escenario 2: Enfoque fractura discreta.....	18
5.3. Composición química de las muestras de agua	19
5.4. Mineralogía	21
5.4.1. Cinética de disolución y precipitación de minerales	23
5.5. Configuración del transporte y del flujo.....	24
6. RESULTADOS	27
6.1. Medio poroso equivalente (Escenario 1).....	28
6.2. Fractura continua (Escenario 2)	38
6.2.1. Concentración de especies en las fracturas	43
6.2.2. Concentración de especies en la zona porosa del escenario 2	48
6.3. Análisis de sensibilidad en el modelo de fractura continua.....	53
6.3.1. Sensibilidad del modelo en relación a la apertura de la fractura	54
1. DISCUSIÓN	57
2. CONCLUSIONES	63
3. BIBLIOGRAFÍA.....	65

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Modelos conceptuales de medios porosos fracturados. Modificado de (Berre et al., 2019)	7
Figura 2. Localización de la zona de estudio	8
Figura 3. Geología de la zona de estudio (a) Localización de la Cuenca del Aconcagua y los principales dominios morfoestructurales. (b) Ubicación del área de estudio. (C) Mapa geológico del área de estudio. Tomado de Taucare et al (2020).....	12
Figura 4. Modelo conceptual medio poroso equivalente.	18
Figura 5. Modelo conceptual fractura discreta.	18
Figura 6. Diagrama de estabilidad para los silicatos cálcicos. Pv: Muestras de lluvia; Mt: Muestras de manantial; Pz: Muestras de pozos.	22
Figura 7. Índices de saturación (IS) para las muestras Pv, Mt1 y Mt2 resultados de la especiación e Phreeqc.....	23
Figura 8. Modelo conceptual para el medio poroso equivalente (Escenario 1) y fractura individual (Escenario 2)	27
Figura 9. Variación del pH en función del espacio (Puntos de control) y del tiempo.	28
Figura 10. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales silicatados a lo largo de 150 años de simulación.	30
Figura 11. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de la alunita a lo largo de 150 años de simulación.....	31
Figura 12. Variación de la porosidad (%) en el sistema a lo largo de 150 años de simulación.....	32
Figura 13. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales secundarios a lo largo de 150 años de simulación.	33
Figura 14. Gráficos Na y Ca en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años	35
Figura 15. Gráficos SiO ₂ en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años	36
Figura 16. Gráficos SO ₄ y HCO ₃ en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.	37
Figura 17. Gráficos pH en función a la altura, con rangos de pH obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.....	38
Figura 18. Variación del pH en función del espacio (Puntos de control) y del tiempo en el medio poroso y la fractura.....	39
Figura 19. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales silicatados a lo largo de 150 años de simulación en el medio fracturado.	40
Figura 20. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de la alunita a lo largo de 150 años de simulación en el medio fracturado.....	41
Figura 21. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales secundarios a lo largo de 150 años de simulación en el medio fracturado	42

Figura 22. Gráficos Na y Ca en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en la fractura.	44
Figura 23. Gráficos SiO ₂ en función a la altura, con rangos de concentración obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en la fractura.	45
Figura 24. Gráficos SO ₄ y HCO ₃ en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en la fractura.	46
Figura 25. Gráficos pH en función a la altura, con rangos de pH obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.	48
Figura 26. Gráficos Na y Ca en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en el medio poroso.	50
Figura 27. Gráficos SiO ₂ en función a la altura, con rangos de concentración obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en el medio poroso.	51
Figura 28. Gráficos SO ₄ y HCO ₃ en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que en el medio poroso del escenario 2.	52
Figura 29. Gráficos pH en función a la altura, con rangos de pH obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en el medio poroso del escenario 2.	53
Figura 30. Gráficos de variación de Ca y Na en función a la altura, con rangos obtenidos a partir de la simulación a 0, 50 y 100 años en la composición química que circula en la fractura del escenario 2 y en el análisis de sensibilidad del modelo respecto a la fractura.	55
Figura 31. Gráficos de variación de SO ₄ y HCO ₃ en función a la altura, con rangos obtenidos a partir de la simulación a 0, 50 y 100 años en la composición química que circula en la fractura del escenario 2 y en el análisis de sensibilidad del modelo respecto a la fractura.	56
Figura 32. Diagrama de Piper para las muestras de agua de la zona de estudio.	58
Figura 33. Diagrama de Schöeller-Berkalof para las muestras de agua de la zona de estudio.	59

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Composición química de las aguas en el frente occidental andino	20
Tabla 2. Descripción de las reacciones de disolución y precipitación de los minerales primarios y secundarios.	25

1. INTRODUCCIÓN

La cantidad de agua dulce en el planeta corresponde aproximadamente al 3% del agua total; donde solo el 0.5% está disponible para consumo humano, lo que sitúa en un escenario crítico la disponibilidad del recurso hídrico de cara al futuro (Oki y Kanae, 2006). De hecho, la creciente demanda del recurso hídrico ha puesto de manifiesto la necesidad de planteamientos globales y soluciones integradas, ante el complicado panorama de la escasez hídrica (Megdal, 2018; Chen et al., 2019) que se ve impulsada por fenómenos como: el crecimiento poblacional, la globalización y el calentamiento global, generando así, que el uso del agua se haya multiplicado por seis en los últimos cien años (Wada et al., 2016).

En zonas áridas o semiáridas la disponibilidad del recurso hídrico es crítica, y es en este contexto, donde el agua subterránea se presenta como una alternativa para satisfacer la demanda hídrica, cuya sustentabilidad depende de políticas de gestión adecuada que impidan el agotamiento por excesos en su extracción. El uso intensivo del agua subterránea conlleva modificaciones importantes al ciclo hidrológico local y regional; y afecta sus relaciones con las aguas superficiales, tanto en calidad como en cantidad (Custodio et al., 2013; Oyarzún et al., 2014).

Los escenarios del cambio climático de Chile para el 2040-2070 prevén que las precipitaciones tengan una disminución entre un 25% y 35%, con un aumento de la temperatura promedio entre 2 y 4°C (Garreaud et al., 2017; Garreaud et al., 2020; IPCC, 2021). De hecho, en la última década, Chile Central se ha visto afectado por una disminución de las precipitaciones, lo que ha llevado a un alarmante desbalance entre la demanda y la oferta de los recursos hídricos (Boisier et al., 2016; Garreaud et al., 2019).

Además, En Chile central se concentra la mayor parte de la población del país con aproximadamente 12 millones de habitantes, es decir, casi el 70% de la población chilena (Figueroa et al., 2021) y es donde se desarrolla una considerable actividad agrícola, relevante desde una perspectiva socioeconómica.

Como consecuencia de todo esto en Chile central, la extracción de agua subterránea se ha convertido prácticamente en el sustento para el desarrollo socioeconómico de las comunidades, ya sea para uso agrícola, doméstico y/o industrial. Así lo demuestra el

significativo aumento de los otorgamientos de derechos para la extracción de agua subterránea en Chile Central, cuyo uso (88%) está principalmente destinado a la agricultura (Taucare et al., 2020).

Por lo que comprender el funcionamiento de los sistemas acuíferos es fundamental en la implementación de políticas sostenibles para la gestión de los acuíferos (Simmers, 1997). En este sentido en Chile, el rol de la cordillera de los Andes en el ciclo subterráneo del agua los recursos hidrogeológicos, no ha sido analizado en detalle, a pesar de ser un escenario clave para la evaluación de los procesos de recarga y de circulación de las aguas subterráneas del país. Estos acuíferos tradicionalmente han sido explotados sin considerar el medio rocoso fracturado con el cual están en contacto. Estudios recientes han demostrado que la Cordillera Principal tiene características geológicas y estructurales que permiten la conexión hidráulica con los acuíferos aluviales de los valles en la Depresión Central (Figueroa et al., 2021; Taucare et al., 2020). Este hecho ha constituido una modificación de los modelos conceptuales de los acuíferos de Chile Central, mostrando la necesidad de incluir las rocas fracturadas como unidades hidrogeológicas de transporte y eventual almacenamiento de aguas subterráneas (e.i. procesos de recarga, zonas preferentes de recarga y tiempos de residencia).

Finalmente, en este complejo escenario, el entendimiento de los sistemas hidrogeológicos y la definición del comportamiento de los flujos, ya sean locales, intermedios o regionales, contribuyen al entendimiento en cierta medida de la sustentabilidad del recurso hídrico (Janos et al., 2018), ayudando a determinar su uso potencial. Una de las herramientas que ayuda a comprobar y cuantificar aspectos hidrogeológicos relevantes y aún no conocidos de los diferentes sistemas hidrogeológicos, son los modelos de transporte reactivo (Turner et al., 2015). Los modelos de transporte reactivo son herramientas que a través de un código numérico (software) desarrollan el acoplamiento entre reacciones químicas y transferencia de masa, es decir, reacciones homogéneas o heterogéneas (Bryan y Thompson, 2001), proporcionando un mejor entendimiento de los procesos de flujo de agua subterránea en los sistemas hidrogeológicos, además, entregando estimaciones de los tiempos de residencia, y de la interacción entre los fluidos con las diferentes litologías, desempeñando un rol crítico en el establecimiento de los patrones de circulación de las aguas subterráneas (Taillefer et

al., 2018). El campo de la modelización de transporte reactivo se ha ampliado de forma considerable en los últimos tiempos ayudando a resolver hipótesis relacionadas con las ciencias de la tierra, estos modelos permiten una evaluación detallada del transporte y las reacciones acopladas, con una investigación general de los procesos de control en escalas de tiempo geológicas. En otras palabras, los modelos de transporte reactivo ayudan a orientar los datos levantados en campo, y en particular permiten vincular la modelización con estudios hidrogeoquímicos (MacQuarrie y Mayer, 2005).

En la cuenca del río Aconcagua, se ha determinado la presencia de patrones de circulación subterránea en rocas fracturadas, sin embargo, aún existe incertidumbre sobre los mecanismos de circulación y los procesos de transporte que determinan estos patrones, y que pueden ser estimados mediante la modelación numérica a partir de las características hidrogeoquímicas, geológicas y estructurales conocidas.

El tiempo de tránsito y residencia del agua subterránea es un factor importante no solo para entender el funcionamiento hidrogeológico (i.e. entender el origen, la recarga y procesos de interacción agua-roca) sino para poder adoptar medidas adecuadas y sustentables de gestión. Por tal motivo, en esta Tesis de Magister, se aborda la evaluación de los posibles tiempos de residencia de las aguas subterráneas que fluyen desde la Cordillera Principal hacia la Depresión Central mediante la implementación de modelos de transporte reactivo. Estos permitirán estimar los tiempos de tránsito que existen en el sistema representado, y de cuantificar los procesos de interacción agua-roca desde las zonas de recarga hasta el contacto con el acuífero aluvial del río Aconcagua en la Depresión Central. Se han implementado escenarios de simulación que representan los distintos patrones de flujo definidos en trabajos recientes y que dan cuenta de una circulación subterránea compleja en el Frente Occidental Andino (Figueroa et al., 2021; Taucare et al., 2020).

2. OBJETIVOS

2.1.Objetivo general

En base a las consideraciones realizadas, esta memoria se centra el análisis de las aguas del Frente Occidental Andino con el objetivo de determinar los tiempos de tránsito de las aguas subterráneas de la cuenca del Río Aconcagua, utilizando modelos numéricos de transporte reactivo implementando escenarios de medio poroso equivalente y de fractura discreta para las simulaciones.

2.2.Objetivos específicos

- Implementar modelos numéricos considerando un transporte reactivo mediante el software CrunchFlow en distintos escenarios.
- Determinar la interacción agua roca que contribuye a la composición química de los manantiales presentes en el Frente occidental andino.
- Estimar el tiempo de simulación necesario para reproducir la química encontrada en el Frente occidental andino.

3. MODELIZACIÓN NUMÉRICA EN MEDIOS GEOLÓGICOS FRACTURADOS.

La circulación del agua subterránea se da en diferentes contextos asociados a medios porosos y/o fracturados, estos últimos, pueden constituir importantes conductos o barreras para los flujos de aguas subterráneas (Singhal y Gupta, 2010). Los estudios de medios fracturados presentan un alto grado de complejidad, determinado por sus propiedades intrínsecas, algunas de las cuales son la densidad y geometría, la orientación y la conectividad de las fracturas (Neuman, 2005; Mäkel, 2007; Singhal y Gupta, 2010; Gudmundsson, 2011). En la actualidad, la modelización hidrogeológica se ha convertido en un instrumento importante para el estudio y la gestión de los recursos hídricos subterráneos (Kauffeldt et al., 2013), siempre más indispensables en el desarrollo socioeconómico de muchas zonas del planeta, y especialmente en las áridas y semiáridas.

En el estudio de las aguas subterráneas, un modelo numérico es eficiente si se basa en un modelo conceptual anclado a la realidad, es decir, si la representación numérica que se

desarrolla por medio de la solución de ecuaciones diferenciales es alimentada con información levantada en la construcción de los modelos conceptuales, los cuales se construyen a partir de datos locales; para entregar respuestas significativas para el entendimiento de los sistemas hidrogeológicos (Kresic y Mikszewski, 2012). En otras palabras, los modelos numéricos son representaciones simplificadas de la realidad que utilizan para simular y predecir propiedades y condiciones de los sistemas hidrogeológicos (Prickett, 1975), ya que permiten una evaluación detallada del transporte y reacciones acopladas, o estudios generales de los procesos en escalas de tiempo geológicas (MacQuarrie et al., 2005). El campo de la modelación numérica enfocada en los modelos de transporte reactivos ha crecido en las últimas décadas con el desarrollo de softwares tales como PHREEQC, HPx, PHT3D, OpenGeoSys (OGS), HYTEC, ORCHESTRA, TOUGHREACT, eSTOMP, HYDROGEOCHEM, CrunchFlow, MIN3P y PFLOTRAN (MacQuarrie et al., 2005; Steefel et al., 2014), los cuales tienen un amplio uso en la resolución de problemas del ámbito de las Ciencias de la Tierra, entre la modelización, los modelos de transporte reactivo son una herramienta útil para cuantificar los procesos de interacción agua-roca, permitiendo estudiar la transferencia de especies entre el medio sólido y el recurso hídrico, y así relacionar datos hidrogeoquímicos con los tiempos de circulación en el medio considerado, en el caso de esta Tesis de Magister, el medio fracturado con la implementación del software CrunchFlow.

3.1. Modelos conceptuales utilizados en el estudio de medios geológicos fracturados

La representación de las fracturas en la modelización numérica es abordada desde diferentes configuraciones de modelos que varían en su complejidad, dificultad de implementación y capacidad computacional (Figura 1). En este sentido, el modelo conceptual más sencillo que se adopta para estudiar los medios fracturados es utilizando un medio poroso equivalente o enfoque continuo equivalente (Blessent, 2009). Este tipo de modelos consideran una representación implícita de las fracturas; es decir, son una simplificación respecto a la discretización ya que, en lugar de representar fallas individuales, establece en cualquier punto del espacio un valor único para cada parámetro, como la permeabilidad y la porosidad, permitiendo una simulación continua para el flujo (Berre, 2019). Históricamente, este enfoque ha sido el primero utilizado para modelar el flujo y el transporte en medios

fracturados (Bodin et al., 2003). El método es aplicado usualmente cuando las discontinuidades del medio rocoso se encuentran uniformemente distribuidas definiendo un escenario caracterizado por un alto grado de conectividad. Un modelo de mayor complejidad respecto a los modelos de porosidad equivalente, es el que considera un enfoque de doble permeabilidad o doble porosidad, también conocidos como modelos duales, donde el medio geológico fracturado es representado implícitamente por dos porosidades y dos permeabilidades que describen las fracturas y la matriz con diferentes valores. Para la matriz se establece la porosidad y permeabilidad primaria, mientras que la porosidad y permeabilidad secundaria es establecida para las fracturas (Huyakorn et al., 1984; Blessent et al., 2013). En la representación de los modelos de doble porosidad no se considera flujo en la matriz, mientras que en el modelo de doble permeabilidad se considera un flujo entre la matriz y la fractura, ya que es representada como un medio poroso con características diferentes. Los modelos de fractura discreta individual representan mayor complejidad en comparación con los modelos de porosidad equivalente y dual (\emptyset), ya que, se establece una representación explícita de la fractura. En este tipo de modelos se considera la fractura individual como un espacio vacío ($\emptyset=100$) entre la matriz, lo que conlleva a que la advección domine en la fractura mientras que en la matriz domina la difusión. Los modelos con red de fracturas son más complejos, estos se pueden abordar utilizando dos planteamientos de acuerdo con su complejidad: (1) Red de fracturas, donde no consideran el flujo en la matriz circundante de las fracturas; (2) Medio poroso con red de fracturas, en el cual se considera un aporte del flujo tanto en la matriz como en las fracturas (Blessent, 2009).

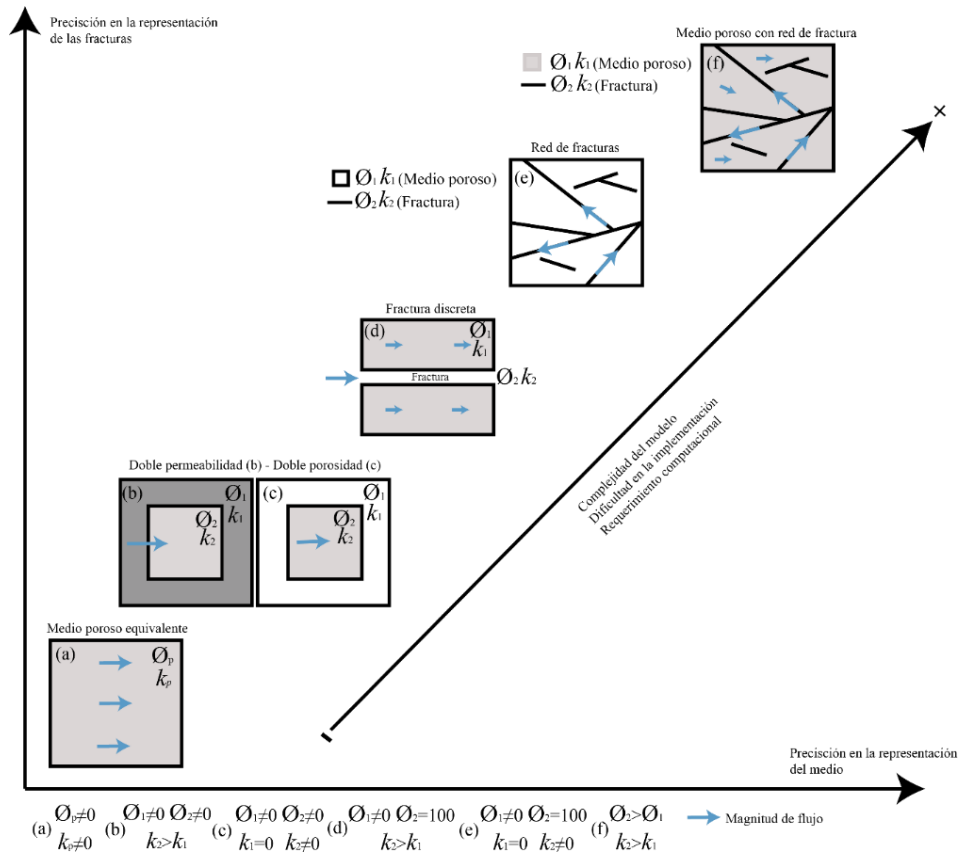


Figura 1. Modelos conceptuales de medios porosos fracturados. Modificado de (Berre et al., 2019)

4. ÁREA DE ESTUDIO

4.1. Localización

El estudio se realizó en del Frente Occidental Andino, más específicamente en San Felipe- Los Andes, perteneciente en la cuenca semiárida del Río Aconcagua de Chile Central 32°50'S (Figura 2). La cuenca del río Aconcagua que es una de las principales cuencas del centro de Chile; se encuentra ubicada a unos 80 Km al norte de Santiago, la capital de Chile, extendiéndose desde su nacimiento hasta la desembocadura en el mar a la altura de Concón (DGA, 2004). En San Felipe- Los Andes se presenta un control estructural en su comportamiento hidrogeológico dado por la Zona de falla Pucuro (ZFP; Carter y Aguirre 1965), evidenciado por los numerosos manantiales con composiciones químicas diferentes, los cuales sugieren patrones de circulación en rocas fracturadas (Hauser, 1997; Benavente et al., 2016; Taucare et al., 2020; Figueroa et al., 2021). La ZFP es una zona de deformación frágil de 150 km de largo y 4 km de ancho.

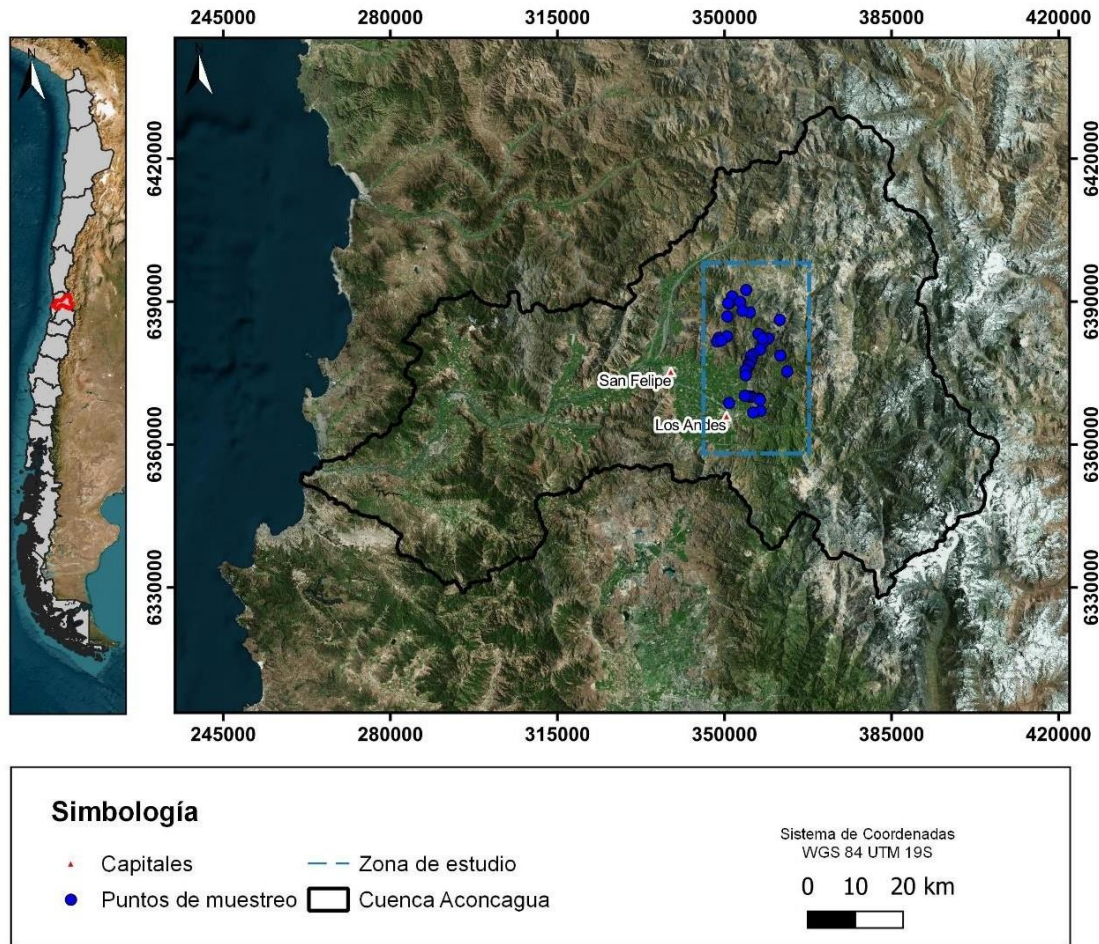


Figura 2. Localización de la zona de estudio

4.2. Marco estructural, tectónico y geológico

Los Andes son un orógeno activo de tipo subducción que se extiende a lo largo del margen occidental de Sudamérica, entre las latitudes $32,0^{\circ}\text{S}$ y $36,0^{\circ}\text{S}$, el régimen tectónico de los Andes Centrales del Sur se rige por la naturaleza de la interacción entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental sudamericana, con un acimut de convergencia actual de $\text{N}78^{\circ}\text{E}$ y un movimiento absoluto de la placa oceánica de 57 mm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998; Angermann et al., 1999; Wang et al., 2018). A lo largo de este segmento de los Andes se producen notables variaciones en la geometría de las losas y en el vulcanismo de la placa superior (Jordan et al., 1983; Cahill e Isacks, 1992; Tassara et al., 2006). Al norte de $33,0^{\circ}\text{S}$, y hasta $27,0^{\circ}\text{S}$, en el segmento de losa plana pampeana (Ramos et al., 2002), el ángulo de subducción es inferior a 10° , y los Andes tienen una dirección de tendencia NS sin

volcanismo activo. Al sur de 33,0°S, el ángulo de subducción es en promedio de 30°, y los Andes tienen una dirección de tendencia ~N15°E con volcanismo activo expresado en la Zona Volcánica del Sur (Stern et al., 2007). Estas variaciones se atribuyen a la coexistencia de la Dorsal de Juan Fernández subducida y el Oroclinal del Maipo (Gutscher et al., 2000; Yáñez et al., 2001, 2002; Farías et al., 2010; Martinod et al., 2010; Arriagada et al., 2013; Horton et al., 2022). Una flotabilidad positiva de la placa de Nazca en subducción, inducida por la Dorsal de Juan Fernández descendente, ha contribuido al aplanamiento de la losa, aumentando el acoplamiento entre placas al norte de 33,0°S. A su vez, el Oroclinal del Maipo es un límite volcano-tectónico, donde un régimen tectónico compresional controla los volcanes entre 33,5°S y 34,5°S, mientras que los situados al sur de 34,5°S están controlados por uno dextral-transpresional (Cembrano y Lara, 2009). La configuración tectónica previamente descrita se refleja en la forma actual de los Andes Centrales del Sur a lo largo de siete dominios morfo-tectónicos continentales paralelos a la trinchera, de oeste a este (Cembrano et al., 2007; Giambiagi et al., 2016a): Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal, Precordillera, Antepaís y Sierras Pampeanas.

4.2.1. Zona de la falla de Pocuro

La Zona de Falla de Pocuro (ZFP) consiste en un cinturón fracturado de 2,0 km de ancho que se extiende a lo largo de 150 km entre las latitudes 31,8°S y 33,1°S. Esta zona de falla de escala regional limita el Frente Andino Occidental (es decir, el flanco occidental de la Cordillera Principal) con la Cordillera de la Costa y la Depresión Central al norte y al sur de la latitud ~32,8°S, respectivamente, a lo largo de la región de transición entre el segmento de planicie pampeana y la Zona Volcánica Austral. Debido a su compleja arquitectura, tanto la cinemática y el momento de la deformación como su papel en la orogenia andina han sido objeto de debate en la comunidad geológica andina. La ZFP fue reportada por primera vez como una falla normal de buzamiento oeste que bordea el margen oriental del anteriormente considerado graben de la Depresión Central (Carter y Aguirre, 1965). Posteriormente, Rivano et al. (1993) describieron la ZFP como una falla extensional con componentes de deslizamiento de rumbo sin especificar su temporalidad. Basándose en datos estratigráficos y geocronológicos, Jara y Charrier (2014) han interpretado al menos dos etapas contraccionales para la ZFP en base a la presencia de discordancias angulares, actuando como

una falla inversa de buzamiento este entre el Cretácico tardío y el Paleógeno, así como entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano. La ZFP se ha agrupado en las fallas de cabalgamiento andinas occidentales, en las que la falla de San Ramón, de buzamiento este y rumbo NS, se ha considerado como su prolongación hacia el sur (Barrientos et al., 2004; Charrier et al., 2005; Farías et al., 2008, 2010). La falla de San Ramón es una falla inversa activa situada en las estribaciones del frente andino occidental adyacente a la zona urbana de Santiago a 33,5°S (Armijo et al., 2010; Díaz et al., 2014; Vargas et al., 2014; Estay et al., 2016; Ammirati et al., 2019; Yáñez et al., 2020).

4.2.2. Formaciones litológicas presentes en la zona de estudio

El área de estudio se localiza donde la ZFP fue reportada por primera vez (Carter y Aguirre, 1965). Una serie de rocas intrusivas del Cretácico tardío-Paleoceno ($68,0 \pm 10,0$ Ma - $56,0 \pm 2,1$ Ma) y del Mioceno temprano ($21,0 \pm 0,2$ Ma - $15,0 \pm 0,8$ Ma) están presentes en el área de estudio (Drake et al., 1982; Parada et al., 1988; Rivano et al., 1993; Fuentes et al., 2002). Las rocas estratigráficas consisten en una secuencia continental depositada a finales del Cretácico-principios del Mioceno (Figura 3):

- Formación Las Chilcas (Cretácico tardío), que se encuentra a lo largo del flanco oriental de la Cordillera de la Costa, aproximadamente entre 32,0°S y 35,2°S. Esta formación comprende ~6000 m de basaltos, andesitas y rocas piroclásticas intercaladas por capas sedimentarias, y calizas como capas subordinadas datadas entre $105,7 \pm 3,3$ Ma y $82,7 \pm 5,7$ Ma (Rivano et al., 1993; Wall et al., 1999; Sellés y Gana, 2001; Tunik y Álvarez, 2008; Boyce et al., 2020).
- La Formación Lo Valle (Cretácico tardío) aflora como inselbergs en la Depresión Central, principalmente entre 32,8°S y 33,5°S. Esta formación consiste en 700-1800 m de toba dacítica con intercalaciones de andesitas porfíricas datadas entre $73,3 \pm 0,5$ Ma y $65,0 \pm 2,0$ Ma, dispuestas inconformemente sobre la Formación Las Chilcas (Gana y Wall, 1997; Boyce et al., 2020).
- La Formación Abanico (Eoceno tardío-Mioceno temprano) se localiza en la Cordillera Principal, aproximadamente entre 32,0°S y 36,0°S. Esta formación comprende ~3000 m de andesitas, basaltos y rocas piroclásticas intercaladas con conglomerados, areniscas y fangos, datados entre $37,2 \pm 0,2$ Ma y $20,9 \pm 0,3$ Ma,

depositados inconformemente sobre formaciones cretácicas (Fuentes et al., 2002; Nystrom et al., 2003; Muñoz et al., 2006; Jara y Charrier, 2014; Piquer et al., 2015, 2017; Muñoz-Gómez et al., 2020; Mardones et al., 2021).

- La Formación Farellones (Mioceno temprano) aflora en la parte más alta de la Cordillera Principal, aproximadamente entre 32,0°S y 34,0°S. Esta formación es una secuencia de 1000-2500 m de espesor de toba dacítica-riolítica, andesitas y riolitas, datada entre $22,7 \pm 0,4$ Ma y $16,7 \pm 0,2$ Ma, que yace inconforme sobre la Formación Abanico (Vergara et al., 1988; Rivano et al., 1990; Fuentes et al., 2002; Nystrom et al., 2003; Deckart et al., 2005; Armijo et al., 2010; Jara y Charrier, 2014; Piquer et al., 2015, 2017; Riesner et al., 2017, 2018).

En cuanto a los sedimentos no consolidados, la cuenca de la Depresión Central está rellena principalmente por depósitos aluviales y fluviales con un promedio de 200 m de espesor, según lo informado en un estudio técnico hidrogeológico (DGA, 2015). Las rocas de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal están parcialmente cubiertas por depósitos aluviales, coluviales y de deslizamiento de algunas decenas de metros de espesor (Antinao y Gosse, 2009; Estay, 2019).

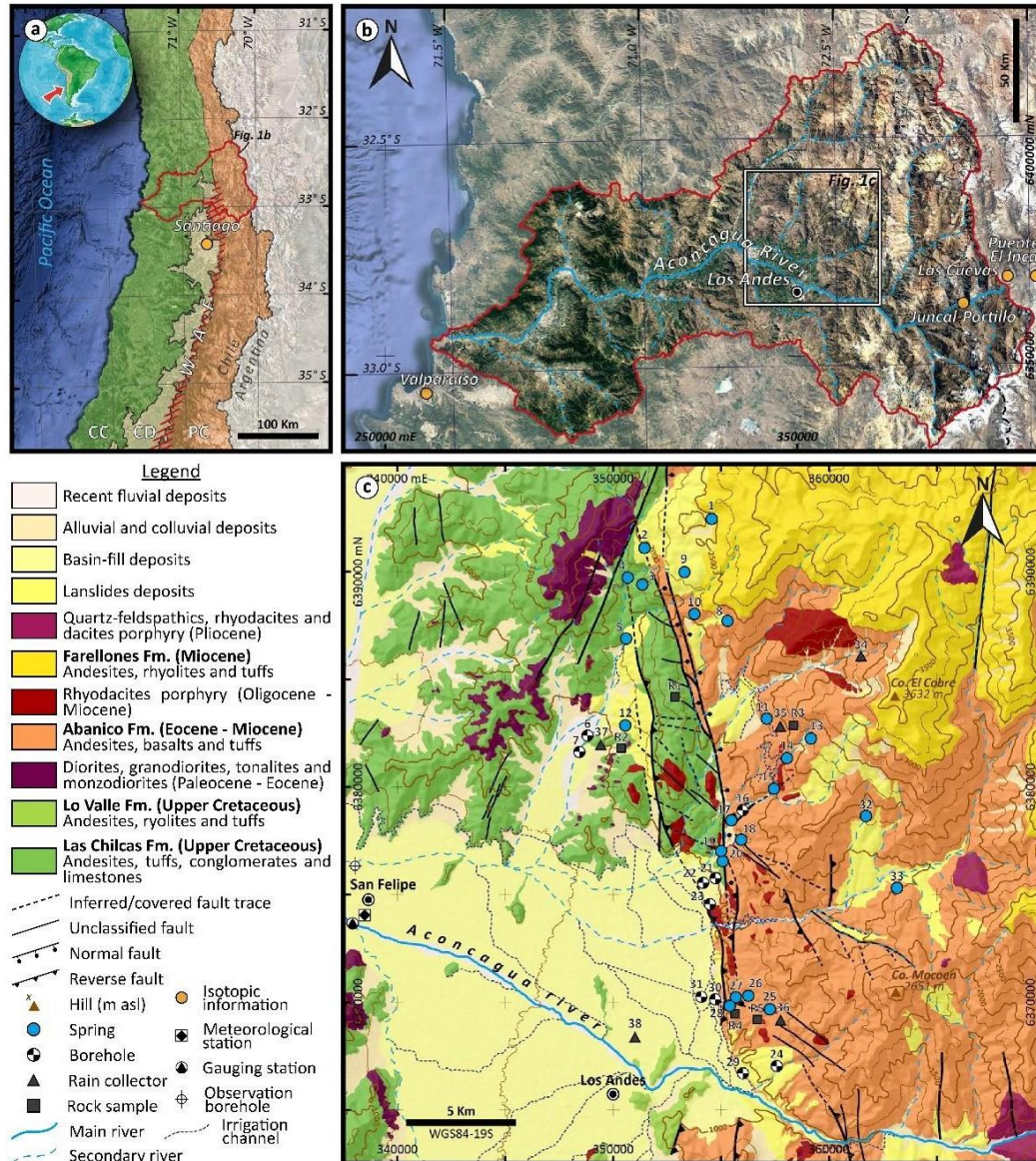


Figura 3. Geología de la zona de estudio (a) Localización de la Cuenca del Aconcagua y los principales dominios morfoestructurales. (b) Ubicación del área de estudio. (c) Mapa geológico del área de estudio.

Tomado de Taucare et al (2020)

4.3. Hidrología y clima

La cuenca del Río Aconcagua se extiende entre las latitudes $32^{\circ}20'$ y $33^{\circ}07'$ sur y entre los meridianos $71^{\circ}31'$ y $70^{\circ}0'$ de longitud oeste, cuenta con una extensión aproximada de 7.337 km^2 . El río principal es el Aconcagua, este presenta una longitud de 142 km hasta su desembocadura. El río Aconcagua recibe aportes en la zona alta de los ríos Blanco y

Colorado; en la zona media del río Putaendo y los esteros Jahuel y Pocuro; en la zona baja los aportes los recibe desde el estero Catemu, los Loros y Limache (DGA, 2004).

Esta cuenca es caracterizada por un clima semiárido con una temperatura promedio de 15 °C y con una variación entre -5°C en el periodo invernal y 38° en el verano (DGA, 2016). La precipitación media anual registrada en la cordillera de la costa es aproximadamente de 395 mm/año, en la depresión central alcanza una precipitación promedio de 280 mm/año. Por último, en la cordillera principal con una precipitación promedio de 620 mm/año según la base de datos de la Dirección General de Aguas (DGA) disponible en el sitio web de la DGA (www.dga.cl). Gran parte de las precipitaciones se originan en el Océano Pacífico y se producen durante el invierno (Barrett et al., 2009; Garreaud, 2009). Además, La Cordillera Principal actúa como una barrera orográfica que aísla el flanco occidental de los Andes chilenos de la influencia del Océano Atlántico (Barrett et al., 2009). Los periodos húmedos (con aproximadamente el 65% de la precipitación) y secos ocurren durante las fases de La Niña y El Niño, respectivamente. La cuenca presenta un régimen hidrológico mixto, donde en su zona alta y media el régimen es caracterizado como nival, mientras que en la zona baja se caracteriza como un régimen pluvial. Los arroyos son alimentados por la precipitación en las temporadas invernales, mientras que las aguas subterráneas y el deshielo en las partes altas sostienen el flujo base del río durante los periodos secos (Ohlanders et al., 2013). Esta cuenca ha sufrido una importante disminución en los caudales de sus ríos como consecuencia de la “Megasequía” que se extiende a lo largo de la última década, con un significativo déficit de lluvias del 25 al 45% en comparación con el periodo 1980-2010 (Boisier et al., 2016; Garreaud et al., 2017) ocasionando la sequía de algunos de sus principales ríos.

4.4. Recursos subterráneos

Los estudios hidrogeológicos se han centrado generalmente en acuíferos aluviales ubicados en valles y fondos de cuenca, no considerando las relaciones de las rocas fracturadas circundantes en la recarga de los acuíferos aluviales, tal como se puede observar en los siguientes trabajos (Muñoz et al., 2003; Rojas y Dassargues, 2007; Oyarzún et al., 2014; Jordan et al., 2015; Ribeiro et al., 2015; Muñoz et al., 2016; Oyarzún et al., 2016; Salas et al., 2016; Fernández et al., 2017; Urrutia et al., 2018; Viguier et al., 2018, 2019; Valois et al., 2020). Por tal motivo, investigadores han realizado estudios hidrogeoquímicos, geoquímicos,

geofísicos y estructurales que han dado cuenta de la importancia de la recarga lateral desde roca fractura a los acuíferos aluviales de Chile central.

Los modelos numéricos de los procesos de recarga de los acuíferos Aluviales en la depresión central no han considerado el aporte de los flujos de agua subterránea provenientes de la cordillera principal (DGA, 2015, 2019). En contraste, A lo largo del Frente Occidental Andino se ha evidenciado circulación de aguas subterráneas (Taucare et al., 2020) a partir de la presencia de manantiales a lo largo de toda su extensión que fluyen a través de un medio fracturado. Estos manantiales son recargados por infiltración indirecta como resultado de las precipitaciones, además, el deshielo que se produce por encima de los 2.000 msnm (Taucare et al., 2020). Por otro lado, Figueroa et al (2021) ha descifrado rutas de flujo de la recarga que se origina en la cordillera principal y abastece los acuíferos adyacentes en la Depresión Central.

5. METODOLOGÍA

En los estudios de modelación de aguas subterráneas, el desarrollo de un modelo conceptual es seguido por la traducción del sistema físico en ecuaciones matemáticas conocidas que integren las condiciones iniciales y de contorno. Estas ecuaciones se resuelven numéricamente a través de un algoritmo computacional que es establecido en códigos de computadora para representar adecuadamente los procesos hidrogeológicos. La gran variedad de códigos y enfoques numéricos que se utilizan para la simulación de transporte reactivo en entornos subsuperficiales hace casi imposible que cualquier código incluya todas las capacidades potenciales o que se ejecute en todas las arquitecturas computacionales (Steeffel et al., 2015). Con el fin de determinar especies primarias y secundarias, además de obtener información sobre índices de saturación (IS), es decir, de la capacidad que tienen las aguas de disolver o precipitar algunas fases minerales, se utiliza Phreeqc (Parkhurst y Appelo, 1999), este software fue diseñado para realizar una gran variedad de cálculos geoquímicos en medios acuosos. Las capacidades actuales de Phreeqc incluyen modelado directo e inverso y cálculos de transporte unidimensional con una amplia gama de procesos físicos y químicos (Steeffel et al., 2015). Los procesos de transporte reactivo que se pretenden reproducir, son ejecutados a través del software Crunchflow, que según Steeffel et al (2015), se basa en una discretización de volumen finito de las ecuaciones diferenciales parciales acopladas que rigen

el flujo, el transporte de solutos, el equilibrio multicomponente y las reacciones cinéticas en medios porosos y/o fluidos. Implementa dos enfoques para acoplar reacciones y transporte en tiempo de ejecución (1) un enfoque implícito global que resuelve el transporte y las reacciones simultáneamente (hasta dos dimensiones); (2) un enfoque de división de tiempo u operador (hasta tres dimensiones).

5.1. Ecuaciones de transporte reactivo

La modelización de transporte reactivo se realizó con el código CrunchFlow (Steeffel et al., 2015), que resuelve numéricamente el balance de masas de los solutos expresado como:

$$\frac{\partial(\phi C_j)}{\partial t} = \nabla(D\nabla C_j) - \nabla(qC_j) + R_j \quad (j = 1,2,3, \dots, n) \quad \text{(Ecuación 1)}$$

donde ϕ es la porosidad, C_j es la concentración del componente j (mol m^{-3}), q es la velocidad Darcy ($\text{m}^3 \text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$), R_j es la tasa de reacción total que afecta al componente j ($\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$) y D es el coeficiente combinado de dispersión-difusión ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$).

El coeficiente de dispersión-difusión (D) es definido como la suma del coeficiente de dispersión mecánica o cinemática y el coeficiente de difusión molecular en el agua dividido por el factor de resistividad de formación (F), el coeficiente es descrito por la siguiente ecuación:

$$D = D^* + \frac{D_0}{F} \quad \text{(Ecuación 2)}$$

La velocidad de reacción total R_j se encuentra dada por:

$$R_j = - \sum v_{jm} R_m \quad \text{(Ecuación 3)}$$

donde R_m es la tasa de precipitación o disolución del mineral “m” en ($\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$), y v_{jm} es el número de moles de j en el mineral m .

Las leyes de velocidad de reacción utilizadas en los cálculos se expresan como:

$$R_m = A \sum_{m, T} k_{m,T} a^{n_{H^+}} \left(\prod_i a_{i,q}^{n_i} \frac{IAP}{K_{eq}} \right)^{m_1} \left(1 - \left(\frac{IAP}{K_{eq}} \right)^{m_2} \right)^{m_1} \quad \text{(Ecuación 4)}$$

donde A_m es la superficie reactiva del mineral en $m^2_{\text{mineral}} m^{-3}_{\text{medio}}$, $k_{m,T}$ es la constante de velocidad de reacción ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$), $a^{\text{H}^+}_{\text{H}^+}$ es el término que describe el efecto del pH en la velocidad, a^{ni}_i es el término que describe un efecto catalítico/inhibitorio por parte de otra especie en la velocidad, IAP es el producto de actividad iónica de la solución con respecto al mineral, K_{eq} es la constante de equilibrio para la reacción de disolución, m_1 y m_2 son los parámetros que afectan a la dependencia de la tasa del estado de saturación de la solución. La constante de velocidad a la temperatura T (K) se calcula a partir de:

$$k_{m,T} = k_{m,25} \exp\left(\frac{E_a}{R} \left(\frac{1}{T_{25}} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (\text{Ecuación 5})$$

donde $k_{m,25}$ es la constante de velocidad a 25 °C, E_a es la energía de activación aparente de la reacción global (J mol^{-1}) y R es la constante de gas ($\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$).

El cambio en la superficie del mineral A_m ($m^2_{\text{mineral}} m^{-3}_{\text{medio}}$) debido a la disolución es:

$$A_m = A^{\text{initial}}_m \left(\frac{\emptyset_m}{\emptyset_{(i)m}}\right)^{\frac{2}{3}} \left(\frac{\emptyset}{\emptyset_{(i)}}\right)^{\frac{2}{3}} \quad (\text{Ecuación 6})$$

Cambios dados por la precipitación se describen:

$$A_m = A^{\text{initial}}_m \left(\frac{\emptyset}{\emptyset_{(i)}}\right)^{\frac{2}{3}} \quad (\text{Ecuación 7})$$

Donde $\emptyset_{(i)m}$ es la fracción volumétrica inicial del mineral m y $\emptyset_{(i)}$ es la porosidad inicial del medio. Esta formulación garantiza que a medida que la fracción de volumen de un mineral llega a cero, también lo hace su superficie. Además, tanto en el caso de los minerales que se disuelven como en el de los que precipitan, el término $(\emptyset / \emptyset_{(i)})^{2/3}$ requiere que la superficie de un mineral en contacto con el fluido llegue a cero cuando la porosidad del medio llega a cero. Esta formulación se utiliza principalmente para los minerales primarios (es decir, los minerales con fracciones de volumen iniciales > 0). En el caso de los minerales secundarios que precipitan, se utiliza el valor de la superficie aparente inicial especificado siempre que se produzca la precipitación. Si esta fase se disuelve posteriormente, se utiliza la formulación anterior con una fracción volumétrica inicial arbitraria de 0,01.

5.2. Configuración del modelo

Existen diferentes enfoques para abordar la modelización de medios rocosos fracturados (Sección 3.1), los cuales permiten tener una representación de la fractura dentro de los modelos. En este trabajo se han planteado dos escenarios de estudio con un enfoque en medio poroso equivalente y fractura discreta. Lo anterior tiene por objetivo cuantificar los procesos de interacción agua-roca determinando la transferencia de moles entre la fase líquida y sólida, y así relacionar datos hidrogeoquímicos con tiempos de tránsito, considerando la química de las aguas medidas en campo.

El modelo ha sido construido en un archivo de texto, denominado archivo input, sobre el cual se definen mediante palabras clave todos los aspectos relacionados con la simulación: Tamaño de paso, métodos de resolución de las ecuaciones diferenciales, estado de saturación, datos de salida, discretización, parámetros fisicoquímicos, condiciones iniciales, condiciones de contorno y parámetros de flujo.

Para los dos escenarios planteados en este trabajo se definen algunos parámetros comunes y diferenciales. Entre los parámetros comunes se encuentra el tamaño de paso, el método de resolución de las ecuaciones diferenciales (GIMRT), estado de saturación, datos de salida, parámetros fisicoquímicos y condiciones iniciales. Mientras que los parámetros diferenciales son la discretización (distribución de la malla) y las condiciones de flujo.

5.2.1. Escenario 1: Medio poroso equivalente o enfoque de continuidad única

Este tipo de modelos son una representación implícita de las fracturas, es decir, tanto la permeabilidad como la porosidad presentan un valor promedio a lo largo del modelo. Considerando la alta densidad de fracturas y una orientación preferencial de circulación de aguas subterráneas noroeste. (Taucare et al., 2020) se ha planteado un escenario como medio poroso equivalente.

La estructura del modelo utilizado es un bloque rectangular 2D de 200 metros de largo y 100 metros de profundidad, con condición inicial de temperatura del agua subterránea de $T = 25^{\circ}\text{C}$ y con condiciones de borde que permiten un flujo del agua subterránea de izquierda a derecha para una permeabilidad constante (Figura 4).

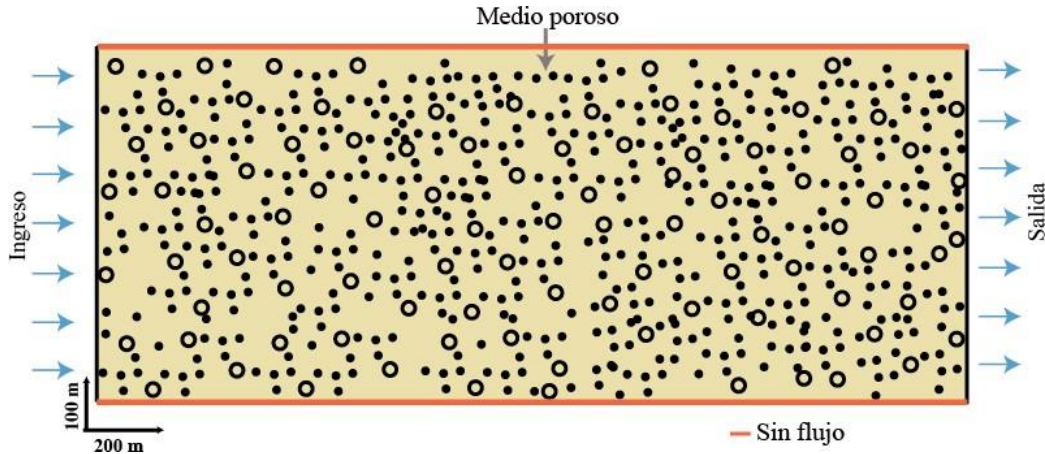


Figura 4. Modelo conceptual medio poroso equivalente.

5.2.2. Escenario 2: Enfoque fractura discreta

Este tipo de modelos son una representación explícita de las fracturas, en estos casos una fractura en un medio poroso se puede establecer como un espacio vacío o con material de relleno, ya sea permeable o impermeable. Este escenario evalúa el transporte reactivo en un bloque rectangular 2D con dimensiones de 200 m de largo y 100 m de profundidad, con una fractura (Espacio vacío) incrustada en el medio poroso. La permeabilidad de la fractura es mayor en comparación con la permeabilidad de la matriz. La condición inicial de temperatura es de 25°C y con condiciones de borde que permiten un flujo del agua subterránea de izquierda (Figura 5).

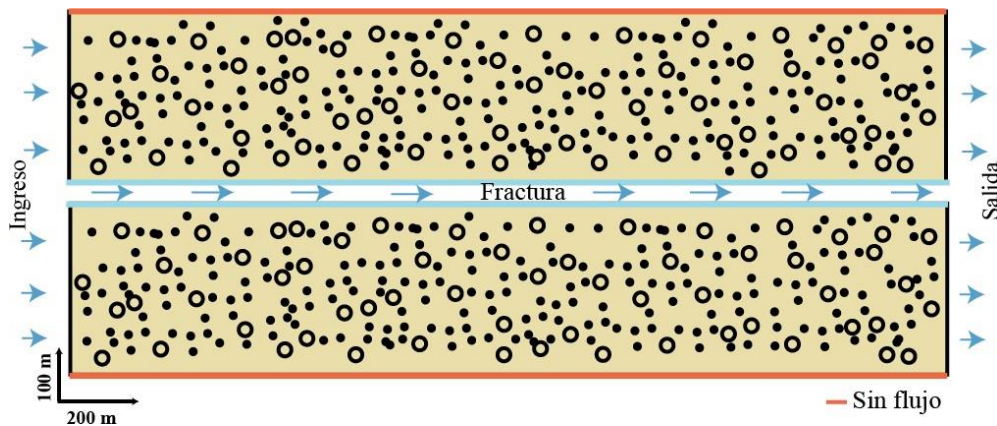


Figura 5. Modelo conceptual fractura discreta.

5.3. Composición química de las muestras de agua

La composición química de agua inicial (agua de lluvia) es la misma para las simulaciones de los dos escenarios planteados en este trabajo. El modelo utiliza las muestras (Tabla 1) reportadas por Taucare et al (2020), estas fueron utilizadas para estudiar los procesos de circulación y recarga del Frente Occidental Andino, el cual intenta ser representado en este modelo. La química de agua elegida es una muestra de agua lluvia tomada a una altura de 1962 msnm (Id=35), la cual se considera en el presente trabajo como representativa de la recarga. Además, se han utilizado dos muestras de manantiales (Id=2 y 3) para realizar la especiación en Phreeqc y evaluar los índices de saturación de las fases minerales que pueden aportar a la composición química de las aguas presentes en el frente de montaña. Las muestras restantes son utilizadas para evaluar las características definidas del medio y la composición química del agua inicial permiten reproducir su química.

Tabla 1. Composición química de las aguas en el Frente Occidental Andino (Taucare et al., 2020).

Id	Fuente	Altitud (msnm)	T°C	pH	EC (µS/cm)	Elementos mayoritarios (ppm)								Elementos traza (ppb)					
						SiO ₂	Cl	SO ₄	HCO ₃	NO ₃	Na	K	Ca	Mg	Li	B	As	Sr	Ba
1	Manantial	2465	27,7	8,17	31	11,0	0,08	0,9	15,1	0,21	0,42	-	3,08	0,40	-	3,30	0,40	17,50	2,19
2	Manantial	1933	13,5	7,38	84	20,9	0,44	2,9	44,1	2,45	4,66	0,13	10,45	0,83	-	8,38	0,86	18,02	0,62
3	Manantial	1562	20,4	8,40	190	15,8	1,07	18,7	89,8	0,34	31,88	0,51	7,09	0,23	1,36	20,11	1,40	5,54	0,62
4	Manantial	1515	14,9	7,82	278	22,2	0,92	4,2	174,6	0,43	11,88	-	42,68	4,30	0,83	49,98	2,72	77,13	4,19
5	Manantial	1246	17,2	8,47	277	23,1	1,63	24,3	131,4	5,64	17,28	0,37	36,78	4,11	2,89	78,69	8,35	176,64	5,49
6	Pozo	938	22,4	7,16	519	32,6	7,91	78,5	225,8	12,87	28,08	1,47	67,22	14,11	2,56	147,19	3,71	309,07	23,76
7	Pozo	895	23,2	7,48	703	33,9	23,34	41,5	338,6	34,97	20,92	1,67	105,36	17,63	5,08	56,64	0,97	439,92	48,00
8	Manantial	2380	21,0	7,09	168	18,0	0,50	2,4	73,2	0,34	5,00	-	16,38	1,57	-	6,28	0,62	54,08	1,39
9	Manantial	2301	12,5	7,95	96	26,0	0,96	2,5	37,6	2,29	6,88	0,49	9,16	1,05	-	6,54	1,17	24,87	1,73
10	Manantial	2085	13,3	7,90	144	18,0	0,24	11,5	85,4	2,70	9,10	-	20,16	1,39	0,25	13,12	1,51	49,79	1,86
11	Manantial	1784	21,9	7,13	186	20,1	2,75	39,6	70,2	0,11	17,10	0,40	18,32	1,86	2,33	186,69	3,29	118,91	0,84
12	Manantial	1128	21,5	7,43	647	29,5	5,92	185,6	164,7	9,90	26,68	2,35	74,88	22,70	6,18	110,45	12,27	287,32	15,80
13	Manantial	2179	23,4	6,97	204	20,1	1,68	44,8	82,4	1,01	6,13	1,38	29,80	2,91	1,43	176,80	12,51	58,28	0,69
14	Manantial	1783	18,9	7,41	330	21,7	1,21	52,7	161,7	2,43	9,11	0,54	54,76	6,98	0,98	185,46	1,59	104,05	1,92
15	Manantial	1490	21,0	8,52	272	25,0	2,10	34,9	140,3	2,89	17,55	1,04	38,30	4,12	1,27	130,16	7,80	81,64	1,24
16	Pozo	1283	22,2	7,36	412	24,9	2,89	73,4	180,0	5,67	17,19	0,63	60,86	9,50	1,26	118,95	9,28	142,56	6,33
17	Manantial	1239	22,8	7,14	461	26,2	3,41	74,7	225,8	5,42	19,55	0,38	71,22	10,95	1,91	117,23	1,69	67,90	4,31
18	Manantial	1157	25,7	8,19	484	27,0	4,03	56,0	241,0	5,17	29,10	0,04	65,59	8,60	3,27	88,69	2,99	253,80	5,33
19	Manantial	1088	21,0	7,10	575	28,1	4,89	97,7	265,4	9,47	24,80	0,27	86,22	15,29	3,25	122,95	2,84	125,17	0,58
20	Manantial	1077	22,3	7,22	557	29,9	4,55	73,6	286,8	11,78	24,96	0,69	78,14	16,55	4,65	111,04	12,74	332,71	1,92
21	Pozo	980	21,0	7,54	686	32,0	5,86	93,6	305,1	9,48	28,80	0,65	88,80	16,77	3,22	123,07	5,06	381,86	61,06
22	Pozo	973	23,2	7,55	644	37,0	6,01	77,5	244,1	16,43	29,10	0,63	85,88	17,01	3,85	121,06	5,73	399,18	67,20
23	Pozo	939	21,4	7,77	581	34,0	7,18	56,4	244,1	37,50	32,70	0,53	62,96	15,69	5,48	102,67	6,78	379,10	8,63
24	Pozo	1146	20,8	7,43	570	31,0	12,21	22,3	192,3	11,90	24,15	0,51	48,43	8,01	1,46	25,15	2,69	290,66	2,51
25	Manantial	1088	23,7	7,45	275	31,6	2,48	10,1	170,8	9,02	17,54	0,64	34,50	6,62	3,34	21,71	3,24	136,20	2,21
26	Manantial	993	19,8	7,37	402	26,8	8,67	33,4	201,4	7,27	21,12	3,91	47,92	9,98	8,23	62,69	9,13	341,36	3,11
27	Manantial	981	20,6	7,66	390	26,0	6,19	36,3	195,3	6,92	23,20	0,73	47,00	9,97	8,73	68,05	8,87	345,97	3,27
28	Manantial	975	24,1	7,95	579	24,8	14,26	55,4	302,0	4,39	33,82	6,47	71,88	15,69	2,30	85,81	5,06	421,58	14,84
29	Pozo	919	18,9	6,99	1188	25,8	60,17	166,4	197,1	10,29	48,20	0,90	105,35	12,10	58,66	209,41	22,05	927,64	11,48
30	Pozo	918	18,6	7,59	710	27,0	30,01	140,9	256,3	9,66	30,90	0,93	93,95	17,66	14,30	53,77	3,98	715,44	14,52
31	Pozo	889	-	7,68	1026	25,8	28,04	141,6	256,3	9,35	32,00	1,42	102,65	17,30	14,12	73,70	3,00	753,15	24,57
32	Manantial	1701	11,5	7,96	83	17,6	0,50	10,2	42,7	0,83	1,03	0,24	12,13	1,32	-	16,07	1,40	19,97	1,04
33	Manantial	1456	18,0	7,72	341	22,9	1,697	62,6	134,2	-	15,46	-	46,20	4,34	0,97	84,95	2,84	125,17	0,58
34	Lluvia	2715	15,7	5,87	14	-	1,01	0,7	1,0	1,59	0,30	0,73	1,79	0,00	-	-	0,21	3,66	4,05
35	Lluvia	1965	15,6	6,17	45	0,3	0,53	2,1	16,9	-	0,45	1,16	6,89	0,22	0,54	24,30	1,73	11,36	2,32

5.4. Mineralogía

En el desarrollo de este trabajo se utiliza una mineralogía simplificada para representar el dominio sólido del Frente Occidental Andino en los dos escenarios planteados (Medio poroso equivalente y fractura discreta). La mineralogía utilizada ha sido descrita por Fuentes et al (2004) y Taucare et al (2020). Además, de acuerdo a la composición química encontrada en la zona de estudio, e implementado una especiación en Phreeqc se ha complementado la mineralogía a partir de la información obtenida de 3 muestras de agua (Id= 2, 3 y 35) representativas de la recarga en la zona de estudio (Figura 6). La mineralogía utilizada consiste en: (1) Minerales silicatados formadores de roca (albita, anortita y sílice amorfa), los cuales normalmente son el resultado de la cristalización del magma en la superficie, con excepción de la sílice amorfa. Estas fases minerales son muy comunes en rocas volcánicas y rocas intrusivas; (2) Piroxeno (Diópsido), estos son formados a partir de la cristalización de magmas; (3) Sulfuros (Alunita), esta fase mineral ha sido utilizada para representar el aporte del SO_4 a la composición química de las aguas presentes en la zona de estudio.

Los minerales secundarios utilizados son: (1) Calcita, es una fase mineral muy dinámica que puede formarse tanto en ambientes hidrotermales como en ambientes de baja temperatura (20-30°C) siendo resultado de la sobresaturación de Ca y HCO_3 de aguas subterráneas; (2) Arcillas (Caolinita y Ca-montmorillonita) las cuales ha sido establecidas como producto de la meteorización de las plagioclasas (principalmente anortita). Además, de acuerdo al diagrama de estabilidad de los silicatos cálcicos (Figura 6) las muestras tomadas por Taucare et al (2020) para la zona de estudio se encuentran en la zona de estabilidad entre caolinita y ca-montmorillonita.

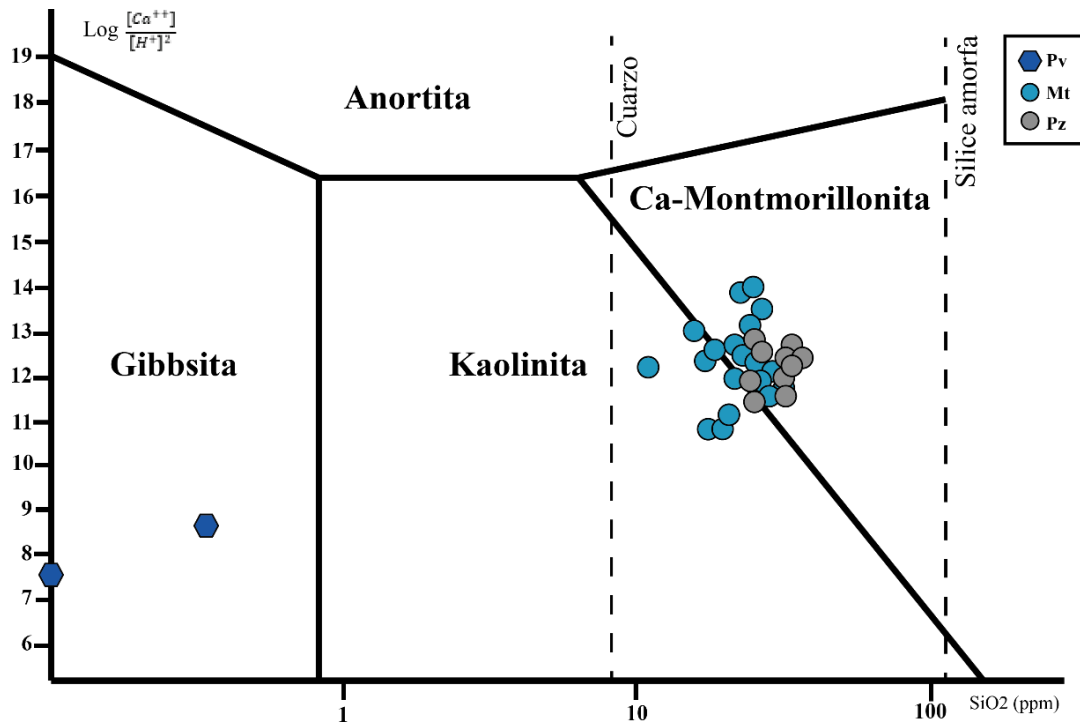


Figura 6. Diagrama de estabilidad para los silicatos cálcicos. Pv: Muestras de lluvia; Mt: Muestras de manantial; Pz: Muestras de pozos.

La Figura 7 muestra los IS calculados en Phreeqc con la base de datos (Wateq4f) para las muestras Id=2,3 y 35 presentes en el Frente Occidental Andino. Los IS para la muestra Id=35 indican que todas las fases minerales implementadas en los modelos se encuentran subsaturadas, esto es debido a que al ser una muestra de lluvia la concentración de iones disueltos es similar al límite de detección de los equipos utilizados, por tanto, el error de balance iónico es alto (>10%). Mientras que para las muestras Id=2 y 3 indican que las fases minerales que probablemente se disolvieron fueron los silicatos, el piroxeno y el sulfato; además, las fases que probablemente precipitan son las arcillas. Si bien la calcita se ha utilizado como mineral secundario, de acuerdo a los IS para las muestras esta fase mineral se encuentra levemente subsaturada. De igual forma es utilizada como mineral secundario ya que de acuerdo a Taucare et al (2020) esta fase mineral se encuentra como material de relleno en algunas de las fracturas de la zona de estudio.

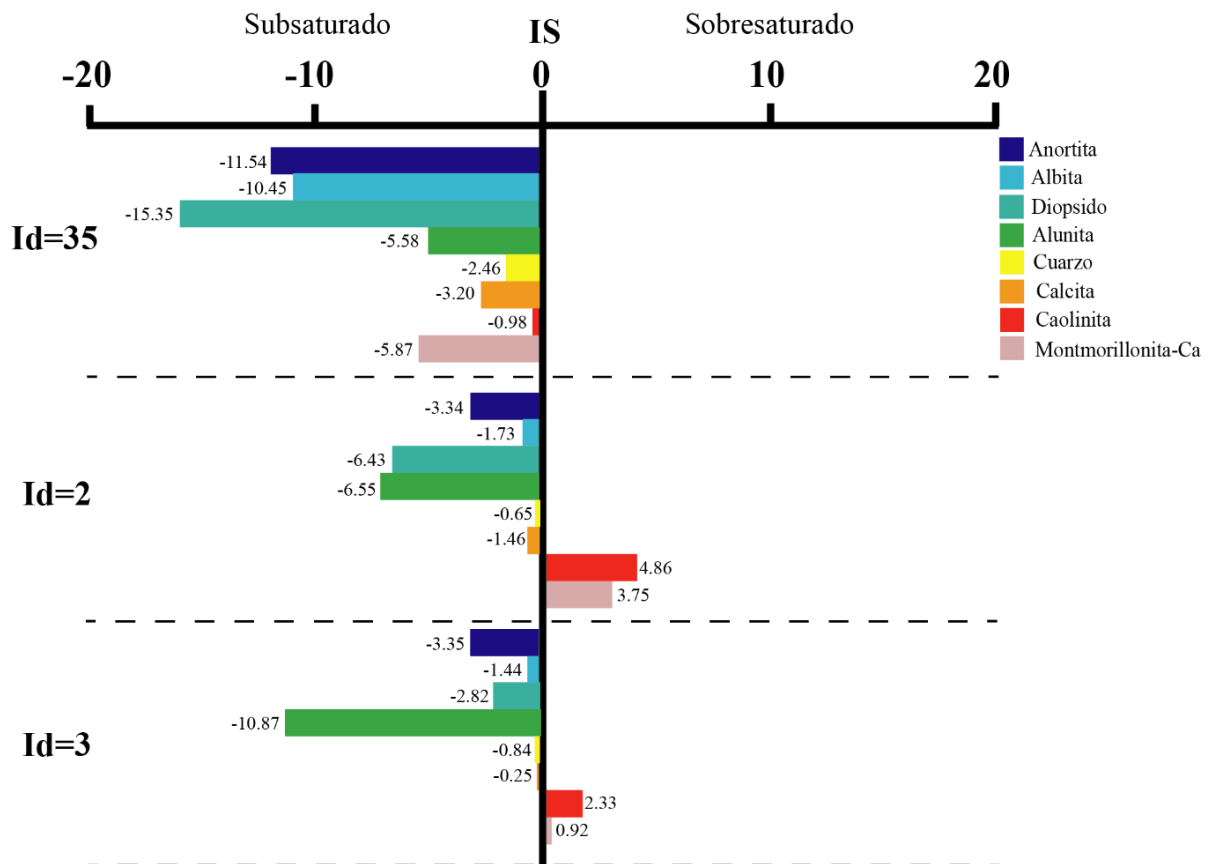


Figura 7. Índices de saturación (IS) para las muestras Pv, Mt1 y Mt2 resultados de la especiación e Phreeqc.

5.4.1. Cinética de disolución y precipitación de minerales

La cinética de disolución y precipitación de fases minerales toma la forma de la siguiente ecuación (Lasaga, 1984; Aagaard y Helgeson, 1982; Hellmann y Tisserand, 2006) que es basada en la ley de tasas “TST”:

$$R = A_{bulk} k \left[1 - \exp\left(\frac{-\Delta G_r}{RT}\right) \right] \quad (\text{Ecuación 8})$$

Donde R es la velocidad de reacción para un mineral ($\text{mol m}^{-3} \text{s}^{-1}$), A_{bulk} es la superficie reactiva ($\text{m}^2 \text{ mineral} / \text{m}^3 \text{ medio poroso}$), k es la cinética de disolución o precipitación para la reacción ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) y ΔG_r es la energía de activación de Gibbs.

Las constantes de velocidad de disolución y precipitación para las fases minerales se eligieron a partir de valores publicados (Tabla 1). Los valores establecidos para el área de superficie reactiva (SSA) se han ajustado a la obtención de resultados que se encontraran en el rango de las concentraciones para muestras de la zona de estudio. Es importante tener en cuenta

que la ley de velocidad depende linealmente de la cinética de disolución o precipitación y del SSA (Perez et al., 2019)

5.5. Configuración del transporte y del flujo

En rocas fracturadas los procesos de transporte son gobernados por la difusión molecular y la dispersión hidrodinámica. La difusión molecular consiste en que las fases disueltas se mueven de los puntos de mayor concentración a los de menor concentración, mientras que la dispersión hidrodinámica considera tanto la difusión como la dispersión mecánica, siendo la dispersión mecánica la provocada por el movimiento del fluido en el medio. Cada uno de estos procesos aporta de forma diferente el transporte de solutos, dependiendo de la presencia de fracturas o de la matriz porosa (Tang et al., 1981; Therrien y Sudicky, 1996).

La difusión molecular es un proceso físico sobre el cual los solutos se transportan de acuerdo a un gradiente de concentración, es decir, desde regiones de mayor concentración a regiones de menor concentración por movimiento molecular aleatorio. Este proceso físico es regido por la primera ley de Fick:

$$F = -D^* \frac{dC}{dx} \quad (\text{Ecuación 9})$$

Donde F representa el flujo de masa por unidad de tiempo, D^* es el coeficiente de difusión efectiva, C es la concentración y $\frac{dC}{dx}$ representa el gradiente de concentración entre dos puntos situados a una distancia x. Considerando los dos escenarios planteados en este trabajo el coeficiente de difusión molecular utilizado es de 1×10^{-8} m²/año siendo resultado de la calibración del modelo.

La dispersión hidrodinámica es un proceso que vincula la dispersión mecánica y la difusión molecular que se define como:

$$D_L = \alpha_L v + D^* \quad (\text{Ecuación 10})$$

$$D_t = \alpha_t v + D^* \quad (\text{Ecuación 11})$$

Donde α_L y α_t representan al coeficiente de dispersividad dinámica longitudinal y transversal respectivamente, v es igual a la velocidad del flujo (Darcy/ $\emptyset_{\text{efectiva}}$) y D^* es igual a la difusión molecular efectiva.

Tabla 2. Descripción de las reacciones de disolución y precipitación de los minerales primarios y secundarios.

Mineral	Reacción estequiométrica de los minerales primarios	Vol (%)	SSA (m ² g ⁻¹)	Log k _m (mol m ⁻² s ⁻¹)	Fuente
Anortita	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2)\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Ca}^{++}$	40	1E-05	-9.12	Palandri y Kharaka, 2004
Albita	$2\text{Na}(\text{AlSi}_3)\text{O}_8 + 2\text{H}^+ + 9\text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + 2\text{Na}^+ + 4\text{H}_4\text{SiO}_4$	35	3E-03	-11.88	Marty et al., 2014
Diópsido	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 4\text{H}^+ + 2\text{H}_2\text{O} \Leftrightarrow \text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++} + 2\text{H}_4\text{SiO}_4$	10	1E-05	-10.15	Quiroga, 2020
Silice amorfa	$\text{SiO}_2 \Leftrightarrow \text{SiO}_{2(\text{aq})}$	10	1E-05	-13.39	Quiroga, 2020
Alunita	$\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6 \rightarrow \text{K}^+ + 3\text{Al}^+ + 2\text{SO}_4^{--} + 6\text{OH}$	0.15	1E-03	-10.25	Marty et al., 2014
Calcita	$\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ \Leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{++}$	-	1	-6.72	Marty et al., 2014
Caolinita	$\text{Al}_2(\text{Si}_2\text{O}_5)(\text{OH})_4 + 6\text{H}^+ \Leftrightarrow 2\text{Al}^{+++} + 2\text{SiO}_{2(\text{aq})} + 5\text{H}_2\text{O}$	-	1	-13.65	Marty et al., 2014
Ca-montmorillonita	$\text{Ca}_{0.16}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O} + 6\text{H}^+ \Leftrightarrow 0.165\text{Ca}^{++} + 0.33\text{Mg}^{++} + 1.67\text{Al}^{+++} + 4\text{SiO}_{2(\text{aq})} + 4\text{H}_2\text{O}$	-	1	-12	Quiroga, 2020

La velocidad de flujo es descrita por la ley de Darcy:

$$q = -k \frac{dh}{dL} \quad (\text{Ecuación 12})$$

Donde q es la velocidad de Darcy, k es la conductividad hidráulica y $\frac{dh}{dL}$ representa el gradiente hidráulico.

En el escenario 1, de acuerdo al perfil conceptual propuesto por Taucare et al (2020), donde la diferencia altitudinal y la distancia horizontal entre la zona de recarga y el acuífero aluvial es de 1440 msnm y 8 km, respectivamente, el gradiente hidráulico es de 0.18. Por su parte, la conductividad hidráulica a utilizar es tomada del modelo conceptual propuesto por Welch y Allen (2014) para un flujo medio en rocas fracturadas, con un valor de 4.4×10^{-6} m/s (Figura 8).

El escenario 2 considera una fractura como un espacio vacío incrustada en el medio poroso, de esta forma el flujo en la fractura se ha definido como constante h_e igual a 0.005 l/s. El flujo es inyectado y extraído en los bordes de la fractura (derecho e izquierdo respectivamente). En el medio poroso del escenario 2 se han mantenido las condiciones del escenario 1 (Figura 8).

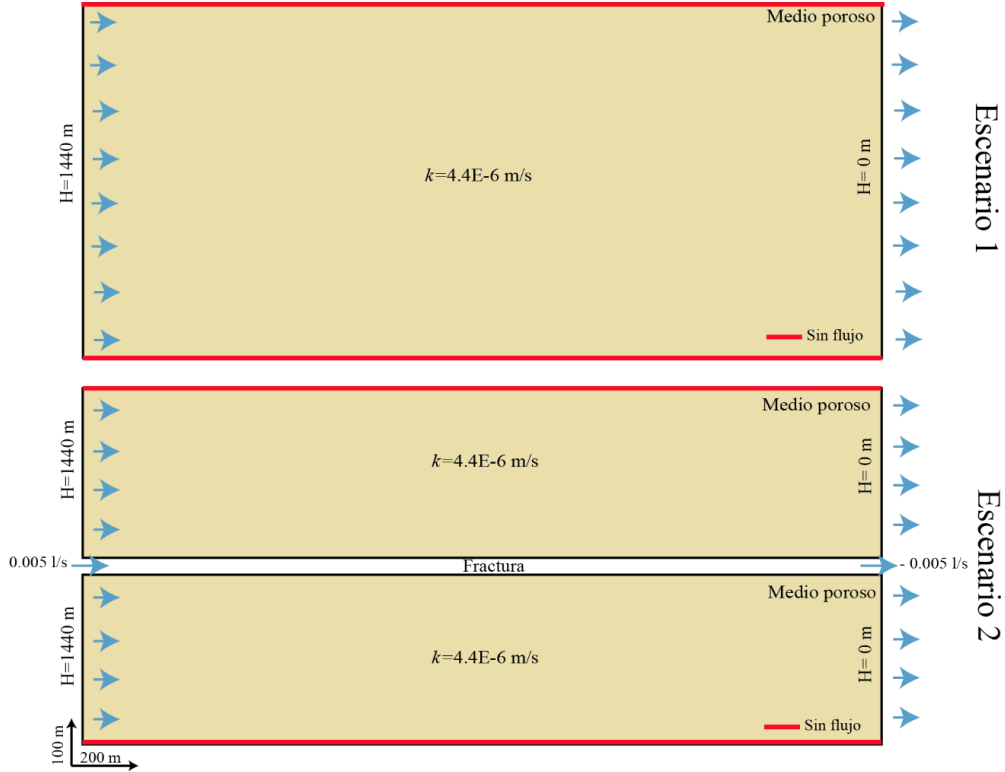


Figura 8. Modelo conceptual para el medio poroso equivalente (Escenario 1) y fractura individual (Escenario 2)

6. RESULTADOS

Las simulaciones son construidas a partir de dos escenarios que incluyen el ingreso de agua lluvia en condiciones de flujo saturado. Cada uno de los escenarios estudiados son abordados e interpretados individualmente ya que presentan configuraciones diferentes en la representación del medio fracturado (Condiciones de flujo y discretización). En esta sección se presentan los resultados obtenidos de la interacción agua-roca en las condiciones establecidas (sección 5) para cada escenario. Se expone el efecto de la interacción agua-roca en el pH del agua, la transferencia de masa de diferentes especies químicas (Na, Ca, SiO₂, HCO₃ y SO₄), la evolución del medio en función a la disolución de minerales primarios y precipitación de minerales secundario. Finalmente, se plantean los rangos de tiempo sobre los cuales se logran reproducir la química de las aguas en la zona de estudio.

6.1. Medio poroso equivalente (Escenario 1)

El modelo de transporte reactivo en medio poroso consiste en un bloque 2D de 200 m de largo y 100 m de ancho el cual es recargado por agua lluvia, este transporte es producido bajo un sistema completamente saturado (100%). Se considera un flujo constante de 25 m/año para reproducir la circulación del agua pluviométrica utilizada como recarga y caracterizada por baja conductividad ($45 \mu\text{S}/\text{cm}$), temperatura de $15.6 \text{ }^\circ\text{C}$ y pH de 6.17.

En la Figura 9 se observa la variación del pH a lo largo del tiempo en 4 puntos de control. Teniendo en cuenta que el pH inicial de la muestra de agua lluvia que ingresa al sistema reacciona rápidamente con las fases minerales, el pH disminuye a 5.6, donde posteriormente, este presenta un aumento. Además, se observa que de acuerdo a la escala del modelo a medida que se avanza en cada punto de control el pH es mayor y que este se estabiliza aproximadamente a los 20 años de simulación, como resultado de la interacción del agua con las fases minerales presentes en el medio.

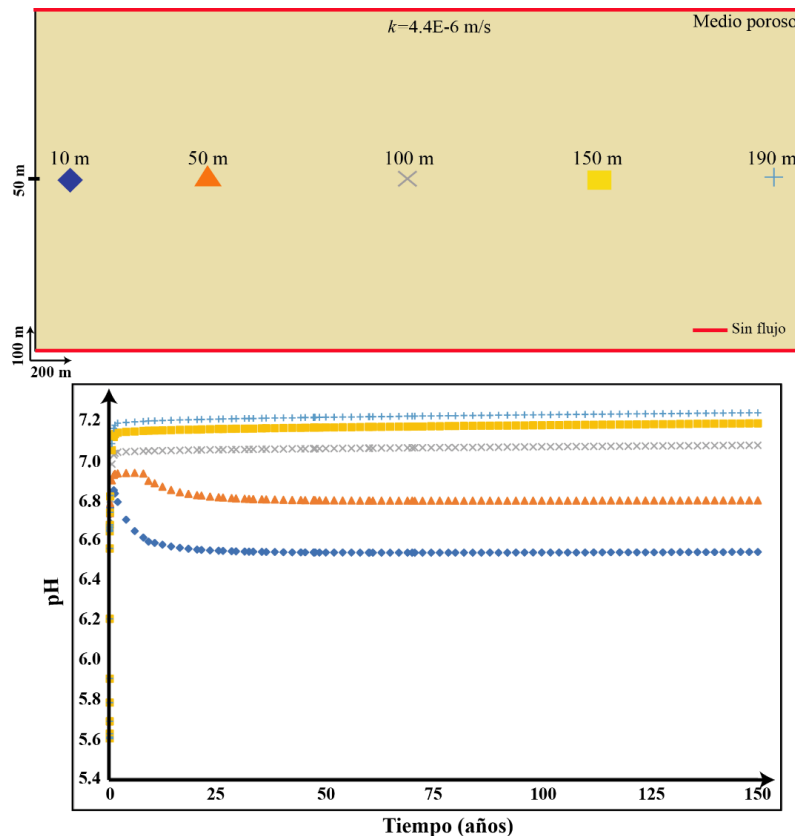


Figura 9. Variación del pH en función del espacio (Puntos de control) y del tiempo.

Este escenario evalúa la interacción agua-roca de acuerdo a las condiciones establecidas en el modelo. En este sentido, se observa que los minerales silicatados (Figura 10) interactúan a lo largo de todo el sistema en una escala temporal de 150 años. La anortita tiene un volumen inicial del 40% del total de la roca y a los 150 años de simulación su volumen es de 39.6% lo que determina una disolución del 0.4% de su volumen total. La albita, representa un volumen inicial de 35% del total de la roca, esta presenta un frente de disolución al inicio del sistema el cual aumenta con el paso del tiempo alcanzando a los 150 años de simulación una disminución del 0.17% de su volumen inicial en el frente de disolución. La sílice amorfa se disuelve en menor porcentaje respecto a la anortita y la albita, en 50 y 100 años esta presenta una disolución homogénea en todo el sistema, mientras que para 150 años se establece un frente de disolución similar al evidenciado para la albita con una disolución del 0.004%.

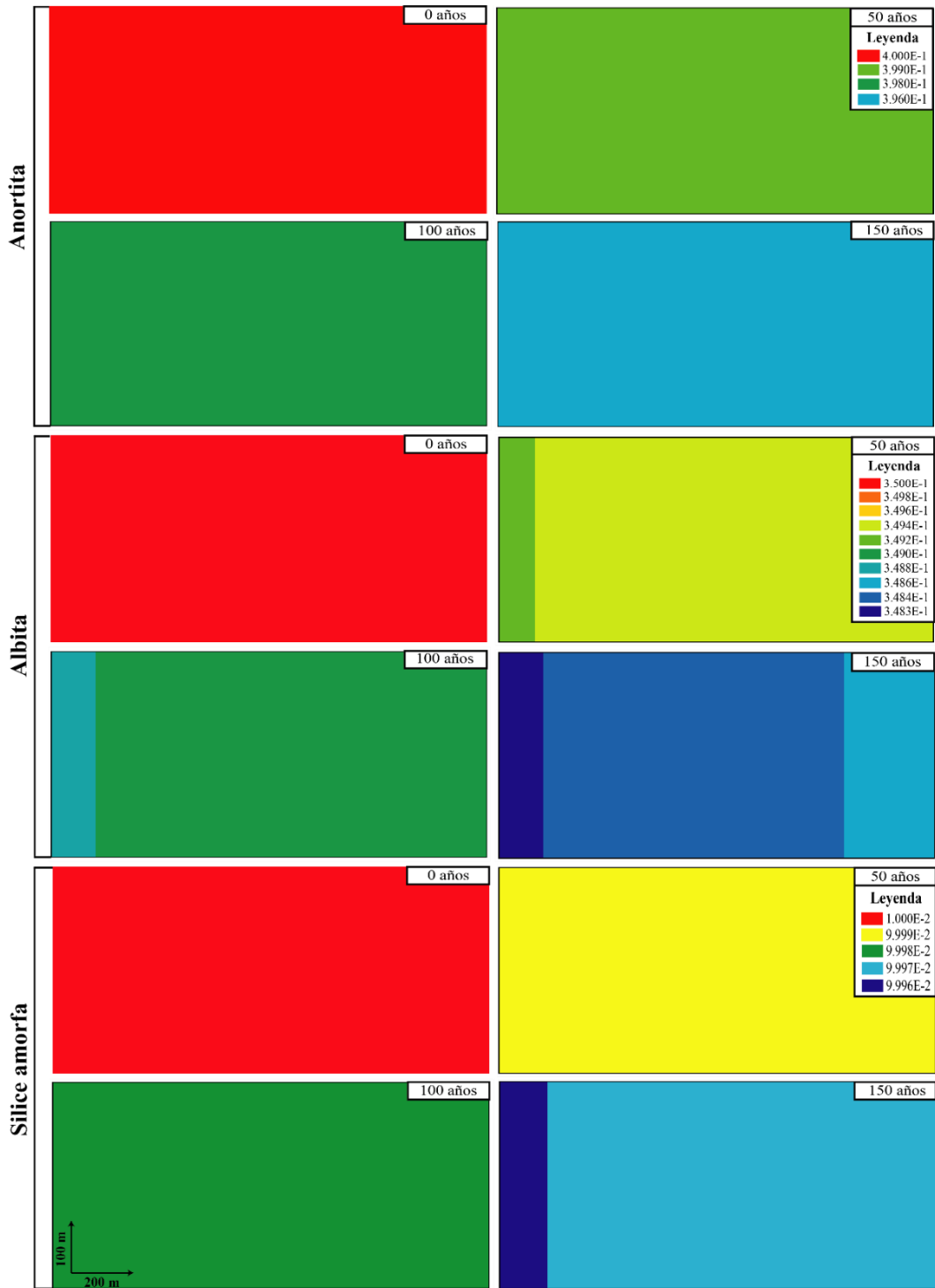


Figura 10. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales silicatados a lo largo de 150 años de simulación.

La alunita representa el aporte de los sulfuros a la composición química de las aguas en la zona de estudio, de acuerdo a los resultados obtenidos de la simulación (Figura 11) esta

presenta una disolución homogénea a lo largo del sistema para 50 y 100 años, mientras que para 150 años presenta un frente de disolución a la salida del sistema. La alunita tiene un volumen inicial del 15% del total de la roca, y alcanza una disolución máxima de 1.57% en el frente de disolución a los 150 años.

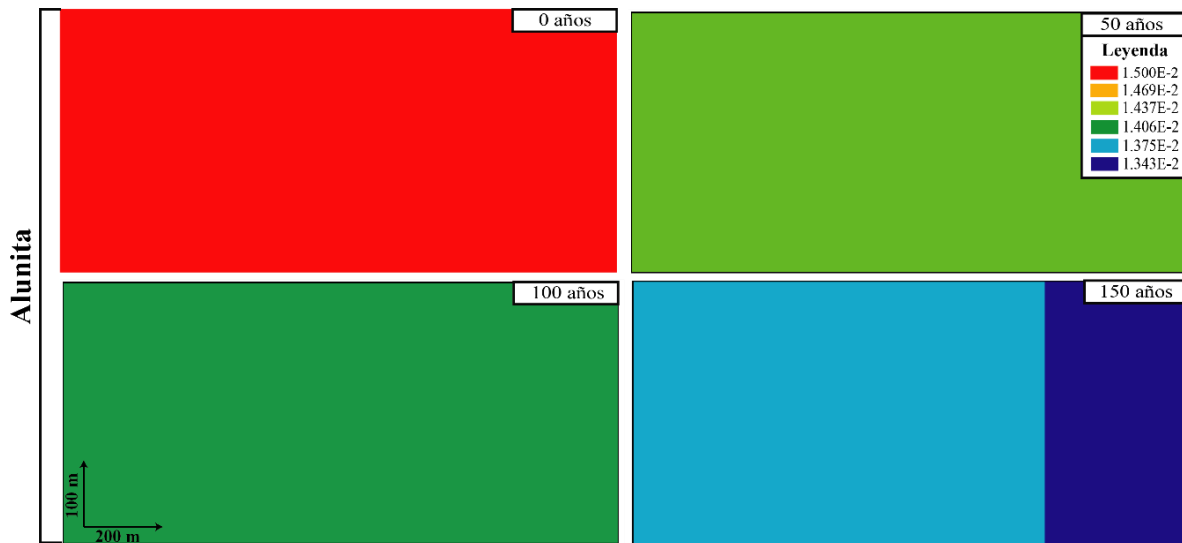


Figura 11. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de la alunita a lo largo de 150 años de simulación.

La disolución de las fases minerales silicatadas y de la alunita aportan diferentes especies a la composición química de agua, además, de acuerdo a su estado de saturación se desarrollan procesos de precipitación de fases minerales secundarias como la calcita, caolinita y la Ca-montmorillonita para este caso de estudio. El aumento o disminución de la porosidad indica el efecto de la disolución y/o precipitación de fases minerales respectivamente. En la Figura 12, se presenta un gráfico 2D para la porosidad en un periodo de 0-150 años. El sistema inicia con una porosidad del 3.5% que a lo largo del tiempo evoluciona de acuerdo al efecto de la disolución y la precipitación. Se muestra que para el periodo comprendido 0 y 50 años la porosidad disminuye, mientras que para el periodo comprendido entre 100 y 150 años la porosidad aumenta en algunas zonas del sistema y disminuye en otras. Es importante tener en cuenta que el aumento máximo de la porosidad en el gráfico de 100 y 150 años iguala al valor de la porosidad inicial.

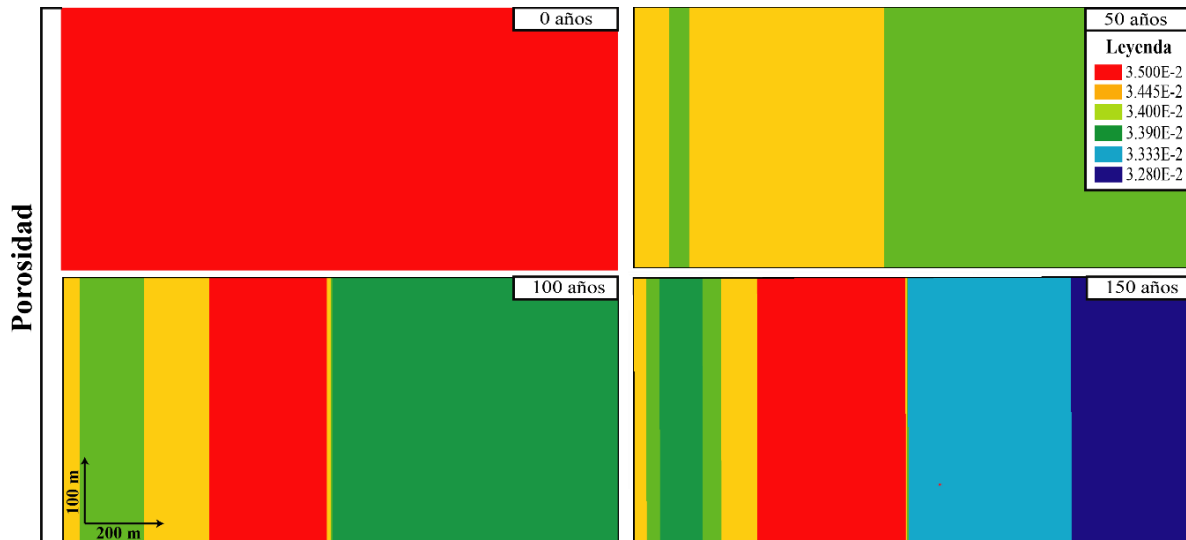


Figura 12. Variación de la porosidad (%) en el sistema a lo largo de 150 años de simulación.

Las fases minerales secundarias utilizadas en este estudio corresponden a la calcita, caolinita y la Ca-montmorillonita, las cuales han sido seleccionadas de acuerdo a los índices de saturación obtenidos de la especiación en Phreeqc y del diagrama de estabilidad de los silicatos cálcicos. En la Figura 13, se presentan los gráficos 2D para estas fases minerales. La calcita, tiene un frente de precipitación al final del sistema que aumenta a lo largo del tiempo, mientras que la caolinita presenta para 100 y 150 años una precipitación homogénea en el sistema. Por último, la Ca-montmorillonita presenta un frente de precipitación mayor al inicio del sistema, además, al igual que para las fases minerales anteriormente descritas, la Ca-montmorillonita aumenta su precipitación a medida que avanza el tiempo.

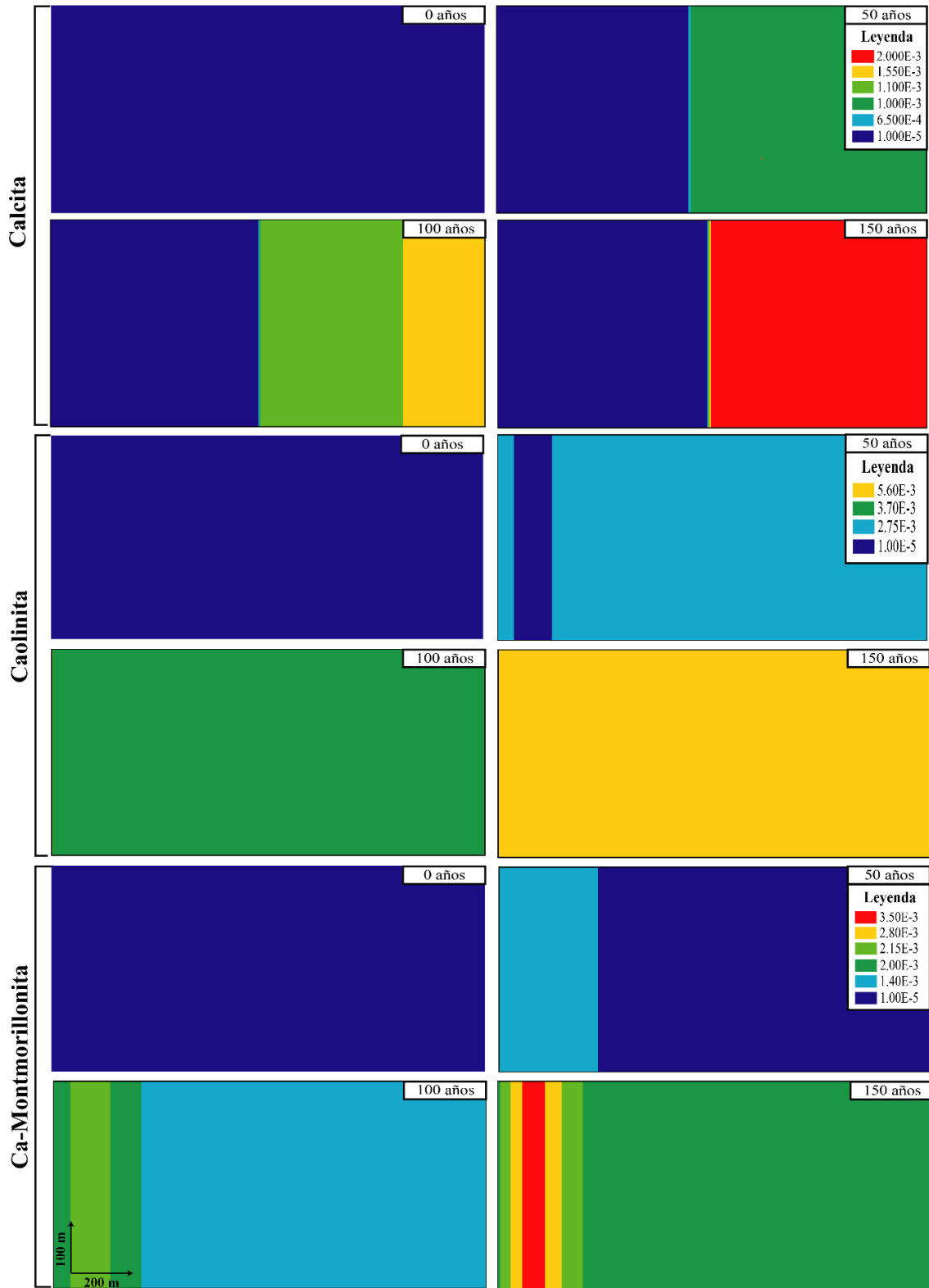


Figura 13. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales secundarios a lo largo de 150 años de simulación.

Como resultado de la disolución y precipitación de fases minerales primarias y secundarias respectivamente, se evalúa la concentración de algunas especies químicas simuladas respecto a los valores medidos en campo (lluvia, manantial y pozo). En la Figura 14 y Figura 15, se presentan gráficos Na, Ca y SiO₂ en función de la altura, los cuales incluyen rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación, estos son comparados con las concentraciones medidas en campo. Los rangos de concentración son establecidos de acuerdo a la concentración mínima y máxima obtenida a lo largo del sistema mediante las simulaciones para cada una de las especies, indicando el rango en promedio de tiempo en el que se obtendrían estas muestras. El Ca presenta un aumento de su concentración en un rango comprendido entre 29 y 37 ppm para para 50 años, manteniéndose constante para 100 años, mientras que para 150 años la concentración del valor máximo disminuye a 36 ppm. La concentración inicial del Na aumenta de 0.2 ppm a un rango de concentraciones comprendido entre 10.4 y 19.8 ppm para los primeros 50 años, donde para 100 años el valor máximo de concentración aumenta a 20 ppm y se mantiene constante a los 150 años. El SiO₂ es la única especie química que en este caso mantiene un crecimiento a lo largo del tiempo pasando de 0.2 ppm a un rango de 14.5 a 28.9 ppm en 50 años, 15.8 a 31.5 para 100 años y 16.8 a 33.5 ppm en 150 años. En los gráficos se puede observar que algunas de las concentraciones de Na, Ca y SiO₂ medidas en campo son representadas por los valores simulados para estas especies en las diferentes escalas temporales.

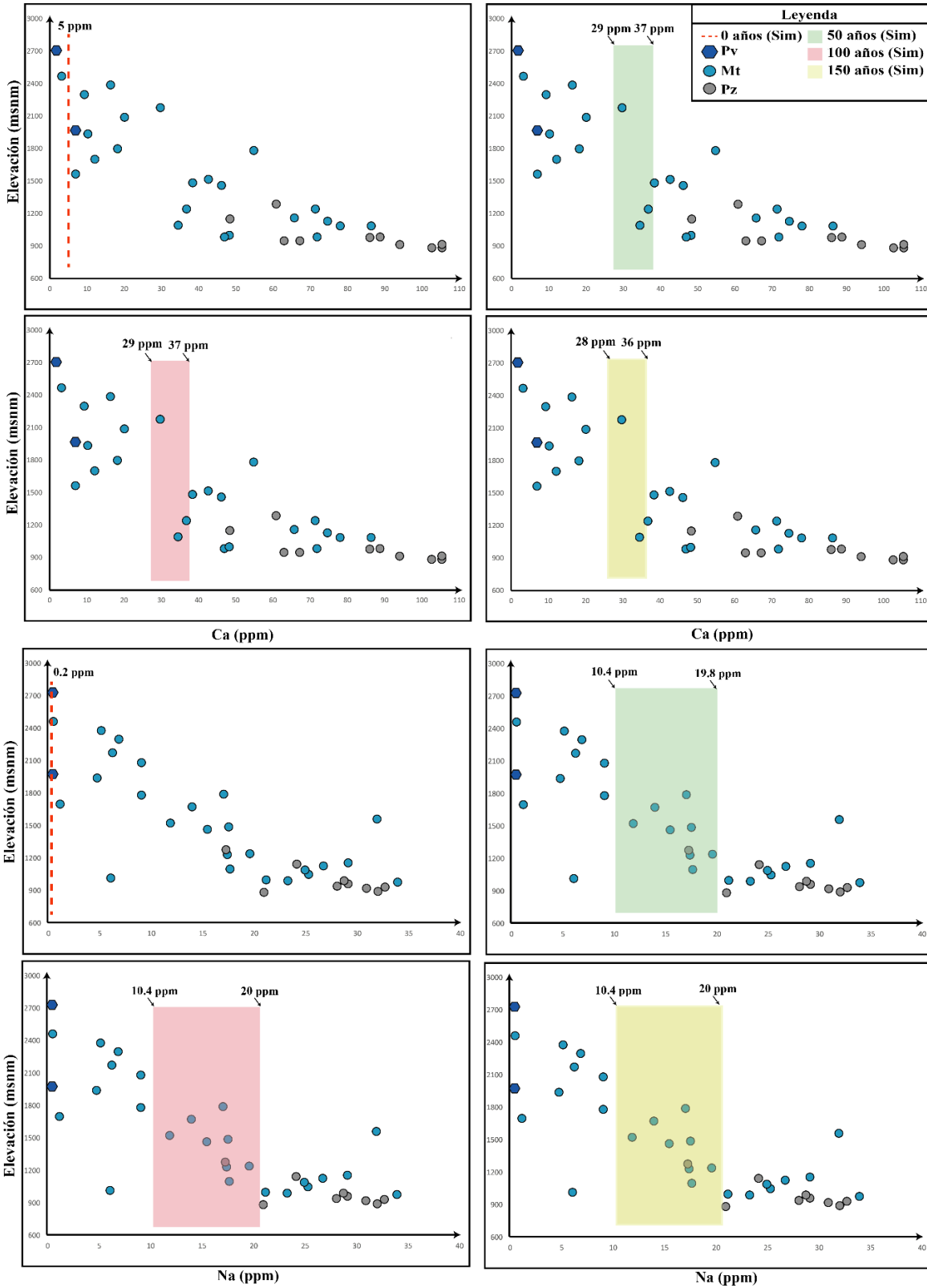


Figura 14. Gráficos Na y Ca en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.

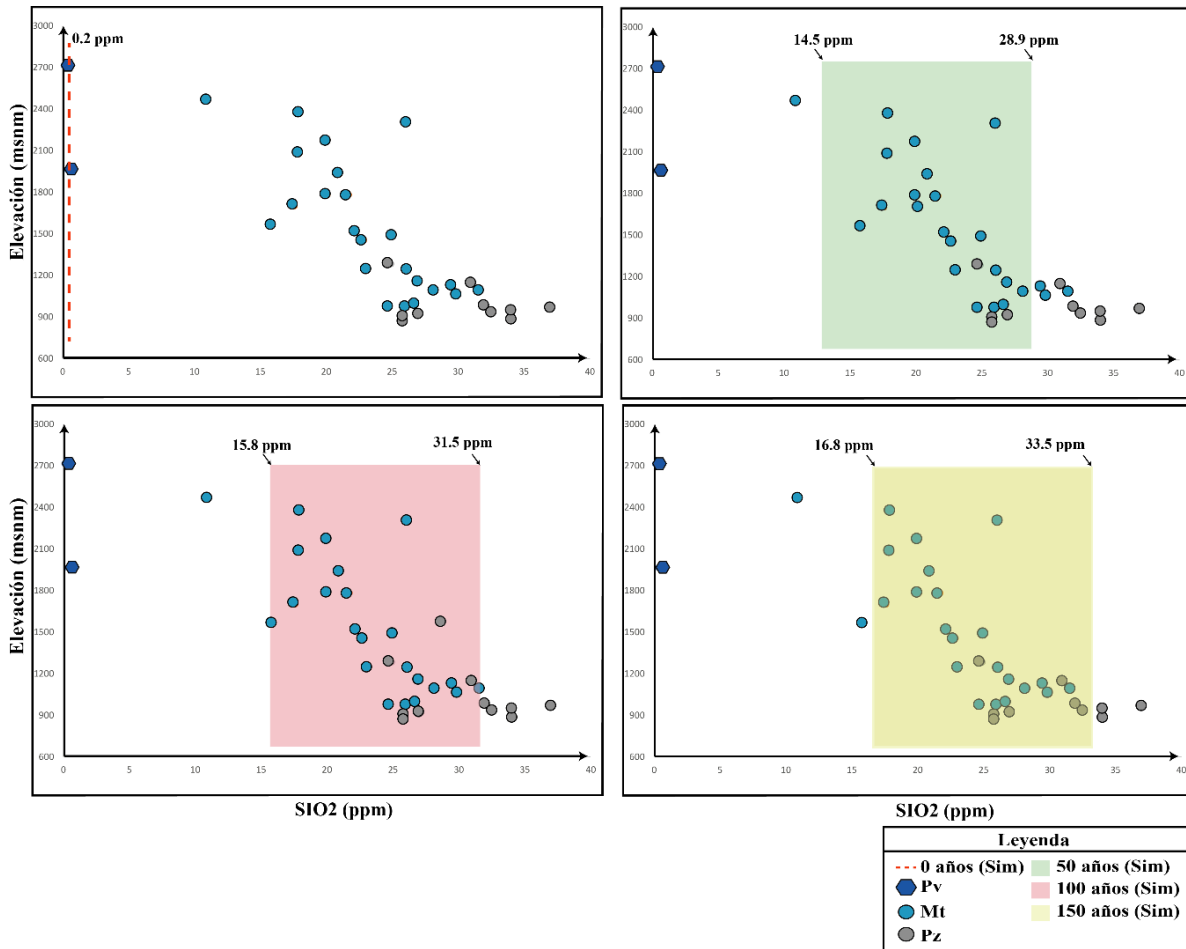


Figura 15. Gráficos SiO₂ en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.

En la Figura 16, se presentan gráficos para el SO₄ y HCO₃ en función a la altura, los cuales incluyen rangos de concentración para cada especie química obtenidos por medio de la simulación. El SO₄ presenta un aumento de su concentración en un rango comprendido entre 29.1 y 56.2 ppm en 50 años, mientras que para 100 y 150 años disminuye la concentración del valor máximo en 54.2 y 52.3 respectivamente. El HCO₃ presenta un aumento para los primeros 50 años, el cual disminuye en 100 años, manteniéndose constante en 150 años. En los gráficos se puede observar que algunas de las concentraciones de SO₄ medidas en campo son representadas por los valores simulados, mientras que para los rangos del HCO₃ no se representa los valores medidos en campo.

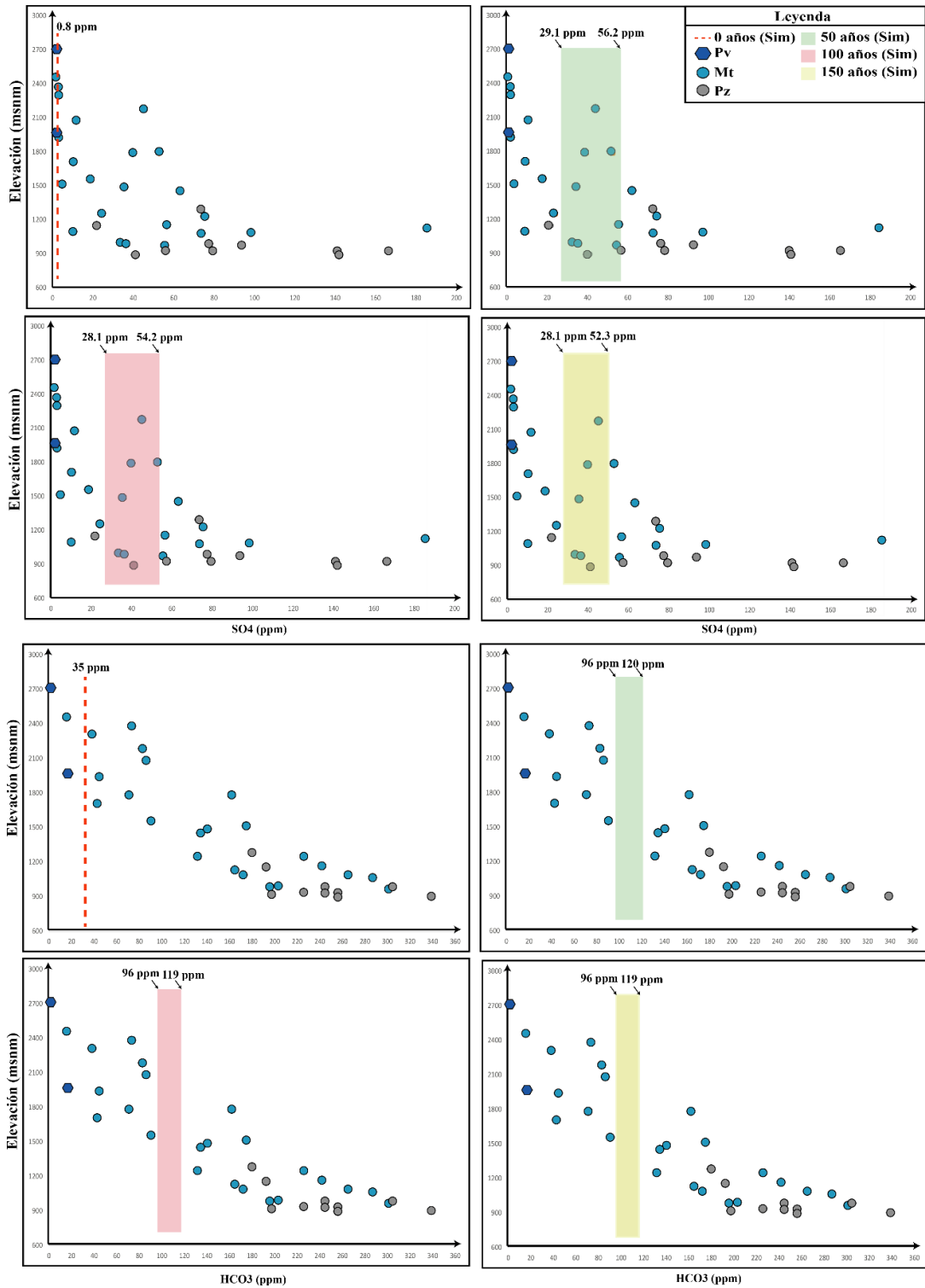


Figura 16. Gráficos SO₄ y HCO₃ en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.

El pH presenta un rápido aumento en los primeros años de simulación (Figura 9) que luego alcanza una estabilidad aproximadamente a los 20 años. Este tiene una variación de los máximos para 50, 100 y 150 años (Figura 17). Con los resultados simulados se logra representar el pH de algunos de los manantiales y pozos de la zona de estudio.

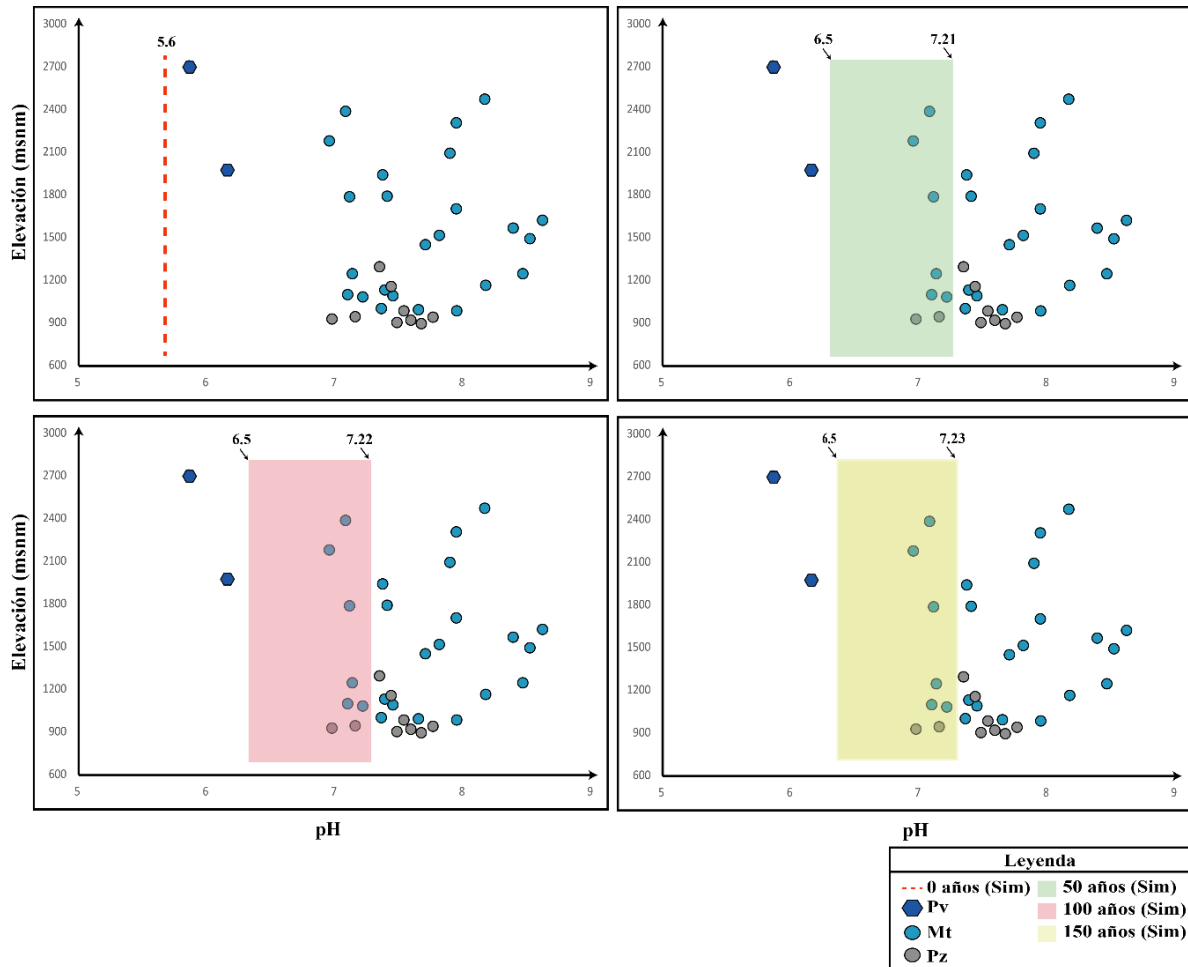


Figura 17. Gráficos pH en función a la altura, con rangos de pH obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.

6.2. Fractura continua (Escenario 2)

El modelo de transporte reactivo para el escenario de fractura continua (Espacio vacío incrustada en el medio poroso) consiste en un bloque 2D de 200 m de largo y 100 m de ancho que es infiltrado por agua lluvia, este transporte es producido bajo un sistema completamente saturado (100%). Se considera un flujo constante de 25 m/año para reproducir la circulación

del agua en el medio poroso y se considera una inyección continua en la fractura para representar el flujo de agua por este medio.

En la Figura 18 se observa la variación del pH a lo largo del tiempo en el medio poroso y la fractura a partir de 5 puntos de control. El pH en el medio poroso presenta valores más altos en cada punto de control respecto a los observados en la fractura. Al igual que para el escenario 1, se observa que de acuerdo a la escala del modelo a medida que se avanza en cada punto de control el pH es mayor, es decir, la distancia tiene una relación directa con el tiempo, este se estabiliza aproximadamente a los 20 años en el medio poroso y 35 años en la fractura, como resultado de la interacción del agua con las fases minerales presentes en el medio.

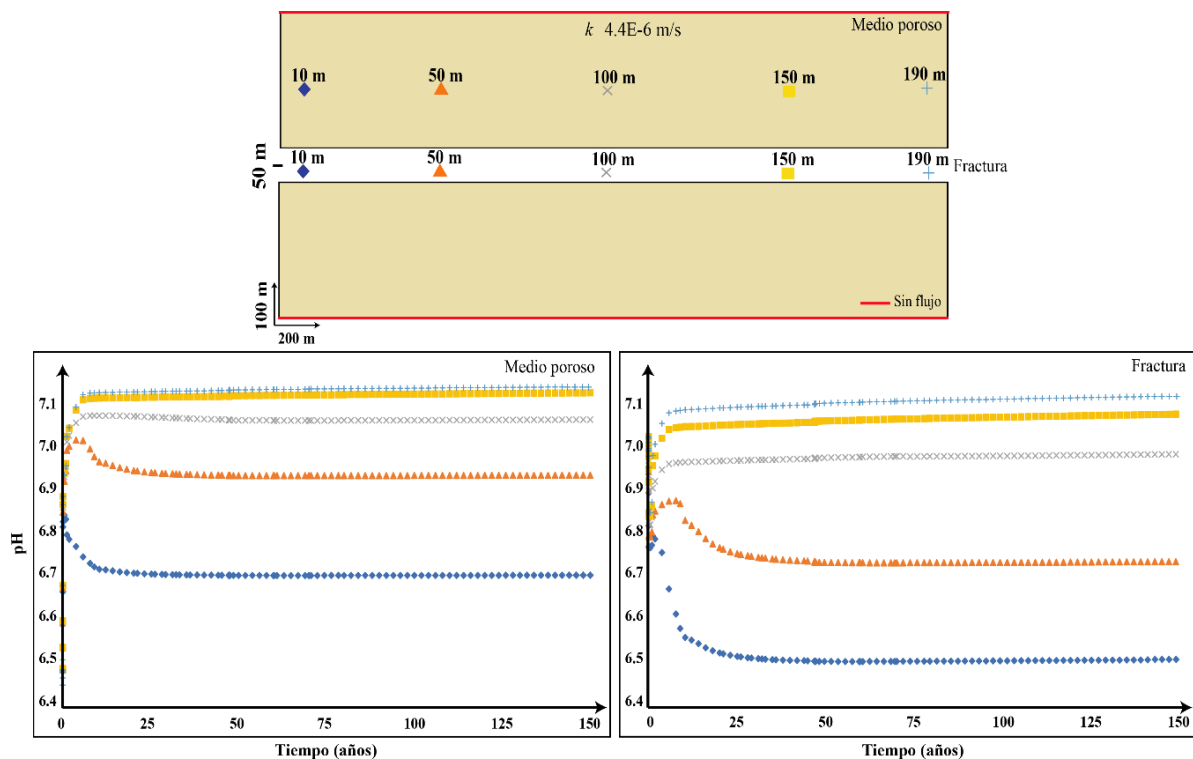


Figura 18. Variación del pH en función del espacio (Puntos de control) y del tiempo en el medio poroso y la fractura.

Se observa que los minerales silicatados (Figura 19) se disuelven en el medio poroso y en los bordes de la fractura hasta los primeros 50 años, ya que para 100 y 150 años no se presenta una variación en el su volumen. La anortita tiene un volumen inicial del 40% del total de la roca y a los 50 años de simulación disminuye a 39.9% en el medio poroso y de 39.6% en los

bordes de la fractura. La albita representa un volumen inicial de 35% del total de la roca y a los 50 años de simulación disminuye a 27.5% en el medio poroso y 20% en los bordes de la fractura, manteniéndose constante para 100 y 150 años, por lo que la disolución es mayor a lo largo de la fractura que en los poros. La sílice amorfa representa un volumen inicial del 10% del total de la roca y a los 50 años de simulación disminuye a 7.3% en el medio poroso y a 2% en los bordes de la fractura, manteniéndose constante para 100 y 150 años.



Figura 19. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales silicatados a lo largo de 150 años de simulación en el medio fracturado.

La alunita (Figura 20) presenta un comportamiento similar a los minerales silicatados en la variación de su volumen, ya que este cambia en los primeros 50 años y se mantiene constante en 100 y 150 años. La alunita representa un volumen inicial de 1.5% del total de la roca y a los 50 años de simulación disminuye a 1.15% en el medio poroso y a 0.4% en los bordes de la fractura.

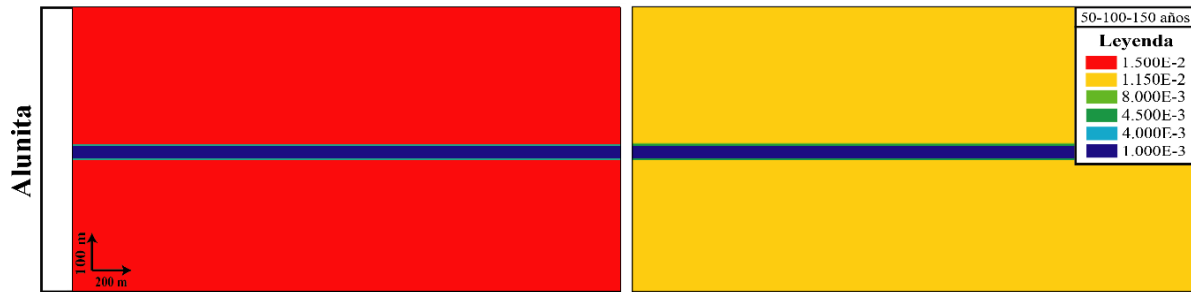


Figura 20. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de la alunita a lo largo de 150 años de simulación en el medio fracturado.

Las fases minerales secundarias calcita, caolinita y la Ca-montmorillonita se presentan en la Figura 21. A los 50 años la calcita tiene un frente de precipitación al final del sistema el cual es mayor en el medio poroso con respecto a los bordes de la fractura, este aumenta en 100 años y 150 años. Se alcanza un valor máximo de precipitación de calcita en 150 años en el medio poroso de 0.22% y de 0.15% en los bordes de la fractura. La caolinita tiene un frente de precipitación al inicio del sistema entre 0 y 40 metros, entre 41 y 200 m la caolinita se comporta de forma homogénea. Esta precipitación aumenta a lo largo del tiempo. El valor máximo de precipitación de caolinita es de 0.55% en los bordes de la fractura y de 0.42% en el medio poroso. La Ca-montmorillonita presenta un frente de precipitación entre 10 y 40 metros, entre 41 y 200 m se presenta una precipitación homogénea a lo largo del medio poroso. El valor máximo de precipitación de Ca-montmorillonita es de 0.45% en los bordes de la fractura y de 0.2% en el medio poroso.

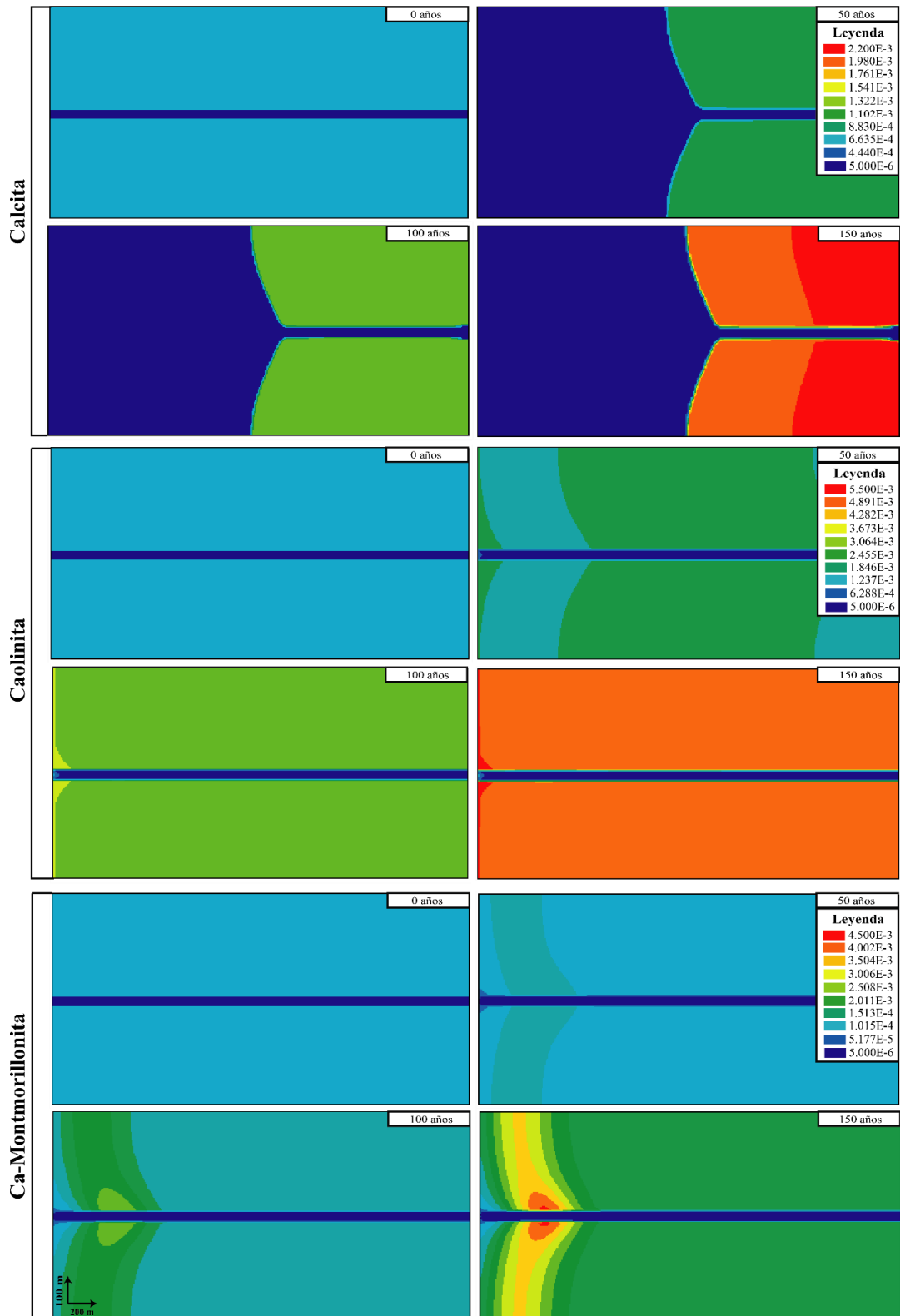


Figura 21. Distribución espacial de la fracción volumétrica (m^3 mineral/ m^3 medio poroso) de los minerales secundarios a lo largo de 150 años de simulación en el medio fracturado.

6.2.1. Concentración de especies en las fracturas.

Como resultado de la disolución y precipitación de fases minerales primarias y secundarias respectivamente, se evalúa la concentración de algunas especies químicas simuladas de acuerdo a la configuración establecida para el escenario 2, respecto a los valores medidos en campo. En la Figura 22 y Figura 23, se presentan gráficos Na, Ca y SiO₂ en función a la altura, los cuales incluyen rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación en la zona de fractura, los cuales son comparados con las concentraciones medidas en campo. Los rangos de concentración son establecidos de acuerdo a la concentración mínima y máxima obtenida a lo largo del sistema mediante las simulaciones para cada una de las especies. El Ca presenta un aumento de su concentración en un rango comprendido entre 20 y 40 ppm para el periodo de 0-50 años, disminuyendo en 100 años y 150 años a 39 y 38 ppm respectivamente. La concentración inicial del Na aumenta de 0.2 ppm a un rango de concentraciones comprendido entre 4.5 y 18.7 ppm para los primeros 50 años, donde para 100 años el valor máximo de concentración disminuye a 18.5 ppm y aumenta nuevamente a los 150 años a un valor de 18.8. El SiO₂ es la única especie química que en este caso mantiene un crecimiento a lo largo del tiempo pasando de 0.2 ppm a un rango de 14.5 a 28.9 ppm en 50 años, 15.8 a 31.5 para 100 años y 16.8 a 33.5 ppm en 150 años. En los gráficos se puede observar que algunas de las concentraciones de Na, Ca y SiO₂ medidas en campo son representadas por los valores simulados para estas especies en las diferentes escalas temporales.

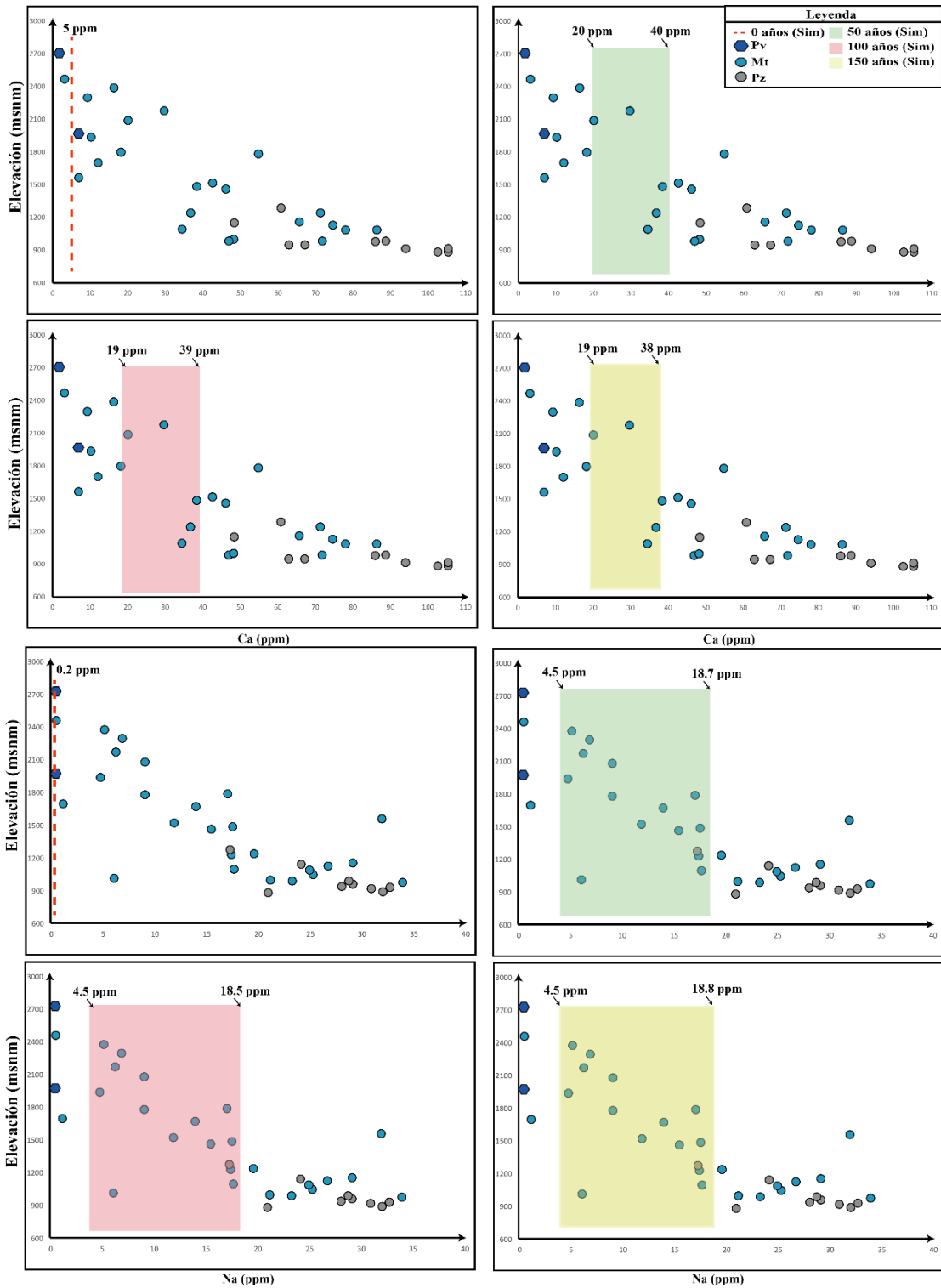


Figura 22. Gráficos Na y Ca en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en la fractura.

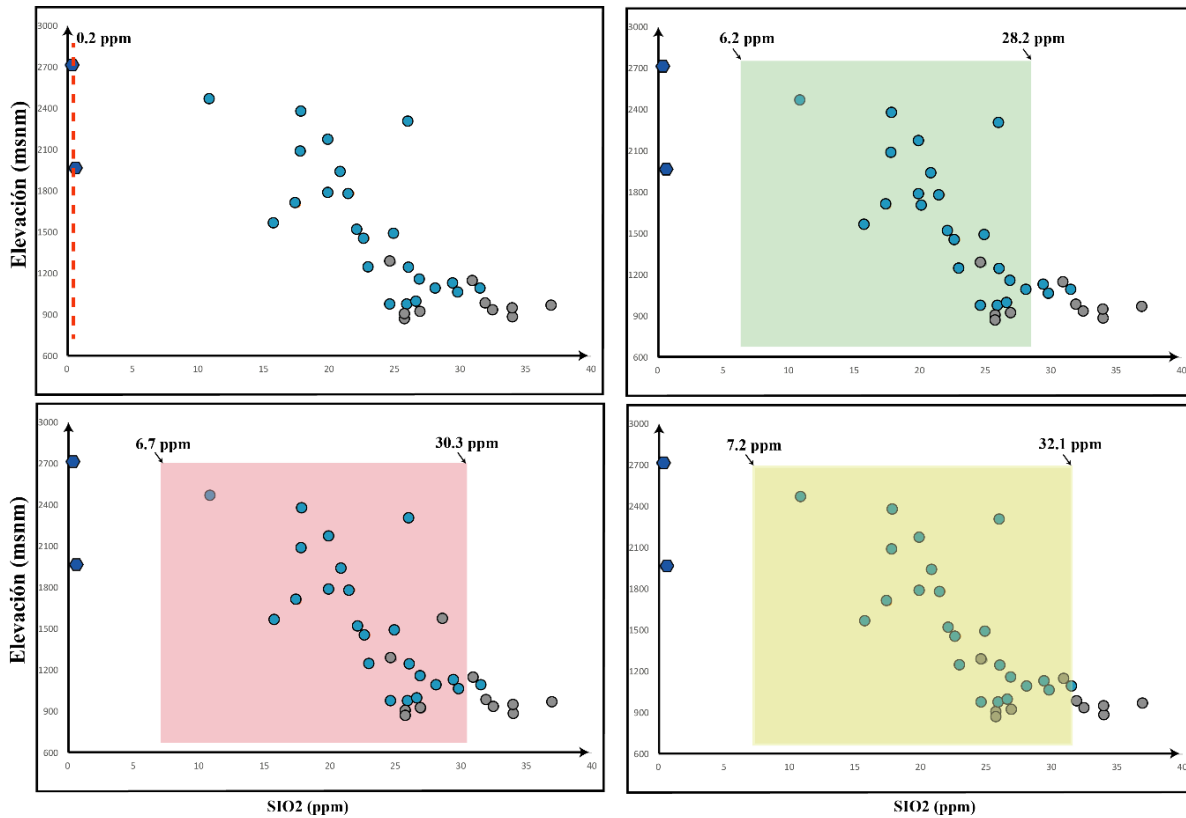


Figura 23. Gráficos SiO₂ en función a la altura, con rangos de concentración obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en la fractura.

El SO₄ presenta un aumento de su concentración en un rango comprendido entre 29.1 y 56.2 ppm en 50 años, mientras que para 100 y 150 años disminuye la concentración del valor máximo en 54.2 y 52.3 respectivamente. El HCO₃ aumenta en los primeros 50 años a un rango de 73 y 129 ppm, mientras que para 100 años su máximo disminuye a 128 ppm y en 150 años su máximo disminuye a 127 ppm. En los gráficos se puede observar que algunas de las concentraciones de SO₄ medidas en campo son representadas por los valores simulados, al igual que para las concentraciones de HCO₃ medidas (Figura 24).

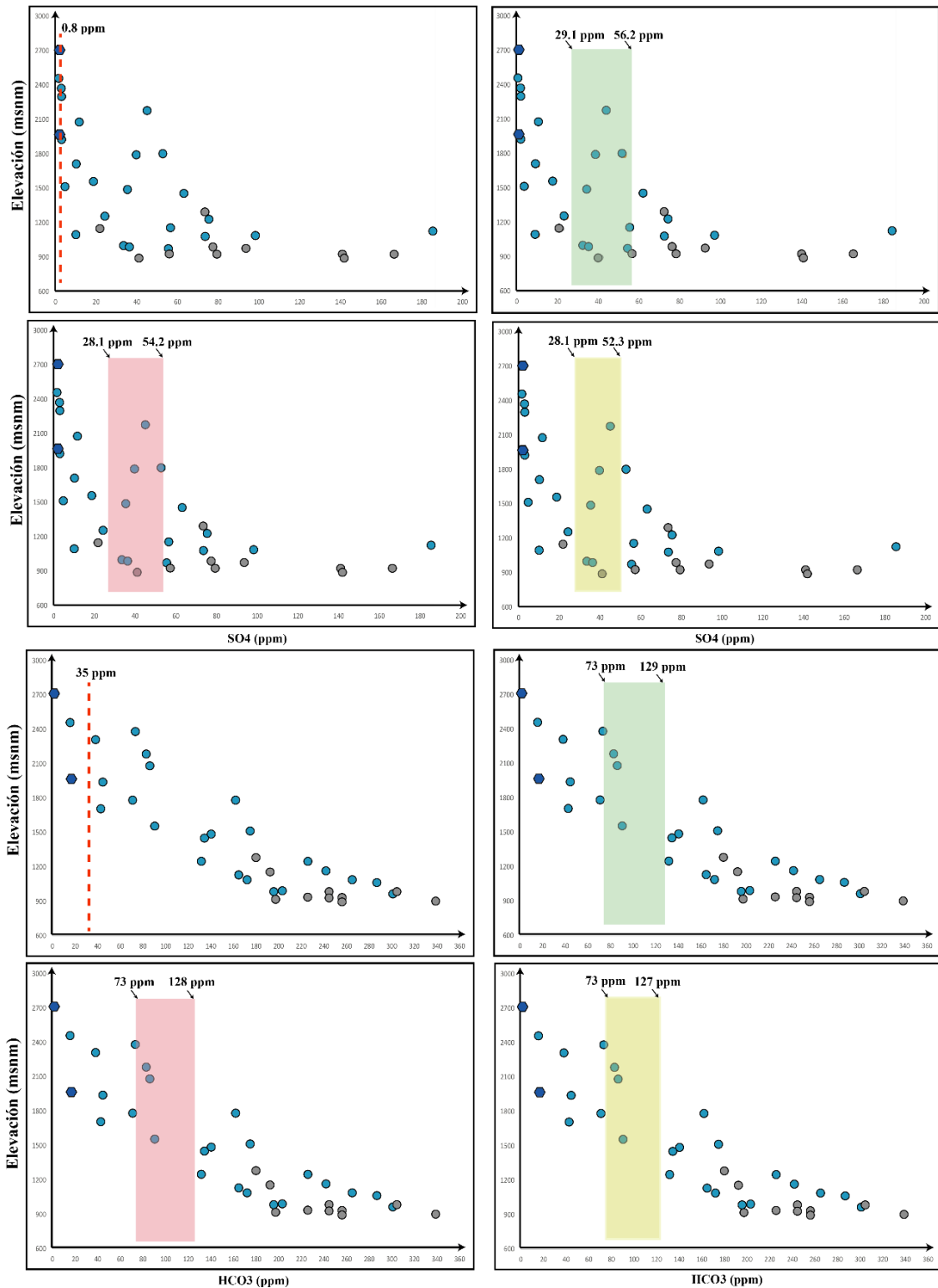


Figura 24. Gráficos SO_4 y HCO_3 en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en la fractura.

El pH presenta un rápido aumento en los primeros años de simulación (Figura 18), el cual se estabiliza aproximadamente a los 35 años en la fractura, permaneciendo constante para 50, 100 y 150 años

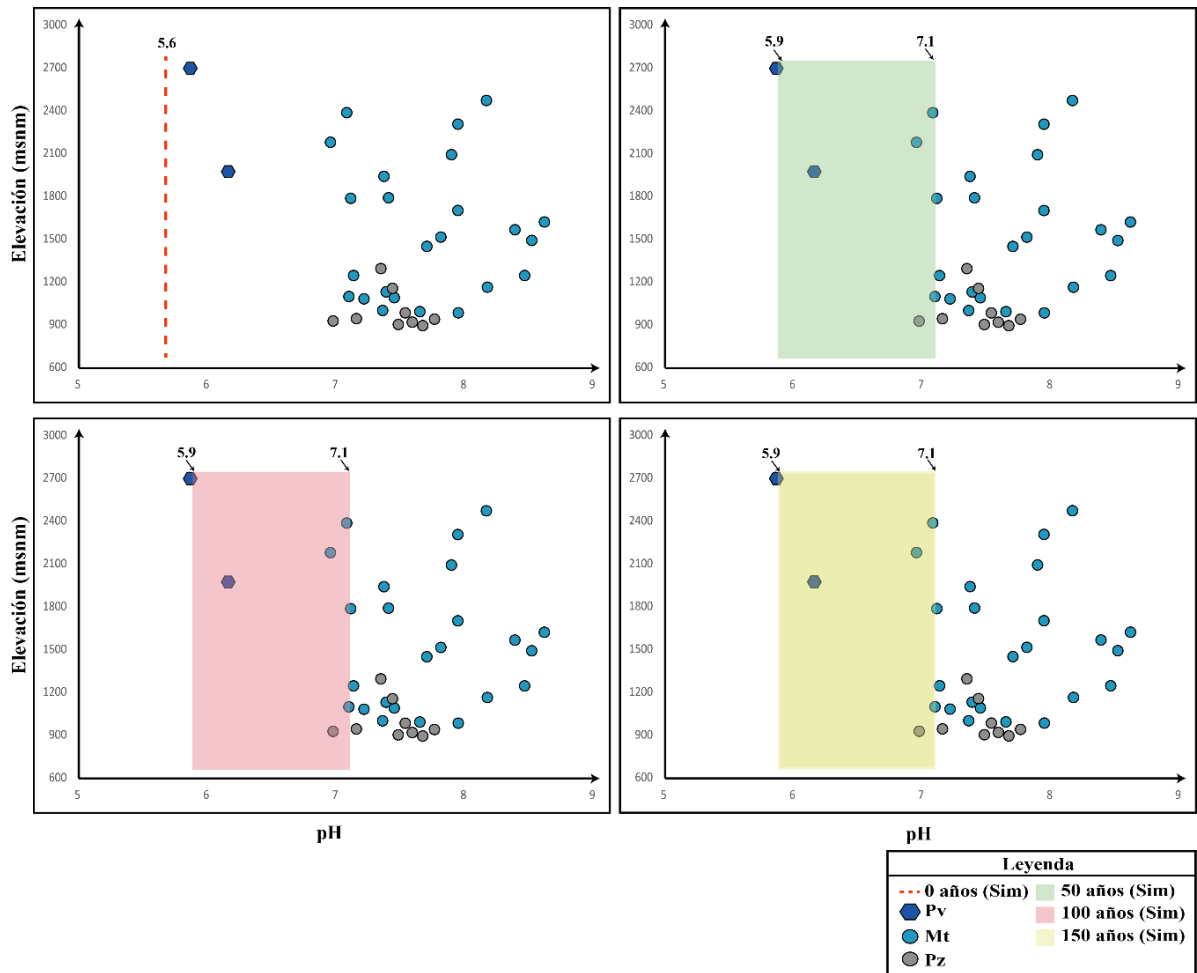


Figura 25). Con los resultados simulados se logra representar el pH de algunos de los manantiales y pozos de la zona de estudio.

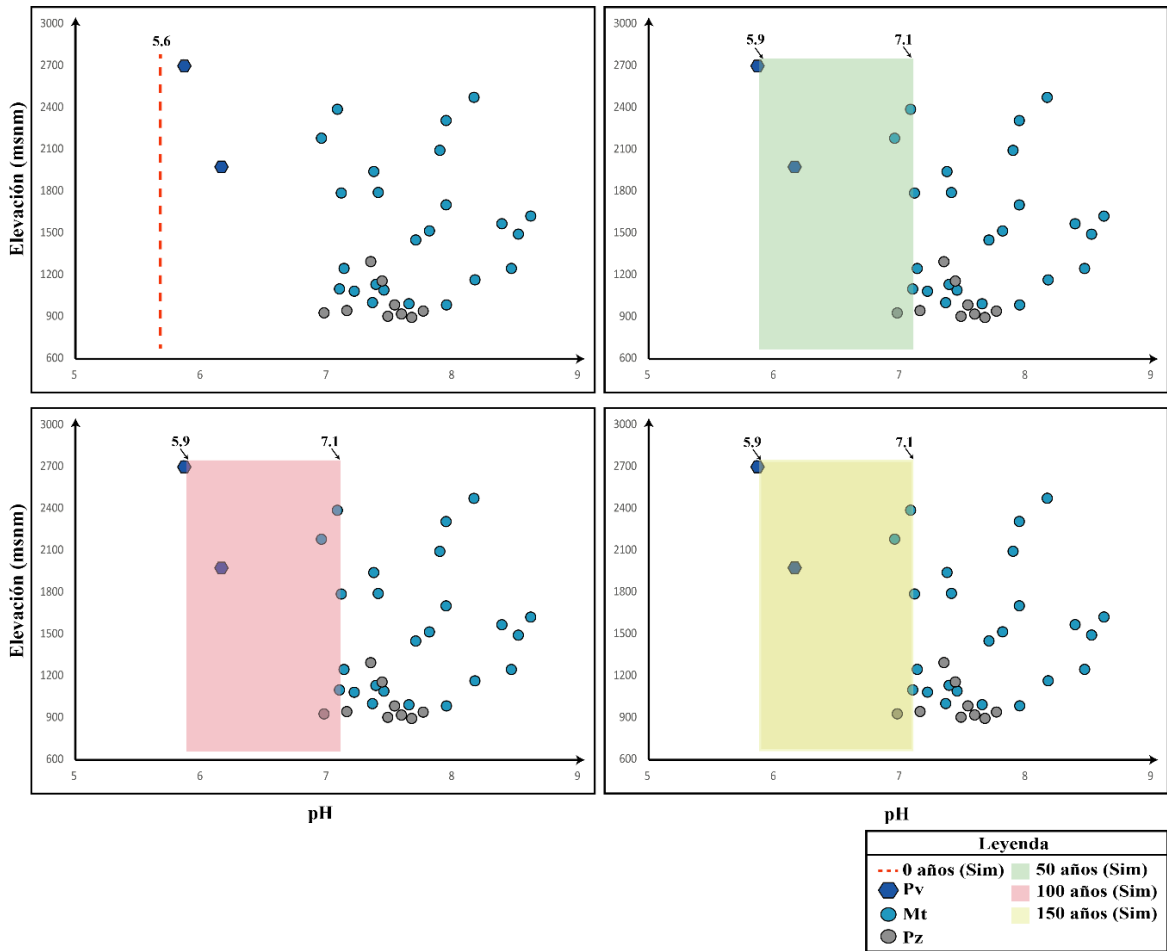


Figura 25. Gráficos pH en función a la altura, con rangos de pH obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años.

6.2.2. Concentración de especies en la zona porosa del escenario 2

En la Figura 26 y Figura 27, se presentan gráficos Na, Ca y SiO₂ en función a la altura, los cuales incluyen rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación del escenario 2 en la zona porosa, los cuales son comparados con las concentraciones medidas en campo. Los rangos de concentración son establecidos de acuerdo a la concentración mínima y máxima obtenida a lo largo del sistema mediante las simulaciones para cada una de las especies. El Ca aumenta su concentración en un rango comprendido entre 31 y 40 ppm para el periodo de 0-50 años, disminuyendo en 100 años y 150 años su máximo a 39 y 38 ppm respectivamente. La concentración inicial del Na aumenta a un rango de concentraciones comprendido entre 9.9 y 19.1 ppm para los primeros 50 años

y para 100 años el valor máximo de concentración aumenta a 19.2 ppm y se mantiene constante a 150. El SiO_2 es la única especie química que mantiene un crecimiento a lo largo del tiempo pasando de 0.2 ppm a un rango de 14.1 a 28.7 ppm en 50 años, 15.3 a 31 para 100 años y 16.2 a 32.9 ppm en 150 años. En los gráficos se puede observar que algunas de las concentraciones de Na, Ca y SiO_2 medidas en campo son representadas por los valores simulados para estas especies en las diferentes escalas temporales.

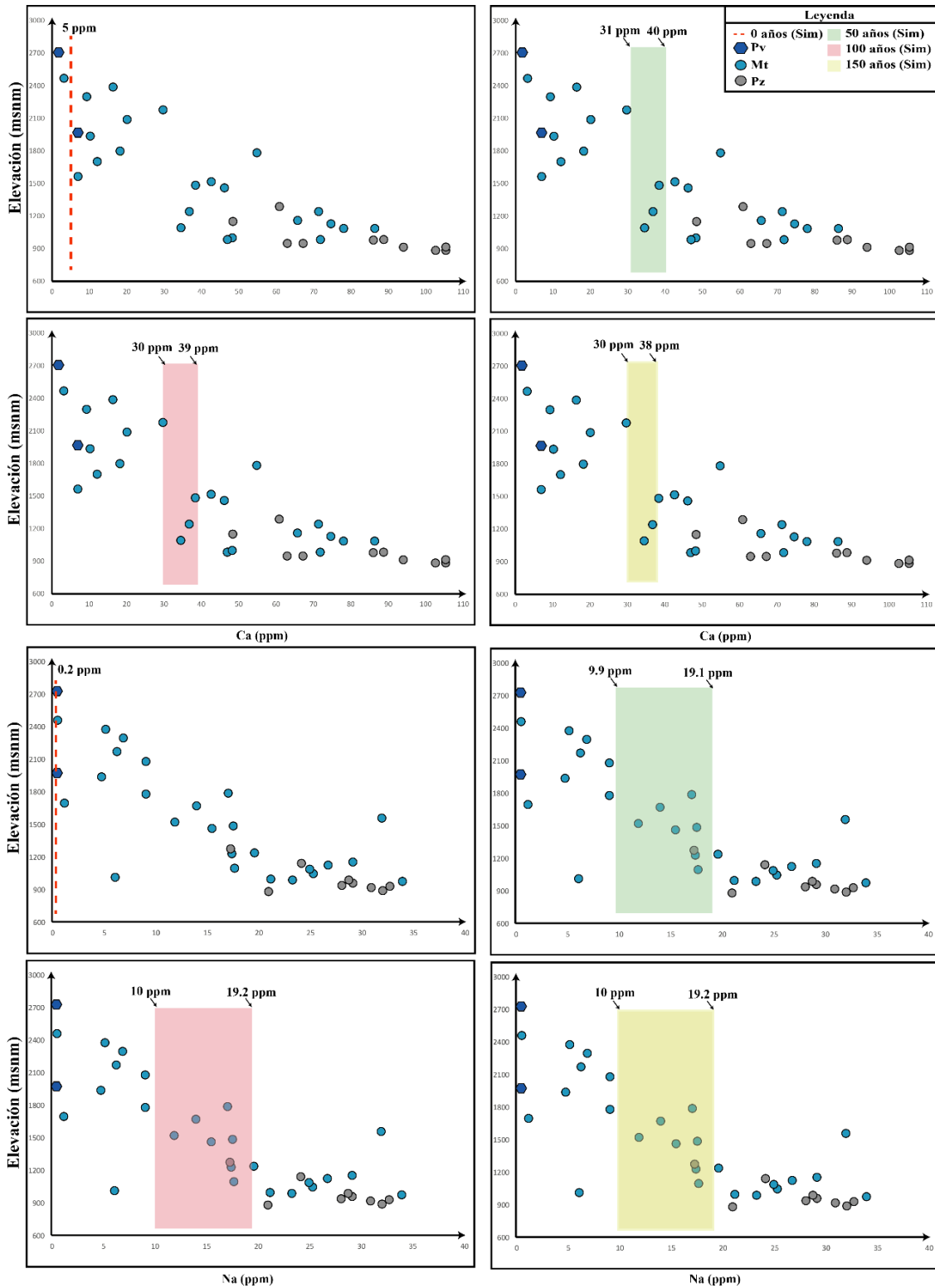


Figura 26. Gráficos Na y Ca en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en el medio poroso.

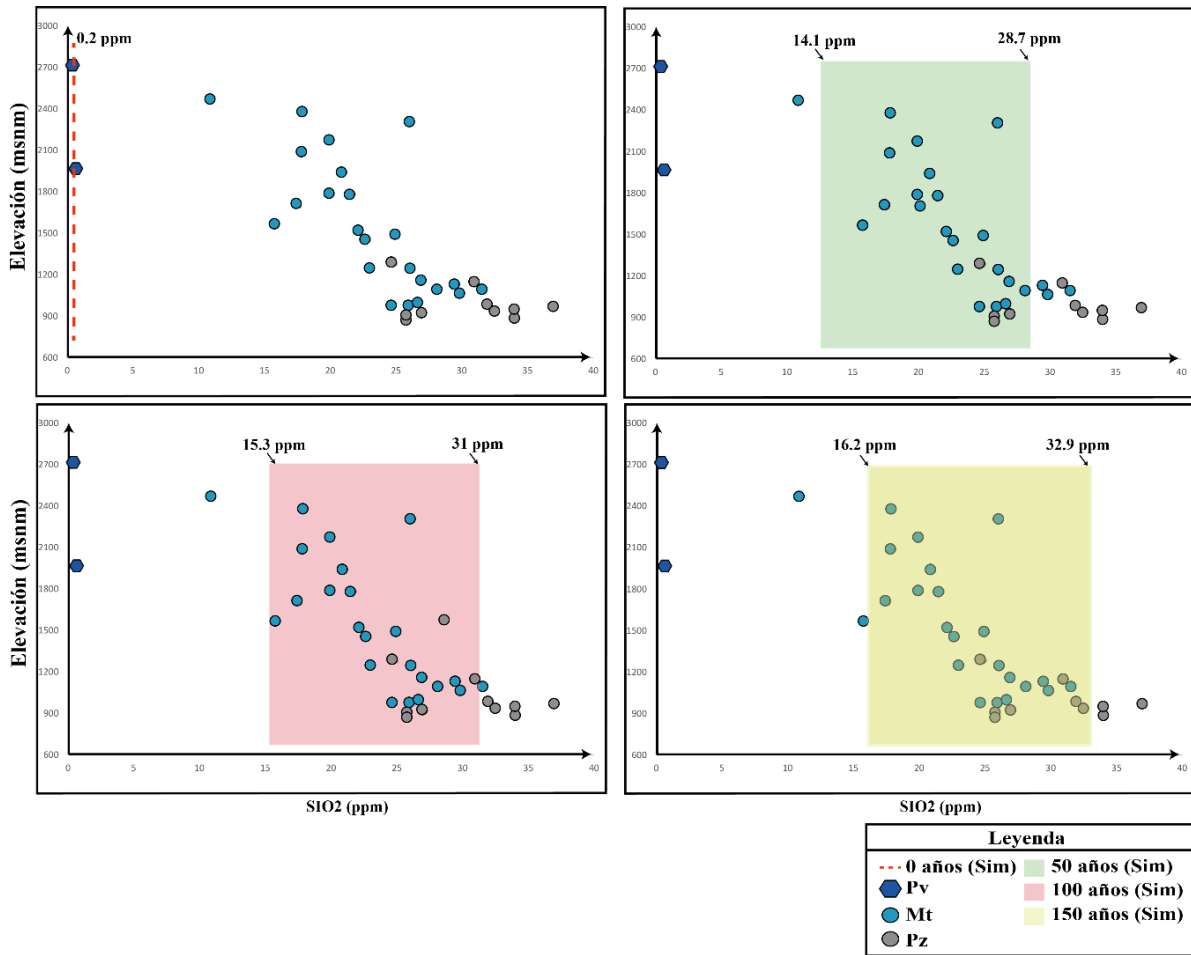


Figura 27. Gráficos SiO₂ en función a la altura, con rangos de concentración obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en el medio poroso.

En la Figura 28, se presentan gráficos para el SO₄ y HCO₃ en función a la altura, los cuales incluyen rangos de concentración para cada especie química obtenidos por medio de la simulación. El SO₄ presenta un aumento de su concentración en un rango comprendido entre 27.2 y 53.5 ppm en 50 años, mientras que para 100 años disminuye a 26.7 y 51.6 para el valor mínimo y máximo respectivamente, y en 150 años disminuye a 25.8 y 49.8 ppm para el mínimo y máximo respectivamente. El HCO₃ presenta un aumento en los primeros 50 años en un rango de 101 y 128 ppm, permaneciendo constante para 100 años, mientras que para 150 años el máximo disminuye a 127 ppm. En los gráficos se puede observar que algunas de las concentraciones de SO₄ medidas en campo son representadas por los valores simulados, mientras que para los rangos del HCO₃ no se representan los valores medidos.

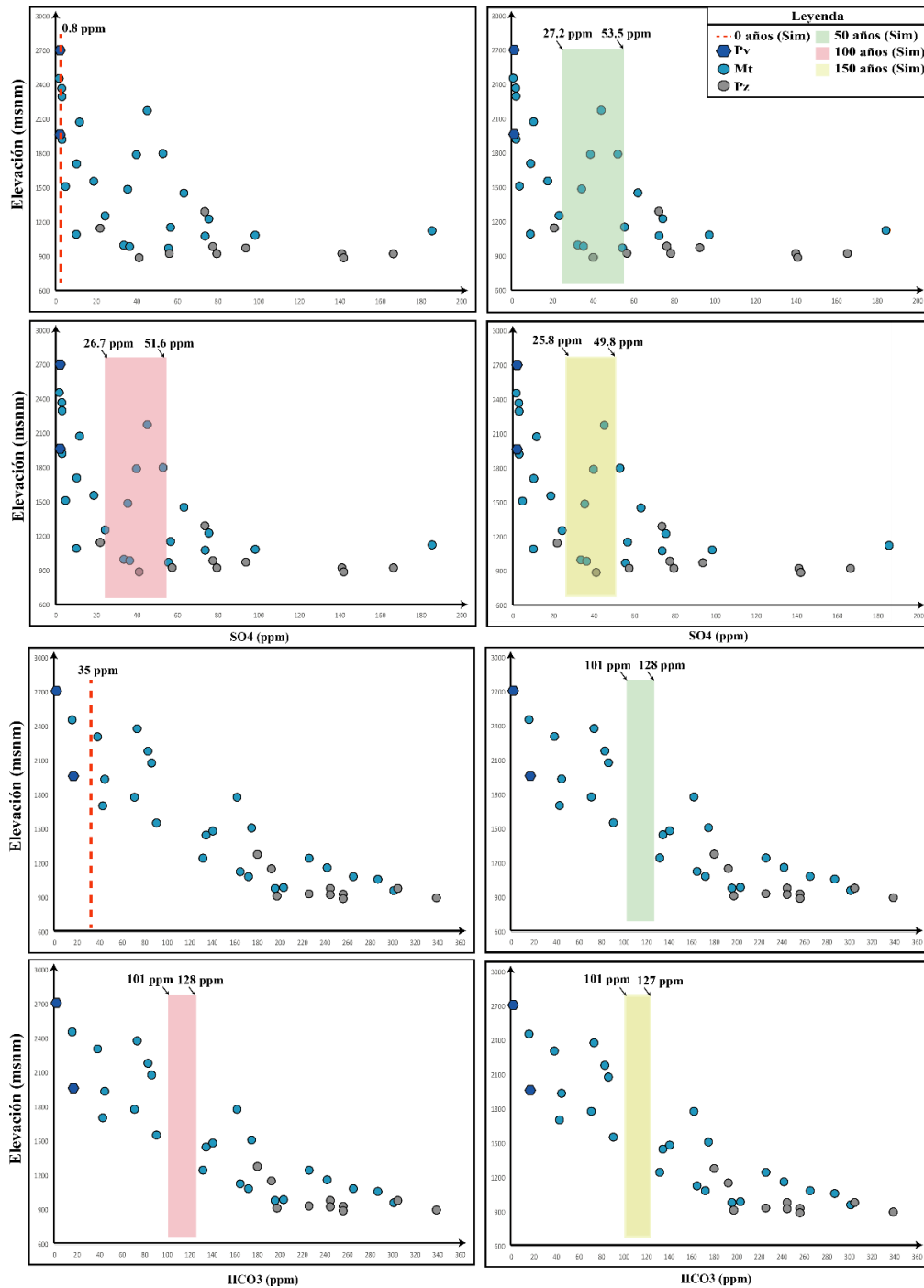


Figura 28. Gráficos SO_4 y HCO_3 en función a la altura, con rangos de concentración para cada especie química obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que en el medio poroso del escenario 2.

El pH aumenta en los primeros años de simulación (Figura 18) alcanzando una estabilidad aproximadamente a los 20 años manteniéndose constante para 50, 100 y 150 años (Figura

29). Con los resultados simulados se logra representar el pH de algunos de los manantiales y pozos de la zona de estudio.

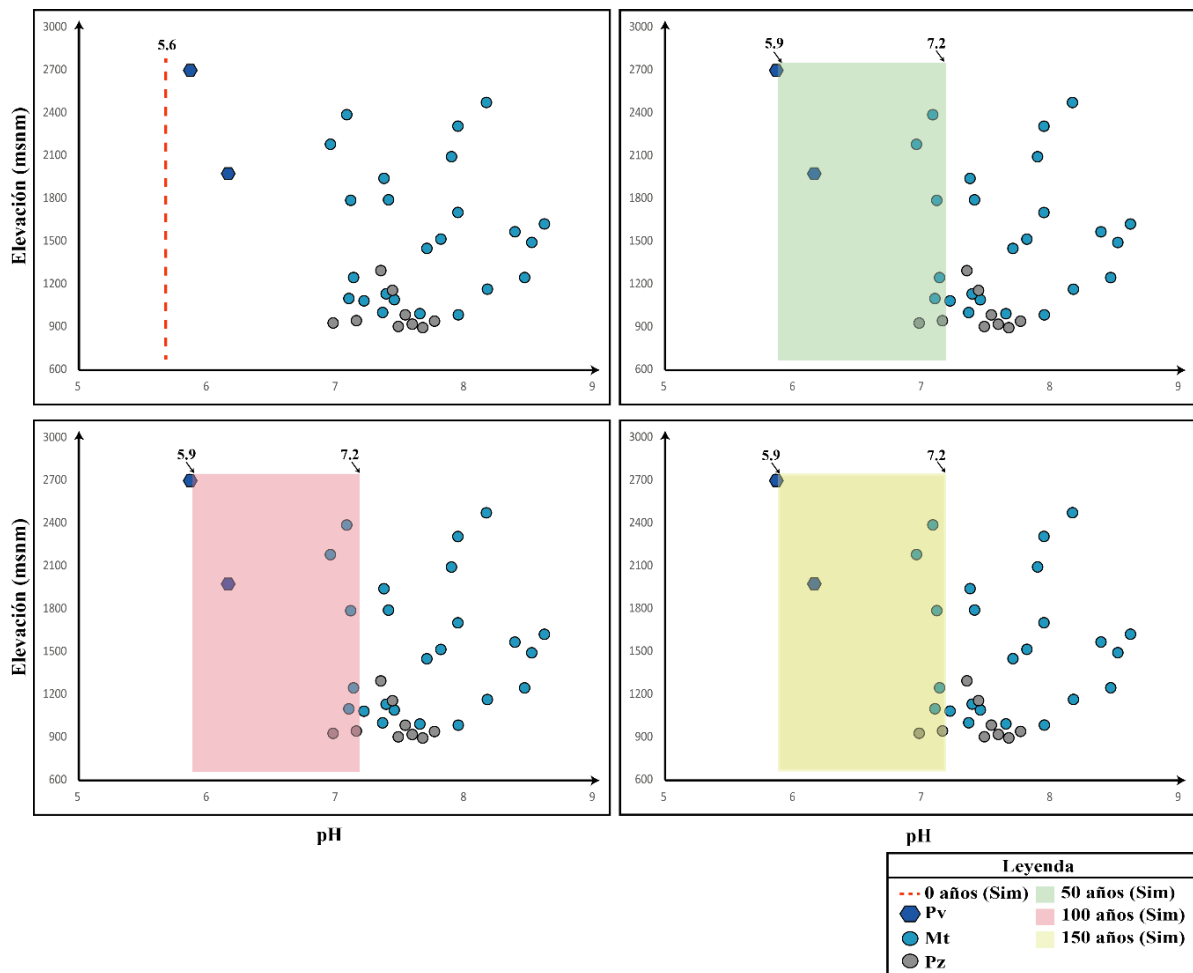


Figura 29. Gráficos pH en función a la altura, con rangos de pH obtenidos a partir de la simulación a 0, 50, 100 y 150 años en la composición química que circula en el medio poroso del escenario 2.

6.3. Análisis de sensibilidad en el modelo de fractura continua

Con el objetivo de evaluar la sensibilidad del modelo y su capacidad de respuesta a cambios mínimos relacionados con parámetros del modelo, se realizan 1 escenario de sensibilidad considerando el cambio en la apertura de la fractura,

Para el escenario evaluado en esta sección no se ha logrado la convergencia del modelo numérico para el mismo intervalo de tiempo de la simulación realizada. Por tal motivo los resultados que se presentan en esta sección son los periodos de tiempo en los cuales se logró la convergencia en los escenarios de simulación.

6.3.1. Sensibilidad del modelo en relación a la apertura de la fractura

Para evaluar el impacto de la apertura de la fractura en los resultados del modelo numérico, se ha realizado un análisis de sensibilidad del modelo. En este caso la apertura de la fractura en el escenario 2 de fractura discreta se ha disminuido de 4 m a 1 m. Si bien estas aperturas son valores altos para representar una fractura discreta, en este estudio se relacionan a la zona de falla, es decir, a la zona donde se presenta el fracturamiento del sistema rocoso.

Tal como se mencionó anteriormente, el modelo tiene una sensibilidad alta a los cambios en la configuración de este que se le realicen, por tal motivo, en este escenario de sensibilidad el modelo encontró una solución numérica (convergencia) hasta los 100 años de simulación.

En la Figura 30 y Figura 31 se presentan los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad de la fractura, se puede observar que los resultados en comparación con los obtenidos de modelo base (Sección 6.2) son menores, es decir, los rangos obtenidos cubren una menor cantidad de muestras para los 50 y 100 años. Este resultado representa que en un medio fracturado, la modelación de la apertura de las fracturas puede representar la variedad de los parámetros fisicoquímicos presentes en el sistema modelado.

Se puede resaltar que, con la disminución en la apertura de la fractura en el escenario de análisis de sensibilidad, se logró representar tanto para los cationes y aniones algunas muestras en el rango del Ca y HCO_3 , mientras que para el Na (1,4 y 1,7 ppm) y SO_4 (0,8 y 0,9 ppm) no fue posible representar ninguna muestra.

Si bien, no se obtienen todas las especies químicas medidas, este resultado presenta una consideración importante en relación a la fractura, es decir, las zonas de fracturamiento en el sistema natural no son homogéneas, por lo cual lograr reproducir la química de las aguas medidas en la zona de estudio con aperturas de fractura diferentes ayuda a entender que la evolución química de estas aguas depende también de los procesos hidráulicos relacionados a las zonas de fractura.

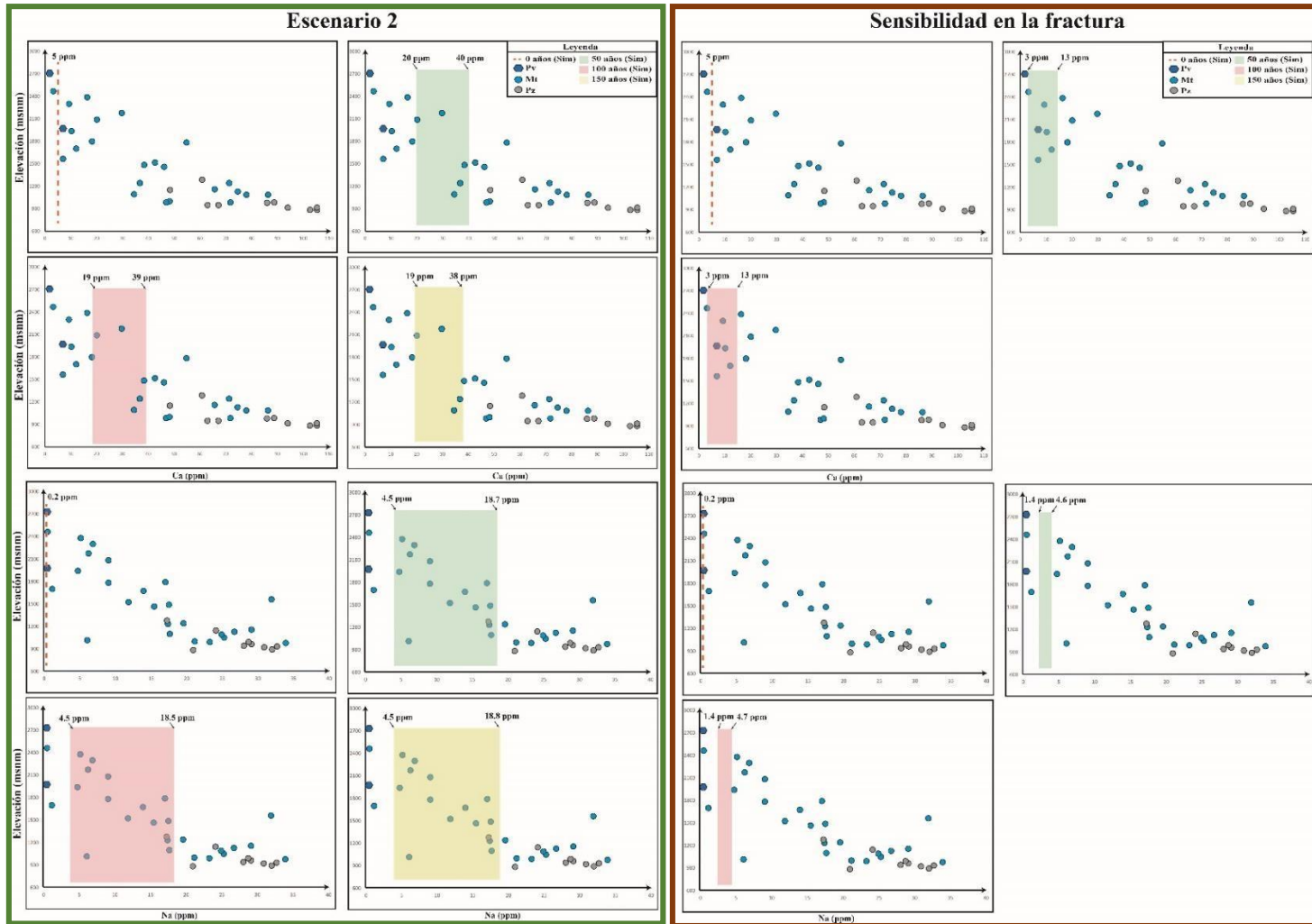


Figura 30. Gráficos de variación de Ca y Na en función a la altura, con rangos obtenidos a partir de la simulación a 0, 50 y 100 años en la composición química que circula en la fractura del escenario 2 y en el análisis de sensibilidad del modelo respecto a la fractura.

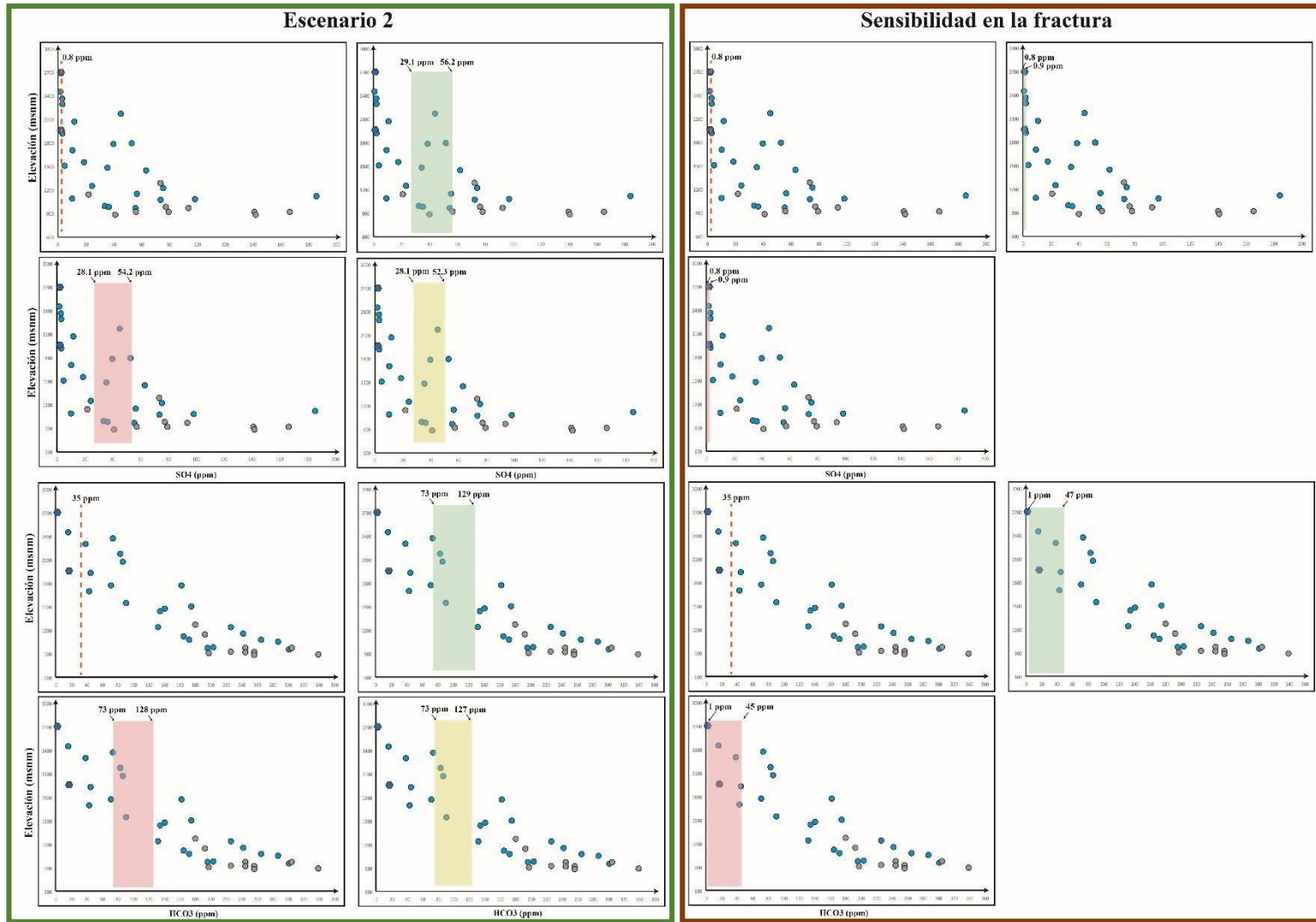


Figura 31. Gráficos de variación de SO₄ y HCO₃ en función a la altura, con rangos obtenidos a partir de la simulación a 0, 50 y 100 años en la composición química que circula en la fractura del escenario 2 y en el análisis de sensibilidad del modelo respecto a la fractura

1. DISCUSIÓN

El software CrunchFlow se utilizó para calcular la transferencia de masa entre el medio rocoso fracturado y el agua subterránea, con el objetivo de estimar rangos de tiempos aproximados sobre los cuales se reproducen la química de las aguas en la zona de estudio. Además, de establecer indirectamente parámetros como la conductividad hidráulica. Las reacciones geoquímicas se limitan a los coherentes con la mineralogía y la química observada. El agua inicial para reproducir el transporte de flujo consistió en el agua pluviométrica colectada a 2715 msnm en la zona de estudio (Tabla 1, Id=34) representativa de la recarga. El modelo bidimensional de transporte reactivo se llevó a cabo con un flujo de agua subterránea en estado estacionario, en este caso el estado estacionario no representa procesos estáticos, es decir, el estado estacionario se produce cuando los procesos dinámicos están equilibrados (Steeffel., 2009)

De acuerdo con los resultados analíticos presentados por Taucare et al (2020) de los manantiales y pozos medidos en el Frente Occidental Andino (Tabla 1), las facies hidrogeoquímicas del agua subterránea son principalmente bicarbonatadas cálcicas (Figura 32) como resultado de la disolución de plagioclasas, con mayor participación de Ca-silicato presente en las rocas volcano-sedimentarias de la zona de estudio.

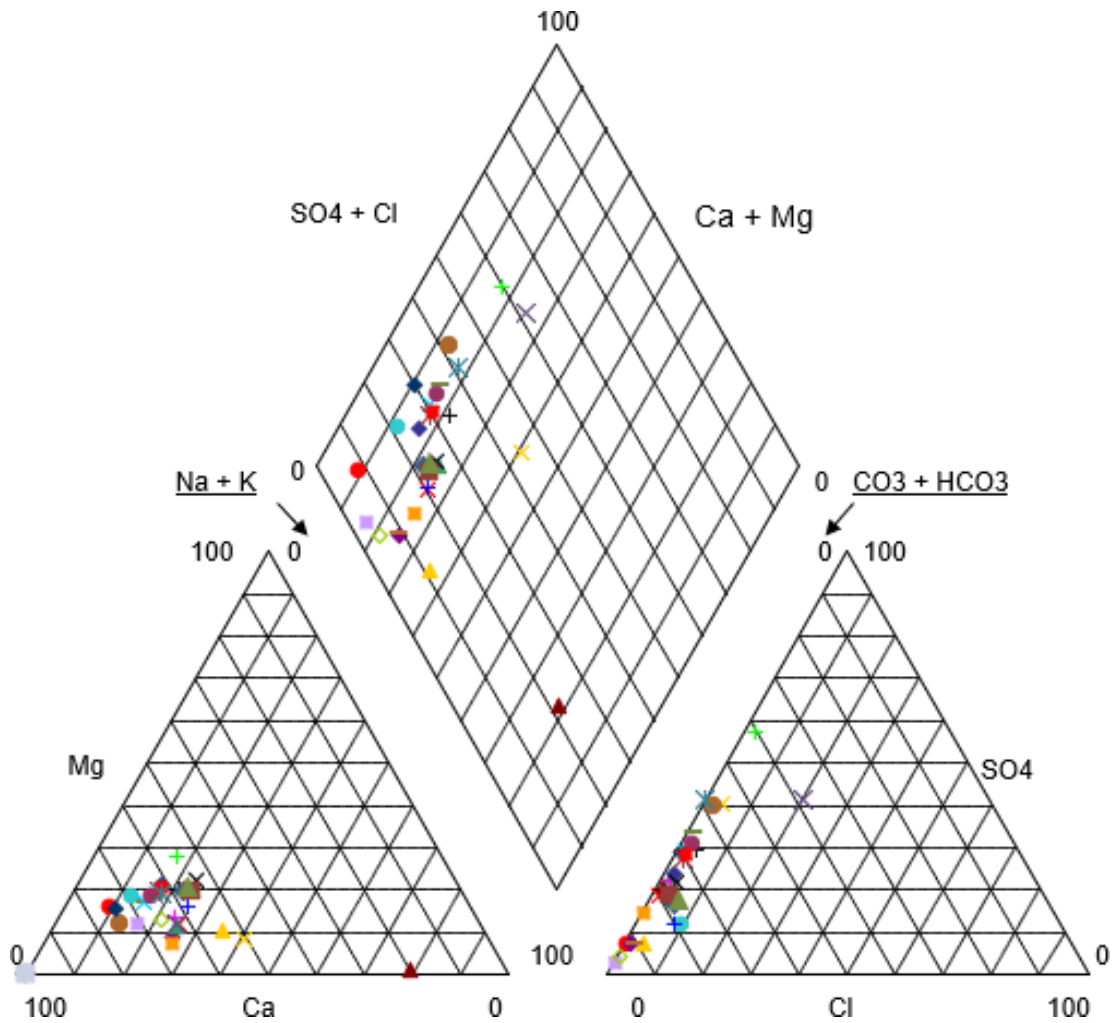


Figura 32. Diagrama de Piper para las muestras de agua de la zona de estudio.

Según el diagrama de SCHÖELLER-BERKALOF las muestras presentan una tendencia al enriquecimiento de Ca y HCO_3 en mayor proporción que el Na y SO_4 ; mientras que el Cl presenta mayor empobrecimiento respecto al Mg (Figura 33).

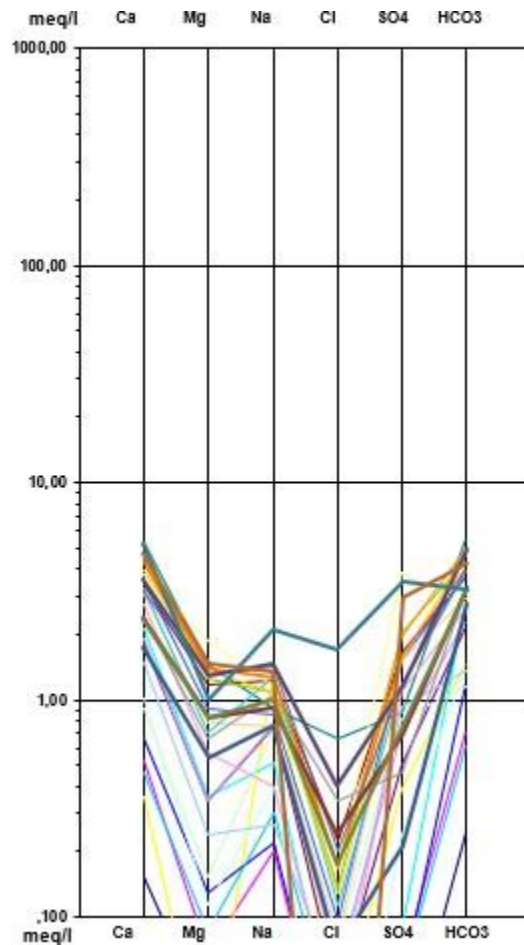
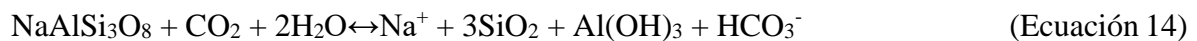
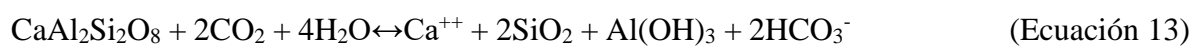


Figura 33. Diagrama de Schöeller-Berkalof para las muestras de agua de la zona de estudio.

El enriquecimiento de especies químicas como el Ca, Na y SiO_2 en la zona de estudio se debe a las reacciones y procesos geoquímicos que ocurren a lo largo del frente occidental Andino, ya que teniendo en cuenta la presencia de rocas volcano-sedimentarias cuyos minerales principales son las plagioclasas, anortita y albita, siendo los principales contribuyentes de Ca y Na respectivamente (Ecuaciones 13 y 14) a la composición química de las aguas en la zona de estudio. La disolución de plagioclasas ocurre en medios ácidos, en este caso el aporte ácido es determinado por la HCO_3^- como resultado del CO_2 disuelto del suelo (Taucare et al, 2020) y el CO_2 atmosférico.



En el escenario 1, el Ca simulado ha representado los valores de campo para las muestras (n°. 5, 13, 25) en 50 y 100 años, mientras que las muestras (n°. 13, 25) en 150 años. Lo anterior, se debe a una leve disminución de la concentración de Ca en 150 años de simulación. El Na simulado ha representado los valores medidos de las muestras (n°. 4, 5, 11, 15, 16, 17, 25, 33) para 50, 100 y 150 años. Las muestras (n°. 5, 25) coinciden en la escala temporal de 50 a 150 años para el Ca y Na. El SiO₂ simulado ha representado los valores medidos de las muestras (n°. 2, 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 26, 27, 28, 29, 30) en 50 años, mientras que para 100 años representa las muestras anteriores incluidas las muestras (n°. 24, 25). Finalmente, para 150 años se suman las muestras (n°. 6, 21). Es posible que la representación de un amplio rango de muestras por el SiO₂ simulado se deba a que los minerales secundarios no logran precipitar cantidades importantes de SiO₂ como consecuencia de la cinética implementada (Tabla 1).

En el escenario 2, los valores de Ca simulados en la fractura corresponden a las muestras (n°. 5, 10, 13, 15, 25) para 50, 100 y 150 años, mientras que en el medio poroso se han obtenido valores correspondientes a las muestras (n°. 5, 25) para 50, 100 y 150 años. Los valores de Na simulados en la fractura corresponden a las muestras (n°. 2, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 16, 25, 33), mientras que en el medio poroso se han obtenido valores (n°. 4, 5, 11, 15, 16, 17, 25, 33) para 50, 100 y 150 años. El SiO₂ simulado ha representado los valores medidos de las muestras (n°. 2, 3, 4, 5, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 26, 27, 28, 29, 30) en 50 años, mientras que para 100 años representa las muestras anteriores incluidas las muestras (n°. 24, 25). Finalmente, para 150 años se suman las muestras (n°. 6, 21).

Para representar el enriquecimiento de SO₄ se ha utilizado la fase mineral alunita, la cual es definida por la alteración argílica avanzada en asociación a minerales primarios como las plagioclasas que afecta a unidades volcánicas de la Formación Abanico (Eggers., 2009). De esta forma, en el escenario 1 los valores de SO₄ simulados en la fractura corresponden a las muestras (n°. 7, 11, 13, 14, 15, 18, 23, 26, 27, 28) para el periodo comprendido entre 50 y 150 años. En el escenario 2, la composición de SO₄ obtenida en la fractura es la misma que la obtenida en el escenario 1; representando así, las mismas muestras del escenario 1 en la misma escala temporal. En el medio poroso del escenario 2 se presentan las mismas muestras representadas por la fractura sumada la muestra (n°. 5), esto indicaría que los flujos

de agua subterránea pasan por ambos medios y de esta forma obtienen sus características fisicoquímicas.

De acuerdo a la especiación de las muestras de la zona de estudio con el software Phreeqc se ha obtenido que el valor más alto de CO_2 corresponde a 4.0×10^{-2} moles. En los modelos se ha utilizado una concentración de CO_2 de 6.0×10^{-2} M, este valor ha sido seleccionado ya que permite mantener el pH simulado dentro del rango de pH de las aguas presentes en la zona de estudio. En el escenario 1 los valores de pH simulados corresponden a las muestras (n°. 6, 8, 11, 13, 17, 19, 20, 29) en la escala temporal de 50 a 150 años. En el escenario 2, los valores de pH obtenidos en la fractura representan a las muestras (n°. 8, 13, 25, 29) y los valores obtenidos en el medio poroso son los mismo que se obtuvieron para el escenario 1.

Un aspecto importante para considerar en la interacción agua roca es la disponibilidad de iones en el agua subterránea, además de las condiciones fisicoquímicas que influyen en la precipitación de minerales. En este trabajo se han establecido como minerales secundarios la calcita, caolinita y ca-montmorillonita (capítulo 5.2.4). El pH es determinante en la precipitación de algunas fases minerales como las arcillas.

En el Frente Occidental Andino, las fracturas tensionales de las principales fallas comprenden vetas rellenas de minerales hidrotermales como calcita (Taucare et al., 2020). En los escenarios 1 y 2 es posible observar que la calcita tiene un frente de precipitación al final del sistema que aumenta con el paso del tiempo, siendo menor la precipitación a 50 años respecto a la precipitación en 150 años. Es decir, la mayor concentración de calcita se presenta a 150 años en ambos escenarios. En el escenario 2 se presenta mayor concentración respecto al escenario 1 con una diferencia del 9%.

Los minerales secundarios (arcillas) han precipitado a lo largo del sistema tanto para el escenario 1 y 2. En el caso de la caolinita, ha presentado mayor precipitación en el escenario 1 con un porcentaje de diferencia de 1.8% respecto al escenario 2, además en el escenario 1 la precipitación de calcita es continua en todo el sistema, mientras que en el escenario 2 se presenta un frente de precipitación en los primeros metros del sistema y en el contacto entre fractura-medio poroso. La Ca-montmorillonita presenta mayor precipitación en el escenario 1 respecto al escenario 2, con una diferencia del 22%. Al igual que para la caolinita, este tiene un frente de precipitación al inicio del sistema.

En la construcción de modelos numéricos se hace indispensable reconocer gran parte de las propiedades del sistema para disminuir la cantidad de variables que limiten los resultados obtenidos. Con el objetivo de determinar los tiempos de circulación de las aguas subterráneas en el Frente Occidental Andino se han establecido dos escenarios bidimensionales para representar las condiciones geológicas de la zona de estudio. Sin embargo, es preciso mencionar que la construcción de un modelo bidimensional es solo la base en la representación de los escenarios reales. Además, otras limitaciones se centran principalmente en la obtención de parámetros de flujo como la permeabilidad, la conductividad hidráulica y el volumen de infiltración.

Por otro lado, la información termodinámica y cinética disponible en las bases de datos es limitada. Por ejemplo, existe una aproximación en los valores establecidos para las cinéticas de precipitación de fases minerales, por lo que se utilizan las cinéticas de disolución; induciendo incertidumbre en los resultados obtenidos, ya que las reacciones químicas de interacción agua-roca se ven acotadas por esta información.

El modelo presenta una alta sensibilidad a la modificación de parámetros lo que hace que el análisis de los diferentes procesos que ocurren en el sistema sea limitado.

2. CONCLUSIONES

Estudios recientes han demostrado que el Frente Occidental Andino representa un área muy importante para la sustentabilidad de los recursos hídricos subterráneos. Allí ocurren procesos de recarga que alimentan los acuíferos de la depresión Central, como se ha demostrado para el acuífero de San Felipe. Por tal motivo, reconocer y acotar los tiempos de circulación de las aguas subterráneas y los procesos que se contribuyen a la composición química de estas, es de vital importancia como insumo para generar una gestión que busque la sustentabilidad de los recursos hídricos. En este sentido, con el presente trabajo se ha utilizado la modelización numérica y la química de las aguas subterráneas procedentes de la zona de San Felipe-Los Andes, para obtener posibles rangos del tiempo de tránsito de los flujos en el bloque de montaña, así como algunas propiedades del sistema (permeabilidad y valores de flujos). Para reproducir el sistema se han implementado 2 escenarios de modelos de transporte reactivo con el software CrunchFlow. Los resultados obtenidos de las simulaciones han confirmado los resultados obtenidos por anteriores autores, ya que la interacción agua-roca juega un rol clave en la composición química de las aguas subterráneas en el Frente occidental Andino. Los iones principales de las muestras analizadas como Ca, Na y SiO₂ proceden de la disolución de plagioclasas como la anortita y albita. El dióxido no interactúa con las aguas subterráneas, por lo cual, es probable que el aporte de Mg en su composición química se deba a otras fases minerales que no se han considerado en el presente trabajo. La disolución de alunita permite representar la concentración de SO₄ de algunas de los manantiales y pozos medidos. El control de especies químicas como el Ca y Na en las aguas de la zona de estudio está dada principalmente por la precipitación de arcillas como caolinita y ca-montmorillonita y la precipitación de calcita.

Los resultados obtenidos con el escenario 1 en comparación con los obtenidos del escenario 2 no presentan mayor diferencia, sin embargo, se considera que la representación del medio poroso fracturado es más acertada de acuerdo con la complejidad que trae la construcción de modelos numéricos en medios rocosos fracturados.

Con los modelos ha sido posible reproducir la química de algunas de los manantiales y pozos de la zona de estudio, en un tiempo de simulación entre 50 y 150 años. Las muestras (n°. 5, 25) han sido representadas para todas las escalas temporales en todas las especies químicas

analizadas y en cada uno de los escenarios estudiados. Mientras que las muestras restantes se han representado en la misma escala temporal, pero no todas las especies químicas han sido reproducidas en sus exactas concentraciones.

Como resultado implícito de la reproducción simulada de la química de las aguas subterráneas en la zona de estudio, se ha tenido que usar un valor de conductividad hidráulica 4.4×10^{-4} m/s. Con este valor se pudo representar el flujo del agua subterránea para el área de estudio, siendo este valor coherente con los valores de conductividad descritos por Welch y Allen (2014) para una circulación media en rocas fracturadas.

La alta sensibilidad que presenta el modelo numérico en la variación de parámetros como la apertura de la fractura hace que el análisis de sensibilidad haya sido realizado por un intervalo de tiempo inferior a las simulaciones. Sin embargo, se observó que con la disminución de la apertura de la fractura se logra reproducir un rango diferente de muestras en la zona de estudio. Este resultado sugiere que el sistema es muy complejo y que la química de las aguas es definida por una gran variedad de factores que confieren a la zona de estudio las diferentes concentraciones determinadas. Este trabajo contribuye a atribuir intervalos temporales y propiedades hidráulicas del sistema fracturado por el cual ocurre la circulación de agua subterránea en el Frente Andino Occidental. El trabajo futuro será realizar dataciones en terreno.

3. BIBLIOGRAFÍA

- Aagaard P., Helgeson H.C. 1982. Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions, I, Theoretical considerations. *Amer. J. Sci.*, 237-285.
- Arancibia G. 2004. Mid-cretaceous crustal shortening: Evidence from a regional-scaleductile shear zone in the Coastal Range of central Chile (32° S). *Journal of South American Earth Sciences* 17 (3), 209–226. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.06.001>
- Appelo C., Potsma D. 2005. *GEOCHEMISTRY, GROUNDWATER AND POLLUTION*. A.A. Balkema Publishers, Leiden, The Netherlands a member of Taylor & Francis Group plc
- Barrett B.S., Garreaud R.D., Falvey M. 2009. Effect of the Andes Cordillera on precipitation from a midlatitude cold front. *Monthly Weather Review* 137, 3092–3109. <https://doi.org/10.1175/2009MWR2881.1>
- Berre I., Doster F., Keilegavlen E. 2019. Flow in Fractured Porous Media: A Review of Conceptual Models and Discretization Approaches. *Transport in Porous Media* 130: 215 – 236. <https://doi.org/10.1007/s11242-018-1171-6>
- Benavente, O., Tassi, F., Reich, M., Aguilera, F., Capechciacci, F., Gutiérrez, F., Vaselli, O., Rizzo, A., 2016. Chemical and isotopic features of cold and thermal fluids discharged in the Southern Volcanic Zone between 32.5°S and 36°S: insights into the physical and chemical processes controlling fluid geochemistry in geothermal systems of Central Chile. *Chem. Geol.* 420, 97–113. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2015.11.010>.
- Blessent D. 2009. Integration of 3d geological and numerical models based on tetrahedral meshes for hydrogeological simulations in fractured porous media.
- Blessent D., Jorgensen P., Therrien R. 2013. Comparing Discrete Fracture and Continuum Models to Predict Contaminant Transport in Fractured Porous Media. *Groundwater*. <https://doi.org/10.1111/gwat.12032>
- Bryant S., Thompson K. 2001. Theory, modeling and experiment in reactive transport in porous media. *Current Opinion in Colloid and Interface Science*. [https://doi.org/10.1016/S1359-0294\(01\)00088-7](https://doi.org/10.1016/S1359-0294(01)00088-7)
- Boisier J.P., Rondanelli R., Garreaud R., Muñoz F. 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical Research Letters*. <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>
- Bodin J., Delay G., de Marsily G. 2003. Solute transport in a single fracture with negligible matrix permeability: 2. mathematical formalism. *Hydrogeology Journal* 11: 434-454. DOI:10.1007/s10040-003-0269-1
- Boyce D., Charrier R., Farias M. 2020. The first Andean compressive tectonic phase. Sedimentologic and structural analysis of mid-Cretaceous deposits in the Coastal Cordillera,

Central Chile (32°50'S). *Tectonics* 39 (2), e2019TC005825. <https://doi.org/10.1029/2019TC005825>

Carter W.D., Aguirre L. 1965. Structural Geology of Aconcagua Province and its Relationship to the Central Valley Graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin* 76 (6), 651-664. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1965\)76\[651:SGOAPA\]2.0.CO](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1965)76[651:SGOAPA]2.0.CO)

Cembrano J., Lara L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471 (1-2). 96-113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>

Charrier R., Pinto L., Rodríguez M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In: Moreno T. & Gibbons W. (Eds.), *The Geology of Chile*. Geological Society of London, 21-114. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>

Chen W., Tsangaratos P., Iliá I., Duan Z., Chen X. 2019. Groundwater spring potential mapping using population-based evolutionary algorithms and data mining methods. *Science of the Total Environment* 684, 31-49. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.05.312> 0048-9697/

CR2, Centro del Clima y Resiliencia, 2015. La megasequía 2010-2015: una lección para el futuro.

Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews* 18 (3-4), 303-332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)

Cortés G., Vargas X., McPhee J. 2011. Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *Journal of Hydrology* 405 (1-2), 93-109. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.05.013>

Custodio E, Llamas, M.R. y Sahuquillo, A. (2013). La investigación hidrogeológica española en el contexto mundial. En: J.A. López-Geta, J.M. Fornés Azcoiti. 100 Años de Hidrogeología en España, 1900-2000. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid. Cap. II.2: 155-184.

DeCelles P.G., Ducea M.N., Kapp P., Zandt G. 2009. Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience* 2, 251-257. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>

DGA. 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile.

DGA. 2015. Determinación de la Disponibilidad de Aguas Subterráneas en el Valle del Río Aconcagua. Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile.

DGA. 2016. Disponibilidad de Recursos Hídricos para el Otorgamiento de Derechos de Aprovechamiento de Aguas Subterráneas en el Valle del Aconcagua: Sectores hidrogeológicos de San Felipe, Putaendo, Panquehue, Catemu y Llay Llay. Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile.

- DGA. 2019. Inventario Público de Información Hidrológica y Meteorológica. Dirección General de Aguas (DGA), Santiago, Chile. <http://snia.dga.cl/BNAConsultas/reportes>
- Eggers T. 2009. Alteración Argílica Avanzada en el Distrito Los Bronces. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago
- Fernández E., Grilli A., Alvarez D., Aravena R. 2017. Evaluation of nitrate levels in groundwater under agricultural fields in two pilot areas in central Chile: A hydrogeological and geochemical approach. *Hydrological Processes* 31 (1), 1206-1224. <https://doi.org/10.1002/hyp.11103>
- Figuroa R., Viguier B., Taucare M., Yáñez G., Arancibia G., Sanhueza J., Daniele L. 2021. Deciphering groundwater flow-paths in fault-controlled semiarid mountain front zones (Central Chile). *Science of the Total Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145456>
- Fuentes F., Vergara M., Aguirre L., Féraud G. 2002. Contact relationships of Tertiary volcanic units from the Andes of Central Chile (33°S): a reinterpretation based on 40Ar/39Ar dating. *Revista Geológica de Chile* 29 (2), 151-165.
- Fuentes F. 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de Los Andes de Chile Central (33°S) (PhD Thesis). Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Gana P., Wall R. 1997. Evidencias geocronológicas 40Ar/39Ar y K-Ar de un hiatus cretácico superior-eoceno en Chile central (33-33° 30'S). *Revista Geológica de Chile* 24 (2), 145-163.
- Garreaud R.D. 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 22, 3-11. <https://doi.org/10.5194/adgeo-22-3-2009>
- Garreaud R.D., Alvarez-Garretón C., Barichivich J., Boisier J.P., Christie D., Galleguillos M., LeQuesne C., McPhee J., Zambrano-Bigiarini M. 2017. The 2010-2015 megadrought in central Chile: impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and Earth System Sciences* 21 (12), 6307-6327. <https://doi.org/10.5194/hess-21-6307-2017>
- Garreaud R., Boisier J.P., Rondanelli R., Montecinos A., Sepúlveda H., Valeso-Aguila D. 2020. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Giambiagi L.B., Ramos V.A., Godoy E., Alvarez P.P., Orts S. 2003. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics* 22 (4), 1041. <https://doi.org/10.1029/2001TC001354>
- González, F.A., Maksymowicz, A., Díaz, D., Villegas, L., Leiva, M., Blanco, B., Vera, E., Contreras, S., Cabrera, D., Bonvalot, S., 2018. Characterization of the depocenters and the basement structure, below the central Chile Andean Forearc: a 3D geophysical modelling in Santiago Basin area. *Basin Res.* 30 (4), 799-815. <https://doi.org/10.1111/bre.12281>

- Guerrero A., Gallucci S., Michalijos P., Maris-Visciarelli. 2011. Países Andinos: aportes teóricos para un abordaje integrado desde las perspectivas geográfica y turística. <https://repo.unlpam.edu.ar/handle/unlpam/2751>
- Gudmundsson A. 2011. Rock fractures in geological processes. Cambridge University Press, 593 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511975684>
- Hauser, A., 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile.
- Huyakorn P.S., Thomas S.D., Thompson B.M. 1984. Techniques for making finite element competitive in modeling flow in variably saturated porous media. *Water Resources Research* 20 (8): 1099-1115. <https://doi.org/10.1029/WR020i008p01099>
- Janos D., Molson J., Lefebvre R. 2018. Regional groundwater flow dynamics and residence times in Chaudière-Appalaches, Québec, Canada: Insights from numerical simulations. *Canadian Water Resources Journal*. <https://doi.org/10.1080/07011784.2018.1437370>
- Jara M. 2016. Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: El caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central. Universidad de Chile. Retrieved from <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/140864>
- Jara P., Charrier R. 2014. New stratigraphical and geochronological constraints for the Mesozoic deposits in the High Andes of central Chile between 32° and 32°30'S: Structural and palaeogeographic implications. *Andean Geology* 41 (1), 174–209. <https://doi.org/10.5027/andgeoV41n1-a07>
- Jordan T.E., Isacks B., Allmendinger R., Brewer J., Ramos V., Aando C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *GSA Bulletin* 94 (3), 341–361. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)942.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)942.0.CO;2)
- Jordan T., Herrera C., Kirk-Lawlor N., Godfrey L. 2015. Architecture of the aquifers of the Calama Basin, Loa catchment basin, northern Chile. *Geosphere* 11 (5), 1438-1474. <https://doi.org/10.1130/GES01176.1>
- Kauffeldt A., Halldin S., Rodhe A., Xu C.Y., Westerber I. K. 2013. Disinformative data in large-scale hydrological modelling. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 2845–2857. <https://doi.org/10.5194/hess-17-2845-2013>
- Kay S.M., Godoy E., Kurtz A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Bulletin of the Geological Society of America* 117 (1-2), 67–88. <https://doi.org/10.1130/B25431.1>
- Lasaga A. C. (1984) Chemical-kinetics of water-rock interactions. *J. Geophys. Res.* 89, 4009–4025.
- Mäkel G. H. 2007. The modelling of fractured reservoirs: Constraints and potential for fracture network geometry and hydraulics analysis. *Geological Society Special Publication*, 292, 375–403. <https://doi.org/10.1144/SP292.21>

- MacQuarrie K.T., Mayer K.U. 2005. Reactive transport modeling in fractured rock: A state-of-the-science review. *Earth Sci. Rev.* 72, 189–227. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.07.003>
- Megdal, S.B., 2018. Invisible water: the importance of good groundwater governance and management. *Npj Clean Water* 1, 15. <https://doi.org/10.1038/s41545-018-0015-9>
- Muñoz J.F., Fernández B., Escauriaza C. 2003. Evaluation of groundwater availability and sustainable extraction rate for the Upper Santiago Valley Aquifer, Chile. *Hydrogeology Journal* 11 (6), 687-700. <https://doi.org/10.1007/s10040-003-0292-2>
- Muñoz E., Arumí J.L., Wagener T., Oyarzún R., Parra V. 2016. Unraveling complex hydrogeological processes in Andean basins in south-central Chile: An integrated assessment to understand hydrological dissimilarity. *Hydrological Processes* 30 (26), 4934-4943. <https://doi.org/10.1002/hyp.11032>
- Mpodosis C., Ramos V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. In: Ericksen G.E., Cañas-Pinochet M.T. & Reinemund J. (Eds.), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. CircumPacific Council for Energy and Mineral Resources, 59–90.
- Neuman S.P. 2005. Trends, prospects and challenges in quantifying flow and transport through fractured rocks. *Hydrogeol. J.* 13(1), 124–147. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0397-2>
- Nyström J., Vergara M., Morata D., Levi B. 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33°15'–33°45'S). *Geological Society of America Bulletin* 115 (12), 1523-15237. <https://doi.org/10.1130/B25099.1>
- Ohlanders N., Rodriguez M., McPhee J. 2013. Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences* 17, 1035–1050. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1035-2013>
- Oki T., Kanae S. 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* 313, 1068. DOI:10.1126/science.1128845
- Oyarzún R., Barrera F., Salazar P., Maturana H.M Oyarzún J., Aguirre E., Alvarez P., Jourde H., Kretschmer N. 2014. Multi-method assessment of connectivity between surface water and shallow groundwater: the case of Limarí River basin, north-central Chile. *Hydrogeology Journal*. DOI 10.1007/s10040-014-1170-9
- Oyarzún R., Zambra S., Maturana H., Oyarzún J., Aguirre E. & Kretschmer N. 2016. Chemical and isotopic assessment of surface water–shallow groundwater interaction in the arid Grande river basin, North-Central Chile. *Hydrological Sciences Journal* 61 (12), 2193-2204. <https://doi.org/10.1080/02626667.2015.1093635>
- Parada M.A., Rivano S., Sepulveda P., Herve M., Herve F., Puig A., Munizaga F., Brook M., Pankhurst R., Snelling N. 1988. Mesozoic and cenozoic plutonic development in the Andes

of central Chile (30°30' - 32°30'S). *Journal of South American Earth Sciences* 1 (3), 249–260. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(88\)90003-X](https://doi.org/10.1016/0895-9811(88)90003-X)

Parkhurst D.L., Appelo C.A.J., 1999. User's guide to PHREEQC (version 2)-a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U.S. Geol. Surv. Water Resour. Inv. Rep. 99-4259, 312 pp.

Prickett T.A. 1975. Modeling techniques for groundwater evaluation. *Advances in Hydroscience* 10: 1-143.

Piquer J., Berry R.F., Scott R.J., Cooke D.R. 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology* 89, 101-117. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.05.008>

Piquer J., Hollings P., Rivera O., Cooke D.R., Baker M., Testa F. 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *Lithos* 268–271, 174–197. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2016.10.025>

Rivano S., Godoy E., Vergara M., Villarroel R. 1990. Redefinición de la formación farellones en la Cordillera de los Andes de Chile central (32-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17 (2), 205–214.

Rivano S., Sepúlveda P., Boric R., Espiñeira D. 1993. Hojas Quillota y Portillo, Escala 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile.

Rivano, S. 1996. Geología de las hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, 232 p.

Riesner M., Lacassin R., Simoes M., Carrizo D., Armijo R. 2018. Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building. *Tectonics* 37 (5), 1347-1375. <https://doi.org/10.1002/2017TC004513>

Ribeiro L., Kretschmer N., Nascimento J., Buxo A., Rötting T., Soto G., Señoret M., Oyarzún J., Maturana H., Oyarzún R. 2015. Evaluating piezometric trends using the Mann-Kendall test on the alluvial aquifers of the Elqui River basin, Chile. *Hydrological Sciences Journal* 60 (10), 1840-1852. <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.945936>

Rojas R., Dassargues A. 2007. Groundwater flow modelling of the regional aquifer of the Pampa del Tamarugal, northern Chile. *Hydrogeology Journal* 15 (3), 537-551. <https://doi.org/10.1007/s10040-006-0084-6>

Salas I., Herrera C., Luque J.A., Delgado J., Urrutia J., Jordan T. 2016. Recent climatic events controlling the hydrological and the aquifer dynamics at arid areas: The case of Huasco River watershed, northern Chile. *Science of The Total Environment* 571, 178-194. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.07.132>

- Schellart W.P. 2017. Andean mountain building and magmatic arc migration driven by subduction- induced whole mantle flow. *Nature Communications* 8, 2010. <https://doi.org/10.1038/s41467-017-01847-z>
- Simmers I. 1997. Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-)Arid Areas. *IAH Int. Contrib. Hydrogeol.* 19, AA Balkema, Rotterdam, 277 p.
- Singhal B.B.S. and Gupta R.P. 2010. *Applied hydrogeology of fractured rocks* (2nd edition). Springer, 415 pp. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8799-7>
- Steefel C.I. 2009. CrunchFlow. Software for Modeling Multicomponent Reactive Flow
- Steefel C. I., Appelo C. A. J., Arora B., Jacques D., Kalbacher T., Kolditz O., Lagneau V., Lichtner P. C., Mayer K. U., Meeussen J. C. L., Molins S., Moulton D., Shao H., Simunek J., Spycher N., Yabusaki S. B., Yeh G. T. 2014. Reactive transport codes for subsurface environmental simulation. *Computational Geosciences*, 19(3): 445-478. DOI:10.1007/s10596-014-9443-x
- Steefel C. I., Appelo C. A. J., Arora B., Jacques D., Kalbacher T., Kolditz O. Yeh G. T. 2015. Reactive transport codes for subsurface environmental simulation. *Computational*
- Tang D.H., Frind E.O., Sudicky E.A. 1981. Contaminant transport in fractured porous media: analytical solution for a single fracture. *Water Resources Research* 17 (3): 555- 564
- Taucare M., Daniele L., Viguiet B., Vallejo A., Arancibia G. 2020. Groundwater resources and recharge processes in the Western Andean Front of Central Chile. *Science of the Total Environment*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137824>
- Taucare M. 2020. GROUNDWATER RESOURCES OF THE WESTERN ANDEAN FRONT: INSIGHTS FROM THE ACONCAGUA BASIN, CENTRAL CHILE. Universidad de Chile.
- Taillefer A., Guillou-Frottier L., Soliva R., Magri F., Lopez S., Courrioux G., Millot R., Ladouche B., Le Goff E. 2018. Topographic and Faults Control of Hydrothermal Circulation Along Dormant Faults in an Orogen. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 19:4972-4995. <https://doi.org/10.1029/2018GC007965>
- Thakur J.K. 2016. Hydrogeological modeling for improving groundwater monitoring network and strategies. *Applied Water Science* 7: 3223-3240. <https://doi.org/10.1007/s13201-016-0469-1>
- Thomas H. 1958. Geología de la cordillera de la costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile.
- Therrien R., Sudicky E.A. 1996. A three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media. *Journal of Contaminant Hydrology* 23: 1-44

Treskow v. 2019. Drenaje ácido natural: el caso de campos de ahumada, Chile central. Universidad de Chile.

Turner R., Mansour M., Dearden R., Dochartaigh B., Hughes A. 2015. Improved understanding of groundwater flow in complex superficial deposits using three-dimensional geological-framework and groundwater models: an example from Glasgow, Scotland (UK). *Hydrogeology Journal* 23:493-506. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1207-0>

Urrutia J., Jódar J., Medina A., Herrera C., Chong G., Urqueta H., Luque J.A. 2018. Hydrogeology and sustainable future groundwater abstraction from the Agua Verde aquifer in the Atacama Desert, northern Chile. *Hydrogeology Journal* 26 (6), 1989-2007. <https://doi.org/10.1007/s10040-018-1740-3>

Valois R., MacDonell S., Núñez J.H., Maureira-Cortés H. 2020. Groundwater level trends and recharge event characterization using historical observed data in semi-arid Chile. *Hydrological Sciences Journal*, 20 pp. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711912>

Viguié B., Jourde H., Yáñez G., Lira E.S., Leonardi V., Moya C.E., García-Pérez T., Maringue J., Lictévout E. 2018. Multidisciplinary study for the assessment of the geometry, boundaries and preferential recharge zones of an overexploited aquifer in the Atacama Desert (Pampa del Tamarugal, Northern Chile). *Journal of South American Earth Sciences* 86, 366-383. <https://doi.org/10.1016/J.JSAMES.2018.05.018>

Viguié B., Daniele L., Jourde H., Leonardi V., Yáñez G. 2019. Changes in the conceptual model of the Pampa del Tamarugal Aquifer: Implications for Central Depression water resources. *Journal of South American Earth Sciences* 94, 102217. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102217>

vCoira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews* 18 (3-4), 303-332. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(82\)90042-3](https://doi.org/10.1016/0012-8252(82)90042-3)

Wada Y., Flörke M., Hanasaki N., Eisner S., Fischer G., Tramberend S., Satoh Y., Van Vliet M.T.H., Yillia P., Ringler C., Wiberg D., 2016. Modeling global water use for the 21st century: Water Futures and Solutions (WfS) initiative and its approaches. *Geosci. Model Dev.*, 9, 175-222. doi:10.5194/gmd-9-175-2016.

Wall R., Sellés D., Gana P. 1999. Área Tiltill-Santiago, región Metropolitana, Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Santiago, Chile

Waylen P.R., Caviedes C.N. 1990. Annual and seasonal fluctuations of precipitation and streamflow in the Aconcagua River basin, Chile. *Journal of Hydrology* 120 (1-4), 79-102. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90143-L](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90143-L)

Welch A.L., Allen D.M. 2014. Hydraulic conductivity characteristics in mountains and implications for conceptualizing bedrock groundwater flow. *Hydrogeology Journal*, 22: 1003–1026. DOI 10.1007/s10040-014-1121-5

Yáñez G., Muñoz M., Flores-Aqueveque V., Bosch A. 2015. Gravity depth to basement in Santiago Basin, Chile: implications for its geological evolution, hydrogeology, low enthalpy geothermal, soil characterization and geo-hazards. *Andean Geology* 42 (2), 147–172. <https://doi.org/10.5027/andgeoV42n2-a01>

Yáñez G., Rivera O. 2019. Crustal dense blocks in the fore-arc and arc region of Chilean ranges and their role in the magma ascent and composition: Breaking paradigms in the Andean metallogeny. *Journal of South American Earth Sciences* 93, 51-66. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.04.00>

Zuñiga C., Aspillaga C., Ferreyra R., Selles G. (2015). Response of Table Grape to Irrigation Water in the Aconcagua Valley, Chile. *Agronomy*. DOI:10.3390/agronomy5030405