



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

SIMULACIÓN DE SISTEMAS HIDROTERMALES MEDIANTE MODELOS DE
TRANSPORTE REACTIVO: EL CASO DE SAN FELIPE – LOS ANDES, CHILE
CENTRAL

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

MAURICIO ERNESTO JARA CUBILLO

PROFESOR GUÍA:
LINDA DANIELE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DANIEL MONCADA DE LA ROSA
DIEGO MORATA CÉSPEDES

SANTIAGO DE CHILE

2016

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo
POR: Mauricio Ernesto Jara Cubillo
FECHA: Agosto, 2016
PROFESOR GUÍA: Linda Daniele

SIMULACIÓN DE SISTEMAS HIDROTERMALES MEDIANTE MODELOS DE TRANSPORTE REACTIVO: EL CASO DE SAN FELIPE – LOS ANDES, CHILE CENTRAL

En la zona de San Felipe – Los Andes existen numerosos manantiales termales y evidencia de circulación de fluidos de alta temperatura a través de la Zona de Falla Pucuro. La configuración de la zona, determina la existencia de un sistema hidrotermal del cual se desconocen las claves de su evolución. Para ello, en este trabajo se desarrollan simulaciones de transporte reactivo en el software Crunchflow, que buscan determinar la evolución de los fluidos hidrotermales y su relación con la mineralogía secundaria identificada en la zona de estudio. En base a esto, se generan tres escenarios: el primero, simula las condiciones actuales; el segundo, que a su vez conglojera cuatro simulaciones, corresponde a las mismas condiciones que el primer escenario, pero con un aumento gradual de la temperatura global; finalmente, se plantea un tercer escenario en que se simula el ingreso de fluidos profundos de alta temperatura (250°C) en la zona de falla, cuya composición inicial se explora a través de dos sub-escenarios.

Para el tiempo de simulación (1,000 años) en la situación actual (escenario I) sólo ocurre precipitación de calcita (0.2% volumen máximo). Cuando la temperatura global del sistema se establece en 100°C (simulación II.4) se mantiene la formación de calcita, pero comienza a precipitar levemente epidota (volumen máximo 0.4%) y clorita en muy baja cantidad. El ingreso de fluidos de alta temperatura en el escenario III, trae consigo la formación de sílice, y en el sub-escenario en que los fluidos profundos son de tipo clorurados, además se tiene precipitación de wairakita en la zona en que dichos fluidos entran al sistema, llegando a ocupar un 5% del volumen total.

Los resultados obtenidos confirman que el proceso de interacción agua - roca constituye el factor más importante en la química de fluidos geotermales, al ser capaz de reproducir casi en su totalidad la hidroquímica observada en la zona de estudio, aun cuando otros procesos pueden ocurrir.

Finalmente, se plantea que el sistema hidrotermal se ha desarrollado principalmente en tres estadios: en primera instancia, por efecto de la circulación de fluidos clorurados de alta temperatura, se genera precipitación de wairakita y sílice; luego, mediante dilución con agua de recarga de carácter bicarbonatada y/o en menor grado, un enfriamiento del sistema, llevan a un segundo estadio en que ocurre precipitación de zoisita y clorita; finalmente, la continua dilución con agua de recarga y enfriamiento del sistema, llevan a un tercer estadio que incluye la situación actual, en que se genera precipitación de calcita.

¿Qué soy?
Este momento.

Agradecimientos

Este trabajo fue posible gracias al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA; FONDAP n°15090013); centro al cual aprovecho de agradecer por asumir un rol protagónico en la generación de conocimiento aplicado al beneficio de la sociedad. Quiero agradecer también, a mi profesora guía Linda Daniele, por ayudarme a dar los primeros pasos en el mundo de la hidrogeología, por las interesantes conversaciones que hemos mantenido y por su gran disposición para enseñar y aportar a mi formación profesional. Muchas gracias también a los profesores Daniel Moncada y Diego Morata por sus valiosos comentarios, que permitieron aumentar considerablemente la calidad de este trabajo.

Mucha gente ha sido parte de este proceso universitario tan bonito, y como no nací corriendo, es aún más la que me ha brindado su amor y enseñanzas desde que me reubiqué por acá por la tierra.

Me gustaría agradecer en primer lugar a mi familia ¡la linda familia! Gracias por tanta incondicionalidad, amor y sostén. A mi polola por su tremendo apoyo en este proceso -que no ha sido menor- y por su invaluable compañía en mi sendero espiritual.

Los amigos ¡qué sería de la vida sin los amigos! Tengo la suerte de sentirme embargado de un ambiente de fraternidad y es que he decidido hacerme amigo del mundo mismo. En primer lugar, agradezco a los hermanekes por ser los de siempre, aquél grupo que decidió compartir sus experiencias, vivencias y risas desde hace ya ocho años.

A mi círculo cercana: Ale, Negro y Tomy, por ser grandes pilares y aquellos con que tanto he indagado en la más bonita de las ciencias: la de vivir. A los geotrip, por tanta vivencia geológica, que sin darnos cuenta, nos llevó a formar un gran grupo. A mis compañeros de generación, por esa rica vibra que se mueve en geo, y porque espero que lleguemos hasta el campo mil en re-ediciones de la camaradería y el amor por las ciencias de la tierra.

Cómo dejar afuera a los cracks más cracks, PBP; gracias por tantas tardes y noches de bacile universitario de las que poco me acuerdo. Parece que eso ya lo dijeron...bueno, tampoco me acuerdo.

Finalmente, gracias al momento, a la vida y a todo lo que me rodea.

Tabla de contenido

Introducción	1
1.1 Formulación del problema.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo general	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Hipótesis de trabajo	2
Metodología y Fundamentos Numéricos.....	4
2.1 Metodología.....	4
2.2 Fundamentos numéricos	6
2.2.1 Ecuaciones principales	6
2.2.1.1 Ecuaciones de conservación.....	6
2.2.1.2 Leyes de tasas de reacción	9
2.2.2 Métodos numéricos.....	9
2.2.2.1 Enfoque implícito global.....	9
2.2.2.2 Diferencias finitas integradas	10
2.2.2.3 Algoritmo de transporte en el enfoque implícito global.....	11
Antecedentes Geológicos.....	13
3.1 Marco geológico	13
3.1.1 Rocas estratificadas.....	14
3.1.1.1 Formación Abanico.....	14
3.1.1.2 Formación Farellones.....	15
3.1.2 Rocas intrusivas	16
3.1.2.1 Intrusivos del Paleoceno – Eoceno	16
3.1.2.2 Intrusivos del Eoceno-Mioceno Inferior	16
3.1.2.3 Intrusivos del Mioceno Inferior.....	16
3.1.3 Depósitos cuaternarios	16
3.1.3.1 Depósitos de terrazas continentales	16
3.1.3.2 Depósitos aluviales, coluviales y de relleno de valles.....	16
3.1.3.3 Depósitos gravitacionales	17

3.1.3.4	Depósitos glaciales.....	17
3.1.4	Estructuras.....	17
3.1.4.1	Zona de Falla Pocuro.....	17
3.2	Marco hidrogeológico	18
3.2.1	Características generales de la cuenca del Aconcagua.....	18
3.2.2	Sector San Felipe – Los Andes.....	19
3.3	Alteración hidrotermal asociada a la Zona de Falla Pocuro.....	21
Construcción Modelo Numérico		22
4.1	Código numérico	22
4.2	Definición de parámetros y escenarios de modelación	23
4.2.1	Parámetros comunes	23
	Parámetros comunes: mineralogía	23
	Parámetros comunes: hidroquímica	24
	Parámetros comunes: flujo y transporte	25
4.3	Sección modelada.....	25
4.4	Limitaciones	27
4.4.1	Limitaciones asociadas a la base de datos	27
4.4.2	Limitaciones asociadas a la estructura del software	27
4.5	Código de ejemplo.....	28
Resultados y discusión de simulaciones		33
5.1	Introducción.....	33
5.2	Relación de variación mineral – variación especies principales.....	34
5.3	Descripción y discusión de resultados.....	36
5.3.1	Escenario I	36
5.3.1.1	Mineralogía primaria	36
5.3.1.2	Mineralogía secundaria.....	37
5.3.1.3	Porosidad	37
5.3.1.4	Especies principales y pH.....	38
5.3.2	Escenario II	45
5.3.2.1	Simulación II.2.....	46
5.3.2.1.1	Mineralogía primaria.....	46
5.3.2.1.2	Mineralogía secundaria.....	46
5.3.2.1.3	Porosidad.....	47
5.3.2.1.4	Especies principales y pH.....	47
5.3.2.3	Simulación II.4	53
5.3.2.3.1	Mineralogía primaria	53

5.3.2.3.2 Mineralogía secundaria	53
5.3.2.3.3 Porosidad	53
5.3.2.3.4 Especies principales y pH	54
5.3.3 Escenario III.....	60
5.3.3.1 Simulación III.1.....	61
5.3.3.1.1 Mineralogía primaria.....	61
5.3.3.1.2 Mineralogía secundaria.....	62
5.3.3.1.3 Porosidad.....	63
5.3.3.1.4 Especies principales y pH.....	63
5.3.3.2 Simulación III.2.....	69
5.3.3.2.1 Mineralogía primaria	69
5.3.3.2.2 Mineralogía secundaria	69
5.3.3.2.3 Porosidad	70
5.3.3.3.4 Especies principales y pH	70
5.4 Validación de modelos	76
5.5 Discusión de limitaciones del trabajo.....	81
5.5.1 Simulación de hornblenda como tremolita.....	81
5.5.2 Simulación de zona de falla.....	83
5.6 Discusión de la interacción agua –roca	83
5.6.1 Temperatura	83
5.6.2 Presión.....	85
5.6.3 Salinidad.....	85
5.6.4 pH	86
5.7 Evolución de la porosidad.....	86
5.8 Evolución de los fluidos asociados al sistema hidrotermal de la Falla Pocuro.....	88
Conclusiones.....	90
Bibliografía	92

Índice de tablas

Tabla 4.1: Mineralogía y representación termodinámica correspondiente para una lava básica promedio de la Formación Abanico. Estimación basada en descripciones de Navarro (2014).	24
--	----

Tabla 4.2: Composición química de los fluidos a usar en los escenarios de modelación. Datos para Agua Actual de Benavente (2015), y Fluido Hidrotermal 2 de Mroczek et al. (2015).....	25
Tabla 5.1: Desglose de utilización de especies primarias en la formación de la mineralogía del sistema y del valor del volumen molar para cada mineral. Los valores son obtenidos desde la base de datos principal del software.	35
Tabla 5.2: Normalización de la participación de las especies principales en la formación de las fases minerales para un volumen de 100cm ³ . En celeste se destacan las especies utilizadas en la formación del respectivo mineral, y en salmón los protones (<i>H</i> +) liberados en la formación de la fase en cuestión.	35

Índice de figuras

Figura 1.1: Mapa Geológico de zona tipo en que se efectúan las simulaciones (modificado de Navarro (2014). Encerrado en un rectángulo rojo se señala la zona en que se efectúan las simulaciones.	1
Figura 2.1: Diagrama de flujo que esquematiza la metodología utilizada en este trabajo. El elemento Fin se alcanza cuando el escenario simulado logra representar la mineralogía secundaria observada en la zona de estudio.	5
Figura 3.1: Mapa Geológico de zona tipo en que se efectúan las simulaciones. Mapa modificado de Navarro (2014).	14
Figura 3.2: Zonificación Hidrogeológica del Valle del Río Aconcagua. Extraído de Mapa Hidrogeológico 1:1.000.000, DGA, 1989.....	20
Figura 3.3: Esquema del modelo genético para el sistema hidrotermal en ZFP. A) Foco calórico; B) Zona de convección con agua a alta temperatura; C) Zona de coexistencia de agua y vapor; D) Zona de vapor; E) Zona de agua caliente por enfriamiento de vapor; F) Aportes de aguas frías; G) Acuífero freático o somero calentado por aportes profundos; H) Fuente o surgencia con aguas termales. Digitalizado desde Hauser (1987).....	21
Figura 4.1: Esquema de distribución de un intrusivo hipabisal diorítico de piroxeno que se usa como base para definir el tamaño de la grilla de simulación. Imagen obtenida desde Navarro (2014).	26
Figura 4.2: Esquema de la configuración de diferentes variables de las simulaciones como: temperatura, mineralogía, hidroquímica, presión hidrostática y permeabilidad. En rincón inferior izquierdo se muestra ubicación de sección en el mapa. En rojo se muestra el perfil tipo de la sección modelada.	26
Figura 4.2. Desglose de código implementado para Simulación II.4 (I/IV).....	29
Figura 4.3. Desglose de código implementado para Simulación II.4 (II/IV)	30
Figura 4.4 Desglose de código implementado para Simulación II.4 (III/IV).....	31
Figura 4.5. Desglose de código implementado para Simulación II.4 (IV/IV)	32

Figura 5.1: Evolución de la tasa promedio de precipitación de la calcita en la simulación II.4. Se elige dicho modelo por ser el de más alta temperatura en que tiene sentido utilizar una tasa promedio (se excluye su uso en el escenario III porque la adición de masa al sistema le quita validez a la interpretación del promedio como valor representativo).	33
Figura 5.2: Zoom de figura 5.1 que muestra la evolución de la tasa promedio de precipitación para la calcita en los primeros 10 años de simulación. Se observa que en dicho periodo de tiempo se estabiliza en torno a un valor ($9E-06$ mol/L medio poroso/s.).	34
Figura 5.3: Esquema de Escenario I. En esta simulación se evalúa si las condiciones actuales llevan a la precipitación de algún mineral secundario. CG: Condición geoquímica; HQ: Hidroquímica.....	36
Figura 5.4. Escenario I: Evolución en la concentración de especies principales formadoras de mineralogía secundaria en el punto (60, 50) de la grilla. En rojo se encierra el intervalo de tiempo en que las especies se equilibran con la litología.	39
Figura 5.5. Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.4 abarcando el periodo en que las especies alcanzan valores estables.....	40
Figura 5.6. Simulación 1: Evolución de la mineralogía primaria en 1,000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.	41
Figura 5.7. Simulación 1: Evolución de la mineralogía secundaria en 1,000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).....	42
Figura 5.8. Simulación 1: Evolución de pH, porosidad y especies en 1,000 años. a) porosidad; b) <i>pH</i> ; c) <i>Ca</i> + + y d) <i>Mg</i> + +.	43
Figura 5.9. Simulación 1: Evolución de especies en 1,000 años. a) <i>Na</i> +; b) <i>Al</i> + + +; c) <i>K</i> + y d) <i>SiO₂</i>	44
Figura 5.10: Esquema de Escenario II. En este escenario se evalúa si la circulación de fluidos a temperaturas mayores a la actual, conduce a la precipitación de la mineralogía secundaria. En verde y celeste se destacan las simulaciones descritas en esta sección los resultados de las simulaciones II.1 y II.2, son entregadas en Anexo A. CG: Condición geoquímica; HQ: Hidroquímica.....	45
Figura 5.11. Escenario II.2: Evolución en la concentración de especies principales formadoras de mineralogía secundaria en el punto (45, 50) de la grilla.	48
Figura 5.12. Escenario II.2: Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.11 abarcando el periodo en que las especies alcanzan valores estables.....	48
Figura 5.13. Simulación 2.2: Evolución de la mineralogía primaria en 1,000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita	49
Figura 5.14. Simulación 2.2: Evolución de la mineralogía secundaria en 1,000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).....	50
Figura 5.15. Simulación 2.2: Evolución de pH, porosidad y especies en 1,000 años. a) Porosidad; b) <i>pH</i> ; c) <i>Ca</i> + + y d) <i>Na</i> +.	51
Figura 5.16. Simulación 2.2: Evolución de especies en 1,000 años. a) <i>Mg</i> ++; b) <i>Al</i> +++; c) <i>K</i> + y d) <i>SiO₂</i>	52

Figura 5.17 Simulación II.4: Evolución en la concentración de especies principales importantes para la formación de la mineralogía secundaria en el punto (80, 25) de la grilla. En rectángulo rojo se muestra zona en que siguiente figura ejerce un zoom.....	54
Figura 5.18 Simulación II.4: Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.17 abarcando el periodo en que las especies alcanzan valores estables.....	55
Figura 5.19. Simulación 2.4: Evolución de la mineralogía primaria en 1,000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.	56
Figura 5.20. Simulación 2.4: Evolución de la mineralogía secundaria en 1,000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).....	57
Figura 5.21. Simulación 2.4: Evolución de pH, porosidad y especies en 1,000 años. a) Porosidad; b) pH; c) Ca + + y d) Na +.	58
Figura 5.22. Simulación 2.4: Evolución de especies en 1,000 años. a) Mg++ b) Al+++; c) K+ y d) SiO ₂	59
Figura 5.23: Esquema de Escenario III. En este grupo, se considera el efecto de un gradiente geotermal de 200 °C/km actuando sobre un bloque que se encuentra a 500 metros de profundidad (temperatura global 100°C) y en que además existen un aporte de fluidos profundos, cuya hidroquímica se explora en los dos modelos que componen el escenario. En verde y azul se destacan las características de dichos modelos (III.1 y III.2, respectivamente). CG: Condición geoquímica; HQ: Hidroquímica.....	61
Figura 5.24 Simulación III.1: Evolución en la concentración de especies principales importantes para la formación de la mineralogía secundaria en el punto (45, 50) de la grilla. En rectángulo rojo se muestra zona en que siguiente figura ejerce un zoom.....	64
Figura 5.25 Simulación III.1: Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.24 abarcando el periodo en que las especies alcanzan un equilibrio con la litología.	64
Figura 5.26. Simulación III.1: Evolución de la mineralogía primaria en 1,000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.	65
Figura 5.27. Simulación III.1: Evolución de la mineralogía secundaria en 1,000 años. a) Calcita; b) Sílice; c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).....	66
Figura 5.28. Simulación III.1: Evolución de pH, porosidad y especies en 1,000 años. a) Porosidad; b) pH; c) Ca + + y d) Na +.	67
Figura 5.29. Simulación III.1: Evolución de especies en 1,000 años. a) Mg++; b) Al+++; c) K+ y d) SiO ₂	68
Figura 5.30 Simulación III.2: Evolución en la concentración de especies principales importantes para la formación de la mineralogía secundaria en el punto (45, 50) de la grilla.	71
Figura 5.31. Simulación III.2: Evolución de la mineralogía primaria en 1,000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.	72
Figura 5.32. Simulación III.2: Evolución de la mineralogía secundaria en 1,000 años. a) Calcita; b) Sílice; c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).....	73
Figura 5.33. Simulación III.2: Evolución de pH, porosidad y especies en 1,000 años. a) Porosidad; b) pH; c) Ca + + y d) Na +.	74

Figura 5.34. Simulación III.2: Evolución de especies en 1,000 años. a) Mg^{++} ; b) Al^{+++} ; c) K^+ y d) SiO_2	75
Figura 5.35: Grilla de simulación. En verde se marcan los puntos en los que se evalúa la concentración de los iones principales para la validación.	76
Figura 5.36. Evolución del pH en los 1,000 años de simulación. Las franjas roja y azul delimitan los valores máximos y mínimos, respectivamente, asociados a la Zona San Felipe - Los Andes. Las tres series restantes corresponden a 3 puntos de control sobre la grilla.	77
Figura 5.37. Validación Resultados (I/II). Se grafica la evolución de los iones principales en los 1,000 años de simulación para las condiciones actuales. En rojo y azul se fijan los límites asociados al valor máximo y mínimo, respectivamente, reportado en la ZSFLA* (Zona de San Felipe - Los Andes). a) Na^+ ; b) Al^{+++} ; c) K^+ y d) SiO_2 A) Na^+ ; b) Cl^- ; c) SiO_2 ; d) K^+	79
Figura 5.38. Validación Resultados (II/II). Se grafica la evolución de los iones principales en los 1,000 años de simulación para las condiciones actuales. En rojo y azul se fijan los límites asociados al valor máximo y mínimo, respectivamente, reportado en la ZSFLA* (Zona de San Felipe - Los Andes). A) HCO_3^- ; b) Ca^{++} ; c) Mg^{++} ; d) SO_4^{--} ..	80
Figura 5.39: Comparación de la evolución de la mineralogía entre el escenario I y uno en que se impone que la tremolita sólo puede disolverse. A) Tremolita; b) Diópsido; c) Calcita y d) Porosidad.	82
Figura 5.40: Evolución de tasa promedio de precipitación/disolución de los minerales en los escenarios I y II, que comparten la misma configuración, pero progresivamente va aumentando la temperatura conforme se pasa de la simulación I (25°C) a la II.4 (100°C), representando cada punto el valor de la tasa promedio en la respectiva simulación.....	84
Figura 5.41. Evolución de la porosidad durante el transcurso de la simulación III.1 tomando 5 puntos de la grilla, que representan diferentes sectores de la zona de mezcla. Si bien se incluyen los datos de la porosidad para los 1,000 años de simulación, sólo se muestran 500 años en el eje horizontal, esto porque para ese tiempo, todos los puntos analizados alcanzan su valor mínimo ($1E-12$ %).	87
Figura 5.42. Diagrama de actividad que ilustra la estabilidad de minerales de potasio y calcio ante cambios en la razón $aK + aH^+$ y la razón $aCa^{++} + aH^+$ a 260°C, en presencia de cuarzo (Navarro, 2014).	88
Figura 5.43: Diagrama que esquematiza la evolución planteada para el sistema geotermal asociado a la ZSFLA. Estadio 1, Wrk = Wairakita; Qz = Cuarzo (Sílice) . Estadio 2, Ep = Epidota (Zoisita); Chl = Clorita. Estadio 3, Cc = Calcita. El * en la condición de aumento en la relación $aCa^{++} + a2H^+$ indica que los procesos que explican dicha condición (disminución de temperatura y dilución con agua de recarga) pueden ocurrir de forma independiente o conjunta.	89

Capítulo 1

Introducción

1.1 Formulación del problema

En la zona de San Felipe – Los Andes se encuentra en contacto la Depresión Central con la Cordillera Principal, como muestra la figura 1.1. La Depresión Central corresponde a una cuenca con relleno sedimentario cuyo espesor promedio en la zona de

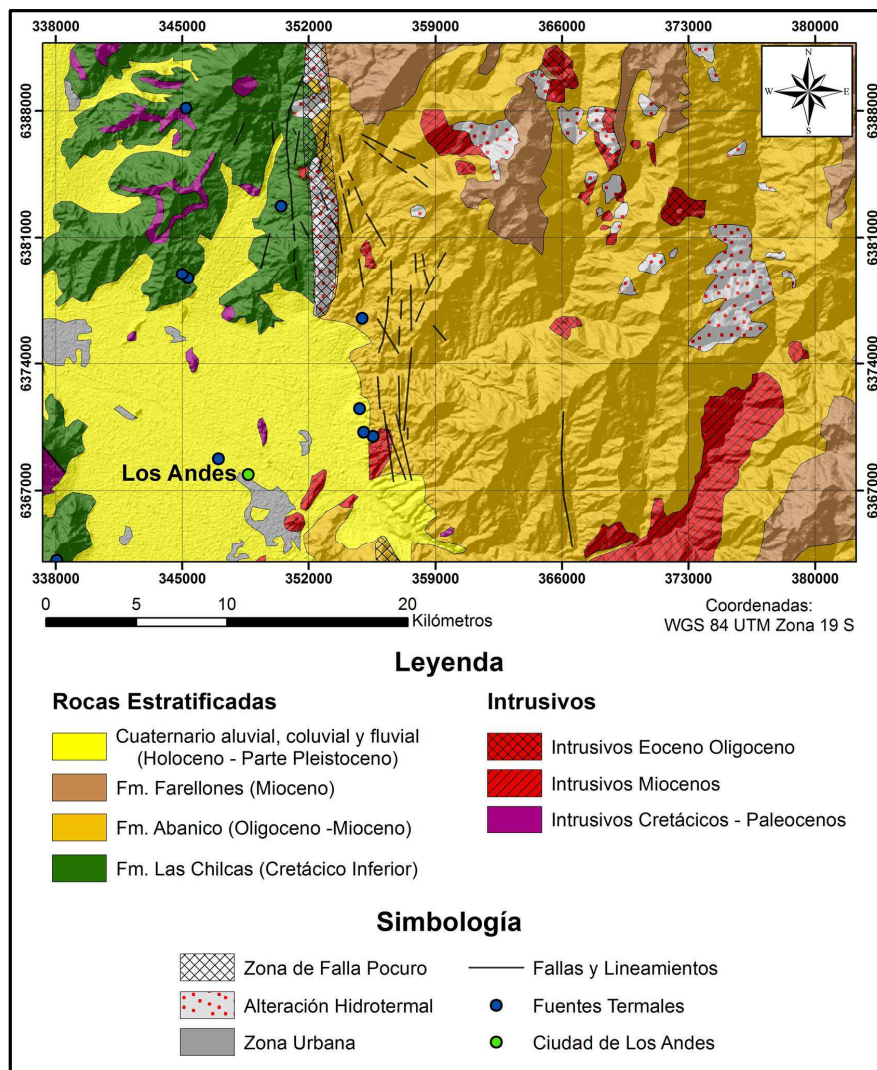


Figura 1.1: Mapa Geológico de zona tipo en que se efectúan las simulaciones (modificado de Navarro (2014)).

Santiago es de 500 metros (Yañez et al; 2015); por otro lado, el inicio de la Cordillera Principal, con rocas mesozoicas y cenozoicas, es evidenciado por las rocas de la Formación Abanico, que ha sido definida por Aguirre (1960) como una sucesión de 3000 metros de espesor, de depósitos volcanoclásticos y lavas cuya composición varía desde básica a ácida. En el contacto entre la Depresión Central y la Cordillera Principal se evidencia un sistema complejo de fallas regionales, que en el área de estudio está representado por la Falla Pocuro (Aguirre, 1960), mediante la cual se pone en contacto el relleno detrítico de la Depresión Central con la Cordillera Principal, dando lugar a una configuración hidrogeológica favorable para la percolación en profundidad de aguas meteóricas (Hauser; 1999).

Lo expuesto anteriormente se traduce en una compleja configuración geológica para el área de San Felipe – Los Andes. En ella se encuentran numerosos manantiales termales; un macizo rocoso fracturado y evidencias de un pasado con circulación de fluidos a alta temperatura. La configuración hidrogeológica del área de estudio también es compleja, al tratarse de la cabecera de la cuenca del Aconcagua y, por ende, un área donde ocurre circulación hídrica en medio fracturado, tópico del cual existe poco conocimiento. Esto lleva a una situación en que se desconoce la forma en que los procesos de interacción agua-roca se han desarrollado en este sistema hidrotermal y la evolución que los fluidos hidrotermales han tenido.

Para efectos de la presente memoria, se trabaja con el sistema conformado por las unidades geomorfológicas mencionadas, la Falla Pocuro (ver figura 1.1) y las alteraciones hidrotermales asociadas a este conjunto.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Simular los procesos de interacción agua-roca en un sistema geotermal de baja temperatura, considerando el factor cinético, para analizar los cambios que pueden ocurrir en un medio fracturado en presencia de procesos hidrotermales.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Determinar la configuración de las variables que influyen en el sistema hidrotermal, que en conjunto, permiten explicar la evolución del mismo desde su formación hasta la situación actual. Las variables consideradas son: temperatura, química del agua, pH, mineralogía, porosidad, permeabilidad y presión.
2. Analizar la sensibilidad del sistema hidrotermal a las variables involucradas.
3. Cuantificar los cambios en el tiempo que sufren las variables como consecuencia de la evolución del sistema.

4. Determinar si los procesos simulados (interacción agua-roca) son suficientes para reproducir la realidad observada.

1.3 Hipótesis de trabajo

La hipótesis desarrollada en este trabajo, es que los modelos de transporte reactivo ayudan a entender la evolución de los sistemas hidrotermales simulados, permitiendo reproducir los procesos que están asociados a las variaciones tanto en la parte sólida (cambios en la mineralogía, porosidad) como en los fluidos (cambios de composición).

En vista de lo anterior, se decide aplicar estas herramientas a la zona de estudio San Felipe – Los Andes, muy compleja desde el punto de vista estructural y de la cual se tiene poco conocimiento del funcionamiento hidrogeológico. En esta zona, Navarro (2014) ha estudiado alteraciones hidrotermales asociadas a las estructuras, evidenciando por ejemplo, la existencia de wairakita ($CaAl_2Si_4O_{12} * 2(H_2O)$) y epidota ($Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH)$). Dadas las características hidroquímicas de las manifestaciones termales actuales y la mineralogía presente, surgen algunas interrogantes:

1. ¿Reproducen las características de las aguas actuales la mineralogía que se observa en el sistema? Si la respuesta fuese negativa ¿cuáles son los parámetros a modificar para poder reproducir el sistema?
2. ¿Ha variado la hidroquímica del fluido en la evolución del sistema?

En el siguiente capítulo, se establece la forma en que estas interrogantes son abarcadas.

Capítulo 2

Metodología y Fundamentos Numéricos

2.1 Metodología

Para determinar la evolución y el efecto en el sistema de las distintas variables involucradas, en primer lugar, se recoge la información disponible de trabajos realizados en el área de estudio que reportan la química del agua de manifestaciones termales actuales asociadas al sistema de falla y la mineralogía de alteración (Hauser, 1997; L. Navarro, 2014; Óscar Benavente, 2015); así como también de las características estructurales del mismo (Carter & Aguirre, 1965; Charrier et al, 2005; Rauld, 2002). Esta información de las condiciones actuales de las manifestaciones, sumado al peak de temperatura asociado a la alteración, marcado por la presencia de epidota y wairakita - indicando una temperatura máxima de 250°C en base a los resultados del trabajo de Navarro (2014)- son los datos que se usan para implementar el modelo del sistema.

Para cumplir dicho objetivo, se parte desde un modelo que considera los datos de la situación actual, esto es, se utilizan los antecedentes actuales (hidroquímica, mineralogía primaria y secundaria, y situación estructural). Se define el modelo físico como una primera aproximación de la realidad y se analizan los resultados. Con esto, se busca responder a la pregunta ¿pueden los fluidos actuales del sistema estudiado, reproducir la mineralogía observada? Si la respuesta es afirmativa, entonces ya se tienen las claves de la evolución del reservorio y quedaría zanjado el problema principal planteado en este trabajo. Por otro lado, si la respuesta es negativa, entonces se empiezan a agregar y/o modificar condiciones de modo que se reproduzca la mineralogía de alteración del sistema. Esto se hace de manera gradual y como regla general, agregando supuestos de forma cuidadosa. Como segundo acercamiento, se mantiene la hidroquímica pero se aumenta la temperatura (y se adapta la especiación) hasta diferentes valores, a fin de entender si el sistema, bajo las mismas condiciones restantes, logra reproducir los minerales de alteración. Si la respuesta sigue siendo negativa, se incorpora el ingreso de fluidos hidrotermales de alta temperatura en la base de una sección modelada como una falla principal, simulando con ello un ingreso de fluidos asociados a una fuente de calor profunda.

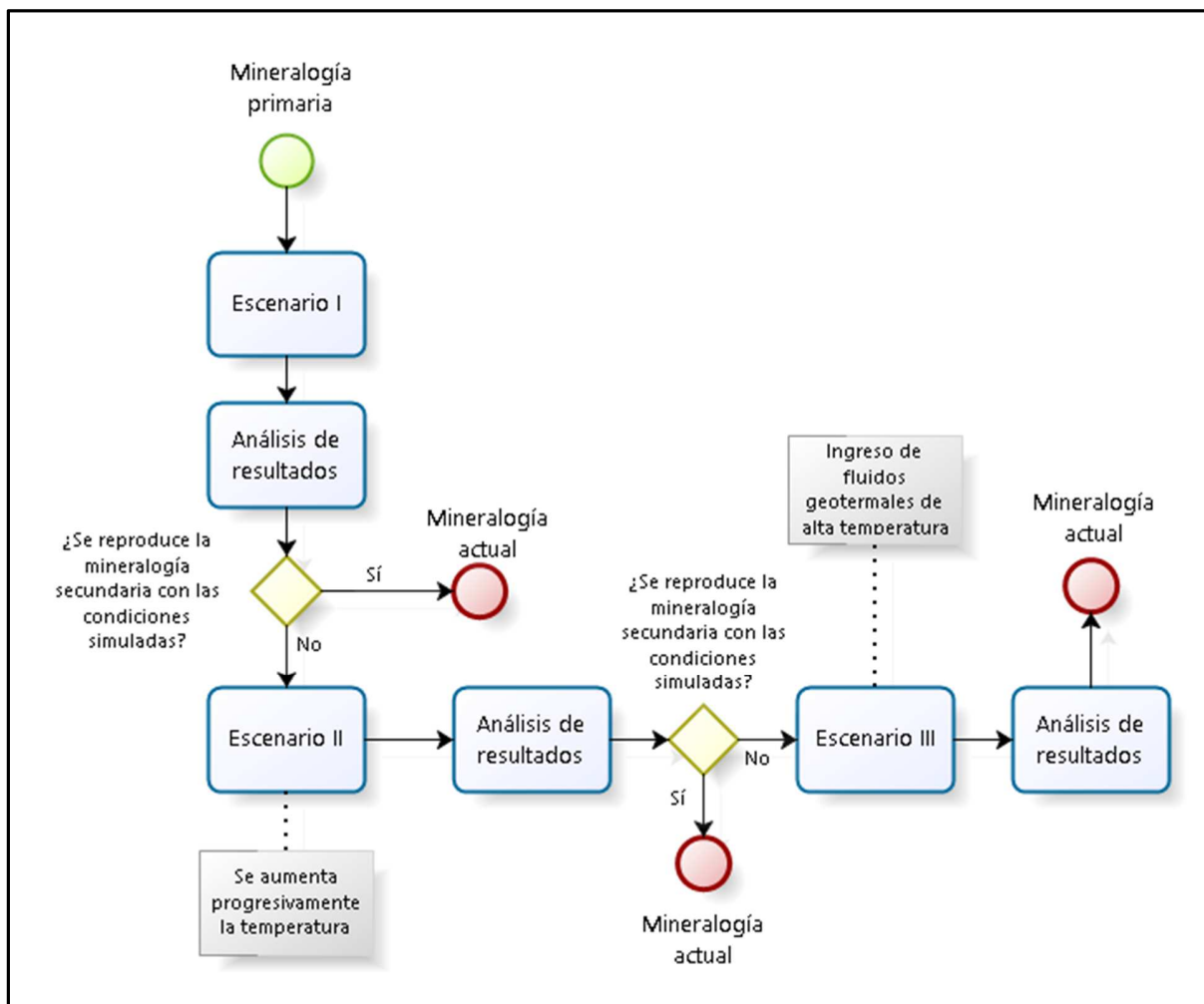


Figura 2.1: Diagrama de flujo que esquematiza la metodología utilizada en este trabajo. El elemento Fin se alcanza cuando el escenario simulado logra representar la mineralogía secundaria observada en la zona de estudio.

Dada la naturaleza geotermal de los fluidos a modelar, y los procesos de transporte reactivo que se pretende reproducir, se trabaja con el código CrunchFlow. De acuerdo con Steefel et al (2014), este software, diseñado por Carl Steefel, con una amplia aplicación a problemas en ciencias de la tierra, está basado en una discretización de un volumen finito para la solución de la ecuación diferencial acoplada dominante que enlaza flujo, transporte de solutos, equilibrio multi-componente y reacciones cinéticas en medios porosos y/o fluidos. Dos enfoques para reacciones acopladas -los más usados para la simulación de transporte reactivo- están disponibles: (a) un enfoque implícito global (GIMRT) que resuelve el transporte y las reacciones de manera simultánea; y (b) un enfoque llamado Time Operator Splitting (OS3D) basado en SNIA (Secuentia Non-Iterative Approach), que desacopla los términos de la ecuación diferencial y los resuelve de forma separada. El enfoque implícito global está basado en una discretización del tiempo regresiva de tipo Euler, con una solución global de las ecuaciones de transporte reactivo acoplado, usando el método de Newton.

De acuerdo a Steefel & Yabusaki (1996), tanto OS3D como GIMRT están basados en una representación continua del transporte y las reacciones en medios porosos. El código resuelve el set de ecuaciones diferenciales parciales no lineales que describen el emparejamiento entre transporte y reacciones en un sistema multi-componente usando técnicas de diferencias finitas. El método de diferencias finitas, aunque computacionalmente más intenso que un modelo de reaction path, permite modelar el rango completo de fenómenos ya sea en régimen transiente o estacionario, incluyendo transporte advectivo, dispersivo y difusivo, o cualquier combinación de estos. Otra característica importante de los códigos es la existencia de una formulación cinética para las reacciones de disolución-precipitación de minerales. Esto último, permite evitar asunciones -a priori- sobre la existencia de equilibrio local.

Ambos solucionadores no tienen las mismas capacidades, pero pueden ser ejecutados desde el mismo archivo input, haciendo necesaria la comparación entre ellos. En general, OS3D está diseñado para simular frentes de concentración transientes, particularmente ante condiciones de transporte en las cuales la advección domina sobre la dispersión y sobre la difusión molecular, dado su uso de un algoritmo de transporte TVD (Total Variation Diminishing). Por su parte, GIMRT está diseñado para simular la interacción agua-roca sobre periodos largos de tiempo, donde el campo de concentración acuosa está en estado estacionario o cuasi-estacionario. Cuando la interacción agua-roca ocurre sobre periodos geológicos, es recomendado el uso de GIMRT sobre OS3D, principalmente por su capacidad para usar pasos de tiempo más grandes. En base a esto, es que se utiliza GIMRT en este trabajo, y las ecuaciones presentadas en las siguientes secciones de este capítulo, son las usadas por éste código.

Una iteración de Newton individual es resuelta usando de forma iterativa técnicas de gradiente conjugado como las implementadas en la librería de PETSc. El enfoque implícito global en CrunchFlow puede correr para números de Courant (ver ecuación 27) arbitrariamente grandes, dado que no tiene errores asociados al Operator Splitting, aunque otras formas de errores pueden ocurrir. El enfoque implícito global usa un upstream weighting para simular transporte advectivo.

2.2 Fundamentos numéricos

Las secciones siguientes (2.1 y 2.2) corresponden a una traducción y modificaciones realizadas al manual de usuario de CrunchFlow (Steefel, 2009. CrunchFlow Users' Manual).

2.2.1 Ecuaciones principales

2.2.1.1 Ecuaciones de conservación

La ecuación gobernante para la conservación de masa del soluto está dada por (Steefel, 1992; Steefel and Lasaga, 1994):

$$\frac{\partial}{\partial t}(\phi \rho_f M_{H_2O} C_l) + \nabla * (D \nabla (\rho_f M_{H_2O} C_l) + \mathbf{u} \rho_f M_{H_2O} C_l) = R_i \quad (i = 1, 2, \dots, N_{tot}), \quad (1)$$

donde C_i corresponde a la concentración molal de una especie en solución (en unidades de moles por kg de H_2O), M_{H_2O} es la fracción de masa de H_2O , ρ_f es la densidad del fluido, \mathbf{u} es el flujo Darciano, \mathbf{D} es el tensor de dispersión-difusión combinado, R_i (en unidades de moles por unidad de volumen de roca por unidad de tiempo) es la tasa de reacción total de la especie i en solución, y N_{tot} es el número total de especies acuosas. Nótese que la porosidad, ϕ , está involucrada tanto en el término del flujo como en el término de reacción, como se describe más abajo.

El término de reacción R_i es dividido en reacciones de disolución-precipitación R_i^{min} (heterogénea), reacciones acuosas (homogéneas) R_i^{aq} , y reacciones de adsorción, R_i^{ads} , de la siguiente forma:

$$R_i = R_i^{min} + R_i^{aq} + R_i^{ads}. \quad (2)$$

La tasa de reacción es escrita en términos de un volumen unitario de roca pero podría ser escrita como un volumen unitario de fluido si fuese multiplicada por la porosidad, ϕ . La velocidad de Darcy está relacionada a la verdadera velocidad del fluido, v , mediante la relación

$$\mathbf{u} = \phi v. \quad (3)$$

\mathbf{D} es el tensor de segundo orden que es definido como la suma del coeficiente de dispersión mecánica o cinemática \mathbf{D}^* y el coeficiente de difusión molecular (D^0) en agua, dividido por el factor de resistividad de formación, F :

$$\mathbf{D} = \mathbf{D}^* + \frac{D^0}{F} \quad (4)$$

F es definido como la razón de resistividad del medio poroso saturado sobre la resistividad de la solución porosa por sí sola (Marsily, 1986). El factor de resistividad, F , puede ser definido de numerosas maneras, pero en CrunchFlow se utiliza una definición basada en la ley de Archie, mencionada a continuación:

$$F = \phi^{-m}, \quad (5)$$

Donde m es el exponente de cementación. El valor de este exponente depende del grado de cementación del material en cuestión. Dullien (1979) entrega valores para m que están en el rango entre 1.3 y 2.5, donde el valor mínimo corresponde a arenas no consolidadas. El coeficiente de dispersión cinemática es formulado de la siguiente manera:

$$\mathbf{D}_{ii}^* = \alpha_T |u| + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{u_i^2}{|u|}. \quad (6)$$

Donde α_L y α_T corresponden a la dispersividad longitudinal y transversal, respectivamente, y $|u|$ es la magnitud de la velocidad.

El término de la reacción heterogénea R_i^{min} puede ser escrito como la suma de todas las reacciones mineral-fluido individuales que afectan la concentración de la especie i :

$$R_i^{min} = - \sum_{m=1}^{Nm} V_{im} r_m \quad (7)$$

donde r_m es la tasa de precipitación o disolución del mineral m por volumen unitario de roca, V_{im} es el número de moles de i en el mineral m (o el coeficiente estequiométrico si la reacción es escrita en términos de disolución de un mol de mineral), y N_m es el número de minerales presentes en la roca. Por convención, r_m se toma como positivo para precipitación y negativo para disolución.

La ecuación (1) entrega una formulación general para la conservación de masa de soluto que no hace asunciones sobre equilibrio químico. Si se asume que varias de las especies acuosas están en equilibrio, es posible reducir el número de concentraciones independientes, esto es, el número de concentraciones que se necesita resolver. Matemáticamente, esto significa que en un sistema que contiene N_{tot} especies acuosas, el número de componentes químicos independientes en el sistema, N_c , es reducido del número total de especies en las N_x reacciones químicas linealmente independientes. Esto conlleva a una partición natural del sistema en N_c especies primarias o base, designadas como C_j , y las N_x especies secundarias, referidas como X_i . El equilibrio químico entre las especies primarias y secundarias toma la forma:

$$A_i \rightleftharpoons \sum_{j=1}^{N_c} v_{ij} A_j \quad (i = 1, \dots, N_x), \quad (8)$$

donde A_j y A_i corresponden a las fórmulas químicas de las especies primarias y secundarias respectivamente, y v_{ij} es el número de moles de la especie primaria j en un mol de la especie secundaria i . Es importante destacar que la partición entre las especies primaria y secundaria no es única, es decir, se pueden escribir las reacciones químicas en más de una forma. Las reacciones reversibles proveen de una relación algebraica entre las especies primarias y secundarias a través de la ley de acción de masa para cada reacción:

$$X_i = K_i^{-1} \gamma_i^{-1} \prod_{j=1}^{N_c} (\gamma C)_j^{v_{ij}} \quad (i = 1, \dots, N_x). \quad (9)$$

Acá, γ_j e γ_i corresponden al coeficiente de actividad para las especies primaria y secundaria, respectivamente; K_i es la constante de equilibrio de la reacción dada en la ecuación (8), escrita acá como la destrucción de un mol de la especie secundaria. La ecuación (8) implica que la tasa de producción de un componente primario j por efecto de reacciones homogéneas puede ser escrita en términos de la suma de las tasas totales de producción de la especie secundaria (Kirkner and Reeves, 1988):

$$R_j^{aq} = - \sum_{i=1}^{N_x} v_{ij} r_i, \quad (10)$$

donde r_i es la tasa de reacción de las especies secundarias. La ecuación (10) sugiere que uno podría pensar en un mineral disolviéndose, por ejemplo, como uno produciendo únicamente especies primarias que luego se equilibran inmediatamente con las especies secundarias del sistema. Usando la ecuación (10), las tasas de reacciones de equilibrio pueden ser eliminadas (Lichtner, 1985; Kirkner and Reeves, 1988):

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\phi \rho_f M_{H_2O} [C_j + \sum_{i=1}^{N_x} v_{ij} X_i] \right) + \nabla * \left(\mathbf{u} \rho_f M_{H_2O} [C_j + \sum_{i=1}^{N_x} v_{ij} X_i] \right) - D \nabla \left(\rho_f M_{H_2O} [C_j + \sum_{i=1}^{N_x} v_{ij} X_i] \right) = R_j^{min} \quad (j = 1, 2, \dots, N_{tot}) \quad (11)$$

Notar que sólo el término R_j^{min} queda al lado derecho de la igualdad de la ecuación (11) porque se asume que las únicas reacciones cinéticas corresponden a las de disolución - precipitación.

2.2.1.2 Leyes de tasas de reacción

La ley de tasa de disolución – precipitación mineral está basada en la teoría de estado transitorio (transition state theory) (Lasaga, 1981, 1984; Aagard and Helgeson, 1982). Esta formulación entrega la dependencia de la tasa de saturación de la solución con respecto a un mineral como función del producto de actividad iónica, Q_s , definido como

$$Q_s = \prod_{j=1}^{N_c} a_j^{v_{js}} \quad (12)$$

donde a_j representa la actividad de las especies primarias usadas para escribir la reacción de disolución para el mineral en cuestión. Como existen, en general, varias reacciones paralelas que influyen en la precipitación – disolución de un mineral particular, se formula una ley de tasa paralela para incorporar el efecto que tiene cada una de las reacciones paralelas, que, al ser sumadas, generan la ley de tasa de reacción completa para un mineral particular. Dicha ley, toma la forma:

$$r_s = -A_s \left\{ \sum_{l=1}^{N_{rs}} k_l \left(\prod_{i=1}^{N_c+N_x} a_i^{p_{il}^s} \right) \right\} \left[1 - \left(\frac{Q_s}{K_s} \right)^M \right]^n, \quad (13)$$

Donde k_l es la constante de la tasa de disolución lejos del equilibrio para la reacción paralela l , p_{il}^s se refiere a la dependencia exponencial de la especie i en la reacción paralela $\#l$ (i.e, el orden de reacción); K_s es la constante de equilibrio, N_{rs} es la cantidad de reacciones paralelas, y A_s se refiere al área superficial de los minerales individuales en la roca. Los exponentes n y M permiten dependencias no lineales en el término de afinidad y son normalmente tomados de estudios experimentales. El término $\prod_{i=1}^{N_c+N_x} a_i^p$ incorpora el efecto de varios iones en solución en la tasa de disolución lejos del equilibrio.

2.2.2 Métodos numéricos

2.2.2.1 Enfoque implícito global

En el método one-step empleado en GIMRT, los términos de transporte y reacción son resueltos de forma simultánea. Un enfoque sería resolver directamente las concentraciones totales en cada iteración y tras esto distribuir los cálculos de las especies

para determinar la concentración de las especies individuales. El método empleado acá, consiste en resolver de forma simultanea para la compensación (que se asume está en equilibrio), la reacción heterogénea y los términos del transporte. Esto significa que las especies primarias (los C_j) en vez de las concentraciones totales son las incógnitas. Siguiendo la notación de Lichtner (1992), se puede definir el siguiente operador diferencial:

$$L(U_j) = \left[\frac{\partial}{\partial t} \phi + \nabla * (\mathbf{u} - \mathbf{D}\nabla) U_j \right] \quad (14)$$

Donde U_j se refiere a la concentración total y se define como $U_j = C_j + \sum_{i=1}^{N_x} v_{ij} X_i$. Si se deja de lado el efecto de la densidad y la fracción de H_2O por simplicidad, y se escribe la ecuación diferencial gobernante en términos de la concentración total de componentes como:

$$L(U_j) = R_j^{min} \quad (j = 1, 2, \dots, N_{tot}), \quad (15)$$

Donde R_j^{min} referencia a las reacciones irreversibles (heterogéneas). Notar que en esta formulación, se asume que los coeficientes de difusión son iguales para todas las especies (primarias y secundarias). Esto hace que la solución de la ecuación de reacción y transporte sea mucho más simple porque las especies secundarias no tienen que ser transportadas individualmente.

Si se sustituye la ecuación (9) en la (11), se obtiene una expresión para la concentración total soluble en términos exclusivos de las especies primarias. Sustituyendo esto en la ecuación (15) se obtiene:

$$L \left[C_j + \sum_{i=1}^{N_x} v_{ij} \gamma_i^{-1} K_i^{-1} \prod_{j=1}^{N_c} (\gamma C)_j^{v_{ij}} \right] + \sum_{m=1}^{N_m} v_{im} \operatorname{sgn} \left(\log \left[\frac{Q_m}{K_m} \right] A_m k_m \left(\prod_{j=1}^{N_c} (\gamma C)_j^{v_{mj}} K_m^{-1} \right)^M - 1 \right) = 0 \quad j = 1, \dots, N_c, \quad (16)$$

Donde γ_i e γ_j corresponden al coeficiente de actividad de las especies secundarias y primarias, respectivamente. El método de diferencias finitas es usado para convertir el operador diferencial L en una expresión algebraica, explicada a continuación.

2.2.2.2 Diferencias finitas integradas

El set de ecuaciones diferenciales parciales representadas en la ecuación (16) se discretiza usando el método de *diferencias finitas integradas* (Patankar, 1980; Marsily, 1986). A modo de ejemplo, considérese un set de ecuaciones diferenciales parciales para la concentración total soluble, donde la única vía importante de transporte es la difusión en una dimensión, y, por simplicidad, en condiciones de estado estacionario y a densidad constante. La ecuación diferencial se vuelve de la forma:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\phi D \frac{\partial U_j}{\partial x} \right) - R_j^{min} = 0. \quad (17)$$

En la formulación de las diferencias finitas integradas se define un volumen que funciona como control, y las ecuaciones diferenciales se convierten en un set de ecuaciones algebraicas que incluyen el flujo a través de los límites del volumen y una fuente para el término de reacción. De acuerdo con Patankar (1980) la ecuación (17) se puede re-escribir como

$$\left(D \frac{\partial U_j}{\partial x}\right)_e - \left(D \frac{\partial U_j}{\partial x}\right)_w - \int_w^e R_j^{min} dx = 0. \quad (18)$$

Donde los sub-índices e y w corresponden a la derivada evaluada en los dos límites del volumen definido. La ecuación (18) puede ser expresada como un set de ecuaciones algebraicas usando una representación lineal por partes (Patankar, 1980):

$$\frac{D_e(U_j^E - U_j^P)}{(dx)_e} - \frac{D_w(U_j^E - U_j^P)}{(dx)_w} - R_j^{min} \Delta x = 0. \quad (19)$$

Acá, D_e y D_w corresponden a los valores de los coeficientes de difusión en los límites del volumen (promediado entre los dos puntos de la grilla) y el término $U_j^{(E,P,W)}$ es la concentración total evaluada en el punto nodal correspondiente. El término R_j^{min} es función de las especies primarias en el punto nodal P .

De esta forma, siguiendo la terminología propuesta por Patankar (1980), las ecuaciones discretizadas se formulan de la siguiente forma:

$$a_P U_j^P - a_E U_j^E - a_W U_j^W - d = 0. \quad (20)$$

Donde: $a_E = \frac{D_e}{(dx)_e}$ (21); $a_W = \frac{D_w}{(dx)_w}$ (22); $a_P = a_E + a_W$ (23) y $d = R_j^{min} \Delta x$ (24)

2.2.2.3 Algoritmo de transporte en el enfoque implícito global

La adición de un término de advección, hace que el set de ecuaciones diferenciales parciales sea mucho más difícil de resolver de forma estable y precisa (Press et al., 1986; Patel et al., 1988).

Una forma de representar la primera derivada que aparece en el término de advección es usar el método de diferencia central:

$$\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_P = \frac{U_E - U_W}{2\Delta x} \quad (25)$$

Donde el subíndice indica que la derivada es evaluada en el punto nodal P y Δx es $\frac{1}{2}(\delta x_e + \delta x_w)$. El truncado del error para el método de diferencia central es del orden de Δx^2 , porque, en la serie de Taylor en la que es basada, sólo los términos de orden 2 o superiores son ignorados.

De otra forma, también se puede formular una diferencia delantera (forward difference) definida como:

$$\left(\frac{\partial U}{\partial x}\right)_P = \frac{U_E - U_P}{(\delta x)_e} \quad (26)$$

Esta formulación, tiene una función de error $O(x)$. El truncado de esta función de error, ocurre para todos los términos en la serie de Taylor de orden mayor a 1.

La estabilidad numérica de una formulación de diferencias finitas depende de las magnitudes relativas de los términos para la advección y la dispersión/difusión. La importancia relativa de ambos valores, puede ser descrita por el número de grilla Peclet (adimensional), definido como:

$$Pe_{grid} = \frac{v\Delta x}{D} \quad (27)$$

Donde Δx se refiere al espaciado de la grilla en cualquier punto particular del espacio. Sólo para $Pe_{grid} < 2$ se tiene que el método de diferencia central es incondicionalmente estable (Daus and Frind, 1985; Frind and Germain, 1986; Patel et al., 1988). El problema de la estabilidad, puede ser arreglado si se usa una formulación de diferencia delantera, escrita en términos del punto mismo de la grilla evaluada, y el nodo “corriente arriba”(Press et al., 1986). Es preciso notar, que la formulación de diferencia delantera, en adición a tener un truncado de error mayor que la diferencia central, alcanza su forma más estable esencialmente añadiendo dispersión numérica (es decir, sobre y bajo la dispersión física presente en el problema). La dispersión numérica puede ser reducida refinando la grilla en la vecindad de un frente de concentración agudo.

Como una forma de optimizar la estabilidad numérica, se utiliza la ley propuesta por Patankar (1980). Este método alterna entre una forma completamente centrada para $Pe_{grid} < 2$ y una formulación de diferencia delantera para $Pe_{grid} > 10$. Con esto, usando el esquema de Patankar (1980), los coeficientes para la aplicación de diferencias finitas quedan definidos como:

$$a_E = D_e \left| \left| 0, \left(1 - \frac{0.1\delta x_e v_e}{D_e} \right)^5 \right| \right| + ||0, -v_e||, \quad (28)$$

$$a_W = D_w \left| \left| 0, \left(1 - \frac{0.1\delta x_w v_w}{D_w} \right)^5 \right| \right| + ||0, -v_w||, \quad (29)$$

$$a_P = a_E + a_W \quad (30)$$

Un método “backward” completamente implícito es usado para representar la dependencia del tiempo (Lapidus and Pinder, 1982). Con esto, la ecuación a resolver para cada componente en cada punto de la grilla en el tiempo $t + \Delta t$, es:

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} (U_j^P(t + \Delta t) - U_j^P(t)) + a_P U_j^P(t + \Delta t) - a_E U_j^E(t + \Delta t) - a_W U_j^W(t + \Delta t) - R_j^{min}(t + \Delta t) = 0. \quad (31)$$

Donde Δt es el paso de tiempo y t se refiere al tiempo actual.

Capítulo 3

Antecedentes Geológicos

3.1 Marco geológico

Chile central presenta una distinción bastante marcada en cuanto a la configuración geotectónica presentada. Entre los 28 y los 33°S, por efecto de la subducción del trazo de orientación este-oeste de la dorsal de Juan Fernández bajo el margen continental, se genera una zona de subducción plana, que a su vez, determina la ausencia de volcanismo entre las latitudes mencionadas (Kay et al., 1991). A partir de los 33°S, se retoma una subducción de tipo chilena, cuyo ángulo está entre 27 a 30° (Pardo et al., 2002); reapareciendo así, el volcanismo, dando inicio a la Zona Volcánica Sur. Desde los 33,5°S (límite sur del Ridge de Juan Fernández) la fosa y el antearco se deflecan hacia el oeste (Yañez et al., 2002).

Entre los 32°S y los 34°S se distinguen distintas unidades morfoestructurales principales, que corresponden a franjas alargadas en dirección norte-sur. Dichas unidades, de oeste a este, corresponden a: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal y Cordillera Frontal.

La Cordillera de la Costa, presenta una diferencia entre su flanco occidental y el oriental. En el sector occidental, está compuesta principalmente por granitoides paleozoicos, mientras que en el sector oriental se encuentran principalmente secuencias volcánicas y sedimentarias de edad Mesozoica. Dicha cordillera ha sido estudiada en numerosas publicaciones (Thomas, 1958; Aguirre, 1985, Charrier & Muñoz, 1994; Vergara et al., 1995; SERNAGEOMIN, 2002).

La Depresión Central, que se extiende entre los 33°S y los 40°S, está representada en la zona de estudio principalmente por la cuenca de Santiago, con espesores que estudios preliminares (Avendaño & Araneda, 1994) situaban entre los 400 y los 800 metros; en el trabajo de Yañez et al (2015), se indica que el espesor promedio de la cuenca es de 500 metros, identificando en ella la presencia de tres depocentros principales con espesores mayores. El relleno de la cuenca corresponde a depósitos aluviales Pleistocenos-Holocenos (Thiele, 1980; Araneda et al., 2000; Rauld, 2002), además existen depósitos de la Ignimbrita Pudahuel, del Pleistoceno Medio (Wall et al., 1996). Hacia el norte de Santiago la Depresión Central desaparece, dando lugar a cordones montañosos de baja elevación, que corresponden a la Formación Las Chilcas y la Formación Lo Valle, definidas primeramente por Thomas (1958).

La Cordillera Principal puede dividirse en dos flancos. El primero de ellos, la Cordillera Principal Occidental, en contacto con la Depresión Central, contiene rocas de edad cenozoica, que corresponden principalmente a las Formaciones Abanico (Aguirre,

1960) y Farellones (Klohn, 1960). A su vez, la Cordillera Principal Oriental, contiene rocas mesozoicas con una gran deformación, siendo parte de fajas plegadas y corridas (Fock, 2005).

La Cordillera Frontal, finalmente, está compuesta por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico.

En la zona de estudio se tiene el contacto entre la Depresión Central y la Cordillera Principal, de modo que en las siguientes secciones se detalla la geología que compone dichas unidades morfoestructurales.

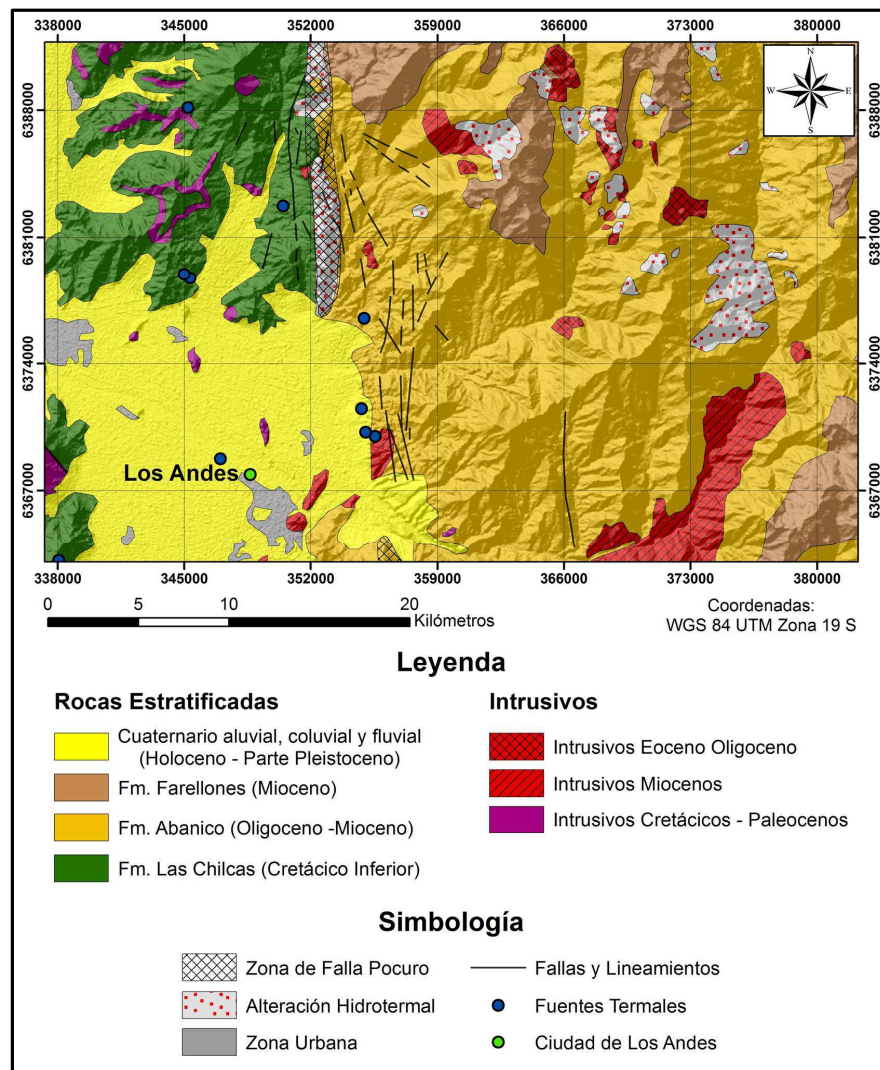


Figura 3.1: Mapa Geológico de zona tipo en que se efectúan las simulaciones. Mapa modificado de Navarro (2014).

3.1.1 Rocas estratificadas

3.1.1.1 Formación Abanico

Definida primeramente por Aguirre (1960) en la Provincia de Aconcagua como “una secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantes gris pardo y púrpura rojo-grisáceo”. Corresponde a una sucesión cuyo espesor varía desde 2000 metros (Charrier, 1973; Zurita, 1999), hasta unos 3000 metros (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980). Se divide en un miembro inferior, de 1900 metros, compuesto por lavas básicas, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones lacustres; y uno superior, de hasta 1200 metros, en concordancia con el primero, caracterizado por lavas basálticas (Nystrom et al., 2003). La parte superior contiene a su vez, depósitos de flujos piroclásticos y tobas de caída.

La base de la Formación Abanico, en el sector oriental, es concordante con la Formación Colimapu y su techo está marcado por una discordancia angular con la Formación Farellones (Thiele, 1980). En el sector occidental, el contacto con unidades subyacentes (mesozoicas) es por discordancia erosiva, aunque también se aprecian contactos concordantes, y en algunos sectores, a través de las estructuras asociadas a la Zona de Falla Pocuro.

La Formación Abanico representa una amplia cuenca de intra-arco (Cuenca de Abanico), en un ambiente extensional con volcanismo activo y una geoquímica primitiva (Muñoz et al., 2006); Jordan et al., 2001). Dicha cuenca, posteriormente fue invertida en un proceso de inversión tectónica durante el Oligoceno Superior – Mioceno Inferior (Charrier et al., 2002, 2005, 2007).

Mediante dataciones radiométricas U-Pb en circones, se estima una edad Miocena Inferior – Miocena Superior (Jara et al., 2013).

3.1.1.2 Formación Farellones

Fue definida primeramente por Klohn (1960) como “una potente unidad constituida por sedimentitas clásticas terrígenas, lavas andesíticas, riolíticas y basálticas y rocas piroclásticas que alternan con sedimentos derivados de la descomposición de estas rocas efusivas”. Corresponde a una sucesión cuyo espesor varía entre los 1,000 metros (Padilla, 1981) y los 2,500 metros (Aguirre, 1960; Thiele, 1980); Charrier et al., 2002). En la re-definición elaborada por Rivano et al (1990), se identifica como una secuencia volcánica continental en la que se distinguen dos miembros, concordantes entre si: uno inferior, conteniendo tobas e ignimbritas de composición riolítica-dacítica y otro superior, compuesto por flujos andesíticos y basálticos, intruidos por domos riolíticos y filones ocoíticos; además, muestra restos de edificios volcánicos muy erodados.

La base de la Formación Farellones está en fuerte discordancia angular con la Formación Abanico, dicha relación ha sido descrita por muchos autores (Aguirre, 1960; Jaros y Zelmán (1969); Munizaga y Vicente, 1982). El techo, corresponde a la Formación Colorado-La Parva, aunque la mayor parte del mismo corresponde a la superficie actual de erosión.

Esta Formación, contiene signatures geoquímicas calcoalcalinas, a diferencia del carácter primitivo de la Formación Abanico, esto daría cuenta de los procesos de adelgazamiento interpretados en Abanico, y del posterior engrosamiento cortical durante el desarrollo de la Formación Farellones (Charrier et al., 2002; Nystrom et al., 2003; Kay et al., 2005; Muñoz et al., 2006). Dataciones radiométricas Ar^{40}/Ar^{39} arrojan edades entre 20 y 18 millones de años, asignándole así, una edad Miocena (Nystrom et al., 2003).

3.1.2 Rocas intrusivas

3.1.2.1 Intrusivos del Paleoceno – Eoceno

Todos los cuerpos intrusivos definidos en esta sección, corresponden a descripciones realizadas por Wall et al. (1999). Corresponden a stocks basálticos de piroxeno y olivino. También se encuentran domos dacíticos de biotita que intruyen a las Formaciones Las Chilcas y Lo Valle.

3.1.2.2 Intrusivos del Eoceno-Mioceno Inferior

Corresponden a stocks, diques y filones. Se encuentran en este grupo: gabros de piroxeno y olivino, dioritas de piroxeno y anfíbola, basaltos de olivino, andesitas basálticas de piroxeno y olivino, entre otros. En particular, aquellos que intruyen a la Formación Abanico, corresponden a dioritas cuarcíferas de anfíbola y piroxeno; también se encuentran intrusiones de composición andesítica, basáltica y dacítica.

3.1.2.3 Intrusivos del Mioceno Inferior

Corresponden a stocks y diques andesíticos de anfíbola, que cortan tanto a la Formación Abanico como a la Formación Lo Valle.

3.1.3 Depósitos cuaternarios

3.1.3.1 Depósitos de terrazas continentales

Identificadas por Rivano (1990) –al igual que el resto de los depósitos cuaternarios–, corresponden a depósitos de extensión continua que afloran por todo el borde oriental de la cuenca del Valle de San Felipe – Los Andes y que consisten en grandes terrazas compuestas de acumulaciones de arenas medias y conglomerados finos a medios. Se distinguen del relleno de la cuenca por estar en posiciones topográficamente más altas, además de presentar marcados escarpes. La relación con el relleno de la cuenca no es clara, pero pueden estar relacionadas a la actividad de la Falla Pocuro.

3.1.3.2 Depósitos aluviales, coluviales y de relleno de valles

Están relacionados a los cursos de agua actuales y tienen su expresión más importante en la Hoya del río Aconcagua. En la mitad sur del área, están formados por acumulaciones de gravas, con regular o mala estratificación; y por arenas y limos con buena estratificación. En general, corresponden a sedimentos efímeros que suelen evolucionar constantemente, conforme a la abundancia e intensidad de las precipitaciones.

3.1.3.3 Depósitos gravitacionales

Corresponden a deslizamientos en masa de grandes proporciones, actualmente estabilizados por vegetación. Rivano (1990) precisa que se deben al efecto de la sismicidad asociada a la Falla Pocuro, pues se ve cómo se concentran dichas remociones sobre la traza de la Falla.

3.1.3.4 Depósitos glaciales

Principalmente corresponden a morrenas marginales y acumulaciones de detritos provenientes de glaciales de roca. Se encuentran en la mayoría de las cabeceras de los esteros que se encuentran a una altitud sobre los 2.500 m.s.n.m y en circos glaciares.

3.1.4 Estructuras

En la zona de estudio dominan ampliamente las estructuras con rumbo norte-sur, aunque presentan variaciones en el tipo de deformación y en su vergencia. Dichas estructuras se presentan, en su mayoría, como fallas inversas de orientación nor-noreste y de vergencia tanto este como oeste; que tienen asociadas la formación de pliegues asimétricos (Thiele, 1980; Thiele et al., 1991; Charrier et al., 2002 y 2005; Fuentes et al., 2002; Rauld, 2002; Fock, 2005). Hacia el sector oriental, se encuentran fallas, sinclinales y anticlinales de rumbo nor-noroeste, apretados y volcados, de vergencia principal este; estos elementos, constituyen la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, afectando principalmente a rocas mesozoicas (Thiele, 1980; Ramos et al., 1991; Giambiagi, 2003; Fock, 2005). Es, sin embargo, la Zona de Falla Pocuro (ZFP) la más importante de la zona de estudio.

3.1.4.1 Zona de Falla Pocuro

La Falla Pocuro de orientación norte-sur, fue definida como tal por Carter & Aguirre (1965), aunque Aguirre (1960) ya había identificado la existencia de una faja de milonitas coincidentes con esta zona. El carácter de la falla ha sido ampliamente discutido, siendo definida en sus inicios como una falla normal (Aguirre, 1960; Carter & Aguirre (1965; Padilla, 1981; Rivano et al., 1996); En el trabajo de Rivano et al. (1996) se cataloga como una falla normal con un componente de rumbo; de forma posterior, en el trabajo de Campbell (2005) se indica que es parte de un sistema de fallas inversas de alto ángulo con

un componente de rumbo dextral, y finalmente, Charrier et al. (2005) propone que corresponde a una falla normal invertida, y que su actividad como falla normal sería más elevada a la actividad posterior a su inversión. La ZFP, en base a Rivano et al. (1996), tendría una zona de daño que alcanzaría extensiones de hasta 6 km.

Gana y Wall (1997) dataron mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ diques emplazados en ramas de la ZFP, obteniendo edades entre el Oligoceno superior – Mioceno inferior, que indica la edad mínima de la ZFP.

En algunos trabajos se ha considerado que la Falla Pocuro forma parte de un gran sistema de fallas en conjunto con la Falla San Ramón (Charrier et al., 2005; Farías et al., 2005 y 2010); sin embargo, esta idea ha sido descartada por otros autores (Rauld, 2002; Armijo et al., 2010). En este trabajo se consideran sólo las características de la ZFP en el desarrollo de los modelos.

3.2 Marco hidrogeológico

El contenido de esta sección, corresponde a un resumen y a modificaciones de distintos trabajos con enfoque hidrogeológico realizados en la zona: el Informe del Mapa Hidrogeológico 1:1000000 y el *Estudio del Mapa Hidrogeológico Nacional (1:1000000)*, elaborado por IPLA consultores para la DGA (1986); el informe realizado por CADE-IDEPE Consultores (2004), en el marco de un estudio solicitado por la Dirección General de Aguas (DGA) sobre el *diagnóstico y clasificación de los cuerpos de agua según objetivos de calidad* en la cuenca del Aconcagua, y por último, se utiliza información proveída por el Departamento de Administración de Recursos Hídricos en el trabajo *Informe de zonificación Hidrogeológica para las Regiones Metropolitana y V (2002)*.

3.2.1 Características generales de la cuenca del Aconcagua

El valle del Aconcagua se ubica unos 80 Km al norte de Santiago, extendiéndose desde poco aguas arriba de Los Andes hasta la desembocadura en el mar a la altura de Concón. El río Aconcagua recibe el aporte de los ríos Colorado y Blanco en la cordillera, de los esteros Catemu, Putaendo y El Cobre desde el norte y de los esteros Limache, Los Loros y Pocuro desde el sur. El valle se amplía notablemente en algunos sectores, especialmente en San Felipe-Los Andes.

Hacia la cabecera del valle del Río Aconcagua, se acumulan grandes volúmenes de sedimentos de variada granulometría. Los depósitos de morrenas se distribuyen a alturas sobre los 2500 m.s.n.m. Depósitos de corrientes de barro originados durante el período de glaciación se exponen hasta la localidad de Santa María. Estos depósitos son los que rellenan gran parte de las quebradas tributarias y los tramos superiores de los valles principales.

Los sedimentos de rellenos más recientes, son producto de la erosión ejercida por los cursos fluviales del área que conjuntamente con los procesos gravitacionales, han re-trabajado los accidentes topográficos existentes. Se reconocen estructuras deposicionales como conos de deyección, terrazas, fluviales, llanuras aluviales, depósitos de pie de monte y taludes de detritos. El origen de los fragmentos clásticos pertenecientes a estos depósitos cuaternarios proviene de la erosión de rocas volcánicas e intrusivas, con un aporte menor

de rocas sedimentarias. Los sedimentos en el área conforman una capa que cubre una extensa superficie de aproximadamente 1155 km^2 . Los depósitos exhiben menor amplitud superficial en la desembocadura de los valles de Llay Llay, Rabuco y hacia aguas abajo de la localidad de San Pedro donde el valle se estrecha notoriamente.

Los valles y quebradas tributarias del río Aconcagua, aportan al valle principal importantes volúmenes de sedimentos, que normalmente presentan fracciones finas y que se despliegan a modo de abanico de pendiente baja, que fluctúa entre el 0,6% y el 10%, de acuerdo con la Dirección de Recursos Hídricos, en su informe del 2002.

La existencia de acuíferos, queda exclusivamente limitada al cauce del río Aconcagua, y del Putaendo, de acuerdo a CADE-IDEPE (2004). En el resto de la cuenca, no se presentan estas formaciones, debido a la baja permeabilidad que caracteriza dichas zonas.

3.2.2 Sector San Felipe – Los Andes

Próximo al sector de Los Andes, en las inmediaciones del río Aconcagua, el acuífero se desarrolla en los primeros 70 m de profundidad y está compuesto por gravas, arena y algo de arcilla. Los niveles estáticos se ubican bajo los 30 m hacia aguas abajo de este sector. El acuífero disminuye en potencia (aproximadamente a 50 m) y su estratigrafía es más fina, compuesta por arena gruesa a fina con proporciones moderadas de arcillas.

Desde Los Andes a San Felipe existe desde la superficie un acuífero de gran extensión, compuesto principalmente por sedimentos de granulometría gruesa a media, principalmente gravas que suelen presentar una matriz arenosa con algunas intercalaciones de finos hacia las paredes del valle. Estos sedimentos se apoyan sobre otros de granulometría fina que presumiblemente llegan hasta la roca, la que cerca de Los Andes se encontraría a poco más de 400 metros de profundidad. El espesor medio del acuífero queda comprendido entre los 100 y 200 m, encontrándose a profundidades de hasta unos 40 - 50 m bajo el nivel del terreno en el sector Rinconada de Los Andes. Cerca de San Felipe, aguas arriba de la desembocadura del río Putaendo, el valle se estrecha, originándose una disminución importante del espesor del acuífero.

3.3 Alteración hidrotermal asociada a la Zona de Falla Pocuro

Padilla (1980) describe en el área de Baños del Corazón, zonas fuertemente alteradas con stockworks de venillas de minerales de alteración. Dichos minerales corresponden a: albita, calcita, laumontita, clorita, halloisita, feldespatos potásico y cuarzo. También menciona la existencia de pequeñas cantidades de epidota, en asociación con clorita.

Posteriormente, Padilla y Vergara (1985) estudiaron el control estructural y la alteración tipo campo geotérmico en intrusivos miocénicos en las zonas de falla de Pocuro y Chacabuco, indicando que el intenso fracturamiento del área habría facilitado la circulación hidrotermal -a una temperatura inferior a 180°C - convectiva (agua caliente y vapor) hacia la superficie, produciendo tanto en los pórfidos como en las rocas por ellos

cortadas (Formación Las Chilcas, Lo Valle y/o Abanico), una persistente alteración ceolítica.

Como parte de un trabajo realizado por Hauser (1987), en que se caracterizan los Baños de Apoquindo, se entrega un modelo para el sistema hidrotermal asociado a la ZFP, presentado en la figura 3.2.

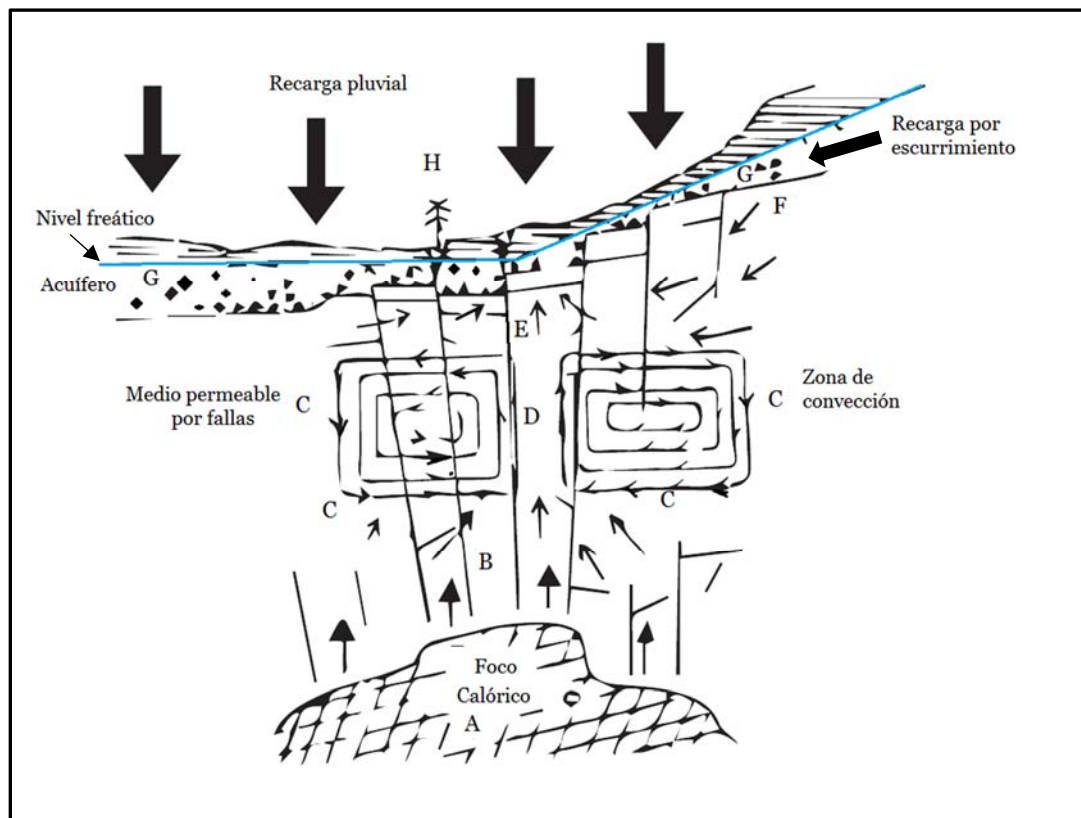


Figura 3.2: Esquema del modelo genético para el sistema hidrotermal en ZFP. A) Foco calórico; B) Zona de convección con agua a alta temperatura; C) Zona de coexistencia de agua y vapor; D) Zona de vapor; E) Zona de agua caliente por enfriamiento de vapor; F) Aportes de aguas frías; G) Acuífero freático o somero calentado por aportes profundos; H) Fuente o surgencia con aguas termales. Digitalizado desde Hauser (1987).

Capítulo IV

Construcción Modelo Numérico

4.1 Código numérico

El software CrunchFlow resuelve dos ecuaciones: de conservación de masa (Steeffel, 1992; Steefel and Lasaga, 1994) y las leyes de tasa de reacción (Lasaga, 1981; Aagaard and Helgeson, 1982; Lasaga, 1984). Aplicadas sobre una malla homogénea. La integración en el tiempo se hace mediante un método de diferencias finitas.

Para resolver las ecuaciones mencionadas, CrunchFlow lee un archivo proporcionado por el usuario (*input file*) previo a la ejecución del programa; dicho archivo, está basado en palabras claves (*keywords*) predefinidas. De este modo, en la construcción de una simulación se deben definir en el input file, todos los parámetros numéricos, físicos y químicos necesarios para describir el sistema a estudiar. Esto se realiza mediante comandos (*keyblocks*), que corresponden a sub-grupos de keywords que definen características comunes. A continuación, se desglosan los sub-grupos más importantes:

1. Parámetros numéricos: definen aspectos relativos a la estabilidad del modelo, principalmente enfocados en la definición de las variables que controlan el time-step, con que luego se resuelve cada iteración de Newton-Raphson para solucionar las ecuaciones y mantener la estabilidad del modelo.
2. Geometría y sistema de coordenadas: caracterizan el área de simulación, generando en base a esto la discretización que da lugar a la grilla de simulación.
3. Especies primarias: definen las especies cuya concentración es *independiente* de las demás y especies secundarias que incluyen al resto de especies presentes en el sistema, correspondiendo a aquellas que se pueden generar mediante reacciones de las especies primarias.
4. Mineralogía: definen los minerales existentes y el porcentaje volumétrico en el que se encuentran en el sistema.
5. Condiciones geoquímicas: conforman un set de información acerca de concentraciones para las especies primarias, de los minerales y de la temperatura. Dichas condiciones luego son distribuidas en el espacio para definir el sistema de acuerdo a lo que se busque simular.
6. Condiciones de borde y condiciones iniciales, definidas a través de condiciones geoquímicas.

7. Propiedades hidráulicas de flujo y transporte: entregan información acerca de la distribución de permeabilidad, de la tasa del flujo, de la adición de masa fluida; de difusión y dispersión hidrodinámica, entre otras.

Además del archivo proporcionado por el usuario, el software requiere la presencia en la misma carpeta de ejecución, de una base de datos. Dicha base de datos incluye información referente, principalmente a: especies primarias y especies secundarias, incluyendo información como carga, peso molecular, y el parámetro de tamaño de Debye-Huckel; también incluye información termodinámica y cinética de las fases minerales.

4.2 Definición de parámetros y escenarios de modelación

Para lograr determinar la evolución hidrotermal de la zona de cabecera de la cuenca del Aconcagua, se definen diversos escenarios, representando cada uno de ellos diferentes hipótesis sobre la evolución de la misma. En base a dichas hipótesis, cada escenario representa diferentes configuraciones de las variables involucradas (e.g temperatura, hidroquímica, masa del sistema) que reproducen la hipótesis planteada para dicho escenario.

El tiempo que el agua meteórica pasa en un sistema geotermal siendo calentada, reaccionando con la roca caja, almacenada en el reservorio y finalmente siendo descargada en la superficie, o dicho de otra forma, el tiempo de residencia, se estima, en base a modelos de circulación de fluidos geotermales, que puede llegar a ser hasta 10,000 años, aunque 100-1,000 años es lo más común (Rybach, 1981). En base a esto y a las capacidades (tiempos de solución) del software, y dado que el principal interés de este trabajo es analizar la evolución para el sistema planteado en base a la evolución de la fase acuosa, se ha fijado el tiempo de simulación en 1,000 años.

4.2.1 Parámetros comunes

Existen características comunes a todas las simulaciones. Los valores de permeabilidad en los bordes del modelo, así como la existencia de una zona de falla con comportamiento de conducto para la circulación de fluidos, se representan de la misma forma para todos los escenarios (ver figura 4.1). El manejo de la mineralogía también es igual para todas las simulaciones: comienzan sólo con la mineralogía primaria, y el objetivo es verificar si la configuración de cada escenario reproduce la mineralogía secundaria.

Parámetros comunes: mineralogía

Para efectos de las simulaciones, las rocas de la Formación Abanico están representadas por las lavas básicas estudiadas por Navarro (2014), cuya mineralogía primaria corresponde a: anortita (50%), albita (20%), diopsido (20%) y hornblenda (5%),

asignándole, de esta forma, un 5% de porosidad. Es importante notar que estos valores son estimativos, y no buscan representar el amplio rango composicional de la Formación Abanico, más bien corresponden a una selección en base a las rocas más representativas que influyen en la zona de cabecera de la cuenca del Aconcagua. Si bien también existen óxidos (e.g magnetita), no se consideran en las simulaciones dada la falta de datos cinéticos para dicho grupo mineral.

Respecto a los minerales reales versus la representación usada para las simulaciones, cabe mencionar que la hornblenda fue modelada como tremolita, lo que constituye una limitación dado que la tremolita es un miembro del grupo de los anfíboles que puede precipitar con mayor facilidad en condiciones hidrotermales (en el capítulo 5 se evalúa el efecto que tiene la simulación de hornblenda como tremolita). Lo anterior se debe a la falta de información tanto termodinámica como cinética para todos los miembros de la solución sólida de la hornblenda, y a la dificultad para encontrar los datos necesarios. La ausencia de magnetita como mineral principal, también conduce a una limitación. respecto a la capacidad del modelo para reproducir la evolución de las especies de hierro

La mineralogía secundaria considerada en las simulaciones está compuesta por: wairakita, clorita, epidota, sílice y calcita. Hay minerales que no son considerados (smectita y una serie de zeolitas) porque agregarlos afecta la estabilidad del modelo y no logra converger, terminando el programa sin solucionar el modelo.

Tabla 4.1: Mineralogía y representación termodinámica correspondiente para una lava básica promedio de la Formación Abanico. Estimación basada en descripciones de Navarro (2014).

Mineral	Mineral Modelado	Volumen (%)
Anortita	Anortita	50
Albita	Albita	20
Clinopiroxeno	Diopsido	20
Hornblenda	Tremolita	5

Parámetros comunes: hidroquímica

La química actual de las aguas (Agua Actual en tabla 4.2) es representada por Baños El Corazón, cuya hidroquímica es obtenida de Benavente (2015), indicando un fluido bicarbonatado-cálcico. Se asume que esta química es representativa del sistema dado que El Corazón posee como roca caja la Formación Abanico.

Sin embargo, para explorar el efecto en la formación de la mineralogía secundaria formada en el sistema ante la variación de la composición de los fluidos hidrotermales de alta temperatura, se plantean escenarios en los que se mantiene la química de Agua Actual pero a la temperatura máxima estimada (250°C), recibiendo el nombre de Fluido hidrotermal 1; y por otra parte se propone una química de carácter clorurada-sódica, también a 250°C, que recibe el nombre de Fluido Hidrotermal 2, obtenido desde datos del campo geotermal neozelandés Wairakei, cuya química es reportada por Mroczek et al. (2015), dichos fluidos de alta temperatura se encuentran alojados en una secuencia de

ignimbritas, riolitas y andesitas (Grindley, G. W; 1982). La tabla 4.2 entrega la información de la hidroquímica de los distintos fluidos que son utilizados en las simulaciones.

Tabla 4.2: Composición química de los fluidos a usar en los escenarios de modelación. Datos para Agua Actual de Benavente (2015), y Fluido Hidrotermal 2 de Mroczek et al. (2015).

Especie (mg/kg)	Agua Actual	Fluido Hidrotermal 1	Fluido Hidrotermal 2
Ca^{++}	50.01	50.01	20
K^+	0.2	0.2	167
Mg^{++}	12.4	12.4	0.01
Na^+	30.21	30.21	1170
HCO_3^-	189	189	5
SO_4^{--}	38	38	35
Cl^-	8.3	8.3	1970
SiO_2	28.5	28.5	590
Al^{+++}	0.02	0.02	0.2
Fe	0.6	0.6	0.6
pH	7.82	7.82	8.5

Parámetros comunes: flujo y transporte

La permeabilidad promedio para las rocas, es modelada con un valor de $1E-08$ (m/s); por otro lado, la zona de falla es modelada como un conducto para la circulación de fluidos, con un valor de $5E-06$ (m/s). Dichos valores, son definidos así tomando como base diversos modelos conceptuales hidrogeológicos (e.g VAI, 2015) que incluyen rocas de similar litología y condición geotécnica.

El valor del flujo, se obtuvo empíricamente, en base a un valor que permitiese una adecuada interacción agua-roca. De esta forma, se escoge un flujo horizontal de $1 m^3/m^2/año$, sin componente vertical, pero incluyendo el efecto de la gravedad. Por simplicidad, CrunchFlow ejecuta las simulaciones sobre la base de que la sección está bajo condiciones saturadas.

4.3 Sección modelada

Se define en base a los elementos de interés del área de la cuenca del Aconcagua que son objeto de este estudio. De esta forma, la sección se elabora incluyendo rocas de la Formación Abanico (estudiadas por Navarro, 2014) sobre una sección perpendicular a la traza de la Falla Pocuro.

El bloque de simulación se define en base a los afloramientos observados en terreno (figura 4.1) y a un ajuste realizado para facilitar la modelación. De esta forma, tiene dimensiones de 200x100 metros y el tamaño de cada celda es de 1x1 metro.

En la figura 4.2 se presenta la sección modelada. Se muestra en ella, los parámetros comunes a todas las simulaciones (ver sección 4.2).

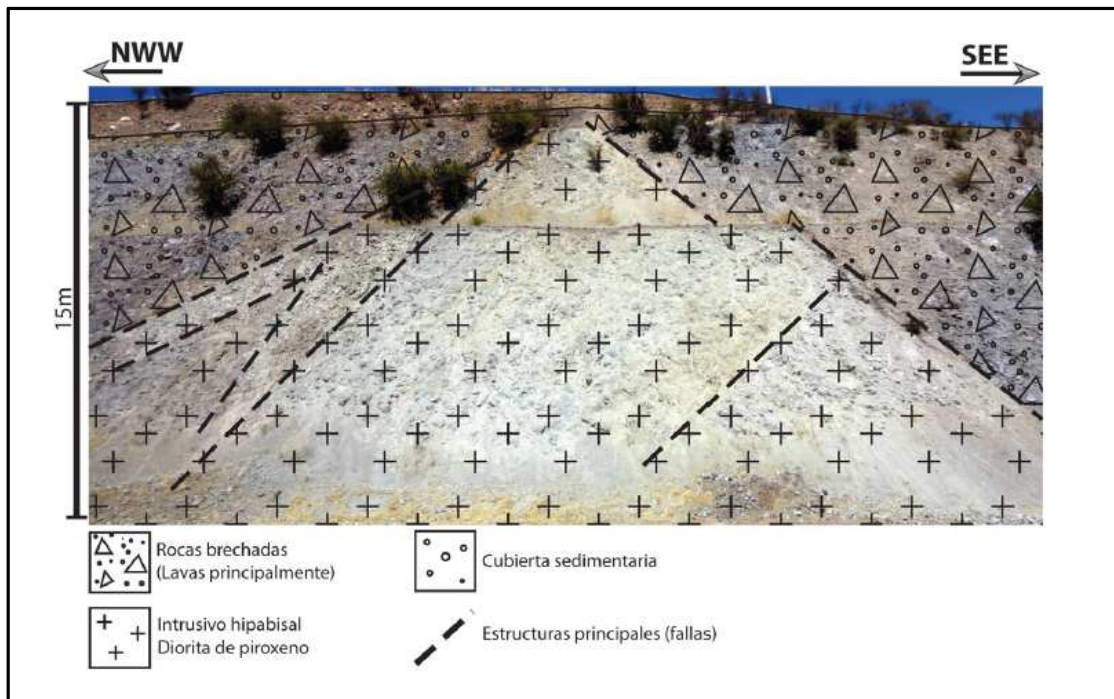


Figura 4.1: Esquema de distribución de un intrusivo hipabisal diorítico de piroxeno que se usa como base para definir el tamaño de la grilla de simulación. Imagen obtenida desde Navarro (2014).

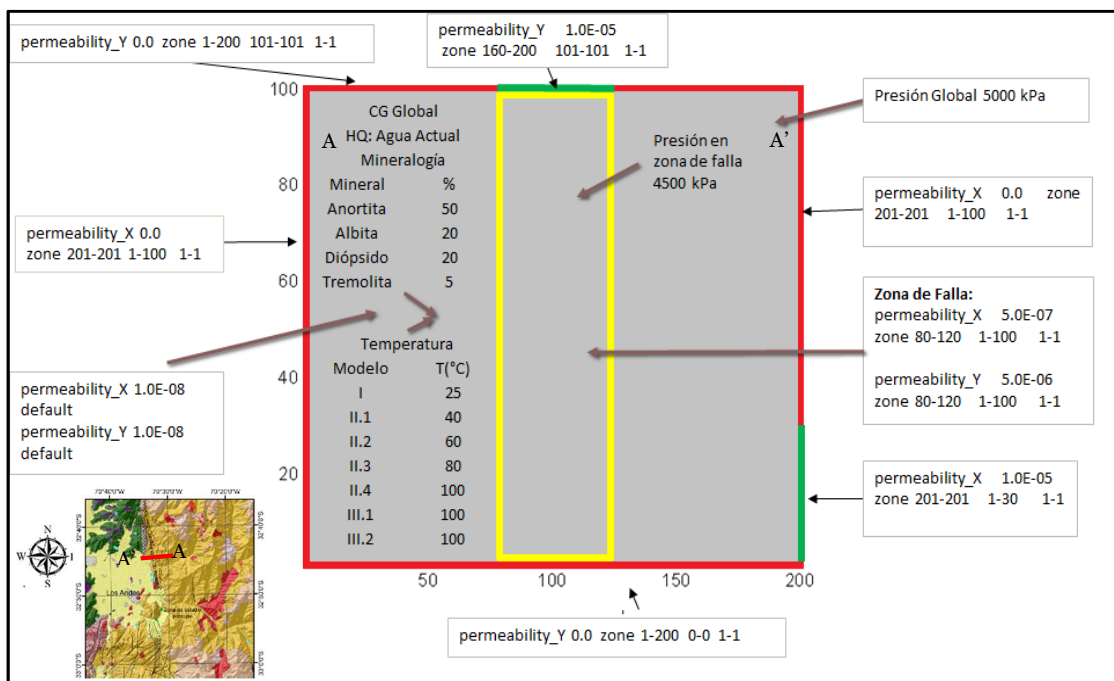


Figura 4.2: Esquema de la configuración de diferentes variables de las simulaciones como: temperatura, mineralogía, hidroquímica, presión hidrostática y permeabilidad. En rincón inferior izquierdo se muestra ubicación de sección en el mapa. En rojo se muestra el perfil tipo de la sección modelada.

4.4 Limitaciones

4.4.1 Limitaciones asociadas a la base de datos

Para cada simulación, es necesario tener una noción de las especies secundarias de importancia para ser agregadas en el archivo input, seleccionadas así, principalmente en base a un criterio de concentración. Para determinar dichas especies, se ejecuta previamente una especiación; en este trabajo, dicha especiación se realiza utilizando el software Phreeqc. A partir de ésta, se identifican las especies que deberían ser incluidas como primarias y aquellas que son consideradas secundarias. En este sentido, este trabajo se encuentra con una limitación, ya que no existen datos termodinámicos en las bases de datos del software CrunchFlow para algunas especies secundarias indicadas como de importancia en base a la especiación. El caso más emblemático, lo representa el $Al(OH)_4^-$, que es en gran parte de las simulaciones, la especie principal para el Aluminio y no existe en ninguna database creada hasta el momento. Lo anterior conlleva a problemas a la hora de la disponibilidad de Aluminio, por ejemplo, en la formación de minerales aluminosilicatados, pues las especies que sí están en la database representan una fracción mínima de las especies estables de Aluminio a las condiciones de las simulaciones; esto queda reflejado en las figuras de concentración para el Aluminio. No fue posible remediar esta limitación agregando la especie, dada la dificultad para encontrar los parámetros necesarios.

Similar al caso de las especies, las bases de datos se presentan incompletas para numerosos minerales de interés para este trabajo (piroxeno, hornblenda, magnetita, zeolita, epidota, etc). En algunos casos, las bases de datos incluyen información termodinámica pero no cinética (e.g piroxeno, zeolita, epidota), mientras que para otros no existe información de ningún tipo, siendo el caso más importante la ausencia de datos para la hornblenda, que corresponde a un mineral primario en la zona de estudio (ver 4.3.1).

Dado que las bases de datos disponibles se presentan incompletas, en particular en cuanto a los parámetros cinéticos de numerosos minerales, es que se modificó como parte de este trabajo, una base de datos para incluir la información cinética faltante, tanto de minerales primarios como de alteración. Dicha base de datos, preparada especialmente para la realización de estas simulaciones, recibe el nombre de “*Maururu.dbs*”. En ella se incluye información de la mayoría de los minerales de importancia, pero no incorpora información de hornblenda ni magnetita, dado que no fue posible encontrar la información faltante.

4.4.2 Limitaciones asociadas a la estructura del software

Respecto a la forma en que se modelan las fases minerales en el software Crunchflow, para una simulación en particular se tiene que éstas son definidas por el usuario a través de condiciones geoquímicas, que luego son distribuidas en cada celda. En estas condiciones geoquímicas, se definen los minerales presentes y el volumen que éstos ocupan, además de la superficie de reacción expuesta para cada mineral. Esta estructura no permite modelar, en una misma celda, distintas poblaciones de tamaño para un mismo mineral, de manera que no es posible modelar una roca que contenga un mineral como

fenocristales y masa fundamental a la vez. Lo anterior se traduce en que en este trabajo no se logra reproducir el efecto que la masa fundamental -de naturaleza más reactiva- tiene en la interacción agua-roca.

El escenario III de este trabajo, propone la hipótesis de que la mineralogía secundaria de la zona de estudio se explica a partir del efecto de una fuente de calor profunda, que provoca un gradiente geotermal anómalo ($200^{\circ}\text{C}/\text{km}$) y circulación de fluidos de alta temperatura. No obstante, no fue posible implementar un gradiente geotermal de forma directa, dado que el software no tiene incorporada esta opción. Intentos indirectos, como la definición de bandas horizontales en las que aumenta progresivamente la temperatura en profundidad, emulando el efecto de un gradiente geotermal, derivan en modelos que no logran converger, y por consiguiente, no consiguen ser resueltos. En vista de lo anterior, se implementa una temperatura global para todo el bloque de simulación que considera el efecto de un gradiente geotermal de $200^{\circ}\text{C}/\text{km}$ actuando sobre un bloque ubicado a 500 m de profundidad (temperatura global 100°C).

4.5 Código de ejemplo

En las figuras 4.3 – 4.6 se presenta un desglose de la Simulación II.4, con un detalle del código y una explicación sobre los parámetros más relevantes.

```
TITLE
Modelo Piloto MJC
END
```

Base de datos modificada

```
DATABASE
Maururu.db5
END
```

Keyblock que agrupa parámetros referentes al método de solución para las ecuaciones principales. Incluye también parámetros referentes a la

```
RUNTIME
coordinates      rectangular
correction_max   2.0
!!courant_number
database_sweep   false
debye-huckel     true
density_module   temperature
dissolution_max  0.002
!!fix_saturation
!!generic_rates
gimrt            true
gimrt_pc        bjacobi
gimrt_pcleve    5
gimrt_solver    gmres
graphics        tecplot
!!hindmarsh
lag_activity     true
!!later_inputfiles
master          H+
OvershootTolerance 5.E-07
pc              ilu
pc_level        5
!!precipitation_max
reaction_path    false
!!read_saturationfile
!!restart
!!save_restart
screen_output    10
solver          gmres
steady-state     false
timestep_max    0.05
timestep_init   1.e-10
time_tolerance   0.001
END
```

Magnitud absoluta de la máxima corrección al logaritmo natural de una especie en cualquier paso de Newton.

Máximo descenso en la fracción mineral para todo paso de tiempo ($m^3 mineral/m^3$ medio poroso).

Especie maestra usada para controlar el paso de tiempo

Método de preconditionador para solución de ecuaciones en PETSc

Tolerancia para la segunda derivada del cambio en el logaritmo natural de la especie maestra respecto al tiempo. Ayuda a la estabilidad numérica controlando el tamaño del paso de

```
OUTPUT
time_units      years
spatial_profile 0.0001 0.1 0.5 1 2 5 10 30 50 100 200 400
600 800 1000
Time_series_at_node
TimeSeries_pre_intr.out 5 50
Time_series_at_node
TimeSeries_syn_intr.out 45 50
Time_series_at_node
TimeSeries_post_intr.out 190 50
time_series_print
time_series_interval 1
END
```

Monitoreo evolución de concentración de especies principales en puntos fijos de la grilla para todo el transcurso de la



Figura 4.3 Desglose de código implementado para Simulación II.4 (I/IV)
 Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



```
POROSITY
porosity_update true
END
```

```
TEMPERATURE
set_temperature 100.0
END
```

PRIMARY_SPECIES

```
H+
SiO2 (aq)
Al+++
K+
HCO3-
Ca++
Cl-
Mg++
Na+
SO4--
Fe+++
Fe++
!!OH-
END
```

SECONDARY_SPECIES

```
OH-
HSO4-
!!Al (OH) 4-
!!CaCl+
Al (OH) 3 (aq)
Al (OH) 2+
CaCO3 (aq)
CaHCO3+
CaSO4 (aq)
!!Fe (OH) 3
!!KSO4-
!!MgCl+
!!MgOH+
MgHCO3+
MgCO3 (aq)
MgSO4 (aq)
NaHCO3 (aq)
END
```

```
GASES
CO2 (g)
END
```

Temperatura global del sistema



Especies primarias que representan las incógnitas en la parte química de un problema de transporte reactivo. Las ecuaciones diferenciales parciales para la conservación de masa en el sistema, son escritas en términos de la concentración total de estas especies.

Líneas de código con !! son ignoradas por el software.



Especies secundarias que pueden ser escritas en términos de las especies primarias, mediante una reacción que se asume en equilibrio, pudiendo así ser escritas en términos de las especies primarias. En esta lista se incluyen aquellas especies cuya concentración es considerable (se fija un valor umbral); dicho análisis se efectúa a través de la



Figura 4.4

Desglose de código implementado para Simulación II.4 (II/IV)

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



```

MINERALS
Anorthite      -label default
Albite         -label default
Chamosite-7A  -label default
Calcite        -label default
Smectite-low-Fe-Mg -label default
SiO2 (am)     -label default
Diopside       -label maururu
Tremolite      -label maururu
Laumontite     -label maururu
Wairakite      -label maururu
Zoisite        -label maururu
END

```

En este keyblock se listan tanto aquellos minerales primarios (presentes para $t = 0$) y los secundarios, que, si las condiciones lo permiten, pueden precipitar en el modelo.

Minerales con -label maururu son aquellos para los que se incorporó información relativa a las tasas de reacción y a la energía de

```

DISCRETIZATION
distance_units meters
xzones 200 1.0
yzones 100 1.0
END

```

Se distribuye la condición geoquímica agua_actual_1 sobre toda la extensión del modelo.

```

INITIAL_CONDITIONS
agua_actual_1 1-200 1-100 1-1
END

```

```

BOUNDARY_CONDITIONS
X_begin  agua_base      Flux
X_end    agua_base      Flux
Y_begin  agua_base      Flux
Y_end    agua_base      Flux
z_begin  agua_base      Flux
z_end    agua_base      Flux
END

```

```

Condition agua_base
pH      7.8
!!H+    1.60E-08
SiO2 (aq) 4.74E-04
Al+++   7.41E-07
K+      5.12E-06
Mg++    5.10E-04
Ca++    1.25E-03
Fe+++   7.16E-06
Fe++    3.58E-06
Na+     1.31E-03
HCO3-   3.10E-03
Cl-     2.34E-04
SO4--   3.96E-04
END

```

Condición geoquímica utilizada como condición de borde para todo el sistema. Las unidades por defecto para la concentración corresponden a mol/kg.

```

Condition agua_actual_1
pH 7.8
!!H+ 1.60E-08
SiO2(aq) 4.74E-04
Al+++ 7.41E-07
K+ 5.12E-06
Mg++ 5.10E-04
Ca++ 1.25E-03
Fe+++ 7.16E-06
Fe++ 3.58E-06
Na+ 1.31E-03
HCO3- 3.10E-03
Cl- 2.34E-04
SO4-- 3.96E-04
Anorthite 0.50 100
Albite 0.20 100
Diopside 0.20 100
Tremolite 0.05 100
Laumontite 0.00 100
Chamosite-7A 0.00 100
Calcite 0.00 100
Smectite-low-Fe-Mg 0.00 100
SiO2(am) 0.00 100
Wairakite 0.00 100
Zoisite 0.00 100
END

```

Condición geoquímica que en este modelo se distribuye sobre todo el dominio espacial.

Concentración de minerales en t=0. Minerales con valores mayores a 0 representan la mineralogía primaria. Los minerales con concentración cero corresponden a los secundarios, los que podrían o no precipitar en función de la configuración del modelo.

```

TRANSPORT
time_units years
diffusion 1.0
dispersivity 20.0 20.0
END

```

Corresponde al flujo de Darcy. Valores en $m^3/m^2/año$.

```

FLOW
distance_units meters
time_units years
constant_flow 1.0 0.0 0.0
calculate_flow true
gravity 90.0 0.0 90.0 down
permeability_X 1.0E-08 default
permeability_Y 1.0E-08 default
permeability_X 0.0 zone 0-0 1-100 1-1
permeability_X 0.0 zone 201-201 1-100 1-1
permeability_Y 0.0 zone 1-200 0-0 1-1
permeability_Y 0.0 zone 1-200 101-101 1-1
permeability_X 1.0E-05 zone 201-201 1-30 1-1
permeability_Y 1.0E-05 zone 80-120 101-101 1-1
permeability_X 5.0E-07 zone 80-120 1-100 1-1
permeability_Y 5.0E-06 zone 80-120 1-100 1-1
pressure 5.0E06 default
pressure 4.5E06 zone 80-120 1-100 1-1 fix
END

```

Configuración de zonas de permeabilidad. Ver figura 4.2.

Definición de presión hidrostática en unidades de Pa. Notar que en zona de falla la presión



Figura 4.6

Desglose de código implementado para Simulación II.4 (IV/IV)

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



Capítulo V

Resultados y discusión de simulaciones

5.1 Introducción

Este capítulo contiene los resultados de las simulaciones realizadas para cada escenario -con una descripción detallada de los mismos-, y también las discusiones que de ellos se desprenden. Para este fin, se generan figuras que muestran la evolución de cada variable de interés (mineralogía primaria, secundaria, especies primarias, pH y porosidad) en cuatro puntos de tiempo (0, 200, 600 y 1,000 años).

Cada simulación entrega como parte de sus resultados los valores promedios del área modelada para la tasa de precipitación/disolución (TPD) de minerales, en unidades de *Mol/L Medio Poroso/s*. Dicho valor se refiere a la tasa en que cambia el volumen de cada mineral considerado, de modo que cuando es positivo se habla de tasa de precipitación; análogamente, cuando es negativo, se llama tasa de disolución. Dada su naturaleza, la tasa mencionada es variable en el tiempo, no obstante, al caso de las simulaciones realizadas en este trabajo, tiende a estabilizarse conforme el tiempo avanza. Es por lo anterior que para describir la evolución de la mineralogía, se hace referencia a la tasa de precipitación/disolución como un indicador constante en el tiempo. A modo de ejemplo, en la figura 5.1 se presenta la evolución de la tasa de precipitación para la tremolita en la simulación II.4 (temperatura global de 100°C) en los 1,000 años que esta dura. Como se puede observar, dicha tasa se vuelve constante de forma rápida; confirmando así la validez de asumirla constante.

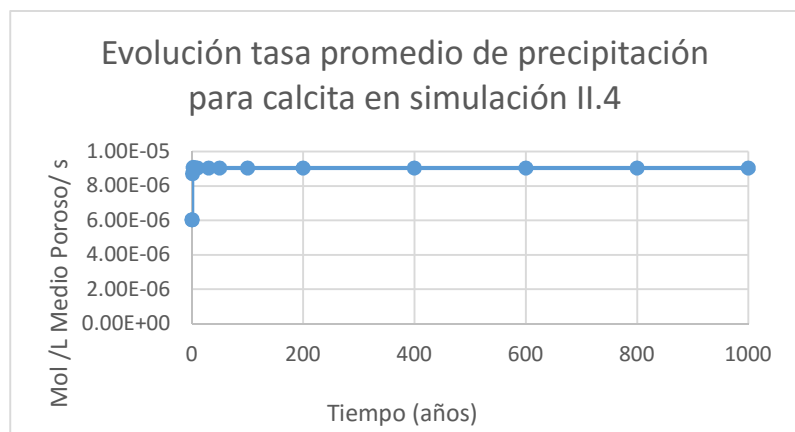


Figura 5.1: Evolución de la tasa promedio de precipitación de la calcita en la simulación II.4. Se elige dicho modelo por ser el de más alta temperatura en que tiene sentido utilizar una tasa promedio (se excluye su uso en el escenario III porque la adición de masa al sistema le quita validez a la interpretación del promedio como valor representativo).

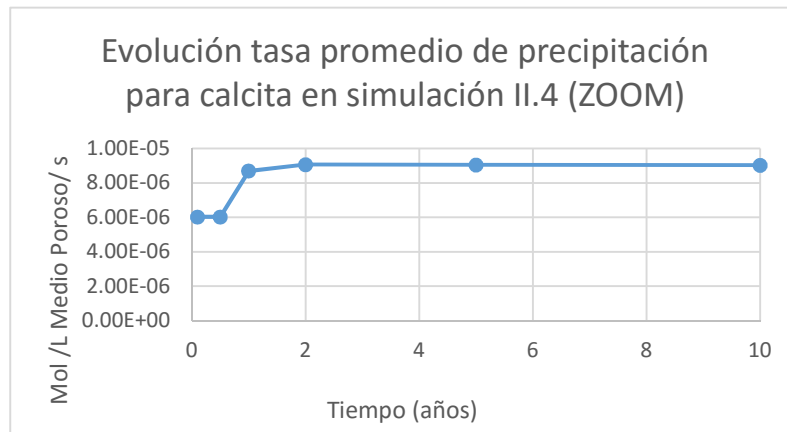


Figura 5.2: Zoom de figura 5.1 que muestra la evolución de la tasa promedio de precipitación para la calcita en los primeros 10 años de simulación. Se observa que en dicho periodo de tiempo se estabiliza en torno a un valor ($9E-06$ mol/L medio poroso/s.).

Como una forma de traspasar el límite temporal escogido para este trabajo (1,000 años), el enfoque de esta sección está en explicar la evolución de la mineralogía en términos del valor que toma la TPD en los diferentes minerales. La variación en el porcentaje volumétrico, apreciado en las figuras de resultados, da una noción concreta de qué tan rápido es el cambio en la mineralogía (tomando en cuenta que se tienen puntos de control a 200, 600 y 1,000 años), pero al hablar de una TPD –que tiende a un valor constante en el tiempo- se puede interpolar la evolución observada en este trabajo a una escala un poco más grande de tiempo, en base al comportamiento de dicha tasa.

5.2 Relación de variación mineral – variación especies principales

A modo de facilitar la interpretación de las variaciones del volumen mineral y la relación que esto guarda con el aumento o disminución en la concentración de las especies principales involucradas, se desglosa la relación simplificada entre ellas, además del volumen molar de cada fase (información obtenida desde la base de datos del software) en la tabla 5.1. Con dicha tabla como base, se genera una segunda que contiene los moles de especies principales ocupados en la formación de cada fase mineral en 100 cm^3 , a modo de normalizar los valores y así poder establecer la responsabilidad de la interacción agua-roca en la evolución de la concentración de las diferentes especies principales.

Tabla 5.1: Desglose de utilización de especies primarias en la formación de la mineralogía del sistema y del valor del volumen molar para cada mineral. Los valores son obtenidos desde la base de datos principal del software.

Mineral	Reacción Mineral	Volumen molar (cm ³)
Albita	$NaAlSi_3O_8 + 4H^+ = Al^{+++} + Na^+ + 2H_2O + 3SiO_2$	$V_m = 100.25 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Anortita	$CaAl_2Si_2O_8 + 8H^+ = Ca^{++} + 2Al^{+++} + 2SiO_2 + 4H_2O$	$V_m = 100.79 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Tremolita	$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2 + 14H^+ = 2Ca^{++} + 5Mg^{++} + 8H_2O + 8SiO_2$	$V_m = 279.92 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Diópsido	$CaMgSi_2O_6 + 4H^+ = Ca^{++} + Mg^{++} + 2H_2O + 2SiO_2$	$V_m = 66.09 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Calcita	$CaCO_3 + H^+ = HCO_3^- + Ca^{++}$	$V_m = 36.93 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Clorita	$(Mg_5Al)(AlSi_3O_{10}(OH)_8 + 16H^+ = 3SiO_2 + 2Al^{+++} + 5Mg^{++} + 12H_2O$	$V_m = 211.50 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Epidota	$Ca_2Al_3(SiO_4)_3(OH) + 13H^+ = 2Ca^{++} + 3Al^{+++} + 3SiO_2 + 7H_2O$	$V_m = 135.90 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Sílice	SiO_2	$V_m = 29.00 \text{ cm}^3 / \text{mol}$
Wairakita	$CaAl_2Si_4O_{12} * 2(H_2O) + 8H^+ = Ca^{++} + 2Al^{+++} + 4SiO_2 + 6H_2O$	$V_m = 186.87 \text{ cm}^3 / \text{mol}$

Tabla 5.2: Normalización de la participación de las especies principales en la formación de las fases minerales para un volumen de 100cm³. En celeste se destacan las especies utilizadas en la formación del respectivo mineral, y en salmón los protones (H⁺) liberados en la formación de la fase en cuestión.

Mineral	Volumen molar (cm ³)	Moles en 100 cm ³	Ca ⁺⁺ mol/100cm ³	Mg ⁺⁺ mol/100cm ³	Na ⁺ mol/100 cm ³	Al ⁺⁺⁺ mol/100 cm ³	SiO ₂ mol/100cm ³	H ⁺ mol/100cm ³
Albita	100,25	1,00	0,00	0,00	1,00	2,00	2,99	3,99
Anortita	100,79	0,99	0,99	0,00	0,00	1,98	1,98	7,94
Diópsido	66,09	1,51	1,51	1,51	0,00	0,00	3,03	6,05
Tremolita	279,92	0,36	0,71	1,79	0,71	0,00	2,86	5,00
Calcita	36,93	2,71	2,71	0,00	0,00	0,00	0,00	2,71
Clorita	106,2	0,94	0,00	4,71	0,00	1,88	2,82	9,42
Epidota	135,9	0,74	1,47	0,00	0,00	2,21	2,21	9,57
Sílice	29	3,45	0,00	0,00	0,00	0,00	3,45	0,00
Wairakita	186,87	0,54	0,54	0,00	0,00	1,07	1,61	6,96

5.3 Descripción y discusión de resultados

5.3.1 Escenario I

Este escenario evalúa si las condiciones actuales logran reproducir algún componente de la mineralogía secundaria. De esta forma, se comienza haciendo uso de la hidroquímica actual, la mineralogía primaria y las condiciones actuales de temperatura. La existencia de este escenario se justifica porque podría confirmar o descartar la necesidad de interpretar la mineralogía secundaria como por efecto de condiciones diferentes a las actuales (e.g. circulación de fluidos hidrotermales). Se utiliza como condición geoquímica global un set que contiene: Agua Actual (ver Tabla 4.2) a 25°C y la mineralogía primaria distribuida en toda el área de simulación.

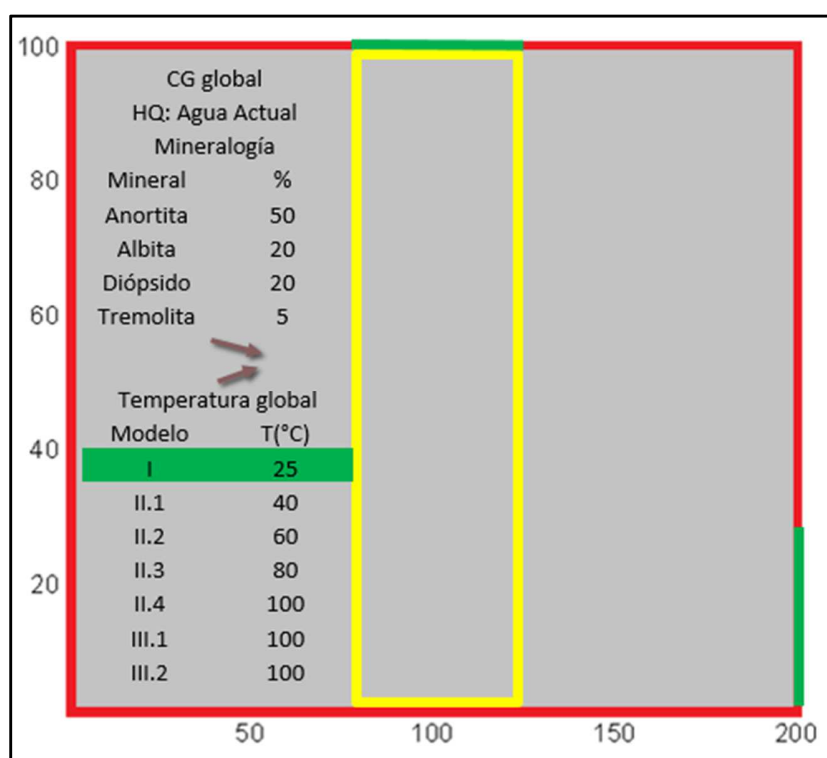


Figura 5.3: Esquema de Escenario I. En esta simulación se evalúa si las condiciones actuales llevan a la precipitación de algún mineral secundario. CG: Condición geoquímica; HQ: Hidroquímica.

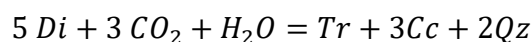
En las figuras 5.4 hasta 5.9 se presentan los resultados referentes a la representación de las condiciones actuales en 1,000 años de simulación.

5.3.1.1 Mineralogía primaria

La figura 5.4 presenta la evolución de la mineralogía primaria en el tiempo de simulación. Con respecto a la anortita (5.6a), se observa que no presentan cambios significativos; tiende a mantenerse constante en el transcurso de la simulación, evidenciado por una tasa de disolución baja. La albita (5.6b), se caracteriza por una tasa

de precipitación muy cercana a cero, que no conlleva cambios apreciables en el volumen. Ligeramente distinto es el caso de los minerales máficos: el diópsido (5.6c), con una TPD negativa presenta un frente -de casi 20 metros- de leve disolución hacia los 1,000 años de simulación, pasando en dicho frente del 20% inicial a un valor promedio de 18.5%. Con respecto a la tremolita (5.6d), se observa un incremento en el volumen desde un 5% hasta un 6.5%, en un frente de precipitación que es equivalente, en extensión, al descrito para el diópsido. En ambos casos, la disminución o incremento del porcentaje en volumen de dichos minerales, ocurre en la zona de recarga, al inicio del sistema, en el sentido del flujo de Darcy. El I.S. (índice de saturación) es negativo para la anortita y el diópsido; la albita y tremolita poseen un I.S positivo.

Es necesario destacar que la evolución que muestra la tremolita, no tiene sentido desde un punto de vista termodinámico, pues las condiciones de este escenario (temperatura global de 25°C) no son aptas para la formación de dicho mineral. Este efecto, probablemente esté relacionado a la disminución en el volumen de diópsido, pero carece de sentido geológico que esto conlleve a un aumento en el volumen de tremolita. Una hipótesis para explicar este comportamiento erróneo de la tremolita, que precipita junto a calcita conforme se disuelve diópsido, es que el software esté involucrando la reacción:



El problema, es que, a pesar de que dicha reacción existe, ésta ocurre a temperaturas mucho mayores que la del presente escenario, constituyendo así, una debilidad que ésta simulación prediga la formación de tremolita.

5.3.1.2 Mineralogía secundaria

Con respecto a la figura 5.7, los resultados muestran que sólo se generan cantidades pequeñas de calcita (5.5a) y cantidades ínfimas de clorita (5.7b; <1E-25%). No se genera precipitación de ninguno de los minerales de mayor interés (wairakita (5.7c), epidota (5.7d) ni sílice). En términos de tasa de precipitación/disolución, se tiene que el sistema genera clorita a una tasa extremadamente lenta ($1E - 25 \text{ Mol/L Medio Poroso/s}$) mientras que la calcita precipita a una tasa del orden $1E - 5 \text{ Mol/L Medio Poroso/s}$. El IS en los minerales secundarios sólo es positivo para la clorita y la calcita, aunque respecto a esta última en un valor muy bajo, indicando que el fluido se encuentra ligeramente sobresaturado en dicho mineral, explicando así el bajo volumen que alcanza, en contraposición a su -relativamente- alta tasa de precipitación.

Los resultados referentes a la evolución de la mineralogía, responden a la pregunta formulada en la gestación de este escenario, y es que las condiciones actuales no son capaces de explicar el espectro de mineralogía secundaria, abarcando sólo los minerales de baja temperatura, como era esperable. Si bien esta configuración tampoco presenta las condiciones apropiadas para la formación de clorita, esta se forma en una cantidad tan mínima, que no se considera una incongruencia de importancia.

5.3.1.3 Porosidad

La figura 5.8a muestra que la porosidad se reduce hasta un 4.6% en una zona que coincide con el frente de precipitación-disolución (FPD) para el conjunto diópsido-tremolita-calcita, y se mantiene constante en torno a un valor menor al inicial (4.6%) en

el resto del área de simulación. Lo anterior sugiere que la precipitación, si bien ocurre en proporciones pequeñas, es suficiente para reducir a un 4,6% la porosidad. La importancia de dicha observación, radica en que es un dato de utilidad a la hora de evaluar la rapidez en que un sistema geotermal de estas características puede sellar las fracturas existentes, cambiando la dinámica del mismo y debilitando la interacción agua-roca, al menos hasta que se generen nuevas zonas permeables.

5.3.1.4 Especies principales y pH

En 5.8b se muestra la evolución del pH: se identifica un aumento gradual del mismo desde un valor inicial de 7.8, pasando a 9.5, hasta llegar hasta a un máximo de 10 en los últimos 90 m del área de simulación. Se advierte además, que el cambio desde el valor inicial hasta 9.5 ocurre en la misma zona delimitada por el FPD mencionado para el diópsido, la tremolita y la calcita. Esta evolución para el pH se debe a que el balance de protones (H^+) entre las fases que precipitan y se disuelven, tiende a una disminución de dicha especie en el sistema, disminución que continúa conforme se avanza sobre una misma línea de flujo. Las especies que contribuyen mayormente a este balance corresponden al diópsido (consume protones en su disolución) y la tremolita junto a la calcita (que liberan H^+ en su formación); donde aun cuando la precipitación es mayor a la disolución, el diópsido consume comparativamente más H^+ que ambas fases precipitando, explicando así la evolución para el pH (ver Tabla 5.2).

En 5.8c y 5.8d se muestra la evolución para las especies principales Ca^{++} y Mg^{++} . Con respecto al Ca^{++} , se advierte que existe un descenso producto a que su balance indica que se consume más de lo que se libera por acción de las reacciones minerales que involucran a dicha especie. En específico, conforme el fluido avanza sobre una línea de flujo, paulatinamente reduce su contenido de Ca^{++} , llegando a valores 1 orden de magnitud (O.M) menores. El Mg^{++} muestra un descenso de 1 OM tras el FDP, pero este descenso es aún más importante al continuar el fluido su camino (sobre una línea de flujo), llegando hasta valores de $1E-09$ mol/kg para los últimos 70 metros de simulación. Esta notable disminución del contenido de Mg^{++} no puede ser explicada únicamente mediante los procesos de interacción agua-roca considerados en este trabajo, pues en los principales minerales que aportan o consumen Mg^{++} en su formación, si bien el balance tiende a disminuir la concentración de dicha especie, lo hace en cantidades que no alcanzan a explicar un descenso de tal magnitud. Es importante notar que el cambio en la concentración toma lugar en la misma coordenada X en que el frente de precipitación/disolución termina, al igual que la variación observada para el pH.

No es sencillo interpretar los motivos que pueden llevar a esta notable disminución en el contenido de Mg^{++} presente en el fluido, más aún cuando la especiación indica a esta especie como la más estable para el magnesio, pero es importante destacar que el ion bicarbonato muestra un comportamiento similar (ver figura 5.37a). Se podría proponer que, aun cuando la dolomita no es considerada en el sistema, y a pesar de la paradoja existente en torno a este mineral, el modelo esté formando $MgCO_3$ acuoso como especie secundaria, explicando así el descenso en la concentración de ambas especies. Si bien existe $MgCO_3(aq)$ en la simulación, la concentración es aún más baja que la del Mg^{++} , descartando así que sea esa la razón.

La Figura 5.9 muestra la evolución para las otras cuatro especies importantes en lo que a la formación de minerales secundarios respecta. En 5.9a, se observa que el caso del Na^+ es similar al de los cationes bivalentes, aunque el descenso es mucho menor, siendo el descenso máximo menor a un 30%, asociándose principalmente a la precipitación de albita.

El ion Potasio (5.9c), se muestra invariante en el transcurso de la simulación, dado que ningún mineral considerado lo utiliza.

La especie Al^{+++} (5.9b) muestra un descenso paulatino hasta los últimos 40 metros de recorrido, en los que se observa un alza leve, que de todas formas, se encuentra muy por debajo el valor inicial, presentando un descenso de hasta 6 O.M en la zona media de la grilla de simulación. Este efecto se estima corresponde principalmente a la falta de especies de hidróxidos de aluminio que son más estables que el Al^{+++} ante las condiciones de simulación y que no están incluidos en la base de datos.

Finalmente, la especie SiO_2 (5.9d) presenta un incremento en su concentración en el primer cuarto de recorrido, punto en el que comienza a descender de forma sostenida, aunque con valores más elevados que los iniciales, hasta llegar al límite del rectángulo de modelación ($X=200$); dicho descenso, también se corresponde con la formación de minerales silicatados (tremolita) por sobre la disolución de estos, en términos de balance.

Es importante destacar que la variación máxima –respecto de los valores iniciales– que todas las especies presentan, se alcanza en los primeros 10 años (figura 5.4). Tras esto, se mantiene constante la tendencia, con pequeñas evoluciones que no son significativas en los siguientes años de simulación. Esto da muestras de que el equilibrio entre la litología y los fluidos se alcanza de forma bastante rápida.

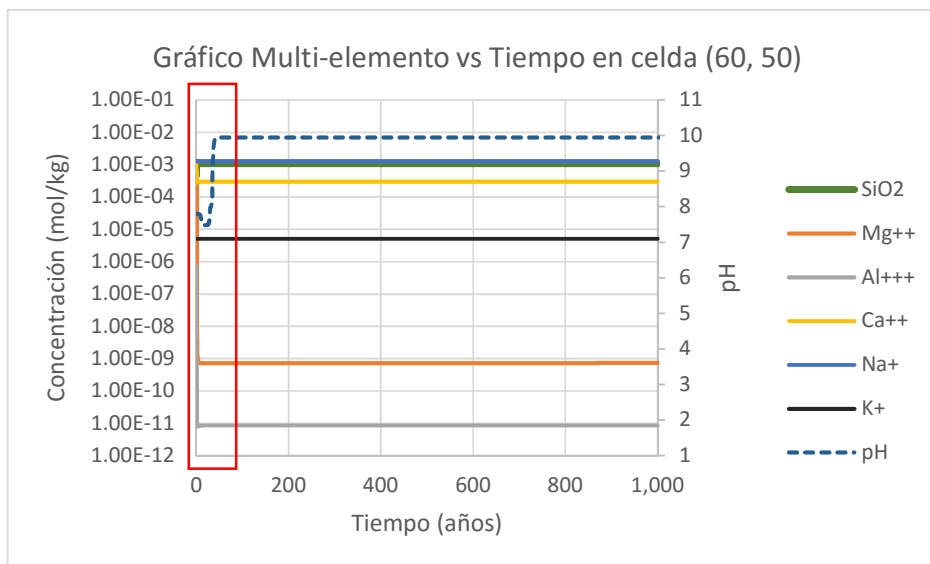


Figura 5.4. Escenario I: Evolución en la concentración de especies principales formadoras de mineralogía secundaria en el punto (60, 50) de la grilla. En rojo se encierra el intervalo de tiempo en que las especies se equilibran con la litología.

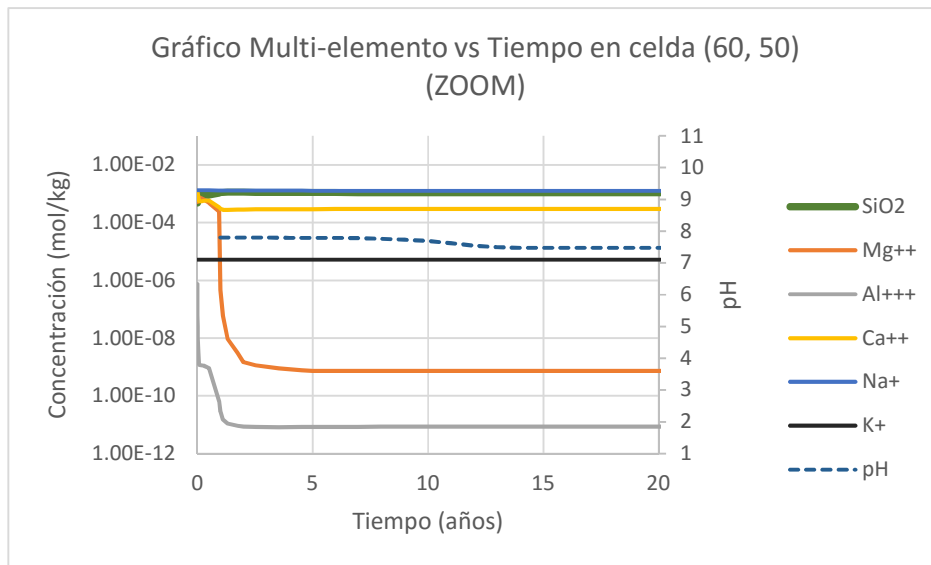
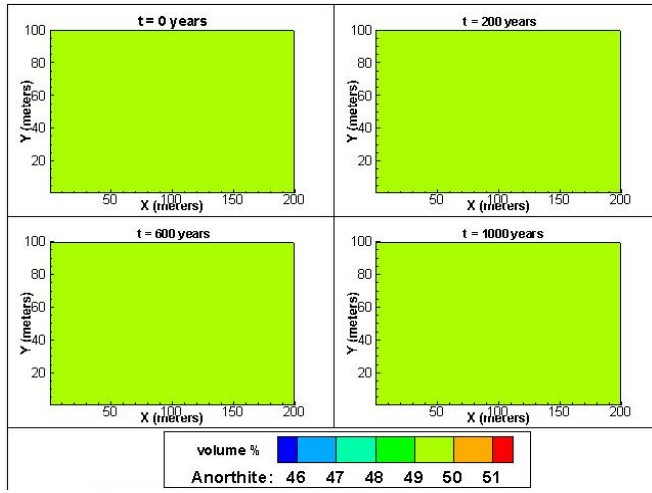
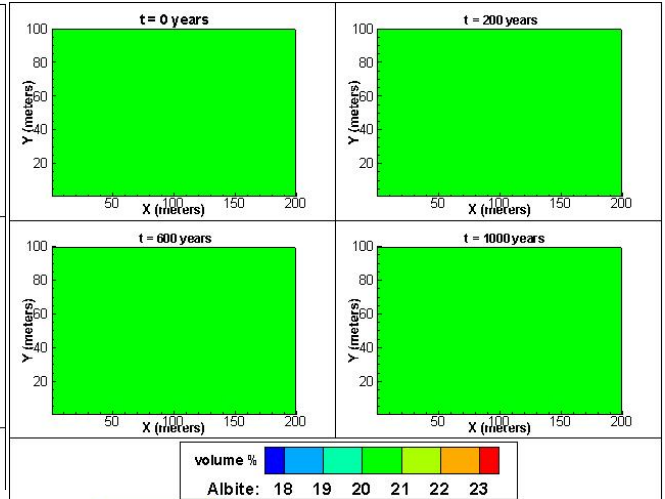


Figura 5.5. Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.4 abarcando el periodo en que las especies alcanzan valores estables.

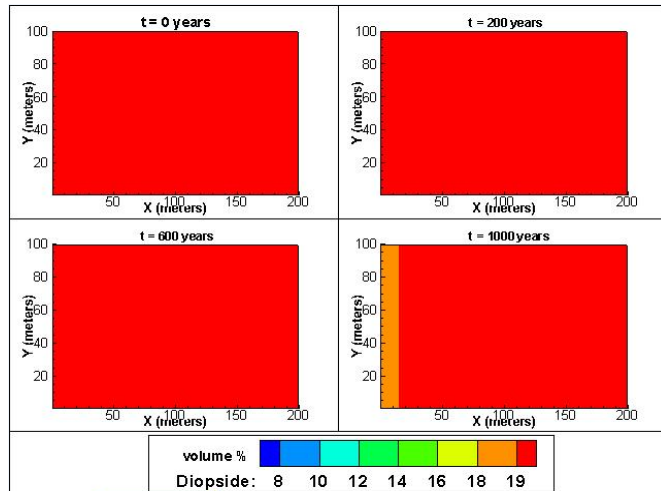
a)



b)



c)



d)

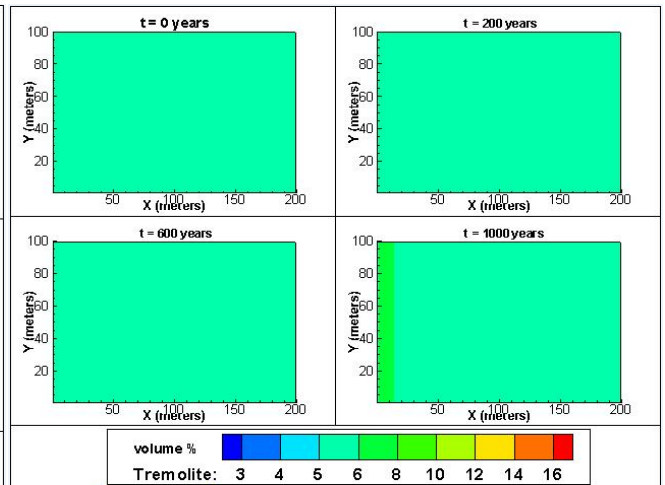


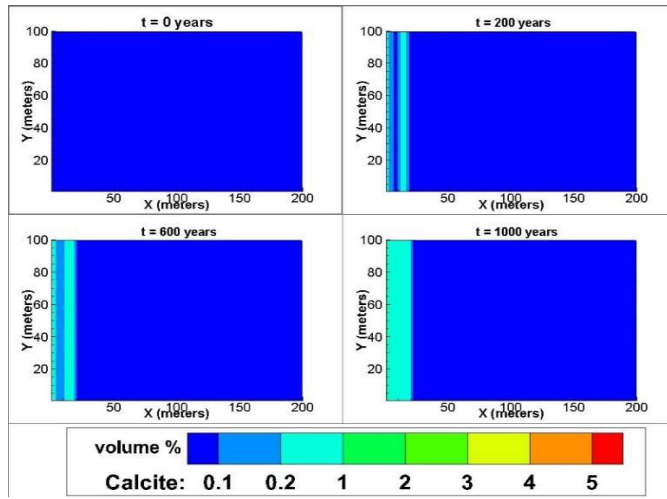
Figura 5.6

Simulación I: Evolución de la mineralogía primaria en 1000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.

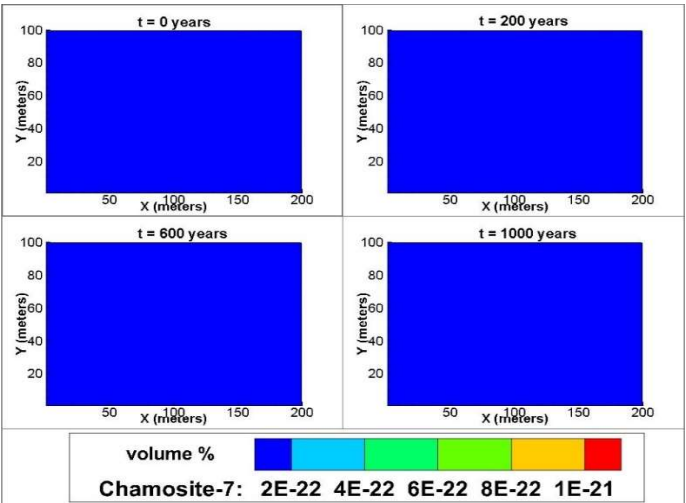
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



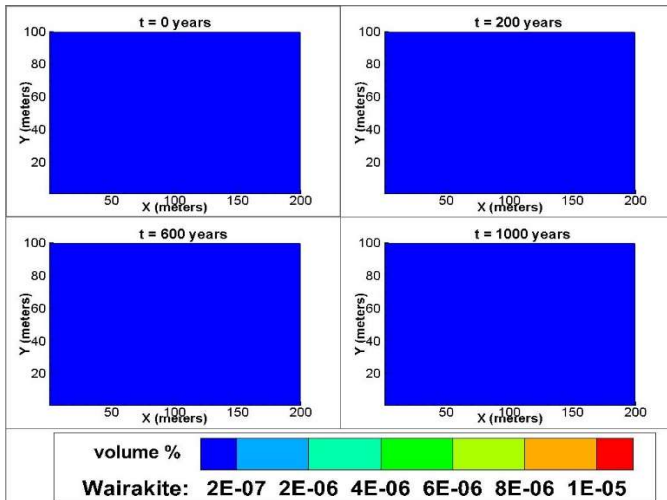
a)



b)



c)



d)

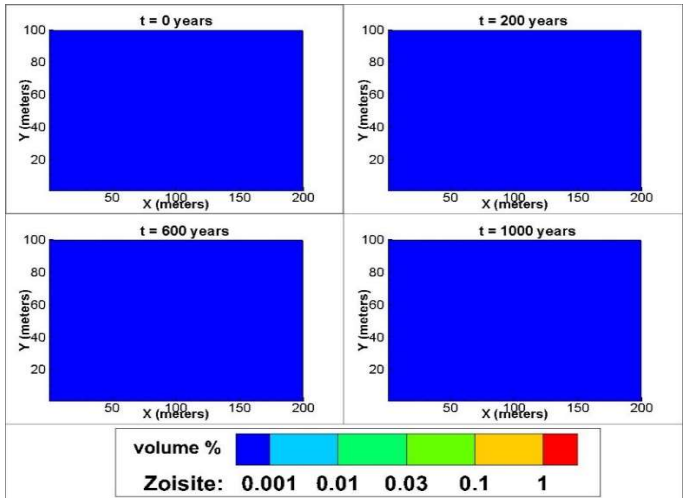


Figura 5.7

Simulación I: Evolución de la mineralogía secundaria en 1000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



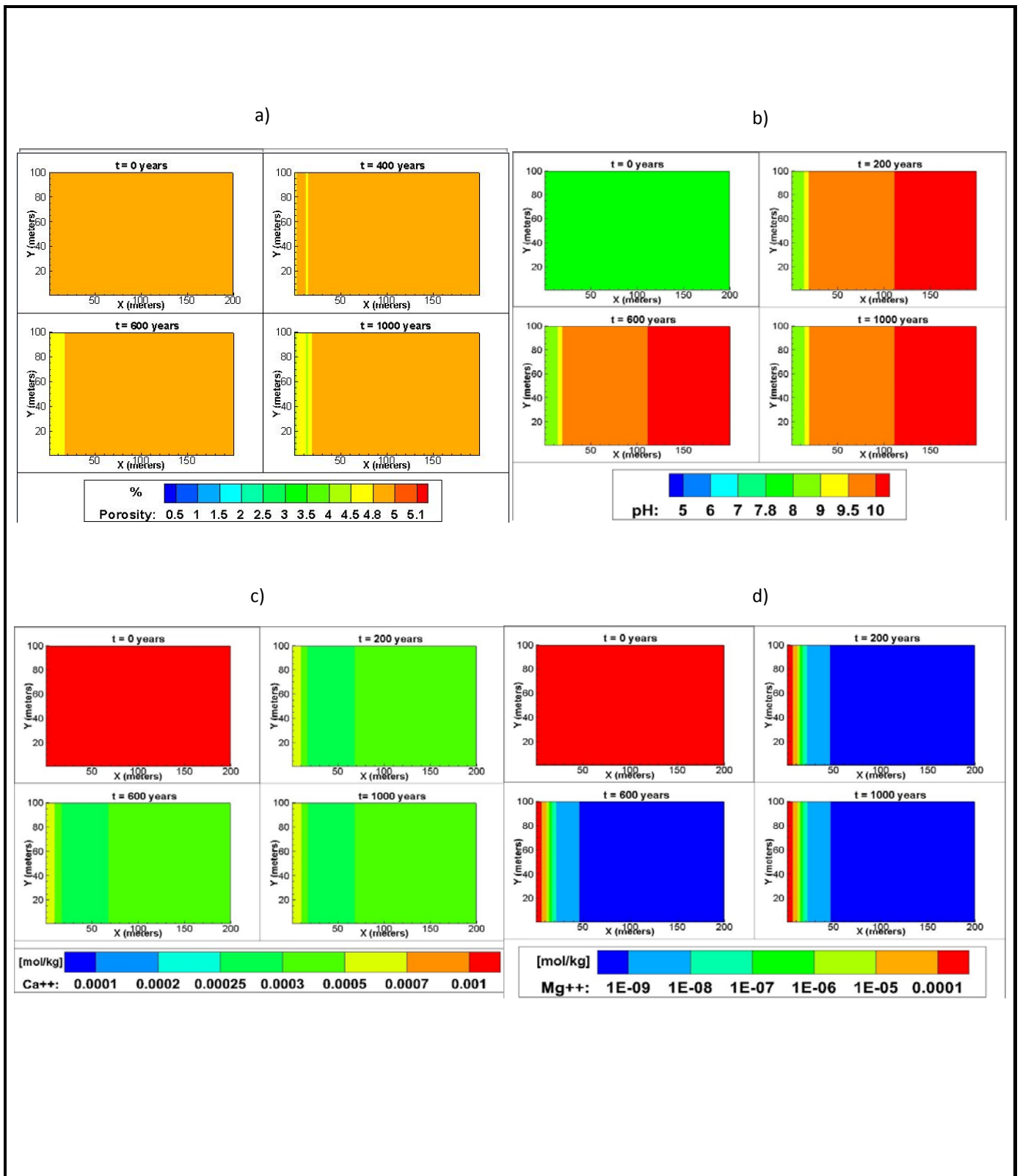


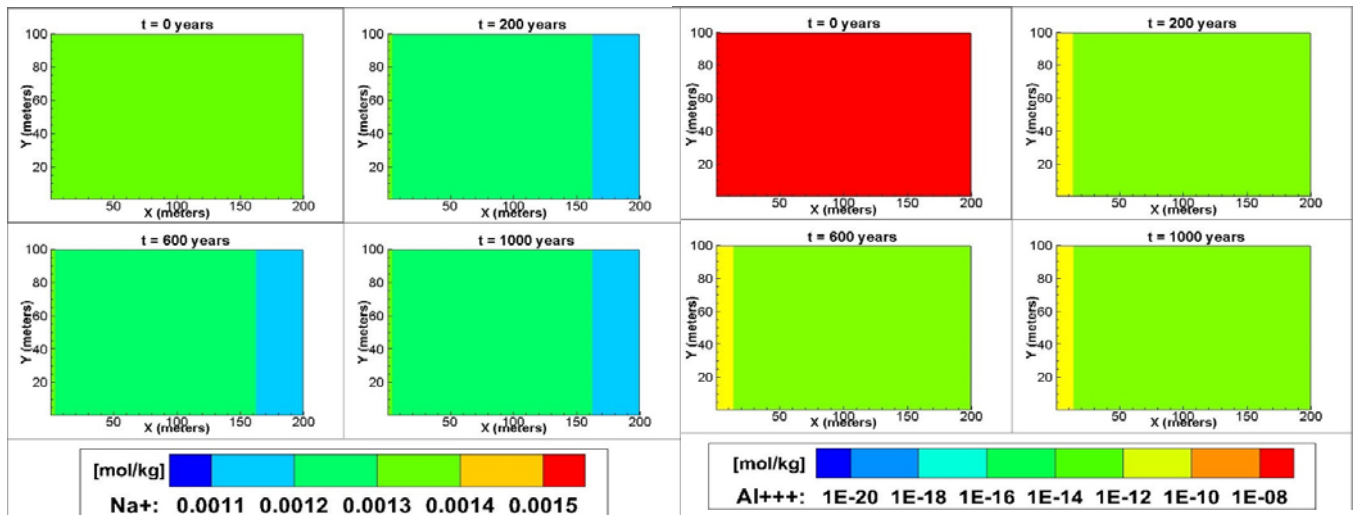
Figura 5.8

Simulación I: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca⁺⁺ y d) Mg⁺⁺.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central

a)

b)



c)

d)

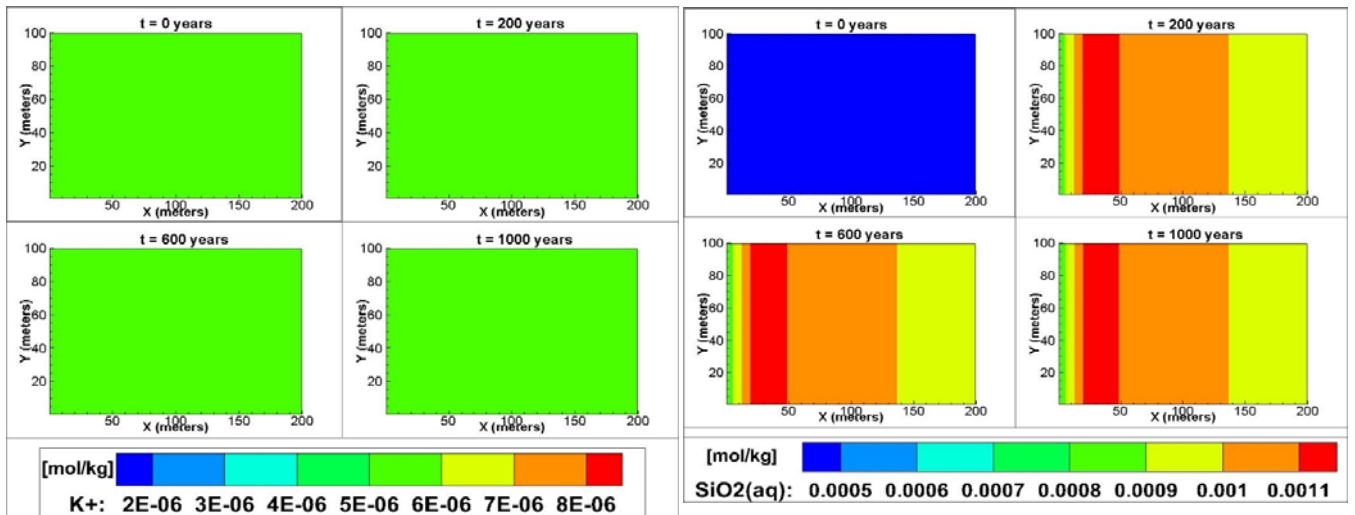


Figura 5.9

Simulación I: Evolución de especies en 1000 años. a) Na⁺; b) Al⁺⁺⁺; c) K⁺ y d) SiO₂.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



5.3.2 Escenario II

Este escenario plantea una situación en que, dado que las condiciones actuales no reproducen la mineralogía de alteración observada, necesariamente la circulación de fluidos debió ocurrir en condiciones termodinámicas diferentes (mayor temperatura y/o presión), un asunto bastante evidente desde el punto de vista de la estabilidad termodinámica de muchas fases minerales presentes en el sistema (wairakita, epidota, sílice, etc.).

En base a las discusiones de Navarro (2014), se estima que la profundidad mínima para el sistema considerado asciende a 500 m. De esta forma, en este escenario se asume que el sistema está emplazado a 500 m de profundidad, por tanto, la presión hidrostática se asigna en 5,000 kPa, considerando la ecuación ρgh ($\rho = 1,000 \text{ Kg/m}^3$; $g = 9.8 \text{ m/s}^2$; $h = 500 \text{ m}$); para la zona de despresurización, por efecto de la zona de falla con comportamiento de conducto, se considera un valor de 4,000 kPa.

Respecto a la temperatura, se han identificado tanto alteraciones hidrotermales localizadas como un metamorfismo regional de bajo grado (facies zeolita) actuando sobre la Formación Abanico. En base a esto, y para revisar el espectro de posibilidades, de este escenario se desprenden 4 simulaciones, variando solamente el valor de la temperatura global entre ellas. La simulación II.1 parte con una temperatura global de 40°C y se aumenta en 20°C cada simulación hasta llegar a la II.4, cuya temperatura global asciende a 100°C.

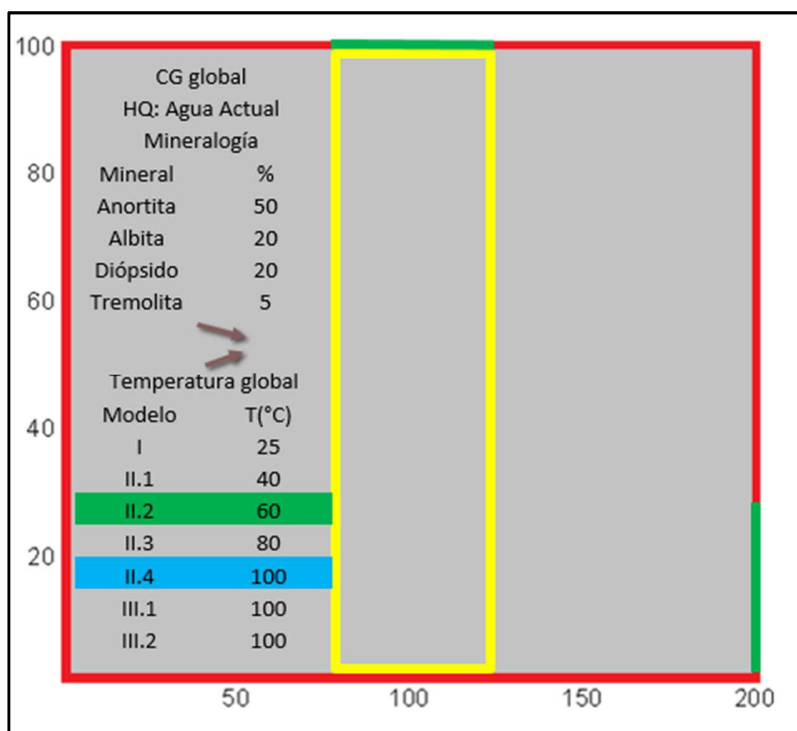


Figura 5.10: Esquema de Escenario II. En este escenario se evalúa si la circulación de fluidos a temperaturas mayores a la actual, conduce a la precipitación de la mineralogía secundaria. En verde y celeste se destacan las simulaciones descritas en esta sección los resultados de las simulaciones II.1 y II.2, son entregadas en Anexo A. CG: Condición geoquímica; HQ: Hidroquímica.

De este modo, la configuración de este escenario, explora la hipótesis de que la misma química y balance de masa actual, pero a una mayor temperatura, ya sea producto de un gradiente geotermal regional o de un gradiente local asociado a una fuente de calor cercana, son capaces de formar la mineralogía secundaria identificada, aun cuando esto ocurra en una distribución distinta a la observada en la actualidad.

Entre las figuras 5.11 hasta 5.22 se presentan los resultados de la simulación II.2 y II.4. Se omiten las simulaciones II.1 y II.3 de esta sección, porque la variación en simulaciones contiguas (diferencia de 20°C entre ellas) no llega a ser tan importante, resultando redundante presentar todos los resultados procesados; no obstante, los resultados de las simulaciones II.1 y II.3 se incorporan al Apéndice A.

5.3.2.1 Simulación II.2

Las figuras 5.11-5.16 corresponden al sub-escenario II.2 en que la temperatura global asciende a 60°C.

5.3.2.1.1 Mineralogía primaria

En la Figura 5.13 se observa un patrón para la mineralogía primaria similar al del Escenario I. La anortita (5.13a), caracterizada por una TPD negativa muy pequeña, tiende a disminuir su concentración de forma imperceptible para 1,000 años de simulación (volumen mínimo 49,95%), caso análogo para la albita (5.13b), cuya TPD también es ligeramente negativa (volumen mínimo 19,96%). El diópsido (5.13c) presenta una importante disolución en la zona de recarga, pasando de un porcentaje volumétrico de 20% a un 16%, disminución que ocurre sobre un franja de 5 metros. Nuevamente, en esta simulación se genera un aumento en el volumen de tremolita (5.13d) (volumen máximo 8%), en una franja coincidente a la del diópsido (efecto ya observado en el Escenario I). Dicho aumento en el volumen de tremolita, por los mismos motivos entregados en el escenario I, carece de sentido.

Con respecto a la albita, es importante mencionar que existe una diferencia respecto a los resultados del Escenario I: pasa de tener un I.S positivo, a uno negativo; de la misma forma, pasa de una TPD positiva a una negativa, aunque con valores muy en torno a 0. El I.S es negativo desde el primer instante y durante todo el transcurso de simulación; este hecho, implica que aún antes de modificarse el IAP

(Ionic Activity Product) por efecto de la evolución del sistema, se cumple que $\log(IAP/K_{sp}) < 0$, implicando que un cambio de 40°C a 60°C modifica la constante de equilibrio de tal forma, que el mineral pasa a estar sub-saturado respecto a la fase líquida.

5.3.2.1.2 Mineralogía secundaria

Para la mineralogía secundaria, exhibida en la figura 5.14, se tiene que la calcita (5.14a) precipita tímidamente, sobre una franja de un par de metros, ligada a la zona de recarga, coincidente con la franja del diópsido y de la tremolita. Respecto a la epidota, wairakita, clorita y sílice, se tiene que estos no se forman, caracterizados tanto por una TPD como un IS cero.

5.3.2.1.3 Porosidad

En la figura 5.15a, se observa que la porosidad tiende a mantenerse constante en el transcurso de la simulación; no obstante, coincidentemente con la franja de precipitación, se evidencia un descenso en la porosidad hasta un valor cercano al 3%. De esta forma, esta configuración conlleva a un sellado de poros y/o fracturas, que si bien no alcanza gran extensión, ocurre bastante rápido.

5.3.2.1.4 Especies principales y pH

El pH (5.15b) de los fluidos que modelan la recarga, evoluciona rápidamente, volviéndose más básico en toda la grilla de simulación, con valores que rodean un 9.5; pasados los 100 m de la grilla, el valor del pH aumenta levemente hacia los últimos metros del recorrido. Dado que en esta simulación, el balance de H^+ en las reacciones que lo utilizan versus las que lo liberan (liberación en formación de tremolita y calcita; consumo en disolución de dióxido) es análogo al Escenario I, se interpreta la variación del pH de la misma forma: pérdida continua de protones en el avance de una molécula de agua sobre una línea de flujo.

La figura 5.15c también muestra un desarrollo similar al explicado para el primer escenario: la concentración inicial del Calcio evoluciona rápidamente hacia valores más bajos para su concentración, por efecto de que la utilización de dicha especie en la generación de fases minerales que precipitan (calcita, tremolita) supera el aporte provocado por fases que la liberan en su disolución (dióxido, anortita). El caso del ion Na^+ muestra un leve aumento en su concentración conforme se avanza en el sentido del flujo de Darcy, que puede ser explicado por efecto de la continua disolución de albita.

La figura 5.16 contiene la evolución de la concentración en la fase acuosa del resto de especies primarias importantes. Con respecto al Mg^{++} (5.16a), similar a lo que ocurre en el escenario I, presenta una rápida disminución de su contenido en la fase fluida, para mantenerse estable en una concentración hasta 4 O.M menor que la inicial; conforme avanza el tiempo de simulación, se observa la aparición de un frente de un par de metros, coincidente al FPD (Frente de Precipitación/Disolución) ligado a la recarga, en que la concentración aumenta en 2 O.M respecto al resto del área simulada, aunque continúa muy por bajo el valor inicial. Los motivos de esta disminución son los mismos mencionados en el escenario 1.

El Aluminio (5.16b) muestra también una disminución notoria en su concentración, efecto esperable a esta altura, dada la falta de especies de aluminio incluidas en las simulaciones que son importantes ($Al(OH)_4^-$).

El K^+ (5.16c) muestra un comportamiento bastante estable en torno a una concentración más baja a la inicial, sin variaciones significativas, dada su nula participación en la formación de la mineralogía incluida en esta simulación.

En último lugar, el SiO_2 muestra un comportamiento en que se aumenta su concentración en la zona de recarga al doble respecto al valor inicial, y gradualmente, conforme se avanza sobre una línea de flujo, se reduce su concentración hasta llegar a un valor cercano al inicial. Este comportamiento del SiO_2 puede deberse a la continua liberación de moléculas de SiO_2 conforme se disuelve el dióxido –en mayor medida que la precipitación de tremolita– lo que conduce a un aumento en la concentración de dicha

especie, que al continuar su circulación, se reduce gradualmente mediante precipitación de otros minerales silicatados.

En las figuras 5.11 – 5.12 se muestra la evolución de las especies principales y el pH en el punto de la grilla (45, 10) para evidenciar, de igual forma al escenario I, lo rápido que el fluido alcanza un equilibrio con la litología, lo que explica que en los 3 puntos de control de tiempo (200, 400 y 1,000 años), la distribución de las especies sea idéntica.

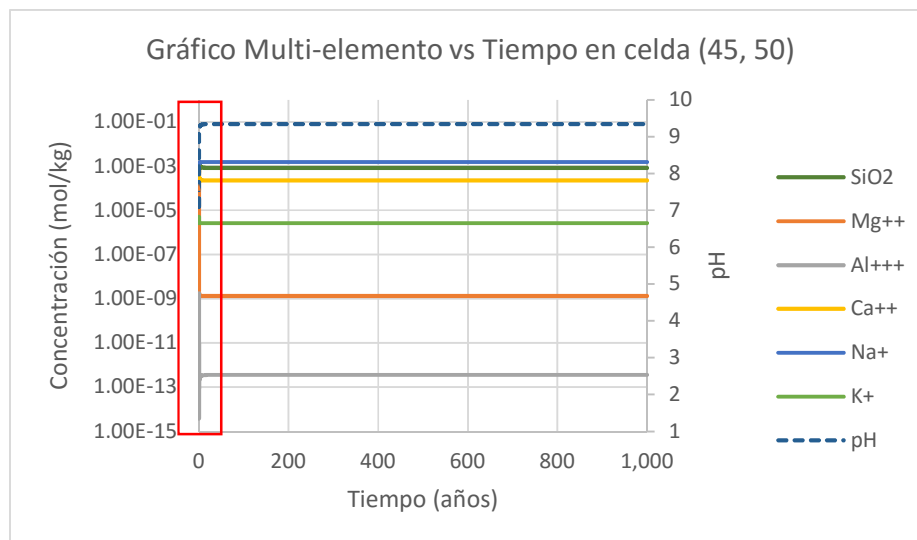


Figura 5.11. Escenario II.2: Evolución en la concentración de especies principales formadoras de mineralogía secundaria en el punto (45, 50) de la grilla.

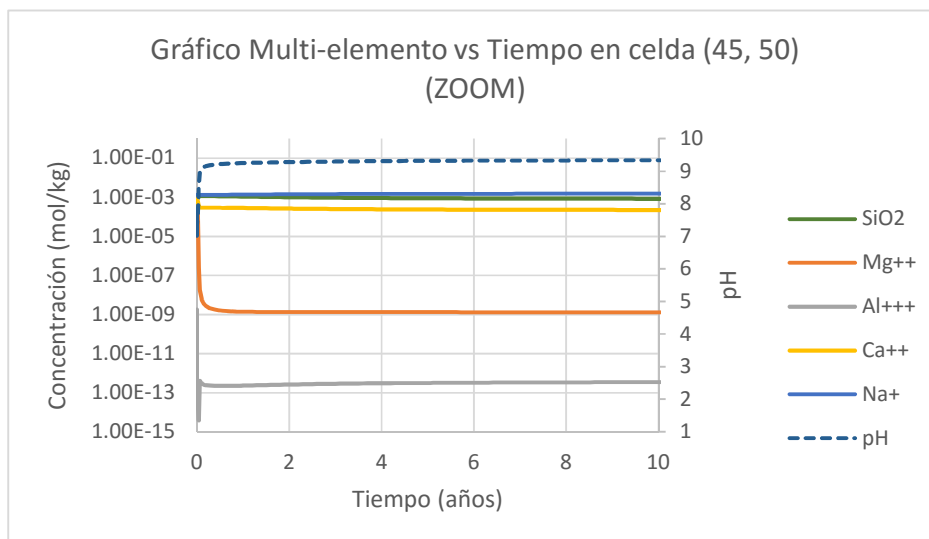
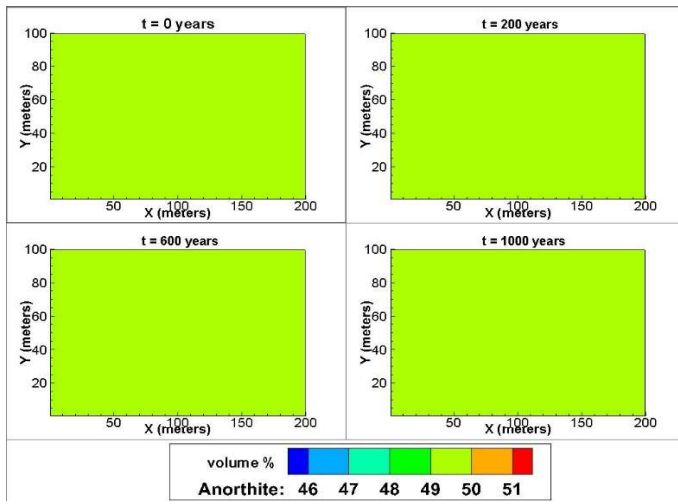
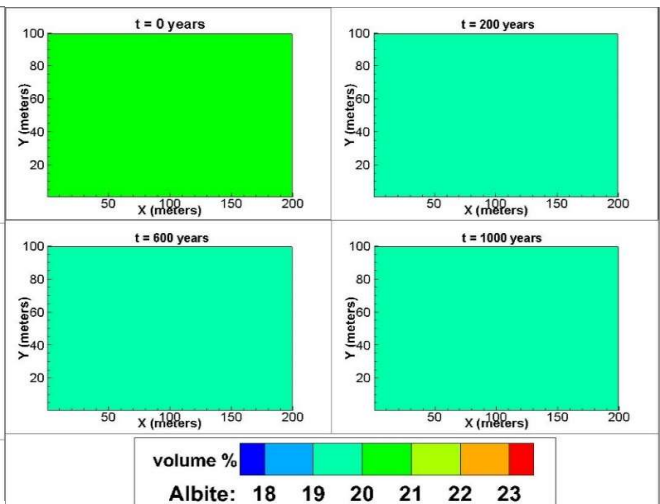


Figura 5.12. Escenario II.2: Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.11 abarcando el periodo en que las especies alcanzan valores estables.

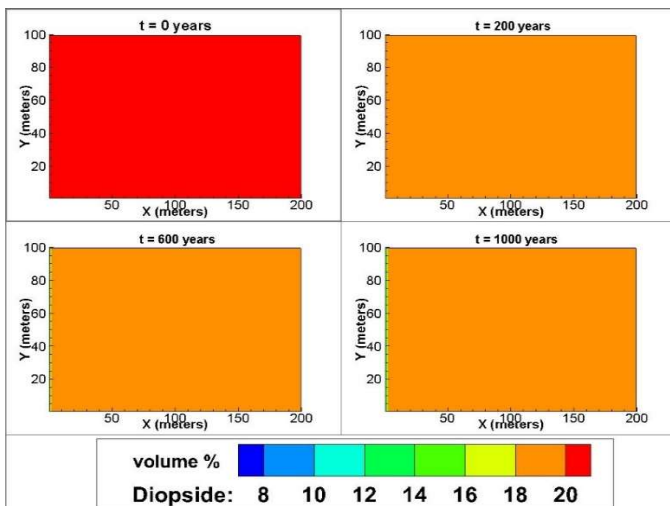
a)



b)



c)



d)

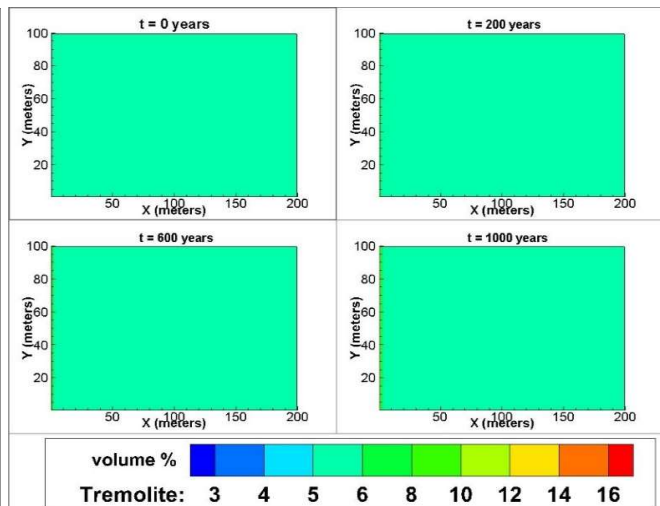


Figura 5.13

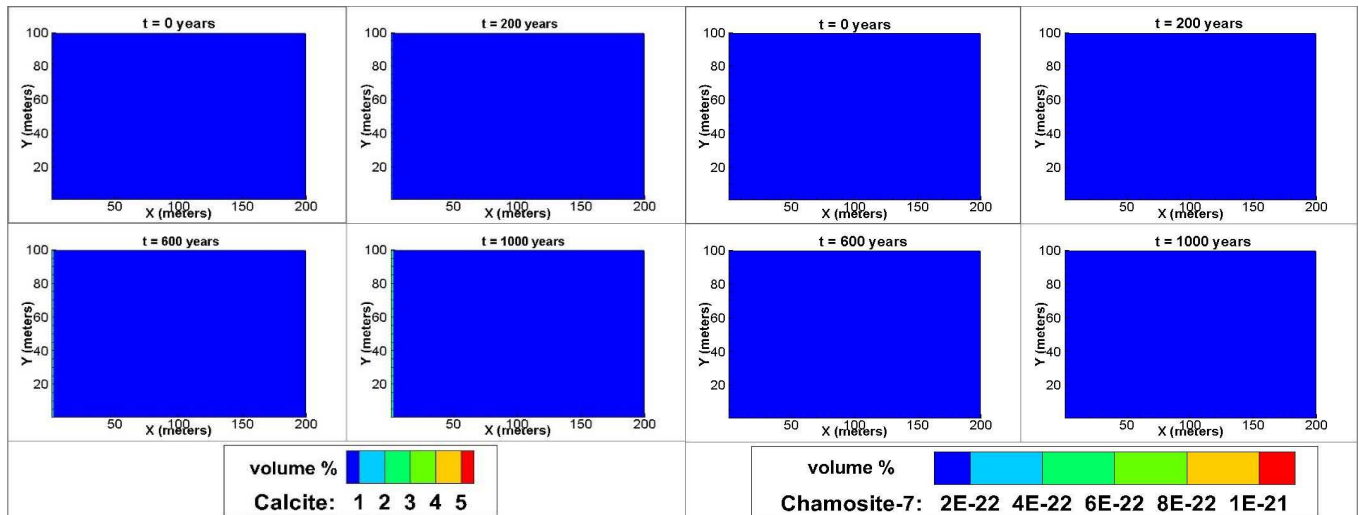
Simulación II.2: Evolución de la mineralogía primaria en 1000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



a)

b)



c)

d)

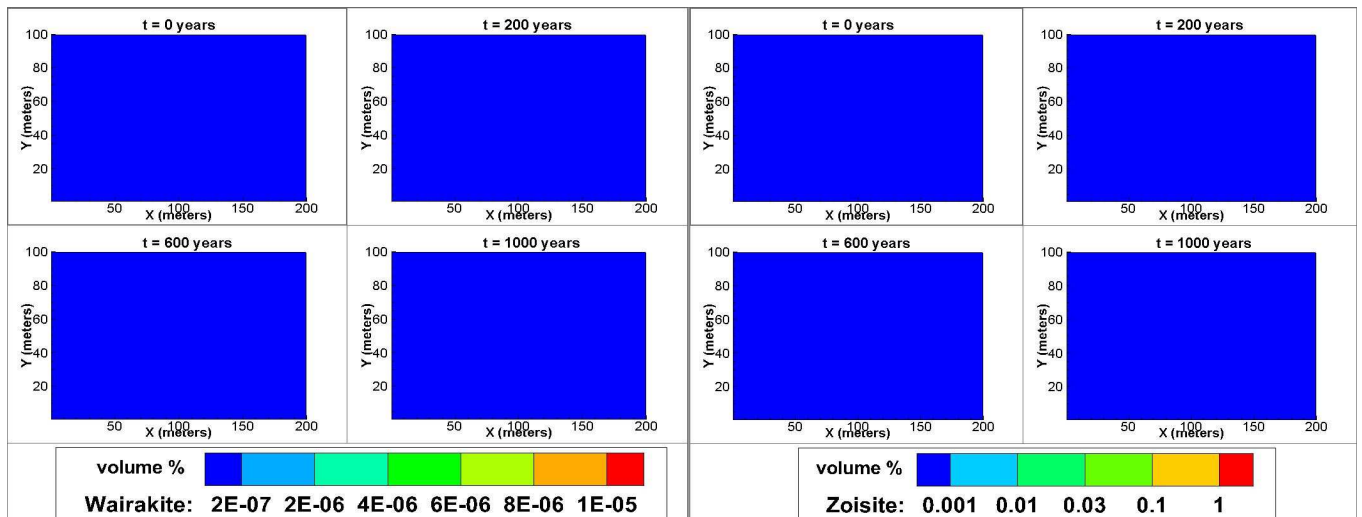


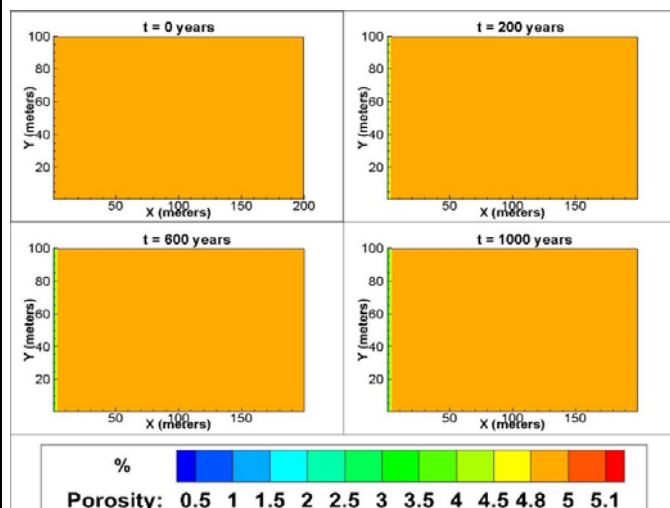
Figura 5.14

Simulación 2.2: Evolución de la mineralogía secundaria en 1000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).

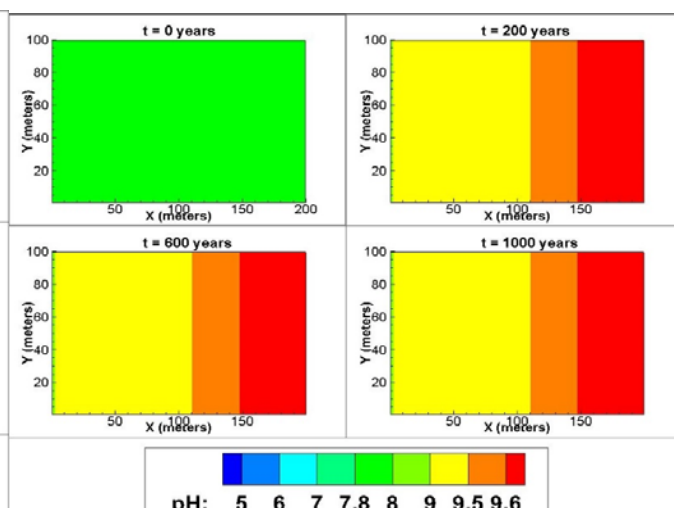
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



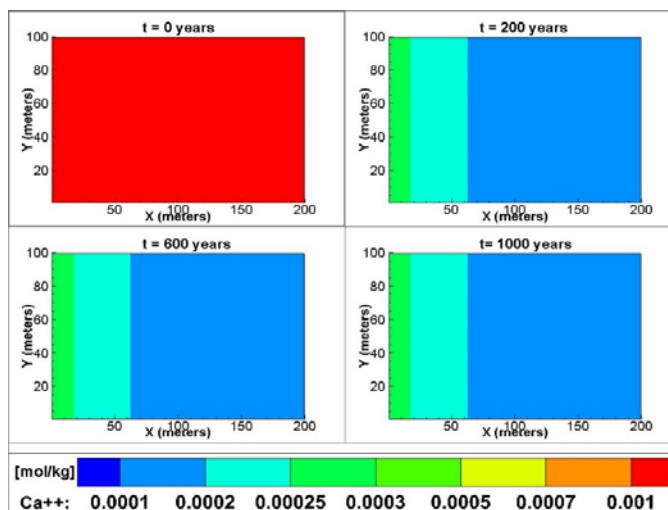
a)



b)



c)



d)

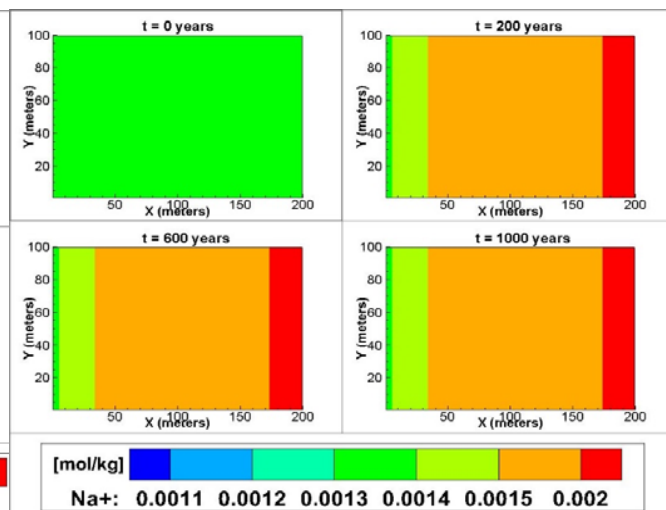


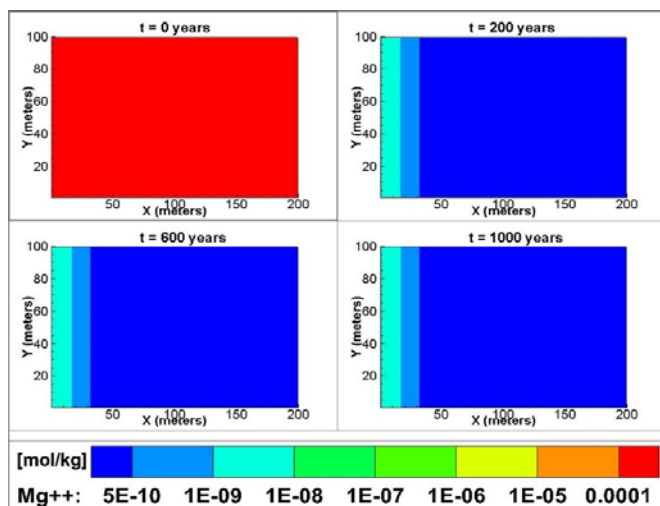
Figura 5.15

Simulación II.2: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca⁺⁺ y d) Na⁺.

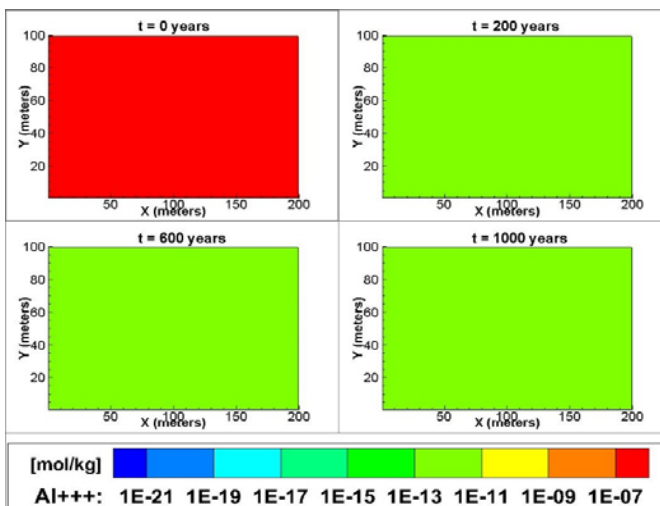
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



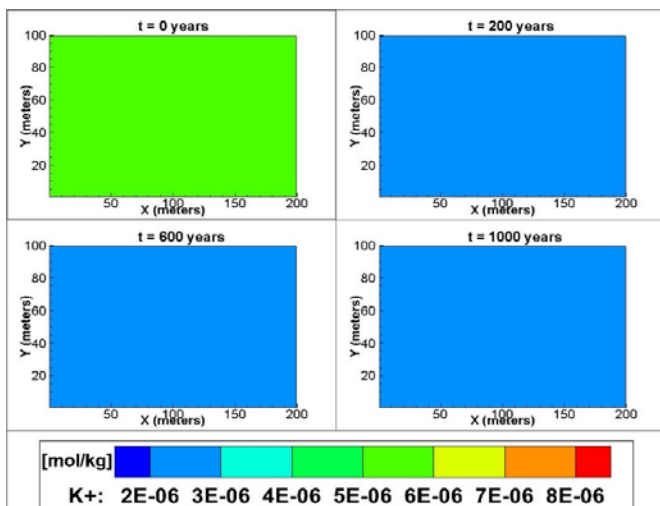
a)



b)



c)



d)

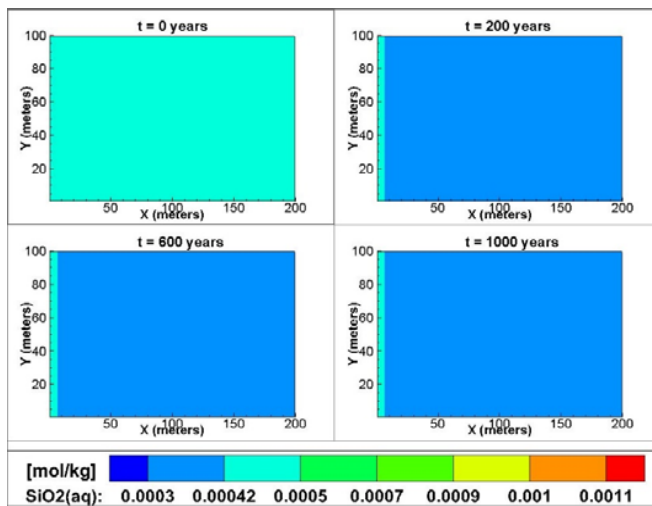


Figura 5.16

Simulación II.2: Evolución de especies en 1000 años. a) Mg⁺⁺; b) Al⁺⁺⁺; c) K⁺ y d) SiO₂.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



5.3.2.3 Simulación II.4

En esta simulación, se propone un modelo en que la temperatura global es la correspondiente a un gradiente geotermal de $200\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, actuando sobre un bloque que se encuentra a 500 metros de profundidad, de forma que la temperatura global asciende a 100°C , manteniendo los valores de presión hidrostática utilizados en los escenarios anteriores.

Los resultados de esta simulación, se entregan en las figuras 5.17-5.22.

5.3.2.3.1 Mineralogía primaria

En la Figura 5.19 queda de manifiesto que la evolución para la mineralogía primaria no difiere mayormente a la observada en la simulación II.2.

La anortita (5.19a) no disminuye su volumen de forma significativa; la albita (5.19b) presenta una leve disminución (del 20% original hasta un valor mínimo de 19,56% para los 1,000 años de simulación) ligada a la zona de recarga. El diópsido (5.19c) que presenta tanto un IS como una TPD negativa, sufre un descenso en su volumen desde el 20% inicial hasta valores mínimos de 12% emplazados sobre una franja de disolución que si bien es bastante intensa, es de limitada extensión: sólo alcanza 5 metros tras 1,000 años de simulación. La tremolita (5.19d) vuelve a tener un comportamiento contrario al diópsido, llegando hasta un 10% en el mismo sector, versus el 5% inicial.

5.3.2.3.2 Mineralogía secundaria

La figura 5.20a muestra que se forma calcita, pero en cantidades muy bajas, sólo visibles –de forma sutil- para el primer par de metros, ligada a la zona de recarga. Con respecto a la clorita (5.20b), se forma en cantidades despreciables (máximo $1\text{e-}25\%$). La wairakita (5.20c) no alcanza condiciones suficientes para su formación.

Distinto es el caso de la zoisita (5.20d), que aunque no llega a ocupar un volumen importante (máximo 0,4%) su importancia radica en que es la primera simulación que logra predecir formación de epidota, aun cuando ocurre a baja temperatura. Dicho mineral precipita como resultado del enriquecimiento del fluido en las especies involucradas en su formación tras los primeros metros de recorrido, donde ocurren procesos de precipitación de calcita y tremolita, versus disolución de diópsido (este último en mayor proporción). Lo anterior queda definido porque ocurre un cambio, tanto en el carácter de la TPD para la zoisita, como para el comportamiento del IS. Ambos parámetros tienen valores negativos para el área abarcada por el frente de precipitación/disolución, pero se vuelven positivos tras él, en efecto, produciendo la precipitación de dicha fase desde aquél frente en adelante, alcanzando un volumen de 0,4% en los últimos metros del área de simulación.

5.3.2.3.3 Porosidad

El aumento en la precipitación de mineralogía secundaria queda reflejado en la Figura 5.21a donde se muestra que la porosidad disminuye, siendo mayor dicho decrecimiento en la zona de recarga; también se observa cómo este decrecimiento

aumenta conforme transcurre el tiempo. Sin embargo, en los últimos 40 metros se genera un leve alza en la porosidad, aunque es un aumento mínimo (de 5% a 5.008%).

5.3.2.3.4 Especies principales y pH

En la figura 5.21b, se observa que la evolución del pH es a volverse más básico conforme las moléculas de agua avanzan sobre una línea de flujo; dicho efecto tiene su razón en los mismos argumentos expuestos para las simulaciones previas.

La porción inferior de la figura 5.21 (c-d) muestra que la concentración inicial del ion Ca^{++} evoluciona hacia valores de molalidad hasta 2 O.M menor al contenido inicial del ion calcio. La especie Na^+ muestra un progresivo aumento en su concentración conforme aumenta la interacción agua-roca. La explicación para dichas evoluciones, es análoga a la de la simulación II.2, pues son los mismos agentes interactuando: una disminución en el contenido de Ca^{++} por efecto de su mayor utilización en la formación de fases minerales por sobre su liberación en la disolución de fases que lo contengan; un aumento del Na^+ por disolución de albita; y finalmente. Existe la posibilidad de que un intercambio catiónico $Ca^{++}-Na^+$ conforme las moléculas de agua viajan sobre una línea de flujo también ocurra; las simulaciones no han sido diseñadas considerando este efecto, pero puede que el software lo realice por defecto.

La figura 5.22 brinda la evolución en la concentración del resto de especies primarias importantes. Con respecto al Mg^{++} (5.22a), se observa un patrón de comportamiento similar al ocurrido en II.2 (también en II.3, ver Anexo A), caso similar para la especie Al^{+++} (5.22b) y para K^+ (5.22c). Finalmente, el SiO_2 (5.22d) muestra un leve descenso en su concentración tras el FPD, producto de su utilización en la formación de fases minerales silicatadas.

A modo de síntesis, se presenta en la figura 5.17 y 5.18 la evolución para las especies primarias y para el pH. Como ya es una tónica, se aprecia que el equilibrio de la fase fluida con la fase sólida se alcanza rápidamente.

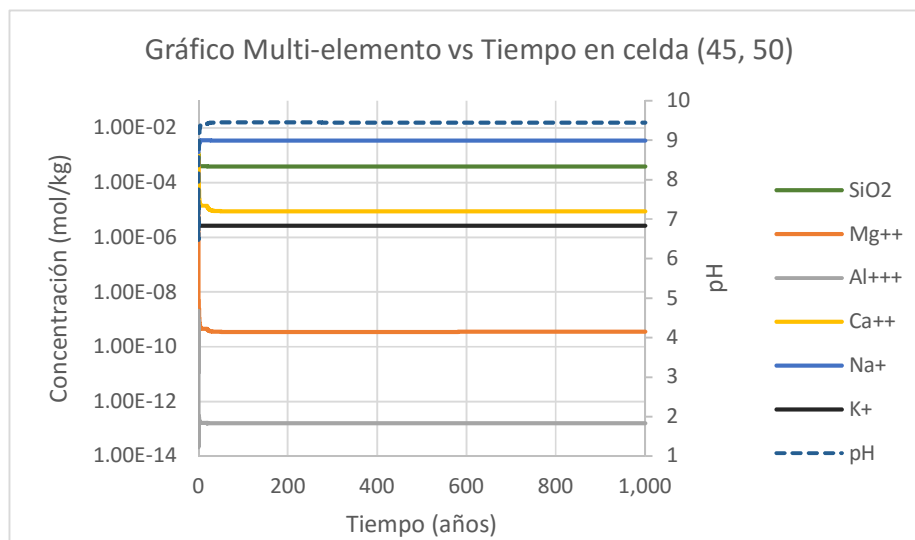


Figura 5.17 Simulación II.4: Evolución en la concentración de especies principales importantes para la formación de la mineralogía secundaria en el punto (80, 25) de la grilla. En rectángulo rojo se muestra zona en que siguiente figura ejerce un zoom.

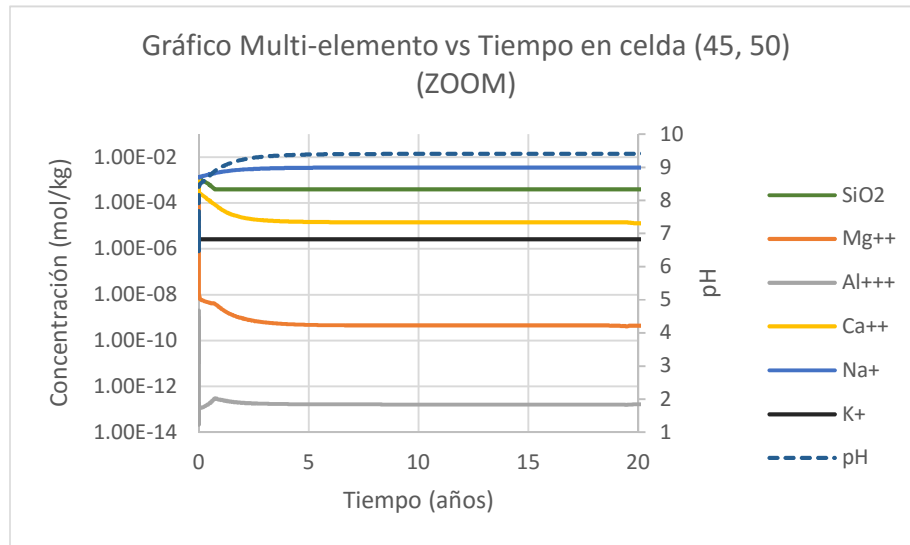
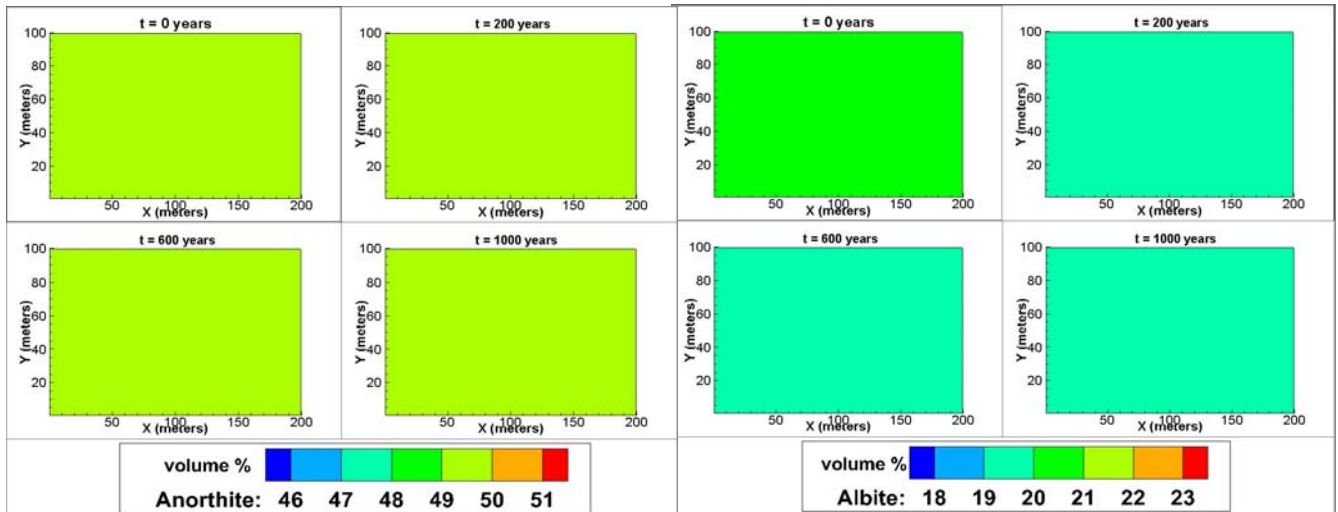


Figura 5.18 Simulación II.4: Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.17 abarcando el periodo en que las especies alcanzan valores estables.

a)

b)



c)

d)

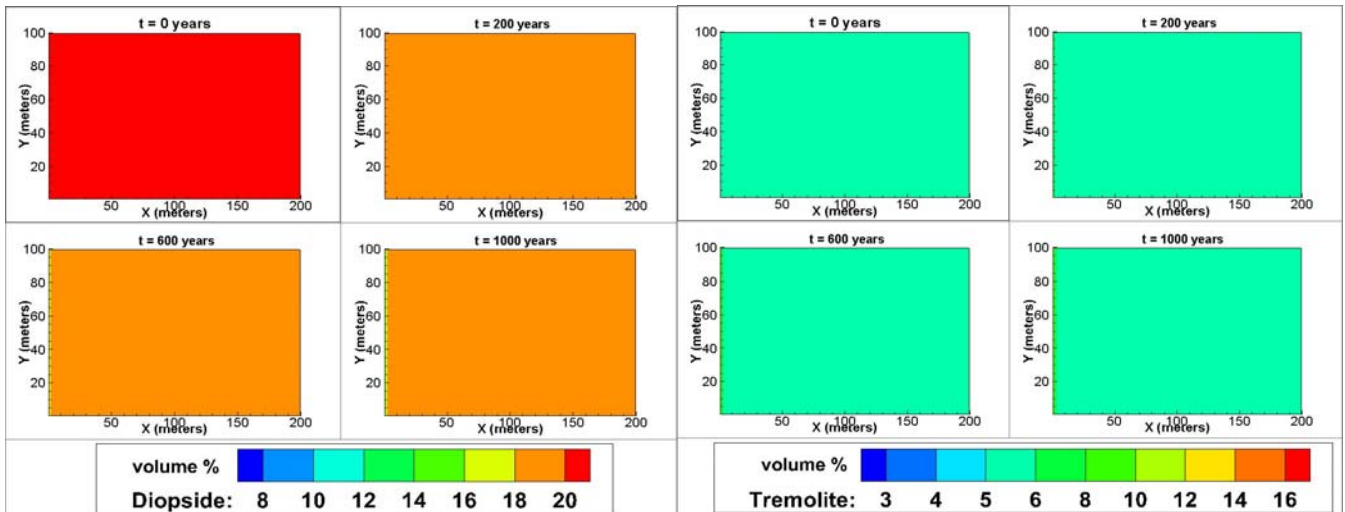


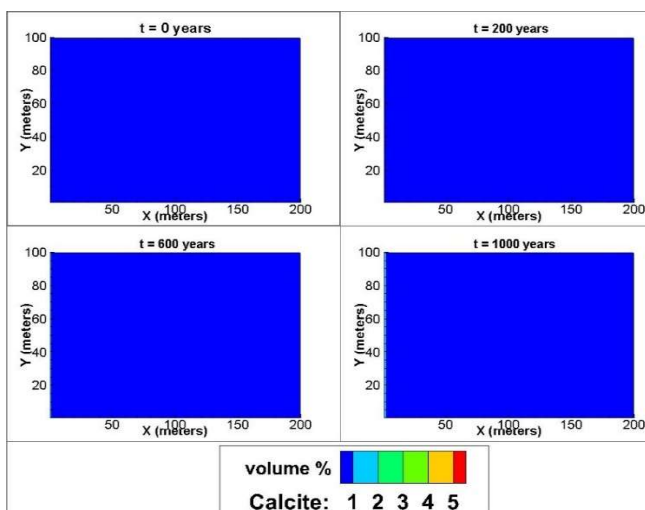
Figura 5.19

Simulación II.4: Evolución de la mineralogía primaria en 1000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopsido y d) Tremolita.

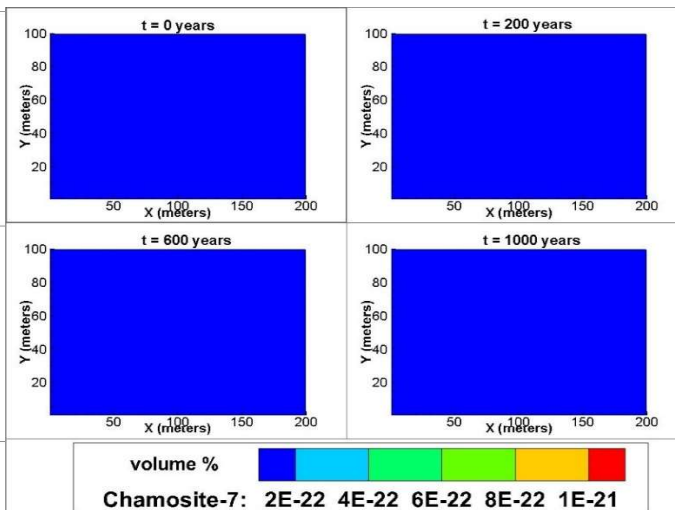
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



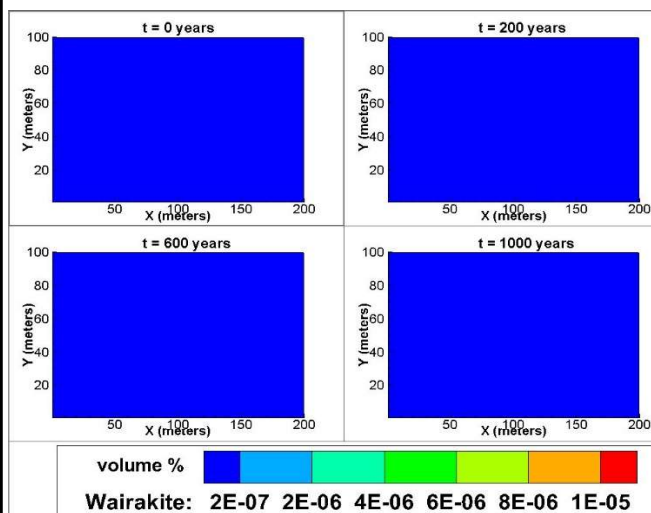
a)



b)



c)



d)

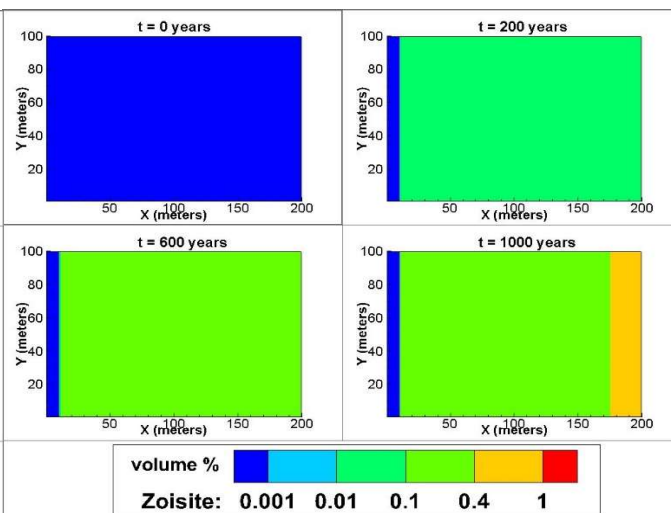


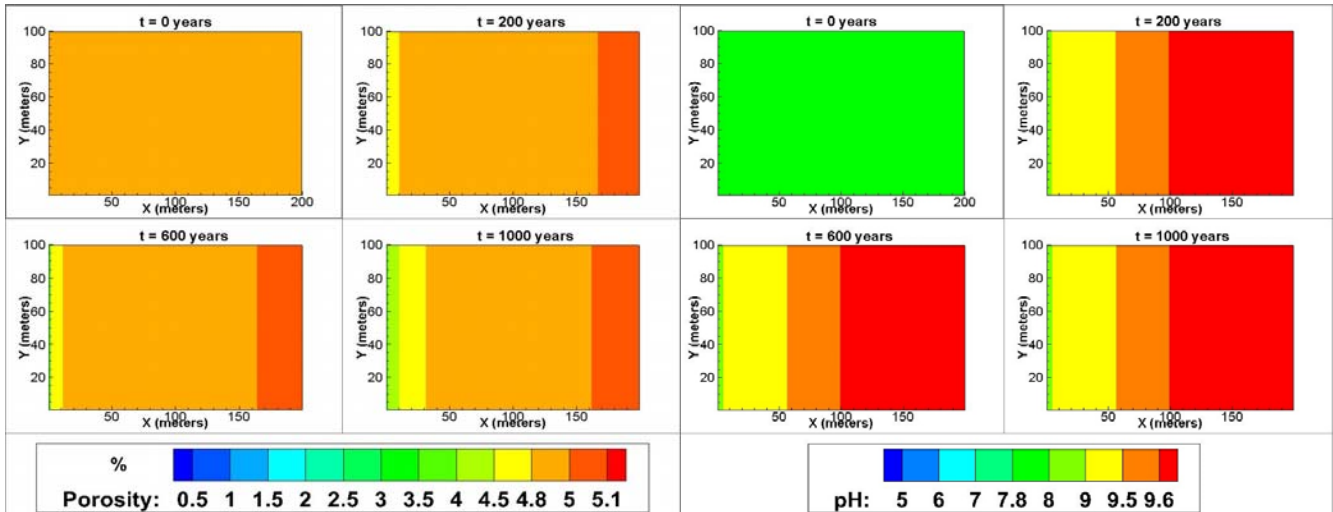
Figura 5.20 Simulación II.4: Evolución de la mineralogía secundaria en 1000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



a)

b)



c)

d)

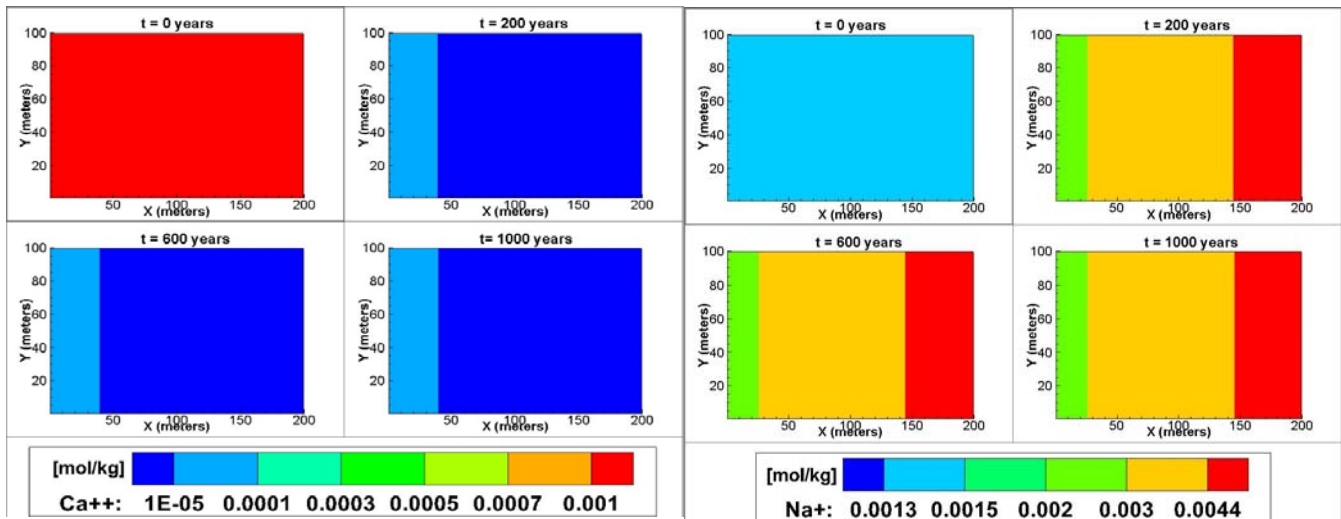


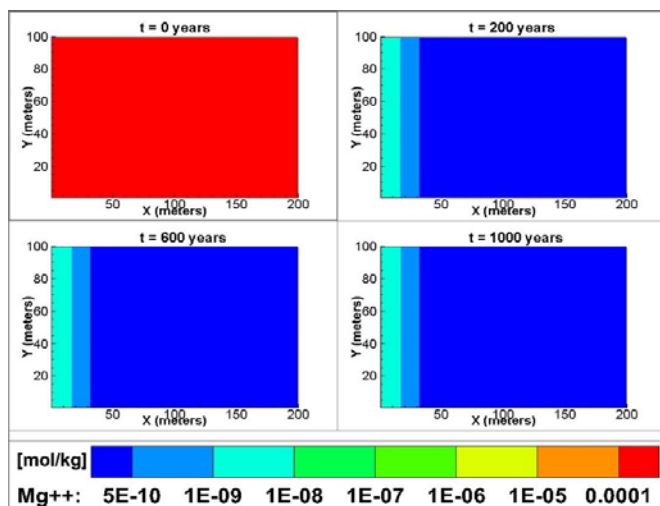
Figura 5.21

Simulación II.4: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca⁺⁺ y d) Na⁺.

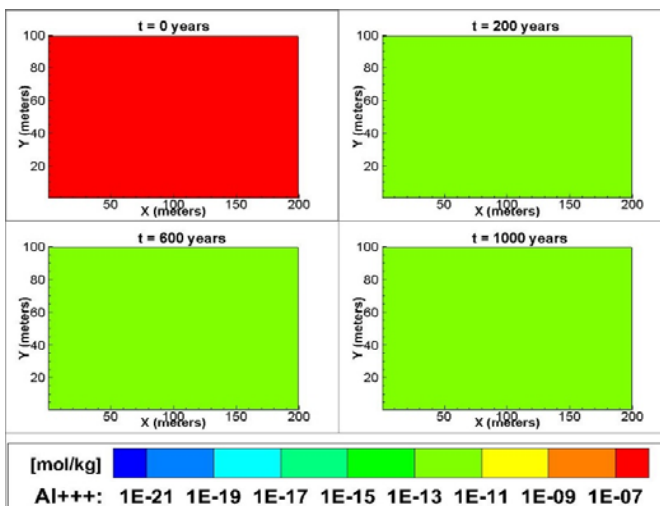
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



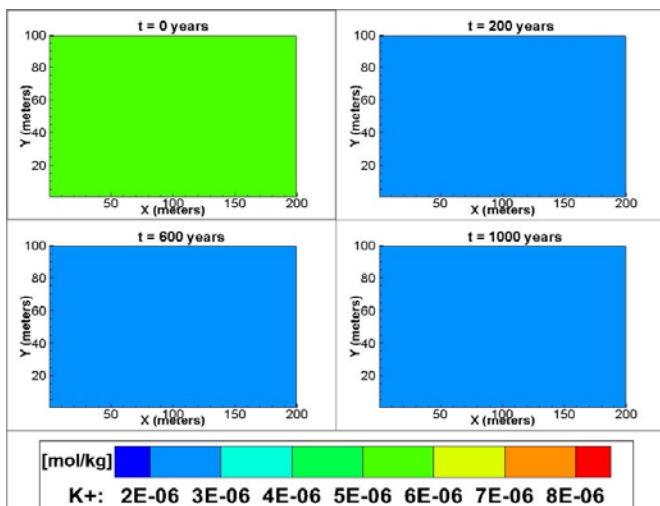
a)



b)



c)



d)

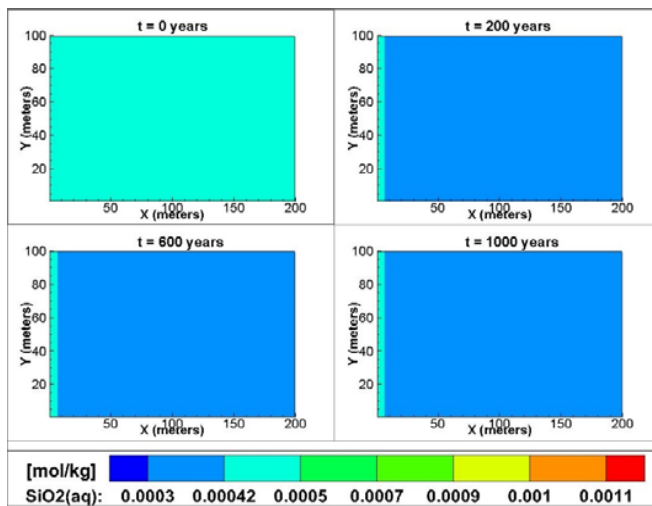


Figura 5.22

Simulación II.4: Evolución de especies en 1000 años. a) Mg⁺⁺; b) Al⁺⁺⁺; c) K⁺ y d) SiO₂.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



5.3.3 Escenario III

En este grupo, se mantiene la temperatura global utilizada en la simulación II.4, correspondiente a un gradiente geotermal de $200\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ actuando sobre un bloque que se encuentra a 500 metros de profundidad.

Además, se incorpora el efecto de una fuente de calor afectando al sistema. Dicha fuente, se modela como un flujo que representa el aporte de fluidos profundos ingresando en la parte baja de la zona de falla –con comportamiento de conductora hidráulica- a una tasa de 0.5 L/s , y a una temperatura de 250°C . La justificación para dicha temperatura, se ampara en la presencia de epidota y wairakita como minerales secundarios más una serie de asociaciones minerales, que indican temperaturas de ese orden (Navarro, 2014).

No existe conocimiento sobre las características del fluido de alta temperatura, ni tampoco de su evolución –si es que existió-, en efecto, esto compone una de las interrogantes que este trabajo busca responder. Sin embargo, Nicholson (1993) en “Geothermal Fluids” propone asociaciones minerales características para cada tipo de fluido, y las de la zona de estudio (sílice amorfa, albita, clorita, epidota y zeolita) coinciden bastante bien con las propuestas para un fluido de tipo clorurado. En base a esto, se divide este grupo en dos escenarios: uno en que el fluido a alta temperatura posee la misma química actual, que implicaría que no ha habido variación en la composición de los fluidos, y otro en que la química corresponde a un fluido clorurado-sódico, con una mayor salinidad y un pH más básico. La composición exacta del fluido clorurado-sódico, es seleccionada del campo geotermal neozelandés Wairakei.

El transporte de masa entrante al sistema mediante la intrusión, es gobernada por dispersión, difusión y advección. Además de dichos aspectos del transporte, la masa entrante se ve sujeta al efecto del flujo de Darcy, que la conduce hacia la derecha del sistema (en el sentido de \hat{i}), a razón de $1\text{ m}^3/\text{m}^2/\text{año}$. Lo anterior, configura una zona de mezcla, que abarca el espacio comprendido por el lugar en que ocurre la adición de masa ($X=100-101$; $Y=1-20$; 40 celdas) y al transporte producto al efecto dispersivo, difusivo, advectivo y al flujo de Darcy.

Es un factor común para todas las variables analizadas en esta simulación, que el desarrollo de la misma en la zona que no se ve afectada por la intrusión, es equivalente al descrito para la simulación II.4. En base a esto, el detalle de los resultados para este escenario se enfoca en lo que ofrece una diferencia respecto a la simulación anterior: la porción afectada por la entrada de un flujo que representa el aporte profundo, y que conlleva la aparición de una “zona de mezcla” entre este flujo y el agua de recarga. Es importante destacar, que si bien la evolución fuera de la pluma que se genera por el aporte profundo es equivalente a II.4, la forma que toma el frente de avance en este escenario es diferente, pues se tiene la interacción entre el transporte producto del flujo de Darcy y la intrusión de fluidos. El efecto de esta interacción, en términos generales, es a un retroceso del frente de avance visto en II.4 en la parte baja del área de simulación, por efecto del avance del fluido que entra en el sistema en sentido contrario al flujo de recarga.

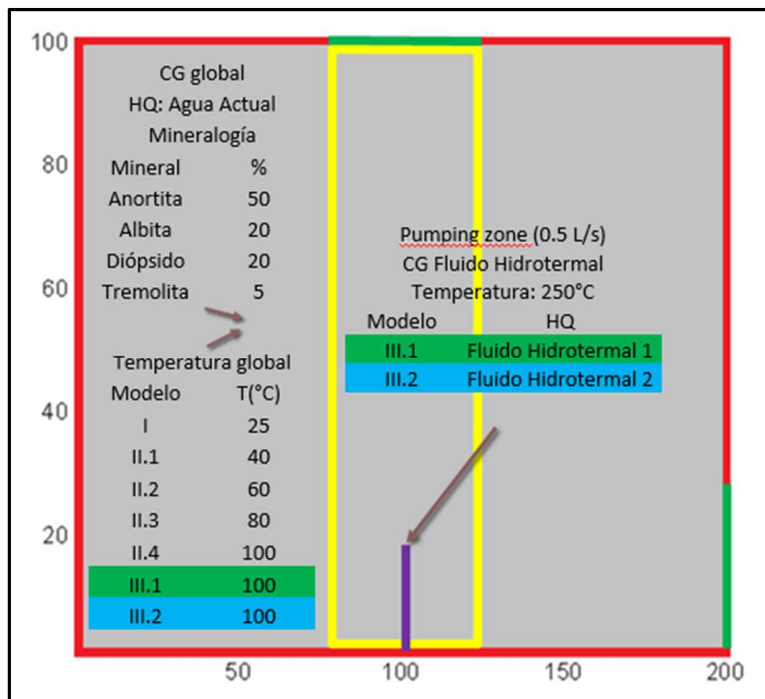


Figura 5.23: Esquema de Escenario III. En este grupo, se considera el efecto de un gradiente geotermal de 200 °C/Km actuando sobre un bloque que se encuentra a 500 metros de profundidad (temperatura global 100°C) y en que además existen un aporte de fluidos profundos, cuya hidroquímica se explora en los dos modelos que componen el escenario. En verde y azul se destacan las características de dichos modelos (III.1 y III.2, respectivamente). CG: Condición geoquímica; HQ: Hidroquímica.

Las figuras 5.24-5.35 presentan los resultados de las dos simulaciones de este escenario. El objetivo último de las simulaciones generadas en este este escenario, más que encontrar la composición exacta del(os) fluido(s) que explica(n) la formación de minerales secundarios, es obtener una primera aproximación del(os) mismo(s) y acotar el rango de composiciones que los fluidos mineralizadores deberían tener; así como también proponer una evolución de los fluidos que permita explicar la serie de asociaciones minerales observables.

5.3.3.1 Simulación III.1

En esta simulación, se plantea una química para los fluidos que no varía respecto a la configuración de la química global de los fluidos circulantes por el medio poroso. De esta forma, la gran diferencia que pretende explorar este escenario, es si un fluido de símil impronta química pero a una alta temperatura, genera la mineralogía secundaria.

5.3.3.1.1 Mineralogía primaria

La figura 5.26 muestra la evolución de la mineralogía primaria. Se observa que en la zona de mezcla se provoca una aceleración en los procesos cinéticos, materializado en un aumento tanto de la tasa de precipitación de la albita y la tremolita, como de la tasa de disolución para la anortita y el diópsido. En particular, este contraste de temperatura genera que fuera de la zona de mezcla se disuelva anortita a una tasa ligeramente más

lenta que dentro de ella, como se logra apreciar –de forma sutil- luego de los 1,000 años de simulación en 5.26a. En el caso de la albita, ésta muestra un cambio en su comportamiento, pasando a precipitar en la zona de mezcla - en particular en el área en que ingresa el fluido profundo -y siendo disuelta fuera de ella. El diópsido muestra que la interacción con la fase fluida en la zona de mezcla, se encuentra en un notorio desequilibrio, pues conforme evoluciona el sistema, el diópsido es disuelto y/o reemplazado en importantes cantidades, pasando desde el 20% que representa su condicional inicial, a valores incluso menores a un 8% sobre gran parte de la zona de mezcla. Nuevamente la tremolita muestra un comportamiento opuesto al del diópsido: ésta aumenta desde el 5% inicial a valores sobre un 14% en una zona que es equivalente a la del diópsido; la diferencia de este escenario respecto a los anteriores, es que el ingreso de fluidos de alta temperatura vuelve más razonable la precipitación de tremolita. Los drásticos cambios de volumen evidenciados en este escenario, dan cuenta de que la cinética se encuentra acelerada en comparación a los escenarios previos.

La evolución de las zonas que no están afectadas por la zona de mezcla, muestran un desarrollo análogo al escenario II.4; algo esperable, dado que donde la pluma no alcanza a llegar por efecto del empuje efectuado por la zona de recarga, se mantienen las condiciones del escenario II.4.

5.3.3.1.2 Mineralogía secundaria

En la figura 5.27 queda puesta en evidencia la diferencia sustancial en términos de mineralogía secundaria que resultan entre los escenarios I y II versus éste. Se observa que por efecto de la circulación del fluido de alta temperatura, de impronta bicarbonatada-cálcica, precipitan importantes cantidades de calcita en la zona afectada por la intrusión, con valores que llegan hasta un 20% en un área contigua a la zona en que dichos fluidos ingresan al sistema, para ir reduciendo paulatinamente su concentración, llegando a un 1% hacia el final de la zona de influencia. Caso contrario es el que presenta la clorita, que si bien precipita en bajas cantidades, se concentra preferentemente en las zonas que sólo son afectadas por el flujo de la recarga, donde la circulación de fluidos a 100°C conduce a una mayor precipitación de dicho mineral, de forma análoga a la simulación II.4.

Con respecto a la sílice, esta simulación representa la primera ocasión en que la TPD toma valores distintos a 0, para volverse ligeramente positiva en zonas contiguas al lugar del ingreso de los fluidos profundos; resultado que tiene sentido, pues es primera vez que las condiciones termodinámicas (principalmente temperatura) del sistema se hacen favorables para su formación. Si bien la sobresaturación de sílice usualmente está dada por el enfriamiento rápido producto de ebullición, la precipitación de sílice también puede ser inducida ante un enfriamiento producto de la mezcla de los fluidos calientes con aguas más frías (Nicholson, 1993), como es el caso en esta simulación.

La zoisita, por su parte, no logra formarse a partir del ingreso del fluido hidrotermal 1 (ver Tabla 4.2), lo que representa una particularidad, pues, la misma hidroquímica a 100°C sí precipita dicho mineral, observado por la precipitación de dicha fase en las zonas que no están siendo afectadas por la intrusión.

La figura 5.27d muestra que aún ante estas condiciones de alta temperatura, el sistema no favorece la formación de wairakita.

5.3.3.1.3 Porosidad

La evolución sufrida por la porosidad como efecto del ingreso de fluidos de alta temperatura, visible en la figura 5.28a, muestra que el proceso dominante es la precipitación, dado que sobre una zona coincidente con la de precipitación de tremolita y de disolución de diópsido, la porosidad se ve disminuida hasta valores máximos de 0.5%; es decir, prácticamente se sellan todos los espacios disponibles en un lapso breve de tiempo. Fuera de la zona de mezcla, se observa que la porosidad incluso aumenta levemente sobre el 5% inicial, dando cuenta de que en ese sector los procesos de disolución dominan levemente.

5.3.3.1.4 Especies principales y pH

En la figura 5.28b se puede observar que el pH muestra un núcleo de acidez en el área en que ingresan los fluidos, cuya extensión tiende a coincidir con la descrita para la tremolita y el diópsido. Se puede observar también en esta figura, que la tendencia en las zonas que no están sujetas a la mezcla de fluidos, es equivalente a la descrita para el escenario II.4. En dicho escenario, el aumento del pH es en forma de frentes que avanzan de forma paralela al eje Y; en el escenario actual, se tiene la interacción tanto de la adición de masa como del flujo de darcy, de modo que las desviaciones que presenta el frente de aumento del pH, corresponden a la interacción entre ambos efectos.

Como se puede advertir en las Figuras 5.28 c-d y 5.29, es común que en la zona de mezcla se vea aumentada considerablemente la concentración de las diferentes especies primarias; esta mayor concentración, tiene su fundamento en que en dicha zona ingresan fluidos a alta temperatura, que tienen una capacidad disolvente considerablemente mayor a la de los fluidos provenientes de la recarga y conforme ocurre una mezcla entre el agua de intrusión y la de recarga, disminuye progresivamente esta capacidad, reduciendo así, su contenido en las diferentes especies, mediante por ejemplo, precipitación de mineralogía secundaria.

La figura 5.28c, para el ion Ca^{++} , muestra que la concentración de éste alcanza hasta 0.3 mol/kg en un núcleo en contacto con la zona de ingreso de fluidos de alta temperatura, para descender conforme se aleja de dicha zona, alcanzando valores hasta 5 O.M menores a los del núcleo en aquellas zonas que no son afectadas por la mezcla de fluidos.

El Na^+ (5.28d) aumenta su concentración en toda la grilla de simulación respecto al valor inicial, pero especialmente en un núcleo ligado a la zona en que ingresa el flujo de alta temperatura, alcanzando valores de hasta 0.5 mol/kg , para disminuir su concentración conforme se aleja de dicha zona y es transportado por el flujo de Darcy.

La figura 5.29 muestra la evolución de la concentración de las especies primarias restantes. Para el caso del Mg^{++} (5.29a), se observa la misma tendencia vista en II.4 a reducir fuertemente su concentración en las zonas que no son afectadas por la zona de mezcla; en aquellas en que la adición de masa sí tiene un efecto, se observa la formación de núcleos de alta concentración, que disminuyen su valor conforme se alejan de la fuente. El Al^{+++} (5.29b), presenta un fuerte descenso fuera de la zona de mezcla, como se puede observar a los 100 años de simulación; al progresar la simulación, la zona de mezcla aumenta y se aprecia una recuperación de la concentración, dada la mayor solubilidad que

el ion Aluminio presenta en dicha zona por efecto de la temperatura. Respecto al K^+ y al SiO_2 , se observa que la adición de masa genera –nuevamente- núcleos de mayor concentración que se hacen más débiles conforme se alejan de la zona de intrusión.

En la figura 5.20 se presenta la evolución de la concentración de las especies primarias dentro de la zona de intrusión, en el punto (45, 50) de la grilla.

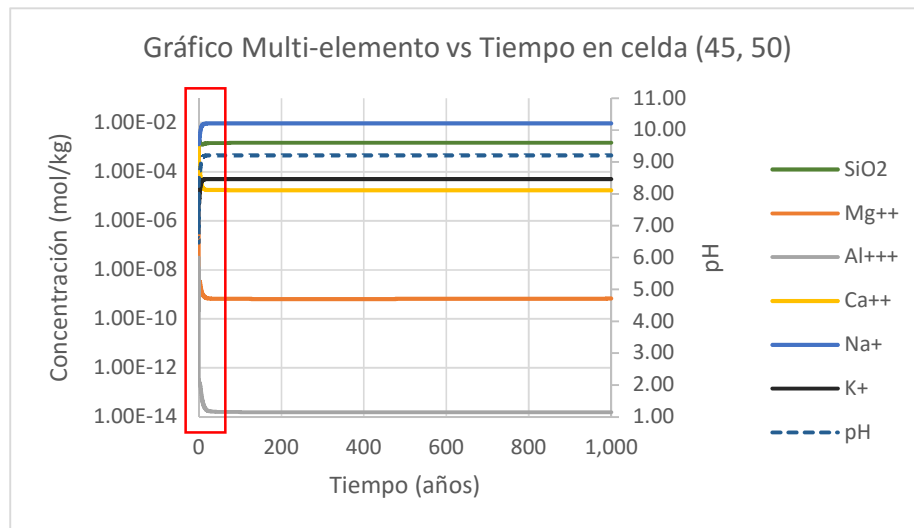


Figura 5.24 Simulación III.1: Evolución en la concentración de especies principales importantes para la formación de la mineralogía secundaria en el punto (45, 50) de la grilla. En rectángulo rojo se muestra zona en que siguiente figura ejerce un zoom.

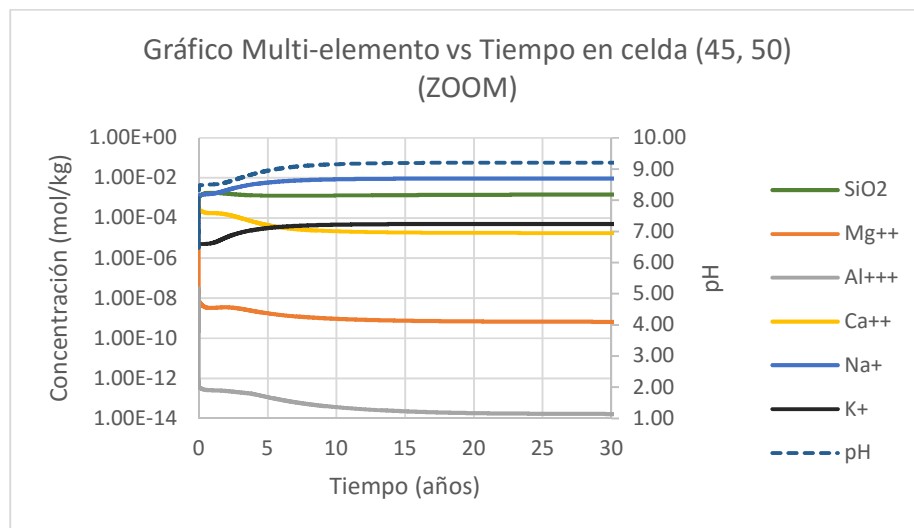
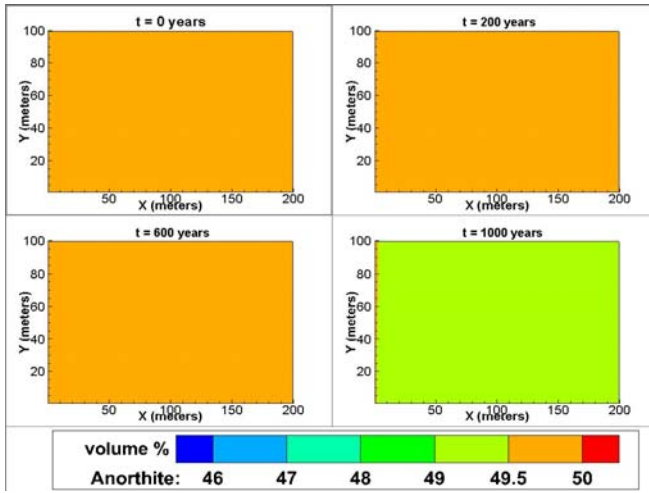
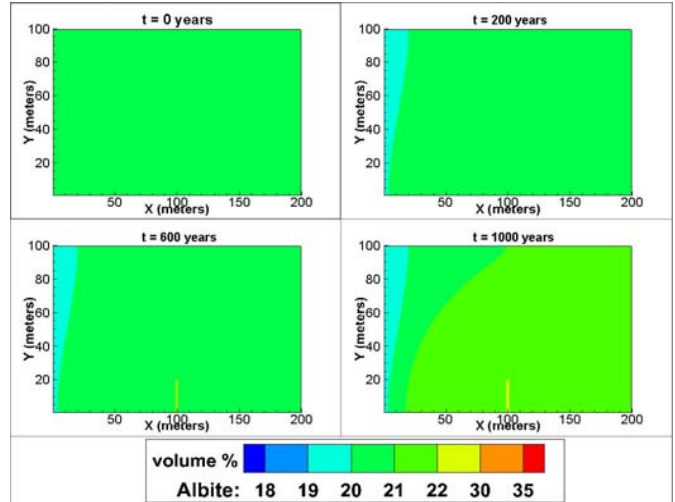


Figura 5.25 Simulación III.1: Zoom correspondiente al rectángulo rojo seleccionado en Figura 5.24 abarcando el periodo en que las especies alcanzan un equilibrio con la litología.

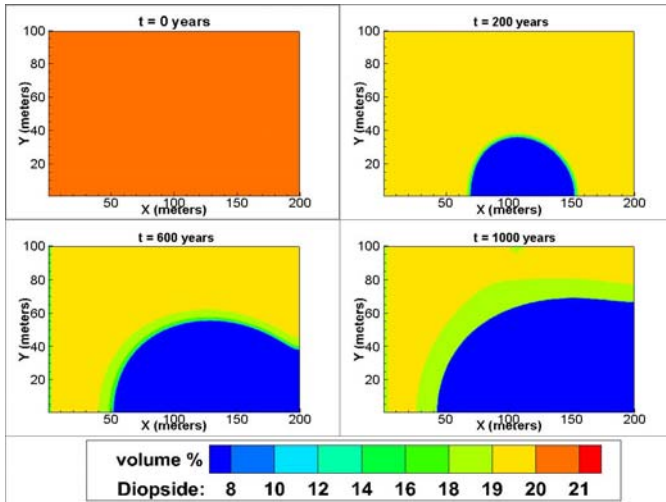
a)



b)



c)



d)

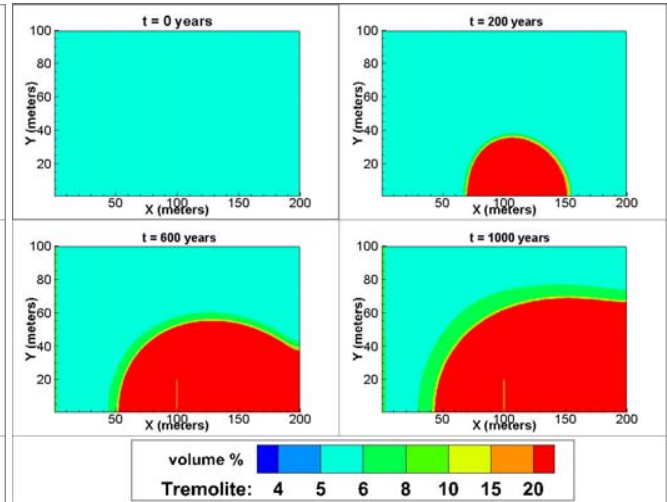


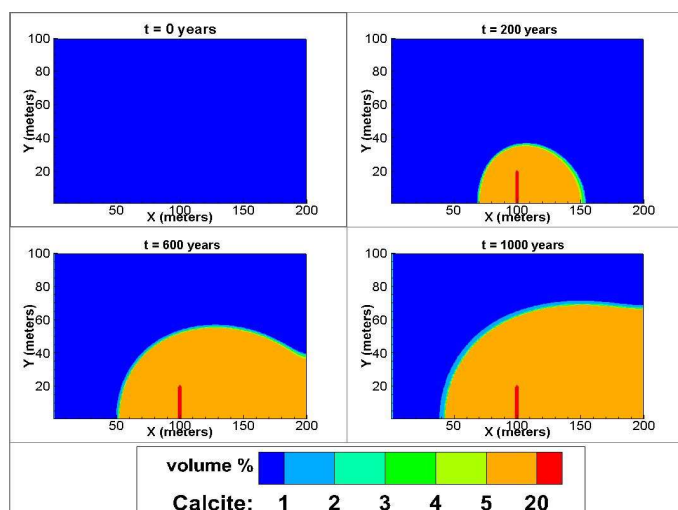
Figura 5.26

Simulación III.1: Evolución de la mineralogía primaria en 1000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopside y d) Tremolita.

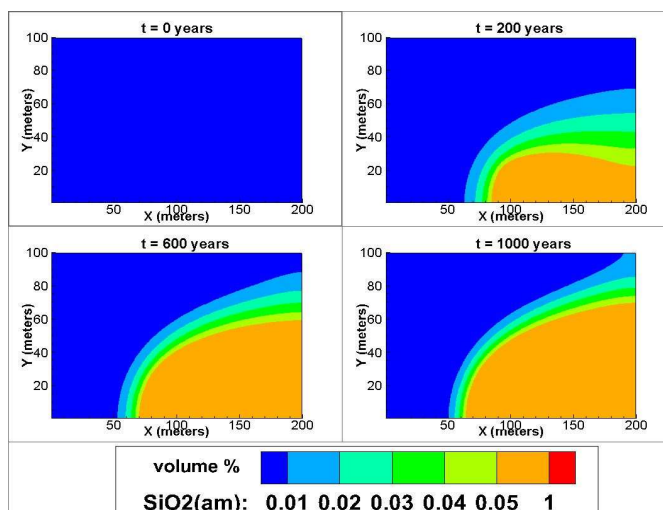
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



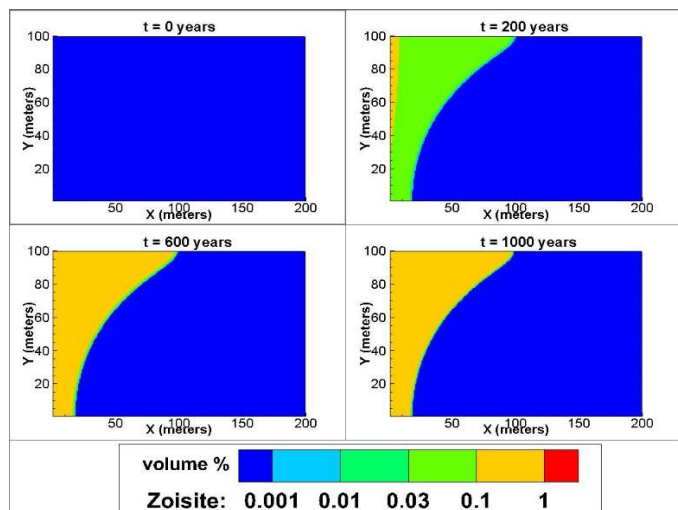
a)



b)



c)



d)

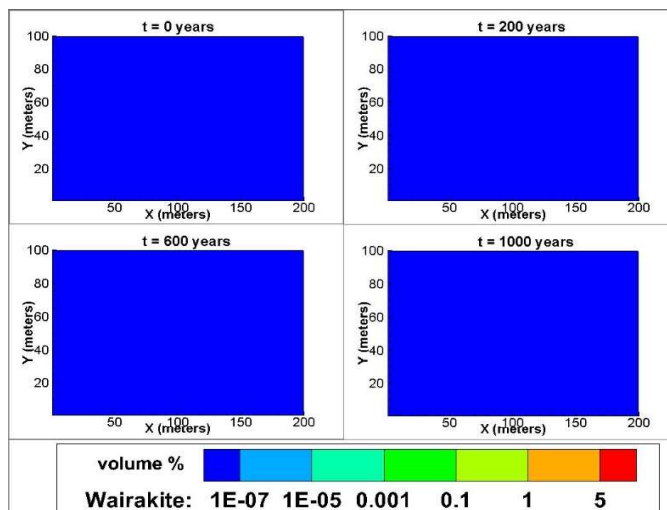
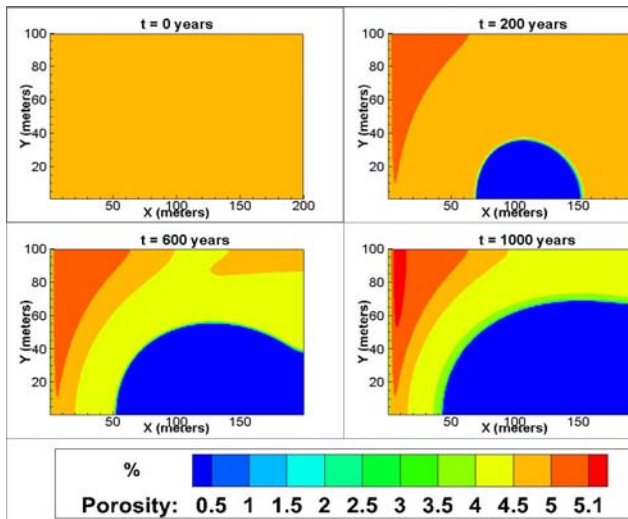


Figura 5.27 Simulación III.1: Evolución de la mineralogía secundaria en 1000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).

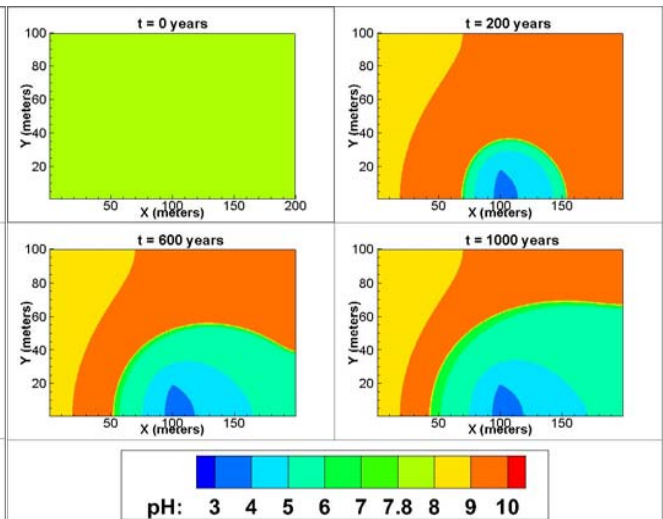
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



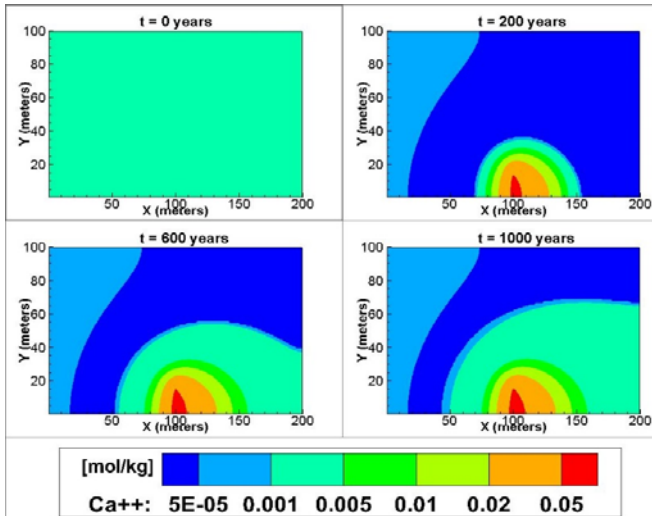
a)



b)



c)



d)

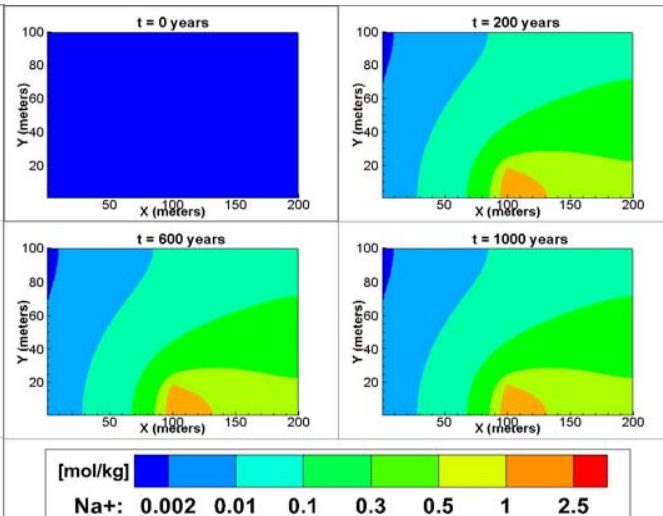


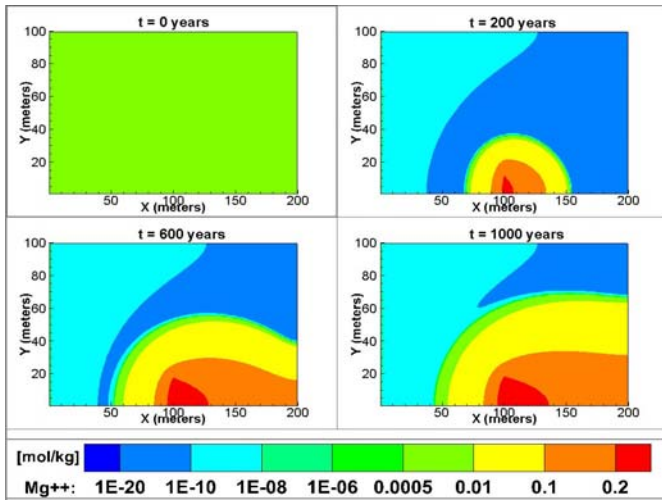
Figura 5.28

Simulación III.1: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca⁺⁺ y d) Na⁺.

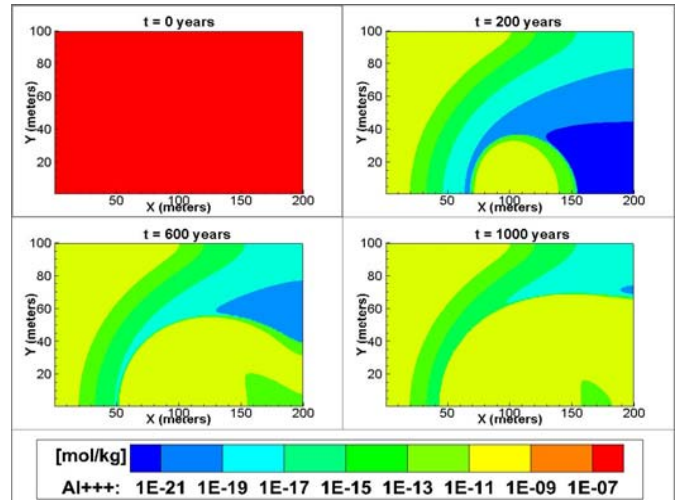
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



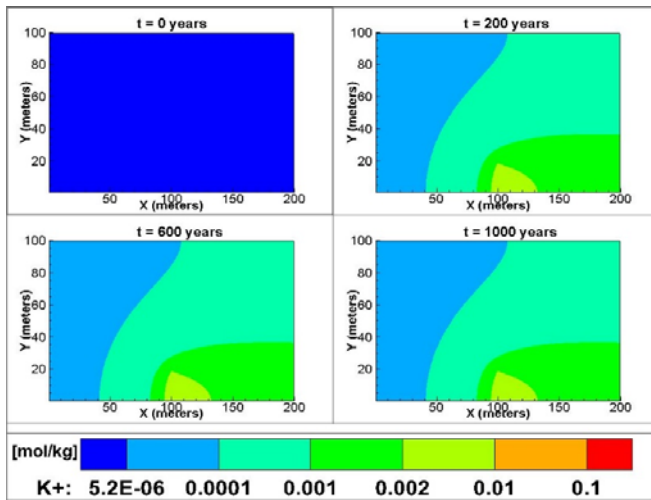
a)



b)



c)



d)

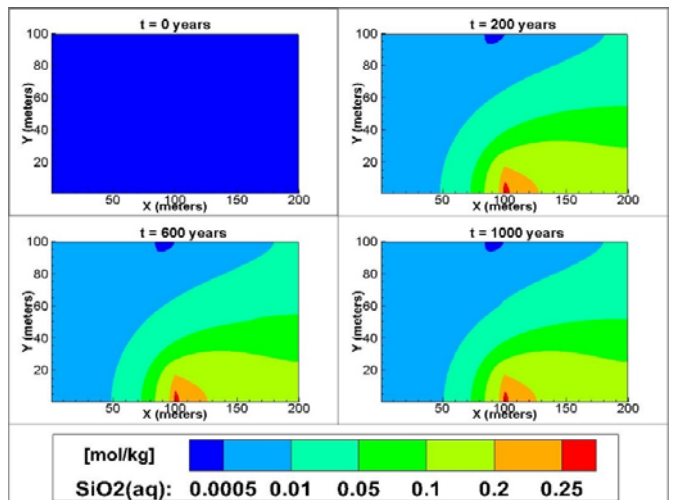


Figura 5.29

Simulación III.1: Evolución de especies en 1000 años. a) Mg⁺⁺; b) Al⁺⁺⁺; c) K⁺ y d) SiO₂.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



5.3.3.2 Simulación III.2

El tratamiento de los resultados de esta simulación es similar al utilizado en III.1. El enfoque en la descripción de estos se centra en el efecto del flujo que representa el aporte profundo de fluidos, ya que el resto del área, está bajo las mismas condiciones que la simulación III.1, y por ende, muestra el mismo desarrollo.

5.3.3.2.1 Mineralogía primaria

La figura 5.31 desglosa la evolución de la mineralogía primaria. En este escenario, se observa que el carácter clorurado, y la alta salinidad de los fluidos que ingresan en la parte baja del sistema, se traducen en condiciones diferentes a las observadas en III.1, donde la química de los fluidos profundos era bicarbonatada. El volumen de anortita (5.31a) no presenta cambios sino hasta el final de la simulación, en que se mantiene constante en la zona afectada sólo por la recarga, pero disminuye hasta un 49,5% en la zona bajo la influencia de los fluidos de alta temperatura. Respecto a la albita (5.31b), se aprecia que en contacto inmediato con la intrusión, el volumen de esta aumenta considerablemente, llegando a representar un 40% del volumen total de esa zona. Para el par diópsido-tremolita (5.31 c-d) ocurre lo contrario a lo observado en las anteriores simulaciones: el volumen de diópsido se mantiene constante en la zona bajo los efectos de la mezcla de agua; la tremolita por su parte, se reduce hasta alcanzar un volumen correspondiente al 4% del total del medio poroso para toda la zona afectada por el ingreso de los fluidos de alta temperatura. Nuevamente, como se puede observar en esta figura, la zona que no es afectada por la mezcla de agua, muestra un desarrollo similar al escenario II.4.

5.3.3.2.2 Mineralogía secundaria

La evolución de la mineralogía secundaria, presentada en la figura 5.28, muestra que por efecto del ingreso del fluido hidrotermal 2 al sistema, se generan como minerales secundarios calcita (5.32a), sílice (5.32b) y wairakita (5.32c). No se genera precipitación de epidota en la zona de intrusión, aunque sí ocurre fuera de ella, como se observa en la simulación II.4. La calcita alcanza su mayor volumen (40%) en la zona en que ingresan los fluidos de alta temperatura, aunque también precipita en los primeros metros de la zona asociada a la recarga, alcanzando un volumen no mayor al 5%.

La wairakita, que precipita exclusivamente en contacto con la zona en que ingresan los fluidos de alta temperatura, alcanza un 5% del volumen total en 1,000 años de simulación.

La sílice, en un comportamiento similar al observado en III.1, aunque con una mayor concentración en este escenario, se distribuye desde el núcleo de la zona de mezcla -donde alcanza un 1% del volumen total- hasta el final de la misma, aunque con un volumen muy bajo.

Finalmente, la figura 5.32d muestra que no hay formación de epidota en la zona de mezcla, ésta sólo se da en la zona afectada por la recarga, similar a lo que ocurre en III.1.

5.3.3.2.3 Porosidad

La figura 5.32a, muestra cómo la porosidad disminuye rápidamente en el núcleo de la zona de mezcla, llegando a valores menores a un 0.5%; además se observa cómo dicha disminución se reduce conforme se avanza hacia el límite de la zona de mezcla. Se observa también, como progresivamente conforme avanza el tiempo, el sistema se va sellando; a los 1,000 años de simulación, además del sellado casi completo del núcleo de la zona de mezcla, se tiene una franja asociada a la zona de recarga, donde la porosidad baja a valores menores al 0.5% también; el valor máximo de porosidad a los 1,000 años asciende a 4.5%.

5.3.3.3.4 Especies principales y pH

El pH (5.33b), muestra un núcleo básico (pH = 11) asociado a la zona en que ingresan los fluidos de alta temperatura, y progresivamente se vuelve más ácido conforme las moléculas de agua se desplazan a lo largo de las líneas de flujo, llegando a valores cercanos al inicial (7.8) en la zona que sólo es afectada por la recarga.

Salvo para el Mg^{++} y el Al^{+++} , todas las especies principales analizadas muestran un núcleo de alta concentración ligado a la zona de ingreso de los fluidos de alta temperatura, tras lo cual la concentración disminuye progresivamente conforme se avanza hacia el límite de la zona de mezcla con la zona en que opera solamente la recarga. En base a lo anterior, los siguientes párrafos se articulan para cuantificar dicha variación composicional.

La figura 5.33c muestra que el Ca^{++} presenta un núcleo en que la concentración alcanza un valor de 0.02 mol/kg para reducirse hasta llegar a 0.001 mol/kg al final de la zona de mezcla.

En la figura 5.33d, el Na^+ llega hasta 2.5 mol/kg en el núcleo de mezcla, para reducirse hasta llegar a 0.1 mol/kg al final de la zona de mezcla.

El caso del K^+ y el SiO_2 , mostrado en las figuras 5.34c y 5.34d, respectivamente, dan cuenta de la existencia de un núcleo de alta concentración que en el caso del K^+ llega hasta 0.22 mol/kg para llegar a valores mínimos de 0.0001 mol/kg hacia el fin de la zona de mezcla. Por su parte, el SiO_2 toma valores máximos, asociados al núcleo de mezcla, de 0.5 mol/kg para reducir su contenido hasta un valor mínimo de 0.01 mol/kg en el límite de la zona de mezcla.

Una singularidad representa el caso del Mg^{++} (5.34a) y el Al^{+++} (5.34b), pues en ambos casos, el efecto de la zona de mezcla es a disminuir las concentraciones respecto a lo que ocurre en la zona afectada sólo por la recarga. Si bien esto es un fenómeno difícil de explicar, no es casualidad que ocurra con dos de las especies que presentan problemas con su concentración, mostrando siempre valores considerablemente más bajos a lo esperado. Lo anterior lleva a suponer que los motivos responsables de dichos comportamientos se vean incrementados en la zona de mezcla. En ese sentido, parece ser la composición química de los fluidos un factor de primer orden, ya que en el escenario III.1 el comportamiento de ambos es a un incremento de la concentración en la zona de mezcla.

El hecho de que exista un núcleo de alta concentración para todas las especies analizadas (excluyendo Mg^{++} y Al^{+++}), tienen su base en que las condiciones

termodinámicas que imponen los fluidos de alta temperatura al ingresar al sistema, conducen en primera instancia a una gran disolución de fases minerales primarias (e.g diópsido) en la zona en que estos fluidos ingresan, aumentando considerablemente la concentración de las especies. La posterior disminución paulatina de la concentración conforme las moléculas de agua se desplazan a lo largo de las líneas de flujo, puede encontrar su justificación en dos argumentos:

- Una disminución producto de la utilización de las especies en la precipitación de fases minerales más estables conforme las moléculas se desplazan.
- Una disminución como consecuencia de la dilución sufrida ante la continua mezcla con el agua proveniente de la recarga, de menor contenido iónico.

Es esperable que ambos factores ocurran de forma simultánea, siendo difícil su cuantificación.

La figura 5.30 muestra para las especies primarias y el pH en el punto (45, 50) de la grilla. Existe un vacío de información del archivo que almacena las series de tiempo para los 50 primeros años, motivo por el cual se omite la figura que amplifica el periodo de tiempo en que las concentraciones se equilibran, pues en la presente figura las series de tiempo aparecen equilibradas; sin embargo, es claro que a los 50 años ya se alcanzó el equilibrio entre los fluidos y la litología.

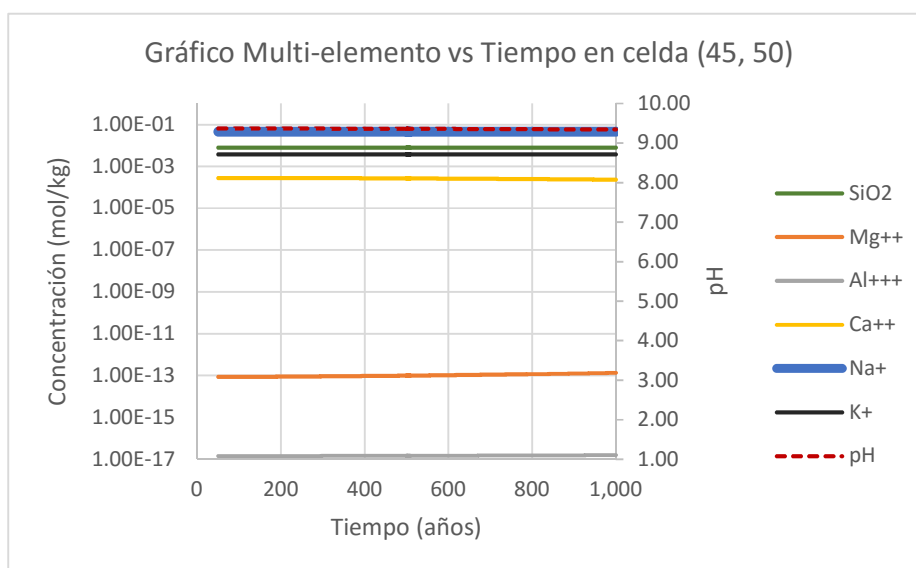
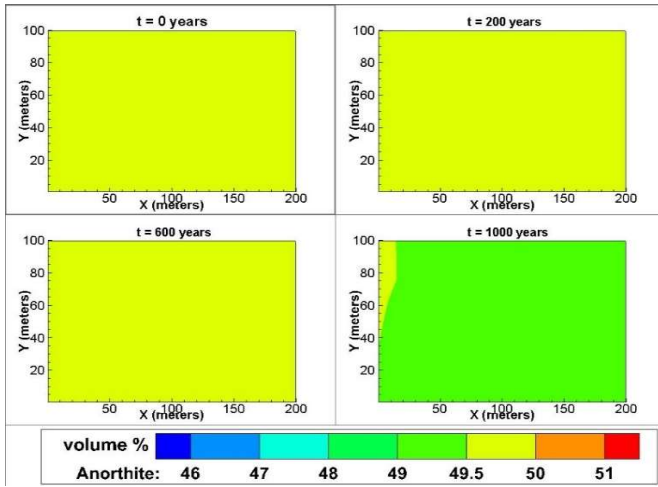
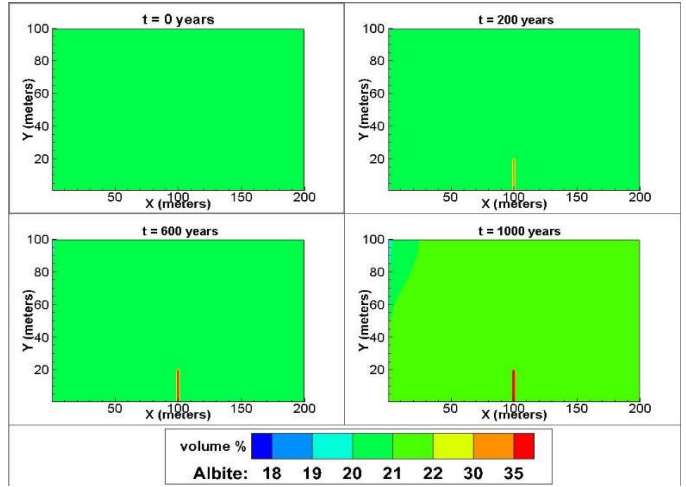


Figura 5.30 Simulación III.2: Evolución en la concentración de especies principales importantes para la formación de la mineralogía secundaria en el punto (45, 50) de la grilla.

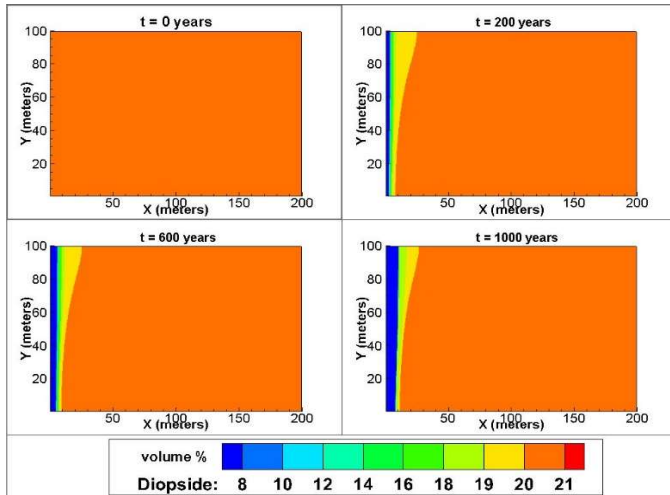
a)



b)



c)



d)

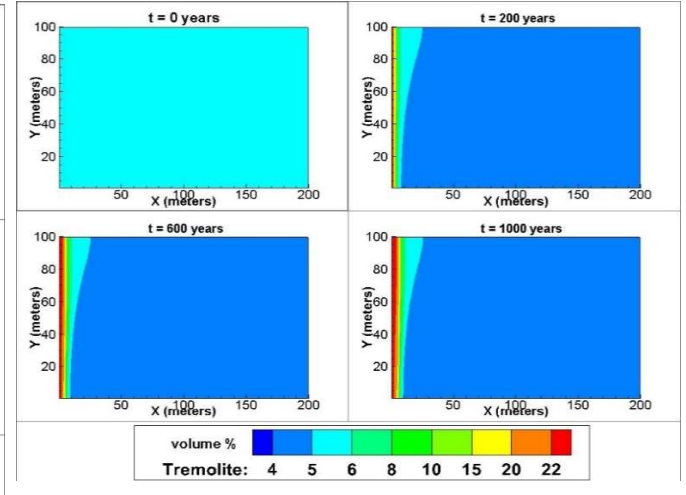


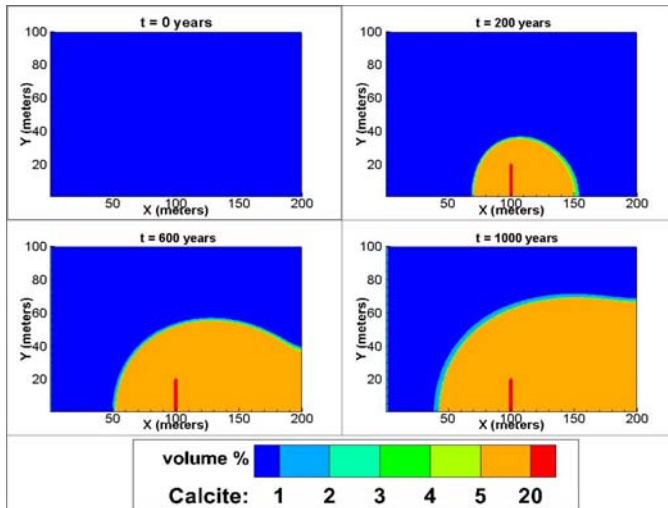
Figura 5-31

Simulación III.1: Evolución de la mineralogía primaria en 1000 años. a) Anortita; b) Albita; c) Diopside y d) Tremolita.

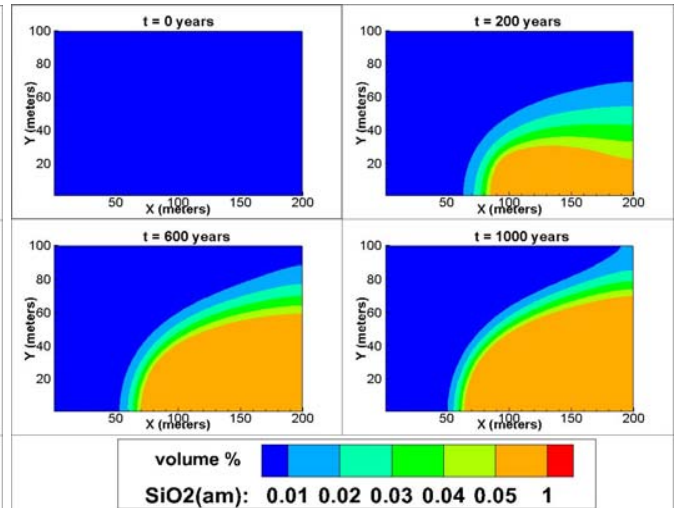
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



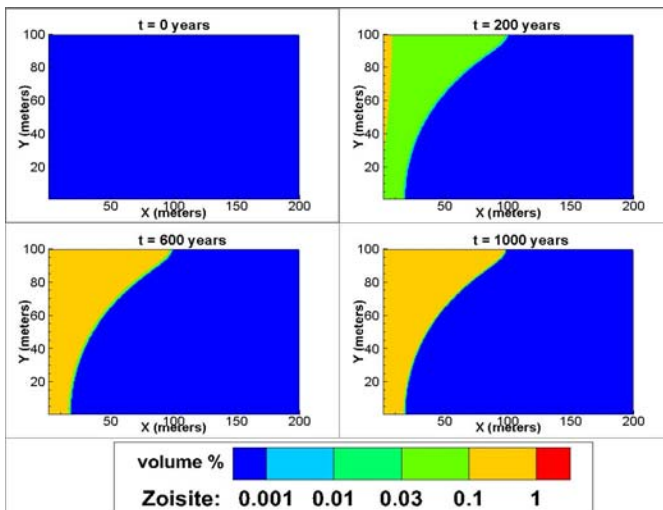
a)



b)



c)



d)

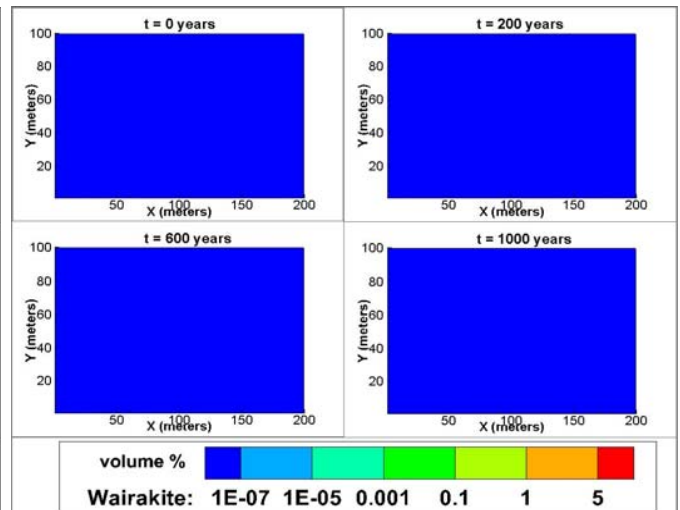


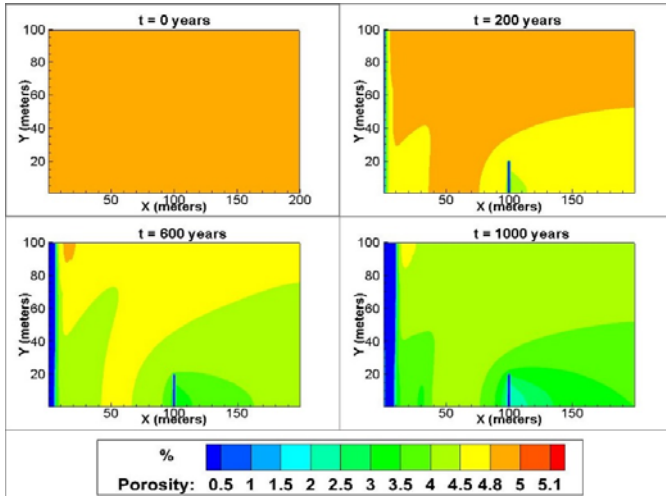
Figura 5.32

Simulación III.2: Evolución de la mineralogía secundaria en 1000 años. a) Calcita; b) Sílice; c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).

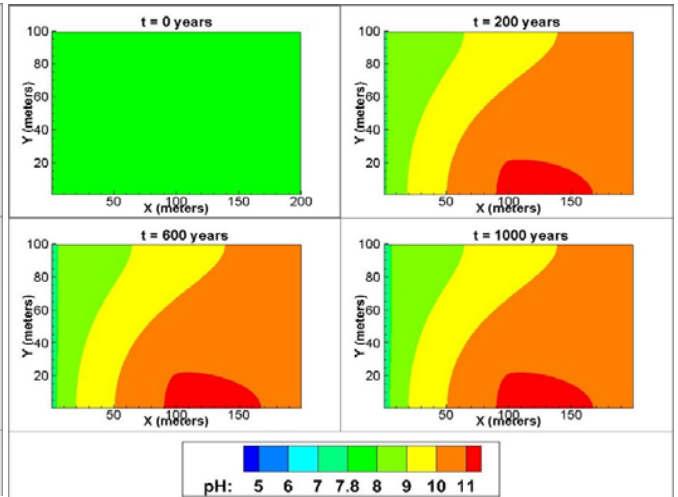
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



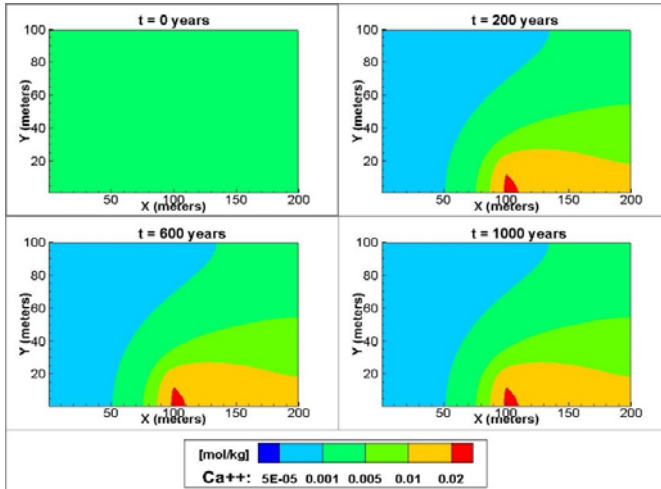
a)



b)



c)



d)

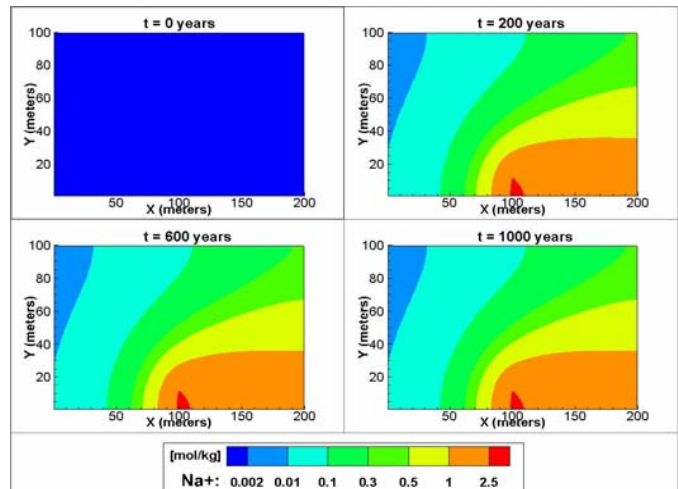


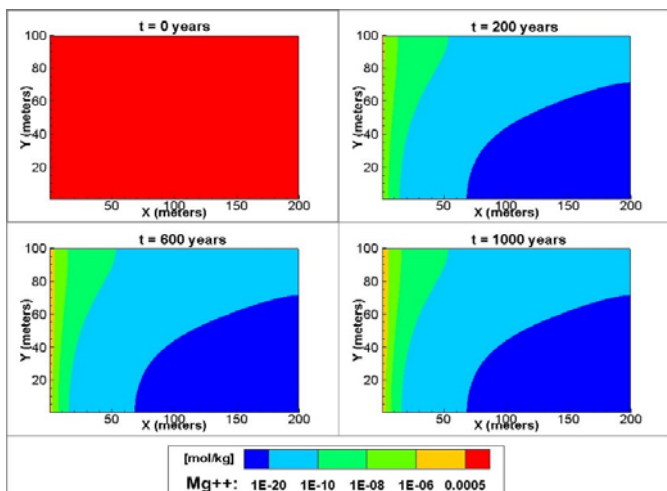
Figura 5-33

Simulación III.2: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca^{++} y d) Na^{+} .

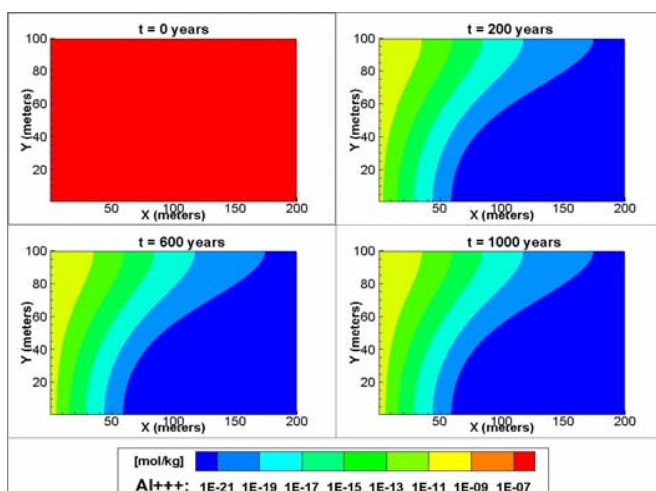
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



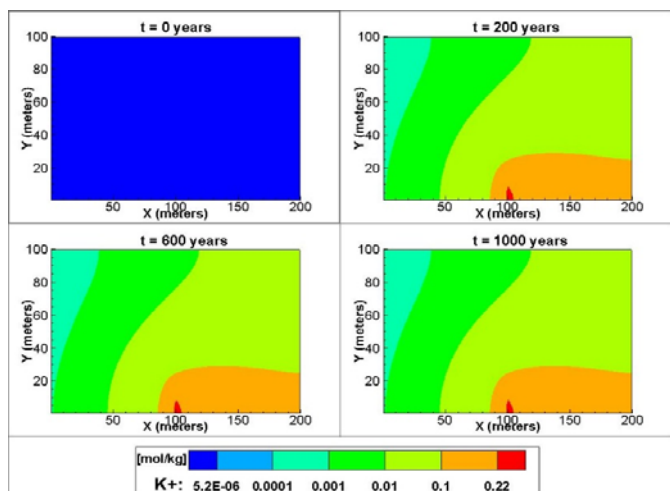
a)



b)



c)



d)

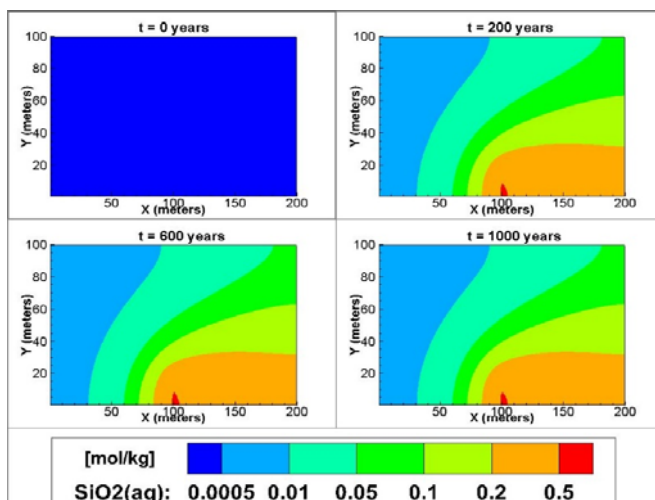


Figura 5-34

Simulación III.2: Evolución de especies en 1000 años. a) Mg⁺⁺; b) Al⁺⁺⁺; c) K⁺ y d) SiO₂.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



5.4 Validación de modelos

El proceso de validación consiste en determinar la efectividad con que los modelos pueden reproducir los patrones actuales de composición química de los fluidos asociados al sistema hidrotermal de la zona San Felipe – Los Andes. Implica la elaboración de un escenario que conglomere las condiciones actuales, tal como en el escenario 1, pero considerando una roca caja cuya mineralogía incluye minerales primarios y secundarios, y la interacción agua-roca generada por la circulación de agua meteórica. El objetivo es verificar si la modelación de dicho escenario muestra como resultado una hidroquímica similar a las analizadas en las manifestaciones asociadas a la Falla Pocuro.

En vista de este objetivo, se recoge la información de la hidroquímica de las fuentes termal reportadas por Hauser (1997) y Benavente (2015), para con ello establecer límites dentro de los cuales se debería encontrar con mayor seguridad la composición química de los fluidos (e.g agua meteórica) por efecto de la circulación en el sistema. Además, se monitorea la evolución de la concentración para los iones principales en 1,000 años de simulación en tres puntos de control sobre la grilla ([5, 50]; [45, 50]; [190, 50]) (figura 5.35), escogidos así para representar el espectro composicional obtenido como resultado de los modelos.

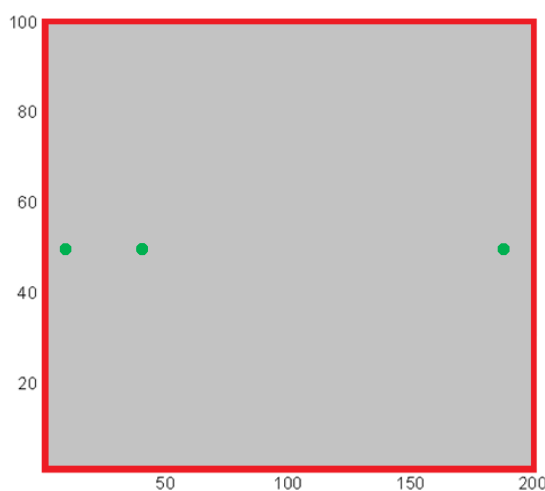


Figura 5.35: Grilla de simulación. En verde se marcan los puntos en los que se evalúa la concentración de los iones principales para la validación.

Al cruzar la información anterior, se obtienen gráficos que muestran la evolución de los iones en el tiempo, con dos bandas que delimitan los valores máximos y mínimos para cada ion en particular, basadas en la información disponible para la zona San Felipe – Los Andes.

Ellis and Mahon (1964, 1967) y Mahon (1967) demostraron que todos los solutos en campos geotermal pueden ser derivados de reacciones entre el agua meteórica y la litología de la roca caja. En ese sentido, Nicholson (1993) propone en “Geothermal Fluids” que la interacción agua-roca es pensada como la mayor fuente para muchos de los solutos, aunque también pueden ser contribuidos por otros factores, como mezcla con agua diagenética, agua de mar y salmueras magmáticas. En base a lo anterior, es esperable que

un modelo de transporte reactivo pueda reproducir la realidad, al modelar el factor más importante que afecta la concentración de solutos, aunque al no ser el único, es natural que haya una diferencia respecto a los valores medidos.

Es común a todos los escenarios, que la concentración de cada especie se estabilice rápidamente en torno a un valor, tras lo cual se mantiene constante durante el tiempo de simulación. Esto da muestras de que el equilibrio entre la litología y los fluidos se alcanza de forma bastante rápida.

En la figura 5.35 se entrega la evolución del pH de este modelo de validación. Se observa que para el punto de control situado en las coordenadas (5, 50), próximo a la zona de recarga, el valor del pH es más básico que el inicial, pero se mantiene dentro del rango de la ZSFLA. Distinto es el caso de los puntos de coordenadas (45, 50) y (190, 50), en los que la tendencia al aumento del pH continúa, saliéndose del rango para llegar hasta un valor cercano a 10. Un factor de primer orden en el contenido de H^+ es el balance entre las fases que precipitan (liberan protones) y las que se disuelven (consumen protones); lo anterior conduce a que simplificaciones en la mineralogía presente pueda llevar a un sesgo, produciendo por ejemplo un excesivo aumento del pH.

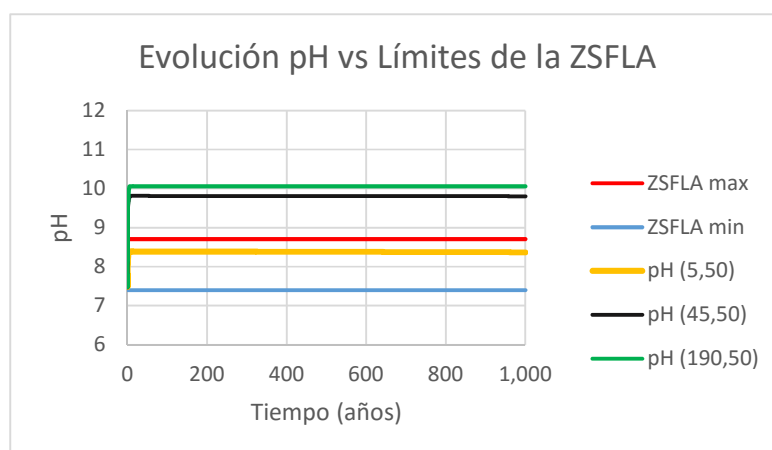


Figura 5.36. Evolución del pH en los 1,000 años de simulación. Las franjas roja y azul delimitan los valores máximos y mínimos, respectivamente, asociados a la Zona San Felipe - Los Andes. Las tres series restantes corresponden a 3 puntos de control sobre la grilla.

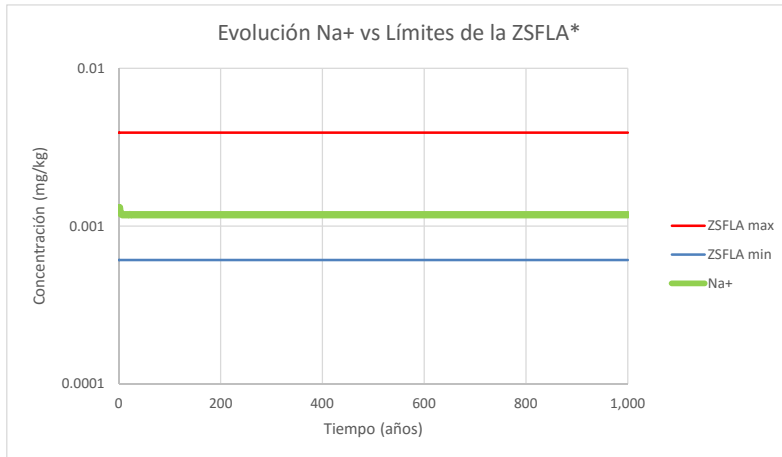
La figura 5.36 muestra la evolución del Na^+ ; Cl^- ; SiO_2 y K^+ . En 5.36a, se observa que el Na^+ se encuentra dentro del rango, mismo caso que Cl^- en 5.36b y K^+ en 5.36d; en este último, el valor coincide con el mínimo registrado para la zona. Es importante destacar que en estos tres gráficos, sólo se usa un punto de control, porque la distribución de la concentración es homogénea. Respecto al SiO_2 en 5.36c, sólo el punto más alejado de la zona de recarga presenta un valor más bajo que los límites, pero dicha diferencia no es sustancial, por lo que se acepta su calibración.

Finalmente, en la figura 5.37 se observa que para el caso del HCO_3^- en 5.37a y Mg^{++} en 5.37c, respectivamente, el modelo no predice de forma precisa la concentración de dichos iones, presentando valores más de 1 orden de magnitud inferior a lo observado en la ZSFLA en el primer caso y hasta 3 órdenes de magnitud menor para el ion magnesio. En 5.37b se aprecia que la concentración cae dentro del rango para el ion calcio, a excepción del último punto (190, 50), pero dicha diferencia no es significativa; aceptando

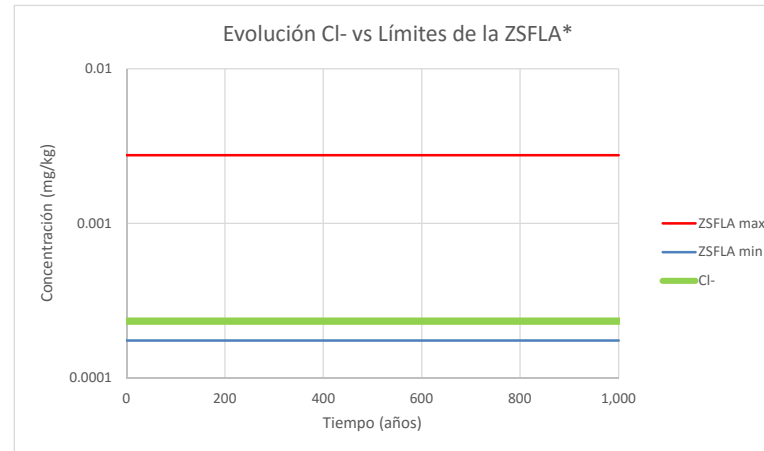
de esta forma, que el modelo logra reproducir los valores observados para el Ca^{++} . En 5.37d se tiene que el valor del ion sulfato coincide con el límite inferior, por lo que su calibración se acepta.

En términos generales, se acepta que el modelo representa de forma consistente la realidad, aunque, como era esperable, esto no ocurre de forma perfecta. La principal limitación de este estudio se prevé estará asociada a aquellos iones cuya concentración no pudo ser representada por el modelo (HCO_3^- , Mg^{++} y Al^{+++}).

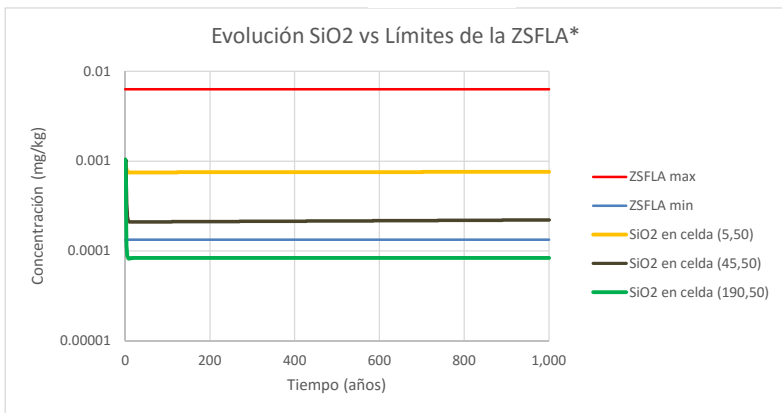
a)



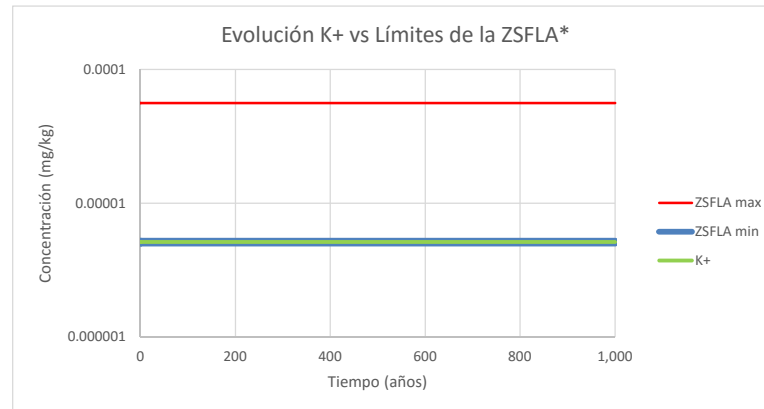
b)



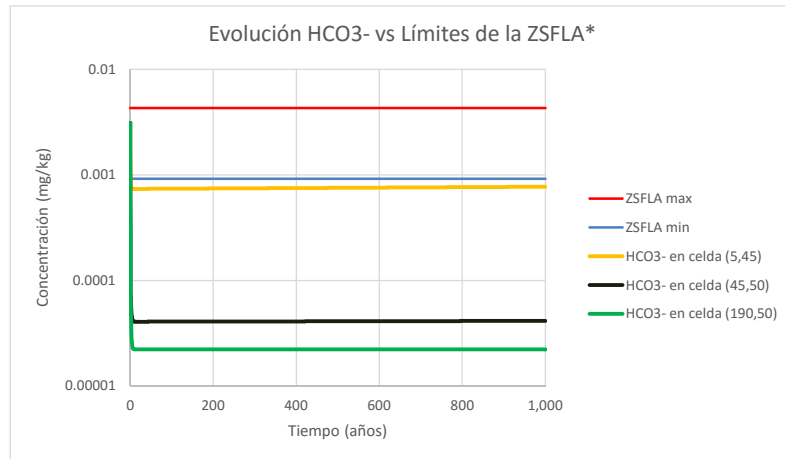
c)



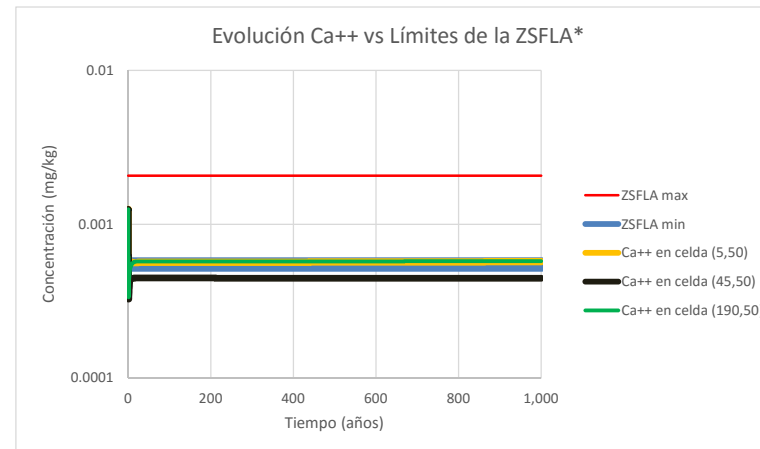
d)



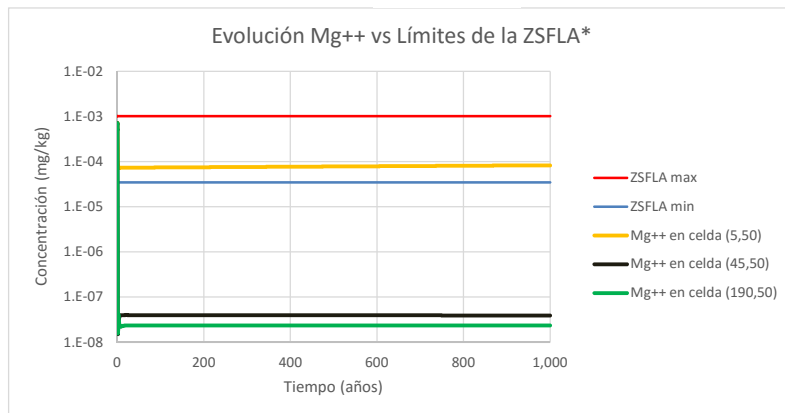
a)



b)



c)



d)

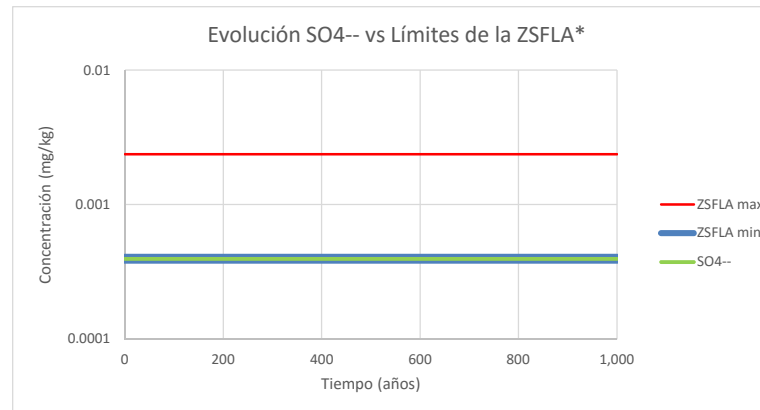


Figura 5.38

Validación Resultados (II/II). Se grafica la evolución de los iones principales en los 1,000 años de simulación para las condiciones actuales. En rojo y azul se fijan los límites asociados al valor máximo y mínimo, respectivamente, reportado en la ZSFLA (Zona San Felipe - Los Andes). A) HCO₃⁻; b) Ca⁺⁺; c) Mg⁺⁺; d) SO₄⁻⁻



Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



5.5 Discusión de limitaciones del trabajo

5.5.1 Simulación de hornblenda como tremolita

Para evaluar el efecto que tiene la simulación de hornblenda como tremolita, y tras observar que las simulaciones predicen formación de tremolita en condiciones sin sentido geológico, se genera un modelo que simula las mismas condiciones que el escenario I, pero en que se impone la condición de que la tremolita solamente se puede disolver.

En la figura 5.38 se presenta una comparación de la evolución para la tremolita, diópsido, calcita y porosidad en 1,000 años de simulación entre dichos escenarios. En 5.38a se observa que, naturalmente, por efecto de la condición impuesta no se genera precipitación de tremolita. Para el caso del diópsido, se tiene que el escenario de verificación, al impedir la formación de tremolita, reduce considerablemente la tasa de disolución del diópsido, confirmando así la estrecha relación que existe entre ellos. En 5.38c se tiene que la calcita precipita en un volumen similar para ambos modelos, pero el frente de precipitación del escenario I alcanza una mayor extensión. Respecto a la porosidad (figura 5.38d), ésta evoluciona de forma similar en ambos escenarios, ya que el mineral que mayor control tiene sobre la porosidad es la calcita.

En base a los análisis de ambos modelos, se determina que si bien la simulación de hornblenda como tremolita lleva a inconsistencias geológicas, no repercute considerablemente en la evolución del sistema, dado que una eventual precipitación de tremolita se ve contrarrestada con la disolución de diópsido en similar proporción, llevando así, sólo a pequeñas modificaciones en la evolución del sistema.

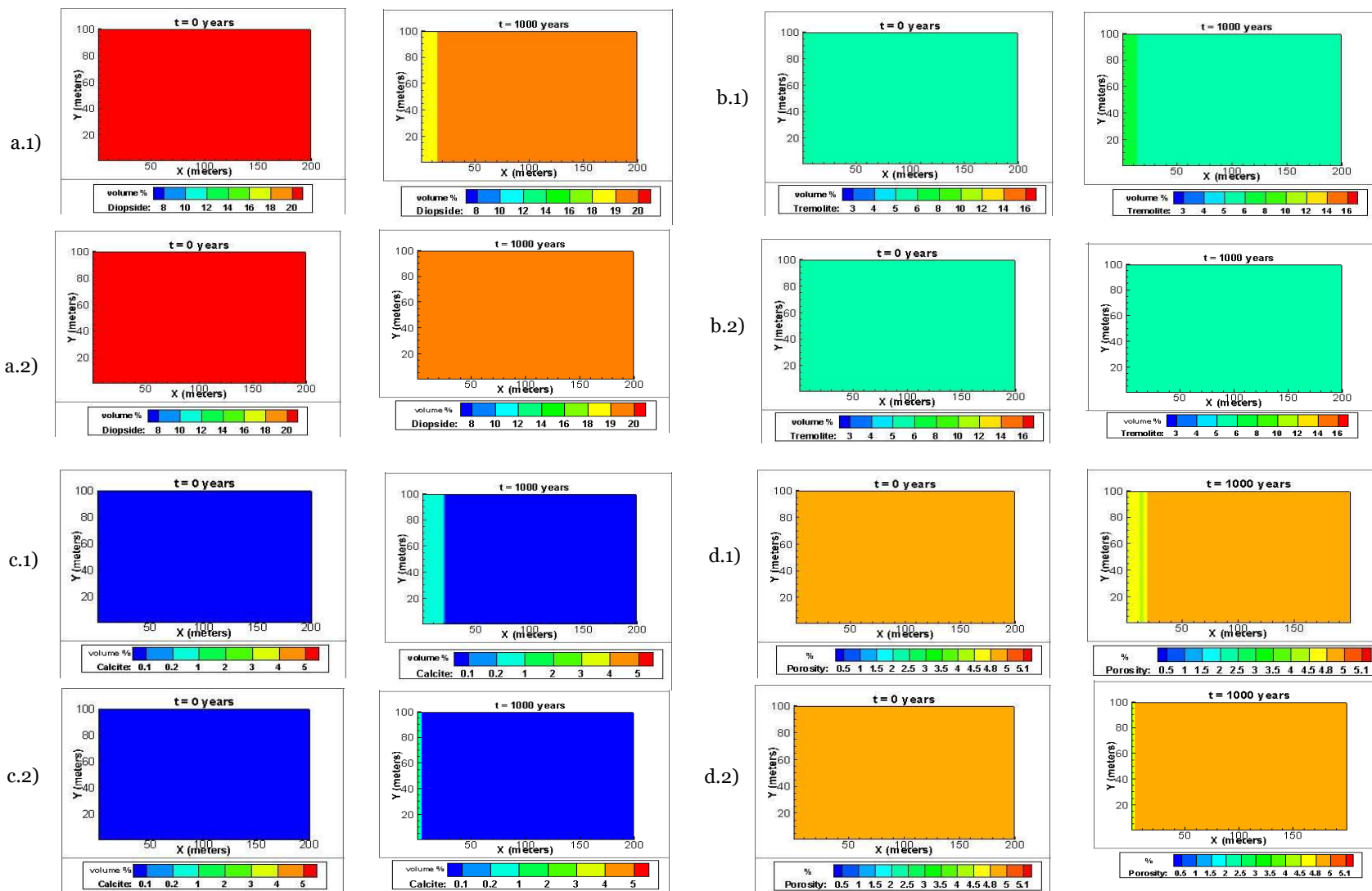


Figura 5.39

Escenario I versus simulación de comprobación (tremolita sólo se disuelve). Las sub-figuras a.1, b.1, c.1 y d.1 contienen la evolución en el escenario I para el diópsido, tremolita, calcita y porosidad, respectivamente. Las sub-figuras a.2, b.2, c.2 y d.2 muestran la evolución de los mismos minerales, pero en la simulación realizada para la comparación.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central

5.5.2 Simulación de zona de falla

De la observación de los resultados, en particular del escenario III, se advierte que la zona de falla simulada no se traduce en un conducto preferente para la circulación de fluidos, aun cuando dicha zona ha sido definida con menor presión y con una permeabilidad 2 órdenes de magnitud mayor.

Con el objetivo de reproducir una mayor circulación de fluidos en la zona de falla, se generaron nuevos modelos con mayor superficie de reacción mineral y porosidad en dicha zona (respecto al escenario III). No obstante, esta nueva configuración tampoco logra generar una mayor circulación de fluidos en la zona de falla. Lo anterior parece estar relacionado a la estructura del software Crunchflow, que tiene en sus parámetros de flujo una opción para definir un flujo constante que simula la recarga. Este parámetro impone el valor del flujo al final de cada paso de tiempo, aun cuando está activada la opción de recalcular el flujo en base al balance de masa, eliminando de esta forma el efecto que tiene en el sistema el ingreso de fluidos profundos y definiendo a cada momento una velocidad constante.

Existe una forma de evitar la situación descrita, mediante el uso del parámetro *infiltration*, que permite prescindir del parámetro de flujo constante para fijar la recarga. Si bien al usar este parámetro se genera efectivamente una mayor circulación en la zona de falla, se provoca mucha inestabilidad en la solución numérica, conduciendo a que tras los primeros pasos de tiempo, el modelo no converge y el software se cierre.

5.6 Discusión de la interacción agua –roca

Nicholson (1993) separa los constituyentes disueltos de un fluido geotermal en dos grupos en base al comportamiento de la solubilidad de sus componentes. El primero de ellos es el grupo que aglomera las especies conservativas (e.g Cl^-), y el segundo -el de interés para este trabajo-, corresponde a las especies formadoras de minerales (e.g SiO_2 , Na , K , Ca , Mg , etc).

Respecto a las especies formadoras de minerales, establece que la interacción agua - roca es fundamental en la determinación de la química de los fluidos geotermales, al ser el principal control sobre la solubilidad. Las reacciones químicas involucradas son dependientes de la temperatura, presión, salinidad, pH y la roca caja del sistema geotermal. Existen dos tipos de reacciones agua - roca importantes: las reacciones de precipitación/disolución y el intercambio catiónico. Este trabajo no implementa directamente el efecto provocado por intercambios catiónicos, no es claro si el software los considera de forma interna, pero al menos no hay un control sobre ellos, de modo que el enfoque de esta memoria se centra en las reacciones de precipitación/disolución.

5.6.1 Temperatura

La temperatura constituye la variable más importante en la interacción agua-roca. En “Geothermal Fluids” Nicholson (1993) propone que en la mayoría de los sistemas geotermales la solubilidad de minerales sigue uno entre tres patrones de comportamiento:

- Solubilidad mineral aumenta con un incremento de temperatura
- Solubilidad mineral disminuye ante un incremento de temperatura, efecto conocido como solubilidad retrógrada
- Solubilidad mineral aumenta conforme aumenta la temperatura, pero sólo hasta un valor máximo, tras el cual decrece para mayores temperaturas

La configuración de los escenarios I y II hace que sean propicios para evaluar el efecto de la temperatura en la solubilidad mineral y en lo que al comportamiento de las especies respecta, dado que el escenario II representa la evolución de la misma configuración del escenario I ante un progresivo aumento de temperatura. De esta forma, las variaciones entre un escenario y otro son por efecto directo de la temperatura. Se excluye el escenario III porque en ese caso se modela una adición de masa al sistema, de modo que habría otros factores interactuando.

En la figura 5.39 se observa que el comportamiento de los minerales simulados, se ajusta de buena forma a los patrones de comportamiento descritos por Nicholson (1993). La anortita y el diópsido, que son los únicos minerales que se disuelven en los escenarios I y II, aumentan de forma acelerada su tasa de disolución como respuesta a un aumento de temperatura. La albita, muestra una evolución desde un comportamiento no reactivo a la aparición de una leve tasa de precipitación conforme la temperatura aumenta y se acerca hacia valores propios de su estabilidad mineral. Por su parte, la evolución que toma la tremolita recuerda la imprecisión que trae modelar hornblenda primaria como tremolita (ante la ausencia de hornblenda en la base de datos), pues en las condiciones de simulación, se esperaría que la hornblenda actuara similar al diópsido, aunque a una menor velocidad; en cambio, la tremolita evoluciona como mineral de alteración, generando una leve tasa de precipitación con el aumento de temperatura.

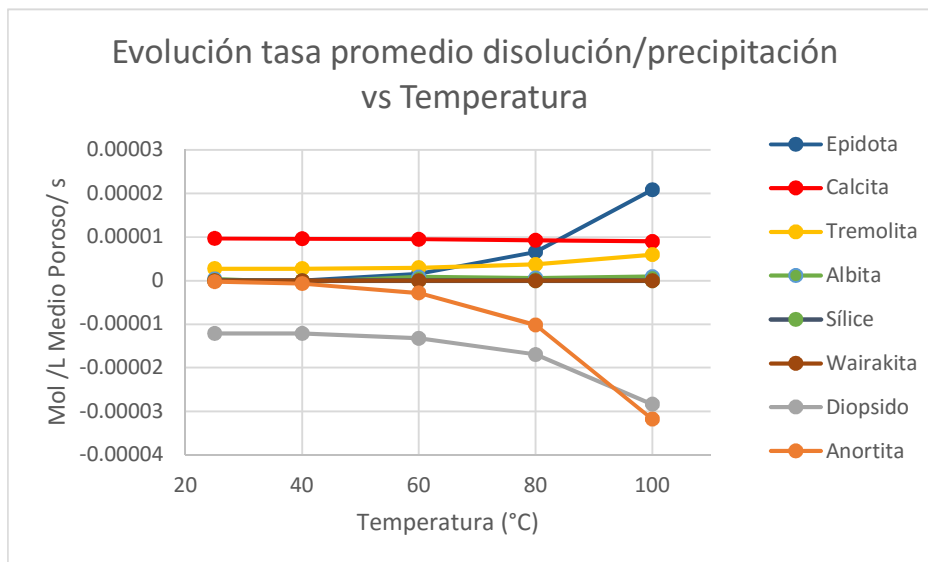


Figura 5.40: Evolución de tasa promedio de precipitación/disolución de los minerales en los escenarios I y II, que comparten la misma configuración, pero progresivamente va aumentando la temperatura conforme se pasa de la simulación I (25°C) a la II.4 (100°C), representando cada punto el valor de la tasa promedio en la respectiva simulación.

La epidota muestra una evolución bastante acelerada de su tasa de precipitación, llegando a representar hasta un 0.4% del volumen de roca en determinadas zonas del escenario II.4, lo que de todas formas no es considerado un antecedente confiable, dado que ante las condiciones de temperatura evaluadas, no debería existir una tasa de precipitación asociada a la epidota, pues esta no alcanza sus condiciones de estabilidad en el rango de temperaturas considerado en las simulaciones I-II. Finalmente, dadas las altas temperaturas necesarias para la formación de wairakita y sílice, no muestran un desarrollo en el rango de temperaturas consideradas.

La evolución general de los minerales, indica que a medida que se aumenta la temperatura, la velocidad en que ocurren los procesos de precipitación/disolución es acelerada, producto de que la cinética de reacción es estimulada por el aumento de la solubilidad y por una mayor movilidad iónica, ambos efectos influenciados por el aumento de la temperatura. El caso de la calcita ayuda a confirmar el efecto de la solubilidad, pues como dicho mineral presenta una solubilidad retrógrada, se tiene que conforme aumenta la temperatura, disminuye la velocidad en que la reacción de precipitación ocurre.

5.6.2 Presión

Tanto en las etapas previas a la definición de los tres escenarios presentados en este trabajo como dentro de ellos, diferentes configuraciones de presión hidrostática fueron modeladas, y de forma consistente, el efecto conseguido es una sensibilidad casi nula del sistema respecto a la presión de agua. Tampoco se observa alguna variación significativa al definir la zona de falla como una zona despresurizada. Esto sugiere que si bien la presión es un parámetro importante en las reacciones de precipitación-disolución mineral, no representa un factor de primer orden, como sí lo es la temperatura, por ejemplo.

5.6.3 Salinidad

De los resultados de la simulación III.1 y III.2, se desprende que cuando ocurren procesos de mezcla de fluidos, la salinidad tiene un rol fundamental, por ejemplo, en el comportamiento que muestra la zona de mezcla. En este sentido, se identifica que el contraste en la salinidad de los fluidos que interactúan en la mezcla, trae consigo como consecuencia un control de primer orden en la extensión que alcanzará dicha zona: cuanto mayor sea la diferencia en la salinidad de los fluidos, mayor propagación tendrá dicha mezcla, abarcando un área más grande. Una mezcla de agua entre dos fluidos con temperaturas y salinidades muy distintas, puede llevar a la sobresaturación y consiguiente precipitación de fases minerales directamente en la interfaz de dicha mezcla; mediante este proceso es que ocurre, por ejemplo, precipitación de wairakita en el escenario III.2, en la zona que pone en contacto el fluido geotermal de alta temperatura con el agua de recarga (figura 5.32d).

5.6.4 pH

El efecto del pH en la solubilidad mineral es fundamental, pues la gran mayoría de las reacciones minerales que ocurren están asociadas a procesos de hidrólisis: necesitan protones en su disolución. En los procesos de precipitación mineral ocurre al revés: protones son aportados a los fluidos conforme dicho proceso ocurre.

En base a lo anterior, es que el pH corresponde un factor restrictivo en las primeras etapas de la interacción agua-roca, caracterizadas por una lixiviación inicial de la roca caja. La intensidad en que dicha lixiviación se lleve a cabo, si bien depende de manera mucho más fuerte de la temperatura, también está condicionada al comportamiento del pH.

Cuando los fluidos hidrotermales se encuentran sobre-saturados en alguna fase mineral, el caso es el contrario: la precipitación de dicha fase, aumentará el contenido de protones en solución en los fluidos geotermales.

Como en este trabajo sólo se consideran reacciones de precipitación/disolución mineral en la interacción agua-roca, la evolución que toma el pH es un buen indicador para estimar hacia qué lado se está inclinando el balance de precipitación/disolución mineral, pero esto debe ser tomado con cuidado: que el sistema esté sellando fracturas, no implica directamente que deba estar siendo acidificado, pues las fases que están siendo disueltas, si bien representarían un volumen menor al precipitado, podrían estar consumiendo comparativamente más protones que los generados, llevando al sistema a un pH más básico; he aquí la importancia de normalizar los valores como se ha hecho en la Tabla 5.2.

5.7 Evolución de la porosidad

En líneas generales, el comportamiento de la porosidad depende del balance entre el incremento y la disminución del volumen mineral por efecto de precipitación y de disolución, respectivamente.

Todas las simulaciones son categóricas en indicar que la porosidad tiende a disminuir conforme aumenta el tiempo de interacción agua-roca; esto ocurre incluso en el escenario utilizado para validar los modelos, el que simula la interacción del agua de recarga con la mineralogía primaria, esto sugiere que los fluidos que circulan por la Zona San Felipe – Los Andes tienen la capacidad de precipitar minerales (e.g. calcita).

Al analizar el escenario I y II en conjunto y por consiguiente, al evaluar el efecto de la temperatura, se observa que a medida que esta aumenta, se genera una mayor interacción agua-roca, lo que finalmente conduce a una progresiva disminución de la porosidad.

El caso más interesante lo representa la simulación III.1, que presenta un sellado casi completo de los espacios en la zona de mezcla. Dicho sellado alcanza una gran extensión en un intervalo de tiempo corto, dando muestras de la notable velocidad con que un sistema es capaz de re-equilibrarse ante cambios en su balance de masa (caracterizado por el ingreso de fluidos en la zona de falla) y lo rápido que pueden operar los procesos cinéticos en una configuración como esta.

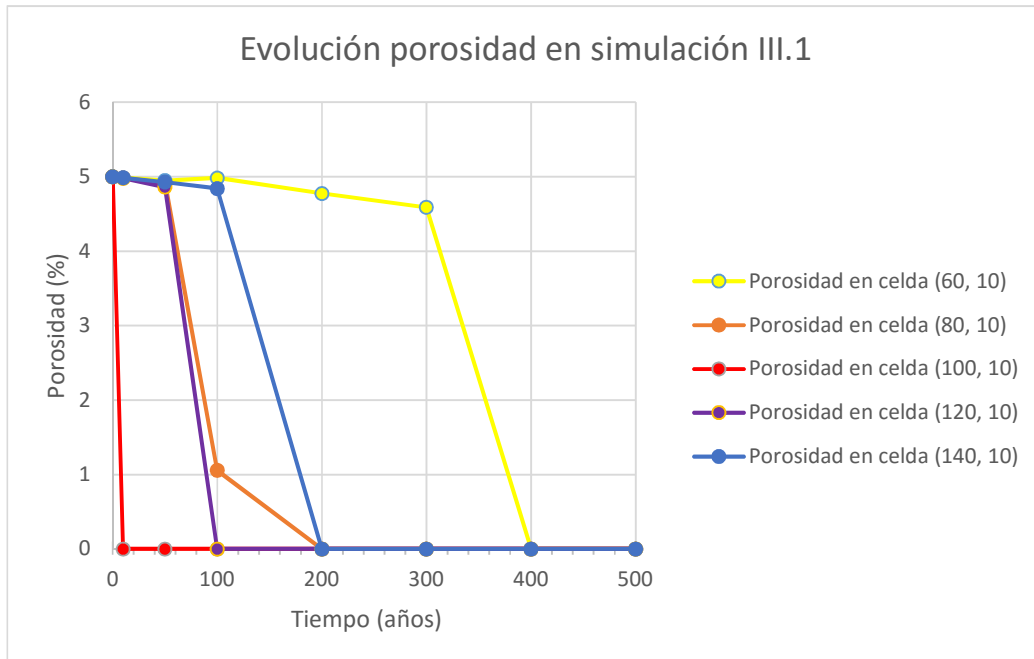


Figura 5.41. Evolución de la porosidad durante el transcurso de la simulación III.1 tomando 5 puntos de la grilla, que representan diferentes sectores de la zona de mezcla. Si bien se incluyen los datos de la porosidad para los 1,000 años de simulación, sólo se muestran 500 años en el eje horizontal, esto porque para ese tiempo, todos los puntos analizados alcanzan su valor mínimo ($1E-12$ %)

La figura 5.40 muestra la evolución de la porosidad en la simulación III.1 en cinco puntos de control, escogidos así para representar diferentes ubicaciones que la zona de mezcla alcanza conforme avanza el tiempo de simulación. La evolución que cada punto muestra antes del cambio de pendiente, es la correspondiente a un sistema que sólo está bajo el efecto de la circulación profunda de agua meteórica; en dicha evolución se observa que aun cuando la temperatura global es de 100°C , la disminución de la porosidad es lenta. El abrupto cambio de pendiente que muestra cada curva, marca el tiempo para el cual el avance del fluido hidrotermal de alta temperatura logra extender la zona de mezcla hasta abarcar el punto en cuestión; produciendo un descenso en la porosidad, que rápidamente cae hasta un valor muy cercano a cero. El cambio de pendiente es de particular interés porque permite establecer comparaciones de la velocidad en que distintas configuraciones de temperatura y flujo de masa pueden sellar un sistema.

5.8 Evolución de los fluidos asociados al sistema hidrotermal de la Falla Pocuro

Los resultados de esta memoria confirman la hipótesis de que asociada a la Falla Pocuro, hubo circulación de fluidos geotermales profundos. Esto dado que tras numerosas pruebas, se determinara la necesidad de un sistema sometido a una alta temperatura para explicar la mineralogía secundaria encontrada en la zona, en particular respecto a la epidota, la sílice amorfa y la wairakita. Uno de los objetivos que este trabajo se plantea, es establecer una primera aproximación a la composición química que dichos fluidos deberían tener, y la variación de la misma a fin de reproducir la formación de todo el espectro de mineralogía secundaria asociada al sistema hidrotermal.

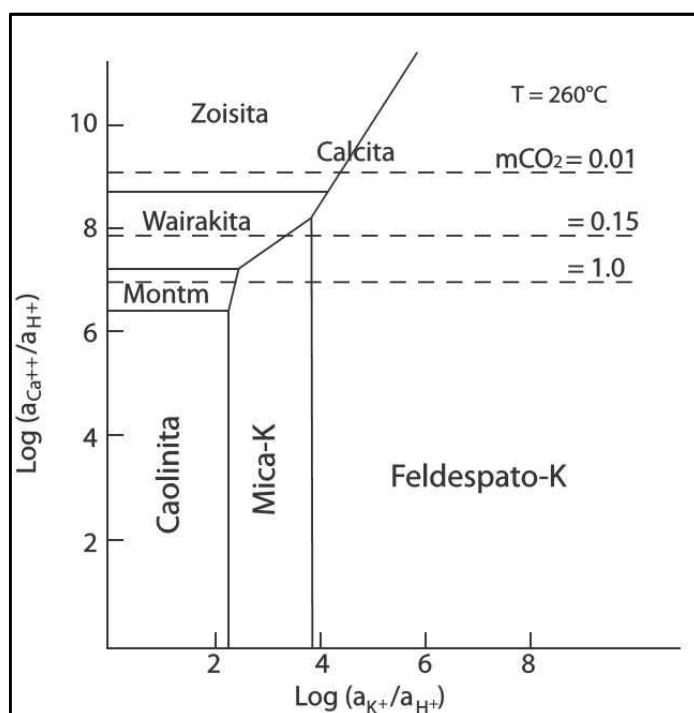


Figura 5.42. Diagrama de actividad que ilustra la estabilidad de minerales de potasio y calcio ante cambios en la razón a_{K^+}/a_{H^+} y la razón $a_{Ca^{++}}/a_{H^+}$ a 260°C, en presencia de cuarzo (Navarro, 2014).

La simulación III.2, en que se modela el efecto del ingreso de un fluido de carácter clorurado a una temperatura de 250°C, muestra que la interacción de este fluido con la roca caja es capaz de generar la formación de sílice amorfa y de wairakita, pero no de zoisita.

Lo anterior encuentra su explicación en la figura 5.41, que muestra que para poder explicar la presencia tanto de wairakita como de zoisita, dada la diferente razón de $a_{Ca^{++}}/a_{H^+}$ que requieren, se hace necesaria la evolución del fluido para pasar de un campo de estabilidad al otro. Simulaciones efectuadas a menores temperaturas (II.4, 100°C) y con fluidos menos salinos, de carácter bicarbonatado-cálcico, indican una saturación en el transcurso de la simulación respecto de la zoisita ($IS > 0$), no así de la wairakita ($IS < 0$).

Una hipótesis sobre la evolución cronológica de la mineralogía secundaria y los procesos involucrados (esquematisada en la figura 5.42), podría ser la siguiente:

El aporte de calor asociado al ingreso de fluidos geotermales de alta temperatura, de composición clorurada, conduce a la precipitación de wairakita y de sílice como mineralogía de alteración. Luego, el sistema evoluciona, aumentando la razón aCa^{++}/a^2H^+ , pasando así al campo de estabilidad de la zoisita; los procesos que podrían llevar a un aumento en dicha razón, son una disminución de la temperatura, aumentando así la solubilidad del Ca^{++} y procesos de dilución con agua de recarga bicarbonatada cálcica, que conlleven al aumento del contenido de relativo al H^+ . Ambos procesos no son excluyentes, y es altamente probable que operen juntos, aunque se estima que la disminución de la temperatura no debería ser significativa, pues si lo fuese, la zoisita dejaría de ser estable, haciendo imposible su precipitación. Este nuevo estadio de la evolución, conduce a la precipitación de zoisita y clorita como minerales de alteración. Finalmente, y a medida que sigue –y ahora sí cobra importancia- produciéndose una disminución de temperatura y/o una dilución con agua de recarga, el sistema geotermal alcanzaría un estadio de baja temperatura y de fluidos muy diluidos, que tienen la capacidad de precipitar calcita, condición que los fluidos circulantes por la ZSFLA siguen teniendo, en base a este trabajo.

Es importante destacar que la evolución cronológica planteada no tiene un sustento empírico, correspondiendo a una hipótesis basada en el supuesto de que el fluido geotermal utilizado en el escenario III.2 es representativo del sistema geotermal de alta temperatura, y que sería el responsable de la precipitación de wairakita en primera instancia.

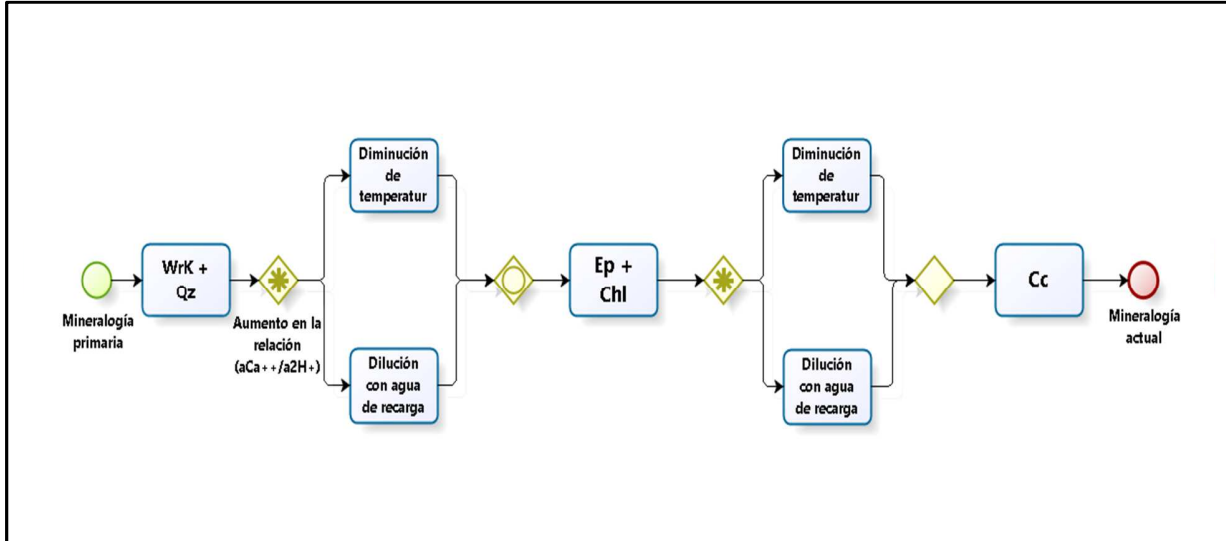


Figura 5.43: Diagrama que esquematiza la evolución planteada para el sistema geotermal asociado a la ZSFLA. Estadío 1, Wrk = Wairakita; Qz = Cuarzo (Sílice). Estadío 2, Ep = Epidota (Zoisita); Chl = Clorita. Estadío 3, Cc = Calcita. El * en la condición de aumento en la relación aCa^{++}/a^2H^+ indica que los procesos que explican dicha condición (disminución de temperatura y dilución con agua de recarga) pueden ocurrir de forma independiente o conjunta.

Capítulo VI

Conclusiones

Las simulaciones realizadas en este trabajo confirman que el proceso de interacción agua - roca constituye el factor más importante en la química de fluidos geotermales, al ser capaz de reproducir casi en su totalidad la hidroquímica observada en la zona de estudio, aun cuando otros procesos pueden ocurrir.

La evolución del volumen de los minerales indica que por efecto de un aumento en la temperatura, la velocidad en que ocurren los procesos de precipitación/disolución es acelerada (excepto en el caso de la calcita), producto de que la cinética de reacción es estimulada por el aumento de la solubilidad y por una mayor movilidad iónica, ambos efectos controlados -principalmente- por la temperatura.

Respecto a la formación de mineralogía secundaria, tras 1,000 años de simulación, se tiene que la calcita precipita en todos los escenarios analizados en este trabajo, alcanzando un valor máximo de un 40% del volumen total en el escenario III.1, y un valor mínimo de un 0.2% en el escenario I. La epidota, por su parte, precipita por primera vez en el escenario II.4, alcanzando un volumen de hasta un 0.4%; en el escenario III llega a representar un 0,5% del volumen total. En cuanto a la wairakita, ésta sólo precipita en el escenario III.2, y su distribución queda limitada a la zona en que ingresan los fluidos hidrotermales, en donde alcanza un volumen de un 5%.

El pH cumple un papel fundamental en la interacción agua – roca, siendo incluso restrictivo en la lixiviación inicial, al depender la solubilidad mineral fuertemente del contenido de protones. En el caso de la precipitación mineral, la importancia del pH radica en que es muy sensible a este efecto, dado que mientras la precipitación ocurre, constantemente se liberan protones a la solución. De este modo, la evolución del pH puede ser usada como un testigo de la interacción entre los procesos de precipitación/disolución mineral, que dicho sea de paso, son los más importantes en la interacción agua – roca.

La porosidad tiende a disminuir en todos los escenarios simulados, incluso dando cuenta que, en las condiciones actuales del sistema, los fluidos que circulan en profundidad en la Zona San Felipe – Los Andes tienen la capacidad de precipitar minerales (calcita). La simulación del ingreso de un fluido de alta temperatura provoca una gran disminución en la porosidad en la zona de mezcla generada entre los fluidos de recarga y los de origen geotermal. Lo anterior se traduce en un sistema en que el sellado de poros y fracturas ocurre de forma relativamente rápida, en contraste con la edad del mismo; lo anterior sugiere que de forma periódica se deberían generar nuevas zonas permeables, a fin de mantener la circulación que se observa actualmente.

Los resultados de este trabajo confirman la hipótesis de que asociada a la Falla Pucuro hubo circulación de fluidos a alta temperatura; esto dado a que sólo en esas condiciones, las simulaciones logran reproducir la mineralogía secundaria de mayor interés (wairakita y sílice amorfa). Además de la necesidad de la circulación de fluidos de alta temperatura, también se requieren ciertas características para la hidroquímica de los

mismos. El uso de un fluido geotermal clorurado de alta temperatura, resulta en la formación de wairakita y sílice como minerales secundarios; se plantea que dicho fluido podría haber evolucionado, aumentando la relación aCa^{++}/a^2H^+ mediante una leve disminución en la temperatura y/o la dilución con fluidos de tipo bicarbonatado - cálcico generando en un segundo estadio la precipitación de zoisita y clorita. La continua mezcla con agua de recarga, y la eventual disminución del flujo de ingreso de fluidos geotermales de alta temperatura, llevan a un tercer estadio, en que el sistema se encuentra mucho más frío, y que tiene la capacidad de precipitar calcita, llegando así a la situación actual.

Si bien las simulaciones realizadas no logran reproducir cabalmente la realidad, funcionan bien como una primera aproximación. Permiten entender de buena forma el efecto que los procesos de interacción agua-roca tienen sobre un sistema hidrotermal de historia compleja y del cual se tiene poco conocimiento desde el punto de vista hidrogeológico. No obstante, hay que mantener cuidado al interpretar los resultados de las simulaciones: hay evidencias de que en algunos casos los datos termodinámicos de la base de datos no son de gran calidad, al simular la formación de minerales en condiciones que, desde un punto de vista termodinámico, no tienen sentido (e.g tremolita a temperatura ambiente y zoisita a 80°C). Una forma de disminuir la incertidumbre que presenta este trabajo, sería el levantamiento de datos relevantes en terreno (información de permeabilidad, flujo de recarga, etc) y el mejoramiento de la base de datos termodinámicos y cinéticos, para la creación de un modelo robusto.

Bibliografía

- Aagaard P. and Helgeson H.C. (1982) Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions, I, Theoretical considerations. *Amer. J. Sci.*, 237-285.
- Aguirre, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central (provincia de Aconcagua). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 9, 70 p. Santiago.
- Aguirre, L. 1985. The Southern Andes. In: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G., Uyeda, S. (eds.) The ocean basins and margins: The Pacific Ocean. Plenum Press, Vol. 7A, pp. 265-376. New York, U.S.A.
- Armijo, R., Rauld R., Thiele R., Vargas G., Campos J., Lacassin R., Kausel E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile, *Tectonics*, 29, TC2007.
- Avendaño, M., Araneda, M. 1994. Gravimetría de la Cuenca de Santiago. Parte II, Sector Sur y Centro. In: VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, pp. 571-575.
- Benavente, O., 2015. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos e hidrotermales activos de Los Andes de Chile Central (32.5-36°S). Tesis para optar al grado de Doctor en Geología, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 274 p.
- CADE-IDEPE Consultores (2004 Dirección General de Aguas (DGA) diagnóstico y clasificación de los cuerpos de agua según objetivos de calidad en la cuenca del Aconcagua.
- Campbell, D., 2005. Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona. Memoria, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 113 p.
- Carter, W. y Aliste, N. 1962. Geology and ore deposits of the Ñilhue quadrangle, Aconcagua province. Boletín Instituto Investigaciones Geológicas, 189 p., Santiago
- Carter, W., Aguirre, L. 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley graben, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 76, pp. 651-664.
- Charrier, R., Muñoz, N. 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 230-240S latitude and 340-350S latitude: a comparative analysis. In: Reutter, K. J., Scheuber, E., Wigger, P. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer-Verlag, pp. 233-242. Berlin.
- Charrier, R., O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. Gans, S. M. Kay, N. Muñoz, A. R. Wyss, and E. Zurita (2002), Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.), *J S Am Earth Sci*, 15(1), 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J.J., Iturra, N., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R. y Wyss, A.R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie-Abhandlungen*, 236 (1-2): pp. 43-77.

Charrier, R., L. Pinto, and M. P. Rodríguez (2007), Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in *Geological Society Special Publication: The Andes of Chile*, edited, pp. 21-114.

DGA (2014). Determinación de los sectores hidrogeológicos de aprovechamiento común: Valle del río Aconcagua.

Dullien F.A.L. (1979) *Porous Media*. Academic Press, San Diego, 396 p.

Fock A. (2005). Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Ms.C., Departamento de Geología, Universidad de Chile. 179 p. Santiago.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre L., Féraud, G. 2002. Relaciones de Contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33_S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, N_2, pp. 207-225.

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*, Vol. 24, pp. 145-163.

Giambiagi, L. 2003. Deformación cenozoica de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua y Cordillera Forntal, entre los 33_30' y 33_45' S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, N_1, pp. 85-96.

Godoy, E. 1981. Sobre la discordancia intrasenoniana y el origen de los depósitos de caolín de Montenegro, Región Metropolitana, Chile. In: VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, pp. 233-241.

G. W. Grindley. 1982. The deeper structure of the Wairakei geothermal field.

Hauser, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. *SERNAGEOMIN, Boletín No. 50*, 83p. Santiago.

Hauser, A. 1999. Baños de Apoquindo: Caracterización, hidroquímica, modelo hidrotermal y alternativas de aprovechamiento. *Revista de Geografía Norte Grande* 26: 23-36.

IPLA Ingenieros Consultores, 1986. Estudio del Mapa Hidrogeológico Nacional. Escalas 1:1.000.000 y 1:250.000. Santiago, Chile

Jaros, J.; Zelman, J. 1969. La relación estructural entre las formaciones Abanico y Farellones en la Cordillera del Mesón, Provincia de Aconcagua, Chile. *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, Publicación No. 34, 18 p. Santiago.

Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20, pp. 308-324.

Kay, S.M.; Mpodozis, C.; Ramos, V.A.; Munizaga, F. 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28 to 33 degrees S). *In Andean magmatism and its tectonic setting* (Russell, S.; Rapela, C.W.; editors). *Geological Society of America*, Special Paper 265, p. 113-137.

Kay S. M., Godoy E. and Kurtz A (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the South-Central Andes. *Geological Society of America Bulletin* 117, 67-88.

Kirkner D.J. and Reeves H. (1988) Multicomponent mass transport with homogeneous and heterogeneous chemical reactions: Effect of chemistry on the choice of numerical algorithm. I. Theory. *Water Resources Res.* , 1719-1729.

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile central (provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó). Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 8, 95 p. Santiago.

Lapidus L. and Pinder G.F. (1982) *Numerical Solution of Partial Differential Equations in Science and Engineering*, John Wiley and Sons, New York, 677 p.

Lasaga A.C. (1981) Rate laws in chemical reactions. In *Kinetics of Geochemical Processes* (ed. A.C. Lasaga and R.J. Kirkpatrick), *Rev. Mineral.* , 135-169.

Lasaga A.C. (1984) Chemical kinetics of water-rock interactions. *J. Geophys. Res.* , 4009-4025.

Lichtner P.C. (1985) Continuum model for simultaneous chemical reactions and mass transport in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 779-800.

Lichtner P.C. (1992) Time-space continuum description of fluid/rock interaction in permeable media. *J. Geophys. Res.* , 3135-3155.

Marsily G.de (1986) *Quantitative Hydrogeology*. Acad. Press, New York, 440 p.

Martínez-Pardo, R., Gallego, A., Martínez-Guzmán, R. 1994. Middle Albian marine planktonic microfossils from the Santiago basin, central Chile: their depositional and paleogeographic meaning. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 21, p. 173-187.

Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, Departamento de administración de recursos hídricos. 2002. Informe de zonificación hidrogeológica para las Regiones Metropolitana y V. Santiago, Chile.

Mroczek, M; Climo, M.; Evans, D. The composition of high temperature geothermal fluids in New Zealand producing geothermal fields. GNS Science, Wairakei Research Centre, Report 2014/68. June 2015, 26 p.

Munizaga, F.; Vicente, J.C. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32-33°S): datos radiométricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile*, No. 16, p. 3-21.

Muñoz, M., Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Nyström, J.O., Feraud, G. y Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°05'S). *Revista Geológica de Chile*, 33(1), pp. 109-140.

Navarro, L. 2014. Alteración hidrotermal asociada al Sistema de falla "Pocuro- San Ramón". Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 219 p.

Nyström, J. O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B. 2003. Tertiary volcanism during extensión in the Andean foothills of central Chile (33°15'-33°45'S). *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 115, pp. 1523-1537.

Patankar S.V. (1980) *Numerical Heat Transfer and Fluid Flow*. Hemisphere Publ., New York, 197 p.

Patel M.K., Cross M., and Markatos N.C. (1988) An assessment of flow oriented schemes for reducing 'false diffusion'. *Int. Journ. Numerical Methods in Engineering* , p. 2279-2304.

Press W.H., Flannery B.P., Teukolsky S.A., and Vetterling W.T. (1986) *Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, Cambridge, 818 p.

Padilla, H. 1981. Contribución a la geología y petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes chilenos entre las latitudes 32°45' y 33°00' Sur. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 329 p.

Padilla, H., Vergara, M. 1985. Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta de Chacabuco-Baños El Corazón, Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, pp. 3-17.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T. 2002. Seismotectonic and stress distribution in the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 11-22.

Ramos, V.A., Godoy, E., Lo Forte, G., Aguirre-Urreta, M.B. 1991. La Franja Plegada y Corrida del Norte del Río Colorado, Región Metropolitana, Chile Central. Actas VI Congreso Geológico Chileno, Santiago, pp. 323-327.

Rauld, R. A. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 57 p. Santiago.

Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villaroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34oS). Revista Geológica de Chile, Vol. 17, pp. 205-214.

Rivano, S. 1996. Geología de las Hojas Quillota y Portillo. Servicio Nacional de Geología y Minería (Informe Inédito), 202 p.

SERNAGEOMIN (2002). Mapa Geológico de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 75, 1 mapa en 3 hojas, escala 1:1.000.000. Santiago.

Steefel C.I. (1992) Coupled fluid flow and chemical reaction: Model development and application to water-rock interaction. Ph.D. thesis, New Haven, Connecticut, Yale University, 234 p.

Steefel C.I. and Lasaga A.C. (1994) A coupled model for transport of multiple chemical species and kinetic precipitation/dissolution reactions with application to reactive flow in single phase hydrothermal systems. *American Journal of Science*, , 529-592.

Steefel, C.I & Yabusaki, S.B: OS3D/GIMRT. Software for Modeling Multicomponent-Multidimensional Reactive Transport USER MANUAL & PROGRAMMER' S GUIDE (1996).

Steefel, C. I. (2016). CrunchFlow: Software for Modeling Multicomponent Reactive Flow and Transport. User's Manual.

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No.2, 86 pp. Santiago.

Thiele, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile, No. 39, 51 p. Santiago.

Thiele, R.; Beccar, I.; Levi, B.; Nyström, J. O.; Vergara, M. 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Vol. 80, p. 179-186.

VAI GS, 2015. Actualización modelo conceptual hidrogeológico MLP.

Vergara, M., Drake, R. E. 1978. Edades Potasio-Argón y su implicancia en la geología regional de Chile Central. Comunicaciones, No. 23. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, p. 1-11.

Vergara, M., Levi, B., Nyström, J. O., Cancino, A. 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 107, pp. 1427-1440.

Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área San Antonio-Melipilla. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 2, Escala 1:100.000, 1 Mapa, 20 pp.

Wall, R., Sellés, D., Gana, P. 1999. Área Tilttil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile), Mapas Geológicos, No. 11, 1 mapa escala 1:100.000, 1 anexo. Santiago

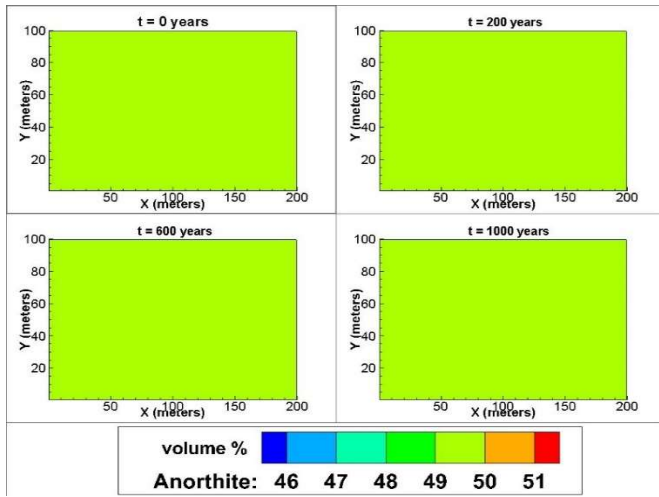
Yáñez, G., J. Cembrano, M. Pardo, C. Ranero, and D. Selles (2002), The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: Geodynamic evidence and implications, *J S Am Earth Sci*, 15(1), 23-38.

Zurita, E. 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico = Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 156 pp.

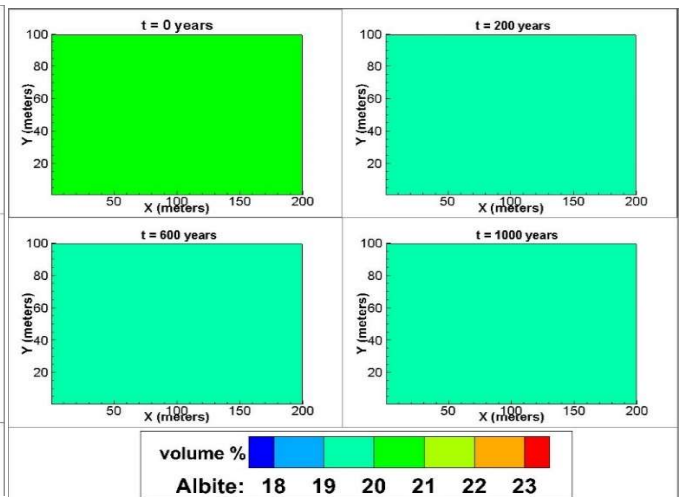
Apéndice A

Escenario II: Simulaciones II.1 y II.3

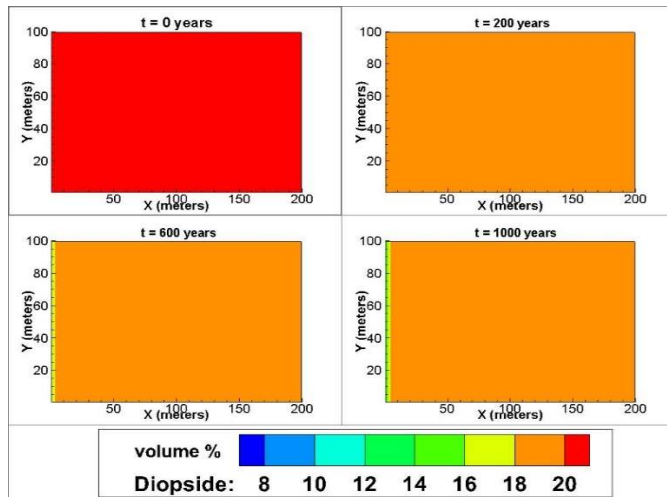
a)



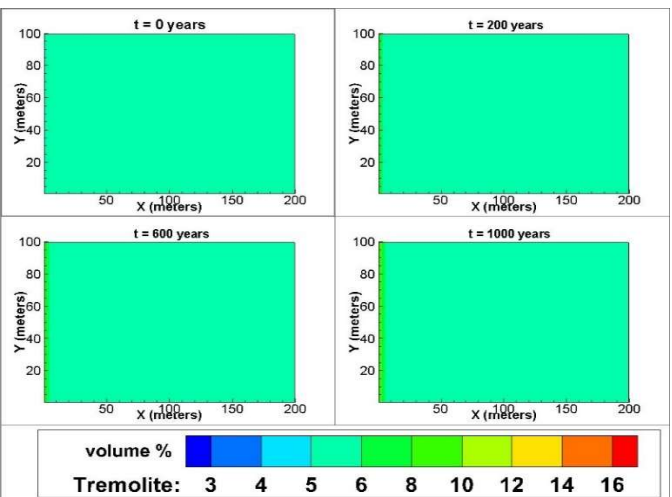
b)



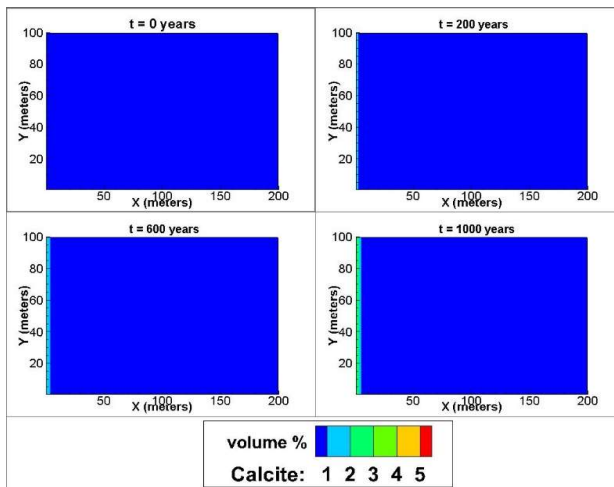
c)



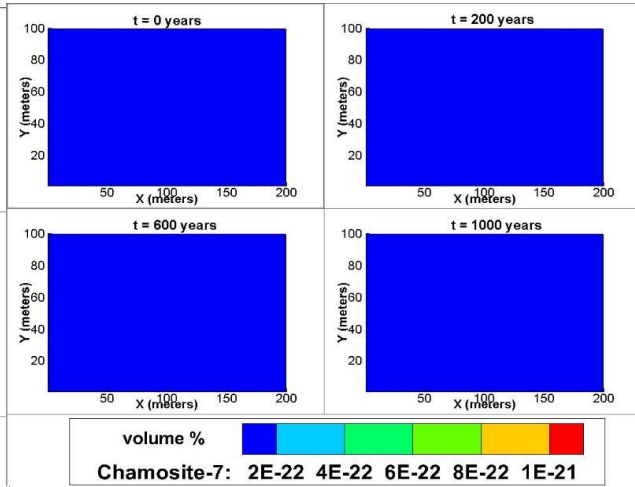
d)



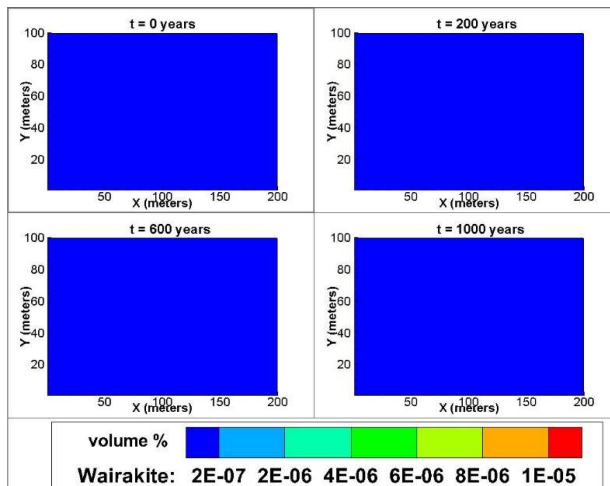
a)



b)



c)



d)

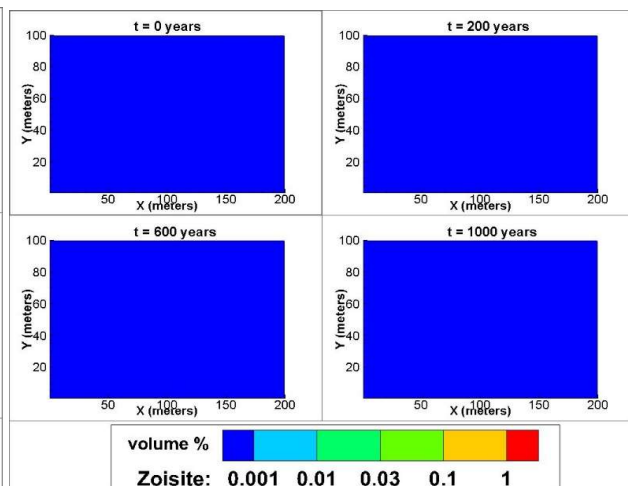


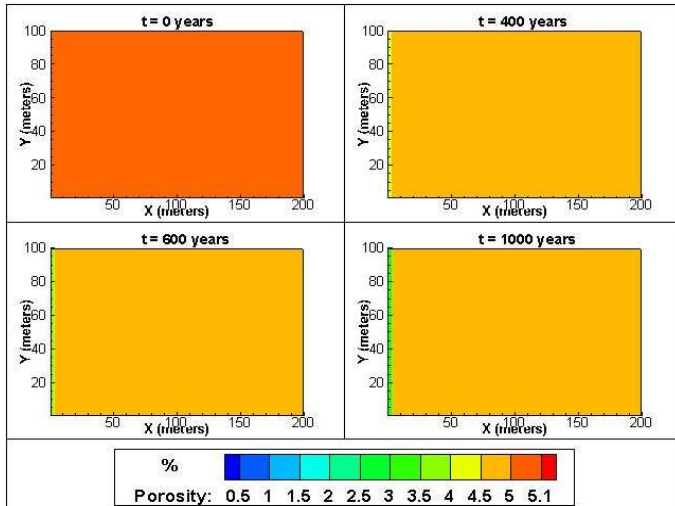
Figura A.2

Simulación II.1: Evolución de la mineralogía secundaria en 1000 años. a) Calcita; b) Clorita (chamosita); c) Wairakita y d) Epidota (zoisita).

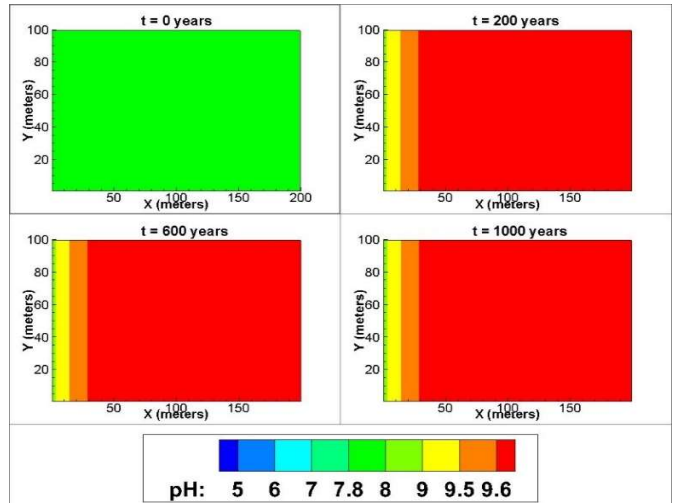
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



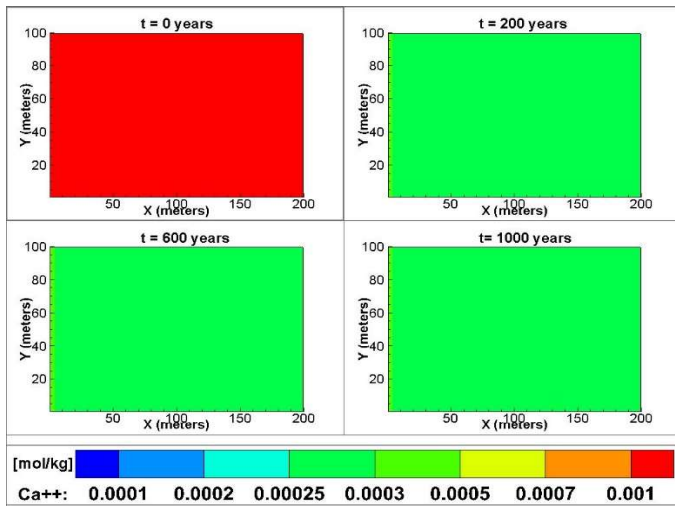
a)



b)



c)



d)

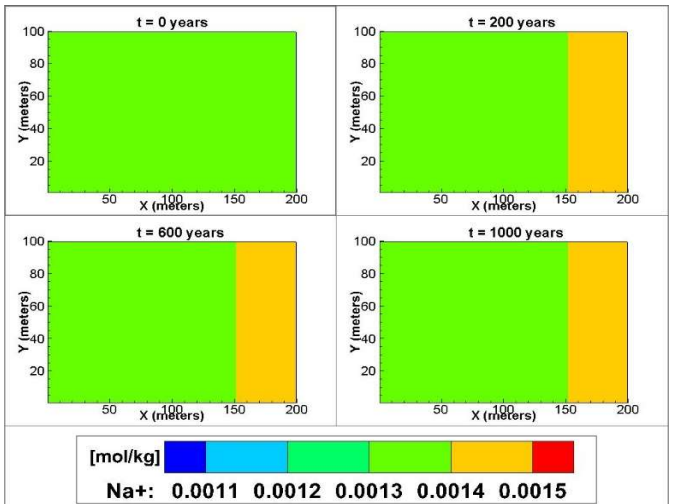
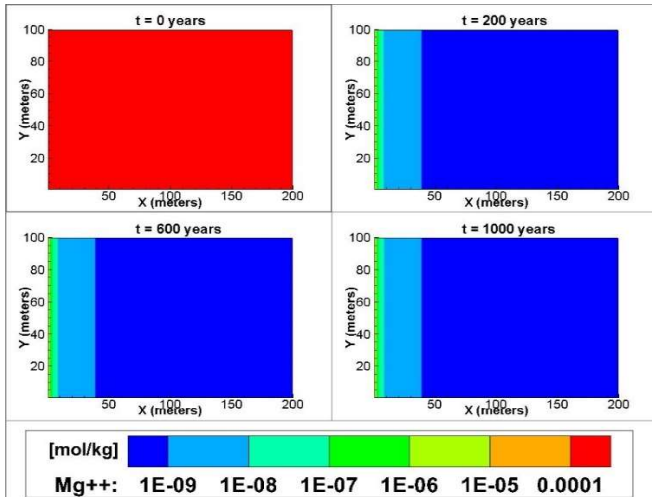


Figura A.3

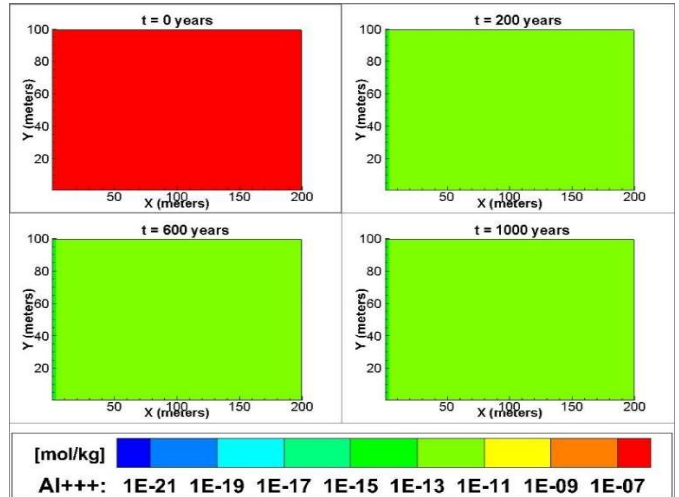
Simulación II.1: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca⁺⁺ y d) Na⁺.

Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central

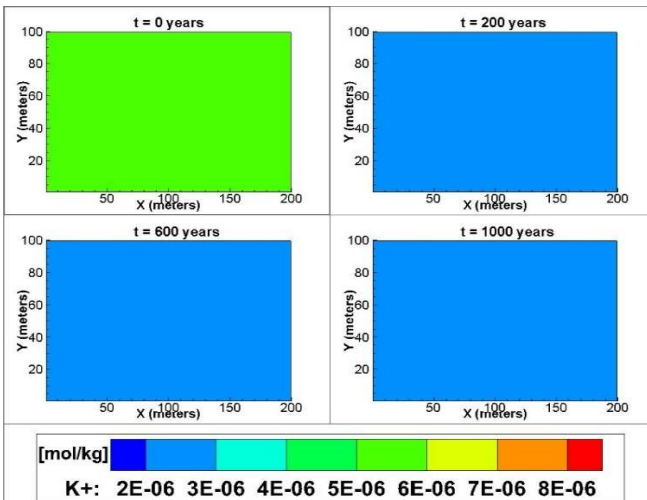
a)



b)



c)



d)

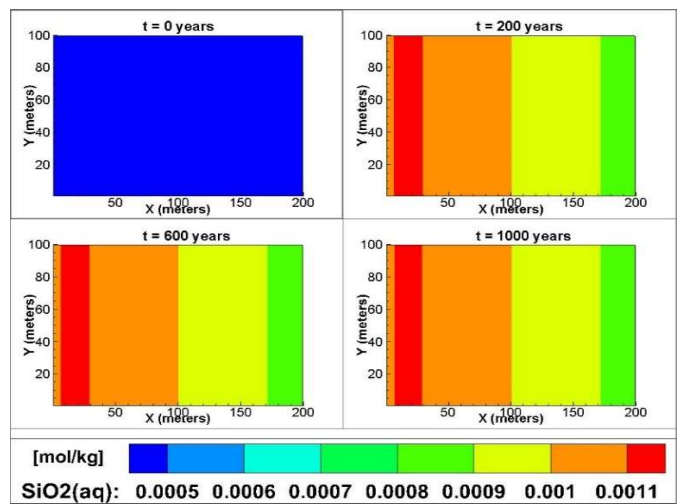


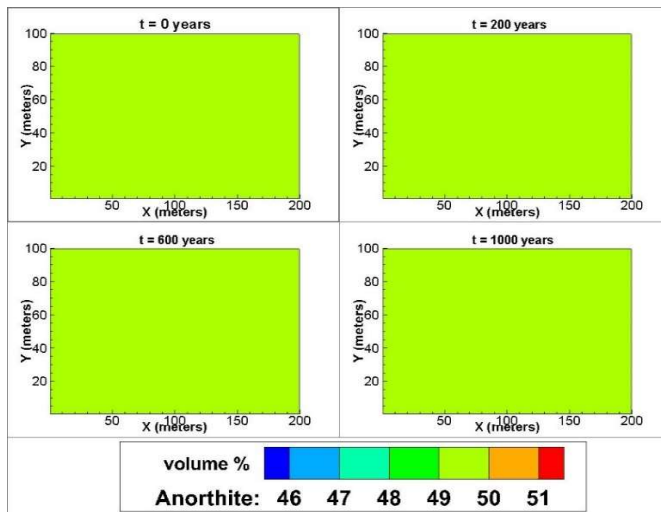
Figura A.4

Simulación II.1: Evolución de especies en 1000 años. a) Mg⁺⁺; b) Al⁺⁺⁺; c) K⁺ y d) SiO₂.

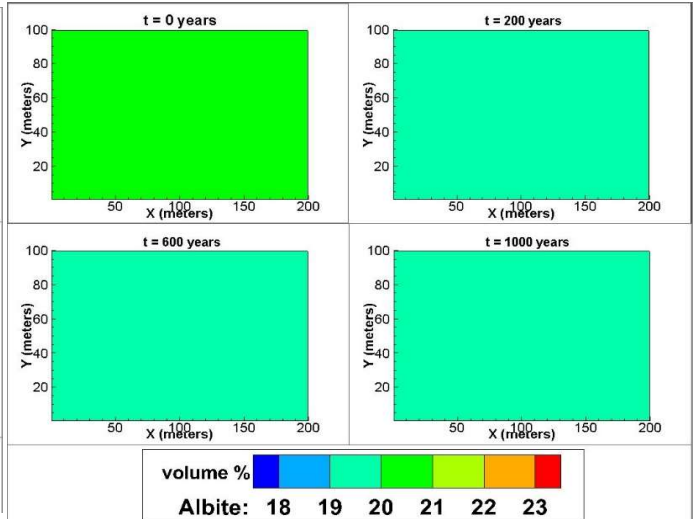
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



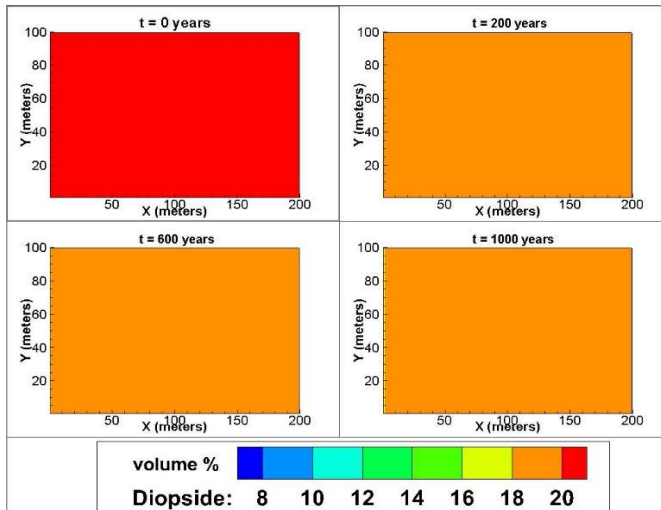
a)



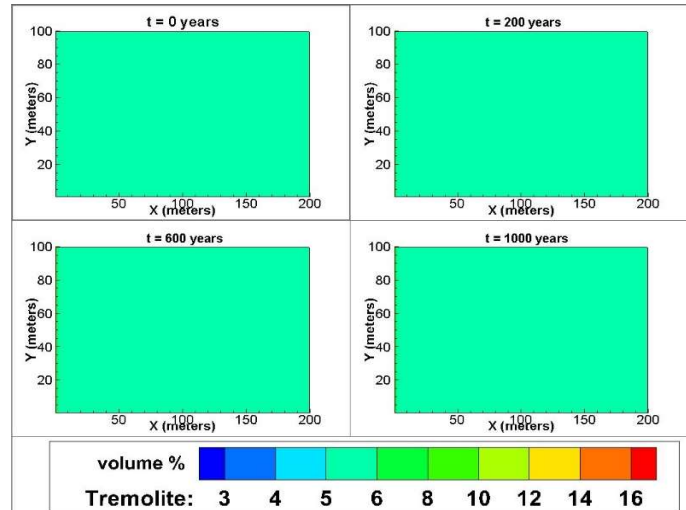
b)



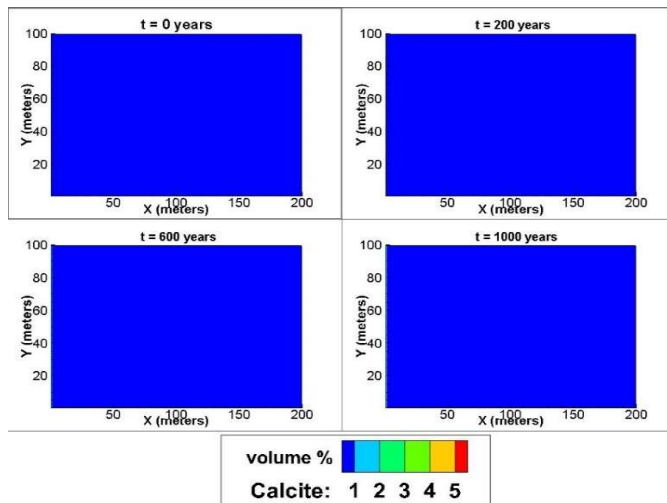
c)



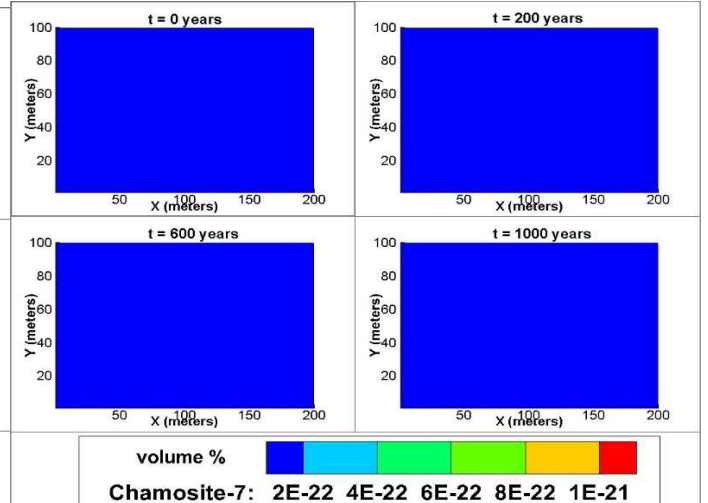
d)



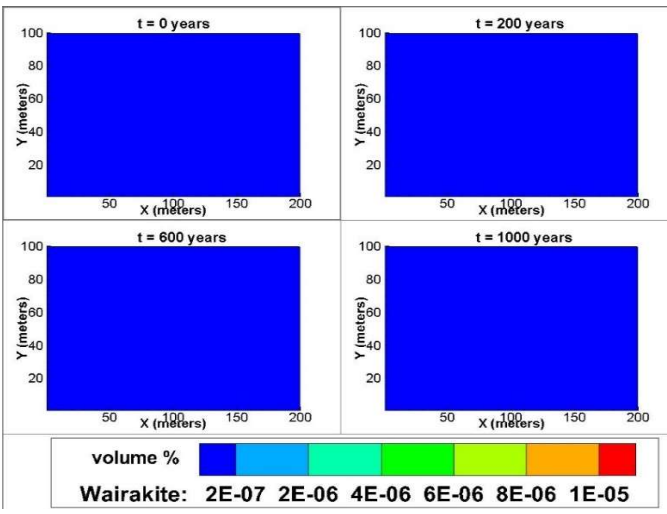
a)



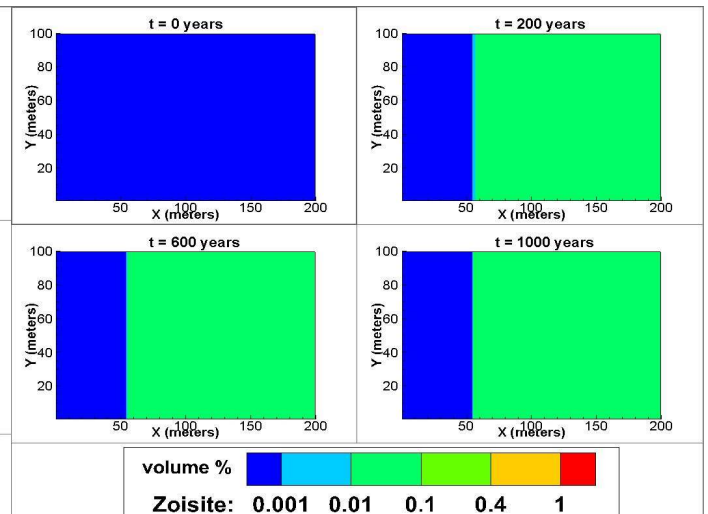
b)



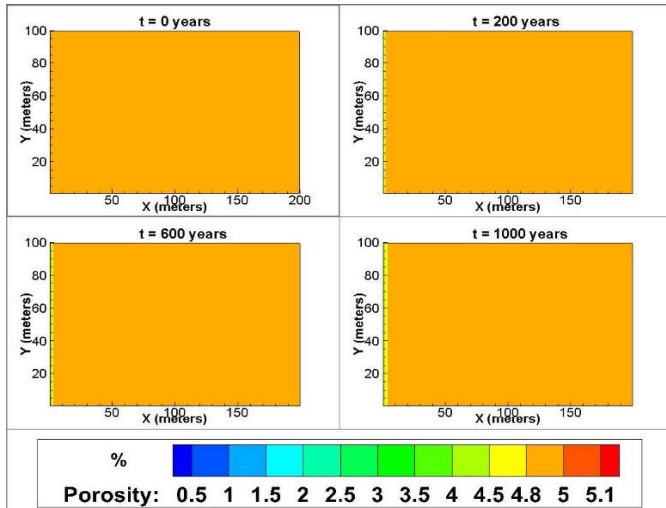
c)



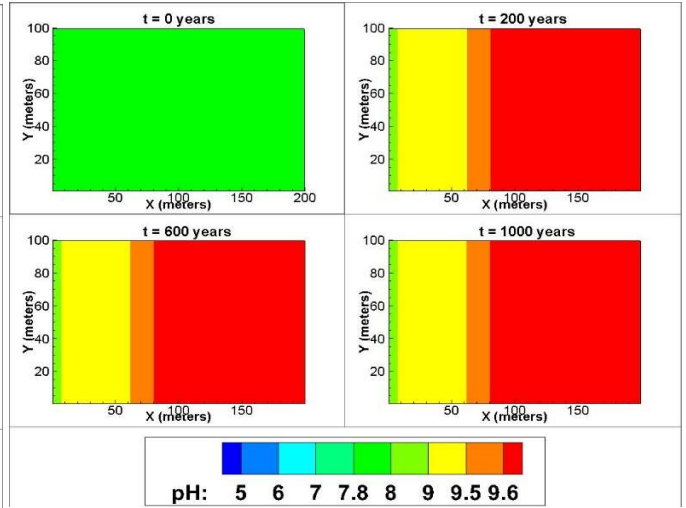
d)



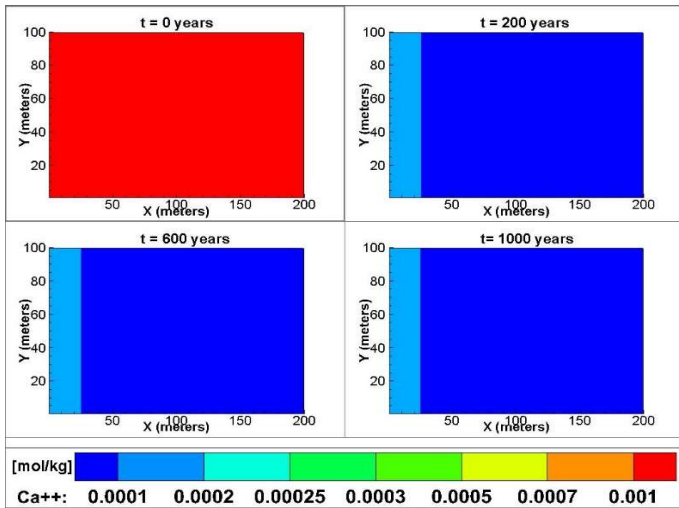
a)



b)



c)



d)

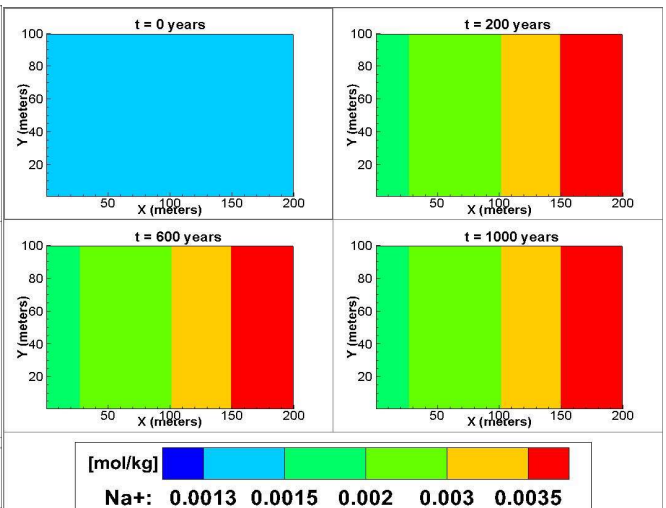


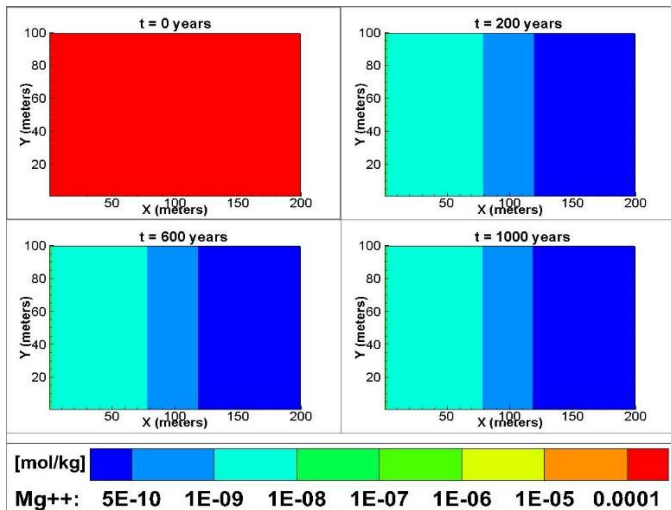
Figura A.7

Simulación II.3: Evolución de pH, porosidad y especies en 1000 años. a) porosidad; b) pH; c) Ca⁺⁺ y d) Na⁺.

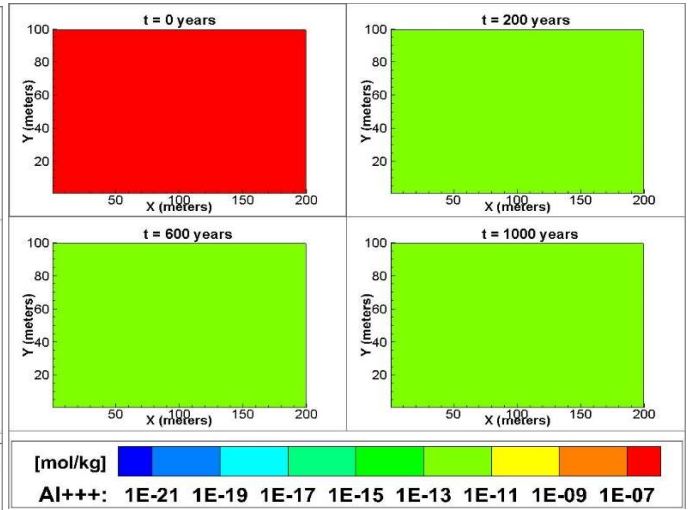
Simulación de sistemas hidrotermales mediante modelos de transporte reactivo: el caso de San Felipe - Los Andes, Chile Central



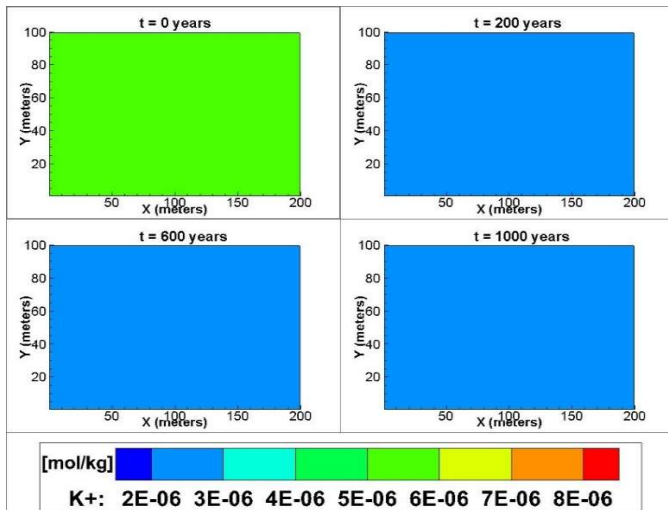
a)



b)



c)



d)

