

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



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geofísica Aplicada**

**Exploración sísmica y térmica somera y su
correlación con columnas litológicas de pozos en la
caldera La Reforma, Baja California Sur, México.**

Tesis

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

Presenta:

Eleyra Berenice Sena Lozoya

Ensenada, Baja California, México

2019

Tesis defendida por

Eleyra Berenice Sena Lozoya

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Efraín Gómez Arias

Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar

Codirector de tesis

Dr. Antonio González Fernández

Dr. Benjamín Barón Segovia



Dr. Jonás de Dios de Basabe Delgado

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

Eleyra Berenice Sena Lozoya © 2019

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis

Resumen de la tesis que presenta Eleyra Berenice Sena Lozoya como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Exploración sísmica y térmica somera y su correlación con columnas litológicas de pozos en la caldera La Reforma, Baja California Sur, México.

Resumen aprobado por:

Dr. Efraín Gómez Arias

Codirector de tesis

Dr. Mario González Escobar

Codirector de tesis

A pesar de la limitada información del subsuelo en la caldera La Reforma, Baja California Sur, se reporta la presencia de manifestaciones hidrotermales en superficie, lo cual la coloca como una zona con posible potencial geotérmico, principalmente para usos directos. Con el fin de determinar la distribución de sus estructuras geológicas en la parte más superficial, conocer su litología y estimar, como primera aproximación, el comportamiento térmico somero (local), se realizó un levantamiento de datos sísmicos someros de aproximadamente 5 km de longitud, se perforaron dos pozos someros (55 m) y se registró la temperatura in-situ en cada pozo. Con la información sísmica se generaron modelos de velocidad de ondas S, mediante el Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW, por sus siglas en inglés), los cuales se correlacionaron favorablemente con las columnas litológicas de cada pozo, que muestran secuencias de pómez, ceniza volcánica y basalto. El modelo de MASW se comparó con una sección sísmica de reflexión que presenta cuerpos de baja velocidad consistentes con anomalías de alta conductividad eléctrica cercanas a la zona de estudio, que pueden estar asociadas al fracturamiento y a la posible presencia de alteraciones hidrotermales. Por otro lado, se evaluó la variación de la temperatura superficial en un año y se determinó que puede afectar los registros de temperaturas del subsuelo en los primeros 15 a 25 m de profundidad. Se estimó la Temperatura Estabilizada de Formación (TEF) en 30 m, 40 m, y en la profundidad máxima de cada pozo con 5 métodos analíticos, estimándose también el flujo de calor (método de Bullard Plot) y los gradientes térmicos someros. Los resultados de las estimaciones térmicas muestran valores más elevados a los esperados para esa profundidad. Ambos pozos se ubican por encima de la zona de baja velocidad sísmica, lo que permite inferir que las anomalías térmicas pueden corresponder tanto a los efectos de la temperatura superficial como a la posible presencia de alteración hidrotermal en el subsuelo. Con estas observaciones, se sugiere continuar con la exploración tanto geofísica como térmica, de manera exhaustiva en las zonas de anomalía sísmica, para evaluar con mayor precisión el potencial geotérmico en la zona de estudio.

Palabras clave: caldera La Reforma, sísmica somera, MASW, columnas litológicas, pozos someros, registros de temperatura, TEF, flujo de calor, gradiente térmico.

Abstract of the thesis presented by Eleyra Berenice Sena Lozoya as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Seismic and shallow thermal exploration and its correlation with lithological wells columns from the caldera La Reforma, Baja California Sur, Mexico.

Abstract approved by:

Dr. Efraín Gómez Arias

Thesis Co-Director

Dr. Mario González Escobar

Thesis Co-Director

In spite of the limited information about the subsurface in the caldera La Reforma (CLR), Baja California Sur, there are some thermal springs on the surface that have been reported in the literature, which place this caldera as a zone with possible geothermal potential, mainly for direct-uses. To survey the distribution of the near-surface geological structures, to identify its lithology, and to estimate the shallow thermal behavior, in the periphery of CLR, seismic data acquisition of about 5 km was performed, two wells of 55 m depth were drilled, and temperature measurements were made in each well. By applying the Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) method to seismic data it was generated S-wave velocity models which were correlated in agreement with the lithological information of the two wells (sequences of pumice, volcanic ash, and basalt). MASW model was also compared with a section of seismic reflection which presents low-velocity structures which were associated with high electrical conductivity anomalies, faults, and possibly with hydrothermal alteration. On the other hand, it was evaluated the behavior of the surface air temperature fluctuations (daily temperatures corresponding to the year 2017), suggesting that the surface thermal effect reaches depths between 15 and 25 meters in the study area. The Static Formation Temperatures (SFT) was estimated at depths of 30 m, 40 m and the bottom-hole of each well respectively using five analytical methods, was also estimated the heat flow with Bullard Plot method, and the shallow thermal gradients. The calculated and estimated results in this work, provide thermal values which are higher than expected to these depths. Due to wells are located above the low-velocity seismic structures, the shallow thermal anomaly might be related to both surface thermal effect and to the likely presence of hydrothermal alteration. These results allow us to suggest continuing with the geophysical and thermal exploration focusing mainly in the areas related to seismic anomalies, to evaluate more accurately the geothermal potential of the study zone.

Keywords: caldera La Reforma, shallow seismic, MASW, lithological columns, shallow wells, temperature logs, SFT, heat flux, thermal gradient.

Dedicatoria

A mis padres. Este logro es para ustedes. Gracias por su confianza, su motivación y ejemplo, su comprensión y su inmenso amor. Gracias por todo lo que son y por todo lo que me han dado. Estaré siempre agradecida. Los admiro y los amo con todo mi corazón.

A mis hermanas. Mis mejores amigas. Por su unidad, por disfrutar conmigo este proceso y luchar por sus propios sueños, son un ejemplo para mí. Las adoro.

A mi abuelita, por esperarme siempre con tanto gusto, por no desistir. Siempre está en mi mente y corazón.

A la memoria de mi abuelito. Lo llevo siempre conmigo.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por abrirme las puertas a tantas oportunidades, retos y aprendizajes, en muchos ámbitos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. No. de becario: 769580

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) a través del proyecto P03 (responsable Dr. Antonio González Fernández) “Campaña intensiva de exploración geotérmica de las cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del sistema de rifts del Golfo de California” por su apoyo para financiar la exploración sísmica y térmica somera en la caldera La Reforma.

Al proyecto PN2016-2188 “Estimación y Evaluación del Potencial Geotérmico de Sistemas de Baja y Mediana Entalpía para usos Directos y Generación de Energía Eléctrica y con Tecnología de Ciclo Binario: El Caso de las Calderas La Reforma y el Aguajito del Complejo Volcánico las Tres Vírgenes, Baja California Sur” (responsable técnico Dr. Efraín Gómez Arias) por su apoyo para financiar la exploración sísmica y térmica somera en la caldera La Reforma y por el apoyo como asistente de proyecto (con número de registro 28059) para terminar la tesis de maestría.

A los miembros de mi comité de tesis: al Dr. Efraín, Dr. Mario, Dr. Antonio y Dr. Benjamín, por su paciencia y su disposición para transmitirme un poco de sus conocimientos, en cada una de sus áreas. Estoy verdaderamente agradecida por sus aportaciones en este trabajo. En especial a mis codirectores el Dr. Efraín y el Dr. Mario por sus atenciones y su confianza, por la dedicación que me tuvieron y por todas las enseñanzas que me dejaron. Gracias por formar parte de mi formación académica, profesional y personal. Me quedo con lo mejor de ustedes.

Agradezco a todos los investigadores que me impartieron clases y talleres durante mi estancia en el posgrado, fue un honor tener de maestros a personas tan preparadas.

Al capítulo estudiantil de la SEG (2017 y 2018) por darme la oportunidad de participar en el *Challenge Bowl* AMGE en la FI/UNAM. Y al posgrado de Ciencias de la Tierra por cubrir los gastos.

A los técnicos del departamento de Geofísica Aplicada Don Jaime y Enrique por su colaboración en la adquisición de los datos sísmicos. Agradezco además sus enseñanzas, disposición y buena actitud en el trabajo de campo. Fue un buen equipo. A Porfirio Avilez Serrano, técnico de CeMIE-Geo, por su colaboración en la recuperación de núcleos geológicos y la interpretación de las rocas correspondientes.

A Marianggy Gómez Ávila por todas sus aportaciones en el presente trabajo, su colaboración en la toma de los datos sísmicos y térmicos de campo, por su disposición para explicarme lo que necesitara, por brindarme su apoyo y su amistad. A Gabriel Mejía por su taller de Latex. A Jessica, por tus enseñanzas durante la materia de Geotermia. A Humberto, por las reparaciones de mi laptop y por sus pláticas motivacionales. A Sergio Arregui, Favio y M. Arthur, por su ayuda en distintas áreas.

A la comunidad de la UMA presente en las campañas de adquisición, especialmente a Gilberto, Don Eugenio, Don Alfredo, Chuy, por su colaboración en la toma de datos en campo. Gracias también por compartir esa gran calidad humana que los distingue, su increíble actitud, su amistad.

Y un agradecimiento muy especial a todos aquellos que de alguna manera hicieron de esta estancia una experiencia muy bonita. A Oswaldo, por todo tu cariño y apoyo, por tu motivación y lealtad aún en los momentos más estresantes de esta etapa, por todo lo compartido; a Christina y Armando, por tenderme su mano amiga de manera tan incondicional, con ustedes la amistad tomó otro significado; a Laura, Cristian y Trejo, por sus valiosas muestras de afecto y sincera amistad; a Gaby, Javier, Lorena, Yahaira, Marcus, y más compañeros y amigos que formaron parte importante de esta bonita etapa. Todos ustedes se quedan en mi corazón con todo lo bueno.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xix
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Marco geológico	4
1.2. Antecedentes	6
1.2.1. Volcanes Las Tres Vírgenes y caldera El Aguajito	6
1.2.2. Caldera La Reforma	8
1.3. Justificación	11
1.4. Objetivos	12
1.4.1. Objetivo general	12
1.4.2. Objetivos específicos	12
1.5. Área de estudio	12
Capítulo 2. Exploración sísmica somera	
2.1. Marco teórico	14
2.1.1. Refracción sísmica	14
2.1.2. Análisis Múlticanal de Ondas Superficiales (MASW)	18
2.1.2.1. Adquisición	22
2.1.2.2. Análisis de dispersión	23
2.1.2.3. Inversión	26
2.2. Adquisición de datos	28
2.3. Procesamiento de datos	30
2.3.1. Refracción sísmica	31
2.3.2. MASW	31
2.3.2.1. Modelos 1D	32
2.3.2.2. Modelos 2D	35
Capítulo 3. Resultados e Interpretación sísmica	
3.1. Resultados de Refracción	40
3.2. Resultados del MASW	44
3.2.1. Modelos 1D	44
3.2.2. Modelos 2D	47
3.2.2.1. Correlación con columnas litológicas de pozos	48
3.2.2.2. Modelos 2D por segmentos	51
3.2.2.3. Modelo 2D completo	55
3.3. Interpretación sísmica	55

Tabla de contenido (continuación)

Capítulo 4. Exploración térmica somera	
4.1. Marco teórico	57
4.1.1. Flujo de calor y Gradiente térmico	57
4.1.1.1. Bullard Plots	59
4.1.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación	60
4.1.3. Efecto de las temperaturas superficiales en el subsuelo	62
4.2. Adquisición de datos	63
4.2.1. Recuperación de núcleos	63
4.2.2. Registros térmicos	63
4.2.2.1. Registros térmicos transitorios (T vs t)	65
4.2.3. Temperaturas superficiales	65
4.2.4. Propiedades termofísicas de las rocas	68
4.3. Cálculo y estimación del comportamiento térmico del subsuelo	69
4.3.1. Efecto de las temperaturas superficiales en el subsuelo	69
4.3.1.1. Análisis de sensibilidad	71
4.3.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación	73
4.3.3. Gradiente térmico	79
4.3.4. Flujo de calor	79
Capítulo 5. Resultados e Interpretación térmica	
5.1. Efecto de las temperaturas superficiales en el subsuelo	81
5.1.1. Análisis de sensibilidad	82
5.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación	83
5.3. Gradiente térmico	86
5.4. Flujo de calor	88
Capítulo 6. Discusiones	
6.1. MASW y sísmica de Refracción	92
6.2. MASW y sísmica de Reflexión	93
6.3. Estudios sísmicos y MT	96
6.4. Estudios térmicos	97
6.4.1. Efecto de las temperaturas superficiales	97
6.4.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación	99
6.4.3. Flujo de calor y Gradiente térmico	100
6.5. Estudios térmicos y geofísicos	101
Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones	
7.1. Conclusiones y recomendaciones del estudio sísmico	103
7.2. Conclusiones y recomendaciones del estudio térmico	104
Literatura citada	105

Lista de figuras

Figura	Página
1. Localización del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes (CVLTV): Caldera La Reforma (rojo), Caldera El Aguajito (azul) y el sistema de volcanes Las Tres Vírgenes (verde), así como del campo geotérmico del mismo nombre (recuadro amarillo).	2
2. Agrupación de los principales sistemas de fallas ubicadas dentro del CVLTV y su vecindad; estructuras volcánicas (volcanes y calderas); ubicación de algunas manifestaciones hidrotermales; así como la geología superficial de la zona. Algunas de las fallas señaladas son: F.E.C.; Falla El Colapso; F.C., Cimarrón; F.E.M., El Mosquito; F.AL., El Álamo; F.A-R., Azufre-Reforma; F.V., La Virgen. Modificado de Prol-Ledesma et al. (2016).	6
3. Modelo hidrogeológico del CVLTV. Incluye información geológica, estructural, química e hidrológica del área. En éste se ilustran: las cámaras magmáticas propuestas por debajo del volcán El Azufre y de la caldera La Reforma, así como las fallas que gobiernan el flujo de los fluidos por debajo de ellos; se presenta además las direcciones de estos flujos; la localización de las manifestaciones hidrotermales superficiales, así como la composición química de los tipos de aguas, tanto superficiales como subterráneas. Tomada y modificada de Portugal et al. (2000).	9
4. Modelos de distribución de resistividad bajo el CVLTV de los modelos I y II para las profundidades de a) 0.05 km y b) 0.5 km. R1 y R2 son las zonas resistivas, C1 representa la zona conductiva. Obsérvese en el mapa a), la zona conductiva C1 parece estar distribuida a lo largo de las fallas El Azufre-La Reforma y El Álamo; por otro lado, en el mapa b) la zona conductiva C1 está limitada por los sistemas de fallas El Aguajito, El Álamo, El Mezquital, La Virgen y El Azufre-Reforma. Tomada de Antayhua-Vera (2017).	10
5. Localización del área de estudio dentro del CVLTV, perteneciendo al área de deformación de la caldera La Reforma. Se muestra encerrada en el recuadro blanco y dentro de ella se ubican los pozos perforados y el perfil sísmico adquirido.	13
6. Registro sísmico y los diferentes tipos de onda registrados. En la imagen de la izquierda se presenta un sismograma multicanal terrestre con datos reales, en donde se han registrado todos los tipos de ondas mencionadas en la imagen de la derecha. Se puede apreciar la tendencia particular de cada una de ellas. La onda directa y la refractada corresponden a los primeros arribos; la reflejada tiende a formar hipérbolas; y las ondas superficiales cubren gran parte del registro, enmascarando las demás reflexiones, si existieran.	15

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
7. Representación física de la Ley de Snell. Se ilustra la trayectoria del ángulo incidente (i_1) en el medio 1, el ángulo refractado (i_2) en el medio 2 y el ángulo crítico (i_c) de las ondas P incidentes en un medio más rápido. A medida que el ángulo i_1 incrementa, las ondas que inciden se vuelven más cercanas a la horizontal y las ondas refractadas se aproximan más a la interface. Modificada de Stein and Wysession (2003)	16
8. Trayectoria de los rayos sísmicos desde la fuente a los geófonos. Onda directa: viaja directamente de la fuente a los receptores con la velocidad del medio 1. Onda críticamente refractada o <i>Head wave</i> : viaja hacia abajo y hacia arriba con la velocidad del medio 1 y en la interface de ambos medios con la velocidad del medio 2, siempre y cuando $V_2 > V_1$. Modificado de Lowrie (2007).	16
9. Dromocronas. Diagrama de tiempo de viaje vs distancia, del modelo de la Figura 8.	17
10. Deformación elástica y movimiento de la partícula asociada al paso de las ondas Rayleigh. Modificada de Reynolds (1998).	19
11. Propagación de las ondas superficiales en profundidad de acuerdo a su longitud de onda, por lo que, cada valor de frecuencia contiene información de materiales a profundidades distintas. Tomada de Park et al. (1998a).	20
12. Procedimiento general del método MASW. a) Perturbación del subsuelo por distintas fuentes en superficie. b) Registro sísmico con la complejidad de las ondas sísmicas en la naturaleza. c) Transformación del campo de ondas al dominio de las frecuencias para ilustrar las curvas de dispersión de los diferentes tipos de onda. Extracción del modo fundamental de las ondas Rayleigh, filtrando automáticamente la dispersión de las demás señales. d) Inversión de las curvas de dispersión y obtención de un perfil 1D V_S . e) Interpolación de un de un conjunto de ellos resulta en un perfil 2D de V_S . Tomada y modificada de Park et al. (2007).	21
13. Esquematización de los arreglos para la adquisición de datos con: fuente pasiva (izquierda) y fuente activa (derecha), en MASW. Modificado de Park et al. (2007).	22
14. Modos de calcular la velocidad de fase partiendo del registro sísmico en distancia-tiempo: Transformada de Fourier - Desplazamiento de fase-Apilado / Transformada $\tau-p$ en el dominio del tiempo (apilado inclinado)- Transformada de Fourier. Tomada y modificada de Hayashi (2003).	25

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
15. Extracción de la curva de dispersión correspondiente al modo fundamental de las ondas Rayleigh. Se muestra además, la naturaleza dispersiva de los modos superiores y el ruido, tanto en el espectro de frecuencias (izquierda) como en las curvas de dispersión resultantes (derecha). Tomada y modificada de Hayashi (2003).	26
16. Fuente sísmica utilizada para la adquisición de los datos del presente estudio. En la parte inferior de ella se encuentra la placa que cae para golpear el suelo y generar las ondas sísmicas. Al fondo de se aprecia la perforadora.	28
17. Configuración del arreglo de adquisición de datos sísmicos multicanal con fuente móvil para refracción somera en la caldera La Reforma, B.C.S. Los triángulos inversos representan los sensores enterrados en el suelo y las flechas negras los puntos de tiros realizados con respecto a la posición de los geófonos. Separación entre geófonos, $g_x=10$ m; separación entre fuentes, $s_x=10$ m; longitud del tendido = 230 m.	29
18. Localización del tendido sísmico adquirido en la caldera La Reforma, B.C.S., así como la ubicación de los pozos perforados. Coordenada del Pozo 1: $27^{\circ}30'33.64''N$ $112^{\circ}28'44.77''O$; Pozo 2: $27^{\circ}30'0.84''N$ $112^{\circ}29'10.06''O$	30
19. Registro sísmico de la fuente ubicada en $s_x=3435$ m. La imagen de la izquierda corresponde al registro original. Al registro de la derecha se le ha aplicado un aumento de amplitud para identificar de manera más precisa el tiempo de los primeros arribos, señalados en rojo.	32
20. a. Análisis espectral en la imagen de velocidad de fase vs frecuencia ($c - f$), del registro $s_x = 3310$ m, cercano al Pozo 2. El par de líneas azules corresponde a la ventana de frecuencias óptimas, comprendida entre 5 y 30 Hz, dentro de la cual se encuentran los datos más confiables. Los puntos rojos indican los valores de velocidad de fase que representan mejor al modo fundamental de las ondas Rayleigh, para generar la curva de dispersión. b. Curva de dispersión extraída del análisis espectral.	33
21. Corrección de la curva de dispersión generada con los datos del tendido No. 15, cercano al Pozo 2. a. Original. b. Puntos seleccionados (en rojo) para eliminar. c. Curva corregida. No fue necesario aplicar ningún filtro de suavizado, baja calidad, ni de modos superiores.	34
22. a. Imagen con la naturaleza dispersiva de las ondas sísmicas registradas por los sensores, con la fuente en $s_x=4840$ m, cercana al Pozo 1. b. Curva de dispersión extraída después de seleccionar las velocidades de fase correspondientes al modo fundamental de las ondas Rayleigh.	35

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
23. Mapa del área de estudio con el tendido sísmico y la ubicación de los pozos. Las líneas negras representan de manera aproximada la distribución de los cinco segmentos en los que se dividió la línea sísmica para el análisis en 2D, enumerados como S1, S2, S3, S4 y S5.	36
24. Geometría del arreglo sísmico multicanal con fuente movible, empleado para este trabajo. Los círculos celestes corresponden a la posición de los puntos de tiro (fuentes), y los amarillos a la posición de los receptores (geófonos).	37
25. Conjunto de Curvas de Dispersión obtenidas en el procesamiento 2D de ondas superficiales. Estas curvas presentan ruido, modos superiores, datos de baja calidad, entre otros datos no deseados. Las barras verde y roja se colocan en la posición de la frecuencia mínima y máxima que se desea conservar, para eliminar toda la información que se encuentra fuera de este intervalo.	38
26. Columnas litológicas generadas a partir de la información extraída de los núcleos geológicos recuperados en los pozos perforados en la caldera La Reforma, B.C.S. Interpretación litológica de núcleos por Porfirio Avilez Serrano, técnico de CeMIE-Geo.	41
27. Dromocronas del tendido No. 15. En la izquierda se muestra un diagrama individual distancia-tiempo; y en la derecha el conjunto de curvas generadas con los siete registros analizados previamente.	42
28. Modelo directo 1D con refracción sísmica. Se presenta el diagrama x-t del registro con $s_x = 3375$ m obtenido en campo (izquierda), donde se observan dos pendientes principales encerradas en negro y verde, donde a su vez, se divide la pendiente 1 en dos quiebres (a y b). La imagen de la derecha muestra las pendientes reproducidas con el programa, donde se comparan de manera coherente 1a y 1b. Por otro lado, para introducir una tercer pendiente en el modelo era requisito que su velocidad fuera mayor a la pendiente 1b, por lo que los tiempos de arribo de la pendiente en verde no se reprodujeron favorablemente.	43
29. Modelo 1D de velocidades de corte (S) del tendido 20 donde se ubica el Pozo 1, y generado con el método de MASW. Los escalones en la línea de V_S representan los límites de las capas asignadas; y la zona sombreada en gris oscuro corresponde al rango de profundidad efectiva en relación a la curva de velocidad aparente obtenida.	44

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
30. Modelo 1D de velocidades de corte (V_S) del tendido 15 donde se ubica el Pozo 2, y generado con el método de MASW. Los escalones en la línea de V_S representan los límites de las capas asignadas; y la zona sombreada en gris oscuro corresponde al rango de profundidad efectiva en relación a la curva de velocidad aparente obtenida.	45
31. Comparación entre el modelo 1D de V_S obtenido del tendido 20 con MASW, y la columna litológica obtenida en el Pozo 1. La zona de baja velocidad en MASW se asocia a la capa de cenizas volcánicas de la columna litológica.	46
32. Comparación entre el modelo 1D de V_S obtenido del tendido 15 con MASW, y la columna litológica obtenida en el Pozo 2. La zona de baja velocidad en MASW se asocia a la capa de cenizas volcánicas de la columna litológica.	46
33. Conjunto de Modelos en 1D de velocidades de onda S (V_S) obtenidos tras filtrar e invertir de manera iterativa las curvas de dispersión correspondientes a los registros de la S5 (región contenida entre ambos pozos), presentadas en la Figura 25.	48
34. Modelos 1 y 2 (M1 y M2, respectivamente) en 2D de V_S correspondiente al S5, con la información sísmica contenida entre los pozos (recuadro blanco en el mapa), tras la interpolación bidimensional de los modelos de la Figura 33. Los cambios de velocidades se presentan de manera gradual tanto en profundidad como lateralmente. Los colores azul y morado representan valores bajos de velocidad S y las tonalidades naranja y rojo corresponden a valores altos de V_S	49
35. Correlación entre modelos 2D de V_S con las columnas litológicas de pozo. M1 y M2 son consistentes con la presencia de una región de baja velocidad (azul) distribuida principalmente en el centro de la sección en la parte más superficial del subsuelo. H1 y H2 corresponden a los límites entre las capas 1-2 y 2-3, respectivamente. Ambos modelos presentan estos límites al inicio de los valores de más bajas velocidades y al inicio de las altas velocidades.	50
36. Modelos 2D de V_S . En esta figura se muestran los modelos resultantes de cada segmento procesado (S1-S4), incluyendo el S5 presentado en la Figura 34. La profundidad máxima en todos ellos es de 63 m, y su longitud es variable. La ubicación de cada segmento se presenta en el mapa superior izquierdo.	52

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
37. Modelo 2D de V_S completo. La información utilizada de cada segmento para la interpolación bidimensional, se encuentra limitada y señalada con "S1 - S5". En amarillo y rojo se presentan los valores de V_S más altos y las regiones en morado y azul se asocian a las cenizas volcánicas (valores más bajos de V_S). Enseguida se muestra la escala de colores relacionada a los valores de V_S de la sección completa.	56
38. Modelo 2D de V_S completo e interpretado. La información utilizada de cada segmento para la interpolación bidimensional, se encuentra limitada y señalada con "S1 - S5". Las barras negras verticales señalan la ubicación de los Pozos 1 y 2 perforados en la zona de estudio. En el recuadro rojo se encierra la ubicación de la sección sísmica de reflexión presentada en el Capítulo 6; en ella se incluye la zona de mayor velocidad, así como la localización de los pozos. Las líneas negras punteadas corresponden a zonas de contrastes laterales significativos de V_S que pudieran estar relacionados con estructuras geológicas como fallas someras, o presencia de cuerpos anómalos en profundidad.	56
39. Representación física para el cálculo del gradiente geotérmico.	58
40. Registros transitorios de temperatura a 10 m (a), 20 m (b), 30 m (c), 40 m (d) y 47 m (e) del Pozo 1 (cada registro con una duración de 2 horas). (f) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro de 0, 0.3, 0.7, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr. Los registros en 10 m (a) y 20 m (b) presentan un comportamiento térmico fuera de tendencia, con temperaturas que decrecen con el tiempo y con fluctuaciones en sus valores. Los gráficos (c), (d) y (e), correspondientes a los registros en 30, 40 y 47 m, respectivamente, exhiben un comportamiento térmico asintótico, donde la temperatura del pozo aumenta con respecto al tiempo, común en este tipo de registros.	66
41. Registros transitorios de temperatura a 10 m (a), 20 m (b), 30 m (c), 40 m (d) y 54 m (e) del Pozo 2 (cada registro con una duración de 2 horas). (f) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro de 0, 0.5, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr. Los registros en 10 m (a) y 20 m (b) presentan un comportamiento térmico fuera de tendencia, con fluctuaciones en sus valores de temperatura. Los gráficos (c), (d) y (e), correspondientes a los registros en 30, 40 y 54 m, respectivamente, exhiben un comportamiento térmico asintótico, donde la temperatura del pozo aumenta con respecto al tiempo, común en este tipo de registros.	67

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
42. Temperaturas diarias del ambiente (°C) medidas por la Estación Meteorológica Santa Rosalía, Baja California Sur, durante el año 2017. La gráfica en negro corresponde a las mediciones diarias de temperatura máxima, la azul a la T mínima y la roja a la temperatura media. Información proporcionada por el Laboratorio de pronósticos meteorológicos del CICESE y CONAGUA.	68
43. Temperaturas máximas del ambiente (°C) medidas diariamente por la Estación Santa Rosalía, Baja California Sur, durante el año 2017.	70
44. Registros transitorios de temperatura a 30 m (a), 40 m (b) y 47 m (c) del Pozo 1 (cada registro con una duración de 2 horas). (d) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro en 0, 0.3, 0.7, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr.	77
45. Registros transitorios de temperatura a 30 m (a), 40 m (b) y 54 m (c) del Pozo 2 (cada registro con una duración de 2 horas). (d) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro en 0, 0.5, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr.	78
46. Secuencia litológica de los Pozos 1 y 2. Se muestran tres rocas distintas y la conductividad térmica k , el límite en profundidad d de cada una, y la profundidad z de las mediciones de TEF. Los asteriscos celestes señalan los puntos en profundidad donde se realizaron las mediciones de temperatura. $z_0 = T_m$	80
47. Efecto de las fluctuaciones térmicas superficiales en la temperatura del suelo en función de la profundidad y el tiempo, en la región comprendida dentro del CVLTV, B.C.S. Se observa la profundidad a partir de la cual la temperatura del subsuelo deja de estar perturbada por el efecto térmico superficial; así como el comportamiento térmico estacional en profundidad, lo cual puede ser de gran utilidad para aplicaciones directas de la geotermia.	81

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
48. Profundidad vs error normalizado. Se muestran los errores calculados de cada uno de las combinaciones con respecto al modelo de referencia. a) Modelo 1 al 9 variando k y manteniendo constantes ρ y C_p . b) Modelo 10 al 18 variando ρ y manteniendo constantes k y C_p . c) Modelo 19 al 27 variando C_p y manteniendo constantes k y ρ . Las barras amarillas señalan los límites entre los tipos de roca con propiedades termofísicas distintas. d) Diagrama de caja donde se muestra que la variable k presenta el mayor error y por consecuencia corresponde a la variable con mayor influencia en los modelos de transferencia de calor.	83
49. Resultados de las TEF estimadas en el Pozo 1 inferidas a partir de los cinco métodos analíticos de aproximación con los modelos de OLS (a) y QR (b), en 30 m, 40 m y 47 m. Los triángulos rojos corresponden a los valores de la última medición de temperatura <i>in-situ</i> [T(2)].	84
50. Resultados de las TEF estimadas en el Pozo 2 inferidas a partir de los cinco métodos analíticos de aproximación con los modelos de OLS (a) y QR (b), en 30 m, 40 m y 54 m. Los triángulos rojos corresponden a los valores de la última medición de temperatura <i>in-situ</i> [T(2)].	84
51. Perfil de temperaturas del Pozo 1 con el valor de T_m en z_0 y las TEF resultantes de los cinco métodos analíticos (BM, HM, KEM, LM, SRM) para los modelos OLS (a) y QR (b) en $Z_{=30,40,47}$	86
52. Perfil de temperaturas del Pozo 2 con el valor de T_m en z_0 y las TEF resultantes de los cinco métodos analíticos (BM, HM, KEM, LM, SRM) para los modelos OLS (a) y QR (b) en $Z_{=30,40,54}$	87
53. <i>Bullard plots</i> para el Pozo 1. a) Modelo OLS con los cinco métodos analíticos. b) Modelo QR con los tres métodos analíticos (se omitió el BM y KEM). La $R_t = 0$ corresponde al valor de z_0 y T_m ; los valores de R_t restantes corresponden a los valores de z_{30} , z_{40} y z_{47} , respectivamente. El flujo de calor q , fue calculado con: i) la pendiente de $Z_{=0-47}$ y ii) la pendiente de $Z_{=30-47}$	89
54. <i>Bullard plots</i> para el Pozo 2. a) Modelo OLS con los cinco métodos analíticos. b) Modelo QR con los cuatro métodos analíticos (se omitió el BM). La $R_t = 0$ corresponde al valor de z_0 y T_m ; los valores de R_t restantes corresponden a los valores de z_{30} , z_{40} y z_{54} , respectivamente. El flujo de calor q , fue calculado con: i) la pendiente de $Z_{=0-54}$ y ii) la pendiente de $Z_{=30-54}$	89

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
55. Refracción vs MASW. Comparación de las dromocronas obtenidas de un registro sísmico (correspondiente al tendido 15) contra las variaciones laterales presentadas en el modelo 2D de V_S , generado con el método de MASW. Las flechas indican el orden. a) Dromocrona extraída del registro correspondiente a la fuente $s_x=3435$ m (punto de tiro más cercano al Pozo 2, del tendido 15). Las flechas azules representan las pendientes asignadas. b) Las pendientes asignadas con sus respectivos puntos de tiempo de viaje (ms). Los valores de velocidad fueron calculados con el inverso de cada pendiente. c) Modelo 2D de V_S del tendido 15, obtenido con el MASW. Los colores azules representan valores bajos de velocidad y los naranja valores más altos. Los triángulos negros señalan la posición aproximada del cambio de pendientes en la dromocrona de a) y b). Los valores por encima de los triángulos indican la velocidad de la onda S en esa posición.	92
56. Ubicación de la línea sísmica de reflexión con respecto a la línea de refracción, en el CVLTV, B.C.S. El tendido sísmico adquirido por reflexión está representado por los círculos celestes, tiene una dirección NE-SW y una longitud cercana a los 2200 m; comienza ~50-70 m al NE del tendido de MASW pasando por los Pozos 1 y 2, y comprende los tendidos del 11 al 20 del MASW.	93
57. Perfil sísmico de reflexión generado e interpretado por Gómez-Ávila (2018). Las líneas amarillas y rojas representan las fallas interpretadas; mientras que las líneas verde y naranja corresponden a los sismorefltores 1 y 2 (R1 y R2), respectivamente.	94
58. MASW y Reflexión. a) Sobreposición de los modelos 2D obtenidos con el método de MASW (primeros ~60 m) y con Reflexión (por debajo de los ~60 m). Las líneas amarillas representan las fallas interpretadas por Gómez-Ávila (2018) y las verdes al límite aproximado entre las regiones de alta y baja amplitud. Las líneas punteadas en color negro corresponden a las zonas interpretadas como posibles fallas someras o cuerpos anómalos en profundidad en el modelo de V_S de MASW. Los prismas negros señalan la posición de los pozos con respecto a la sección sísmica. b) Mapa del perfil sísmico. El rectángulo negro encierra el segmento sísmico presentado en la Figura a). Dentro de éste se ubican los pozos P1 y P2, las posibles fallas interpretadas en el modelo de MASW (líneas grises) y la localización en superficie de las regiones de baja velocidad sísmica (elipses verdes) de la sección sísmica de reflexión.	95

59. a) y b) Mapas de distribución de resistividad eléctrica (ρ_e) en el CVLTV a 0.05 y 0.5 km de profundidad, respectivamente. R1 y R2: zonas resistivas y C1: zona conductora; puntos azules: sondeos MT. El recuadro negro corresponde al área de estudio de este trabajo. c) Mapa del CVLTV y su vecindad. Líneas rosas y negras: fallas y fracturas, y las rojas: perfiles (A5, A6 y B7) de ρ_e (con MT) generados por Antayhua-Vera (2017). Modelos I y II del d) A5 y e) del B7, que pasan horizontal y verticalmente por el área de estudio, respectivamente. Puntos blancos: epicentros de sismos, círculos negros: anomalía de interés (después del cruce de F4: Falla El Azufre-La Reforma y F7: Falla El Álamo). Modificado de Antayhua-Vera (2017). 102

Lista de tablas

Tabla	Página
1.	Propiedades termofísicas de los diferentes tipos de rocas, reportadas por Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014). Los valores de esta tabla se utilizaron para estimar el efecto estacional de las temperaturas superficiales en las temperaturas del subsuelo, evaluando la Ec. 24; además se usaron en los cálculos de Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) y en las estimaciones de flujo de calor. 71
2.	Valores utilizados como parámetros de referencia únicamente para el análisis de sensibilidad del método que modela el efecto estacional de las temperaturas superficiales, con la Ec. 24. Propiedades termofísicas tomadas de Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014). 71
3.	Valores mínimos, medios y máximos de las propiedades termofísicas de las rocas (ρ , C_p y k) utilizadas exclusivamente para generar los modelos del análisis de sensibilidad de la Ec. 24. Valores reportadas por Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014). 72
4.	Combinaciones realizadas con los valores de las Tablas 2 y 3 (correspondientes a las propiedades termofísicas de las rocas) para generar los modelos del análisis de sensibilidad de la Ec. 24. Los valores resaltados en colores corresponden al modelo de referencia de cada roca. 73
5.	Soluciones aproximadas de modelos de transferencia de calor por cinco métodos analíticos: BM, HM, KEM, LM y SRM, utilizados en este trabajo para la estimación de las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF). 74
6.	Función de tiempo correspondiente a cada método analítico (BM, HM, KEM, LM y SRM); el desarrollo de las variables primarias y secundarias utilizado en el KEM; y la nomenclatura de los parámetros involucrados. 76
7.	Resultados de las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) estimadas por los cinco métodos analíticos (BM, HM, KEM, LM y SRM) con los modelos OLS y QR ($^{\circ}\text{C}$); Flujo de calor local (mW/m^2) y Gradiente térmico somero ($^{\circ}\text{C}/\text{m}$), estimados con los perfiles de temperatura, en los Pozos 1 y 2, respectivamente. 91

Capítulo 1. Introducción

En México, la capacidad instalada para la generación de energía eléctrica llegó a ser de 73,510 MW en 2016. De la cual el 71.20% corresponde a tecnologías convencionales basadas en combustible fósil (como gas natural, petróleo y carbón), aproximadamente el 19.65% a energía nuclear y de co-generación eficiente y, cerca del 9.15% a tecnologías de energías limpias que incluyen fuentes renovables (hidroeléctrica, biomasa, eólica, solar y geotérmica) (Romo-Jones et al., 2018).

De acuerdo a Romo-Jones et al. (2018), en 2017 la capacidad instalada para la generación de energía geotérmica en el país representaba alrededor del 1.25% del total de la producción de energía eléctrica, con 982.3 MW (946.8 MW en operación). Con ello, México se posiciona en el sexto lugar a nivel mundial en generación de energía geotérmica (International Energy Agency (IEA), 2017). Actualmente cuenta con cuatro campos geotérmicos operados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE): Cerro Prieto, Baja California (CGCP) con 570 MW; Los Azufres, Michoacán (CGLA) con 247.9 MW; Los Humeros, Puebla (CGLH) con 118.9 MW; y Las Tres Vírgenes, Baja California Sur (CGLTV) con 10 MW; y uno por la iniciativa privada del Grupo Dragón: Domo San Pedro, Nayarit (CGDSP) con 35.5 MW (Romo-Jones et al., 2018).

En particular, el CGLTV está localizado en la parte noreste del estado de Baja California Sur, aproximadamente a 33 km al noroeste de la ciudad de Santa Rosalía (Figura 1). Este sistema geotérmico se encuentra en una zona tectónicamente activa (Angelier et al., 1981; López-Hernández et al., 1995) dentro del Complejo Volcánico del mismo nombre. Su exploración inició en 1982 y en el 2001 comenzó la generación de energía eléctrica. Tello-López and Torres-Rodríguez (2015) clasifican al reservorio de este campo como líquido dominante, localizado en un basamento intrusivo de granodiorita fracturada (López Hernández et al., 1994) entre los 950 y 1250 m de profundidad, con temperaturas de 250-275°C (Viggiano-Guerra et al., 2009), cuya fuente de calor está asociada a la cámara magmática que se encuentra por debajo del sistema de volcanes alineados.

La mayor parte del recurso geotérmico en México se utiliza para la generación de energía eléctrica, aunque existen algunos casos de aplicación de usos directos, principalmente en balneología con fines recreativos y terapéuticos (Lund and Boyd,

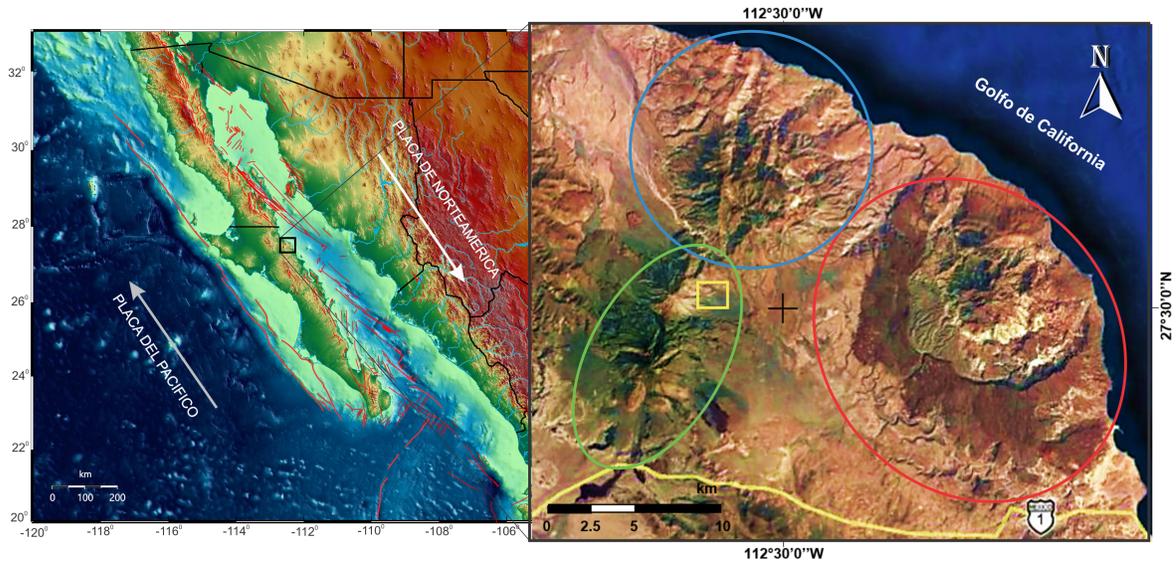


Figura 1. Localización del Complejo Volcánico Las Tres Virgenes (CVLTV): Caldera La Reforma (rojo), Caldera El Aguajito (azul) y el sistema de volcanes Las Tres Virgenes (verde), así como del campo geotérmico del mismo nombre (recuadro amarillo).

2016). Estas aplicaciones de la geotermia permiten la utilización directa del calor proveniente de la parte más superficial del subsuelo que no alcanza el potencial térmico necesario para la generación de energía eléctrica, no obstante es suficiente para su aprovechamiento en bombas de calor (la más común según Gómez-Arias and González-Fernández (2017)), balneología, clima de edificaciones, invernaderos, procesos industriales de calentamiento, desaladores de agua y desecado de frutas, entre otras aplicaciones (Lund and Boyd, 2016).

En la actualidad, México busca incrementar la producción de la energía eléctrica a través de la localización de nuevos yacimientos geotérmicos, la identificación de nuevas zonas de explotación, el incremento de la producción en los campos actualmente en operación y con el desarrollo de esfuerzos explorar y explotar el recurso geoenergético de los sistemas geotérmicos mejorados (Romo-Jones and Kretzschmar, 2017), además de canalizar el desarrollo de la tecnología para aprovechar el calor residual de los fluidos geotérmicos y de los sistemas geotérmicos de mediana y baja entalpía (temperatura) para usos directos (Gómez-Arias and González-Fernández, 2017).

Los sistemas geotérmicos provocan alteraciones en las propiedades físicas del subsuelo, entre ellas, las propiedades elásticas de los materiales, cuya variación se ve reflejada en la velocidad de propagación de las ondas elásticas (Manzella, 1973). Estas

velocidades de propagación en el subsuelo pueden ser medidas en la superficie con los métodos de prospección sísmica. Los métodos que han tenido mayor aplicación y adaptación a aquellos problemas donde las discontinuidades o cambios en las formaciones están más próximas a la superficie del terreno son la sísmica de reflexión, refracción y, en casos donde la profundidad del objeto de estudio es más somera, el Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW, por sus siglas en inglés). La interpretación convencional de dichas técnicas visualiza el subsuelo como un medio en donde se propagan las ondas elásticas generadas por una fuente controlada. Algunas de ellas viajan a través de la superficie o regresan a ella después de ser refractadas o reflejadas en las interfaces de los estratos del subsuelo donde cada capa tiene velocidades sísmicas discretas y los tiempos de viaje de las ondas registradas en la superficie son convertidos a valores de profundidad (Kearey et al., 2002; Azwin et al., 2013).

Estos métodos se pueden complementar con el uso de pozos exploratorios para la interpretación de las características geológicas en profundidades reales. Algunos de los estudios que se pueden realizar en pozo son los registros geofísicos, recuperación de núcleos (información litológica), registros de temperaturas *in-situ*, entre otros. Debido a que cada uno de estos estudios requiere de equipos diferentes, técnicas separadas y tiempo de operación, no siempre es posible contar con toda esta información. Cuando no se cuenta con registros geofísicos, la información litológica de los pozos puede ser útil para correlacionar modelos de velocidades sísmicas en dos dimensiones (2D) con la profundidad de las capas geológicas identificadas. Por otro lado, los registros térmicos proporcionan información sobre el estado térmico actual del pozo y con un tratamiento adecuado de los datos es posible determinar gradientes geotérmicos y, en conjunto con la información litológica de pozos (y sus propiedades termofísicas), estimar flujos de calor y temperaturas estabilizadas de formación, para conocer el campo de temperaturas local en la zona de interés.

El Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) en colaboración con el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) alberga el proyecto P03 correspondiente a una campaña intensiva de exploración geotérmica en sectores específicos del sistema de rifts del Golfo de California. Por otro lado, el Proyecto de Problemas Nacionales

PN2016-2188 (del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, CONACyT) busca estimar y evaluar el potencial geotérmico en sistemas de baja y mediana entalpia, principalmente para usos directos de geotermia y tecnologías de ciclo binario. Ambos proyectos coinciden en que el CVLTV, en particular las calderas La Reforma y El Aguajito corresponden a zonas de interés geotérmico. En este sentido, los métodos geofísicos y de análisis térmico son imprescindibles para los estudios de exploración geotérmica.

1.1. Marco geológico

El CVLTV se encuentra localizado dentro del dominio tectónico transtensional del sistema de fallas con desplazamiento lateral derecho que provocaron la separación de la península de Baja California del oeste de México (Garduño-Monroy et al., 1993), y es descrito por López-Hernández et al. (1995) como una depresión de edades Plioceno-Cuaternaria de tendencia NW-SE (cuenca Santa Rosalía) que constituye el límite oeste de una zona de deformación relacionada con la apertura del Golfo de California. Tras diversos estudios en el área (Garduño-Monroy et al., 1993; López Hernández et al., 1994; Romo-Jones et al., 2000; Wong et al., 2001; Wong and Munguía, 2006; Urbán Rascón, 2010; Prol-Ledesma et al., 2016; Pérez, 2017; Antayhua-Vera, 2017), se han identificado e inferido algunas estructuras geológicas, como las fallas mostradas en la Figura 2, las cuales, de acuerdo a su distribución, permiten reconocer la complejidad tectónica de la zona.

El CVLTV se compone de tres estructuras volcánicas principales, del más joven al más antiguo: el sistema de volcanes alineados Las Tres Vírgenes (LTV); caldera El Aguajito (CEA); y caldera La Reforma (CLR) (Garduño-Monroy et al., 1993; López-Hernández et al., 1995; Macías Vázquez and Jiménez Salgado, 2013) (Figura 1).

El sistema de volcanes LTV, se conforma por una secuencia de estrato-volcanes: La Virgen, El Azufre y El Viejo; de edad Cuaternaria (0.44 Ma al presente) con alineación N-S (Macías Vázquez and Jiménez Salgado, 2013), compuestos por volcanismo andesítico-dacítico dominante (Martín Barajas, 2000), y formados principalmente por dacitas y basaltos (Portugal et al., 2000). Con información de las perforaciones

realizadas en la zona geotérmica y reportada en la literatura, se considera que la secuencia de unidades litológicas principales del CVLTV puede ser dividida en:

- 1) Basamento: unidad litológica más antigua, formada por una intrusión de granodiorita de edad Cretácica (91-84 Ma), relacionada con el gran batolito de Baja California, encontrado en rangos de 900-1100 m de profundidad (López-Hernández et al., 1995; Portugal et al., 2000; Verma et al., 2006);
- 2) Grupo Comondú: unidad volcano-sedimentaria de edad Oligoceno Superior-Mioceno Medio, afectada por fallamiento normal, con espesores máximos reportados de 750 m (López-Hernández et al., 1995), y consiste en areniscas volcánicas y conglomerados, tobas de cenizas riolíticas, andesíticas, brechas, y basaltos (Portugal et al., 2000; Fletcher et al., 2007);
- 3) Formación Santa Lucía: conformada por lavas andesíticas de edades entre 13 y 15 mil años; ha sido encontrada a 695 m de profundidad (Portugal et al., 2000);
- 4) Formación Santa Rosalía: secuencia sedimentaria de 10-300 m de espesor, que consiste en depósitos marinos someros e intercalaciones de rocas volcánicas en la parte superior (López-Hernández et al., 1995; Portugal et al., 2000).

Por otro lado, El Aguajito es definido como una caldera resurgente de edad ~ 0.76 Ma (Garduño-Monroy et al., 1993), compuesta de un núcleo andesítico, flujos dacíticos, ignimbritas y domos riolíticos (Garduño-Monroy et al., 1993; Portugal et al., 2000). Su lapso de actividad volcánica data del 0.7 a 0.45 Ma (López-Hernández et al., 1995) y su relieve (de hasta 1120 msnm) se ve gobernado principalmente por la falla Cimarrón (Figura 2) con desplazamiento inferido lateral izquierdo (Garduño-Monroy et al., 1993; Macías Vázquez and Jiménez Salgado, 2013).

La Reforma es una caldera resurgente de 10-12 km de diámetro, relacionada a eventos piroclásticos con magmatismo basáltico-riolítico (López-Hernández et al., 1995); presenta levantamiento de granitos Cretácicos de 1240 msnm (Macías Vázquez and Jiménez Salgado, 2013); y consiste principalmente de un núcleo andesítico, seguido de tobas riolíticas, domos y cenizas volcánicas, además de diques basálticos; flujos de ignimbritas y los domos de riolita relacionados al último evento eruptivo; y se encuentra rodeada por domos basálticos monogenéticos más jóvenes (Portugal et al., 2000). Esta caldera de edad Cuaternaria fue la primer estructura en emerger de las aguas del Golfo de California, y se sugiere que fue emplazada entre 1.6 y 1.4 Ma

(Garduño-Monroy et al., 1993). En la Figura 2 se puede observar un sistema de fallas radiales concéntricas que rodean la caldera; y la falla El Álamo que la limita con la CEA.

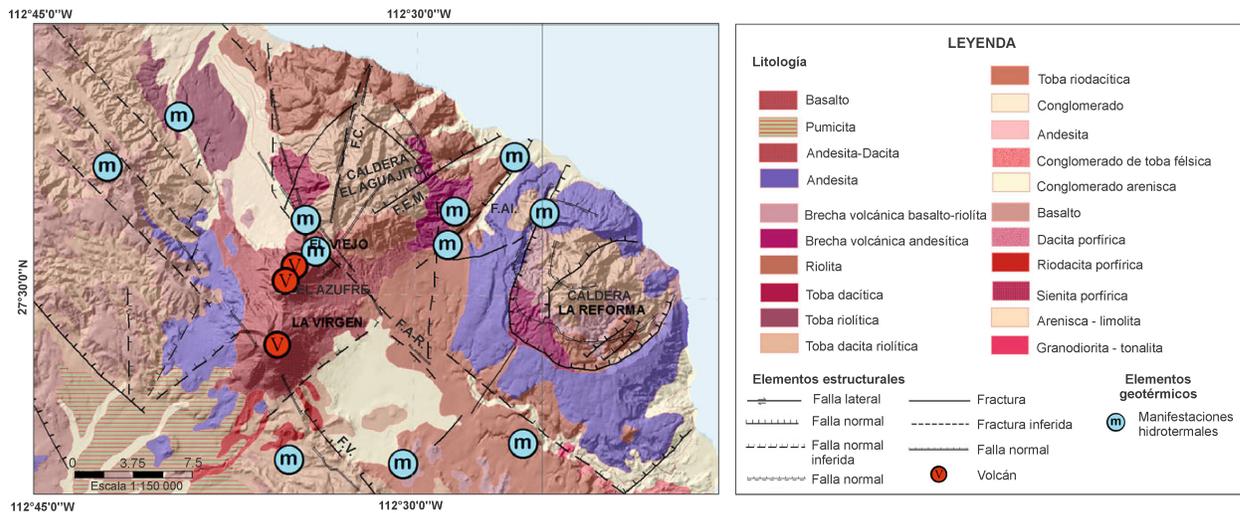


Figura 2. Agrupación de los principales sistemas de fallas ubicadas dentro del CVLTV y su vecindad; estructuras volcánicas (volcanes y calderas); ubicación de algunas manifestaciones hidrotermales; así como la geología superficial de la zona. Algunas de las fallas señaladas son: F.E.C.; Falla El Colapso; F.C., Cimarrón; F.E.M., El Mosquito; F.A.I., El Álamo; F.A-R., Azufre-Reforma; F.V., La Virgen. Modificado de Prol-Ledesma et al. (2016).

En la Figura 2 se presenta la geológica superficial del CVLTV con información recopilada por diversos autores (Prol-Ledesma et al., 2016).

1.2. Antecedentes

1.2.1. Volcanes Las Tres Vírgenes y caldera El Aguajito

A partir de estudios geofísicos (de gravimetría, magnetometría, resistividad eléctrica, magnetotelúrico (MT)), geoquímicos (caracterización de aguas geotérmicas) y geológicos (reconocimiento de fracturas y fallas en superficie, e información de pozos), López Hernández et al. (1994) confirman la existencia de un sistema hidrotermal con temperaturas mayores a los 240°C relacionado al vulcanismo del Cuaternario, y restringido a las zonas cuyas fallas afectan la unidad litológica Grupo Comondú y la parte superior del basamento granodiorítico. Con base en sus resultados identifican tres zonas de máximo interés geotérmico: 1) En el flanco W de la caldera El Aguajito, 2) zona entre el volcán El Viejo y la CEA, y 3) al E del volcán El Azufre. Esta última zona, fue identificada como una zona conductora por Flores (2003) a partir

de sondeos eléctricos verticales, e interpretada como un acuífero regional a 500 m de profundidad.

López-Hernández et al. (1995) proponen una cámara magmática como fuente de calor por debajo del volcán El Azufre a una profundidad de 5-6 km. Posteriormente Guerrero-Martínez and Verma (2013) infieren, a partir de modelos de simulación térmica en tres dimensiones (3D), dos cámaras magmáticas: una debajo del sistema de volcanes LTV y otra en la caldera El Aguajito, con profundidades de 3000 y 3500 metros bajo el nivel del mar (mbnm), con un volumen total de 429 y 563 km^3 , respectivamente.

En la misma región (por debajo del volcán El Azufre), Romo-Jones et al. (2000) identifican una zona de altas conductividades, a profundidades entre 250 y 2500 m. Esta zona concuerda con aquella donde la atenuación de ondas coda es anormalmente alta (Wong et al., 2001), asociada al intenso fracturamiento de las rocas como a la presencia de fluidos a altas temperaturas.

A partir de los estudios de sismicidad de Wong et al. (2001) y Antayhua-Vera (2017) en el CVLTV, se puede ver que la mayor concentración de sismos se encuentra bajo el sistema de volcanes LTV y al sur del mismo. Del mismo modo, Antayhua-Vera (2017) encuentra que la profundidad máxima de los epicentros sísmicos son de 11 km por debajo del sistema de volcanes, y de 8 km al norte y sur del mismo. Esto lo relaciona con el límite reológico frágil-dúctil del campo geotérmico, y asocia el origen de los eventos con la geología y tectónica, así como con los procesos geotérmicos de la zona.

Por otro lado, estudios aeromagnéticos (Antayhua-Vera, 2017) evidencian que el CGLTV se ubica dentro de una depresión tectónica controlada por los sistemas de fallas El Mezquital, La Virgen, El Azufre-Reforma, El Aguajito y El Álamo (Figura 2); y sugieren la presencia de posibles intrusiones o fallas por donde circularían los fluidos que alimentan el campo.

1.2.2. Caldera La Reforma

Se estima que la circulación de los fluidos geotérmicos en el campo ocurre en su mayoría a través de las fallas de orientación NW-SE. Sin embargo, en la caldera La Reforma existe una baja densidad de fallas con esa tendencia por lo que Portugal et al. (2000), a partir de análisis geoquímicos del agua proveniente de las manifestaciones hidrotermales superficiales, infieren que el ascenso de aguas magmáticas y su combinación con aguas meteóricas de acuíferos someros está relacionado con el sistema de fallas radiales concéntricas que rodean la caldera, y proponen la probable existencia de una cámara magmática somera por debajo de ella. En el modelo hidrogeológico de la Figura 3, estos autores ubican las manifestaciones hidrotermales del complejo volcánico e ilustran: la composición química de los diferentes tipos de aguas tanto superficiales como subterráneas; la dirección de flujo de los fluidos del acuífero; así como las cámaras magmáticas inferidas, por debajo del volcán El Azufre y de la caldera La Reforma.

Por otro lado, Pérez (2017) realizó un monitoreo sísmico en la CLR a partir del cual interpreta una disminución de sismicidad entre los 7 y 8 km de profundidad, que relaciona con la frontera de una posible zona de Transición Frágil-Dúctil (TFD), con rangos de temperaturas de 300-450°C.

Antayhua-Vera (2017) a partir de estudios aeromagnéticos regionales estima la profundidad de la temperatura de Curie en 18.9 y 23.3 km, que relaciona con la base de la corteza de B.C.S. (reportada por diversos autores mediante el método sísmico de funciones receptoras, entre 20.9 a 25.0 km) y sugiere que a niveles de profundidad ~ 8 - 25 km la corteza se encontraría a temperaturas relativamente elevadas. Del mismo modo, sugiere la presencia de cuerpos tabulares (posibles intrusiones o diques) por debajo de las calderas El Aguajito y La Reforma. Además realizó una inversión 3D de sondeos magnetotelúricos (MT) de los cuales obtuvo dos modelos (I y II) con distribución de resistividad hasta 5 km de profundidad. En la Figura 4 se presentan los modelos I y II a profundidades de 50 y 500 m. En ellos se aprecian tres cuerpos principales C1, R1 y R2, correspondientes al conductor 1 y a los resistivos 1 y 2, respectivamente. Ella relaciona esta distribución superficial con la geología, estratigrafía y tectónica del CVLTV. Entre los rasgos principales de estos modelos se destaca: el R1 por debajo de LTV a los 50 m y C1 bajo el mismo a los 500

m; por otro lado en la intersección de las fallas Azufre-Reforma con El Álamo, a 50 m se presenta un conductor C1, mientras que a los 500 m aparece R2; a los 500 m se presentan cuerpos de relativamente baja resistividad en la zona más cercana a la Caldera La Reforma. Finalmente concluye que la zona de resistividades anómalamente bajas (C1) estaría correlacionada con las rocas sedimentarias y volcánicas de las secuencias Santa Rosalía (SR), las formaciones Santa Lucía (SL) y Comondú (Co), con altas temperaturas (70-200°C), alto grado de fracturamiento y alteración hidrotermal.

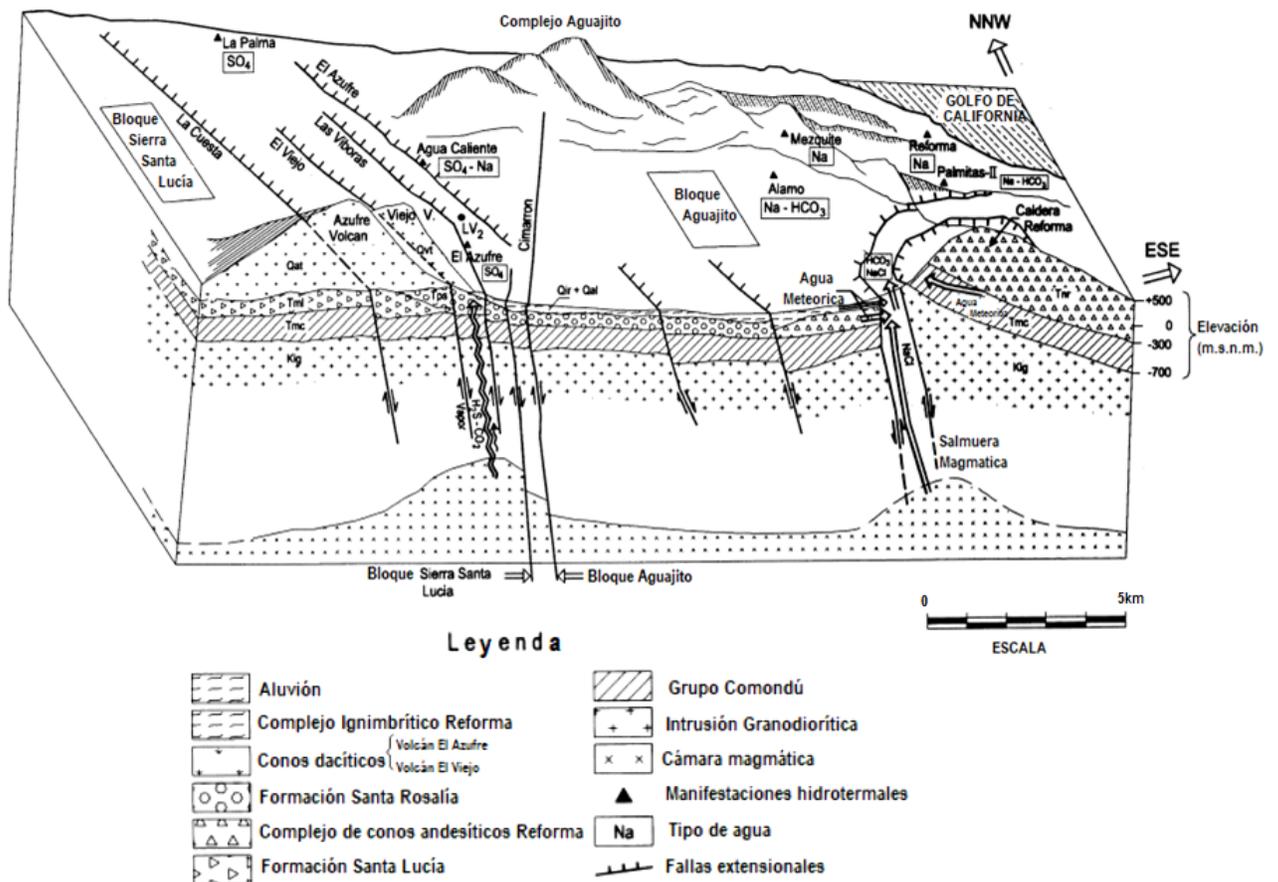


Figura 3. Modelo hidrogeológico del CVLTV. Incluye información geológica, estructural, química e hidrológica del área. En éste se ilustran: las cámaras magmáticas propuestas por debajo del volcán El Azufre y de la caldera La Reforma, así como las fallas que gobiernan el flujo de los fluidos por debajo de ellos; se presenta además las direcciones de estos flujos; la localización de las manifestaciones hidrotermales superficiales, así como la composición química de los tipos de aguas, tanto superficiales como subterráneas. Tomada y modificada de Portugal et al. (2000).

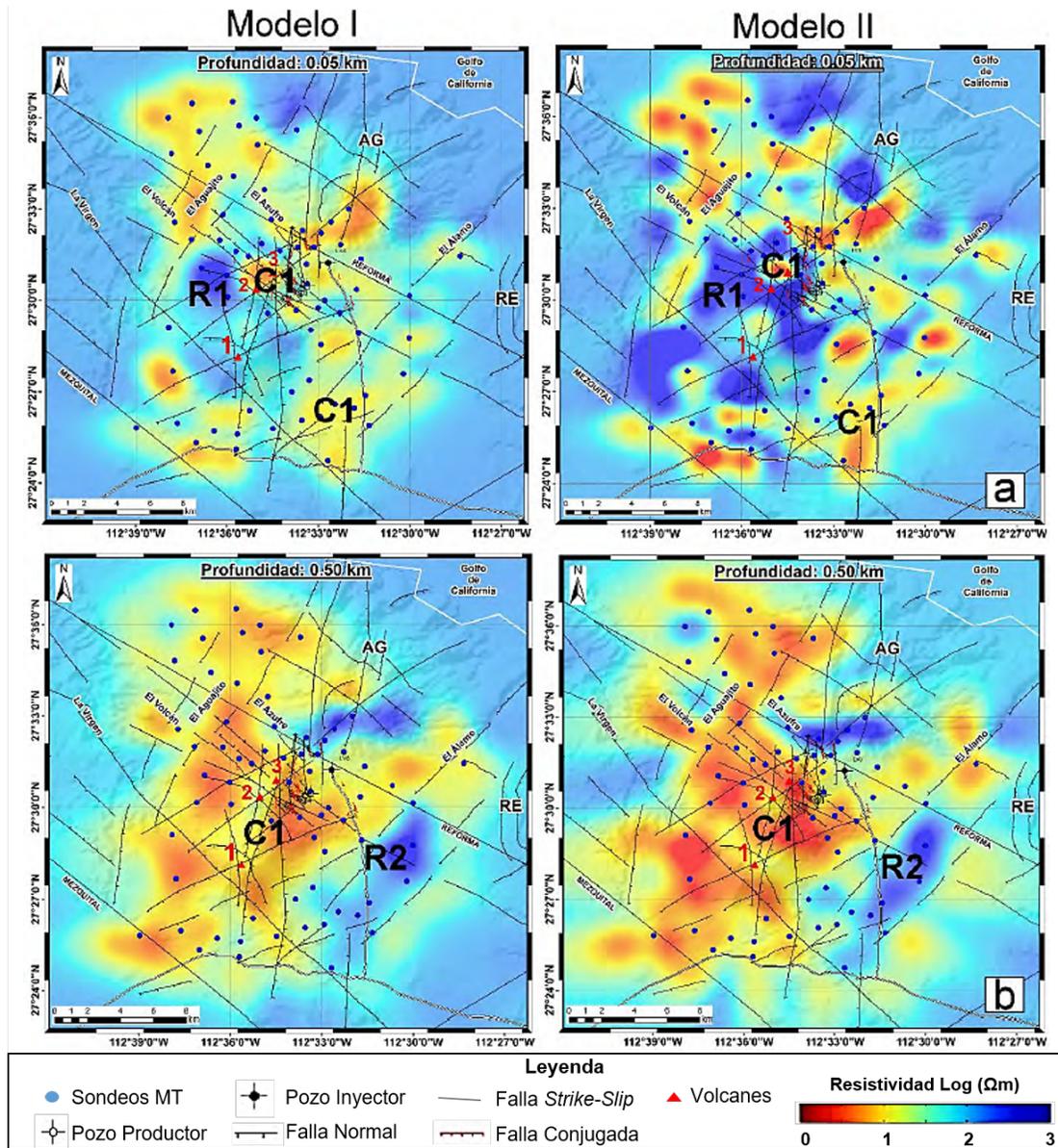


Figura 4. Modelos de distribución de resistividad bajo el CVLTV de los modelos I y II para las profundidades de a) 0.05 km y b) 0.5 km. R1 y R2 son las zonas resistivas, C1 representa la zona conductiva. Obsérvese en el mapa a), la zona conductiva C1 parece estar distribuida a lo largo de las fallas El Azufre-La Reforma y El Álamo; por otro lado, en el mapa b) la zona conductiva C1 está limitada por los sistemas de fallas El Aguajito, El Álamo, El Mezquitil, La Virgen y El Azufre-Reforma. Tomada de Antayhua-Vera (2017).

1.3. Justificación

A pesar de la cantidad de estudios realizados en el CVLTV, la mayor parte de ellos se enfoca en el sistema de volcanes LTV y en la caldera El Aguajito, por su ya conocido potencial geotérmico. Sin embargo, algunos autores (Portugal et al., 2000; Pérez, 2017; Antayhua-Vera, 2017) reportan la posible presencia de una cámara magmática por debajo de la caldera La Reforma, una posible zona de transición frágil-dúctil, cuerpos intrusivos que la subyacen, así como manifestaciones hidrotermales en sus alrededores, sistemas de fallas que la rodean y anomalías de alta conductividad eléctrica. Dichos resultados pudieran ser indicadores de un remanente de calor en el subsuelo, que funcione como una fuente potencial para usos directos de la geotermia.

La limitada información geológica, geofísica y geoquímica disponible en la literatura para esta zona demanda la necesidad de continuar con una prospección que permita evaluar de manera más precisa su potencial geotérmico.

Este trabajo contribuirá a incrementar el conocimiento de esta zona, aportando información litológica, geofísica y térmica del subsuelo en la zona a prospectar.

Realizar el presente estudio geofísico permitirá definir con mejor precisión la distribución de las estructuras geológicas en los primeros metros a cientos de metros del subsuelo en la periferia de la caldera La Reforma. Con los registros de temperaturas de los pozos perforados se podrán estimar gradientes geotérmicos, flujos de calor y temperaturas estabilizadas de formación en la zona de prospección (considerando la litología de los pozos perforados) que permitan determinar, en primer instancia, el comportamiento térmico local, como primera aproximación.

Por otro lado e independientemente de las conclusiones que se obtengan, este trabajo sería el primero en reportar los resultados del uso de la sísmica de exploración somera como método geofísico de exploración geotérmica en el Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes. Además, los pozos corresponden a las perforaciones más cercanas a la caldera La Reforma, cuyos registros representan las primeras mediciones directas de temperatura.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Definir la distribución de estructuras geológicas en los primeros metros del subsuelo en la periferia de la caldera La Reforma y determinar, como primera aproximación, su comportamiento térmico local.

1.4.2. Objetivos específicos

1. Estudiar variaciones de velocidad sísmica en profundidad mediante el procesamiento de datos sísmicos de la caldera La Reforma (CLR).
2. Verificar la información del modelo de velocidades sísmicas mediante su correlación con información litológica de pozos.
3. Estimar la distribución de temperaturas en el subsuelo a partir del cálculo de las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) en los pozos de la caldera La Reforma.
4. Estimar flujos de calor y gradientes geotérmicos someros a partir de los valores de temperatura resultantes.
5. Inferir el estado térmico del subsuelo de manera preliminar en la zona de estudio mediante la integración de los resultados sísmicos y las estimaciones térmicas.

1.5. Área de estudio

La localización de la zona de estudio se presenta en la Figura 5, a aproximadamente 6 km al este del volcán El Azufre, 5 km al SE de la caldera El Aguajito, en la periferia del área de deformación de la caldera La Reforma.

De acuerdo al mapa topográfico reportado por Portugal et al. (2000) (Figura 3), el área de estudio se ubica a aproximadamente 500 msnm, y está rodeada por una zona de fallas extensionales (Figura 2). De acuerdo a la información reportada en los mapas geológicos consultados, los tipos de rocas que se han identificado en la zona

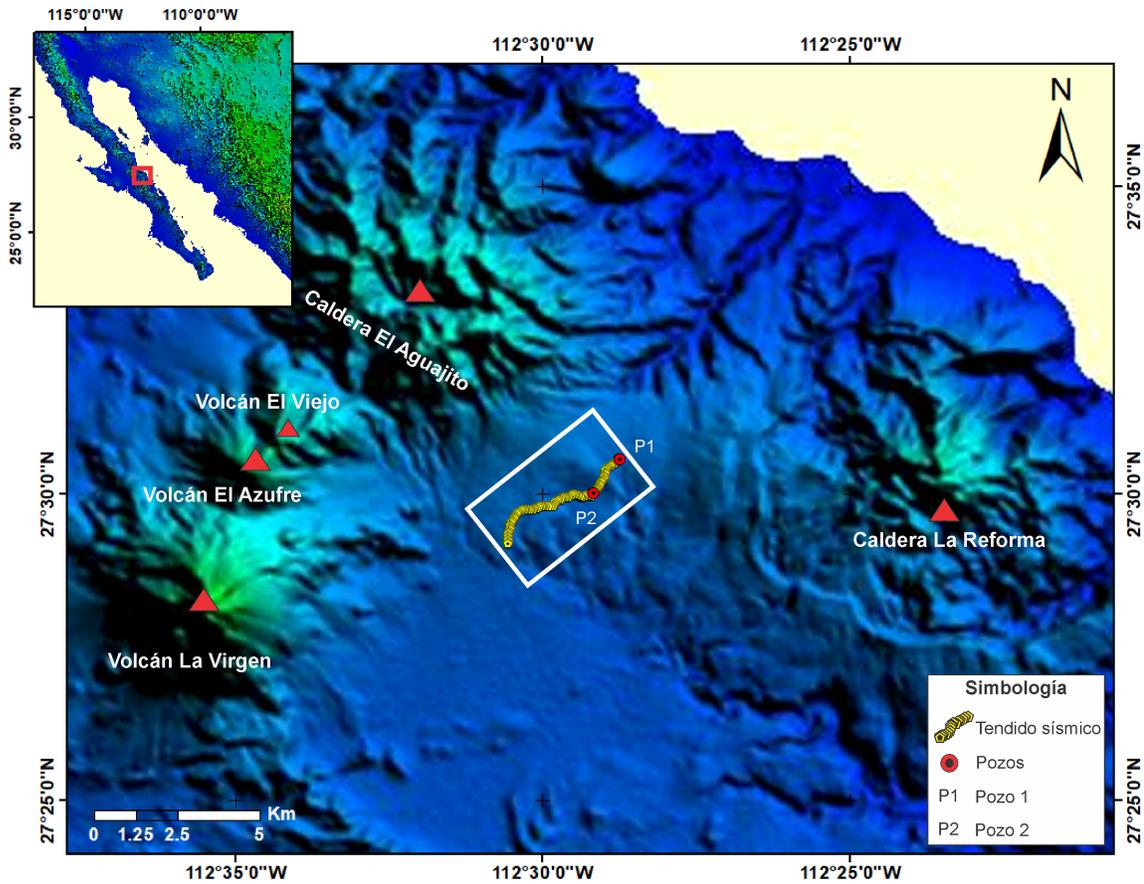


Figura 5. Localización del área de estudio dentro del CVLTV, perteneciendo al área de deformación de la caldera La Reforma. Se muestra encerrada en el recuadro blanco y dentro de ella se ubican los pozos perforados y el perfil sísmico adquirido.

son basaltos, flujos piroclásticos, andesitas, tobas de dacita, tobas de riolitas, riolitas e ignimbritas.

En dicha zona se llevó a cabo una campaña de adquisición de datos de sísmica somera cubriendo aproximadamente 5 km de longitud. Además se perforaron dos pozos someros (~ 55 m) para la recuperación de núcleos geológicos y mediciones de temperaturas *in-situ*.

Capítulo 2. Exploración sísmica somera

Los métodos geofísicos de exploración asociados a la propagación de ondas sísmicas (como reflexión, refracción y ondas superficiales), han sido ampliamente utilizados para investigar la parte más superficial del subsuelo (González Rojas, 2015). Con ellos es posible identificar en profundidad rasgos geológicos y estructurales que no pueden verse en superficie, delimitando zonas con contrastes en sus propiedades físicas, principalmente en su densidad y velocidad de propagación de ondas sísmicas. Estas propiedades están relacionadas entre sí de manera directa; generalmente la velocidad de propagación de ondas sísmicas en el medio aumenta con la densidad, aunque hay excepciones. Con esta información es posible estimar de manera indirecta los valores de velocidades sísmicas y densidad del medio para, de este modo, inferir los tipos de rocas presentes. Sin embargo, para realizar estimaciones más precisas se sugiere acompañar estos métodos con información obtenida de un pozo, como registros geofísicos y/o núcleos geológicos que permitan validar y complementar la interpretación hecha en los estudios sísmicos.

2.1. Marco teórico

Para generar un registro sísmico terrestre, se requiere perturbar el suelo con una fuente activa, ya sea dinamita, un camión *vibroiseis*, una fuente impulsiva de caída de peso, o un marro, para producir ondas elásticas que viajen hacia el interior de la Tierra. El tiempo de arribo de cada una de estas ondas es detectado en superficie por una serie de sensores denominados geófonos, y se registran en un sismograma, donde la señal de cada geófono se despliega como una traza. En un sismograma o registro sísmico aparecen todos los tipos de ondas detectadas por los geófonos, tal como se muestra en la Figura 6, y dependiendo del interés, será el tipo de onda a analizar, y por lo tanto, la metodología a seguir.

2.1.1. Refracción sísmica

El principio del método de refracción sísmica se basa en que, cuando una onda sísmica que se propaga en el subsuelo alcanza el límite entre dos medios de

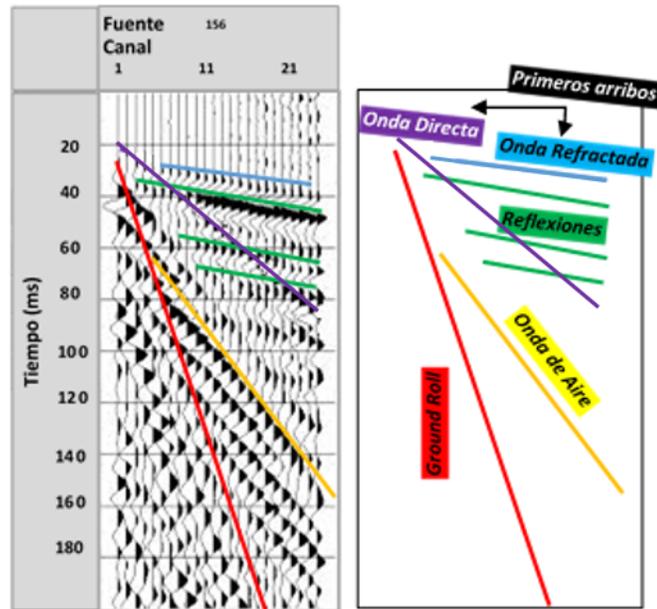


Figura 6. Registro sísmico y los diferentes tipos de onda registrados. En la imagen de la izquierda se presenta un sismograma multicanal terrestre con datos reales, en donde se han registrado todos los tipos de ondas mencionadas en la imagen de la derecha. Se puede apreciar la tendencia particular de cada una de ellas. La onda directa y la refractada corresponden a los primeros arribos; la reflejada tiende a formar hipérbolas; y las ondas superficiales cubren gran parte del registro, enmascarando las demás reflexiones, si existieran.

velocidades distintas, su dirección de viaje cambia al entrar en el nuevo medio. El grado de cambio de esta dirección está gobernado por el contraste de velocidades sísmicas en dicho límite (Reynolds, 1998), de acuerdo a la Ley de Snell (Ec. 2):

$$\frac{\sin i_1}{\sin i_2} = \frac{V_1}{V_2} \quad (1)$$

$$\sin i_c = \frac{V_1}{V_2} \quad (2)$$

donde i_c es el ángulo al cual la refracción crítica ocurre (conocido como ángulo crítico); V_1 y V_2 son las velocidades sísmicas de las capas superior e inferior, respectivamente; i_1 y i_2 son los ángulos de incidencia y de refracción, respectivamente (Figura 7). V_2 es mayor a V_1 .

Asumiendo un medio con una capa plana y un semiespacio, de velocidades constantes V_1 y V_2 , respectivamente, siendo $V_2 > V_1$, se obtiene un comportamiento como se muestra en la Figura 8, donde se ilustra, de la manera más simple, la trayectoria de los primeros arribos de la onda sísmica (representada por un rayo) desde la fuente hacia los receptores. El rayo directo viaja horizontalmente a través

de la primera capa, con una velocidad V_1 . El rayo refractado viaja hacia abajo con un ángulo crítico i_c con velocidad V_1 hasta el límite de las dos capas, a lo largo del cual se propaga con la velocidad del medio 2 (V_2) y regresa a la superficie a través del medio 1 con V_1 . A la onda que sigue esta trayectoria se le denomina onda críticamente refractada o *head wave* y al fenómeno donde la onda se propaga en la interface de dos medios se le conoce como refracción crítica.

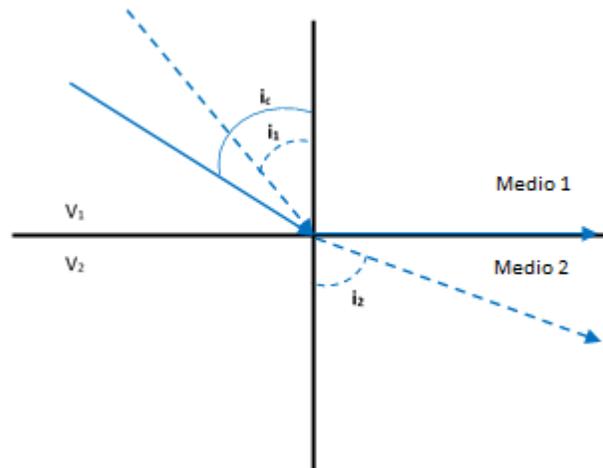


Figura 7. Representación física de la Ley de Snell. Se ilustra la trayectoria del ángulo incidente (i_1) en el medio 1, el ángulo refractado (i_2) en el medio 2 y el ángulo crítico (i_c) de las ondas P incidentes en un medio más rápido. A medida que el ángulo i_1 incrementa, las ondas que inciden se vuelven más cercanas a la horizontal y las ondas refractadas se aproximan más a la interface. Modificada de Stein and Wysession (2003)

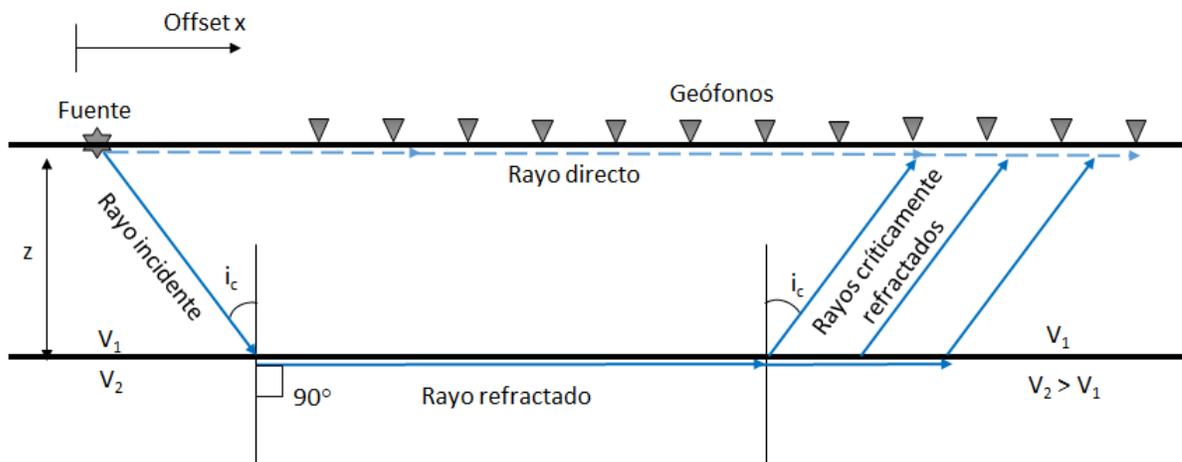


Figura 8. Trayectoria de los rayos sísmicos desde la fuente a los geófonos. Onda directa: viaja directamente de la fuente a los receptores con la velocidad del medio 1. Onda críticamente refractada o *Head wave*: viaja hacia abajo y hacia arriba con la velocidad del medio 1 y en la interface de ambos medios con la velocidad del medio 2, siempre y cuando $V_2 > V_1$. Modificado de Lowrie (2007).

Los primeros arribos de la energía sísmica registrada en los sensores siempre

representan ya sea los rayos de la onda directa o de la onda refractada (Figura 6). Esto permite que los estudios sísmicos de refracción se concentren en la información proporcionada únicamente por los primeros arribos de la onda P (Kearey et al., 2002). Con esta información se generan diagramas de tiempo vs distancia, llamadas dromocronas, de donde se puede extraer información acerca de la velocidad sísmica de cada capa, y la profundidad de las interfaces en el subsuelo. En la Figura 9 se muestra un diagrama de este tipo, donde el quiebre en la pendiente de la curva, que ocurre en una “distancia de cruce” (x_{cross}), marca el punto a partir del cual el rayo refractado de V_2 sobrepasa los arribos del rayo directo, que viaja a V_1 . La velocidad de cada capa se obtiene con el inverso de las pendientes correspondientes al rayo directo y al rayo refractado. Con esta información es posible calcular la profundidad de las interfaces.

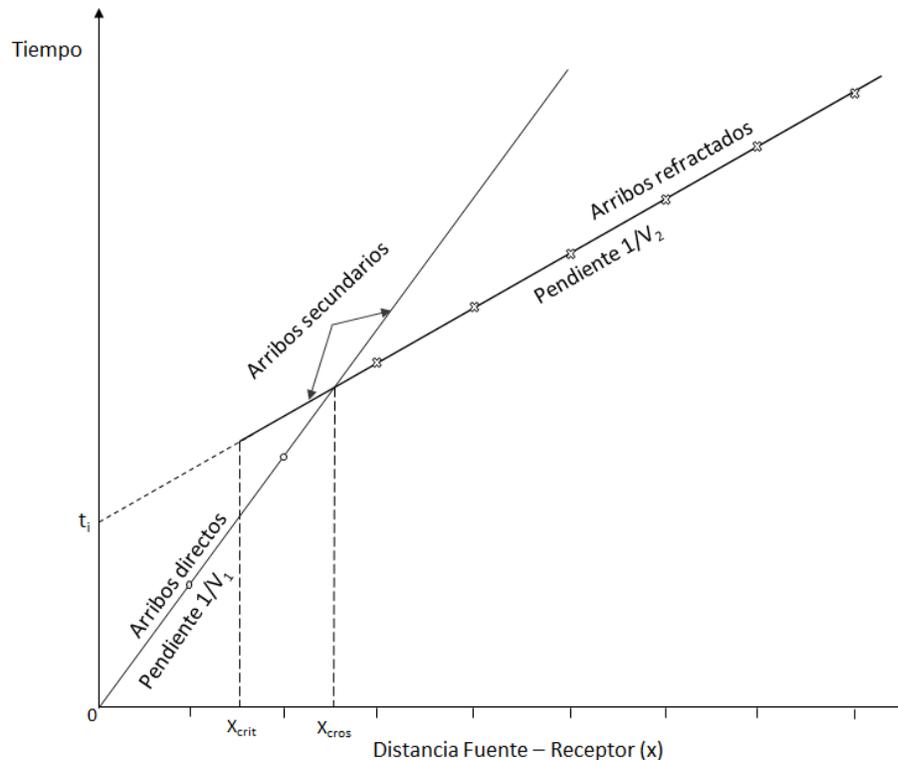


Figura 9. Dromocronas. Diagrama de tiempo de viaje vs distancia, del modelo de la Figura 8.

La geometría convencional para la adquisición de datos en campo para un perfil de refracción involucra realizar un disparo en cada extremo del tendido sísmico (disposición lineal de un conjunto de geófonos), y registrar los arribos sísmicos de los dos tiros a lo largo de la línea (Kearey et al., 2002). El tiro directo (Figuras 8 y 9) permite

estimar la velocidad aparente en esa dirección, y se puede tomar como la velocidad del medio siempre y cuando el refractor corresponda a una capa horizontal. Puesto que en la naturaleza no siempre se tienen capas planas horizontales, la información proporcionada por el tiro inverso ayuda a identificar capas inclinadas y la geometría de las mismas. Es recomendable realizar, además de los disparos en los extremos, uno o más tiros centrales, pues la abundancia de información puede mejorar la calidad de los resultados.

Este método se utiliza generalmente para localizar refractores que separan capas de diferente velocidad sísmica. Sin embargo, es importante destacar que su aplicabilidad depende esencialmente del aumento de la velocidad con respecto a la profundidad. Si existiera un medio con una velocidad menor que la del medio superior, entonces el rayo de la onda refractada se transmitiría al medio de baja velocidad, y no sería registrado en superficie, por lo que resultaría inviable la identificación de dicha capa. Esto da lugar a una situación denominada *capa oculta* (Reynolds, 1998), y generaría un retraso en el tiempo de arribo de las ondas refractadas en medios inferiores, lo que provocaría una interpretación errónea de la información. Esta situación representa la mayor limitante del método de refracción sísmica.

2.1.2. Análisis Múlticanal de Ondas Superficiales (MASW)

Las ondas superficiales son aquellas que se propagan paralelas a la superficie de la Tierra, y una de sus características principales es que son dispersivas, es decir, que su velocidad de propagación (velocidad de fase) depende de la frecuencia de la onda (Sheriff and Geldart, 1995; Park et al., 1999).

Tal como las ondas de cuerpo pueden ser clasificadas en ondas *P* o *S*, las ondas superficiales se pueden categorizar en ondas *Love*, L_L y ondas *Rayleigh*, L_R . Las más importantes en sísmica de exploración son las ondas Rayleigh (Sheriff and Geldart, 1995) debido a que los sensores utilizados en campo (geófonos) registran la componente vertical del movimiento, lo que permite observar, en mejor medida, a este tipo de onda.

En la mayoría de los estudios sísmicos, más de dos terceras partes del total de la energía sísmica generada proviene de las ondas Rayleigh (Park et al., 1999), y

se manifiestan normalmente como ondas de altas amplitudes y bajas frecuencias (Reynolds, 1998).

Las ondas Rayleigh viajan en sentido elíptico retrógrado en un plano vertical con respecto a la superficie libre de la Tierra, con amplitudes que decrecen exponencialmente con la profundidad (Figura 10). Son una combinación de las ondas de cuerpo P y SV (componente vertical de la onda S); y son afectadas en mayor medida, por la velocidad de la onda S (β) (Xia et al., 2009), con la proporción $V_R \approx 0.92\beta$ (Lowrie, 2007), siendo V_R la velocidad de la onda Rayleigh. Debido a que la cizalla está involucrada, las ondas Rayleigh pueden viajar únicamente en medios sólidos (Reynolds, 1998). En la superficie de un medio homogéneo no exhiben dispersión; aunque la Tierra generalmente se considera como un medio heterogéneo formado por capas horizontales, cuya velocidad usualmente aumenta con la profundidad. Sus longitudes de onda largas son capaces de penetrar a grandes profundidades en el subsuelo; mientras que aquellas con menor longitud de onda se atenúan más rápido, y por lo tanto su profundidad de penetración es menor (Figura 11). Las longitudes de onda largas, sensibles a la información de mayor profundidad, viajan a velocidades más altas que aquellas de longitudes de onda cortas (Sheriff and Geldart, 1995; Park et al., 1996, 1998a; Lowrie, 2007).

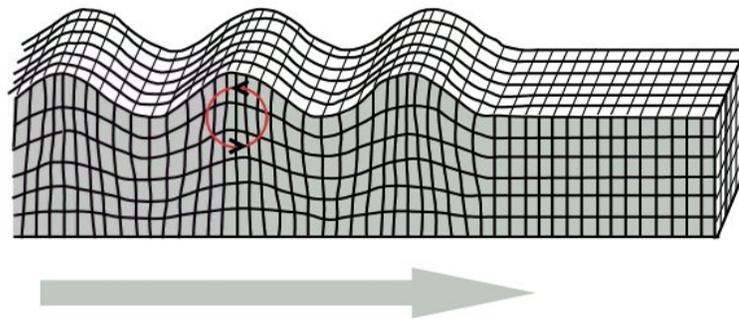


Figura 10. Deformación elástica y movimiento de la partícula asociada al paso de las ondas Rayleigh. Modificada de Reynolds (1998).

Este tipo de ondas puede viajar a diferentes velocidades en cualquier valor de frecuencia. Por lo tanto, más de una velocidad de fase puede estar asociada a una frecuencia dada. La velocidad de fase mínima para cada valor dado de frecuencia se le conoce como modo fundamental; y todas las velocidades de fase mayores a las del modo fundamental se les denomina modos superiores (Xia et al., 2009).

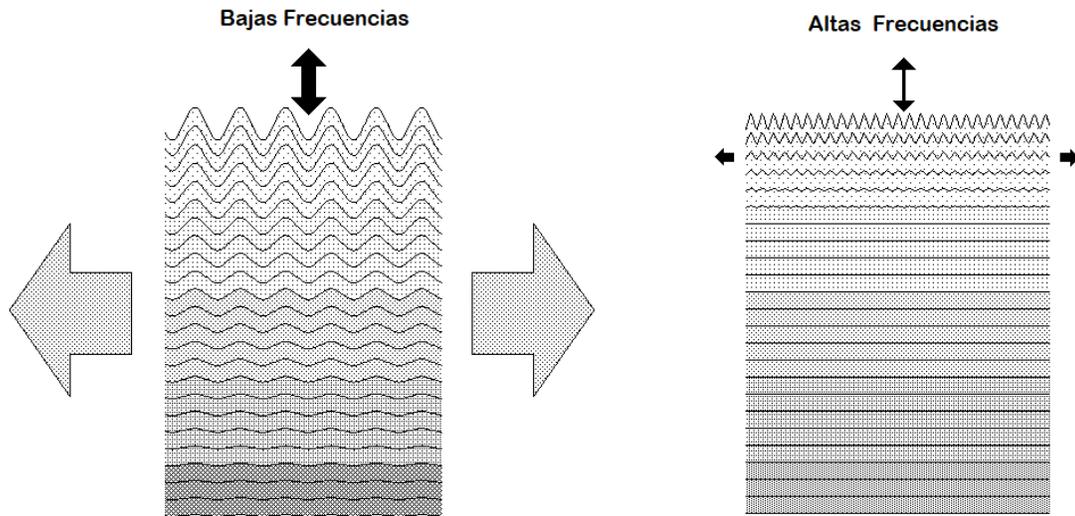


Figura 11. Propagación de las ondas superficiales en profundidad de acuerdo a su longitud de onda, por lo que, cada valor de frecuencia contiene información de materiales a profundidades distintas. Tomada de Park et al. (1998a).

A pesar de que las ondas superficiales o *ground roll* son consideradas como “ruido” en los estudios de ondas de cuerpo (como reflexión y refracción), sus propiedades dispersivas pueden ser utilizadas para determinar las propiedades elásticas de los materiales más cercanos a la superficie (Park et al., 1998b, 1999).

La manera más común de aprovechar las propiedades dispersivas de las ondas superficiales es mediante el análisis del modo fundamental de las ondas Rayleigh para la construcción de perfiles de velocidad de onda S (Park et al., 1999). Ese es el principio del Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW, por sus siglas en inglés).

El MASW es una técnica de exploración sísmica presentada por Park et al. (1999), cuyo objetivo principal es la construcción de perfiles de V_S (velocidad de ondas de corte) vs profundidad, a partir del análisis espectral de ondas superficiales, para la evaluación de la rigidez del subsuelo dentro de un rango de penetración típico de 0 a 30 m (Park-Seismic-LLC, 2018). Algunos motivos por los que se le ha dado mayor atención al método MASW es porque es una técnica no invasiva, no destructiva, de bajo costo y relativamente precisa (Xia et al., 2009).

El proceso general para la construcción de estos perfiles involucra tres pasos principales (Park et al., 1999): adquisición del *ground roll*, construcción de las curvas de dispersión (diagramas de velocidad de fase v_f vs frecuencia f), y la inversión de la

curva de dispersión calculada para generar el perfil V_S (Figura 12).

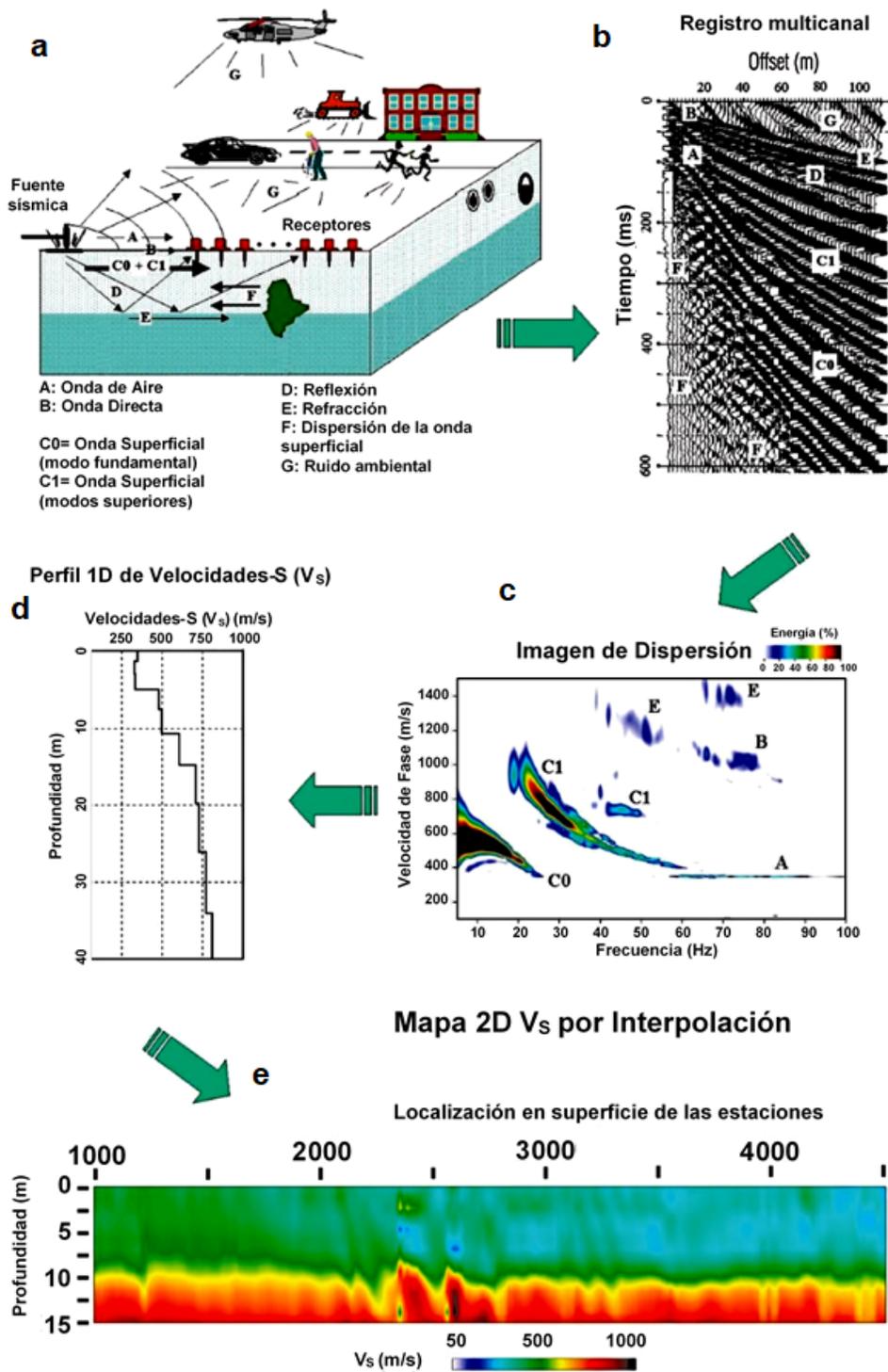


Figura 12. Procedimiento general del método MASW. a) Perturbación del subsuelo por distintas fuentes en superficie. b) Registro sísmico con la complejidad de las ondas sísmicas en la naturaleza. c) Transformación del campo de ondas al dominio de las frecuencias para ilustrar las curvas de dispersión de los diferentes tipos de onda. Extracción del modo fundamental de las ondas Rayleigh, filtrando automáticamente la dispersión de las demás señales. d) Inversión de las curvas de dispersión y obtención de un perfil 1D V_S . e) Interpolación de un conjunto de ellos resulta en un perfil 2D de V_S . Tomada y modificada de Park et al. (2007).

En la Figura 12 se describe el procedimiento general de este método.

La Figura 12a ilustra los diferentes tipos de fuentes generadoras de ondas sísmicas (naturales y artificiales) que son registradas en un arreglo de sensores dispuestos en la superficie; así como la trayectoria que sigue cada una de estas ondas en el subsuelo. En la Figura 12b, se presenta el sismograma obtenido de la señal registrada en los geófonos, donde se aprecia la complejidad de las ondas sísmicas en la naturaleza; en éste se presentan todos los tipos de onda descritos en la Figura 12a. A este registro se le realiza una transformación al dominio de las frecuencias para obtener una imagen como la de la Figura 12c, donde se presenta la naturaleza dispersiva de los diferentes tipos de onda (espectro de dispersión). De éstas se extrae únicamente la información del modo fundamental de las ondas Rayleigh (C0), filtrando automáticamente la dispersión de los demás tipos de ondas (tanto de cuerpo como de modos superiores). Se genera la curva de dispersión en un diagrama de velocidad de fase vs frecuencia. Se hace una inversión con la curva de dispersión y se obtiene un perfil 1D de V_S (Figura 12d). Con la interpolación de un conjunto de modelos en 1D se puede generar una sección en 2D de V_S (Figura 12e).

2.1.2.1. Adquisición

La adquisición de los datos sísmicos por el método de MASW se puede realizar de manera pasiva o activa (Figura 13).

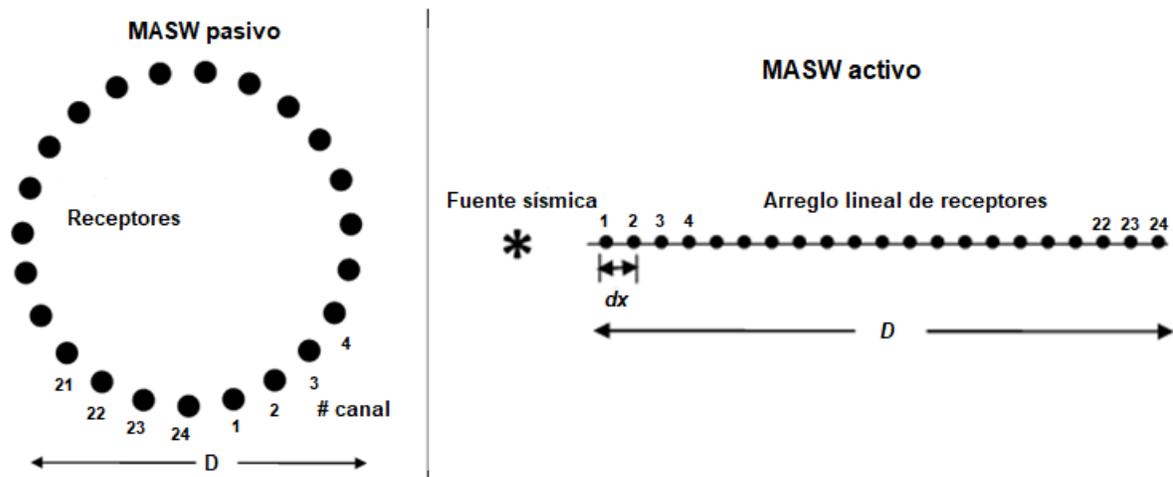


Figura 13. Esquematación de los arreglos para la adquisición de datos con: fuente pasiva (izquierda) y fuente activa (derecha), en MASW. Modificado de Park et al. (2007).

En el método pasivo la configuración de sensores puede ser circular, cuadrada o triangular, (Figura 13a) debido a que en ellos se registran las ondas generadas por la naturaleza (como el viento) o por fuentes culturales (como el tráfico) que provienen de todas direcciones. Generalmente este tipo de fuentes generan bajas frecuencias (1-30 Hz) y de longitudes de onda desde cientos hasta miles de metros, proporcionando una amplio rango de profundidades de penetración (Park et al., 2007). Usualmente su alcance en profundidad llega a cientos de metros, pero con poca resolución en la parte más somera.

Entre los métodos activo y pasivo del MASW, el activo es el más común para generar modelos en 2D. Éste emplea el modo de adquisición convencional con un arreglo lineal de múltiples receptores equiespaciados (generalmente más de doce) y una fuente de energía activa, como un marro o caída de peso (Figura 13b). Utiliza las ondas superficiales que viajan horizontalmente a lo largo de la superficie de medición, desde la fuente a los receptores. De acuerdo a Park et al. (2007) su profundidad máxima de investigación es de 10 a 30 m (considerando un marro como fuente), pero puede variar en función del sitio y del tipo de fuente utilizada, así como del espaciamiento entre fuente y receptor (Xia et al., 2009).

Park et al. (1999) sugiere tomar en cuenta una configuración de campo y parámetros de adquisición óptimos para registrar de manera favorable el modo fundamental de las ondas Rayleigh y evitar la perturbación inadecuada de las ondas de cuerpo. Sin embargo, debido a que la configuración básica para la adquisición de los datos en campo es muy similar a la de los estudios de ondas de cuerpo, en muchos casos, los estudios de ondas superficiales pueden ser realizados con un levantamiento de ondas de cuerpo, aprovechando en mayor medida el registro sísmico obtenido (Park et al., 1996).

2.1.2.2. Análisis de dispersión

La generación de las curvas de dispersión es uno de los pasos más importantes para la obtención de modelos precisos de V_S . Las curvas de dispersión se presentan en diagramas de velocidad de fase vs frecuencia. Esta relación puede ser estimada calculando la velocidad de fase de la pendiente lineal de cada componente de

frecuencias en el registro (Park et al., 1999).

La velocidad de fase es la velocidad a la cual viaja una fase específica de la onda.

Park et al. (1998b) desarrollaron un método de transformación que produce imágenes de dispersión directamente del campo de ondas registrado. Consiste de tres pasos cuya teoría de transformación es la siguiente:

1) Considerando un *shot-gather* (registro de trazas sísmicas correspondiente a un tiro en común) en el dominio de *offset vs t* (distancia entre fuente y receptor vs tiempo) representado como $f(x, t)$, se aplica una transformada de Fourier (Ec. 3) al eje de tiempo.

$$\mathcal{F}(w) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-iwx} dx \quad (3)$$

Donde x está en unidades de distancia, t de tiempo, y w es la frecuencia angular. Como resultado $F(x, w)$ se obtiene un espectro de amplitud y fase vs frecuencia, que puede ser expresado como el producto de los dos términos separados (Ec. 5).

$$\mathcal{F}(x, w) = P(x, w)A(x, w) \quad (4)$$

$$\mathcal{F}(x, w) = e^{-i\phi x} A(x, w) \quad (5)$$

Donde $P(x, w)$ y $A(x, w)$ son el espectro de fase y de amplitud, respectivamente. $\phi = w/c_w$ correspondiente a la fase, w = frecuencia angular en radianes, y c_w = velocidad de fase para cada frecuencia w .

$P(x, w)$ contiene toda la información acerca de las propiedades de dispersión, mientras que $A(x, w)$ contiene información sobre todas las propiedades como atenuación y divergencia esférica (Park et al., 1998b).

2) A la Ec. (5) se le aplica la diferencia en fase (*phase-shift*) dependiente del *offset*, un apilado y una transformación integral para obtener $F(w, \phi)$. Este proceso es equivalente al apilado inclinado en el dominio del tiempo aplicado en la transformada $\tau - p$, donde $p = \frac{1}{c_w}$ (lentitud). Para una w dada, $F(w, \phi)$ tendrá un máximo si

$$\phi = w/c_w \quad (6)$$

Con la Ec. (6) se puede determinar la velocidad de fase c_w .

3) Las curvas de dispersión se obtienen de transformar $F(\omega, \phi)$ con un cambio de variables:

$$c_w = \omega/\phi \quad (7)$$

Para obtener la imagen de dispersión (velocidad de fase-frecuencia)

$$\mathcal{F}(c, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} F(x, \omega) f^{i\omega \frac{x}{c_w}} dx \quad (8)$$

El flujo de la metodología antes descrita puede ser representada por el diagrama de la Figura 14. Sin embargo, aunque la teoría de transformación básica puede ser la misma, se han reportado diversos medios para calcular la velocidad de fase, y con ello las curvas de dispersión (McMechan and Yedlin, 1981; Park et al., 1996, 1998b,a; Hayashi and Suzuki, 2004).

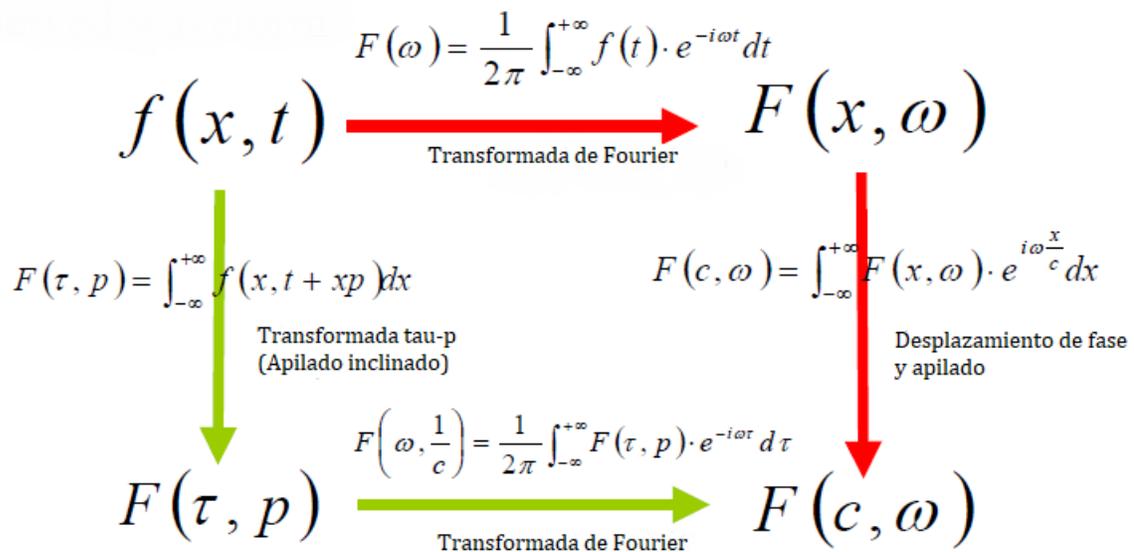


Figura 14. Modos de calcular la velocidad de fase partiendo del registro sísmico en distancia-tiempo: Transformada de Fourier - Desplazamiento de fase- Apilado / Transformada $\tau-p$ en el dominio del tiempo (apilado inclinado)- Transformada de Fourier. Tomada y modificada de Hayashi (2003).

Una vez obtenida la imagen de dispersión (como la imagen de la izquierda en la Figura 15), se procede a seleccionar en ella los valores de velocidad de fase que correspondan al modo fundamental (M_0) de las ondas Rayleigh. Con los valores extraídos se grafica la curva de dispersión resultante (imagen de la derecha en la Figura 15).

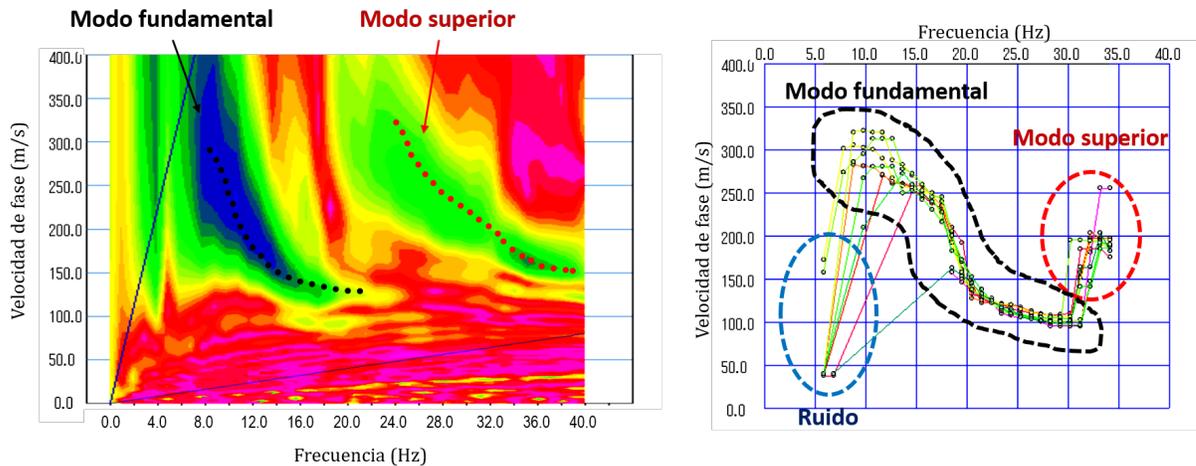


Figura 15. Extracción de la curva de dispersión correspondiente al modo fundamental de las ondas Rayleigh. Se muestra además, la naturaleza dispersiva de los modos superiores y el ruido, tanto en el espectro de frecuencias (izquierda) como en las curvas de dispersión resultantes (derecha). Tomada y modificada de Hayashi (2003).

Las características principales de estas curvas de dispersión de acuerdo a Hayashi (2003) incluyen: una línea suavemente curvada o una línea recta; refleja el modelo de velocidades promedio por debajo del arreglo de receptores; la curva cambia gradualmente aunque existan estructuras con cambios abruptos; la información de las ondas en el dominio de las frecuencias incluye modo superiores; y el rango de frecuencias puede ajustarse en campo, a partir del espaciamiento mínimo y máximo de los receptores.

2.1.2.3. Inversión

La inversión de ondas superficiales se traduce como la estimación de las propiedades del subsuelo a partir de mediciones de ondas superficiales hechas en superficie.

Para obtener el perfil de V_S correspondiente, se realiza un proceso de inversión iterativa partiendo de un modelo de capas inicial, mediante el método no lineal de mínimos cuadrados.

En la siguiente relación:

$$AX = Y \quad (9)$$

la matriz A de $M \times N$ (generalmente $M > N$) incluye la información de la trayectoria de los

rayos, X corresponde al modelo de velocidades de onda S que se desea encontrar, y Y contiene los tiempos de arribo de las ondas.

En el método no lineal, la matriz Jacobiana no es una constante

$$y(Z) = x_1 Z - x_2 e^{-Zx_3} \quad (10)$$

y la solución se realiza mediante un proceso iterativo (Hayashi, 2003).

1. Se calcula el valor teórico de Y_0 para un valor inicial de X_0 .

$$Y_0(Z) = Y(Z, X_0) \quad (11)$$

Para ondas superficiales:

$$x = (V_{S_1}, V_{S_2}, V_{S_3}, \dots, V_{S_M}) \quad (12)$$

2. Se calculan los residuales (ΔY) entre los valores teóricos Y_0 y observados Y .

$$\Delta Y = Y - Y_0 \quad (13)$$

3. Se estima el vector de corrección para $X(\Delta Y)$ mediante el método de mínimos cuadrados.

$$(A^T A) \Delta X = A^T \Delta Y \quad (14)$$

4. Se calcula el nuevo X_1 estimado.

$$X_1 = X_0 + \Delta X \quad (15)$$

5. Se regresa al paso 1.

6. Finaliza cuando los residuales son lo suficientemente pequeños.

$$\sum_i^N (f_i^{obs} - f_i^{cal}(x))^2 \Rightarrow \text{minimo} \quad (16)$$

El método convencional de MASW proporciona un modelo de velocidades promediadas sobre el total del arreglo sísmico (Hayashi and Suzuki, 2004). Esto quiere decir que el modelo 1D de V_S resultante es asignado al centro del tendido de geófonos, despreciando en éste la variación lateral de velocidades que pudiera existir.

Con una serie de registros obtenidos en la misma posición, se puede obtener un conjunto de modelos en 1D, y generar una sección 2D de V_S tras aplicarles un esquema de interpolación bidimensional adecuado.

El método de MASW puede combinar las ondas superficiales generadas con fuente pasiva y activa para complementar el rango de profundidades de penetración alcanzado en cada método.

2.2. Adquisición de datos

Una campaña de adquisición de datos de sísmica multicanal para refracción somera y MASW se llevó a cabo de mayo-julio de 2017, en la periferia de la caldera La Reforma, Baja California Sur (Figura 5). Se utilizó la fuente impulsiva *GISCO ESS500*, que funciona con el impacto de una placa metálica (de 220 kg de peso) cayendo a una velocidad de 5 m/s (Figura 16).



Figura 16. Fuente sísmica utilizada para la adquisición de los datos del presente estudio. En la parte inferior de ella se encuentra la placa que cae para golpear el suelo y generar las ondas sísmicas. Al fondo de se aprecia la perforadora.

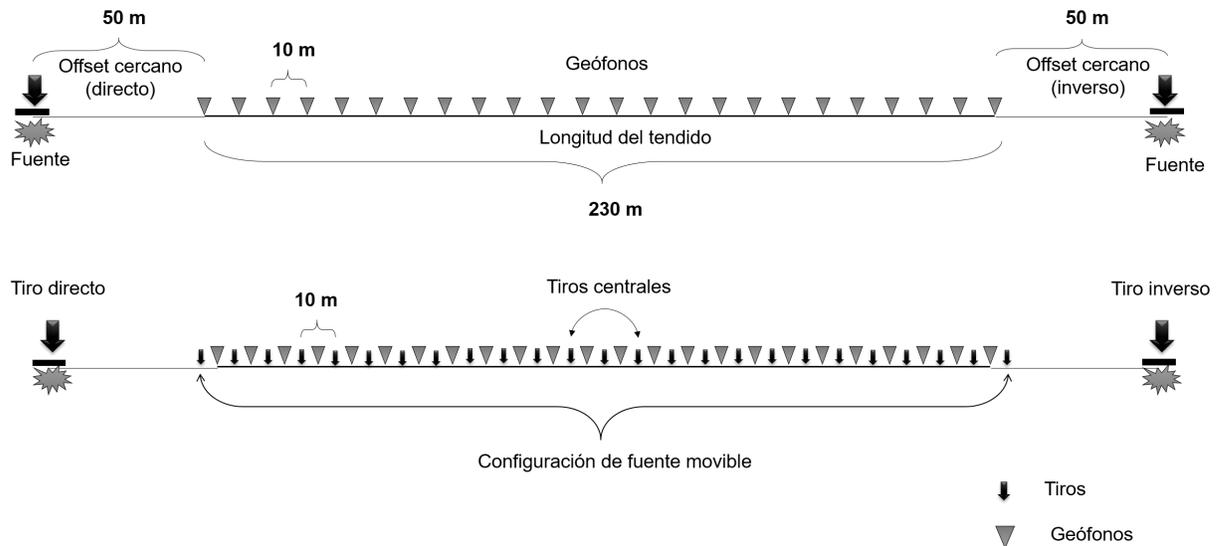


Figura 17. Configuración del arreglo de adquisición de datos sísmicos multicanal con fuente móvil para refracción somera en la caldera La Reforma, B.C.S. Los triángulos invertidos representan los sensores enterrados en el suelo y las flechas negras los puntos de tiros realizados con respecto a la posición de los geófonos. Separación entre geófonos, $g_x=10$ m; separación entre fuentes, $s_x=10$ m; longitud del tendido = 230 m.

Se realizaron 20 tendidos consecutivos, cada uno con 24 geófonos de 4.5 Hz de frecuencia natural y espaciamiento entre ellos de 10 m, completando perfiles de 230 m. Los tendidos son enumerados del 1 al 20 de sur a norte. Se usó la configuración de fuente móvil a 10 m cada una y offset de 50 m (Figura 17); tiempo de grabación de 2000 ms e intervalo de muestreo de 0.125 ms. Resultaron 27 registros por tendido, y se cubrió una longitud de aproximadamente 5 km (Figura 18). Toda la adquisición se realizó a lo largo de un camino habilitado para estos fines, de acuerdo a la accesibilidad del terreno. Por lo tanto, la dirección del levantamiento sísmico no corresponde a una línea recta.

Además se perforaron dos pozos con la perforadora *Drilling 2800 HS (HT)* equipada para perforar 70 m de profundidad (Figura 16). El Pozo 1 se perforó en el extremo NE de la línea sísmica, que corresponde a la zona de acceso más cercana a la caldera La Reforma; y el Pozo 2 se ubica a 1.4 km hacia el SW del Pozo 1 (Figura 18). El Pozo 1 se encuentra a una altura topográfica de ~ 524 msnm y el Pozo 2 a ~ 502 msnm; por lo que la diferencia de altura topográfica entre ambos pozos es de aproximadamente 22 m. Ambos pozos tienen una profundidad de 55 m y se localizan sobre el trayecto de adquisición de datos sísmicos. El Pozo 2 se localiza dentro del tendido No. 15, y el Pozo 1 dentro del tendido No. 20. Se obtuvo una recuperación de núcleos geológicos

en el Pozo 1 de 50 m y en el Pozo 2 de 55.3 m.

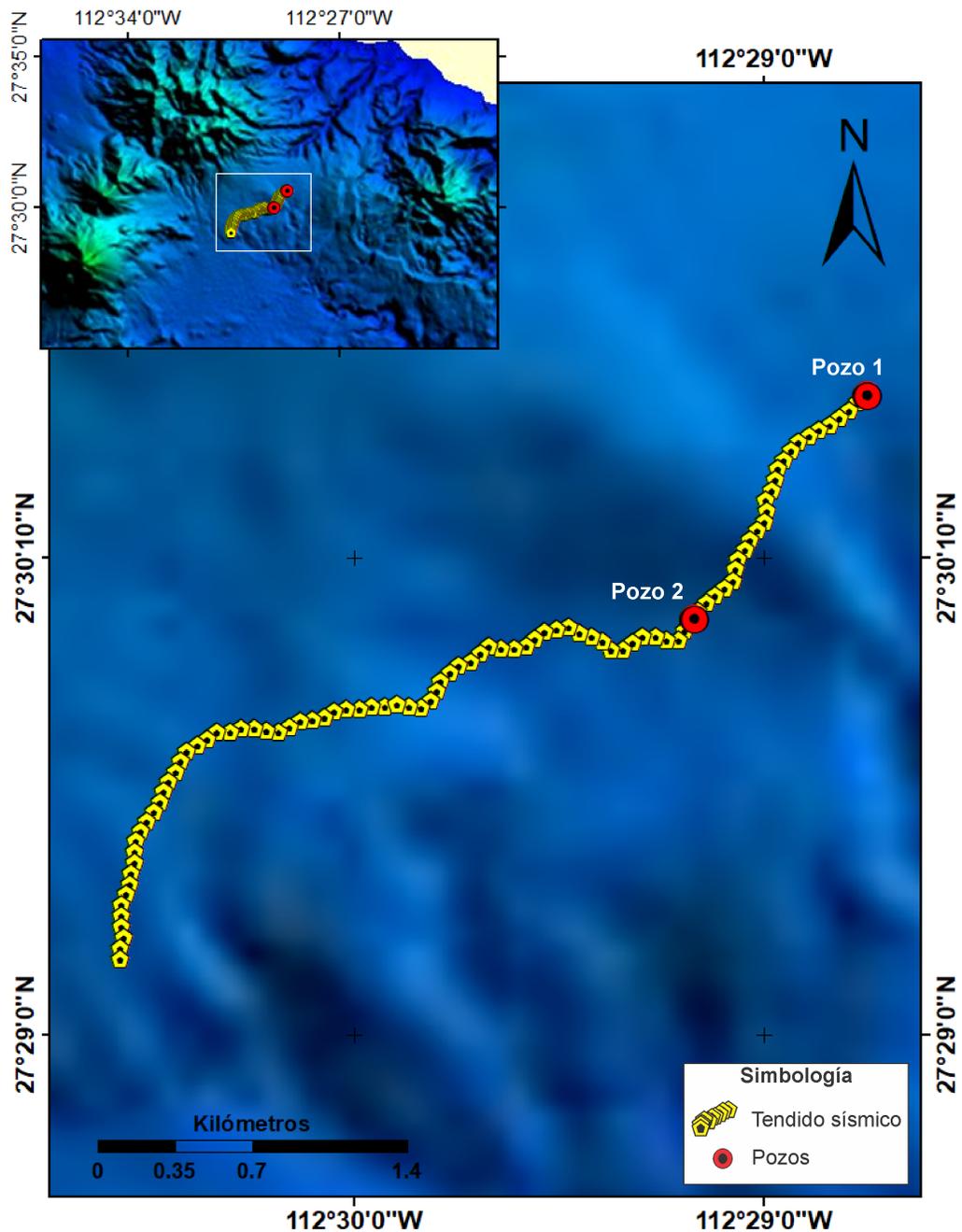


Figura 18. Localización del tendido sísmico adquirido en la caldera La Reforma, B.C.S., así como la ubicación de los pozos perforados. Coordenada del Pozo 1: 27°30'33.64"N 112°28'44.77"O; Pozo 2: 27°30'0.84"N 112°29'10.06"O.

2.3. Procesamiento de datos

Debido a que la adquisición de los datos sísmicos y la recuperación de los núcleos se realizó de manera simultánea, al inicio de la etapa del procesamiento no se conocía

con certeza el tipo de rocas presentes en la zona.

El procesamiento de los datos se llevó a cabo a partir del método de refracción sísmica y MASW con los programas de la paquetería *SeisImagerTM* de *Geometrics*.

2.3.1. Refracción sísmica

Con la intención de comprobar la aplicabilidad del método, se realizó el procesamiento del tendido No. 15, donde se ubica el Pozo 2, para comparar la información litológica de los núcleos con la sección sísmica 2D resultante.

Los cuatro pasos principales para llevar a cabo este procedimiento son: “picado” de primeros arribos, generación de curvas tiempo-distancia, asignación de pendientes, e inversión en tiempo para obtener un modelo en 2D de V_p (velocidad de la onda P).

Para el perfil No. 15 se analizaron 7 (de 27) registros, dos de cada extremo y tres centrales.

El módulo *PickWinTM* permite desplegar los registros sísmicos, de manera individual, y en ellos realizar la selección de los primeros arribos. En la Figura 19 se muestra: **a)** Despliegue de un registro sísmico original y **b)** la posición de los primeros arribos seleccionados (en rojo). Debido a que el tipo de onda que predomina en estos registros son las superficiales, y la información de interés (onda directa y refractadas) se encuentra enmascarada en bajas amplitudes, fue necesario aumentar considerablemente la amplitud de las trazas para poder identificar el tiempo de arribo de dichas ondas. Con esta información se generaron los diagramas de distancia-tiempo (x-t). Las dromocronas resultantes del paso anterior se visualizan en el módulo *PlotRefaTM* en donde se realizó la asignación de pendientes y la inversión en tiempo para la obtención de un modelo en 2D de V_p .

2.3.2. MASW

En esta sección se presenta una descripción detallada del procedimiento para procesar las ondas superficiales de los registros sísmicos, con el fin de obtener modelos en 1D y en 2D de V_s mediante el método activo de MASW.

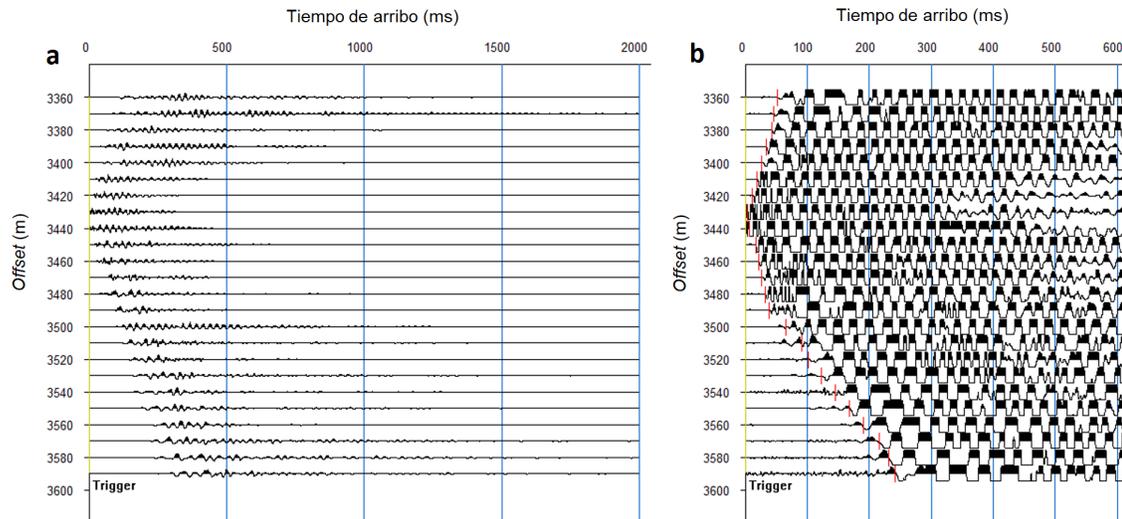


Figura 19. Registro sísmico de la fuente ubicada en $s_x=3435$ m. La imagen de la izquierda corresponde al registro original. Al registro de la derecha se le ha aplicado un aumento de amplitud para identificar de manera más precisa el tiempo de los primeros arribos, señalados en rojo.

El primer análisis se realizó en el módulo *Surface Wave Analysis Wizard*, donde se asignó la geometría de todas las fuentes y de los receptores. Con este programa es posible realizar el análisis de MASW pasivo, MASW activo (en 1D o en 2D), y una combinación pasivo y activo 1D.

2.3.2.1. Modelos 1D

En este análisis se generó un modelo 1D de V_S en cada pozo con el objetivo de comparar estos resultados con la información de las columnas litológicas correspondientes (Figura 26).

A continuación se muestra el procedimiento para procesar en 1D, las ondas superficiales de los registros sísmicos, con base en el Manual *SeisImager/SWTM*, 2005.

Se presentará el procedimiento para generar el modelo 1D de velocidades V_S que representa las variaciones del subsuelo cercano al Pozo 1, partiendo del registro correspondiente al perfil más cercano de dicha perforación; lo mismo para el Pozo 2. La secuencia de procesado que se llevó a cabo fue la misma en ambos registros, por lo que se explicará a detalle la del Pozo 2 y de manera breve la del Pozo 1 .

El primer paso fue leer el registro sísmico desde el programa *Surface Wave Analysis*

Wizard, con visualización en la plataforma de *PickWin*. El programa tiene la opción de realizar la transformación integral al dominio de las frecuencias, convirtiendo directamente las ondículas (tiempo - distancia) en una imagen de velocidad de fase vs frecuencia ($c - f$) (Hayashi and Suzuki, 2004), como la de la Figura 20a, para el Pozo 2. Para ello se especificó que el valor de la frecuencia mínima, máxima y velocidad de fase máxima fuera igual a 5 Hz, 30 Hz y 2000 m/s, respectivamente. La frecuencia mínima se consideró con base en la frecuencia natural de los sensores = 4.5 Hz. Esto quiere decir que la información de interés se encuentra, en su mayoría, por encima de estas frecuencias, pero por debajo de los 30 Hz. Y la velocidad máxima de acuerdo al tipo de rocas presentes.

Posteriormente se realizó la selección de las velocidades de fase que conformarían la curva de dispersión, dentro del rango de frecuencias y velocidades especificadas. Estos puntos se posicionaron en los valores de amplitud más altos en la curva de $c - f$ (mostrados con azul). Se considera que la calidad de la imagen espectral fue favorable para los fines de este trabajo, puesto que la presencia de modos superiores no afectó la identificación del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

Con la información seleccionada en el paso anterior se generó la curva de dispersión (diagrama $c - f$), visualizada en el módulo *WaveEq* (Figura 20b).

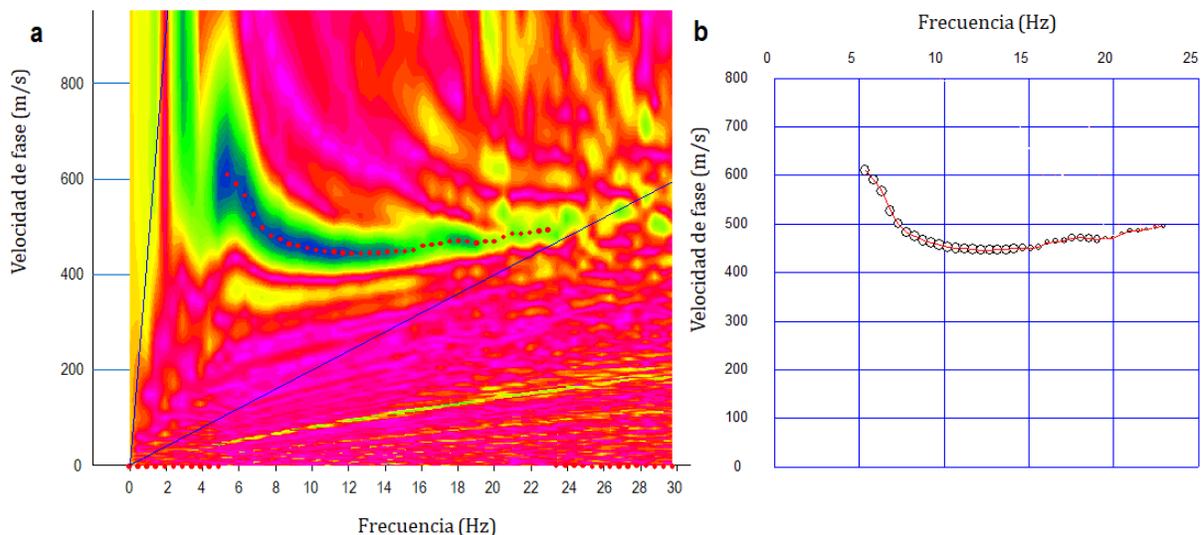


Figura 20. a. Análisis espectral en la imagen de velocidad de fase vs frecuencia ($c - f$), del registro $sx = 3310m$, cercano al Pozo 2. El par de líneas azules corresponde a la ventana de frecuencias óptimas, comprendida entre 5 y 30 Hz, dentro de la cual se encuentran los datos más confiables. Los puntos rojos indican los valores de velocidad de fase que representan mejor al modo fundamental de las ondas Rayleigh, para generar la curva de dispersión. b. Curva de dispersión extraída del análisis espectral.

En ocasiones las curvas de dispersión contienen información no deseada debido a la mala selección de puntos en el análisis espectral de la imagen de dispersión, por lo que es necesario realizar una serie de filtros para dejar únicamente la información de interés (M_0 de L_R). Algunos de los filtros que se pueden hacer consisten en: eliminar los valores de la curva que se encuentren fuera del rango de frecuencias de interés, eliminar puntos no deseados, eliminar valores de baja calidad (definido por un factor especificado por el usuario), suavizado de la curva, entre otros. Para los fines de este trabajo, el tratamiento dado a la curva fue mínimo, procurando mantener, en la medida de los posible, las características originales de la información; por ello se consideró únicamente la eliminación de valores que se encuentran fuera de tendencia como se muestra en la Figura 21.

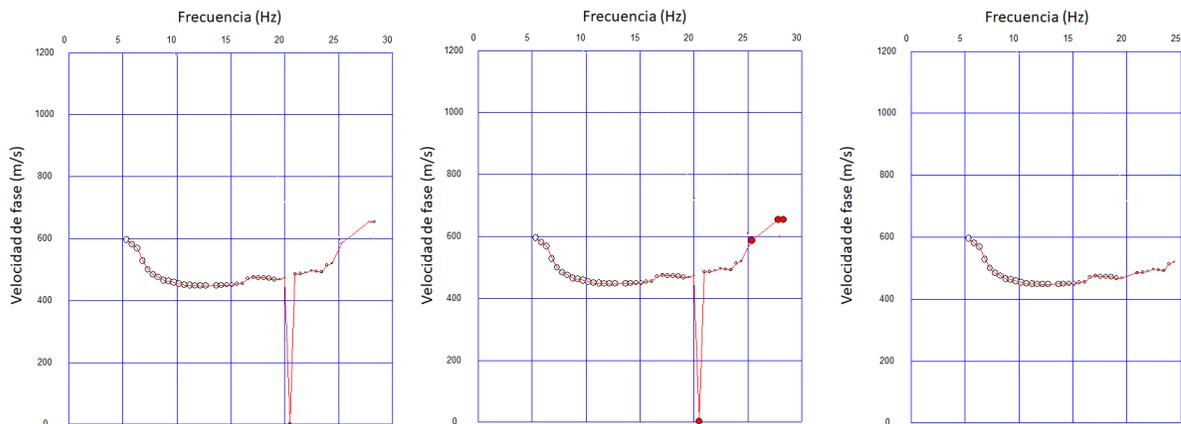


Figura 21. Corrección de la curva de dispersión generada con los datos del tendido No. 15, cercano al Pozo 2. a. Original. b. Puntos seleccionados (en rojo) para eliminar. c. Curva corregida. No fue necesario aplicar ningún filtro de suavizado, baja calidad, ni de modos superiores.

Una vez lista la curva de dispersión se propone un modelo inicial de capas basado en los resultados de la conversión a profundidad y velocidades de fase mínima y máxima, según los valores dados en la curva de dispersión. El número de capas dadas al modelo inicial es un parámetro proporcionado para reducir el error en el ajuste de los datos reales, mas no supone que se considere un medio geológico de ese número capas. Por último se realizó una inversión iterativa con el método de mínimos cuadrados no lineales para generar el modelo 1D de V_S .

La Figura 22 muestra la imagen espectral de dispersión del Pozo 1 y su respectiva curva de dispersión.

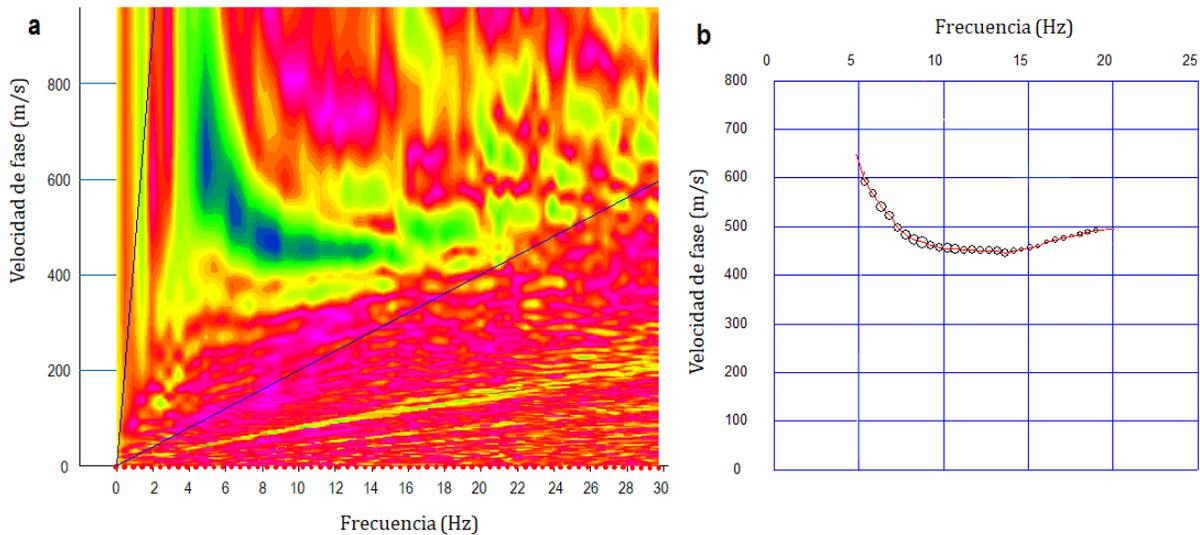


Figura 22. a. Imagen con la naturaleza dispersiva de las ondas sísmicas registradas por los sensores, con la fuente en $s_x=4840$ m, cercana al Pozo 1. b. Curva de dispersión extraída después de seleccionar las velocidades de fase correspondientes al modo fundamental de las ondas Rayleigh.

2.3.2.2. Modelos 2D

El tendido sísmico completo alcanza aproximadamente los 4.8 km de longitud (Figura 18), sin embargo para el análisis 2D fue necesario dividir esta línea en segmentos, para generar una sección sísmica en 2D de velocidades V_S por cada uno. Esto debido a que: 1) el software utilizado tiene un límite de datos de entrada, correspondiente a 6 perfiles sísmicos de 24 geófonos, y 2) el levantamiento de los datos sísmicos no se realizó en una línea recta (que sería lo ideal), sino a lo largo del camino habilitado que presenta algunos "quebres"(cambios de dirección). Por lo tanto cada sección contiene un conjunto de 6 perfiles o menos, cuya distribución es lo más lineal posible (Figura 23).

En la Figura 23 se presenta la ubicación de cada uno de estos segmentos. El segmento 1 (S1) incluye los perfiles del 1 al 5, el S2 los perfiles del 6 al 9, el S3 incluye del 9 al 12, el S4 el 13 y 14, y finalmente el S5 a los perfiles del 15 al 20 (zona comprendida entre los pozos).

Se procesaron los registros sísmicos correspondientes a los perfiles comprendidos entre los pozos (S5) para generar una sección sísmica de V_S 2D que posteriormente pueda correlacionarse con la información litológica disponible. Esta sección tiene una longitud aproximada de 1.4 km, procesada con 162 registros sísmicos en total.

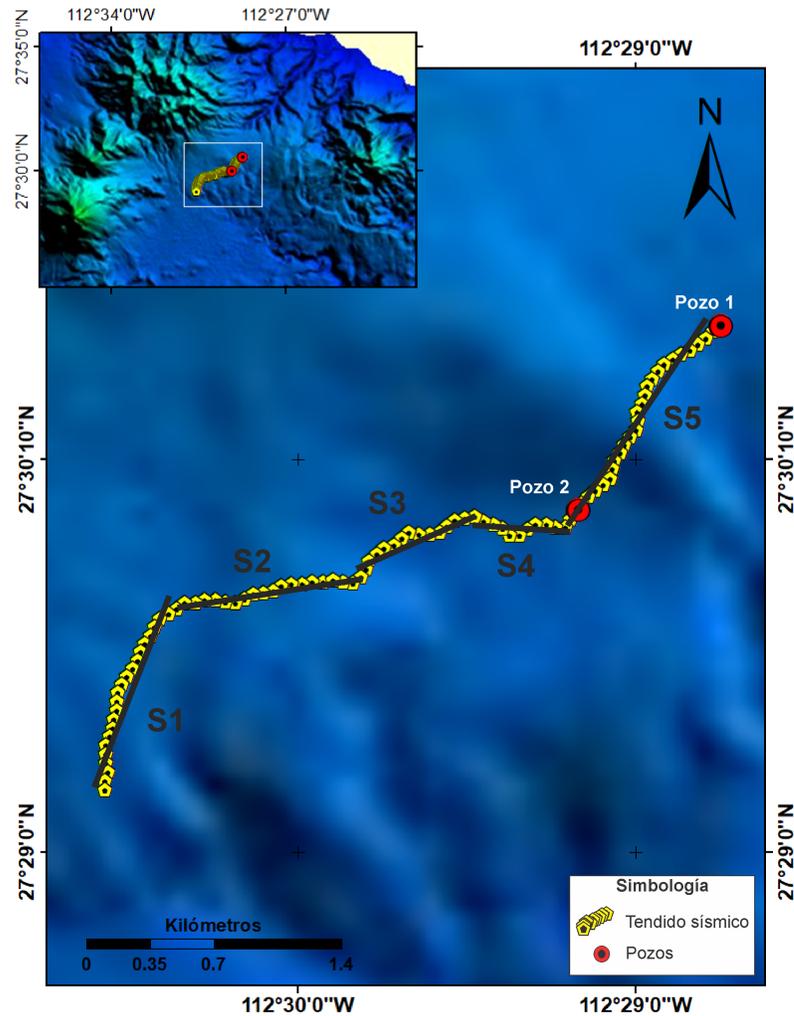


Figura 23. Mapa del área de estudio con el tendido sísmico y la ubicación de los pozos. Las líneas negras representan de manera aproximada la distribución de los cinco segmentos en los que se dividió la línea sísmica para el análisis en 2D, enumerados como S1, S2, S3, S4 y S5.

El procedimiento para el análisis 2D tiene las mismas bases que el realizado para los modelos 1D, sin embargo existen algunas variantes que serán mencionadas. A continuación se detalla el procesamiento sísmico llevado a cabo para el segmento 5, que involucró:

- * Seleccionar todos los registros a analizar. Deben de ser cuatro registros o más por tendido, para generar un modelo en 2D.
- * Establecer la geometría de las fuentes y receptores. En este caso, la configuración fue de fuente móvil, por lo que un perfil (con 27 registros) muestra el arreglo de la Figura 24. La verificación de la correcta posición de los receptores y las fuentes es importante para el siguiente paso.

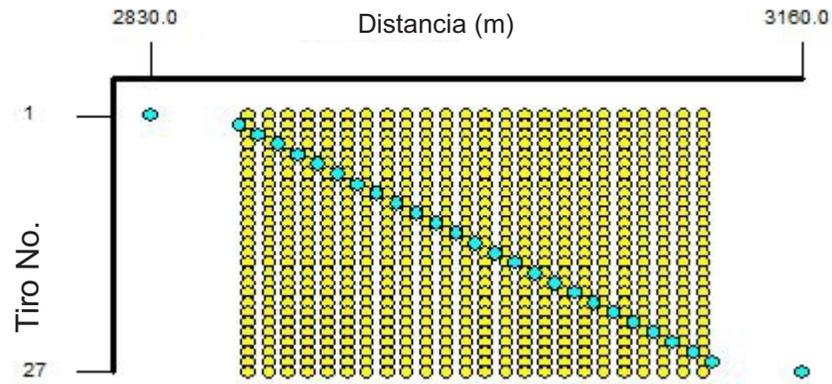


Figura 24. Geometría del arreglo sísmico multicanal con fuente móvil, empleado para este trabajo. Los círculos celestes corresponden a la posición de los puntos de tiro (fuentes), y los amarillos a la posición de los receptores (geófonos).

- * Se realiza un análisis de CMPCC (*Common Mid Point Cross-Correlation*, por sus siglas en inglés) con base en la metodología presentada por Hayashi and Suzuki (2004), que consiste en:
 - Calcular la correlación cruzada entre cada par de trazas de cada *shot-gather*.
 - Se agrupan las correlaciones que tienen los mismos puntos de reflejo común.
 - En cada CMP, las correlaciones cruzadas que tienen el mismo espaciamiento se apilan en el dominio del tiempo.
 - Las correlaciones que tienen diferente espaciamiento se ordenan con respecto a ello en cada CMP. Como resultado se tiene un CMPCC *gather* con las características de las diferencias de fase en cada CMP. Estas evaluaciones las realiza el programa con algoritmos internos que requieren la especificación del tamaño del bin (pequeña área asignada donde las trazas sísmicas son ordenadas de acuerdo a un punto medio común) y la posición inicial y final de los receptores. En este estudio el valor del bin se estableció como el espaciamiento entre geófonos.
- * Al CMPCC *gather* resultante se le aplica la metodología del MASW para calcular las velocidades de fase (Hayashi, 2003):
 - Cada traza se transforma al dominio de las frecuencias con la Transformada de Fourier (Ec. 3).
 - A la información en el dominio de las frecuencias se le aplica una integración sobre el espaciamiento con respecto a una velocidad aparente, para

obtener los datos en el dominio de $c_w - f$. Los datos de entrada para las transformaciones del CMPCC *gather* al dominio $c_w - f$ son:

- La velocidad de fase aparente máxima. Este dato se puede inferir conociendo los valores de velocidad teóricos en el tipo de materiales geológicos donde se trabaja. En este trabajo se consideró una $V_{mx}^{fase} \approx 2000m/s$.
 - La frecuencia mínima y máxima. La f_{min} se puede estimar a partir de la frecuencia natural de los sensores, que en este caso es de 4.5 Hz por lo que la $f_{min} \approx 5Hz$. Y para este estudio la $f_{max} \approx 30Hz$, pues se observó que después de ese valor ya no se presentaba información de interés.
- * En el análisis espectral de dispersión, las velocidades de fase se determinan con la amplitud máxima en cada frecuencia. Sin embargo, en el procesamiento en 2D no se visualizan los espectros de cada registro, sino que se obtiene directamente un conjunto de curvas de dispersión inferidas (Figura 25) en la posición de cada CMP. Éstas pueden ser manipuladas tanto grupal como individualmente.

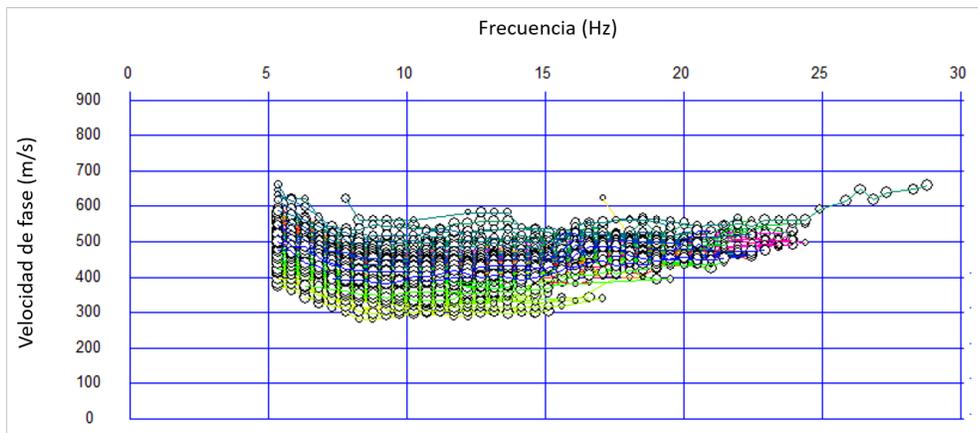


Figura 25. Conjunto de Curvas de Dispersión obtenidas en el procesamiento 2D de ondas superficiales. Estas curvas presentan ruido, modos superiores, datos de baja calidad, entre otros datos no deseados. Las barras verde y roja se colocan en la posición de la frecuencia mínima y máxima que se desea conservar, para eliminar toda la información que se encuentra fuera de este intervalo.

- * Recordando que estas curvas no fueron generadas por el usuario a partir de la selección de altas amplitudes, generalmente vienen acompañadas de más ruido, modos superiores, datos de baja calidad, etc. Para evitar que la información no deseada contamine las características dispersivas de interés, se realizó un filtrado individual en las curvas. En el segmento 5 se analizaron 138 curvas de dispersión. En cada una de ellas se aplicó:

- Un filtro tipo pasa bandas, donde se conserva la información contenida en el rango de frecuencias especificado (generalmente entre 5 y 25 Hz).
 - Eliminación de puntos fuera de la tendencia, que pudieran corresponder a ruido o a un mal "picado" de los datos.
 - No se aplicó suavizado individual ni al conjunto de curvas (2D), con la intención de conservar, en la medida de lo posible, las características originales de las curvas.
- * Tras obtener curvas de dispersión aceptables se realiza una inversión iterativa de los datos partiendo de un modelo inicial, como se describe en la sección 2.1.2. Como resultado se obtiene una serie de modelos 1D que también pueden ser visualizados individualmente.
- * A este conjunto de modelos 1D se le aplica una interpolación bidimensional para generar el modelo en 2D, visualizado en el módulo *GeoPlot*. A dicho modelo se le agregó el perfil de elevación topográfica correspondiente, obtenido de los valores de altura registradas con el GPS, en la posición de cada sensor.

Los modelos 2D de V_S de los segmentos 1 - 4 se generaron de la misma manera.

Capítulo 3. Resultados e Interpretación sísmica

Con la información de pozo se realizó, en colaboración con personal técnico de CeMIE-Geo, una identificación litológica que resultó en la siguiente secuencia de rocas (ordenadas desde la superficie a profundidad): 12 m de pómez, una capa de 31 m de cenizas volcánicas y una base de basalto con 7 m de espesor en el Pozo 1, y de 12 m en el Pozo 2; en este último se encontró además una franja de 30 cm de riolita subyaciendo toda la secuencia anterior. Las columnas litológicas de cada pozo se presentan en la Figura 26.

A sabiendas de la proporcionalidad general entre la densidad (ρ) y la velocidad sísmica (v): $\rho \propto v$, y conociendo la litología de los pozos, se considera que: $\rho_p > \rho_c < \rho_b$, y por lo tanto que $V_p > V_c < V_b$, siendo $V_{p,c,b}$ la velocidad en la pómez, en la ceniza, y en el basalto, respectivamente. De este modo, la capa de cenizas volcánicas representaría un caso de capa oculta, y al cual se hará referencia como *capa de baja velocidad*.

3.1. Resultados de Refracción

La Figura 27 presenta en la izquierda: el diagrama distancia-tiempo de uno de los registros del tendido 15 (donde se ubica el Pozo 2); en la derecha: las dromocronas generadas tras el picado de los siete registros. En estos diagramas se observa que la tendencia de las pendientes obtenidas es diferentes a la que se presenta tanto en la teoría como en casos de estudios comunes (como el ejemplo de la Figura 9). En un medio cuya velocidad aumenta con la profundidad, las pendientes (de los rayos refractados) aumentan con la distancia, sin embargo en este caso, el primer rayo "refractado" generalmente tiende a la vertical. Se calculó la velocidad con el inverso de cada pendiente, y en las pendientes que tienden a la vertical se obtuvieron valores menores a las del resto.

En consecuencia, la inversión de estos parámetros resultó en un modelo incoherente con la información secuencial de pozo.

Sabiendo que la limitante del método de refracción sísmica es la identificación de capas de baja velocidad, se asume que la variación de la velocidad sísmica presente

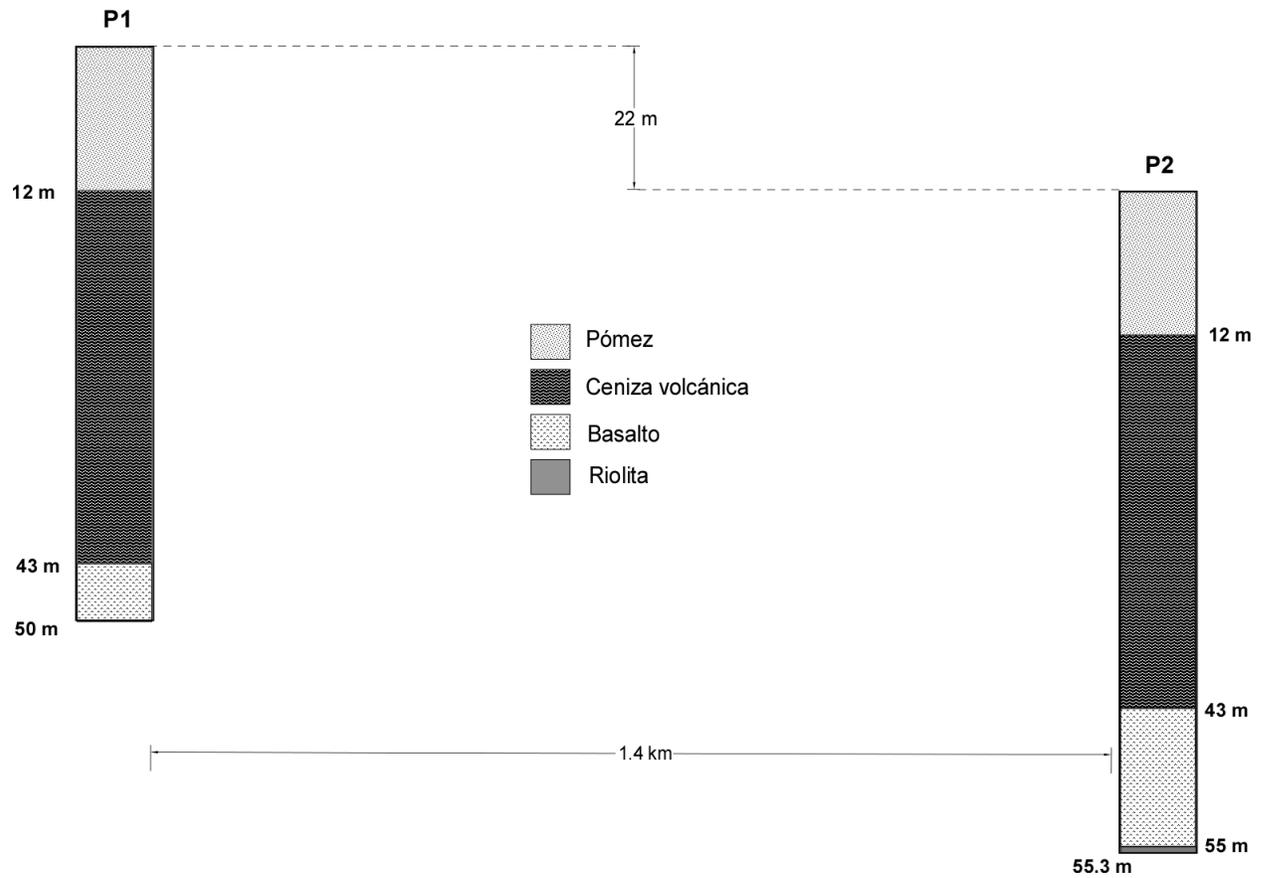


Figura 26. Columnas litológicas generadas a partir de la información extraída de los núcleos geológicos recuperados en los pozos perforados en la caldera La Reforma, B.C.S. Interpretación litológica de núcleos por Porfirio Avilez Serrano, técnico de CeMIE-Geo.

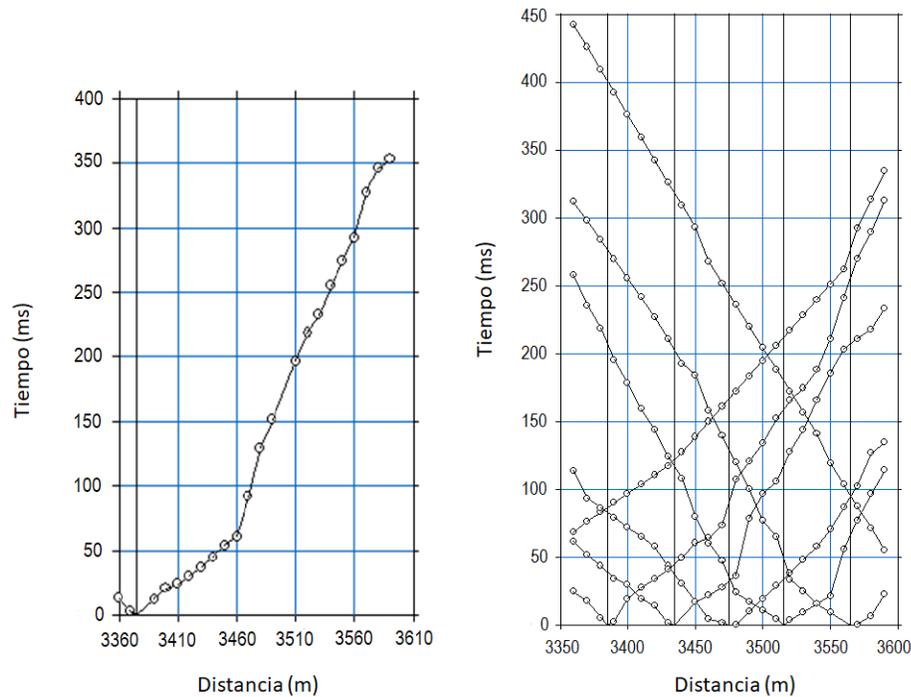


Figura 27. Dromocronas del tendido No. 15. En la izquierda se muestra un diagrama individual distancia-tiempo; y en la derecha el conjunto de curvas generadas con los siete registros analizados previamente.

en las curvas de los diagramas x-t no corresponde al cambio en la velocidad de las capas geológicas del subsuelo (con respecto a la profundidad).

Con el fin de entender este comportamiento se realizó una serie de pruebas para tratar de reproducir los datos obtenidos en campo a partir del modelado directo 1D con los parámetros extraídos de estas pendientes: velocidad y espesor. Para ello se utilizó un programa elaborado en MATLAB, que calcula el tiempo de los primeros arribos en 2 y 3 capas, basado en la Ley de Snell (Ec. 2). El mismo ejercicio se realizó repetidas veces con diferentes registros, y los resultados obtenidos fueron muy similares: la velocidad de la onda P calculada con el inverso de cada pendiente no necesariamente incrementa con la distancia, es decir, no va en aumento con la profundidad.

En la Figura 28 se presentan las pendientes 1a y 1b, mientras que la estimación de la pendiente en verde, correspondiente al valor de velocidad sísmica decreciente, fue desfavorable.

Dados los resultados anteriores se descartó la posibilidad de que los primeros

arribos del registro sísmico representarían el cambio de velocidades sísmica en dirección vertical (profundidad), debido a que no existe rayo refractado que proporcione dicha información.

Por lo tanto, se concluyó que los primeros arribos de estos registros corresponden únicamente al tiempo de viaje de la onda directa. Debido a que la onda directa se propaga a través de la parte más somera del primer medio, se asumió que los quiebres en las curvas responden a la heterogeneidad lateral de velocidad sísmica, típica en las zonas cercanas a la superficie (Park et al., 1998b).

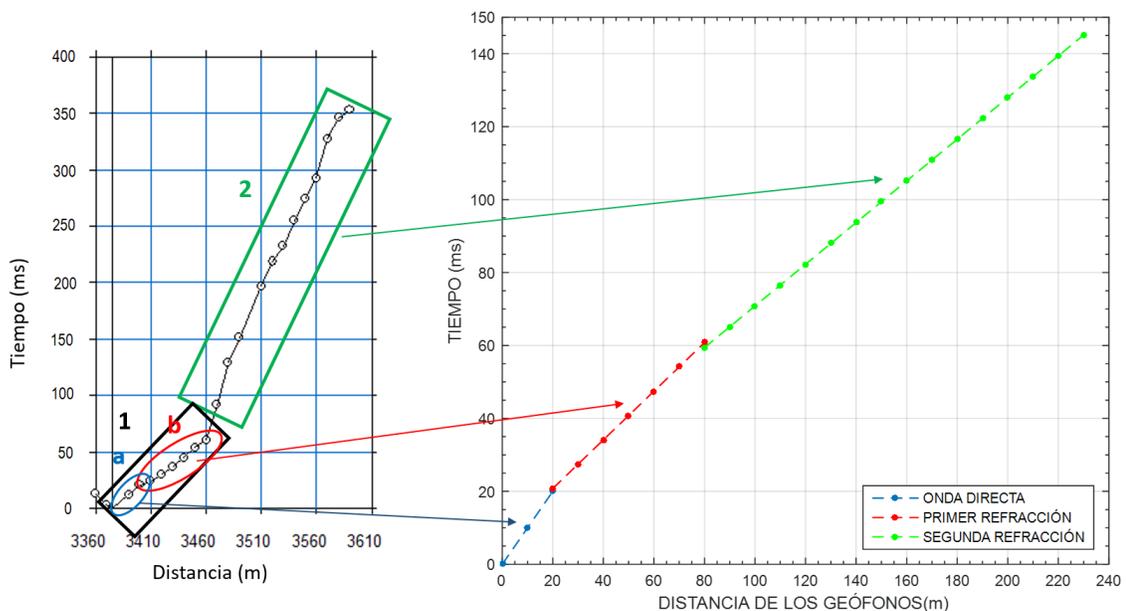


Figura 28. Modelo directo 1D con refracción sísmica. Se presenta el diagrama x-t del registro con $s_x=3375$ m obtenido en campo (izquierda), donde se observan dos pendientes principales encerradas en negro y verde, donde a su vez, se divide la pendiente 1 en dos quiebres (a y b). La imagen de la derecha muestra las pendientes reproducidas con el programa, donde se comparan de manera coherente 1a y 1b. Por otro lado, para introducir una tercer pendiente en el modelo era requisito que su velocidad fuera mayor a la pendiente 1b, por lo que los tiempos de arribo de la pendiente en verde no se reprodujeron favorablemente.

Con base en las pruebas previamente descritas se concluyó que el método de refracción sísmica somera no es aplicable para este caso particular, debido a la presencia de una capa de baja velocidad en la zona de estudio, atribuida a la ceniza volcánica.

3.2. Resultados del MASW

En esta sección se describen los resultados obtenidos del procesamiento sísmico con el MASW. Éstos incluyen los modelos 1D y 2D, su correlación con las columnas litológicas de pozo (Figura 26) y su respectiva interpretación.

3.2.1. Modelos 1D

Los modelos obtenidos en 1D de V_S cercanos al Pozo 1 y 2 se presentan en las Figuras 29 y 30, respectivamente.

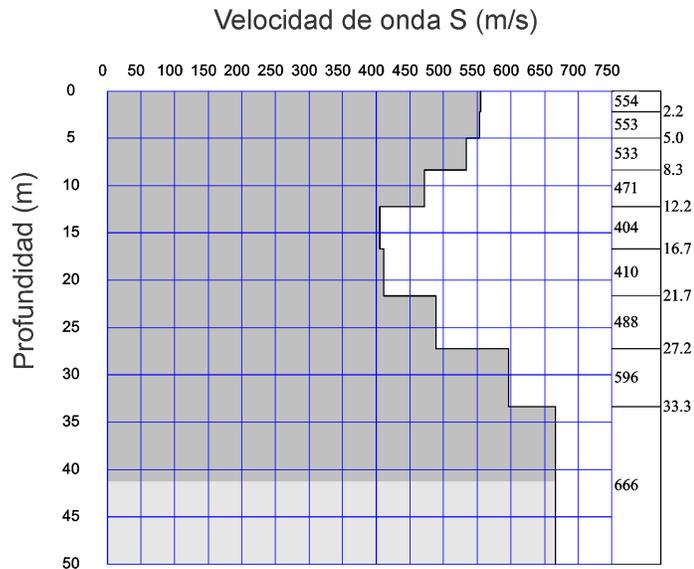


Figura 29. Modelo 1D de velocidades de corte (V_S) del tendido 20 donde se ubica el Pozo 1, y generado con el método de MASW. Los escalones en la línea de V_S representan los límites de las capas asignadas; y la zona sombreada en gris oscuro corresponde al rango de profundidad efectiva en relación a la curva de velocidad aparente obtenida.

Con este método la variación de velocidades sísmicas ocurre de manera gradual, por ello, en los modelos 1D del Pozo 1 y 2, se perciben cambios escalonados de V_S que pueden ser agrupados en 3 capas principales.

- En el modelo de la Figura 29 (correspondiente al Pozo 1) la primera capa de ~ 8.3 m de profundidad comprende velocidades de 533 - 554 m/s; la segunda de 404 - 488 m/s; y la tercera de 596 - 666 m/s.
- En el modelo de la Figura 30 (correspondiente al Pozo 2) la primera capa de \sim

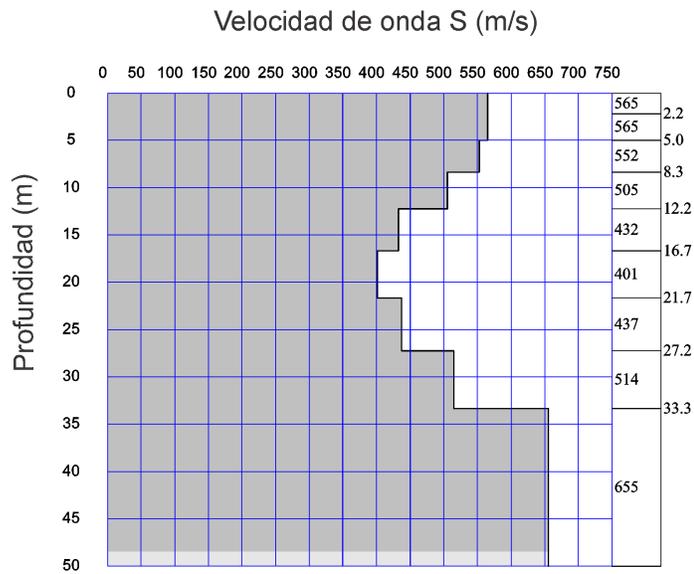


Figura 30. Modelo 1D de velocidades de corte (S) del tendido 15 donde se ubica el Pozo 2, y generado con el método de MASW. Los escalones en la línea de V_S representan los límites de las capas asignadas; y la zona sombreada en gris oscuro corresponde al rango de profundidad efectiva en relación a la curva de velocidad aparente obtenida.

12.2 m de profundidad comprende velocidades de 505 - 565 m/s; la segunda de 401 - 514 m/s; y la tercera de 655 m/s.

Estos modelos se compararon con la información litológica del pozo correspondiente (Figuras 31 y 32), donde se puede observar una consistencia en la presencia de aproximadamente tres capas, donde la capa 2 tiene una velocidad menor a la capa 1 y ésta a su vez, menor que la capa 3.

Las diferentes estructuras de velocidad son estimadas en el centro del tendido (Hayashi and Suzuki, 2004), por lo que, la comparación entre el modelo 1D de V_S con su columna litológica de pozo, relaciona de manera aproximada los límites de capas asignados en el método sísmico con los observados en los núcleos geológicos recuperados.

En los modelos de ambos pozos se identifica una zona central a profundidad de menor velocidad que las capas circundantes, asociada a la capa de cenizas volcánicas, pero en ninguno de los dos modelos se identifica claramente el límite entre la capa de cenizas y el basalto.

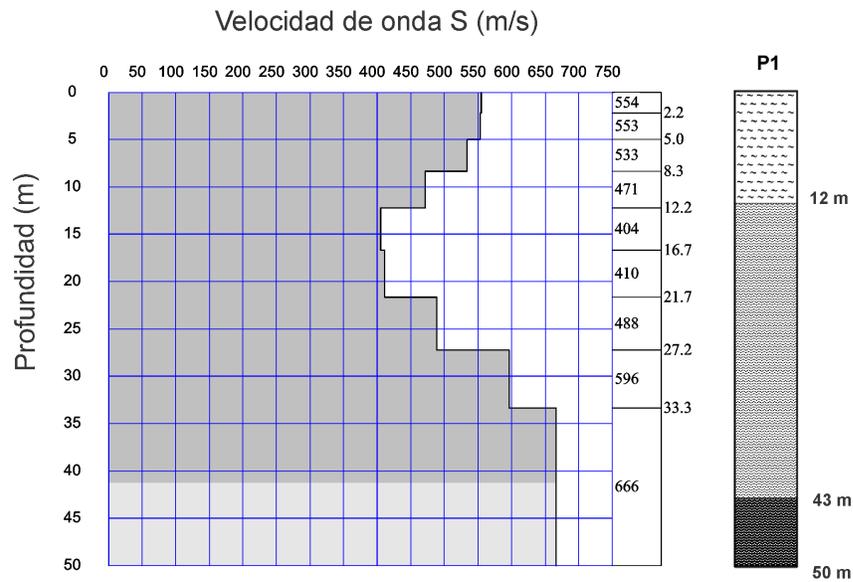


Figura 31. Comparación entre el modelo 1D de V_S obtenido del tendido 20 con MASW, y la columna litológica obtenida en el Pozo 1. La zona de baja velocidad en MASW se asocia a la capa de cenizas volcánicas de la columna litológica.

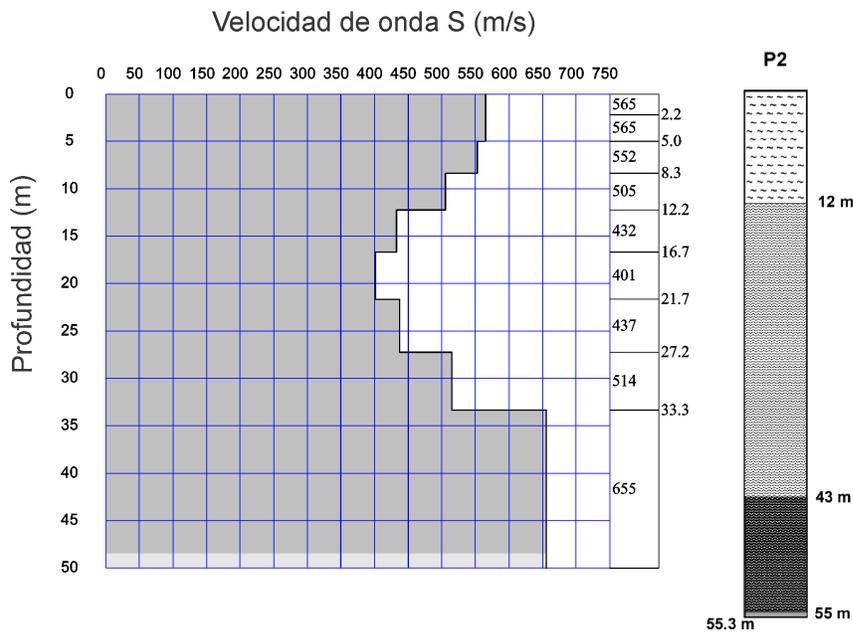


Figura 32. Comparación entre el modelo 1D de V_S obtenido del tendido 15 con MASW, y la columna litológica obtenida en el Pozo 2. La zona de baja velocidad en MASW se asocia a la capa de cenizas volcánicas de la columna litológica.

Los perfiles 1D de velocidad V_S resultantes del MASW se compararon favorablemente con información litológica obtenida en pozos, al permitir identificar la capa de baja velocidad en profundidades someras, en regiones volcánicas, misma que fue atribuida a la capa de cenizas volcánicas de las columnas litológicas.

La información 1D permite estimar modelos precisos de V_S , sin embargo ésta se reduce a la información contenida en el centro del tendido sísmico en profundidad. Por lo que es conveniente utilizar esta metodología en su modalidad bidimensional, con una serie de registros, para conocer mejor la distribución de velocidades de corte, tanto vertical como lateralmente, con la generación de modelos 2D de V_S .

3.2.2. Modelos 2D

El primer segmento analizado para generar modelos 2D, fue el S5 (Figura 23), ya que se encuentra delimitado por los Pozos 1 y 2, lo que permitiría realizar una correlación bidimensional entre la sección de V_S resultante y la información de pozo correspondiente.

A continuación se presentarán: el conjunto de modelos 1D previo a la interpolación bidimensional, el modelo 2D resultante de este segmento, su interpretación, y su correlación con las columnas litológicas de ambos pozos; posteriormente, los modelos 2D resultantes de los S1 - S4.

El conjunto de modelos 1D (Figura 33) correspondiente a la zona comprendida entre los pozos se generó a partir de un modelo inicial de 10 capas de espesor variable y con velocidades de fase mínima y máxima, según los valores dados en la curva de dispersión, de 440 y 600 m/s, respectivamente. La inversión se realizó con 10 iteraciones, cuyo RMS fue $\leq 3\% \approx 16.7\text{m/s}$. Posteriormente se realizó una interpolación bidimensional a esta serie de modelos 1D para producir el modelo 2D (visualizado en GeoPlot).

Se generaron dos modelos 2D del S5, presentados en la Figura 34. A ambas secciones se les aplicó un modelo de elevación topográfica diseñado con la información de altura adquirida con GPS en campo. Los valores de altura topográfica en este segmento se encuentran entre los 500 y 530 metros sobre el nivel del mar (msnm). Con ello se tomó el valor mínimo de elevación como punto de referencia (500 msnm = 0 m) para construir un perfil de elevación relativa de 0 - 30 m.

En los modelos de la Figura 34 se presentan las variaciones de velocidad de la onda S, tanto laterales como en profundidad. Los modelos de esta figura son consistentes en

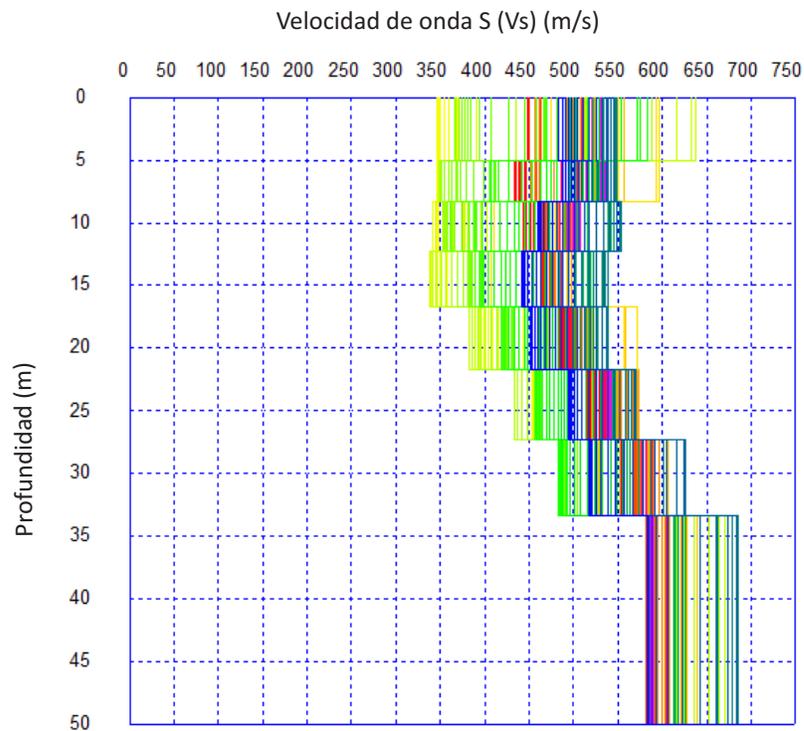


Figura 33. Conjunto de Modelos en 1D de velocidades de onda S (V_S) obtenidos tras filtrar e invertir de manera iterativa las curvas de dispersión correspondientes a los registros de la S5 (región contenida entre ambos pozos), presentadas en la Figura 25.

las principales estructuras presentes; pues a pesar de que los cambios de V_S ocurren de manera gradual, es posible identificar en ambos la distribución de las zonas de baja velocidad. La región con los valores mínimos de velocidad se encuentra en el centro del perfil sísmico, representada por el color azul. Las zonas de color verde claro representan velocidades medias; y las amarillas a rojas corresponden a valores altos de velocidad.

La escala de colores de este perfil corresponde a los valores de velocidades de ondas S únicamente de esta sección en particular. El alcance en profundidad de esta sección es de ~ 60 m, lo que permite comparar eficazmente con la información de las columnas litológicas obtenidas en los pozos de menos de 55 m profundidad.

3.2.2.1. Correlación con columnas litológicas de pozos

Se realizó una correlación con los modelos resultantes y la información litológica de pozo. En la Figura (35) se presentan los modelos 2D obtenidos para el S5 con la ubicación espacial de los pozos, y la interpretación correspondiente. En la sección

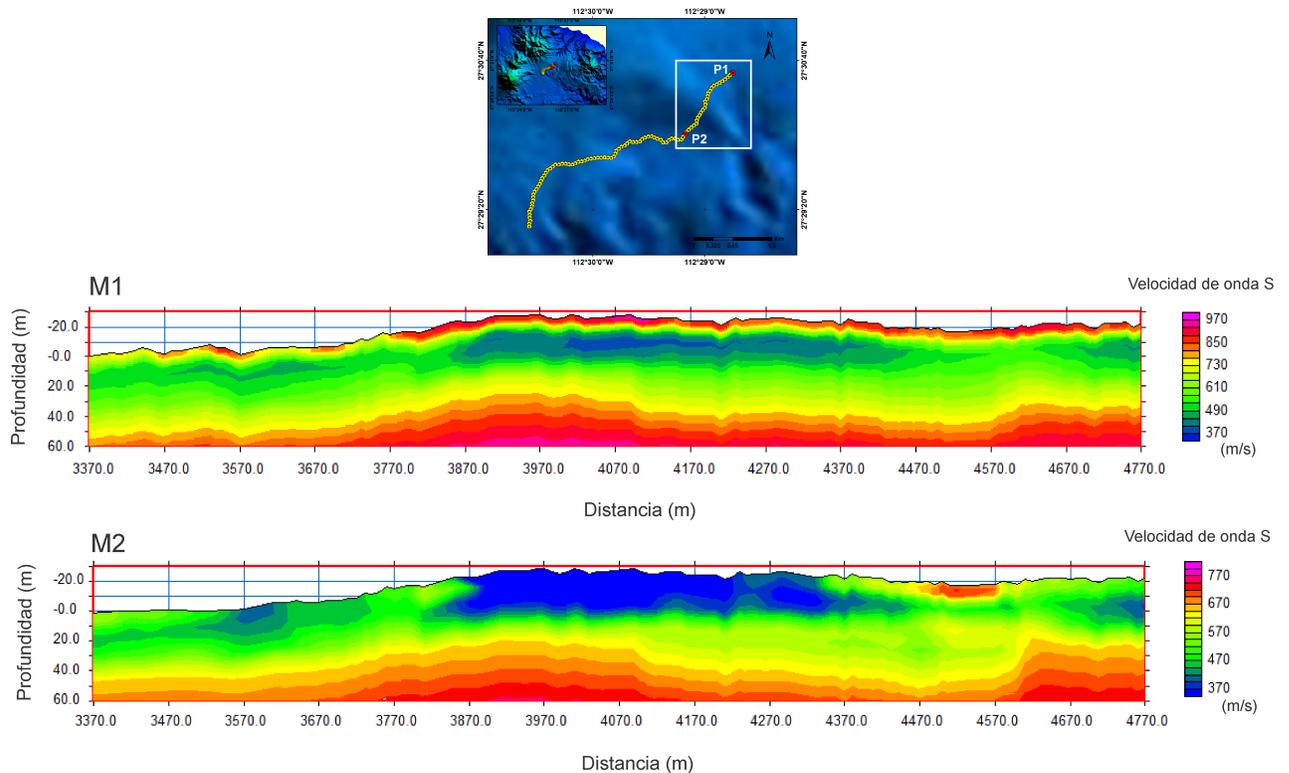


Figura 34. Modelos 1 y 2 (M1 y M2, respectivamente) en 2D de V_S correspondiente al S5, con la información sísmica contenida entre los pozos (recuadro blanco en el mapa), tras la interpolación bidimensional de los modelos de la Figura 33. Los cambios de velocidades se presentan de manera gradual tanto en profundidad como lateralmente. Los colores azul y morado representan valores bajos de velocidad S y las tonalidades naranja y rojo corresponden a valores altos de V_S .

sísmica se pueden ver cambios en las velocidades del subsuelo, coherentes con la profundidad de los límites de las capas estimadas en las columnas litológicas de pozo, interpretadas como interfaces de diferentes tipos de roca. De este modo, en el modelo 1 (M1) y el modelo 2 (M2) se interpretaron los horizontes H1 y H2 correspondientes a los límites entre las capas 1-2 y 2-3, respectivamente.

En ambos modelos se indica la distribución espacial de las regiones de baja velocidad (atribuida a las cenizas volcánicas) en forma semi-horizontal, y paralelas a la superficie.

De este modo, fue posible correlacionar favorablemente la información litológica de los pozos con la sección sísmica de V_S , en donde, además de identificar la zona de baja velocidad, se corroboró la consistencia entre los cambios de V_S con los tipos de roca encontradas en ambos pozos, con sus respectivos espesores. Lo anterior indicó una geometría semi-continua, horizontal y paralela de las capas en los primeros 60 m del subsuelo.

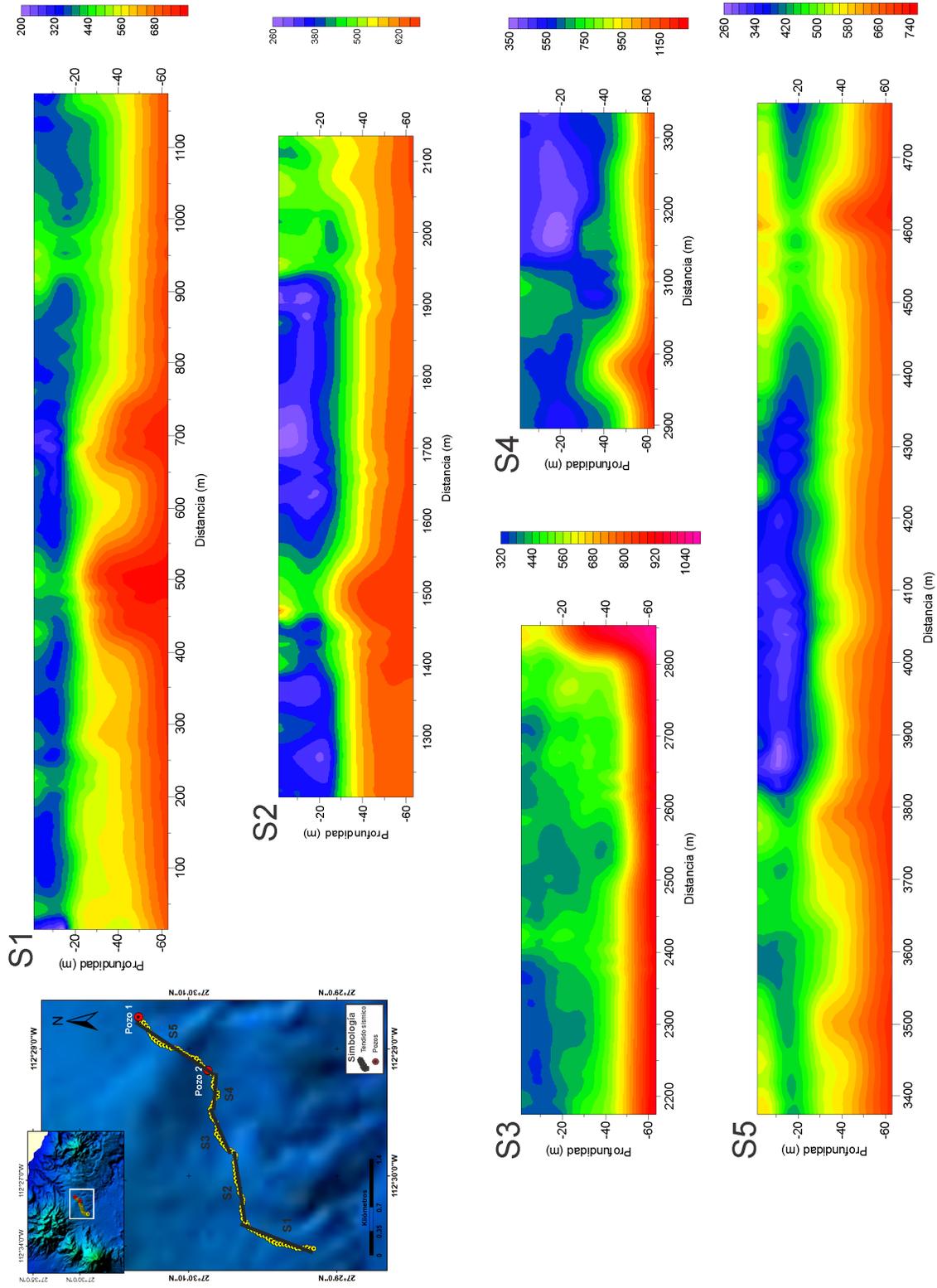
3.2.2.2. Modelos 2D por segmentos

Comprobada la efectividad del método sísmico de MASW para la identificación de capas de baja velocidad en el subsuelo, en zonas volcánicas, se realizó el procesamiento de los datos correspondientes a los segmentos del 1 al 4. Los modelos 2D de V_S resultantes se presentan en la Figura 36.

De manera general, los colores fríos (azul, morado) representan zonas de baja velocidad, mientras que colores cálidos (rojo, naranja) corresponden a valores de velocidad más altos. Cabe mencionar que la escala de colores (correspondiente a los valores de velocidades de onda S) es propia de cada sección; por lo que, un color en particular no siempre representa el mismo intervalo de V_S en las diferentes secciones.

En los modelos 2D de V_S de la Figura 36 correspondientes a las secciones 1 a 5, no se incluyó el modelo de elevación topográfica correspondiente puesto que sin él se logró visualizar con mayor claridad la distribución de sus velocidades sísmicas. En ellos se pudo identificar la presencia de zonas de baja velocidad en la parte más somera del subsuelo y su distribución semi-paralela a la superficie. El alcance en profundidad de estas secciones fue de ~63 m.

Además, se realizó un reconocimiento morfológico visual en la superficie del área de estudio, para tener información sobre los puntos donde cambia el relieve, el tipo de suelo, y las estructuras visibles, que pudieran ayudar a interpretar las variaciones superficiales de V_S en los modelos resultantes. Entre las principales características que se encontraron están los tramos con suelo firme, sedimentos sueltos, zonas rocosas, depresiones topográficas relacionadas a grandes arroyos, unos llenos de rocas, otros con sedimentos sueltos, regiones planas, otras con relieve abrupto, etc.



$$EV/EH = 3.5:1$$

Figura 36. Modelos 2D de V_s . En esta figura se muestran los modelos resultantes de cada segmento procesado (S1-S4), incluyendo el S5 presentado en la Figura 34. La profundidad máxima en todos ellos es de 63 m, y su longitud es variable. La ubicación de cada segmento se presenta en el mapa superior izquierdo.

S1 (Figura 36**S1**): Esta sección tiene una longitud aproximada de 1190 m, cuya diferencia en alturas topográficas no rebasa los 15 m en un terreno relativamente llano. Su dirección (casi recta) es SSW-NNE.

De acuerdo al reconocimiento superficial hecho en campo, la anomalía de baja velocidad (~ 320 m/s) que se muestra entre los 60 y 210 m de distancia, puede corresponder al brazo de un arroyo presente en ese tramo. En profundidad se observan dos cuerpos de velocidades mayores, entre los 500 y 700 m de distancia, a ~ 30 m de profundidad, con valores de V_S que rondan los 750 y 700 m/s, respectivamente.

S2 (Figura 36**S2**): La longitud de este segmento es de 950 m, cuyo relieve varía entre 495 y 521 msnm, donde el cambio más abrupto ocurre en los $\sim 1670 - 2100$ m de distancia (~ 26 m de diferencia en alturas topográficas). Su dirección es WSW-ENE y presenta pocos quiebres, con excepción de los originados en los 1250 y 2000 m.

Conforme a la morfología superficial del terreno, los cambios de velocidades superficiales en los primeros 250 m de distancia (en esta sección), pueden estar regidos por la presencia de arroyos con sedimentos sueltos y zonas rocosas (valores de velocidad entre ~ 280 y ~ 550 m/s). Así mismo, los rasgos observados en campo y el perfil de elevación visualizado en *GoogleEarthPro*, muestran que al final de esta sección (después de los 2000 m de distancia) comienza una zona por donde solía pasar un arroyo. Por otro lado, se detecta una región de valores de mayor velocidad (~ 650 m/s), alrededor de los 1500 m de distancia, desde de los 35 m de profundidad.

S3 (Figura 36**S3**): Esta sección abarca ~ 690 m de longitud, se encuentra en una depresión topográfica semi-plana, donde la diferencia de alturas es de ~ 5 m. La dirección de la línea es aproximadamente WSW-ENE con quiebres suaves; y se encuentra dentro de un arroyo cuyo relieve representa uno de los puntos de menor altura topográfica en todo el tendido sísmico.

En superficie se observa una zona de bajas velocidades (~ 350 m/s) entre los 2160 y 2390 m de distancia. En este punto se ubica la Falla Azufre-Reforma (Figura 2) que controla el relieve del área. Se puede identificar claramente una zona anómala cuya velocidad aumenta repentinamente en profundidad. Ésta se presenta a partir de los 2800 m de distancia y desde los 20-30 m de profundidad, con valores de 900-1000 m/s.

S4 (Figura 36**S4**): Este es el segmento de menor longitud, cubriendo 460 m. Se encuentra dentro de la depresión topográfica más profunda en toda la zona de estudio, con una diferencia de alturas topográficas de 6 m. Es una línea con repetidos quiebres, en ~3010, 3030 y 3220 m de distancia. Se encuentra dentro del cause de un gran arrollo seco, delimitado desde los ~2750 a 3400 m de distancia.

En los primeros 30 m de profundidad se pueden observar dos anomalías de bajas velocidades S , con valores de 500-600 m/s y de 350-550 m/s, respectivamente. Entre los 2950 y 3000 m de distancia se presenta una región de altas velocidades en profundidades mayores a los 50 m, con valores que rondan los 1000-1250 m/s.

S5 (Figura 36**S5**): Esta sección constituye el tramo de mayor longitud con casi 1400 m. Abarca los últimos 6 tendidos sísmicos, que comprenden la región contenida entre los dos pozos. Los quiebres en esta línea sísmica son menos abruptos. Se encuentra en una zona con relieve pronunciado, cuya diferencia en alturas topográficas alcanza los 30 m. Éste es el mismo modelo presentado en la Figura 34, pero sin perfil de elevación topográfica.

La zona de menor velocidad sísmica se encuentra en el centro de la imagen, entre los 3800 y 4400 m de distancia con profundidad de hasta 30 m y valores de 260 a 400 m/s. Algunas otras zonas de muy baja velocidad se presentan en los primeros 350 m de distancia y en los últimos 150 m. Con base en la correlación realizada entre esta sección y las columnas litológicas de pozos, se definió una región de bajas velocidades con valores de 260 - 600 m/s correspondientes a la capa de cenizas volcánicas contenida entre los 12 y 43 m de profundidad, en los pozos. En las capas de mayor profundidad se observan valores máximos de 750 m/s, con algunas discontinuidades laterales en los 3500, 3800, 4050 y 4600 m de distancia.

En las secciones 1 y 2 las zonas de baja velocidad (representadas con azul) engloban valores de V_S de 280 a 400 m/s; mientras que en las secciones 3 y 4, son de 320 a 600 m/s. Así mismo, las anomalías presentes en las secciones 1 y 2 corresponden a valores máximos de velocidad de 750 m/s, mientras que en las S3 y S4 se alcanzan hasta 1250 m/s. Las secciones S3 y S4 contienen los valores máximos de V_S .

3.2.2.3. Modelo 2D completo

Con el fin de visualizar las anomalías y estructuras más sobresalientes de la zona de estudio, se generó un perfil 2D de V_S a lo largo de los ~ 5 km, a partir de una interpolación bidimensional de los valores de velocidad obtenidos en cada segmento, con una escala de colores uniforme.

En la sección de la Figura 37 se presenta, de manera bidimensional, los 4790 m procesados con MASW, con el límite de cada segmento señalado en la parte superior del mismo. En esta sección completa, la mayor parte de las velocidades sísmicas en la superficie (los primeros 20 m de profundidad) presentan bajas velocidades; de ellas, las regiones en morado y azul se asocian a las cenizas volcánicas. Además se destacan las anomalías previamente identificadas en las secciones 1, 2, 3 y 4, con los valores máximos entre los 2100 y 3400 m de distancia (S3 y S4).

3.3. Interpretación sísmica

En la sección completa de la Figura 38 se presentan algunos contrastes laterales de V_S que pueden estar relacionados con estructuras geológicas como fallas (señalados con líneas negras punteadas), o bien, con cuerpos en profundidad con propiedades físicas contrastantes. Se indica, además, con una línea color naranja, el límite inferior de la zona de baja velocidad asociada a la capa de cenizas volcánicas, y la ubicación espacial de los Pozos 1 y 2 (P1 y P2, respectivamente). La parte del modelo encerrada en el recuadro rojo será posteriormente comparada con la sección sísmica de reflexión presentada en el Capítulo 6.

Los contrastes más sobresalientes de V_S localizados en los $\sim 2150m$ y $\sim 2850m$ de distancia, pueden estar relacionados a la Falla Azufre-Reforma, cuya traza se muestra en la Figura 2.

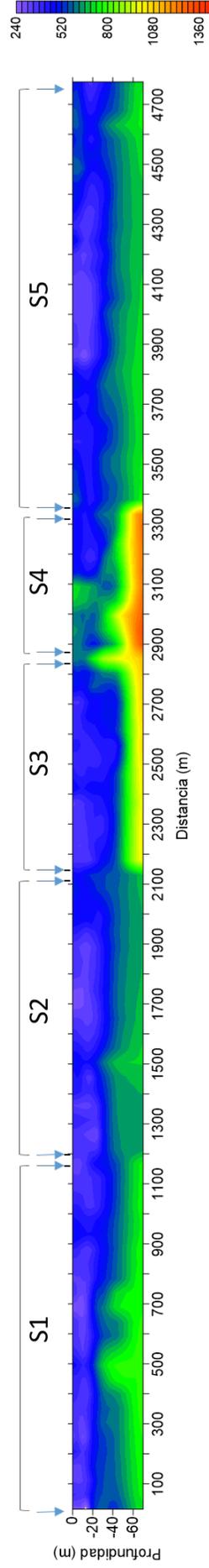
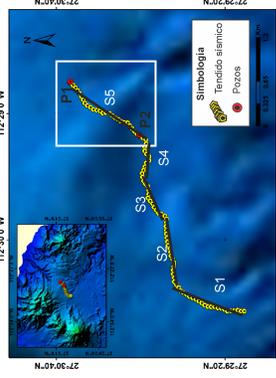


Figura 37. Modelo 2D de V_s completo. La información utilizada de cada segmento para la interpolación bidimensional, se encuentra limitada y señalada con "S1 - S5". En amarillo y rojo se presentan los valores de V_s más altos y las regiones en morado y azul se asocian a las cenizas volcánicas (valores más bajos de V_s). Enseguida se muestra la escala de colores relacionada a los valores de V_s de la sección completa.

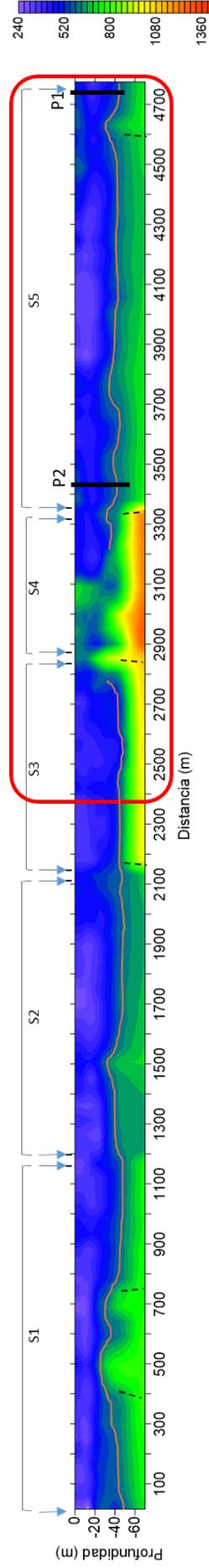


Figura 38. Modelo 2D de V_s completo e interpretado. La información utilizada de cada segmento para la interpolación bidimensional, se encuentra limitada y señalada con "S1 - S5". Las barras negras verticales señalan la ubicación de los Pozos 1 y 2 perforados en la zona de estudio. En el recuadro rojo se encierra la ubicación de la sección sísmica de reflexión presentada en el Capítulo 6; en ella se incluye la zona de mayor velocidad, así como la localización de los pozos. Las líneas negras punteadas corresponden a zonas de contrastes laterales significativos de V_s que pudieran estar relacionados con estructuras geológicas como fallas someras, o presencia de cuerpos anómalos en profundidad.

Capítulo 4. Exploración térmica somera

4.1. Marco teórico

Se sabe que el comportamiento de las rocas cercanas a la superficie es predominantemente elástico y que la reología de los sólidos está en función de la temperatura. Por lo tanto, para comprender el comportamiento mecánico de la Tierra se debe conocer su estructura térmica (Turcotte and Schubert, 2014), y para ello, se requiere información sobre las temperaturas del subsuelo, flujos de calor y gradientes térmicos (Tanaka et al., 2004).

4.1.1. Flujo de calor y Gradiente térmico

Cuando las distintas partes de un cuerpo están a diferentes temperaturas el calor fluye de la zona más caliente a la más fría (Carslaw and Jaeger, 1959). Existen tres mecanismos por los que puede ocurrir esta transferencia (Carslaw and Jaeger, 1959; Beardsmore and Cull, 2001; Cengel, 2007; Turcotte and Schubert, 2014):

1. *Conducción*, ocurre en medios con diferencias de temperatura, y se transfiere de las partículas de mayor a menor temperatura, por interacción de las mismas, a través del cuerpo en sí;
2. *Convección*, el calor es transferido por movimientos relativos de masa (generalmente por la presencia de fluidos); y
3. *Radiación*, es la energía emitida por la materia en forma de ondas electromagnéticas, como resultado de los cambios en las configuraciones electrónicas de los átomos o moléculas.

El mecanismo de transferencia de calor dominante en la corteza es la conducción.

La relación básica para el transporte de calor conductivo es la Ley de Fourier, que describe la tasa a la cual el calor es transferido a través de una superficie en un punto, por unidad de área por unidad de tiempo, y establece que el flujo de calor q es directamente proporcional al gradiente de temperatura en ese punto (Carslaw and Jaeger, 1959; Turcotte and Schubert, 2014).

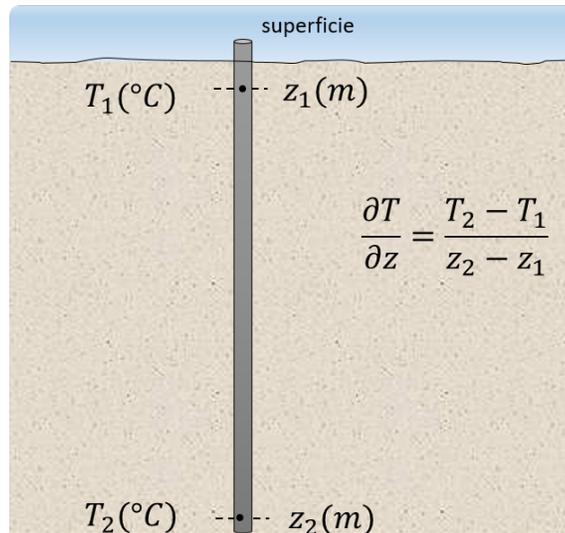


Figura 39. Representación física para el cálculo del gradiente geotérmico.

El gradiente térmico se define de acuerdo a (Beardsmore and Cull, 2001):

$$\partial T / \partial z = (T_2 - T_1) / \Delta z \quad (17)$$

donde T_1 y T_2 son las temperaturas en dos puntos separados por una distancia Δz , asumiendo que la dirección de máximo gradiente en la parte más superficial de la corteza es vertical (Figura 39). $\partial T / \partial z$ está expresado en términos de temperatura por unidad de distancia ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Por convención, un gradiente positivo está en la dirección que aumenta la temperatura.

El gradiente térmico normal en la corteza es de $33 \text{ }^{\circ}\text{C} / \text{km}$ (Bullard, 1939). La ecuación de flujo de calor unidimensional tiene la forma (Carslaw and Jaeger, 1959)

$$q = -k \frac{\partial T}{\partial z} \quad (18)$$

donde q está expresado en unidades de potencia por unidad de área (W/m^2); y k es la conductividad térmica, propiedad termofísica del medio que describe su capacidad para conducir calor, expresada en $\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$. Un flujo de calor positivo se toma convencionalmente en la dirección donde la temperatura disminuye, contrario al gradiente térmico, de ahí que el signo sea negativo (Beardsmore and Cull, 2001; Cengel, 2007; Turcotte and Schubert, 2014).

Las mediciones de flujo de calor en la superficie de la Tierra proporcionan

información importante sobre la cantidad de calor que ha sido generada en ella y la distribución de temperaturas en su interior (Turcotte and Schubert, 2014).

El flujo de calor promedio en los continentes es de $65.0 \pm 1.6 mW/m^2$ y en los océanos de $101.0 \pm 2.2 mW/m^2$; y las regiones con altos flujos de calor en los continentes están generalmente restringidas a zonas volcánicamente activas (Turcotte and Schubert, 2014).

La elección del método que combine las cantidades físicas que permitan calcular de la mejor manera el flujo de calor, depende de la calidad de la información y la precisión requerida en los resultados (Beardsmore and Cull, 2001). Algunos métodos para la estimación de flujos de calor pueden ser: Método del Producto, Método de *Bullard plots* y Método no lineal de *Bullard plots*.

Beardsmore and Cull (2001) dan una explicación detallada de cada método, sin embargo para los fines de este trabajo el enfoque será sobre el método lineal de *Bullard* (Bullard, 1939).

4.1.1.1. Bullard Plots

Este método (Bullard, 1939) se basa en el concepto de *resistencias térmicas* R_t , definido como la efectividad de un material para retrasar el flujo de calor, y parte de la ecuación de flujo de calor (Ec. 18). Está expresada en m^2C/W , como la integral del recíproco de la conductividad térmica, k , con respecto al intervalo de profundidades, z , (Ec. 19).

$$R_t = \int (1/k) dz \quad (19)$$

En el dominio discreto, donde se tiene información de la conductividad térmica definida por capas individuales, cada una de espesor Δz_i y conductividad térmica k_i , la Ec. 19 puede ser expresada como (Beardsmore and Cull, 2001):

$$R_t = \sum_i \left(\frac{\Delta z_i}{k_i} \right) \quad (20)$$

Una gráfica de temperaturas vs resistencias térmicas es a lo que se le conoce como

Bullard plots. En un régimen conductivo en estado estable, todos los puntos en este diagrama caen dentro de una línea recta; el gradiente de ésta es igual al flujo de calor en superficie, por lo que una regresión lineal de estos puntos, es requerida para una mejor estimación (Beardsmore and Cull, 2001).

Para resolver este problema es necesario contar con información acerca de las propiedades termofísicas de las rocas (k) en la parte del subsuelo a analizar, así como de los valores de temperatura de las formaciones rocosas a diferentes profundidades (z_i), y la temperatura superficial (z_0) para extender el flujo de calor desde el subsuelo hasta la superficie.

4.1.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación

Las mediciones directas de temperatura del subsuelo se realizan en pozos, descendiendo por el mismo un equipo especializado en mediciones térmicas (Beardsmore and Cull, 2001). Durante la perforación, la temperatura de las formaciones que circundan el pozo es perturbada por el calor generado por la herramienta y, en mayor medida, por la circulación del fluido de perforación. Cuando se concluye el pozo, la distribución de temperaturas regresa gradualmente a su estado original por la difusión del calor a la roca circundante; ese tiempo de recuperación térmica puede variar en el orden de meses a años (Bullard, 1947).

Las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) representan las temperaturas iniciales en la roca circundante al pozo, antes de la perforación. Por ello, las TEF (también conocidas como vírgenes, de equilibrio, sin perturbación o temperaturas estáticas de formación) constituyen una herramienta esencial para la evaluación térmica reciente de zonas con interés geotérmico, y son generalmente requeridas en la estimación de gradientes geotérmicos, para determinar flujos de calor, estimar las reservas de calor almacenadas en el subsuelo, etc. (Espinoza-Ojeda et al., 2011).

Algunos autores como Bullard (1947); Manetti (1973); Dowdle and Cobb (1975); Middleton (1979); Leblanc et al. (1981); Luheshi (1983); Brennand (1984); Shen and Beck (1986); Nielsen et al. (1990); Hasan and Kabir (1994); Ascencio et al. (1994); Kutasov and Eppelbaum (2005); Espinoza-Ojeda and Santoyo (2016); Liu et al. (2016), entre otros, han propuesto métodos matemáticos basados en soluciones aproximadas

y rigurosas de modelos de transferencia de calor para la estimación de las TEF, que se fundamentan, generalmente, en la solución de la ecuación general de difusividad térmica, también conocida como la ecuación de Fourier (Carslaw and Jaeger, 1959):

$$\nabla^2 T = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (21)$$

donde T es temperatura; t tiempo; α la difusividad térmica del medio, y a su vez: $\alpha = \frac{k}{\rho C_p}$, donde k es la conductividad térmica del medio y C_p su capacidad calorífica; y $\nabla^2 T$ es el Laplaciano de la temperatura, que representa la distribución espacial de temperaturas en las tres direcciones ($\frac{\partial^2 T}{\partial x^2}$, $\frac{\partial^2 T}{\partial y^2}$, $\frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$). Asumiendo que los cambios de temperatura más significativos ocurren en dirección vertical (z), la expresión de la Ec. 21 se reduce a:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{\alpha} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (22)$$

Tal evaluación se realiza a partir de mediciones de temperatura variantes en el tiempo en una misma profundidad, generalmente en el fondo del pozo (BHT, *Bottom-Hole Temperature*) (Beardsmore and Cull, 2001); esto con el objetivo de reproducir el fenómeno de recuperación térmica (proceso que describe un comportamiento asintótico) de los datos transitorios de temperatura para determinar la TEF a tiempos infinitos, cuando se asume que la formación a alcanzado nuevamente su estado de equilibrio térmico (Espinoza-Ojeda and Santoyo, 2012).

La solución simplificada de la Ec. 22 está dada por la forma:

$$BHT(\Delta t) = T_F + bF(\Delta t) \quad (23)$$

donde $BHT(\Delta t)$ corresponde al registro transitorio de temperaturas *in-situ*; b y T_F son los coeficientes de la función, que pueden ser obtenidos a partir de una regresión lineal o no lineal entre las temperaturas del pozo (BHT) y la función de tiempo $F(\Delta t)$, correspondiente a la solución particular del problema de transferencia de calor propuesta por los diferentes métodos; b es la pendiente de la recta; y T_F el intercepto de la misma en el eje y , cuyo valor indica la temperatura de la formación (TEF).

La física de cada método depende de las suposiciones o condiciones que el usuario emplee, de acuerdo con los procesos de transferencia de calor presentes entre la formación, el pozo y el fluido de perforación, además, considerando las propiedades

termofísicas de la roca y del fluido de perforación, así como la geometría del modelo físico (Espinoza-Ojeda and Santoyo, 2012).

4.1.3. Efecto de las temperaturas superficiales en el subsuelo

Generalmente las mediciones de temperatura se efectúan en perforaciones profundas, de cientos a miles de metros; pero cuando éstas se realizan en pozos someros, menores a 100 m, es necesario contemplar las perturbaciones térmicas en los registros de temperaturas del subsuelo, causadas por la variación de la temperatura superficial, entre otros patrones de cambio meteorológicos.

Ozgener et al. (2013) desarrollaron una metodología que permite predecir la variabilidad anual de la temperatura en los primeros metros del subsuelo, a partir de temperaturas superficiales y algunas propiedades termofísicas de las rocas, en función de la profundidad y del tiempo.

La variación de las temperaturas del subsuelo puede afectar la densidad del flujo de calor en las zonas de profundidad cuyas T tienen mayor influencia por las condiciones atmosféricas (Ozgener et al., 2013).

Una de las aplicaciones directas de esta metodología es identificar la profundidad a partir de la cual los efectos de la radiación solar en la variación de las temperaturas superficiales empieza a desaparecer, mientras que las temperaturas alcanzan un valor constante en profundidad a lo largo del tiempo. Otra de ellas radica en la caracterización de sistemas ideales para el diseño de intercambiadores de calor, como aplicaciones directas de la geotermia.

Existen metodologías más rigurosas que emplean soluciones más completas como las de Krarti et al. (1995) y Mihalakakou et al. (1997), que en su estudio involucran condiciones de frontera de balance energético, parámetros de intercambio convectivos, factor de absorción de radiación solar, flujo de calor latente por evaporación, radiación de onda larga, etc. que resultan en procedimientos más complejos. Diversos trabajos persiguen aplicaciones geotérmicas (Bense and Kooi, 2004; Singh and Sharma, 2017), otros para producción de cultivos (Forsythe, 2002), para el estudio de paleo-temperaturas (Wang, 1992; Harris and Chapman, 1995;

Lucazeau and Rolandone, 2012), análisis de sedimentos marinos (Müller et al., 2016), entre otros. Los criterios y parámetros utilizados dependen de sus objetivos y la disponibilidad de datos, tiempo y equipo.

4.2. Adquisición de datos

En la campaña de adquisición de datos térmicos que se llevó a cabo de mayo-julio del 2017 en la caldera La Reforma, del CVLTV, B.C.S. se perforaron dos pozos someros de aproximadamente 55 m de profundidad, (Figura 5) utilizando la perforadora *Drilling 2800 HS (HT)*, propiedad del CICESE-CeMIE-Geo, equipada para perforar hasta 70 m. Ambos pozos se ubican en el trayecto donde se adquirieron los datos sísmicos, y se encuentran separados por una distancia de ~1.4 km.

El Pozo 1 se ubica en el extremo NE del tendido sísmico y es el más cercano a la caldera. Su diámetro es de 2.5 pulgadas y su altura sobre el nivel del mar es de 524 m. El Pozo 2 se perforó 1.4 km al SW del Pozo 1 con el mismo diámetro y una altura de 502 msnm.

En ambos pozos se realizaron mediciones de temperatura (T) *in-situ* en diferentes profundidades (z) y tiempos (t); además se recuperaron núcleos geológicos. En el Pozo 1 tanto la recuperación de núcleos como las mediciones térmicas se realizaron en los primeros 48 m de profundidad, mientras que en el Pozo 2 se alcanzó una profundidad de medición de 54 m.

4.2.1. Recuperación de núcleos

La litología de cada pozo, desarrollada a partir de los núcleos geológicos se muestra en la Figura 26 y se detalla en el capítulo 3.

4.2.2. Registros térmicos

En una segunda campaña realizada en mayo del 2018 se tomaron mediciones térmicas en ambos pozos con la sonda de registros de temperatura “Titan Temperature tool for Matrix” (QL40 AD), compuesta de un sensor termopar con emisión de pulsos

eléctricos, equipada con 500 m de cable geofísico, y temperatura máxima de registro de 175 °C, con margen de error en las mediciones de ± 2 °C.

A modo de calibración, se realizó una comparación con mediciones de temperatura hechas por un instrumento diferente bajo las mismas condiciones. Se utilizó la sonda de temperatura, previamente descrita, y un termómetro (generalmente empleado en la medición de temperaturas de manifestaciones hidrotermales en superficie) cuyo error de medición es de ± 0.1 °C. Ambos instrumentos se colocaron dentro de un balde con agua a temperatura ambiente, en un cuarto cerrado (sin salida ni entrada de aire). Al cabo de un tiempo (requerido para la estabilización térmica del instrumento con el medio) el termómetro registró 22.3°C y la sonda 23.7 °C. La diferencia entre los valores registrados por ambos instrumentos fue de ± 1.4 °C, misma que se considera dentro del margen de error de medición de la sonda de temperatura (2.0 °C). Esta prueba se realizó un par de veces más, y los resultados fueron muy similares.

El mismo experimento se realizó fuera del balde de agua, con el fin de registrar la temperatura del aire del mismo sitio. Esta vez el termómetro registró 22.6 °C y la sonda 28.0 °C, sin embargo esta última no se estabilizó por completo y la variación estuvo en el orden de grados. Este procedimiento se repitió y las observaciones concordaron con las anteriores, donde los valores de temperatura medidos por el termómetro permanecían casi constantes (22.6 ± 0.1 °C) mientras que los valores de temperatura medidos con la sonda seguían aumentando. Las diferencias entre las mediciones con ambos instrumentos fue de 5.0 - 7.0 °C.

Los resultados de este análisis sugieren un sobrecalentamiento de la sonda en medios no saturados (ausencia de fluidos líquidos), y con ello, un registro de temperaturas producto de la T del medio y la T de la sonda.

Partiendo de la conclusión anterior y tomando en cuenta que la sonda trabaja con pulsos eléctricos (emitidos en cada medición), se asumió que dichas pulsaciones generan calor que se disipa en medios no saturados en tiempos más prolongados; y con ello se consideró que el registro transitorio de temperatura en un punto fijo a profundidad (BHT) se ve afectado por el calentamiento de la sonda, además de que el ambiente dentro del pozo se considera, en principio, un medio no saturado.

4.2.2.1. Registros térmicos transitorios (T vs t)

Por otro lado, se tomaron mediciones de temperatura variantes en el tiempo (T vs t) para estimar las TEF en diferentes profundidades (z_i).

En ambos pozos se realizaron mediciones a 10 m, 20 m, 30 m, 40 m y en el fondo del pozo, 47 m para el Pozo 1 y 54 m para el Pozo 2. En cada valor de z se registraron valores de temperatura en 0, 0.3, 0.7, 1, 1.5 y 2 hr en el Pozo 1 y en 0, 0.5, 1, 1.5 y 2 hr en el Pozo 2. El procedimiento de adquisición, para ambos pozos, consistió en:

1. Bajar la sonda hasta la profundidad deseada (apagada).
2. Una vez en la z de interés tomar únicamente el primer valor medido (tiempo cero, t_0).
3. Dejar la sonda apagada en la misma profundidad hasta el tiempo de la próxima medición ($t_1 = 20$ min).
4. Una vez transcurrido el t_i , registrar la siguiente medición.
5. Se repiten los pasos 3 y 4, hasta concluir las 2 hr de registro.

Los registros obtenidos se presentan en las Figuras 40 y 41.

4.2.3. Temperaturas superficiales

El Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE, *campus* La Paz) proporcionó una base de datos con valores promedio de la temperatura del aire, humedad y velocidad del viento tomados cada hora, diariamente desde el año 2007 al 2017, por la Estación Meteorológica de Santa Rosalía (ESR). Gómez-Ávila (2017) representó gráficamente las mediciones diarias de temperatura donde se pudo observar, cualitativamente, una periodicidad anual de los datos.

Para este trabajo se tomó la información de temperaturas del aire del año 2017 correspondiente al año más cercano a la adquisición de datos, de la ESR que se encuentra a aproximadamente 30 km del área de estudio. En la Figura 42 se presentan los datos de temperatura mínima, máxima y media diarias de la ESR durante el 2017.

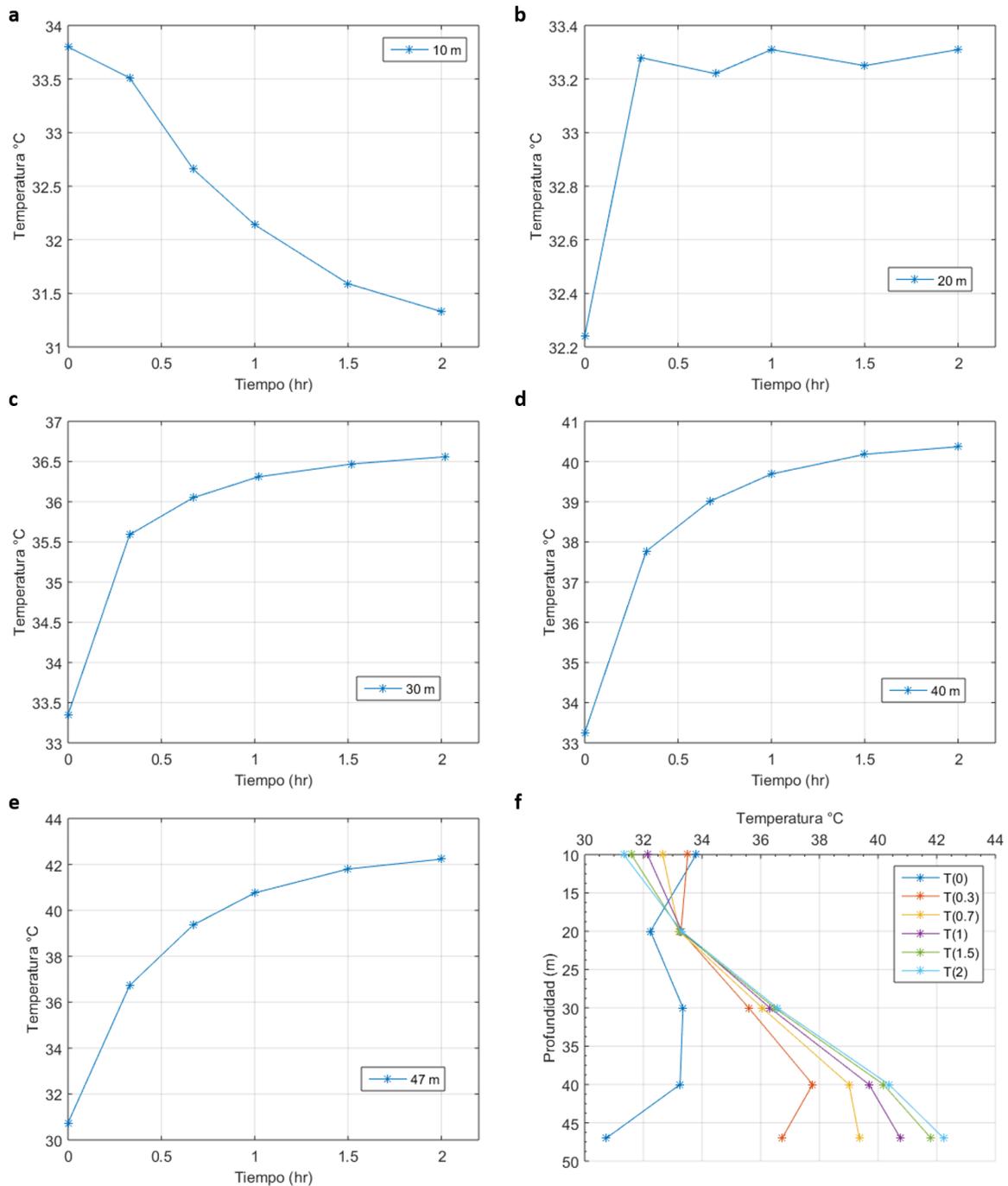


Figura 40. Registros transitorios de temperatura a 10 m (a), 20 m (b), 30 m (c), 40 m (d) y 47 m (e) del Pozo 1 (cada registro con una duración de 2 horas). (f) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro de 0, 0.3, 0.7, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr. Los registros en 10 m (a) y 20 m (b) presentan un comportamiento térmico fuera de tendencia, con temperaturas que decrecen con el tiempo y con fluctuaciones en sus valores. Los gráficos (c), (d) y (e), correspondientes a los registros en 30, 40 y 47 m, respectivamente, exhiben un comportamiento térmico asintótico, donde la temperatura del pozo aumenta con respecto al tiempo, común en este tipo de registros.

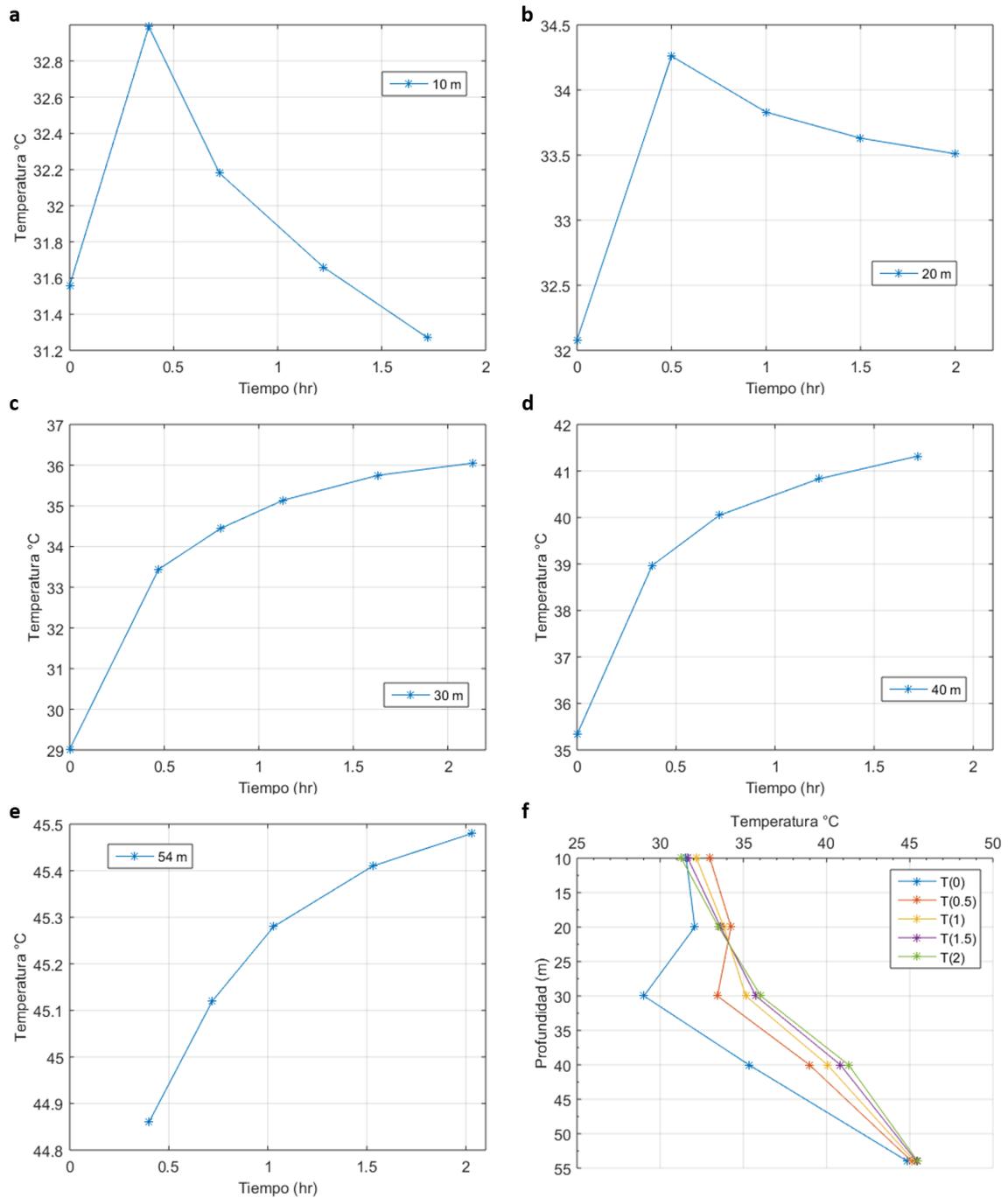


Figura 41. Registros transitorios de temperatura a 10 m (a), 20 m (b), 30 m (c), 40 m (d) y 54 m (e) del Pozo 2 (cada registro con una duración de 2 horas). (f) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro de 0, 0.5, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr. Los registros en 10 m (a) y 20 m (b) presentan un comportamiento térmico fuera de tendencia, con fluctuaciones en sus valores de temperatura. Los gráficos (c), (d) y (e), correspondientes a los registros en 30, 40 y 54 m, respectivamente, exhiben un comportamiento térmico asintótico, donde la temperatura del pozo aumenta con respecto al tiempo, común en este tipo de registros.

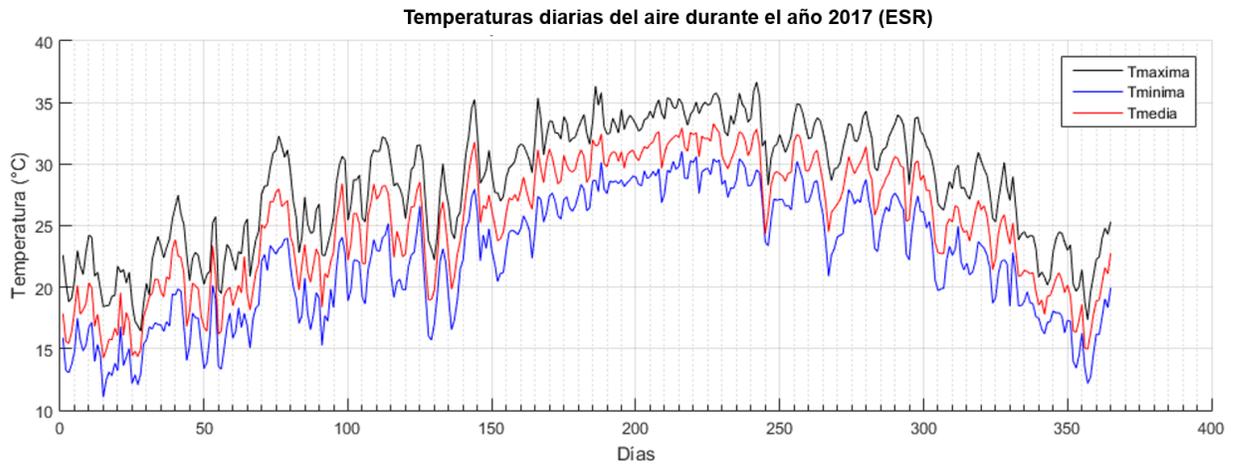


Figura 42. Temperaturas diarias del ambiente (°C) medidas por la Estación Meteorológica Santa Rosalía, Baja California Sur, durante el año 2017. La gráfica en negro corresponde a las mediciones diarias de temperatura máxima, la azul a la T mínima y la roja a la temperatura media. Información proporcionada por el Laboratorio de pronósticos meteorológicos del CICESE y CONAGUA.

Por ser la información meteorológica disponible más cercana al área de estudio, se asume que las condiciones meteorológicas son las mismas en cualquier punto del Complejo Volcánico Las Tres Vírgenes. La variación de las $T(z,t)$ está en función de las propiedades litológicas de cada zona, sin embargo, puesto que la profundidad de estudio es somera es posible hacer simplificaciones.

4.2.4. Propiedades termofísicas de las rocas

Las propiedades termofísicas de las rocas son parámetros importantes en la estimación de flujos de calor, Temperaturas Estabilizadas de Formación y de la variación de las temperaturas del subsuelo. A pesar de que, para este trabajo, se obtuvieron muestras de roca (núcleos geológicos) recuperadas en los pozos perforados, no se realizaron mediciones de sus propiedades termofísicas (densidad, capacidad calorífica, conductividad térmica, difusividad). Por tal motivo, los valores de conductividad térmica, k , densidad, ρ , calor específico, C_p , y difusividad térmica, α , correspondientes a los tipos de rocas encontradas en los pozos 1 y 2, fueron tomados de los valores reportados por diversos autores (Čermák and Rybach, 1982; Fountain et al., 1987; Blackwell and Steele, 1989; Eppelbaum et al., 2014).

4.3. Cálculo y estimación del comportamiento térmico del subsuelo

Una vez adquiridos los datos de temperatura *in-situ* el procesamiento consiste en: 1) determinar el efecto que las temperaturas superficiales causan en las mediciones de temperatura en los pozos, 2) estimar las TEF con los registros cuya perturbación por condiciones superficiales es mínima, 3) calcular gradientes térmicos someros con los perfiles de TEFs estimados, y 4) obtener valores de flujo de calor superficial en los Pozos 1 y 2.

4.3.1. Efecto de las temperaturas superficiales en el subsuelo

Para estimar el efecto de la variación térmica superficial en las temperaturas del subsuelo se empleó la metodología reportada y validada por Ozgener et al. (2013), quienes partiendo de la ecuación de difusividad térmica (Ec. 22) y del modelo sinusoidal de temperaturas propuesto por Hillel (1982) (que resuelve la Ec. 22 sujeto a condiciones de frontera iniciales) obtienen la función:

$$T(z, t) = T_m + A_z \sin \left[\frac{2\pi}{P}(t - t_0) - \gamma z \right] \quad (24)$$

donde $T(z, t)$ es la temperatura del suelo a una profundidad z dada y en un tiempo t dado; T_m es la temperatura media del ambiente; y t_0 es el día en el que la temperatura del suelo es igual a T_m . A_z es la amplitud de la onda de temperatura a una profundidad z y tiempo t , la cual decae exponencialmente con la profundidad, y se define como:

$$A_z = A_0 \exp^{-\gamma z}. \quad (25)$$

Siendo γ el inverso de la profundidad de amortiguamiento d de la onda de calor (una constante que caracteriza el decremento en amplitud a medida que aumenta la distancia desde la superficie), y está dada por:

$$\gamma = \frac{1}{d} = \sqrt{\frac{\pi}{\alpha P}} \quad (26)$$

donde P es el periodo de oscilación y α la difusividad térmica del medio.

En este estudio se utilizaron las temperaturas máximas diarias medidas por la ESR

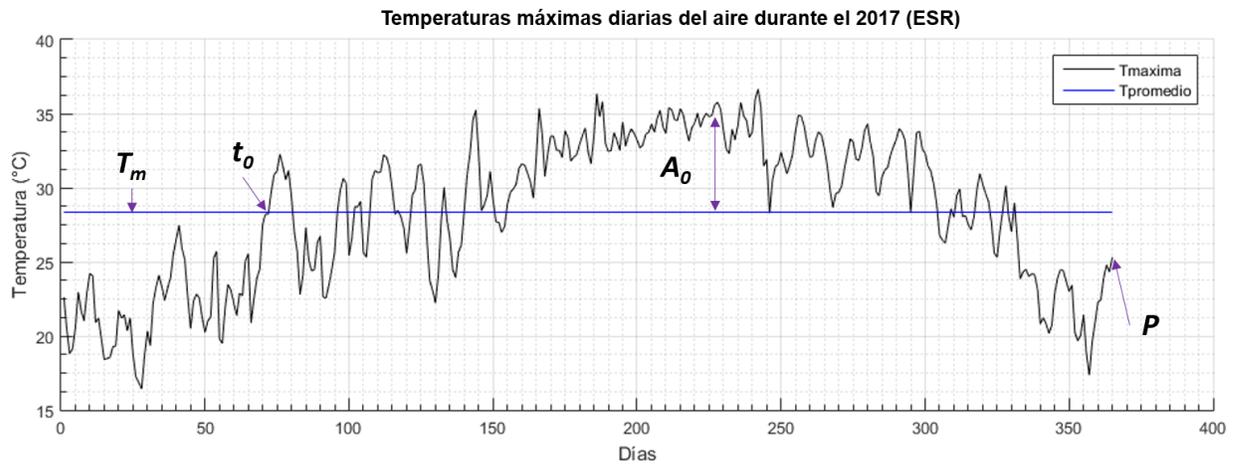


Figura 43. Temperaturas máximas del ambiente ($^{\circ}\text{C}$) medidas diariamente por la Estación Santa Rosalía, Baja California Sur, durante el año 2017.

durante el 2017 (por ser las condiciones climatológicas más similares a la zona de estudio), graficadas en la Figura 43.

Con los registros de la temperatura superficial es posible determinar la mayor parte de los parámetros involucrados en el modelo teórico (Ec. 24): T_m , A_0 , t_0 y P , cuya determinación se muestra en la Figura 43. Las temperaturas exhiben un comportamiento periódico, en donde el 2017 corresponde al periodo de oscilación P de un año, equivalente a 8760 hr. De esta información se obtiene que durante el año 2017 la temperatura promedio del ambiente es $T_m = 28.35^{\circ}\text{C}$. Debido a que no se cuentan con datos meteorológicos de las temperaturas del suelo, el parámetro t_0 se determina con el primer día en el que la temperatura del aire es igual (o muy cercana) a T_m ; y se tomó el día número 72 del año, como $t_0 = 1728$ hr. La amplitud de los valores diarios de temperaturas máximas se calculó con $T_{max} - T_m$ como $A_0 = 8.31^{\circ}\text{C}$.

La transferencia de calor depende fuertemente de las propiedades del suelo (Ozgener et al., 2013), por lo que se requiere conocer los valores de α de las rocas presentes en profundidad. Para este modelo se tomó en cuenta la difusividad térmica de los tres diferentes tipos de roca encontradas: pómez, ceniza volcánica y basalto.

En la Tabla 1 se presentan los valores de ρ , k , C_p , reportados por Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014), para los tipos de roca presentes en los Pozos 1 y 2. Estos valores se usaron para calcular α ($\alpha = k/\rho C_p$) y evaluar las Ec. 24 y 26.

Tabla 1. Propiedades termofísicas de los diferentes tipos de rocas, reportadas por Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014). Los valores de esta tabla se utilizaron para estimar el efecto estacional de las temperaturas superficiales en las temperaturas del subsuelo, evaluando la Ec. 24; además se usaron en los cálculos de Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) y en las estimaciones de flujo de calor.

Roca	ρ (kg/m ³)	k (W/m°C)	C_p (J/kg°C)	α^* (m ² /s) [$\times 10^{-07}$]
Pómez	2360	1.738	885	8.3214
Ceniza	2180	1.4	920	6.9805
Basalto	2580	2.22	880	9.778

* α se usó en m²/hr

Sustituyendo los parámetros del modelo T_m, A_0, P, γ , en la Ec. 24 se tiene que la variación en la temperatura del suelo del Complejo Volcánico de Las Tres Vírgenes, particularmente en la caldera La Reforma (zona de estudio) para cualquier mes del año 2017 está dada por:

$$T(z, t) = 28.35 + 8.31 \exp^{\gamma z} \left[\frac{2\pi}{8760} (t - 1728) - \gamma z \right] \quad (27)$$

En la Ec. 27 $T(z, t)$ está dada en °C, z en m, y t en hr.

4.3.1.1. Análisis de sensibilidad

Debido a que los valores de las propiedades termofísicas de las rocas fueron tomados de distintos reportes, se realizó una prueba de sensibilidad del modelo, con el objetivo de determinar la alteración de los resultados de $T(z, t)$ ante la variación de los valores de α .

Tabla 2. Valores utilizados como parámetros de referencia únicamente para el análisis de sensibilidad del método que modela el efecto estacional de las temperaturas superficiales, con la Ec. 24. Propiedades termofísicas tomadas de Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014).

Roca	ρ (kg/m ³)	k (W/m°C)	C_p (J/kg°C)	α (m ² /s) [$\times 10^{-07}$]
pómez	2450	1.738	885	8.0157
ceniza	2360	1.25	920	5.7572
basalto	2620	2.22	880	9.6287

Con los valores de la Tabla 2 se generó un modelo de referencia en el que se evaluó la Ec. 24 para un día del año. Se generaron, además, 27 modelos diferentes con la combinación de los parámetros presentados en la Tabla 3, la cual incluye los valores

mínimos, medios y máximos de las propiedades termofísicas de las rocas (ρ , C_p y k) reportados en la literatura.

Tabla 3. Valores mínimos, medios y máximos de las propiedades termofísicas de las rocas (ρ , C_p y k) utilizadas exclusivamente para generar los modelos del análisis de sensibilidad de la Ec. 24. Valores reportadas por Čermák and Rybach (1982); Fountain et al. (1987); Blackwell and Steele (1989); Eppelbaum et al. (2014).

Roca	ρ (kg/m ³)	k (W/mC)	C_p (J/kgC)	α (m ² /s) [$\times 10^{-07}$]
pómez	2360	1.25	870	6.0881
	2520	1.675	895	7.4266
	2680	2.1	920	8.5172
ceniza	2180	0.6	1000	2.7523
	2410	1.4	1085	5.354
	2640	2.1	1170	6.7988
basalto	2580	1.68	840	7.7519
	2640	1.9	900	7.9966
	2700	2.52	1230	7.5881

El ejercicio consistió en calcular la difusividad térmica de cada roca, $\alpha = k/\rho C_p$, dejando fijos los valores de dos propiedades físicas y variando uno. Para cada tipo de roca se obtiene un modelo de referencia y tres modelos diferentes.

Para el modelo de referencia de la pómez, por ejemplo, se toman en cuenta los valores correspondientes de la Tabla 2: $\rho = 2450$ kg/m³, $k = 1.738$ W/m°C, $C_p = 885$ J/kg°C; con lo cual se calcula $\alpha = 8.0157 \times 10^{-07}$ m²/s. Este valor se sustituye en la Ec. 26, se evalúa la Ec. 24 y con ello se obtiene el modelo de referencia para la pómez (en donde los valores de referencia para la ceniza y el basalto se mantuvieron constantes). Los primeros tres modelos diferentes se calculan dejando fijos ρ y C_p , por ejemplo, utilizando los valores de referencia $\rho = 2450$ kg/m³ y $C_p = 885$ J/kg°C de la Tabla 2, y se utilizan los valores de k : 1.25, 1.675 y 2.1 W/m°C de la Tabla 3. De este modo se obtienen tres valores de α , y por lo tanto, tres modelos "calculados". El mismo ejercicio se realiza con los valores de la ceniza y el basalto, y posteriormente se mantienen fijos k y C_p para variar ρ ; por último se mantienen constantes los valores de ρ y k modificando C_p . Los modelos resultantes de estas combinaciones se presentan en la Tabla 4.

Una vez obtenidos tanto los modelos de referencia como los calculados, se estima el error normalizado (Err_N) en función de la propiedad física variante, con la siguiente

ecuación:

$$Err_N = \frac{M_n - M_{ref}}{M_{ref}} \quad (28)$$

Donde M_n corresponde a cada uno de los 27 modelos estimados en cada tipo de roca con la variación de una propiedad física, por ejemplo la k ; y M_{ref} es el modelo de referencia obtenido con los valores de las propiedades termofísicas de las rocas (ρ , k , C_p , α) de la Tabla 2. De este modo se obtienen los errores normalizados de los nueve modelos donde se varía k , otros nueve variando ρ , y nueve más variando C_p .

Tabla 4. Combinaciones realizadas con los valores de las Tablas 2 y 3 (correspondientes a las propiedades termofísicas de las rocas) para generar los modelos del análisis de sensibilidad de la Ec. 24. Los valores resaltados en colores corresponden al modelo de referencia de cada roca.

Tipo de Roca	ρ y C_p = cte				k y C_p = cte				ρ y k = cte			
	ρ	k	C_p	α	ρ	k	C_p	α	ρ	k	C_p	α
PÓMEZ	2450	1.738	885	8.0157	2450	1.738	885	8.0157	2450	1.738	885	8.0157
	2450	1.25	885	5.765	2360	1.738	885	8.3214	2450	1.738	870	8.1539
	2450	1.675	885	7.7251	2520	1.738	885	7.793	2450	1.738	895	7.9261
	2450	2.1	885	9.6852	2680	1.738	885	7.3278	2450	1.738	920	7.7107
CENIZA	2360	1.25	920	5.7572	2360	1.25	920	5.7572	2360	1.25	920	5.7572
	2360	0.6	920	2.7634	2180	1.25	920	6.2325	2360	1.25	1000	5.2966
	2360	1.4	920	6.448	2410	1.25	920	5.6377	2360	1.25	1085	4.8817
	2360	2.1	920	9.6721	2640	1.25	920	5.1466	2360	1.25	1170	4.527
BASALTO	2620	2.22	880	9.6287	2620	2.22	880	9.6287	2620	2.22	880	9.6287
	2620	1.68	880	7.2866	2580	2.22	880	9.778	2620	2.22	840	10.087
	2620	1.9	880	8.2408	2640	2.22	880	9.5558	2620	2.22	900	9.4148
	2620	2.52	880	10.93	2700	2.22	880	9.3434	2620	2.22	1230	6.8888

ρ (kg/m³)
 k (W/m°C)
 C_p (J/kg°C)
 α (m²/s) [$\times 10^7$]

4.3.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación

En las Figuras 40 y 41 se presentan los registros transitorios de temperaturas adquiridas en el Pozo 1 y en el Pozo 2, respectivamente. En ambas figuras los registros de T vs t en los 10 y 20 m de profundidad muestran mediciones fuera de tendencia, que pudieran estar relacionadas con el efecto de las temperaturas superficiales estacionales del ambiente. Mientras que los registros de T vs t en 30, 40 m y el fondo de cada pozo exhiben una tendencia asintótica, común en este tipo de registros.

Apoyados en estas observaciones, se consideraron únicamente los registros térmicos realizados en los 30 m, 40 m y en el fondo de cada pozo, para estimaciones

más confiables de las temperaturas estabilizadas de formación (TEF) en cada punto.

Tabla 5. Soluciones aproximadas de modelos de transferencia de calor por cinco métodos analíticos: BM, HM, KEM, LM y SRM, utilizados en este trabajo para la estimación de las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF).

Método	Solución aproximada	Referencia
BM	$BHT(\Delta t) = T_{BM} - b_{BM} \left(\frac{1}{\Delta t + \rho t_c} \right) (29)$	Brennand (1984)
HM	$BHT(\Delta t) = T_{HM} - b_{HM} \left[\log \left(\frac{tc+t}{t} \right) \right] (30)$	Dowdle and Cobb (1975)
KEM	$BHT(\Delta t) = T_{KEM} - b_{KEM} [\log(X)] (31)$	Kutasov and Eppelbaum (2005)
LM	$BHT(\Delta t) = T_{LM} - b_{LM} \left[1 - \exp \left(\frac{-r_w^2}{4\alpha\Delta t} \right) \right] (32)$	Leblanc et al. (1981)
SRM	$BHT(\Delta t) = T_{SRM} - b_{SRM} \left(\frac{1}{\sqrt{\Delta t}} \right) (33)$	Ascencio et al. (1994)

Con la información adquirida y registrada en los pozos, se empleó la solución aproximada de cinco métodos analíticos comúnmente utilizados y reportados en la literatura para la estimación de las TEF, los cuales se describen a continuación:

1. *Método de Brennand* Brennand (1984), (BM), considera una fuente de calor radial y flujo de calor conductivo. La solución aproximada de BM se presenta en la Ec. 29 de la Tabla 5. Esta ecuación sugiere que la elaboración de un diagrama entre las mediciones transitorias de temperatura (BHT) y su función de tiempo (BMFdt) puede resultar en una línea recta con pendiente b_{BM} e intercepto T_{BM} , ambas determinadas a partir de una regresión lineal ordinaria (OLS, por sus siglas en inglés), cuya extrapolación a un tiempo infinito resulta en la TEF (T_{BM}).
2. *Método de Horner* Dowdle and Cobb (1975), (HM), utiliza una fuente de calor lineal y constante, y flujo conductivo. Este es uno de los métodos más utilizados en la estimación de TEF en pozos petroleros y geotérmicos, por su simplicidad y precisión aceptable. La ecuación que representa la solución aproximada del HM se presenta en la Ec. 30 de la Tabla 5, la cual originalmente sugiere una relación lineal entre las mediciones de BHT y su función de tiempo adimensional (HMFdt). Del mismo modo, la pendiente b_{HM} y su intercepto T_{HM} se calculan con una regresión lineal, y su extrapolación a $\Delta t \rightarrow \infty$ permite determinar la TEF (T_{HM}).
3. *Método de Kutasov y Eppelbaum* Kutasov and Eppelbaum (2005), (KEM), también

conocido como el método generalizado de Horner puesto que fue propuesto como una nueva solución al HM, presenta la solución de la Ec. 31 de la Tabla 5, la cual sugiere una regresión lineal de los puntos graficados entre las BHT y la KEMFdt para determinar la TEF, correspondiente al intercepto T_{KEM} de la misma. La KEMFdt se resuelve en función de los parámetros G , Δt_D , y t_{cD} , mismos que involucran propiedades termofísicas del subsuelo y características del pozo, como se muestra en la Tabla 6.

4. *Método de Leblanc* Leblanc et al. (1981), (LM), considera una fuente de calor cilíndrica y conductiva. La Ec. 32 representa su solución aproximada, la cual permite estimar la TEF con el intercepto T_{LM} de la línea obtenida a partir de una OLS entre las BHT y su LMFdt. Esta metodología requiere el conocimiento de las propiedades termofísicas tanto del fluido de perforación como de los materiales de la formación.
5. *Método Esférico Radial (Spheric-Radial)* Ascencio et al. (1994), (SRM), toma una fuente de calor esférica radial. La solución aproximada se propone en la Ec. 33, la cual involucra únicamente los datos del registro (BHT y Δt). Ésta permite obtener una línea recta entre las mediciones de BHT y SRMFdt con pendiente b_{SRM} e intercepto T_{SRM} equivalente a la TEF cuando $\Delta t \rightarrow \infty$.

Las funciones de tiempo correspondientes a cada método se expresan en la Tabla 6.

El procedimiento para la determinación de las TEF, se simplifica en los siguientes pasos:

1. *Función de tiempo*. Se resolvió la función de tiempo establecida por cada método analítico (Tabla 6), con la información dada por los registros transitorios (BHT vs Δt) y los parámetros requeridos. Las variables involucradas en cada método se describen en la Tabla 6.
2. *Regresión lineal y cuadrática*. Se utilizaron los modelos de regresión lineal (OLS) y cuadrática (QR) para evaluar la relación entre las BHT y las Fdt de cada método analítico (BM, HM, KEM, LM, SRM), los cuales muestran un comportamiento de la forma $y = a + bx$; y se determinaron los coeficientes a ($T_{BM}, T_{HM}, T_{KEM}, T_{LM}, T_{SRM}$) y b ($b_{BM}, b_{HM}, b_{KEM}, b_{LM}, b_{SRM}$).

3. *Cálculo de incertidumbre.* Se calculó la incertidumbre del coeficiente a correspondiente al valor del intercepto (TEF) estimado por cada método con cada modelo.

Tabla 6. Función de tiempo correspondiente a cada método analítico (BM, HM, KEM, LM y SRM); el desarrollo de las variables primarias y secundarias utilizado en el KEM; y la nomenclatura de los parámetros involucrados.

Función de tiempo (Fdt)	Variables primarias
$BMFdt = \frac{1}{\Delta t + \rho t_c}$	$\rho^* = 0.785$
$HMFdt = \log\left(\frac{t_c + t}{t}\right)$	
$KEFdt = \log(X)$	$X = \frac{1 + \left(1.4986055 - \frac{1}{2.7010505 + \sqrt{G t_{cD} + \Delta t_D}}\right) \sqrt{G t_{cD} + \Delta t_D}}{1 + \left(1.4986055 - \frac{1}{2.7010505 + \sqrt{\Delta t_D}}\right) \sqrt{\Delta t_D}}$
$LMFdt = 1 - \exp\left(\frac{-r_w^2}{4\alpha\Delta t}\right)$	
$SRMFdt = \frac{1}{\sqrt{\Delta t}}$	
Nomenclatura	Variables secundarias
$t_c =$ tiempo de circulación (hr)	$G = 1 + \frac{1}{1 + (7/8)[\log(1 + t_{cD})^{2/3}]}$ para $t_{cD} \leq 10$
$\Delta t =$ tiempo de recuperación (hr)	$G = \frac{\log(t_{cD}) - \exp(-0.236\sqrt{t_{cD}})}{\log(t_{cD} - 1)}$ para $t_{cD} \geq 10$
$r_w =$ radio del pozo (m)	$t_D = \frac{\alpha(t_c + \Delta t)}{r_w^2}$
$t_{cD} =$ tiempo de circulación adimensional	$t_{cD} = \frac{\alpha t_c}{r_w^2}$
$\Delta t_D =$ tiempo adimensional	$\Delta t_D = \frac{\alpha \Delta t}{r_w^2}$
$\alpha =$ difusividad térmica del medio (m^2/hr)	

* ρ es una constante generada por (Brennand, 1984) para producir el mejor ajuste con los datos de temperatura de una región de Filipinas.

Para ello, se elaboró un código en MATLAB que evalúa la función de tiempo de los cinco métodos, calcula las regresiones OLS y QR, y proporciona el valor de la TEF calculada. Los datos de entrada requeridos son los registros transitorios de temperatura de 30 m, 40 m y en el fondo de cada pozo. Estos registros se presentan

en las Figuras 44a-c y 45a-c, para el Pozo 1 y el Pozo 2, respectivamente.

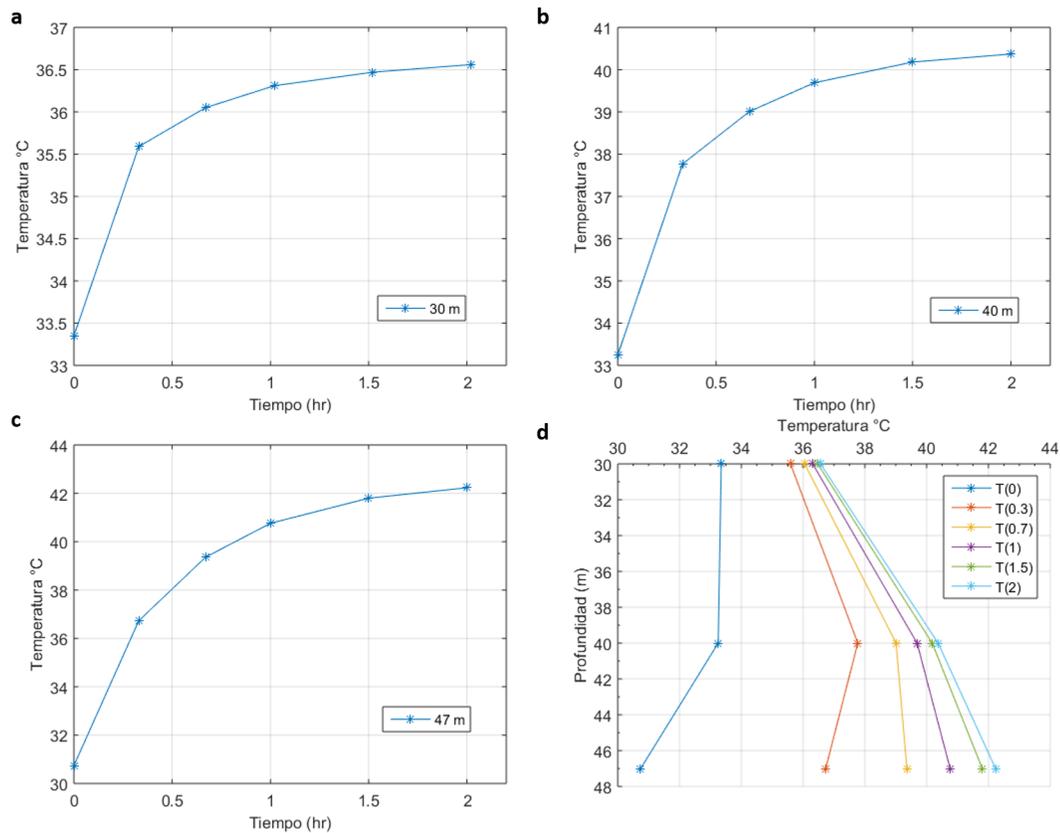


Figura 44. Registros transitorios de temperatura a 30 m (a), 40 m (b) y 47 m (c) del Pozo 1 (cada registro con una duración de 2 horas). (d) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro en 0, 0.3, 0.7, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr.

La incertidumbre de las TEF se calculó con la siguiente ecuación (Verma, 2005):

$$S_a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \tilde{y}_i)^2 \sum_{i=1}^n x_i^2}{n(n-2) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2}} \quad (34)$$

donde S_a es la incertidumbre del coeficiente a (de la forma: $y = a + bx$); y_i son las mediciones de BHT (registros de temperatura a profundidades de 30 m, 40 m y a la profundidad máxima de cada pozo); n es el número de registros BHT en cada pozo; \tilde{y}_i es el valor calculado de las temperaturas BHT (se determina sustituyendo el valor de la TEF (coeficiente a) y la pendiente (coeficiente b), estimados con la regresión), de modo que: $\tilde{y}_i = a + bx_i$ donde x_i corresponde a la función de tiempo generada con cada método, y para cada profundidad de registro \bar{x} corresponde al promedio de la función

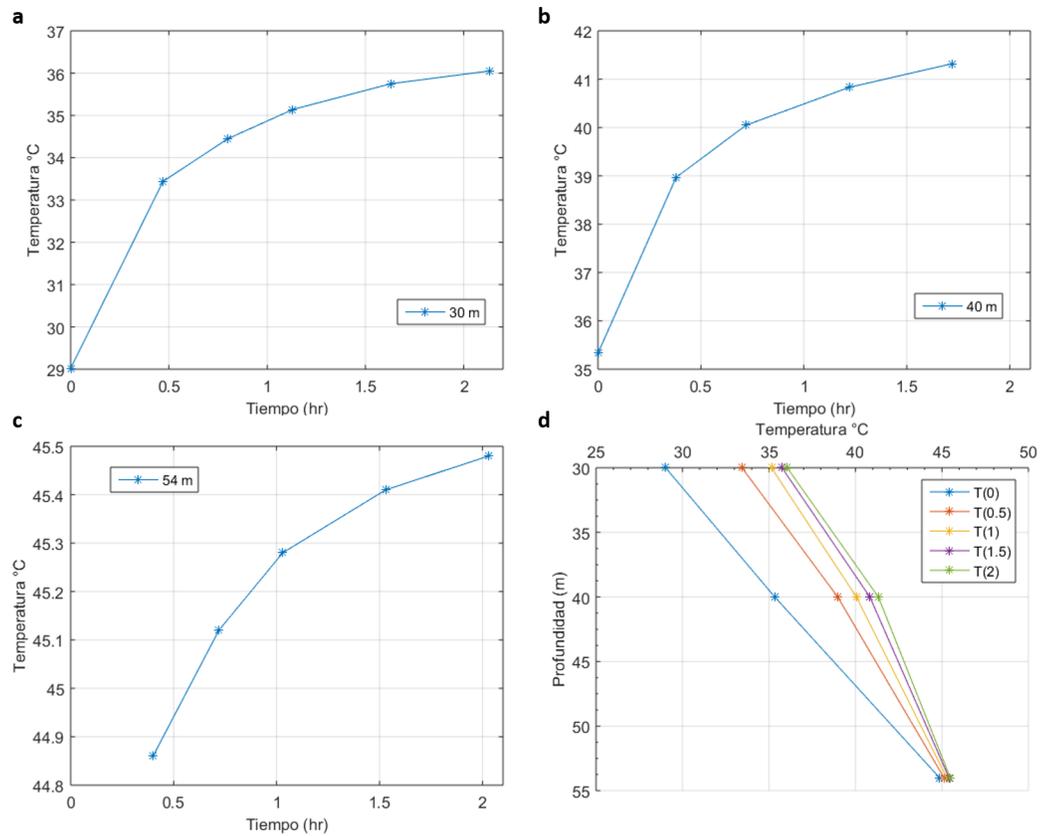


Figura 45. Registros transitorios de temperatura a 30 m (a), 40 m (b) y 54 m (c) del Pozo 2 (cada registro con una duración de 2 horas). (d) muestra la temperatura vs profundidad para el tiempo de registro en 0, 0.5, 1.0, 1.5 y 2.0 hrs respectivamente; por ejemplo T(1) corresponde a la temperatura medida en las diferentes profundidades en el tiempo correspondiente a 1 hr.

de tiempo en cada método del cálculo de la TEF. De esta forma se tiene que:

$$BHT_i = a + b[Fdt_i] \quad (35)$$

$$\tilde{y}_i = TEF + b[Fdt_i] \quad (36)$$

En la Ec. 35, TEF y b son las incógnitas y se pueden determinar a partir de una regresión lineal. La Ec: 36 sustituye los valores estimados de TEF y b para determinar \tilde{y}_i . De este modo se determinó la S_a de los modelos OLS; mientras que para los modelos QR se utilizó la herramienta dada por el programa STATISTICA.

4.3.3. Gradiente térmico

De acuerdo a la Ec. 17 el gradiente térmico (G_t) puede ser calculado con la diferencia de temperaturas medidas en dos puntos separados por una distancia Δz . Con un perfil de temperaturas en diferentes profundidades, es posible obtener la línea recta que mejor ajuste los datos empleando una regresión lineal. El valor de la pendiente de dicho modelo, corresponde al gradiente térmico en esa región.

La incertidumbre del G_t estimado se calculó con la Ec. 37 (Verma, 2005):

$$S_b = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \tilde{y}_i)^2}{n(n-2) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2}} \quad (37)$$

donde S_b es la incertidumbre del coeficiente b (de la forma: $y = a + bx$); y_i son los valores del perfil de temperatura (la T_m en $z=0$, y las TEF estimadas por cada método en 30 m, 40 m, y en la profundidad máxima de cada pozo); n el número de valores de temperatura en cada pozo; \tilde{y}_i es el valor calculado de las temperaturas (se determina sustituyendo el valor del coeficiente a y del gradiente G_t (coeficiente b), estimados con la regresión lineal), de modo que: $\tilde{y}_i = a + bx_i$ donde x_i corresponde al vector de profundidades de medición ($z=0, z=30, z=40, z=z_{max}$), y \bar{x} corresponde al promedio de los valores de profundidad. De esta forma se tiene que:

$$T_i = a + b[z_i] \quad (38)$$

$$\tilde{T}_i = a + G_t[z_i] \quad (39)$$

De este modo se estimó S_b (OLS), y para S_b (QR) se utilizó la herramienta del programa STATISTICA.

4.3.4. Flujo de calor

El cálculo del flujo de calor se realizó partiendo de la metodología lineal de *Bullard Plots*. En la Figura 46 se ilustra una secuencia de los distintos tipos de roca pertenecientes a los Pozos 1 y 2, cada una con una conductividad térmica (k) característica. Con esta información se utilizó la Ec. 20 para calcular la resistencia térmica, R_t , en cada dato de temperatura. El primer dato de temperatura (en $z = 0$) se

tomó como la temperatura media del ambiente T_m , y posteriormente (z_i) los valores de TEF calculadas con los cinco métodos analíticos.

Para las estimaciones del flujo de calor se elaboró un código en MATLAB que permite calcular las R_t , el flujo de calor q correspondiente, y el gradiente térmico G_t .

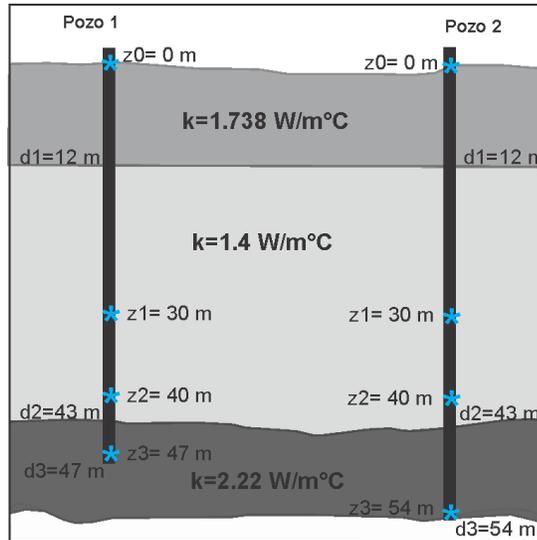


Figura 46. Secuencia litológica de los Pozos 1 y 2. Se muestran tres rocas distintas y la conductividad térmica k , el límite en profundidad d de cada una, y la profundidad z de las mediciones de TEF. Los asteriscos celestes señalan los puntos en profundidad donde se realizaron las mediciones de temperatura. $z_0 = T_m$.

La incertidumbre de cálculo del flujo de calor se determinó utilizando la Ec. 37. Donde S_b es la incertidumbre del coeficiente b (de la forma: $y = a + bx$); y_i son los valores del perfil de temperaturas (la T_m en $z=0$, y las TEF estimadas por cada método en 30 m, 40 m, y en la profundidad máxima de cada pozo); n el número de valores de temperatura en cada pozo; \tilde{y}_i es el valor calculado de las temperaturas (se determina sustituyendo el valor de T_0 (coeficiente a) y del flujo de calor q (coeficiente b), estimados con la regresión lineal), de modo que: $\tilde{y}_i = a + bx_i$ donde x_i corresponde a los valores de resistencias térmicas R_t calculadas en cada profundidad de medición ($Z=0, Z=30, Z=40, Z=z_{max}$), y \bar{x} corresponde al promedio de las resistencias térmicas. De esta forma se tiene que:

$$TEF_i = a + b[R_t] \quad (40)$$

$$\tilde{T}_i = T_0 + q[R_t] \quad (41)$$

De este modo se estimó S_b (OLS), y para S_b (QR) se utilizó el programa STATISTICA.

Capítulo 5. Resultados e Interpretación térmica

5.1. Efecto de las temperaturas superficiales en el subsuelo

La Ec. 27 describe el comportamiento térmico en 1D del subsuelo en el área de estudio para cualquier mes del año 2017. En la Figura 47 se puede observar que las variaciones o fluctuaciones de las temperaturas en el subsuelo, debido a los efectos de las condiciones climatológicas en superficie, pueden alcanzar profundidades de hasta 15 m, en profundidades mayores la temperatura es constante para cualquier mes del año. Los perfiles cuyas temperaturas en superficie son las más bajas corresponden a los meses más fríos (de octubre a marzo) y aquellas cuyos valores son más altos a los meses más cálidos (de abril a septiembre).

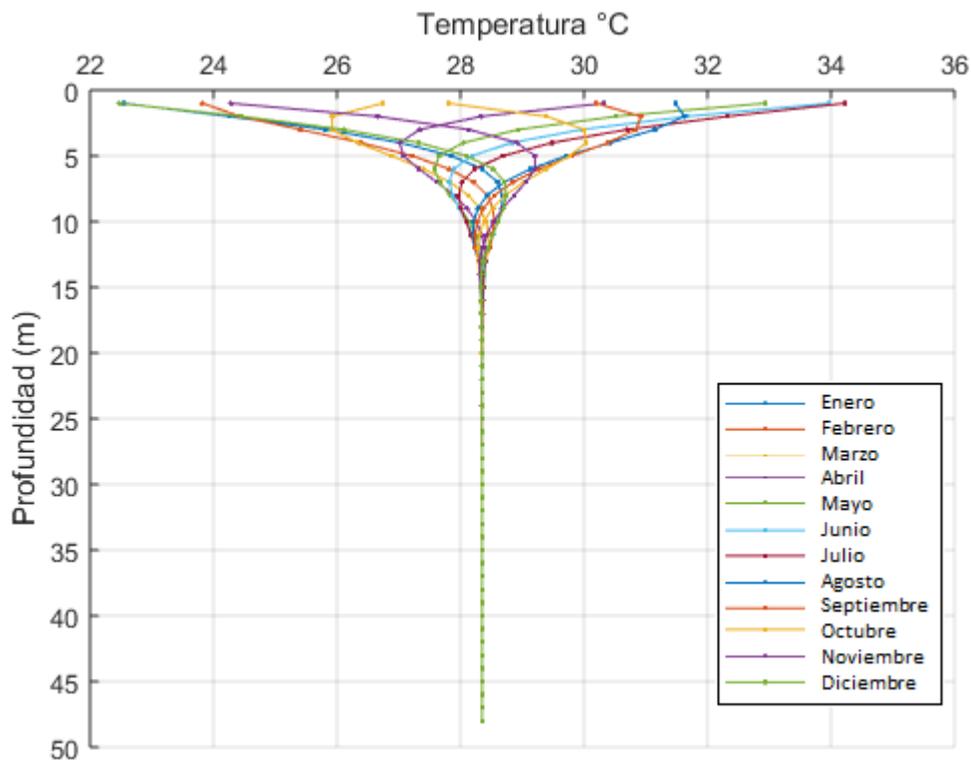


Figura 47. Efecto de las fluctuaciones térmicas superficiales en la temperatura del suelo en función de la profundidad y el tiempo, en la región comprendida dentro del CVLTV, B.C.S. Se observa la profundidad a partir de la cual la temperatura del subsuelo deja de estar perturbada por el efecto térmico superficial; así como el comportamiento térmico estacional en profundidad, lo cual puede ser de gran utilidad para aplicaciones directas de la geotermia.

Los resultados simulados permiten comprobar las observaciones hechas en los registros de T vs t , a 10 y 20 m, en ambos pozos, donde se tiene un comportamiento

térmico fuera de tendencia, que está asociado precisamente con las condiciones estacionales en superficie.

Además de indicar la profundidad a la cual la perturbación térmica superficial disminuye en el subsuelo, estos modelos pueden ser de gran utilidad para realizar estudios de transferencia de energía en intercambiadores de calor como uso directo de la geotermia.

5.1.1. Análisis de sensibilidad

Los modelos propuestos (M1-M27) del análisis de sensibilidad, se presentan en la Tabla 4; y en la Figura 48a-d se muestra la variación normalizada de los modelos M1-M27 con respecto a un modelo de referencia (descrito en la sección 4.3.1).

En la Figura 48 se puede observar que la amplitud de la onda de T se atenúa: **a)** entre los 20-25 m (variando k); **b)** entre los 12-14 m (variando ρ); y **c)** entre los 12-18 m (variando C_p). A partir de esta información es posible concluir que la variación en los resultados del modelo evaluado está mayormente influenciada por la conductividad térmica, como se observa en la Figura 48d.

Con el análisis de la Figura 47 se concluye que la variación de temperatura superficial causa variaciones en el comportamiento térmico en el subsuelo a lo largo del año. Esta perturbación puede alcanzar profundidades entre 15 y 25 m (de acuerdo a las observaciones de la Figura 48a-c) bajo la caldera La Reforma (dentro de los límites del área de estudio), después de esta profundidad la temperatura tiende a un incremento lineal (en ausencia de saturación de fluido) considerando un gradiente geotérmico (en este trabajo el gradiente de temperatura no fue considerado).

Por lo que, en la zona de estudio, durante el año la perturbación causada por la temperatura superficial en los registros térmicos del subsuelo, puede ser despreciada por debajo de los 25 m de profundidad; esto sin considerar otros efectos meteorológicos que puedan afectar las mediciones de T en profundidad.

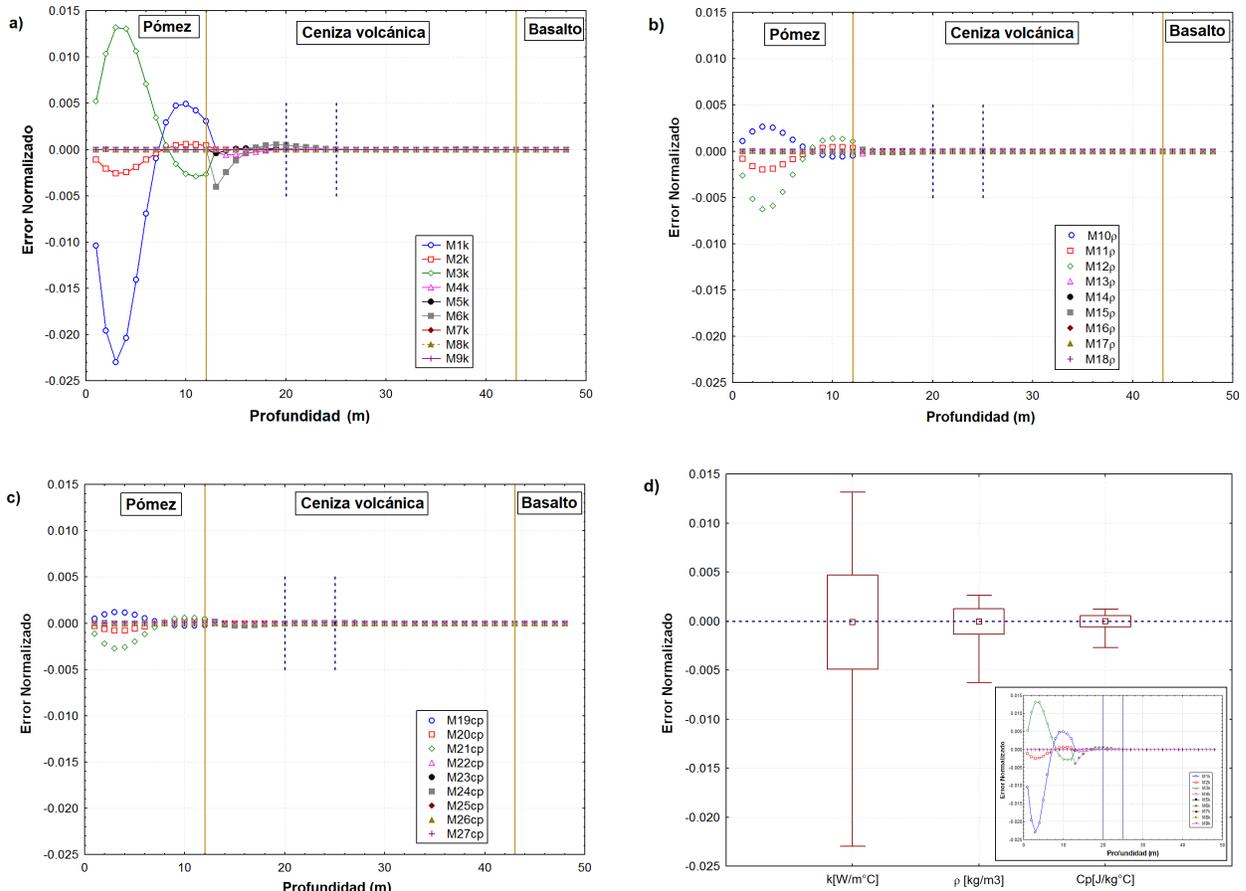


Figura 48. Profundidad vs error normalizado. Se muestran los errores calculados de cada uno de las combinaciones con respecto al modelo de referencia. a) Modelo 1 al 9 variando k y manteniendo constantes ρ y C_p . b) Modelo 10 al 18 variando ρ y manteniendo constantes k y C_p . c) Modelo 19 al 27 variando C_p y manteniendo constantes k y ρ . Las barras amarillas señalan los límites entre los tipos de roca con propiedades termofísicas distintas. d) Diagrama de caja donde se muestra que la variable k presenta el mayor error y por consecuencia corresponde a la variable con mayor influencia en los modelos de transferencia de calor.

5.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación

Los valores de las TEF obtenidos con cada método analítico (BM, HM, KEM, LM, SRM) para cada punto de medición en profundidad (30 m, 40 m y fondo del pozo) se presentan de manera gráfica en las Figuras 49 y 50 para los Pozos 1 y 2, respectivamente, con sus modelos OLS y QR correspondientes. Los valores estimados de las TEF con sus respectivas incertidumbres se presentan en la Tabla 7 (al final de este capítulo).

En el Pozo 1, los valores de TEF (OLS) oscilan entre los (a) ~ 36.7 y 38.6°C a 30 m, (b) $\sim 41 - 46^\circ\text{C}$ a 40 m, y (c) $\sim 43.2 - 54.0^\circ\text{C}$ a 47 m. Los valores de TEF (QR) se encuentran entre (a) ~ 32.8 y 37.3°C a 30 m, (b) ~ 29.7 y 42.4°C a 40 m, y (c) ~ 20.2

y 46.5°C a 47 m. En el Pozo 2, los valores de TEF (OLS) oscilan entre los (a) ~ 36.7 y 42°C a 30 m, (b) ~ 42 - 47.5°C a 40 m, y (c) ~ 45.6 - 46.8°C a 54 m. Los valores de TEF (QR) se encuentran entre (a) ~ 30.3 y 39.2°C a 30 m, (b) ~ 35.1 y 44.3°C a 40 m, y (c) ~ 43.5 y 46.1°C a 54 m.

Las temperaturas estáticas estimadas en los 30 y 40 m por la mayoría de los métodos, resultan mayores en el Pozo 2, exceptuando aquellas del fondo del pozo, donde son más altas en el Pozo 1.

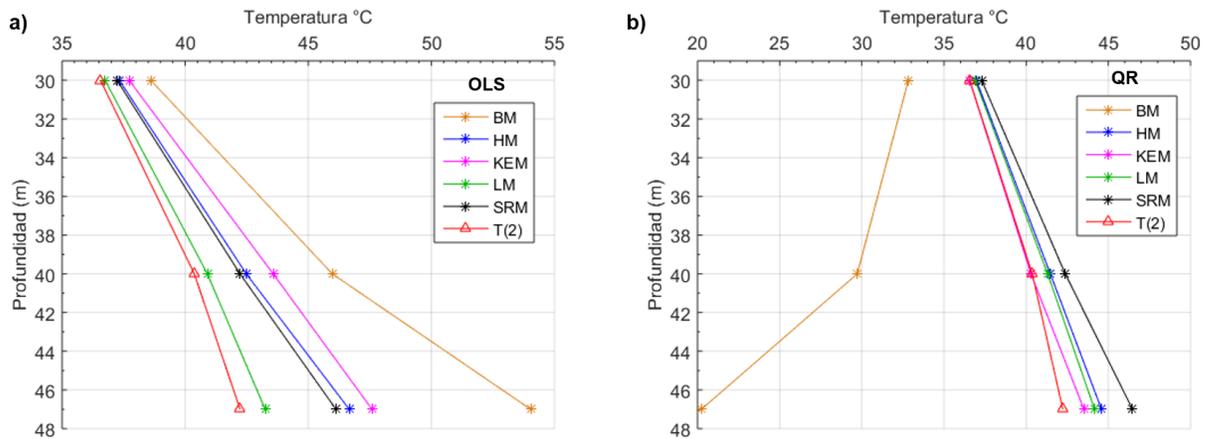


Figura 49. Resultados de las TEF estimadas en el Pozo 1 inferidas a partir de los cinco métodos analíticos de aproximación con los modelos de OLS (a) y QR (b), en 30 m, 40 m y 47 m. Los triángulos rojos corresponden a los valores de la última medición de temperatura *in-situ* [T(2)].

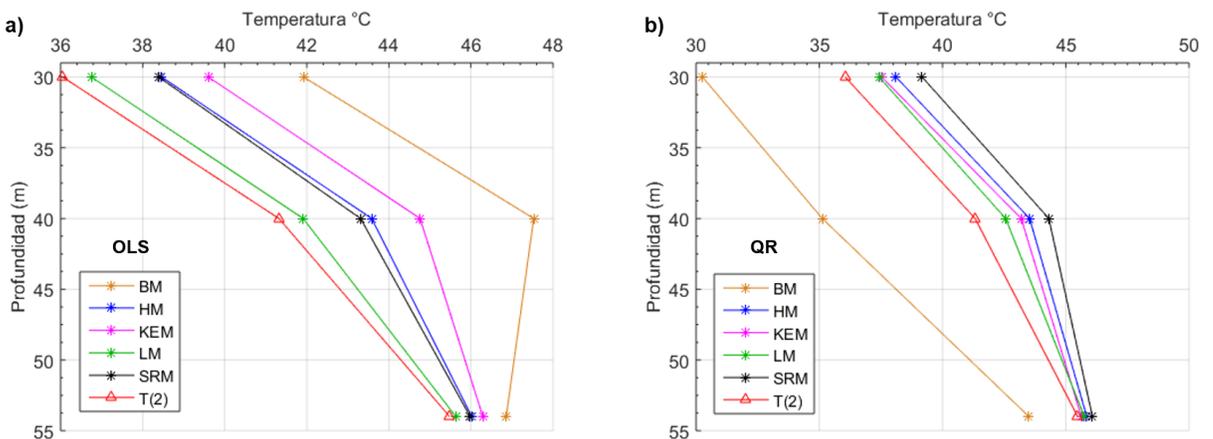


Figura 50. Resultados de las TEF estimadas en el Pozo 2 inferidas a partir de los cinco métodos analíticos de aproximación con los modelos de OLS (a) y QR (b), en 30 m, 40 m y 54 m. Los triángulos rojos corresponden a los valores de la última medición de temperatura *in-situ* [T(2)].

En ambos pozos, los valores de TEF (OLS) (Figuras 49a y 50a) dados en cada z por el BM resultan en temperaturas considerablemente más altas con respecto a los demás métodos, mientras que los valores más bajos provienen del LM. Por el contrario, en los dos pozos, las TEF (QR) del BM corresponden a los valores más bajos, siendo incluso, menores a la última temperatura registrada en el pozo, mientras que los valores más altos fueron dados por el SRM.

En el Pozo 1, las diferencias en los valores de TEF estimadas por cada método aumentan con respecto a la profundidad. Las TEF (OLS) (Figura 49a) obtenidas con los métodos SRM, HM y KEM presentan mayor cercanía entre ellas, con diferencias máximas de ~ 1.5 °C. Por otro lado, en el modelo QR (Figura 49b) los métodos que presentan menor dispersión en las TEF (QR) resultantes son LM, HM y KEM, con diferencias máximas de ~ 1.1 °C. En el Pozo 2, los valores de las TEF estimadas con los cinco métodos analíticos se asemejan más en la profundidad máxima de medición (z_{54}). Igual que en el Pozo 1, las TEF (OLS) con valores más similares corresponden a los métodos SRM, HM y KEM, y en el modelo QR los métodos LM, HM y KEM, con diferencias máximas en z_{30} de 1.2 °C y 0.7 °C, respectivamente. Bajo las observaciones descritas se puede decir que con los datos de este trabajo, los valores de TEF estimadas son más similares entre los métodos SRM, HM y KEM para el modelo OLS; y entre los métodos LM, HM y KEM para el modelo QR.

Teóricamente el valor de la TEF debe ser superior al del último valor de temperatura medida *in-situ*, esto debido a la recuperación térmica del pozo con el medio a lo largo del tiempo. Los resultados del BM (QR) en $z_{=30,40,47}$ en el Pozo 1 son menores al último valor de T registrado y KEM ligeramente menor en $z_{=30,40}$; del mismo modo, en el Pozo 2, BM (QR) es menor en $z_{=30,40,54}$. Esto indica que con estos datos el modelo QR del método de Brennand no es confiable y por lo tanto sus estimaciones no se asocian a un proceso de recuperación térmica. Esta situación puede deberse a diversos factores, por ejemplo, este método requiere de tiempos de medición prolongados mayores al tiempo de circulación del fluido, además la constante p involucrada en su solución está dada para los datos de un sitio particular (Filipinas) con condiciones específicas y en niveles de profundidad más altos. Sin embargo, sería necesario realizar análisis más rigurosos con cada método analítico para evaluar su comportamiento y validar su aplicabilidad en ambientes someros.

A partir de las observaciones anteriores, el BM (QR) en los Pozos 1 y 2, así como el KEM (QR) en el Pozo 1 no se tomaron en cuenta en las estimaciones de Flujo de calor y Gradiente térmico somero.

5.3. Gradiente térmico

El gradiente térmico se estimó a partir de los perfiles de temperaturas T_m en z_0 y los valores de TEF estimados con cada método analítico a las diferentes profundidades de los registros transitorios para cada pozo. Las estimaciones se realizaron en dos regiones, para el Pozo 1 (Figuras 49a y b): 1) el gradiente desde la superficie al fondo del pozo mediante la estimación de la pendiente de la recta de $z=0-47$, y 2) en la zona donde se tienen valores de TEF estimadas (de $z=30-47$), dados por los modelos OLS y QR de cada método analítico. En el Pozo 2: 1) con los perfiles de la Figura 50, desde la superficie al fondo del pozo (en $z=0-54$), y 2) en la zona de las TEF (de $z=30-54$).

Los perfiles de temperatura del Pozo 1 y 2 se presentan en las Figuras 51a-b y 52a-b, respectivamente, con sus modelos OLS y QR correspondientes. Estos perfiles fueron utilizados para determinar la pendiente asociada al gradiente térmico somero. En z_0 la temperatura es igual a T_m y en z_i se usaron los valores de TEF estimadas.

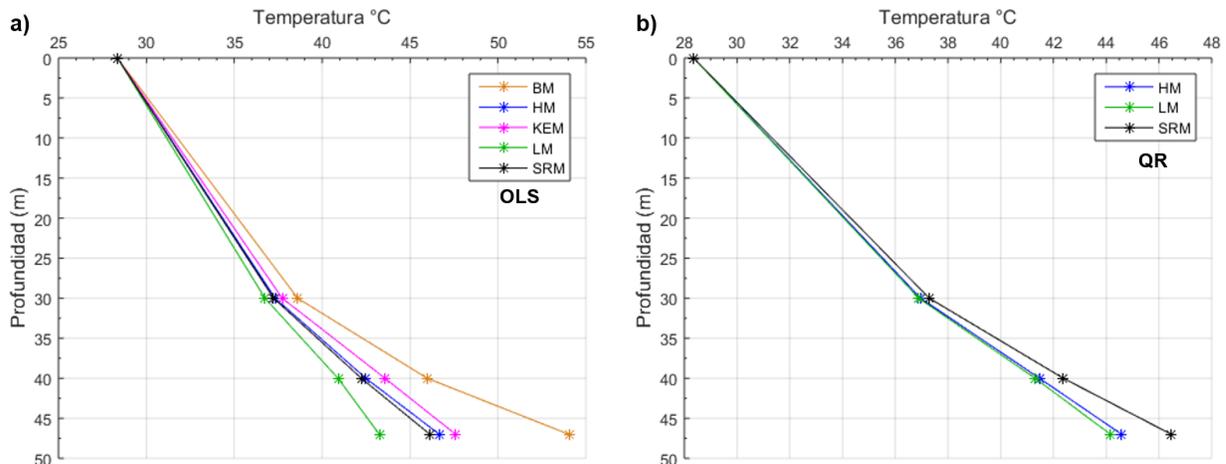


Figura 51. Perfil de temperaturas del Pozo 1 con el valor de T_m en z_0 y las TEF resultantes de los cinco métodos analíticos (BM, HM, KEM, LM, SRM) para los modelos OLS (a) y QR (b) en $z=30,40,47$.

En el Pozo 1 los valores de G_t (OLS) oscilan entre los ~ 0.38 a 0.9 °C/m en $z=30-47$, y entre los ~ 0.32 a 0.51 °C/m en $z=0-47$. El G_t (QR) resultó entre ~ 0.43 y 0.54 °C/m en $z=30-47$, y de ~ 0.33 a 0.37 °C/m en $z=0-47$. En el Pozo 2 G_t (OLS) varía entre ~ 0.19 y

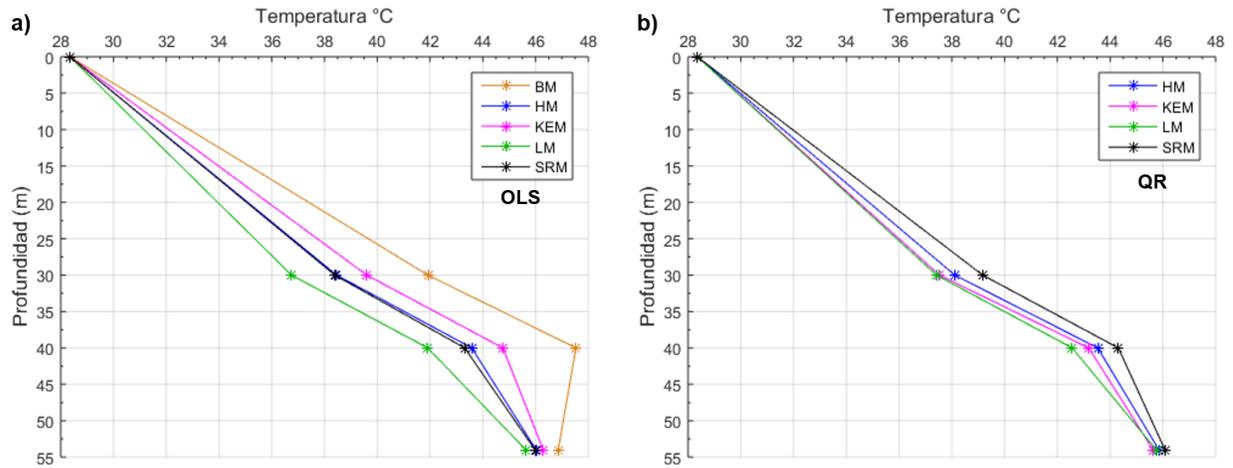


Figura 52. Perfil de temperaturas del Pozo 2 con el valor de T_m en z_0 y las TEF resultantes de los cinco métodos analíticos (BM, HM, KEM, LM, SRM) para los modelos OLS (a) y QR (b) en $Z=30,40,54$.

0.36 °C/m en z_{30-54} , y entre ~0.32 y 0.37 °C/m en $z_{=0-54}$. El G_t (QR) resultó entre ~0.28 a 0.34 °C/m en z_{30-54} , y entre ~0.33 y 0.34 °C/m en $z_{=0-54}$. Los valores del gradiente térmico somero estimados con en cada modelo con sus respectivas incertidumbres se presenta en la Tabla 7 (al final del capítulo).

El G_t calculado desde la superficie hasta el fondo de cada pozo ($Z_{=0-47}$ y $Z_{=0-54}$), resulta en valores menores a aquellos estimados en $Z_{=30-47}$ y $Z_{=30-54}$. En el Pozo 1 el valor de G_t máximo está dado por el BM (OLS), y muestran una diferencia más grande de los resultados (entre todos los métodos) a medida que aumenta la profundidad. En el Pozo 2, la variación disminuye a medida que aumenta la profundidad y el rango de valores de G_t se ve más reducido en las gráficas de los modelos QR.

Los valores de gradiente térmico estimados en este estudio, resultan ser mayores al valor promedio en los continentes y a los esperados en estos niveles de profundidad. Esto puede deberse a la presencia de zonas en profundidad con temperaturas elevadas debido a la cercanía con el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, a la presencia de fallas cercanas a la zona de estudio y sin duda, al efecto de las condiciones meteorológicas en superficie.

Estos resultados son válidos únicamente en la zona comprendida en los primeros 55 m de profundidad, por lo que no es recomendable extender los valores de G_t a °C/km, sino expresarlos en °C/m. Por otro lado, si se deseara extrapolar estos valores a cientos o miles de metros de profundidad, sería necesaria una serie de mediciones

por arriba de los 200 m para despreciar cualquier efecto meteorológico en los registros térmicos.

5.4. Flujo de calor

Para la estimación de flujo de calor se realizaron dos cálculos en cada pozo. Desde $Z=30$ a $Z=47$ y $Z=0$ a $Z=47$ en el Pozo 1; y desde $Z=30$ a $Z=54$ y $Z=0$ a $Z=54$ en el Pozo 2.

Los valores asignados y calculados se describen a continuación:

1. $z_0 = 0$ m , $k_1 = 1.738$ W/m°C , $\lambda_0 = k_1$;
2. $z_1 = 30$ m, el flujo de calor que fluye desde los 30 m hacia la superficie atraviesa dos rocas de distintas k , por lo que se calculó la k armónica como: $\lambda_1 = \frac{z_1 - z_0}{\frac{d_1}{k_1} + \frac{z_1 - d_1}{k_2}}$;
3. $z_2 = 40$ m, $k_2 = 1.400$ W/m°C, $\lambda_2 = 1.400$ W/m°C;
4. $z_3 = 47$ m (Pozo 1) y $z_3 = 54$ m (Pozo 2), $k_3 = 2.220$ W/m°C, el flujo de calor del fondo del pozo a los 40 m atraviesa dos rocas con diferente k , por lo tanto $\lambda_3 = \frac{z_3 - z_2}{\frac{d_2 - z_2}{k_2} + \frac{z_3 - d_3}{k_3}}$.

Donde z es profundidad en metros, k_i es la conductividad térmica de cada roca y λ_i es la función armónica de la conductividad térmica.

Con los valores de z , k_i , λ_i se calcularon las resistencias térmicas R_t correspondientes, y se elaboraron diagramas con respecto a los valores de temperatura estimados con cada método, tanto para los modelos de OLS como para QR. Estas gráficas de Bullard o *Bullard plots* se presentan en las Figuras 53 y 54, para los Pozos 1 y 2, respectivamente.

De acuerdo a Bullard (1939) el flujo de calor es igual a la pendiente b de la recta ajustada a los valores de R_t vs T . Por ello, se calculó la OLS de manera independiente en $Z=30-47$ y $Z=0-47$ en el Pozo 1, y en $Z=30-54$ y $Z=0-54$ en el Pozo 2.

Las gráficas de *Bullard* o *Bullard plots* generadas con la información de los Pozos 1 y 2, se muestran en las Figuras 53 y 54, respectivamente, con sus modelos OLS (a) y QR (b), correspondientes.

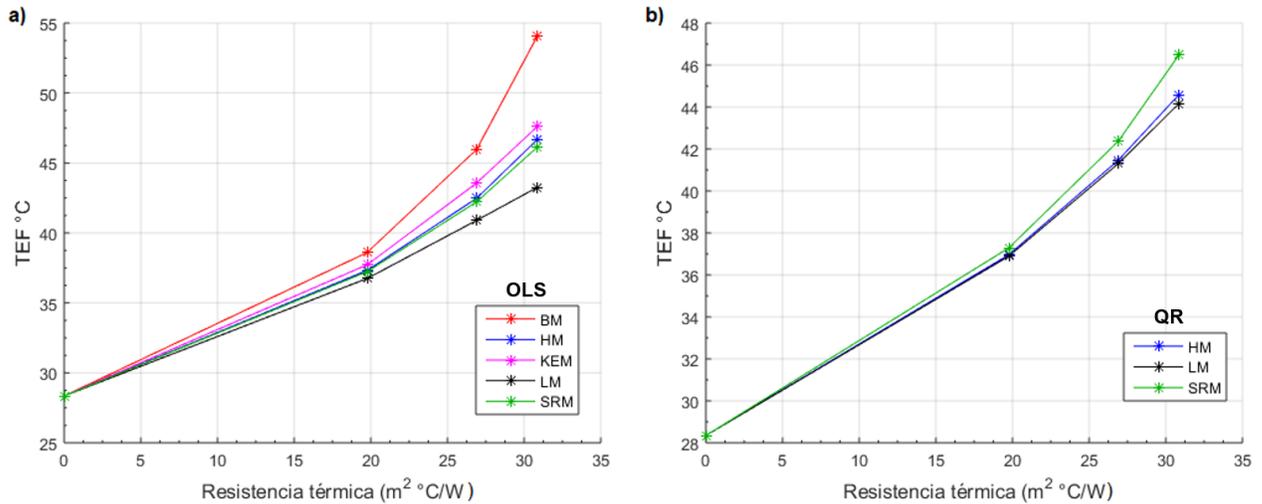


Figura 53. Bullard plots para el Pozo 1. a) Modelo OLS con los cinco métodos analíticos. b) Modelo QR con los tres métodos analíticos (se omitió el BM y KEM). La $R_t = 0$ corresponde al valor de z_0 y T_m ; los valores de R_t restantes corresponden a los valores de z_{30} , z_{40} y z_{47} , respectivamente. El flujo de calor q , fue calculado con: i) la pendiente de $z_{=0-47}$ y ii) la pendiente de $z_{=30-47}$.

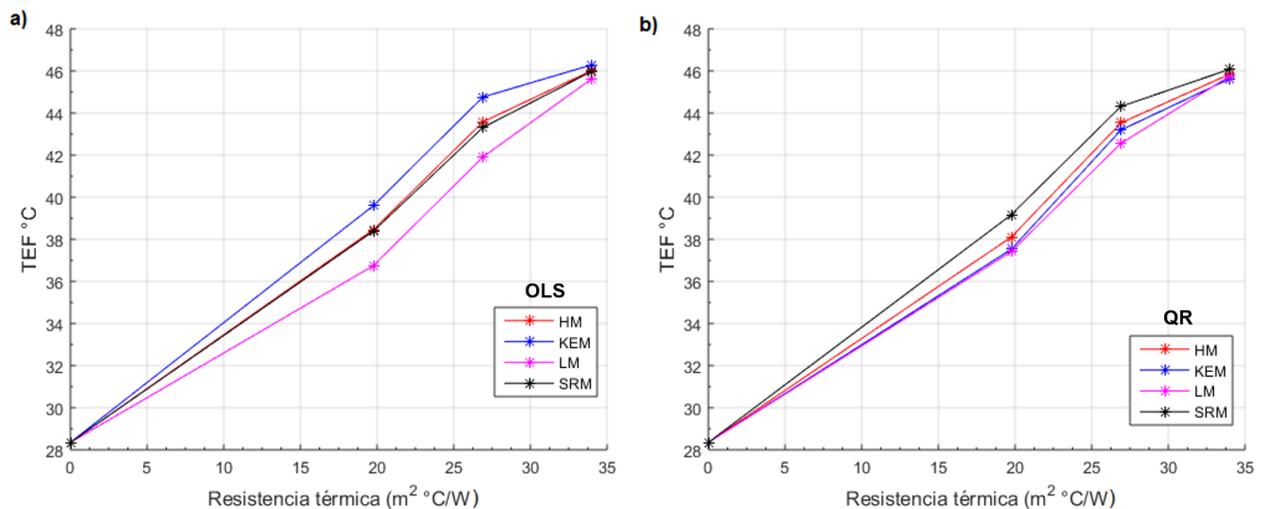


Figura 54. Bullard plots para el Pozo 2. a) Modelo OLS con los cinco métodos analíticos. b) Modelo QR con los cuatro métodos analíticos (se omitió el BM). La $R_t = 0$ corresponde al valor de z_0 y T_m ; los valores de R_t restantes corresponden a los valores de z_{30} , z_{40} y z_{54} , respectivamente. El flujo de calor q , fue calculado con: i) la pendiente de $z_{=0-54}$ y ii) la pendiente de $z_{=30-54}$.

En el Pozo 1, los valores de q (OLS) oscilan entre los ~ 586 a 1349 mW/m^2 en $z_{=30-47}$, y de ~ 476 a 764 mW/m^2 en $z_{=0-47}$. El flujo de calor q (QR) resultó entre ~ 651 y 814 mW/m^2 en $z_{=30-47}$, y de ~ 500 a 561 mW/m^2 en $z_{=0-47}$.

En el Pozo 2, q (OLS) varía de ~ 347 a 624 mW/m^2 en $z_{=30-54}$ y de ~ 508 a 590 mW/m^2 en $z_{=0-54}$. Y q (QR) resultaron entre ~ 486 y 585 mW/m^2 en $z_{=30-54}$, y de ~ 517 a 541 mW/m^2 en $z_{=0-54}$.

Los valores calculados del q somero, con sus respectivas incertidumbres, se presentan en la Tabla 7.

Los flujos de calor resultantes de estos cálculos presentan valores mayores a los generalmente reportados en zonas continentales sin alteración hidrotermal. Por ello, es importante resaltar que los valores de flujo de calor local estimados en este trabajo son válidos únicamente en la región que abarca las mediciones de temperatura (los primeros 50 - 55 m de profundidad) de la zona de estudio.

Tabla 7. Resultados de las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) estimadas por los cinco métodos analíticos (BM, HM, KEM, LM y SRM) con los modelos OLS y QR (°C); Flujo de calor local (mW/m²) y Gradiente térmico somero (°C/m), estimados con los perfiles de temperatura, en los Pozos 1 y 2, respectivamente.

Pozo 1												
z (m)	BM		HM		KEM		LM		SRM		QR	
	OLS	QR	OLS	QR	OLS	QR	OLS	QR	OLS	QR		
30	38.6 ± 0.4	32.8 ± 0.6	37.32 ± 0.06	36.96 ± 0.12	37.7 ± 0.1	36.55 ± 0.15	36.74 ± 0.04	36.892 ± 0.025	37.232 ± 0.025	37.29 ± 0.12		
40	46.0 ± 1.1	29.7 ± 0.9	42.48 ± 0.17	41.47 ± 0.42	43.57 ± 0.34	40.3 ± 0.6	40.90 ± 0.11	41.3 ± 0.1	42.22 ± 0.09	42.37 ± 0.43		
47	54.0 ± 2.3	20.2 ± 2.4	46.66 ± 0.34	44.6 ± 0.7	47.6 ± 0.6	43.5 ± 0.8	43.25 ± 0.25	44.16 ± 0.16	46.12 ± 0.16	46.5 ± 0.8		
Flujo de calor (mW/m²)												
30 - 47	1349 ± 11	-	827.8 ± 3.7	680.6 ± 1.7	881.2 ± 2.2	-	586 ± 20	651.2 ± 1.2	790 ± 5	814.2 ± 3.5		
0 - 47	764.6 ± 1.2	-	567.2 ± 0.5	511.2 ± 0.3	600.9 ± 0.5	-	476.3 ± 0.9	500.3 ± 0.3	552.8 ± 0.5	561.8 ± 0.5		
Gradiente térmico (°C/m)												
30 - 47	0.8962 ± 0.0032	-	0.547 ± 0.001	0.44853 ± 0.00004	0.5806 ± 0.0001	-	0.385 ± 0.009	0.42863 ± 0.00025	0.5215 ± 0.0015	0.5380 ± 0.0006		
0 - 47	0.508 ± 0.001	-	0.3759 ± 0.0002	0.33856 ± 0.00014	0.3980 ± 0.0002	-	0.3153 ± 0.0004	0.33133 ± 0.00012	0.3663 ± 0.0002	0.37233 ± 0.00021		
Pozo 2												
z (m)	BM		HM		KEM		LM		SRM		QR	
	OLS	QR	OLS	QR	OLS	QR	OLS	QR	OLS	QR		
30	41.9 ± 0.5	30.26 ± 0.19	38.46 ± 0.09	38.11 ± 0.43	39.60 ± 0.15	37.5 ± 0.7	36.75 ± 0.19	37.42 ± 0.08	38.39 ± 0.12	39.17 ± 0.44		
40	47.5 ± 1.2	35.1 ± 3.1	43.580 ± 0.034	43.53 ± 0.16	44.7600 ± 0.0019	43.19 ± 0.37	41.9 ± 0.2	42.56 ± 0.14	43.31 ± 0.13	44.31 ± 0.18		
54	46.86 ± 0.26	43.50 ± 0.24	46.020 ± 0.029	45.85 ± 0.08	46.29 ± 0.05	45.63 ± 0.11	45.630 ± 0.033	45.750 ± 0.014	45.98 ± 0.02	46.08 ± 0.08		
Flujo de calor (mW/m²)												
30 - 54	347 ± 8	-	531.1 ± 3.6	543.7 ± 4.1	470 ± 5	569.0 ± 4.3	624 ± 9	585.1 ± 2.6	533.1 ± 3.6	486 ± 8		
0 - 54	590 ± 6	-	532.8 ± 1.1	529 ± 6	550.3 ± 0.3	521.0 ± 0.3	508.1 ± 1.4	517.0 ± 0.3	529.2 ± 1.1	541.3 ± 0.3		
Gradiente térmico (°C/m)												
30 - 54	0.1895 ± 0.0033	-	0.3060 ± 0.0018	0.312 ± 0.002	0.2679 ± 0.0022	0.3270 ± 0.0021	0.3633 ± 0.0033	0.3394 ± 0.0016	0.3082 ± 0.0019	0.2776 ± 0.0032		
0 - 54	0.372 ± 0.0004	-	0.3393 ± 0.0001	0.3367 ± 0.0001	0.3493 ± 0.0002	0.3320 ± 0.0001	0.3251 ± 0.0002	0.3302 ± 0.0001	0.3372 ± 0.0001	0.3439 ± 0.0002		

Capítulo 6. Discusiones

6.1. MASW y sismica de Refracción

Los cambios en las pendientes de las curvas $x - t$ (distancia vs tiempo de arribo) obtenidas de los registros sísmicos, pueden estar asociados a las heterogeneidades laterales del subsuelo. Para sustentar este argumento se generó una sección 2D de V_S del tendido No. 15 (donde se ubica el Pozo 2), con el método de MASW, y una dromocrona correspondiente al mismo número de registro sísmico. Posteriormente, se comparó la variación lateral de las V_S (modelo de MASW) con las V_p (curvas $x-t$), como se muestra en la Figura 55.

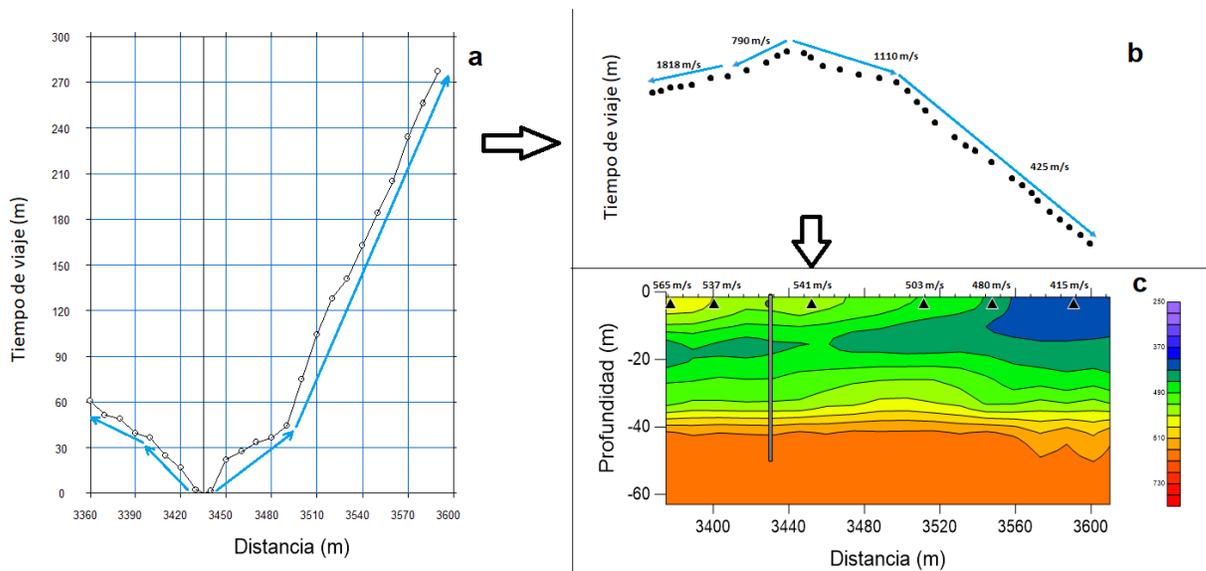


Figura 55. Refracción vs MASW. Comparación de las dromocronas obtenidas de un registro sísmico (correspondiente al tendido 15) contra las variaciones laterales presentadas en el modelo 2D de V_S , generado con el método de MASW. Las flechas indican el orden. a) Dromocrona extraída del registro correspondiente a la fuente $s_x=3435$ m (punto de tiro más cercano al Pozo 2, del tendido 15). Las flechas azules representan las pendientes asignadas. b) Las pendientes asignadas con sus respectivos puntos de tiempo de viaje (ms). Los valores de velocidad fueron calculados con el inverso de cada pendiente. c) Modelo 2D de V_S del tendido 15, obtenido con el MASW. Los colores azules representan valores bajos de velocidad y los naranja valores más altos. Los triángulos negros señalan la posición aproximada del cambio de pendientes en la dromocrona de a) y b). Los valores por encima de los triángulos indican la velocidad de la onda S en esa posición.

En esta comparación se identificó una coherencia general en el comportamiento de las velocidades sísmicas. Tanto en las dromocronas (a y b) como en el perfil de MASW (c), los valores de V aumentan hacia la izquierda del pozo (o del punto de tiro) y decrecen hacia la derecha, lo que permite confirmar que las pendientes de las curvas corresponden a la variación lateral de velocidades de propagación de la onda directa a través del medio.

Cabe recordar que las velocidades sísmicas obtenidas en las dromocronas corresponden a la V_P (velocidad de onda P), y las del modelo de MASW a la V_S (velocidad de onda S), por lo que sus valores naturalmente son diferentes.

Xia et al. (2009) utilizaron las ondas superficiales producidas en un estudio de refracción somera que resultó fallido, para generar modelos de velocidades sísmicas V_S . Después de ello concluyen que una alternativa exitosa para determinar la velocidad V_S de las capas cerca de la superficie es el uso del método MASW. En este estudio se concuerda con dicha conclusión particularmente en el caso donde existe una capa de baja velocidad sísmica.

6.2. MASW y sísmica de Reflexión

En este apartado se presenta la sección sísmica obtenida por Gómez-Ávila (2018) tras procesar e interpretar datos 2D de reflexión sísmica multicanal registrados en la caldera La Reforma, Baja California Sur. La ubicación de la línea sísmica se muestra en la Figura 56. Esta sección comienza ~ 70 m al NE del tendido de MASW pasando por los Pozos 1 y 2, y comprende el segmento del perfil procesado con MASW correspondiente a los tendidos del 11 al 20.

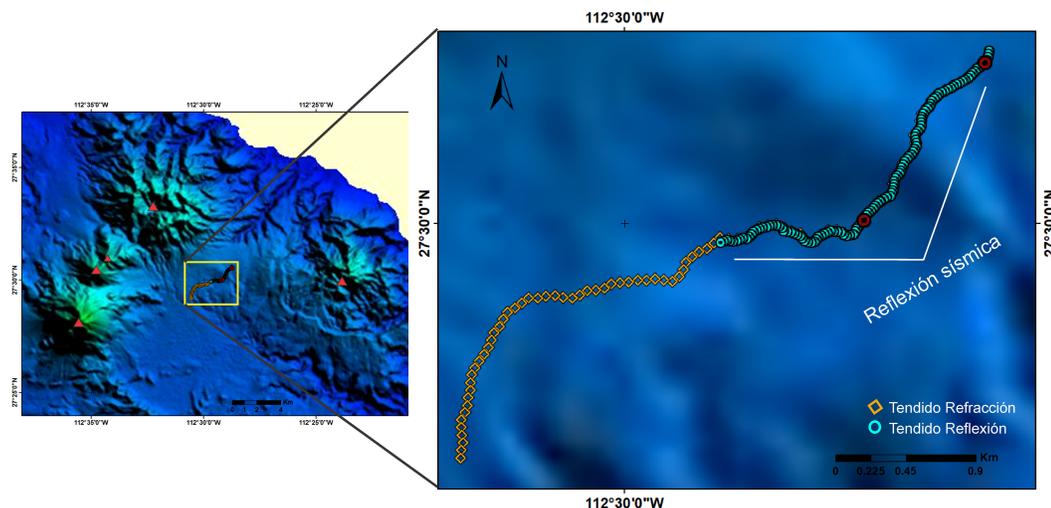


Figura 56. Ubicación de la línea sísmica de reflexión con respecto a la línea de refracción, en el CVLTV, B.C.S. El tendido sísmico adquirido por reflexión está representado por los círculos celestes, tiene una dirección NE-SW y una longitud cercana a los 2200 m; comienza ~ 50 -70 m al NE del tendido de MASW pasando por los Pozos 1 y 2, y comprende los tendidos del 11 al 20 del MASW.

La sección sísmica de reflexión se muestra en la Figura 57, cuyo alcance en

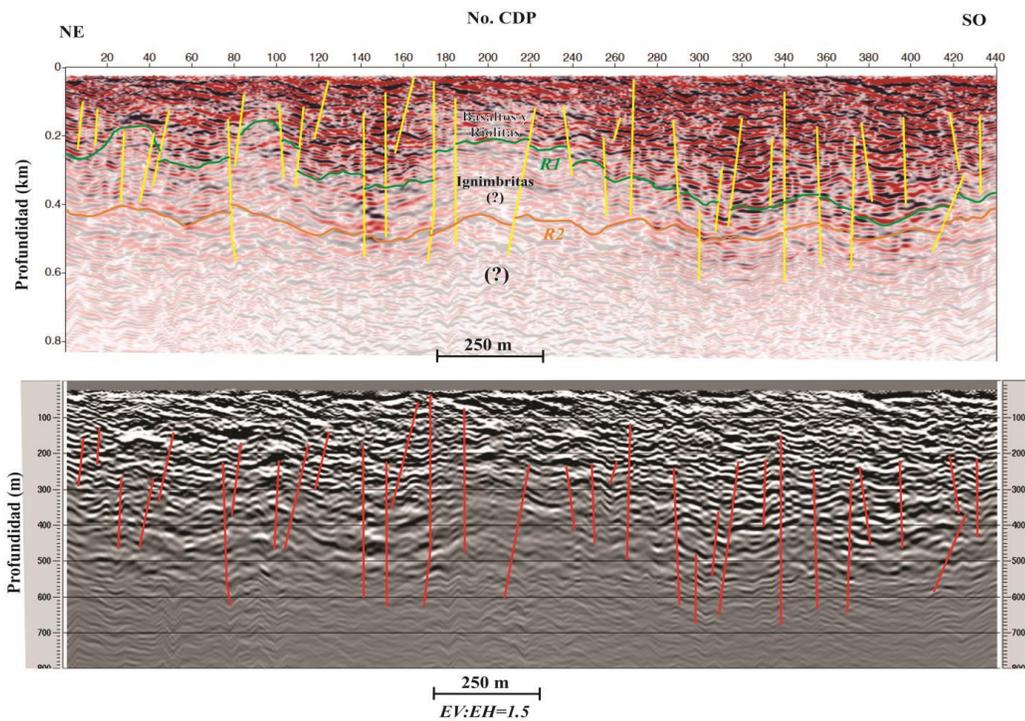


Figura 57. Perfil sísmico de reflexión generado e interpretado por Gómez-Ávila (2018). Las líneas amarillas y rojas representan las fallas interpretadas; mientras que las líneas verde y naranja corresponden a los sismorelectores 1 y 2 (R1 y R2), respectivamente.

profundidad fue de ~ 400 m, donde Gómez-Ávila (2018) interpreta dos capas limitadas por los sismorelectores R1 y R2. Al reflector 1 (R1) de alta amplitud, lo asocia con una capa de basaltos y riolitas, con valores de velocidad entre 2000 y 3000 m/s y con la unidad litológica Basalto La Reforma reportada por Macías Vázquez and Jiménez Salgado (2013). Por otro lado, el reflector 2 (R2) lo relacionó con las Ignimbritas Reforma Inferior reportadas por Macías Vázquez and Jiménez Salgado (2013) debido a su baja amplitud y baja velocidad. Además interpretó conjuntos de fallas de diferente longitud y orientación, que cortan las secuencias de ambos reflectores; pocas de ellas llegan hasta la superficie. La abundancia de fallas en una distancia tan reducida puede indicar un intenso fracturamiento en las rocas del subsuelo en esta zona. Por otro lado, Portugal et al. (2000) y Antayhua-Vera (2017) sugieren la presencia de cuerpos tabulares e intrusiones granodioríticas, respetivamente, por debajo de la caldera La Reforma, cerca del área de estudio.

La resolución de este método no permite identificar estructuras en los primeros 60 m de profundidad, por lo que se sobrepuso la información obtenida en MASW (con alcance de ~ 60 m de profundidad) como una forma de comprender tanto la parte

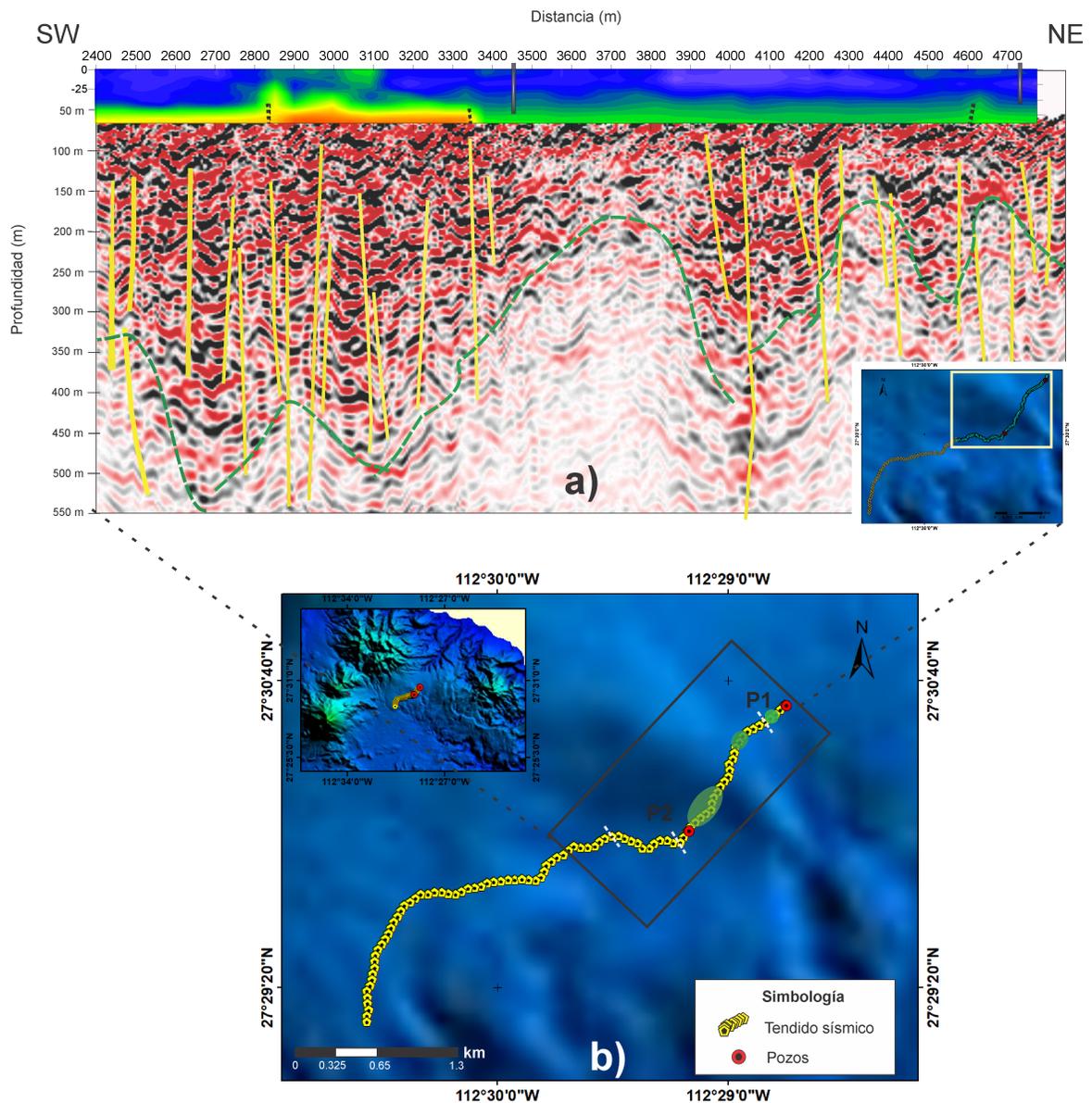


Figura 58. MASW y Reflexión. a) Sobreposición de los modelos 2D obtenidos con el método de MASW (primeros ~60 m) y con Reflexión (por debajo de los ~60 m). Las líneas amarillas representan las fallas interpretadas por Gómez-Ávila (2018) y las verdes al límite aproximado entre las regiones de alta y baja amplitud. Las líneas punteadas en color negro corresponden a las zonas interpretadas como posibles fallas someras o cuerpos anómalos en profundidad en el modelo de V_S de la sección sísmica. Los prismas negros señalan la posición de los pozos con respecto a la sección sísmica. b) Mapa del perfil sísmico. El rectángulo negro encierra el segmento sísmico presentado en la Figura a). Dentro de éste se ubican los pozos P1 y P2, las posibles fallas interpretadas en el modelo de MASW (líneas grises) y la localización en superficie de las regiones de baja velocidad sísmica (elipses verdes) de la sección sísmica de reflexión.

somera como la parte profunda de la zona de estudio. En la Figura 58a se muestran las dos secciones comparadas a escala, de modo que los primeros 63 m se visualizan con la información de MASW y el resto con la sección de reflexión. Para estos fines se tomó la sección de reflexión sin interpretar y se identificó el R1 limitado por la línea punteada en verde y las fallas interpretadas por Gómez-Ávila (2018) en amarillo; de las cuales algunas pueden ser extendidas a la superficie en la sección de MASW. Se incluyó, además, la interpretación de la sección de V_S de MASW, donde se identificaron contrastes laterales de velocidad que pudieran estar relacionados con fallas someras y/o cuerpos anómalos en profundidad.

Tras esta comparación se observó una consistencia en la tendencia de las velocidades sísmicas de ambas secciones. Esto es, en la imagen de MASW entre los 2400 y 3350 m de distancia (por debajo de los 50 m de profundidad), los valores V_S son más altos que el resto de la sección. La zona donde las V_S son más bajas (entre ~3400 a ~4800 m de distancia), concuerda, en la sección de reflexión, con la presencia de cuerpos de bajas amplitudes que pueden representar valores bajos de velocidad.

Estas zonas de baja amplitud pueden corresponder a cuerpos rocosos de menor densidad y, debido a que presentan rasgos sísmicos particulares (como disminución en la amplitud de los sismorefltores, aumento en el grosor de los mismos, baja resolución en los bordes de dichos cuerpos) y a que se encuentra cerca de regiones con potencial geotérmico, es posible asociar estas zonas con frentes de alteración hidrotermal en el subsuelo (Kell, 2014).

En la Figura 58b se muestra el trazo en superficie de las estructuras geológicas (posibles fallas) identificadas en el modelo de MASW y la ubicación de los cuerpos de baja velocidad observados en la sección sísmica de reflexión. Ambas características representan una de las aportaciones más relevantes de este trabajo y corresponden a las zonas con mayor interés potencial de la zona de estudio.

6.3. Estudios sísmicos y MT

Además de los mapas de distribución de resistividades eléctricas en profundidad (Figura 59 a y b), Antayhua-Vera (2017) generó secciones 2D de resistividad (Figura 59 d, e) que pasan cerca de la zona de estudio.

En la Figura 59a y b, se encierra con un rectángulo negro el área de estudio del presente trabajo, y las anomalías de baja resistividad que se encuentran dentro de ella, a 50 y 500 m de profundidad, respectivamente. Esta distribución lateral puede identificarse en profundidad en los modelos I y II de las secciones A5 (Figura 59 d) y B7 (Figura 59 e). Las zonas de particular interés en este trabajo, se encierran con un círculo negro en cada modelo.

Esta información tiene correspondencia con los resultados sísmicos de este trabajo. Aunque el tendido sísmico tiene una orientación oblicua a los perfiles A5 y B7, es posible asociar el comportamiento geoelectrico con la variación de velocidades sísmicas en el subsuelo del área de estudio: Las anomalías de baja resistividad (zonas conductoras) encerradas en negro en las Figuras 59 d y e, concuerdan, de manera general, con la ubicación espacial y en profundidad de los cuerpos de bajas velocidades sísmicas presentados en la sección sísmica de reflexión (Figura 58).

Algunos autores (Manzella, 1973; Garduño-Monroy et al., 1993; López-Hernández et al., 1995; Romo-Jones et al., 2000; Flores, 2003) asocian las anomalías de baja resistividad eléctrica en regiones con cruces de fallas, con zonas de intenso fracturamiento y presencia de fluidos hidrotermales en el subsuelo. Gracias al estudio sísmico se han podido identificar zonas de abundantes fracturas en profundidad; y, por otro lado, las regiones de bajas velocidades sísmicas, en conjunto con cuerpos de alta conductividad eléctrica, permiten sugerir frentes de alteración hidrotermal en el subsuelo de la zona de estudio a aproximadamente 300 - 500 m de profundidad.

6.4. Estudios térmicos

6.4.1. Efecto de las temperaturas superficiales

El efecto de la variación de la temperatura superficial en el comportamiento térmico del subsuelo ha sido estimado, con fines geotérmicos, por diversos autores en otras áreas del mundo.

Bense and Kooi (2004) generaron perfiles con temperaturas medidas en dos pozos de observación de acuíferos someros en un área de Europa. Tomaron datos en un pozo de 50 m y otro de 25 m, durante un año (una medición por mes). En ambos

identificaron un comportamiento anómalo en los primeros 15 m de profundidad, con inversión de las anomalías térmicas en el cambio de estaciones (invierno-verano). Concluyeron que las variaciones espaciales y temporales de la temperatura en el suelo es una respuesta de las fluctuaciones estacionales de la temperatura superficial y de la variación espacial del flujo de agua subterránea. Por otro lado, Ozgener et al. (2013) modeló las temperaturas del subsuelo a partir de las temperaturas medidas diariamente en el aire, durante un año, por la estación meteorológica en una ciudad de Turquía, y con las propiedades termofísicas de las rocas en su área de interés; posteriormente comparó el modelo con datos de temperaturas medidas a 5 cm, 10 cm y 20 cm de profundidad. Sus modelos muestran inestabilidad en las temperaturas más cercanas a la superficie del suelo, y determinan que la influencia de las fluctuaciones térmicas superficiales en la temperatura del suelo comienza a desaparecer por debajo de los 15 m de profundidad. Hurwitz et al. (2012) también identifican el efecto de las temperaturas superficiales en sus registros térmicos, sin embargo la atenuación de esta perturbación comienza en profundidades más someras, de 35 cm, debido a que analiza las variaciones diarias de temperatura; lo cual es coherente con la transferencia de calor.

Al no contar con mediciones diarias de temperatura en la parte más superficial del suelo (en los primeros centímetros de profundidad) en el área de estudio, se asumió que la temperatura media del aire era igual a la temperatura promedio del suelo, y se utilizó la metodología propuesta por Ozgener et al. (2013) para estimar el efecto térmico de la superficie en las temperaturas del subsuelo a partir de mediciones climatológicas y las propiedades termofísicas del medio.

Los resultados de este trabajo muestran un comportamiento de las temperaturas del subsuelo similar a los diagramas de Bense and Kooi (2004) y Ozgener et al. (2013); y se propone un rango de profundidades de 15 a 25 m, a partir de la cual el efecto estacional de las temperaturas superficiales puede ser despreciado.

Para estimaciones más precisas del efecto de las temperaturas superficiales en el comportamiento térmico del subsuelo, se recomienda utilizar mediciones diarias de temperatura en la parte más superficial del suelo; además incluir mediciones directas de difusividad térmica de los diferentes tipos de rocas (si esa información está disponible); y realizar un balance de energía más completo como el propuesto

por Mihalakakou et al. (1997) y Krarti et al. (1995), donde se considera además de las temperaturas superficiales, la humedad del suelo, las variaciones climatológicas de periodo corto y largo, el intercambio de calor convectivo entre el suelo y el aire, la radiación solar absorbida en el suelo, el calor latente debido a la evaporación en la superficie del subsuelo y la velocidad del viento.

6.4.2. Temperaturas Estabilizadas de Formación

Las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) son estimadas, generalmente, en pozos geotérmicos y petroleros profundos, con métodos analíticos como los utilizados en este trabajo. Algunos autores como Liu et al. (2016) y Wong-Loya et al. (2012) concuerdan en que el método de Horner (HM) con el modelo de regresión lineal (OLS) y el cuadrático (QR) proporciona las estimaciones de TEF más aceptables, al igual que en los resultados de este trabajo; por otro lado, Espinoza-Ojeda and Santoyo (2016) y Wong-Loya et al. (2012) consideran al método de Ascencio (SRM) como el que proporciona los valores más alejados a la temperatura de referencia.

En el presente trabajo no se cuenta con temperaturas de referencia (TFT, *True Formation Temperature*), por lo que no se es posible estimar un método que genere mejores o peores resultados; sin embargo, se pueden definir los métodos cuya información resulta en los valores más extremos y más desviados en comparación con el resto de los métodos utilizados. Para los datos de este trabajo el método de BM con el modelo de regresión OLS proporciona los valores más altos con diferencias de ~ 6 a 10 °C con respecto a los demás métodos en el Pozo 1 y, de ~ 2 a 5 °C en el Pozo 2. Por otro lado, los valores resultantes del BM (QR) se consideran como los menos confiables debido a que los valores estimados de TEF son menores a la última temperatura medida en el pozo, lo cual no se asocia al proceso de recuperación térmica; contrario a lo que proponen Wong-Loya et al. (2012) respecto al método BM (QR) como uno de los métodos de mejor aproximación.

Los resultados de este trabajo indican que los modelos de regresión OLS proporcionan, en general, valores más altos de TEF que los obtenidos por los modelos QR, contrario a las observaciones de Liu et al. (2016) y Espinoza-Ojeda et al. (2011). Al mismo tiempo, Espinoza-Ojeda et al. (2011) y Wong-Loya et al. (2012) concuerdan

en que los modelos de regresión QR proporcionan mejores resultados que los de OLS, en la mayoría de los casos.

Cabe destacar que los resultados de los trabajos discutidos representan valores de temperatura en profundidades de cientos a miles de metros, mientras que en este trabajo la máxima profundidad de medición fue de 55 m, y el primero en aplicar métodos analíticos para estimar TEF en pozos someros. Por ello se requiere de un análisis estadístico más riguroso para determinar el modelo analítico más confiable para estimar TEF someras.

6.4.3. Flujo de calor y Gradiente térmico

Las estimaciones de flujo de calor más cercanas al área de estudio se localizan en el campo geotérmico Las Tres Vírgenes con valores de hasta 678 mW/m^2 a una profundidad de 2000 m (Espinoza-Ojeda et al., 2017). Los resultados de flujo de calor estimados en el presente trabajo son del orden de magnitud a los reportados para el CGLTV.

Algunas estimaciones someras de flujo de calor han sido realizadas en zonas con potencial geotérmico bien conocido o con manifestaciones hidrotermales en superficie, como es el caso del Parque Nacional de Yellowstone, donde Hurwitz et al. (2012) realizaron mediciones de temperatura entre 0.05 y 0.35 m de profundidad en diferentes horas de un día en casi 300 pozos. Con estos registros estimaron el flujo de calor en la zona saturada de vapor y gradientes de temperatura en el primer metro (1 m) de profundidad. Sus resultados mostraron valores promedio de flujo de calor de $103 \pm 2 \text{ W/m}^2$ y $35 \pm 3 \text{ W/m}^2$; y gradientes de temperatura entre 0 y $10 \text{ }^\circ\text{C/m}$, y mayores a 100°C/m . Estos valores representan cantidades altas de flujo de calor comparadas con el promedio continental y con los flujos de calor promedio reportados para la caldera de Yellowstone de 2.3 W/m^2 y en el Lago de Yellowstone de $1.5 - 2 \text{ W/m}^2$ (para el caso de *Hot Spring Basin* es de $140\text{-}370 \text{ W/m}^2$).

Del mismo modo Newmark et al. (1988) realizan estimaciones de flujo de calor y gradiente térmico en dos pozos de 76.2 m y 457 m de profundidad, en una región del *Salton Sea* en Valle Imperial, California, para estimar la cobertura superficial de la anomalía térmica. Los gradientes de temperatura resultaron en valores desde 0.09

°C/m hasta 0.83 °C/m; mientras que el flujo de calor desde 600 mW/m² a valores mayores a 1200 mW/m².

Los resultados de flujo de calor presentados en este trabajo, con valores de 476.3 mW/m² a 1348.6 mW/m² en el Pozo 1 y de 347.4 mW/m² a 623.7 mW/m² en el Pozo 2, representan cantidades relativamente altas para las profundidades a las cuales se determinaron, pero que pueden ser comparados con los propuestos por Hurwitz et al. (2012) y Newmark et al. (1988) en sus estimaciones someras. Por otro lado, los valores de gradientes térmicos propuestos en este trabajo de 0.315 °C/m a 0.896 °C/m en el Pozo 1 y, de 0.190 a 0.372 °C/m en el Pozo 2, concuerdan con los valores de Newmark et al. (1988) en ambientes someros y, por varios órdenes de magnitud son menores a los propuestos por Hurwitz et al. (2012) en zonas con manifestaciones hidrotermales someras.

6.5. Estudios térmicos y geofísicos

La ubicación de los Pozos 1 y 2, en relación con el perfil de MASW, permite suponer que las condiciones térmicas encontradas en ambos pozos puede ser extrapolada lateralmente a toda la región comprendida entre ellos y quizá cientos de metros perpendicularmente a la sección.

Ambos pozos se ubican por encima de la zona de baja velocidad sísmica (Figura 58), lo que permite inferir que las anomalías térmicas estimadas en los pozos no solo corresponden a los efectos estacionales, sino que también pudieran estar relacionados a la posible presencia de alteración hidrotermal en el subsuelo, de acuerdo a la información obtenida del modelo de MASW y su comparación con la sección sísmica de reflexión y resistividades eléctricas. Sin embargo, para estimar de una manera más precisa el tipo de roca y/o la presencia de cuerpos con interés geotérmico a esas profundidades, se sugiere realizar perforaciones más profundas (~300 m).

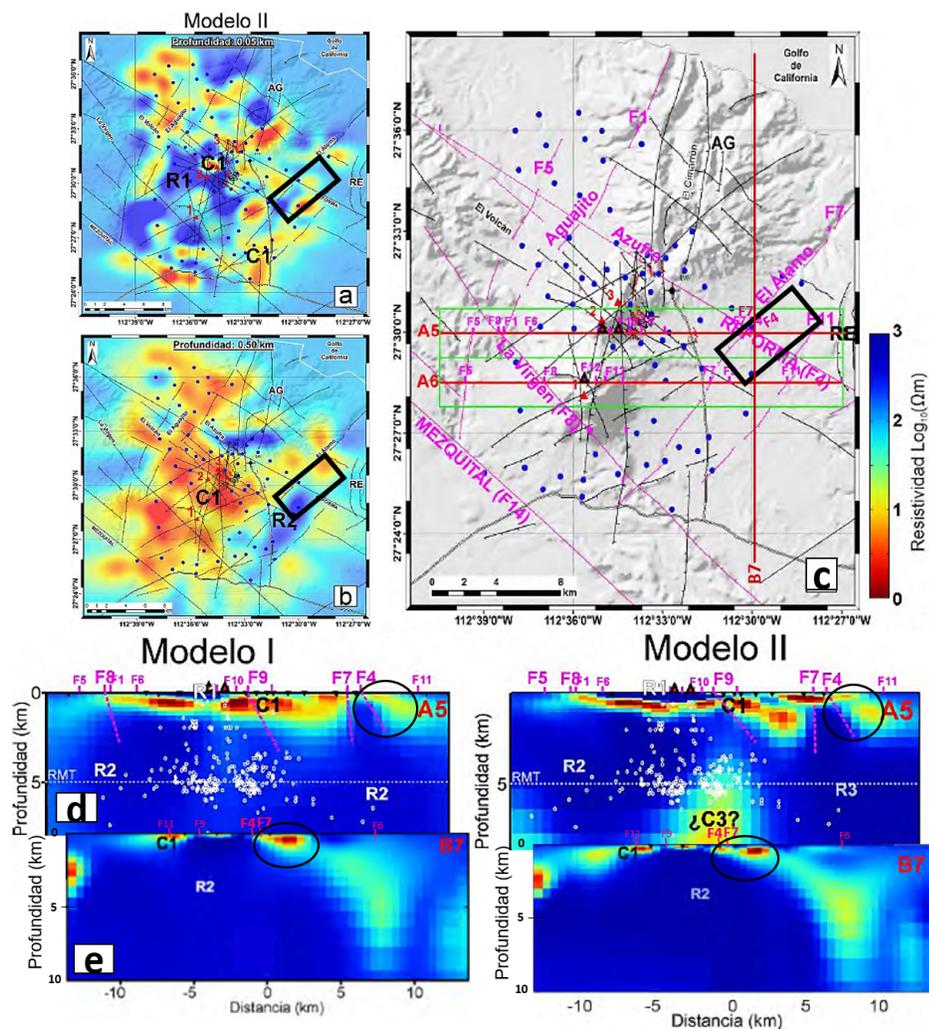


Figura 59. a) y b) Mapas de distribución de resistividad eléctrica (ρ_e) en el CVLTV a 0.05 y 0.5 km de profundidad, respectivamente. R1 y R2: zonas resistivas y C1: zona conductora; puntos azules: sondeos MT. El recuadro negro corresponde al área de estudio de este trabajo. c) Mapa del CVLTV y su vecindad. Líneas rosas y negras: fallas y fracturas, y las rojas: perfiles (A5, A6 y B7) de ρ_e (con MT) generados por Antayhua-Vera (2017). Modelos I y II del d) A5 y e) del B7, que pasan horizontal y verticalmente por el área de estudio, respectivamente. Puntos blancos: epicentros de sismos, círculos negros: anomalía de interés (después del cruce de F4: Falla El Azufre-La Reforma y F7: Falla El Álamo). Modificado de Antayhua-Vera (2017).

Capítulo 7. Conclusiones y recomendaciones

7.1. Conclusiones y recomendaciones del estudio sísmico

1. El método sísmico de refracción se aplicó en este trabajo, sin embargo, debido a la presencia de capas de baja velocidad sísmica intercaladas en profundidad, lo cual es una limitante de esta metodología, se optó por no utilizarlo.
2. El método de MASW permitió identificar capas de baja velocidad sísmica en profundidad, asociadas a las cenizas volcánicas encontradas en los núcleos geológicos recuperados en los Pozos 1 y 2.
3. Los modelos 1D y 2D de V_S se correlacionaron favorablemente con las columnas litológicas obtenidas en los Pozos 1 y 2.
4. Con la fuente impulsiva de caída de peso utilizada en la adquisición de los registros sísmicos, procesados con el MASW, fue posible tener un alcance en profundidad de ~ 60 m, mayor a la que se puede alcanzar con una fuente sísmica somera convencional (marro).
5. La distribución de V_S obtenidas en los primeros metros del subsuelo con el MASW presentó coherencia con las V_P de la sección sísmica de reflexión en profundidad.
6. En la sección sísmica de reflexión se identificaron zonas con atenuación en la amplitud de sus sismorefltores a profundidades de aproximadamente 300 a 500 m, asociadas a cuerpos de baja velocidad sísmica.
7. Las zonas de bajas velocidades sísmicas (de la sección de reflexión) en conjunto con los cuerpos anómalos de bajas resistividades eléctricas pueden asociarse a la presencia de frentes de alteración hidrotermal en profundidad.
8. Los resultados de este trabajo representan los primeros resultados sísmicos reportados y disponibles en la caldera La Reforma.
9. Asumiendo una distribución similar en las rocas del subsuelo del CVLTV se recomienda emplear el método de MASW en lugar de refracción sísmica, para exploración sísmica somera.

10. Se recomienda realizar estudios geofísicos de gravimetría y métodos eléctricos en la zona que permitan caracterizar, con mayor precisión, los cuerpos de bajas velocidades sísmicas como complemento de este trabajo.

7.2. Conclusiones y recomendaciones del estudio térmico

1. La perturbación térmica causada por la variación de la temperatura superficial, puede afectar las mediciones de temperatura en los primeros 15-25 m de profundidad en el subsuelo de la zona de estudio.
2. La primera aproximación realizada en este trabajo sobre el campo de temperaturas en la parte más superficial del subsuelo estimado en los Pozos 1 y 2, puede representar una oportunidad de investigación más rigurosa para exploración geotérmica con fines de aplicaciones directas, debido a los valores elevados resultantes de las estimaciones de TEF, gradientes térmicos someros y flujos de calor.
3. Los resultados de este trabajo representan la primera evaluación térmica somera en la periferia de la caldera La Reforma (y en general del complejo volcánico Las Tres Vírgenes), que consiste en la estimación de las TEF, gradientes de temperatura y flujos de calor. Del mismo modo, los registros térmicos adquiridos en los Pozos 1 y 2, corresponden a las primeras mediciones de temperatura y las únicas perforaciones realizadas hasta el momento en la caldera La Reforma.
4. El comportamiento térmico estimado en los Pozos 1 y 2 puede ser extrapolado lateralmente a toda la región comprendida entre ellos, y algunos cientos de metros de manera perpendicular.
5. Las anomalías térmicas estimadas en los pozos pueden corresponder a los efectos superficiales y a la posible presencia de alteración hidrotermal en el subsuelo, de acuerdo a la información de MASW, reflexión sísmica y MT.
6. Se sugiere realizar perforaciones más profundas ($\sim 300m$), para estimar de una manera más precisa el tipo de roca y/o la presencia de cuerpos con interés geotérmico a esas profundidades.

Literatura citada

- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L., and Rangin, C. (1981). Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. Technical Report 4, Gran Bretaña.
- Antayhua-Vera, Y. T. (2017). *Caracterización sismológica, aeromagnética y magnetotelúrica del Campo Volcánico y Geotérmico de Las Tres Vírgenes (B.C.S.), México*. Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ascencio, F., García, A., Rivera, J., and Arellano, V. (1994). Estimation of undisturbed formation temperatures under spherical-radial heat flow conditions. *Geothermics*, 23(4):317–326.
- Azwin, I., Saad, R., and Nordiana, M. (2013). Applying the Seismic Refraction Tomography for Site Characterization. *APCBEE Procedia*, 5:227–231.
- Beardsmore, G. R. and Cull, J. P. (2001). *Crustal Heat Flow. A Guide to Measurement and Modelling*, volume 18. Cambridge University Press, Cambridge, New York.
- Bense, V. F. and Kooi, H. (2004). Temporal and spatial variations of shallow subsurface temperature as a record of lateral variations in groundwater flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(4):1–13.
- Bertani, R. (2016). Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. *Geothermics*, 60:31–43.
- Blackwell, D. D. and Steele, J. L. (1989). Thermal conductivity of sedimentary rocks: measurement and significance. In *Thermal History of Sedimentary Basins*, chapter 2, pages 13–37. Springer Verlag, Nueva York.
- Brennand, A. W. (1984). A new method for the analysis of static formation temperature tests. *Geothermal Workshop*, (September):45–47.
- Bullard, E. C. (1939). Heat flow in South Africa. Technical report, Departamento de Geodesia y Geofísica, Cambridge.
- Bullard, E. C. (1947). THE TIME NECESSARY FOR A BORE HOLE TO ATTAIN TEMPERATURE EQUILIBRIUM. *Geophysical Journal International*, 5(s5):127–130.
- Carslaw, H. S. and Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of Heat in Solids*. Oxford University Press, Oxford, 2da edition.
- CeMIE-Geo (2018). CeMIEGeo Proyecto P03. <http://www.cemiegeo.org/index.php/proyectos/desarrollo-e-innovacion-de-tecnicas-de-exploracion/p03>. Accessed: 2018-10-06.
- Cengel, Y. A. (2007). *Transferencia de Calor y masa. Un enfoque práctico*. McGraw-Hill, México, 3er edition.
- Čermák, V. and Rybach, L. (1982). Thermal Conductivity and Specific Heat of Minerals and Rocks.
- Dowdle, W. and Cobb, W. (1975). Static Formation Temperature From Well Logs - An Empirical Method. *Journal of Petroleum Technology*, 27(11):1326–1330.

- Eppelbaum, L., Kutasov, I., and Pilchin, A. (2014). Thermal Properties of Rocks and Density of Fluids. In *Applied Geothermics*, chapter 2, pages 99–149. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Espinoza-Ojeda, O. M., Prol-Ledesma, R. M., Iglesias, E. R., and Figueroa-Soto, A. (2017). Update and review of heat flow measurements in México. *Energy*, 121:466–479.
- Espinoza-Ojeda, O. M. and Santoyo, E. (2012). Evaluación del régimen térmico del subsuelo y sus implicaciones en el análisis y explotación de los sistemas geotérmicos (pozos geotérmicos, petroleros y permafrost). *GEOS*, 31(2):213–227.
- Espinoza-Ojeda, O. M. and Santoyo, E. (2016). A new empirical method based on log-transformation regressions for the estimation of static formation temperatures of geothermal, petroleum and permafrost boreholes. *Journal of Geophysics and Engineering*, 13(4):559–596.
- Espinoza-Ojeda, O. M., Santoyo, E., and Andaverde, J. (2011). A new look at the statistical assessment of approximate and rigorous methods for the estimation of stabilized formation temperatures in geothermal and petroleum wells. *Journal of Geophysics and Engineering*, 8(2):233–258.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., and Gehrels, G. E. (2007). Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, 119(11-12):1313–1336.
- Flores, C. (2003). Mapping Upflow Zones with the Anomalous Geometry of a Shallow Conductor at the Las Tres Virgenes Geothermal Field, Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, 27:219–222.
- Florides, G. and Kalogirou, S. (2004). Measurements of Ground Temperature at Various Depths. In *Proceedings of the 3rd International Conference on Sustainable Energy Technologies*, Nottingham, UK.
- Forsythe, W. (2002). Parámetros ambientales que afectan la temperatura del suelo en Turrialba, Costa Rica y sus consecuencias para la producción de cultivos. *Agronomía Costarricense*, 26(1):43–62.
- Fountain, D. M., Salisbury, M. H., and Furlong, K. P. (1987). Heat production and thermal conductivity of rocks from the Pikwitonei - Sachigo continental cross section, central Manitoba: implications for the thermal structure of Archean crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(ii):1583–1594.
- Garduño-Monroy, V. H., Vargas-Ledezma, H., and 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):47–58.
- Gómez-Arias, E. and González-Fernández, A. (2017). La geotermia como energía renovable y sustentable en México. In *Perspectivas de Sustentabilidad en México*, pages 135–152.
- Gómez-Ávila, M. D. C. (2017). Informe de avance anual de actividades. Technical Report 1, CeMIE-Geo, Ensenada, B.C.

- Gómez-Ávila, M. D. C. (2018). Informe de avance semestral de actividades. Technical Report 2, CeMIE-Geo.
- González Rojas, F. A. (2015). *Estimación de velocidades de ondas de corte: registros de ondas superficiales Love V/S refracciones de ondas internas SH*. PhD thesis, Universidad de Chile.
- Guerrero-Martínez, F. J. and 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*, 52:110–118.
- Harris, R. N. and Chapman, D. S. (1995). Climate change on the Colorado Plateau of eastern Utah inferred from borehole temperatures. *Journal of Geophysical Research*, 100(B4):6367–6381.
- Hasan, A. R. and Kabir, C. S. (1994). Static Reservoir Temperature Determination From Transient Data After Mud Circulation. *SPE Drilling & Completion*, 9(1):17–24.
- Hayashi, K. (2003). Data Acquisition and Analysis of Active and Passive Surface Wave Methods. In *Active and Passive Surface Waves*, pages 1–106. OYO Corporation, SAGEEP.
- Hayashi, K. and Suzuki, H. (2004). CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data. *Exploration Geophysics*, 35(1):7–13.
- Hillel, D. (1982). *Introduction to Soil Physics*. Academic Press, Massachusetts.
- Hurwitz, S., Harris, R. N., Werner, C. A., and Murphy, F. (2012). Heat flow in vapor dominated areas of the Yellowstone Plateau Volcanic Field : Implications for the thermal budget of the Yellowstone Caldera. *Journal of Geophysical Research*, 117:1–18.
- International Energy Agency (IEA) (2017). Mexico 2017 Review. *Energy Policies Beyond IEA Countries*, pages 9–213.
- Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, Estados Unidos, tercera edición.
- Kell, A. M. (2014). *The application of active-source seismic imaging techniques to transtensional problems the Walker Lane and Salton Trough*. Phd, University of Nevada, Reno.
- Krarti, M., Lopezalonzo, C., Claridge, D., and Kreider, J. (1995). Analytical Model to Predict Annual Soil Surface-Temperature Variation. *J. Sol. Energy Eng. Trans.-ASME*, 117(2):91–99.
- Kutasov, I. M. and Eppelbaum, L. V. (2005). Determination of formation temperature from bottom-hole temperature logs-a generalized Horner method. *Journal of Geophysics and Engineering*, 2(2):90–96.
- Leblanc, Y., Pascoe, L. J., and Jones, F. W. (1981). The temperature stabilization of a borehole. *Geophysics*, 46(9):1301–1303.
- Liu, C., Li, K., Chen, Y., Jia, L., and Ma, D. (2016). Static Formation Temperature Prediction Based on Bottom Hole Temperature. *Energies*, 9(8):646.

- López Hernández, A., García Estrada, G., and Arellano Guadarrama, F. (1994). Geological and Geophysical Studies at Las Tres Virgenes, B.C.S., Mexico, Geothermal Zone. *Geothermal Resources Council Transactions*, 18:275–280.
- López-Hernández, A., García-Estrada, G. H., and Arellano-Guadarrama, F. (1995). Geothermal Exploration at Las Tres Virgenes, B.C.S., Mexico. In *World Geothermal Congress*, pages 707–712, Michoacán.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, segunda edición.
- Lucazeau, F. and Rolandone, F. (2012). Heat-flow and subsurface temperature history at the site of Saraya (eastern Senegal). *Solid Earth*, 3(2):213–224.
- Luheshi, M. N. (1983). Estimation of formation temperature from borehole measurements. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 74(3):747–776.
- Lund, J. W. and Boyd, T. L. (2016). Direct utilization of geothermal energy 2015 worldwide review. *Geothermics*, 60:66–93.
- Macías Vázquez, J. L. and Jiménez Salgado, E. (2013). Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. *Geotermia*, 26(1):14–23.
- Manetti, G. (1973). Attainment of temperature equilibrium in holes during drilling. *Geothermics*, 2(3-4):94–100.
- Manzella, A. (1973). Apuntes de clase: Geophysical methods in geothermal exploration. *Italian National Research Council International Institute for Geothermal Research*.
- Martín Barajas, A. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, LIII(1):72–83.
- McMechan, G. A. and Yedlin, M. J. (1981). Analysis of dispersive waves by wave field transformation.
- Middleton, M. F. (1979). A model for bottom hole temperature stabilization. *Geophysics*, 44(8):1458–1462.
- Mihalakakou, G., Santamouris, M., Lewis, J. O., and Asimakopoulos, D. N. (1997). On the application of the energy balance equation to predict ground temperature profiles. *Solar Energy*, 60(3-4):181–190.
- Müller, C., Usbeck, R., and Miesner, F. (2016). Temperatures in shallow marine sediments: Influence of thermal properties, seasonal forcing, and man-made heat sources. *Applied Thermal Engineering*, 108:20–29.
- Newmark, R. L., Kasameyer, P. W., and Younker, L. W. (1988). Shallow Drilling in the Salton Sea Region: The Thermal Anomaly. *Journal of Geophysical Research*, 93(11):13005–13023.
- Nielsen, S. B., Balling, N., and Christiansen, H. S. (1990). Formation temperatures determined from stochastic inversion of borehole observations. *Geophysical Journal International*, 101(3):581–590.

- Ozgener, L. (2011). A review on the experimental and analytical analysis of earth to air heat exchanger (EAHE) systems in Turkey. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 15(9):4483–4490.
- Ozgener, O., Ozgener, L., and Tester, J. W. (2013). A practical approach to predict soil temperature variations for geothermal (ground) heat exchangers applications. *International Journal of Heat and Mass Transfer*, 62:473–480.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1996). Multi-channel analysis of surface waves using Vibroseis (MASWV). Technical report.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1998a). Ground roll as a tool to image near surface anomaly. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1998*, pages 874–877.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1998b). Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record. pages 1377–1380.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J. (1999). Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3):800–808.
- Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., and Ivanov, J. (2007). Multichannel analysis of surface waves (MASW)- active and passive methods. *The Leading Edge*.
- Park-Seismic-LLC (2018). MASW Home. <http://www.masw.com/>. Accessed: 2018-12-10.
- Pérez, J. L. (2017). *Estudio de microsismicidad en la caldera La Reforma del complejo volcánico Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, México*. PhD thesis, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE).
- Portugal, E., Birkle, P., Barragán R, R., Arellano G, V., Tello, E., and Tello, M. (2000). Hydrochemical–isotopic and hydrogeological conceptual model of the Las Tres Vírgenes geothermal field, Baja California Sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 101(3):223–244.
- Prol-Ledesma, R. M., Arango-Galván, C., and Torres-Vera, M. A. (2016). Rigorous Analysis of Available Data from Cerro Prieto and Las Tres Virgenes Geothermal Fields with Calculations for Expanded Electricity Generation. *Natural Resources Research*, 25(4):445–458.
- Reynolds, J. M. (1998). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Jhon Wiley & Sons Ltd., Reino Unido.
- Romo-Jones, J. M., Gutiérrez-Negrín, L. C., Sánchez-Cornejo, C., González-Alcántar, N., and García-Gutiérrez, A. (2018). 2017 Mexico Country Report. *IEA Geothermal*, (February):1–7.
- Romo-Jones, J. M. and Kretzschmar, T. G. (2017). The Mexican Center of Innovation in Geothermal Energy, CeMIE-Geo: Challenges and Opportunities. *Procedia Earth and Planetary Science*, 17:905–908.
- Romo-Jones, J. M., Wong-Ortega, V., Flores-Luna, C., and 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):21–29.

- Schmitt, A. K., Stockli, D. F., and Hausback, B. P. (2006). Eruption and magma crystallization ages of Las Tres Vírgenes (Baja California) constrained by combined $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and $(\text{U-Th})/\text{He}$ dating of zircon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3-4):281–295.
- Shen, P. Y. and Beck, A. E. (1986). Shen 1986_Stabilization of Bottom Hole Temperature With Finite Circulation Time and Fluid Flow_P.Pdf. pages 63–90.
- Sheriff, R. and Geldart, L. (1995). *Exploration Seismology*. Cambridge University Press, Estados Unidos, segunda edición.
- Singh, K. R. and Sharma, R. V. (2017). Mathematical investigation of soil temperature variation for geothermal applications. *International Journal of Engineering, Transactions A: Basics*, 30(10):1609–1614.
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*. Blackwell Publishing, Reino Unido.
- Tanaka, A., Yamano, M., Yano, Y., and Sasada, M. (2004). Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data. *Earth, Planets and Space*, 56(12):1191–1194.
- Tello-López, M. R. and Torres-Rodríguez, M. A. (2015). Behavior of the Production Characteristics of the Wells in the Las Tres Vírgenes, B. C. S., Geothermal Field, México. *World Geothermal Congress 2015*, (December 2013):8.
- Turcotte, D. L. and Schubert, G. (2014). *Geodynamics*. Cambridge, third edition.
- Urbán Rascón, E. (2010). *Relación de la actividad sísmica local, pozos inyectoros y fallas activas, en los campos geotérmicos de México*. PhD thesis, Instituto de Ingeniería, UNAM.
- Verma, S. P. (2005). *Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría)*. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.
- Verma, S. P., Pandarinath, K., Santoyo, E., González-Partida, E., Torres-Alvarado, I. S., and Tello-Hinojosa, E. (2006). Fluid chemistry and temperatures prior to exploitation at the Las Tres Vírgenes geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 35(2):156–180.
- Versteeg, H. K. and Malalasekera, W. (1995). *An introduction to Computational Fluid Dynamics: The Finite Volume Method*. Longman Scientific & Technical, New York.
- Viggiano-Guerra, J. C., Sandoval-Medina, F., Flores-Armenta, M. C., Pérez, R. J., and 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*, 22(1):12–27.
- Wang, K. (1992). Estimation of ground surface temperatures from borehole temperature data. *Journal of Geophysical Research*, 97(B2):2095–2106.
- Wong, V. and Munguía, L. (2006). Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, Mexico. *Geofísica Internacional*, 45(1):23–37.

- Wong, V., Rebollar, C. J., and Munguía, L. (2001). Attenuation of Coda Waves at the Tres Vírgenes Volcanic Area, Baja California Sur, México. Technical report.
- Wong-Loya, J. A., Andaverde, J., and Santoyo, E. (2012). A new practical method for the determination of static formation temperatures in geothermal and petroleum wells using a numerical method based on rational polynomial functions. *Journal of Geophysics and Engineering*, 9(6):711–728.
- Xia, J., Miller, R. D., Yixian, X., Yinhe, L., Chao, C., Liu, J., Ivanov, J., and Zeng, C. (2009). High-Frequency Rayleigh-Wave Method. *Journal of Earth Science*, 20(3):563–579.