



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

MODELAMIENTO TERMODINÁMICO DE LA ALTERACIÓN HIDROTERMAL BAJO CONDICIONES DE RESERVORIO DEL SISTEMA GEOTERMAL CERRO PABELLÓN, CORDILLERA DE LOS ANDES, NORTE DE CHILE

MEMORIA PARA OPTAR EL TÍTULO DE GEÓLOGO

FRANCO FABIÁN GALARCE ARENAS

PROFESOR GUÍA:

DR. DIEGO A. MORATA CÉSPEDES

PROFESORA CO-GUÍA:

DRA. LINDA DANIELE

COMISIÓN:

DR. SANTIAGO MAZA ROBLES

SANTIAGO DE CHILE

2022

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA
OPTAR AL TÍTULO DE: Geólogo.
POR: Franco Fabián Galarce Arenas
AÑO: 2022
PROFESOR GUÍA: Diego Morata Céspedes**

MODELAMIENTO TERMODINÁMICO DE LA ALTERACIÓN HIDROTHERMAL BAJO CONDICIONES DE RESERVORIO DEL SISTEMA GEOTERMAL CERRO PABELLÓN, CORDILLERA DE LOS ANDES, NORTE DE CHILE

Un sistema geotermal es una configuración geológica localizada donde una parte de la energía térmica terrestre se transporta hacia la superficie por medio de la circulación de fluidos calientes. En este trabajo se pone foco en el fluido geotermal a fin de generar modelos termodinámicos a partir de su hidroquímica, cuya incidencia en las asociaciones minerales resultantes es la base para plantear la posibilidad de anticipar la mineralogía de alteración haciendo uso de datos del fluido geotermal.

El Sistema Geotermal Cerro Pabellón, ubicado en la Región de Antofagasta, es un sistema de alta entalpía a partir del cual se construyó la primera planta geotérmica de Sudamérica, denominada Cerro Pabellón. Está caracterizado por un graben simétrico denominado Graben Pabelloncito, y por la presencia de un domo riodacítico, denominado Cerro Pabellón, que está emplazado sobre la traza de una de las fallas principales del graben. Este sistema también se caracteriza por la presencia de rocas volcánicas de composición dacítica.

Sin embargo, estos aspectos geológicos no se incorporan en el modelamiento, ya que se utilizan parámetros estrictamente termodinámicos. Un modelo científico es una descripción interpretativa de un fenómeno que facilita el acceso a él, proceso en el cual se incurre en simplificaciones de la realidad.

Para realizar el trabajo se utiliza el software PHREEQC, que permite llevar a cabo simulaciones químicas y de procesos de transporte de fluidos geológicos. Se procede a hacer un modelo de especiación y otro de enfriamiento y despresurización. Este último simula el primer tramo del proceso de reinyección del fluido. Se importan datos de muestreo hidroquímico del fluido del sistema en fase líquida y gaseosa, extraídos a través de los pozos de producción de la planta geotérmica, mientras que otros parámetros deben ser calculados para incorporarlos. Los resultados se analizan para un listado de minerales cuya presencia está documentada en la bibliografía. Los índices de saturación de estos minerales indican el estado de saturación en que se encuentra el fluido y su tendencia a precipitarlos o diluirlos.

En general, los resultados se corresponden con la realidad de este sistema geotermal. Sin embargo, ciertos minerales arrojan resultados que no coinciden con lo documentado en la bibliografía. Tal es el caso de las cloritas, ampliamente documentadas, pero con resultados que indican que no estarían dadas las condiciones para su precipitación. Esta contradicción permite discutir acerca de lo que realmente se está utilizando como fluido geotermal en el software. Este fluido, más que una representación de las condiciones que formaron los minerales actuales podría ser más bien consecuencia de una evolución a partir de la interacción agua-roca. Por este motivo, las condiciones actuales del fluido no son necesariamente las que permitieron la formación de los minerales reportados.

Finalmente, se obtienen conclusiones acerca de la cantidad de datos para llevar a cabo una predicción, estableciendo que no se puede hacer bajo términos estrictamente termodinámicos, sino que debiera incorporarse todos los elementos geológicos. Un aspecto central que se debiera considerar en una simulación que busque aproximarse a una predicción, es la cinética de las reacciones químicas.

Agradecimientos

Quiero agradecer al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y al Departamento de Geología por darme la oportunidad de realizar este tema de Memoria, y a mi profesor guía, Dr. Diego Morata, quién me propuso este trabajo de investigación dado mi interés en realizar una Memoria relacionada a la geotermia. Al familiarizarme con el software, mi profesora co-guía Dra. Linda Daniele me ayudó con todo lo relacionado al modelamiento, por lo cual estoy enormemente agradecido. Agradezco las correcciones del profesor Dr. Santiago Maza que sirvieron para mejorar este trabajo.

Esta Tesis ha sido financiada en el marco del Proyecto ANID-Fondap 15200001 y ACE210005 "Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)", gracias a un programa de cooperación entre el CEGA y la empresa Enel Green Power.

Agradezco a Carla Barbosa, quién me ayudó a familiarizarme con PHREEQC en el comienzo, en los momentos más confusos y difíciles. Quiero agradecer a Maximiliano Seguel, amigo, quién me ayudó mucho en distintos temas relacionados a ciertos parámetros, datos, discusiones, etc. Siempre agradecido de Blanca, por su preocupación, disposición, y voluntad.

Especial agradecimiento a mi madre, ya que sin ella este proceso de aprendizaje y formación no habría sido posible. Su amor y apoyo incondicional fueron los pilares de mi paso por la universidad, y también de esta etapa en la que me encuentro.

La experiencia universitaria trae muchos aprendizajes, no sólo académicos. Quiero dar las gracias a todos mis amigos de Plan Común y de Geología. También a mis amigos del colegio y de natación, con quienes mantengo una gran amistad hasta el día de hoy.

Un agradecimiento especial a toda mi familia, mi abuelo Tata, quién está en nuestros corazones, mi abuela Tita, mis tíos y tías. Y muy en especial a mi madre, a quien vuelvo agradecer enormemente por todo lo que ha hecho por mí. Termino esta etapa universitaria enormemente agradecido de las personas que formaron parte de esto.

TABLA DE CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. GENERALIDADES Y ESTADO DEL ARTE	1
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
2. FORMULACIÓN DEL ESTUDIO PROPUESTO	5
3. MARCO CONCEPTUAL	6
3.1. TERMODINÁMICA DE SISTEMAS GEOTERMALES	6
3.2. CAMPOS GEOTERMALES: ASPECTOS GEOLÓGICOS GENERALES	8
4. MARCO GEOLÓGICO	9
5. CONFIGURACIÓN VOLCÁNICA	14
5.1. VOLCANISMO DEL PLEISTOCENO INFERIOR.....	14
5.2. VOLCANISMO DEL PLEISTOCENO MEDIO	15
5.3. VOLCANISMO DEL PLEISTOCENO SUPERIOR.....	15
6. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	16
7. SISTEMA GEOTERMAL CERRO PABELLÓN (SGCP)	21
7.1. ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS GENERALES.....	21
7.2. ANTECEDENTES HIDROGEOQUÍMICOS	22
7.3. ALTERACIONES HIDROTÉRMICAS	25
8. ÍNDICE DE SATURACIÓN	30
9. LIMITACIONES DEL MODELAMIENTO TERMODINÁMICO	30
9.1. DEPENDENCIA DEL SOFTWARE	31
9.2. CAMBIOS DEL FLUIDO DURANTE EL ASCENSO POR EL POZO	32
9.3. SEMEJANZA DE PROFUNDIDADES ESTUDIADAS	32
10. OBJETIVOS	33
10.1. OBJETIVOS GENERALES.....	33
10.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	33
11. HIPÓTESIS DE TRABAJO	34
12. METODOLOGÍA	35
12.1. MODELAMIENTO NUMÉRICO CON PHREEQC.....	35
13. CÁLCULO DE PARÁMETROS DE ENTRADA	40
13.1. PE.....	40
13.2. DENSIDAD	41
14. RESULTADOS	42
14.1. ESPECIACIÓN	42
14.2. REINYECCIÓN	44

15.	ANÁLISIS DE RESULTADOS.....	49
15.1.	ESPECIACIÓN	49
15.1.1.	<i>Filosilicatos</i>	49
15.1.2.	<i>Tectosilicatos</i>	49
15.1.3.	<i>Carbonato, óxidos, sulfuros, y silicatos restantes</i>	49
15.2.	REINYECCIÓN	50
16.	ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD.....	51
17.	DISCUSIONES.....	71
17.1.	MODELO DE ESPECIACIÓN	71
17.1.1.	<i>Filosilicatos</i>	72
17.1.2.	<i>Tectosilicatos</i>	73
17.1.3.	<i>Carbonatos, óxidos, sulfuros, y silicatos restantes</i>	74
17.1.4.	<i>Discusión general de modelo de especiación</i>	75
17.2.	MODELO DE REINYECCIÓN.....	76
17.2.1.	<i>Filosilicatos</i>	76
17.2.2.	<i>Tectosilicatos</i>	76
17.2.3.	<i>Carbonatos, óxidos, sulfuros, y silicatos restantes</i>	77
17.2.4.	<i>Discusión general de modelo de reinyección</i>	78
17.3.	DISCUSIÓN GENERAL Y SÍNTESIS	79
18.	CONCLUSIONES	83
	BIBLIOGRAFÍA	84
	ANEXOS.....	88

Índice de Figuras

Figura 1: Imagen satelital donde se muestra la planta geotérmica de Cerro Pabellón con la ubicación de pozos de inyección y de producción, donde CP-1, CP-1A, CP-5, CP-5A y CP-6 son utilizados en el presente trabajo. Captura Sentinel-2B del 07/07/2020.....	3
Figura 2: Imagen satelital donde se muestra la Planta Geotérmica de Cerro Pabellón, el Domo Riodacítico Cerro Pabellón, el Domo Chiac Inca, y algunos centros eruptivos pertenecientes a la cadena volcánica Azufre-Inacaliri. Captura Sentinel-2B del 07/07/2020.....	4
Figura 3: Esquema de funcionamiento a régimen de la planta geotérmica binaria de Cerro Pabellón. Extraído del informe de seguimiento ambiental de GDN (2020) dirigido a SERNAGEOMIN.	6
Figura 4: Ilustración esquemática del flujo unidimensional del fluido geotermal en un volumen de control de roca. Extraído de Stefánsson et al. (2018).	7
Figura 5: Progreso de la reacción (precipitación) debido a los desequilibrios que se van produciendo en la circulación del fluido a lo largo de un gradiente de temperatura y presión. Extraído de Stefánsson et al. (2018).	7
Figura 6: Mapa geológico del Complejo Volcánico Apacheta-Aguilucho (AAVC) mostrando los principales elementos volcánicos y estructurales. Extraído de Godoy et al. (2017).	10
Figura 7: Correlación estratigráfica a lo largo de los pozos de Cerro Pabellón. Estos pozos no están en sus posiciones reales, sino que espaciados de forma homogénea. Las flechas azules son fracturas reconocidas dentro de los pozos. El largo de las flechas se relaciona a la capacidad de absorción/producción de éstas. Extraído de Baccarin et al. (2020).....	12
Figura 8: (a) Mapa estructural de la CVZ mostrando los sistemas de fallas principales y lineamientos. También se muestran aspectos de la Placa de Nazca, así como su tasa de convergencia. WVS: Sistema de Fallas de Vergencia Oeste; PNR: Lineamiento Paniri; EVS: Sistema de Fallas de Vergencia Este; CDK: Sistema de Fallas Cordillera de Domeyko; MCT: Sistema de Fallas Cabalgantes Miscanti; PNA: Sistema de Fallas Cabalgantes Puna; COL: Lineamiento Calama-Olacapato-El Toro; ARC: Lineamiento Archibarca; CUL: Lineamiento Culampayá; ODS: Lineamiento Ojos del Salado; CR: Ridge Cocos; NR: Ridge Nazca; JFR: Ridge Juan Fernández; ChR: Ridge Chile; NAVZ, CAVZ y SAVZ: Zona Volcánica Andina Norte, Central y Sur, respectivamente. (b) Compilación de mapas utilizados para la construcción de las características estructurales de la CVZ. Extraído de Veloso et al. (2019).....	17
Figura 9: Mapa estructural local de Cerro Pabellón sobre un DEM. Extraído de Veloso et al. (2019).	18
Figura 10: Diagrama esquemático del ambiente tectono-geotérmico T3 mostrando los arreglos espaciales de fallas y lineamientos, estratovolcanes, centros eruptivos, conos monogenéticos, y manifestaciones termales superficiales. Extraído de Veloso et al. (2019).....	18
Figura 11: A. Mapa del área del CVAI. Se muestra la cadena principal del Pleistoceno-Holoceno, como polígonos de línea blanca, la cadena secundaria del Mioceno Superior – Plioceno, como triángulos azules, las fallas principales como líneas amarillas, y algunos pozos de Geotérmica del Norte S.A como círculos rojos y naranjos. Extraído de Rivera et al., 2015. B. Reconstrucción estructural del CVAI en una sección NE-SW de la Pampa Apacheta, correspondiente a la transecta CC' de A. Extraído de Rivera et al. (2015).....	19
Figura 12: Curva de concentraciones (mg/l), en escala logarítmica, de las principales especies acuosas tomadas del trabajo de Giudetti y Tempesti (2020).	23
Figura 13: Diagrama de Piper elaborado a partir de los datos de Giudetti y Tempesti (2020) de la fase líquida del fluido geotermal del reservorio de Cerro Pabellón.	24

Figura 14: Mapa geológico simplificado del Sistema Geotermal Cerro Pabellón. El rectángulo rojo encierra los sectores de alteración hidrotermal cuya mineralogía se pretende modelar. Modificado de Godoy et al., 2017. Extraído de Maza et al., 2018.	26
Figura 15: Modelo conceptual del SGCP. a) Perfil SW-NE simplificado que pasa por el pozo ASC-16 mostrando las isotermas y las curvas de isoresistividad, datos extraídos de Urzua et al., 2002. Se muestran los fluidos magmáticos ascendentes desde una profundidad definida por Gorini et al., 2018, que pueden seguir dos caminos: un ascenso directo hacia las fumarolas como fluidos ácidos, o una interacción con el acuífero generando fluidos de mayor pH y mayor razón $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$. Las facies de alteración hidrotermal van acordes a lo expuesto por Maza et al. (2018). Se muestran principales estructuras mapeadas por Ahumada et al. (2009), y principales litologías. b) Perfil esquemático de los lineamientos secundarios de rumbo NE-SW interceptados por estructuras principales de rumbo NW-SE, los cuales controlan la circulación de fluidos en la zona activa del Volcán Apacheta. Modificado después de Urzúa et al. (2002), Maza et al. (2018) y Tussi et al (2019a). Extraído de Maza et al. (2021).	27
Figura 16: Diagrama EPS (Entrada → Proceso → Salida) respecto a la metodología del modelamiento numérico de especiación que se lleva a cabo con PHREEQC. Se indican los parámetros de entrada, que son aquellos que el software necesita, y los parámetros de salida, resultados del modelo, que son traspasados a una hoja de cálculo para luego generar el modelo gráfico mediante Grapher.	36
Figura 17: Diagrama EPS respecto a la metodología del modelamiento numérico de reinyección que se lleva a cabo con PHREEQC. Se indican los parámetros de entrada, que son aquellos que el software necesita, y los parámetros de salida, resultados del modelo, que son traspasados a una hoja de cálculo para luego generar el modelo gráfico mediante Grapher.	37
Figura 18: Diagrama de p_e vs pH de varios tipos de aguas naturales cercanas a la superficie terrestre. Garrels y Christ (1965). Extraído de White (2013).	41
Figura 19: Resultados de modelo de especiación realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los filosilicatos.	42
Figura 20: Resultados de modelo de especiación realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los tectosilicatos.	43
Figura 21: Resultados de modelo de especiación realizado con PHREEQC, mostrando los minerales restantes.	44
Figura 22: Resultados de modelo de reyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los filosilicatos del pozo CP-1.	45
Figura 23: Resultados de modelo de reyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los tectosilicatos del pozo CP-1.	45
Figura 24: Resultados de modelo de reyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales restantes del pozo CP-1.	46
Figura 25: Resultados de modelo de reyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los filosilicatos del pozo CP-5.	46
Figura 26: Resultados de modelo de reyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los tectosilicatos del pozo CP-5.	47
Figura 27: Resultados de modelo de reyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales restantes del pozo CP-1.	47
Figura 28: Variación de pH en modelo de reinyección.	48
Figura 29: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de temperatura, para el pozo CP-1.	54
Figura 30: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de temperatura, para el pozo CP-5.	55
Figura 31: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de pH, para el pozo CP-1.	57
Figura 32: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de pH, para el pozo CP-5.	58
Figura 33: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de densidad, para el pozo CP-1.	60

<i>Figura 34: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de densidad, para el pozo CP-5.</i>	<i>61</i>
<i>Figura 35: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Al], para el pozo CP-1.</i>	<i>63</i>
<i>Figura 36: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Al], para el pozo CP-5.</i>	<i>64</i>
<i>Figura 37: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Fe], para el pozo CP-1.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 38: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Fe], para el pozo CP-5.</i>	<i>67</i>
<i>Figura 39: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Mg], para el pozo CP-1.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 40: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Mg], para el pozo CP-5.....</i>	<i>70</i>
<i>Figura 41: Relaciones P-T determinadas experimentalmente para analcima (Am), albita (Ab), anortita (An), y zeolitas cálcicas: estilbita (St), heuandita (Hu), yugawaralita (Yu), y wairakita (Wr). Extraído de Liou et al. (1991). El rectángulo rojo indica de manera aproximada el rango de condiciones P-T del SGCP considerando las condiciones de temperatura y profundidad de los pozos de producción utilizados, resultando una zona donde son estables la wairakita, el cuarzo, la yugawaralita y la laumontita (Lm).</i>	<i>74</i>
<i>Figura 42: Curvas de variación de CO₂ conforme se enfría el fluido desde su temperatura inicial hasta los 100 °C.</i>	<i>77</i>
<i>Figura 43: Comparación de datos hidroquímicos de los tres sistemas geotermales de alta entalpía de la Tabla 16, normalizados al caso de Cerro Pabellón.</i>	<i>80</i>

Índice de Tablas

Tabla 1: Estratigrafía encontrada en pozos CP-1 al CP-4 por Rivera et al. (2015).....	11
Tabla 2: Litologías del reservorio de Cerro Pabellón con sus respectivas edades, descripciones, y espesores. Información extraída de Baccarin et al. (2020).....	13
Tabla 3: Análisis químico de fluidos geotermales de Cerro Pabellón. Principales especies acuosas. Extraída de Giudetti y Tempesti (2020).....	22
Tabla 4: Análisis químico de fluidos geotermales de Cerro Pabellón. Principales especies gaseosas. Extraída de informe de análisis químico de CEGA (2020).	23
Tabla 5: Datos extraídos y calculados de cinco pozos de producción de Cerro Pabellón.....	37
Tabla 6: Minerales utilizados para llevar a cabo la observación de los índices de saturación resultantes. Las “especies a definir” se detallan a continuación.	38
Tabla 7: Representación algebraica de los distintos valores de prueba utilizados para cada parámetro, para llevar a cabo el test de sensibilidad.....	51
Tabla 8: Representación algebraica de los distintos valores de prueba utilizados para cada parámetro, para llevar a cabo el test de sensibilidad, pero para el caso del Mg.	51
Tabla 9: Valores de pruebas calculados a partir de las expresiones de las tablas 6 y 7.	52
Tabla 10: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la temperatura mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.	53
Tabla 11: Resultados del test mostrando la sensibilidad al pH mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.	56
Tabla 12: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la densidad mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.	59
Tabla 13: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la [Al] mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.	62
Tabla 14: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la [Fe] mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.	65
Tabla 15: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la [Mg] mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.	68
Tabla 16: Aspectos geológicos y análisis hidroquímico de tres sistemas geotermales de alta entalpía que posteriormente se comparan con el caso de Cerro Pabellón. Los datos están en [mg/l]	80

1. Introducción

1.1. Generalidades y Estado del Arte

El territorio continental de Chile forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, en el que las condiciones tectónicas y magmáticas propician un gradiente geotérmico superior al promedio del planeta, lo que implica condiciones favorables para la formación de campos geotermales. Un buen aprovechamiento de este contexto geológico permitiría una mayor incorporación de la geotermia en la matriz energética. El desarrollo de Energías Renovables No Convencionales (ERNC), haciendo uso de las condiciones naturales del territorio nacional, supone un desafío inevitable si se toma en cuenta el impacto que conlleva la matriz energética actual en los ecosistemas.

Una planta geotérmica es, a grandes rasgos, una instalación donde se genera electricidad a partir de energía geotérmica. Chile cuenta con la primera planta geotérmica de Sudamérica. Está ubicada en el Desierto de Atacama, en la comuna de Ollagüe, Región de Antofagasta. En septiembre del año 2017, Enel Green Power Chile y ENAP pusieron en marcha este proyecto llamado Cerro Pabellón, a través de una empresa conjunta denominada Geotérmica del Norte SA (GDN). Esta central se instala para aprovechar energéticamente el Sistema Geotermal Cerro Pabellón (SGCP). El Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA) colabora con Enel Green Power para profundizar el conocimiento científico en torno a este sistema geotermal.

En lo que respecta al conocimiento geoquímico y termodinámico acerca de este sistema, que son las áreas básicas que se abordan para hacer este modelo, conviene hacer un “estado del arte” que permita comprender la situación actual de la investigación en estos tópicos. La siguiente cronología constituye los avances de la investigación en los últimos años, y corresponde a la bibliografía más importante utilizada en este trabajo:

En 2018, Maza et al., publican acerca de las asociaciones de minerales de arcilla que conforman el *clay-cap* y las alteraciones hidrotermales del reservorio, trabajo de gran importancia para este modelo. Se estudia la ocurrencia y evolución de las asociaciones esmectita-illita y esmectita-clorita a lo largo del espesor del *clay-cap*. Las caracterizaciones de las alteraciones hidrotermales y de los minerales de arcilla se hacen a través de difracción de rayos X (XRD) y microscopía electrónica de barrido (SEM). Se identifican tres zonas de alteración hidrotermal (argílica, subpropilítica y propilítica), y se revela la importancia del *clay-cap* en la conservación de calor del sistema, dada la impermeabilidad de las arcillas, lo que restringe la circulación de fluidos.

En 2019, Taussi et al., publican una investigación acerca de la capacidad de sellado del *clay-cap*, determinada en función del flujo difuso superficial de CO₂ y la temperatura del suelo. Se detecta que el flujo difuso de CO₂ es bajo, la temperatura de los primeros diez centímetros del suelo constituye una anomalía térmica débil, y no se observó una correlación espacial entre el flujo difuso de CO₂ y la temperatura, sugiriendo un rol mínimo de las estructuras en la circulación de fluidos. Finalmente, este trabajo muestra un modelo conceptual del sistema geotermal que integra datos geológicos, geoquímicos, mineralógicos y geofísicos, que sería modificado en 2021 por Maza et al.

En 2020, Giudetti y Tempesti exponen ante el Congreso Geológico los resultados del primer análisis químico efectuado sobre el fluido geotermal de este reservorio, tanto en su fase líquida como gaseosa. Se detecta un bajo contenido de gas en relación al líquido, y temperaturas de hasta 250-260 °C. Estos datos son los que se utilizan para hacer el modelo del presente trabajo. El mismo año, Baccarin et

al. publican ante el mismo congreso un modelo tridimensional del reservorio incorporando litologías, alteraciones hidrotermales, estructuras y temperaturas. Estos datos se combinan con datos de resistividades a distintas profundidades, generando entonces el modelo 3D.

En 2021, Maza et al. publican una investigación acerca de las zonas hidrotermales fósiles y activas del Volcán Apacheta, donde los principales minerales que se identifican son sulfatos, arcillas, sílice y óxidos-hidróxidos a través de trabajo de campo, XRD y SEM. También se establece una estrecha relación entre la distribución de las alteraciones hidrotermales y las estructuras, incluyendo el Graben Pabelloncito. Los resultados se sintetizan en una modificación del modelo conceptual expuesto por Taussi et al. (2019). Ese mismo año, el CEGA realiza un análisis químico en su Laboratorio de Geoquímica de Fluidos, de especies gaseosas del SGCP a pedido de GDN.

La bibliografía anterior es la más relevante para este trabajo, sin perjuicio de la importancia de la gran cantidad de información necesaria contenida en el resto de la bibliografía. Investigaciones publicadas previamente se refieren a la configuración volcánica del SGCP detallada por Rivera et al. (2015) y Selles & Gardeweg (2017) y estructural detallada por Mercado et al. (2009) y más recientemente Veloso et al. (2019).

Lo último que se ha publicado con relación a este sistema geotermal es la investigación de Godoy et al. (2022) respecto a la evolución del Volcán Azufre, constriñendo su formación según datos geocronológicos y geomorfológicos al período 1300-120 ka en distintas etapas magmáticas. No ha habido nuevas publicaciones acerca de análisis químicos aplicados sobre el fluido geotermal del SGCP.

Para este trabajo se utilizan cinco pozos de producción de la planta geotérmica, con profundidades muy similares. Descontando el pozo más somero éstas varían en un rango de 1840-2300 m. Las temperaturas son mayores a 200 °C, con máximos de 255 °C, y presiones de hasta 155 bar. Los cabezales de estos pozos se encuentran a elevaciones mayores a 4000 m.s.n.m., dentro del Graben Pabelloncito, el que está determinado por dos fallas normales de dirección NW.

Se puede conocer el estado del fluido geotermal muestreado para formar determinados minerales de alteración. Sería interesante corroborar si estos modelos pueden ser utilizados para generar predicciones acerca de la mineralogía de alteración que debiese encontrarse. Es necesario siempre tener en cuenta las limitaciones del modelo, las cuales condicionan el alcance de los objetivos. Lo que es claro, es que un modelo geológico, o de cualquier otra área de las Ciencias de la Tierra, implica simplificar situaciones de la naturaleza.

Si este fluido asciende por un pozo, puede sufrir importantes cambios derivados del enfriamiento, cambiando sus propiedades. Estos cambios se pueden modelar determinando los parámetros a variar, y en qué rango. De esta manera, puede simularse el primer tramo del proceso de reinyección. La exactitud de estos resultados puede estar condicionada a la precisión de los datos ingresados, por lo que se hace necesario proceder también con un análisis de sensibilidad.

Para este trabajo fue importante la Memoria de Título realizada por Gabriela Soto H. en 2019 (Soto y Morata, 2020), dado que en ella se lleva a cabo un modelamiento de especiación con PHREEQC bajo los mismos principios, con la diferencia que en su trabajo se pone atención a la situación de las tuberías de la planta geotérmica, no a condiciones de reservorio.

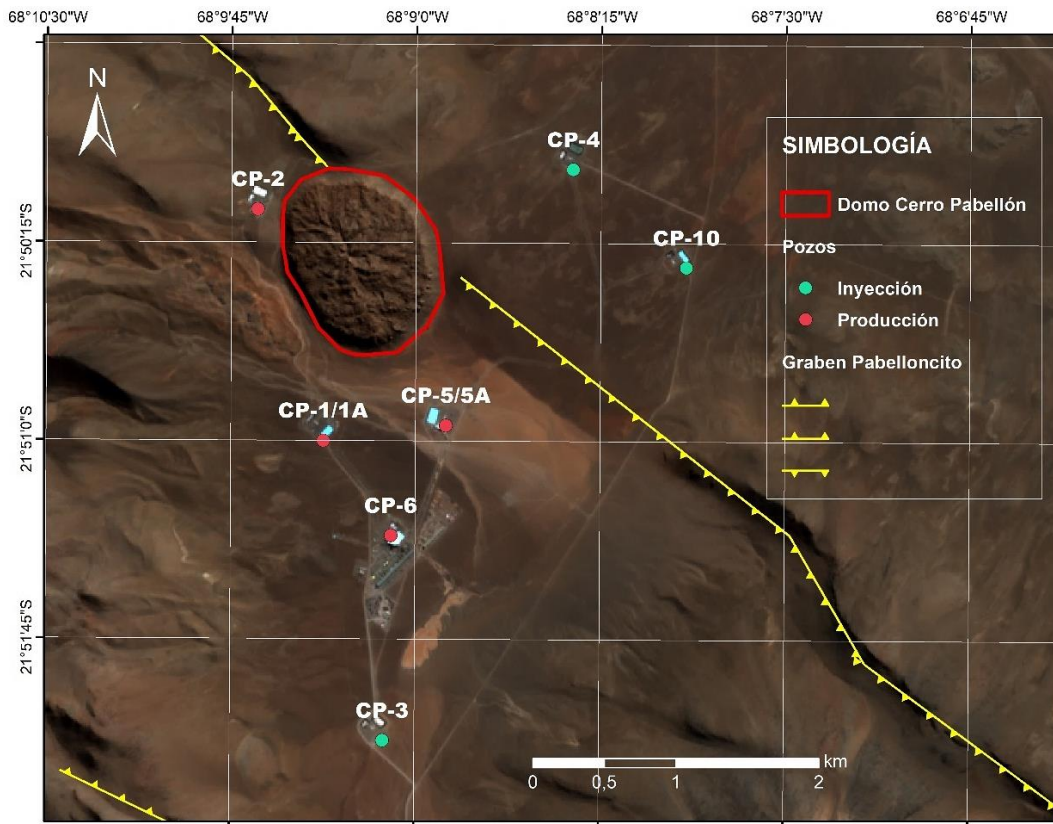


Figura 1: Imagen satelital donde se muestra la planta geotérmica de Cerro Pabellón con la ubicación de pozos de inyección y de producción, donde CP-1, CP-1A, CP-5, CP-5A y CP-6 son utilizados en el presente trabajo. Captura Sentinel-2B del 07/07/2020.

1.2. Ubicación y accesos

El Sistema Geotermal Cerro Pabellón se encuentra en el altiplano del Desierto de Atacama, a ~4500 m.s.n.m. en la Pampa Apacheta, Cordillera de los Andes (Figura 2), en la comuna de Ollagüe, en el sector norte de la Región de Antofagasta. A modo de referencia, se encuentra a ~120 km al NE de Calama y a ~60 km al NNW de El Tatio.

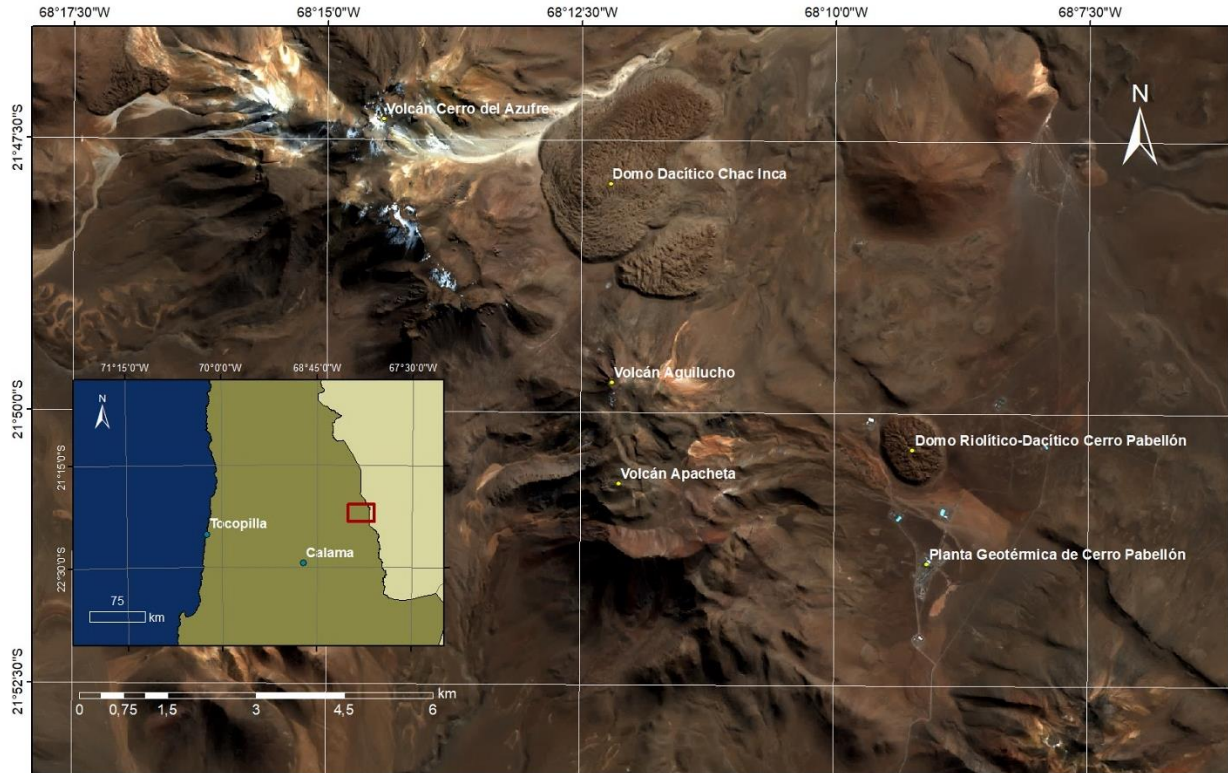


Figura 2: Imagen satelital donde se muestra la Planta Geotérmica de Cerro Pabellón, el Domo Riodacítico Cerro Pabellón, el Domo Chiac Inca, y algunos centros eruptivos pertenecientes a la cadena volcánica Azufre-Inacaliri. Captura Sentinel-2B del 07/07/2020.

La principal ruta de acceso a la zona es por la carretera pavimentada CH-21, que une Calama con la localidad de Ollagüe, y con el paso fronterizo Salar de Ollagüe, que está ubicado a 3695 m.s.n.m. Esta carretera bordea el salar de Ascotán por el oeste. En torno al kilómetro 80 de ésta, al SO del Volcán San Pedro, se encuentra la intersección con la ruta B145, que es de ripio y se dirige al E bordeando por el sur los ríos San Pedro y Silala. Aproximadamente en el kilómetro 26 de esta ruta, existe un desvío hacia el campamento Cerro Pabellón, extendiéndose hacia el NE hasta la planta geotérmica y hacia el paso fronterizo no habilitado con Bolivia en el Hito LXXII.

2. Formulación del estudio propuesto

Es conveniente que Chile diversifique su matriz energética tomando en cuenta sus ventajas naturales. La geotermia cae en el campo de las ERNC, y tiene un amplio potencial de aprovechamiento en el territorio nacional por sus condiciones geológicas. En este momento se tienen tres reservorios definidos como recurso indicado, y seis como recurso inferido en el país (Aravena et al., 2015). En consecuencia, es oportuno desarrollar un mayor entendimiento de las herramientas que permiten la investigación de estos dominios geotermiales.

La alteración hidrotermal se forma en respuesta a la interacción entre el fluido y la roca caja. Las condiciones termodinámicas del fluido tales como temperatura y pH, junto con su hidroquímica, son factores importantes que influyen en las asociaciones minerales que pueden formarse. En Cerro Pabellón se cuenta con datos de la fase líquida y gaseosa del fluido geotermal, que han sido adquiridos a través del muestreo hidroquímico llevado a cabo por Enel Green Power, y también del CEGA.

Estos datos, en conjunto con las condiciones termodinámicas, permiten generar un modelo que muestre la mineralogía de alteración que teóricamente podría formarse a partir del fluido para que el sistema alcance el equilibrio. PHREEQC puede determinar los índices de saturación de distintas especies minerales a partir de la especiación generada, con lo que es posible aclarar si el fluido geotermal cumple condiciones de saturación para que ocurra la precipitación de determinados minerales. Estas presunciones se hacen en términos estrictamente termodinámicos.

Se propone el desarrollo de un modelo termodinámico que muestre en qué condiciones se encuentra el fluido para precipitar o diluir los minerales de alteración del Sistema Geotermal Cerro Pabellón. Es conveniente poner foco en los minerales registrados en la bibliografía. También sería posible sugerir otros minerales que tengan sentido con el ambiente geológico y posean índices de saturación positivos.

La planta geotérmica, que no se pretende abordar en este trabajo, lleva a cabo un proceso de conversión de energía calórica, proveniente del sistema geotermal, en energía eléctrica, y una posterior reinyección del fluido geotermal que se extrae. Al proceso mostrado en la Figura 3 le antecede el ascenso del fluido por los pozos de producción, lo que implica una despresurización y un enfriamiento de éste. Producto del *scaling* podría observarse la formación de distintos minerales en las tuberías de la planta. Se plantea observar la evolución de los índices de saturación de las especies minerales durante este proceso.

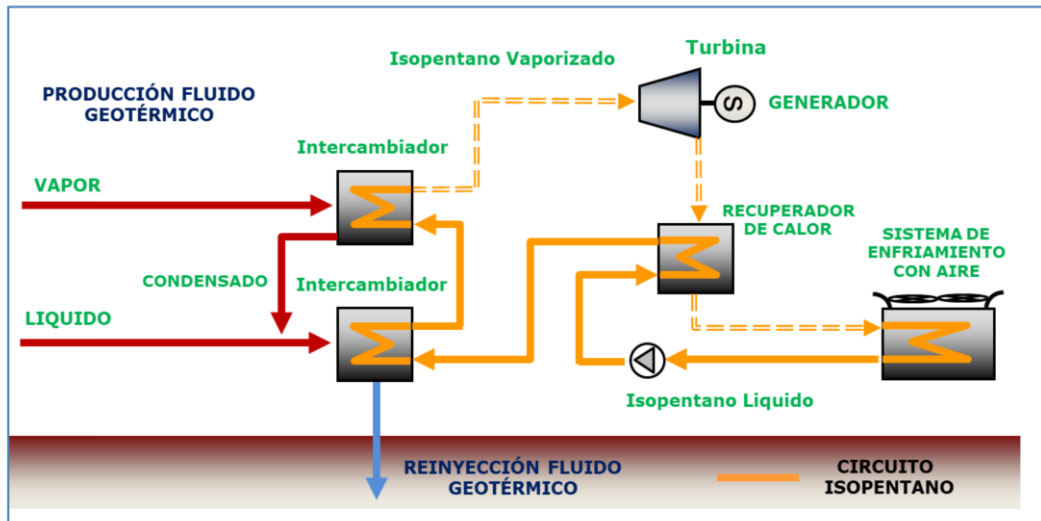


Figura 3: Esquema de funcionamiento a régimen de la planta geotérmica binaria de Cerro Pabellón. Extraído del informe de seguimiento ambiental de GDN (2020) dirigido a SERNAGEOMIN.

3. Marco conceptual

3.1. Termodinámica de Sistemas Geotermiales

Los fluidos geotermiales en el planeta presentan una gran variación de su composición química, así como también amplios rangos de temperatura y presión. La composición, por ejemplo, podría incluso ser variable en espacio y/o tiempo. Otros parámetros como la densidad, viscosidad, compresibilidad, y capacidad calorífica determinan la transferencia de masa y calor en sistemas geotermiales (Stefánsson et al., 2018). El tipo de transferencia de calor permite diferir entre un sistema dominado por convección a uno dominado por conducción.

Stefánsson et al. (2018) postulan que para entender la química y transporte de un fluido geotermal se requiere de tres cosas: 1. ecuaciones de estado que describan el sistema; 2. un modelo geoquímico que incluya minerales y especies acuosas; y, 3. conocer los valores de los distintos parámetros termodinámicos. Estos fluidos se producen por compactación sedimentaria, desvolatilización metamórfica o actividad magmática. Estos procesos pueden ocurrir en variadas configuraciones, como por ejemplo orógenos acrecionarios, zonas de subducción con arcos magmáticos, dorsales meso-oceánicas y suelo marino.

La interacción de estos fluidos con las rocas es un fenómeno base en este modelo, debido a sus implicancias en términos de alteraciones hidrotermales. La tasa de reacción del fluido con la roca depende de varios factores: concentraciones de especies acuosas en el fluido, porosidad de la roca, velocidad de

flujo y coeficiente de difusión-dispersión del fluido, entre otros. La Figura 4 ilustra cómo se produce el flujo a través de una roca permeable.

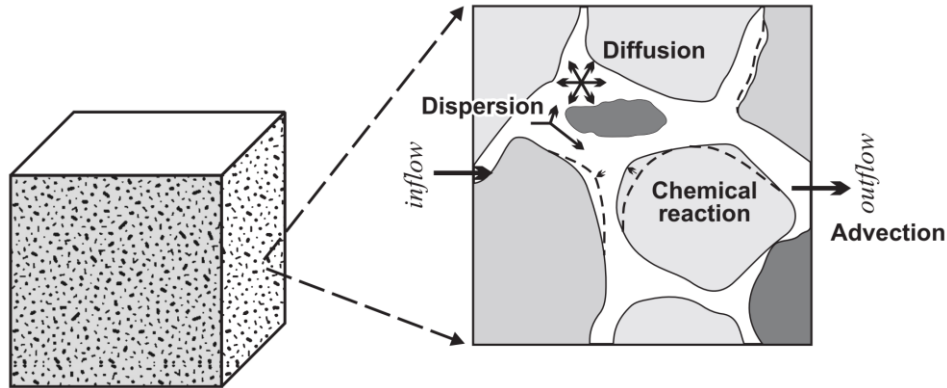


Figura 4: Ilustración esquemática del flujo unidimensional del fluido geotermal en un volumen de control de roca. Extraído de Stefánsson et al. (2018).

Si se toma un volumen de control de un largo determinado, la infiltración del fluido va dejando un gradiente de concentración, que es resultado de la precipitación o disolución de la especie a lo largo de un gradiente de temperatura y de presión (Figura 5). La tendencia es a ir alcanzando equilibrios termodinámicos locales.

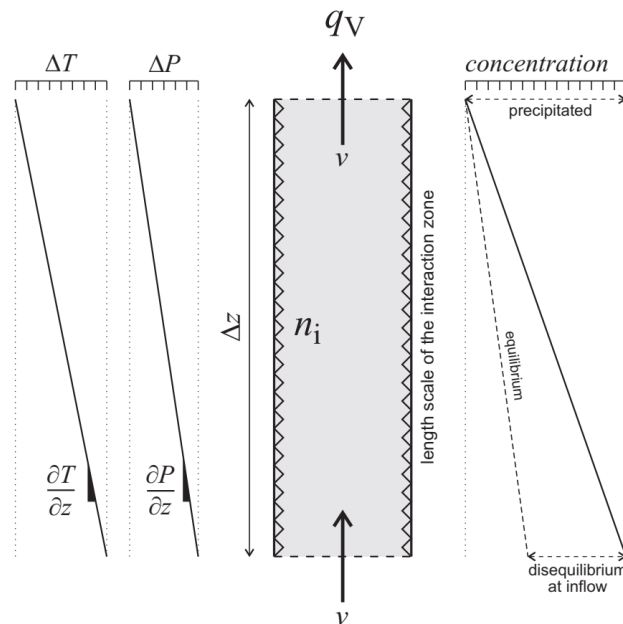


Figura 5: Progreso de la reacción (precipitación) debido a los desequilibrios que se van produciendo en la circulación del fluido a lo largo de un gradiente de temperatura y presión. Extraído de Stefánsson et al. (2018).

La capacidad del fluido para precipitar o diluir una especie mineral se puede cuantificar con el índice de saturación, que es el parámetro principal de los resultados de este trabajo. Se debe tener

presente que el análisis, después de todo, se efectúa para un entorno del extremo del pozo asumiendo un estado estacionario.

Se han desarrollado paquetes de softwares como PHREEQC y The Geochemist's Workbench para llevar a cabo estos modelos, extrapolar constantes de equilibrio, y otras propiedades de especiación y de equilibrio mineral-fluido (Parkhurst, 1995). En este trabajo se utiliza PHREEQC, que se aborda más adelante.

3.2. Campos Geotermales: aspectos geológicos generales

El 99% del volumen de la Tierra está a una temperatura mayor a 1000 °C, y sólo menos del 0,1% está más frío que 100 °C. La corteza terrestre tiene una temperatura media de 14 °C (Stober y Bucher, 2013). Existe un gradiente de temperatura que permite un flujo calórico en la corteza terrestre, hacia la superficie. Este calor se transfiere de dos maneras: por conducción a través de las rocas, y por convección a través de fluidos. Este segundo mecanismo corresponde al movimiento de fluidos gatillado por variaciones de densidad. El gradiente geotérmico en presencia de gravedad genera el ascenso de fluidos calientes, que son menos densos, y el descenso de fluidos fríos, que son más densos, desencadenando una circulación convectiva del fluido.

Bajo este contexto de transferencia calórica se pueden presentar dominios de actividad geotermal al interior de la corteza terrestre. Un **campo geotermal** es una noción geográfica designada a cualquier región de la Tierra en que existan manifestaciones superficiales indicativas de un dominio geotermal activo bajo la superficie. Corresponde aclarar que en este trabajo se utilizará indistintamente el concepto "campo geotermal" del concepto "sistema geotermal", prefiriendo este último debido a que su uso es más recurrente en la bibliografía.

Cuando ese dominio activo existe sin que haya actividad superficial importante que lo deje en evidencia, pero se tiene un flujo calórico alto y un gradiente geotérmico por sobre la media, entonces también existe potencial para un aprovechamiento energético (Toth y Bobok, 2016). En tal caso se habla de un *sistema geotermal ciego*. En ocasiones las manifestaciones son escasas y están ubicadas de manera lateral al reservorio. En estos casos se utiliza el término *sistema geotermal oculto*.

Cabe mencionar que un sistema geotermal no precisa de la presencia de un fluido hidrotermal para su existencia. También existen *campos geotermales secos*, en cuyo caso el calor se propaga por conducción. Para llevar a cabo la explotación energética en tales casos, lo que se busca es producir un sistema hidrotermal convectivo inducido artificialmente.

La configuración tectónica ejerce una influencia fundamental en el tipo de reservorio que se forma. Aspectos como el régimen de flujo calórico, el régimen hidrogeológico, la dinámica y quimismo de los fluidos hidrotermales, la presencia de estructuras frágiles, el campo de *stress*, y las secuencias litológicas son todos controlados por la tectónica (Moeck, 2014).

El magma, cuya presencia y características están ligadas a la configuración tectónica, es una fuente de calor para aguas freáticas profundas, pudiendo originar celdas convectivas de fluidos hidrotermales. Por convención, se les puede identificar como fluidos hidrotermales a aquellos cuya temperatura es superior a ~50 °C, pudiendo ser incluso mayor a 500 °C. En función de la temperatura de estos fluidos se define el grado de entalpía de los reservorios. Se dice que es un reservorio de *baja entalpía* cuando la temperatura es inferior a 100 °C (Benderitter y Cormy, 1990). La categoría de *alta entalpía* se otorga por sobre una temperatura límite específica, marcando la diferencia con la *mediana entalpía*. Ésta es diferente dependiendo de la fuente, pero establecida generalmente en los 200 °C. El SGCP corresponde a este tipo de reservorios.

4. Marco Geológico

Los campos geotermales de alta entalpía que se ubican en la Cordillera de los Andes guardan una estrecha relación con el volcanismo activo de la zona, el cual está controlado por la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Bajo este contexto, en Chile existen 3 campos geotermales en estado de recurso indicado: Cerro Pabellón, El Tatio, y Tolhuaca, que suman una producción de potencia eléctrica de 228 ± 154 MWe, y 6 en estado de recurso inferido, produciendo un total de 431 ± 321 MWe (Aravena et al., 2015), a raíz de los cuales se han otorgado diversas concesiones de exploración. Cerro Pabellón se encuentra dentro de los reservorios cuyas exploraciones han sido más avanzadas.

La Zona Volcánica Central (CVZ) posee un flujo calórico de 80-150 mW/m², medido en el arco volcánico activo del altiplano (Springer & Forster, 1998). Cerro Pabellón es un sistema geotermal de alta entalpía que está justamente ubicado en la CVZ, y se encuentra dentro del Desierto de Atacama a ~4500 m.s.n.m. en la Pampa Apacheta. Fue descubierto en 1999 (Urzúa et al., 2002).

Este sistema geotermal se encuentra inmerso en lo que es el Complejo Volcánico Apacheta-Aguilucho (AAVC), de tendencia NW-SE. Este complejo está compuesto por coladas de lavas andesíticas y riolíticas, flujos piroclásticos andesíticos y dacíticos, y domos de lavas riodacíticas (Figura 6). Estas lavas tienen edades de 700 ± 20 y 910 ± 40 ka (Rivera et al., 2015). De acuerdo con Ramírez y Huete (1981), el basamento de este complejo se remonta al Eoceno – Mioceno, y está conformado por coladas de lavas andesíticas, conglomerados, brechas, areniscas, calizas, y yesos. Sobre este basamento se tienen ignimbritas miocenas (Rivera et al., 2015).

De acuerdo con Gorini et al. (2018) las fuentes de calor de los campos geotermales asociados al AAVC consisten en cámaras magmáticas silíceas de 740-840 °C, a profundidades someras de 4-8 km, lo que aplicaría para el SGCP. Esta información la obtuvo mediante termobarometría aplicada en anfíboles.

En la Figura 6 se puede observar que en la superficie del sector de estudio predominan los depósitos aluviales modernos y los depósitos inconsolidados. Bajo esta superficie, existe un *clay cap* de alteración argílica de ~300 m de espesor, que cumple una función sellante debido a la impermeabilidad de las arcillas que componen la alteración (Maza et al., 2018). Esto genera una baja actividad geotérmica superficial, y contribuye a producir un bajo flujo de CO₂ difuso del suelo (Tausi et al., 2019a).

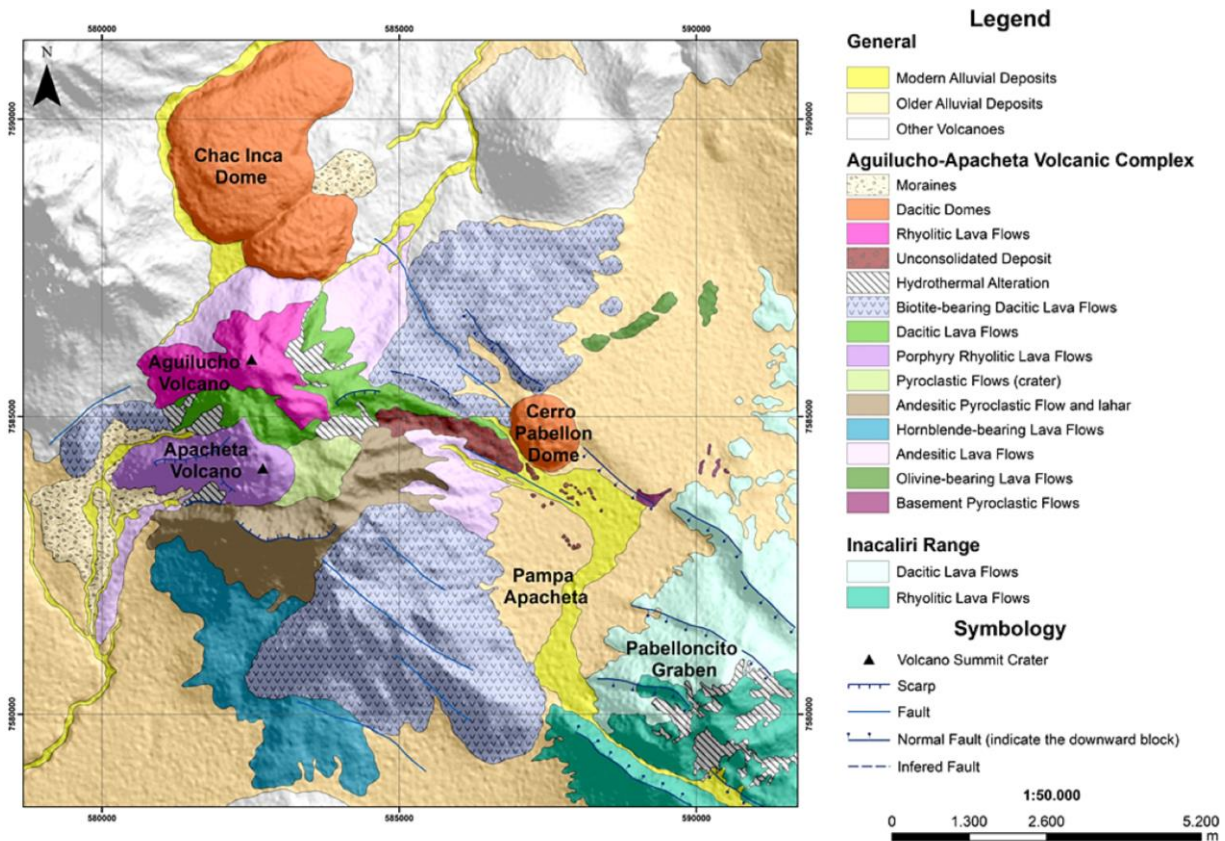


Figura 6: Mapa geológico del Complejo Volcánico Apacheta-Aguilucho (AAVC) mostrando los principales elementos volcánicos y estructurales. Extraído de Godoy et al. (2017).

La estratigrafía del área donde se ubican los pozos (Figura 1) se detalla en el trabajo de Rivera et al. (2015), donde llevaron a cabo un reconocimiento de unidades lito-estratigráficas a partir de los pozos del sistema geotermal:

- 1) Sedimentos no consolidados
- 2) Volcanitas Recientes
- 3) Brechas y Lavas Andesíticas
- 4) Lava Andesítica
- 5) Toba de Cristales Dacítica
- 6) Tobas Líticas y/o Tufitas de Composición Andesítica
- 7) Tobas Dacíticas
- 8) Lavas Andesítico-Dacítica

El reconocimiento se obtuvo a partir de los pozos CP-1 a CP-4, que corresponde al siguiente:

Tabla 1: Estratigrafía encontrada en pozos CP-1 al CP-4 por Rivera et al. (2015).

CP-1	CP-2	CP-3	CP-4
Sedimentos No Consolidados (0-62,5 m), Volcanitas Recientes (62,5-190 m), Brechas y Lavas Andesíticas (190-657,5 m), Lava Andesítica (657,5-737,5 m), Toba de Cristales Dacítica (737,5-930 m), Tobas Líticas y Tufitas Andesítico-Dacíticas (930-1112,5 m), Tobas Dacíticas (1112,5-1485 m), Lavas Andesítico Dacíticas con Intercalaciones de Tobas (1485-1755 m), Sin Datos por pérdida total de circulación (1755-1821,1 m).	Sedimentos No Consolidados (0-22 m), Volcanitas Recientes (22-67,5 m), Brechas y Lavas Andesíticas (67,5-617,5 m), Lava Andesítica (617,5-662,5 m), Roca Volcanoclástica (662,5-695 m), Toba de Cristales Dacítica (695-755 m), Tobas Líticas y Tufitas Andesítico-Dacíticas (755-1025 m), Tobas Dacíticas (1025-1520 m), Sin Datos por pérdida total de circulación (1520-2003 m).	Sedimentos No Consolidados (0-20 m), Volcanitas Recientes (20-95 m), Sin Datos por pérdida total de circulación (95-108 m), Brechas y Lavas Andesíticas (108-600 m), Lava Andesítica (600-677,5 m), Toba de Cristales de composición Dacítica (677,5-905 m), Tobas Dacíticas (905-1130 m).	Sedimentos No Consolidados (0-20 m), Sin Datos por pérdida total de circulación (20-30 m), Volcanitas Recientes (30-97,5 m), Lava Andesítica (97,5-110 m), Sin Datos por pérdida total de circulación (110 - 162,5 m), Arenisca (162,5-170 m), Toba de Cristales de Composición Dacítica (170-215 m), Tobas Líticas y Tufitas de Composición Andesítico-Dacítica (215-1540 m), Tobas Dacíticas (1540-1775 m).

Por otra parte, el siguiente esquema muestra la correlación estratigráfica generada posteriormente por Baccarin et al. (2020). En la Tabla 2, se especifican edades, descripciones, y espesores de las distintas litologías mostradas en el esquema.

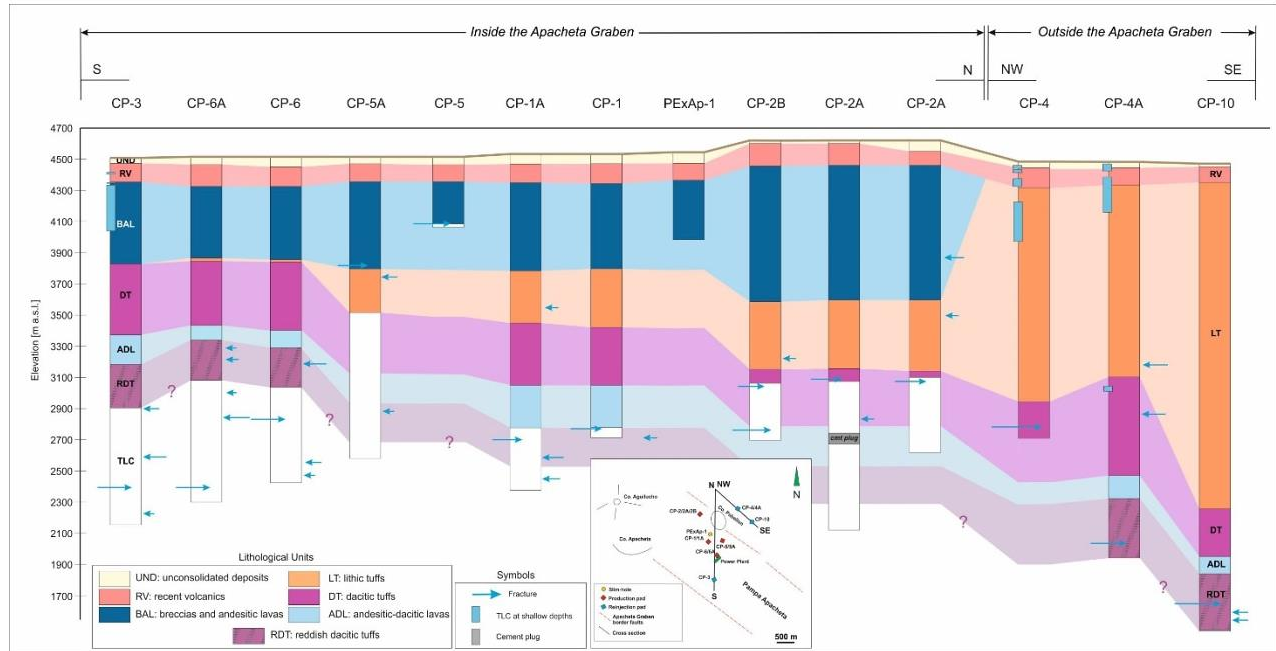


Figura 7: Correlación estratigráfica a lo largo de los pozos de Cerro Pabellón. Estos pozos no están en sus posiciones reales, sino que espaciados de forma homogénea. Las flechas azules son fracturas reconocidas dentro de los pozos. El largo de las flechas se relaciona a la capacidad de absorción/producción de éstas. Extraído de Baccarin et al. (2020).

Tabla 2: Litologías del reservorio de Cerro Pabellón con sus respectivas edades, descripciones, y espesores. Información extraída de Baccarin et al. (2020).

Nombre	Edad	Descripción	Espesor promedio [m]	Información adicional
Depósitos inconsolidados	Pleistoceno medio - Holoceno	Gravas y areniscas polimícticas no consolidadas, compuestas por fragmentos de lavas andesíticas, lavas gris oscuro parcialmente vítreas, escorias negras y rojizas, tobas ricas en pumitas blancas y cristales libres de Qz, Pl, Hbl, y Bt.	0 - 65	
Volcanitas recientes	Pleistoceno temprano	Secuencia superior: tobas vítreas y cristalinas, tobas de lapilli, escorias andesíticas, lavas andesíticas, y lentes de areniscas. Secuencia inferior: tobas de lapilli, tufitas, y areniscas marrones.	130	Unidad cortada por la falla nororiental del Graben Pabelloncito. La diferencia de espesor dentro y fuera del graben es baja.
Brechas y lavas andesíticas	Plioceno tardío - Pleistoceno temprano	Brechas volcánicas intercaladas con coladas de lava. La parte superior es dominada por brechas con menores cantidades de lava, que dominan en la parte inferior. Las lavas tienen textura porfírica con fenocristales de Pl y Cpx, en una masa fundamental micro-cristalina a vítrea.	565	Se presenta solamente en pozos perforados dentro del graben, indicando deposición sintectónica.
Tobas líticas	Mioceno tardío - Plioceno tardío	Tufitas y tobas líticas intercaladas con presencias menores de coladas de lava. El color de los piroclastos varía de blanco a rojo y los fragmentos cristalinos son de Qz, Pl, y Hbl. Las lavas son muy oscuras y muestran fenocristales de Pl y Cpx.	1244	No se presenta en la parte sur del graben. Posee gran espesor fuera de éste.
Tobas dacíticas	Mioceno tardío	Sucesión de tobas de biotita con diferentes grados de litificación. El color de las rocas varía de rosado a verde con fragmentos cristalinos de Pl, Bt, Qz, y también fiamas. Se reconoce intercalación de lavas dacíticas con cristales de Pl, Bt, y Qz.	270	Se tienen incertezas respecto a la correlación litológica y espesor de estas tres unidades, debido a la ausencia debido a las zonas de pérdida de circulación.
Lavas andesítico-dacíticas	Mioceno medio	Sucesión de lavas color gris verdoso a rojo.	177	
Areniscas	Oligoceno - Mioceno medio	Areniscas y Tobas dacíticas rojizas.	Mín. 260	

Esto permite dar cuenta de la naturaleza volcánica de las litologías de la zona de estudio, donde predominan las composiciones intermedias.

5. Configuración volcánica

El arco volcánico actual (< 26 Ma) está ubicado a 250 – 300 km del trench de Perú y Chile, en una zona donde el espesor cortical varía de 30 a 75 km. Éste posee más de 200 volcanes potencialmente activos, y al menos 12 sistemas de caldera/ignimbrita. Está representado principalmente por flujos de lavas andesíticas a dacíticas e ignimbritas de composición calco-alcalina (Stern, 2004).

Chile posee más de 300 áreas de actividad geotermal asociada al volcanismo cuaternario a lo largo de su cordillera. Los campos geotermales se concentran en el extremo norte y en la zona centro-sur del país (Aravena et al., 2015). La CVZ de volcanismo silíceo se encuentra en el segmento 14-28 °S, con una corteza de espesor medio de ~70 km (James, 1971).

El área en estudio se caracteriza por una serie de centros eruptivos orientados en dirección NW, asociados al Cordón Volcánico Azufre-Inacaliri (CVAI; Figura 2) de ~15 km de largo, cuya cadena principal es del Pleistoceno-Holoceno, y la secundaria del Mioceno Superior - Plioceno, perteneciendo al AAVC, y formando parte del arco volcánico del Cenozoico Superior de la CVZ (Rivera et al., 2015). Esto se remonta al Ciclo Andino en su segundo período tectónico, de régimen compresivo, en el cual se desarrollaron los pórfidos cupríferos que conocemos hoy.

El CVAI se extiende por unos 40 km entre los 21°45' y 22° S de latitud, y los 68° y 68°20' W de longitud, desde el Volcán Cerro del Azufre hasta el Volcán Cerro de Inacaliri, superponiéndose al borde occidental del Complejo Volcánico Altiplano-Puna de magmatismo silíceo (Rivera et al., 2015), el cual se extiende a ambos lados de la frontera entre Bolivia, Chile, y Argentina (de Silva, 1989).

Los elementos volcánicos que se muestran en la Figura 1 provienen del volcanismo del Pleistoceno. Éste se puede dividir en Pleistoceno Inferior, Medio, y Superior:

5.1. Volcanismo del Pleistoceno Inferior

En esta etapa se formaron edificios volcánicos especialmente concentrados en el CVAI. Este cordón es un rasgo notable del área de estudio, y se encuentra asociado al Graben Pabelloncito, y afectado por su régimen extensional. Está datado a ~1 – 1,5 Ma mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en la masa fundamental de las lavas (Sellés y Gardeweg, 2017). Sus flancos están conformados por coladas de lavas andesíticas a dacíticas (56,8 – 64,6% de SiO_2). Los minerales máficos predominantes son los clinopiroxenos y ortopiroxenos, con biotita y anfíbola en los dominios más ricos en sílice. En la parte central del cordón se exponen extensas zonas de alteración argílica avanzada, acusada por la alunite y el cuarzo.

Durante esta época geológica también se forma el Volcán Apacheta a partir de productos de composición andesítica. La mitad occidental está cubierta en gran parte por el Volcán Aguilucho, del Pleistoceno Medio, mientras el flanco oriental está parcialmente cubierto por los domos Cachimba. En su cumbre se encuentran tobos y brechas piroclásticas. También se encuentran manifestaciones superficiales de actividad geotermal como fumarolas de tipo *jet* y piscinas de lodo burbujeante. (Ahumada y Mercado, 2010). Posee lavas relativamente máficas (57,7% SiO_2 ; Sellés y Gardeweg, 2017).

5.2. Volcanismo del Pleistoceno Medio

Se encuentran las últimas etapas del CVAI. Durante esta etapa se formó la totalidad del Volcán Aguilucho y parte del Volcán Azufre.

El Volcán Aguilucho es un edificio formado por flujos de lavas andesíticas a dacíticas de gran espesor, que se superponen a los restos del Volcán Apacheta por el E, y del Volcán Azufre por el W. Sus lavas están parcialmente cubiertas por los domos Chac Inca y Cerro Pabellón. Éstas son de composición intermedia a félsica (63,1-69,6% de SiO₂; Sellés y Gardeweg, 2017), de textura porfídica, con fenocristales de anfíbola y piroxeno, y biotita subordinada. Está datado a $0,7 \pm 0,2$ Ma por Rivera et al. (2015) y (Sellés y Gardeweg, 2017).

Por otra parte, el Volcán Azufre es un estratovolcán voluminoso que tiene una altura de 5846 m.s.n.m. Sus etapas iniciales de formación se remontan al Pleistoceno Inferior. El edificio volcánico se forma por la coalescencia de tres conos de lavas andesíticas y sobre todo dacíticas.

5.3. Volcanismo del Pleistoceno Superior

En esta etapa se forman los últimos productos eruptivos del CVAI: domos Chanca, Pabellón, Chac Inca, y Azufrera del Alto. Los domos Pabellón y Chac Inca corresponden a dacitas porfídicas de grano grueso con fenocristales de plagioclasa, biotita, y anfíbola. Se encuentran ubicados sobre la traza de la falla nororiental del Graben Pabelloncito. Ambos poseen una superficie rugosa y flancos abruptos de 30-35° de pendiente. El domo Cerro Pabellón (4712 m.s.n.m.) tiene 1,1 km² de superficie, elevándose 100 a 180 m desde su base. Ambos están formados por dacitas de biotita y hornblenda. Tienen abundantes inclusiones máficas de hasta 20 cm de diámetro. El domo Chac Inca (4995 m.s.n.m.) tiene 1,7 km² de superficie, elevándose 130 – 160 m sobre su base (Sellés y Gardeweg, 2017).

A modo de síntesis, la extrusión del Domo Cerro Pabellón forma parte de una historia magmática compuesta por tres períodos eruptivos, al menos en esta zona. El primero está relacionado a la formación del Volcán Apacheta, datado a un período estimado en 1,024 - 0,9 Ma (Rivera et al., 2015; Sellés y Gardeweg, 2017; Taussi et al., 2019b). El segundo está relacionado a la formación del Volcán Aguilucho, estimado a 0,7 – 0,6 Ma (Rivera et al., 2015; Sellés y Gardeweg, 2017). Finalmente, se tiene una tercera etapa en la que se produjeron las extrusiones de los domos Cerro Pabellón (80 – 130 ka; Renzulli et al., 2006) y Chac Inca (114 ± 37 ka; Rivera et al., 2015).

6. Geología Estructural

Posterior a Mercado et al. (2009), Veloso et al. (2019) llevó a cabo un estudio focalizado en el rol de estructuras como fallas, vetillas, fracturas y pliegues en la evolución y migración de fluidos en los campos geotermales de la CVZ, mediante datos isotópicos de He y Sr y los nuevos mapeos estructurales. La geología estructural a escala regional de esta zona se expone en el mapa de la Figura 8.

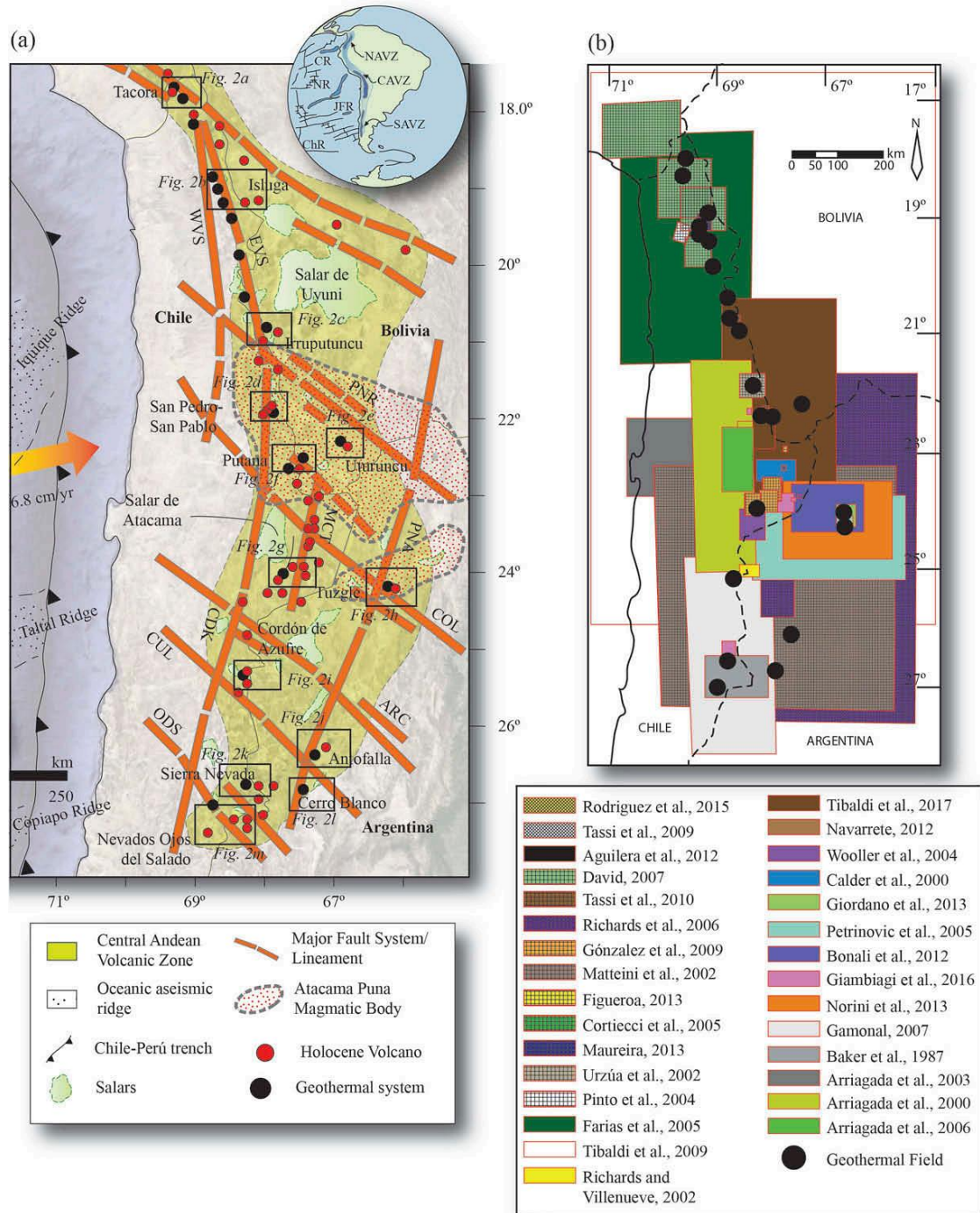


Figura 8: (a) Mapa estructural de la CVZ mostrando los sistemas de fallas principales y lineamientos. También se muestran aspectos de la Placa de Nazca, así como su tasa de convergencia. WVS: Sistema de Fallas de Vergencia Oeste; PNR: Lineamiento Paniri; EVS: Sistema de Fallas de Vergencia Este; CDK: Sistema de Fallas Cordillera de Domeyko; MCT: Sistema de Fallas Cabalgantes Miscanti; PNA: Sistema de Fallas Cabalgantes Puna; COL: Lineamiento Calama-Olacapato-El Toro; ARC: Lineamiento Archibarca; CUL: Lineamiento Culampayá; ODS: Lineamiento Ojos del Salado; CR: Ridge Cocos; NR: Ridge Nazca; JFR: Ridge Juan Fernández; ChR: Ridge Chile; NAVZ, CAVZ y SAVZ: Zona Volcánica Andina Norte, Central y Sur, respectivamente. (b) Compilación de mapas utilizados para la construcción de las características estructurales de la CVZ. Extraído de Veloso et al. (2019).

Distintos campos geotermales de Argentina y Chile coinciden con la localización del Complejo Volcánico Altiplano-Puna, como ocurre con: El Tatio, Cerro Pabellón, Sol de Mañana, Tuzgle, y Tocomar. También existen otros dominios con potencial geotérmico en la zona. La geología estructural de Cerro Pabellón a escala local puede ser visualizada con un Modelo de Elevación Digital (DEM), como el de la Figura 9:

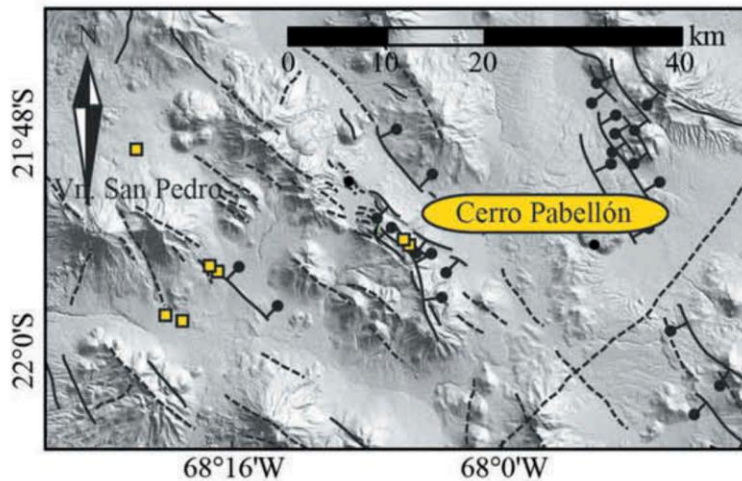


Figura 9: Mapa estructural local de Cerro Pabellón sobre un DEM. Extraído de Veloso et al. (2019).

En la investigación de Veloso et al. (2019) se definió tres ambientes tectono-geotérmicos denominados T1, T2 y T3, basados en sus arreglos espaciales y geométricos, sus relaciones de corte y cinemática, y la signatura isotópica de He y Sr en fluidos y rocas, respectivamente. Cerro Pabellón se encuentra dentro del ambiente T3, que se muestra en la Figura 10:

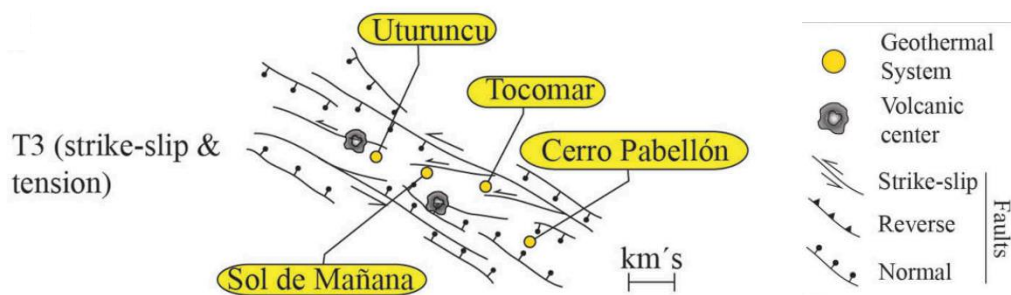


Figura 10: Diagrama esquemático del ambiente tectono-geotérmico T3 mostrando los arreglos espaciales de fallas y lineamientos, estratovolcanes, centros eruptivos, conos monogenéticos, y manifestaciones termales superficiales. Extraído de Veloso et al. (2019).

Se puede observar que T3 está dominado por fallas de tipo *strike-slip* y lineamientos de rumbo NW con cinemática sinistral y sinistral-normal. Las manifestaciones termales tienden a ubicarse a lo largo de

estas trazas de falla. Las relaciones de corte consisten en fallas *strike-slip* sinestrales-normales que cortan y desplazan fallas cabalgantes. Cerro Pabellón se encuentra dentro de dos fallas normales principales que constituyen el Graben Pabelloncito (o Apacheta).

La formación de los centros eruptivos del CVAI, en especial de los estratovolcanes del Plioceno, está localmente relacionada al graben simétrico denominado Graben Pabelloncito o Graben Apacheta, dependiendo de la fuente, en el que dos fallas sinestrales-normales de rumbo N53°O a N60°O forman escarpes de 100-150 m. Estas fallas se denominan Pabellón y Cachimba (Mercado et al., 2009). Ambas delimitan una zona de aproximadamente 18 km de largo por 3 km de ancho, con una depresión topográfica de unos 100 m en sentido vertical (Rivera et al., 2015). Poseen un manteo que varía entre 45 y 50°, y se reporta un desplazamiento acumulado de 3 a 30 m (Mercado et al., 2009).

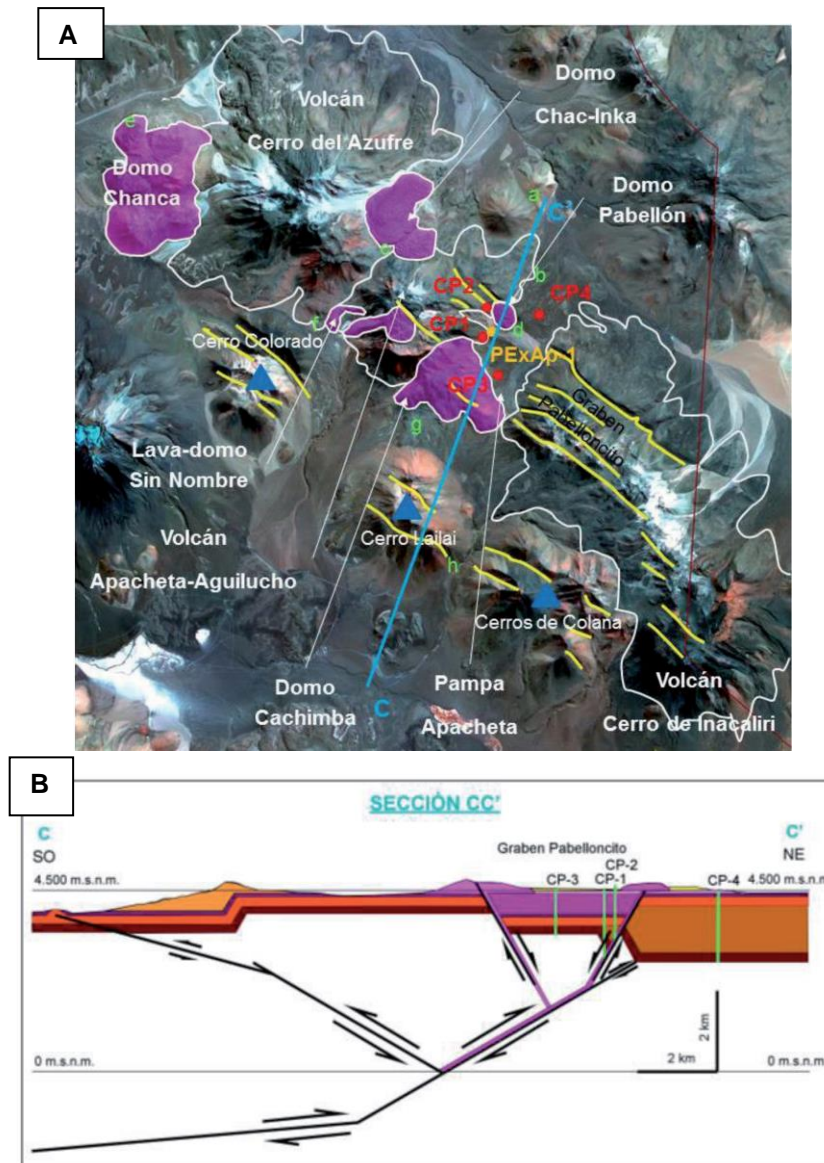


Figura 11: A. Mapa del área del CVAI. Se muestra la cadena principal del Pleistoceno-Holoceno, como polígonos de línea blanca, la cadena secundaria del Mioceno Superior – Plioceno, como triángulos azules, las fallas principales como líneas amarillas, y algunos pozos de Geotérmica del Norte S.A como círculos rojos y naranjos. Extraído de

Rivera et al., 2015. B. Reconstrucción estructural del CVAI en una sección NE-SW de la Pampa Apacheta, correspondiente a la transecta CC' de A. Extraído de Rivera et al. (2015).

El bloque colgante del graben está afectado por fallas subsidiarias o secundarias subparalelas a las principales, que pueden alcanzar largos de 6,5 km, manteniendo entre 60 y 70° (Mercado et al., 2009). Predominan rumbos entre N50°O y N60°O de los lineamientos estructurales alrededor del CVAI (Rivera et al., 2015). Todos estos lineamientos son casi paralelos a ciertos centros eruptivos que son prácticamente colineales.

Tanto las fallas secundarias como principales delatan su cinemática mediante indicadores como estrías, fracturas de Riedel, y flujos lávicos truncados. Además, ambos grupos de estructuras cortan coladas de lava datadas a $1,1 \pm 0,2$ Ma (Mercado et al., 2009). También se tienen los ya mencionados domos riodacíticos que se encuentran emplazados sobre la traza de la falla nororiental del graben. De esta manera, es posible constreñir la edad de la deformación entre el Pleistoceno Inferior y el Pleistoceno Superior.

Esta deformación podría estar asociada a un cambio de régimen tectónico de compresivo a extensional durante el Pleistoceno Superior, cuando se formaron justamente los lineamientos mencionados.

Finalmente, la circulación de fluidos geotermales y de aguas meteóricas está estrechamente relacionada a la dinámica y los arreglos geométricos de las fallas y otros elementos estructurales en la CVZ. Estos aspectos constituyen un control de primer orden en la migración y diferenciación de estos campos geotermales. Las orientaciones de los enrejados de fracturas favorecen el emplazamiento de sistemas geotermales subhorizontales, como ocurre con T2, donde se encuentra El Tatio, y T3, donde se encuentra el SGCP (Veloso et al., 2019).

7. Sistema Geotermal Cerro Pabellón (SGCP)

7.1. Aspectos hidrogeológicos generales

El SGCP se localiza en una cuenca intramontana cerrada denominada Cuenca “Fronteriza Salar Michincha – Río Loa”, código 020 de acuerdo a la Dirección General de Aguas. Que sea intramontana quiere decir que es una cuenca subsidente limitada por dos horst, que se presentan como macizos tectónicos. Se ubica entre dos cuencas hidrográficas: Salar de Ascotán y Río San Pedro. La subcuenca en que se encuentra emplazado el SGCP es la de “Salar de Ascotán”, código 0202.

Según la clasificación de Errazuriz et al. (1987), el área en que se encuentra este sistema geotermal corresponde a ríos de régimen esporádico, en la zona árida de Chile. Esto es la Pampa Apacheta, la cual es una hoya hidrográfica endorreica ubicada dentro de la subcuenca de Salar de Ascotán.

Según estudios realizados por la consultora Errol L. Montgomery & Associates, Inc. en ENG (2007) la región deprimida se encuentra rellena con depósitos aluviales que constituyen acuíferos someros. También se tienen acuíferos en roca fracturada enterrada mediante grandes fallas. Se define la existencia de un acuífero local de 3x4 km en la Pampa Apacheta, donde se tienen los pozos. Este acuífero se encuentra rodeado por un extenso acuífero regional frío de roca fracturada, constituido principalmente por ignimbritas y rocas piroclásticas (ENG, 2007).

En el informe de antecedentes hidrogeológicos de Cerro Pabellón, realizado por la consultora Subterránea Consultores en 2019, se establecen tres unidades hidrogeológicas:

- **Depósitos no consolidados y rocas volcánicas recientes**

Unidad acuífera somera que se extiende debajo de la superficie por pocos cientos de metros, caracterizada por la DGA (Mayco – DGA, 2013).

- **Clay-cap**

Unidad sellante dominada por arcillas que le confieren impermeabilidad, con un espesor de 500-1000 m, cupuliforme. Se caracteriza por la asociación esmectita – clorita. Eléctricamente conductiva.

- **Reservorio geotermal**

Unidad acuífera más profunda, por debajo de la cota 3000 m.s.n.m., de la cual no se tienen antecedentes concretos respecto a su espesor. Está caracterizada por la presencia de tobas dacíticas y lavas andesítico-dacíticas, con alteración propilítica. Eléctricamente resistiva.

La zona de recarga de este acuífero profundo se ubica justamente en el área de estudio y está asociada a dos factores: las lluvias del Invierno Altiplánico con el consecuente derretimiento de nieves, y las escasas caídas de nieve durante el invierno. La recarga está en el rango de 78 – 391 l/s (Subterránea Consultores, 2019, p. 44). Esto es considerando que la planta geotérmica funciona con reinyección total, es decir, la variación neta de volumen de agua subterránea en el reservorio producto del funcionamiento de la misma sería cero.

Este reservorio no muestra interacciones con los acuíferos someros. La barrera hidráulica correspondería a un nivel impermeable de espesor variable, compuesto por brechas andesíticas, lavas andesíticas, y tobas líticas o tufitas andesíticas (Subterránea Consultores, 2019, p. 45).

Existen ciertas manifestaciones superficiales de actividad geotermal, que corresponden a dos fumarolas y piscinas de lodo burbujeante, y se ubican en el Volcán Apacheta a cotas entre 5162 y 5169 m.s.n.m. (Urzúa et al., 2003; Taussi et al., 2019a; Maza et al., 2018). Se reporta que las temperaturas de éstas son de 109 y 118 °C. A esta elevación se tiene un punto de ebullición para el agua de 84 °C, por lo que estas fumarolas están por sobre dicho punto en 25 y 34 °C respectivamente (Subterránea Consultores, 2019, p. 48).

7.2. Antecedentes hidrogeoquímicos

La composición química del fluido geotermal se puede extraer del trabajo de Giudetti y Tempesti (2020), donde se exponen los resultados del muestreo hidroquímico de los pozos de producción de Cerro Pabellón, denominados: CP-1, CP-1A, CP-5, CP-5A, CP-6. Estos pozos fueron muestreados a través de un *weirbox*, en 2010, 2016, y 2017 durante pruebas de flujo llevadas a cabo por personal de GDN. Estos pozos arrojan temperaturas mayores a 200 °C y presiones iguales o mayores a 130 bar, excepto por el pozo CP-5, que es el más somero.

El pH medido en las muestras oscila en el rango 6,7 – 7,1, dando cuenta de una naturaleza neutra. Este parámetro fue recalculado por Giudetti y Tempesti (2020) a las condiciones de reservorio mediante el software *Match 2.4 (ISOR)*, arrojando valores entre 5 y 6,2, indicando condiciones débilmente ácidas. Según los autores, la diferencia entre la medición y el dato recalculado radica en la pérdida de CO₂ por procesos de *flashing* durante el ascenso por el pozo.

Las concentraciones muestran altas cantidades de K (638 – 1125 ppm), Ca (528 – 645 ppm), B (258 – 343 ppm), Li (31 – 62 ppm), y As (34 – 84 ppm). También muestran bajas cantidades de Mg (0,04 – 0,81 ppm). El pozo CP-5, de 470 m de profundidad, tiene fracciones de vapor mucho mayores a los otros como consecuencia del *clay-cap* argílico que “taponea” el ascenso de gases. La producción de este pozo se debe principalmente a la presencia de fracturas. Las temperaturas máximas medidas varían entre 250 y 260 °C.

Baccarin et al. (2020) indica un equilibrio en el rango 280-290 °C determinado a partir de geotermómetros de Na-K y de CO₂, lo que permite inferir que existen mayores temperaturas en las condiciones de reservorio. El balance iónico muestra una desviación en el rango ±10% (Giudetti y Tempesti, 2020). Las siguientes tablas muestran los análisis químicos a partir de los cuales se realiza el modelo:

Tabla 3: Análisis químico de fluidos geotermales de Cerro Pabellón. Principales especies acuosas. Extraída de Giudetti y Tempesti (2020).

Muestra	Fecha de muestreo	Fracción de vapor	G/S	pH	Na	K	Ca	Mg	Cl	SO4	F	Br	SiO2	B	HCO3	Li	Rb	Cs	Sr	Sb	As	TDS
CP-1	11-06-2010	0.21	0.54	6.89	5182	871	543	0.17	10066	22	10.9	10.4	531	273	34	59	9.5	32	13.4	9.5	71	16769
CP-1A	05-07-2017	0.36	0.6	6.95	4452	729	538	0.36	8214	28	0.5	7.5	429	293	51	50	6.4	26	12.8	1.8	79	14146
CP-2	10-12-2010	0.32	0.61	7.12	3498	666	597	0.81	6808	33	11.5	6.5	362	258	67	31	3	22	10.9	1.6	65	11778
CP-5	11-06-2016	0.48	0.87	6.74	4343	638	528	0.04	7447	29	0.7	6.5	276	265	48	34	4.3	20	8.3	1.7	34	13095
CP-5A	26-06-2016	0.33	0.38	6.84	4724	793	645	0.13	9045	32	0.8	7.7	363	312	46	50	6.3	21	12.1	2.1	44	15385
CP-6	04-12-2017	0.21	0.6	6.82	5668	1125	541	0.21	8986	27	1.5	11.7	574	343	48	62	9.5	32	13.4	2.9	84	16569

Tabla 4: Análisis químico de fluidos geotermales de Cerro Pabellón. Principales especies gaseosas. Extraída de informe de análisis químico de CEGA (2020).

Muestra N°	Pozos	CO2 (%mol)	H2S (%mol)	Ar (%mol)	O2 (%mol)	N2 (%mol)	H2 (%mol)	He (ppm)	CH4 (ppm)	CO (ppm)
Línea C	1 y 1A	98.34	0.61	0.005	0.003	0.99	0.053	14	16.4	4.8
Línea F	5 y 5A	98.02	0.73	0.006	0.007	1.16	0.08	15	13.2	3.2
Línea J	6 y 6A	97.06	1.09	0.013	0.098	1.7	0.033	16	12.3	2.4

A continuación, se presenta una gráfica de las concentraciones (mg/l) de las especies acuosas principales, confeccionada a partir de los datos ya mencionados.

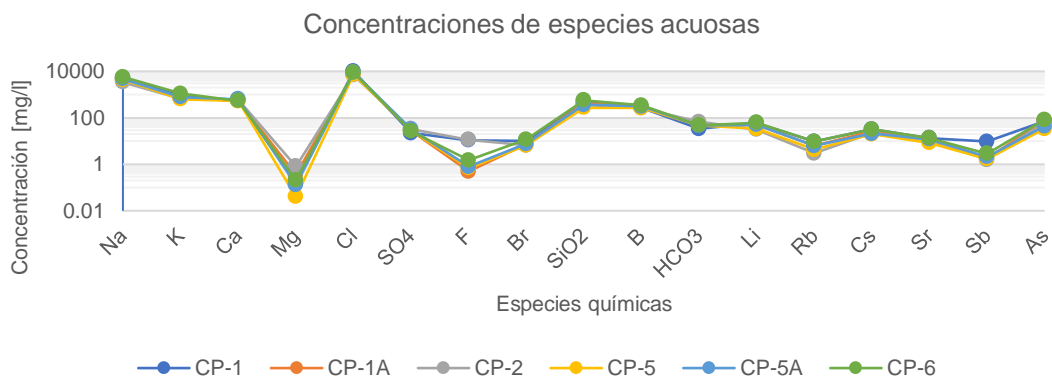


Figura 12: Curva de concentraciones (mg/l), en escala logarítmica, de las principales especies acuosas tomadas del trabajo de Giudetti y Tempesti (2020).

Se puede notar que los pozos manifiestan químicas prácticamente iguales, y se observa un peak negativo en la concentración de Mg y un peak positivo en la concentración de Cl, sin perjuicio de que también se tiene una alta concentración de Na. En comparación con los otros elementos, el fluido se encuentra deprimido en magnesio, lo que podría influir en la formación de aquellos minerales que lo contienen como elemento mayoritario. El cloro en cambio se muestra en abundancia. Se procede a confeccionar un diagrama de Piper para representar la proporción de las principales especies catiónicas y aniónicas del fluido geotermal, de tal manera de poder clasificar estas soluciones.

Diagrama de Piper Fluidos Geotermales CGCP

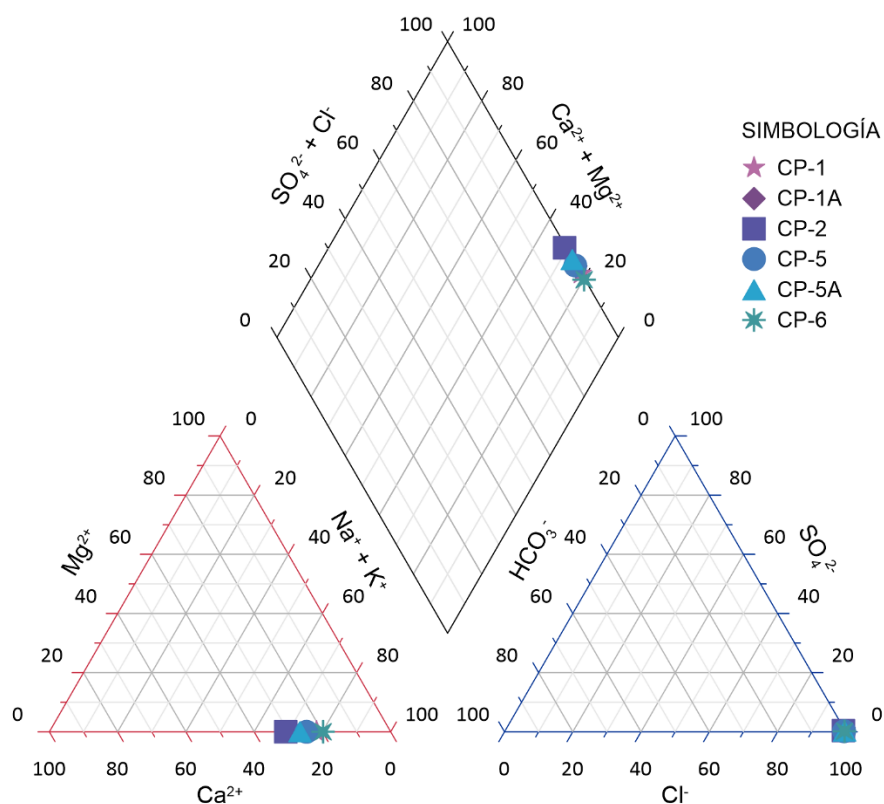


Figura 13: Diagrama de Piper elaborado a partir de los datos de Giudetti y Tempesti (2020) de la fase líquida del fluido geotermal del reservorio de Cerro Pabellón.

Este diagrama permite visualizar la situación hidroquímica de la fase acuosa de este sistema. Los cationes muestran que se trata de una solución *sódica*, mientras los aniones muestran que se trata de una solución *clorurada*. El rombo, que recoge la información de ambos triángulos, señala que la solución geotermal es de tipo *clorurada y/o sulfatada sódica*, sin embargo, el rasgo de sulfatada no se ajusta con la hidroquímica de este caso. Se considera en consecuencia como un fluido clorurado-sódico, siendo el carácter clorurado el predominante.

En términos hidroquímicos, en el estudio de Subterránea Consultores mencionado anteriormente se expone la siguiente información acerca de dichas fumarolas:

- Gas no condensable (NCG): 2,5 wt%.
- Alto contenido de CO_2 : mayor a 98% en moles del NCG.
- Razones elevadas de N_2/Ar .
- Bajo contenido de H_2S : 0,4 – 0,6% molar.
- Bajo contenido de gas metano.

Se tienen en consecuencia dos elementos que escapan de las características típicas de fumarolas volcánicas de cumbre: el bajo contenido de azufre, y el bajo contenido de metano. Tanto el azufre como el metano reflejan la influencia magmática en el sistema. Si se tienen cantidades deprimidas respecto a los valores típicos, entonces debe existir un proceso capaz de generar dicha situación. En este caso, dicho proceso está controlado por la mezcla de las aguas freáticas someras.

7.3. Alteraciones hidrotermales

Cerro Pabellón es un sistema geotermal ciego, denominación que recibe al no contar con una actividad superficial moderna importante. Morata et al. (2021) compila las características de un sistema geotermal de este tipo:

- Lo principal: presencia de una capa impermeable de gran espesor que juegue un rol de taponamiento del sistema. Esta capa es el *clay cap*, de alteración argílica, donde la impermeabilidad viene dada por las arcillas.
- La ausencia o sellado de fallas y fracturas que conecten el reservorio geotermal con la superficie. En este caso el domo riodacítico Cerro Pabellón cumple una función de sellado para la falla nororiental del Graben Pabelloncito (Figura 14).
- La presencia de un acuífero frío y de gran espesor capaz de enmascarar la temperatura de los fluidos ascendentes, que en este caso son los fluidos magmáticos asociados a la cadena volcánica Azufre-Inacaliri que interactúan con las aguas subterráneas del acuífero durante su ascenso generando el reservorio geotermal.

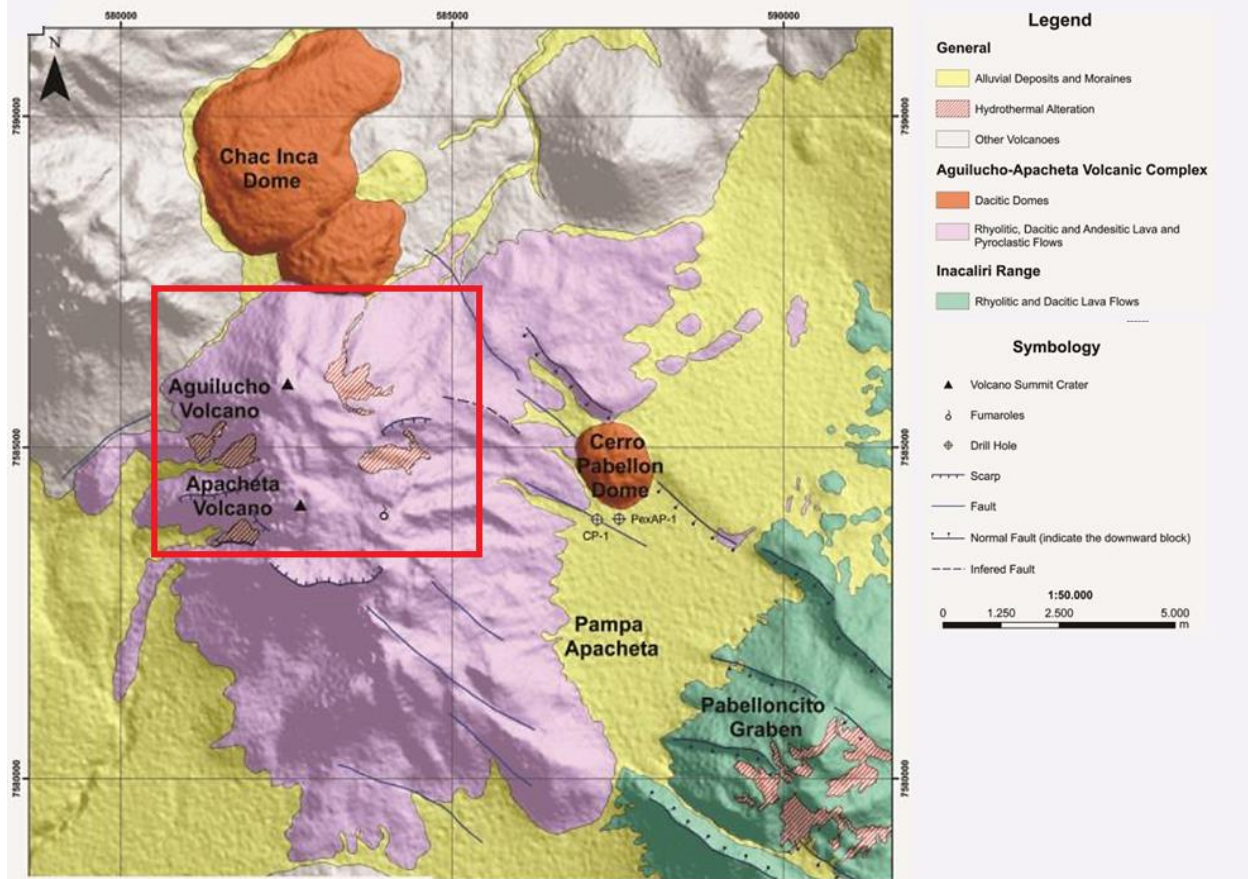


Figura 14: Mapa geológico simplificado del Sistema Geotermal Cerro Pabellón. El rectángulo rojo encierra los sectores de alteración hidrotermal cuya mineralogía se pretende modelar. Modificado de Godoy et al., 2017. Extraído de Maza et al., 2018.

La única evidencia de actividad superficial activa es el campo de fumarolas que se encuentra 3,5 km al W de la Pampa Apacheta, en la cima del Volcán Apacheta, representadas en la esquina inferior derecha del rectángulo rojo de la Figura 14. Las mediciones hechas sobre dichas fumarolas revelan bajas concentraciones de CO_2 . Esto se debe a la interacción de los fluidos magmáticos ascendentes con el acuífero más somero (Figura 15). Esto permite la disolución casi completa de CO_2 y H_2S en las aguas freáticas someras, y un input calórico en ellas, lo que se refleja en fumarolas empobrecidas en componentes magmáticos y con anomalías térmicas menores (Taussi et al., 2019a).

La Figura 15 muestra un perfil esquemático del sistema geotermal, donde se muestra de manera simplificada la interacción entre los fluidos magmáticos ascendentes y el agua subterránea del acuífero. Los primeros, posterior a la interacción, son responsables de la formación de fumarolas, mientras que la combinación de ambos va generando distintas alteraciones hidrotermales a distintas profundidades, es decir, a distintas isotermas.

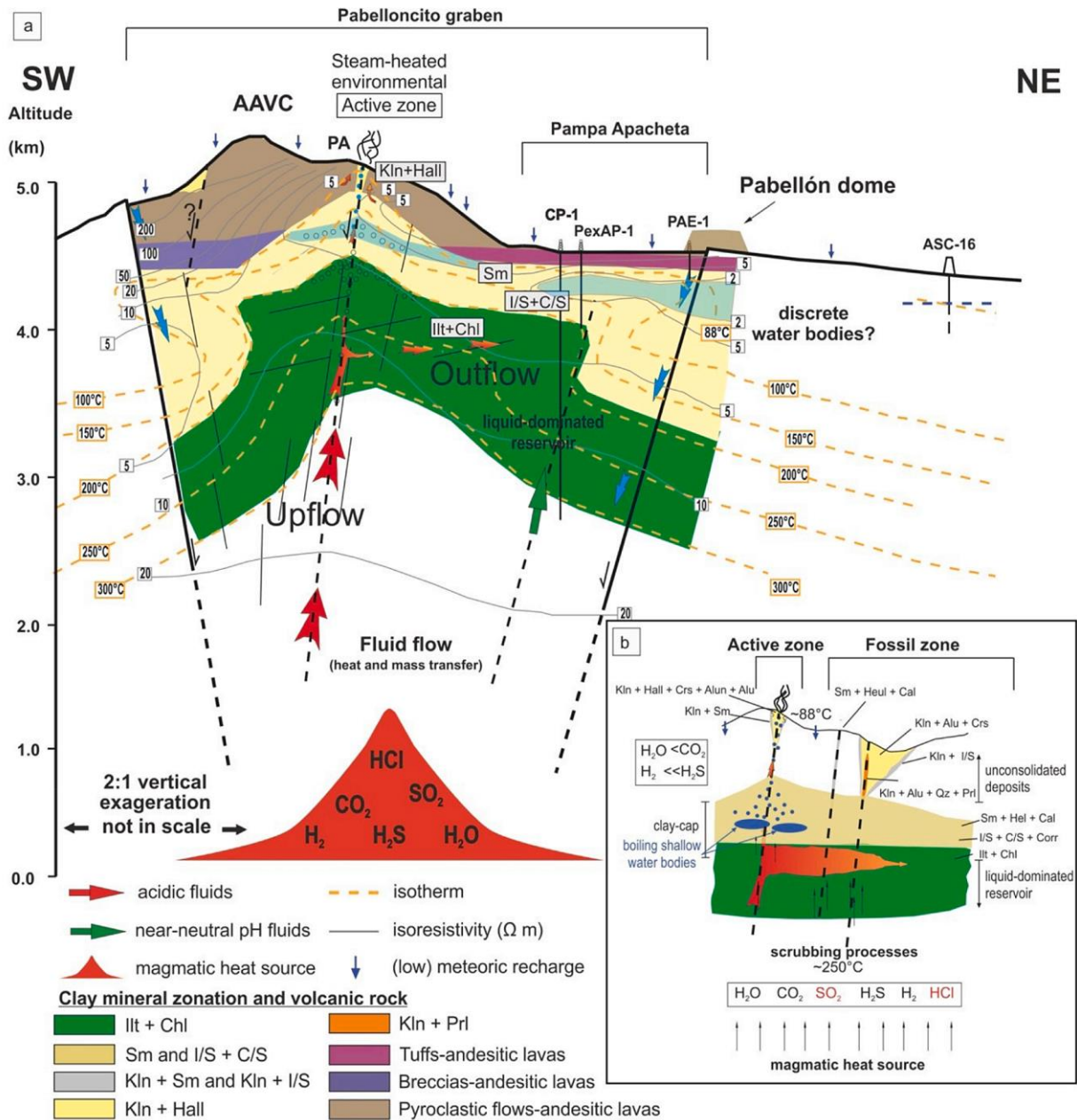


Figura 15: Modelo conceptual del SGCP. a) Perfil SW-NE simplificado que pasa por el pozo ASC-16 mostrando las isothermas y las curvas de isoresistividad, datos extraídos de Urzua et al., 2002. Se muestran los fluidos magmáticos ascendentes desde una profundidad definida por Gorini et al., 2018, que pueden seguir dos caminos: un ascenso directo hacia las fumarolas como fluidos ácidos, o una interacción con el acuífero generando fluidos de mayor pH y mayor razón $\text{HCO}_3^-/\text{SO}_4^{2-}$. Las facies de alteración hidrotermal van acordes a lo expuesto por Maza et al. (2018). Se muestran principales estructuras mapeadas por Ahumada et al. (2009), y principales litologías. b) Perfil esquemático de los lineamientos secundarios de rumbo NE-SW interceptados por estructuras principales de rumbo NW-SE, los cuales controlan la circulación de fluidos en la zona activa del Volcán Apacheta. Modificado después de Urzúa et al. (2002), Maza et al. (2018) y Tussi et al. (2019a). Extraído de Maza et al. (2021).

Según Maza et al. (2018), se identifican tres alteraciones hidrotermales principales en el sistema: argílica, sub-propilítica, y propilítica. En la zona argílica (intervalo 175-360 m en CP-1) se observa una

alteración pervasiva dominada por esmectita reemplazando fenocristales y masa fundamental, asociada con hematita, zeolitas, calcita, sílice y cuarzo. Estas esmectitas tienen una composición montmorillonítica principalmente, típica de esmectitas asociadas con alteraciones jóvenes en vidrios volcánicos. Bajo los 345 m de profundidad, esta esmectita es reemplazada por la asociación illita-esmectita (I-S).

En la zona sub-propilítica (intervalo 360-420 m en CP-1) dominan las capas mixtas de I-S, clorita-esmectita (C-S), corrensita, clorita-corrensita (C-Cor) y clorita, plagioclasa-Na, cuarzo, calcita, hematita, estilbita y laumontita. En este intervalo se tiene una evolución composicional de la serie I-S con la profundidad, la cual es clasificada por Maza et al. (2018) como R0 (a los ~346 m de profundidad) con 10% de capas de illita, luego R1 (a los ~433 m de profundidad) con 55-66% de capas de illita, y finalmente R3 (intervalo aproximado 451-493 m) con >90% de capas de illita.

Finalmente, en la zona propilítica (intervalo 420-825 m en CP-1) se tiene illita y clorita como principales filosilicatos, asociados con capas mixtas de C-Cor, epidota, plagioclasa-Na, adularia, cuarzo, calcita, piritita, calcopiritita y titanita.

Datos químicos y de XRD respecto a las esmectitas, I-S, e illitas, muestran que existe una illitización progresiva a mayor profundidad. La asociación I-S muestra una variación sigmoidal en el porcentaje de capas de illita, con la conversión de esmectita a I-S a temperaturas de 180-185 °C. Estas temperaturas son mayores a las reportadas en otros campos geotermales, lo que hace suponer cierta eficiencia de las capas de arcillas restringiendo la circulación de fluidos hidrotermales en rocas de baja permeabilidad (Maza et al., 2018), y por lo tanto, restringiendo el escape de calor del reservorio. Esta capa debería ser lo suficientemente impermeable como para mantener la temperatura, presión, y entalpía en el tiempo (Todesco & Giordano, 2010; Maffucci et al., 2016; Sánchez-Alfaro et al., 2016).

En el área de las fumarolas se reconoce una alteración argílica en la cual predominan las arcillas del grupo de la caolinita y la esmectita (Maza et al., 2018). La alteración hidrotermal fósil que caracteriza este reservorio ha sido documentada y registrada en los sectores achurados que se encuentran dentro del rectángulo de color rojo de la Figura 14. Esta alteración está caracterizada principalmente por cristobalita, caolinita, y alunita (Maza et al., 2018), consecuencia de la lixiviación ácida y el calor aportado por vapores geotermales.

El *clay cap* de este sistema geotermal quedó precisado mediante estudios de difracción de rayos X (XRD), petrografía, y microscopía electrónica de barrido (SEM-EDS) aplicados sobre muestras obtenidas de dos perforaciones en la Pampa Apacheta por Maza et al. (2018). Las transformaciones esmectita → illita y esmectita → clorita son predominantes en el *clay cap*. En las zonas donde se tienen dichas fases mixtas, con la profundidad se observa una disminución muy lenta de la proporción de esmectita en relación al aumento de temperatura, lo que hace suponer que estas reacciones químicas están controladas por la cinética más que por la temperatura (Maza et al., 2018).

Bajo los 490 m de profundidad se tiene la alteración propilítica, caracterizada por facies de clorita, epidota, e illita, probablemente formadas a temperaturas mayores a 200 °C (Maza et al., 2018). Finalmente, se tienen distintas texturas de piritita en torno a los 557 m de una de las perforaciones, atribuidas a distintos episodios de ebullición (Román et al., 2019).

Posteriormente, en 2021, Maza et al. definen dos facies de alteraciones hidrotermales en la zona de fumarolas del Volcán Apacheta tanto en la zona activa como en la zona de alteración fósil: alteración argílica avanzada superficial y alteración argílica (Figura 15). Las asociaciones minerales que definen estas facies son consistentes con el ambiente calentado por vapores ácidos sulfatados. En esta zona predominan caolinitas y cristobalitas de pobre grado de cristalización. En el suelo “humeante” por las

fumarolas se tiene alunita. En los depósitos fumarólicos se tiene alunógeno y esmectitas ricas en Mg-Zn-Cu.

En su investigación se definieron seis asociaciones minerales principales, desde la i) a la vi), las que determinaban las facies de alteración hidrotermal (Figura 15).

La zona de alteración argílica avanzada superficial está compuesta por:

- i) *Alunógeno + yeso + cristobalita ± jarosita ± pickeringita ± azufre nativo.*
- ii) *Caolinita + alunita + cristobalita ± halloysita ± azufre nativo.*

La zona de alteración argílica avanzada está compuesta por:

- iii) *Caolinita + alunita + pirofilita + cuarzo.*

La zona de alteración argílica está compuesta por:

- iv) *Esmectita + caolinita + cristobalita.*
- v) *Capas mixtas I-S (R0, R1 y R3) + illita + clorita.*
- vi) *Esmectita + heulandita + calcita.*

También se tienen montmorillonitas y beidellitas, ambas ricas en Mg-Zn-Cu, tanto en la zona activa como en la zona fósil.

8. Índice de Saturación

El modelo de especiación arroja índices de saturación de especies minerales y especies acuosas, que son calculados a partir de los datos ingresados. Este parámetro indica si el fluido acuoso tenderá a disolver o a precipitar un mineral en particular, siendo negativo cuando la tendencia es a la disolución (subsaturación), positivo cuando la tendencia es a la precipitación (sobresaturación), y cero cuando existe equilibrio químico entre el “agua” y la especie mineral.

El Índice de Saturación (IS) se calcula comparando dos cantidades: 1. el *Producto de Actividad Iónica* (sigla IAP en inglés), que es el producto de las actividades de los iones libres que componen la especie mineral y, 2. el *Producto de Solubilidad* (K_{sp} por “*Solubility Product*” en inglés), que es la constante de equilibrio de la reacción química en la que el mineral es el reactante como sólido iónico, y sus correspondientes iones disueltos son los productos. Finalmente, el IS se calcula mediante la expresión:

$$IS = \log \left(\frac{IAP}{K_{sp}} \right)$$

Como consecuencia se tiene lo siguiente:

*Si $IAP > K_{sp} \Rightarrow IS > 0 \Rightarrow$ reacción hacia la izquierda \Rightarrow **precipitación***

*Si $IAP < K_{sp} \Rightarrow IS < 0 \Rightarrow$ reacción hacia la derecha \Rightarrow **disolución***

*Si $IAP = K_{sp} \Rightarrow IS = 0 \Rightarrow$ reacción en equilibrio \Rightarrow **equilibrio***

Entonces se considerará que los minerales sugeridos por los resultados del modelo propuesto serán aquellos que el fluido esté en condiciones de precipitar, es decir, aquellos cuyo índice de saturación sea positivo.

9. Limitaciones del modelamiento termodinámico

Los datos dependen de una situación experimental específica que se debe verificar para detectar errores de medición, mientras los fenómenos, a partir de los cuales se obtienen los datos, deben presentar características relativamente estables que se puedan establecer de manera repetida a partir de los distintos experimentos.

Un modelo es una descripción interpretativa de un fenómeno que facilita el acceso a él (Bailer-Jones, 2009). Facilitar este acceso implica focalizar, convenientemente, aspectos específicos del fenómeno despreciando otros de forma deliberada. Por consiguiente, los modelos científicos son descripciones parciales que, si no se entienden como tal, y en cambio se toman como representaciones estrictas, se puede incurrir en suposiciones falsas del fenómeno bajo estudio, por lo que es conveniente interpretar de forma relativamente conservadora. El punto está en que un modelo también implica muchas afirmaciones que son verdaderas (Bailer-Jones, 2009).

En otras palabras, un modelo científico consiste en la representación de un conjunto de hipótesis que se postulan para describir la naturaleza de un fenómeno. En Ciencias de la Tierra, esta representación

contiene limitaciones derivadas de la reducción de las complejidades de la realidad. Sin embargo, este aspecto de reducción de la realidad es un requerimiento para todos los modelos geológicos. Ciertos elementos no pueden ser arbitrarios, por ejemplo:

- Aspectos que se van a incorporar.
- Aspectos que no se van a incorporar.
- Escala o resolución espacial.
- Grado de complejidad.

Definir aspectos como éstos conlleva a un filtro de información. Este proceso de selección o filtro de la información lleva a que el modelamiento geológico implique una simplificación de la realidad. El lector debe tener esto presente en todo momento.

Es importante señalar cuáles son las limitaciones del modelo termodinámico que se lleva a cabo en este trabajo. Las principales son:

9.1. Dependencia del software

Uno de los aspectos más limitantes es que la variedad de mecanismos de los cuales se dispone para llevar a cabo el modelamiento está condicionada por el software, tanto en las herramientas que entrega, como en sus bases de datos.

Respecto a este trabajo en específico, se tienen las siguientes limitaciones asociadas al software utilizado:

Dentro de las herramientas disponibles no se incorpora la posibilidad de ingresar datos tales como el Total de Sólidos Disueltos (TDS), la fracción de vapor, o la razón gas/vapor (G/V) de la solución acuosa de manera directa. Sí es posible hacerlo a través del valor de otros parámetros tales como la densidad para el TDS, y los índices de saturación de las especies gaseosas para G/V, ya que ambos se pueden expresar como función de lo otro.

Por otro lado, para trabajar altas temperaturas en PHREEQC, propias de un ambiente geotermal, existe una base de datos específica que es aplicable hasta los 300 – 350 °C. Si eventualmente se quisiera modelar reconstruyendo el proceso que generó el fluido geotermal primitivo como una interacción entre fluidos magmáticos y un acuífero profundo para analizar la mineralogía de alteración generada durante la evolución hasta el fluido actual, habría que encontrar un software con una base de datos que incorpore temperaturas propias de un fluido magmático.

Lo último ejemplifica cómo el software afecta al modelo, en este caso acotando la gama de mecanismos disponibles para llevarlo a cabo. Una situación similar ocurre con los minerales, ya que la base de datos de alta temperatura de PHREEQC incorpora solamente miembros extremos de las soluciones sólidas. Tal es el caso de la plagioclasa, donde no se incorpora como tal, pero sí la albita y la anortita. Lo mismo ocurre con la biotita, donde solamente se incorpora la annita y la flogopita.

9.2. Cambios del fluido durante el ascenso por el pozo

Un fluido geotermal experimenta ciertos cambios fisicoquímicos durante el ascenso por un pozo. Estos cambios son derivados de la pérdida de moméntum y calor. Uno de ellos es la disminución de presión del fluido que a menudo conduce a incrementos en la fracción de vapor y *flashing*, a pesar de la pérdida de calor (Hasan y Kabir, 2010).

Un aumento en la fracción de vapor provocaría aumentos en las concentraciones de las especies acuosas, por la pérdida de solvente en la fase líquida. Esto conllevaría a que las muestras recolectadas expresen cantidades mayores de dichas especies con respecto a las cantidades reales que existen en el reservorio.

9.3. Semejanza de profundidades estudiadas

Para llevar a cabo este modelo se utilizaron aquellos pozos de los cuales existían datos tanto de la fase líquida como de la fase gaseosa del fluido geotermal. En ese sentido, solamente cinco pozos son utilizados, cuyas profundidades están en torno a los 2000 metros.

Es importante mencionar que no hay claridad acerca de la profundidad de la base del reservorio. En consecuencia, estas muestras podrían estar representando una realidad somera del acuífero profundo, lo que aumenta el grado de incertidumbre respecto al comportamiento del sistema en profundidad.

A lo largo de este trabajo es posible que se visualicen limitaciones que no se tenían consideradas.

10. Objetivos

10.1. Objetivos Generales

- a) Elaborar un modelo numérico y gráfico de las condiciones de saturación del fluido geotermal del Sistema Geotermal Cerro Pabellón, bajo criterios estrictamente termodinámicos, respecto a la mineralogía de alteración reportada en la bibliografía, principalmente por Maza et al. (2018) y Maza et al. (2021), considerando también los resultados de minerales no reportados pero relacionables al contexto geológico.
- b) Elaborar un modelo numérico y gráfico de la evolución de dichas condiciones en el primer segmento del recorrido del fluido geotermal durante el proceso de reinyección de la planta geotérmica. La simulación se basa en los cambios de temperatura y presión.

10.2. Objetivos Específicos

- a) Generar un modelo de especiación a partir de dichos datos utilizando PHREEQC 3, seleccionando, para las observaciones de índices de saturación, un listado de minerales definido a partir de los registros de minerales de alteración de Maza et al. (2018) y Maza et al. (2021). También se consideran los resultados de aquellos que no se incluyen en dichos trabajos, pero que efectivamente podrían estar en condiciones de precipitación bajo el contexto geológico y las condiciones termodinámicas del Sistema Geotermal Cerro Pabellón.
- b) Generar un modelo de despresurización y posterior enfriamiento del fluido, comenzando con la situación actual del reservorio hasta las condiciones del separador ciclónico, para observar las variaciones en los índices de saturación de los minerales. De esta manera se simula el primer tramo del proceso de reinyección de la planta geotérmica, desde el extremo inferior del pozo hasta el separador ciclónico.
- c) Proceder con un análisis de sensibilidad de los índices de saturación ante variaciones leves de ciertos parámetros de la fase líquida del fluido: temperatura, pH, densidad, concentración de aluminio, concentración de hierro y concentración de magnesio.
- d) Discutir acerca de la relación entre los resultados y la situación actual del reservorio geotermal en términos geológicos. También discutir acerca de las limitaciones de los modelos, y proponer una forma de perfeccionarlos.

11. Hipótesis de trabajo

A pesar de que la composición litológica inicial (protolito) tiene influencia sobre la mineralogía secundaria de una roca, su efecto es menor en relación a la temperatura, permeabilidad, y composición del fluido hidrotermal. En efecto, la temperatura y la composición del fluido, que incluye el pH, constituyen los parámetros más relevantes en la formación de la asociación mineral de alteración (Barnes, 1979).

En consecuencia, un modelo termodinámico podría incorporar variables como temperatura, presión, p_{ε} , densidad, y composición del fluido, y de esta manera dejar definida una solución para generar una especiación. Con la utilización de índices de saturación se puede cuantificar el estado en que estaría este fluido geotermal en relación a la precipitación o disolución de minerales de alteración, en base a dicha especiación.

Por lo tanto, sería posible establecer cuáles asociaciones minerales de alteración se podrían formar en el sistema, haciendo uso exclusivo de los datos hidroquímicos disponibles, y asumiendo que son suficientes. Cabe señalar que los resultados no implicarían la precipitación o disolución de los minerales, sino más bien, indicarían si el fluido está en condiciones de sobresaturación o subsaturación tales que termodinámicamente es posible la precipitación o disolución de los minerales.

Si dichas condiciones son sometidas a los cambios termodinámicos que ocurren durante el primer tramo del recorrido del fluido en la planta geotérmica, hasta el separador ciclónico, entonces también se debería observar una evolución que, por un lado, explique una parte del proceso de *scaling*, y por otro, genere más información que permita analizar los resultados del modelo de especiación.

12. Metodología

Para la fase líquida se utilizan los datos expuestos por Giudetti y Tempesti (2020) en el Congreso Mundial de Geotermia (2020), pertenecientes a Enel Green Power. Para la fase gaseosa se utilizan los resultados de los análisis químicos efectuados sobre muestras de gases geotermiales del SGCP, solicitados por Geotérmica del Norte S.A. al Laboratorio de Geoquímica de Fluidos del CEGA.

Tanto para la fase líquida como para la fase gaseosa, las muestras son obtenidas a partir de cinco pozos de producción que se encuentran en el área de estudio, con profundidades variables, pero en torno a los 2000 m: CP-1, CP-1A, CP-5, CP-5A, CP-6. El pozo CP-2 no se incluye puesto que no se incorpora en los análisis de gases.

Estos datos hidroquímicos son ingresados en el software PHREEQC 3, donde se procede con el modelamiento de especiación, y posteriormente reinyección.

12.1. Modelamiento numérico con PHREEQC

PHREEQC es un software que permite llevar a cabo simulaciones de reacciones químicas y procesos de transporte en fluidos geológicos, basándose en el equilibrio químico de soluciones acuosas que interactúan con gases y minerales. En este caso es conveniente utilizar el programa de especiación, que distribuye las concentraciones de los elementos químicos en especies acuosas, indicando las actividades de éstas. Estas actividades pueden ser utilizadas por el software para calcular los índices de saturación de los minerales, relativos a la solución.

Se simulan los índices de saturación de los minerales a una temperatura y presión dadas, bajo condiciones termodinámicas especificadas en un archivo de entrada. Para este listado de minerales se seleccionan los documentados por Maza et al. (2018) y Maza et al., (2021) como minerales de alteración presentes en el sistema, y también se incluyen aquellos minerales propuestos por el software en el archivo de salida, pero considerando aquellos que tengan cierto sentido con el contexto geológico.

Se procede también a simular el tramo inicial del circuito de reinyección del fluido geotermal en la planta geotérmica, en base a una despresurización seguida de un enfriamiento exagerado. Se pretende observar las variaciones de los índices de saturación de ciertos minerales del listado, y también del pH durante un enfriamiento exagerado. La simulación consiste en despresurizar el fluido en cien pasos hasta la presión del separador ciclónico de la planta (6,9 bar), para luego someterlo a un enfriamiento exagerado en cien pasos hasta 100 °C.

Para llevar a cabo estos procedimientos se deben importar datos hidroquímicos relativos a las muestras recolectadas en cada pozo mencionado. Lo principal son las concentraciones de las especies acuosas y gaseosas en los distintos pozos. También se ingresan otros parámetros de entrada relativos a la muestra de fluido: temperatura, presión, pH, p_e , y densidad:

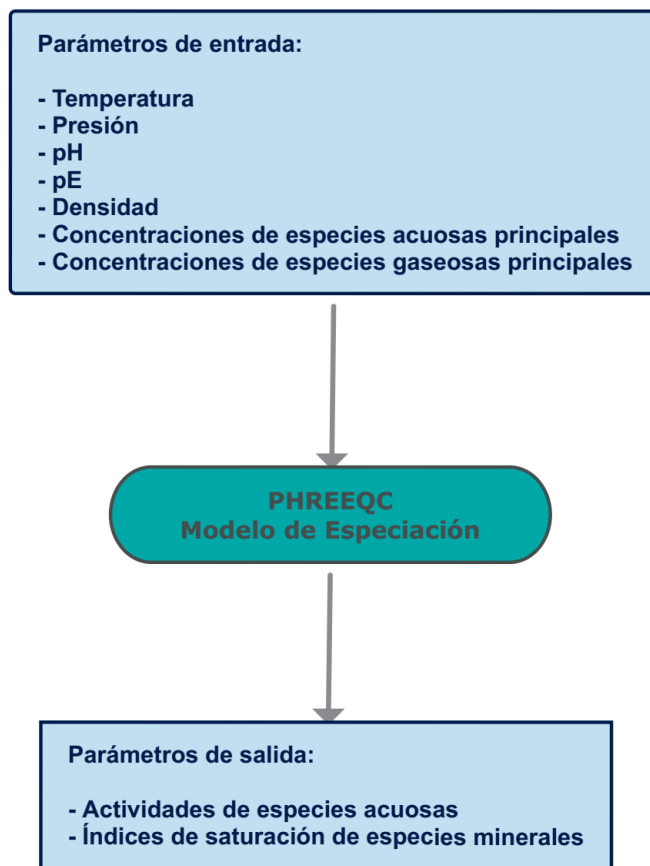


Figura 16: Diagrama EPS (Entrada → Proceso → Salida) respecto a la metodología del modelamiento numérico de especiación que se lleva a cabo con PHREEQC. Se indican los parámetros de entrada, que son aquellos que el software necesita, y los parámetros de salida, resultados del modelo, que son traspasados a una hoja de cálculo para luego generar el modelo gráfico mediante Grapher.

La información que no fue obtenida a partir del trabajo de Giudetti y Tempesti (2020) o de los resultados del muestreo de gases del Laboratorio de Geoquímica de Fluidos del CEGA, se extrajo, en los casos del pE y la densidad fue calculada, a partir de los informes técnicos de GDN. Estos datos se resumen en la siguiente tabla (Tabla 5):

Tabla 5: Datos extraídos y calculados de cinco pozos de producción de Cerro Pabellón.

Variable	CP-1	CP-1A	CP-5	CP-5A	CP-6
UTM (X)	587123.07	587199.80	588012.31	587991.14	587656.71
UTM (Y)	7583651.43	7583563.45	7583696.02	7583624.06	7582872.64
Elevación cabezal (Z) [m.s.n.m.]	4541	4536	4520	4517	4519
Elev. Extremo inferior [m.s.n.m.]	2700	2400	4050	2600	2400
Profundidad aprox. [m]	1840	2300	470	1920	2120
Temperatura [°C]	255	255	210	230	255
Presión [bar]	130	155	25	135	155
ρ_e	-3.8	-3.8	-4.2	-4	-3.8
Densidad del fluido [kg/cm ³]	1.017	0.982	0.928	0.958	1.014

Los parámetros ingresados al modelo de reinyección son exactamente iguales a los ingresados en el modelo de especiación, pero incorporando además un rango de presión y temperatura para llevar a cabo la despresurización y el enfriamiento que ocurre en el primer tramo de este proceso (Figura 17).

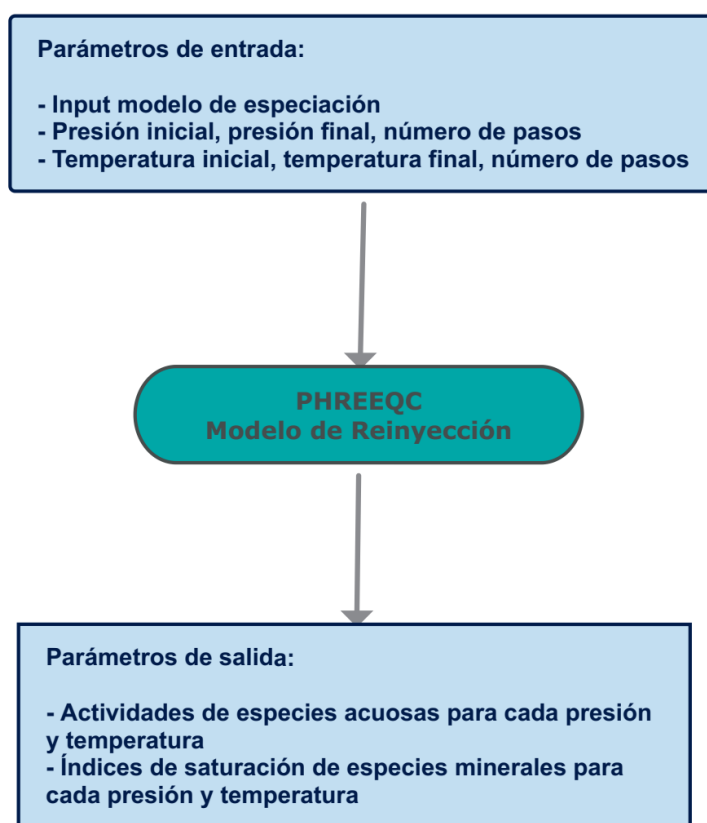


Figura 17: Diagrama EPS respecto a la metodología del modelamiento numérico de reinyección que se lleva a cabo con PHREEQC. Se indican los parámetros de entrada, que son aquellos que el software necesita, y los parámetros de salida, resultados del modelo, que son traspasados a una hoja de cálculo para luego generar el modelo gráfico mediante Grapher.

Utilizando el comando *REACTION_PRESSURE* de PHREEQC, se puede forzar una reacción de la especiación generada a partir de las condiciones iniciales, incluyendo la presión inicial, hasta una presión final, en este caso menor a la presión inicial, que corresponde a la presión del separador ciclónico de la planta geotérmica y es igual a 6,9 bar. Asimismo, con el comando *REACTION_TEMPERATURE* de este software, se define una temperatura inicial, correspondiente a la temperatura del fluido muestreado en cada pozo, y una temperatura final, fijada para este modelo en 100 °C. La temperatura del separador ciclónico es de 170 °C, sin embargo, en este trabajo se pretende exagerar el enfriamiento para focalizarse en la tendencia de los índices de saturación de los minerales ante estos cambios. Tanto la despresurización como el enfriamiento se pueden discretizar. En esta simulación se hacen en 100 pasos.

Para focalizar los resultados se utiliza el comando *SELECTED_OUTPUT*. Esta herramienta se usa para generar un archivo de salida en formato de hoja de cálculo que permita trabajar sobre los resultados de una selección específica de parámetros, especies acuosas, y especies minerales. De esta manera es posible construir un listado de los minerales indicados por Maza et al. (2018) como minerales de alteración detectados en el reservorio geotermal de Cerro Pabellón, y obtener una hoja de cálculo con los índices de saturación arrojados de estos minerales, tanto para el modelo de especiación, con un único valor para cada especie, como para el modelo de reinyección, con cien valores determinados por los 100 pasos del proceso.

Los minerales seleccionados a partir de la bibliografía son los siguientes:

Tabla 6: Minerales utilizados para llevar a cabo la observación de los índices de saturación resultantes. Las “especies a definir” se detallan a continuación.

Mineral	Clase o Subclase	Grupo	Formula química
Albita	Tectosilicato	Feldespato	NaAlSi ₃ O ₈
Calcita	Carbonato	Carbonato de Calcio	CaCO ₃
Clinoptilolita	Tectosilicato	Zeolita	(Ca,K,Na) ₆ (Si ₃₀ Al ₆)O ₇₂ ·20H ₂ O
Cuarzo	Tectosilicato	Polimorfo de SiO ₂	SiO ₂
Epidota	Sorosilicato	Epidota	Ca ₂ Fe ³⁺ Al ₂ (Si ₂ O ₇)(SiO ₄)O(OH)
Estilbita	Tectosilicato	Zeolita	(Na,Ca) _n (Si ₂₇ Al ₉)O ₇₂ ·28H ₂ O
Feldespato-K	Tectosilicato	Feldespato	KAlSi ₃ O ₈
Hematita	Óxido	Óxido de Hierro	Fe ₂ O ₃
Illita	Filosilicato	Mica	(K,H ₃ O)(Al, Mg, Fe) ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ [(OH) ₂ ·(H ₂ O)]
Laumontita	Tectosilicato	Zeolita	Ca(Si ₄ Al ₂)O ₁₂ ·4H ₂ O
Pirita	Sulfuro	Sulfuro de Hierro	FeS ₂
Sílice	Tectosilicato	Polimorfo de SiO ₂	SiO ₂
Wairakita	Tectosilicato	Zeolita	Ca(Si ₄ Al ₂)O ₁₂ ·2H ₂ O
Especies a definir	Filosilicato	Esmectita	(Ca,Na,H)(Al,Mg,Fe,Zn) ₂ (Si, Al) ₄ O ₁₀ (OH) ₂ ·xH ₂ O
Especies a definir	Filosilicato	Clorita	(Mg,Fe,Al,Li,Mn,Ni) ₄₋₆ (Si,Al,B,Fe) ₄ O ₁₀ (OH,O) ₈

“Especies a definir” hace referencia a que la base de datos utilizada no incorpora a la clorita ni a la esmectita como tal, sino que incluye ciertas especies que pertenecen a dichos grupos minerales. Para el caso del grupo de las esmectitas, se escogen las beidellitas de Na, Mg, K y Ca, esmectita de alto contenido de Fe-Mg, esmectita de bajo contenido de Fe-Mg, montmorillonita-Ca y saponita. Para el grupo

de las cloritas se escoge la chamosita y los clinocloros de 7Å y 14Å, por ser las únicas cloritas disponibles en la base de datos utilizada.

Los otros minerales observados en el modelo son incluidos por arrojar índices de saturación positivos y porque tienen sentido con el ambiente geológico.

PHREEQC cuenta con distintas bases de datos. Para este trabajo se utiliza en particular *lnl.dat*, que deriva de las bases de datos de los softwares de modelamiento geoquímico *EQ3/6* y *The Geochemist's Workbench*. Éstos compilan una basta cantidad de datos termodinámicos del *Laboratorio Nacional Lawrence Livermore*. Muchas de las constantes de equilibrio de esta base de datos fueron calculadas a partir de las propiedades termodinámicas de especies minerales y especies acuosas usando el software *SUPCRT92* (Parkhurst y Appelo, 2013).

Los resultados son recolectados en *Excel* para luego elaborar los gráficos mediante *Grapher*.

13. Cálculo de parámetros de entrada

La entrada de datos que utiliza PHREEQC para llevar a cabo una simulación incorpora los siguientes parámetros: temperatura, presión, pH, $p\epsilon$, y densidad.

La temperatura y presión son extraídas directamente a partir de los distintos informes técnicos elaborados por Geotérmica del Norte SA. El pH se extrae directamente de los datos expuestos por Giudetti y Tempesti (2020). Por otra parte, tanto el $p\epsilon$ como la densidad del fluido son parámetros que tuvieron que ser calculados a partir de los datos disponibles.

13.1. $p\epsilon$

Este parámetro es análogo al pH, y funciona como una alternativa a la representación del estado redox de un fluido. Éste cuantifica la actividad de los electrones, y se define de la siguiente manera:

$$p\epsilon \equiv -\log(a_{e^-})$$

Evidentemente resultaría difícil calcular la actividad de los electrones, por lo que esta expresión es de poca ayuda en la determinación del $p\epsilon$. Sin embargo, se puede obtener en función del potencial redox (E_H), ya que se encuentran relacionados por la siguiente ecuación:

$$E_H [mv] = \frac{2.303RT}{F} \cdot p\epsilon$$

Donde E_H corresponde al potencial redox, relacionado al pH y al contenido de oxígeno, R es la constante universal de los gases, T es la temperatura, y F es la constante de Faraday, que corresponde a la carga eléctrica de 1 mol de electrones. El parámetro $p\epsilon$ es, en esencia, una cantidad teórica relacionada al potencial de óxido-reducción.

Despejando $p\epsilon$ se obtiene la expresión que permite su cálculo:

$$p\epsilon = \frac{E_H \cdot F}{2,303RT}$$

La relación pH - $p\epsilon$ permite clasificar las aguas naturales cercanas a la superficie terrestre. Para ello se utiliza el diagrama de pH vs $p\epsilon$ de Garrels y Christ (1965):

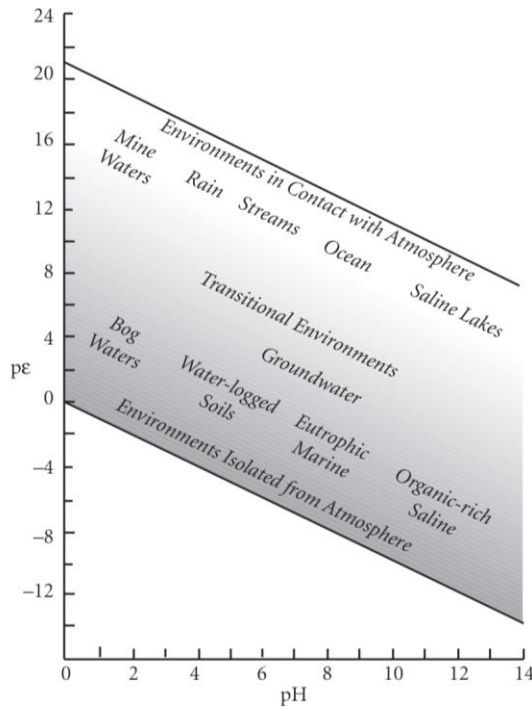


Figura 18: Diagrama de pE vs pH de varios tipos de aguas naturales cercanas a la superficie terrestre. Garrels y Christ (1965). Extraído de White (2013).

Se espera entonces que el resultado del cálculo de este parámetro refleje el nulo contacto entre el reservorio y la atmósfera, dado por su condición de sistema geotermal ciego, convirtiéndolo en un sistema semicerrado. Comparar esta figura con diagramas de estabilidad de minerales, permite predecir las especies que se pueden encontrar en distintos ambientes.

Reemplazando valores, este parámetro resulta ser igual a -4 para el caso del SGCP. Si se considera un pH en torno a 7, lo que se desprende de los resultados de Giudetti y Tempesti (2020), entonces el diagrama de Garrels y Christ revela un ambiente aislado de la atmósfera (Figura 18), lo cual tendría sentido con la realidad del acuífero profundo a más de 2000 m de profundidad que constituye el reservorio.

13.2. Densidad

Por otra parte, el cálculo de densidad del fluido geotermal se efectúa considerando su temperatura y salinidad a partir de la ecuación de estado del aguamarina de Millero y Poisson, (1981):

$$(\rho - \rho^0) / \left[\frac{kg}{m^3} \right] = AS_A + BS_A^{1.5} + CS_A^2$$

Donde ρ es la densidad buscada de la salmuera, ρ^0 es la densidad del agua pura, A, B y C son funciones de la temperatura, S_A es la salinidad absoluta.

Para este efecto, se hace uso de una calculadora virtual basada en la expresión de Millero y Poisson (1981), confeccionada por Computer Support Group (CSG) con la colaboración de la Universidad de Michigan y de la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA) de Estados Unidos. Este script utiliza la temperatura y el TDS de cada solución para obtener la densidad a presión atmosférica.

14. Resultados

Los resultados de los cálculos de p_e y densidades se muestran en la Tabla 5 como parte del *input*. Se muestran a continuación, los resultados de ambos modelos.

14.1. Especiación

Los índices de saturación arrojados están representados en los siguientes gráficos de barra:

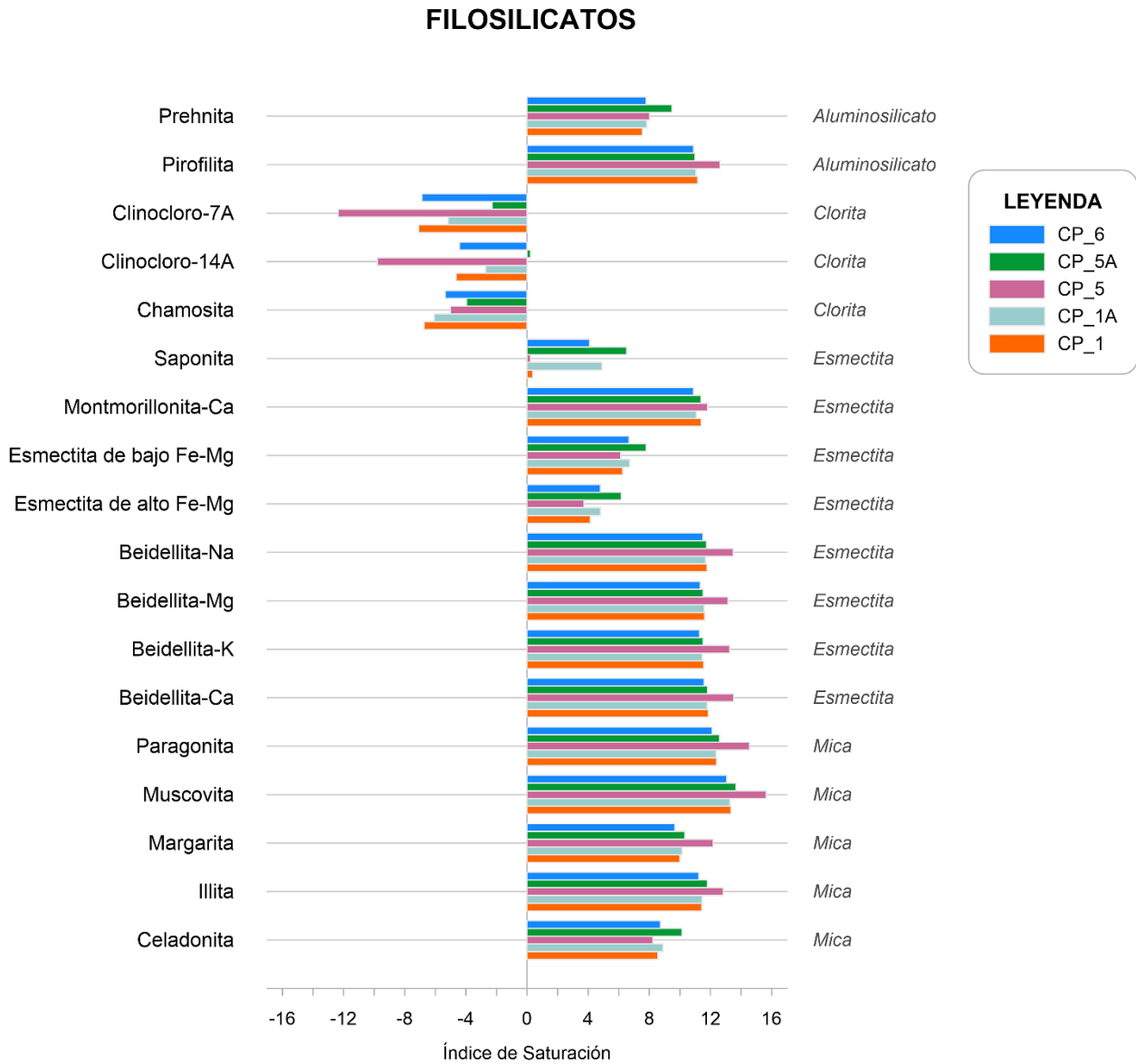


Figura 19: Resultados de modelo de especiación realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los filosilicatos.

TECTOSILICATOS

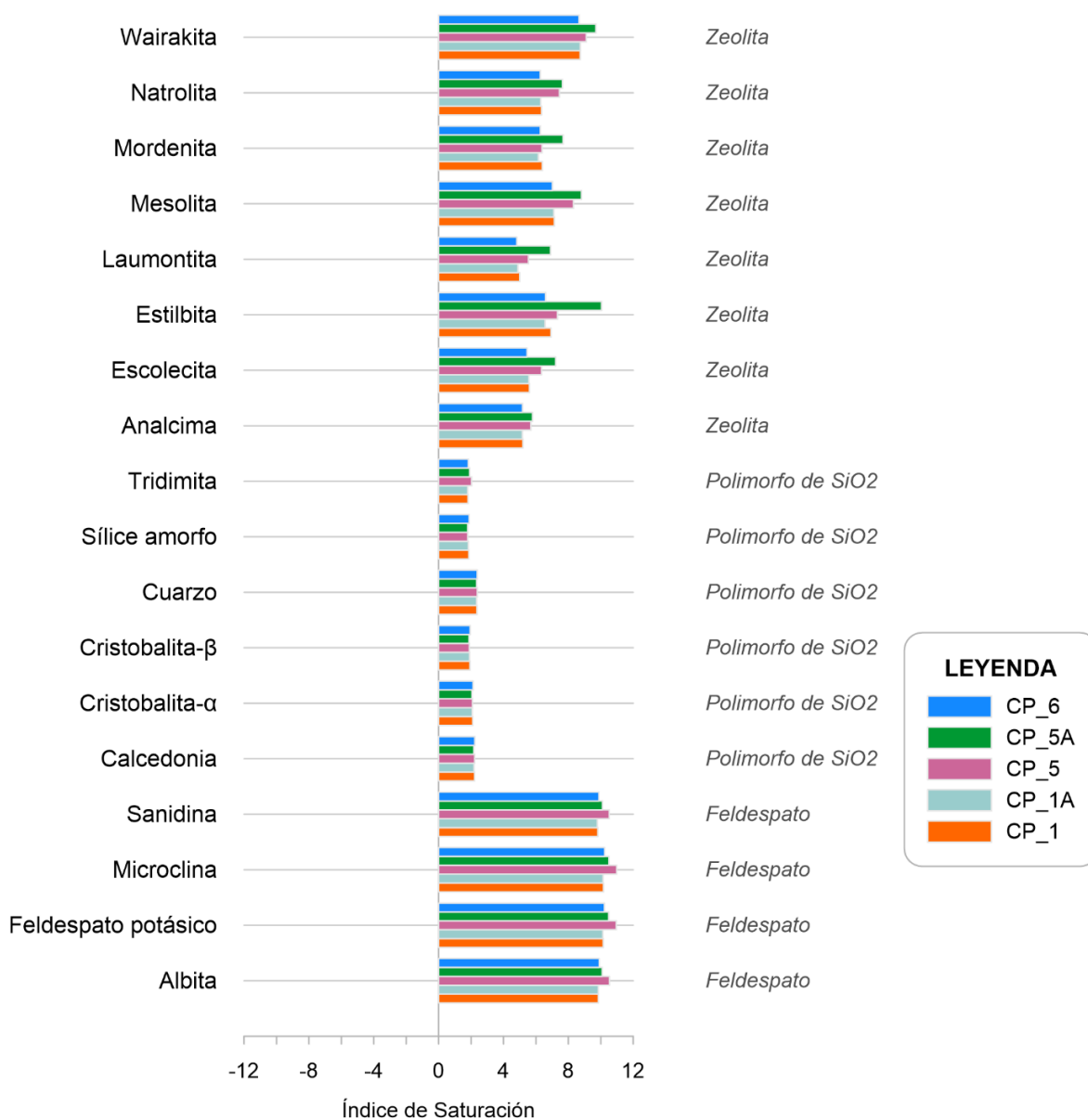


Figura 20: Resultados de modelo de especiación realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los tectosilicatos.

CARBONATO, ÓXIDOS, SULFUROS, Y SILICATOS RESTANTES

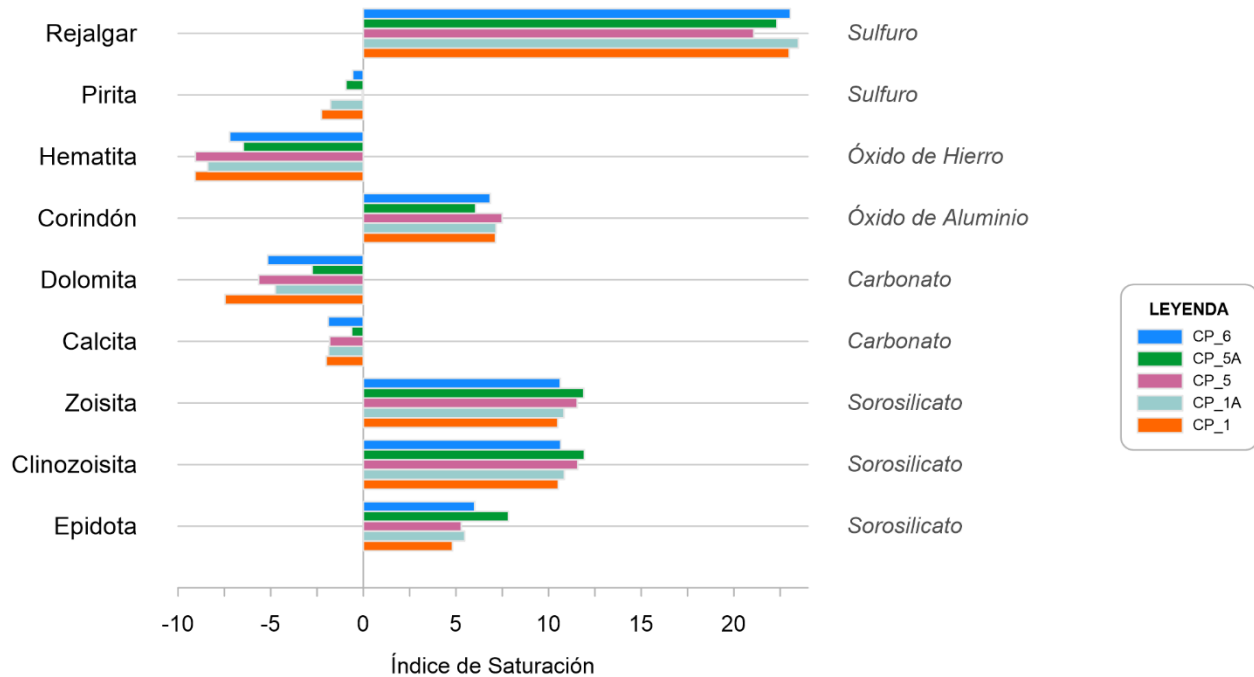


Figura 21: Resultados de modelo de especiación realizado con PHREEQC, mostrando los minerales restantes.

14.2. Reinyección

Los minerales seleccionados para simular la reinyección son los siguientes:

- Illita: como referencia del comportamiento de las micas por estar ampliamente documentada.
- Beidellita-Ca: como referencia del comportamiento de las esmectitas por ser la de mayor IS.
- Clinocloro-14Å: en representación del grupo de las cloritas.
- Pirofilita: por ser el aluminosilicato de mayor IS.
- Feldespato potásico y albita: como referencia del comportamiento del grupo de los feldespatos.
- Polimorfos del SiO₂: para visualizar el comportamiento del SiO₂ en sus distintas formas de cristalizar.
- Zeolitas: por su importancia diagnóstica. Se escogen como referencia clinoptilolita-Ca, escolecita, estilbita, mesolita, y wairakita, por estar previamente documentadas y/o por arrojar mayor IS.

A continuación, se presentan los resultados del modelo de reinyección, mostrando primero los gráficos del pozo CP-1 y luego los del pozo CP-5:

REINYECCIÓN FILOSILICATOS (CP-1)

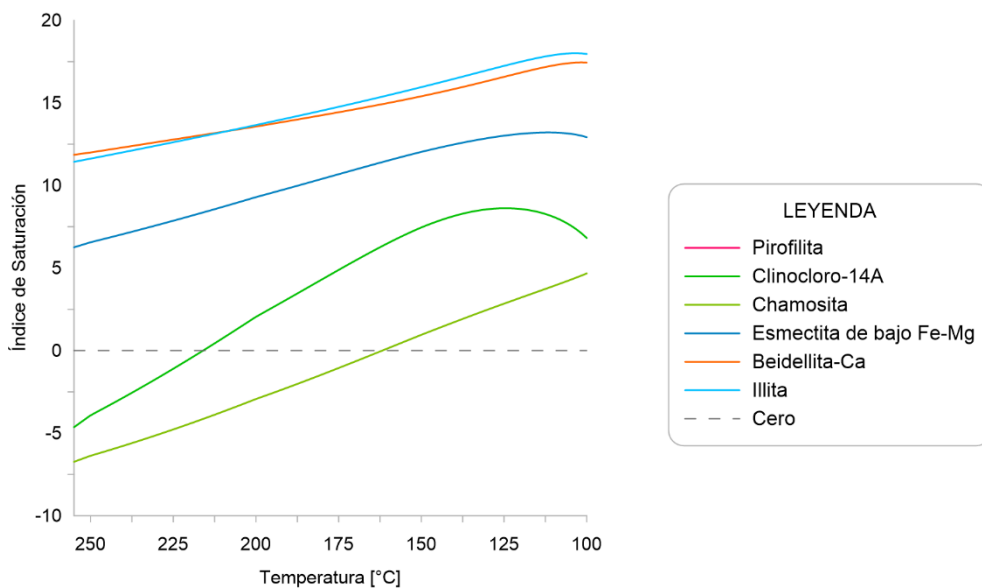


Figura 22: Resultados de modelo de reinyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los filossilicatos del pozo CP-1.

REINYECCIÓN TECTOSILICATOS (CP-1)

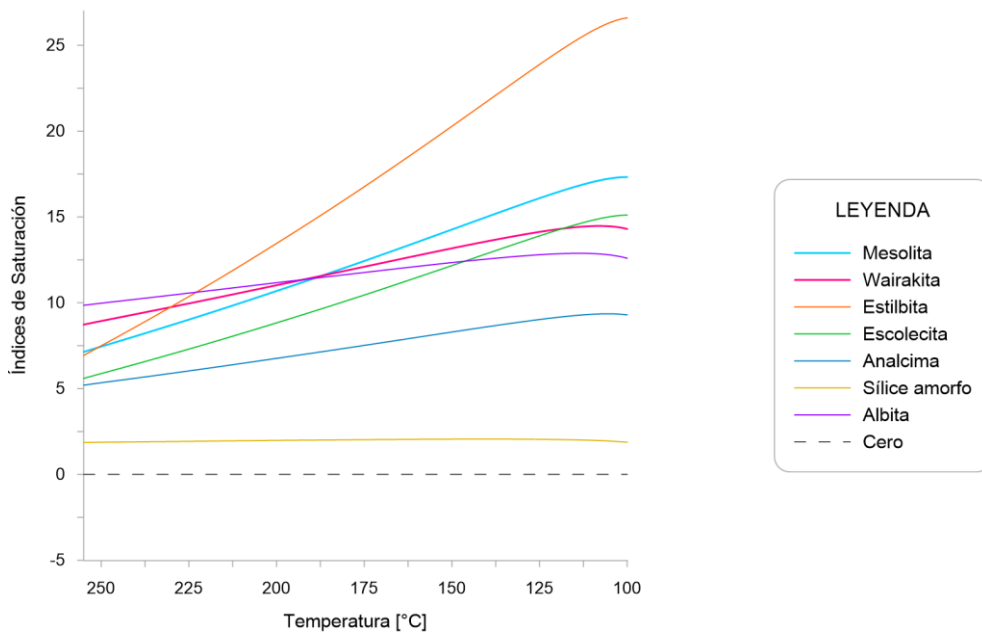


Figura 23: Resultados de modelo de reinyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los tectosilicatos del pozo CP-1.

REINYECCIÓN CARBONATO, ÓXIDOS, SULFUROS, Y SILICATOS RESTANTES (CP-1)

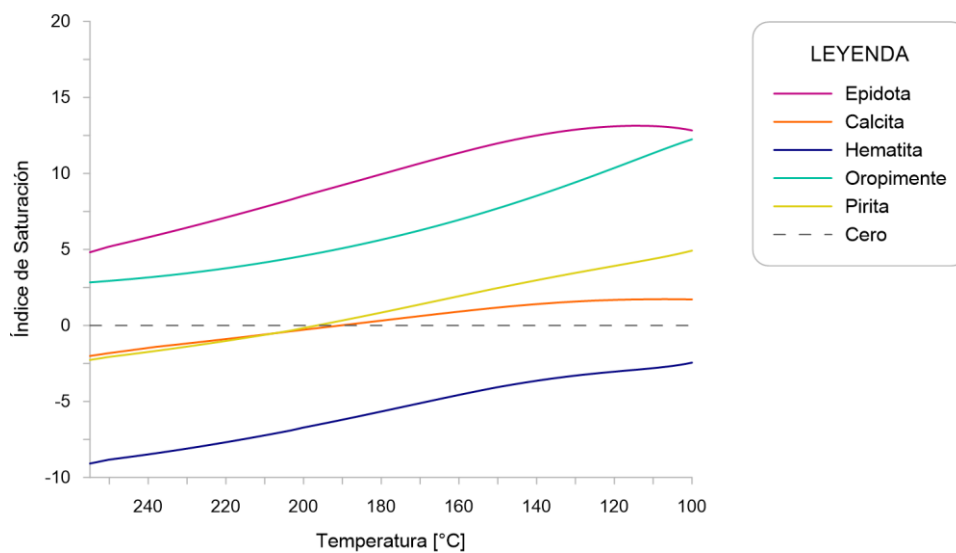


Figura 24: Resultados de modelo de reinyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales restantes del pozo CP-1.

REINYECCIÓN FILOSILICATOS (CP-5)

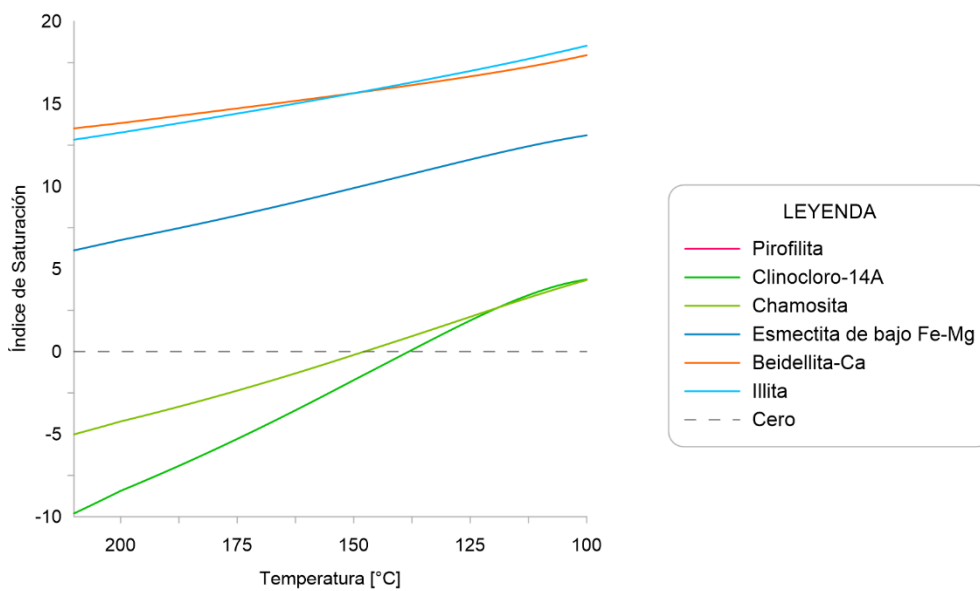


Figura 25: Resultados de modelo de reinyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los filosilicatos del pozo CP-5.

REINYECCIÓN TECTOSILICATOS (CP-5)

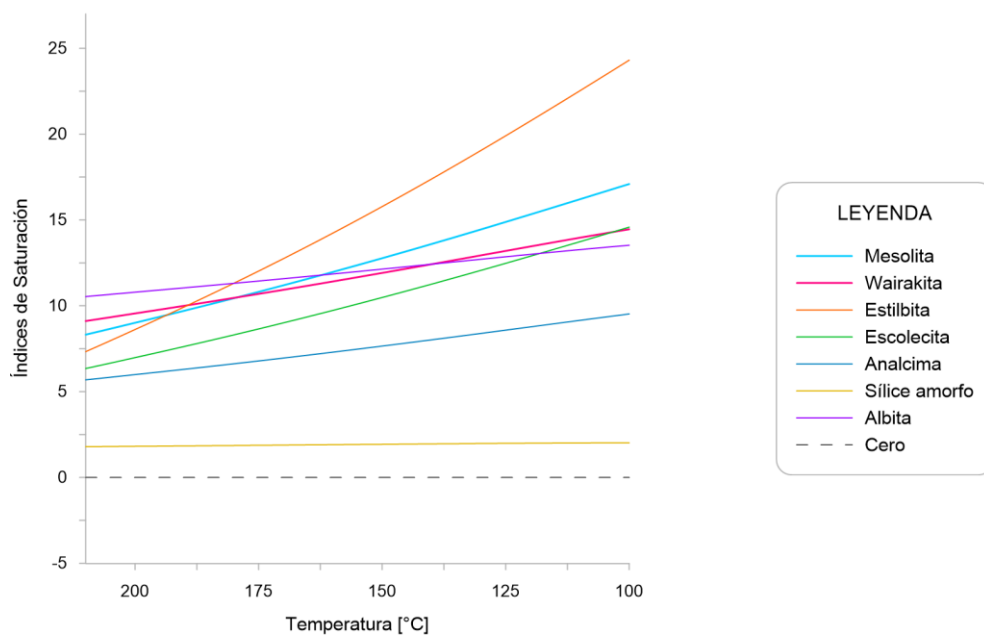


Figura 26: Resultados de modelo de reinyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales de la clase de los tectosilicatos del pozo CP-5.

REINYECCIÓN CARBONATO, ÓXIDOS, SULFUROS, Y SILICATOS RESTANTES (CP-5)

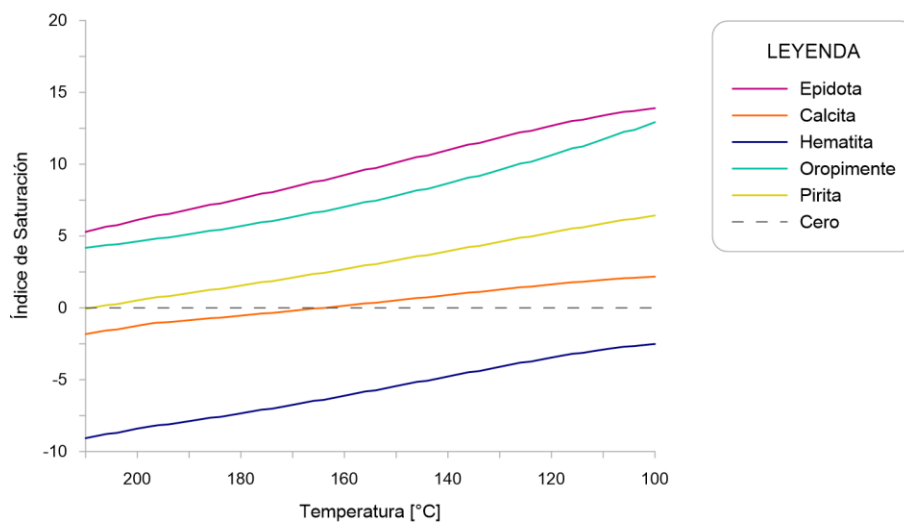


Figura 27: Resultados de modelo de reinyección realizado con PHREEQC, mostrando los minerales restantes del pozo CP-1.

Variación de pH en modelo de Reinyección

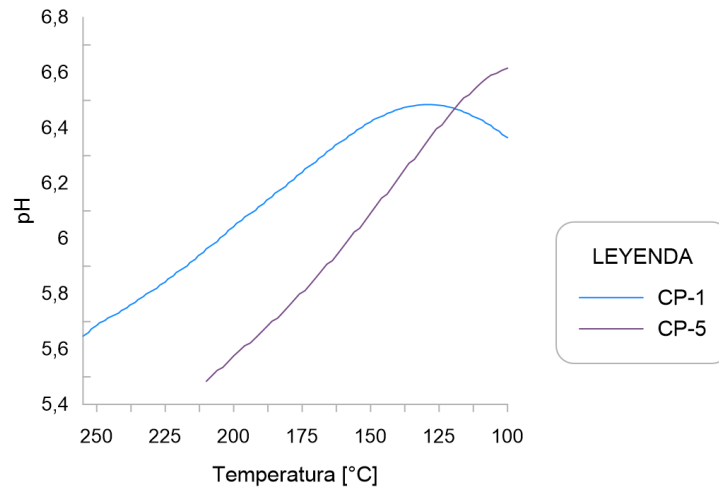


Figura 28: Variación de pH en modelo de reinyección.

15. Análisis de resultados

15.1. Especiación

La mayoría de los minerales enlistados arrojan índices de saturación positivos. El máximo es 25,07 de la clinoptilolita-Ca (zeolita), y el mínimo es -12,35 para el clinocloro-7Å (clorita) en el pozo CP-5. En el listado se puede notar que existen minerales subdivididos en variedades del mismo. Se tienen minerales que representan extremos de soluciones sólidas, como por ejemplo las variedades de Ca, K, Mg, y Na de la beidellita. Los índices de saturación de las beidellitas promedian 11,95.

En el caso de los clinocloros (cloritas) se analizan dos variedades, una en la que el espacio basal entre las láminas del filosilicato es de 7 Å, y otra en que dicho espacio es de 14 Å, caso en el que puede apreciarse cómo este último se encuentra más cercano al equilibrio que el primero, sin perjuicio de que ambos representan los índices de saturación negativos más lejanos al cero de todo el listado, seguidos por la hematita (óxido de hierro), y luego por la chamosita (clorita).

Los pozos CP-5 y CP-5A (separador F) tienden a arrojar resultados que resaltan respecto al resto de los pozos, la mayoría de las veces con un IS más lejano al cero que el resto. Este comportamiento no se observa en los polimorfos del SiO₂.

15.1.1. Filosilicatos

Lo primero que se puede apreciar es que existe una predominancia de los índices de saturación positivos, a excepción de las cloritas. Las esmectitas y la illita tienen valores muy similares, a pesar de que las esmectitas de alto Fe/Mg y de bajo Fe/Mg arrojan valores menores, pero positivos.

Las cloritas, por otra parte, muestran índices consistentemente negativos, alcanzando el clinocloro-7Å el mínimo de todo el listado con el pozo CP-5. La chamosita muestra índices de saturación levemente más parecidos entre sí que en el caso de los clinocloros, donde existe una evidente dispersión.

El pozo CP-5 tiende a mostrar diferencias con el resto de los pozos en términos de IS, tendiendo a ser el más alejado del cero, con excepción de las esmectitas de alto y bajo Fe/Mg.

15.1.2. Tectosilicatos

Se puede observar que dentro del grupo de los feldspatos y dentro de los polimorfos de SiO₂ se tienen índices de saturación muy similares entre sí, mientras los resultados en las zeolitas son más dispersos, tienen una desviación estándar de 4,85. Sin embargo, este valor se reduce drásticamente si se excluye la clinoptilolita-Ca, quedando en 1,36. Esta última representa el mayor IS arrojado en el modelo, en el pozo CP-5A.

Tal como ocurre con los filosilicatos, los pozos del separador F tienden a arrojar IS visualmente distintos al resto. En este caso, tal comportamiento lo expresa en mayor medida el pozo CP-5A, especialmente con el grupo de las zeolitas.

15.1.3. Carbonato, óxidos, sulfuros, y silicatos restantes

La calcita arroja índices negativos similares a los de la pirita. La hematita es el mineral que arroja los índices negativos más lejanos al cero, solamente superada por los clinocloros en los filosilicatos.

15.2. Reinyección

Todos los minerales arrojan un aumento de los índices de saturación durante el enfriamiento, pero no todos a tasa constante. Algunos tienen tramos con pendientes negativas. El caso más evidente es el de los clinocloros, representados por el clinocloro-14Å en el gráfico, que muestran una pendiente negativa después de un máximo en el pozo CP-1.

El comportamiento es similar entre los minerales de la clase de los filosilicatos. Todos muestran un aumento de los IS con el enfriamiento. La illita, beidellita-Ca, y esmectita de bajo Fe-Mg, muestran pendientes muy similares en ambos pozos, siendo la illita y la beidellita-Ca dos curvas prácticamente traspuestas.

Las cloritas manifiestan algunas diferencias respecto al resto de las curvas. El fluido geotermal experimenta un cambio en las condiciones de disolución de estas, pasando a condiciones de precipitación con el aumento del IS durante el enfriamiento. En el pozo CP-1, esto ocurre a los 216 °C para el clinocloro-14Å, y a los 162 °C para la chamosita. En el pozo CP-5, esto ocurre a los 138 y los 148 °C, respectivamente.

La curva del clinocloro-14Å destaca por presentar un *peak* en el pozo CP-1 en torno a los 125 °C. Después de dicho punto, los índices de saturación disminuyen con el enfriamiento hasta los 100 °C. En efecto, el 100% de los minerales del pozo CP-1 alcanza un IS máximo antes de los 100 °C. Este comportamiento no se observa en el pozo CP-5, donde se mantiene el aumento de los IS después de los 125 °C.

La estilbita arroja la mayor tasa de aumento del IS durante el enfriamiento, superando el valor de 25 a los 100 °C en el pozo CP-1. A la inversa, los polimorfos del SiO₂ muestran la menor tasa de aumento, llegando a ser casi nula.

Se observa también que el fluido sufre un cambio importante durante el enfriamiento con respecto a la pirita y la calcita. Para ambos minerales las condiciones cambian de disolución a precipitación. Las temperaturas a las cuales las cloritas, la pirita y la calcita cortan la recta de $IS = 0$, punto a partir del cual pasan al campo de sobresaturación, son las siguientes:

- Chamosita (CP-1): 161 °C
- Chamosita (CP-5): 147 °C
- Clinocloro-14Å (CP-1): 213 °C
- Clinocloro-14Å (CP-5): 138 °C
- Pirita (CP-1): 197 °C
- Pirita (CP-5): 208 °C
- Calcita (CP-1): 190 °C
- Calcita (CP-5): 164 °C

Por otra parte, el pH muestra un incremento durante esta simulación.

16. Análisis de sensibilidad

Los valores de los parámetros ingresados en el software podrían no ser estrictamente precisos con la realidad, y ésta podría estar más bien definida por un rango de valores en el entorno de los ingresados. Es necesario entonces proceder con un *test de sensibilidad* para observar cómo responde el modelo a las variaciones de estos parámetros.

Los datos de Giudetti y Tempesti (2020) no incorporan las concentraciones de Al y Fe, pero sí existe registro de minerales de alteración constituidos por estos elementos. Si no se incorporan, aunque sea en concentraciones muy pequeñas, el software simplemente no genera esos minerales. Por lo tanto, se hace necesario definir estas concentraciones extrayendo datos de la bibliografía.

Por motivos que se detallan en la discusión, es adecuado incluir la concentración de magnesio en el *test*, ya que muestra un *peak* negativo en la curva de concentraciones de especies acuosas principales (Figura 12). De esta manera se puede observar el comportamiento de los minerales ante un incremento de esta cantidad.

Finalmente, el análisis de sensibilidad se hace en torno a la temperatura, pH, densidad, concentración de aluminio, de hierro, y de magnesio del fluido geotermal. Se escogen dos pozos: CP-1 y CP-5, por tener condiciones relativamente diferentes en cuanto a temperatura, pH, contenido de sílice, etc.

Se procede a simular la especiación de los pozos CP-1 y CP-5 bajo distintos valores de temperatura, pH, densidad, [Al], [Fe], y [Mg]. Estos valores de prueba aplicados en torno a cada parámetro quedan definidos de la siguiente manera:

Tabla 7: Representación algebraica de los distintos valores de prueba utilizados para cada parámetro, para llevar a cabo el test de sensibilidad.

Parámetro	x_1	x_2	x (original)	x_3	x_4	Rango [$x_1; x_4$]
Temperatura	$T - 0,05T$	$T - 0,025T$	T	$T + 0,025T$	$T + 0,05T$	[0,95T; 1,05T]
pH	$pH - 0,1pH$	$pH - 0,05pH$	pH	$pH + 0,05pH$	$pH + 0,1pH$	[0,9pH; 1,1pH]
Densidad	$\rho - 0,2\rho$	$\rho - 0,1\rho$	ρ	$\rho + 0,1\rho$	$\rho + 0,2\rho$	[0,8\rho; 1,2\rho]
[Al] (mg/l)	0,01	0,1	0,5	0,7	0,9	[0,01; 0,9]
[Fe] (mg/l)	0,01	0,1	0,33	0,5	0,9	[0,01; 0,9]

Tabla 8: Representación algebraica de los distintos valores de prueba utilizados para cada parámetro, para llevar a cabo el test de sensibilidad, pero para el caso del Mg.

Parámetro	x (original)	x_1	x_2	x_3	x_4	Rango [$x; x_4$]
[Mg] (mg/l)	0,17 (CP-1) 0,04 (CP-5)	0,3	0,5	1,0	2,0	[0,17; 2,0] [0,04; 2,0]

Los cambios registrados en los índices de saturación de los minerales, una vez aplicadas las cinco simulaciones para cada parámetro (20 nuevas simulaciones considerando que x es el original), pueden ser importantes o no serlos. Considerando que son rangos acotados, si se registran cambios importantes en el rango de prueba de un cierto parámetro, entonces se dirá que el modelo es sensible a éste.

Para hacer el análisis se opta por acotar los minerales a un listado menor, de tal manera que ciertos grupos o categorías queden representados por una sola especie mineral. Se escogen los siguientes: albita (feldespatos), analcima (zeolitas), beidellita-Ca (esmeclitas), calcita (carbonato de

calcio), clinocloro-14Å (cloritas), epidota, esmectita de bajo Fe-Mg (esmectitas), hematita, illita (micas), oropimente y pirita (sulfuros), sílice amorfa (polimorfo de SiO₂) y wairakita (zeolitas).

Los valores de prueba utilizados son, en consecuencia:

Tabla 9: Valores de pruebas calculados a partir de las expresiones de las tablas 6 y 7.

Pozos	x_1	x_2	x	x_3	x_4
	Temperaturas [°C]				
a. CP-1	242	249	255	261	268
CP-5	200	205	210	215	220
	pH				
b. CP-1	6,2	6,55	6,89	7,23	7,58
CP-5	6,07	6,4	6,74	7,41	8,09
	Densidad [g/cm³]				
c. CP-1	0,814	0,915	1,017	1,119	1,220
CP-5	0,742	0,835	0,928	1,021	1,114
	Concentración de Al [mg/l]				
d. Ambos	0,01	0,1	0,5*	0,7	0,9
	Concentración de Fe [mg/l]				
e. Ambos	0,01	0,1	0,33*	0,5	0,9
	Concentración de Mg [mg/l]				
f. CP-1	0,17	0,3	0,5	1	2
CP-5	0,04	0,3	0,5	1	2

Al aplicar las simulaciones, las variaciones en los índices de saturación son muy sutiles para cada valor de prueba. Graficar estas curvas se torna innecesario por las bajas pendientes que arrojan, dado que se dificulta la parte visual del análisis. Para analizar estos resultados, conviene visualizar dos aspectos para cada mineral, en cada simulación:

- Si los índices de saturación son crecientes o son decrecientes en el intervalo de prueba.
- Cómo es la dispersión de los IS arrojados en este intervalo de prueba.

No es conveniente usar la desviación estándar como medida de dispersión, ya que los intervalos de prueba utilizados no son simétricos con respecto al valor original del parámetro, que es la mediana (excepto en [Mg]). A modo de ejemplo, las concentraciones de Al utilizadas varían considerablemente, así

como el salto entre ellas. La distancia entre 0,01 y 0,1 [mg/l] es menor a la distancia entre 0,7 y 0,9 [mg/l]. No tendría sentido utilizar una medida como la desviación estándar.

Las comparaciones de rangos resultan ser más confiables para el propósito de esta sección que las comparaciones de desviaciones estándar para determinar la dispersión de los resultados. Se define el rango como la diferencia entre el resultado máximo y el resultado mínimo de los IS. En las tablas que se presentan a continuación, también se muestra la tendencia creciente o decreciente de los IS, indicada con una flecha azul apuntando hacia arriba (\uparrow) cuando son crecientes, es decir, cuando el IS asociado a x_1 (o x en el caso de la [Mg]) es menor que el asociado a x_4 y, a la inversa, con una flecha roja apuntando hacia abajo (\downarrow) cuando son decrecientes. Se analizan los resultados de estas simulaciones sin incurrir en interpretaciones mayores, las que tienen lugar en la sección de discusiones.

Tabla 10: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la temperatura mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.

Sensibilidad a Temperatura

Mineral	Tendencia IS en rango de prueba		Rango IS	
	CP-1	CP-5	CP-1	CP-5
Albita	\downarrow	\downarrow	0,6357	0,5088
Analcima	\downarrow	\downarrow	0,7189	0,6057
Beidellita-Ca	\downarrow	\downarrow	0,7461	0,5737
Calcita	\downarrow	\downarrow	0,9486	1,1962
Clinocloro-14Å	\downarrow	\downarrow	3,4515	2,9199
Epidota	\downarrow	\downarrow	1,8332	1,7540
Esmectita de bajo Fe-Mg	\downarrow	\downarrow	1,4998	1,2813
Hematita	\downarrow	\downarrow	1,1845	1,4149
Illita	\downarrow	\downarrow	1,0078	0,8154
Oropimente	\downarrow	\downarrow	0,4800	0,8300
Pirita	\downarrow	\downarrow	0,9750	0,9980
Sílice amorfa	\downarrow	\downarrow	0,0647	0,0476
Wairakita	\downarrow	\downarrow	1,0734	0,8792

Sensibilidad a cambios de Temperatura Pozo CP-1

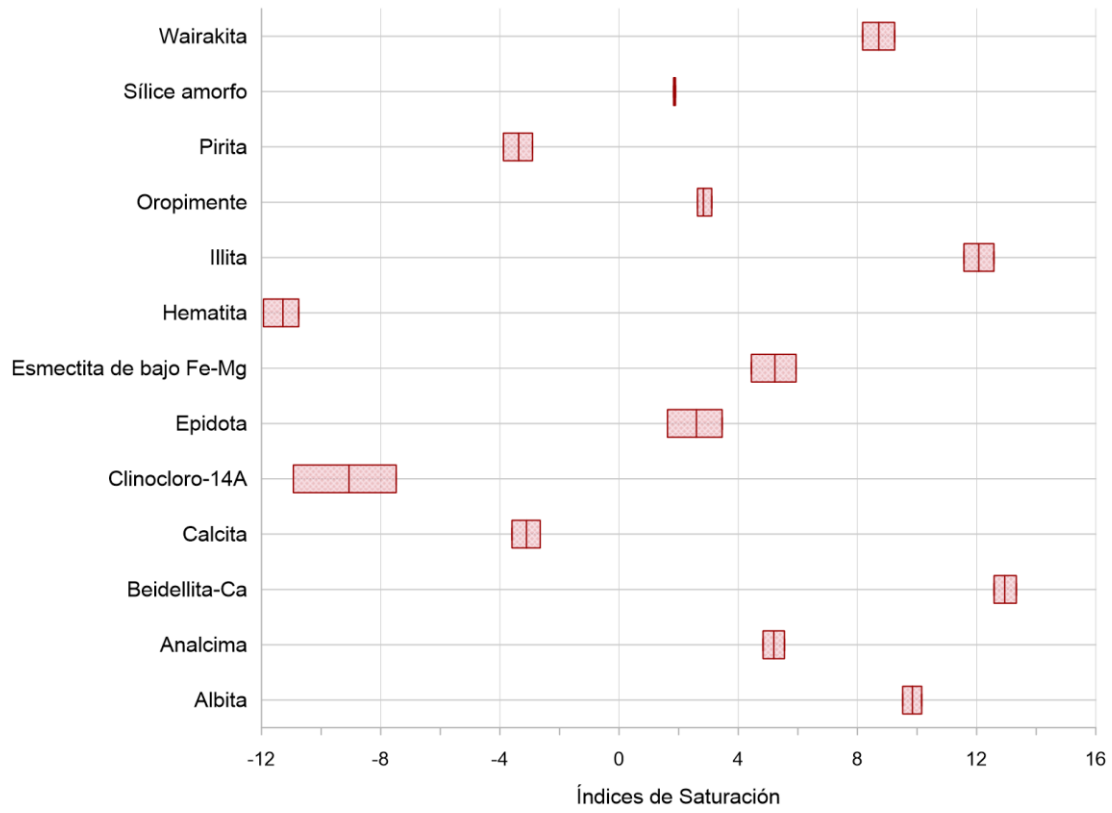


Figura 29: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de temperatura, para el pozo CP-1.

Sensibilidad a cambios de Temperatura Pozo CP-5

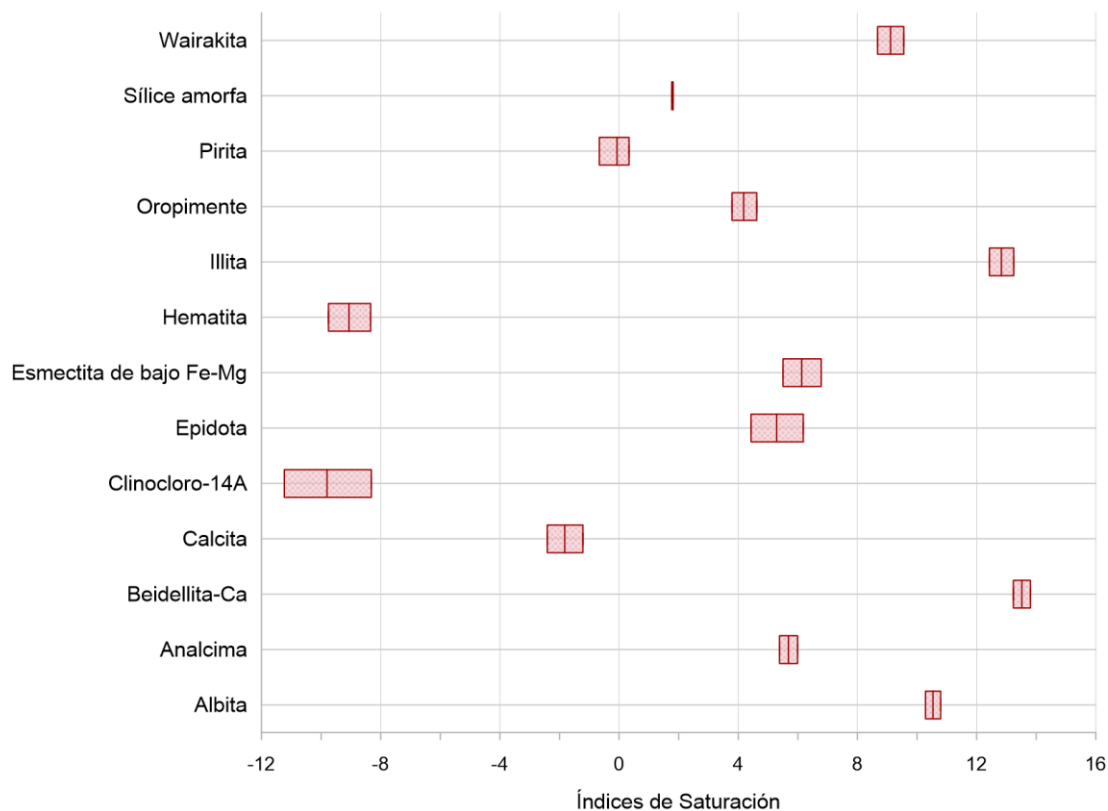


Figura 30: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de temperatura, para el pozo CP-5.

Todos los índices de saturación disminuyen al pasar del valor x_1 a x_4 de temperatura. Además, dichas disminuciones no son despreciables. Los diagramas de caja muestran que estas variaciones de IS son considerables si se toma en cuenta que el rango de temperaturas es acotado.

Estos resultados indican que el modelo efectivamente es sensible a la temperatura. Pequeñas variaciones inciden en los IS. El clinocloro-14Å (cloritas) es la especie mineral que más reacciona a las variaciones térmicas. Es la única con rangos de IS mayores a 2,0, lo que indica una mayor dispersión de resultados en esta simulación con respecto a los otros minerales. En ese sentido le sigue la epidota, pero se diferencia en que ésta se encuentra en la zona de precipitación.

La pirita, que ya se encontraba cerca del equilibrio en el pozo CP-5, logra pasar a la zona de precipitación de éste, indicando que una pequeña variación de temperatura es capaz de generar en el fluido condiciones de sobresaturación para esta especie, al menos en este pozo, que es el más frío de todos. A propósito, su menor temperatura implica que las especies químicas disueltas son menos solubles, favoreciendo las saturaciones, generando así índices de saturación mayores.

Por otra parte, el modelo muestra que la sílice amorfa no sufre variaciones en este rango de temperaturas de prueba, indicando que tiene una sensibilidad muy baja ante cambios leves de este parámetro. Sin embargo, no es que exista nula variación. Efectivamente, al igual que el resto, muestra una disminución de los IS, pero con la menor dispersión del listado, siendo inmediatamente inferior al oropimente.

Tabla 11: Resultados del test mostrando la sensibilidad al pH mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.

Sensibilidad a pH

Mineral	Tendencia IS en rango de prueba		Rango IS	
	CP-1	CP-5	CP-1	CP-5
Albita	↑	↑	0,0077	0,0160
Analcima	↑	↑	0,0072	0,0148
Beidellita-Ca	↓	↓	1,8211	2,7998
Calcita	↑	↑	1,8361	2,8242
Clinocloro-14Å	↑	↑	7,3869	11,4128
Epidota	↑	↑	3,6844	5,6957
Esmectita de bajo Fe-Mg	↑	↑	1,7031	2,6442
Hematita	↑	↑	3,6712	5,7016
Illita	↓	↓	1,0843	1,6609
Oropimente	↑	↑	0,0100	0,0100
Pirita	↑	↑	1,8356	2,8508
Sílice amorfa	↑	↑	1,0E-04	0,0008
Wairakita	↑	↑	0,0130	0,0216

Sensibilidad a cambios de pH Pozo CP-1

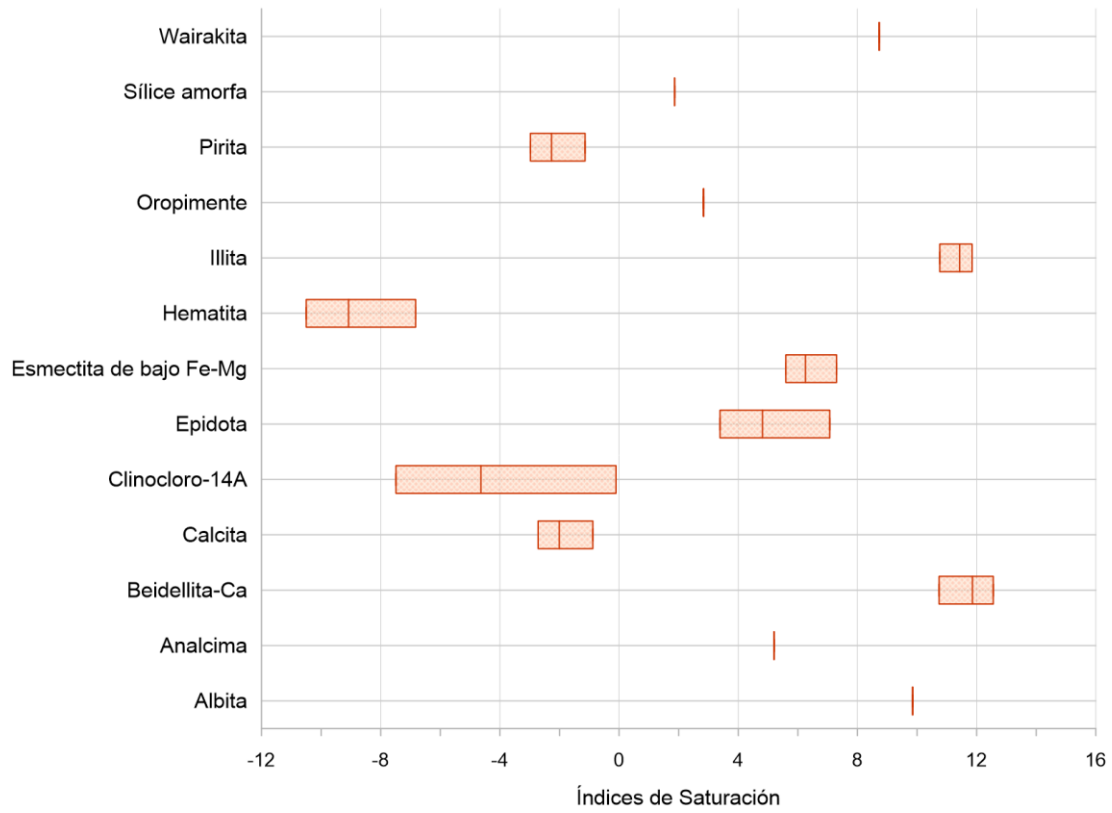


Figura 31: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de pH, para el pozo CP-1.

Sensibilidad a cambios de pH Pozo CP-5

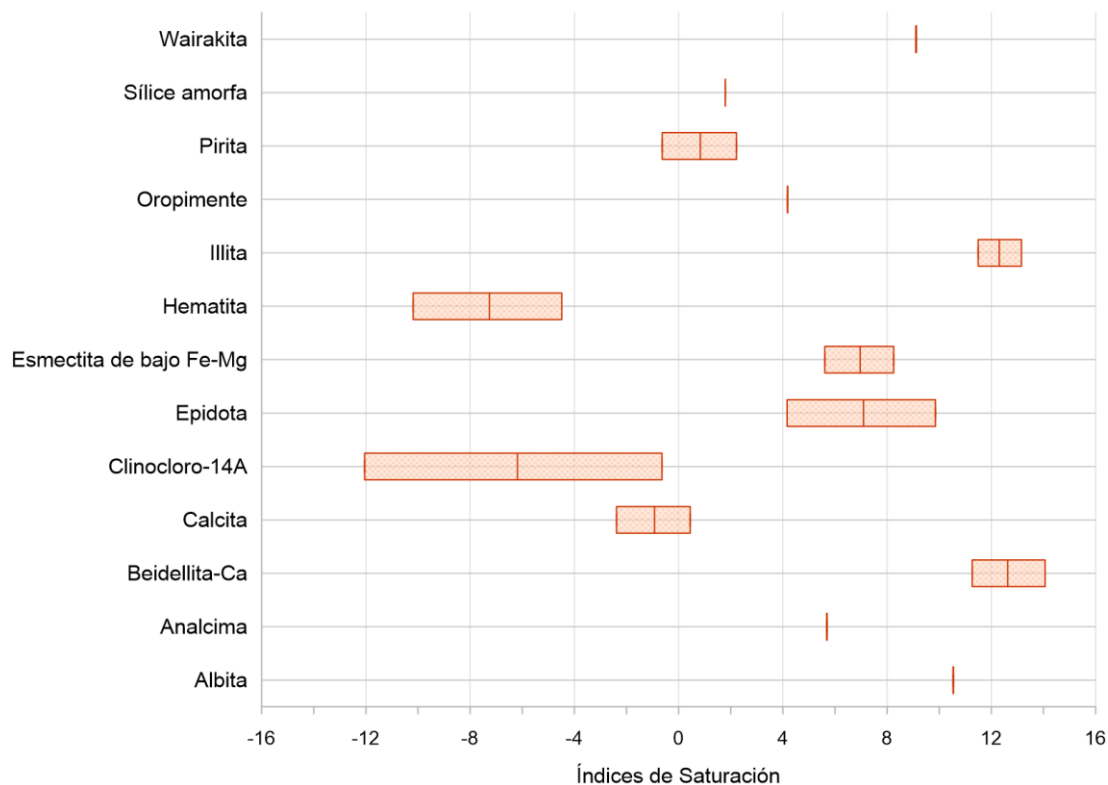


Figura 32: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de pH, para el pozo CP-5.

El modelo resulta ser más sensible a cambios de pH que a cambios de temperatura. Prácticamente los mismos minerales que mostraron ser sensibles a cambios de temperatura, muestran ser sensibles a cambios de pH, mientras otros, que eran sensibles a variaciones térmicas, ahora presentan sensibilidades casi nulas ante cambios de pH. Los resultados en este caso, a diferencia de la temperatura, tienden a situaciones más exageradas: sensibilidades evidentes y sensibilidades casi nulas.

El clinocloro-14Å, altamente sensible a variaciones de pH, muestra que podría incluso alcanzar el equilibrio solamente con una alcalinización del fluido, como le ocurre a la pirita y la calcita en el pozo CP-5, donde ya son cercanas al equilibrio (ver medianas). La hematita por su parte adquiere en esta simulación un rango de variación de IS mayor que la epidota, a diferencia de la simulación anterior.

Minerales como la albita, analcima, oropimente, y wairakita muestran variaciones muy bajas en términos de IS, lo que supone una baja sensibilidad. Tienen en común que todos se encuentran en la zona de precipitación, y que además todos son tectosilicatos, a excepción del oropimente que es un sulfuro de arsénico.

La beidellita-Ca y la illita son los únicos minerales que muestran disminuciones de sus índices de saturación cuando el pH se mueve en este rango. Estos minerales muestran ser, por ende, sensibles a este parámetro. La diferencia radica en que la tendencia de los IS es inversa al resto.

Tabla 12: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la densidad mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.

Sensibilidad a Densidad

Mineral	Tendencia IS en rango de prueba		Rango IS	
	CP-1	CP-5	CP-1	CP-5
Albita	↓	↓	0,0002	0,0003
Analcima	↓	↓	0,0002	0,0003
Beidellita-Ca	↑	↑	0,0437	0,0424
Calcita	↓	↓	0,0441	0,0429
Clinocloro-14Å	↓	↓	0,1770	0,1730
Epidota	↓	↓	0,0883	0,0866
Esmectita de bajo Fe-Mg	↓	↓	0,0408	0,0401
Hematita	↓	↓	0,0880	0,0863
Illita	↑	↑	0,0260	0,0200
Oropimente	-	-	0,0000	0,0000
Pirita	↓	↓	0,0441	0,0432
Sílice amorfa	-	-	0,0000	0,0000
Wairakita	↓	↓	0,0003	0,0006

Sensibilidad a cambios de Densidad Pozo CP-1

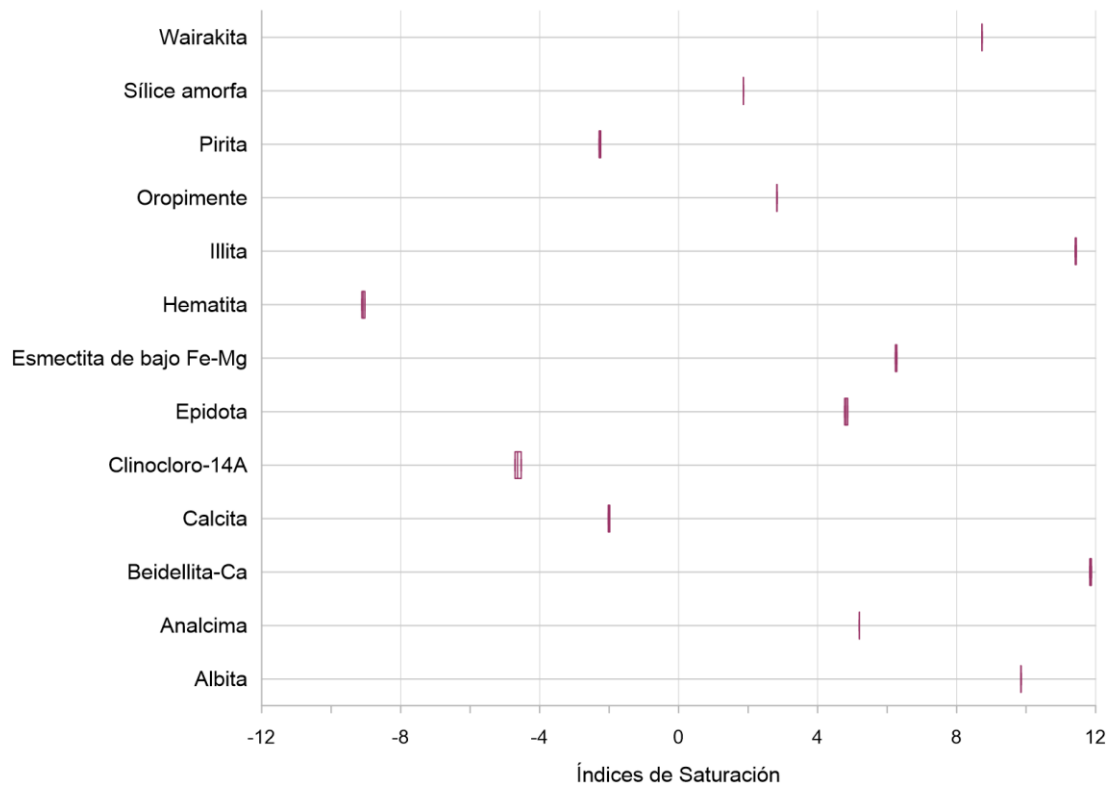


Figura 33: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de densidad, para el pozo CP-1.

Sensibilidad a cambios de Densidad Pozo CP-5

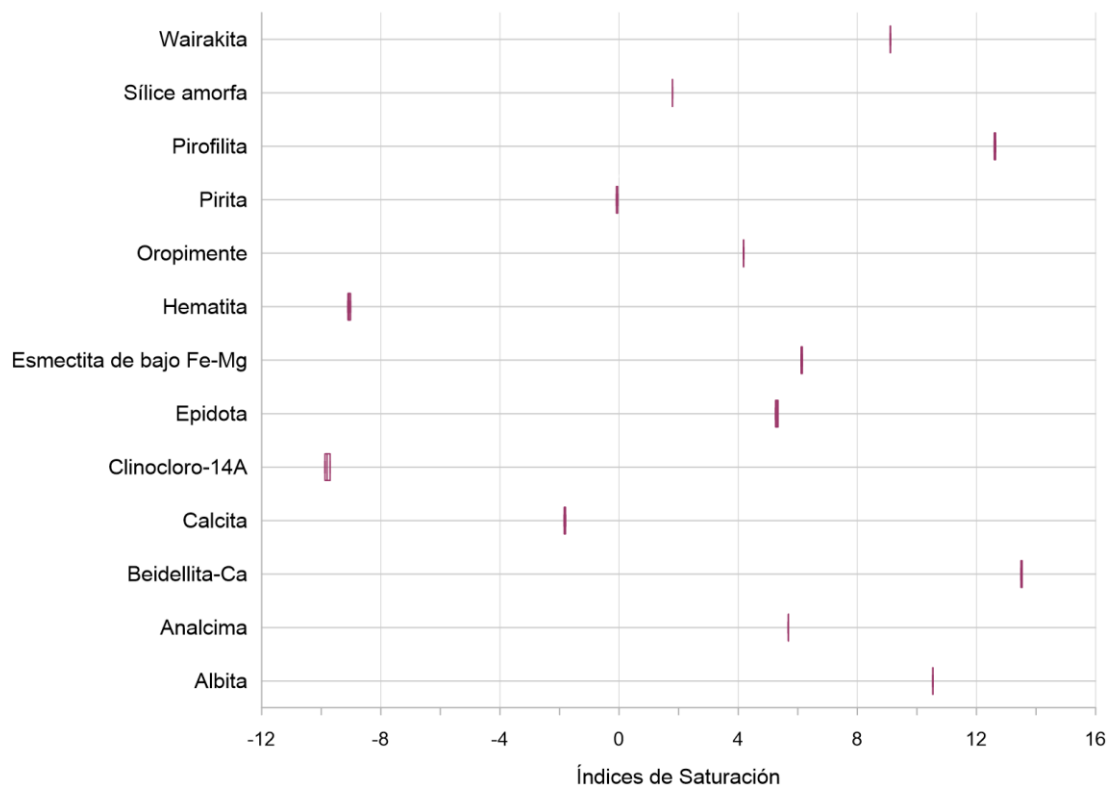


Figura 34: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de densidad, para el pozo CP-5.

En este caso todos los minerales presentan sensibilidades muy bajas ante cambios de densidad. El clinocloro-14Å, la epidota, y la hematita, siguen destacando por ser los minerales más sensibles, sin perjuicio de que solamente el clinocloro-14Å arroja un rango mayor a 1,0, lo cual continúa siendo bajo comparado a los dos *tests* anteriores.

A diferencia del pH, en este caso la mayoría de los IS tienden a disminuir. La beidellita-Ca y la illita son los únicos minerales que aumentan sus IS, mientras que en el caso del pH, son los únicos en que disminuyen.

Tabla 13: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la [Al] mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.

Sensibilidad a [Al]

Mineral	Tendencia IS en rango de prueba		Rango IS	
	CP-1	CP-5	CP-1	CP-5
Albita	↑	↑	1,9542	1,9541
Analcima	↑	↑	1,8760	1,8760
Beidellita-Ca	↑	↑	4,5536	4,5537
Calcita	↓	↓	0,0002	0,0004
Clinocloro-14Å	↑	↑	3,9081	3,9075
Epidota	↑	↑	3,9078	3,9074
Esmectita de bajo Fe-Mg	↑	↑	2,4425	2,4423
Hematita	↓	↓	0,0010	0,0015
Illita	↑	↑	4,4949	4,4950
Oropimente	↓	-	0,0001	0,0000
Pirita	↓	↓	0,0005	0,0007
Sílice amorfa	↓	-	1,0E-04	0,0000
Wairakita	↑	↑	3,9085	3,9085

**Sensibilidad a cambios de [Al]
Pozo CP-1**

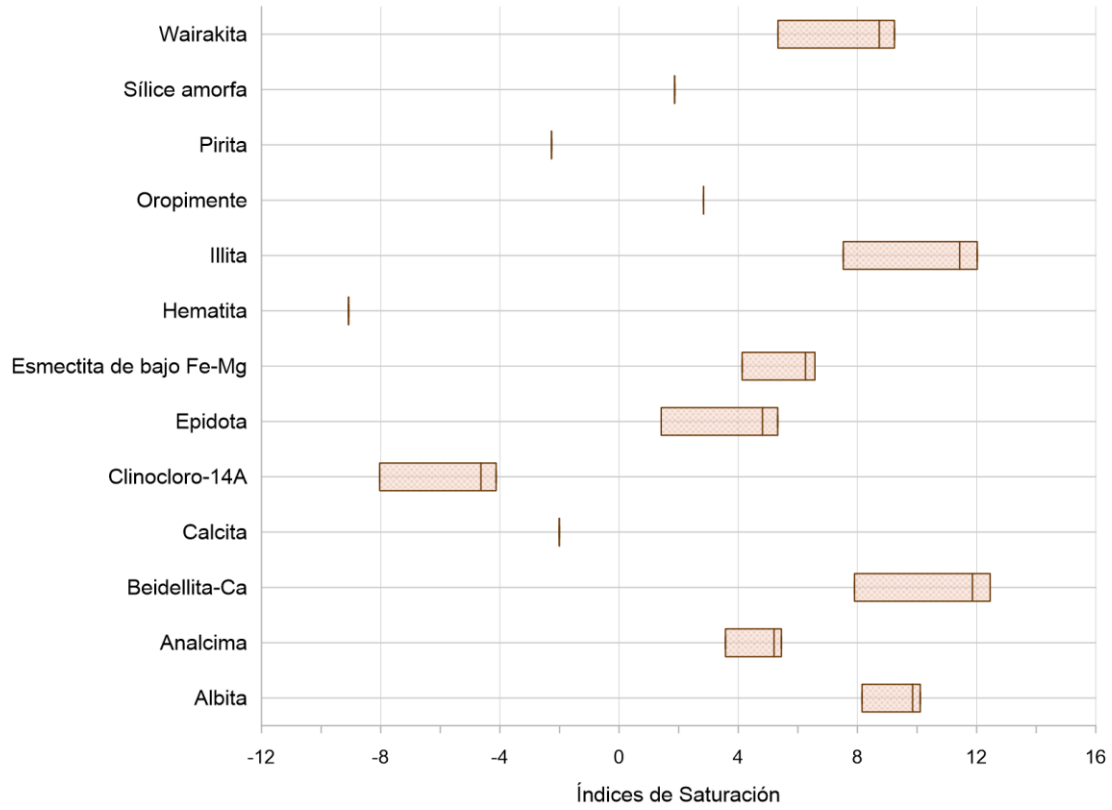


Figura 35: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Al], para el pozo CP-1.

Sensibilidad a cambios de [Al] Pozo CP-5

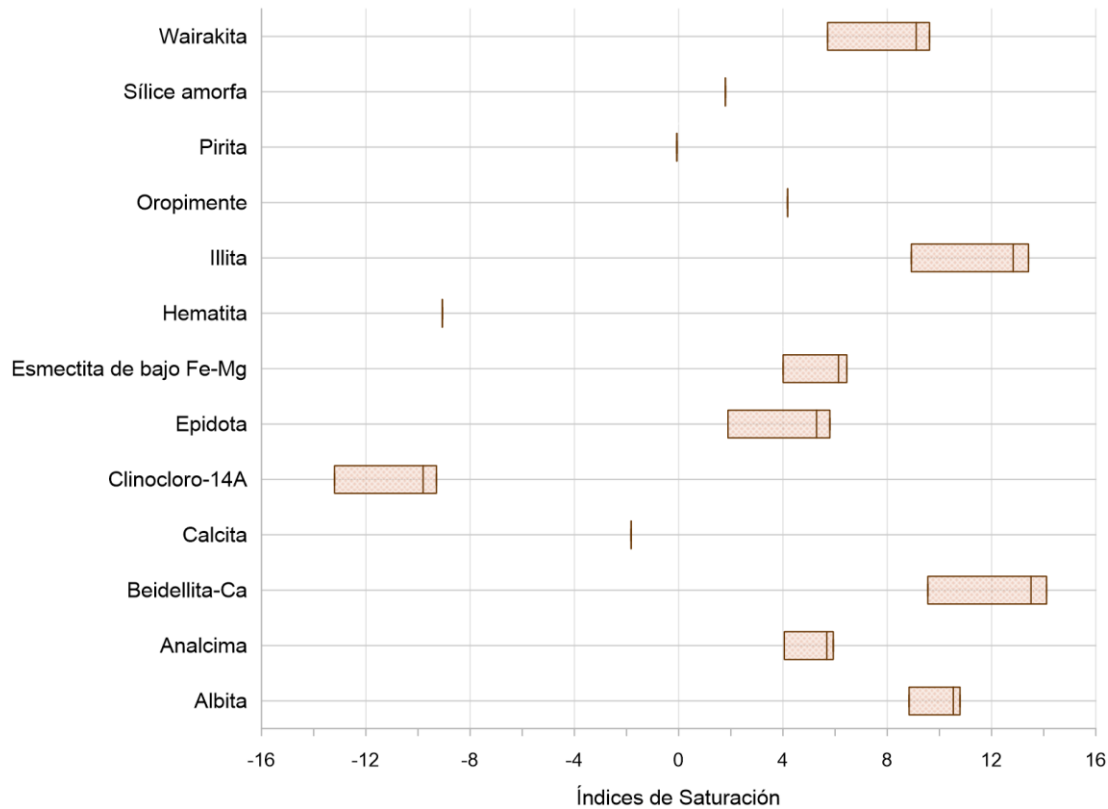


Figura 36: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Al], para el pozo CP-5.

En este *test* el clinocloro-14Å deja de ser el más sensible. La beidellita-Ca y la illita son los minerales cuyos IS más varían antes cambios de la concentración de aluminio, seguidos por el clinocloro-14Å, la epidota, y la wairakita. Como es de esperar, en todas estas especies el Al constituye parte de la fórmula química.

También es posible observar que la calcita, hematita, oropimente, pirita, y sílice amorfa muestran sensibilidades muy bajas, nulas para el oropimente y la sílice amorfa en el CP-5. En ninguno de estos minerales el Al forma parte de su fórmula química, como sí ocurre con los más sensibles. A pesar de eso, muestran leves disminuciones de los índices de saturación, casi despreciables.

Cabe destacar la posición de la mediana en las cajas de los diagramas. A diferencia de los *tests* anteriores, el valor central (mediana), que se corresponde al valor de x , se ubica cerca del extremo derecho de las cajas, lo que tiene sentido con los valores de prueba de [Al] que se utilizaron. Sin embargo, la cercanía de la mediana (0,5 mg/l) al extremo derecho (0,9 mg/l) es muy marcada. El grado de variación que sufren los IS ante cambios de [Al] es mayor hacia valores más pequeños de ésta, implicando que los minerales se vuelven menos sensibles conforme más aluminio hay.

Tabla 14: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la [Fe] mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.

Sensibilidad a [Fe]

Mineral	Tendencia IS en rango de prueba		Rango IS	
	CP-1	CP-5	CP-1	CP-5
Albita	↑	↑	0,0002	0,0002
Analcima	↑	↑	0,0001	1,0E-04
Beidellita-Ca	↓	↓	0,0006	0,0012
Calcita	↑	↑	0,0008	0,0014
Clinocloro-14Å	↑	↑	0,0026	0,0050
Epidota	↑	↑	1,9568	1,9585
Esmectita de bajo Fe-Mg	↑	↑	0,8805	0,8813
Hematita	↑	↑	3,9115	3,9136
Illita	↓	↓	0,0003	0,0006
Oropimente	↑	↑	0,0001	0,0001
Pirita	↑	↑	1,9557	1,9569
Sílice amorfa	↑	-	0,0001	0,0000
Wairakita	↑	↑	0,0003	0,0003

**Sensibilidad a cambios de [Fe]
Pozo CP-1**

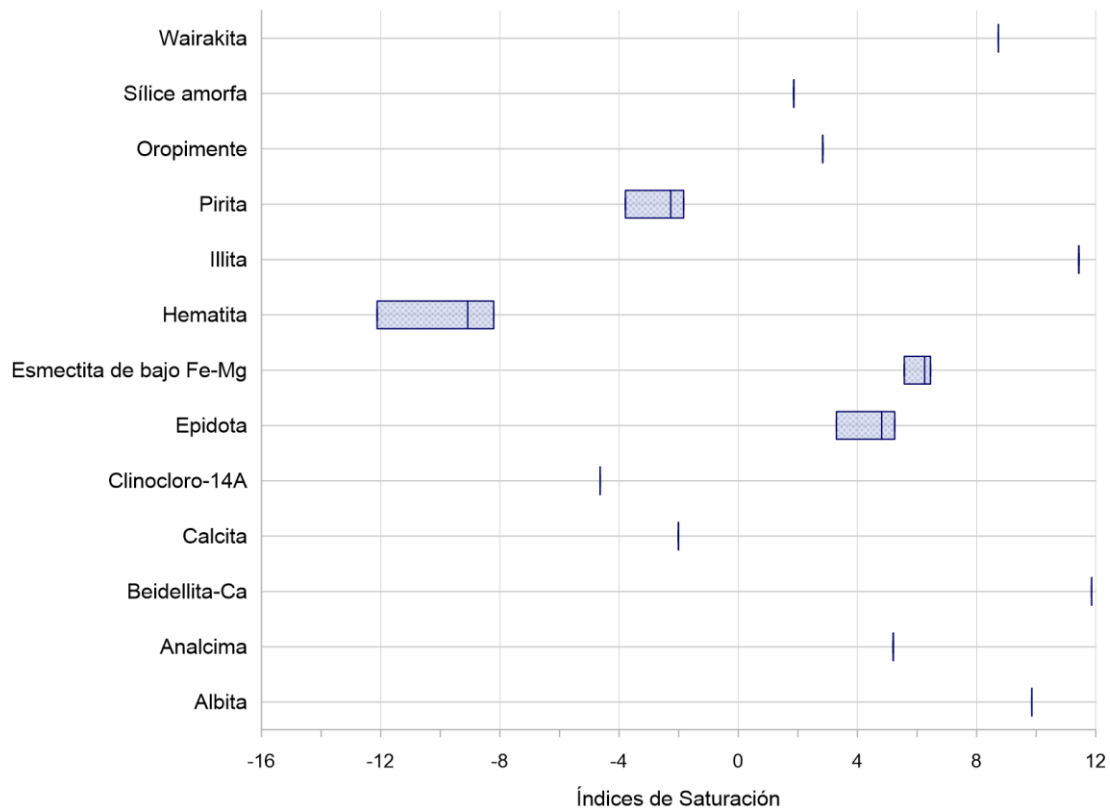


Figura 37: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Fe], para el pozo CP-1.

Sensibilidad a cambios de [Fe] Pozo CP-5

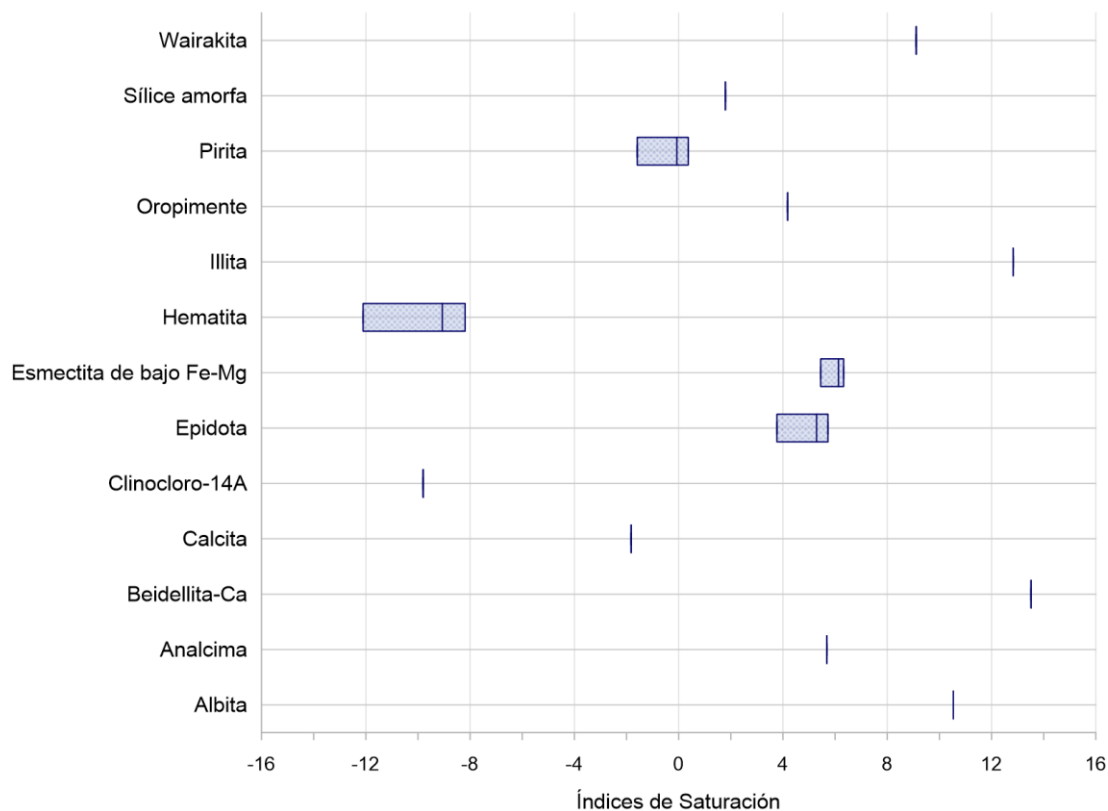


Figura 38: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Fe], para el pozo CP-5.

En este caso, la mayoría de los minerales son insensibles a variaciones de [Fe]. Justamente esa mayoría es la que no contiene hierro en su fórmula química. Pocos minerales de este listado lo contienen, y son justamente los que muestran sensibilidad. La hematita, que tiene 69,94%wt de Fe, es la especie mineral más sensible a variaciones en la concentración de hierro. Le sigue la epidota y la pirita, y finalmente la esmectita.

Tal como ocurrió en el *test* de la [Al], pero de forma menos sobresaliente, las medianas se acercan al extremo derecho de las cajas, indicando que en la medida que aumenta el contenido de hierro, los minerales se vuelven menos sensibles a éste.

Respecto a la tendencia de los índices de saturación, el comportamiento es igual al del *test* de pH. Solamente la beidellita-Ca y la illita disminuyen sus índices de saturación en este rango de prueba, mientras el resto, a excepción de la sílice amorfa en el pozo CP-5, muestra incrementos.

Tabla 15: Resultados del test mostrando la sensibilidad a la [Mg] mediante el rango de variación del IS. Las flechas indican si la tendencia es al aumento o disminución del IS.

Sensibilidad a [Mg]

Mineral	Tendencia IS en rango de prueba		Rango IS	
	CP-1	CP-5	CP-1	CP-5
Albita	↓	↓	0,0002	0,0002
Analcima	↓	↓	0,0001	1,0E-04
Beidellita-Ca	↓	↓	0,0012	0,0021
Calcita	↑	↑	0,0011	0,0019
Clinocloro-14Å	↑	↑	5,3561	8,5013
Epidota	↑	↑	0,0031	0,0053
Esmectita de bajo Fe-Mg	↑	↑	0,9646	1,5311
Hematita	↑	↑	0,0040	0,0069
Illita	↑	↑	0,2668	0,4233
Oropimente	-	-	0,0000	0,0000
Pirita	↑	↑	0,0020	0,1408
Sílice amorfa	↓	↓	1,0E-04	1,0E-04
Wairakita	-	↓	0,0000	0,0002

**Sensibilidad a cambios de [Mg]
Pozo CP-1**

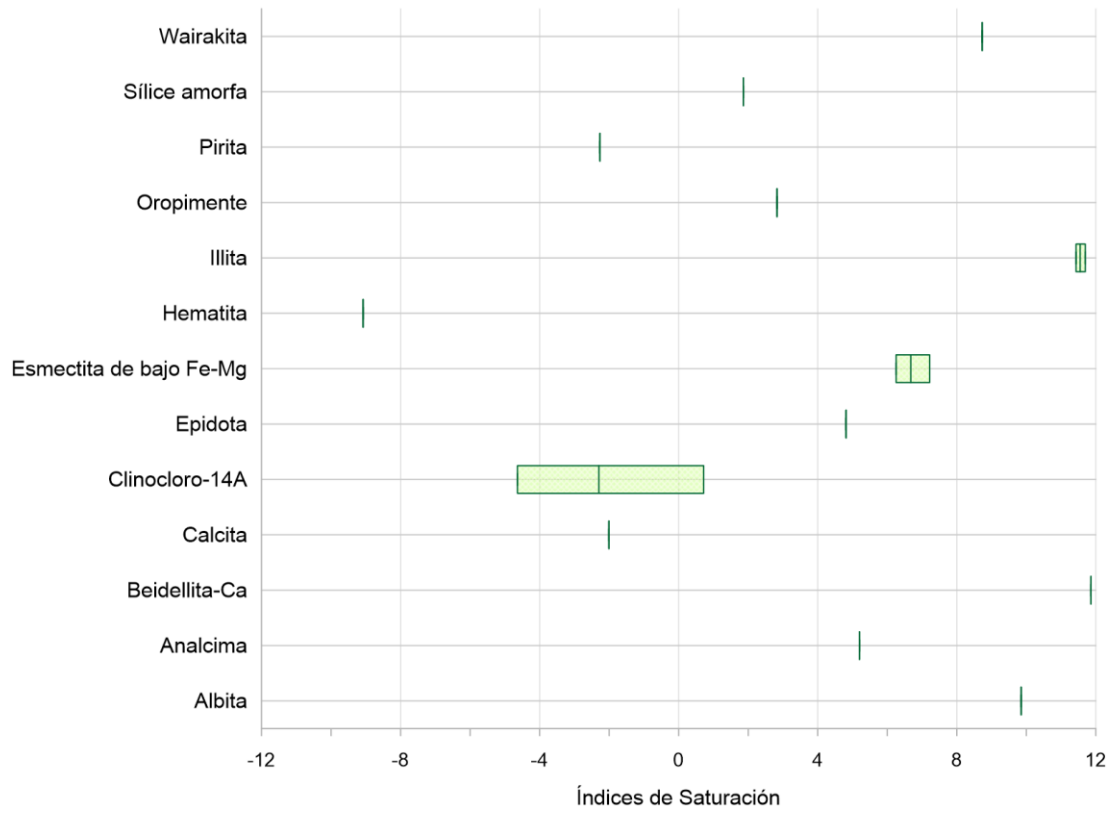


Figura 39: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Mg], para el pozo CP-1.

Sensibilidad a cambios de [Mg] Pozo CP-5

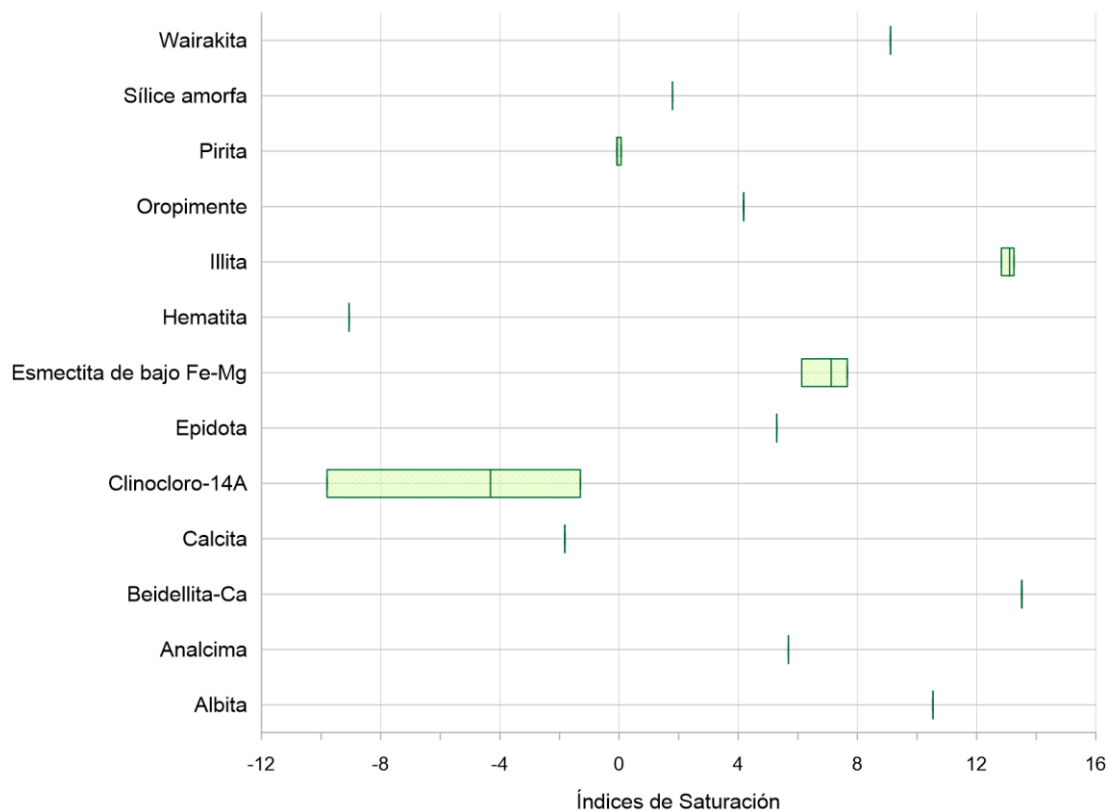


Figura 40: Resultados de test de sensibilidad ante cambios de [Mg], para el pozo CP-5.

En este *test* existe una diferencia: el valor original de [Mg] es el menor de los 5 valores utilizados, por lo que ya no está representado por la mediana de las cajas. En esta simulación, más bien, lo que se busca es observar las variaciones de IS ante incrementos del contenido de magnesio en el fluido, y no frente a un entorno de éste, como sí ocurre en las simulaciones de [Al] y [Fe], cuyos valores originales se extraen de la bibliografía.

Se puede observar que, ante incrementos de la concentración de Mg, los índices de saturación aumentan ampliamente en el clinocloro-14Å, indicando que tiene una alta sensibilidad, y muy alta en relación con el resto de los minerales. Le sigue la esmectita con un rango considerablemente menor, y luego la illita, que ya muestra una baja sensibilidad. El clinocloro-14Å, que representa al grupo de las cloritas, tiene un 21,87%wt de Mg. Este mineral, junto con la esmectita y la illita, son los únicos que contienen magnesio en su fórmula química.

Se puede observar también que la albita, analcima, beidellita-Ca, sílice amorfa, y wairakita muestran disminuciones del IS, indicando que las condiciones para su precipitación se hacen menores conforme aumenta el contenido de Mg. El resto de los minerales aumenta sus IS, a excepción del oropimente, cuya sensibilidad es nula, al igual que la wairakita en el pozo CP-1.

17. Discusión

Para llevar a cabo esta sección, se discutirán primero los resultados del modelo de especiación, y posteriormente los del modelo de reinyección. Finalmente, se discutirá en general respecto a los resultados de ambos modelos, el análisis de sensibilidad, y la relación de estos con la geología y la geoquímica del reservorio.

17.1. Modelo de Especiación

Los resultados ofrecen una gran cantidad de información. Lo primero que es posible dilucidar es que el listado de minerales trabajado es efectivamente un grupo que, en su mayoría, en caso de encontrarse presentes bajo estas condiciones termodinámicas, sí contarían con las condiciones del fluido geotermal para su precipitación, dado que la mayoría posee índices de saturación mayores a cero. La excepción se encuentra en las cloritas, calcita, hematita, y pirita. Más adelante serán abordadas.

Los pozos del separador F arrojan mayores IS respecto a los otros. Esto ocurre con el pozo CP-5 en los filosilicatos. y con el CP-5A en las zeolitas (tectosilicatos). Si se buscan los orígenes de esta diferencia con el resto. se puede establecer una relación con los datos de entrada asociados a cada uno.

Por ejemplo, el pozo CP-5, que es el que expresa estas diferencias en los filosilicatos, posee las siguientes características distintivas:

- Pozo de menor temperatura (210 °C)
- Pozo de menor profundidad (470 m)
- Pozo con la mayor fracción de vapor y razón G/S (0,48 y 0,87 respectivamente)
- Pozo con el menor pH (6,74)
- Pozo con la menor concentración de sílice acuoso (276 mg/l)

Esta información puede estar señalando una exsolución de volátiles a esta profundidad. La baja temperatura debido a la baja profundidad genera una pérdida de solubilidad de las especies acuosas en el líquido, desencadenando su sobresaturación y consecuente exsolución de volátiles, que estaría acusada por la alta fracción de vapor y razón G/S.

Por su parte, el pozo CP-5A, que es el que expresa estas diferencias en los tectosilicatos, posee características muy similares a CP-5, siendo el de la segunda menor temperatura (230 °C), segunda menor concentración de sílice acuoso (363 mg/l), y mayor concentración de calcio (645 mg/l).

La temperatura y el pH pueden ser sin duda los factores más relevantes en las diferencias del pozo CP-5, puesto que es el pozo que recolecta las muestras más frías, y de menor pH. Anteriormente se pudo comprobar que el modelo es sensible a ambos factores. De hecho, la temperatura y el pH del fluido son los factores más relevantes en la asociación mineralógica resultante de los procesos de alteración hidrotermal en general, más que la litología. Las diferencias expresadas por los pozos del separados F reflejan justamente esto.

17.1.1. Filosilicatos

Lo primero que es posible notar, es que las cloritas arrojan índices de saturación menores a cero, denotando un estado de disolución bajo estas condiciones del fluido. Esto ocurre a pesar de que es un grupo mineral ampliamente reportado en las zonas de alteración propilítica y sub-propilítica del SGCP. El fluido a partir del cual se formaron puede variar su composición en la medida que precipitan estas especies minerales. Posiblemente este fluido no esté en condiciones de saturación tales que permitan la precipitación de clorita actualmente, o al menos bajo las condiciones termodinámicas implicadas por los datos disponibles.

Por otra parte, PHREEQC es un software que no incorpora una discriminación geológica en su base de datos, sino que más bien está enfocado en la termodinámica y la hidroquímica de la solución según los datos que se ingresan, y se basa en el equilibrio con minerales y gases. El fluido geotermal en este trabajo queda representado particularmente por los datos de muestreo químico que existen en la bibliografía. Si este fluido ya ha alterado su composición química durante el proceso de formación de las asociaciones minerales actuales, lo cual es probable, entonces el software podría no ser capaz de simular condiciones de precipitación para las mismas asociaciones minerales con los datos obtenidos de la química actual del fluido.

La presencia de cloritas en el reservorio podría no necesariamente implicar que el fluido mantiene condiciones para su precipitación. La hidroquímica actual de éste podría estar asociada a una cierta evolución, que quedaría reflejada en que los parámetros termodinámicos actuales serían relativamente distintos a los existentes en las etapas iniciales del reservorio, cuando hubo una abundante formación de cloritas. La extensa precipitación de este grupo mineral en el reservorio podría implicar que el fluido sufra un empobrecimiento progresivo de los componentes que lo constituyen.

En la investigación de Guo et al. (2019) se discute el rol que puede jugar la clorita en la captura de magnesio. Se argumenta que la clorita es la principal especie mineral que controla la concentración de magnesio en fluidos geotermales hospedados en rocas félsicas, en el rango de temperaturas de 250 – 350 °C. Esta información constituye un ejemplo de que el fluido geotermal puede alterar su composición química debido a la precipitación de minerales y posteriores interacciones entre ambas fases. El fluido que se muestrea en la actualidad puede contener una hidroquímica que refleje más bien esta interacción, y no necesariamente las condiciones que dieron paso a la formación de minerales que hoy es posible detectar.

Al mismo tiempo, el resto de los filosilicatos (micas, esmectitas, prehnita y pirofillita) arroja índices de saturación positivos, indicando condiciones de precipitación. Estos resultados concordarían con las asociaciones minerales indicadas por Maza et al. (2018) y Maza et al. (2021). Sin embargo, en su trabajo se precisa una distribución espacial específica de estos minerales en el reservorio. Los aspectos geológicos que influyen en ella no están considerados en PHREEQC, por lo que no sería racional esperar un reparto de índices de saturación positivos según la profundidad de los pozos muestreados.

Un ejemplo de lo anterior es la illitización con la profundidad reportada por Maza et al. (2018). Esta illitización no queda reflejada en un aumento del índice de saturación de la illita a mayor temperatura. El pozo más somero y frío (CP-5) y el pozo más profundo (CP-1A) no muestran diferencias importantes en este ámbito. Lo anterior también concuerda con la proposición de Maza et al., (2018) respecto a que la temperatura no ejerce gran control sobre las reacciones químicas de estas capas mixtas, sino más bien, dicho control podría estar ejerciéndolo la cinética.

Esto permite inferir que para observar una zonación de los valores de IS arrojados, es necesario incorporar aspectos como la cinética y las características litológicas. Los resultados de los filosilicatos inducen a recordar que el grado de detalle de los objetivos del modelamiento no puede superar el grado

de detalle al que llegan los datos disponibles. También, que la coherencia de un modelo termodinámico está restringida por la cuantía y heterogeneidad de estos datos.

17.1.2. Tectosilicatos

En los tectosilicatos existe un comportamiento muy propio para cada grupo mineral en los resultados. En los minerales del grupo de los feldespatos, el feldespato-K arroja resultados muy similares a la albita. Lo mismo ocurre con los polimorfos del SiO_2 , donde la sílice amorfa arroja IS muy similares al cuarzo. Ambos grupos minerales muestran que las condiciones de saturación del fluido geotermal permiten la precipitación de estos. El trabajo de Maza et al. (2018) indica la presencia de albita, cuarzo, y sílice amorfa en el reservorio.

Respecto a las zeolitas, tener índices de saturación positivos está dentro de lo esperado. Zeolitas como la estilbita, la laumontita, y la wairakita se asocian justamente a los sectores de mayor temperatura de sistemas hidrotermales de protolito félsico, y están documentadas en la bibliografía (Maza et al., 2018). La clinoptilolita-Ca, cuya presencia está registrada hasta los ~240 m en el pozo CP-1 por Maza et al. (2018), arroja altos índices de saturación. Los más altos de los tectosilicatos. La clinoptilolita-Ca se asocia a sectores más fríos de los reservorios geotermales de protolito félsico, junto con la analcima y la mordenita (Bish y Ming, 2018). La temperatura podría no ser el principal factor que controla la presencia de clinoptilolita, sino más bien, tal como indica Maza et al. (2018) respecto a la illitización, la cinética podría ser el principal control.

Con muestras recolectadas de pozos ubicados tan próximos entre sí, y con condiciones termodinámicas relativamente similares, los diagramas de estabilidad debiesen ser usados más bien para definir las zonas de estabilidad mineral asociadas al reservorio, más que para evidenciar cambios notorios o interfaces. El diagrama de la Figura 41 muestra las zonas de estabilidad de distintas zeolitas cálcicas, donde se puede observar que el fluido geotermal del SGCP está en condiciones estables para la wairakita.

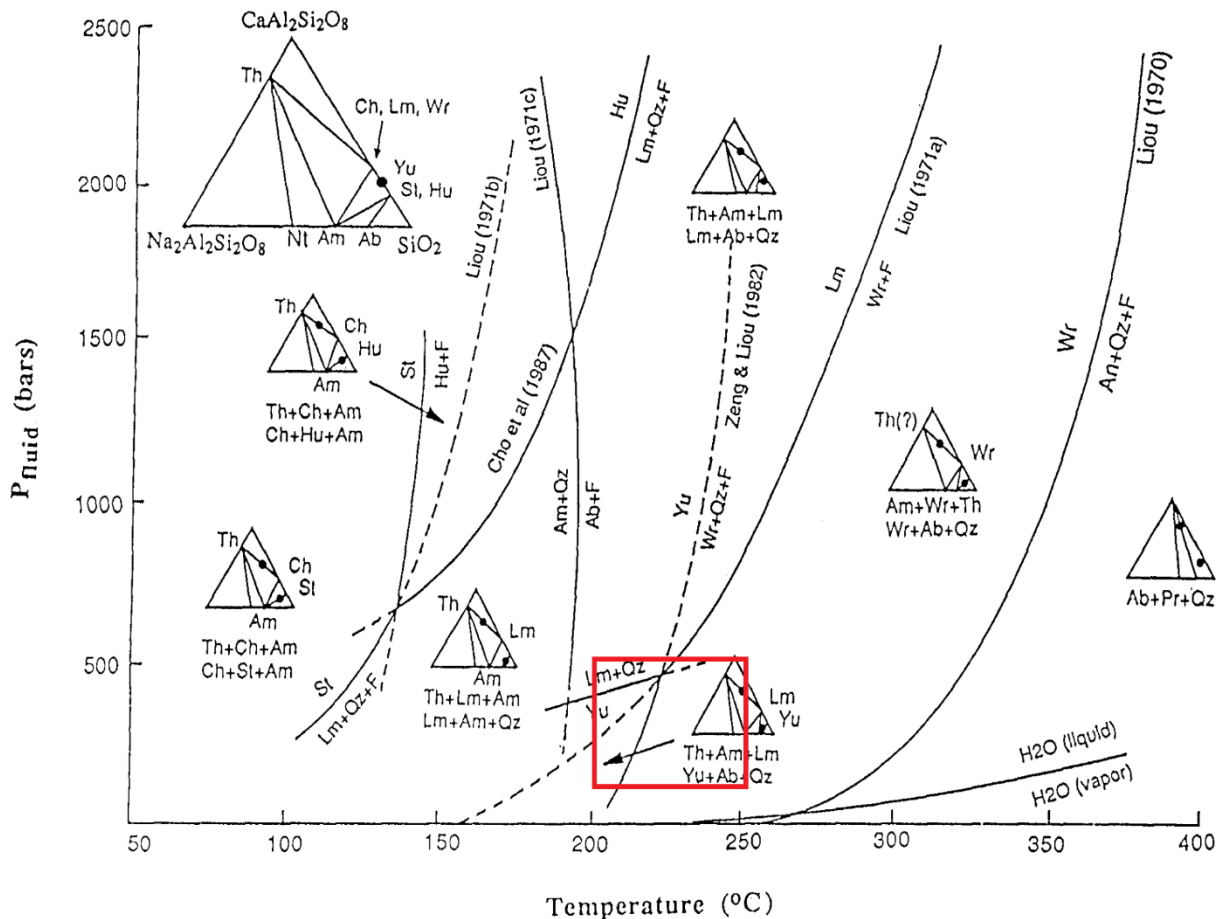


Figura 41: Relaciones P-T determinadas experimentalmente para analcima (Am), albita (Ab), anortita (An), y zeolitas cálcicas: estilbita (St), heuandita (Hu), yugawaralita (Yu), y wairakita (Wr). Extraído de Liou et al. (1991). El rectángulo rojo indica de manera aproximada el rango de condiciones P-T del SGCP considerando las condiciones de temperatura y profundidad de los pozos de producción utilizados, resultando una zona donde son estables la wairakita, el cuarzo, la yugawaralita y la laumontita (Lm).

Maza et al. (2018) reporta la presencia de zeolitas cálcicas a partir de los ~165 m de profundidad. Estas están conformadas por la secuencia clinoptilolita – estilbita – laumontita – wairakita, presentadas principalmente como amígdalas. Todos estos minerales muestran índices de saturación mayores a cero, lo que indica condiciones de precipitación. El modelo es consistente en indicar la precipitación de las zeolitas.

Nuevamente destaca la diferencia con los pozos del separador F en cuanto a los valores de los índices de saturación. En este caso, el pozo CP-1A tiende a arrojar mayores valores, y de forma notoria, con las zeolitas. La estilbita y la clinoptilolita-Ca son los casos más evidentes.

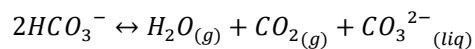
17.1.3. Carbonatos, óxidos, sulfuros, y silicatos restantes

En este ítem los resultados son diversos. Partiendo por el oropimente, los valores de IS indican claramente que en el fluido existirían las condiciones para su precipitación. Posiblemente estén relacionados a las altas concentraciones de arsénico del fluido geotermal.

El oropimente puede precipitar en respuesta a la acidificación del fluido geotermal con aguas sulfatadas, o ante un enfriamiento subaéreo del fluido, o ante un incremento de las concentraciones de H₂S. La precipitación de este elemento en forma de minerales como la arsenopirita (FeAsS) es poco común en ambientes geotermales. Por otra parte, la precipitación del rejalgar tiende a ocurrir cuando la temperatura es inferior a ~130 °C (Spycher y Reed, 1989). El oropimente está justamente asociado sistemas hidrotermales tales como fumarolas volcánicas.

En el caso de minerales como la calcita, pirita, y hematita, los resultados indican que el fluido está en condiciones para su disolución, y no su precipitación.

La precipitación de carbonatos está relacionada al contenido de CO₂ de la solución. La siguiente ecuación química desplaza su equilibrio hacia la derecha cuando disminuye la presión (Corsi, 1986):



El aumento de las cantidades del anión carbonato es propicio para la precipitación de calcita en un sistema hidrotermal. De momento, los resultados indican que no están las condiciones para su precipitación. El modelo de especiación servirá para relacionar su comportamiento con esta reacción química.

Por otra parte, la precipitación de pirita está asociada a la capacidad del azufre para enlazarse con metales como el Fe, Pb, As, Sb, etc.. En sistemas geotermales de alta entalpía el pH juega un rol clave en el control de la tasa de precipitación de sulfuros y óxidos metálicos. También juegan un importante rol las concentraciones de iones metálicos en el fluido (Karabelas et al., 1989). Concentraciones pequeñas pueden limitar la tasa de precipitación de sulfuros en sistemas de alta entalpía como el SGCP.

La precipitación de hematita depende, en gran parte, de la concentración inicial de ácido sulfúrico, cantidades iniciales de hierro férrico, y de iones como cloro, arsénico, y sulfato (Javed et al., 2018). La distribución de especies arrojada por PHREEQC indica bajas cantidades de H₂SO₄ (molalidad = 4,092·10⁻²³ en el pozo CP-1), bajas cantidades de Fe³⁺ (molalidad = 6,818·10⁻²³ en el pozo CP-1), mientras los datos indican altas concentraciones de cloro y arsénico.

17.1.4. Discusión general de modelo de especiación

La litología que constituye la roca caja del reservorio tiene una permeabilidad asociada esencialmente a fracturas localizadas. Esto permite suponer que la interacción agua-roca, responsable de las asociaciones de minerales, ocurre en dominios localizados en torno a fracturas que permitan la circulación del fluido geotermal. Las zonas de falla asociadas a las fallas principales del Graben Pabelloncito (Pabellón y Cachimba) son entonces las más susceptibles las alteraciones hidrotermales.

Este aspecto no puede ser incorporado en PHREEQC. Otros aspectos relacionados a la geología como los tiempos de residencia, o la evolución del fluido geotermal desde la mezcla de aguas freáticas con fluidos magmáticos hasta la situación actual tampoco pueden ser incorporados. En el caso de este último se debe simplemente al rango de temperaturas con que trabaja la base de datos, siendo justamente la de mayor temperatura. Esto invita a recordar que parte de las limitaciones del modelo se debe justamente a la dependencia de éste con el software y las herramientas que ofrece.

17.2. Modelo de Reinyección

Los resultados del modelamiento de reinyección muestran cómo varían las condiciones de saturación para los distintos minerales en el fluido geotermal conforme disminuye la temperatura después de la despresurización. Se simula el primer segmento del proceso de reinyección hasta el separador ciclónico, donde existe una presión de 6,9 bar y una temperatura de 170 °C. Para ello se despresurizó el fluido hasta dicha presión, y se procedió a enfriar, pero hasta 100 °C, motivo por el cual se le otorga la cualidad de “exagerado” al enfriamiento.

Al llevar a cabo la simulación se observa un comportamiento muy similar entre los pozos. motivo por el cual se decidió discutir acerca de los resultados de los pozos CP-1 y CP-5 solamente, obviando el resto.

La pérdida de solubilidad de las especies acuosas y gaseosas debido a la disminución de presión y temperatura durante el ascenso de los fluidos hasta el separador ciclónico genera exsoluciones de gases que son propicias para que ocurran sobresaturaciones.

En este sentido, los índices de saturación arrojados no solo tienden a aumentar durante el enfriamiento, sino que ciertos minerales pasan de condiciones de disolución ($IS < 0$) a estar en condiciones de precipitación ($IS > 0$).

Estos resultados no sólo sirven para analizar el primer tramo de la reinyección, sino que también permiten complementar la discusión de los resultados del modelo de especiación.

17.2.1. Filosilicatos

Con un enfriamiento se tiene finalmente a todos los filosilicatos del listado bajo condiciones de precipitación, incluyendo las cloritas. Los índices de saturación aumentan en todos los minerales de esta clase. Tal como se indicó en la sección de análisis de resultados, el fluido adquiere las condiciones para precipitar cloritas a partir de determinadas temperaturas.

Lo anterior implica una disminución de la solubilidad de estas especies minerales a temperaturas menores. En el caso de las cloritas, esto supone que el fluido vuelve a estar saturado para generarlas, al igual que como debía estarlo cuando estas se formaron en la realidad. Esto, junto con el *test de sensibilidad*, permite inferir que las cloritas son sensibles a cambios hidroquímicos o termodinámicos.

El resto de los filosilicatos muestra un claro incremento de índices de saturación con el enfriamiento. La semejanza de las profundidades de los pozos impide observar una interestratificación de las asociaciones I-S o C-S.

17.2.2. Tectosilicatos

Se observa de forma clara que existe una tendencia a aumentar los índices de saturación de los tectosilicatos con la disminución de temperatura. La estilbita es aquella que arroja la mayor tasa de aumento, llegando a un IS que supera el valor de 25 en el pozo CP-1 al final del enfriamiento.

La sílice amorfa, en cambio, muestra un valor casi constante del IS al disminuir la temperatura, aunque presenta un aumento leve. Sin embargo, dicha variación del IS, por pequeña que sea, puede ser suficiente para que se desencadene una precipitación por *scaling* bajo condiciones de saturación que así lo permiten.

Estos resultados guardan sentido con la presencia de los mismos reportada en la bibliografía.

17.2.3. Carbonatos, óxidos, sulfuros, y silicatos restantes

Al igual que en los grupos anteriores, la tendencia general es que los índices de saturación aumenten con la disminución de temperatura. Destaca el hecho de que la calcita y la pirita, que en el modelo de especiación arrojaban índices de saturación negativos, ahora crucen a la zona de condiciones de precipitación donde los índices de saturación son positivos.

Anteriormente se comentó la importancia del CO₂ en la precipitación de carbonatos. En el fluido, éste se presenta de forma disuelta. La pérdida de solubilidad del CO₂ en el fluido durante el ascenso en el pozo genera una exsolución de esta especie, liberándose en forma gaseosa. El siguiente gráfico muestra cómo aumenta drásticamente su índice de saturación, que implica pérdida de solubilidad conforme se enfría la solución, hasta llegar a un *plateau* (Figura 42).

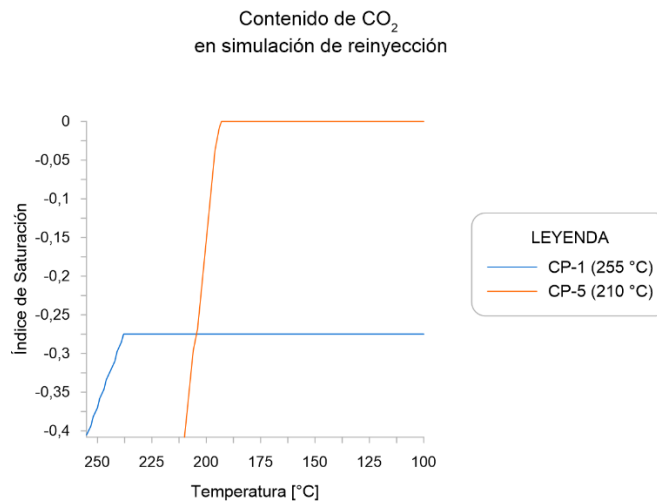
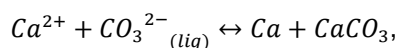


Figura 42: Curvas de variación de CO₂ conforme se enfría el fluido desde su temperatura inicial hasta los 100 °C.

Esta pérdida de dióxido de carbono en el fluido genera incrementos de pH, que podría estar relacionado a los resultados de la evolución del pH con el descenso de presión y temperatura. Finalmente, se dan las condiciones para la precipitación de calcita:



lo que es reflejado por la curva de la calcita, pasando de la zona de disolución a la zona de precipitación.

Con la pirita, que es un sulfuro de hierro, ocurre una situación similar. La pérdida de componentes en fase gaseosa permite la saturación de otros componentes incompatibles con dicha fase, que permanecen en fase líquida. Las piritas son altamente sensibles a aumentos de concentraciones de Fe, junto con la epidota y la hematita. El hierro tiende a quedarse en fase líquida, aumentando sus concentraciones. Si estas aumentan producto del ascenso del fluido, entonces progresivamente aumentan las condiciones para la precipitación de estos minerales.

En efecto, tanto la pirita como la hematita y la epidota muestran aumentos de sus índices de saturación, justamente aquellos sensibles a la [Fe], con la diferencia que la hematita no alcanza la zona de índices positivos en el rango de temperaturas estudiado.

17.2.4. Discusión general de modelo de reinyección

Estos resultados de reinyección, en términos generales, implican que existe la posibilidad de que precipiten los minerales que llegan a la zona de índices positivos en las tuberías de la planta geotérmica, al menos hasta los 170 °C del separador ciclónico, donde se separan la fase líquida de la gaseosa. Sin embargo, este trabajo no se enfoca en la planta geotérmica, sino más bien en las condiciones termodinámicas del reservorio. El modelo de reinyección sirve para evaluar el comportamiento de los minerales ante estos cambios de parámetros.

Es de esperar que el fluido reinyectado tenga una mayor capacidad para precipitar estos minerales y, en consecuencia, en un entorno espacial del extremo inferior de los pozos exista mayor probabilidad de que se formen aquellos minerales con tendencias de aumento de sus IS con el enfriamiento. La siguiente expresión, extraída del trabajo de Smith et al. (2013), es una ecuación generalizada de la tasa de disolución de minerales en fluidos con un pH determinado:

$$r = \left(\left[A_A \cdot e^{-E_A/RT} \cdot a_{H^+}^n \right] + \left[A_N \cdot e^{-E_N/RT} \right] + \left[A_B \cdot e^{-E_B/RT} \cdot a_{OH^-}^m \right] \right) \cdot f(\Delta G_r)$$

Donde r es la tasa de disolución en $[\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}]$ que depende de varios parámetros: A_i en $[\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}]$ representa una constante pre-exponencial para un mecanismo particular (Catalizador: Ácido (A), Neutro (N) o Básico (B)); E_i representa las correspondientes energías de activación de cada mecanismo en $[\text{kJ mol}^{-1}]$. R es la constante universal de los gases, y T es la temperatura. a_i representa la actividad de una especie acuosa particular. El último término, $f(\Delta G_r)$, representa una función dependiente de la energía libre de Gibbs de la reacción.

Se puede notar que un enfriamiento genera una disminución de la tasa de disolución mineral. Minerales con índices de saturación mayores a cero al final del enfriamiento podrían estar en condiciones de precipitar a mayores tasas que a la temperatura del reservorio, generando sectores con mayores presencias de estos minerales en los extremos inferiores de los pozos.

Respecto a las cloritas, en el estudio de Smith et al. (2013) se establece una ecuación para la tasa de disolución de las cloritas en un sistema geotermal, normalizado por superficie de contacto, para temperaturas en el rango 100-275 °C y pH en el rango 3,3-5,7, considerando cantidades de $\text{CO}_{2(\text{aq})}$ de 0 a 0,5 m:

$$r_{\text{cloritas}} = k_{\text{ácido}}(298 \text{ K}) \cdot \exp \left[\left(\frac{-E_{\text{ácido}}}{R} \right) \cdot \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{298 \text{ K}} \right) \right] \cdot a_{H^+}^n$$

Donde $k_{\text{ácido}}(298 \text{ K})$ es la constante de velocidad de reacción a 25 °C, y $E_{\text{ácido}}$ es la energía de activación para este mecanismo de disolución ácida. R es la constante universal de los gases, T la temperatura en Kelvin, y $a_{H^+}^n$ es la actividad acuosa de H^+ , donde n es el orden de reacción con respecto a la actividad de protones.

En dicha ecuación es posible notar que a mayor temperatura se tiene una mayor tasa de disolución, mientras que a mayor pH la tasa disminuye. En el presente trabajo se pudo observar el aumento de los índices de saturación de las cloritas con el enfriamiento, en el que está implicado un aumento de pH (Figura 28). La cinética, en consecuencia, explica en parte la tendencia de aumento de IS de este grupo mineral durante el enfriamiento. Esta ecuación también permite ver la mayor importancia del pH, en relación a la temperatura, con respecto a la tasa de disolución, lo que queda reflejado con el análisis de sensibilidad, donde el clinocloro-14Å claramente presenta mayor sensibilidad al pH que a la temperatura.

Cabe destacar que la variedad composicional del grupo de las cloritas no se encuentra reflejada en la base de datos utilizada en PHREEQC. Algunas cloritas con potencial para precipitar podrían estar excluidas del modelo, como por ejemplo aquellas que no contienen magnesio en su composición química, dado que las bajas concentraciones de esta especie en el fluido están efectivamente afectando los resultados, lo cual se pudo corroborar con el análisis de sensibilidad.

17.3. Discusión general y síntesis

Los resultados permiten establecer ciertas preguntas que pueden ser objeto de discusión:

- El fluido geotermal que se muestrea podría no tener las mismas propiedades que tenía cuando generó las asociaciones de alteración que se pueden observar hoy. ¿Qué es lo que se está muestreando realmente?
- Los resultados de las cloritas pueden estar efectivamente indicando su extensa presencia, pero de forma indirecta. ¿Es adecuado utilizar estos modelos para sugerir una alteración hidrotermal teórica? ¿Cómo se pueden perfeccionar estos modelos para dicho fin?

Se procederá a comparar la hidroquímica del reservorio bajo estudio con otros tres casos de distintas partes del mundo. Estos casos se escogieron realizando una búsqueda bibliográfica rápida de reservorios geotermales de alta entalpía, con temperaturas mayores a 200 °C, que no estuviesen localizados en Chile. Se escogen los siguientes reservorios con su respectiva hidroquímica:

Tabla 16: Aspectos geológicos y análisis hidroquímico de tres sistemas geotermales de alta entalpía que posteriormente se comparan con el caso de Cerro Pabellón. **Los datos están en [mg/l].**

Campo Geotermal	Latera	Bouillante	Wairakei
Localización	Latium, Italia	Guadaupe, Francia	Isla Norte, Nueva Zelanda
Contexto geológico	Fuente de calor asociada a Complejo Volcánico Vulsini. Reservorio en pliegue recumbente de una secuencia carbonática alóctona (Gianelli y Scandiffo, 1988)	Asociado al arco magmático activo denominado Lesser Antills ubicado en el caribe (Thinon et al., 2010).	Asociado a una de las mayores áreas de actividad hidrotermal de la Zona Volcánica de Taupo (Bignall et al., 2010).
Litologías de reservorio	Rocas carbonáticas fracturadas (Cavarreta et al., 1985)	Hialoclastitas y flujos de lavas en menor cantidad. También lavas andesíticas, piroclastitas, y lahares (Navelot et al., 2018)	Secuencia de rocas volcánicas silíceas, calco-alcalinas, intercaladas con sedimentos lacustres (Bignall et al., 2010).
Mineralogía principal	Calcita, anhidrita, dióxido, grosularia, flogopita, wollastonita, feldespato-K, vesuvianita, turmalina, anfíbol, epidota, sulfuros, arcillas, etc. (Cavarreta et al., 1985).	Esmectita, illita, clorita, corrensita, clinoptilolita, prehnita, pumpellita, wairakita, epidota, cuarzo. También capas mixtas de esmectita-illita, caolinita, calcita, hematita, y piritita (Navelot et al., 2018).	Esmectita, illita, clorita, epidota, capas mixtas de esmectita-illita, y de esmectita-clorita (Bignall et al., 2010).
Tipo de entalpía	Alta	Alta	Alta
Temperatura [°C]	238	250-260	251
pH	5.91	5.3	7
Na	2740	5100	1302
K	500	750	213.2
Ca	2.75	1800	27.667
Mg	0.22	2	0.0075
Cl	371	12000	2295
SO4	1380	17	34
Br	1.25	42	5.8
SiO2	371	500	677
B	579	12.5	25.97
Li	13.5	5	12.12
Sr	0.45	16	0.101
Origen datos	Pozo L3D (Gianelli y Scandiffo, 1989)	Fluido reconstruido (San Juan et al., 2010)	Pozo WK247 (Millot et al., 2012)

Para comparar estos datos con el SGCP, se procede a normalizar estos tres casos por el del reservorio bajo estudio. De esta manera se visualizan mejor las diferencias:

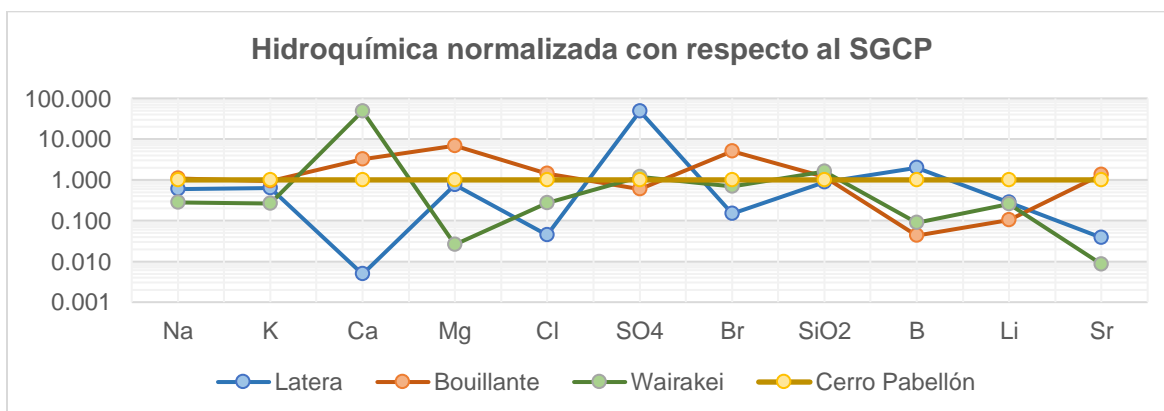


Figura 43: Comparación de datos hidroquímicos de los tres sistemas geotermales de alta entalpía de la Tabla 16, normalizados al caso de Cerro Pabellón.

Se puede observar que cada reservorio tiene un comportamiento propio. Sin embargo, hay ciertas especies acuosas cuyas concentraciones son notoriamente diferentes a las de Cerro Pabellón. Las que más resaltan son Ca, Mg, Cl, SO₄, B, y Sr.

Con el caso del calcio se puede observar la paradoja que ocurre con la curva del reservorio de Latera, el que es abundante en minerales cálcicos, sin embargo, presenta un *peak* negativo justo en este elemento cuando se normaliza con respecto a Cerro Pabellón, mientras el resto de los ejemplos tiene un contenido de calcio evidentemente mayor al del reservorio bajo estudio. Esto podría indicar que si existe una mineralogía considerablemente dominante respecto a otras, entonces ésta puede estar ejerciendo control sobre las concentraciones de las especies acuosas involucradas en su formación. Lo mismo parece ocurrir con el magnesio en Wairakei.

Si se toman los datos de Wairakei de la Tabla 16 y se ingresan a PHREEQC para generar un modelo de especiación, las cloritas arrojan los siguientes índices de saturación:

- Chamosita-7Å: 5,43
- Clinocloro-14Å: 0,59
- Clinocloro-7Å: -1,87

En este sentido cabe destacar que la concentración de Mg en el fluido geotermal del pozo WK247 de Wairakei es prácticamente dos órdenes de magnitud inferior que el promedio del SGCP. En este caso también se registran cloritas en la bibliografía. Sin embargo, el clinocloro-7Å presenta un IS negativo, indicando condiciones para su disolución, y el clinocloro-14Å arroja un IS positivo pero cercano a cero. Esto revela nuevamente que la mineralogía de alteración reportada en la bibliografía de un sistema geotermal de alta entalpía no necesariamente se condice con una hidroquímica que permita simular dicha mineralogía. Finalmente, todo indica que uno de los factores más relevantes en los índices de saturación de las cloritas es la cantidad de Mg en el fluido. Una baja concentración de este elemento se refleja en bajos IS para las cloritas. No hay gran diferencia en las concentraciones de sílice acuoso, y las cantidades de Fe y Al ingresadas para hacer esta simulación fueron las mismas que se usaron con el SGCP.

La hidroquímica que se muestrea podría ser más bien un resultado de los procesos fisicoquímicos que llevaron a la presencia de ciertas asociaciones minerales que estaban presentes al momento de muestrear, lo que se manifiesta especialmente con las cloritas en el caso del SGCP. Los tiempos de interacción entre el fluido y la roca, o tiempos de residencia, podrían ser un factor determinante en la captura de componentes del fluido por parte de los minerales que precipitan.

Por este motivo, aquellos minerales que el software asume como en condiciones de subsaturación en el fluido, resultan ser los más sensibles a variaciones de concentraciones de aquellas especies que lo conforman. Finalmente, para establecer una predicción de la alteración hidrotermal teórica mediante un modelo geoquímico, la termodinámica no puede ser el único principio que considerar. Los tiempos de residencia pueden ser un factor relevante para incorporar, así como también la geología.

Sin embargo, el grueso de los resultados del modelo termodinámico indica que los minerales de alteración reportados en la bibliografía están en condiciones de sobresaturación en el fluido geotermal. Asimismo, en la simulación de despresurización y enfriamiento del fluido queda en evidencia que dichas condiciones de saturación se hacen mayores conforme el fluido es sometido a ascenso por los pozos, generando las condiciones termodinámicas para que ocurra precipitación de minerales por *scaling*.

Un ejemplo de la necesidad de incluir elementos como la cinética en modelos cuyo objetivo sea la predicción de precipitaciones minerales, es la precipitación por *scaling* mencionada recientemente. Las condiciones termodinámicas no son suficientes. El proceso de nucleación de minerales en las paredes internas de los conductos de la planta geotérmica se ve fuertemente afectado por la velocidad de flujo del

fluido geotermal, impidiendo la formación del radio crítico para que la precipitación ocurra de manera relativamente ininterrumpida, y esto se refiere a la cinética.

Por otra parte, Maza et al. (2021) establece que las intersecciones entre las estructuras secundarias de rumbo NE-SW y las fallas normales principales del Graben Pabelloncito de rumbo NW-SE ejercen un control primario en la circulación de fluidos hacia la superficie, ya que dichos sectores coinciden con las zonas de alteración activa y alteración fósil en las inmediaciones del Volcán Apacheta. Esto permite añadir un factor importante más que no se considera en este modelo termodinámico.

La baja variabilidad de condiciones de presión y temperatura sometidas a simulación impide que se puedan establecer asociaciones minerales que predominen por sobre otras. Las profundidades estudiadas son similares, lo que implica presiones y temperaturas similares, por lo que los índices de saturación de los minerales no varían lo suficiente entre un pozo y otro como para determinar asociaciones minerales

Se sintetiza a continuación los elementos más importantes que se pueden recoger a partir de los resultados:

- El modelo indica que el fluido geotermal cumpliría con las condiciones de saturación que permitan la precipitación de la mayoría de los minerales de alteración que señala Maza et al. (2018) y Maza et al. (2021).
- Una disminución de la presión y la temperatura generaría, efectivamente, un aumento progresivo de la saturación de los componentes minerales, lo que implica, bajo principios exclusivamente termodinámicos, condiciones de precipitación. Esto podría asociarse a procesos de *scaling* que ocurren en los conductos de la planta geotérmica.
- Las cloritas constituyen una excepción en materia de índices de saturación, lo que podría estar asociado al control que ejerce este grupo mineral sobre la hidroquímica del fluido que se muestrea para hacer la simulación. ¿Podría esto estar asociado a tiempos de residencia del fluido geotermal en la roca de caja?
- El modelo es sensible a variaciones de temperatura y pH, pero es sensible de forma selectiva cuando se trata de concentraciones de Al, Fe, y Mg. Resultan ser más reactivos aquellos minerales que contienen el elemento que se está sometiendo a variación.
- Para fines predictivos, el modelo podría quedar exento de vacíos relacionados a la exclusividad de los criterios utilizados si se incorporaran factores tales como: la cinética de las reacciones químicas, los tiempos de residencia o duración de la interacción agua-roca, la presencia de estructuras en el reservorio, la distribución espacial de sus permeabilidades, y sus variaciones litológicas.

18. Conclusiones

El SGCP es un sistema geotermal de alta entalpía en el cual se tienen rocas de origen principalmente volcánico, de composición intermedia a félsica, constituyendo distintas unidades hidrogeológicas con características propias. La unidad acuífera más profunda corresponde al reservorio de Cerro Pabellón, en el que la interacción fluido-roca genera distintas asociaciones minerales de alteración, al igual que como ocurre con las dos unidades hidrogeológicas sobreyacentes. Los factores que controlan la alteración hidrotermal en las rocas son: temperatura, composición del fluido (que incluye al pH), permeabilidad, duración de la interacción fluido-roca, composición de la roca, y presión.

Los parámetros más relevantes en este sentido son la temperatura y el pH. Sin embargo, éstos por sí solos no son suficientes para comprender la totalidad del sistema hidrotermal que se está modelando. Es necesario incorporar una diversidad de criterios para modelos cuyo objetivo sea predecir asociaciones minerales de alteración. Uno de estos criterios necesarios, es la cinética de las reacciones químicas involucradas en la formación de los distintos minerales.

Los resultados en su mayoría muestran que el fluido geotermal cumple, bajo criterios estrictamente termodinámicos, con las condiciones para que se produzca la precipitación de los minerales señalados en la bibliografía. Igualmente, los resultados del modelo de despresurización del fluido hasta la presión del separador ciclónico, y enfriamiento hasta 100 °C, muestran que efectivamente las condiciones de sobresaturación aumentan a favor de la precipitación mineral. Esto se relaciona con la precipitación que ocurre debido a *scaling*, pero que no se refleja en su totalidad por los resultados del modelo, lo que invita a recordar la que en este caso juegan un rol clave la cinética y los procesos de nucleación.

Por su parte, el análisis de sensibilidad corrobora la relevancia de la temperatura y el pH, y también muestra la influencia que existe entre ciertas especies minerales y ciertas especies acuosas que las constituyen. En este sentido, el caso más evidente fue el del grupo de las cloritas, que si bien son ampliamente reportadas en la bibliografía, el software no asume condiciones para su precipitación, indicando subsaturación, pero al mismo tiempo, evidenciando una alta sensibilidad al contenido de magnesio y al pH. Esto permite proponer que, indirectamente, las cloritas de este reservorio pueden controlar la concentración de ciertas especies en el fluido, como magnesio, y por ende arrojar condiciones de subsaturación que no indiquen su precipitación, sino que su disolución.

La cinética explica las tendencias arrojadas por el modelo, asumiendo que un aumento de la tasa de disolución se puede correlacionar con una disminución del índice de saturación, dado que en ambos está implicada una subsaturación en el fluido geotermal. Sin embargo, los IS negativos arrojados por las cloritas parecieran estar más relacionados a las cantidades de Mg acuoso en el fluido.

La termodinámica permite hacer modelos numéricos que orienten de manera relativamente correcta respecto a los minerales de un sistema geotermal bajo ciertas condiciones, pero es insuficiente para fines predictivos. En tal caso se necesitan incorporar elementos como: la cinética de las reacciones químicas, los tiempos de residencia o duración de la interacción agua-roca, la presencia de estructuras en el reservorio, la distribución espacial de sus permeabilidades, y sus variaciones litológicas.

Bibliografía

- Ahumada, S., Mercado, J., (2009). Mapa Geológico Sector Complejo Volcánico Apacheta Aguilucho, (CVAA). Memoria Final.
- Ahumada, S.R., Mercado, J.L. (2010). Evolución geológica y estructural del Complejo Volcánico Apacheta-Aguilucho (CVAA), Segunda Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad Católica del Norte, Departamento de Ciencias Geológicas: 98 p. Antofagasta.
- Aravena, D., Muñoz, M., Morata, D., Lahsen, A., Parada, M.A., & Dobson, P.F. (2016). Assessment of high enthalpy geothermal resources and promising areas of Chile. *Geothermics*, 59, 1-13.
- Baccarin, F., Volpi, G., Rivera, G., Giorgi, N., Arias, A., Giudetti, G., Cei, M., Cecioni, M., Rojas, L., and Ramirez, C., 2020. Cerro Pabellón Geothermal Field (Chile): Geoscientific Feature and 3D Geothermal Model. Proceedings, World Geothermal Congress 2020, Reykjavik, Iceland, April 2 – May 2, (2020).
- Bailer-Jones, D.M. (2009). Scientific Models in Philosophy of Science.
- Barnes, H.L. (1968). Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits.
- Benderitter Y, Cormy G. Possible approach to the geothermal research and relative cost estimate. In: Dickson MH, Fanelli M, editors. Small Geothermal Resources. Rome, Italy: UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources; 1990. p. 61–71
- Bethke. C., Yeakel. S. (2018) The Geochemist's Workbench: GWB Reaction Modeling Guide. The Geochemist's Workbench Release 11. Champaign. Illinois. Estados Unidos. Aqueous Solutions LLC.
- Bignall, G., Milicich, S.D., Ramírez, E., Rosenberg, M.D., Kilgour, G., & Rae, A. (2010). Geology of the Wairakei-Tauhara Geothermal System, New Zealand.
- Bish, D.L., & Ming, D.W. (2018). Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications.
- Cavarretta, G., Gianelli, G., Scandiffio, G., & Tecce, F. (1985). Evolution of the latera geothermal system II: metamorphic, hydrothermal mineral assemblages and fluid chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 26, 337-364.
- Corsi, R. (1986). Scaling and corrosion in geothermal equipment: problems and preventive measures. *Geothermics*, 15, 839-856.
- ENG,- 2007. CONCESIÓN APACHETA, Informe geológico, Junio 2007. Empresa Nacional de Geotermia S.A. (ENG).
- Errázuriz, A.M., Cereceda, P., González, J.I., González, M., Henríquez, M., Rioseco, R. 1987. Manual de Geografía de Chile. Andrés Bello: Santiago.
- Garrels, R.M., & Christ, C.L. (1965). Solutions, Minerals and Equilibria.
- Geotérmica del Norte S.A. (2020). Informe de Seguimiento Ambiental. Proyecto Central Geotérmica Cerro Pabellón – Etapa de Operación.
- Gianelli, G., & Scandiffio, G. (1989). The Latera geothermal system (Italy): Chemical composition of the geothermal fluid and hypotheses on its origin. *Geothermics*, 18, 447-463.
- Giudetti, G., Tempesti, L. (2020). First Geochemical Data from Cerro Pabellón Geothermal Project (Apacheta Region, Chile). Proceedings World Geothermal Congress 2020.

- Godoy, B., Rodríguez, I., Pizarro, M., & Rivera, G. (2017). Geomorphology, lithofacies, and block characteristics to determine the origin, and mobility, of a debris avalanche deposit at Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 347, 136-148.
- Godoy, B., Taussi, M., González-Maurel, O., Hübner, D., Lister, J.C., Sellés, D., le Roux, P.J., Renzulli, A., Rivera, G., & Morata, D. (2022). Evolution of the Azufre volcano (northern Chile): Implications for the Cerro Pabellón Geothermal Field as inferred from long lasting eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Gorini, A., Ridolfi, F., Piscaglia, F., Taussi, M., & Renzulli, A. (2018). Application and reliability of calcic amphibole thermobarometry as inferred from calc-alkaline products of active geothermal areas in the Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Guo, Q., Liu, M., Luo, L., Yan, K., Guo, W., Wu, G., Yan, W., & Wang, Y. (2019). Geochemical controls on magnesium and its speciation in various types of geothermal waters from typical felsic-rock-hosted hydrothermal systems in China. *Geothermics*, 81, 185-197.
- Guo, Z., Rüpke, L.H., & Tao, C. (2020). HydrothermalFoam v1.0: a 3-D hydrothermal transport model for natural submarine hydrothermal systems. *Geoscientific Model Development*.
- Hasan, A.R., & Kabir, C.S. (2010). Modeling two-phase fluid and heat flows in geothermal wells. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 71, 77-86.
- James, D.E. (1971). Plate Tectonic Model for the Evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 3325-3346.
- Javed, T., Xie, M., & Asselin, E. (2018). Factors affecting hematite precipitation and characterization of the product from simulated sulphate-chloride solutions at 150 °C. *Hydrometallurgy*, 179, 8-19.
- Karabelas, A.J., Andritsos, N.D., Mouza, A., Mitrakas, M., Vrouzi, F., & Christanis, K. (1989). CHARACTERISTICS OF SCALES FROM THE MILOS GEOTHERMAL PLANT. *Geothermics*, 18, 169-174.
- Liou, J.G., Capitani, C.D., & Frey, M.P. (1991). Zeolite equilibria in the system CaAl₂Si₂O₈ - NaAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 34, 293-301.
- Maffucci, R., Corrado, S., Aldega, L., Bigi, S., Chiodi, A., Paolo, L.D., Giordano, G., & Invernizzi, C. (2016). Cap rock efficiency of geothermal systems in fold-and-thrust belts: Evidence from paleo-thermal and structural analyses in Rosario de La Frontera geothermal area (NW Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328, 84-95.
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Lizana, C.R., Camus, E., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Godoy, B., Alvear, B., Pizarro, M., Ramirez, C.F., & Rivera, G. (2018). Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals*, 53, 117 - 141.
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Taussi, M., Vidal, J., Mattioli, M., & Renzulli, A. (2021). Active and fossil hydrothermal zones of the Apacheta volcano: Insights for the Cerro Pabellón hidden geothermal system (Northern Chile). *Geothermics*, 96, 102206.
- Mercado (2009). Geological and Structural Evolution of Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex (AAVC), Northern Chile.
- Millero, F.J., & Poisson, A. (1981). International one-atmosphere equation of state of seawater.
- Millot, R., Hegan, A., & Négrel, P. (2012). Geothermal waters from the Taupo Volcanic Zone, New Zealand: Li, B and Sr isotopes characterization. *Applied Geochemistry*, 27, 677-688.
- Moeck, I.S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable & Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882.

Morata, D., Maza, S.N., Vidal, J., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Pizarro, M., Camus, E., Godoy, B., Alvear, B., & Rivera, G. (2019). Hydrothermal Alteration in Cerro Pabellón Geothermal Field: from Surface and Drill Core Data to Conceptual Model.

Navelot, V., Géraud, Y., Favier, A., Diraison, M., Corsini, M., Lardeaux, J.M., Vérati, C., Mercier de Lépinay, J., Legendre, L., & Beauchamps, G. (2018). Petrophysical properties of volcanic rocks and impacts of hydrothermal alteration in the Guadeloupe Archipelago (West Indies). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Parkhurst, D.L. (1995). USER'S GUIDE TO PHREEQC A COMPUTER PROGRAM FOR SPECIATION, REACTION-PATH, ADVECTIVE-TRANSPORT, AND INVERSE GEOCHEMICAL CALCULATIONS. *Water-Resources Investigations Report*.

Parkhurst, D.L., & Appelo, C.A. (2013). Description of input and examples for PHREEQC version 3: a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. *Techniques and Methods*.

Peiffer, L., Wanner, C., Spycher, N., Sonnenthal, E., & Kennedy, B.M. (2013). Multicomponent vs. Classical Geothermometry: An Evaluation using Reactive Transport Modeling. *Procedia Earth and Planetary Science*, 7, 665-668.

Ramírez, C., Huete, C., (1981). Carta Geológica de Chile, Hoja Ollagüe. Escala 1: 250.000.

Reich, M., Román, N., Barra, F., & Morata, D. (2020). Silver-Rich Chalcopyrite from the Active Cerro Pabellón Geothermal System, Northern Chile. *Minerals*, 10, 113.

Renzulli, A., Menna, M., Tibaldi, A., Flude, S., (2006). New data of surface geology, petrology and Ar-Ar geochronology of the Altiplano-Puna Volcanic Complex (northern Chile) in the framework of future geothermal exploration. XI Congreso Geológico Chileno. Antofagasta. 7–11 August.

Rivera, G., Morata, D., Ramírez, C., (2015). Evolución vulcanológica y tectónica del área del Cordón Volcánico Cerro del Azufre – Cerro Inacaliri y su relación con el sistema geotérmico de Pampa Apacheta. II Región de Antofagasta. Chile. Actas XIV Congreso Geológico Chileno. La Serena. Chile. pp. 556–559.

Román, N., Reich, M., Leisen, M., Morata, D., Barra, F., & Deditius, A.P. (2019). Geochemical and micro-textural fingerprints of boiling in pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.

Sánchez-Alfaro, P., Reich, M., Arancibia, G., Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Driesner, T., Lizama, M., Rowland, J.V., Morata, D., Heinrich, C.A., Tardani, D., & Campos, E. (2016). Physical, chemical and mineralogical evolution of the Tolhuaca geothermal system, southern Andes, Chile: Insights into the interplay between hydrothermal alteration and brittle deformation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 88-104.

Sanjuan, B., Jousset, P., Pajot, G., Debeglia, N., Michele, M.D., Brach, M., Dupont, F., Braibant, G., Lasne, E., & Duré, F. (2010). Monitoring of the Bouillante Geothermal Exploitation (Guadeloupe, French West Indies) and the Impact on Its Immediate Environment.

Selles, Daniel & Gardeweg, M.. (2018). Geología del área Ascotán-Cerro Inacaliri, Región de Antofagasta.

Silva, S.L. (1989). Altiplano-Puna volcanic complex of the central Andes. *Geology*, 17, 1102-1106.

Smith, M.K., Wolery, T.J., & Carroll, S.A. (2013). Kinetics of chlorite dissolution at elevated temperatures and CO₂ conditions. *Chemical Geology*, 347, 1-8.

Soto Herrera, G. A., & Morata Cespedes, D. (2019). *Modelamiento geoquímico de los fluidos geotérmicos en la Planta Cerro Pabellón*. Universidad de Chile.

Springer, M., & Förster, A. (1998). Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics*, 291, 123-139.

Spycher, N., & Reed, M.H. (1989). As (III) and Sb(III) sulfide complexes: An evaluation of stoichiometry and stability from existing experimental data. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2185-2194.

- Spycher, N., Peiffer, L., Sonnenthal, E., Saldi, G.D., Reed, M.H., & Kennedy, B.M. (2014). Integrated multicomponent solute geothermometry. *Geothermics*, 51, 113-123.
- Stefánsson, A., Driesner, T., & Bénézech, P. (2018). Thermodynamics of Geothermal Fluids.
- Stern, C.R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geologica De Chile*, 31, 161-206.
- Stober, I., & Bucher, K. (2013). Enhanced-Geothermal-Systems, Hot-Dry-Rock Systems, Deep-Heat-Mining.
- Subterránea Consultores, (2019). Análisis de Antecedentes Hidrogeológicos del proyecto geotérmico Cerro Pabellón y su relación con cuencas vecinas, Informe Final para GDN.
- Taussi, M., Godoy, B., Piscaglia, F., Morata, D., Agostini, S., le Roux, P.J., González-Maurel, O., Gallmeyer, G., Menzies, A., & Renzulli, A. (2019b). The upper crustal magma plumbing system of the Pleistocene Apacheta-Aguilucho Volcanic Complex area (Altiplano-Puna, northern Chile) as inferred from the erupted lavas and their enclaves. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Taussi, M., Nisi, B., Pizarro, M., Morata, D., Veloso, E.A., Volpi, G.G., Vaselli, O., & Renzulli, A. (2019a). Sealing capacity of clay-cap units above the Cerro Pabellón hidden geothermal system (northern Chile) derived by soil CO₂ flux and temperature measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Thinon, I., Guennoc, P., Bitri, A., & Truffert, C. (2010). Study of the Bouillante Bay (West Basse-Terre Island shelf): contribution of geophysical surveys to the understanding of the structural context of Guadeloupe (French West Indies - Lesser Antilles). *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 181, 51-65.
- Thorstenson, D. (1984). The concept of electron activity and its relation to redox potentials in aqueous geochemical systems. U.S. Geological Survey Open-File Report 84-072, 67 p.
- Todesco M. & Giordano G. (2010) Modelling of CO₂ circulation in the Colli Albani area. Pp. 311–330 in: *The Colli Albani Volcano* (R. Funicello & G. Giordano. editors). Special Publication of IAVCEI. 3. The Geological Society. London.
- Toth, Aniko & Bobok, E., (2016). Flow and Heat Transfer in Geothermal Systems: Basic Equations for Describing and Modeling Geothermal Phenomena and Technologies.
- Urzúa L., Powell T., Cumming W.B. & Dobson P. (2002) Apacheta. a new geothermal prospect in Northern Chile. *Geothermal Resources Council Transactions*. 26. 22–25.
- Utada, M. (1980). Hydrothermal alterations related to igneous activity in Cretaceous and Neogene formations in Japan.
- Veloso, E.E., Tardani, D., Elizalde, D., Godoy, B., Sánchez-Alfaro, P., Aron, F., Reich, M., & Morata, D. (2019). A review of the geodynamic constraints on the development and evolution of geothermal systems in the Central Andean Volcanic Zone (18–28°Lat.S). *International Geology Review*, 62, 1294 - 1318.
- White, W. M. (2013). *Geochemistry*.
- Wrage, J., Tardani, D., Reich, M., Daniele, L., Arancibia, G., Cembrano, J., Sánchez-Alfaro, P., Morata, D., & Pérez-Moreno, R. (2017). Geochemistry of thermal waters in the Southern Volcanic Zone, Chile – Implications for structural controls on geothermal fluid composition. *Chemical Geology*, 466, 545-561.

ANEXOS

Anexo A: Resultados modelamiento numérico de especiación con PHREEQC. Se muestran índices de saturación.

Clase/Sub-clase	Grupo	Mineral	CP-1	CP-1A	CP-5	CP-5A	CP-6
Filosilicato	Mica	Celadonita	8.56	8.89	8.23	10.13	8.72
Filosilicato	Mica	Illita	11.43	11.45	12.83	11.79	11.24
Filosilicato	Mica	Margarita	9.99	10.13	12.16	10.32	9.67
Filosilicato	Mica	Muscovita	13.34	13.28	15.64	13.66	13.06
Filosilicato	Mica	Paragonita	12.40	12.37	14.55	12.60	12.11
Filosilicato	Esmectita	Beidellita-Ca	11.86	11.77	13.52	11.81	11.58
Filosilicato	Esmectita	Beidellita-K	11.55	11.45	13.26	11.52	11.28
Filosilicato	Esmectita	Beidellita-Mg	11.62	11.58	13.14	11.52	11.33
Filosilicato	Esmectita	Beidellita-Na	11.78	11.68	13.49	11.74	11.50
Filosilicato	Esmectita	Esmectita de alto Fe-Mg	4.14	4.80	3.72	6.16	4.80
Filosilicato	Esmectita	Esmectita de bajo Fe-Mg	6.25	6.71	6.13	7.79	6.67
Filosilicato	Clorita	Chamosita	-6.73	-6.06	-5.01	-3.96	-5.35
Filosilicato	Clorita	Clinocloro-14Å	-4.64	-2.71	-9.80	0.22	-4.43
Filosilicato	Clorita	Clinocloro-7Å	-7.09	-5.16	-12.35	-2.28	-6.88
Filosilicato	Aluminosilicato	Pirofilita	11.16	11.03	12.62	10.98	10.90
Filosilicato	Aluminosilicato	Prehnita	7.54	7.83	8.02	9.47	7.79
Sorosilicato	Epidota	Epidota	4.81	5.47	5.29	7.83	6.02
Sorosilicato	Clinozoisita	Clinozoisita	10.52	10.85	11.58	11.93	10.66
Sorosilicato	Clinozoisita	Zoisita	10.50	10.83	11.55	11.90	10.63
Tectosilicato	Feldespato	Albita	9.85	9.85	10.54	10.09	9.90
Tectosilicato	Feldespato	Feldespato-K	10.15	10.13	10.96	10.49	10.23
Tectosilicato	Feldespato	Microclina	10.17	10.14	10.98	10.51	10.24
Tectosilicato	Feldespato	Sanidina	9.82	9.79	10.53	10.10	9.89
Tectosilicato	Polimorfo SiO2	Calcedonia	2.21	2.19	2.22	2.18	2.23
Tectosilicato	Polimorfo SiO2	Cristobalita- α	2.10	2.08	2.09	2.06	2.12
Tectosilicato	Polimorfo SiO2	Cristobalita- β	1.93	1.91	1.89	1.87	1.95
Tectosilicato	Polimorfo SiO2	Cuarzo	2.36	2.34	2.39	2.34	2.38
Tectosilicato	Polimorfo SiO2	Silíce amorfo	1.86	1.84	1.79	1.79	1.88
Tectosilicato	Polimorfo SiO2	Tridimita	1.81	1.79	2.03	1.91	1.83
Tectosilicato	Zeolita	Analcima	5.20	5.16	5.68	5.79	5.17
Tectosilicato	Zeolita	Clinoptilolita-Ca	21.02	20.4	20.73	25.07	20.62
Tectosilicato	Zeolita	Escolecita	5.60	5.57	6.34	7.21	5.45
Tectosilicato	Zeolita	Estilbita	6.93	6.56	7.33	10.05	6.60
Tectosilicato	Zeolita	Laumontita	5.00	4.89	5.55	6.90	4.82
Tectosilicato	Zeolita	Mesolita	7.14	7.10	8.32	8.81	7.02
Tectosilicato	Zeolita	Mordenita	6.40	6.15	6.38	7.68	6.27
Tectosilicato	Zeolita	Natrolita	6.35	6.30	7.45	7.63	6.27
Tectosilicato	Zeolita	Wairakita	8.73	8.74	9.11	9.70	8.67
Carbonato	Carbonato de Calcio	Calcita	-2.01	-1.87	-1.82	-0.64	-1.90
Óxido	Óxido de Aluminio	Corindón	7.13	7.16	7.49	6.06	6.85
Óxido	Óxido de Hierro	Hematita	-9.08	-8.40	-9.07	-6.48	-7.22
Sulfuro	Sulfuro de Hierro	Pirita	-2.27	-1.77	-0.07	-0.94	-0.57
Sulfuro	Sulfuro de Arsénico	Oropimente	2.83	3.81	4.18	3.90	3.40

Anexo B: Código utilizado en PHREEQC para el modelo de especiación del pozo CP-1. Base de datos: *lnl.dat*.

```
SOLUTION 1
  temp      255
  pressure  128.3
  pH        6.89
  pe        -3.8
  redox     pe
  units     mg/l
  density   1.017
  Al        0.5      #Qi Guo et al., 2017
  As        71
  B         273
  Br        10.4
  Ca        543
  Cl        10066
  Cs        32
  F         10.9
  Fe        0.33    #Jamero et al., 2018
  K         871
  Li        59
  Mg        0.17
  Na        5182
  Rb        9.5
  S(6)     22
  Sb        9.5
  Si        531 as SiO2
  Sr        13.4
  C(4)     34
  -water   1 # kg
EQUILIBRIUM_PHASES 1
  Ar(g)    -4.5686 10
  CH4(g)   -5.0528 10
  CO(g)    -5.5864 10
  CO2(g)   -0.2749 10
  H2(g)    -3.5433 10
  H2O(g)   -0.3373 10
  H2S(g)   -2.4823 10
  He(g)    -5.1215 10
  N2(g)    -2.272 10
  O2(g)    -4.7905 10
SELECTED_OUTPUT 1
  -file          #Nombre del archivo
  -temperature   true
  -ph            true
  -saturation_indices Cordierite_hydr Celadonite Illite Margarite
                    Muscovite Paragonite Beidellite-Ca Beidellite-Cs
                    Beidellite-H Beidellite-K Beidellite-Mg Beidellite-Na
                    Smectite-high-Fe-Mg Smectite-low-Fe-Mg Chamosite-7A Clinocllore-14A
                    Clinocllore-7A Pyrophyllite Prehnite Kyanite
                    Sillimanite Epidote Clinozoisite Zoisite
                    Albite K-Feldspar Maximum_Microcline Sanidine_high
                    Chalcedony Coesite Cristobalite(alpha) Cristobalite(beta)
                    Quartz Realgar SiO2(am) Tridymite
                    Analcime Clinoptilolite Scolecite Stilbite
                    Laumontite Mesolite Mordenite Natrolite
                    Wairakite Calcite Corundum Hematite
                    Pyrite
```

END

Anexo C: Código utilizado en PHREEQC para el modelo de reinyección del pozo CP-1. Base de datos: *llnl.dat*.

```
SOLUTION 1
  temp      255
  pressure  128.3
  pH        6.89
  pe        -3.8
  redox     pe
  units     mg/l
  density   1.017
  Al        0.5
  As        71
  B         273
  Br        10.4
  Ca        543
  Cl        10066
  Cs        32
  F         10.9
  Fe        0.33
  K         871
  Li        59
  Mg        0.17
  Na        5182
  Rb        9.5
  S(6)     22
  Sb        9.5
  Si        531 as SiO2
  Sr        13.4
  Ti        0.01
  C(4)     34
  -water   1 # kg
EQUILIBRIUM_PHASES 1
  Ar(g)    -4.5686 10
  CH4(g)   -5.0528 10
  CO(g)    -5.5864 10
  CO2(g)   -0.2749 10
  H2(g)    -3.5433 10
  H2O(g)   -0.3373 10
  H2S(g)   -2.4823 10
  He(g)    -5.1215 10
  N2(g)    -2.2720 10
REACTION_PRESSURE 1
  128.3 6.8 in 10 steps
REACTION_TEMPERATURE 1
  255 100 in 100 steps
SELECTED_OUTPUT 1
  -file          #Nombre del archivo
  -temperature   true
  -pH            true
  -saturation_indices Cordierite_hydr Celadonite Illite Margarite
                    Muscovite Paragonite Beidellite-Ca Beidellite-Cs
                    Beidellite-H Beidellite-K Beidellite-Mg Beidellite-Na
                    Smectite-high-Fe-Mg Smectite-low-Fe-Mg Chamosite-7A Clinochlore-14A
                    Clinochlore-7A Pyrophyllite Prehnite Kyanite
                    Sillimanite Epidote Clinozoisite Zoisite
                    Albite K-Feldspar Maximum_Microcline Sanidine_high
                    Chalcedony Coesite Cristobalite(alpha) Cristobalite(beta)
                    Quartz Realgar SiO2(am) Tridymite
                    Analcime Clinoptilolite Scolecite Stilbite
                    Laumontite Mesolite Mordenite Natrolite
                    Wairakite Calcite Corundum Hematite
                    Pyrite Orpiment CO2(g)
```

END