

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONACYT (Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos Autor.

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geología**

**Modelado numérico en 2D del transporte de solutos (Na, K, Ca y Mg)
en un yacimiento geotérmico: El caso de Las Tres Vírgenes, BCS.**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Yesica Ximena Peña Beltrán

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Yesica Ximena Peña Beltrán
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Efraín Gómez Arias
Director de tesis

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dr. Enrique Tello Hinojosa

Dr. Benjamín Barón Sevilla



Dr. Javier Alejandro González Ortega
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dr. Pedro Negrete Regagnon
Director de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Yesica Ximena Peña Beltrán como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología.

Modelado numérico en 2D del transporte de solutos (Na, K, Ca y Mg) en un yacimiento geotérmico: El caso de Las Tres Vírgenes, BCS.

Resumen aprobado por:

Dr. Efraín Gómez Arias
Director de tesis

En sistemas geotérmicos, entender las condiciones de equilibrio termodinámico-químico de la interacción fluido-roca nos permite estudiar las reacciones involucradas en la formación o disolución de los minerales. En este trabajo, se discretizó mediante el Método de Volumen Finito (MVF) la ecuación de transferencia de calor para simular el perfil de temperaturas del campo geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV) y posteriormente, mediante el mismo método, se discretizó la ecuación de transporte de solutos advectivo-difusivo con el fin de modelar las concentraciones de los cationes mayores (Na, K, Ca y Mg) del fluido geotérmico en los últimos 20 años, correspondientes al tiempo de explotación del campo. Para ello, se desarrolló un código numérico en FORTRAN que resuelve las ecuaciones discretizadas en 2D en estado transitorio. De acuerdo con la mineralogía reportada para el campo, las fases mineralógicas que se consideraron como fuente de Na, K y Ca corresponden a albita, microclina y zoisita. Basados en los modelos obtenidos, se propone un reservorio entre 1450 y 2450 m de profundidad y concentraciones iniciales de 100.0 ppm para el sodio y 10.0 ppm para el potasio, logrando reproducir las concentraciones promedio a condiciones de yacimiento de los pozos LV-13, LV-11, LV-6, LV-3 LV-4 y LV-1 correspondiente a valores entre 3138 y 3661 ppm y temperaturas entre 225° y 249 °C para el sodio y concentraciones promedios entre 604 y 663 ppm para los pozos LV-13, LV-11, LV-4 y LV-5 y temperaturas entre 223° y 257 °C para el potasio. Para el calcio, a partir de una concentración inicial de 2.0 ppm se lograron reproducir las concentraciones de los pozos LV-5 y LV-6 las cuales varían entre 251 y 260 ppm encontrándose a profundidades entre 1737 y 2162 m y temperaturas entre 225° y 260 °C. Finalmente para el magnesio las condiciones propuestas en este trabajo no lograron reproducir los valores reportados de las concentraciones del fluido geotérmico. Este trabajo se presenta como un paso a entender el transporte de solutos en sistemas geotérmicos y además, favorecer el uso de geotermómetros de Na/K basados en actividades iónicas propuestos en la literatura.

Palabras clave: Campo geotérmico Las Tres Vírgenes, interacción fluido-roca, transferencia de calor, transporte de solutos, concentración de cationes.

Abstract of the thesis presented by **Yesica Ximena Peña Beltrán** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Geology.

2D numerical modeling of solute transport (Na, K, Ca and Mg) in a geothermal reservoir: The case of Las Tres Vírgenes, BCS.

Abstract approved by:

Dr. Efraín Gómez Arias
Thesis Director

In geothermal systems, understanding the thermodynamic-chemical equilibrium of the fluid-rock interaction allows us to study the reactions involved in the precipitation or dissolution of minerals. In this work, the heat transfer equation was discretized using the Finite Volume Method (FVM) to simulate the temperature profile of the Las Tres Vírgenes geothermal field, and subsequently, using the same method the advective-diffusive equation for solute transport was discretized to model the concentrations of the major cations (Na, K, Ca and Mg) of the geothermal fluid in the last 20 years, corresponding to the time of field exploitation. For this purpose, a numerical code was developed in FORTRAN that solves the 2D discretized equations in a transient state. According to the mineralogy reported for the field, the mineralogical phases considered as a source of Na, K, and Ca correspond to albite, microcline, and zoisite. Based on the models obtained, we propose a reservoir between 1450 and 2450 m in depth and initial concentrations of 100.0 ppm for sodium and 10.0 ppm for potassium to reproduce the average concentrations at reservoir conditions of wells LV-13, LV-11, LV-6, LV-3, LV-4, and LV-1 corresponding to values between 3138 and 3661 ppm and temperatures between 225° and 249 °C for sodium and average concentrations between 604 and 663 ppm for wells LV-13, LV-11, LV-4, and LV-5 and temperatures between 223° and 257 °C for potassium. For calcium, starting from an initial concentration of 2.0 ppm, we were able to reproduce the concentrations of wells LV-5 and LV-6, which vary between 251 and 260 ppm and are found at depths between 1737 and 2162 m and temperatures between 225° and 260 °C. Finally, for magnesium, the conditions proposed in this work failed to reproduce the reported values of the geothermal fluid concentrations. This work is presented as a step towards understanding solute transport in geothermal systems and, in addition, to promote the use of Na/K geothermometers based on ionic activities proposed in the literature.

Keywords: Las Tres Vírgenes geothermal field, fluid-rock interaction, heat transfer, solute transport, concentrations of cations.

Dedicatoria

A mis padres.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), por las oportunidades tanto académicas como deportivas y especialmente al departamento de Ciencias de la Tierra por aceptarme y brindarme la oportunidad de realizar mi maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

A mi director de tesis, el Dr. Efraín Gómez Arias por aceptarme como su alumna, por compartir su conocimiento y enseñarme con tanta paciencia, por estar atento a cada inquietud que tenía, gracias por su apoyo siempre en lo académico y en lo personal.

A los miembros de mi comité, Dr. Luis Delgado Argote, Dr. Enrique Tello Hinojosa y Dr. Benjamín Barón Sevilla por aceptar ser parte de este proyecto de tesis, por su tiempo, su apoyo y su dedicación en los valiosos aportes y sugerencias realizados para mejorar el trabajo. A Humberto por su apoyo técnico en todo momento.

A mis padres y mi familia por siempre apoyarme en cada decisión, por impulsarme a seguir mis estudios, por tanto amor.

A mis compañeros de Ciencias de la Tierra gracias por todos los momentos vividos. Al equipo de tocho por enseñarme un nuevo deporte, por brindarme su amistad dentro y fuera de la cancha. A los caimanes por ser un equipo increíble. A mis siempre queridos geochicos, que a pesar de la distancia me apoyaron durante toda la maestría.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas	xi
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes	3
1.2 Justificación	8
1.3 Hipótesis.....	9
1.4 Objetivos	9
1.4.1 Objetivo general	9
1.4.2 Objetivos específicos.....	9
Capítulo 2. Área de estudio	11
2.1 Complejo volcánico Las Tres Vírgenes	11
2.2 Geología regional y tectónica.....	12
2.3 Geología estructural.....	13
2.4 Estratigrafía	15
2.5 Campo geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV)	17
2.6 Geoquímica	18
2.7 Geotermometría	19
2.8 Alteración hidrotermal.....	20
2.8.1 Alteración en el CGLTV.....	22

2.8.2	Estabilidad mineral.....	22
Capítulo 3. Metodología.....		25
3.1	Base de datos	25
3.1.1	Química del yacimiento.....	25
3.1.2	Registros de temperatura de los pozos.....	25
3.1.3	Minerales de alteración.....	27
3.1.4	Propiedades termodinámicas de cationes y minerales	28
3.2	Transferencia de calor.....	29
3.2.1	Campo de velocidades	30
3.3	Método de volumen finito (MVF) o de volumen de control (MVC).....	31
3.3.1	Ecuación de transporte de solutos.....	32
3.3.2	Ecuación de transferencia de calor	38
3.4	Solución del sistema de ecuaciones (TDMA)	41
Capítulo 4. Resultados y Discusión.....		43
4.1	Modelo conceptual	43
4.2	Condiciones iniciales y de frontera	44
4.2.1	Constante de equilibrio Q/K.....	44
4.3	Estructura del programa	45
4.4	Perfiles de temperatura en pozos del CGLTV.....	47
4.4.1	Campo de velocidades	48
4.4.2	Validación del código numérico: análisis de sensibilidad	49
4.5	Concentraciones.....	58
4.5.1	Localización del reservorio a mayor profundidad	65
Capítulo 5. Conclusiones		71
Literatura citada		73

Lista de figuras

- Figura 1. Ubicación del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes (CVTV), la Caldera de La Reforma y el Complejo El Aguajito, adicionalmente se delimita el área geotérmica (Tomado de Guerrero-Martínez & Verma, 2013). 11
- Figura 2. Localización de los estratovolcanes El Viejo, El Azufre y La Virgen en el complejo volcánico Tres Vírgenes (CVTV). Se resalta el área del CGLTV, así como la distribución de los pozos del campo, siendo los pozos productores el LV-13, LV-11, LV-6, LV-4, los pozos reinyectores el LV-7, LV-8, LV-5, LV-1, mientras el LV-2 corresponde a un pozo de monitoreo. 13
- Figura 3. a) Mapa de lineamientos de la zona de interés, donde se observan las fallas principales, orientadas NW-SE y N-S. b) Ampliación de la parte central de la imagen, donde se ubica el CGLTV. AG: caldera El Aguajito, RE: caldera La Reforma (Tomado de Antayhua-Vera, 2017). 14
- Figura 4. Mapa geológico del área de estudio, donde se pueden observar los tres estratovolcanes, El Viejo, El Azufre y La Virgen, así como la sucesión litológica incluyendo las unidades basales y la secuencia estratigráfica que forma el CVTV (Tomado de Avellán et al., 2018). 17
- Figura 5. a) Diagrama del sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$, donde se encuentran minerales sódicos y potásicos. b) Diagrama del sistema $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$, donde se encuentran minerales cálcicos y potásicos. Ambos diagramas se presentan para 260 °C (Valencia-Cabrera, 2021). 23
- Figura 6. Esquema de subdivisión de una malla en volúmenes de control (VC), se observan los puntos nodales, las regiones a discretizar (1-9) y los límites tanto del VC como de las fronteras. 32
- Figura 7. Volumen de control. P refiere la nomenclatura del punto nodal, (E, W, N y S) denota los nodos vecinos y los límites laterales o caras son definidos como 'e', 'w', 'n' y 's'. Las direcciones de flujo (Ue, Uw, Un y Us) están definidas por líneas de flujo. 33
- Figura 8. Esquema de diferenciación *up-wind*, donde se muestran las direcciones de flujo definidas y la influencia de cada punto nodal sobre los límites del VC. 35
- Figura 9. Diagrama para un volumen de control (VC) en contacto con la frontera sur (SF). Se puede evidenciar que en este esquema no se tiene el nodo S y que la distancia de P a SF en y corresponde a Δy^2 37
- Figura 10. Coeficientes a, b, c y d definidos para el algoritmo TDMA. 41
- Figura 11. Modelo conceptual del campo geotérmico Las Tres Vírgenes. a) Se observan los volcanes El Azufre y El Viejo, así como el área que comprende el CGLTV y el perfil A-A', el cual se presenta en la parte derecha de la imagen con la litología presente y los pozos proyectados sobre el perfil. b) Se detalla la malla de discretización utilizada en el método de volumen finito (MVF) o volumen de control (MVC). 43
- Figura 12. Gráfica de la constante de equilibrio Q/K para la microclina (a) y la albita (b) de acuerdo con los datos reportados por Steefel & Lasaga (1994). Se presentan las ecuaciones y coeficientes de correlación obtenidos a partir de las regresiones lineales realizadas para cada mineral. 45

- Figura 13. Diagrama de flujo donde se muestra la estructura del programa desarrollado en FORTRAN para el modelado numérico de la ecuación del transporte de solutos advectivo-difusivo en 2D.46
- Figura 14. Perfiles de temperatura para los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 Y LV-8. El espesor del yacimiento se delimita con las líneas color marrón entre los 1000 y 2000 m de profundidad, en este intervalo las temperaturas se encuentran entre 210° y 270 °C. Además, en los primeros 1000 m de profundidad se puede observar la pendiente pronunciada de los datos, correspondiente con el gradiente geotérmico..... 47
- Figura 15. Campos de velocidades desarrollados. a) Modelo 1 de yacimiento corto con una sola celda convectiva. b) Modelo 2 de yacimiento corto con dos celdas convectivas. c) Modelo 3 de yacimiento extendido con cinco celdas convectivas..... 49
- Figura 16. Perfiles de temperatura de los seis pozos del CGLTV y perfiles simulados para los modelos 1 y 2 con una y dos celdas convectivas respectivamente (Tabla 12) y diferentes órdenes de magnitud del campo de velocidades. 50
- Figura 17. Perfiles de temperatura de los seis pozos del CGLTV y perfiles de temperatura simulados para el modelo 3 con cinco celdas convectivas (Tabla 12) y diferentes órdenes de magnitud del campo de velocidades (10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} m s⁻¹). 51
- Figura 18. Perfiles de temperatura simulados a partir de los campos de velocidad de 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} ms⁻¹) para los pozos LV-1, LV-3, LV-4 y LV-5. Se observa un buen ajuste de los datos simulados con los reportados en el área del yacimiento para los pozos LV-1, LV-3 y LV-4..... 52
- Figura 19. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-1. Las simulaciones se realizaron considerando el yacimiento extendido (Tabla 12). El valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms⁻¹). 53
- Figura 20. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-3 considerando modelos de yacimiento corto y extendido (Tabla 12). El valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms⁻¹).. 55
- Figura 21. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-4 considerando modelos de yacimiento corto y extendido (Tabla 12). El valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms⁻¹).. 56
- Figura 22. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-5 considerando el yacimiento extendido (Tabla 12). Nota: el valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms⁻¹)..... 58
- Figura 23. Perfil de temperatura del CGLTV en 2D. Se indica en los ejes la profundidad, la distancia y los nodos utilizados en el código numérico. El yacimiento se resalta con un cuadrado de color negro a la profundidad correspondiente, en este las isotermas reflejan el efecto de las celdas de convección que se evaluaron únicamente para el área del yacimiento. 59
- Figura 24. Perfil de concentraciones de sodio en 2D de acuerdo con las concentraciones iniciales de cada modelo propuestas en la Tabla 13 (Figuras a-e). Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo. 61

- Figura 25. Perfil de concentraciones de potasio en 2D de acuerdo con las concentraciones iniciales de cada modelo propuestas en la Tabla 13 (Figuras a-e). Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo. 62
- Figura 26. Perfil de concentraciones de calcio en 2D de acuerdo con las concentraciones iniciales de cada modelo propuestas en la Tabla 13 (Figuras a-e). Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo. 64
- Figura 27. Perfil de concentraciones de magnesio en 2D de acuerdo con la concentración inicial del modelo propuesto en la Tabla 13. Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo. 65
- Figura 28. Perfil de temperatura en 2D para el yacimiento localizado entre 1450 y 2450 m de profundidad, se resaltan las isotermas correspondientes a los valores de temperaturas de equilibrio reportadas para el CGLTV (240-270°C). 66
- Figura 29. Perfil de concentraciones de sodio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13. 67
- Figura 30. Perfil de concentraciones de potasio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13. 67
- Figura 31. Perfil de concentraciones de calcio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13. 68
- Figura 32. Perfil de concentraciones de magnesio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13. 69

Lista de tablas

Tabla 1. Sumario sobre el uso y desarrollo de la ecuación de transporte de solutos según diversos autores.	4
Tabla 2. Tipos de alteración y sus principales características (Tomado de Pirajno y Cawood, 2009). .	21
Tabla 3. Mineralogía original de la roca de yacimiento del CGLTV y minerales de alteración presentes en cada formación (Tomado de Valencia-Cabrera, 2021)..	24
Tabla 4. Concentración (mg/Kg) de cationes a condiciones de yacimiento para el campo geotérmico Las Tres vírgenes (CGLTV) (Valencia-Cabrera, 2021).....	25
Tabla 5. Registros de temperatura para los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 Y LV-8 (Tomado de Verma et al. 2006).	27
Tabla 6. Coeficientes de difusión de los cationes mayores a 25°C (Misra, 2012).....	28
Tabla 7. Energías de activación (E_a), área de superficie reactiva (A) y constantes de reacción (k) para cada mineral.....	29
Tabla 8. Ecuaciones de transporte de solutos discretizadas por el método de volumen finito (MVF) para las nueve regiones consideradas (Figura 6).	38
Tabla 9. Propiedades térmicas de las rocas presentes en el campo geotérmico las Tres Vírgenes a partir de la litología mostrada en la Figura 4.	39
Tabla 10. Ecuaciones de transferencia de calor discretizadas por el método de volumen finito (MVF) para las nueve regiones consideradas.	40
Tabla 11. Condiciones iniciales y de frontera utilizadas en el desarrollo del modelado de transporte de solutos.	44
Tabla 12. Características de los modelos de los campos de velocidad desarrollados para la transferencia de calor y el transporte de solutos.....	48
Tabla 13. Concentraciones iniciales en ppm de los cationes Na, K, Ca y Mg utilizados en las modelaciones.	59
Tabla 14. Temperaturas mínimas y máximas a la cual se encuentran las concentraciones promedio de cada catión para los modelos desarrollados en dos yacimientos con profundidades diferentes.69	

Capítulo 1. Introducción

La energía geotérmica es el calor natural existente en la corteza terrestre contenido en el subsuelo, el cual puede ser extraído para su aprovechamiento. Una de las principales fuentes de este calor es el decaimiento de isótopos radioactivos de ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th y ^{40}K (Stober & Bucher, 2013). Existen regiones de la Tierra donde las condiciones geológicas favorecen el flujo de calor dando como resultado valores anómalos del gradiente geotérmico promedio ($30\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$), que se manifiesta en vulcanismo, o en menor medida, como manantiales de aguas termales.

En la última década, la energía geotérmica se ha explotado principalmente como alternativa a los combustibles fósiles debido a que es una fuente de energía limpia, cuya emisión de gases de efecto invernadero es baja, y es renovable, siempre y cuando no se sobre explote el recurso, es decir, se mantenga el equilibrio entre la extracción y la reinyección del fluido. Adicionalmente, presenta otras ventajas con respecto a fuentes como las eólicas y solares, dado que las plantas geotérmicas tienen un bajo costo de mantenimiento y operación, además son independientes de factores climáticos.

En México se ha utilizado la energía geotérmica para la generación de electricidad desde 1959 en el campo geotérmico de Pathé, Hidalgo, cuya capacidad fue de 3.5 MW, este campo tuvo un funcionamiento de 14 años y fue desmantelado en 1973 debido a la baja eficiencia de la planta y a la limitación de expandirse sin perforar pozos más profundos y costosos, sin embargo, el campo demostró la viabilidad del recurso de energía que había en México (Hiriart et al., 2011; DiPippo, 2022). A partir de entonces, se han desarrollado diferentes proyectos para la evaluación del recurso geotérmico, así como diversas técnicas para la exploración y explotación de este recurso natural. Para diciembre de 2019, la capacidad total instalada en México era de 1005.8 MW (947.8 MW en operación) (Romo-Jones et al., 2020; 2022) distribuidos en cinco campos geotérmicos, de los cuales cuatro son operados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE; Generación VI): Cerro Prieto, Baja California con una capacidad de 570 MW; Los Hornos, Puebla con 119.8 MW; Los Azufres, Michoacán con 270.5 MW; Las Tres Vírgenes, Baja California Sur con 10 MW, el quinto campo es operado por la compañía privada Grupo Dragón y es conocido como Domo San Pedro, en Nayarit con 35.5 MW (Gutiérrez-Negrín et al., 2020).

La investigación de recursos geotérmicos requiere la integración de estudios geoquímicos, geológicos (incluyendo modelos hidrogeológicos) y geofísicos, con el fin de obtener modelos conceptuales del sistema que permitan identificar la fuente de calor, tipos de fluidos, permeabilidad y su potencial energético. En

este sentido, los estudios geoquímicos tanto en la exploración como en la explotación de campos geotérmicos son herramientas fundamentales que proporcionan información sobre las condiciones existentes en el yacimiento, tales como el origen y la evolución de los fluidos, la interacción agua-roca, los procesos de recarga del reservorio y la estimación de temperaturas a profundidad. Las técnicas se basan en el análisis de la composición química del agua, gases, así como las relaciones de los isótopos estables en las fases líquida y gaseosa de los fluidos geotérmicos. Así, por ejemplo, las concentraciones de los principales iones y cationes (Na, K, Mg y Ca) disueltos en el agua y la composición de las rocas son geoindicadores que permiten inferir las condiciones de equilibrio de la interacción fluido-roca, que a su vez permitirán estudiar las reacciones químicas involucradas en la formación y disolución de los minerales que se encuentran en los sistemas geotérmicos (D'amore & Panichi, 1985; Giggenbach, 1988; Sánchez Torrado, 2014).

Los modelos matemáticos simplificados desarrollados a partir de la teoría del transporte de masa (solutos), se han estudiado con particular interés en la exploración y explotación de aguas subterráneas y en la evaluación de problemas de contaminación y remediación de suelos y acuíferos, sin embargo, estos modelos son complicados dado que se deben considerar factores relevantes como las estructuras hidrológicas de los acuíferos, la no uniformidad e inestabilidad del flujo y las interacciones fisicoquímicas entre los solutos y la matriz (Dagan, 1987; Mangold & Tsang 1991; Samper & Ayora 1993; Alonso González et al., 2010). Adicionalmente, el estudio en campo del transporte de solutos también presenta dificultades considerables debido a que el esparcimiento de solutos es un proceso bastante lento y las mediciones deben hacerse por medio de pozos de perforación, por lo que el estudio en campo puede resultar un proceso largo y costoso (Dagan, 1987).

Para los sistemas geológicos se han desarrollado diferentes modelos numéricos y programas que permiten estudiar reacciones multi-componentes, transferencia de calor, flujo de fluidos y transporte de solutos como un solo fenómeno acoplado; estos modelos pueden ser aplicados a sistemas geotérmicos, diagénéticos, procesos de meteorización, entre otros. En los sistemas hidrotermales, los modelos acoplados han permitido por ejemplo, evaluar escenarios donde debido a las interacciones fluido-roca ocurre disolución y/o precipitación de minerales, lo que su vez genera un cambio significativo en la porosidad y permeabilidad del reservorio geotérmico, por tanto, diversos autores se han basado en los modelos de transporte para simular efectos de los procesos de reinyección de fluidos, problemas de incrustación de minerales (*mineral scaling*) o el impacto del CO₂ atrapado por precipitación de carbonatos (Steeffel & Lasaga, 1994; Xu et al., 2006; Lucas et al., 2020).

De acuerdo con lo anterior, es necesario el desarrollo de bases teóricas que permitan identificar las principales variables que rigen o influyen en el transporte de solutos. Considerando que la ecuación de transporte de solutos está relacionada directamente con la ecuación de flujo de agua subterránea o del flujo de fluido en un medio poroso (según sea el caso de estudio) y con la temperatura, en el presente trabajo de investigación se usará la ecuación matemática de advección-difusión para desarrollar un modelo numérico del transporte de solutos. La advección se refiere al movimiento de solutos debido a la velocidad de filtración promedio del flujo de agua subterránea y es el proceso de transferencia de masa más importante en sistemas geoquímicos, especialmente en distancias largas. La difusión es el proceso por el cual los solutos se mueven espontáneamente a lo largo de un gradiente de potencial químico en un medio fluido o sólido y es un proceso de transferencia de masa importante para redistribución de constituyentes en una escala local; el flujo por difusión es análogo a la primera Ley de Fick de difusión, donde el flujo de una especie a través de un plano es proporcional a su gradiente de concentración (Dagan, 1987; Konikow, 2011; Misra, 2012). En este sentido, este estudio se centrará en la evaluación de la ecuación de transporte de solutos en estado transitorio, es decir, el cambio de la concentración con respecto al tiempo, con el objetivo de estimar la distribución espacial de los principales cationes (Na, K, Mg y Ca) entre la roca almacenadora del reservorio y el fluido para el campo geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV).

1.1 Antecedentes

El problema de transporte de solutos ha sido bastante estudiado en los últimos años, y se ha enfocado en resolver diversas problemáticas tanto de aguas subterráneas y suelos, así como en la evaluación de los cambios en la porosidad y permeabilidad de un reservorio geotérmico debido a procesos de disolución y precipitación. A partir de la recopilación de información en la literatura, en la

Tabla 1 se presenta un resumen del desarrollo de la ecuación de transporte de solutos y sus principales características y aplicaciones publicadas por diversos autores.

Tabla 1. Sumario sobre el uso y desarrollo de la ecuación de transporte de solutos según diversos autores.

ECUACIÓN	VARIABLES	APLICACIÓN	CARACTERÍSTICAS
(1) Samper & Ayora (1993)			
<p>Ecuación de transporte para cada especie primaria en 1D</p> $\frac{\partial}{\partial x} \left(\phi D \frac{\partial C_n}{\partial x} \right) - q \frac{\partial C_n}{\partial x} + r(C_n^* - C_n) - \phi \frac{\partial C_n}{\partial t} = \phi \frac{\partial P_n}{\partial t}$ $D = D_m + \frac{D_d}{\tau} I$ $q = -k \nabla h$ $K = \frac{k \rho g}{\mu}$ $h = \frac{p}{\rho g} + z$	<p>Donde:</p> <p>ϕ: porosidad.</p> <p>D: tensor de dispersión, engloba la difusión molecular (D_d) y la mecánica (D_m) (L^2T^{-1}).</p> <p>C_n: concentración total de la n-ésima especie (ML^{-3}).</p> <p>x: coordenada espacial (L).</p> <p>q: velocidad de Darcy (L^3T^{-1}).</p> <p>r: término fuente o sumidero.</p> <p>C_n^*: concentración total de la n-ésima especie primaria en el agua de recarga (ML^{-3}).</p> <p>P_n: campo de presiones (F).</p> <p>t: tiempo (T).</p> <p>τ: tortuosidad (L).</p> <p>I: tensor unidad.</p> <p>k: permeabilidad intrínseca del medio (LT^{-1}).</p> <p>K: conductividad hidráulica (LT^{-1}).</p> <p>ρ: densidad del fluido (ML^{-3}).</p> <p>g: gravedad (ML^{-2}).</p> <p>μ: viscosidad (F).</p> <p>h: nivel piezométrico (L).</p> <p>p: presión (F).</p> <p>z: elevación (L).</p>	<p>Acoplamiento de transporte y reacciones químicas: Considerando únicamente reacciones heterogéneas de disolución-precipitación, desarrollan la ecuación de transporte para la n-ésima especie primaria.</p> <p>Descripción detallada de los procesos de flujo de agua y transferencia de solutos y del tratamiento general de las reacciones químicas.</p>	<p>Desarrollan la ecuación de transferencia de masa para solutos conservativos. Basados en el número de Peclet determinan que cuando predomina el transporte advectivo la ecuación adquiere un carácter hiperbólico, mientras que cuando predomina el transporte dispersivo-difusivo el carácter es parabólico.</p> <p>Utilizan como principales métodos de solución los Eulerianos y particularmente los basados en el método de elementos finitos.</p> <p>Los autores resuelven primero la ecuación de flujo (mediante un método de malla fija) y construyen reacciones químicas basadas en el principio de conservación de masa.</p> <p>Equilibrio químico: la Ley de acción de masas se deduce de la hipótesis de mínima energía libre.</p>

(2) Alonso González et al. (2010)			
<p>Ecuación de conservación de masa en una dirección</p> $\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[(D_a) \frac{\partial C}{\partial x} \right] - \frac{\partial (vC)}{\partial x}$ $q = -DA \frac{\partial C}{\partial x}$ $D = D_0 P \left(\frac{L}{L_e} \right)^2$	<p>Donde: <i>C</i>: concentración (ML⁻³). <i>t</i>: tiempo (T). <i>x</i>: coordenada espacial (L). <i>D_a</i>: coeficiente molecular (L²T⁻¹). <i>D₀</i>: coeficiente de difusión gaseosa (L²T⁻¹). <i>v</i>: velocidad flujo (LT⁻¹). <i>q</i>: flujo difundido (MT⁻¹). <i>A</i>: área de la sección transversal (L²). <i>P</i>: porosidad. <i>L/L_e</i>: tortuosidad = cos² α.</p>	<p>Transporte de contaminantes en medios porosos: determinan las interacciones de los solutos con el perfil del suelo, específicamente el transporte con y sin difusión molecular. Utilizan la ecuación de convección-dispersión.</p>	<p>Se basan en la difusión molecular y primera Ley de Fick de difusión de estado. Consideran la dispersión de solutos en un capilar causado por difusión molecular de este en la distribución de velocidad de un fluido, de acuerdo con la compleja geometría de un suelo con relación al paso de la difusión y al área de la sección transversal, la cual es descrita en términos de: tortuosidad y porosidad.</p>
(3) Dolejš (2013)			
<p>Expresión de conservación de masa en 1D.</p> $\varphi \frac{\partial C_{i,f}}{\partial t} = \varphi \frac{\partial (vC_{i,f})}{\partial z} + \varphi D \frac{\partial^2 C_{i,f}}{\partial z^2} + \varphi R_{i,f}$	<p>Donde, <i>C_{i,f}</i>: concentración del constituyente <i>i</i> en el fluido (M L⁻³). <i>v</i>: velocidad flujo en la dirección <i>z</i> (LT⁻¹). <i>R</i>: tasa de consumo o producción de <i>i</i> (ML⁻³T⁻¹). <i>z</i>: distancia (L). Se asume una porosidad constante (φ) y combinando con el coeficiente de difusión-dispersión en fluidos acuosos D (L²T⁻¹).</p>	<p>Teoría básica del transporte donde se relacionan las propiedades termodinámicas con el progreso de la reacción durante un flujo de fluido reactivo.</p> <p>Se incluyen efectos de desequilibrio y proporcionan relaciones entre los flujos de fluido y las interacciones fluido-roca.</p>	<p>Realizan una revisión de escalas de concentración y relaciones de conversión (energía libre de Gibbs, actividades, potencial químico) y asumen un estado estacionario para la composición del fluido con el tiempo, posteriormente se integra sobre el intervalo total de tiempo de flujo y el cambio de concentración en la roca. Se evalúa el gradiente de concentración el cual es debido a la precipitación y disolución causada por el flujo del fluido a lo largo del gradiente de temperatura y presión.</p>

(4) Konikow (2011)			
$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(D_{ij} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) - \frac{\partial}{\partial x_i} (C V_i) - \frac{C' W^*}{\varepsilon}$	<p>C: Concentración (ML^{-3}).</p> <p>t: tiempo (T).</p> <p>$x_{i,j}$: coordenadas cartesianas (L).</p> <p>D_{ij}: coeficiente de dispersión hidrodinámica ($L^2 T^{-1}$).</p> <p>V_i: velocidad de filtración (L T^{-1}).</p> <p>C': concentración del soluto en la fuente (ML^{-3}).</p> <p>W^*: flujo volumétrico por unidad de volumen (T^{-1}).</p> <p>ε: porosidad efectiva del medio poroso.</p> <p>q_i: descarga específica (LT^{-1}).</p> <p>K_{ij}: conductividad hidráulica (L T^{-1}).</p> <p>h: cabezal hidráulico (L).</p> <p>α_{ijmn}: dispersividad del medio poroso (L).</p> <p>V_m y V_n: componentes de la velocidad del flujo en m y n direcciones (LT^{-1}).</p> <p>D_m: coeficiente efectivo de difusión molecular ($L^2 T^{-1}$).</p> <p>V: magnitud del vector de velocidad (LT^{-1}).</p>	<p>Modelo exitoso del transporte de solutos.</p> <p>Los autores revisaron el modelado de transporte de solutos, con el fin de discutir diferencias fundamentales entre el modelado de flujo y de transporte → el modelo de transporte de solutos está relacionado con la ecuación de flujo de agua subterránea.</p> <p>Un modelo de flujo no requiere un modelo de transporte de solutos.</p>	<p>La ecuación de transporte y dispersión de una sustancia que fluye en el agua puede derivarse del principio de conservación de masa.</p> <p>Describen la ecuación donde el primer término a la derecha representa el cambio de C debido a dispersión (molecular y mecánica), el segundo término representa el transporte advectivo, el tercer término representa los efectos de mezcla con la fuente. Suponen que la porosidad es espacialmente constante.</p> <p>La dispersión mecánica está en función tanto de las propiedades intrínsecas del medio poroso como del flujo del fluido.</p>
$V_i = \frac{q_i}{\varepsilon} = - \frac{K_{ij}}{\varepsilon} \frac{\partial h}{\partial x_j}$			
<p>Asumiendo que el flujo dispersivo puede ser expresado como una ley tipo Fickian:</p>			
$D_{ij} = \alpha_{ijmn} \frac{V_m V_n}{ V } + D_m$			

(5) Bringedal et al. (2014)			
<p>Ecuación de advección-dispersión:</p> $\frac{\partial}{\partial t} [\phi C_k] = \nabla \cdot (D \nabla C_k - v C_k) + RC_k(T, C_k, \phi)$ <p>Ley de Darcy</p> $v = -\frac{k}{\mu} \nabla p$ <p>Conservación de masa para un fluido:</p> $\frac{\partial}{\partial t} (\phi \rho) + \nabla \cdot (\rho v) = 0$ <p>Conservación de energía:</p> $\frac{\partial}{\partial t} [(\rho c)_m T] = \nabla \cdot (k_m \nabla T - \rho c_f v T) + S_T(T, C_k)$ <p>Ecuación de la porosidad</p> $\frac{\partial \phi}{\partial t} = -v_1 R_1(T, C_k, \phi) - v_2 R_2(T, C_k, \phi)$	<p>ϕ: porosidad. C_k: concentración del ion k (M L⁻³). t: tiempo (T). D: difusividad del ion (L²T⁻¹). v: velocidad de flujo (LT⁻¹). $RC_k(T, C_k, \phi)$ tasa reacción para el incremento de la concentración del ion (ML⁻³T⁻¹). k: permeabilidad (LT⁻¹). μ: viscosidad (F). p: presión (F). ρ_m: densidad (medio) (ML⁻³). ρ_f: densidad (fluido) (ML⁻³). C_m: capacidad calorífica por unidad de volumen (medio). c_f: capacidad calorífica por unidad de volumen (fluido). T: temperatura. k_m: conductividad térmica. R_1 y R_2: tasas de reacción para el incremento concentración mineral (ML⁻³T⁻¹). v_1 y v_2: volúmenes molares de los minerales (L³M⁻¹).</p>	<p>Consideran las interacciones geoquímicas roca-fluido → destacan que las variaciones en las propiedades químicas pueden alterar la temperatura y el régimen de flujo.</p> <p>Evalúan como la disolución y precipitación de calcita y anhidrita producen cambios en la porosidad cuando se inyecta un fluido en el reservorio.</p>	<p>Desarrollan la ecuación de advección-dispersión, a partir de otras ecuaciones como lo son la Ley de Darcy, la ecuación de conservación de masa para un fluido, la ecuación de conservación de energía y la ecuación para cambio de porosidad para el final obtener un set de ecuaciones para 4 variables desconocidas: presión, temperatura (T), porosidad (ϕ) y concentración del ion (C_k).</p>

1.2 Justificación

En los últimos años se han realizado esfuerzos científicos para mejorar el conocimiento de los complejos mecanismos de reacción en la interacción fluido-roca en yacimientos geotérmicos. A través de diversas investigaciones, se ha identificado que el problema radica en la dificultad para representar con precisión las fases mineralógicas que controlan la composición química de los fluidos descargados por los pozos, las temperaturas del yacimiento, y el estado de equilibrio y/o desequilibrio en el que se encuentra un yacimiento geotérmico. Ellis (1959) comenzó a entender la compleja cadena de interacciones entre temperatura, salinidad y la formación de minerales secundarios dentro del sistema geotérmico. Para esto, calculó la constante de equilibrio a partir de datos termodinámicos reales y precisos de los reactantes involucrados. Así, en recientes estudios, se ha demostrado y confirmado que las concentraciones de algunos componentes químicos e isotópicos en la descarga de los pozos son controladas por el estado de equilibrio y/o desequilibrio entre el fluido y la roca de yacimiento (Nicholson, 1993; Arnórsson y D'Amore, 2000). En particular, la geoquímica de fluidos de descarga del yacimiento del campo geotérmico Las Tres Vírgenes se ha estudiado ampliamente, en donde el origen de los fluidos se ha interpretado como una mezcla de aguas meteóricas, glaciales y en menor medida de intrusión de agua marina (Portugal et al., 2000; Verma et al., 2006; Barragán et al., 2010a).

Recientemente, Valencia-Cabrera (2021) realizó un estudio para estimar las temperaturas de equilibrio fluido-roca del yacimiento y estimó temperaturas entre 240 y 270 °C, además identificó que las fases mineralógicas albita, microclina (feldespato-K) y zoisita controlan la composición química de los fluidos descargados por los pozos. Con base en estos resultados, Valencia-Cabrera (2021) desarrolló nuevos geotermómetros de solutos basados en la química de los fluidos de descarga del yacimiento, estimando temperaturas con errores promedio de ± 4 % respecto a la geotermometría clásica, la cual se basa en las relaciones catiónicas de Na-K, Na-K-Ca, Na-K-Mg, K-Mg y sílice. Sin embargo, se requiere continuar realizando esfuerzos encaminados a mejorar la comprensión del comportamiento termodinámico-químico del yacimiento, en particular de los procesos de interacción fluido-roca. Con base en estos antecedentes, a partir de la solución de la ecuación de transporte de solutos en 2D es posible modelar la distribución espacial de los cationes mayores (Na, K, Ca y Mg) presentes en el fluido geotérmico a partir de la interacción fluido-roca del yacimiento, en este caso granodiorita que es la litología dominante en la zona productora, lo que permitirá sustentar la hipótesis que las fases mineralógicas albita, microclina y zoisita controlan la química de los fluidos de descarga en pozos y además, favorecerá el uso de geotermómetros

de Na/K basados en actividades iónicas propuestos en la literatura, con lo que se podrá mejorar la estimación de las temperaturas del reservorio.

1.3 Hipótesis

Modelar la ecuación de transporte de solutos permitirá entender cómo varía la concentración de los cationes mayores (Na, K, Ca y Mg) a través del tiempo para el campo geotérmico Las Tres Vírgenes debido a la interacción fluido-roca y sustentar que la composición química de los fluidos de descarga de los pozos son controladas principalmente por las fases mineralógicas albita, microclina (feldespato-K) y soizita. Validar esta hipótesis podría apoyar la implementación de nuevas ecuaciones geotermométricas propias en cada campo geotérmico como lo propone Valencia-Cabrera (2021).

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Determinar el campo de concentraciones en 2D de las especies de cationes mayores Na, K, Ca y Mg presentes en el fluido del yacimiento geotérmico Las Tres Vírgenes basado en la ecuación de transporte de solutos y verificar que las fases mineralógicas entre la albita, la microlina (feldespato-K) y la zoisita controlan la composición química de los fluidos descargados por los pozos.

1.4.2 Objetivos específicos

- Definir los minerales de alteración hidrotermal presentes y la composición química del fluido del yacimiento para modelar la interacción fluido-roca.
- Estimar el campo de temperaturas convectivo–conductorio en 2D en el yacimiento geotérmico Las Tres Vírgenes.
- Determinar el campo de concentraciones de especies de cationes mayores (Na, K, Ca y Mg) en 2D (basado en la ecuación de transporte de solutos) en el yacimiento geotérmico Las Tres Vírgenes.

- Validar los modelos obtenidos del campo de concentraciones con la geoquímica de aguas geotérmicas a condiciones de yacimiento del campo Las Tres Vírgenes reportados en la literatura.

Capítulo 2. Área de estudio

2.1 Complejo volcánico Las Tres Vírgenes

El Complejo Volcánico Tres vírgenes (CVTV) se localiza en la parte central de la península de Baja California, aproximadamente a 35 km al noroccidente de la ciudad de Santa Rosalía (Figura 1). Regionalmente la zona se caracteriza por ser un complejo magmático compuesto por tres estructuras volcánicas del Plio-Cuaternario: la Caldera de La Reforma, el Complejo El Aguajito, con edades de 1.38 ± 0.03 Ma y 1.17 ± 0.7 Ma respectivamente de acuerdo con análisis U-Pb en zircones de ignimbritas de cada caldera, y el Complejo Las Tres Vírgenes (Schmitt et al., 2006; Avellán et al., 2018; Sena-Lozoya et al., 2020), localizadas en una depresión NW-SE la cual es parte de la prolongación de la cuenca Santa Rosalía, que está controlada por estructuras extensionales relacionadas a la apertura del Golfo de California (Garduño et al., 1993).

En esta zona se localiza el campo geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV), operado por la Comisión Federal de Electricidad (CFE, Generación VI). Corresponde a un sistema líquido dominante, con temperaturas entre 250° y 275° °C, y una capacidad operacional total de 10 MW; este campo aporta cerca del 30.7 % de la demanda eléctrica del sistema del municipio de Mulegé, Baja California Sur (Romo-Jones et al., 2020).

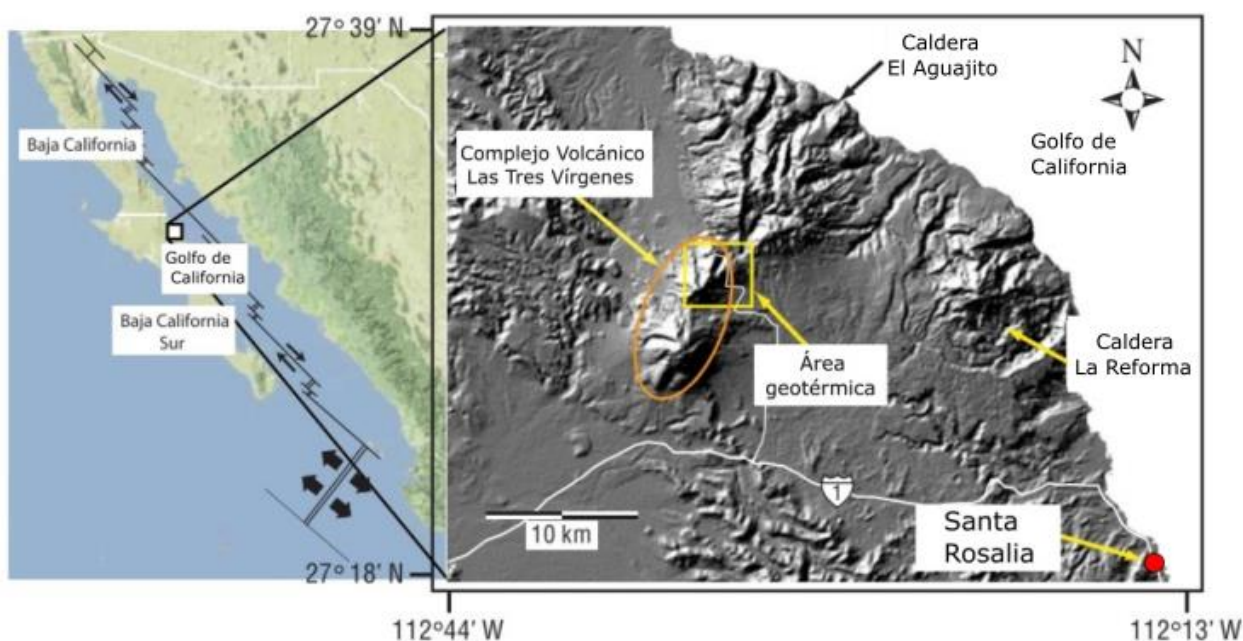


Figura 1. Ubicación del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes (CVTV), la Caldera de La Reforma y el Complejo El Aguajito, adicionalmente se delimita el área geotérmica (Tomado de Guerrero-Martínez & Verma, 2013).

2.2 Geología regional y tectónica

La península de Baja California ha presentado un intenso tectonismo durante el Cenozoico. En el Eoceno-Oligoceno, Baja California era una plataforma marina estable ubicada al oeste del arco volcánico activo Sierra Madre Occidental, este arco volcánico se asocia a la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norte Americana (Avellán et al., 2018). Durante el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano, la placa Farallón sufrió fragmentación en diversas microplacas; al mismo tiempo, la placa Pacífica que se localizaba al oeste de Farallón entró en contacto con la Placa Norteamericana formando un margen transformante y dio lugar a la formación de dos puntos triples: el Mendocino, entre las placas Pacífica, Norteamérica y el fragmento norte de Farallón, y Riviera, entre las placas Pacífica, Norteamérica y el fragmento sur de Farallón (Stock & Lee, 1994; Marín et al., 2000). Durante este periodo (entre 25 y 11 Ma) el arco volcánico migró hacia el oeste controlado por la desintegración progresiva y térmica de la subducida placa Farallón, formando el arco volcánico Comondú a lo largo del borde oriental de la península. La progresiva extinción del arco de Comondú en ca. 12.5 Ma se atribuye al fin de la subducción entre las placas Farallón-Pacífica por debajo de la Norteamericana (Martín et al., 2000; Avellán et al., 2018). Por lo que en el Mioceno medio (~12.5 Ma) se evidenció un cambio en la configuración tectónica pasando de un régimen de subducción a un ambiente de rift, asociado con la apertura del Golfo de California. Esta apertura ocurrió primero en una fase de protogolfo debido a la migración hacia el sur del punto triple Riviera (entre ca. 12–6 Ma) y una segunda fase de rift oblicuo (8-6 Ma). La evolución tectónica de la Península continúa en un periodo sin-rift (<6 Ma) caracterizado por un régimen transtensional (Avellán et al., 2018).

De acuerdo con lo anterior, la actividad volcánica que inició en el Paleógeno evidenció un cambio profundo en su composición a partir de ~12.5 Ma, tiempo en el que cambió el régimen tectónico de convergente a transformante. La mayoría de las rocas volcánicas de composición calco-alcálicas están asociadas a actividad >12.5 Ma, en contraste, la actividad volcánica posterior desarrolla principalmente campos monogenéticos que varían su composición desde adakitas (magmas sobresaturados en sílice con altas relaciones de Sr/Y y La/Yb) a andesitas ricas en Mg o “bajaitas”. El periodo sin-rift, en el Plioceno-Cuaternario, se caracteriza por un esporádico pero persistente magmatismo calco-alcálico (Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008).

Dentro de la zona de interés se reconocen los centros volcánicos cuaternarios de las calderas La Reforma y El Aguijito, así como el CVTV, los cuales tienen naturaleza calco-alcálica cuya actividad volcánica se ha asociado con el régimen de esfuerzos extensionales dominantes del Cuaternario (Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008). El CVTV se encuentra localizado al oeste del dominio tectónico transtensional

(asociado a cuencas “pull-apart”) del sistema de fallas laterales derechas que provocaron la separación de Baja California del occidente de México (Macías y Jiménez, 2013), está formado por tres estratovolcanes alineados NE-SW (Figura 2), el más antiguo corresponde al El Viejo, ubicado al norte del complejo, formado por flujos de lavas dacíticas expulsadas de la Caldera El Aguajito y fisuras a lo largo de la parte media de la Falla Cimarrón. Posteriormente, la actividad migró aproximadamente 1 km hacia el suroeste formando El Volcán Azufre, por la erupción de domos de lava dacíticos. Finalmente, el volcán más joven corresponde a La Virgen, localizado al sur del CVTV, formado por erupciones efusivas de lavas andesíticas y dacíticas, estas lavas son inusuales debido a su gran volumen y extensión, dando lugar al cono más grande de complejo (Avellán et al., 2018). Se ha propuesto que la actividad volcánica del CVTV se hace progresivamente más joven hacia el sur, y adicionalmente, el área geotérmica de interés se encuentra en el límite septentrional de este (Viggiano-Guerra et al., 2009).

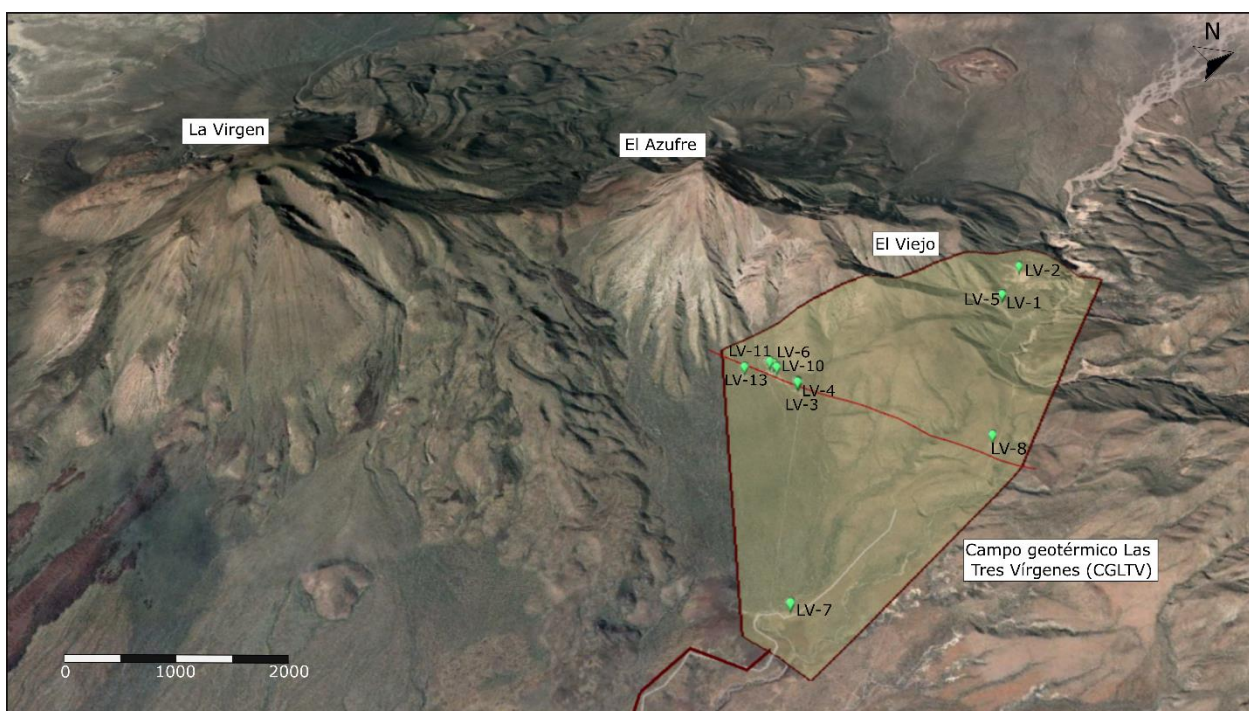


Figura 2. Localización de los estratovolcanes El Viejo, El Azufre y La Virgen en el complejo volcánico Tres Vírgenes (CVTV). Se resalta el área del CGLTV, así como la distribución de los pozos del campo, siendo los pozos productores el LV-13, LV-11, LV-6, LV-4, los pozos reinyectores el LV-7, LV-8, LV-5, LV-1, mientras el LV-2 corresponde a un pozo de monitoreo.

2.3 Geología estructural

Desde el punto de vista geotérmico, es necesario conocer la geometría de las fallas y fracturas en el área, pues nos permite inferir procesos como la recarga o la permeabilidad del sistema y relacionarlo con la

actividad hidrotermal. Regionalmente se han identificado dos etapas de deformación asociadas con la apertura del Golfo de California, la primera etapa ocurre en el Mioceno tardío debido a esfuerzos distensivos, en la que se produjo un sistema de fallas normales con dirección NW-SE, la cual se relaciona con el inicio de la evolución de la cuenca de Santa Rosalía (Garduño et al., 1993; Lorenzo y Soto, 2013). La segunda etapa, ocurre a finales del Plioceno debido a un cambio en la dirección de los esfuerzos, que produjo fallas con orientación NNE-SSW y N-S, las cuales son principalmente fallas de rumbo, y además, se produce la reactivación de las fallas más antiguas; este episodio está relacionado con la migración hacia el noroeste de la península de Baja California (Garduño et al., 1993; Lorenzo y Soto, 2013; Verma et al., 2006).

El sistema de fallas normales NW-SE está representado por las fallas El Azufre, El volcán, El Viejo 1 y 2 (Figura 3). La falla El Azufre buza en dirección NE, tiene un espesor de falla de 150 m, es altamente permeable y se asocia a una zona donde hay un alto índice de fluidos geotérmicos (Casallas-Moreno 2019, Lorenzo y Soto, 2013); las fallas El Volcán, El Viejo 1 y El Viejo 2 se encuentran activas, son de alta permeabilidad y al ser atravesadas por pozos se obtiene de ellas la mejor producción de vapor en el campo geotérmico (Lorenzo y Soto, 2013).

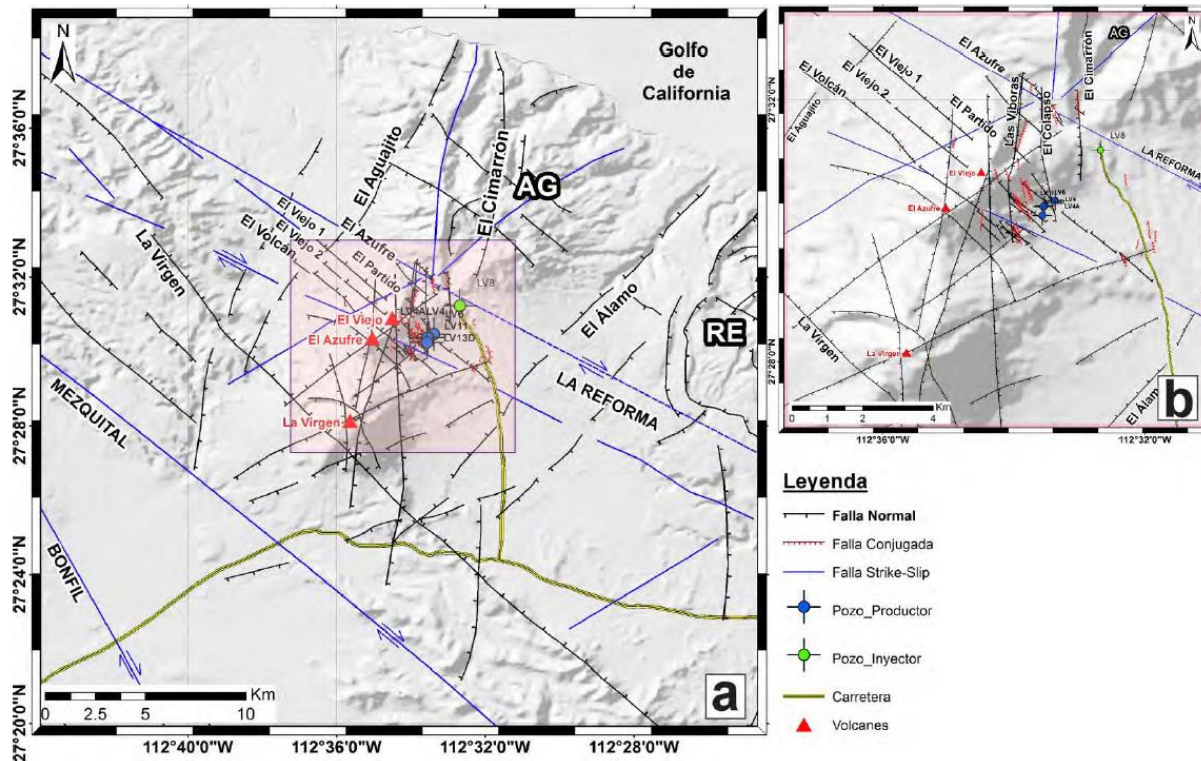


Figura 3. a) Mapa de lineamientos de la zona de interés, donde se observan las fallas principales, orientadas NW-SE y N-S. b) Ampliación de la parte central de la imagen, donde se ubica el CGLTV. AG: caldera El Aguajito, RE: caldera La Reforma (Tomado de Antayhua-Vera, 2017).

El sistema de fallas N-S está formado por las fallas El Colapso, Cimarrón y Las Víboras (Figura 3). La falla El Colapso cambia de rumbo hacia el norte, donde se evidencian manifestaciones hidrotermales (suelos calientes) con temperaturas de 37 °C (Lorenzo y Soto, 2013); la falla Cimarrón es una falla normal de alto ángulo que divide la caldera El Aguajito y controla el drenaje a profundidad (Avellán et al., 2018; Lorenzo y Soto, 2013). La falla Las Víboras corresponde a una falla normal con componente lateral derecho, conductora de fluidos y altamente permeable que, junto con la falla El Colapso, son consideradas fallas activas relacionadas a la actividad hidrotermal dentro del CGLTV (Lorenzo y Soto, 2013).

2.4 Estratigrafía

El CVTV se caracteriza por tener un basamento dominado por granodioritas que pueden asociarse al Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), las cuales están cubiertas por una secuencia de sedimentos y rocas piroclásticas, correspondientes al grupo Comondú, el Basalto Esperanza, las ignimbritas de la Caldera El Aguajito y una secuencia de 19 unidades estratigráficas que forman el CVTV (Avellán et al., 2018). La secuencia estratigráfica se presenta en la Figura 4 y se describe a continuación:

Rocas graníticas del Cinturón Batolítico Peninsular (Cretácico Superior): Esta unidad intrusiva corresponde a rocas de composición granodiorítica con mineralogía predominante de biotita, hornblenda, plagioclasa y menor contenido de cuarzo. De acuerdo con dataciones de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas, se tiene una edad de enfriamiento de 99.1 ± 0.8 Ma (Macías et al., 2012 en Avellán et al., 2018). Este cuerpo se ha descrito en pozos perforados a profundidades entre 900 y 1500 m. Algunos depósitos como las Tefras La Virgen contienen xenolitos redondeados granodioríticos pertenecientes a este plutón (Verma et al., 2006; Avellán et al., 2018).

Grupo Comondú (Oligoceno – Mioceno Medio): En el área de tres Vírgenes afloran las rocas pertenecientes al Grupo Comondú en las Sierras de San Francisco al norte y en la Sierra de Santa Lucía al sur. En este sentido, la Formación Santa Lucía (SL) aflora hacia las localidades de El Mezquital y Cuesta Vieja a lo largo del escarpe de la Falla Campamento, aparece como capas masivas con fragmentos subredondeados o angulares de lavas embebidos en una matriz de ceniza fina. Estos fragmentos de lava contienen fenocristales de feldespato alcalino, anfíboles y cuarzo, la matriz tiene los mismos constituyentes. La estratigrafía de la unidad Santa Lucía fue descrita por la CFE mediante la perforación del pozo LV-2, donde tiene un espesor aproximado de 364 m. A partir del análisis de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en zircones se ha reportado una edad de ca. 21.59 Ma (Avellán et al. 2018).

Basalto Esperanza: Esta unidad aflora al sur y suroeste del Volcán La Virgen, cubriendo la unidad de Santa Lucía. Corresponde a lavas de color gris, con textura porfírica, fenocristales de plagioclasas y olivinos y grandes vesículas. El volcanismo que ha dado origen a esta unidad se ha relacionado con la apertura del golfo de California (Avellán et al. 2018). Mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total se ha obtenido una edad de ca. 7.64 Ma (Macías et al., 2012 en Avellán et al., 2018).

Caldera El Aguajito: Esta unidad aflora al norte y noreste del CVTV y está formada por ignimbritas masivas, matriz soportada, de composición dacítica cubierta por domos dacíticos. Su formación se ha asociado con volcanismo post-subducción (Avellán et al. 2018). De acuerdo con Garduño et al. (1993) los domos del sector norte de la Caldera El Aguajito tienen una edad K-Ar de ca. 0.5 Ma, mientras las ignimbritas de la caldera han sido datadas en ca. 0.76 Ma mediante el mismo método.

Estratigrafía del Campo Volcánico Tres Vírgenes (Pleistoceno): La descripción litoestratigráfica de Avellán et al. (2018) incluye 19 unidades volcánicas producto de cuatro diferentes episodios eruptivos. Se reconocen las siguientes unidades: 1) cono de lava El Viejo, localizado en la parte norte del CVTV, tiene una morfología alargada en dirección NE-SW y su edificio volcánico está constituido principalmente por domos de lava dacíticos, alcanzando una elevación de 1360 msnm. Su edad absoluta es desconocida, sin embargo, basados en su posición estratigráfica es mayor a ca. 245 ka de acuerdo con $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total obtenido de las lavas más jóvenes del volcán (Macías et al., 2012 en Avellán et al., 2018). 2) estratocono El Azufre, localizado al suroeste del cono de lava El Viejo, su edificio se formó por una secuencia de depósitos de bloques y cenizas en sus flancos. Los depósitos de flujos piroclásticos forman abanicos distribuidos al NW y SE del volcán. Una lava colectada cerca de la cima del estratocono El Azufre tienen una edad modelo $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ de ca. 154 ka en zircones. 3) Conos de escoria La Virgen, corresponden a seis conos localizados en los flancos de los volcanes El Viejo y El azufre y cubiertos parcialmente por los depósitos jóvenes del volcán La Virgen. No se han realizado análisis geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ en zircones debido a los bajos porcentajes de argón radiogénico y la ausencia de cristales de zircón en muestras de los conos de escoria. 4) Estratovolcán La Virgen, corresponde a un cono simétrico localizado al suroeste del CVTV, su edificio está constituido por al menos 12 unidades de flujos de lavas y domos de composiciones dacíticas y andesíticas; los domos de lava se localizan hacia los flancos suroeste y sureste del volcán La Virgen. Una lava colectada de la unidad inferior del estratovolcán La Virgen data de ca. 112 ka mediante el método $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ en zircones (Avellán et al., 2018).

En la parte somera del CVTV, se reconoce una capa de aluvión constituido principalmente por fragmentos piroclásticos de composiciones dacíticas, andesíticas y riolíticas, provenientes de las estructuras volcánicas adyacentes, principalmente del volcán El Viejo (Casallas-Moreno, 2019).

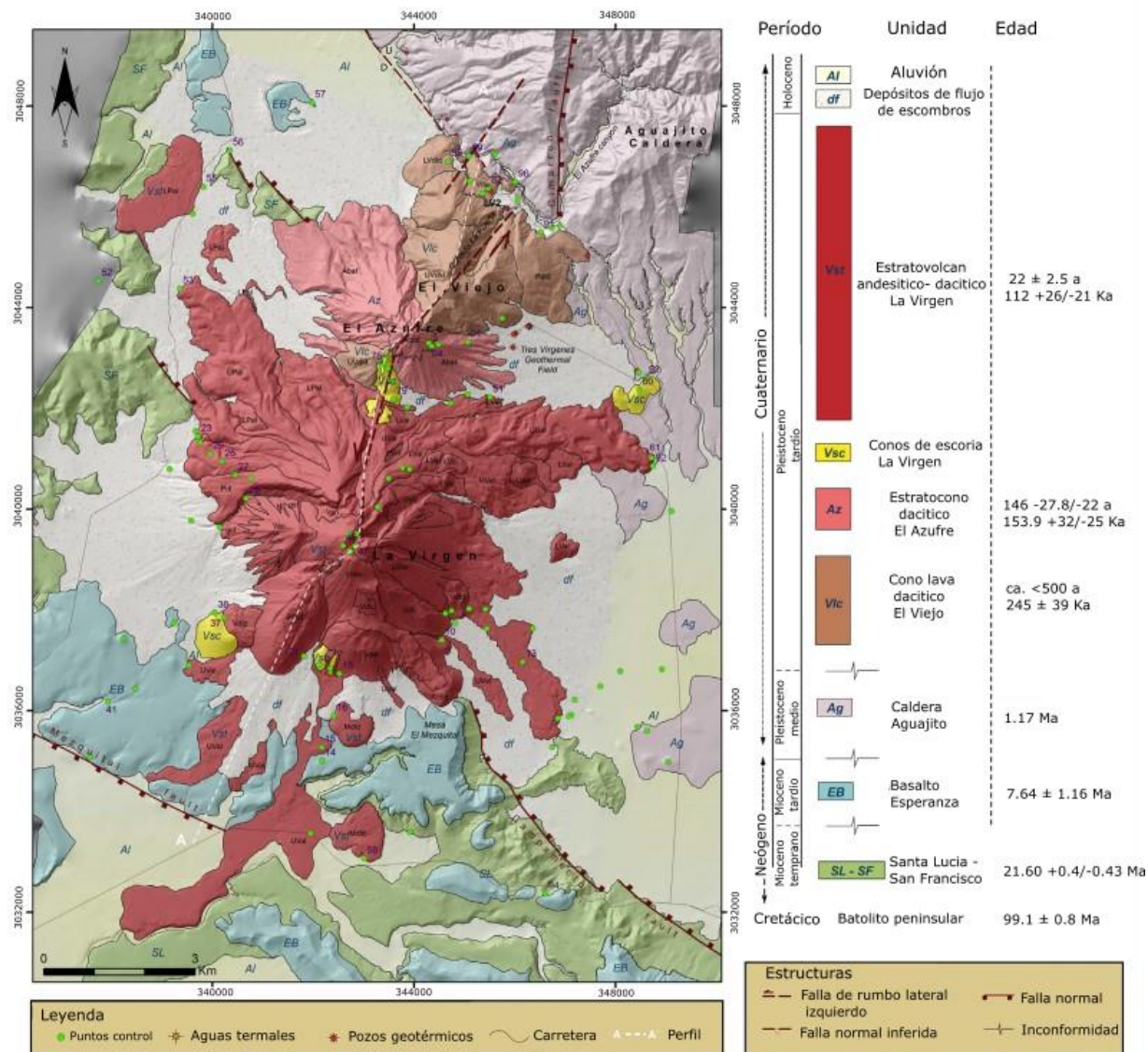


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio, donde se pueden observar los tres estratovolcanes, El Viejo, El Azufre y La Virgen, así como la sucesión litológica incluyendo las unidades basales y la secuencia estratigráfica que forma el CVTV (Tomado de Avellán et al., 2018).

2.5 Campo geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV)

El CGLTV se localiza en las coordenadas 112°30' de longitud W y 27°30' de latitud N. La CFE inició la exploración del prospecto en 1982 mediante estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos, perforando el

primer pozo exploratorio (LV-2) en 1988. Para 1998, se tiene terminada la etapa inicial de exploración, la cual cuenta con cuatro pozos productores perforados y dos pozos reinyectores (Portugal et al., 2000; Romo-Jones et al., 2000). La primera planta de generación eléctrica entró en operación en julio de 2001 y actualmente el campo cuenta con una capacidad total de generación de 10 MW (Romo-Jones et al., 2020).

El reservorio se caracteriza por ser un sistema líquido dominante, con aguas de tipo clorurado-sódicas. De acuerdo con sus características, el campo ha sido dividido en dos áreas: la zona sur donde han sido calculadas las temperaturas más altas, y se localizan los pozos de explotación LV-6, LV-11 y LV-13, este último es el más profundo (2414 m) y donde se ha registrado una temperatura de 274 °C y concentraciones de Cl de 6745 ppm; y la zona norte, la cual se caracteriza por presentar temperaturas y salinidades más bajas (171-202 °C y concentraciones de Cl de ~500 ppm) (Barragán et al., 2010a). Aunque es un reservorio líquido dominante, el fluido alcanza condiciones de saturación que producen problemas de incrustaciones tanto en los pozos como en las líneas de inyección, principalmente por precipitación de carbonato de calcio (calcita) y sílice, lo que hace necesario el uso de inhibidores (Viggiano-Guerra et al., 2009; Barragán et al., 2010b).

La actividad hidrotermal superficial está representada por fumarolas y manifestaciones ácido-sulfatadas aisladas con temperaturas que varían entre 53° y 98 °C. Entre los minerales representativos de esta alteración hidrotermal destacan la caolinita + calcedonia + sulfuros (Viggiano-Guerra et al., 2009). La fuente de calor del reservorio se relaciona con la cámara magmática del volcán La Virgen (Tello et al., 2005). El reservorio geotérmico tiene un área aproximada de 6 km² y está localizado en la granodiorita del Cretácico donde el movimiento de los fluidos geotérmicos dependerá de la existencia de fallas y fracturas. La permeabilidad en el campo es secundaria y se asocia con los sistemas de fallas NW-SE y N-S (Tello-López & Torres-Rodríguez, 2015).

2.6 Geoquímica

Los estudios geoquímicos en fluidos del CGLTV se han llevado a cabo con el fin de determinar su origen y evolución en el reservorio. Basados en composiciones de aguas hidrotermales y de aguas de pozos domésticos localizados en la periferia del complejo volcánico Portugal et al. (2000) clasificaron en tres los tipos de aguas, que se relacionan con su distribución geográfica: (1) aguas sulfatadas (SO₄) localizadas hacia el NW del CGLTV, cuya química puede ser explicada por la mezcla de vapor geotérmico con aguas subterráneas, resultando en aguas diluidas con pH neutro o ligeramente alcalino, (2) aguas sódicas (Na-

NaCl-HCO₃) ubicadas en la parte noreste y sureste del CGLTV, principalmente alrededor de la caldera La Reforma, que indican el contacto con fluidos salinos profundos y (3) aguas bicarbonatadas (HCO₃), que se encuentran principalmente hacia el S y SW. Esta clasificación coincide con la propuesta por Tello et al. (2005), sin embargo, destacan las aguas con un alto contenido de cloruro (2536 – 6734 mg/l) y la presencia de aguas sódico-bicarbonatadas (Na-HCO₃) con bajos contenidos de Cl y B y altas concentraciones de Ca y Mg. La elevada concentración de sulfatos en la parte NW del complejo puede ser explicada por la mezcla de vapor geotérmico con agua subterránea, resultando en agua muy diluidas con valores neutros o ligeramente alcalinos de pH.

A partir del estudio de isotopos estables (δD y $\delta^{18}O$) Portugal et al. (2000) proponen que la recarga del sistema fue por agua meteórica que ocurrió durante períodos glaciales, y concluyen que pudo haber una mezcla de esta con fluidos magmáticos, proponen además que la posible zona de recarga se encontraba a una altitud promedio de 350 m.s.n.m. Verma et al. (2006) sugieren mediante relaciones de Na/Cl que pudo existir una recarga significativa proveniente de agua marina del Golfo de California, mientras que Barragán et al. (2010a) concluyeron que la pendiente positiva en la relación de isótopos estables indica mezcla de fluidos, así mismo, resaltan el agotamiento isotópico de más de 5 ‰ en δD entre 2003 y 2007 y lo atribuyen a un proceso de dilución. Además, mediante análisis de ¹⁴C se pudo estimar la edad de las aguas subterráneas fósiles, determinándose que la recarga del reservorio ocurrió durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno temprano, lo que concuerda con análisis de tritio (³H), lo que permite excluir una recarga reciente (<60 años) (Birkle et al. 2016).

2.7 Geotermometría

Las técnicas de geotermometría de solutos y sílice permiten estimar la temperatura del reservorio, asumiendo que la composición química del fluido no cambia durante el ascenso a superficie. Esta técnica consiste en ecuaciones o modelos basados en reacciones químicas dependientes de la temperatura a partir de las cuales se pueden calcular las temperaturas de equilibrio (Asta et al., 2012).

Portugal et al. (2000) reportan temperaturas de fluidos basados principalmente en relaciones de Na/K dado que son de altas temperaturas y bajo contenido de Mg. Para el pozo LV-1 reportaron una temperatura de 259 °C usando el geotermómetro de composición catiónica de Nieva & Nieva (1987); mientras que mediante el geotermómetro de Na-K-Ca de Fournier & Truesdell (1973) estimaron una temperatura de 258.8 °C y aplicando el geotermómetro de Na/K de Fournier, (1979), la temperatura

estimada fue de 273 °C. González et al. (2001) estimaron una temperatura cercana a 280 °C para condiciones de agua separada en los pozos LV-1, LV-3, LV-4 y LV-5 mediante el geotermómetro de K/Na de Giggenbach, (1991).

Verma et al. (2006) aplicaron los geotermómetros de Na/K y de sílice desarrollados por Verma & Santoyo (1997) y reportaron una temperatura de equilibrio de ~260 °C (± 13 °C para Na/K y ± 60 °C para sílice), mientras que basados en geotermómetros de H₂/Ar y CO₂/Ar estimaron temperaturas de ~265 °C. Barragán et al. (2010b) estimaron temperaturas de reservorio mediante el geotermómetro de cuarzo de Fournier & Potter II (1982) y obtuvieron valores entre 245° y 295 °C, siendo los valores más altos para los pozos LV-11 y LV-13; así mismo, usaron los geotermómetros de Na-K-Ca (Fournier & Truesdell, 1973) y Na/K (Nieva & Nieva, 1987) y obtuvieron temperaturas entre 249° y 277 °C. Valencia Cabrera (2021) desarrolla dos geotermómetros basados en el logaritmo de las actividades iónicas: el primero de Na/K estima temperaturas entre 237° – 273 °C, mientras que con el de sílice reportó temperaturas entre 239° – 285 °C.

2.8 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se refiere a procesos asociados con soluciones hidrotermales o fluidos que producen cambios físicos, químicos y texturales en las rocas. Estos cambios corresponden principalmente a la transformación de la mineralogía original por minerales nuevos. En este sentido, un sistema hidrotermal consiste principalmente en dos componentes: una fuente de calor que provee la energía, la cual puede ser magmática, el gradiente geotérmico, decaimiento radiogénico o metamorfismo y una fase fluida, que incluye soluciones derivadas de fluidos magmática o juvenil, o aguas meteóricas, connatas o marinas. Adicionalmente, el sistema necesita que exista porosidad o estructuras de fallas o fracturas que hagan permeable el medio rocoso (Pirajno y Cawood, 2009; Gill, 2011).

La alteración hidrotermal puede ser descrita y clasificada principalmente en función de las asociaciones minerales que se reconocen, como por ejemplo, la alteración potásica caracterizada por la presencia de feldespato-K y biotita en sistemas pórfidos y adularia en sistemas epitermales o la alteración argílica caracterizada por la formación de minerales de arcilla debido al intenso metasomatismo. Además, con el fin de describir el estado de preservación de la roca original y que tan avanzado se encuentra el proceso de alteración, se suelen utilizar términos como débil, moderado, fuerte, extensivo, y principalmente, penetrante o no penetrante. La alteración penetrante se caracteriza por el reemplazamiento de la mayoría

o de todos los minerales que forman la roca original, por lo que su textura no se preserva o se preserva parcialmente, caso contrario, en la alteración no penetrante solo una pequeña parte del volumen de la roca se ve afectada por los fluidos (Pirajno y Cawood, 2009). En la Tabla 2 se describen las principales características de los principales tipos de alteración hidrotermal, se detallan las asociaciones de minerales de alteración presentes y los sistemas en donde se desarrollan.

Tabla 2. Tipos de alteración y sus principales características (Tomado de Pirajno y Cawood, 2009).

TIPO DE ALTERACIÓN	ASOCIACIÓN MINERALÓGICA	SISTEMA MINERAL	CARACTERÍSTICAS
ARGÍLICA	Caolinita + montmorillonita ± sericita o moscovita ± clorita	Pórfido de cobre, alta y baja sulfuración epitermal, sistemas geotérmicos.	Formación de minerales de arcilla debido al intenso metasomatismo, a temperaturas entre 100 – 300 °C.
ARGÍLICA AVANZADA	Pirofilita + caolinita ± cuarzo ± sericita ± andalucita ± diásporo ± alunita ± topacio ± enargita ± turmalina ± pirita ± calcopirita ± hematita	Pórfido de cobre, alta y baja sulfuración epitermal, sistemas geotérmicos.	
ARGÍLICA INTERMEDIA	Clorita + sericita ± caolinita ± montmorillonita ± illita-smectita ± calcita ± epidota ± biotita ± pirita	Pórfido de cobre, alta y baja sulfuración epitermal.	
FÍLICA O SERICÍTICA	Sericita + cuarzo + pirita ± biotita ± clorita ± rutilo ± calcopirita ± illita	Pórfido de cobre	Es la alteración más común en la mayoría de sistemas hidrotermales.
PROPILÍTICA	Epidota ± clorita ± albita ± carbonatos ± sericita ± montmorillonita ± apatito ± anhidrita ± ankerita ± hematita ± pirita ± calcopirita	Pórfido de cobre, alta y baja sulfuración epitermal, sistemas geotérmicos.	Indican proximidad a fuentes de calor y zonas de ebullición donde hay mineralización de oro.
POTÁSICA	Feldespato-K + biotita + cuarzo ± magnetita ± sericita ± albita ± clorita ± anhidrita ± apatito ± rutilo ± epidota ± calcopirita ± bornita ± pirita	Pórfido de cobre	Zonas de núcleo de alta temperatura, entre 600-450 °C.

2.8.1 Alteración en el CGLTV

Estudios petrológicos muestran que el grado de alteración en el CGLTV es en promedio el 10 % de la roca total, 1-5 % en la superficie, donde predomina la alteración argílica, con zeolitas como minerales principales asociada con cuarzo, calcita, clorita, y capas de illitas-smectitas, y hasta el 40 % de alteración en las partes más profundas de los pozos (Verma et al., 2006; Viggiano-Guerra et al., 2009).

Viggiano-Guerra et al. (2009) realizaron una descripción petrográfica de la litología de los pozos LV-4A, LV-11 y LV-13 y caracterizaron las alteraciones hidrotermales. En el pozo LV-4A, se reconocen andesitas vítreas de hornblenda en los primeros 85 m de profundidad; de 473 a 740 m se encontraron derrames volcánicos constituidos por andesitas y basaltos; de 740 a 950 m las rocas corresponden a areniscas maduras bien clasificadas y finalmente, a partir de 950 m se encuentra la granodiorita de biotita y hornblenda. Estas unidades litológicas interactuaron con fluido geotérmico sódico clorurado y a partir de 473 m dan origen a los minerales montmorillonita/smectita – calcita – cuarzo – clorita – anhidrita – illita y moscovita. El pozo LV-11 atraviesa principalmente al Grupo Comondú formada por rocas andesíticas, basaltos, areniscas y tobas vítreo cristalinas. Todas estas unidades con diferentes grados de alteración. A partir de 1065 m se encontró granodiorita alterada a illita + calcita + clorita + cuarzo + pirita + epidota. Para el pozo LV-13 resalta la alteración hidrotermal del basamento formado por la granodiorítica, la mineralogía de alteración está representada por calcita + illita + clorita ± epidota. La Tabla 3 tomada de Valencia-Cabrera (2021) muestra una síntesis de la litología y alteración hidrotermal de los pozos mencionados del CGLTV.

Verma et al. (2006) reportaron la primera aparición de epidota a profundidades alrededor de 1000 m y la relaciona con una zona de alteración propilítica caracterizada por la asociación de epidota, cuarzo, calcita, wairakita, sericita, clorita y capas de clorita-smectita. Calcita secundaria y cuarzo fueron observados en la parte superior de la zona de alteración propilítica, cercana al contacto entre el Grupo Comondú con el basamento granodiorítico.

2.8.2 Estabilidad mineral

De acuerdo con estudios petrográficos (p. ej. Viggiano-Guerra et al., 2009; Tello et al., 2005) y geoquímicos (p. ej. Tello et al., 2005; Valencia-Cabrera, 2021), se realizó una recopilación de los minerales presentes y que pueden estar en equilibrio termodinámico a determinadas temperaturas y presiones. Estos minerales

se determinaron mediante diagramas de estabilidad mineral, los cuales permiten representar el equilibrio químico entre los minerales y la solución acuosa (Tello et al., 2005). Tello et al. (2005) propone un estado de equilibrio a temperaturas entre 270-290 °C, mientras que Valencia-Cabrera (2021) propone un equilibrio termodinámico entre 240-270 °C.

Para el diagrama de estabilidad mineral del sistema $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$ (Figura 5a) que incluye minerales sódicos y potásicos, las fases minerales que controlan las actividades de Na^+ y K^+ en el yacimiento corresponde a Na-montmorillonita, albita y microclina. El equilibrio entre feldespato-K y albita se puede observar en los pozos LV-3, LV-4, LV5, LV-6, LV-11 y LV-13, mientras en los pozos LV-1 y LV-8 caen en la línea de equilibrio entre la albita y la moscovita. De acuerdo con esto, Valencia-Cabrera (2021) afirma que la disolución de microclina ocurre en un estado de cuasi equilibrio con respecto a la albita.

Para diagramas de estabilidad mineral del sistema $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$ a 260 °C (Figura 5b), se evidencia una evolución lineal en el límite de estabilidad zoisita (epidota) y feldespato-K para los pozos LV-3, LV-4, LV5, LV-6 y LV-11, mientras los pozos LV-1, LV-8 y LV-13 presentan mayor cercanía entre el límite de estabilidad zoisita–wairakita. De este sistema se puede concluir que todos los pozos se encuentran en equilibrio con la zoisita, el cual es un mineral de alteración hidrotermal de baja temperatura.

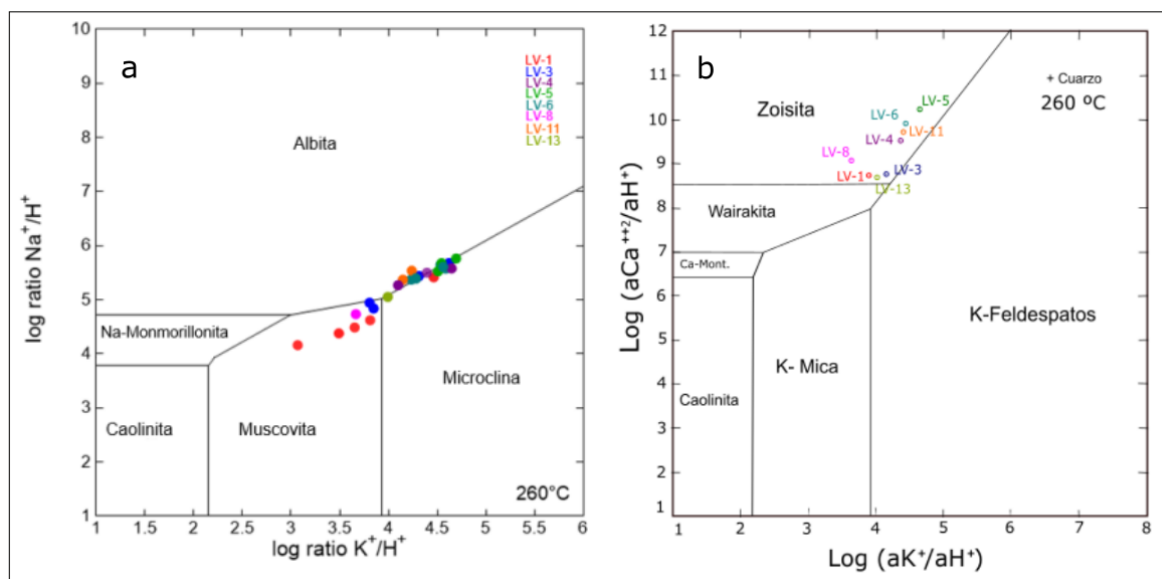


Figura 5. a) Diagrama del sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$, donde se encuentran minerales sódicos y potásicos. b) Diagrama del sistema $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2$, donde se encuentran minerales cálcicos y potásicos. Ambos diagramas se presentan para 260 °C (Valencia-Cabrera, 2021).

Tabla 3. Mineralogía original de la roca de yacimiento del CGLTV y minerales de alteración presentes en cada formación (Tomado de Valencia-Cabrera, 2021).

UNIDAD LITOLÓGICA	LITOLÓGÍA	ALTERACIÓN	LV-13	LV-11	LV-7	LV-4
VOLCANISMO RECIENTE	Andesitas porfídicas de hornblenda y augita	Inalteradas		Inalterada		
SANTA LUCÍA (MIOCENO SUPERIOR- MEDIO)	Andesitas basálticas y Basaltos de olivino y piroxeno(Enstatita-Hiperstena)	Zona 1- Zona 2 10-60%		250-450m Cal+ Zeo+ Chl 450-654m Chl/Sme+ Qz+ Py + Hem con Cal remanente		
GRUPO COMONDÚ (MIOCENO TEMPRANO - MEDIO)	Andesitas, Andesitas basálticas e incluso basaltos Andesitas similares, intercaladas con areniscas Ignimbritas y tobas vítreo-cristalinas Areniscas de colófano	Zona 1- 20-60% Zona 2 90% Zona 3 50% Zona 4 50%		654-804m Cal + Qz + Chl + Chl/Sme+ Hem+ Mnt 804-813m Illita 90% + Cal 813-1044m Cemento de Mnt + Cal + Hem 1044-1065 m Cemento de Illita + Qz + Cal + Py	600-603 m Zeo + Chl 10%	740 -950m Qz+ Feld + Colofano Cemento de Cal + Illita 884.5-886m Cal+ Qz + Illita /Sme A mayor temperatura, la alteración es progresiva. Mnt/Sme + Cal + Qz + Chl + Illita
BASAMENTO GRANODIORÍTICO (CRETÁCICO SUPERIOR)	Granodiorita de Biotita y Hornblenda	Zona 1 20% Zona 2 50%	1511-1619m Cal + Illita + Qz + Chl (peninita) 1881m Ep muy esporádica 2138 Ep efímera en zona de falla cataclástica	1065-1206 m Illita + Cal + Chl (peninita ± wairakita) + Qz + Py 1206 m Ep (diseminada) 1572-1808 m Misma mineralogía, pero mayor alteración	1050- 1050.1m Cal + Illita 10%	

Abreviación minerales: Cal: calcita; Chl: clorita; Ep: epidota; Hem: hematita; Mnt: montmorillonita; Py: pirita; Qz: cuarzo; Sme: esmectita; Feld: feldespato; Zeo: zeolita.

Capítulo 3. Metodología

Con el fin de desarrollar mediante modelos numéricos 2D la evolución térmica y química del campo geotérmico La Tres Vírgenes (CGLTV) modelando su comportamiento en los últimos 200 años para la variable temperatura y últimos 20 años para la concentración, correspondientes al tiempo de explotación del campo, se compiló una base de datos con la información de los registros de temperatura en pozos, la geoquímica de aguas geotérmicas a condiciones de descarga total de los pozos y a condiciones de yacimiento de Na, K, Ca y Mg, la mineralogía de alteración hidrotermal identificada en el yacimiento (albita, microclina y zoisita) y las propiedades termodinámicas tanto de los cationes como de los minerales. Esta base de datos se realizó con la información disponible en la literatura del área de estudio. Posteriormente, se desarrolló un campo de velocidades adecuado para el sistema geotérmico y se resolvieron y programaron en Fortran las ecuaciones de transferencia de calor y de transporte de solutos en 2D mediante el Método de Volumen de Control (MVC) o Método de Volumen Finito (MVF) y, los resultados de los modelos fueron validados con la información recopilada.

3.1 Base de datos

3.1.1 Química del yacimiento

3.1.2 En este estudio se utilizó la información reportada por Valencia-Cabrera (2021) de los datos de la composición química del agua geotérmica a condiciones de yacimiento para 24 muestras provenientes de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV5, LV-6, LV-8, LV-11 y LV-13, la cual presenta también el balance catiónico para cada especie, que se basa en el análisis de la diferencia porcentual entre las cargas de las principales especies con cargas positivas y negativas (Registros de temperatura de los

pozos

En la Tabla 5 se presentan los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 y LV-8 tomados de Verma et al. (2006), a partir de los cuales se obtuvo el gradiente geotérmico para el CGLTV. Adicionalmente, estos registros fueron utilizados para validar los campos de temperaturas obtenidos a partir de los diferentes campos de velocidades desarrollados, y así escoger el modelo que más se acerque

a las temperaturas reportadas para el CGLTV. Cabe resaltar que la profundidad enunciada en la Tabla 5 es la de la perforación a partir de la superficie.

Tabla 4).

3.1.3 Registros de temperatura de los pozos

En la Tabla 5 se presentan los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 y LV-8 tomados de Verma et al. (2006), a partir de los cuales se obtuvo el gradiente geotérmico para el CGLTV. Adicionalmente, estos registros fueron utilizados para validar los campos de temperaturas obtenidos a partir de los diferentes campos de velocidades desarrollados, y así escoger el modelo que más se acerque a las temperaturas reportadas para el CGLTV. Cabe resaltar que la profundidad enunciada en la Tabla 5 es la de la perforación a partir de la superficie.

Tabla 4. Concentración (mg/Kg) de cationes a condiciones de yacimiento para el campo geotérmico Las Tres vírgenes (CGLTV) (Valencia-Cabrera, 2021).

MUESTRA	Pozo	T _{yac.}	H	pH	Na-C _R	K-C _R	Ca-C _R	Mg-C _R	SiO ₂ -C _R
1	1	252 ³	930	6.5	3487.33	567.22	185.73	0.28	304.42
2	1	252 ³	930	5.6	3102.76	510.19	172.63	0.41	500.94
3	1	252 ³	930	5.7	3330.88	597.28	215.02	0.92	415.40
4	1	252 ³	930	5.2	3293.11	539.48	207.31	0.39	0.00
5	1	252 ³	930	5.9	3417.96	539.48	208.08	0.26	354.51
6	3	264 ³	1063	5.9	2985.02	539.04	74.63	0.17	455.73
7	3	264 ³	1359	6.1	2342.28	407.96	59.70	0.53	287.89
8	3	264 ³	1298	6.8	2736.62	461.43	61.26	0.07	372.87
9	3	264 ³	1240	6.5	2939.35	494.35	92.86	0.11	514.39
10	4	244 ³	1391	6.6	3737.35	646.84	138.06	0.07	518.59
11	4	244 ³	1391	6.2	3854.38	700.80	199.73	0.07	217.25
12	4	244 ³	1296	6.6	2987.59	516.85	133.97	0.02	511.21
13	5	250 ³	1184	6.9	3235.22	551.18	251.87	0.14	304.89
14	5	250 ³	828	6.6	4010.86	634.62	260.21	0.22	132.15
15	5	250 ³	828	6.6	3996.99	628.10	273.26	0.26	187.61
16	6	260 ²	1198	6.4	3090.96	539.21	329.22	3.45	507.37
17	6	260 ²	1198	6.4	3057.77	501.27	257.41	0.25	515.50
18	6	260 ²	1198	6.8	3174.28	517.53	251.99	0.05	548.01

19	6	260 ²	1198	6.8	3141.09	520.92	265.54	0.18	579.85
20	6	260 ²	1198	6.7	3226.44	547.34	268.25	0.16	563.59
21	8	240 ^P	1156	6.0	2402.26	271.55	217.67	0.19	418.10
22	11	240 ¹	1078	6.3	3596.15	633.00	209.80	0.05	655.35
23	11	240 ¹	1078	6.3	3727.37	587.58	203.31	0.09	526.30
24	13	270 ³	1347	6.0	3145.37	663.62	151.24	0.15	638.20

Anotaciones: T_{yac} es la temperatura a condiciones de yacimiento ($^{\circ}\text{C}$): ¹Temperatura estabilizada de formación, ²Registro de temperatura de pozo, ³Temperatura de homogenización; ^PTemperatura promedio de dos valores de temperatura; H es entalpia y C_R : condiciones de reservorio.

Tabla 5. Registros de temperatura para los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 Y LV-8 (Tomado de Verma et al. 2006).

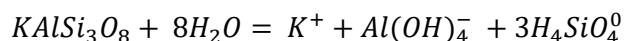
Profundidad lineal (m)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	Profundidad lineal (m)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)	Profundidad lineal (m)	Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)
Pozo 1 (LTV1)		Pozo 3 (LTV3)		Pozo 4 (LTV4)	
110	101	570	109	800	196
110	100	580	118	900	207
250	121	920	125.5	1085	217
500	152	1202	230	1175	222
600	165	1647	232	1280	242
700	177	1830	261	1540	243
1057	231	1940	247	2367	290
1150	243	1940	243		
1325	225	2000	262		
1500	223	2150	261		
Pozo 5 (LTV5)		Pozo 7 (LTV7)		Pozo 8 (LTV8)	
405	150	1098	215	399	157
498	168	1203	227	500	160
606	185	1250	211	598	180
706	194			700	169
895	216			890	191
895	194			985	207
1182	244				
1272	248				
1745	270				

3.1.4 Minerales de alteración

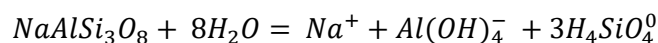
De acuerdo con los diagramas de estabilidad mineral (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) realizados por Valencia-Cabrera (2021), las fases mineralógicas de alteración hidrotermal que están en contacto con el fluido geotérmico corresponden a albita, microclina y zoisita, por tanto, estos minerales

fueron considerados para el modelado 2D del transporte de solutos. En este sentido, los dos primeros minerales se encuentran en el grupo de los feldespatos, que son los mayores constituyentes de las rocas ígneas y su estructura cristalina y composición se encuentran entre los componentes extremos: albita $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ (Ab), ortoclasa KAlSi_3O_8 (Or) y anortita $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ (An). Las soluciones sólidas que están compuestas principalmente por An + Ab constituyen las plagioclasas, mientras las que están compuestas por Ab + Or corresponden a los feldespatos alcalinos. La zoisita $\text{Ca}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$ pertenece al grupo de la epidota y es un producto común de la alteración de plagioclasas ricas en calcio (Deer, et al., 2013).

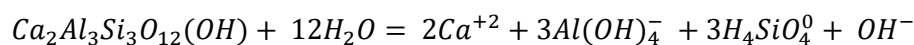
La microclina se encuentra dentro del grupo de los feldespatos alcalinos, un mineral de baja temperatura rico en potasio (K) con una estructura triclinica, sin embargo, macroscópicamente sus cristales suelen parecer monoclinicos debido a las maclas presentes. El límite superior de estabilidad para este mineral ha sido establecido en el rango de 500-480 °C con base en estudios petrológicos y evidencia geológica (Deer, et al., 2013). En presencia de agua, la ecuación de su reacción según Arnórsson, et al. (1982) es:



La albita es un feldespato sódico (Na) que es parte de la serie continua de las plagioclasas. Presenta una estructura triclinica a temperatura ambiente pero monoclinica cuando se expone a altas temperaturas (>980 °C). En sistemas hidrotermales, el reemplazamiento por albita (albitización) es común (Deer, et al., 2013). La ecuación de su reacción bajo condiciones hidrotermales se presenta a continuación (Arnórsson, et al., 1982):



Finalmente, la zoisita forma parte del grupo de la epidota. Es un mineral típico de la alteración propilítica junto con la clorita, carbonatos, albita, feldespatos potásicos y pirita, y puede estar o no presente en la alteración argílica intermedia (Pirajno y Cawood, 2009). La ecuación de su reacción según Arnórsson, et al. (1982) es:



3.1.5 Propiedades termodinámicas de cationes y minerales

El transporte de solutos ocurre mediante los procesos de advección y de difusión, por lo tanto, para resolver la ecuación de transporte se debe considerar el coeficiente de difusión (D) de cada catión (Tabla 6), el cual corresponde a una constante proporcional que está en función de la temperatura y es expresada en $\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$ (Misra, 2012).

Tabla 6. Coeficientes de difusión de los cationes mayores a 25°C (Misra, 2012).

CATIÓN	COEFICIENTE DE DIFUSIÓN D ($\frac{\text{cm}^2}{\text{s}}$)
Na ⁺	49
K ⁺	11
Ca ²⁺	55
Mg ²⁺	28

Así mismo, tomando en cuenta que la composición de los fluidos de descarga se puede explicar por las reacciones que involucran a la albita, la microclina (K-feldespato) y la zoisita (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) y que se describieron anteriormente, se creó una base de datos donde se consideran la energía de activación (E_a) con base en el pH, la superficie reactiva (A) y la constante de reacción ($\log K$) para cada uno de estos minerales (Tabla 7).

Tabla 7. Energías de activación (E_a), área de superficie reactiva (A) y constantes de reacción (k) para cada mineral.

Mineral	Ph	E_a (KJ/mol)	E_a^b (KJ/mol)	$\log K^b$ (moles/m ² s)	$\log K^c$ (moles/m ² s)	A^c (cm ² /g)
Albita	Ácido ¹	60.0 ^a	65.0	-10.16	--	8300
	Neutro ²	67.7 ^a	69.	-12.56	-11.52	
	Básico ³	50.1 ^a	71.0	-15.60	--	
Feldespato potásico	Ácido ¹	--	51.7	-10.06	-8.65	10700
	Neutro ²	38.0 ^c	38.0	-12.41	-11.54	
	Básico ³	--	94.1	-21.20	--	
Zoisita	Ácido ¹	--	66.1	-7.50	--	6800
	Neutro ²	--	66.1	-11.20	--	

^aBlum & Stillings (1995), ^bPalandri & Kharaka (2004), ^cHelgeson et al., (1984), ¹pH (<5), ²pH (5-7) y ³pH (>7).

Steefel & Lasaga (1994) presentan los valores para la constante de equilibrio Q/K de los minerales albita y microclina, considerando temperaturas que varían desde 0 hasta 300 °C, por lo tanto, estos datos se utilizaron para obtener la ecuación de la constante de cada mineral. La constante de equilibrio Q/K para

la zoisita fue tomada directamente de la literatura y corresponde a la ecuación (1) reportada por Arnórsson et al. (1982), donde T representa la temperatura:

$$\text{Log} \frac{Q}{K} = 106.61 - 0.1497 T - \frac{40448}{T} + \frac{3028977}{T^2} \quad (1)$$

3.2 Transferencia de calor

El calor es la energía que se transfiere de un cuerpo a otro, hasta llegar a un equilibrio térmico. Siempre que exista una diferencia de temperaturas en un cuerpo o entre cuerpos, debe ocurrir una transferencia de calor (Incropera & DeWitt, 1999). Los mismos autores mencionan que existen tres procesos de transferencia de calor:

- **Conducción:** ocurre en escala atómica a través de la materia por actividad molecular, por el choque de unas moléculas con otras, en medios con diferencias de temperatura, produciéndose un flujo de calor de las partículas de mayor a menor temperatura.
- **Convección:** el calor transferido se da por el movimiento de masa o circulación dentro de la sustancia, normalmente correspondiente a fluidos (líquidos y gases), es decir, cuando los fluidos están en contacto con una fuente de calor, se calientan y aumentan su volumen, por lo que su densidad disminuye y ascienden desplazando el fluido que se encuentra en la parte superior y que está a menor temperatura, así mismo, los fluidos de las regiones frías y más densas se desplazan hacia abajo. Este proceso se repite dando origen a las celdas de convección.
- **Radiación:** es la energía emitida por la materia que se encuentra a una temperatura dada, es transportada por ondas electromagnéticas, como resultado de los cambios en las configuraciones electrónicas de los átomos o moléculas. La radiación electromagnética es independiente de la materia para su propagación, a diferencia de los otros mecanismos de transferencia.

Es importante resaltar que la forma principal en la que se presenta la transferencia de calor en la corteza terrestre es la conducción, mientras que en el manto ocurre principalmente por convección y radiación. Es posible cuantificar los procesos de transferencia de calor en términos de las ecuaciones o modelos

adecuados; estas ecuaciones o modelos sirven para calcular la cantidad de energía que se transfiere por unidad de tiempo (Incropera & DeWitt, 1999).

3.2.1 Campo de velocidades

Con el fin de simular el campo de velocidades para generar el proceso de transferencia de calor por convección en el yacimiento del CGLTV, se utilizó la ecuación analítica (2) y se desarrolló un código numérico en FORTRAN independiente al código de transferencia de masa, momento, energía y de solutos. En este código se simulaban campos con diferentes órdenes de magnitud, las cuales varían entre 10^{-8} a 10^{-14} (ms^{-1}) dado que son los valores típicos que se han reportado para campos geotérmicos (Stanko & Yeh, 2019; González et al., 2022). Además, se crearon varias celdas de convección, dependiendo de la extensión del reservorio; todos estos modelos fueron validados mediante los registros en pozos (Tabla 5) y campos de temperatura obtenidos, con el objetivo de escoger el campo de velocidades más adecuado para desarrollar el modelo de transferencia de solutos.

$$\vec{F}(x, y) = -\frac{y}{\sqrt{x^2 + y^2}} \mathbf{i} + \frac{x}{\sqrt{x^2 + y^2}} \mathbf{j} \quad (2)$$

Donde F es el vector de velocidad resultante, mientras x y y corresponden a coordenadas cartesianas en el plano.

3.3 Método de volumen finito (MVF) o de volumen de control (MVC)

La distribución espacial de un soluto presente en una fase líquida y su movimiento a través del medio sólido están controlados principalmente por el transporte de masa mediante procesos advectivo-difusivos, así como por procesos químicos asociados a reacciones diversas, como lo es disolución-precipitación e intercambio iónico, esta última referida a la interacción entre fluido y el sólido.

En general, las ecuaciones del transporte de solutos no pueden ser resueltas en forma analítica, por lo cual se deben buscar estrategias numéricas, esto es, soluciones aproximadas mediante las cuales se puedan solucionar estos sistemas complejos. Dentro de los métodos que mejores resultados presentan para simulaciones numéricas de la dinámica de fluidos computacional (CFD, por sus siglas en inglés) se resalta

el de Volúmenes Finitos (MVF) o Volumen de Control (MVC) debido principalmente a que es un método conservativo, donde la conservación de la masa se cumple para cada volumen de control en el dominio (Versteeg y Malalasekera, 2007; Sepúlveda-Villaroel, 2014; Xamán y Gijón-Rivera, 2016). El MVF permite discretizar y resolver numéricamente ecuaciones diferenciales y en este estudio se utilizó para resolver las ecuaciones de transporte de solutos con la ecuación (3) y de transferencia de calor con la ecuación (27).

El esquema del MVF se basa en la teoría de volumen de control (VC). Para desarrollar este método, se considera una malla de discretización del espacio fluido y, en torno a cada punto de esta malla se van a construir pequeños volúmenes de control (VCs), los cuales no se traslapan con los de los puntos vecinos, y la ecuación es discretizada y resuelta en cada VC. La principal propiedad del sistema de ecuaciones discretizadas resultante es que la solución obtenida satisface las ecuaciones de conservación consideradas, independientemente del tamaño de la malla (Versteeg & Malalasekera, 2007; Sepúlveda-Villaroel, 2014; Xamán y Gijón-Rivera, 2015), por lo tanto, los VCs y los nodos son definidos en una grilla numérica como se observa en la Figura 6.

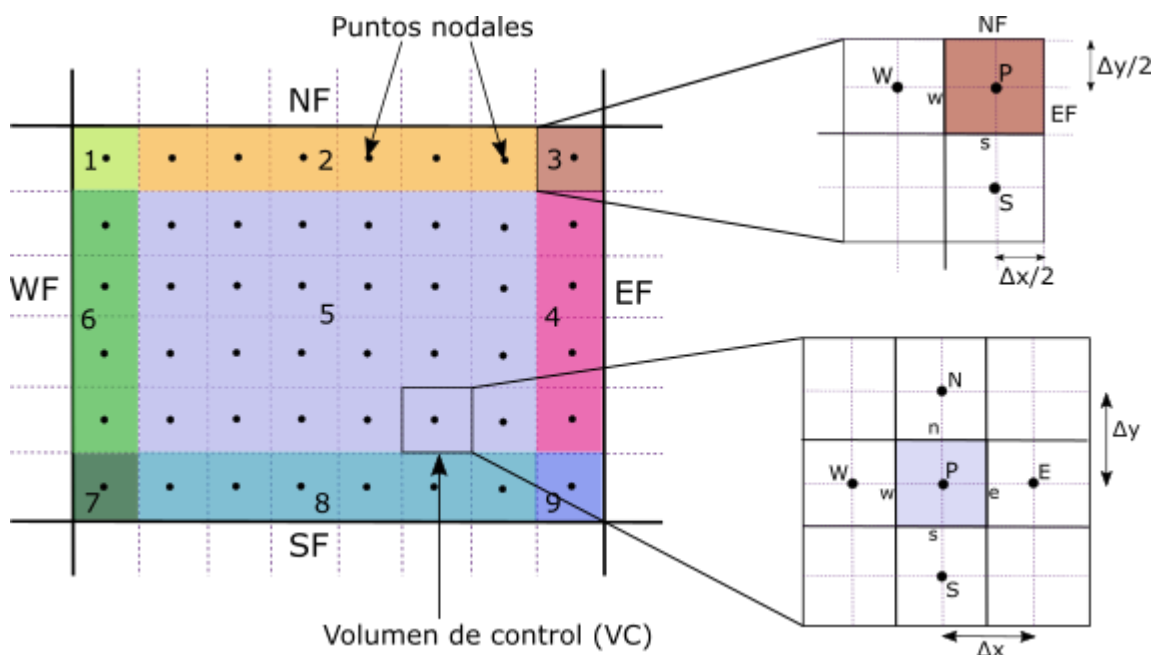


Figura 6. Esquema de subdivisión de una malla en volúmenes de control (VC), se observan los puntos nodales, las regiones a discretizar (1-9) y los límites tanto del VC como de las fronteras.

3.3.1 Ecuación de transporte de solutos

En el presente trabajo se resolvió mediante el MVF la ecuación de advección-difusión para transporte de solutos en un yacimiento, con el fin de modelar el cambio de la concentración de cationes mayores

presentes en el fluido geotérmico (interacción fluido-roca) con respecto a la temperatura, por lo que la expresión matemática de la ecuación (3) fue discretizada y acoplada al código de transferencia de calor conductivo-convectivo desarrollado mediante el mismo método (MVF).

$$\emptyset \frac{(\partial C)}{\partial t} = \mathit{div} (\emptyset D \mathit{grad} C - vC) + R \quad (3)$$

donde \emptyset corresponde a la porosidad, C es la concentración del elemento (mol m^{-3}), t es el tiempo (s), D es el coeficiente de difusión del ion ($\text{cm}^2 \text{s}^{-1}$), v la velocidad de flujo (m s^{-1}) y R representa el término fuente o sumidero en términos de T (temperatura), el cual está definido por la ecuación (4) (Bringedal et al., 2014; Steefel & Lasaga, 1994).

$$R = A r_o e^{-\frac{E_a}{RT}} \left(\text{Log} \frac{Q}{K} \right) - 1 \quad (4)$$

donde A es la superficie reactiva ($\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$), r_o es una constante de reacción ($\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$) a temperatura de referencia ($25 \text{ }^\circ\text{C}$), $e^{-\frac{E_a}{RT}}$ es el factor Arrhenius, el cual representa la fracción de moléculas en colisión que tienen una energía cinética igual o superior a la energía de activación a una temperatura T ; E_a es la energía de activación (KJ mol^{-1}), que corresponde a la energía mínima requerida para que ocurra una reacción química, R la constante de los gases ($\text{J mol}^{-1} \text{K}^{-1}$), T es la temperatura expresada en unidades Kelvin (K), y $\log Q/K$ es el índice de saturación donde Q es el producto de la actividad iónica y K es el producto de solubilidad, que se utiliza para determinar si una solución es supersaturada (>0), saturada ($=0$) o subsaturada (<0) con respecto al mineral (Steefel & Lasaga, 1994; Misra, 2012).

La metodología que se implementó está basada en la técnica de discretización reportada por Versteeg & Malalasekera (1995). Para implementar el MVF el área o dominio total considerado se dividió en VCs discretos, en los cuales el punto nodal se identificó con la letra P, los nodos vecinos este, oeste, norte y sur fueron identificados como E, W, N y S respectivamente, los límites o caras laterales del VC son referidos como 'e', 'w', 'n' y 's', mientras que los límites del dominio fueron denominados EF, WF, NF y SF, (Figura 7). Cabe resaltar que tanto el área como las distancias entre nodos (Δx y Δy) son constantes e independiente del tamaño de la malla. La ecuación de transporte se resolvió para nueve regiones, como se muestran en la Figura 6; esta división se realizó debido a que cada región varía de acuerdo con las diferentes condiciones iniciales y de frontera dadas. Finalmente, las direcciones de flujo fueron definidas de oeste a este y de sur a norte, tal como se indica en la Figura 7 mediante líneas de flujo.

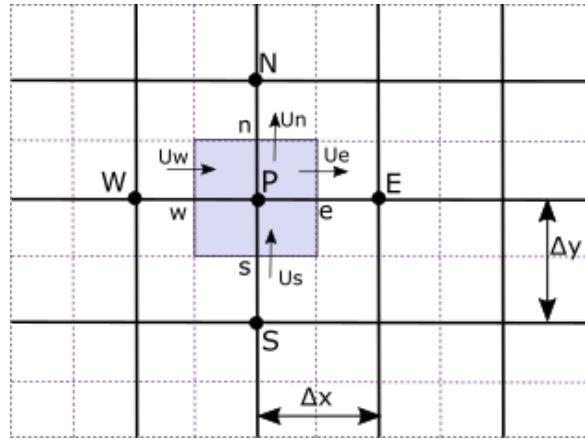


Figura 7. Volumen de control. P refiere la nomenclatura del punto nodal, (E, W, N y S) denota los nodos vecinos y los límites laterales o caras son definidos como 'e', 'w', 'n' y 's'. Las direcciones de flujo (U_e , U_w , U_n y U_s) están definidas por líneas de flujo.

El primer paso consistió en extender la ecuación general de transporte (ecuación (3)) para la propiedad C (concentración) en dos dimensiones, obteniendo la ecuación (5), donde el término a la izquierda de la igualdad representa la acumulación o disminución de la variable ∂C en el VC respecto al tiempo (∂t), mientras que el primer miembro a la derecha corresponde al término difusivo, el segundo al término convectivo y el último al término fuente, que se define como un depósito que suministra energía en forma de calor y para el caso del transporte de solutos, minerales que aportan los cationes.

$$\frac{\phi(\partial C)}{\partial t} = \left[\phi D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} + \phi D \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} \right] - \left[u \frac{\partial C}{\partial x} + v \frac{\partial C}{\partial y} \right] + R \quad (5)$$

Dado que los valores de la concentración de cada especie y la difusividad del ion son definidos y evaluados en los puntos nodales (P), se requiere conocer los valores para las caras del VC (e, w, n y s) por lo que se realiza una aproximación lineal en el término difusivo entre los puntos nodales, obteniendo como resultado las ecuaciones (6) y (7).

$$\phi D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} = \left(\phi D \frac{\partial C}{\partial x} \right)_e - \left(\phi D \frac{\partial C}{\partial x} \right)_w = \left(\phi D_e \frac{(C_E - C_P)}{\Delta x} \right) - \left(\phi D_w \frac{(C_P - C_W)}{\Delta x} \right) \quad (6)$$

$$\phi D \frac{\partial^2 C}{\partial y^2} = \left(\phi D \frac{\partial C}{\partial y} \right)_n - \left(\phi D \frac{\partial C}{\partial y} \right)_s = \left(\phi D_n \frac{(C_N - C_P)}{\Delta y} \right) - \left(\phi D_s \frac{(C_P - C_S)}{\Delta y} \right) \quad (7)$$

Por otro lado, a fin de resolver las variables del término convectivo, se utilizó el método de diferenciación 'up-wind', el cual tiene una precisión de primer orden y toma en cuenta la dirección de flujo para determinar los valores de cada cara o límite del VC.

Esta dirección de flujo fue establecida desde el inicio de oeste a este y de sur a norte, como se indica en la Figura 8. Así por ejemplo, el valor de C_P es usado para calcular los valores de las caras ' C_e ' y ' C_n '.

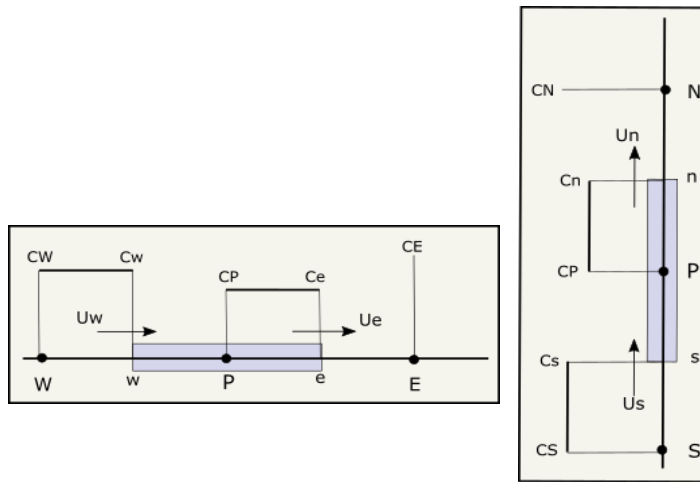


Figura 8. Esquema de diferenciación *up-wind*, donde se muestran las direcciones de flujo definidas y la influencia de cada punto nodal sobre los límites del VC.

De acuerdo con las direcciones de flujo definidas, tendremos que los valores en cada límite del VC están dados por:

$$C_w = C_W, C_e = C_P, C_n = C_P \text{ y } C_s = C_S$$

Por lo tanto, los términos de la parte convectiva estarán definidos como:

$$u \frac{\partial C}{\partial x} = u \left(\frac{C_e - C_w}{\Delta x} \right) = \frac{u}{\Delta x} C_P - \frac{u}{\Delta x} C_W \quad (8)$$

$$v \frac{\partial C}{\partial y} = v \left(\frac{C_n - C_s}{\Delta y} \right) = \frac{v}{\Delta y} C_P - \frac{v}{\Delta y} C_S \quad (9)$$

Ahora bien, reemplazando en la ecuación (5) los valores obtenidos en el término difusivo de las ecuaciones ((6)) y ((7)) y en el término convectivo las ecuaciones ((8)) y ((9)), tenemos la siguiente expresión:

$$\frac{\partial(\phi C)}{\partial t} = \left[\left(\phi D_e \frac{(C_E - C_P)}{\Delta x} \right) - \left(\phi D_w \frac{(C_P - C_W)}{\Delta x} \right) + \left(\phi D_n \frac{(C_N - C_P)}{\Delta y} \right) - \left(\phi D_s \frac{(C_P - C_S)}{\Delta y} \right) \right] - \left[\frac{u}{\Delta x} C_P - \frac{u}{\Delta x} C_W + \frac{v}{\Delta y} C_P - \frac{v}{\Delta y} C_S \right] + R \quad (10)$$

Con el fin de simplificar la expresión de la ecuación (10) se definieron las variables F y D, donde la primera representa el flujo de masa convectiva por unidad de área, mientras que la segunda se refiere a la conductancia de difusión.

$$D_e = \frac{\phi_e D}{\Delta x}, D_w = \frac{\phi_w D}{\Delta x}, D_n = \frac{\phi_n D}{\Delta y}, D_s = \frac{\phi_s D}{\Delta y} \quad (11)$$

$$F_e = \frac{u}{\partial x}, F_w = \frac{u}{\partial x}, F_n = \frac{v}{\partial y}, F_s = \frac{v}{\partial y} \quad (12)$$

También se definió la variable β , la cual relaciona la porosidad con el cambio en el tiempo.

$$\frac{\partial(\phi C)}{\partial t} \rightarrow \frac{\partial}{\partial t} = \beta(\partial C) \quad (13)$$

$$\frac{\partial(\phi C)}{\partial t} = \beta(C_P - C^0)$$

donde C^0 corresponde a la concentración inicial de cada catión (condiciones iniciales).

Adicionalmente, para el término convectivo, se debe resaltar que el flujo debe satisfacer la ecuación de continuidad integrada en 2D, por lo tanto tenemos que:

$$\left(\frac{u}{dx} \right)_e - \left(\frac{u}{dx} \right)_w = 0 \quad y \quad \left(\frac{v}{dy} \right)_n - \left(\frac{v}{dy} \right)_s = 0 \quad (14)$$

Reemplazando las variables definidas anteriormente en la ecuación (10) y en la ecuación (14), tenemos que la ecuación integrada de transporte de solutos y de continuidad pueden ser escritas como:

$$\beta C_P - \beta C^0 = [D_e(C_E - C_P) - D_w(C_P - C_W)] + [D_n(C_N - C_P) - D_s(C_P - C_S)] \quad (15)$$

$$- F_e(C_P) + F_w(C_W) - F_n(C_P) + F_s(C_S) + R$$

$$F_e - F_w = 0, \quad F_n - F_s = 0 \quad (16)$$

Resolviendo la ecuación (15), dejando de lado izquierdo de la igualdad los términos que multiplican a C_P , la cual corresponde a la concentración que queremos hallar e integrando la ecuación de continuidad (16), obtenemos:

$$[\beta + (D_e) + (D_w + F_w) + (F_e - F_w) + (D_n) + (D_s + F_s) + (F_n - F_s)]C_P \quad (17)$$

$$= (D_e)C_E + (D_w + F_w)C_W + (D_n)C_N + (D_s + F_s)C_S + \beta C^0 + R$$

Con respecto a las demás regiones en las cuales se discretizó la ecuación, las cuales difieren de acuerdo con sus condiciones de fronteras, es importante considerar la distancia entre nodos, dado que del nodo P a las fronteras EF, WF, NF Y SF (Figura 6) la distancia en x y y corresponderá a $\frac{\Delta x}{2}$ o $\frac{\Delta y}{2}$, según sea el caso.

Por ejemplo, en la Figura 9 se muestra que la distancia del nodo P a la frontera sur (SF) será $\frac{\Delta y}{2}$, y esto debe considerarse cuando se realiza la aproximación lineal del término difusivo (ecuaciones (6) y (7)). De esta manera, se presentan en la Tabla 8 las ecuaciones discretizadas con base en el esquema "up-wind" para las 9 regiones consideradas.

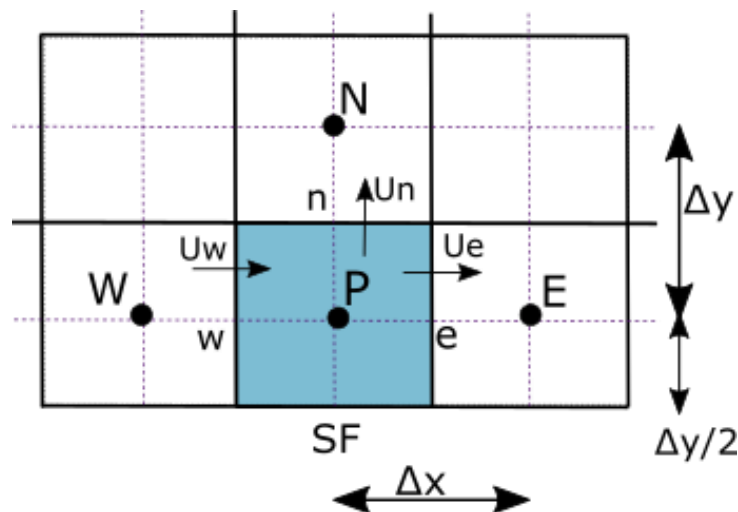


Figura 9. Diagrama para un volumen de control (VC) en contacto con la frontera sur (SF). Se puede evidenciar que en este esquema no se tiene el nodo S y que la distancia de P a SF en y corresponde a $\frac{\Delta y}{2}$.

Tabla 8. Ecuaciones de transporte de solutos discretizadas por el método de volumen finito (MVF) para las nueve regiones consideradas (Figura 6).

REGIÓN	ECUACIÓN
1 (Ec. 18)	$[\beta + (D_e + F_e) + (2D_{wf}) + (D_n + F_n) + (2D_{sf})]C_P$ $= D_e C_e + (2D_{wf} + F_{wf})C_{wf} + D_n C_n + (2D_{sf} + F_{sf})C_{sf} + \beta C^0 + R$
2 (Ec. 19)	$[\beta + (D_e + F_e) + (D_w) + (D_n + F_n) + (2D_{sf})]C_P$ $= D_e C_e + (D_w + F_w)C_w + D_n C_n + (2D_{sf} + F_{sf})C_{sf} + \beta C^0 + R$
3 (Ec. 20)	$[\beta + (2D_{ef} + F_{ef}) + (D_w) + (D_n + F_n) + (2D_{sf})]C_P$ $= 2D_{ef}C_{ef} + (D_w + F_w)C_w + D_n C_n + (2D_{sf} + F_{sf})C_{sf} + \beta C^0 + R$
4 (Ec. 21)	$[\beta + (D_e + F_e) + (2D_{wf}) + (D_n + F_n) + (D_s)]C_P$ $= D_e C_e + (2D_{wf} + F_{wf})C_{wf} + D_n C_n + (D_s + F_s)C_s + \beta C^0 + R$
5 (Ec. 22)	$[\beta + (D_e) + (D_w + F_w) + (F_e - F_w) + (D_n) + (D_s + F_s) + (F_n - F_s)]C_P$ $= D_e C_e + (D_w + F_w)C_w + D_n C_n + (D_s + F_s)C_s + \beta C^0 + R$
6 (Ec. 23)	$[\beta + (2D_{ef} + F_{ef}) + (D_w) + (D_n + F_n) + (D_s)]C_P$ $= 2D_{ef}C_{ef} + (D_w + F_w)C_w + D_n C_n + (D_s + F_s)C_s + \beta C^0 + R$
7 (Ec. 24)	$[\beta + (D_e + F_e) + (2D_{wf}) + (2D_{nf} + F_{nf}) + (D_s)]C_P$ $= D_e C_e + (2D_{wf} + F_{wf})C_{wf} + 2D_{nf}C_{nf} + (D_s + F_s)C_s + \beta C^0 + R$
8 (Ec. 25)	$[\beta + (D_e + F_e) + (D_w) + (2D_{nf} + F_{nf}) + (D_s)]C_P$ $= D_e C_e + (D_w + F_w)C_w + 2D_{nf}C_{nf} + (D_s + F_s)C_s + \beta C^0 + R$
9 (Ec. 26)	$[\beta + (2D_{ef} + F_{ef}) + (D_w) + (2D_{nf} + F_{nf}) + (D_s)]C_P$ $= 2D_{ef}C_{ef} + (D_w + F_w)C_w + 2D_{nf}C_{nf} + (D_s + F_s)C_s + \beta C^0 + R$

3.3.2 Ecuación de transferencia de calor

Para generar el campo de temperaturas apropiado para el desarrollo de la ecuación de transporte de solutos, se discretizó la ecuación de transferencia de calor conductivo-convectivo (ecuación (27)) igualmente mediante el método de volumen finito (MVF).

$$\delta C_p^T \phi \frac{(\partial T)}{\partial t} = \left[kA \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + kA \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right] - \left[\phi \delta C_p u A \frac{\partial T}{\partial x} + \phi \delta C_p u A \frac{\partial T}{\partial y} \right] + R \quad (27)$$

donde δ corresponde a la densidad (Kg m^{-3}), C_p^T es la capacidad calorífica ($\text{J Kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), ϕ corresponde a la porosidad, T es la temperatura ($^\circ\text{C}$), t es el tiempo (s), k es la conductividad del material ($\text{W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), A es el área (m^2), u la velocidad de flujo (m s^{-1}) y R es la fuente que en el presente estudio, representa el flujo de calor (W m^{-2}).

De acuerdo con la columna estratigráfica que se muestra en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** del CGLTV, se realizó una base de datos con las propiedades de las rocas de cada unidad (Tabla 9), con el fin de resolver la ecuación de transferencia de calor en todo el dominio considerado.

Tabla 9. Propiedades térmicas de las rocas presentes en el campo geotérmico las Tres Vírgenes a partir de la litología mostrada en la Figura 4.

Unidad	Litología	(δ) (Kg/m^3)	(C_p^T) (J/Kg K)	(k) (W/mK)	Espesor
Aluvión	Dacita, andesita y riolita	2400	1020	1.68	100
Complejo Volcánico Tres Vírgenes	Unidades volcánicas: domos dacíticos y flujos de lavas, depósitos de bloques y ceniza.	2010	840	1.65	150
Formación Santa Lucia	Andesita	2360	1151	1.87	300
	Basaltos	3100	840	2.8	100
Grupo Comondú	Tobas	2360	840	1.4	250
	Areniscas	2800	920	1.68	250
Basamento	Granodiorita	2761	950	3.2	1650

Con base en esta información, se discretizó la ecuación (27) de acuerdo con el MVF descrito anteriormente. Para ello, se definieron las variables F (término convectivo: flujo de masa) y D (término conductivo o difusión) como en el caso del transporte de solutos, y adicionalmente, se definió la variable ω (variable transitoria) para el término a la izquierda de la igualdad:

$$\delta C_p^T \phi \frac{(\partial T)}{\partial t} \rightarrow \frac{\delta C_p^T \phi}{\partial t} = \omega(\partial T)$$

$$\delta C_p^T \phi \frac{(\partial T)}{\partial t} = \omega(T_p - T^0) \quad (28)$$

donde T^0 corresponde a la temperatura del campo inicial y de frontera en el dominio.

A continuación, se presenta la Tabla 10 con las ecuaciones discretizadas para obtener el campo de temperaturas del modelo.

Tabla 10. Ecuaciones de transferencia de calor discretizadas por el método de volumen finito (MVF) para las nueve regiones consideradas.

REGIÓN	ECUACIÓN
--------	----------

1 (Ec. 29)	$\begin{aligned} & [\omega + (D_e + F_e) + (2D_{wf}) + (D_n + F_n) + (2D_{sf})]T_P \\ & = D_e T_e + (2D_{wf} + F_{wf})T_{wf} + D_n T_n + (2D_{sf} + F_{sf})T_{sf} + \omega T^0 + R \end{aligned}$
2 (Ec. 30)	$\begin{aligned} & [\omega + (D_e + F_e) + (D_w) + (D_n + F_n) + (2D_{sf})]T_P \\ & = D_e T_e + (D_w + F_w)T_w + D_n T_n + (2D_{sf} + F_{sf})T_{sf} + \omega T^0 + R \end{aligned}$
3 (Ec. 31)	$\begin{aligned} & [\omega + (2D_{ef} + F_{ef}) + (D_w) + (D_n + F_n) + (2D_{sf})]T_P \\ & = 2D_{ef} T_{ef} + (D_w + F_w)T_w + D_n T_n + (2D_{sf} + F_{sf})T_{sf} + \omega T^0 + R \end{aligned}$
4 (Ec. 32)	$\begin{aligned} & [\omega + (D_e + F_e) + (2D_{wf}) + (D_n + F_n) + (D_s)]T_P \\ & = D_e T_e + (2D_{wf} + F_{wf})T_{wf} + D_n T_n + (D_s + F_s)T_s + \omega T^0 + R \end{aligned}$
5 (Ec. 33)	$\begin{aligned} & [\omega + (D_e) + (D_w + F_w) + (F_e - F_w) + (D_n) + (D_s + F_s) + (F_n - F_s)]T_P \\ & = D_e T_e + (D_w + F_w)T_w + D_n T_n + (D_s + F_s)T_s + \omega T^0 + R \end{aligned}$
6 (Ec. 34)	$\begin{aligned} & [\omega + (2D_{ef} + F_{ef}) + (D_w) + (D_n + F_n) + (D_s)]T_P \\ & = 2D_{ef} T_{ef} + (D_w + F_w)T_w + D_n T_n + (D_s + F_s)T_s + \omega T^0 + R \end{aligned}$
7 (Ec. 35)	$\begin{aligned} & [\omega + (D_e + F_e) + (2D_{wf}) + (2D_{nf} + F_{nf}) + (D_s)]T_P \\ & = D_e T_e + (2D_{wf} + F_{wf})T_{wf} + 2D_{nf} T_{nf} + (D_s + F_s)T_s + \omega T^0 + R \end{aligned}$
8 (Ec. 36)	$\begin{aligned} & [\omega + (D_e + F_e) + (D_w) + (2D_{nf} + F_{nf}) + (D_s)]T_P \\ & = D_e T_e + (D_w + F_w)T_w + 2D_{nf} T_{nf} + (D_s + F_s)T_s + \omega T^0 + R \end{aligned}$
9 (Ec. 37)	$\begin{aligned} & [\omega + (2D_{ef} + F_{ef}) + (D_w) + (2D_{nf} + F_{nf}) + (D_s)]T_P \\ & = 2D_{ef} T_{ef} + (D_w + F_w)T_w + 2D_{nf} T_{nf} + (D_s + F_s)T_s + \omega T^0 + R \end{aligned}$

3.4 Solución del sistema de ecuaciones (TDMA)

Una vez discretizadas las ecuaciones de transporte de solutos y transferencia de calor, la solución de estas puede ser obtenida a partir del método de eliminación gaussiana, utilizando el algoritmo de Thomas (por Llewellyn Thomas) o TDMA (algoritmo de matriz tridimensional), el cual permite resolver matrices tridiagonales de forma eficiente (Patankar, 2018). Para ello, fue necesario definir los coeficientes a , b , c y d como se muestra en la Figura 10, donde a corresponde a todo lo que acompaña el término que queremos

hallar (C_p), b corresponde a los términos que se encuentran al este (E), c a los términos al oeste (W) y d agrupa los términos norte y sur, la concentración inicial y el término fuente (R).

$$\begin{array}{c}
 \underbrace{[\alpha + (D_e) + (D_w + F_w) + (F_e - F_w) + (D_n) + (D_s + F_s) + (F_n - F_s)]C_p}_{a} = \underbrace{(D_e)C_E}_{b} \\
 \underbrace{+(D_w + F_w)C_W}_{c} + \underbrace{(D_n)C_N + (D_s + F_s)C_S + \alpha C^0 + R}_{d}
 \end{array}$$

Figura 10. Coeficientes a, b, c y d definidos para el algoritmo TDMA.

Por tanto, la ecuación discretizada puede ser escrita en término de:

$$a_i C_i = b_i C_{i+1} + c_i T_{i-1} + d_i \quad (38)$$

con $i=1,2,3 \dots N$, donde N denota los nodos finales o frontera y C representa la variable que queremos encontrar, **es decir**, concentración para el caso de la ecuación de transporte de solutos y temperatura para la ecuación de transferencia de calor. Sin embargo se debe tener cuidado especial en las fronteras, dado que los coeficientes serán $C_1=0$ y $b_N=0$, respectivamente, por lo cual las variables T_0 y T_{N+1} corresponden a valores de frontera (condiciones de tipo Dirichlet o de primer tipo). Entonces, la esencia del TDMA se basa en el proceso de la “sustitución hacia atrás”, es decir que el valor de T_{N-1} será obtenido a partir de T_N , T_{N-2} a partir de T_{N-1} y así sucesivamente (Patankar, 2018). Para realizar el proceso de sustitución, tenemos la siguiente relación:

$$C_i = P_i C_{i+1} + Q_i \quad (39)$$

De acuerdo con el sentido en el que se sustituye en el TDMA, la ecuación (39) se puede escribir como

$$C_{i-1} = P_{i-1} C_i + Q_{i-1} \quad (40)$$

y sustituyendo la ecuación (40) en la ecuación (38), tendremos que:

$$a_i c_i = b_i c_{i+1} + c_i (P_{i-1} c_i + Q_{i-1}) + d_i \quad (41)$$

donde los coeficientes P_i y Q_i están dados por:

$$P_i = \frac{b_i}{a_i - c_i P_{i-1}} \quad (42)$$

$$Q_i = \frac{d_i + c_i Q_{i-1}}{a_i - c_i P_{i-1}} \quad (43)$$

Capítulo 4. Resultados y Discusión

4.1 Modelo conceptual

Con el fin de integrar la información del CGLTV con la metodología implementada para discretizar las ecuaciones de transporte de solutos y transferencia de calor, se creó el modelo conceptual de la Figura 11 en donde se puede observar: a) el área total del campo geotérmico, representada por un polígono de color amarillo y la distribución de los pozos en el campo, además se trazó el perfil A-A', construido a partir de la información litológica recopilada de Viggiano-Guerra et al. (2009) y Verma et al. (2006). En el modelo conceptual se resalta el área o dominio total del modelo delimitado con una línea negra punteada, así como el área del yacimiento representado por una cuadrícula y se observa la ubicación de los pozos que se encuentran sobre el perfil trazado, pero es conveniente enfatizar que los pozos LV-1, LV-5 y LV-7 no se encuentran sobre el perfil y fueron proyectados en este con el fin de validar los resultados para estos pozos. b) La malla de discretización del espacio fluido con las nueve regiones consideradas y el diagrama de volumen de control, con sus respectivos puntos nodales y fronteras.

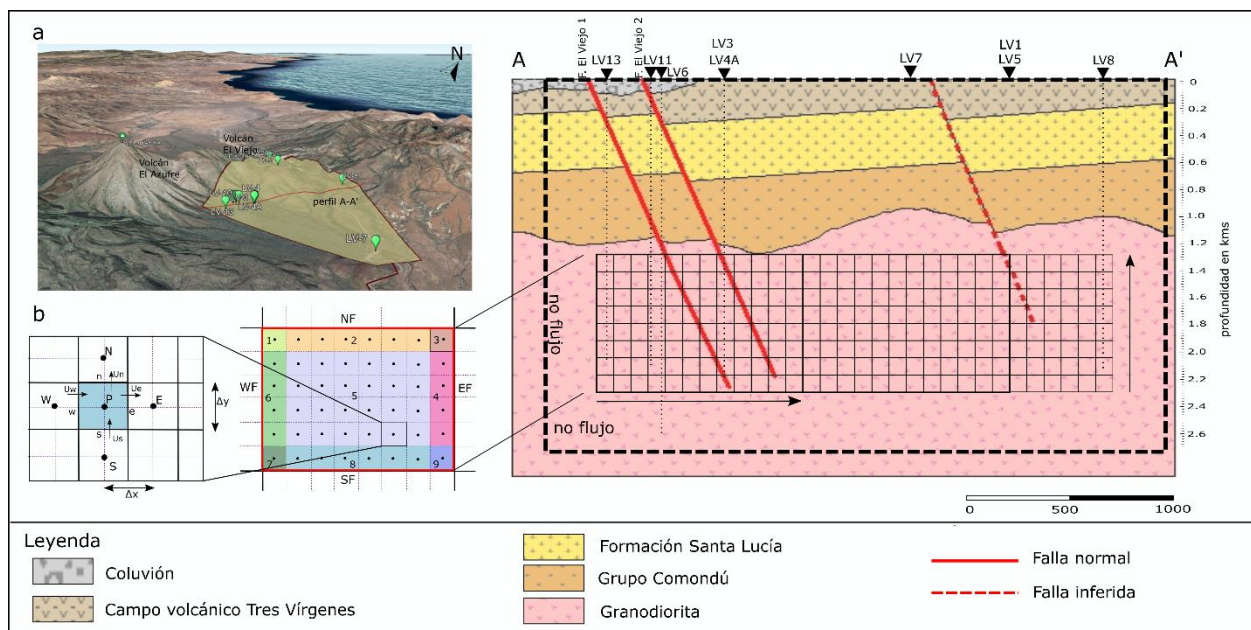


Figura 11. Modelo conceptual del campo geotérmico Las Tres Vírgenes. a) Se observan los volcanes El Azufre y El Viejo, así como el área que comprende el CGLTV y el perfil A-A', el cual se presenta en la parte derecha de la imagen con la litología presente y los pozos proyectados sobre el perfil. b) Se detalla la malla de discretización utilizada en el método de volumen finito (MVF) o volumen de control (MVC).

4.2 Condiciones iniciales y de frontera

Las condiciones iniciales y de frontera con respecto al modelado térmico se analizaron a partir de la información recopilada de la base de datos. El gradiente geotérmico se calculó con base en los registros de temperatura de los pozos LTV-1, LTV-3, LTV-4, LTV-5, LTV-7 y LTV-8 (Tabla 5), mientras que las dimensiones tanto del dominio total como del yacimiento, el flujo de calor, tiempo total de simulación y los pasos de tiempo para la modelación se definieron con base en pruebas realizadas en el código desarrollado en FORTRAN y se presentan en la Tabla 11.

Tabla 11. Condiciones iniciales y de frontera utilizadas en el desarrollo del modelado de transporte de solutos.

CONDICIONES INICIALES Y DE FRONTERA	VALOR
Flujo de calor (q)	0.05 W m ⁻²
Gradiente geotérmico $\left(\frac{\partial T_1}{\partial y_1, z_1}\right)_{\text{sup} - \text{base_yac}}$ [0 -2000 m]	140 °C km ⁻¹
Gradiente geotérmico $\left(\frac{\partial T_2}{\partial y_2, z_2}\right)_{\text{base_yac} - \text{base_modelo}}$ [2000 m – 3000 m]	80, 90 y 100 °C km ⁻¹
Temperatura de superficie (T)	30 °C
Dimensiones del dominio total (x-y)	3000 m en la horizontal (x) 2800 m en la vertical (y)
Dimensiones del yacimiento (x-y)	2500 m en la horizontal (x) 1000 m en la vertical (y)
Tiempo total de modelación (t)	200 años
Intervalos de tiempo de la modelación (Δt)	0.5 años

4.2.1 Constante de equilibrio Q/K

Las ecuaciones de las constantes de equilibrio Q/K para la albita y la microclina se obtuvieron a partir de regresiones lineales con los datos reportados por Steefel & Lasaga (1994). Dado que los datos presentan una gran dispersión se obtuvieron dos ecuaciones de la constante Q/K para cada mineral. En este sentido, se realizaron dos regresiones lineales (Figura 12). La primera corresponde a una regresión de segundo orden para los valores comprendidos de temperatura entre 0 y 150 °C y la segunda es una regresión de primer orden, con los valores de temperatura entre 150 y 300 °C. Ambas ecuaciones fueron programadas en el código para el transporte de solutos.

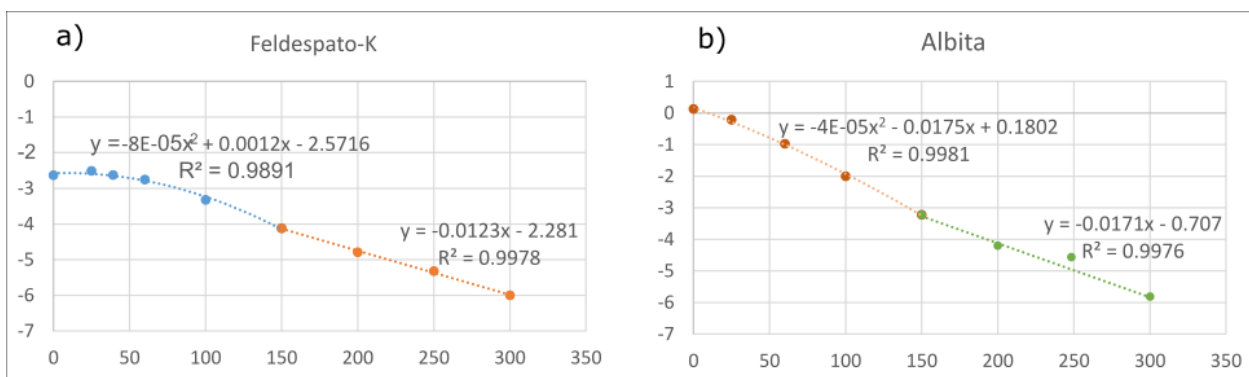


Figura 12. Gráfica de la constante de equilibrio Q/K para la microclina (a) y la albita (b) de acuerdo con los datos reportados por Steefel & Lasaga (1994). Se presentan las ecuaciones y coeficientes de correlación obtenidos a partir de las regresiones lineales realizadas para cada mineral.

4.3 Estructura del programa

La estructura del código numérico desarrollado en FORTRAN para resolver la ecuación de transporte de solutos se presenta en la Figura 13, en la cual se indica el orden en que fueron desarrollados y acoplados el campo de velocidades, el campo de temperaturas y la discretización de la ecuación de transporte de solutos. En el inicio del programa son definidas las dimensiones de la malla, las condiciones iniciales y de frontera, las propiedades termofísicas y termodinámicas de los materiales (roca) y del fluido (agua), el tiempo de simulación y los intervalos (o pasos) de tiempo de la simulación. Posteriormente se integra el campo de velocidades sintético desarrollado en un código aparte y se termina de alimentar el programa con la información tanto de los minerales de alteración hidrotermal presentes en el yacimiento como de las concentraciones de los cationes presentes en el agua geotérmica.

El diagrama de flujo muestra el punto en el que empiezan las iteraciones y el momento a partir del cual se resuelve la ecuación de transferencia de calor y transporte de solutos en 2D (solución numérica del sistema de ecuaciones discretizadas) y para ello, el código numérico también resuelve o estima las densidades, fuerzas convectivas, coeficientes de difusión y constantes de equilibrio en cada volumen de control (VC). Este proceso es iterativo, por lo que se repite hasta que el error de convergencia se cumple (1.0×10^{-6}) y se modela el siguiente paso de tiempo ($t + \Delta t$). Al final se obtienen los archivos de salida, correspondientes a las concentraciones de los cuatro cationes considerados (Na, K, Ca y Mg) para cada volumen de control de la malla numérica.

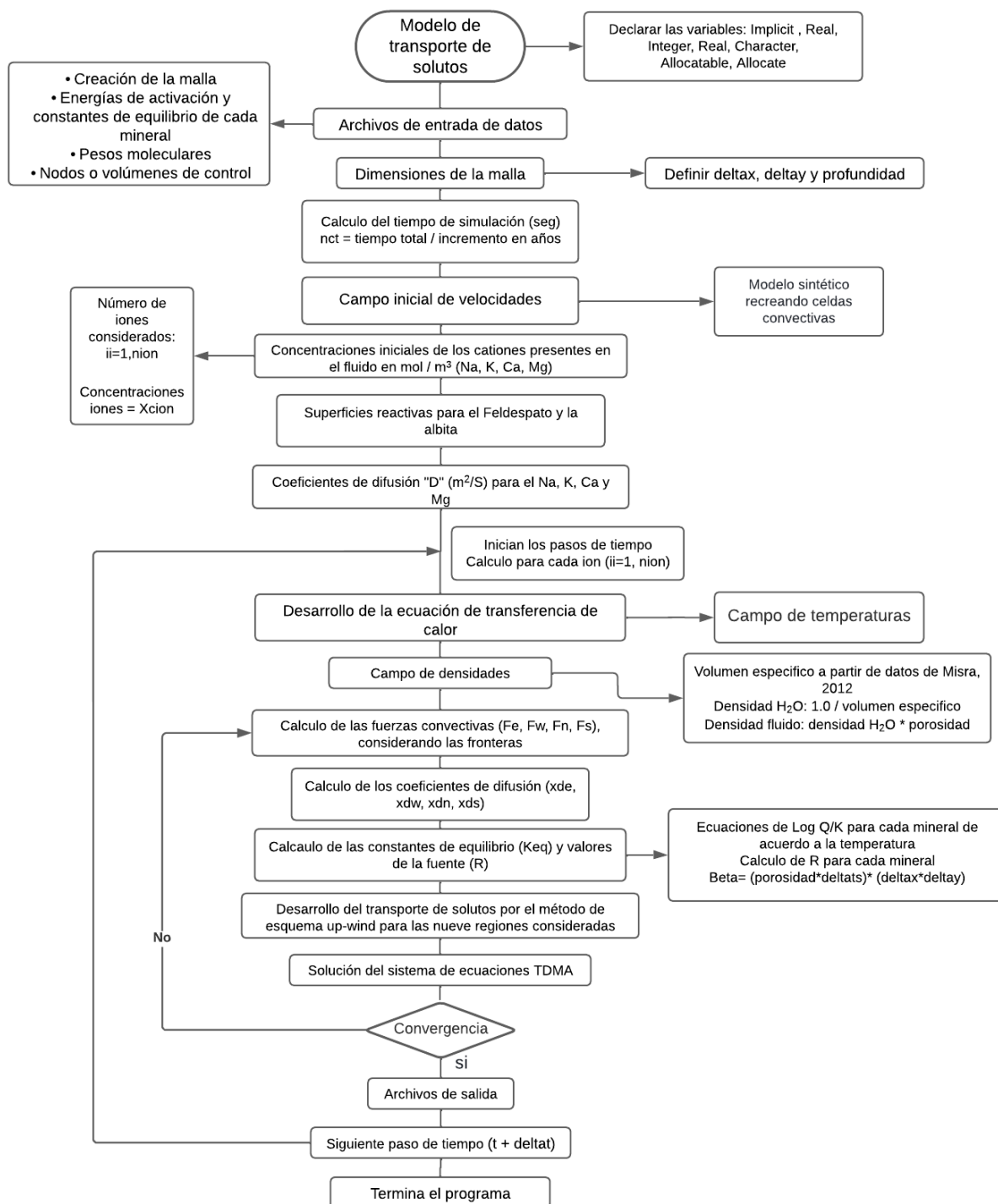


Figura 13. Diagrama de flujo donde se muestra la estructura del programa desarrollado en FORTRAN para el modelado numérico de la ecuación del transporte de solutos advectivo-difusivo en 2D.

4.4 Perfiles de temperatura en pozos del CGLTV

A partir de los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 Y LV-8 tomados de Verma et al. 2006 (Tabla 5) se realizaron los perfiles de temperatura de la Figura 14. En los primeros metros de profundidad se observa que los datos presentan una pendiente pronunciada, lo que resulta concordante con el gradiente geotérmico propuesto de 140 °C. El área de interés correspondiente al reservorio geotérmico empieza a los 1000 m de profundidad y abarca un espesor de 1 km, el cual se delimitó con una línea continua de color marrón. Las temperaturas que se reportan para el yacimiento se encuentran en un rango entre 210° y 270 °C. Estos perfiles se utilizaron para validar los resultados de los modelos térmicos obtenidos a partir del desarrollo de la ecuación de transferencia de calor.

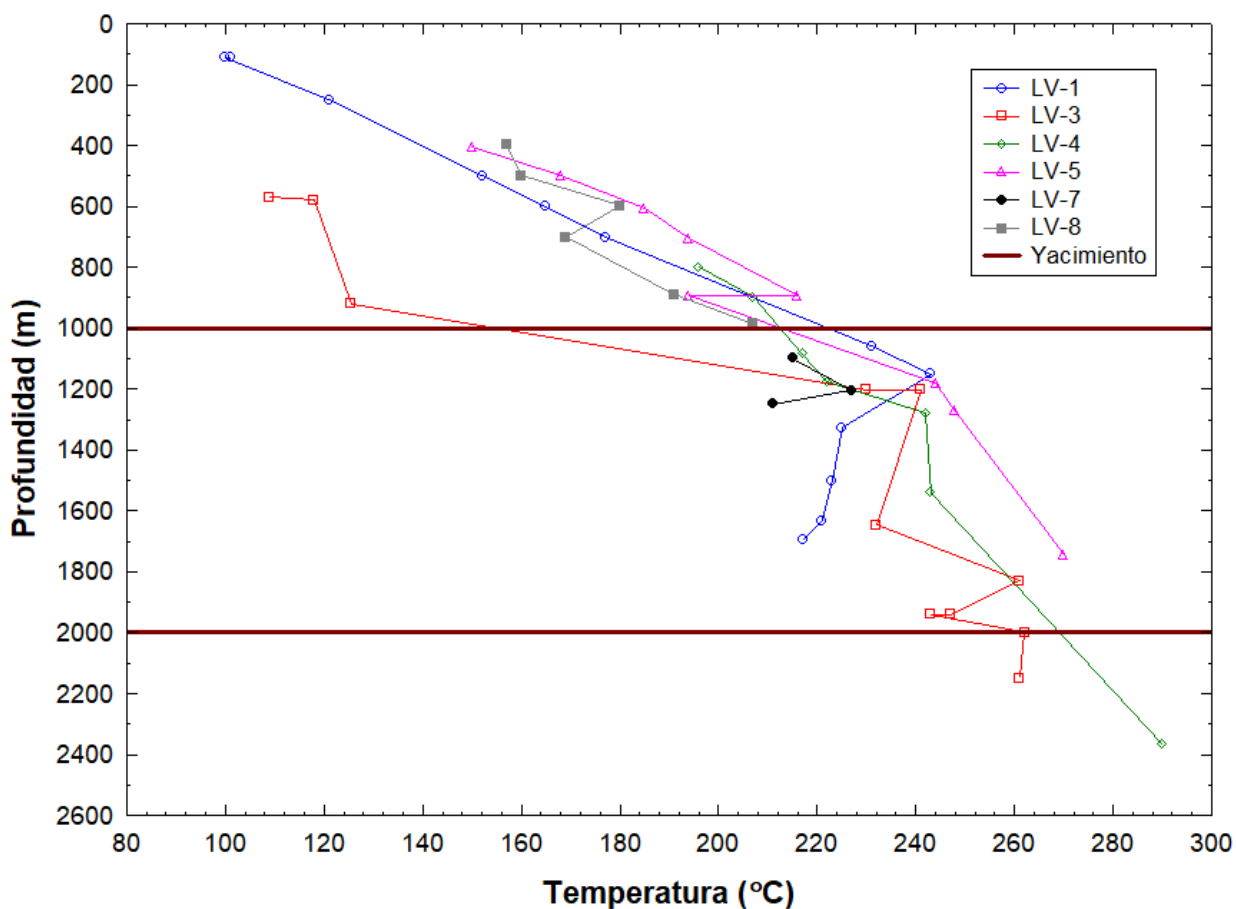


Figura 14. Perfiles de temperatura para los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 Y LV-8. El espesor del yacimiento se delimita con las líneas color marrón entre los 1000 y 2000 m de profundidad, en este intervalo las temperaturas se encuentran entre 210° y 270 °C. Además, en los primeros 1000 m de profundidad se puede observar la pendiente pronunciada de los datos, correspondiente con el gradiente geotérmico.

4.4.1 Campo de velocidades

Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la **¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.** se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12. Características de los modelos de los campos de velocidad desarrollados para la transferencia de calor y el transporte de solutos.

Modelo	Longitud vertical	Longitud horizontal	Celdas convectivas	ordenes de magnitud (m s^{-1})
1. Yacimiento corto	1000 m	1000 m	1 celda	10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12}
2. Yacimiento corto	1000 m	1000 m	2 celdas	10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12}
3. Yacimiento extendido	1000 m	2500 m	5 celdas	10^{-8} , 10^{-10} , 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14}

En la Figura 15 se grafican los campos de velocidades desarrollados en los cuales: a) corresponde al Modelo 1 de una sola celda, b) corresponde al Modelo 2 con dos celdas convectivas, dado que se mantiene la misma distancia horizontal de 1000 m, cada celda tiene una longitud de 500 m y, c) corresponde al Modelo 3 con 5 celdas convectivas, donde cada celda tiene una longitud de 500 m en el eje x.

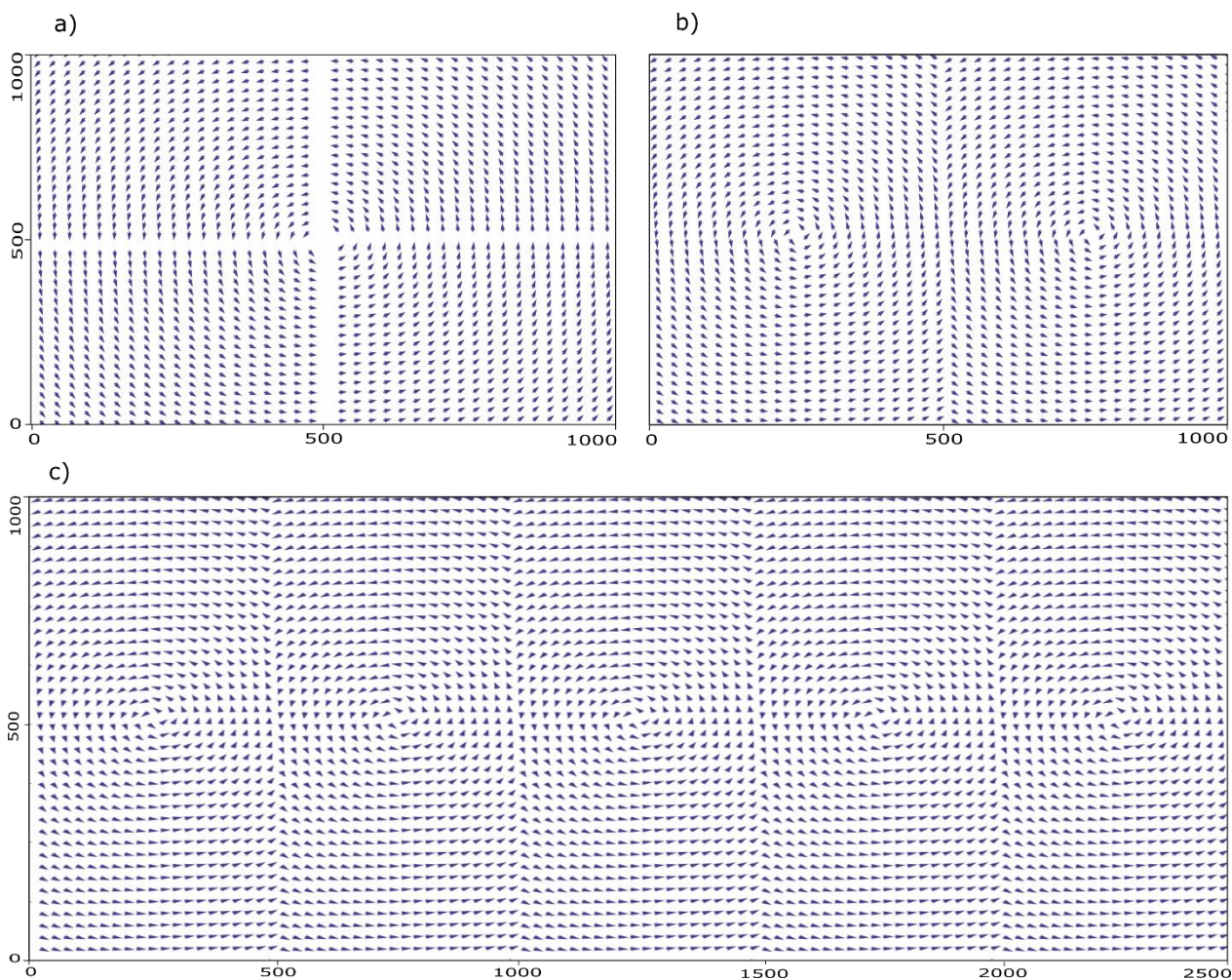


Figura 15. Campos de velocidades desarrollados. a) Modelo 1 de yacimiento corto con una sola celda convectiva. b) Modelo 2 de yacimiento corto con dos celdas convectivas. c) Modelo 3 de yacimiento extendido con cinco celdas convectivas.

4.4.2 Validación del código numérico: análisis de sensibilidad

Uno de los objetivos de este trabajo fue estimar el campo de temperaturas convectivo–conduccion en 2D en el yacimiento geotérmico y a partir de este, modelar el transporte de solutos. Para ello, cada modelo del campo de velocidades descrito en la Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por

ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la **¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.** se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12 fue usado en el código numérico de transferencia de calor y se obtuvieron diferentes campos de temperatura, los cuales fueron comparados con los perfiles de temperatura de los pozos del CGLTV (Figura 14). En la Figura 16 se grafican los resultados para los modelos 1 y 2 con una y dos celdas convectivas respectivamente; se puede evidenciar que los perfiles de temperatura simulados a partir de las velocidades mayores (orden de magnitud 10^{-8} y 10^{-10} ms^{-1}) se encuentran muy por debajo de las temperaturas registradas en los pozos, en particular las velocidades del orden de 10^{-8} ms^{-1} las cuales muestran una mayor inestabilidad, con valores que llegan hasta 0 °C. Estos resultados de la simulación numérica se atribuyen al efecto de la alta convección en un medio poroso con presencia de alta temperatura y presión. Por otra parte, el campo de velocidades del orden de magnitud 10^{-12} ms^{-1} , tanto para el modelo de una celda como el de dos celdas, presenta una buena correlación con los datos de temperaturas para el área de interés o yacimiento.

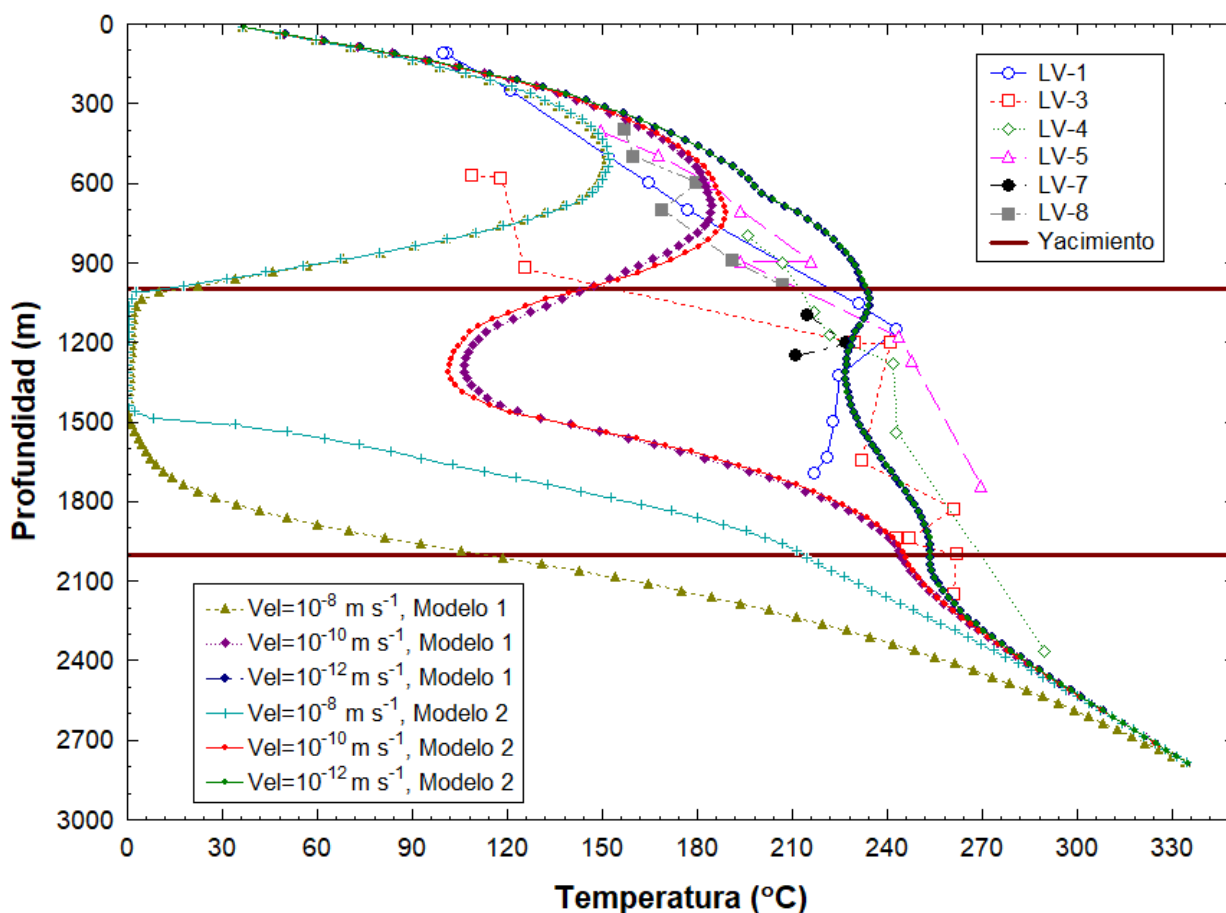


Figura 16. Perfiles de temperatura de los seis pozos del CGLTV y perfiles simulados para los modelos 1 y 2 con una y dos celdas convectivas respectivamente (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la Tabla 12 se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12) y diferentes órdenes de magnitud del campo de velocidades.

La Figura 17 presenta los resultados para el modelo 3 donde se consideraron cinco celdas convectivas. En estos perfiles se confirma que los campos de velocidades mayores (orden de magnitud de 10^{-8} y 10^{-10}) tienen una dispersión muy grande con respecto a los datos registrados de los pozos, con un comportamiento similar al observado en los modelos 1 y 2. El campo de velocidades de orden de magnitud 10^{-12} ms^{-1} muestra un buen ajuste con los datos reportados.

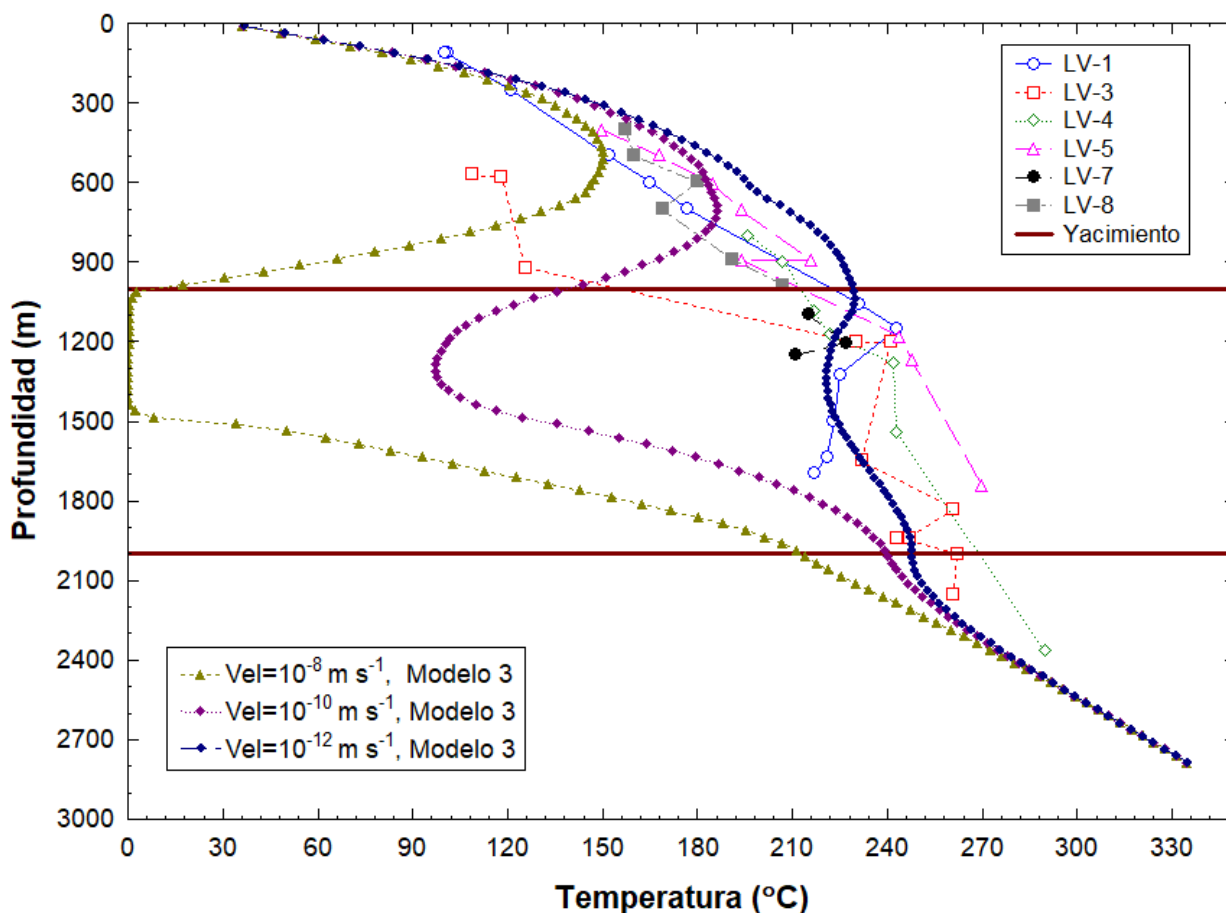


Figura 17. Perfiles de temperatura de los seis pozos del CGLTV y perfiles de temperatura simulados para el modelo 3 con cinco celdas convectivas (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} m s^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} m s^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la *¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.* se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12) y diferentes órdenes de magnitud del campo de velocidades (10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} m s^{-1}).

De acuerdo con la Figura 16 y Figura 17, se descartaron los modelos con órdenes de magnitud mayores (10^{-8} y 10^{-10} m s^{-1}) dado que subestimaron los valores reportados en la literatura y no presentan un buen ajuste con los perfiles de temperatura. Por tanto, se realizaron nuevas pruebas con campos de velocidad de órdenes de magnitud de 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} respectivamente, considerando sólo el modelo 3

correspondiente a un yacimiento extendido (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la **¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.** se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12). Para estos nuevos modelos, se consideró el gradiente de temperatura inicial $\frac{\partial T_1}{\partial y_1} = 140$ $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ y a partir de la base del yacimiento localizado a 2000 m de profundidad se varió el gradiente de temperatura ($\frac{\partial T_2}{\partial y_2}$) con valores de 80° , 90° y 100 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$, con el fin de relajar o reducir el incremento de la temperatura en esta zona del subsuelo, debido a que con un solo gradiente de 140 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$ para todo el modelo, se obtenían valores simulados de temperatura demasiado altos, los cuales son poco congruentes a profundidades mayores a los 2000 m para la zona de estudio.

Adicionalmente, se compararon los resultados para cada pozo y se determinó el error normalizado entre la temperatura simulada y la temperatura de registro del pozo según la ecuación (44). Cabe resaltar que para validar los resultados con respecto a cada pozo del CGLTV, éstos fueron proyectados en el perfil A-A' que se muestra en la Figura 11. De esta manera, para los pozos LV-3 y LV-4 se pudieron hacer pruebas tanto con el modelo de yacimiento corto como con el extendido y para los pozos LV-1, LV-5, LV-7 Y LV-8 sólo se pudo probar el modelo extendido debido a que solo en este modelo estarían ubicados los pozos.

$$\text{Error } (\%) = \frac{t_{\text{simulada}} - t_{\text{registro}}}{t_{\text{registro}}} \times 100 \quad (44)$$

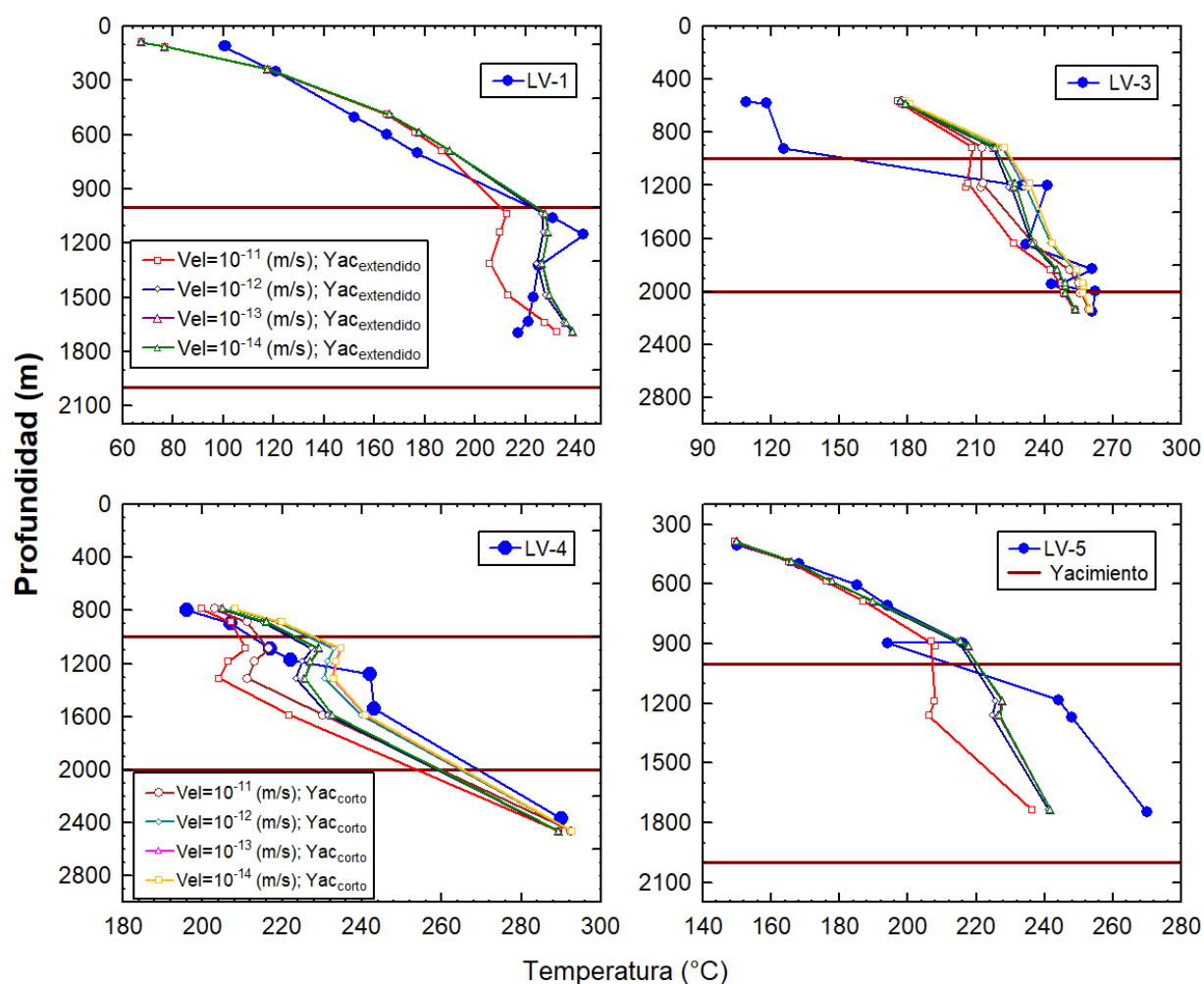


Figura 18. Perfiles de temperatura simulados a partir de los campos de velocidad de 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} ms^{-1} para los pozos LV-1, LV-3, LV-4 y LV-5. Se observa un buen ajuste de los datos simulados con los reportados en el área del yacimiento para los pozos LV-1, LV-3 y LV-4.

En la Figura 18 se muestran los resultados de los perfiles de temperatura simulados vs temperatura de registros de los pozos LV-1, LV-3, LV-4 Y LV-5 considerando velocidades del orden de magnitud 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} ms^{-1} , respectivamente, con $\frac{\partial T_1}{\partial y_1} = 140$ °C y $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ °C. Para validar el código numérico, se realizó un análisis de sensibilidad con los diferentes modelos simulados, los resultados se muestran en los diagramas *Box-plot* (cajas y bigote) de las Figuras 19 a la 22.

La Figura 19 muestra los errores normalizados entre los 12 perfiles de temperaturas simuladas vs las temperaturas de registro del pozo LV-1, considerando el modelo de yacimiento extendido. En general todos los modelos fueron simulados con $\frac{\partial T_1}{\partial y_1} = 140$ °C, y campos de velocidades del orden de magnitud

10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} , variando el gradiente $\left(\frac{\partial T_2}{\partial y_2}\right)$ que va desde la base del yacimiento a 2000 m de profundidad hasta la base del modelo.

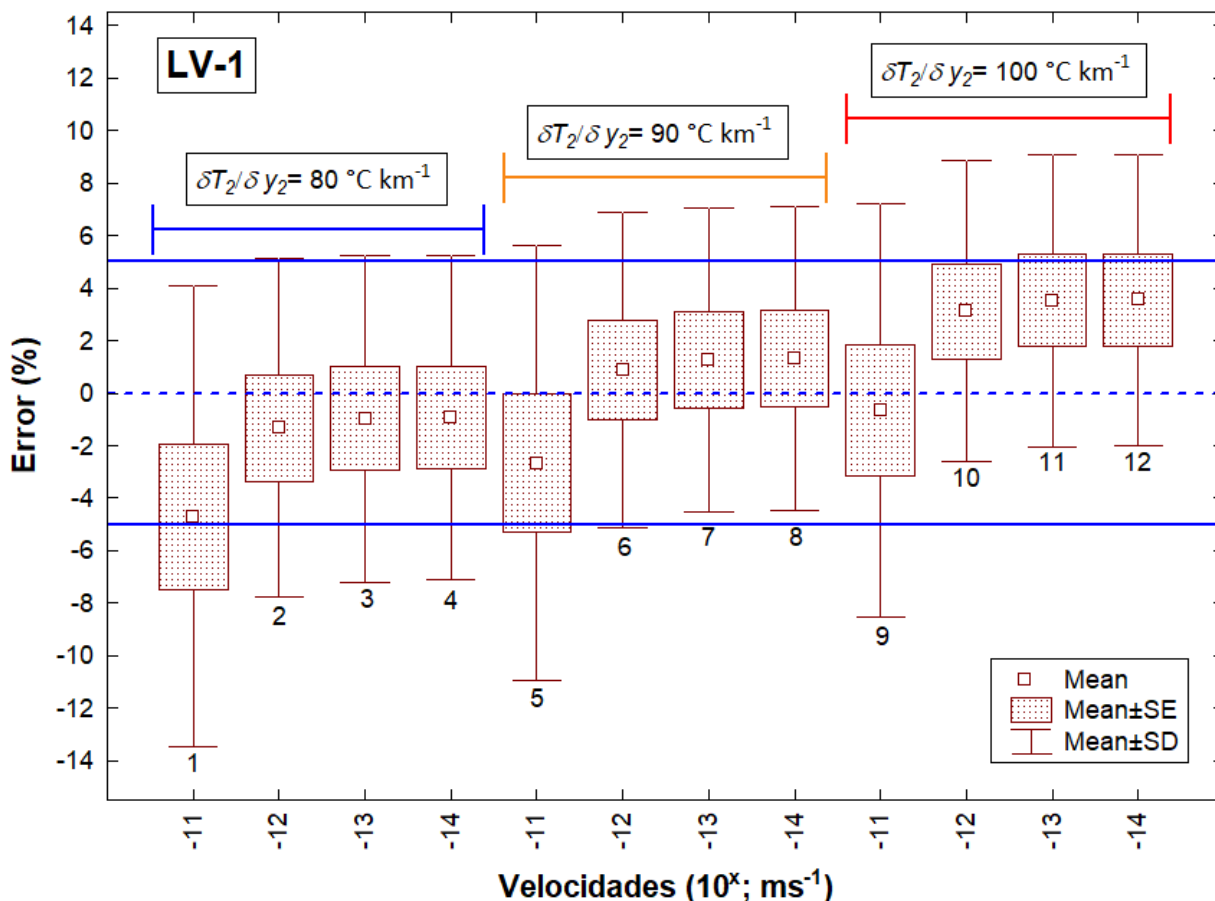


Figura 19. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-1. Las simulaciones se realizaron considerando el yacimiento extendido (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la *¡Error!* La autoreferencia al marcador no es válida. se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12). El valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms^{-1}).

Para los modelos 1 al 4 se consideró $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 80$ °C, obteniendo errores normalizados promedio de -4.70 %, -1.33 %, -0.97 % y -0.93 % respectivamente. Los modelos 5 al 8 corresponden a un valor $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ °C, donde los errores promedio fueron -2.67 %, 0.90 %, 1.28 % y 1.32 %, respectivamente. Finalmente, para los modelos 9 al 12, el valor $\frac{\partial T_2}{\partial y_2}$ fue de 100 °C y los valores de los errores promedio resultantes fueron de -0.66 %, 3.11 %, 3.52 % y 3.56 %, respectivamente. En la Figura 19 se observa que los modelos 1, 5 y 9 con una velocidad de 10^{-11} arrojan los mayores errores normalizados entre -13.47 % y 7.22 % (que corresponde a los valores extremos observados entre los modelos); los modelos 2, 6 y 10 con una velocidad de 10^{-12} presentan errores entre -7.78 % y 8.85 %; los modelos 3, 7 y 11 con una velocidad de 10^{-13} presentan errores entre -7.19 % y 9.07 %. Finalmente para los modelos 4, 8 y 12 con una velocidad de 10^{-14} los errores se encuentran entre -7.13 % y 9.10 %. Con base en estos resultados, se puede afirmar que las velocidades de 10^{-13} y 10^{-14} con un gradiente de $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ °C muestran las mejores estimaciones de las temperaturas de registro para el pozo LV-1.

La Figura 20 muestra los errores normalizados entre perfiles de temperaturas simuladas vs las temperaturas de registro del pozo LV-3 tanto en el yacimiento corto como en el yacimiento extendido. Los parámetros utilizados fueron los mismos del pozo anterior con $\frac{\partial T_1}{\partial y} = 140$ °C y campos de velocidades del orden de magnitud 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} . Para el yacimiento corto, en los modelos 1 al 4 se consideró $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 80$ °C, obteniendo errores normalizados promedio de -5.77 %, -3.31 %, -3.05 % y 3.02 % respectivamente. Para los modelos 5 al 8 con gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ °C los errores promedio resultantes fueron de -3.90 %, -1.31 %, -1.03 % y -1.0 % y para los modelos 9 al 12 con gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ °C, los errores promedio corresponden a -2.03 %, 0.69 %, 0.98 % y 1.01 %. Para este caso, los modelos con una velocidad de 10^{-11} (1, 5 y 9) presentan errores normalizados entre -11.76 % y 3.89 %, para los modelos 2, 6 y 10 con velocidad de 10^{-12} los errores se encuentran entre 7.11 % y 4.36 %, los modelos 3, 7 y 11 con velocidad de 10^{-13} arrojan errores entre -6.69 % y 4.56 % y los modelos 4, 8 y 12 con una velocidad de 10^{-14} registran errores entre -6.65 % y 4.58 %.

Por otra parte, los modelos del lado derecho de la Figura 20 representan las simulaciones para el yacimiento extendido, en donde los perfiles 1 al 4 con valor de $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 80$ °C presentan errores promedio de -9.43 %, -6.98 %, -6.72 % y -6.69 % respectivamente. Los modelos 5 al 8 con gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ °C, tienen errores promedio de -7.24 %, -4.63 %, -4.35 % y -4.32 % y finalmente, para los modelos 9 a 12 con

$\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100 \text{ } ^\circ\text{C}$ los errores promedio resultantes son -5.05 %, -2.29 %, -1.99 % y -1.97 % respectivamente. Adicionalmente, se puede evidenciar que los modelos 1, 5 y 9 correspondientes a una velocidad de 10^{-11} son los modelos que tienen la mayor dispersión de los errores normalizados con valores entre -15.37 % y 0.41 %, los modelos 2, 6 y 10 con una velocidad de 10^{-12} presentan errores entre -10.66 % y 1.15 %, los modelos 3, 7 y 11 con una velocidad de 10^{-13} arrojan errores entre -10.22 % y 1.35 % y finalmente para los modelos 4, 8 y 12 con una velocidad de 10^{-14} los errores se encuentran entre -10.41 % y 1.36 %. De acuerdo con los resultados de los dos yacimientos, para el pozo LV-3 los modelos con velocidades de 10^{-12} y 10^{-13} y gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100 \text{ } ^\circ\text{C}$ son los que tienen las menores dispersiones y por tanto, son los que se ajustaron mejor a las estimaciones de temperatura de los pozos.

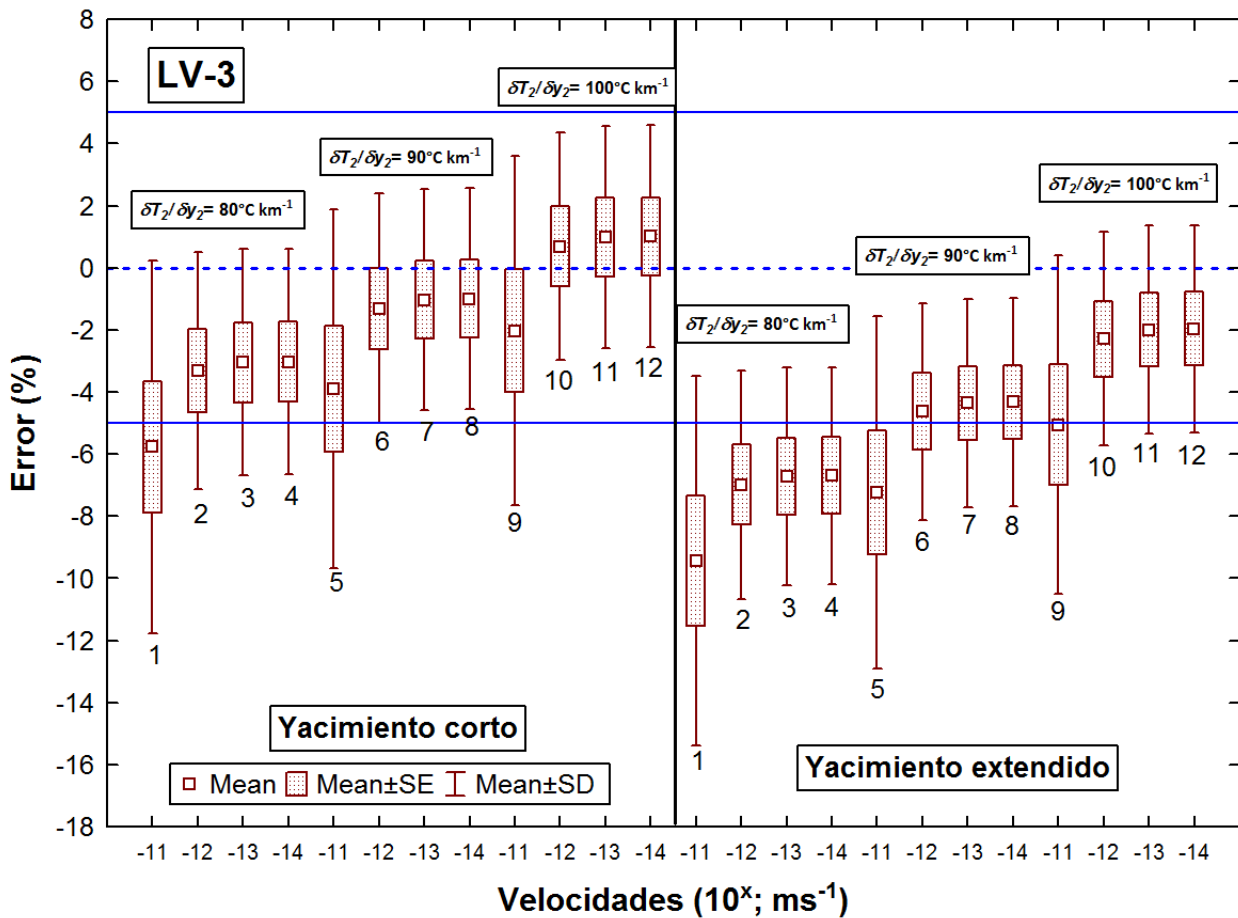


Figura 20. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-3 considerando modelos de yacimiento corto y extendido (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio.

Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la *¡Error! La autoreferencia al marcador no es válida.* se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12). El valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms^{-1}).

Tal como se ilustra con el pozo LV-3, en la Figura 21 se muestran los errores normalizados entre perfiles de temperaturas simuladas vs las temperaturas de registro del pozo LV-4 en el yacimiento corto y el yacimiento extendido, con $\frac{\partial T_1}{\partial y_1} = 140$ $^{\circ}\text{C}$ y campos de velocidades del orden de magnitud 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} . Iniciando de izquierda a derecha con el yacimiento corto, los modelos 1 al 4 consideraron $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 80$ $^{\circ}\text{C}$, obteniendo errores normalizados promedio de -5.91 %, -1.52 %, -1.05 % y -1.01 % respectivamente. Para los modelos 5 al 8 con un valor de $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ $^{\circ}\text{C}$ los errores promedio fueron -4.06 %, 0.54 %, 1.04 % y 1.09 % respectivamente y para los modelos 9 al 12 con gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ $^{\circ}\text{C}$, los errores promedio resultantes fueron -2.22 %, 2.60 %, 3.12 % y 3.17 %. En el gráfico también podemos observar los errores normalizados máximos y mínimos de cada modelo, empezando con los modelos 1, 5 y 9 correspondientes a una velocidad de 10^{-10} y errores entre -16.31 % y 1.56 %, los modelos 2, 6 y 10 con una velocidad de 10^{-11} tienen errores normalizados entre -10.17 % y 5.11 %, los modelos 3, 6 y 11 con velocidad de 10^{-13} presentan un error entre -9.56 % y 5.60 % y finalmente, los modelos 4, 8 y 12 con velocidad de 10^{-14} arrojan errores entre -9.50 % y 5.65 %.

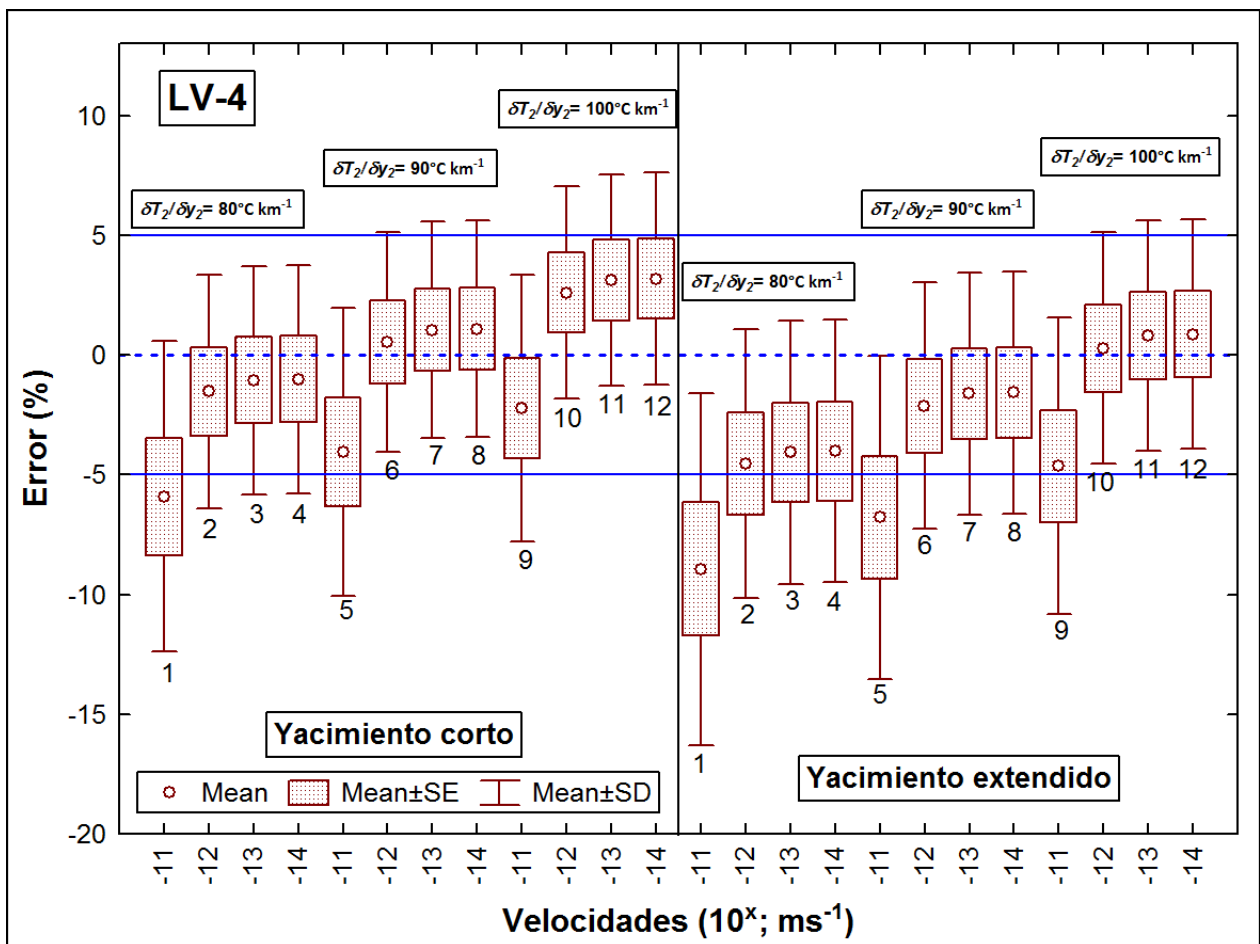


Figura 21. Diagrama *Box-plot* de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-4 considerando modelos de yacimiento corto y extendido (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la *¡Error!* La autoreferencia al marcador no es válida. se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12). El valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms^{-1}).

De la misma forma, con respecto a las simulaciones del yacimiento extendido, los perfiles 1 al 4 con un valor de $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 80$ $^{\circ}\text{C}$ presentan errores promedio de -8.95 %, -4.54 %, -4.07 % y -4.02 % respectivamente.

Los modelos 5 al 8 con gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ $^{\circ}\text{C}$, tienen errores promedio de -6.79 %, -2.13 %, -1.63 % y -1.58 %.

Finalmente, para los modelos 9 a 12 con $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ $^{\circ}\text{C}$ los errores promedio fueron -4.64 %, 0.28 %, 0.81 % y 0.86 % respectivamente. Se puede observar entonces, que los modelos 1, 5 y 9 con una velocidad de

10^{-11} son los que tienen mayores errores normalizados entre -16.30 % y 1.56 %, los modelos 2, 6 y 10 con una velocidad de 10^{-12} presentan errores entre -10.17 % y 5.12 %, los modelos 3, 7 y 11 con una velocidad de 10^{-13} arrojan errores entre -9.56 % y 5.60 % y finalmente para los modelos 4, 8 y 12 con una velocidad de 10^{-14} los errores se encuentran entre -9.50 % y 5.65 %. A partir de estos resultados, se puede concluir que los modelos con velocidades de 10^{-12} y 10^{-13} con un gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ °C son los que reproducen valores de temperatura más cercanos a las temperaturas registradas del pozo LV-4, tal como se observó con el pozo LV-3.

Finalmente, la Figura 22 muestra los errores normalizados entre los perfiles de temperaturas simuladas vs las temperaturas de registro del pozo LV-5 en un yacimiento extendido. Los modelos utilizaron un gradiente $\frac{\partial T_1}{\partial y_1}$ de 140 °C y campos de velocidad del orden de magnitud 10^{-11} , 10^{-12} , 10^{-13} y 10^{-14} , variando igualmente el gradiente de la base del yacimiento al modelo $\left(\frac{\partial T_2}{\partial y_2}\right)$. Para los modelos 1 al 4 con un valor de $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 80$ °C, se obtuvieron errores normalizados promedio de -9.15 %, -6.38 %, -6.09 % y -6.05 % respectivamente. Los modelos 5 al 8 con gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 90$ °C, presentan errores promedio de -7.44 %, -4.52 %, -4.01 % y -4.17 % respectivamente. Finalmente, para los modelos 9 al 12 con un valor de $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ °C, los valores de los errores promedio resultantes fueron de -5.75 %, -2.66 %, -2.33 % y -2.30 % respectivamente. En la Figura 22 se observan los modelos 1, 5 y 9 con una velocidad de 10^{-11} los cuales presentan errores normalizados entre -17.62 % y 1.80 %, los modelos 2, 6 y 10 con una velocidad de 10^{-12} tienen errores entre -13.49 % y 3.77 %, los modelos 3, 7 y 11 con una velocidad de 10^{-13} presentan errores entre -13.08 % y 4.04 % y finalmente para los modelos 4, 8 y 12 con una velocidad de 10^{-14} los errores se encuentran entre -13.05 % y 4.07 %. Por tanto, se puede afirmar que los modelos con velocidades de 10^{-12} y 10^{-13} y gradiente $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100$ °C se ajustan mejor a las estimaciones de temperatura registradas para el pozo LV-5.

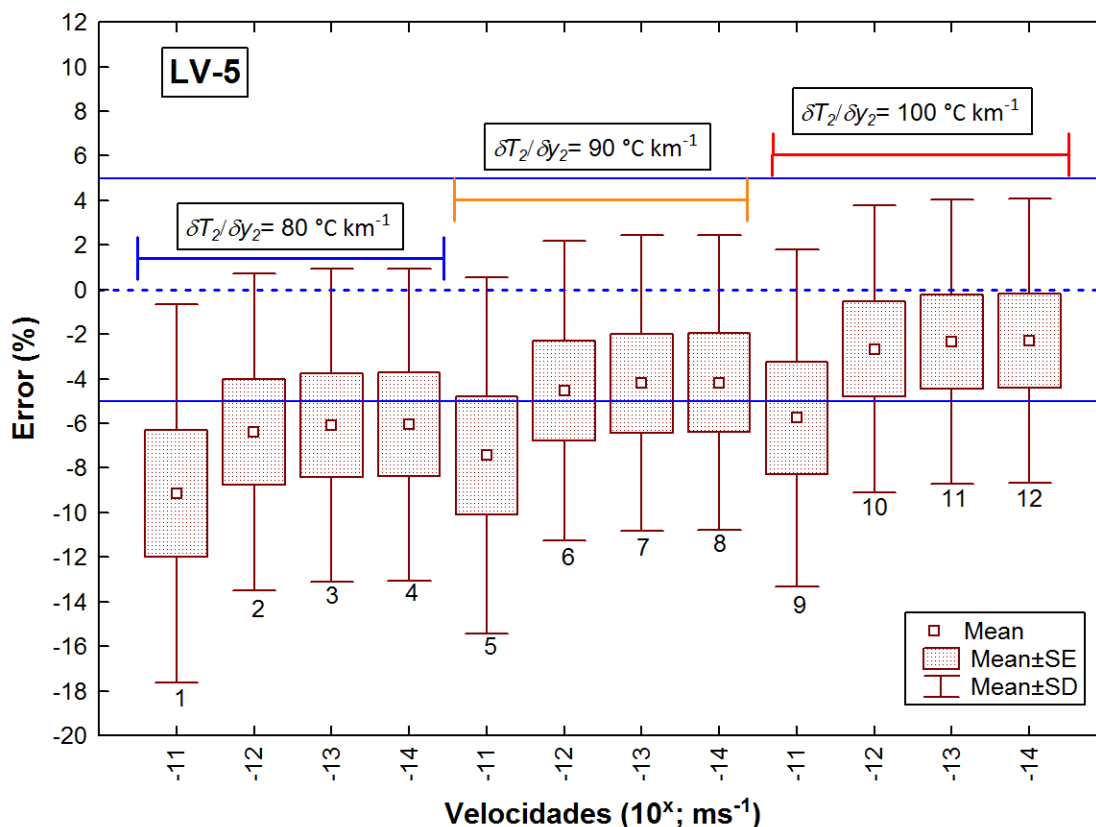


Figura 22. Diagrama Box-plot de los errores normalizados entre los modelos de temperatura simulados vs temperatura del pozo LV-5 considerando el yacimiento extendido (Para obtener el campo de velocidades se desarrollaron diferentes modelos de acuerdo con la ecuación (2) los cuales varían en órdenes de magnitud y extensión. Se consideraron tres modelos, los dos primeros denominados yacimiento corto con igual distancia tanto en la vertical como en la horizontal, correspondiente a 1000 m, estos dos modelos varían en el número de celdas convectivas. El tercero se denominó reservorio extendido que conserva la misma longitud en la vertical (1000 m) mientras que la horizontal se extendió a 2500 m con el fin de considerar todos los pozos del CGLTV. Cabe destacar que la distancia en la vertical de cada modelo es equivalente al espesor del reservorio. Adicionalmente, cada modelo se desarrolló con diferentes órdenes de magnitud. Así por ejemplo, los modelos 1 y 2 consideraron 10^{-8} , 10^{-10} y 10^{-12} ms^{-1} , mientras el modelo 3 utilizó órdenes de magnitud desde 10^{-8} hasta 10^{-14} ms^{-1} . Posteriormente cada modelo fue acoplado al código y analizado con el fin de encontrar las dimensiones del dominio y las velocidades más apropiadas para el modelado del transporte de solutos. En la Tabla 12 se presenta un resumen de las características de cada modelo de velocidad desarrollado.

Tabla 12). Nota: el valor de la exponencial 10^x de la velocidad toma el valor de la escala en x (p. ej. 10^{-11} ms^{-1}).

Resumiendo lo expuesto anteriormente, de acuerdo a los datos obtenidos de los errores normalizados promedio para los modelos de cada pozo, se puede afirmar que el campo de velocidad del orden de 10^{-12} y $\frac{\partial T_2}{\partial y_2} = 100 \text{ }^\circ\text{C}$ muestra las menores desviaciones y por lo tanto, reproduce buenas estimaciones de la temperatura con respecto a los registros de los pozos analizados. En concordancia, se escogió 10^{-12} como orden de magnitud para el campo de velocidades y $100 \text{ }^\circ\text{C}$ para el gradiente a partir de la base del yacimiento para desarrollar el modelado del transporte de solutos.

4.5 Concentraciones

Una vez modelado el campo de temperaturas de acuerdo con el campo de velocidades seleccionado, se procedió a evaluar las concentraciones de los cationes Na, K, Ca y Mg. Para ello, se evaluaron diferentes composiciones iniciales del fluido basado en la química de las aguas termales y pozos domésticos cercanos al área de estudio y los resultados se compararon gráficamente para cada pozo de acuerdo con la composición química del agua geotérmica a condiciones de yacimiento determinada por Valencia-Cabrera (2021). Las composiciones utilizadas se presentan en la Tabla 13, cabe resaltar que estas simulaciones se realizaron únicamente para las dimensiones del yacimiento enunciadas en la Tabla 11.

Tabla 13. Concentraciones iniciales en ppm de los cationes Na, K, Ca y Mg utilizados en las modelaciones.

Modelo	Na	K	Ca	Mg
1	100.0	10.0	2.0	0.0005
2	200.0	20.0	4.0	0.0005
3	300.0	30.0	6.0	0.0005
4	400.0	40.0	8.0	0.0005
5	500.0	50.0	10.0	0.0005

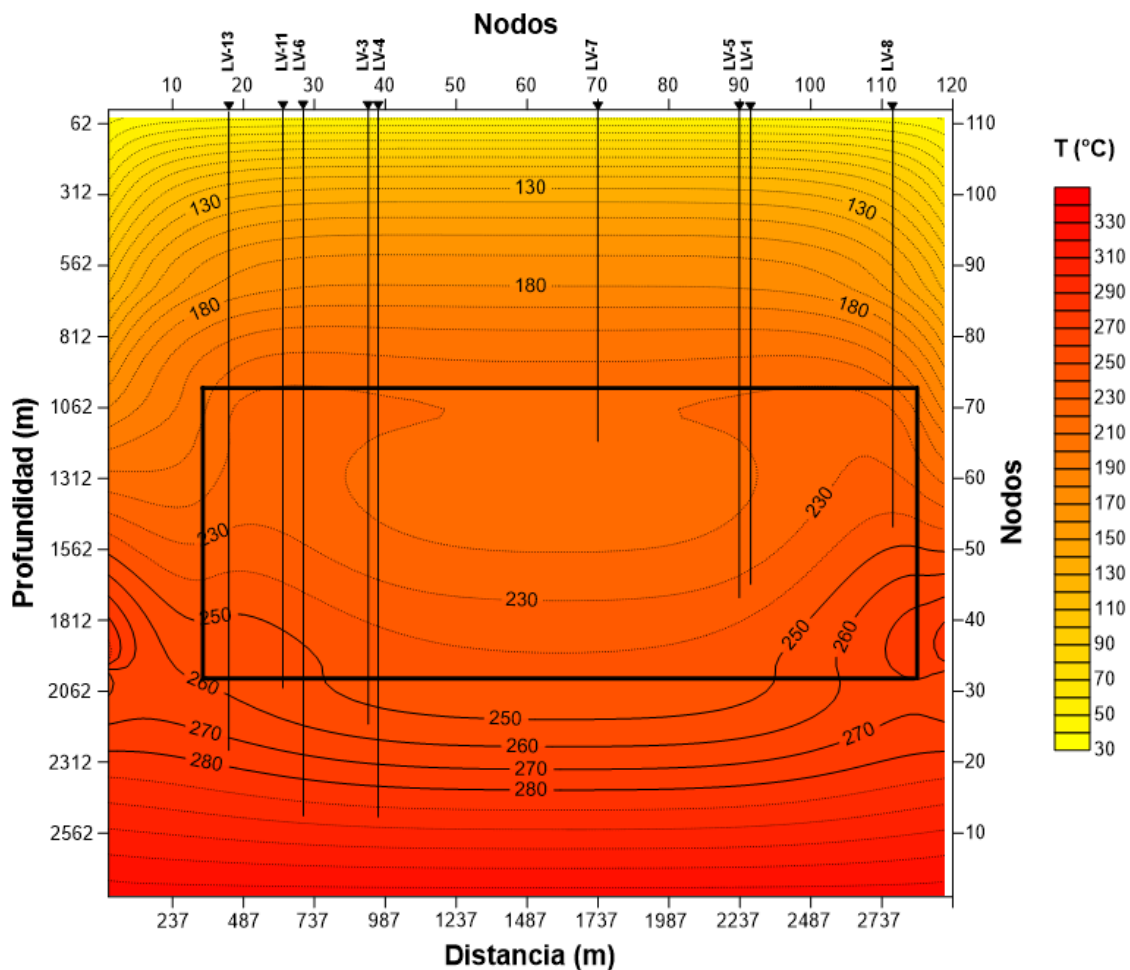


Figura 23. Perfil de temperatura del CGLTV en 2D. Se indica en los ejes la profundidad, la distancia y los nodos utilizados en el código numérico. El yacimiento se resalta con un cuadrado de color negro a la profundidad correspondiente, en este las isotermas reflejan el efecto de las celdas de convección que se evaluaron únicamente para el área del yacimiento.

De acuerdo con los resultados, se realizaron perfiles en 2D con las concentraciones obtenidas para cada elemento en cada modelo, y adicionalmente, se preparó un diagrama de profundidad vs temperatura en 2D (Figura 23), en donde se resalta el área del yacimiento con el fin de comparar los resultados y determinar las profundidades a las que podemos encontrar las concentraciones simuladas.

En la Figura 24a-e se presentan las concentraciones obtenidas de sodio para los cinco modelos enunciados en la Tabla 13. En general se puede observar que las mayores concentraciones se ubican hacia la base del yacimiento y decrecen hacia la cima. Los pozos se trazaron de acuerdo con el perfil A-A' (Figura 11) y su longitud en la vertical corresponde a la profundidad hasta la cual se perforó cada uno de acuerdo con Verma et al. (2006). En cada uno de estos pozos se indica la composición química a condiciones de yacimiento mostrada en la Registros de temperatura de los pozos

En la Tabla 5 se presentan los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 y LV-8 tomados de Verma et al. (2006), a partir de los cuales se obtuvo el gradiente geotérmico para el CGLTV. Adicionalmente, estos registros fueron utilizados para validar los campos de temperaturas obtenidos a partir de los diferentes campos de velocidades desarrollados, y así escoger el modelo que más se acerque a las temperaturas reportadas para el CGLTV. Cabe resaltar que la profundidad enunciada en la Tabla 5 es la de la perforación a partir de la superficie.

Tabla 4 según lo reportado por Valencia-Cabrera (2021).

De acuerdo con la Figura 24 se puede observar que a medida que la concentración inicial aumenta, las concentraciones resultantes también aumentan; en el modelo 1 (perfil a), por ejemplo, los valores de las concentraciones simuladas de Na se encuentran entre 2200 (cima del yacimiento) y 3700 ppm (base del yacimiento), en contraste, en el modelo 5 (perfil e), se obtienen valores entre 2600 a 4200 ppm. En general, las concentraciones reportadas en la literatura se marcan con un círculo de color negro, mientras las concentraciones promedio para cada pozo se marcan con un círculo de color azul. En la Figura 24a las concentraciones promedio de los pozos LV-11, LV-6, LV-3 LV-4 y LV-1 se ubican a una profundidad de 1912, 1587, 1362, 1837 y 1712 m respectivamente y, al relacionar estas profundidades con las temperaturas simuladas (Figura 23), podemos ver que estas corresponden a temperaturas mínimas de 217 °C para el pozo LV-3 y máximas de 252 °C para el pozo LV-11.

En el modelo 2 (Figura 24b) se reportan igualmente las concentraciones promedio para los pozos mencionados y además, se puede localizar la concentración promedio para el pozo LV-5, las cuales corresponden a profundidades de 1862, 1537, 1287, 1787, 1912 y 1662 m y se encuentran en un rango de temperaturas entre 217 °C para el pozo LV-3 y 250 °C para el pozo LV-11. Para el modelo 3 (Figura 24c) las concentraciones promedio del Na se encuentran a profundidades de 1787, 1462, 1212, 1712, 1862 y 1587 m respectivamente con temperaturas entre 218 °C para el pozo LV-3 y 246 °C para el pozo LV-11. Para el modelo 4 (Figura 24d) se reportan estas concentraciones promedio a profundidades de 1737, 1412, 1162, 1662, 1787 y 1537 m y un rango de temperaturas entre 219 °C para el pozo LV-3 y 241 °C en el pozo LV-1. Finalmente para el modelo 5 (Figura 24e) los promedios se localizan a 1662, 1337, 1087, 1612, 1737 y 1462 m de profundidad con temperaturas entre 220 °C para el pozo LV-1 y 238 °C en el pozo LV-11. De acuerdo con estos análisis se puede afirmar que los valores simulados del modelo 1 son lo que mejor se acercan a los reportados en la literatura, además de que la temperatura simulada para el pozo LV-11 se acerca más a las temperaturas de equilibrio reportadas para el campo geotérmico (240-270 °C).

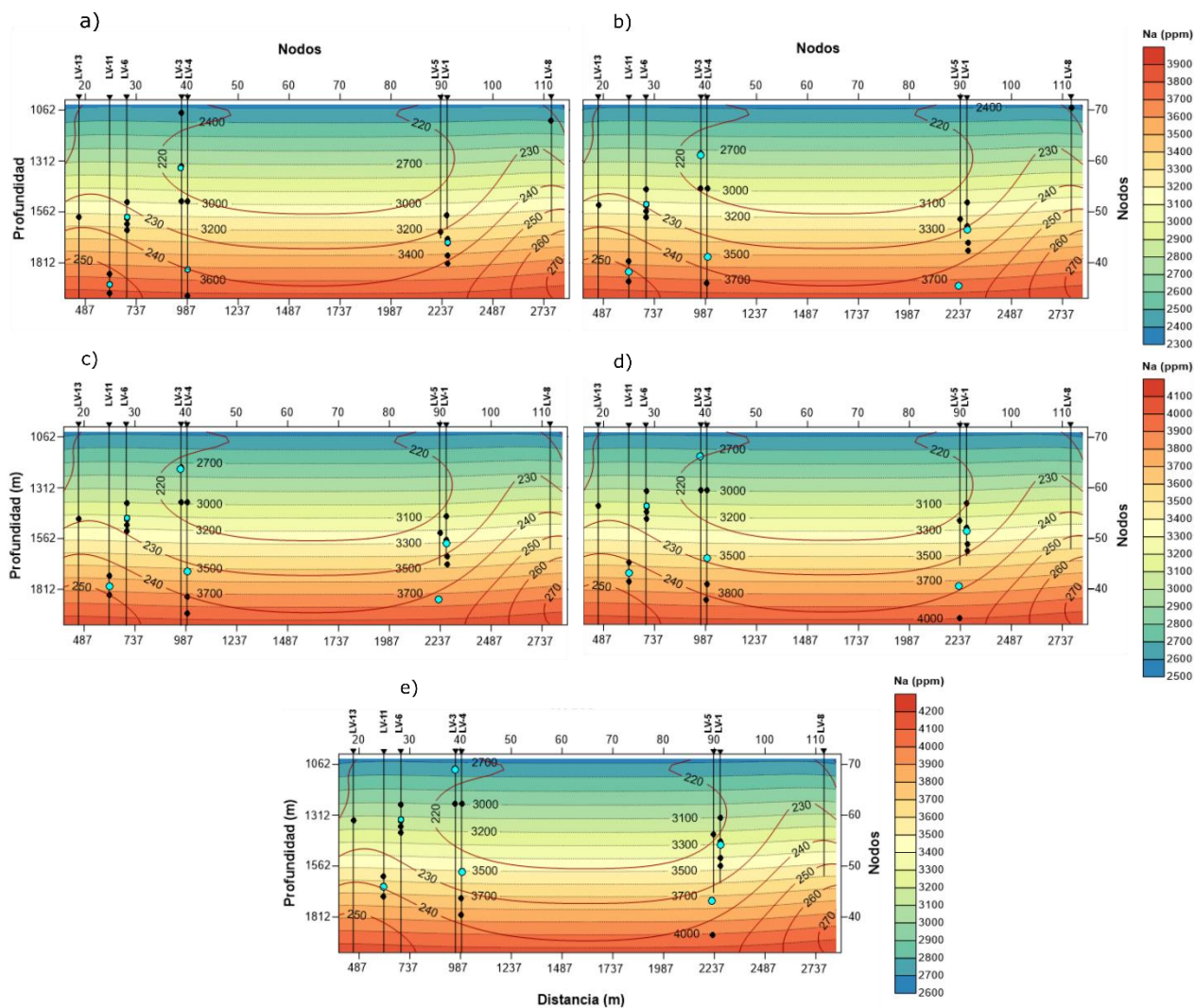


Figura 24. Perfil de concentraciones de sodio en 2D de acuerdo con las concentraciones iniciales de cada modelo propuestas en la Tabla 13 (Figuras a-e). Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo.

Para el caso del potasio (K) se siguió la misma metodología utilizada con el Na, ubicando los pozos de acuerdo con el perfil A-A', en la Figura 25 se grafican las concentraciones del K a condiciones de yacimiento reportadas en la Registros de temperatura de los pozos

En la Tabla 5 se presentan los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 y LV-8 tomados de Verma et al. (2006), a partir de los cuales se obtuvo el gradiente geotérmico para el CGLTV. Adicionalmente, estos registros fueron utilizados para validar los campos de temperaturas obtenidos a partir de los diferentes campos de velocidades desarrollados, y así escoger el modelo que más se acerque

a las temperaturas reportadas para el CGLTV. Cabe resaltar que la profundidad enunciada en la Tabla 5 es la de la perforación a partir de la superficie.

Tabla 4 y la simbología utilizada para las concentraciones es la misma que se describió para el Na.

En el caso del potasio (K) se produjo un comportamiento similar al observado con el sodio (Na) en donde al aumentar las concentraciones iniciales a partir de la cual se desarrolló cada modelo, aumentan las concentraciones resultantes, tal como se ve en el modelo 1 de la Figura 25a donde se reportan valores entre 530 a 680 ppm mientras para el modelo 5 (Figura 25e) se reportan concentraciones entre 570 a 740 ppm, además, se debe resaltar que para los pozos LV-3 y LV-6 en todos los modelos, las concentraciones reportadas se encuentran por debajo de los valores simulados por tanto no se pudieron graficar. En el modelo 1 (perfil a), los promedios de concentraciones para los pozos LV-11, LV-4 y LV-5 se encuentran a profundidades de 1587, 1712 y 1612 m con temperaturas de 234 °C, 232 °C y 227 °C respectivamente.

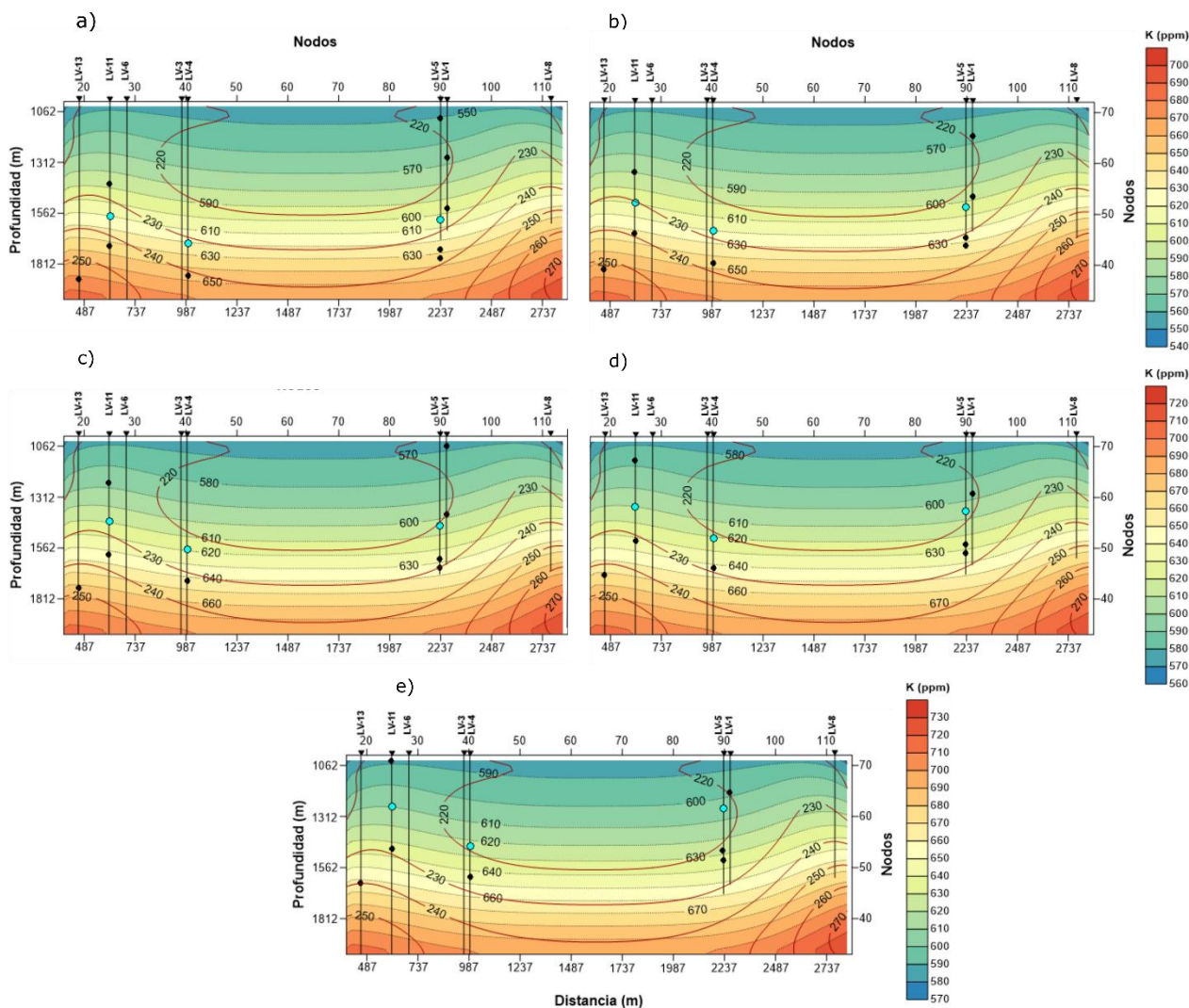


Figura 25. Perfil de concentraciones de potasio en 2D de acuerdo con las concentraciones iniciales de cada modelo propuestas en la Tabla 13 (Figuras a-e). Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo.

Para el modelo 2 (Figura 25b) las concentraciones promedio de los pozos mencionados se ubican entre 1512, 1662 y 1537 m con temperaturas de 230 °C, 229 °C y 223 °C respectivamente. En el modelo 3 (Figura 25c) los valores promedio corresponden a profundidades de 1437, 1587 y 1462 m con temperaturas de 227 °C, 225 °C y 220 °C. Para el modelo 4 (Figura 25d) los promedios se localizan a 1362, 1512 y 1362 m de profundidad, con temperaturas de 224 °C, 221 °C y 218 °C respectivamente. Finalmente para el modelo 5 (Figura 25e) los promedios de concentraciones se localizan a profundidades de 1287, 1437 y 1287 m con temperaturas de 223 °C, 219 °C y 218 °C. Con base en estos resultados, podemos afirmar que las temperaturas simuladas en el modelo 1 son las más cercanas a las temperaturas de equilibrio reportadas además de sugerir que las concentraciones iniciales propuestas para este (Tabla 13) son las más razonables

para el potasio. En los demás modelos los valores que se obtienen subestiman los datos de temperaturas reportados.

Siguiendo con la metodología y simbología utilizada con los cationes anteriores, se obtuvo la Figura 26, donde las concentraciones del Ca aumentan de acuerdo con la composición inicial, sin embargo, se observa que los valores de las isóneas obtenidas presentan un comportamiento cóncavo, inverso al comportamiento del Na y K. Para este elemento las concentraciones reportadas (Registros de temperatura de los pozos

En la Tabla 5 se presentan los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 y LV-8 tomados de Verma et al. (2006), a partir de los cuales se obtuvo el gradiente geotérmico para el CGLTV. Adicionalmente, estos registros fueron utilizados para validar los campos de temperaturas obtenidos a partir de los diferentes campos de velocidades desarrollados, y así escoger el modelo que más se acerque a las temperaturas reportadas para el CGLTV. Cabe resaltar que la profundidad enunciada en la Tabla 5 es la de la perforación a partir de la superficie.

Tabla 4) en los pozos LV-11, LV-13, LV-3, LV-4 y LV-1 están por debajo de los valores simulados, por tanto, solo se lograron graficar determinadas concentraciones de los pozos LV-6 y LV-5.

En el modelo 1 (Figura 26a) no se localizaron los promedios de los pozos LV-6 y LV-5, pero se reportan datos de concentraciones para estos pozos a profundidades de 1962 y 1887 m, correspondientes con temperaturas de 252 °C y 243 °C respectivamente. En el modelo 2 (Figura 26b) estas mismas concentraciones se ubican a profundidades de 1912 y 1812 m con temperaturas de 250 °C y 239 °C respectivamente. Para el modelo 3 (Figura 26c) las concentraciones se ubican a 1837 y 1737 m con temperaturas de 247 °C y 235 °C respectivamente. En el modelo 4 (Figura 26d) donde se logran modelar concentraciones con valores más altos, se pueden observar dos valores de concentraciones para el pozo LV-6 ubicadas a 1762 y 1962 m con temperaturas de 243 °C y 252 °C respectivamente, adicionalmente, el promedio de concentración para el pozo LV-5 se ubicó a una profundidad de 1987 m y una temperatura de 246 °C. Finalmente, para el modelo 5 (Figura 26e) la concentración promedio para el pozo LV-5 se localiza a una profundidad de 1937 m y 245 °C.

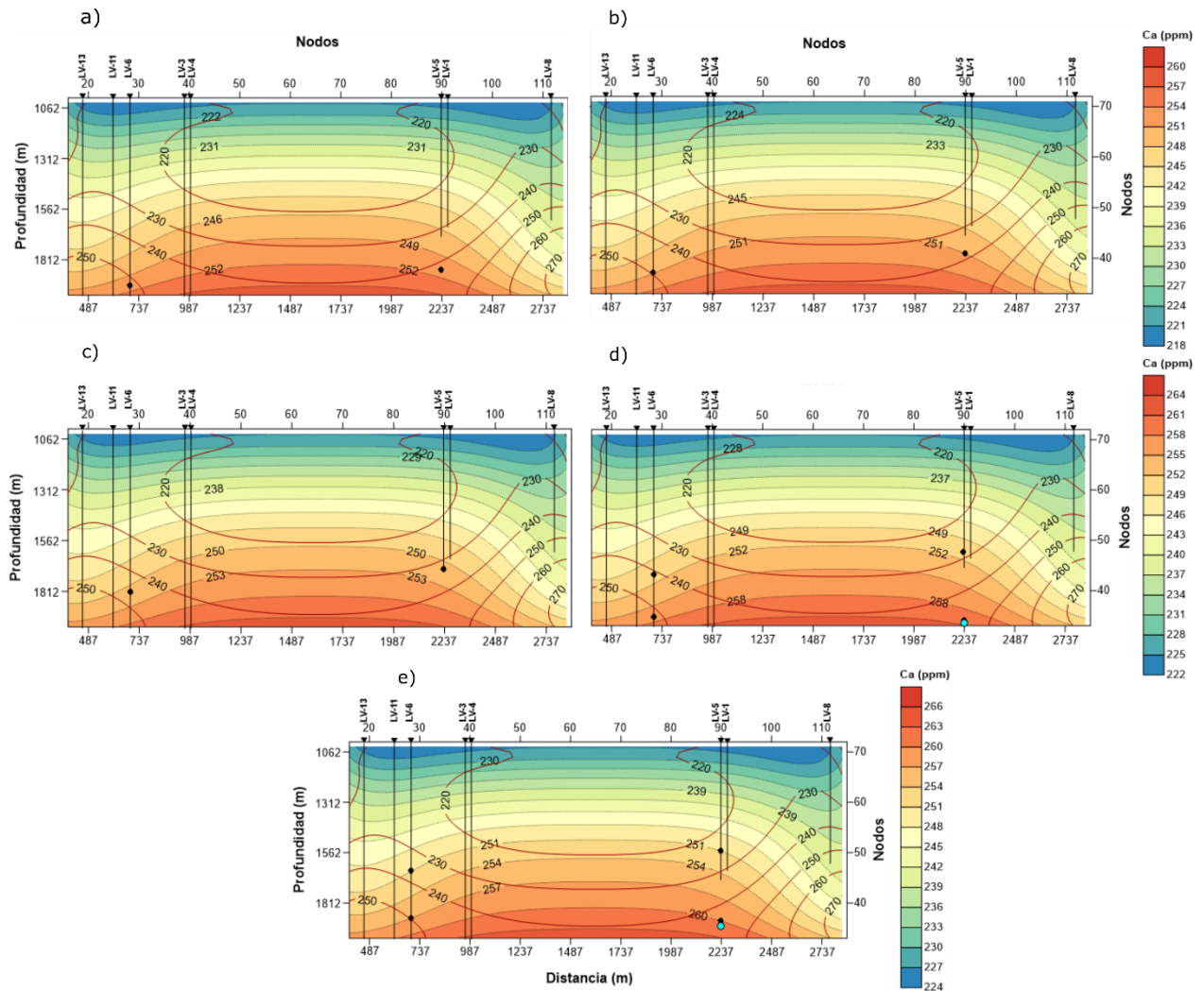


Figura 26. Perfil de concentraciones de calcio en 2D de acuerdo con las concentraciones iniciales de cada modelo propuestas en la Tabla 13 (Figuras a-e). Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo.

4.5.1 Finalmente, se obtuvo la Figura 27 para las concentraciones del magnesio (Mg) a condiciones de yacimiento. Cabe resaltar que los valores reportados para este catión son muy bajos (Registros de temperatura de los pozos

En la Tabla 5 se presentan los registros de temperatura de los pozos LV-1, LV-3, LV-4, LV-5, LV-7 y LV-8 tomados de Verma et al. (2006), a partir de los cuales se obtuvo el gradiente geotérmico para el CGLTV. Adicionalmente, estos registros fueron utilizados para validar los campos de temperaturas obtenidos a partir de los diferentes campos de velocidades desarrollados, y así escoger el modelo que más se acerque

a las temperaturas reportadas para el CGLTV. Cabe resaltar que la profundidad enunciada en la Tabla 5 es la de la perforación a partir de la superficie.

Tabla 4), por lo que la concentración inicial considerada propuesta corresponde a un valor igualmente muy bajo (0.0005 ppm), además debido a esta condición en algunos pozos no se lograron reproducir las concentraciones, por lo que se describen los resultados de los pozos donde sí se obtuvo un resultado. Para el pozo LV-6 se reporta una concentración de 0.25 ppm la cual se ubica a 1287 m de profundidad y 223 °C, el pozo LV-3 es el único en donde se pudo graficar la concentración promedio, correspondiente a 1137 m con una temperatura de 220 °C, en el pozo LV-5 se reportan dos datos, el primero se localiza a una profundidad de 1137 m y una temperatura de 221 °C, mientras el segundo dato se ubica a 1337 m y 218 °C. Finalmente, para el pozo LV-1 se reportan tres valores de concentraciones con profundidades de 1337, 1437 y 1987 m y temperaturas de 218 °C, 220 °C y 246 °C respectivamente.

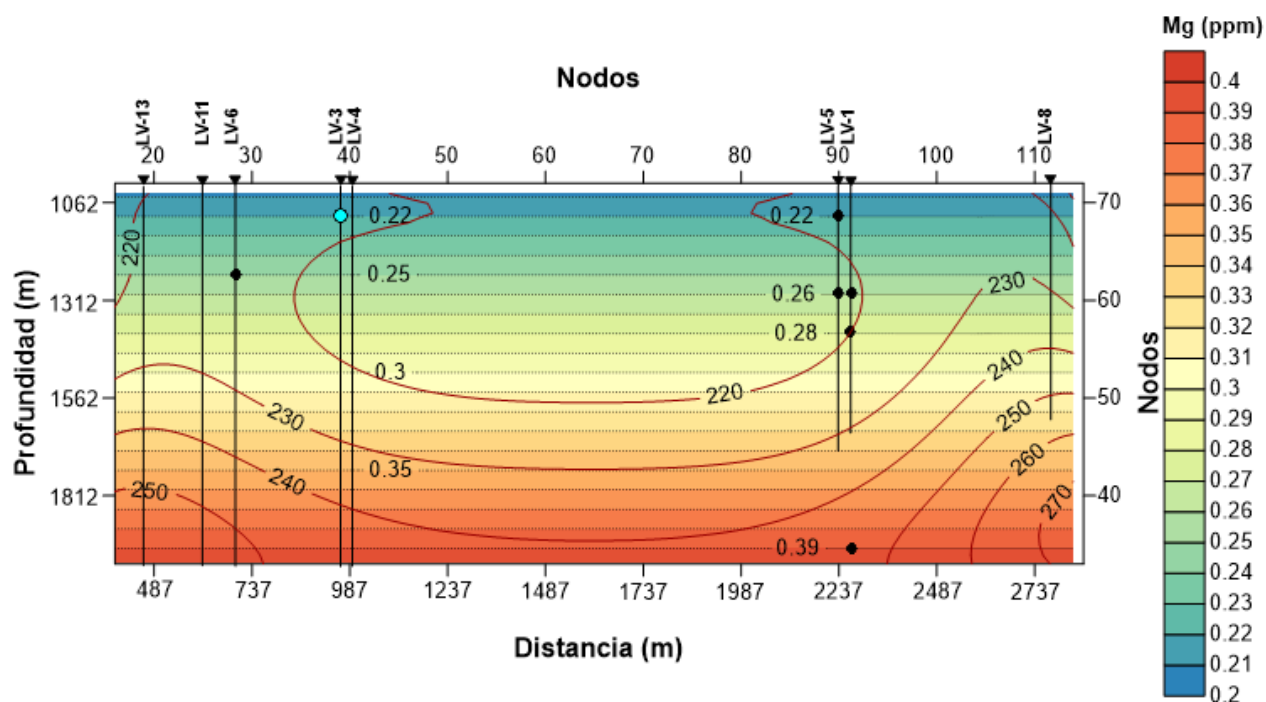


Figura 27. Perfil de concentraciones de magnesio en 2D de acuerdo con la concentración inicial del modelo propuesto en la Tabla 13. Los círculos negros representan las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura, mientras que los círculos azules representan las concentraciones promedio para cada pozo.

4.5.2 Localización del reservorio a mayor profundidad

Se realizó un último modelo en el cual el reservorio se ubicó a una mayor profundidad, entre 1450 a 2450 m, con el fin de evaluar cómo responde el campo de concentraciones a temperaturas más altas. Para ello,

se obtuvo un nuevo campo de temperaturas, el cual se presenta en la Figura 28. Con este campo y las concentraciones iniciales del modelo 1 (Tabla 13) se volvieron a simular los campos de concentraciones para los cuatro cationes Na, K, Ca y Mg y los resultados se describen a continuación.

Para el sodio las concentraciones promedio en los pozos LV-13, LV-11, LV-6, LV-4, LV-5 y LV-1 se encontraron a una profundidad de 1587, 1937, 1587, 1862, 1987 y 1737 m y corresponden a temperaturas de 238 °C, 249 °C, 231 °C, 229 °C, 238 °C y 225 °C respectivamente (Figura 29). Para el pozo LV-3 solo se reproduce un dato de concentración el cual se localiza a 1512 m con una temperatura de 221 °C.

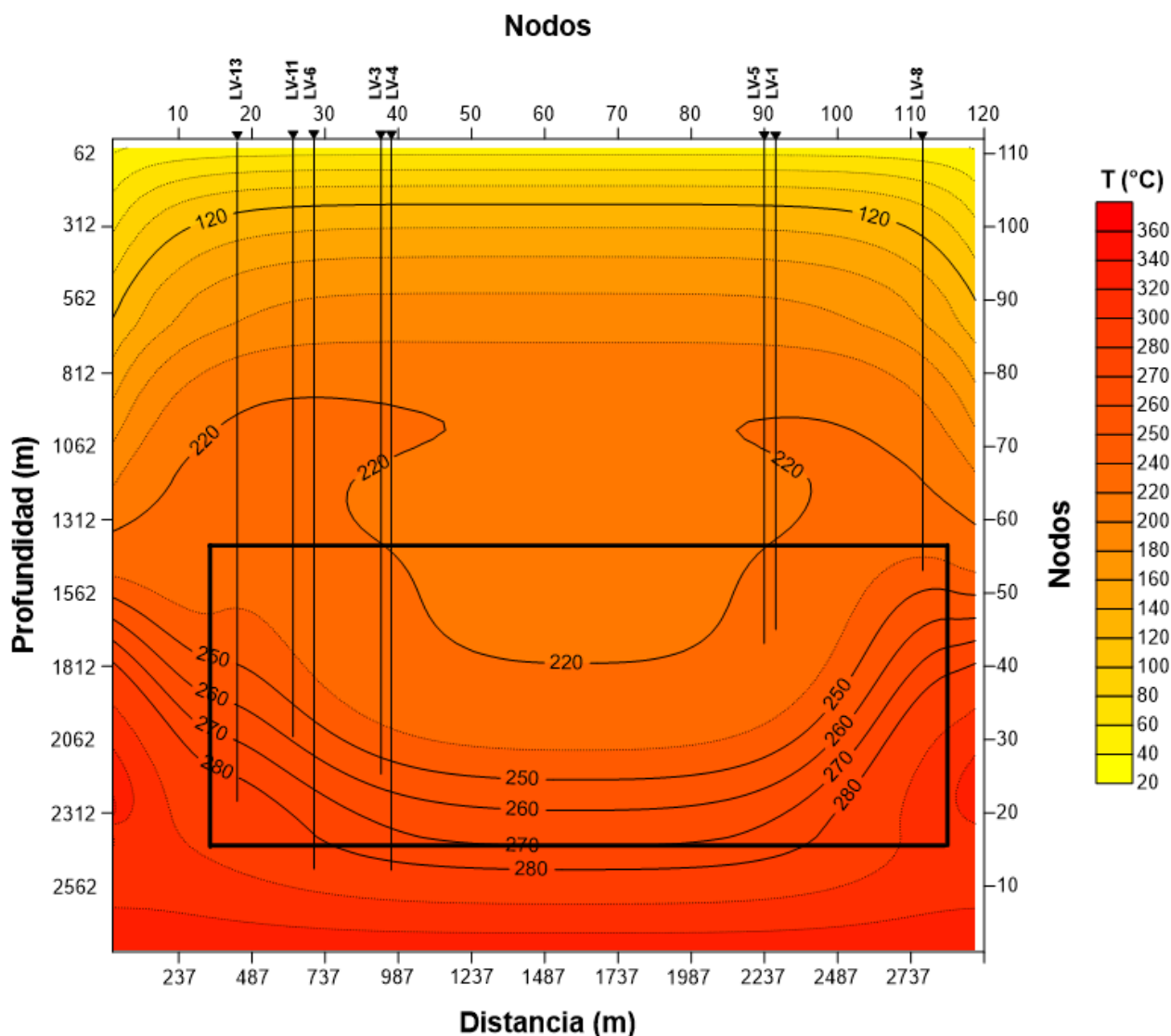


Figura 28. Perfil de temperatura en 2D para el yacimiento localizado entre 1450 y 2450 m de profundidad, se resaltan las isotermas correspondientes a los valores de temperaturas de equilibrio reportadas para el CGLTV (240-270°C).

En el caso del potasio las concentraciones reportadas para los pozos LV-6 y LV-3 corresponden a valores por debajo de los valores simulados, por tanto no se logran graficar en la Figura 30 y para el pozo LV-1 solo se reproduce un solo valor de concentración ubicado a 1562 m y 222 °C. Por otra parte, para los pozos LV-13, LV-11, LV-4 y LV-5 se obtienen valores de concentraciones promedio a profundidades de 1912, 1587, 1787 y 1612 m con temperaturas de 257 °C, 233 °C, 225 °C y 223 °C respectivamente.

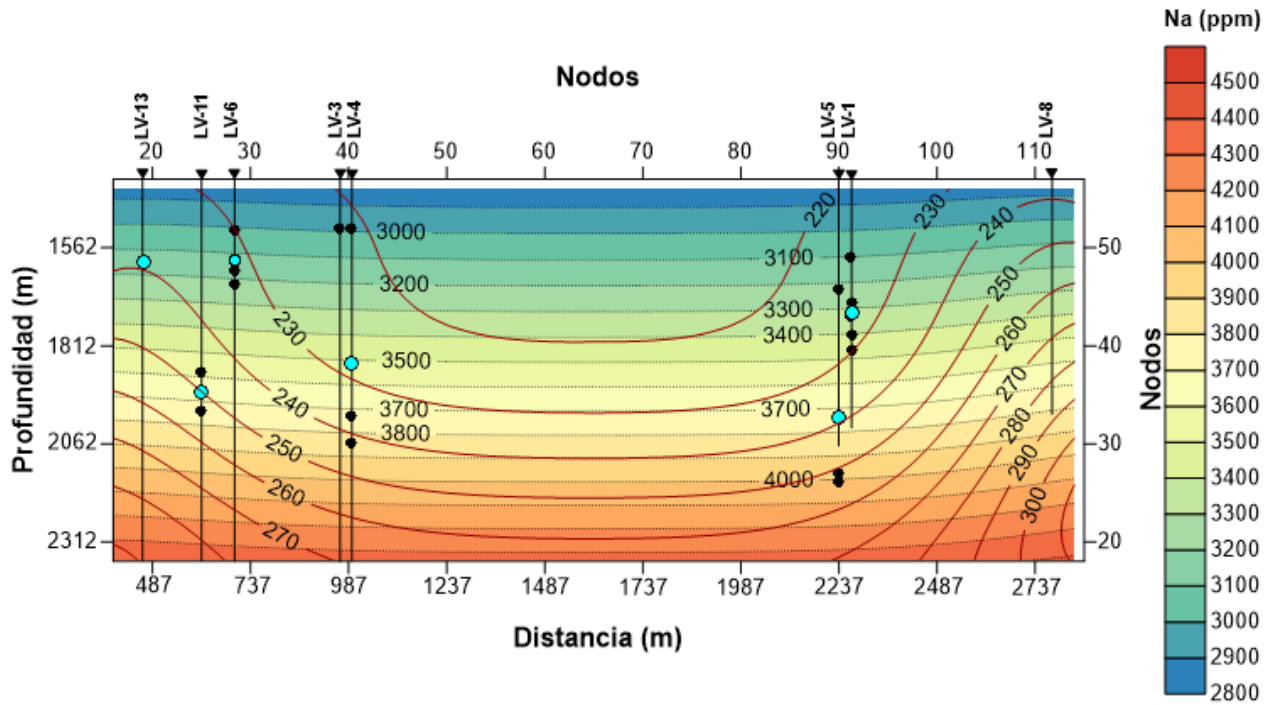


Figura 29. Perfil de concentraciones de sodio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13.

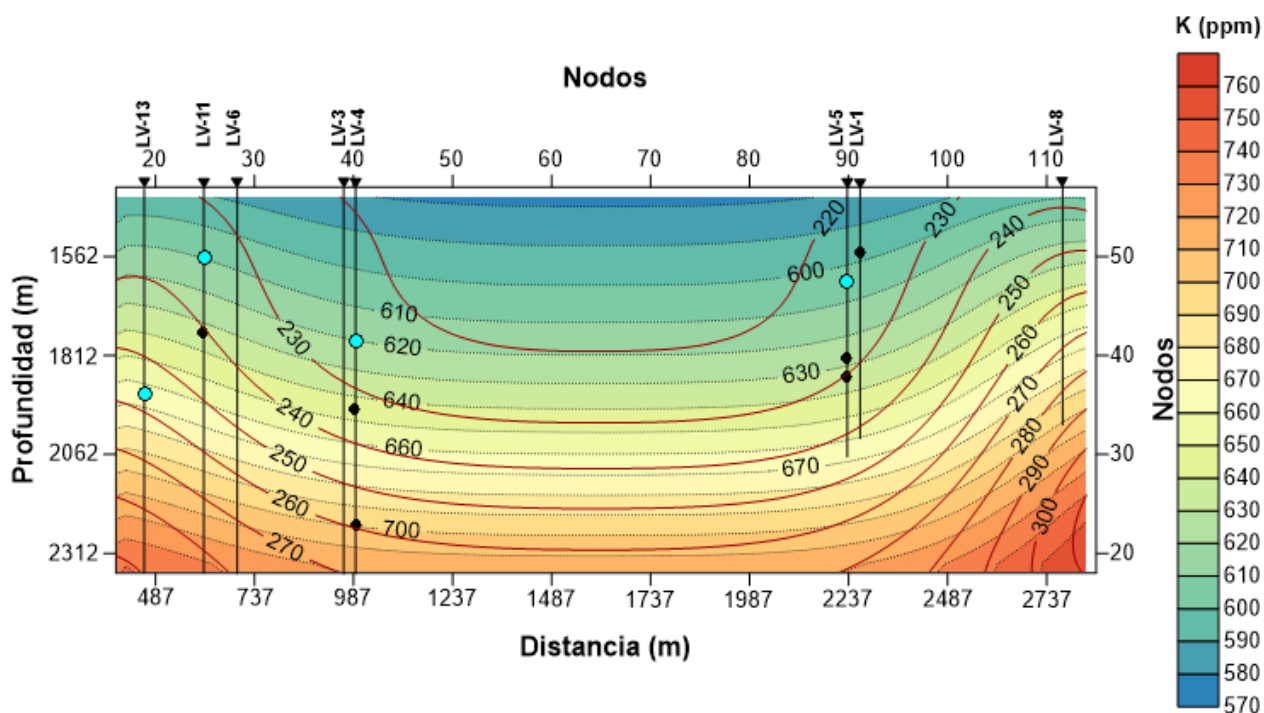


Figura 30. Perfil de concentraciones de potasio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13.

Para el calcio las concentraciones reportadas en los pozos LV-13, LV-11, LV-4 y LV-1 son valores por debajo de 238 ppm por tanto no se pudieron graficar en la Figura 31. Sin embargo, para el pozo LV-6 se reproducen dos concentraciones con profundidades de 1862 m y 2162 m y temperaturas de 240 °C y 260 °C respectivamente. Para el pozo LV-5 igualmente se reproducen dos concentraciones con 1737 m y 2062 m de profundidad y 225 °C y 242 °C respectivamente, además se grafica el promedio para este pozo a una profundidad de 2137 m correspondiente a una temperatura de 245 °C.

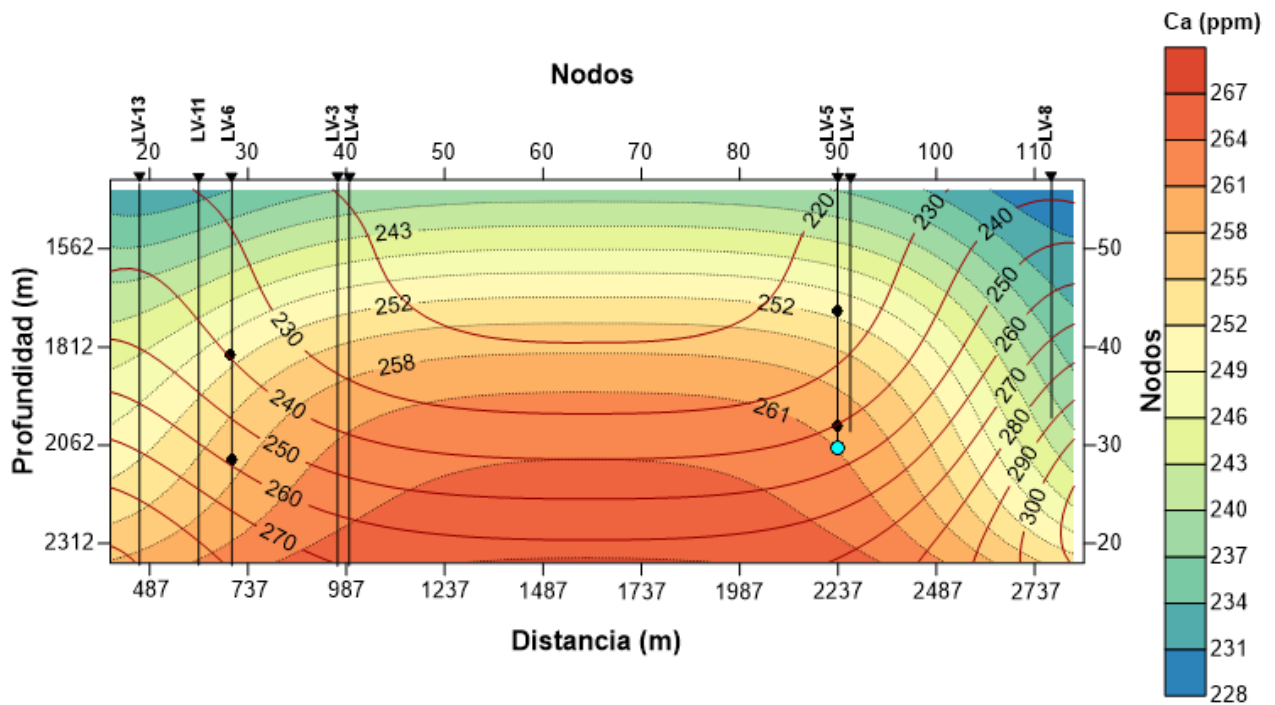


Figura 31. Perfil de concentraciones de calcio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13.

Para el magnesio, en la mayoría de los pozos no se lograron recrear las concentraciones reportadas a condiciones de yacimiento, excepto para el pozo LV-1 donde se reprodujeron dos valores de concentración, el primero a 1987 m con una temperatura de 238 °C y el segundo a 2087 m con una temperatura de 246 °C.

Con el fin de poder comparar los cinco primeros modelos en el yacimiento a profundidades entre 1000 y 2000 m y el último modelo con un yacimiento entre 1450 y 2450 m, se realizó la Tabla 14 la cual recopila la información sobre las temperaturas mínimas y máximas obtenidas para cada modelo.

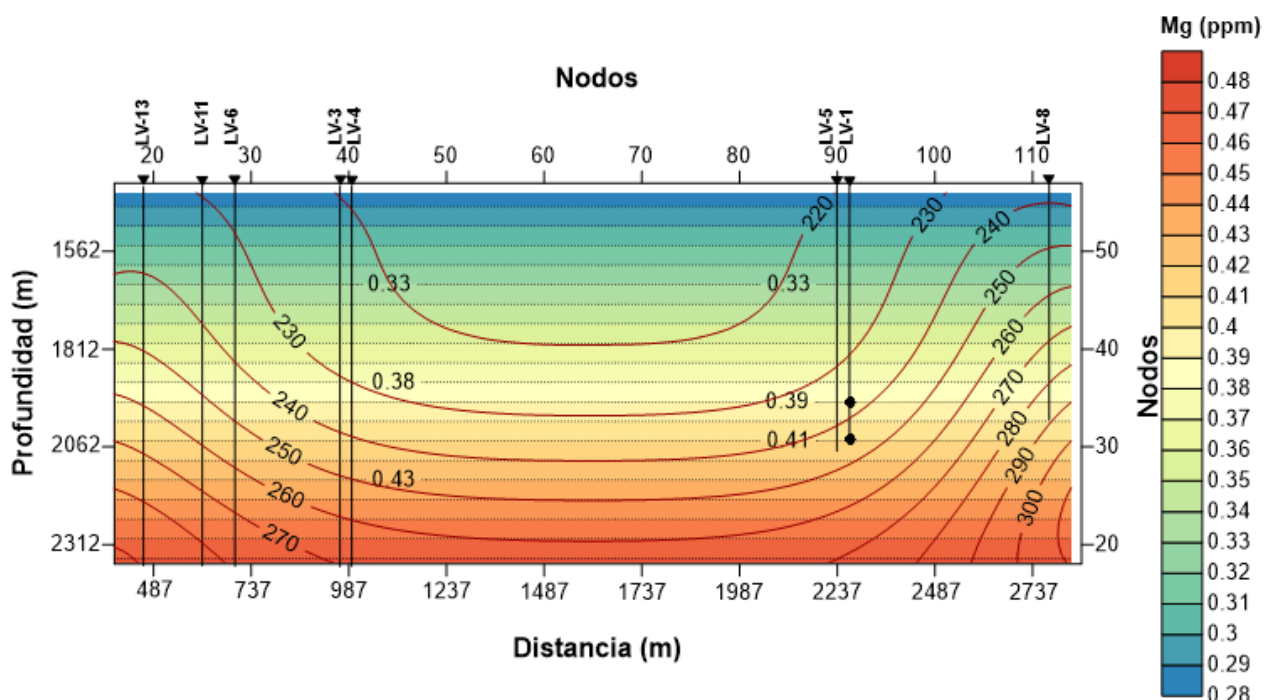


Figura 32. Perfil de concentraciones de magnesio en 2D considerando el nuevo modelo de yacimiento más profundo y las concentraciones iniciales del modelo 1 propuestas en la Tabla 13.

Tabla 14. Temperaturas mínimas y máximas a la cual se encuentran las concentraciones promedio de cada catión para los modelos desarrollados en dos yacimientos con profundidades diferentes.

Cación	Reservorio entre 1000 y 2000m de profundidad					Reservorio entre 1450 y 2450 m
	Modelo 1	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4	Modelo 5	Modelo 6
Na	217-252 °C	217-250 °C	218-246 °C	219-241 °C	220-238 °C	225-249 °C
K	227-234 °C	223-230 °C	220-227 °C	218-224 °C	218-223 °C	223-257 °C
Ca	243-252 °C	239-250 °C	235-247 °C	243-252 °C	---	225-260 °C
Mg	218-246 °C	---	---	---	---	238-246 °C

De acuerdo con los datos obtenidos y recopilados en la Tabla 14, para el Na todos los modelos excepto el 5 alcanzan una temperatura máxima que se encuentra dentro de los valores de temperaturas de equilibrio reportadas para el campo geotérmico (240-270 °C), siendo el mayor valor simulado el del modelo 1. Para el K, únicamente en el modelo 6, la temperatura simulada alcanzó un valor de 257 °C en el pozo LV-13, por tanto solo este modelo alcanzaría las temperaturas de equilibrio. En el caso del Ca, todos los modelos reproducen temperaturas con valores cercanos a los reportados para el equilibrio, sin embargo, es

importante resaltar que sólo en los modelos 4, 5 y 6 se lograron reproducir más de dos valores de concentración para los pozos LV-6 y LV-5. Finalmente, para el magnesio (Mg) sólo los modelos simulados 1 y 6 alcanzan las temperaturas de equilibrio, sin embargo, en el modelo 6 únicamente se reproducen concentraciones para el pozo LV-1, en comparación con el modelo 1 donde se pueden localizar las concentraciones de los pozos LV-6, LV-3, LV-5 y LV-1.

Por tanto, los resultados que muestran una mejor correlación son los del modelo 6 con el reservorio ubicado a una profundidad entre 1450 y 2450 m, dado que las temperaturas simuladas, principalmente para el sodio, potasio y el calcio, son más cercanas a las temperaturas de equilibrio reportadas por Valencia-Cabrera (2021). Estos resultados sugieren que el reservorio se podría encontrar a una profundidad mayor a 1450 m, resaltando que la granodiorita se ha caracterizado en el campo a partir de los 1000 m de profundidad. El caso del magnesio es de gran interés dado que las concentraciones reportadas en la literatura son muy bajas, por lo que no se lograron simular valores cercanos a estos para los diferentes pozos considerados. Esto se puede atribuir a que dadas las bajas concentraciones, en este trabajo no se consideró ningún mineral como fuente de aporte de magnesio, lo que sugiere que para alcanzar una mejor respuesta en el campo de concentraciones de este catión es necesario evaluar de manera más rigurosa la constante de equilibrio a partir de silicatos, carbonatos y/o sulfatos que puedan aportar este elemento al sistema, para el CGLTV se podrían considerar minerales de alteración hidrotermal como clorita, montmorillonita e illita.

Capítulo 5. Conclusiones

Se resolvieron las ecuaciones de transferencia de calor para modelar el campo de temperaturas y la de transporte de solutos para modelar el campo de concentraciones de los iones Na, K, Ca y Mg. Ambas ecuaciones fueron resueltas mediante el método de volumen finito (MVF) o volumen de control (MVC) y considerando el termino transitorio. Las ecuaciones discretizadas fueron programadas en lenguaje Fortran y el código numérico desarrollado, resuelve de manera acoplada ambas ecuaciones. Los modelos obtenidos lograron simular las concentraciones reportadas en la literatura para los cationes considerados a partir de las condiciones iniciales y de frontera propuestas en este trabajo.

Con base en la mineralogía reportada para el campo geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV) por Viggiano-Guerra et al. (2009) y los diagramas de estabilidad mineral desarrollados por Valencia-Cabrera (2021), se tomaron las fases mineralógicas albita, microclina y zoisita como los minerales que aportan el Na, K y Ca en la ecuación de transporte de solutos y así modelar la interacción fluido-roca en el yacimiento.

En el presente trabajo se modeló el campo de temperaturas para el CGLTV a partir del campo de velocidades de orden de magnitud 10^{-12} ms^{-1} , gradiente $\left(\frac{\partial T_1}{\partial y_1}\right) = 140 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ en los primeros 2000m de profundidad y gradiente $\left(\frac{\partial T_2}{\partial y_2}\right)$ de $100 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ de la base del reservorio a la base del modelo, dado que fueron las condiciones con las que se obtuvieron las mejores estimaciones de temperatura con respecto a los registros de los pozos, con errores que varían entre $\pm 4 \%$. Adicionalmente, se observó la conveniencia de trabajar con un reservorio extendido con una longitud de 2500 m en la horizontal y 1000 m en la vertical, con lo cual fue posible comparar la química de todos los pozos del CGLTV.

En este trabajo, se propone que a partir de concentraciones de 100.0 ppm para el Na y 10.0 ppm para el K y un reservorio localizado entre 1450 y 2450 m de profundidad se pueden reproducir las concentraciones a condiciones de yacimiento del agua geotérmica para el CGLTV reportadas en la literatura. Considerando estas condiciones iniciales y un tiempo total de simulación de 20 años, para el caso del sodio las concentraciones promedio que varían entre 3138 y 3661 ppm se reprodujeron a profundidades entre 1587 y 1987 m y temperaturas entre 225° y 249°C . Para el potasio las concentraciones promedio de los pozos con valores entre 604 y 663 ppm se obtuvieron a profundidades entre 1587 y 1912 m con temperaturas entre 223° y 257°C .

Para el caso del Ca, a partir de una concentración inicial de 2.0 ppm y un reservorio localizado entre 1450 y 2450 m de profundidad solo se lograron reproducir las concentraciones de los pozos LV-5 y LV-6, las cuales varían entre 251 y 260 ppm encontrándose a profundidades entre 1737 y 2162 m y temperaturas entre 225° y 260 °C. Finalmente, para el Mg no se logró un buen acercamiento de los valores simulados con respecto a las concentraciones a condiciones de yacimiento reportadas en la literatura. Por lo que se sugiere correlacionar otros minerales de alteración hidrotermal que puedan aportar estos cationes al sistema para lograr reproducir las concentraciones reportadas.

Se sugiere que los modelos pueden mejorar si se considera el fracturamiento y sus efectos en la permeabilidad. Así mismo, se sugiere evaluar diferentes grados (en porcentajes) de alteración hidrotermal (interacción fluido-roca) dentro del reservorio. Adicionalmente, se recomienda realizar pruebas en regiones con diferentes concentraciones iniciales de cada catión, para probar el ajuste de las concentraciones reportadas con las concentraciones simuladas.

Literatura citada

- Alonso González, M. T., López Seijas, T., & Ruiz, M. E. 2010. Un acercamiento teórico a la modelación del transporte de solutos en el suelo. Primera Parte. *Revista Ciencias Técnicas Agropecuarias*, 19(3), pp. 28-34. Recuperado en abril de 2021 de: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=93218514006>
- Antayhua-Vera, Y.T., 2017. Caracterización sismológica, aeromagnética y magnetotelúrica del Campo Volcánico y Geotérmico de Las Tres Vírgenes (B.C.S.), México. Tesis de doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México, México. Recuperado en abril de 2021 de: <https://repositorio.unam.mx/contenidos/67820>
- Arnórsson, S., Sigurdsson, S., & Svavarsson, H. 1982. The chemistry of geothermal waters in Iceland. I. Calculation of aqueous speciation from 0 to 370 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(9), pp. 1513-1532. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90311-8](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90311-8)
- Arnórsson, S., & D'Amore, F. (2000). Monitoring of reservoir response to production. in: (arnórsson s., ed.) *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*, international atomic energy agency.
- Asta, M. P., Gimeno, M. J., Auqué, L. F., Gómez, J., Acero, P., & Lapuente, P. 2012. Hydrochemistry and geothermometrical modeling of low-temperature Panticosa geothermal system (Spain). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 235, pp. 84-95. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.007>
- Avellán, D. R., Macías, J. L., Arce, J. L., Jiménez-Haro, A., Saucedo-Girón, R., Garduño-Monroy, V. H., & Rangel, E. 2018. Eruptive chronology and tectonic context of the late Pleistocene Tres Vírgenes volcanic complex, Baja California Sur (México). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 360, pp. 100-125. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.012>
- Barragán, R. M., Iglesias, E., Torres, R. J., Arellano, V. M., Reyes-Picasso, N., Ramírez, M., & Hernández, P. 2010a. Cambios geoquímicos en fluidos del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS, durante 1997-2007: Identificación de procesos de yacimiento. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, volumen 23 (2), pp. 24-32. Recuperado en agosto de 2021 de: <https://publications.mygeoenergynow.org/journals/Geotermia-Vol23-2.pdf#page=26>
- Barragán, R. M., Iglesias, E., Arellano, V. M., Torres, R. J., Tapia, R., Hernández, P & Ramírez, M., 2010b. Chemical modeling of fluids from the Las Tres Virgenes B.C.S (México) Geothermal Field. En: *Proceedings World Geothermal Congress*. Bali, Indonesia. Recuperado en agosto de 2021 de: <https://www.researchgate.net/publication/264000771>
- Birkle, P., Marín, E. P., Pinti, D. L., & Castro, M. C. 2016. Origin and evolution of geothermal fluids from Las Tres Vírgenes and Cerro Prieto fields, Mexico – co-genetic volcanic activity and paleoclimatic constraints. *Applied Geochemistry*, 65, 36-53. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2015.10.009>
- Blum A. E. & Stillings L. L. (1995) Feldspar dissolution kinetics. In *Chemical Weathering Rates of Silicate Minerals* (eds. A. F. White and S. L. Brantley). Mineralogical Society of America, Washington, D.C. pp. 91-351. <https://doi.org/10.1515/9781501509650-009>
- Bringedal, C., Berre, I., & Radu, F. A. 2014. An approach for investigation of geochemical rock-fluid interactions. Modeling of heat transfer in porous media in the context of geothermal energy

- extraction. En: Proceedings, Thirty-Ninth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford, California, pp. 24-26. Recuperado en abril de 2021 de: <https://hdl.handle.net/1956/10903>
- Casallas Moreno, K. L. 2019. Estructura del subsuelo en sectores dentro y fuera del campo geotérmico Las Tres Vírgenes, B.C.S., a partir de exploración sísmica y gravimétrica. Tesis de maestría en ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C. Recuperado en junio de 2021 de: <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3013>
- Dagan, G. 1987. Theory of solute transport by groundwater. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 19(1), pp. 183–213. <https://doi.org/10.1146/annurev.fl.19.010187.001151>.
- D'amore, F., & Panichi, C. 1985. Geochemistry in geothermal exploration. *International Journal of Energy Research*, 9(3), pp. 277–298. <https://doi.org/10.1002/er.4440090307>.
- Deer, W. A., Howie, R. A., & Zussman, J. 2013. An introduction to the rock-forming minerals. 3rd Edition. London, UK: Longman. <https://doi.org/10.1080/00357529.2014.926186>
- DiPippo, R. 2022. Pathé geothermal power plant, Hidalgo, Mexico: A comprehensive retrospective assessment of the first plant of its kind in the Americas. *Geothermics*, 98. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102285>
- Dolejš, D. 2013. Thermodynamics of aqueous species at high temperatures and pressures: equations of state and transport theory. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 76(1), pp. 35-79. <https://doi.org/10.2138/rmg.2013.76.3>
- Ellis, A. 1959. The solubility of calcite in carbon dioxide solutions. *American Journal of Science*, 257(5), pp. 354–365. <https://doi.org/10.2475/ajs.257.5.354>
- Fournier, R.O, & Potter, II, R.W. 1982. Revised and expanded silica (quartz) geothermometer. Geothermal Resources Council. United States. Bulletin vol 11, No. 10. Recuperado en junio de 2021 de: <https://publications.mygeoenergynow.org/grc/7000176.pdf>
- Fournier, R. O, & Truesdell, A. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5), pp. 1255–1275. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90060-4)
- Fournier, R. O. 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council*, 3, pp. 221–224.
- Garduño Monroy, V. H., Vargas Ledezma, H., & Campos Enriquez, J. O. 1993. Preliminary geologic studies of Sierra El Aguajito (Baja California, Mexico): a resurgent-type caldera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(1–2), pp. 47–58. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(93\)90077-5](https://doi.org/10.1016/0377-0273(93)90077-5)
- Giggenbach, W. F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12), pp. 2749–2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Giggenbach, W. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. In D'amore, F. (Ed.): Application of geochemistry in geothermal reservoir development. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, pp. 119–144.

- Gill, R. 2011. *Igneous rocks and processes: a practical guide*. John Wiley & Sons, Ltd., publication.
- González, P.E., Tello, H.E., & Verma, M.P. 2001. Características geoquímicas de las aguas del reservorio del sistema hidrotermal actual de Lastres Vírgenes, Baja California Sur, México. *Ingeniería Hidráulica en México*, XVI (1), pp. 47-56. Recuperado en mayo de 2021 de: <http://www.revistatyca.org.mx/index.php/tyca/article/view/897/869>
- González, J., Zambra, C.E., González L., Clausen, B., & Vasco, D.A. 2022. Simulation of cooling in a magma chamber: Implications for geothermal fields of southern Peru. *Geothermics*, 105 (102515), 15 p. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102515>
- Guerrero-Martínez, F. J., & Verma, S. P. 2013. Three-dimensional temperature simulation from cooling of two magma chambers in the Las Tres Vírgenes geothermal field, Baja California Sur, Mexico. *Energy*, 52, pp. 110-118. <https://doi.org/10.1016/j.energy.2013.01.018>
- Gutiérrez-Negrín, L. C., Canchola Félix, I., Romo-Jones, J. M., & Quijano-León, J. L. 2020. Geothermal energy in Mexico: update and perspectives. In *Proceedings, Proceedings World Geothermal Congress, Reykjavik, Iceland*, 13 p. Recuperado en febrero de 2021 de: <https://www.researchgate.net/publication/343111483>
- Helgeson, H. C., Murphy, W. M., & Aagaard, P. 1984. Thermodynamic and kinetic constraints on reaction rates among minerals and aqueous solutions. II. Rate constants, effective surface area, and the hydrolysis of feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol 48(12), pp. 2405-2432. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90294-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90294-1)
- Hiriart, G., Gutiérrez-Negrín, L. C. A., Quijano-León, J. L., Ornelas, A. C., Espíndola, S. & Hernández, I. 2011. Evaluación de la energía geotérmica en México: Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía, pp. 167. Recuperado el febrero de 2021 de: <https://www.cre.gob.mx/documento/2026.pdf>
- Incropera, F. P., & DeWitt, D. P. 1999. *Fundamentos de transferencia de calor*. Pearson Educación.
- Konikow, L. F. 2011. The secret to successful solute-transport modeling. *Groundwater*, 49(2), pp. 144–159. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2010.00764.x>
- Lorenzo, P.C., y Soto, P.J. 2013. Sismicidad en el complejo volcánico de Las Tres Vírgenes, BCS. *Geotermia*, 26 (1), pp. 34-43. Recuperado el mayo de 2021 de: <https://biblat.unam.mx/hevila/Geotermia/2013/vol26/no1/4.pdf>
- Lucas, Y., Ngo, V. V., Clément, A., Fritz, B., & Schäfer, G. 2020. Modelling acid stimulation in the enhanced geothermal system of Soultz-sous-Forêts (Alsace, France). *Geothermics*, 85, 101772. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101772>
- Macías, J. L., Arce, J. L., Garduño, V. H., Avellán, D. R., García, L., Reyes, G., Rangel, E., Saucedo, R., Cisneros, G., & Navarrete, J. A. 2012. Estudio de estratigrafía y geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. [Informe Final DEX-DGL-TV-17-11]: Comisión Federal de Electricidad, 104.
- Macías, J. L., y Jiménez-Salgado, E. 2013. Estudio de estratigrafía y geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes. BCS: *Geotermia*, 26(1), pp. 14-23. Recuperado el abril de 2022 de: <https://biblat.unam.mx/hevila/Geotermia/2013/vol26/no1/2.pdf>

- Mangold, D. C., & Tsang, C. F. 1991. A summary of subsurface hydrological and hydrochemical models. *Reviews of Geophysics*, 29(1), pp. 51-79. <https://doi.org/10.1029/90RG01715>.
- Martín, A., Fletcher, J.M., López-Martínez, M., Mendoza-Borunda, R., 2000. Waning Miocene subduction and arc volcanism in Baja California: the San Luis Gonzaga volcanic field. *Tectonophysics* 318, 27–51. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00305-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00305-4)
- Misra, K. C. 2012. *Introduction to geochemistry: principles and applications*. John Wiley & Sons.
- Negrete-Aranda, R., y Cañón-Tapia, E. 2008. Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: the effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems. *Lithos*, 102(1-2), pp. 392-414. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.08.013>
- Nicholson, K. 1993. *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg. pp. 180-213.
- Nieva, D. & Nieva, R. 1987. Developments in geothermal energy in Mexico. Part twelve: a cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources. *Heat Recovery System and CHP*, 7 (3), pp. 243-258. [https://doi.org/10.1016/0890-4332\(87\)90138-4](https://doi.org/10.1016/0890-4332(87)90138-4)
- Palandri, J. L., & Kharaka, Y. K. (2004). A compilation of rate parameters of water-mineral interaction kinetics for application to geochemical modeling. Geological Survey Menlo Park CA. Recuperado el abril de 2022 de: <https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA440035.pdf>
- Patankar, S.V. 2018. *Numerical heat transfer and fluid flow*. McGraw-Hill Book Company. <https://doi.org/10.1201/9781482234213>
- Pirajno, F., y Cawood, P. A. 2009. *Hydrothermal processes and mineral systems* (No. 553.7 PIR). Springer/Geological Survey of Western Australia.
- Portugal E., P. Birkle, R.M. Barragán, V.M. Arellano, E. Tello, and M. Tello, 2000. Hydrochemical- isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Virgenes geothermal field, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101, pp. 223-244. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00195-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00195-X).
- Romo-Jones, J. M., Wong-Ortega, V., Flores-Luna, C., & Vázquez-González, R. 2000. Conductividad Eléctrica y Atenuación de Ondas de Coda en el Campo Geotérmico Las Tres Vírgenes en Baja California Sur, México. *GEOS*, 20(1), pp. 21-29. Recuperado en junio de 2021 de: <https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos00-1/Romo-Jones00-1.pdf>
- Romo-Jones, L. M., Gutiérrez-Negrín L.C., y Canchola-Félix, I. 2020. 2019 Mexico Country Report. International Energy Agency Geothermal, 10 p. Recuperado en agosto de 2021 de: <https://iea-gia.org/publications-2/annual-reports/>
- Romo-Jones, L. M., Gutiérrez-Negrín L.C., y Canchola-Félix, I. 2022. 2020 Mexico Country Report. International Energy Agency Geothermal, pp. 118-125. Recuperado en julio de 2022 de: <https://iea-gia.org/publications-2/annual-reports/>
- Samper, J., & Ayora, C. 1993. Acoplamiento de modelos de transporte de solutos y de modelos de reacciones químicas. *Estudios geológicos*, 49(3-4), 233-251. <https://doi.org/10.3989/egool.93493-4352>.

- Sánchez Torrado, A. E. 2014. Modelación geoquímica de las interacciones fluido-roca en el volcán nevado del Ruiz flanco noroccidental. Repositorio Institucional, Universidad Nacional de Colombia. Fecha de consulta, 29 de mayo de 2022. Recuperado en febrero de 2021 de: <https://repositorio.unal.edu.co/handle/unal/54163>
- Schmitt, A.K., Stockli, D.F., Hausback, B.P., 2006. Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Virgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and (U-Th)/He dating of zircon. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158, 281–295. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.005>.
- Sena-Lozoya, E. B., González-Escobar, M., Gómez-Arias, E., González-Fernández, A., y Gómez-Ávila, M. 2020. Seismic exploration survey northeast of the Tres Virgenes geothermal field, Baja California sur, Mexico: a new geothermal prospect. *Geothermics*, 84, pp. 101743. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.101743>
- Sepúlveda-Villarroel, V. 2014. Simulación de la cinética del secado a baja temperatura de eucalyptus nitens. Tesis de Maestría en Ciencia y Tecnología de la Madera. Universidad del Bío-Bío, Chile, 86 p. Recuperado en octubre de 2021 de: <http://repobib.ubiobio.cl/jspui/handle/123456789/1476>
- Stanko, Z.P., & Yeh, W.W.G. 2019. Nonlinear model reduction of solute transport models. *Advances in Water Resources*, 130, pp. 157–171. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2019.05.028>
- Steeffel, C.I., & Lasaga, A.C., 1994. A coupled model for transport of multiple chemical species and kinetic precipitation/dissolution reactions with applications to reactive flow in single phase hydrothermal system. *American Journal of Science* 294, 529–592. DOI: <https://doi.org/10.2475/ajs.294.5.529>
- Stober, I., & Bucher, K. 2013. Geothermal energy, from theoretical models to exploration and development. Germany. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-642-13352-7
- Stock, J. M., & Lee, J. 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record? *Tectonics*, 13(6), pp. 1472-1487. <https://doi.org/10.1029/94TC01808>
- Tello, H.E., Verma, M.P., González P.E. 2005. Geochemical Characteristics of Reservoir Fluids in the Las Tres Virgenes, BCS. Mexico. *Proceedings World Geothermal Congress 2005 Antalya, Turkey*, pp. 24-29. Recuperado en abril de 2021 de: <https://www.researchgate.net/publication/267829709>
- Tello-López, M.R., & Torres-Rodríguez, M.A., 2015. Behavior of the production characteristics of the wells in the Las Tres Virgenes, B. C. S., Geothermal Field, Mexico. In: *Proceedings, World Geothermal Congress 2015, Melbourne, Australia*, pp. 19-25. Recuperado en mayo de 2021 de: <http://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2015/24018.pdf>
- Valencia-Cabrera, D. 2021. Determinación del estado de equilibrio químico fluido-roca del yacimiento geotérmico Las Tres Virgenes (BCS) a partir de la geotermometría de solutos y de SiO_2 . Tesis de maestría en ciencias de la Tierra. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, B.C. 129 p. Recuperado en enero de 2021 de: <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3541>
- Verma, S. P. & Santoyo, E. 1997. New improved equations for NaK , NaLi and SiO_2 geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79(1-2), pp. 9–23. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(97\)00024-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(97)00024-3)

- Verma, P. M., Pandarinath K., Santoyo, E., González, P.E., Torres A. I.S., Tello, H. E. 2006. Fluid chemistry and temperatures prior to exploitation at the Las Tres Vírgenes geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 35, pp. 156-180. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2006.02.002>
- Versteeg, H. K. & Malalasekera, W. 2007. *An introduction to computational fluid dynamics: the finite volume method*. Pearson education.
- Viggiano-Guerra, J. C., Sandoval-Medina, F., Flores-Armenta, M. D. C., Pérez, R. J., y González-Partida, E. 2009. Aplicación del SPCALC en la especiación química y termodinámica de fluidos: ejemplo del caso de los pozos LV-4A, LV-11 y LV-13, del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS. *Geotermia*, 12. Recuperado en mayo de 2021: <https://publications.mygeoenergynow.org/journals/Geotermia-Vol22-1.pdf#page=14>
- Xamán, J., Gijón-Rivera, M. 2016. *Dinámica de fluidos computacional para ingenieros*. Ed. Palibrio, 432 p.
- Xu, T., Sonnenthal, E., Spycher, N., & Pruess, K. 2006. TOUGHREACT—a simulation program for non-isothermal multiphase reactive geochemical transport in variably saturated geologic media: applications to geothermal injectivity and CO₂ geological sequestration. *Computers & geosciences*, 32(2), 145-165. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.06.014>