



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

DISTRIBUCIÓN DE FLUIDOS Y FRACTURAS EN SISTEMAS HIDROTERMALES
UTILIZANDO TOMOGRAFÍAS SÍSMICAS 3D: CASO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO
TINGUIRIRICA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

CAMILO MANUEL VERGARA DASKAM

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
DIANA COMTE SELMAN
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

SANTIAGO DE CHILE
2016

DISTRIBUCIÓN DE FLUIDOS Y FRACTURAS EN SISTEMAS HIDROTERMALES UTILIZANDO TOMOGRAFÍAS SÍSMICAS 3D: CASO DEL COMPLEJO VOLCÁNICO TINGUIRIRICA

La aplicación de tomografías sísmicas en sistemas volcánicos e hidrotermales permite inferir propiedades físicas y litológicas del área estudiada a partir de la distribución 3D de velocidades sísmicas y sus variaciones. Sin embargo, la interpretación en general es ambigua porque son varios los factores químicos y mecánicos que controlan las velocidades de ondas sísmicas. En esta memoria se plantea que es posible identificar zonas saturadas con distintos tipos de fluido, arcillas y/o fracturas en sistemas hidrotermales a partir de los valores de velocidades de ondas P y S de una tomografía sísmica 3D utilizando criterios cuantitativos. Al contrastar los modelos obtenidos con información geológica disponible es posible mejorar la comprensión de su dinámica, determinando la geometría y la relación espacial entre las estructuras y los reservorios asociados al sistema volcánico-hidrotermal.

En este trabajo se estudia el Complejo Volcánico Tinguiririca (CVT), ubicado en la Zona Volcánica Sur Transicional, en Los Andes de Chile central. Es un sistema volcánico-hidrotermal activo que se compone de tres estratovolcanes además de varios conos de escoria y manifestaciones termales alineados a lo largo de 20 km en dirección NNE, cerca de la traza principal del sistema de fallas El Fierro.

Para cuantificar las variaciones de V_p , V_s y el módulo de Poisson (σ) causadas por la presencia de distintos tipos de fluido se utilizó un modelo de inclusiones de fluido con geometría de esferoide oblato. La principal conclusión obtenida es que estudiar las variaciones de dVs en conjunto con los módulos de Poisson obtenidos de una tomografía sísmica en un sistema hidrotermal posibilita distinguir zonas con distintos tipos de fluido (fundido, agua y/o gases), fracturamiento y arcillas. Utilizando estos resultados, se desarrolló un método que permite clasificar los datos y visualizar en 3D la distribución de las zonas antes definidas

Al aplicar la metodología propuesta a la tomografía sísmica de Pavez et al. (2016) en el Complejo Volcánico Tinguiririca, se identificaron zonas con distintas propiedades petrofísicas en el área estudiada. Las principales son: en la zona noroeste existe un volumen con alteración hidrotermal y fracturas con arcillas; en el suroeste, se observa un cuerpo con fracturas secas, que representa la zona de daño del sistema de fallas El Fierro. Al oeste, se identificó un posible reservorio magmático compuesto de diques y saturado de volátiles, y al suroeste una zona saturada con agua, cerca de las Termas del Flaco. Esta distribución, tras contrastarse con información geológica y geofísica de otras fuentes, permitió establecer los principales rasgos de la dinámica del sistema volcánico e hidrotermal. Se propone la existencia de fluidos primarios producidos por desgasificación de un reservorio magmático. Éstos ascienden a través de diques y fracturas asociadas a la zona de daño del sistema de fallas El Fierro. Al sur, el sistema tiene una zona dominada por líquidos, y al norte una zona dominada por vapor, con alteración hidrotermal y arcillas bajo los volcanes y las manifestaciones termales solfatáricas.

La aplicación del método desarrollado aquí supone una mejora en la interpretación de tomografías sísmicas en sistemas volcánicos e hidrotermales, debido a que permite detectar zonas con fluidos, arcillas, fundido y fracturas utilizando un enfoque cuantitativo, con criterios de clasificación basados en modelos numérico-elásticos.

No creas en algo simplemente porque está escrito en tus libros o porque tu maestro te lo ha dicho, primero observa y analiza. Si encuentras que es razonable y conduce al bien de uno y de todos, entonces acéptalo y vive con ello.

El Buda

AGRADECIMIENTOS

Termina una etapa de altos y bajos. Lo que rescato es lo mucho que he aprendido, y creo que ese es el objetivo. En esta página quiero agradecer a quienes me han enseñado y han hecho posible este trabajo.

A los profesores:

Agradezco haber estado en clases con grandes docentes, que han sido claves en mi formación académica, como Francisco Hervé, Mario Vergara, Ángel Castruccio, Miguel Ángel Parada, Martin Reich, y muchos otros. En especial, tengo que nombrar a los dos que contribuyeron invaluablemente en el desarrollo de esta memoria.

Francisco Gutiérrez, el guía. Te agradezco por la fe que has tenido en mí, por compartirme tus conocimientos y por siempre empujarme a ir un poco más allá. ¡Muchas gracias!

Diana Comte, que, pese a no conocer tanto, me ha enseñado mucho en poco tiempo. Gracias por la sinceridad, la disponibilidad constante y por hacer mejorar notablemente este trabajo.

A los amigos:

Gracias a todos los que han estado presentes y han sido parte de esta larga carrera. En especial, a los que han aportado directamente en la realización de este trabajo: Ignacio (Passs) y Julio (negro, te banco a morir). Contra todo pronóstico, lo logramos.

Otros amigos que merecen mención especial, por sus apoyo y buena onda: Los del vóley (Álvaro, Nico y los cabrones), los de plan común (Naxito y varios más) y los de geo (Vicente, LC y LCH).

A la familia:

El gran pilar en el que siempre me he apoyado, lo que nunca terminaré de agradecer.

La mamá, nada que reprochar. Gracias por el apoyo y amor a toda prueba, definitivamente no sé si madre e hijo se pueden querer más.

El Nuno, mi padre. Gracias por el inmenso amor que tienes por mis hermanos y por mí. Te admiro por la calidad de persona que demuestras ser cada día.

Los hermanos. Son muchos, no cabría todo lo que me gustaría escribir a cada uno, así que me encargaré de decírselos en persona. Gracias Nata (gracias por regalarnos a Zara y a Gabo), Jorge, Cristóbal, Estefi, Emi, Samuel, Melisa, y mi hermana del alma, Kathy. Los quiero mucho y espero que lo tengan claro.

La segunda familia, los Tormo. Gracias por adoptarme, los quiero mucho. Mención especial para la suegra. Eterna gratitud por la confianza y el cariño.

Para terminar, lo mejor. La compañera de vida, Camila. Mi polola, mi mejor amiga y mi complemento. Te amo y te agradezco por todo, no imagino esta historia sin ti.

Por esto y mucho más, les doy gracias.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN.....	i
1 Introducción.....	1
1.1 Formulación del problema	1
1.2 Elección del caso de estudio	1
1.3 Hipótesis de trabajo.....	2
1.4 Objetivos	3
1.5 Metodología	3
1.5.1 Metodología asociada al objetivo específico 1	3
1.5.2 Metodología asociada al objetivo específico 2.....	4
1.5.3 Metodología asociada al objetivo específico 3.....	6
2 Antecedentes y marco teórico.....	7
2.1 Propiedades físicas y elásticas de las rocas	7
2.1.1 Elasticidad lineal.....	7
2.1.2 Constantes elásticas	8
2.1.3 Densidad	10
2.2 Factores que controlan las velocidades sísmicas	11
2.2.1 Litología	11
2.2.2 Presión	13
2.2.3 Temperatura y fusión parcial.....	15
2.2.4 Fracturas y saturación de fluido	17
2.3 Tomografía sísmica en sistemas volcánicos y geotermales	21
2.3.1 Interpretación de tomografías sísmicas	23
3 Caso de estudio: Complejo Volcánico Tinguiririca	26
3.1 Antecedentes generales	26

3.2	Marco geológico local	29
3.3	Actividad termal en el CVT	32
3.4	Geología estructural.....	34
3.4.1	Datos a analizar: tomografía sísmica pasiva del CVT	36
4	Resultados y discusiones	38
4.1	Constantes elásticas y velocidades sísmicas.....	38
4.1.1	Efecto de la Presión.....	41
4.2	Modelos de inclusión de fluidos	44
4.2.1	Resumen y limitaciones del modelo	47
4.3	Clasificación de los datos.....	49
4.4	Distribución de fluidos y fracturas en 3D	51
4.5	Validación de resultados.....	53
4.5.1	Presencia y distribución de arcillas	54
4.5.2	Subsidencia y origen del fracturamiento.....	56
4.6	Comparación con el modelo existente en el CVT	58
4.7	Comentario acerca del aporte.....	60
5	Conclusiones	61
6	Bibliografía.....	63

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Formulación del problema

En el estudio de los sistemas volcánicos e hidrotermales activos, caracterizar su estructura y dinámica requiere de la integración de información geológica y geofísica. Para estos efectos, uno de los métodos más utilizados es la tomografía sísmica, una rama de la geofísica que solo en las últimas décadas ha revolucionado el entendimiento que se tiene de las características, la geometría y los mecanismos que gobiernan los sistemas volcánicos e hidrotermales en profundidad (Koulakov, 2009). Además, es una herramienta útil para estimar los volúmenes y la distribución de los fluidos en profundidad, contribuyendo a cuantificar el peligro volcánico y el potencial geotérmico de un área determinada (Dawson et al., 2016).

Una de las aplicaciones de la tomografía sísmica es inferir propiedades físicas y litológicas de las rocas de las áreas estudiadas a partir de la distribución 3D de velocidades de ondas sísmicas y sus variaciones. La dificultad de su interpretación está dada por la no unicidad de las soluciones, lo que se debe principalmente a que rocas con propiedades físicas y elásticas distintas pueden entregar valores de velocidades de ondas P y de ondas S similares. De hecho, las velocidades por si solas no son un indicador muy sensible a las diferencias entre distintas rocas. Debido a esto se suele utilizar la razón V_p/V_s (o equivalentemente el módulo de Poisson), ya que diversos autores concluyen que entrega información valiosa acerca de las características físicas del medio (*e.g.* Sanders et al., 1995; De Matteis et al., 2008).

Por otro lado, la física de rocas y las teorías poro-elásticas constituyen herramientas que permiten cuantificar el efecto de las variables químicas y mecánicas que controlan las velocidades de ondas sísmicas de un medio utilizando modelos y ecuaciones relativamente simples. Sin embargo, existen pocos trabajos que utilicen este tipo de métodos para interpretar de forma cuantitativa resultados de tomografías sísmicas (*e.g.* Nakajima y Hasegawa, 2003). Si se establece este vínculo entre física de rocas y modelos tomográficos, y esos resultados además se contrastan con datos geofísicos e información geológica, indudablemente se puede mejorar la interpretación de tomografías utilizando una base cuantitativa.

1.2 Elección del caso de estudio

En los Andes de Chile existen más de 100 estratovolcanes de edad Pleisto-Holoceno, además de grandes complejos volcánicos y calderas gigantes de los cuales cerca de 60 han mostrado actividad eruptiva en el Holoceno (Stern *et al.*, 2007). El contexto geodinámico de subducción en el que se encuentran los hace un lugar ideal para el estudio de estos sistemas debido a la gran cantidad de manifestaciones geotermales, alta actividad sísmica y la presencia de volcanismo activo. Pese a lo anterior, los volcanes de Chile Central han sido muy poco estudiados, sobre todo desde el punto de vista de una tomografía sísmica. Una de las excepciones es el Complejo Volcánico Tinguiririca (CVT), un sistema volcánico-

hidrotermal activo que ha demostrado promisorios resultados en cuanto a su potencial geotérmico en sus campañas de exploración (Clavero *et al.*, 2011).

En el CVT se han realizado diversos estudios que han entregado valiosa información geológica y geofísica, lo que lo convierte en un caso de estudio interesante. Existen, además de información geológica de superficie: perfiles estructurales, un modelo magnetotelúrico (MT-TDEM), un pozo delgado profundo, datos de subsidencia obtenidos con interferogramas, mediciones geoquímicas en manifestaciones termales y una tomografía sísmica local (Arcos, 1987; Tapia, 2015; Polanco *et al.*, 2011; Pritchard *et al.*, 2013; Benavente, 2015; Pavez *et al.*, 2016).

En este estudio se analiza la tomografía sísmica pasiva obtenida por Pavez *et al.* (2016) a partir de los datos sismológicos publicados por Lira (2011) en el CVT, de donde se obtuvo un modelo 3D de velocidades de onda P y S además de la razón entre ellas (V_p/V_s). Pavez *et al.* (2016) utilizaron estos resultados para construir un modelo conceptual del sistema hidrotermal que considera la posible distribución de fluidos, las principales estructuras y su relación con las expresiones termales en superficie. Para ello utilizaron un enfoque complementario, aplicado por primera vez en un sistema de los Andes de Chile, que considera datos de geología estructural, manifestaciones termales y la distribución de las velocidades sísmicas observadas en la tomografía. El modelo conceptual de Pavez *et al.* (2016) explica la dinámica del sistema hidrotermal y su relación con las estructuras dominantes. Además, es concordante con los rasgos geológicos presentes en el área estudiada. Sin embargo, en general la interpretación de sus resultados se basa en criterios cualitativos.

En esta memoria se desarrolla y aplica un método que complementa y refina el análisis de Pavez *et al.* (2016), intentando interpretar de forma cuantitativa los resultados de su tomografía sísmica. Finalmente, la idea es mejorar el entendimiento de este sistema volcánico-hidrotermal activo de los Andes.

1.3 Hipótesis de trabajo

Los volcanes y sus manifestaciones termales asociadas, se deben considerar como expresiones superficiales de procesos que ocurren en profundidad. Los tres componentes necesarios para explicar la existencia de un sistema de este tipo son: Una fuente de calor, fluidos y permeabilidad (Gunnarsson y Aradóttir, 2014). En particular, las características y la distribución de las manifestaciones termales en Los Andes (*e.g.* volcanes, manantiales calientes, manantiales fríos, piscinas burbujeantes y fumarolas) indican que la permeabilidad está generalmente controlada por el fracturamiento asociado a estructuras profundas del basamento (Benavente, 2015; Pavez *et al.*, 2016).

La aplicación de tomografías sísmicas en este contexto permite delinear anomalías de velocidades de ondas sísmicas que se pueden correlacionar con atributos petrofísicos del medio. Si lo anterior se logra, será posible caracterizar las partes del sistema estudiado. Sin embargo, debido a que son varios los factores que afectan las velocidades de ondas

sísmicas, es necesario identificar los rangos de valores asociados a la presencia de una fuente de calor, fluidos hidrotermales, permeabilidad y/o fracturamiento.

Entonces, la hipótesis fundamental de este estudio es que *es posible determinar la distribución de fracturas y distintos tipos de fluidos en un sistema volcánico-hidrotermal a partir de los valores de velocidades P y S obtenidos de una tomografía sísmica*. Con ello se puede mejorar el entendimiento de la dinámica de los sistemas en profundidad de manera cuantitativa, delineando la extensión y geometría de posibles estructuras y reservorios de tipo magmático y/o hidrotermal.

Además, para el Complejo Volcánico Tinguiririca, una hipótesis específica es que la dinámica del sistema volcánico-hidrotermal está controlada por la presencia de fracturas asociadas al sistema de fallas El Fierro. Esto genera la permeabilidad que permite el ascenso de los fluidos magmáticos y/o hidrotermales hasta la superficie, lo que se debe reflejar en la distribución de valores de V_p y V_s del modelo tomográfico.

1.4 Objetivos

El **objetivo principal** de este estudio es *determinar la distribución espacial de los fluidos y del fracturamiento en un sistema volcánico-hidrotermal a partir de los valores de velocidades P y S determinados de una tomografía sísmica 3D*; y con ello mejorar el entendimiento de la geometría y la dinámica de un sistema activo.

Complementariamente, los **objetivos específicos** son:

1. Identificar los factores que controlan las variaciones en las velocidades de las ondas P y S en una roca, tales como: presión, temperatura, litología, presencia de fluidos, porosidad, alteración hidrotermal y fracturamiento.
2. Reconocer valores asociados a anomalías de velocidades de ondas P y S en la tomografía sísmica que se expliquen por la presencia de fases fluidas (magma, agua o gases), porosidad y/o fracturamiento.
3. Determinar la geometría y la relación espacial entre las estructuras y los reservorios asociados al sistema volcánico-hidrotermal, en caso de existir.

1.5 Metodología

1.5.1 Metodología asociada al objetivo específico 1

- Cálculo de las propiedades elásticas del volumen tomográfico del área estudiada con las ecuaciones de elasticidad lineal e isotrópica a partir del modelo de velocidades de ondas P y S del CVT (Sheriff y Geldart, 1995; Jaeger et al., 2007). La densidad se estima a partir de V_p con el modelo polinomial de Brocher (2005).

- Cuantificación del efecto de los factores que controlan las variaciones en las velocidades V_p y V_s a través de una recopilación bibliográfica de modelos teóricos y mediciones de laboratorio (*e.g.* Sanders et al., 1995). Para estudiar el efecto de la presión, se determinan las relaciones de velocidad con presión hidrostática de Ji et al. (2007), además de analizar el efecto de la presión en distintas propiedades elásticas y sísmicas.
- Identificación de las litologías dominantes utilizando como referencia datos de velocidades sísmicas y propiedades elásticas de rocas cristalinas y sedimentarias de la corteza (Christensen (1996) y Mavko *et al.* (2009) respectivamente).
- El efecto de la inclusión de fluidos y fracturas en los módulos elásticos efectivos de una roca se calcula con las ecuaciones poroelásticas de Schmeling et al. (2012) y Schmeling (1985) en la aplicación de Matlab ModVisc, utilizando un modelo de esferoide oblatado. Este código permite resolver las ecuaciones para un medio poroso o fracturado con la inclusión de distintos tipos de fluido en un entorno interactivo GUI.

Los parámetros de entrada de las ecuaciones poro-elásticas son: K_o y μ_o , los módulos elásticos intrínsecos de la matriz de roca; K_f , el módulo de incompresibilidad de la fase fluida; ρ_o , la densidad de la matriz y $\Delta\rho$, la diferencia entre la densidad de la matriz y la de la fase fluida. Dependiendo de la geometría elegida, se puede ajustar la razón de aspecto y el nivel de interconexión entre los poros (nivel de “relajación” del sistema), además de la fracción mínima y máxima de fluido que se requiera modelar. Como las ecuaciones se deben resolver de manera implícita (Schmeling, 1985), se utilizan métodos numéricos con un algoritmo robusto que permite establecer valores iniciales arbitrarios (Schmeling et al., 2012).

- Con las curvas obtenidas con los modelos anteriores se propone una regla de clasificación que permite diferenciar los datos que corresponden a rocas compactas y los que están afectados por la presencia de distintos de fluidos, por fracturas, alteración hidrotermal o por combinaciones entre estos factores.

1.5.2 Metodología asociada al objetivo específico 2

- El estudio de las tendencias e identificación de anomalías en las propiedades elásticas del modelo tomográfico se realiza mediante un análisis estadístico y gráfico siguiendo el método de Bauer (2003), relacionando los pares de parámetros (σ , dV_p) y (σ , dV_s). Para esto se utiliza una función de densidad de probabilidad gaussiana en dos dimensiones (fdp), lo que permite identificar valores más probables, patrones de variación y anomalías.

1.5.2.1 Función de densidad de probabilidad

Para cada bloque de la tomografía, se puede estimar σ_i y dV_i (con errores $\delta\sigma_i$ y δdV_i) a partir de la función de densidad de probabilidad f_{dp_i} dada por:

$$fdp_i(\sigma, Vp) = \frac{1}{2\pi\delta\sigma_i\delta Vp_i} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{(\sigma - \sigma_i)^2}{\delta\sigma_i^2} + \frac{(Vp - Vp_i)^2}{\delta Vp_i^2}\right)\right] \quad (1)$$

Donde se asume una distribución normal del error. Esta ecuación es aplicable a cualquier par de parámetros elásticos o sísmicos.

Para ilustrar la fdp_i en contexto, en la figura 1 se muestra la densidad de probabilidad para un bloque individual en el espacio Vp - Vs . En general, pequeñas incertidumbres producen una densidad con un máximo de probabilidad alto y una caída de alta pendiente. Por el contrario, para un dato con un error alto, la superficie es más plana y de pendiente suave.

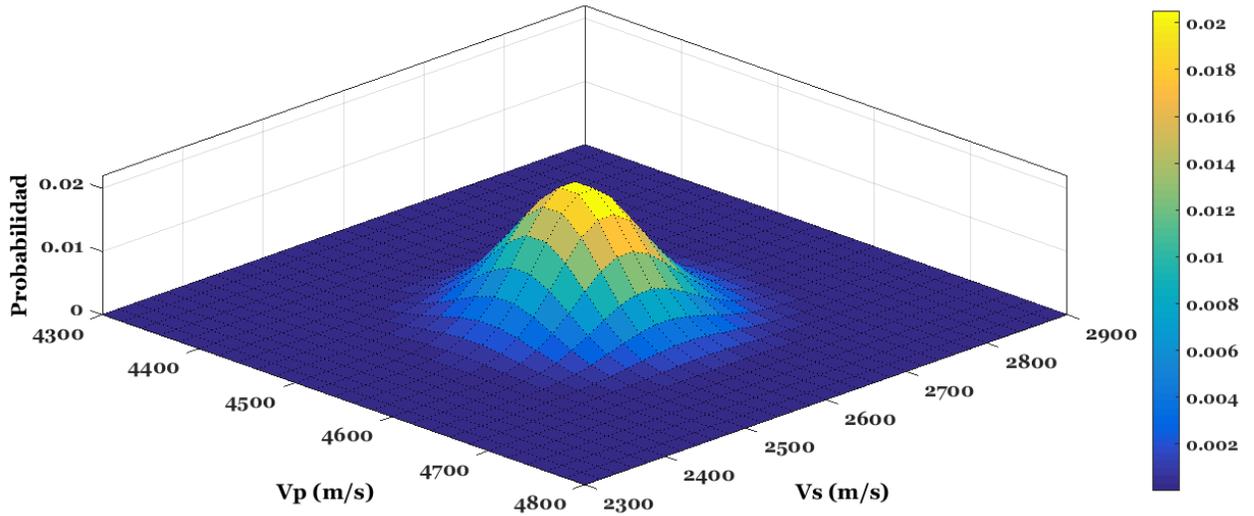


Figura 1: Ejemplo de función de densidad de probabilidad para un bloque del modelo tomográfico en el espacio paramétrico (Vp , Vs). El error en este ejemplo es exageradamente alto con fines ilustrativos.

La fdp que considera la contribución de los n bloques del modelo se determina con la expresión:

$$fdp(\sigma, dV) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n fdp_i(\sigma, dV) \quad (2)$$

En esta función las altas amplitudes indican valores más frecuentes en el espacio paramétrico, por lo que permite agrupar los valores en clases y se pueden identificar los datos anómalos.

1.5.3 Metodología asociada al objetivo específico 3

Para construir el modelo en 3D se remapean las clases identificadas anteriormente en el volumen de la tomografía sísmica inicial en dos pasos, utilizando el programa Matlab:

- Primero se testea la pertenencia de cada nodo de la grilla a los grupos antes identificados. Para esto se define una función *identificador* (C^p) para cada clase p . Entonces para el i -ésimo dato de la tomografía se tiene:

$$C_i^p(\sigma_i, dVs_i) = m_i \quad (3)$$

Donde $m_i = 1$ si el i -ésimo dato pertenece a la clase p . En otro caso, $m_i = 0$.

- Para visualizar la distribución de los datos de cada clase en el volumen de la tomografía inicial, se define una superficie que encierra los nodos de la grilla pertenecientes a esa clase. Para esto se utiliza un algoritmo que interpola los valores de C^p en el volumen de la tomografía. Luego se genera una iso-superficie (función *isosurface*) que incluye los valores de C^p “interpolada” iguales a 0.6 (implementado en un código Matlab).
- Para validar el modelo e interpretar geológicamente los volúmenes obtenidos se contrastan los resultados con la información geológica y geofísica disponible.

2 ANTECEDENTES Y MARCO TEÓRICO

2.1 Propiedades físicas y elásticas de las rocas

La utilización de tomografías sísmicas en sistemas volcánico-hidrotermales entrega evidencia de la naturaleza heterogénea de la corteza superior. En particular, Los Andes presentan abundantes manifestaciones geotermales, centros volcánicos, y un complejo contexto estructural y tectónico. Por esto se infiere que las características de las rocas pueden variar significativamente en cortas distancias.

En esta sección se describen las bases de la teoría de elasticidad lineal utilizada para relacionar las velocidades de las ondas sísmicas con los módulos elásticos de un medio. El objetivo de inferir las propiedades petrofísicas de la roca a partir de las velocidades de las ondas P y S, considerando los principales factores que gobiernan sus variaciones.

2.1.1 Elasticidad lineal

La parte lineal de la Ley de Hooke describe la relación entre el esfuerzo y la deformación a la que está siendo sometido un material elástico. En su formulación general, la relación esfuerzo-deformación es una ecuación tensorial de la forma:

$$E_{ik} = C_{iklm}\varepsilon_{lm} \quad (4)$$

Donde E_{ik} es el tensor de esfuerzos,
 ε_{lm} es el tensor de deformación,
 C_{iklm} es el módulo elástico o tensor de rigidez.

La mayoría de las veces las rocas son medios anisótropos debido a la presencia de laminaciones, fracturas orientadas, foliación, alineación de cristales, simetría, entre otros factores (Ji et al., 2010), por lo que las velocidades sísmicas varían de acuerdo a la dirección de propagación. Sin embargo, en este trabajo se ignora ese efecto y se tratan las rocas como un medio isótropo y lineal; de otra manera los modelos se hacen muy complejos y difíciles de interpretar (Sheriff y Geldart, 1995). Por ejemplo, los feldespatos, que son los minerales más abundantes de la corteza terrestre, pertenecen a los sistemas triclinicos o monoclinicos, con 21 y 13 constantes elásticas respectivamente (Christensen, 1996).

En estudios teóricos y experimentales previos (*e.g.* Ji et al 2003, Wang and Ji, 2009) se ha concluido que al utilizar las velocidades V_p y V_s promedio para las todas direcciones de propagación se obtienen resultados muy similares al del caso isótropo, incluso para rocas que son altamente anisótropas (Ji et al., 2010). El supuesto básico de la elasticidad lineal es que las componentes de los esfuerzos son combinaciones lineales de las componentes de la deformación (Jaeger et al., 2007).

Asumiendo el caso isótropo y lineal, el número de constantes independientes se reduce a dos, y el tensor de rigidez toma la forma:

$$\begin{bmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{11} & c_{12} & 0 & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{12} & c_{11} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{44} \end{bmatrix}$$

Con $c_{12} = c_{11} - 2c_{44}$

De esta forma se definen los llamados parámetros de Lamé, λ y μ :

$$c_{11} = \lambda + 2\mu, \quad c_{12} = \lambda, \quad c_{44} = 2\mu$$

Con lo que la Ley de Hooke se puede escribir como:

$$\begin{bmatrix} \sigma_{11} \\ \sigma_{22} \\ \sigma_{33} \\ \sigma_{12} \\ \sigma_{13} \\ \sigma_{23} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 2\mu \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \varepsilon_{11} \\ \varepsilon_{22} \\ \varepsilon_{33} \\ \varepsilon_{12} \\ \varepsilon_{13} \\ \varepsilon_{23} \end{bmatrix} \quad (5)$$

2.1.2 Constantes elásticas

A cualquier parámetro que mide la razón entre una componente de deformación y una componente de esfuerzo se le llama genéricamente “constante elástica”. Es importante notar que el estado de esfuerzos y deformación en el que se encuentra un material isótropo y lineal queda completamente caracterizado con la determinación de dos constantes elásticas independientes, pese a que se pueden definir muchas más. En otras palabras, en el caso isótropo y lineal se necesitan solo dos constantes elásticas para escribir la ley de Hooke (Jaeger et al. 2007).

Una constante elástica es el primer parámetro de Lamé (λ). No tiene un significado físico directamente interpretable, pero relaciona esfuerzos y deformaciones en direcciones perpendiculares (Ji et al., 2010). Esto queda ilustrado en el caso particular de deformación

uniaxial, donde $\varepsilon_1 \neq 0$ y $\varepsilon_2 = \varepsilon_3 = 0$ (en otras palabras, no hay desplazamientos en el eje x): Se obtiene que $\lambda = \sigma_2 / \varepsilon_1 = \sigma_3 / \varepsilon_1$. Según Ji et al. (2010), λ está relacionado con la incompresibilidad del medio y contiene información importante acerca de la resistencia al cambio de volumen provocado por un cambio de presión.

El módulo de corte (μ , *shear modulus*) o segundo parámetro de Lamé indica la resistencia a un esfuerzo de corte simple, que produce un cambio en la forma manteniendo el volumen constante. En un fluido no viscoso, $\mu=0$ (Sheriff y Geldart, 1995), con lo que $\lambda=K$.

Los parámetros de Lamé se pueden calcular directamente utilizando las velocidades de ondas compresivas y de corte (V_p y V_s respectivamente), cuando además se conoce la densidad (ρ), utilizando las siguientes ecuaciones:

$$\mu = \rho V_s^2 \quad (6)$$

$$\lambda = \rho(V_p^2 - 2V_s^2) \quad (7)$$

De acuerdo a lo anterior y, según lo que muestra Ji et al. (2010), λ y μ conforman una parametrización fundamental de las velocidades de onda sísmica para extraer información acerca de la composición y estructura de la corteza terrestre. Sin embargo, existen pocos trabajos que reporten datos de λ a pesar de ser una propiedad intrínseca e invariante de los medios elásticos bajo condiciones definidas (Christensen, 1966; Ji et al., 2010).

El coeficiente, razón o módulo de Poisson (σ) es el cociente negativo entre la deformación lateral y la deformación axial en un estado de esfuerzo uniaxial. Para calcular σ se utiliza la siguiente ecuación, que define el módulo de Poisson dinámico a partir de la razón V_p/V_s :

$$\sigma = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{(V_p/V_s)^2 - 1} \right] \quad (8)$$

La interpretación de los valores de esta constante se ha basado, según varios autores, en el supuesto de que el módulo de Poisson de una roca depende principalmente de la cantidad de SiO_2 (donde las rocas más máficas tienen σ mayor) y del contenido de fluidos (Wang y Ji, 2009; Christensen, 1996; Schmeling et al., 2012). Es una constante adimensional que teóricamente puede tomar valores entre -1 y 0.5. Sin embargo, las rocas tienen valores que van desde 0.05 a 0.45 (Mavko et al, 2009). Por definición, los líquidos no tienen resistencia al corte, por lo que teóricamente $V_s=0$ y $\sigma=0.5$ para un fluido ideal (ecuación 8). Una cualidad importante es que el módulo de Poisson es la única constante elástica de las descritas que no depende directamente de la densidad.

El módulo de incompresibilidad (K , *bulk modulus*), se define como la razón entre el esfuerzo hidrostático y la deformación volumétrica. En otras palabras, indica el aumento de presión requerido para causar una disminución unitaria de volumen. Se relaciona con los parámetros de Lamé a través de la ecuación 9:

$$K = \lambda + \frac{2\mu}{3} \quad (9)$$

El Módulo de Young (E) es la razón entre el esfuerzo y la deformación en un estado de uniaxial. Se calcula con la siguiente ecuación (10), a partir de las velocidades de onda P y S además de ρ :

$$E = \rho V_s^2 \left[\frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{V_p^2 - V_s^2} \right] \quad (10)$$

Para la mayoría de las rocas, E, K y μ tienen valores entre 20 a 120 GPa, siendo normalmente $E > K > \mu$ (Sheriff y Geldart, 1995).

2.1.3 Densidad

Para calcular las constantes elásticas de las rocas utilizando las ecuaciones del apartado anterior, son necesarios tres parámetros: V_p , V_s y ρ , de los cuáles el último es el único que no se obtiene de las tomografías sísmicas. Una forma de estimar la densidad a partir de V_p es la curva empírica de Nafe-Drake (Ludwig et al., 1970, figura 2), que relaciona ambos valores gráficamente y que Brocher (2005) entrega como regresión polinomial (ecuación 13) válida para valores de V_p entre 1.5 y 8.5 km/s:

$$\rho \left(\frac{g}{cm^3} \right) = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (13)$$

La relación se considera válida para las rocas de la corteza terrestre, aunque podría ser más apropiada para márgenes continentales activos (Brocher, 2005) como es el caso de Los Andes.

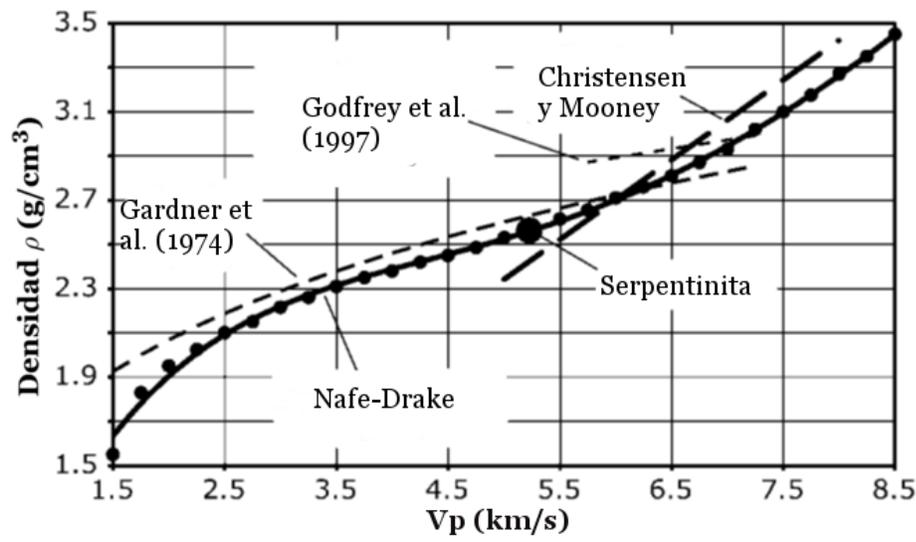


Figura 2: Curva de Nafe-Drake (Ludwig et al., 1970) que permite estimar la densidad a partir de la velocidad de onda P utilizando la ecuación 13. Además, se muestran otras curvas publicadas como comparación (más detalles en Brocher, 2005).

2.2 Factores que controlan las velocidades sísmicas

Las velocidades de onda P y S, además de las propiedades elásticas de las rocas, se ven afectadas por diversos parámetros físicos como la litología (Christensen, 1996), la porosidad y la geometría de los poros (Takei, 2002), las fracturas, el nivel de saturación y tipo de fluido (Watanabe, 1993), la presencia de fusión parcial (Zheng et al., 2013), la temperatura, la presión, alteración, y distintas combinaciones entre ellos (Sanders et al., 1995).

Para poder interpretar los resultados de una tomografía sísmica y entender cómo afecta cada uno de los factores antes nombrados a las velocidades de ondas sísmicas, es necesario compararlos con observaciones teóricas o resultados de mediciones de laboratorio. A continuación, se detalla el efecto que cada uno de estos factores tiene en las velocidades de las ondas P y S.

2.2.1 Litología

Como se indicó anteriormente, las velocidades de ondas P y S no son un indicador muy sensible a cambios litológicos. Esto se debe a que, en general, rocas de características y composiciones distintas muestran valores de velocidades en rangos muy similares, como se evidencia al estudiar la figura 3 (Schön, 2011). Por otro lado, diversos autores han propuesto que el análisis del módulo de Poisson (o la razón V_p/V_s) permitiría discriminar composiciones petrológicas, evitando la no unicidad de las soluciones en términos de V_p y V_s (Wang y Ji, 2009; Christensen, 1996; Brocher, 2005).

En la figura 4 se grafica una compilación de módulos de Poisson y densidades de los principales minerales formadores de roca de la corteza (Ji et al., 2009), de donde se pueden desprender algunas de las interpretaciones litológicas más utilizadas.

El cuarzo y las serpentinas tienen, respectivamente, el más bajo ($\sigma=0.080$) y el más alto ($\sigma=0.345$) módulo de Poisson entre los minerales formadores de roca (Kern, 1979, Watanabe et al., 2007). La calcita también muestra un σ alto ($\sigma=0.32$). Los feldespatos en general tienen alto módulo de Poisson, cercano a 0.3 (Zheng et al., 2013). En la solución sólida de las plagioclasas, el módulo de Poisson aumenta con el contenido de calcio, desde 0.28 (albita) a 0.31 (anortita) (Christensen, 1996). De manera análoga, para los olivinos el módulo de Poisson aumenta con su contenido de FeSiO_3 (Ji et al., 2009).

La contribución de cada constituyente mineral al módulo de Poisson de la roca total se puede analizar, de momento, solo de forma cualitativa, porque no existe una regla de mezcla satisfactoria. En otras palabras, aun no existe un método para determinar σ de una roca compuesta por varios minerales a partir del módulo de Poisson de sus constituyentes y sus volúmenes modales (Ji et al., 2009). Sin embargo, de manera general se han observado las siguientes tendencias para cada tipo de roca:

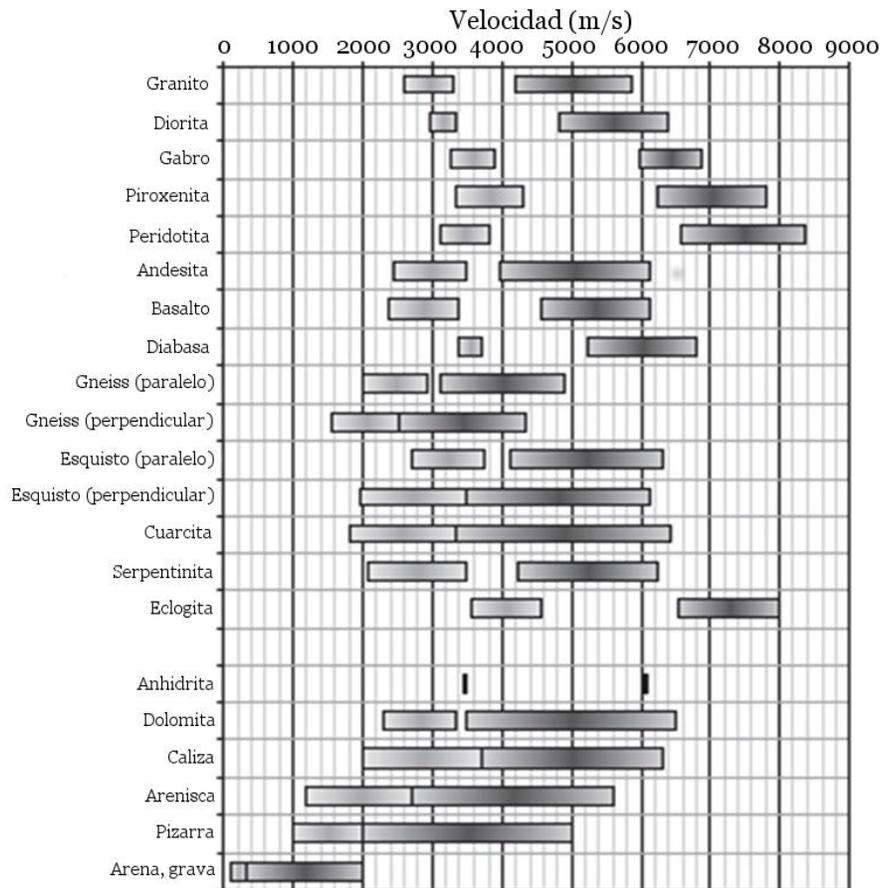


Figura 3: Rangos de Vp (altas) y Vs (bajas) para distintas litologías (Schön, 2011).

- **Rocas metamórficas:** Las variaciones en el módulo de Poisson se correlacionan con cambios en la densidad, aumentando desde gneiss félsico hasta metagabro. Esto se relacionaría directamente con el contenido de cuarzo y feldespatos en las rocas (Tarkov y Vavakin, 1982; Christensen, 1996).
- **Rocas ígneas:** Una roca granítica tiene un módulo de Poisson de ~ 0.24 , que aumenta si se trata de un gabro a ~ 0.29 (Zheng et al., 2013). Lo anterior es debido a que un aumento en el contenido de cuarzo provoca un descenso en σ , mientras que un incremento en el contenido de plagioclasas provoca un aumento en σ . Además, al subir el contenido de plagioclasa anortítica también aumenta de manera menor el coeficiente de Poisson de la roca total. En general, un aumento en el módulo de Poisson puede indicar un cambio de composición félsica a máfica (Ji et al., 2009).
- **Rocas sedimentarias:** En general su módulo de Poisson está controlado por la porosidad, que además hace disminuir Vp y Vs. La influencia de la composición mineral se expresa en términos de la “velocidad de la matriz”, que es la velocidad extrapolada de una roca con porosidad igual a cero (Schön, 2011). Por ejemplo, si

la matriz es de cuarzo (areniscas) el módulo de Poisson es bajo (<0.26), y si es de calcita (calizas), es alto (>0.29), según Gercek (2006).

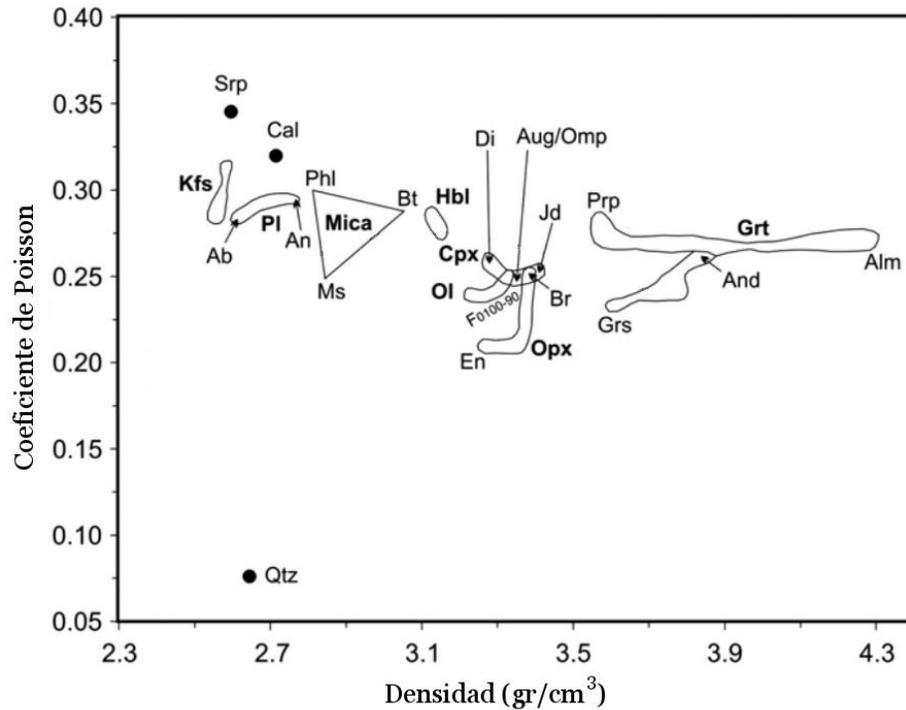


Figura 4: Módulo de Poisson y densidad de los principales minerales formadores de roca. Ab: albita; Alm: almandino; And: andradita; Aug: augita; Br: bronzita; Bt: biotita; Cal: calcita; Cpx: clinopyroxeno; Di: diópsido; En: enstatita; Grs: grosularia; Grt: granate; Hbl: hornblenda; Jd: Jadeita; Kfs: feldepató potásico; Ms: muscovita; Ol: olivino; Omp: onfacita; Opx: ortopiroxeno; Phl: flogopita; Pl: plagioclasa; Prp: piropo; Qtz: cuarzo; Srp: serpentinita (Ji et al., 2009).

Ji et al. (2009) proponen una clasificación general para las rocas de corteza continental utilizando los criterios antes descritos en las variaciones de σ . Se compone de cuatro categorías: Módulo de Poisson bajo ($\sigma < 0.26$), medio ($0.26 \leq \sigma < 0.28$), alto ($0.28 \leq \sigma < 0.30$), y muy alto ($\sigma \geq 0.30$). Los módulos muy altos se encuentran solo en las serpentinitas, calizas y anortositas, que son, en términos generales, agregados monominerales de serpentina, calcita y plagioclasa respectivamente. Esas rocas representan solo una fracción menor de la corteza continental (Rudnick y Gao, 2005). Entonces, cuando ocurre que $\sigma \geq 0.30$ las posibles explicaciones son: (1) Grandes zonas de falla con rocas saturadas de fluidos; (2) sedimentos no consolidados saturados de fluidos acuosos; (3) Corteza continental con intrusiones de magmas máficos derivados del manto; y (4) regiones volcánicas modernas con cámaras magmáticas sobre manto caliente y parcialmente fundido, y fracturas con fundido o diques dentro de la corteza sobre las cámaras magmáticas (Walck, 1988).

2.2.2 Presión

Las mediciones de laboratorio en distintos tipos de roca han mostrado sistemáticamente que las velocidades de ondas P y S aumentan al incrementar la presión hidrostática a la que están sometidas (Ji et al., 2007). En el rango de 0 a 100-200 MPa (equivalente a la

presión hidrostática a ~7.5-15 km de profundidad) el incremento es no lineal. Este efecto es atribuido al cierre progresivo de microfracturas y a los cambios en sus razones de aspecto al aumentar la presión hasta una presión crítica P_c . Al seguir aumentando la presión, comienza un aumento lineal más gradual, lo que refleja la contracción elástica del material ya compactado (Ji et al., 2009). La ecuación 14 describe este comportamiento en función de la presión P mediante un ajuste exponencial, y es aplicable a las velocidades P y S (Ji et al., 2007):

$$V(P) = V_0 + DP - B_0 e^{-\kappa P} \quad (14)$$

Donde V_0 es la velocidad proyectada de una roca compacta, sin poros ni microfracturas a presión cero, que se determina con una extrapolación de la relación lineal velocidad-presión obtenidas a alta presión hasta la presión nula; D es la derivada de la velocidad con respecto a la presión en el régimen lineal; B_0 es la caída de velocidad causada por poros y microfracturas a presión cero y determina la máxima magnitud del aumento de velocidad; κ es la constante de decaimiento de la velocidad, y controla la forma del segmento no lineal de la curva ($P < P_c$), reflejando la facilidad del cierre sucesivo de microfracturas y poros con aumentos en la presión (Wang y Ji, 2009). En la figura 5 se muestra una gráfica esquemática de la ecuación 14 y el significado de sus parámetros.

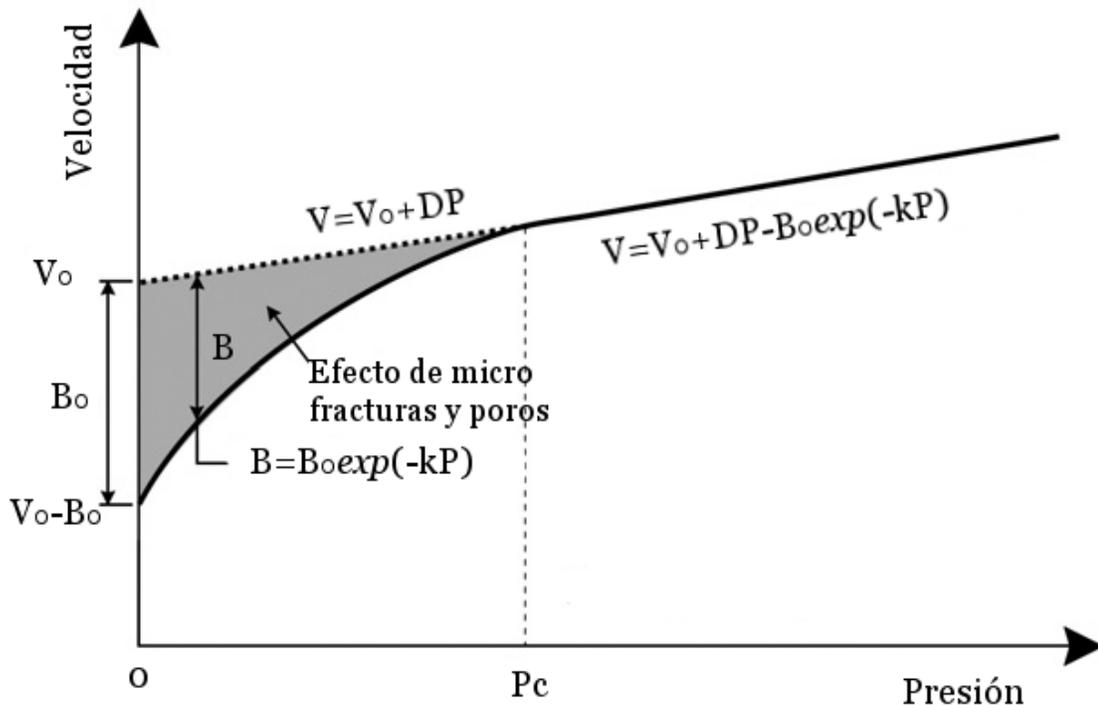


Figura 5: Significado de los parámetros y esquema de la ecuación 14, que relaciona los cambios de velocidad con la presión litostática. El área sombreada ilustra el efecto de cierre de poros y microfracturas (Ji et al., 2009).

Por otro lado, se ha demostrado que la razón V_p/V_s y el módulo de Poisson no son particularmente sensibles a los cambios de presión para rocas con baja porosidad y sin

presencia de fluidos, aumentando levemente o siendo incluso casi constantes para presiones litostáticas a las que están sometidas las rocas de la corteza, como se observa en la figura 6 (Christensen, 1996).

La presión de poro también influye en las propiedades elásticas de las rocas al disminuir la presión efectiva ($P_{efectiva} = P_{confinamiento} - P_{poro}$). Un incremento en la presión de poro tiende a cancelar el efecto de la presión de confinamiento, provocando la apertura de grietas o manteniendo las existentes (Lira, 2011). Dvorkin (1999) demostró con medidas de laboratorio y modelamiento de medios efectivos, que la apertura de grietas inducida por el aumento en la presión de poro conduce a una fuerte disminución de V_p/V_s en rocas vapor-saturadas con respecto a rocas líquido-saturadas (ver sección 2.4.4).

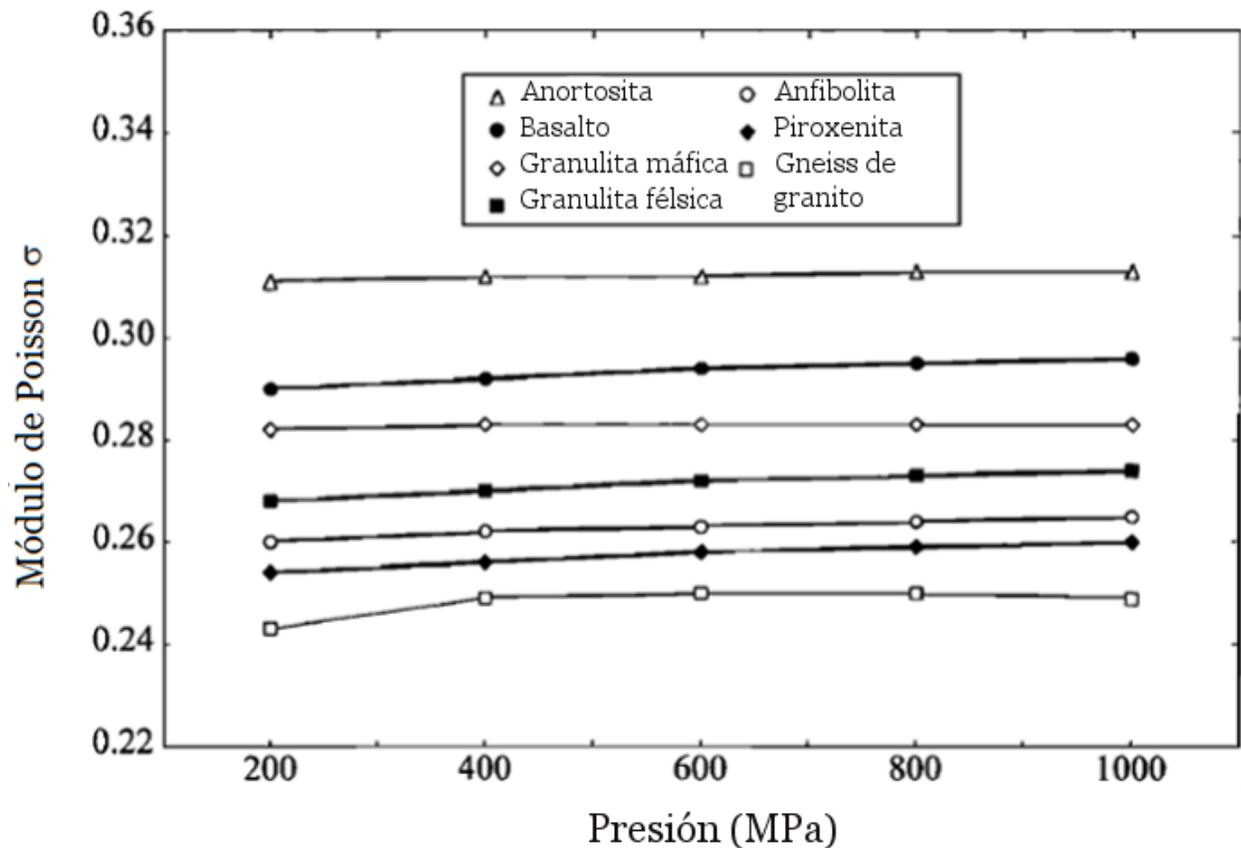


Figura 6: Efecto de la presión en el módulo de Poisson de algunas litologías comunes de la corteza terrestre (Christensen, 1996).

2.2.3 Temperatura y fusión parcial

Los estudios teóricos y experimentales han mostrado que las velocidades de ondas P y S de una roca disminuyen levemente con el aumento de la temperatura (Christensen, 1985). Este efecto es tenue hasta que las temperaturas se acercan al *solidus* de la roca, en un acotado rango en el que se han reportado los mayores cambios de V_p y V_s (Sanders et al., 1995). El módulo de Poisson no muestra un patrón de variación claro con cambios de

temperatura bajo el *solidus* (figura 7) y aumenta rápidamente con la fusión parcial (Hammond y Humphreys, 2000; Kern y Ritche, 1981).

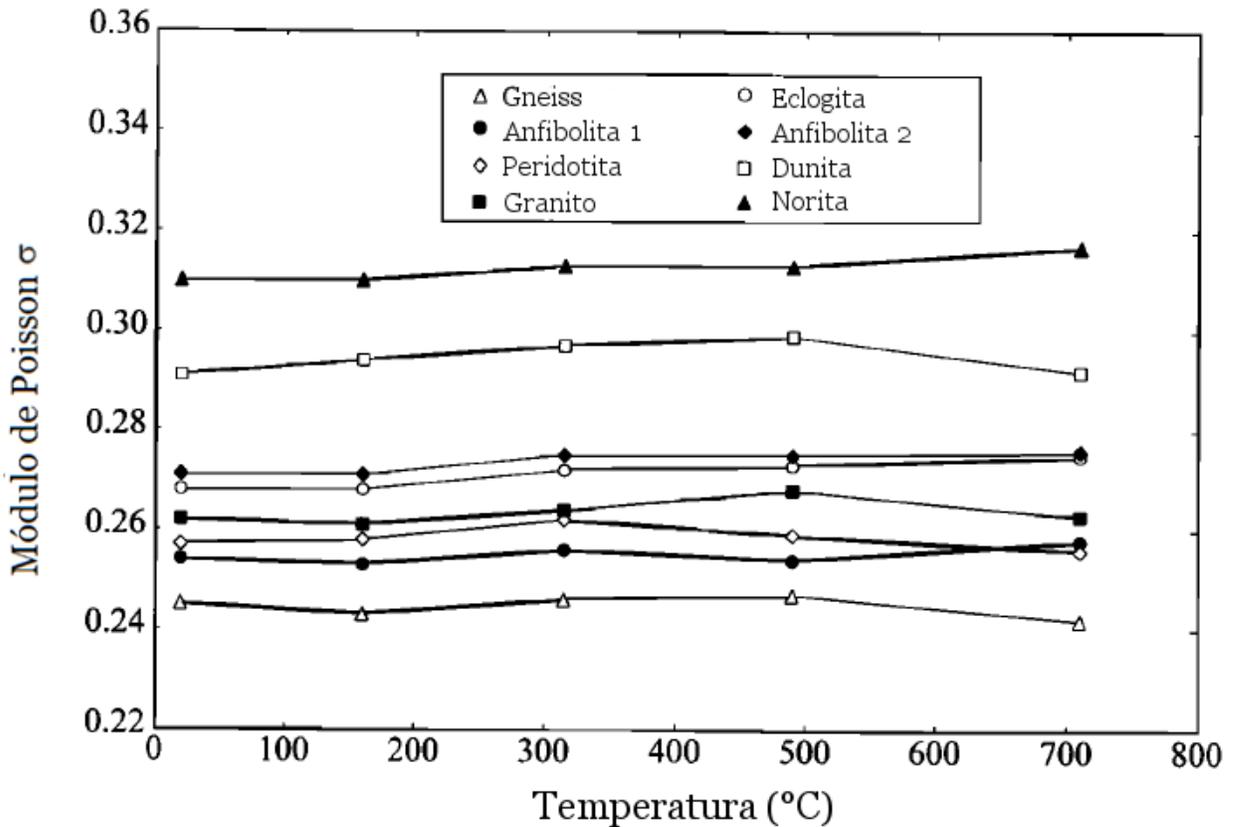


Figura 7: Efecto de la temperatura en el módulo de Poisson para algunas rocas de la corteza a temperaturas *subsolidus* (Kern y Ritche, 1981).

La fusión provoca que V_s caiga más rápido que V_p haciendo aumentar V_p/V_s . Incluso, si una roca estuviera completamente fundida, la velocidad de onda S debería disminuir en un 100% (Lees, 2007) y V_p disminuye cerca de un 50% (Sanders et al., 1995). Por ejemplo, la presencia de un 10% de fusión parcial produce un cambio en V_p de 10-40%, mientras que en V_s disminuye en un 20-100% (Iyer y Dawson, 1993). Según Zheng et al. (2013) una roca granítica con 5% de fusión parcial aumentaría su razón V_p/V_s a 1.9 y σ hasta 0.31. Resultados similares se han obtenido en aleaciones a presión atmosférica (Mizutani y Kanamori, 1964), donde cerca del *solidus* V_s disminuye hasta cuatro veces más rápido que V_p .

En un modelo teórico de Hammond y Humphreys (2000) también se muestra que V_p/V_s aumenta rápidamente con la fusión parcial, y es prácticamente constante a temperaturas bajo el *solidus*. Por ejemplo: si $F^1=3\%$, un aumento de 1°C incrementa V_p/V_s en 3.5%, en cambio bajo el *solidus* se requiere un cambio de unos 300°C para generar una variación de $\sim 3\%$ en V_p/V_s . De hecho, estiman que para una roca sólida con $V_p/V_s=1.73$, V_p/V_s

¹ F = Grado de fusión parcial.

aumenta a 2 cuando $F=2\%$. Otros autores han utilizado distintos enfoques para calcular los módulos elásticos efectivos de las rocas en presencia de fusión parcial, que se pueden relacionar con los cambios en sus velocidades sísmicas, obteniendo resultados análogos (e.g, Schmeling, 1985; Takei, 2002). Lo anterior se explica al estudiar las ecuaciones 15 y 16, que permiten calcular V_p y V_s a partir de los módulos K y μ :

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (15) \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (16)$$

La disminución en V_s se debe a que un fluido ideal tiene nula resistencia al corte, haciendo que la presencia de fundido en una roca disminuya su módulo de cizalle y V_s (ecuación 16). Además, los magmas sin fases exueltas son relativamente incompresibles, con valores de K entre 10 y 33 GPa (Sanloup, 2016), por lo que V_p tiene un descenso menos marcado (ecuación 15), provocando un aumento en la razón V_p/V_s y en el módulo de Poisson. Entonces, si en una tomografía se observa una anomalía de valores muy altos en el módulo de Poisson, además de anomalías negativas de V_p y V_s , la explicación clásica es que existe algún grado de fusión parcial (e.g., Lees, 2007; Hammond y Humphreys, 2000).

La relación de V_p/V_s con la presencia de fusión además es controlada por factores estructurales a distintas escalas, lo que podría dificultar su cuantificación. Por ejemplo, Stocker y Gordon (1975) encontraron que la tasa de descenso de V_p con la fracción de fundido depende también del ángulo de intersección entre los límites cristalinos donde ocurre la fusión (ángulo dihedral) donde los ángulos menores hacen que las velocidades de onda disminuyan más rápido, lo que también se describe en el trabajo de Takei (2002).

2.2.4 Fracturas y saturación de fluido

Los módulos elásticos de las rocas están dominados por las características de su esqueleto o matriz sólida, sin embargo, tienen “defectos” como poros y fracturas que modifican su comportamiento elástico (Schön, 2011). Además, los valores de velocidades de ondas P y S en rocas saturadas varían significativamente dependiendo del tipo de fluido presente y de su nivel de saturación (Takei, 2002).

La introducción de fracturas o poros a una roca seca provoca que V_p y V_s disminuyan; pero V_p se reduce más que V_s por lo que V_p/V_s disminuye (O'Connell y Budiansky, 1974). La adición de fluido a una roca fracturada debería aumentar V_p , porque actúa “endureciendo” la matriz y los contactos entre granos (Sanders et al., 1995). Sin embargo, la adición de una fase gaseosa se caracteriza por disminuir razones V_p/V_s (Toksoz et al., 1976).

En términos generales, la presencia de fases líquidas en una roca afecta las velocidades V_p y V_s de forma diferente. Dadas las propiedades intrínsecas de un medio sólido, V_s va a depender de los factores estructurales (fracción volumétrica de fluido y geometría de los poros) mientras que V_p adicionalmente depende de la compresibilidad de los fluidos (Takei, 2002).

2.2.4.1 Modelos de inclusión de fluidos

Un enfoque que permite cuantificar el efecto de la presencia de fluido en una roca, considerando además la geometría de los poros/fracturas que lo alojan, es el de los modelos de inclusión de fluidos utilizando la teoría de la poroelasticidad (*e.g.* O’Connell y Budiansky, 1974; Kuster y Toksoz, 1974; Mavko, 1980). Algunos de estos trabajos han sido revisados y relacionados entre sí en trabajos más recientes, como Takei (2002) y Schmeling et al (2012), obteniendo resultados más flexibles y consistentes. La base de los modelos de inclusión es considerar la roca como un sólido elástico perturbado por inclusiones (poros/fracturas), que además pueden estar saturadas de fluido. La principal diferencia entre estos modelos es la geometría de las inclusiones, aunque se ha demostrado que la geometría de esferoide oblato es la más general, ya que permite modelar desde poros esféricos a fracturas muy delgadas (Berryman, 1980; Takei, 2002).

Un ejemplo es la teoría expuesta por Schmeling et al. (2012), donde la cantidad de fluido, la geometría y el grado de interconexión entre las inclusiones afectan las velocidades sísmicas de distintas maneras. Proponen que los poros y fracturas se pueden aproximar con distintas geometrías dependiendo de distintos parámetros geométricos: (1) películas entre cristales aproximadas como esferoides oblatos delgados (O’Connell & Budiansky 1977), tubos entre los bordes y caras de los cristales (Mavko 1980) y *pockets* aproximados como inclusiones elipsoidales (Schmeling, 1985, ver anexo A). Las ecuaciones acopladas que se deben resolver son las ecuaciones (28)–(33) de Schmeling (1985).

A continuación, se describen las ecuaciones utilizadas para calcular los módulos elásticos efectivos en la teoría de Schmeling (1985) y Schmeling et al. (2012) utilizando el modelo de esferoide oblato. Se definen: K , μ y σ = módulos de incompresibilidad, de cizalle y de Poisson respectivamente, φ = fracción de fluido; los subíndices f = fluido, o =material de la matriz, u , r =no relajado y relajado respectivamente, i = poros aislados, c = poros conectados. Las constantes elásticas efectivas se calculan de la siguiente manera:

Módulo de incompresibilidad no relajado:

$$\frac{1}{K_u} = \frac{1}{K_0} + \frac{\left(\frac{1}{K_f} - \frac{1}{K_0}\right)(\varphi_i - \varphi_c)}{1 + \theta^{-1} \left(\frac{1}{K_f} - \frac{1}{K_0}\right)} \quad (17)$$

Módulo de cizalle no relajado:

$$\frac{1}{\mu_u} = \frac{1}{\mu_0} + A(\varphi_i - \varphi_c) \quad (18)$$

Módulo de Poisson no relajado:

$$\sigma_u = \frac{3K_u - 2\mu_u}{6K_u + 2\mu_u} \quad (19)$$

Para el caso relajado, se define un módulo de incompresibilidad auxiliar:

$$\frac{1}{K'} = \frac{1}{K_0} + \frac{\left(\frac{1}{K_f} - \frac{1}{K_0}\right) \varphi_i}{1 + \theta^{-1} \left(\frac{1}{K_f} - \frac{1}{K'}\right)} + \theta \varphi_c \quad (20)$$

Para calcular el módulo de incompresibilidad relajado:

$$K_r = K_i \frac{K' + F}{K_i + F} \quad \text{con} \quad F = \frac{K_i(K_i - K')}{\varphi_c(K_i + K_f)} \quad (21)$$

En estas expresiones hay otro modulo auxiliar, K_i , que se debe determinar simultáneamente con un parámetro μ_i utilizando las ecuaciones 17-19 asumiendo una fracción de fluido total modificada $\varphi' = \varphi_i/(1 - \varphi_i)$.

Entonces, el módulo de cizalle relajado está dado por:

$$\frac{1}{\mu_r} = \frac{1}{\mu_0} + A(\varphi_i + \varphi_c) \quad (22)$$

Módulo de Poisson relajado:

$$\sigma_u = \frac{3K' - 2\mu_r}{6K' + 2\mu_r} \quad (23)$$

Finalmente se define el parámetro geométrico θ utilizado en las ecuaciones 17 y 20. Para el modelo de esferoide oblató, el parámetro geométrico θ está dado por:

$$\theta(K, \mu, \sigma) = \frac{1}{K} \left\{ 1 - \left[\frac{3(g + \phi)}{2} - R \left(\frac{3g}{2} + \frac{5\phi}{2} - \frac{4}{3} \right) \right] \right\} \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \frac{3(g + \phi)}{2} - R \left(\frac{3g}{2} + \frac{5\phi}{2} \right) \right] + \frac{3 - 4R}{2} \cdot [g + \phi - R(g - \phi + 2\phi^2)] \right\}^{-1}$$

Donde

$$\phi = \alpha(1 - \alpha^2)^{-3/2} \cdot [\cos^{-1}(\alpha) - \alpha(1 - \alpha^2)^{1/2}]$$

$$g = \alpha^2(1 - \alpha^2)^{-1}(3\phi - 2)$$

$$R = \frac{3\mu}{3K + 4\mu}$$

De manera similar, Takei (2002) propone un método que relaciona cuatro modelos de geometría de poros: crack (O'Connell and Budiansky, 1974), tubos (Mavko, 1980), geometría de equilibrio (Takei, 1998) y esferoide oblató (Berryman, 1980), vinculando los tres primeros con el esferoide oblató a través del concepto de "razón de aspecto equivalente" de los poros. La gran ventaja de este modelo es que cuantifica las contribuciones relativas de la compresibilidad de los fluidos y la geometría de los poros a las variaciones de V_p/V_s en las tomografías sísmicas (Takei, 2002).

En la teoría de Takei (2002) los efectos que produce la fase fluida en V_p y V_s se evalúa en términos de la razón de sus cambios fraccionales: dV_p/dV_s (en su publicación utiliza la notación $d\ln V_s/d\ln V_p$). Éste valor se puede obtener directamente de los resultados de una tomografía sísmica donde V_s^o y V_p^o denotan las velocidades de la fase sólida. Asumiendo una función lineal de la fracción de fluido (válido para cambios de velocidades $\sim <35\%$) y una presión de poros homogénea Takei (2002) propone la ecuación 24:

$$\frac{dV_s}{dV_p} = \frac{1 - V_s/V_s^o}{1 - V_p/V_p^o} = \frac{\Lambda_N - \left(1 - \frac{\rho_f}{\rho}\right)}{\frac{(\beta - 1)\Lambda_b}{\Lambda_{K_b} + (\beta - 1)} + \frac{4}{3}\gamma\Lambda_N} - \left(1 - \frac{\rho_f}{\rho}\right) \quad (24)$$

Donde $\beta = K/K_f$ es la compresibilidad del fluido normalizada, tomando valores mayores que 1; $\gamma = \mu/K$; K , μ , ν y ρ son referentes a la fase sólida; K_f y ρ_f son el módulo de compresibilidad y la densidad de la fase fluida respectivamente. Los parámetros Λ_N y Λ_{K_b} son funciones adimensionales de la razón de aspecto α del modelo de esferoide oblató; esos parámetros representan las propiedades del esqueleto sólido a través de $N(\phi, \alpha)/\mu = 1 - \phi\Lambda_N(\alpha)$ y $K_b(\phi, \alpha)/K = 1 - \phi\Lambda_{K_b}(\alpha)$ donde N y K_b son el módulo de cizalle y de compresibilidad del esqueleto sólido respectivamente (el término esqueleto es utilizado para representar la matriz sólida con poros vacíos), que son funciones de la microestructura de los poros. Para calcular Λ_N y Λ_{K_b} se utiliza la figura 3 de Takei (2002), para α equivalente, considerando $\sigma=0.25$, aunque según lo expuesto por el autor α es casi independiente de la elección del módulo de Poisson (Takei, 2002).

La ecuación 24 muestra que los factores que afectan dV_s/dV_p son la razón de aspecto equivalente α (a través de Λ_N y Λ_{K_b}) y la compresibilidad del líquido β . Un valor de $\alpha=1$ representa poros esféricos, $\alpha > \sim 10^{-2}$ representa poros oblatos y $\alpha < \sim 10^{-2}$ implica presencia de fracturas. Al calcular la ecuación 24 con distintas compresibilidades se obtienen las curvas de la figura 8. La principal ventaja de éste enfoque con respecto a otros similares es su independencia de la fracción de fluido. Este método se ha utilizado en distintas tomografías de sistemas volcánicos e hidrotermales donde se han identificado distintos tipos de fluido como vapor, CO_2 , magma y agua líquida (Dawson et al., 2016; Okada et al., 2014; Nakajima y Hasegawa, 2003).

En las siguientes secciones se utilizan los modelos de Takei (2002) y Schmeling et al. (2012) para calcular las variaciones de las propiedades elásticas y sísmicas a partir de una roca seca y libre de fracturas de litologías representativas de un sistema hidrotermal como el CVT y su basamento. El objetivo es cuantificar el efecto de la presencia de distintos tipos de fluidos y comprender cuáles son los factores que explican las variaciones de V_p y V_s en la tomografía sísmica de Pavez et al (2016).

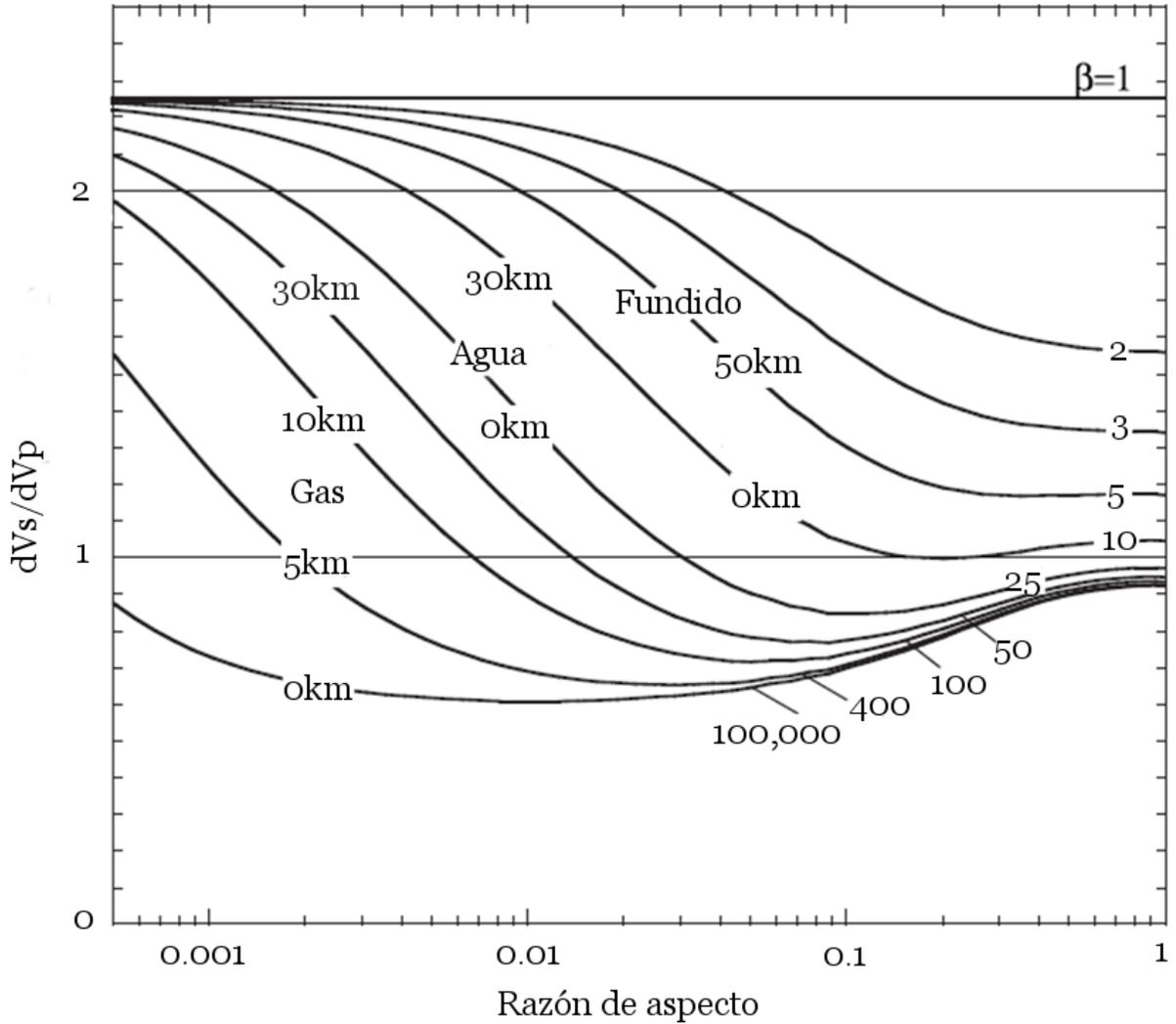


Figura 8: Razón de cambios fraccionales dV_s/dV_p versus la razón de aspecto para distintas compresibilidades (ecuación 24), donde β es la razón K/K_f o compresibilidad normalizada. El rango $\beta=5-10$ corresponde al sistema roca+fundido entre 0 y 50 km de profundidad, $\beta=10-40$ es el sistema agua+roca entre 0 y 30 km de profundidad y $\beta>50$ es el caso de gas+roca. Para este diagrama se asume un módulo de Poisson igual a 0.25.

2.3 Tomografía sísmica en sistemas volcánicos y geotermales

Las velocidades de ondas sísmicas varían a lo largo del rayo entre la fuente y el receptor dependiendo de las propiedades elásticas de la roca a través de la cual viaja. Particularmente, la tomografía de fuente sísmica pasiva, que ha tenido un importante desarrollo en las últimas décadas, constituye una herramienta básica en el análisis de modelos de velocidad 3D en áreas volcánicas y sísmicamente activas (Lira, 2010). La idea básica se ilustra en el esquema de la figura 9 (Lees, 2007). Los sismos emiten energía sísmica que viaja a través del medio hasta las estaciones en superficie a través de ondas sísmicas. En primer lugar, se asume un modelo de velocidades simple, típicamente de una

dimensión, con el que se predicen los tiempos de viaje a cada estación. Si el modelo fuese correcto, la diferencia en los tiempos corregidos y observados será pequeña. Sin embargo, cuando las ondas pasan a través de estructuras anómalas sus tiempos de viaje se verán perturbados y las diferencias se harán mayores, en lo que se denomina una “anomalía” (Lees, 2007). Para reconstruir las anomalías, se utiliza la técnica de minimización de residuos de tiempo entre los modelos teóricos y los datos experimentales (Lira, 2011). Las perturbaciones de las velocidades de las ondas P y S con respecto al modelo inicial se expresan en términos porcentuales (dV_p y dV_s %).

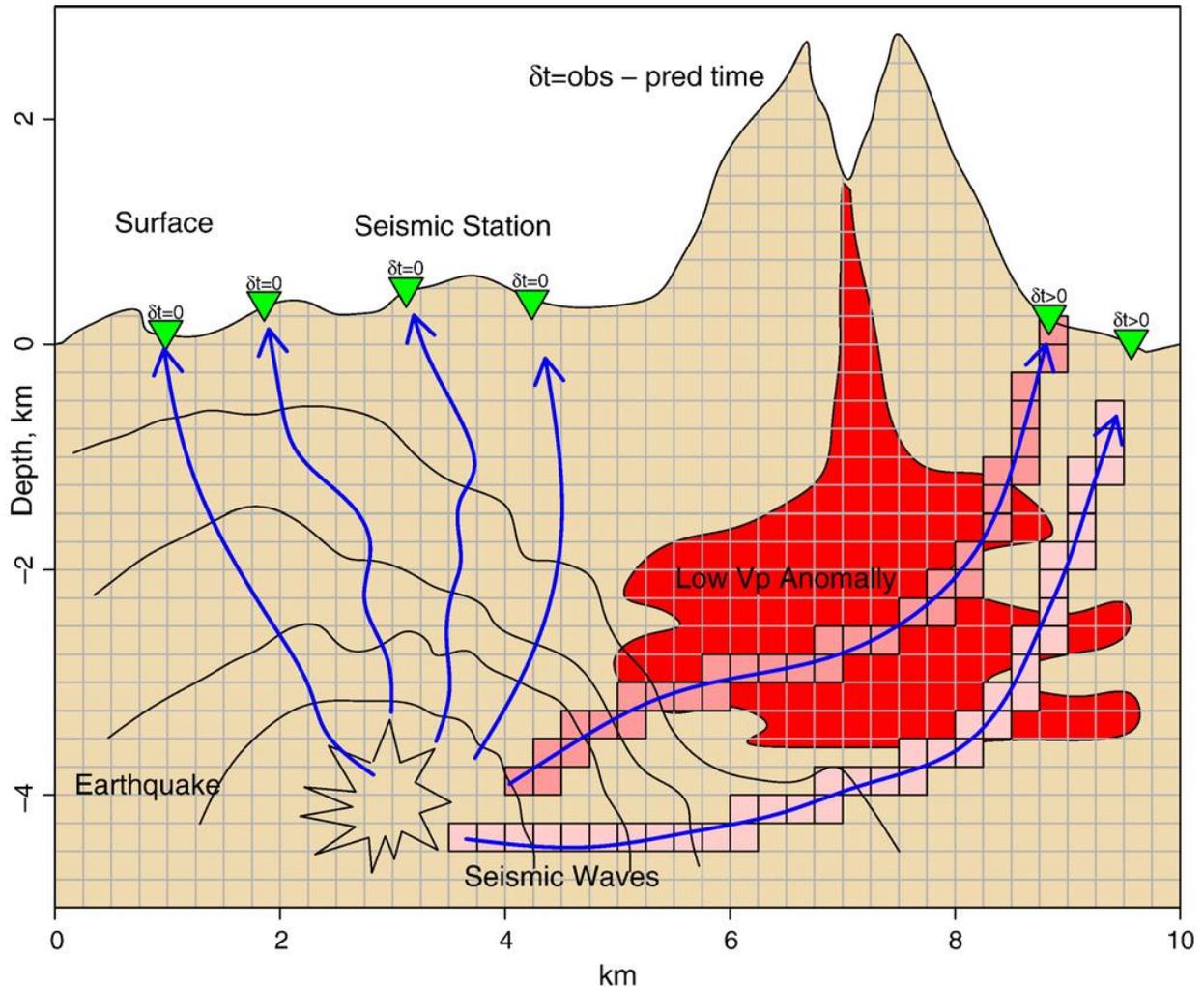


Figura 9: Esquema de una tomografía sísmica usando los rayos del frente de ondas generado en un sismo. Los rayos que no pasan por la anomalía de baja velocidad tienen desviaciones pequeñas y no contribuyen a cambiar significativamente el modelo de velocidad inicial. Los rayos que atraviesan la anomalía pueden presentar desviaciones positivas en los tiempos de viaje, y, por consiguiente, anomalías negativas en las velocidades de onda de la tomografía (Lees, 2007).

El principal objetivo de una tomografía en un sistema volcánico-hidrotermal es el de delinear su estructura, principalmente la forma y la geometría de posibles reservorios. La metodología clásica consiste en obtener un modelo en tres dimensiones, utilizando una grilla de puntos, donde a cada nodo se le asocia un parámetro físico. Algunos esquemas

utilizan incluso la combinación de más de un parámetro. Los valores numéricos obtenidos se pueden interpretar en términos de los parámetros físicos del medio (saturación de fluidos, litología, fusión parcial, entre otros). Una segunda etapa, donde tiene lugar la interpretación y validación, considera la información externa al modelo, como la geología estructural y de superficie, observaciones teóricas o mediciones de laboratorio (Lees, 2007).

2.3.1 Interpretación de tomografías sísmicas

A continuación, se entrega una compilación de resultados obtenidos en tomografías sísmicas en distintos contextos volcánicos e hidrotermales que sirven como marco de referencia para dilucidar cuales son los factores que determinan las propiedades sísmicas en un sistema de este tipo.

En Los Andes se han realizado pocos estudios tomográficos, pese a la gran cantidad de complejos volcánicos y sistemas hidrotermales que podrían ser mejor comprendidos con el uso de las tomografías sísmicas pasivas. Un ejemplo es el del volcán Nevado del Ruiz, en Colombia (Londoño y Sudo, 2003) donde los autores identificaron una zona de bajas velocidades V_p y V_s además de alto V_p/V_s , que los autores clasificaron como la “fuente de calor” que representaría una acumulación de magma que alimenta el volcán.

Una zona de subducción que ha sido ampliamente estudiado con tomografías sísmicas es Japón. Nakajima et al. (2001) estudiaron las variaciones de V_p , V_s y V_p/V_s observadas en la corteza, concluyendo que las zonas con bajo V_p , bajo V_s y bajo V_p/V_s son causadas por la presencia de inclusiones de H_2O con alta razón de aspecto y que las zonas con alta razón V_p/V_s son causadas por fusión parcial de la corteza. En el volcán Onikobe (Japón), una tomografía sísmica mostró que existen anomalías de baja velocidad en un delgado conducto bajo el volcán Naruko y en niveles más profundos, aunque los autores concluyeron que el bajo V_p/V_s indica la presencia de vapor de H_2O calentado más que acumulación de fundido (Nakajima y Hasegawa, 2003). En cambio, los valores altos de V_p/V_s entre los 18 y los 45 km de profundidad si indicarían la presencia de magma.

También en un contexto de subducción existen estudios en la zona volcánica de la caldera Toba, Sumatra (Koulakov et al., 2009). Una tomografía sísmica mostró anomalías con un alto valor de $V_p/V_s = 1.9$ ($\sigma=0.31$) que interpretaron como indicador de presencia de fusión parcial entre los 15-25 km de profundidad. Incluso, bajo los volcanes activos se encontraron pequeñas zonas de alto σ (~ 0.30) que se concluyó que representan las cámaras magmáticas de cada uno de ellos. En Indonesia también se ha estudiado la estructura sísmica bajo el volcán Krakatoa (Jaxybulatov et al., 2011). La estructura más notoria es una anomalía de alto V_p/V_s ($V_p/V_s > 2$, $\sigma > 0.33$) bajo el complejo volcánico, con velocidades V_s muy bajas, lo que interpretaron como presencia de fusión parcial o de fluidos. También en Indonesia, una tomografía sísmica pasiva muestra las diferencias de V_p/V_s entre la cuenca de Tarutung (1.64) y el graben de Surulla (1.84) (Muksin et al., 2013). El modelo final muestra que los bajos valores de V_p/V_s se explican por la presencia de poros secos, mientras que las altas razones V_p/V_s indican fluidos en ascenso utilizando como conducto la falla de Sumatra.

En el volcán Kilauea, estudios sísmicos muestran una zona de alto V_p/V_s (1.832-1.852) asociada a fusión parcial, rodeada por bajas razones de V_p/V_s que explican por fracturas rellenas de CO_2 (Lin et al., 2015). En la Caldera Taupo, el mayor complejo riolítico activo del mundo, se ha fallado al intentar identificar una presencia importante de acumulación de fundido (Lees, 2007). Sherburn et al. (2003) muestran que no existe una clara anomalía negativa de velocidades en el nivel superior de la Zona Volcánica de Taupo, no pudiendo identificar una cámara magmática. Además, concluyeron que la presencia de altas velocidades se relaciona con antiguos intrusivos. Por otro lado, indican que no siempre es posible diferenciar litologías (metasedimentos y andesitas) debido a que sus características sísmicas son muy parecidas.

Finlayson et al. (2003) mostraron una importante anomalía negativa de velocidades de ondas P, con unos 30-35 km³ de volumen, a 3-6 km bajo el volcán Rabaul, en Papua Nueva Guinea, que han interpretado como una apreciable acumulación de fundido. Valores altos de velocidades de ondas P en los límites de la caldera fueron también interpretados como rocas máficas intrusivas. Además, notaron que bajo la caldera Tuvai (15-20 km al norte de Rabaul) no existía una anomalía negativa, lo que sugiere que estaba inactiva y sin riesgo de hacer erupción.

En Yellowstone, una zona geotermal ampliamente reconocida, se han realizado numerosos estudios multidisciplinarios, entre los que se cuentan varias tomografías de sismicidad local (*e.g.* Miller & Smith 1999; Husen et al., 2004; Waite et al., 2006). Todos los modelos han mostrado un voluminoso cuerpo con bajas velocidades de ondas P y un alto V_p/V_s , que ha sido interpretado como un área de magma cristalizando con altos contenidos de gas y líquidos. Zonas con baja razón V_p/V_s representarían reservorios de gases (principalmente CO_2) de origen magmático (Husen et al., 2004). Resultados similares se han obtenido en las tomografías sísmicas de la caldera Long Valley, California (Dawson et al., 2016; Julian et al., 1998). Los autores detectaron una zona de bajo V_p y bajo V_p/V_s desde la superficie hasta profundidades de 2 km b.n.m. en Mammoth Mountain, lo que representaría un reservorio de CO_2 en fracturas, donde las fallas y pliegues controlan su ascenso y movilidad. A profundidades de 4-5 km se observa una zona de alta razón V_p/V_s , causada por fusión parcial o alta densidad de fracturas (Sanders et al., 1995).

En el campo geotermal de Los Geysers, California, Estados Unidos, una de las más recientes tomografías sísmicas (Gritto et al., 2013) mostró una zona de bajo V_p/V_s en la zona central, con altos valores de V_s y sin anomalía aparente en V_p a bajas profundidades. Según sus conclusiones, esto se debe a la presencia de arcillas en una roca con facturas secas, lo que coincide con mediciones de laboratorio de testigos que se utilizaron para calibrar los modelos (Boitnott y Kirkpatrick, 1997).

Amoroso et al. (2014) estudiaron el sistema de fallas profundas de Irpinia, en los Montes Apeninos del sur de Italia. En las zonas cercanas a las fallas se observan altas razones V_p/V_s y una concentración de la sismicidad, lo que interpretaron como una zona fracturada con alta presión de fluidos, donde se nuclea terremotos de alta magnitud.

En resumen, en áreas volcánicas la imagen sísmica típica de las cámaras magmáticas es una zona de bajas velocidades de ondas P y S y alto V_p/V_s (σ), además de mostrar baja o nula sismicidad (Okada et al., 2014; Koulakov et al., 2009). Si las variaciones de V_p/V_s son mayores que las de V_p y V_s , se puede interpretar que la anomalía está relacionada a procesos de fusión más que a otras razones termales, químicas o mecánicas. En cambio, zonas de falla con altos valores V_p/V_s y alta sismicidad se han atribuido a alta presión de fluidos acuosos (Amoroso et al., 2014). Cuando se han observado que valores bajos de V_p y V_p/V_s están correlacionados, las anomalías se explican por la presencia de una fase compresible (Boitnott y Kirkpatrick, 1997) o de fracturas secas (O'Connell y Budiansky, 1974), en cambio una baja razón V_p/V_s manejada por variaciones en V_s estaría dada por la presencia de arcillas (Gritto et al., 2013).

3 CASO DE ESTUDIO: COMPLEJO VOLCÁNICO TINGUIRIRICA

3.1 Antecedentes generales

La actividad volcánica en Los Andes de Chile Central es el resultado de la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa continental Sudamericana en el borde occidental del continente, el proceso tectónico más importante de este margen (figura 10). La Zona Volcánica Sur (SVZ) se localiza entre el punto de subducción de la dorsal de Juan Fernández, al norte, y donde se subduce la dorsal oceánica de Chile, al sur. El movimiento absoluto entre las placas con respecto al marco de referencia para las placas Sudamericana y Nazca son 4.8 y 3.2 cm/año respectivamente (Gripp y Gordon, 2002), generando un movimiento relativo de ~8cm/año en dirección N78°E (Farías, 2007). A su vez, la ZVS es dividida en cuatro subsegmentos: Norte (33.3-34.4°S), Transicional (34.4-37°S), Central (37-42°S) y Sur (42-46°S) (Stern et al., 2007). El área de estudio de esta memoria es el Complejo Volcánico Tinguiririca (70°21'W, 34°48'S), en la alta cordillera de Los Andes de Chile Central cercano al límite internacional Chile-Argentina, y forma parte de la Zona Volcánica Sur Transicional.

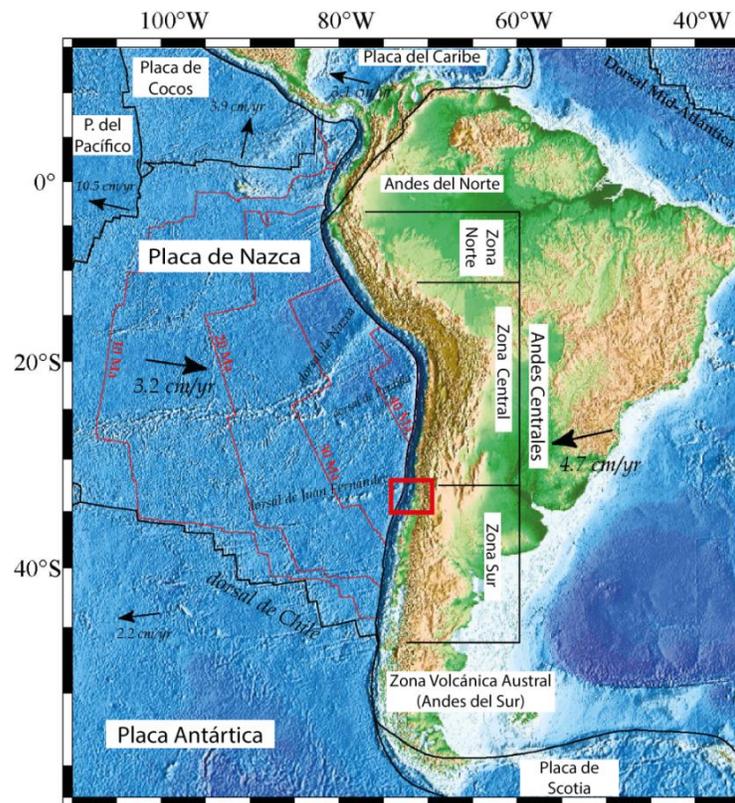


Figura 10: Modelo de elevación digital que muestra la ubicación del área de estudio (el recuadro rojo es el área de la figura 11) y las mayores características tectónicas de Sudamérica. Las flechas indican las velocidades absolutas de cada una de las placas (Modificado de Farías, 2007).

La región andina entre los 33° y los 35° se compone de cinco unidades morfoestructurales principales, que son (de este a oeste): la Cordillera de la Costa, la Depresión Central, La Cordillera Principal (divida en Cordillera Principal occidental, central y oriental), la Cordillera Frontal (ausente al sur de los 34°15'S) y la región de antepaís (Farías, 2007; figura 11).

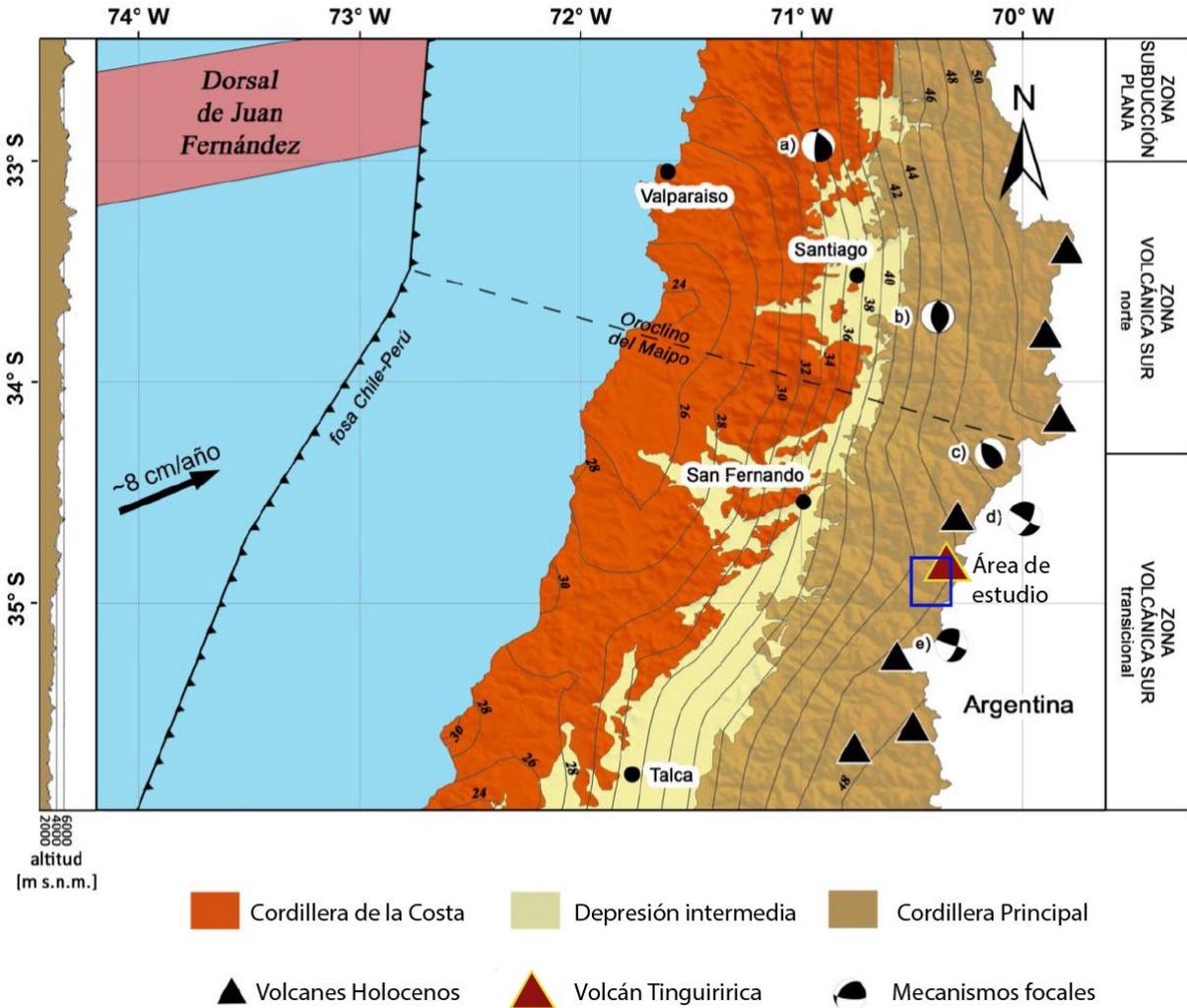


Figura 11: Principales rasgos morfológicos de Chile Central. Se reporta la tasa y dirección (N78°E) de convergencia relativa de ambas placas, al igual que las variaciones del espesor cortical como curvas de nivel, y topografía a lo largo de la Cordillera Principal. Los mecanismos focales reportados corresponden a sismos someros (<50 km) con una MW>5 (a [2001], c [2004], d [1987], y e [2004]; estimados por Harvard CMT y Farías et al. 2006) y MW<5 (b [2005]; Pardo et al. 2006). Modificada de Benavente (2015). El área estudiada se indica en el recuadro azul.

Los Andes de Chile Central han experimentado una rápida exhumación (<2.5 km) en los últimos 10.5-4.6 Ma, lo que ha afectado de manera importante la estructura termal conductiva de la corteza, alzando las isotermas en la Cordillera Principal y deprimiéndolas en la Depresión Central (Farías et al., 2008).

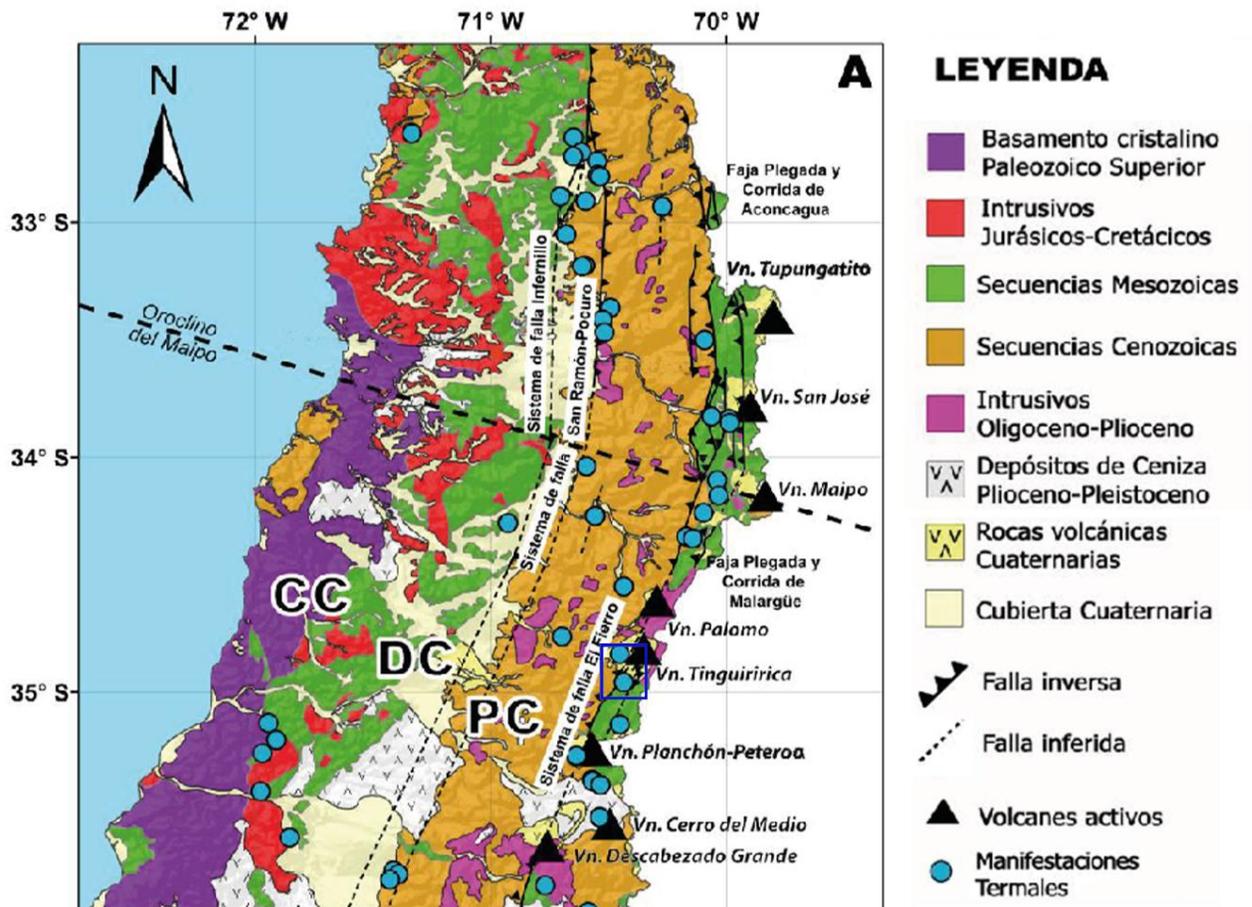


Figura 12: Mapa geológico simplificado de Chile Central. Solo las zonas de fallas activas durante el neógeno han sido reportadas (Modificado de SERNAGEOMIN (2002), Farías et al. (2010) y Tapia (2010), por Benavente (2015)). El área estudiada se indica en el recuadro azul.

El alzamiento generalizado del gradiente geotermal en la Cordillera Principal permite la coexistencia tanto de un régimen hidrotermal somero dominado por fluidos meteóricos impulsados por los gradientes topográficos que caracterizan los Andes de Chile Central, como de un régimen profundo asociado a la advección y/o convección de fluidos meteóricos, hidrotermales y/o magmáticos (Benavente, 2015). Además, las manifestaciones termales activas (como manantiales fríos, manantiales calientes y piscinas burbujeantes) y los depósitos hidrotermales asociados a manifestaciones termales inactivas se localizan, por lo general, a lo largo de las zonas de falla que cortan los valles de la Cordillera Principal, debido a que dichas zonas tienen generalmente una mayor permeabilidad que la roca caja permitiendo el ascenso de fluidos termales a través de estas estructuras (figura 12, Benavente, 2015).

El Complejo Volcánico Tinguiririca se ubica al sur del oroclino del Maipo, zona donde la cordillera de los Andes y la fosa cambian de orientación, con rumbo N-S hacia el norte, y NNE-SSO hacia el sur (Benavente, 2015). De esta manera se favorecería el almacenamiento y permanencia de los magmas en la corteza superior al norte del oroclino del Maipo (permeabilidad secundaria horizontal ~dirección de σ_2), y por el contrario se

favorecería el ascenso de los magmas a través de grietas tensionales de orientación NNE-SSO al sur de esta zona (σ_2 vertical), lo que disminuiría tanto los tiempos de residencia de los magmas en la corteza como el grado de diferenciación de éstos (Benavente, 2015).

Lo anterior se correlaciona con los mecanismos focales determinados por Harvard CMT (Harvard Centroid Moment Tensor Catalog) y Pardo et al. (2006), que muestran que los sismos en la Cordillera Principal al sur del oroclino del Maipo (34.5-36°S) tiene una cinemática predominantemente de rumbo dextral, a diferencia de lo que ocurre al norte del oroclino (32.5-34.5°S), donde los mecanismos focales concuerdan con una cinemática compresiva de rumbo E-O, como se muestra en la figura 11. Este comportamiento coincide con un aumento, hacia el sur, de la oblicuidad del ángulo de convergencia de la placa de Nazca (de 13 a 36°), lo que a su vez es resultado del cambio abrupto en la orientación de la fosa y la cadena andina a los 34.5°S (Benavente, 2015; figura 11).

3.2 Marco geológico local

El CVT es un sistema volcánico activo que se compone de tres estratovolcanes mayores, Tinguiririca, Fray Carlos y Monserrat, además de varios conos de escoria distribuidos a lo largo de unos 20 km en dirección N25°E (Arcos, 1987). La última erupción data de 1917 en el volcán Tinguiririca, sin embargo, sus centros eruptivos tienen actividad solfataria permanente (Stern et al. 2007). Los volcanes están sobre un *plateau* de lavas con composición de andesita a andesita-basáltica, que cubren unos 160 km² (Arcos, 1987).

El basamento lo conforman rocas sedimentarias y volcánicas que datan del Jurásico Tardío al Neógeno (figura 13). La secuencia más antigua es la Formación Río Damas, cerca de 3800 m de conglomerados rojos y areniscas intercalados con lavas y brechas andesíticas (Charrier et al., 1996). Más arriba está la Formación Baños del Flaco, cerca de 370 m de calcarenitas y calcilutitas marinas que representan un ciclo transgresivo-regresivo del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, y sobreyace en concordancia a la Fm. Río Damas (Pavez et al., 2016). En discordancia, sobre la Fm. Baños del Flaco está la BCRU (Brownish-Red Clastic Unit), unidad sedimentaria continental del Cretácico Tardío Temprano compuesta de brecha basal, conglomerados y areniscas conglomerádicas alternándose con intercalaciones de lutitas y areniscas finas. La discordancia que separa la BCRU de la Formación Abanico, que la sobreyace y pertenece al Paleógeno, se expone en la ladera sur del valle del río Tinguiririca (Charrier et al., 1996; Pavez et al., 2016).

A lo largo de las laderas del valle del río Tinguiririca afloran rocas mayormente volcánicas que se han agrupado en la unidad volcánica Guanaco, del Cretácico Tardío, y la Formación Abanico, de edad Eoceno-Oligoceno (figura 13). La Unidad Guanaco corresponde a una sucesión con unos 1200 m de espesor de rocas volcánicas bimodales consistentes en tobas dacíticas a riolíticas, basaltos, andesitas basálticas y andesitas con intercalaciones de brechas volcanoclásticas y areniscas (Mosolf, 2013).

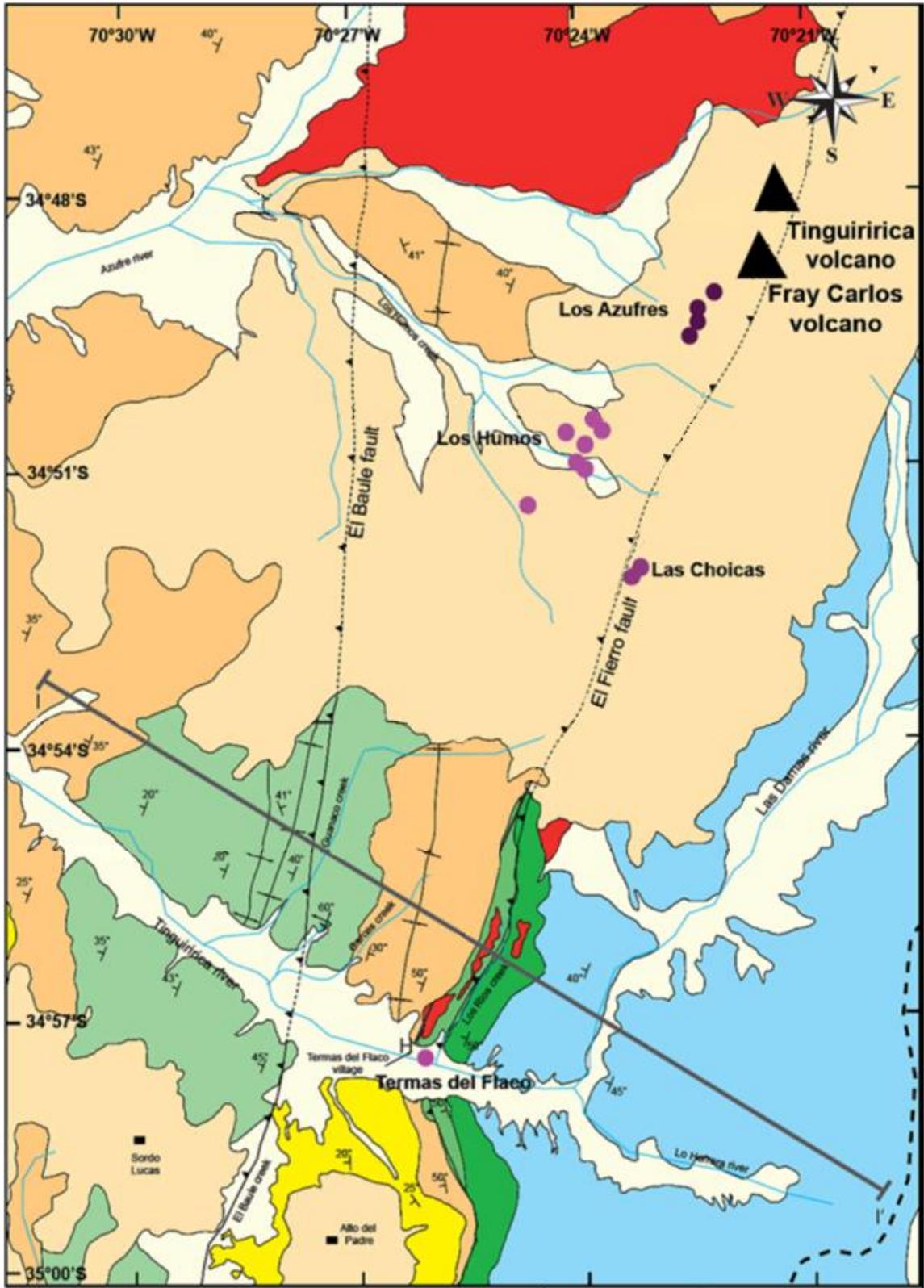


Figura 13: Mapa geológico del área estudiada (tomado de Pavez et al. (2016), basada en Arcos 1987). Los triángulos negros representan volcanes. Los círculos indican las fumarolas y las fuentes termales identificadas en el trabajo de Pavez et al. 2016.

La Fm. Abanico sobreyace en discordancia a la Unidad Guanaco. Consiste en una secuencia de depósitos volcánicos-volcanoclásticos con algunos restringidos lentes sedimentarios que incluyen niveles calcáreos, pero sin presentar depósitos marinos. Su espesor ha sido estimado por sobre los 2500 m. Esta unidad presenta una alteración pervasiva asociada a un metamorfismo de muy bajo grado (Vergara et al., 1993; Farías, 2007). La Formación Abanico presenta abundante fauna fósil mamífera, la cual sugiere edades tan antiguas como el Eoceno (Wyss et al., 1994). La utilización de dataciones por los métodos Ar/Ar y U/Pb en ablación láser y SHRIMP en zircones ha permitido obtener edades absolutas de niveles basales de esta formación, los cuales tienen edades tan antiguas como aproximadamente ~ 40 Ma en el flanco occidental de la antigua cuenca de Abanico (Fock, 2005). La Fm. Abanico está cubierta por una espesa capa de ignimbrita seguida por capas de conglomerados gruesos y areniscas, asignadas a la Formación Farellones (Tapia, 2015).

En el Río Tinguiririca aflora una unidad volcánica del Cretácico Tardío. Son 1200 m de rocas volcánicas bimodales, con tobas dacíticas a riolíticas y basaltos, andesitas basálticas y andesitas. Encima se dispone Abanico, 1000 m de lavas ácidas a intermedias con lutitas lacustres y depósitos detríticos de grano grueso a fino. Sobre lo anterior se dispone el Grupo Volcánico Tinguiririca, que representa la actividad volcánica pleistocena-holocena (Charrier et al., 1996; Pavez et al., 2016). Está constituido de norte a sur por los volcanes Monserrat, Tinguiririca y Fray Carlos que forman una alineación de orientación NNE de más de 5.5 km de longitud y aproximadamente 1 km de ancho e incluye al menos 7 cráteres asociados y un cono de piroclastos, el Cerro Natalia (Clavero et al., 2011; Arcos, 1987).

El volcán Fray Carlos (4012 m s.n.m.) corresponde a un centro eruptivo constituido por dos edificios volcánicos que conforman una alineación de dirección prácticamente N-S de más de 1,5 km de longitud. El edificio norte tiene un cráter de forma elongada (dirección NE-SW) de 380 por 320 m de diámetro, además de un pequeño cráter semicircular de 135 por 120 m de diámetro localizado en el flanco SW de este edificio volcánico. Por su parte, el edificio sur presenta dos cráteres semicirculares anidados. Finalmente, al sur de este volcán se reconoce un cono de piroclastos semicircular (~700 m de diámetro), Cono Natalia (Arcos, 1987), de una altura de 3639 m s.n.m y con dos pequeñas coladas de lava subglaciales asociadas de 57% de SiO₂ (Polanco et al., 2015).

El volcán Tinguiririca (4,280 m s.n.m.) corresponde al centro eruptivo más elevado de este complejo volcánico cuyo cráter principal tiene 530 por 480 m de diámetro. En este volcán se distinguen coladas de lava de bloques (60% en peso de SiO₂) de color negro, y se presentan parcialmente cubiertas por material piroclástico de caída como el que conforma el cono principal. Además, incluye depósitos de flujo piroclástico de escorias (57% en peso de SiO₂) y mixtos (de escorias y pómez: 57-58 y 61% en peso de SiO₂, respectivamente), con bombas bandeadas, muy bien preservados que cubren el flanco oeste del CVT. Su actividad ha sido asignada al Pleistoceno Superior-Holoceno, con una edad de 21±13 ka (Ar/Ar en masa fundamental) (Polanco et al., 2015).

Por su parte, el volcán Monserrat (4,230 m s.n.m.) es el centro eruptivo localizado más al norte del CVT conformado por un cráter de 520 por 460 m de diámetro. Está formado por coladas de lava (58% en peso de SiO₂) de bloques de color negro. Se ha reportado una

edad de 68 ± 12 ka (Ar/Ar en masa fundamental) en una colada de lava de bloques de este volcán, por lo que se asigna al Pleistoceno Superior-Holoceno (Polanco et al., 2015).

En general, las rocas volcánicas del CVT se clasifican principalmente como traquiandesitas y traquiandesitas basálticas subordinadas (56-61% en peso de SiO₂) y son de afinidad calcoalcalina de alto K (Polanco et al., 2015). Los últimos eventos eruptivos asociados a la evolución en estos volcanes y sus conos adventicios parecen ser principalmente explosivos como indican los depósitos de flujo piroclástico muy bien preservados que cubren los flancos oeste de los edificios volcánicos (Polanco et al., 2015).

3.3 Actividad termal en el CVT

En esta zona los geotermómetros de agua y gases apuntan a la existencia de reservorios geotermales de alta temperaturas ($< 350^{\circ}\text{C}$) cuyas manifestaciones superficiales incluyen manantiales calientes, piscinas burbujeantes, piscinas de barro y fumarolas (Benavente, 2015).

La actividad termal en el CVT ocurre en una franja de orientación ~N-S en las laderas oeste y suroeste del Volcán Tinguiririca, y presenta características típicas de un sistema hidrotermal volcánico de alta temperatura y elevación ($T > 200^{\circ}\text{C}$): fumarolas en las zonas elevadas y manantiales de aguas cloruradas en las zonas de baja altitud (Goff y Janik, 2000; Pavez et al., 2016). Se han reportado cuatro zonas hidrotermales para el CVT: (1) Los Azufres, (2) Los Humos, (3) Las Choicas y (4) Termas del Flaco (Clavero et al., 2011; Benavente, 2015; Benavente et al., 2015; Pavez et al., 2016). Las primeras tres áreas se ubican entre 2,700 y 3,300 metros sobre el nivel del mar y se caracterizan por descargas fumarólicas esporádicas, piscinas de barro y aguas sulfatadas calentadas por vapor (Clavero et al., 2011; Benavente, 2015; Benavente et al., 2015). Las fumarolas son principalmente vapor ($> 90\%$ mol/mol) a temperaturas cercanas a los 90°C y están asociadas con alteración ácido-sulfato y depósitos de sulfuros nativos (Benavente 2015). El principal *outflow* de esos sistemas geotermales se encuentra en las Termas del Flaco, ~16 km al sur del CVT, donde se descargan aguas ricas en cloro y de alta temperatura (entre 63.7 y 89.2°C) a una elevación de 1,720 msnm, 1,600 m menos que las fumarolas de Las Choicas. El agua tiene pH neutro, y una composición NaCl con TDS mayor a 4000 mg/L y una composición isotópica estable ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta\text{D}-\text{H}_2\text{O}$) que coincide con las características del agua meteórica que se asocia con una fase gaseosa con concentraciones relativamente altas de CH₄ (Benavente, 2015; Benavente et al., 2015; Pavez et al., 2016).

Las descargas de fumarolas en Los Humos se caracterizan por la ausencia de compuestos magmáticos gaseosos como SO₂, HCl y HF, y un valor de $\log(\text{H}_2/\text{H}_2\text{O})$ cercano a -2.82, lo que indica que los fluidos se equilibraron en profundidad con una fase de vapor bajo condiciones hidrotermales típicas, no magmáticas (Giggenbach, 1987). Sin embargo la presencia de He mantélico en los gases de las fumarolas de Los Humos y la piscina burbujeante de las Termas del Flaco (R/R_{air} entre 2.13 y 3.9 según Benavente (2015)), así como la presencia de N₂ no atmosférico en ambas zonas (con razones N₂/Ar hasta 233) sugieren la ocurrencia de un sistema magmático profundo bajo la zona hidrotermal superior (Benavente, 2015; Benavente et al., 2015), que podría tener composición basáltica (Clavero et al., 2011) o andesítica (Pavez et al., 2016). La presencia de H₂ y H₂S

en las descargas fumarólicas indican temperaturas de reservorio mayores a 250°C, lo que es consistente con las temperaturas de cerca de 270°C calculadas con los geotermómetros CO₂-Ar y CO₂-CH₄ (Benavente, 2015; Benavente et al., 2015). Las altas concentraciones de Cl y Li (~1800 and ~4 mgL⁻¹) y la razón Cl/B del agua en las Termas del Flaco también sugieren que los fluidos derivan de un reservorio de alta temperatura. Cálculos geotermométricos en el sistema Na-K-Ca-Mg indican que esas aguas ricas en Cl se equilibraron a una temperatura cercana a los 230°C (Benavente, 2015; Benavente et al., 2015), lo que a su vez coincide con la temperatura máxima medida en el fondo de un pozo de 800m de profundidad ubicado cerca de Los Humos (Clavero et al., 2011). La relación entre las aguas ricas en Cl y una posible fuente bajo Los Humos y Las Choicas no está completamente clara, pero de existir una conexión, la diferencia de ~40°C con respecto a las fumarolas ricas en Cl se explicaría por un considerable desplazamiento lateral antes de su descarga en superficie (Pavez et al., 2016).

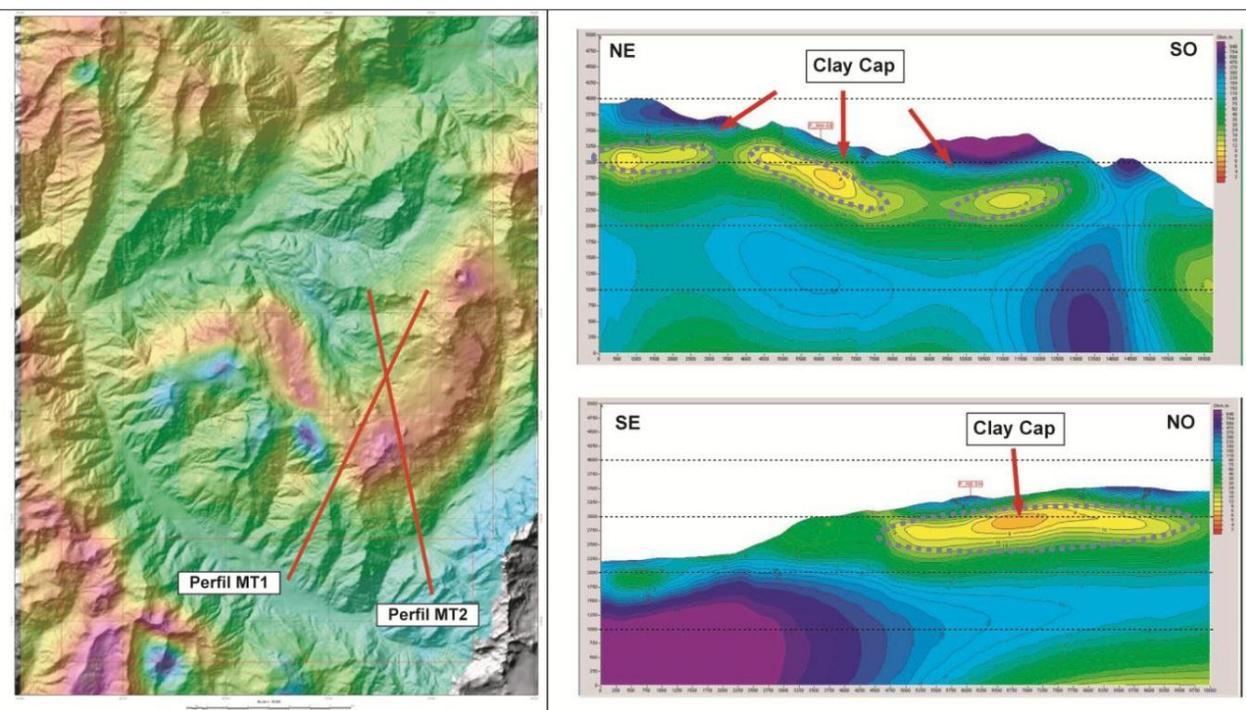


Figura 14: Mapa y perfiles del área geotermal Tinguiririca donde se muestra el modelo MT realizado por Clavero et al. (2011). Las líneas rojas indican la orientación aproximada de los perfiles reportados (Benavente, 2015).

La existencia de un reservorio de alta temperatura ha sido inferida indirectamente a través de un sondeo MT-TDEM en la zona norte del área de estudio (Clavero et al. 2011). De acuerdo a los perfiles reportados (figura 14) se observa la presencia de zonas de alta resistividad ($\sim 100\Omega\text{m}^{-1}$) bajo una secuencia de baja resistividad con forma de campana ($< 10\Omega\text{m}^{-1}$), lo cual es típico de reservorios geotermales neutros con halo de alteración filica (*clay cap*). La base del área conductiva podría corresponder a una zona de *up-flow*, bajo el volcán Fray Carlos (Clavero et al. 2011).

El proyecto geotermal ha sido sondeado utilizando un pozo delgado (*slim hole*), pero el reservorio geotermal no fue alcanzado en la perforación, ya que tanto la mineralogía (zona rica en esmectitas) como el perfil de temperatura (zona conductiva) que se encontró en profundidad es típica de la capa de arcilla que sobreyace al reservorio (Clavero et al. 2011; Droguett 2013).

3.4 Geología estructural

El CVT se ubica al sur del oroclino del Maipo, donde el volcanismo en general está alineado con las fallas inversas de alto ángulo del sistema El Fierro-El Diablo, con rumbo NNE-SSO y una cinemática donde predominan los desplazamientos dextrales (Benavente, 2015). Una evidencia de lo anterior es el sismo ocurrido el 28 de agosto de 2004 (Mw=6.5) que ocurrió en el curso superior del río Teno, entre los volcanes Planchón y Tinguiririca. La distribución de réplicas se extendió verticalmente a lo largo de una traza de orientación NNE-SSO de aproximadamente 33 km de largo y 10-15 km de profundidad, con un mecanismo focal de orientación NNE-SSO de rumbo dextral. La distribución hipocentral sugiere que la ruptura ocurrió a lo largo del sistema de fallas asociado con la falla El Fierro debido a la cercanía a este sistema estructural (Farías, 2007).

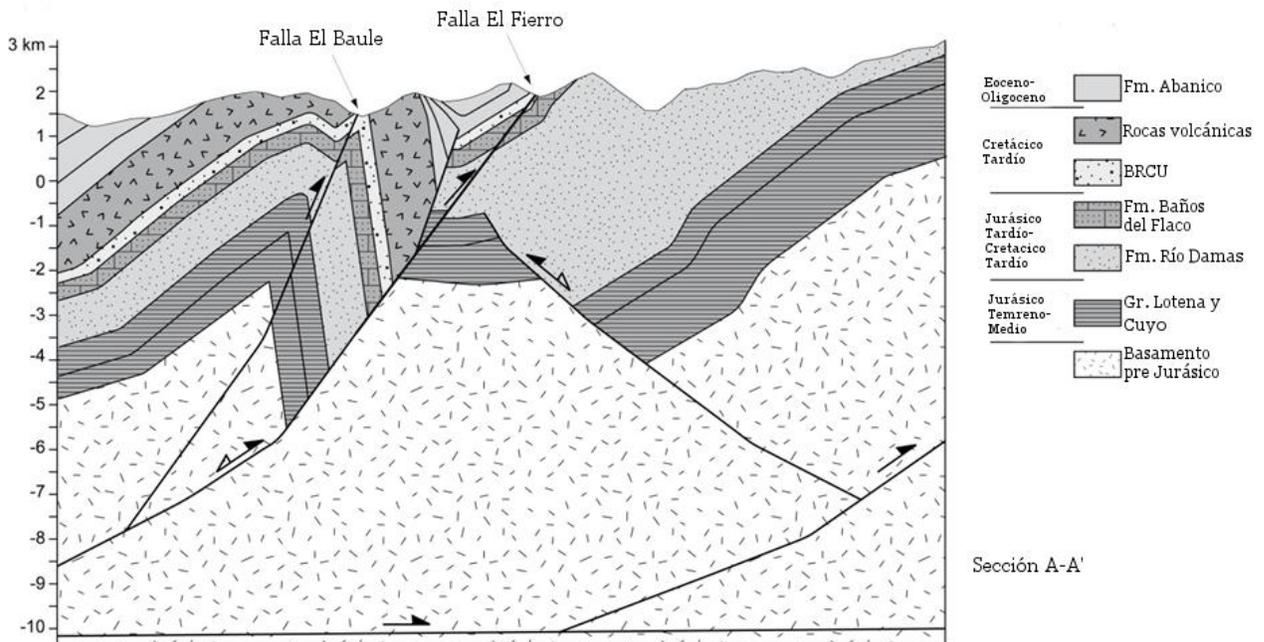


Figura 15: Sección estructural esquemática I-I' (ubicación en Fig. 2). El perfil muestra la interpretación de las estructuras que afloran en la región del CVT (Pavez et al., 2016).

La orientación NNE-SSO favorecería la generación de permeabilidad vertical en los sistemas de fallas debido a la creación de dominios transtensionales (Cembrano y Lara, 2009). Debido a lo anterior, los sistemas hidrotermales al sur del Oroclino del Maipo suelen estar dominados por el transporte vertical de fluidos de origen profundo a través

de grietas tensionales de rumbo NNE-SSO asociadas al sistema estructural El Fierro (Benavente, 2015).

En la parte este del área de estudio las secuencias Mesozoicas que mantean al oeste forman parte del limbo trasero de un gran anticlinal con vergencia este de 10 km de longitud de onda, con su limbo frontal al este del área (Mescua et al., 2014; figuras 13 y 15). En el núcleo del anticlinal afloran sedimentos marinos del Jurásico Temprano con fallas inversas y pliegues en complejas disposiciones. El pliegue ha sido interpretado como consecuencia de la inversión de fallas normales asociadas con el desarrollo del depocentro Mesozoico Río del Cobre. Las fallas normales invertidas mantean hacia una zona de despegue a unos 10 km de profundidad, basculando hacia el oeste las rocas Mesozoicas y las estructuras del sector oriental del área de estudio (Mescua et al., 2014; Pavez et al., 2016; figura 15).

La estructura dominante en el sector oeste es un anticlinal de ~9 km bien expuesto en la ladera norte del valle del río Tinguiririca (Fig. 12) involucrando las secuencias volcánicas del Cretácico Tardío en su núcleo y la Formación Abanico en sus limbos, mostrando vergencia este (Pavez et al., 2016). Además, en el limbo frontal la Fm Abanico muestra una discordancia progresiva y estratos de crecimiento hacia el este, que se pueden explicar por la existencia de un sistema de fallas normales ciego con manteo oeste en el área de la Quebrada de Garcés (Pavez et al., 2016), considerando que la Fm. Abanico fue depositada en un evento de extensión (Charrier et al., 1996). De hecho, el pliegue anticlinal de ~9km estaría asociado con la inversión de esas fallas normales (Mescua et al., 2014). El pliegue está cortado por la falla El Baule (Charrier et al., 2002), que tiene rumbo N-S y vergencia este. Esta falla corta la charnela del pliegue evidenciando que es su formación es posterior (Pavez et al., 2016). En profundidad la estructura estaría conectada con las fallas invertidas ciegas formando solo una falla bajo los 8 km de profundidad (Fig. 14). Al este se encuentra la falla invertida El Fierro, con rumbo NNE-SSO y manteo este. Esta estructura estaría asociada a la inversión de la cuenca Abanico (Pavez et al., 2016).

En la zona estudiada se observó una importante subsidencia de hasta ~10 cm asociada al terremoto 8.8 Mw del Maule en 2010, lo que sugiere la existencia de acumulación de fluidos hidrotermales en profundidad (Pritchard *et al.*, 2013; figura 16). El área afectada por la subsidencia además tiene una orientación NNE-SSO coincidente con la de las estructuras dominantes, lo que indicaría que los fluidos magmáticos-hidrotermales son transferidos desde profundidades a través de las zonas de falla (Benavente, 2015). El sismo habría provocado un cambio en el estado de esfuerzos, formando numerosas fracturas pequeñas alineadas. Éstas facilitaron el escape de fluidos, despresurizando el reservorio y generando la subsidencia (Pritchard *et al.*, 2013). Sin embargo, la acumulación de estos fluidos hidrotermales no sólo se restringiría a la zona de daño. Según el modelo conceptual de Benavente (2015), la zona de acumulación podría corresponder tanto (i) al contacto entre las secuencias Meso-Cenozoicas deformadas y las secuencias volcánicas de edad

Mioceno medio a Pleistoceno (ii) como a las secuencias volcánicas Cuaternarias emitidas por los centros eruptivos que hospedan el sistema hidrotermal.

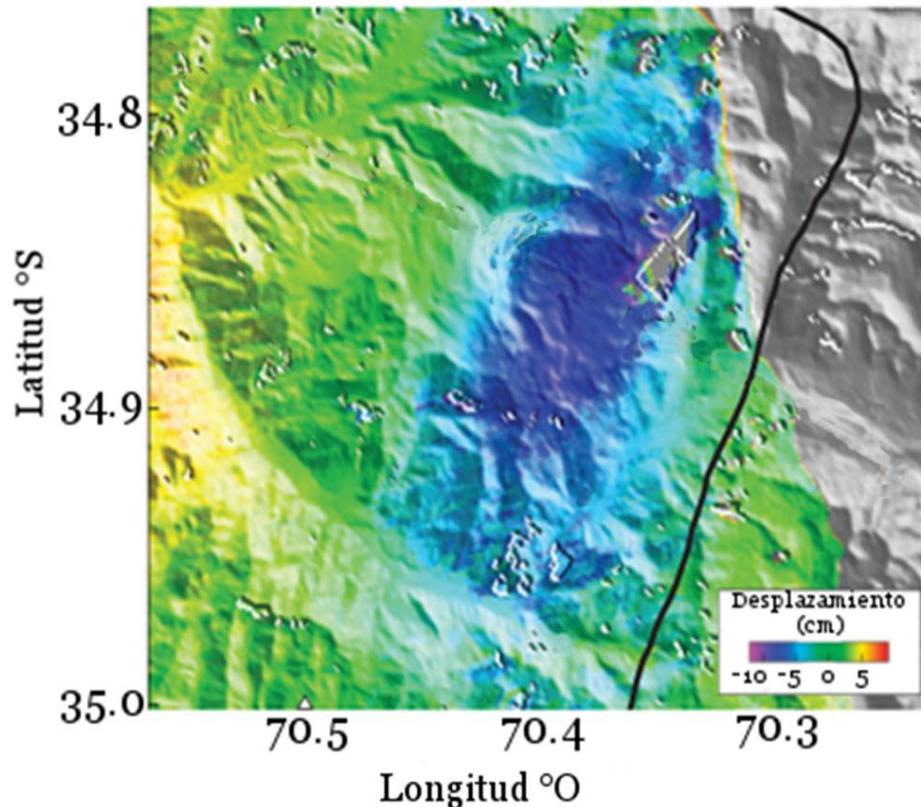


Figura 16: Área afectada por la subsidencia cosísmica luego del terremoto 8.8 Mw del Maule (27 de febrero 2010) calculada con interferogramas (Pritchard et al., 2013).

3.4.1 Datos a analizar: tomografía sísmica pasiva del CVT

El modelo de velocidades que se analiza en la siguiente sección lo obtuvo Pavez et al. (2016) utilizando tiempos de llegada de onda P y S registrados por 16 estaciones sismológicas de período corto de tres componentes desplegadas al oeste del Volcán Tinguiririca durante los meses de enero a abril de 2010 (Lira, 2010; Pavez et al., 2016). La red sísmica cubría un área de 20 x 10 km², con una distancia promedio entre tres estaciones de ~ 3 km. Se registraron 15.000 eventos sísmicos, donde el 73% corresponden a réplicas del terremoto del 27 de febrero de 2010 (Mw=8.8) ocurrido en la costa de Chile Centro-Sur, y el 27% restante a sismicidad local (figura 17). Para la inversión se usaron 11,343 tiempos de llegada de onda P y 11,250 tiempos de llegada de onda S (Pavez et al., 2016).

Para obtener la tomografía, Pavez et al. (2016) localizaron la sismicidad basándose en un modelo de velocidades con capas en 1D para las ondas P; el modelo 1D para las ondas S lo obtuvieron usando la razón $V_p/V_s=1.75$ (Pavez et al., 2016). El modelo de velocidades de onda en 3D se compone de una grilla con 390 bloques, que cubren un volumen de 15 x 18 x 18 km³. La resolución lateral de la grilla es de 3 x 3 km², y la profundidad tiene un

espaciamiento de 1-1.5 km en 13 capas, yendo desde 3 km sobre el nivel del mar a -15 bajo el nivel del mar (Pavez et al., 2016).

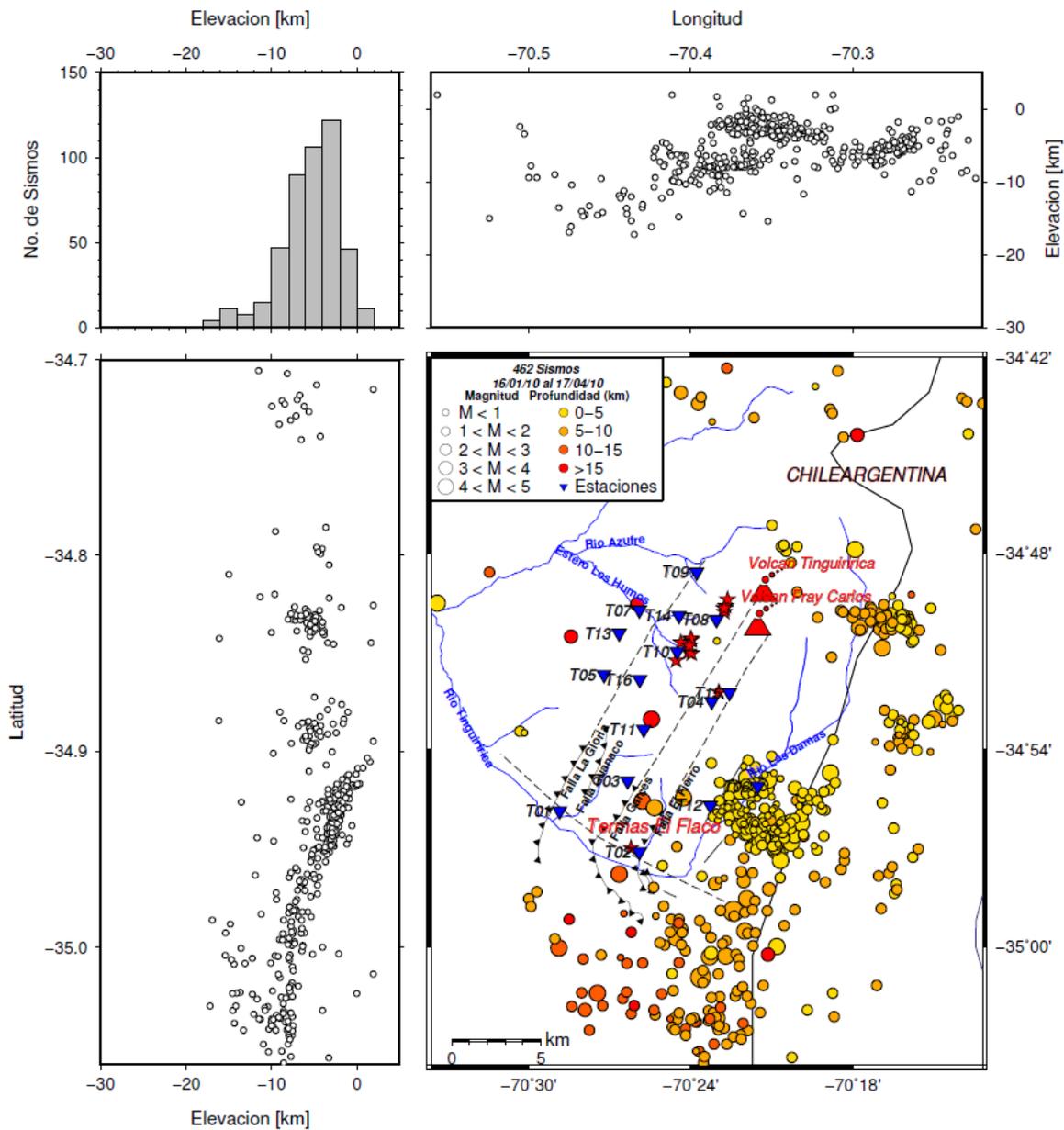


Figura 17: Sismicidad local registrada por las estaciones de la red Tinguiririca durante el período 16/enero - 17/abril de 2010. Los triángulos azules invertidos corresponden a la ubicación de las estaciones sismológicas, y las estrellas a manifestaciones termales (Lira, 2011).

4 RESULTADOS Y DISCUSIONES

En este capítulo se muestran y discuten los resultados obtenidos al aplicar la metodología descrita en la sección 1.5. Como el método consta de etapas correlativas, en cada subsección se muestran los resultados de esa etapa y se discuten inmediatamente.

La tomografía sísmica del CVT está compuesta por una grilla de puntos en un sistema tridimensional (N, O, z), donde cada punto tiene asociado un valor de V_s , de V_p y de la razón V_p/V_s (sección 3.4.1). En el análisis que se describe a continuación se considera cada nodo de la grilla de la tomografía sísmica como un dato independiente. Por otro lado, las tomografías sísmicas en general pierden certidumbre al aumentar la profundidad y en las zonas cercanas a los límites de la red de estaciones sismológicas. La robustez de estos modelos se evalúa cualitativamente utilizando *tests* de resolución sintéticos (e.g. Koulakov, 2009), sin embargo, en este caso no se cuenta con esa información.

En el trabajo de Pavez (2016) se indica que el modelo tiene buena resolución en la zona central del área de estudio, donde se ubican las manifestaciones termales, así como el área oeste, porque son sectores donde existe una elevada densidad de rayos. El modelo tomográfico de Pavez et al. (2016) considera profundidades de hasta 15 km b.n.m., sin embargo, en su análisis posterior solo toman en cuenta los datos hasta 8 km b.n.m.. En este trabajo se estudia el mismo rango de profundidad, con el objetivo de eliminar valores con baja resolución. Además, se consideran siempre como más confiables los datos que se encuentren dentro del área de cobertura de la red de estaciones sismológicas.

4.1 Constantes elásticas y velocidades sísmicas

Como se vio en el capítulo 2, son varios los parámetros físicos que afectan las velocidades de ondas sísmicas P y S en una roca. Los identificados en los antecedentes de este trabajo son la litología, la porosidad y el fracturamiento, el nivel de saturación y tipo de fluido, la presencia de fusión parcial, la presión y la alteración hidrotermal, además de distintas combinaciones entre ellos (capítulo 2). Entonces, para determinar la distribución de los fluidos y el magma en un sistema volcánico-hidrotermal a partir de datos sísmicos es importante: 1) cuantificar el efecto de la saturación de distintos fluidos, y 2) entender cómo afectan los otros factores a la elasticidad del medio, para poder detectar cuáles variaciones son producidas por la saturación de fluidos y cuáles son provocadas por otras razones. En este caso el efecto de la temperatura se descarta debido a que las mediciones de laboratorio a distintas presiones confinantes no han mostrado variaciones importantes ni sistemáticas por debajo del *solidus* (Nakajima y Hasegawa, 2003; Christensen, 1996; ver capítulo 2, sección 2.2.3).

En el cálculo de las constantes elásticas de cada nodo de la grilla se utilizan las ecuaciones descritas en la sección 2.2, asumiendo un medio isótropo y lineal. Para obtener los parámetros de Lamé y el módulo de incompresibilidad es necesaria la densidad. Como ese dato no está disponible, se estima utilizando la regresión polinomial de Brocher (2005) a partir de V_p (sección 2.1.3), como se muestra en la figura 18. Las densidades calculadas se distribuyen en un rango de 2350-2600 gr/cm³, y son en general menores que las de

referencia para rocas cristalinas de la corteza (medidas en laboratorio a 200 MPa; Christensen, 1996), aunque las más altas son similares a las de una andesita (figura 18).

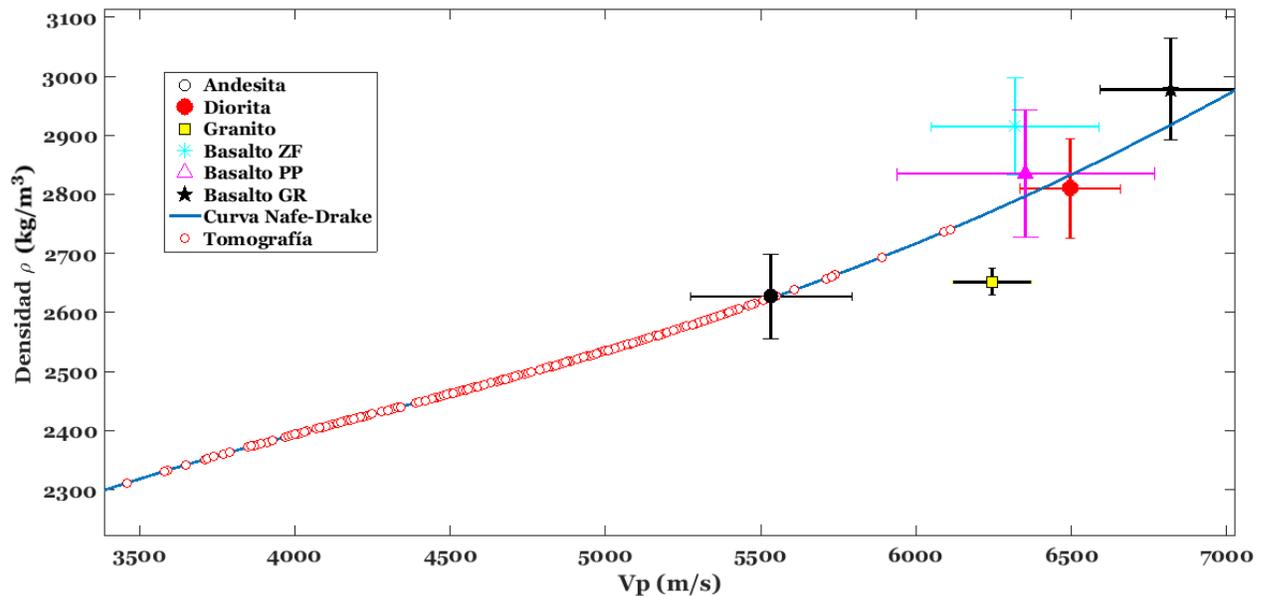


Figura 18: Densidades calculadas a partir de V_p utilizando la ecuación 13 (círculos rojos). Además, se muestran algunas mediciones de laboratorio de referencia para rocas de la corteza (Christensen, 1996). Los datos de basaltos tienen distintos grados de metamorfismo: ZF=facies ceolita, PP=prehnita-pumpellita y GR=esquistos verdes, por sus siglas en inglés.

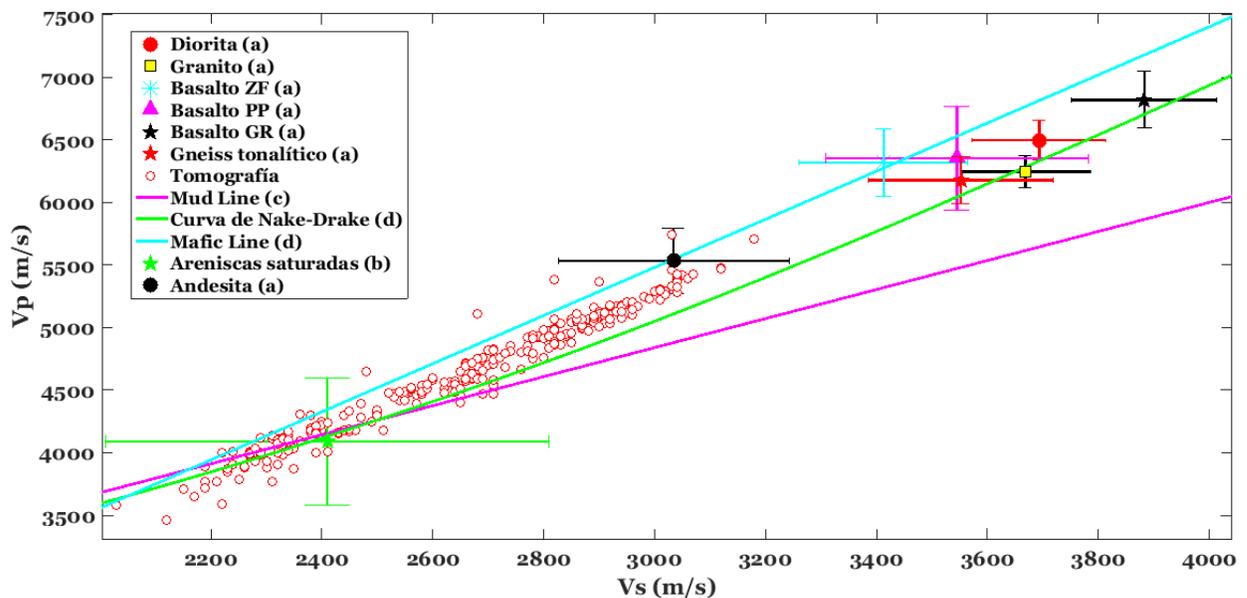


Figura 19. Velocidades de onda S y P de la tomografía sísmica del CVT. (Las referencias son a) Christensen, 1996; b) Mavko et al., 2009; c) Castagna et al., 1985; d) Brocher, 2005).

En la figura 19 se grafican los valores de V_p y V_s para los nodos que componen la tomografía. Adicionalmente se entregan datos de obtenidos en distintos tipos de roca

como referencia (Christensen, 1996; Mavko et al., 2009; Castagna et al., 1985; Brocher, 2005). Se observa que los valores V_p y V_s varían en rangos de 3600-5300 m/s y 2200-3100 m/s respectivamente, presentando en general una relación lineal. Los valores del módulo de Poisson muestran una distribución principalmente unimodal con máximo en $\sigma = 0.26 \pm 0.02$. La mayoría de los datos tienen un módulo de Poisson menor al de la tendencia de las rocas máficas o *mafic line* (Brocher, 2005), y un módulo de Poisson mayor al de las rocas sedimentarias o *mud line* (Castagna et al., 1985), como se muestra en la figura 19.

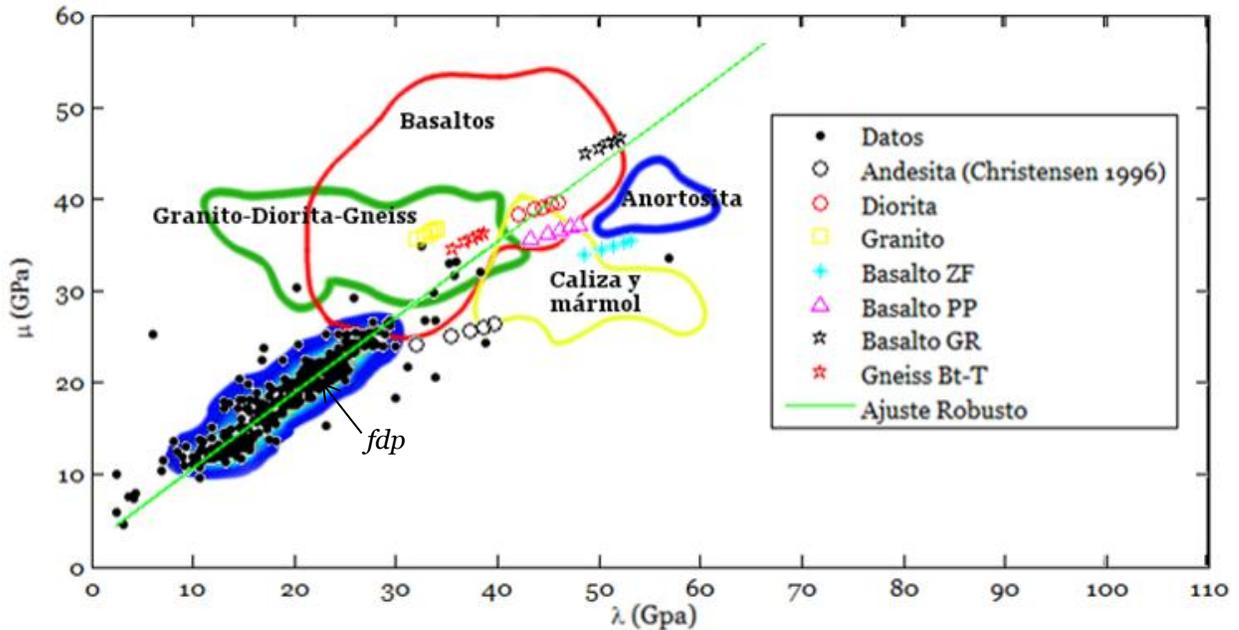


Figura 20: Parámetros de Lamé de los datos de la tomografía sísmica, además de una *fdp* que encierra los rangos de valores más frecuentes. Se indican valores de referencia para rocas comunes de la corteza. Datos con barra de error: Christensen (1996); Áreas dibujadas: Wang y Ji (2009).

En la figura 20 se grafican los valores obtenidos para los parámetros de Lamé λ y μ , además de una función de probabilidad que encierra los datos más probables. Muestran una relación lineal, con rangos 10-26 GPa y 9-31 GPa respectivamente, y toman valores menores que los datos de referencia para distintas rocas cristalinas de la corteza (Christensen, 1996; Wang y Ji, 2009). El tipo de roca con valores más parecidos es la andesita, aunque no tiene la misma tendencia. En cambio, al extrapolar linealmente los datos hacia valores mayores con un ajuste robusto la litología que mejor explica la tendencia es la diorita (línea verde en la figura 19), aunque también atraviesa las áreas de los basaltos y del grupo granito-diorita-gneiss. Por otro lado, el módulo de incompresibilidad toma valores entre 10 y 46 GPa.

Los valores de las constantes elásticas son, en general, menores que los de rocas cristalinas y mayores que los de rocas sedimentarias, aunque los valores de referencia son medidos en laboratorio para rocas compactas a altas presiones, por lo que la presencia de porosidad, sobre todo a bajas presiones, es un factor que debe ser considerado (Christensen, 1996). Tomando en cuenta esto, las litologías que explican de mejor manera

las constantes elásticas del CVT son principalmente las dioritas y las andesitas, con presencia de rocas sedimentarias, fracturadas y/o saturadas con fluidos.

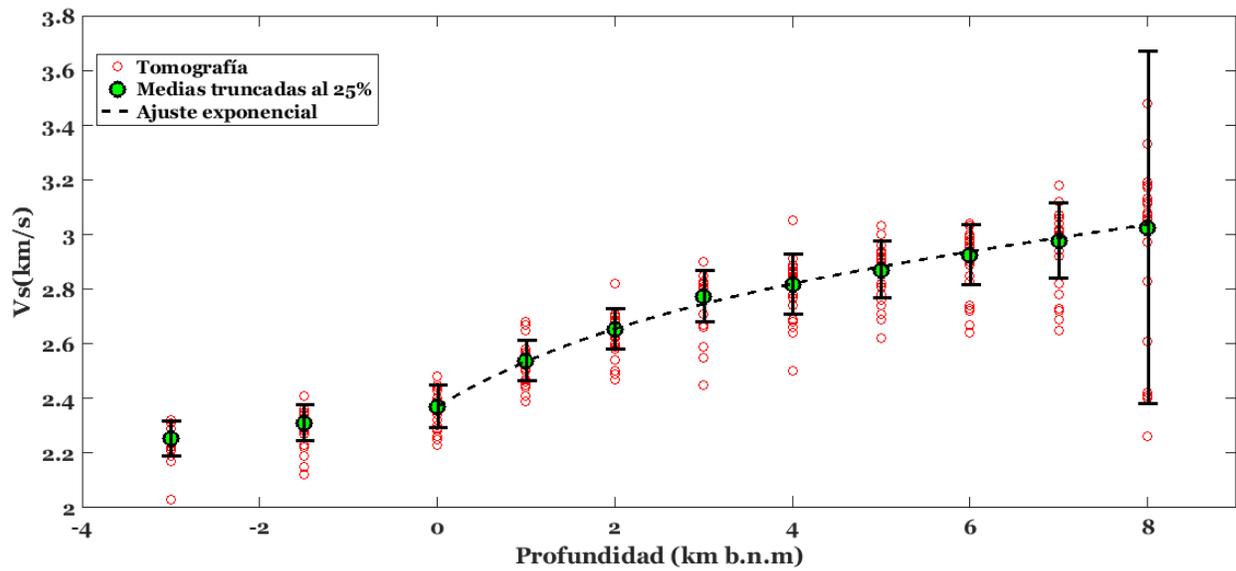
4.1.1 Efecto de la Presión

En la figura 21 se grafican los valores de V_p y V_s con el aumento de la profundidad para estimar el efecto de la presión litostática sobre ellos. Para cada profundidad se muestra la media de los datos truncada al 25% para minimizar el efecto de los datos anómalos y entender la tendencia general. Pese a existir una gran variabilidad de los datos para cada profundidad, se observa que las medias de V_p y V_s aumentan de manera no lineal con la profundidad, y por ende con la presión (figura 21 A y B respectivamente). Para los datos que se encuentran sobre el nivel del mar la tendencia no es tan clara como sí lo es para los datos entre 0 y 8 km b.n.m., rango en el cual se observa un aumento bien ajustado con la ecuación 14 para ambas velocidades, representada en línea negra sólida. Los parámetros de la fórmula ajustada se resumen en la tabla 2. Este comportamiento es consistente con la ecuación empírica de Ji et al. (2009), y estaría dado por el cierre progresivo de microfracturas en las rocas al aumentar la presión litostática, que, de acuerdo a lo medido en laboratorio, ocurre hasta cerca de los 100-200 MPa (7.5-15 km de profundidad, Ji et al., 2009). Como las velocidades de las ondas P y S aumentan con la presión, es esperable un comportamiento similar para las constantes elásticas K , λ y μ , lo que dificulta la interpretación de sus variaciones en términos litológicos y petrofísicos. Entonces, es necesario encontrar algún parámetro elástico que sea independiente de las variaciones en la presión para poder eliminar su efecto e identificar anomalías causadas por la presencia de fluido o de fracturas.

De manera análoga a lo anterior, en la figura 22 se grafican los valores del módulo de Poisson y de las variaciones de velocidades con respecto al modelo inicial (dV_p y dV_s) para las distintas profundidades del modelo tomográfico. En el caso del módulo de Poisson, no se observa un patrón de variación claro al aumentar la presión. De hecho, el ajuste lineal para las medias truncadas de cada profundidad indica que es prácticamente constante (~ 0.26) e independiente de la presión (figura 22 A), lo que es consistente con las mediciones de laboratorio en rocas cristalinas de la corteza (Christensen, 1996; figura 6). Algo similar ocurre con dV_p y dV_s , que no muestran una tendencia de variación clara al aumentar la presión, aunque las medias truncadas para cada profundidad siempre son menores a cero. En general, en todas las profundidades dV_s toma un valor constante de -0.8% , mientras dV_p varía en el rango $-1.8 \pm 0.4\%$ (figura 22). Lo anterior indica que el modelo inicial en una dimensión sobreestima ligeramente los valores de V_p y V_s , pero predice de manera razonable el aumento de V_p y V_s con la profundidad.

En resumen, las velocidades P y S, además de las constantes elásticas K , λ y μ , aumentan sistemáticamente con la profundidad de manera no lineal. Por otro lado, dV_p , dV_s y el módulo de Poisson son prácticamente independientes de la profundidad, por lo que utilizar estos parámetros permitiría eliminar el efecto de la presión litostática al analizar sus variaciones en el modelo tomográfico en términos petrofísicos. Como además se asume que son independientes de la temperatura, se utilizarán dV_p , dV_s y el módulo de Poisson para identificar las anomalías que sean causadas por la presencia de fluidos y/o fracturamiento.

A)



B)

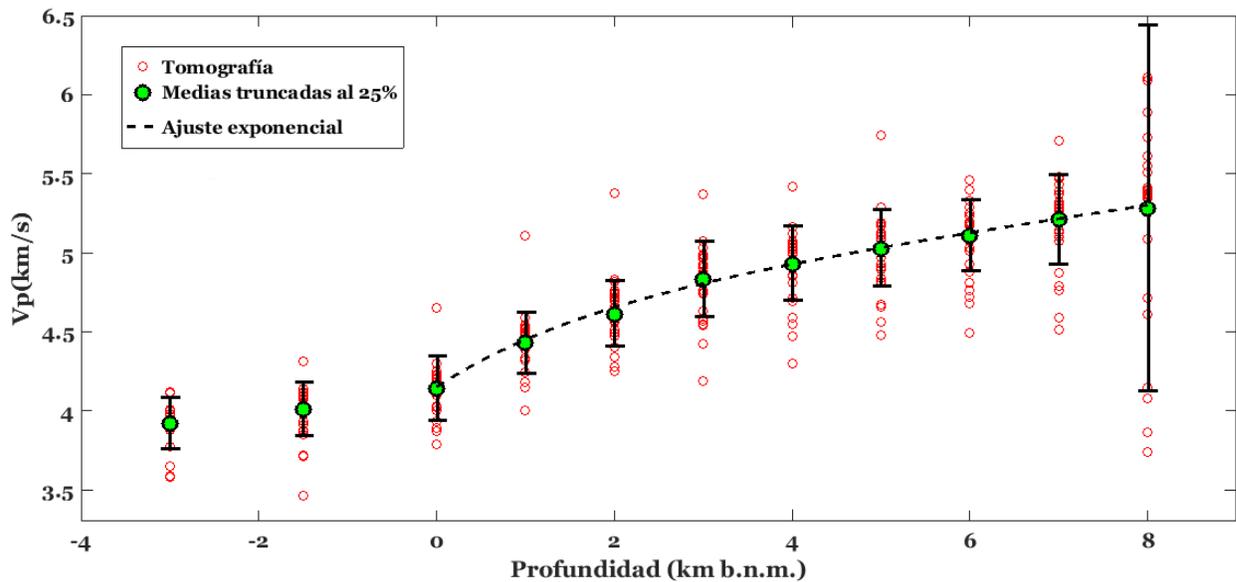
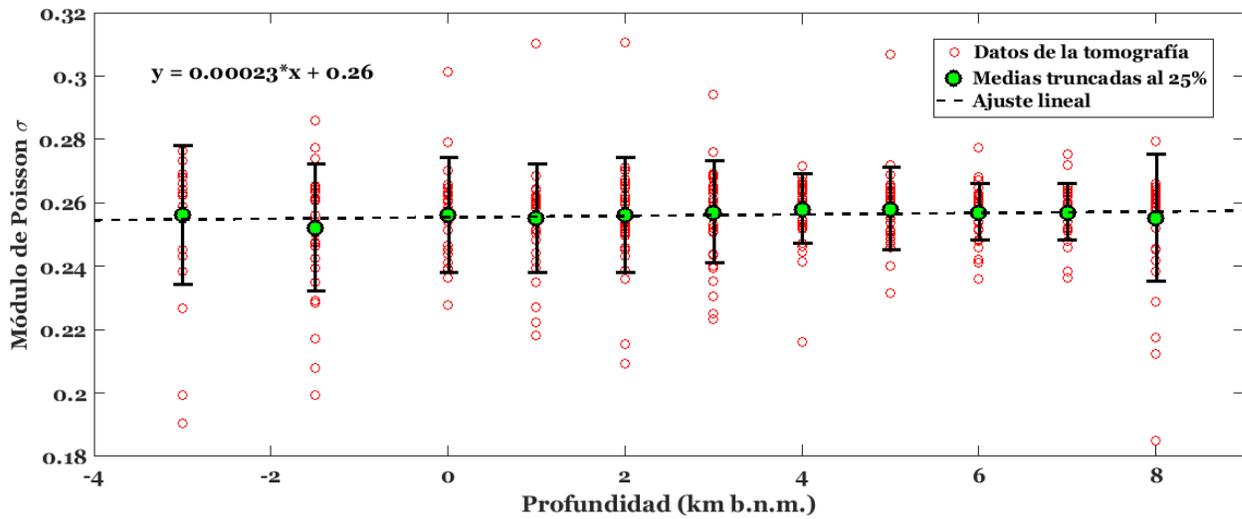


Figura 21: Velocidades P y S del modelo tomográfico para distintas profundidades. En A) se muestra V_p y en B) V_s . En ambos casos se grafica un ajuste exponencial (utilizando la ecuación 14 de Ji et al, 2007) válido para profundidades de 0 a 8 km b.n.m. (tabla 1).

Tabla 1: Coeficientes del ajuste exponencial que relaciona las velocidades P y S con el aumento de la profundidad (figura 21).

	V_0	D	B_0	K
V_p	4.65	0.082	0.50	0.57
V_s	2.69	0.043	0.33	0.46

A)



B)

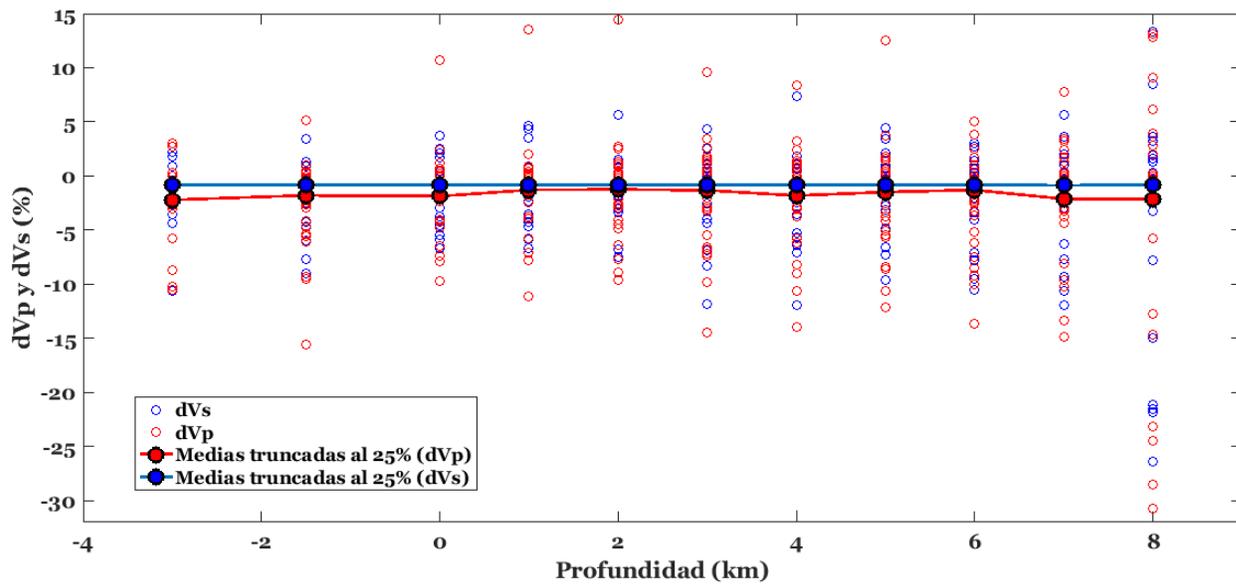


Figura 22: A) Variación del módulo de Poisson con la profundidad. La línea sólida representa un ajuste lineal de las medias truncadas y las barras la desviación estándar para cada profundidad del modelo. B) Variación de dV_p y dV_s con la profundidad.

4.2 Modelos de inclusión de fluidos

En esta sección se entregan los resultados del modelo de inclusión de fluidos con geometría de esferoide oblato (sección 2.2.4.1, ecuaciones 17-21; Schmeling et al., 2012). Para cuantificar el efecto de la inclusión de fluidos en las velocidades de ondas sísmicas de una roca sólida se utilizan como módulos elásticos intrínsecos de la matriz los valores esperados para K (46.3 GPa) y μ (26.3 GPa) a unos 8 km de profundidad en el CVT (~100MPa de presión litostática), que representan una roca compacta y con baja presencia de microfracturas (Ji et al., 2009). Se modela el efecto de los fluidos que típicamente se encuentran en un sistema volcánico-hidrotermal. El fundido que se utilizó es el de una andesita hidratada en condiciones magmáticas corticales ($P=1.46$ GP y $T=1273^{\circ}\text{C}$, Malfait et al., 2014). Los datos de agua líquida y en condiciones de fluido supercrítico-vapor son del modelo termodinámico de Piro y Mokry (2011), de Takei (2002) y de Malfait (2014). Finalmente, en las fracturas secas se consideró un K cercano a cero (0.001 GPa), lo que según Mavko et al. (2009) es una aproximación válida. Todos los datos recién descritos se indican en la tabla 2.

Tabla 2: Datos de entrada para el modelamiento numérico de inclusión de fluidos según método de Schmeling et al (2012).

	Matriz	Fundido silicatado	Gas- Fluido SC	Líquido	Fractura seca
K (Gpa)	46.5	17.2 ^b	0.4 ^c	2.7 ^b	0.001
μ (Gpa)	26.3	-	-	-	-
ρ (kg/m3)	2810 ^a	2298 ^b	200 ^d	650 ^d	30
Geometría	-	Esf. Oblato ($\alpha=0.1$)			

^a Christensen, 1996. ^b Malfait et al., 2014. ^c Takei, 2002. ^d Piro y Mokry, 2011 (SC: $P=35$ MPa, $T=400^{\circ}\text{C}$, Agua: $P=35$ MPa, $T=350^{\circ}\text{C}$).

Las inclusiones se modelan como cavidades con geometría de esferoide oblato con bajas razones de aspecto ($\alpha = 0.1$), que representan poros elongados, asumiendo que domina la porosidad secundaria producida por fracturas. Este supuesto se basa en los resultados de Pavez et al. (2016) que indican los valores de bajas razones V_p/V_s se relacionan con la geometría del sistema de fallas El Fierro y sus fracturas asociadas (más detalles en la sección 4.4). Se modela un estado parcialmente relajado en líneas discontinuas (subíndice r), lo que significa que los poros no están aislados y es válido cuando la frecuencia de las ondas sísmicas es baja (Takei, 2002), y un estado no relajado o de poros aislados en líneas sólidas (subíndice u). Se considera en todos los casos una fracción de fluido máxima de 15%, porque este tipo de modelos tienden a sobreestimar el efecto de la inclusión cuando la fracción alcanza valores mayores a ~10% (Schön, 2011).

Los modelos de variación de dV_p y dV_s con la inclusión de fluidos se muestran en la figura 23. En ambos casos se evidencia que las velocidades de ondas sísmicas disminuyen con el aumento de la fracción de fluido. Este resultado es consistente con lo observado por otros autores (Schmeling et al., 2012; Takei, 2002; Nakajima y Hasegawa, 2003), lo que se

explica porque los módulos elásticos de los fluidos son en general menores que los de la matriz, que representa la roca compacta y seca.

Las curvas de dV_p tienen pendientes distintas para cada tipo de fluido y muestran un descenso aproximadamente lineal. A medida que aumenta la compresibilidad (K^{-1}) y disminuye la densidad del fluido, el descenso de V_p es mayor. Por ejemplo, si la fracción de fluido es de 10%, V_p disminuye 12% con el fundido, con el agua 22% y con el gas un 30%, disminuyendo aún más con las fracturas secas (figura 23 A). Además, se observa un pequeño rango de variación entre el caso parcialmente relajado y el no relajado, donde la interconexión entre las inclusiones hace disminuir más rápido V_p . Según la ecuación 14, la velocidad P depende de K y de la densidad, y si ambos descienden su efecto tendería a anularse. Sin embargo, cuando ambos bajan, se produce una disminución en dV_p , por lo que la compresibilidad parece ser el factor que domina su comportamiento, lo que es consistente con otros modelos teóricos existentes y con mediciones de laboratorio en condiciones corticales (e.g., Takei, 2002).

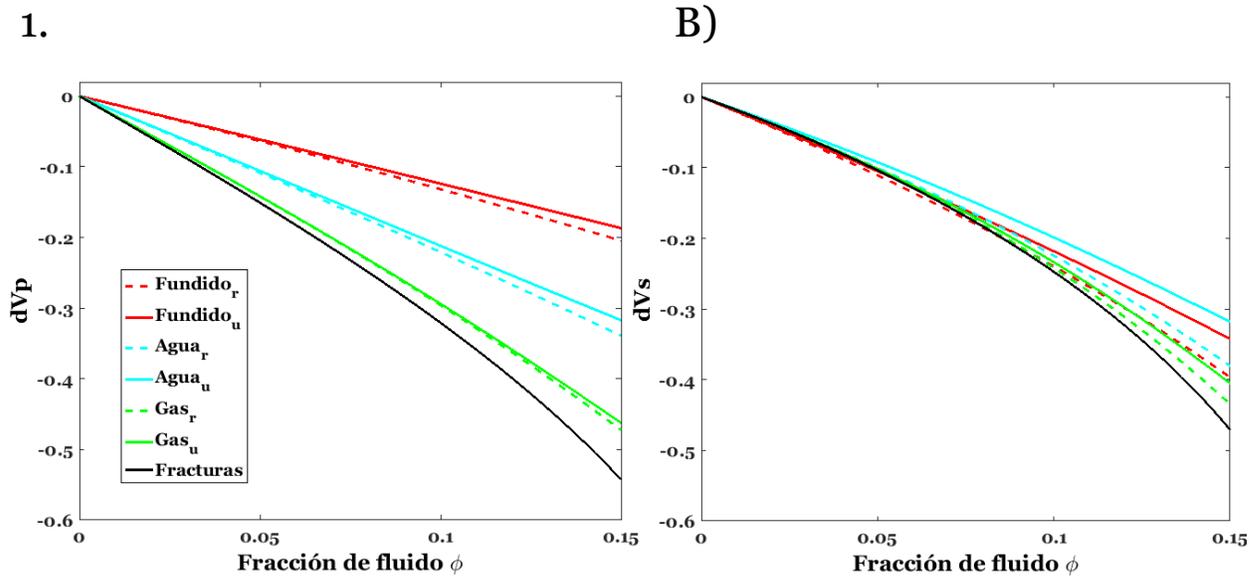


Figura 23: Variación de V_p y V_s (a y b respectivamente) con la fracción de distintos fluidos utilizando la geometría de esferoide oblato. Las líneas sólidas representan modelos de poros no conectados (estado no relajado, subíndice u) y las punteadas poros parcialmente conectados (estado relajado, subíndice r).

En el caso de dV_s las variaciones muestran menor dependencia del tipo de fluido, ya que las diferencias entre las curvas son menores, sobre todo para bajas cantidades de fluido (figura 23 B). Esto es consistente con resultados de trabajos anteriores, que indican que las variaciones de V_s , debido a la presencia de una fase fluida, dependen principalmente de su fracción volumétrica, pero no del tipo de fluido y de su compresibilidad (Takei, 2002). Lo anterior se explica porque el módulo de cizalle de un fluido ideal es cero, debido a su nula resistencia al corte. Lo que explica que las curvas no sean idénticas se debe a efectos de la densidad (ecuación 16).

El comportamiento observado en la figura 23 indica que de existir contrastes en la razón V_p/V_s producto de la presencia de distintas fases fluidas, deberían correlacionarse con cambios en la velocidad de onda P, lo que coincide con mediciones de laboratorio en sistemas geotermales (Boitnott y Kirkpatrick, 1997). En la figura 24 se grafican los modelos de variación del módulo de Poisson con la inclusión de distintos tipos de fluido, que depende directamente de V_p/V_s (ecuación 5). Como es esperable luego de analizar los modelos de dV_p y de dV_s , las curvas están controladas por la compresibilidad del fluido, haciendo que la inclusión de un fundido silicatado haga aumentar el módulo de Poisson, el gas y las fracturas lo hagan disminuir, mientras que el agua provoca valores intermedios, con un comportamiento más complejo. Para el caso de relajación de los poros, el agua hace aumentar σ , y para el caso no relajado disminuye levemente hasta una fracción de 11% y luego comienza a aumentar. Los resultados del fundido, del agua y del gas son consistentes con los de Watanabe (1993), Schmeling et al (2012) y Takei (2002), que utilizan un razonamiento análogo pero otras geometrías de poro y distintas composiciones para el líquido silicatado. Además, las curvas del modelo de fracturas son similares a los de O'Connell y Budiansky (1974), que utilizan la geometría de *films* y concluyen que su presencia disminuye el módulo de Poisson.

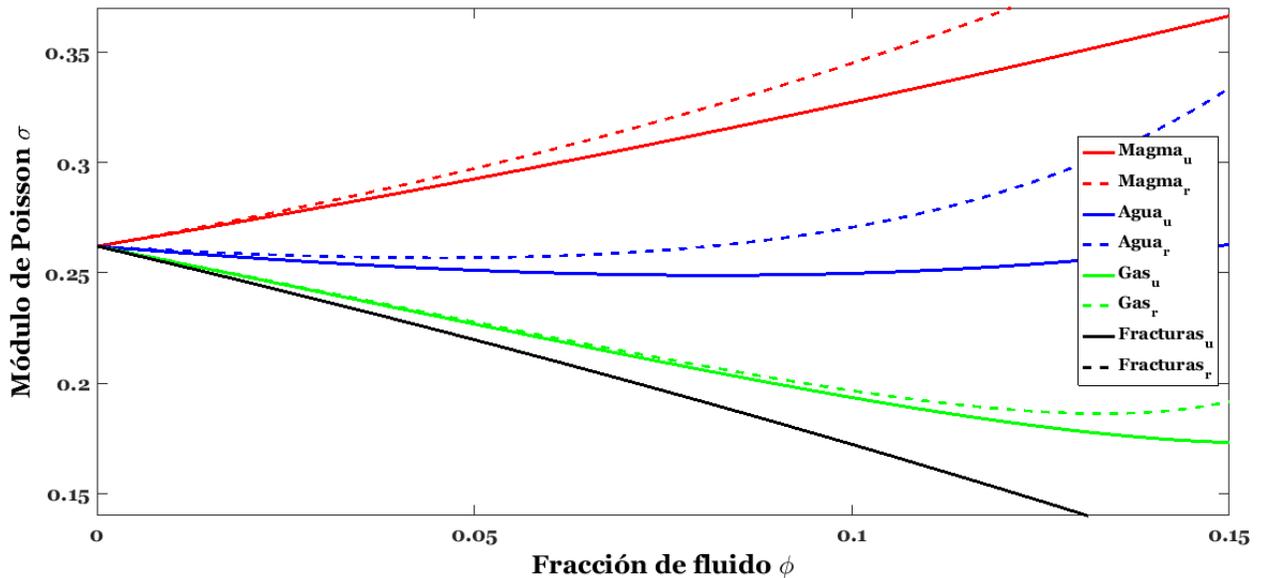


Figura 24: Variación del módulo de Poisson con el aumento de la fracción de distintos tipos de fluido. Las líneas sólidas representan modelos de poros no conectados (estado no relajado, subíndice u) y las punteadas poros parcialmente conectados (estado relajado, subíndice r).

Como se discutió anteriormente, para eliminar el efecto de la presión litostática en las velocidades de ondas P y S es útil estudiar sus variaciones dV_p y dV_s con respecto al modelo inicial 1D. Por esto, en la figura 25 se propone un diagrama que permite comprender como varían las velocidades sísmicas y el módulo de Poisson de una tomografía con la inclusión de distintos tipos de fluido en una matriz sólida (que representa el punto con cero fracciones de fluido en las figuras 23 y 24).

4.2.1 Resumen y limitaciones del modelo

Al analizar las curvas graficadas en la figura 25 se pueden resumir las principales observaciones obtenidas del modelo de inclusión de fluidos hasta aquí expuesto:

- La presencia de fluidos y/o fracturas en una roca inicialmente sólida y compacta provoca una disminución en las velocidades V_p y V_s .
- Los cambios en V_s dependen principalmente de la fracción volumétrica de fluido o fracturas, siendo relativamente independientes del tipo de fluido. Esto se explica porque el módulo de cizalle de un fluido ideal es cero.
- Los valores de V_p , además de disminuir con la fracción volumétrica de fluidos y fracturas, dependen de la compresibilidad de la fase fluida. La presencia de una fase compresible (gases o fracturas secas) provoca una disminución mucho mayor que la de un fluido incompresible (fundido silicatado o agua).
- Debido a lo anterior, las variaciones de la razón V_p/V_s (o equivalentemente en el módulo de Poisson) pueden utilizarse como indicador de la presencia de fracturas y/o de distintos tipos fluidos. La inclusión de gases o fracturas secas debería generar una disminución en V_p/V_s , la presencia de agua líquida se asocia a un V_p/V_s intermedio a alto y la presencia de magma debería aumentar V_p/V_s de manera notoria.

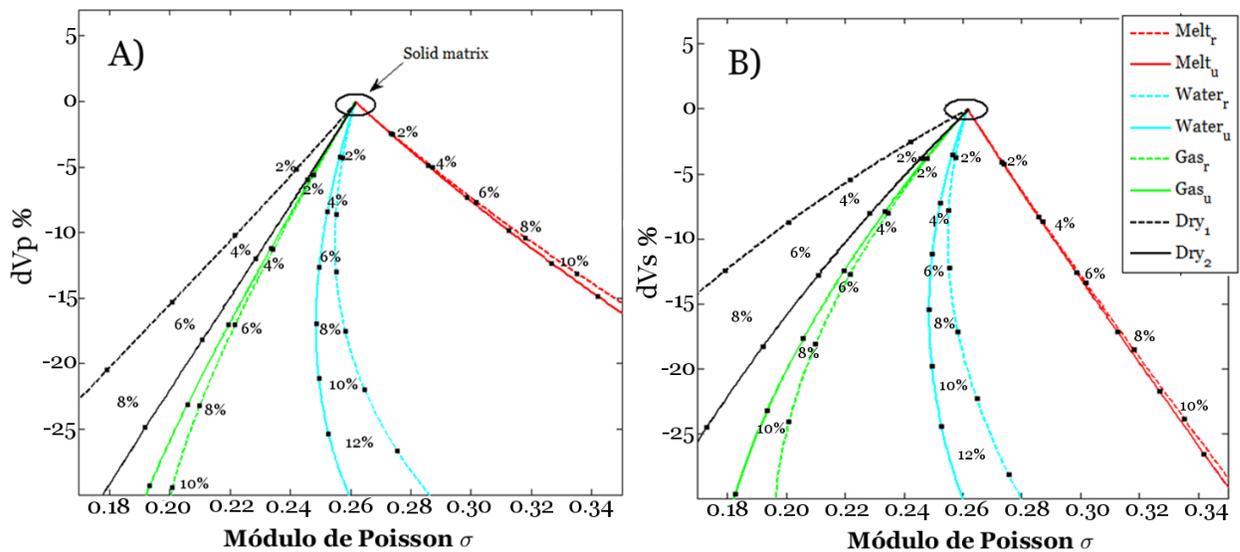


Figura 25: Efecto de los fluidos en dV_p , dV_s y el módulo de Poisson. Las líneas sólidas representan modelos de poros no conectados (estado no relajado, subíndice u) y las punteadas poros parcialmente conectados (estado relajado, subíndice r). Cada punto de color negro representa un aumento de 2% en la fracción de fluido a partir de la roca inicial compacta y seca.

Antes de analizar datos del CVT, se deben tener en cuenta los alcances y principales limitaciones del modelo de inclusión de fluidos, entre las que se cuentan:

- Se asume un estado isótropo. Sin embargo, las mediciones de laboratorio de rocas parcialmente fundidas en condiciones de esfuerzos no litostáticos (como es esperable en el área estudiada debido a la presencia de pliegues y fallas invertidas) han demostrado que la orientación anisótropa de las inclusiones y los cristales causan diferencias en V_p y V_s que no son tomadas en cuenta cuando se asume un estado isótropo y lineal (Ferri et al., 2016). Algo similar ocurre para el caso de las fracturas. En general se ha observado que las variaciones de velocidad de onda son mayores cuando la dirección de propagación es perpendicular a ellas (Mavko et al., 2009).
- Los modelos consideran el caso de una matriz sólida y una sola fase fluida pura. No se ha modelado, por ejemplo, el caso de un magma saturado de volátiles, que podría aumentar drásticamente su compresibilidad con respecto al caso de fundido puro debido a la exolución de burbujas con fluidos de baja densidad (Huppert y Davis, 2002), lo que debería provocar una disminución drástica en V_p , y consecuentemente en el módulo de Poisson. Esta omisión se debe a la escasez de mediciones de laboratorio y modelos precisos de propiedades elásticas de fundidos saturados. Entonces, para clasificar los datos el análisis considerará que las anomalías producidas por un fluido con compresibilidad mayor a la del agua se asocian a un fundido que puede estar saturado de volátiles (figura 26, área a la izquierda de las curvas para el fundido). Esto constituye una gran limitación para la interpretación, porque para casos de fluidos de compresibilidad media a alta es muy no es posible diferenciar de manera certera zonas con fluidos acuosos de zonas con presencia de fundido, especialmente si el magma tiene alto contenido de volátiles.
- Otro hecho que no es considerado es que los fluidos, en general, rellenan solo parcialmente los poros o las fracturas presentes en un medio permeable. Entonces, la curva para una roca con fracturas parcialmente saturada debería representar un caso intermedio entre el modelo saturado de fluido y el de fracturas secas, de acuerdo a los resultados de otros trabajos que si consideran la saturación parcial (*e.g.* O'Connell y Budiansky, 1974). Esto se consideró para construir la figura 26.

En la figura 26 se resumen los resultados mostrados en la figura 25 y la discusión recién planteada. Con este diagrama se procede a clasificar los datos de la tomografía sísmica del CVT. Se ha escogido el gráfico que considera dV_s y no el de dV_p porque, como se dijo antes, V_s disminuye dependiendo solo de la fracción y no del tipo de fluido que se modela, lo que permite que el diagrama de la figura 26 se puede interpretar de manera simple. Si se tiene un dato dado, la distancia a la que se ubica con respecto al punto de la matriz sólida es proporcional a la fracción de fluido, y su ubicación en el eje del módulo de Poisson va a depender de la compresibilidad, y equivalentemente, del tipo de fluido (figura 26).

Los valores de bajo módulo de Poisson que no están asociados a bajos valores de V_s se ha asumido que representan zonas con arcillas. Lo anterior se debe a que su presencia hace disminuir V_p debido a su bajo módulo de incompresibilidad K , pero no necesariamente

Vs, ya que rellenan los espacios que de otra forma estarían saturados de fluidos o aire, como ocurre en el campo geotermal The Geysers, en Estados Unidos (Boitnott y Kirkpatrick, 1997).

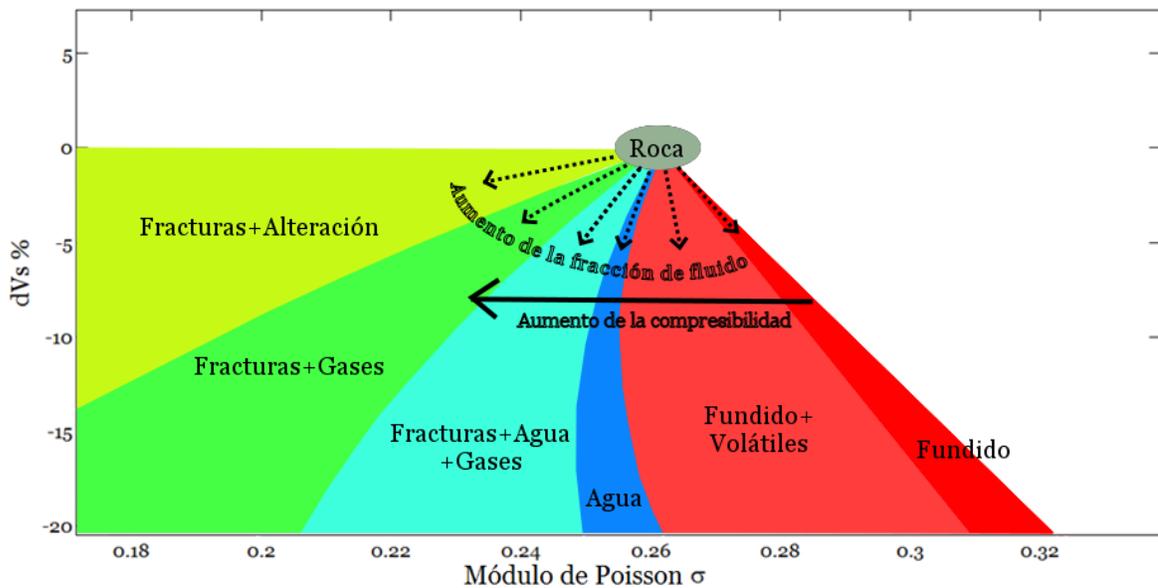


Figura 26: Diagrama propuesto para clasificar los datos utilizando como criterio el efecto de la inclusión de fluidos en una roca sólida. La discusión se expone en el texto.

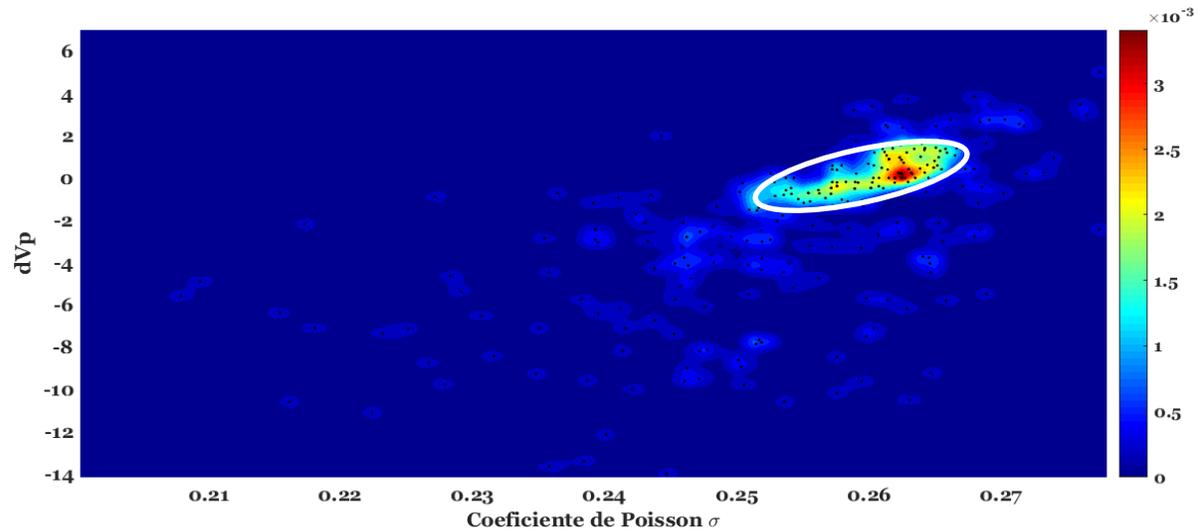
4.3 Clasificación de los datos

En la figura 27 se muestran las funciones de densidad de probabilidad de los parámetros dV_p y dV_s versus el módulo de Poisson para los datos de la tomografía sísmica del CVT. En general, existe una correlación positiva entre los valores de dV_p y el módulo de Poisson (figura 27 A), lo que no ocurre en el caso de dV_s (figura 27 B). Según Boitnott y Kirkpatrick (1997) este comportamiento indica que los bajos valores del módulo de Poisson se asocian a fluidos de baja compresibilidad y fracturamiento. Las elipses de color blanco encierran los valores más probables de la *fdp*. En este caso, y siguiendo el razonamiento de Bauer (2003), se asume que estos *peaks* representan la litología primaria de las rocas, sin presencia de fluidos.

Los datos que muestran valores negativos para dV_p y dV_s se asumen que son causados por la presencia de fluidos y fracturamiento, asumiendo que el modelo inicial ($V_p/V_s=1.75$) predice de manera correcta los valores de V_p y V_s para las rocas con bajo fracturamiento y sin presencia de fluidos. Además, entre ellos dominan los valores de módulos de Poisson bajos, lo que sugiere la presencia de fracturas secas y algunas zonas parcialmente saturadas con gases, además de valores intermedios que pueden ser producidos por la presencia de fluidos de menos compresibilidad, como agua o magma con volátiles exueltos. Al clasificar los datos de la figura 27 B utilizando el diagrama propuesto en la figura 26 se obtiene el gráfico de la figura 28.

Como se observa en la figura 28, prácticamente no existen valores que sigan la tendencia de un fundido silicatado puro. De hecho, los datos que se consideran como magma en general tienen valores de compresibilidad un poco mayores que los del agua. Esto sugiere que las zonas de magma se dan en un contexto de alto fracturamiento y/o presencia de fases volátiles exueltas.

A)



B)

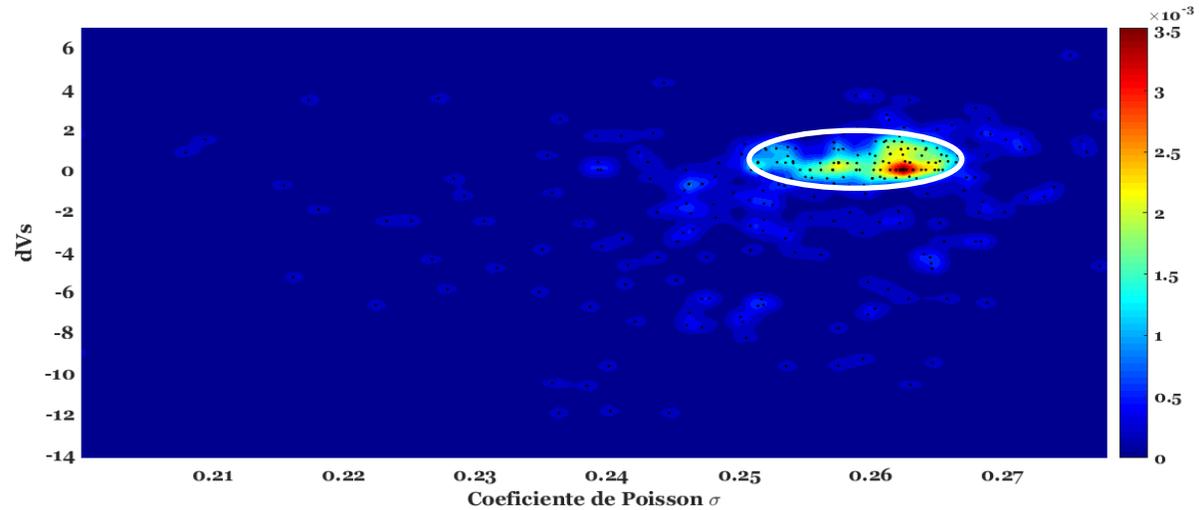


Figura 27: Funciones de densidad de probabilidad para los datos del modelo tomográfico. (a) Módulo de Poisson y dV_p , y (b) Módulo de Poisson y dV_s .

Además, se observa la existencia de valores de bajos V_p/V_s que no tienen bajas velocidades V_s (figuras 27 B y 28). Este comportamiento se puede explicar por la presencia de alteración hidrotermal y arcillas relleno una zona con fracturas (Boitnott y Kirkpatrick, 1997).

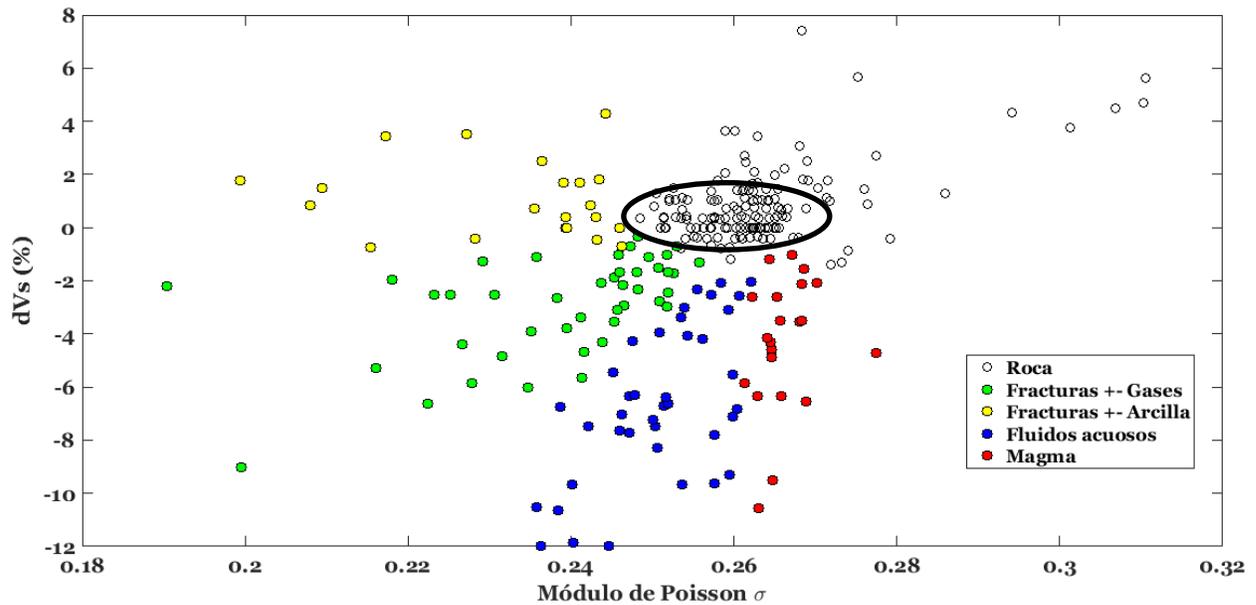


Figura 28: Clasificación de los datos del CVT utilizando el módulo de Poisson y dVs siguiendo el esquema de la figura 26.

4.4 Distribución de fluidos y fracturas en 3D

Una vez identificados y clasificados los datos que son afectados por la presencia de fluidos y fracturas, es necesario visualizar su distribución en 3D en el volumen de la tomografía sísmica inicial para entender su geometría y su relación con los rasgos geológicos del área estudiada, como manifestaciones termales, volcanes y estructuras.

En la figura 29 se muestra la distribución de rocas con fracturas secas, con presencia de gases y/o alteración hidrotermal. El volumen con fracturas secas se proyecta en superficie en la zona sureste del área y mantiene hacia el oeste (volumen verde). En el rango de resolución de la tomografía, se ubica al este de la traza principal de la Falla El Fierro y su orientación en profundidad consistente con la geometría esperada para la zona de daño del nombrado sistema estructural (figura 29).

La zona norte está dominada por la presencia de alteración hidrotermal, con fracturas rellenas de arcillas bajo la zona donde se ubican las manifestaciones termales de Los Azufres, Las Choicas y Los Humos, los volcanes del CVT y es atravesada por la traza principal de la Falla el Fierro (volumen amarillo en la figura 29). En cambio, la zona sur se caracteriza por la gran abundancia de fracturas secas, y no muestra mayor presencia de manifestaciones termales en superficie, salvo las Termas del Flaco, que se ubican más al oeste.

En la figura 30 se muestran las zonas parcialmente saturadas de fluidos de baja compresibilidad, que puede representar agua y magma, además de fracturas. Se ubican en el borde oeste del área de estudio, por lo que las geometrías obtenidas no son confiables, debido a la baja resolución que podría existir en esta zona.

En la figura 30 se muestra en rojo el volumen de fluidos que tienen mayor compresibilidad que el agua, lo que según el modelo expuesto antes representa presencia de fundido. Aunque, como se dijo anteriormente, es de mayor compresibilidad que un fundido silicatado puro, por lo que podría estar saturado de volátiles o alojado en una zona con fracturas. Este posible reservorio magmático se ubica en la parte más profunda del volumen de la figura 30, desde las -1 a los -6 km b.n.m, lo que es interpretado como la fuente de calor y de fluidos del sistema hidrotermal. Debido a la baja perturbación en dVs (hasta $\sim -10\%$), y que los módulos de Poisson son relativamente bajos representar una cámara magmática, es probable que exista una fracción de fundido baja ($\sim 5\%$), con alto contenido de volátiles en una zona con alto fracturamiento, que además coincide con la base del cuerpo altamente fracturado de la figura 29, asociado a la zona de daño del sistema de fallas El Fierro. En este caso parece ser que el reservorio magmático no responde al modelo simplificado de una cámara magmática como un cuerpo completamente fundido y con límites bien definidos, sino más bien es posible que el fundido se encuentre distribuido en diques que aprovechan zonas de debilidad asociadas al fracturamiento, y tendrían composición andesítica. Estas estructuras son muy pequeñas para ser observadas en el modelo tomográfico debido a su resolución, y explicarían la presencia de fundido en un rango tan amplio de profundidades en una zona que no ha mostrado un volcanismo tan activo en los últimos años.

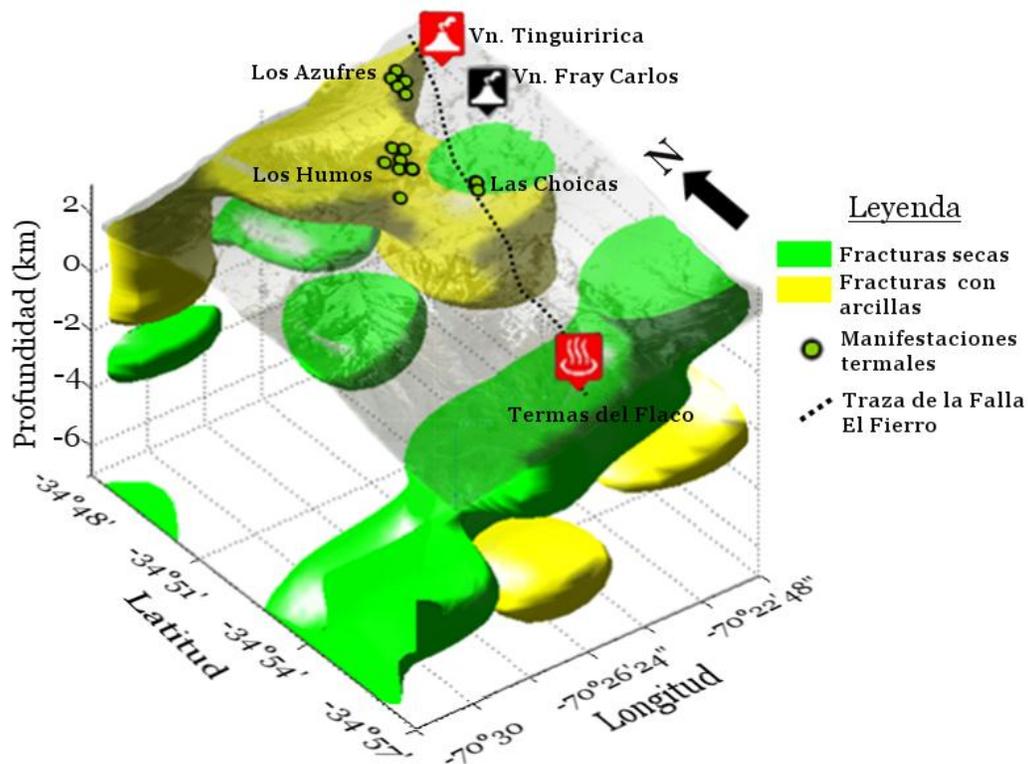


Figura 29: Visualización 3D de las zonas con fracturas secas y con arcillas, asociadas a bajos valores del módulo de Poisson. Como referencia se muestran: la ubicación de los volcanes Tinguiririca y Fray Carlos; las manifestaciones termales de Las Choicas, Los Humos, Los Azufres y las Termas del Flaco (Pavez et al., 2016); la traza principal de la falla El Fierro (Arcos, 1987) y la topografía del área.

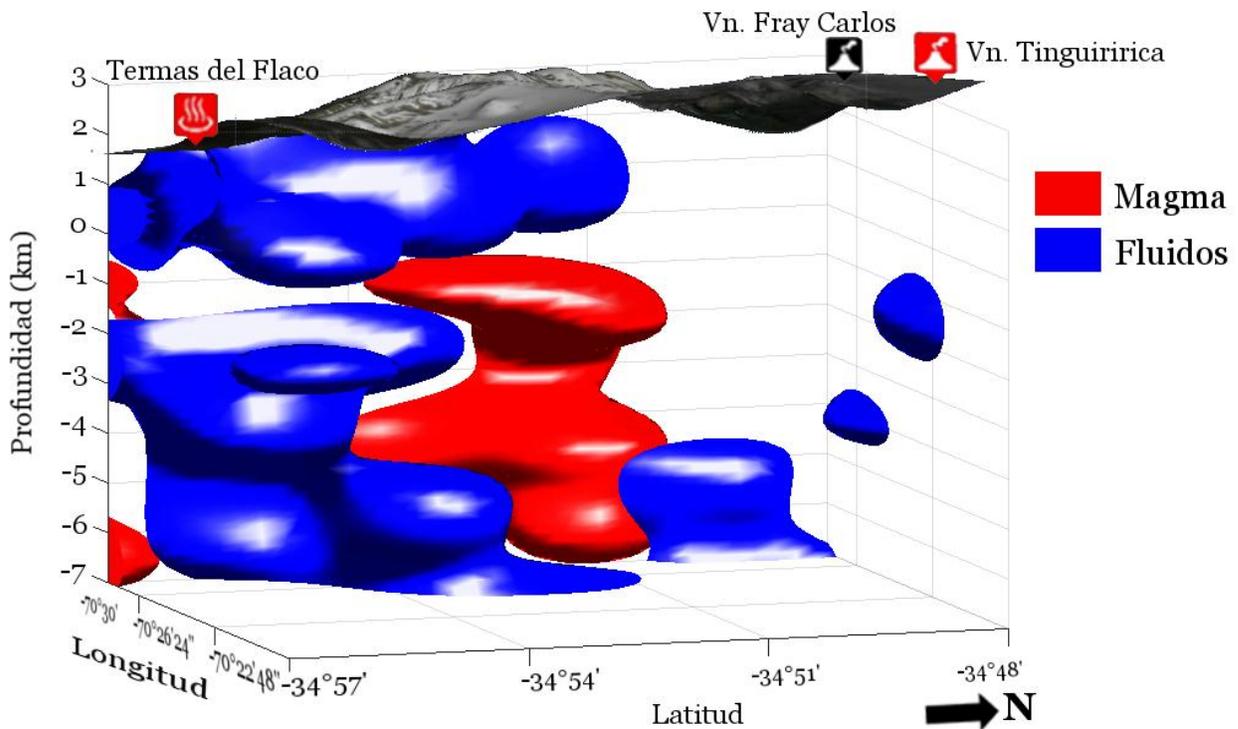


Figura 30: Volumen saturado con fluidos incompresibles, como agua y magma.

Los volúmenes azules en la figura 30 representan zonas con presencia de fluidos de compresibilidad similares al agua. La parte superior se ubica al suroeste y coincide aproximadamente con la ubicación de las Termas del Flaco, dentro del rango de resolución de la tomografía. Este cuerpo podría representar una zona de transferencia de fluidos acuosos desde la parte profunda hacia la superficie, siendo el *outflow* del sistema.

El volumen azul de la parte inferior del modelo es más difícil de interpretar, porque se ubica en la esquina suroeste del modelo a gran profundidad, por lo que su resolución es baja, lo que hace dudar de su extensión y su geometría (figura 30). Como se dijo anteriormente, es difícil diferenciar si esta zona tiene presencia de fundido con volátiles o está saturada de agua, por lo que podría representar cualquiera de las anteriores. Para interpretar de mejor manera este resultado, sería necesario obtener una tomografía sísmica donde la red de estaciones sismológicas cubra de mejor manera esa zona.

4.5 Validación de resultados

En esta sección se contrastan los resultados hasta aquí obtenidos con información geológica y geofísica disponible. El objetivo es validar la clasificación, para obtener un modelo conceptual del sistema hidrotermal en estudio con una base cuantitativa.

En el perfil de la figura 31 se esquematiza lo discutido anteriormente, además de incluir una sección estructural publicada por Pavez et al. (2016) en el perfil I-I' de la tomografía sísmica (ubicación en la figura 15; Tapia, 2015). En profundidad se observa el reservorio

magmático (alto módulo de Poisson), que se encuentra rodeado por una amplia zona fracturada con orientación similar al de las principales fallas presentes (bajo módulo de Poisson). En la parte central y somera de la zona fracturada se concentran altos valores del módulo de Poisson, que muestran la existencia de una zona con fluidos, posiblemente parcialmente saturada de agua en un medio muy fracturado. Se propone entonces la existencia de fluidos primarios producidos por la desgasificación del reservorio magmático que ascienden a través del volumen fracturado hasta la superficie.

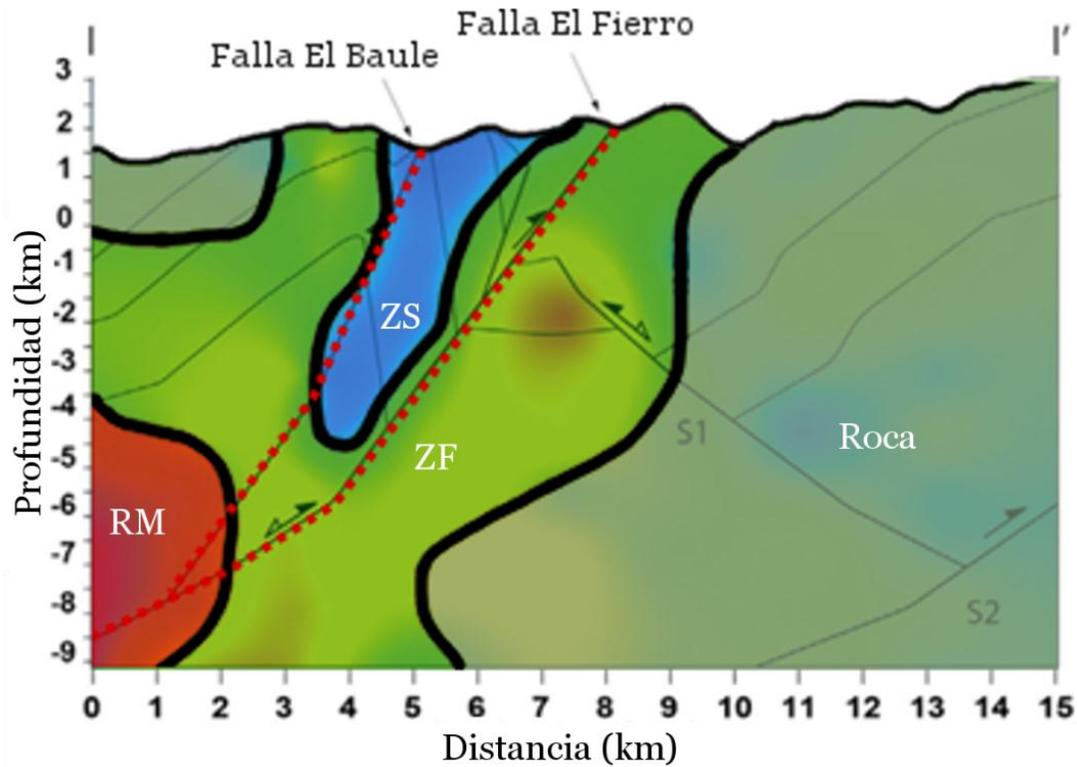


Figura 31: Interpretación del perfil I-I' de la tomografía sísmica utilizando la clasificación petrofísica. RM: Reservorio magmático. ZF: Zona fracturada. ZS: Zona saturada de fluidos. Modificado de Pavez *et al.* (2016); la sección estructural es de Tapia (2015).

4.5.1 Presencia y distribución de arcillas

Como se mostró en la figura 29, en el norte del área de estudio se observa una zona donde dominan bajos valores del módulo de Poisson (<0.245) asociados a dV_p bajos ($<-2\%$) y dV_s intermedios (-2 a 0%), lo que se explicaría por la presencia de fracturas rellenas de arcillas más que por saturación de fluidos hidrotermales (Boitnott y Kirkpatrick, 1997). Coincidentemente, esta área es donde se ubican las manifestaciones termales de Los Azufres, Las Choicas y Los Humos, y los volcanes del CVT. Entonces, en este lugar debería existir una amplia presencia de alteración hidrotermal.

La presencia de arcillas ha sido inferida indirectamente a través de un sondeo MT-TDEM en la zona norte del área de estudio (Clavero *et al.* 2011; figura 32). De acuerdo a los perfiles reportados (figura 32 B) se observa la presencia de zonas de alta resistividad

($\sim 100\Omega\text{m}^{-1}$) bajo una secuencia de baja resistividad con forma de campana ($< 10\Omega\text{m}^{-1}$), lo cual es típico de reservorios geotermales neutros con halo de alteración filica (*clay cap*) (Clavero et al. 2011). Como se observa en la figura 32 A, estas zonas de baja resistividad se ubican en la zona norte del área del área estudiada, y coinciden espacialmente de manera razonable con la proyección en superficie del cuerpo con arcillas obtenido de la tomografía sísmica (volumen amarillo en figura 29).

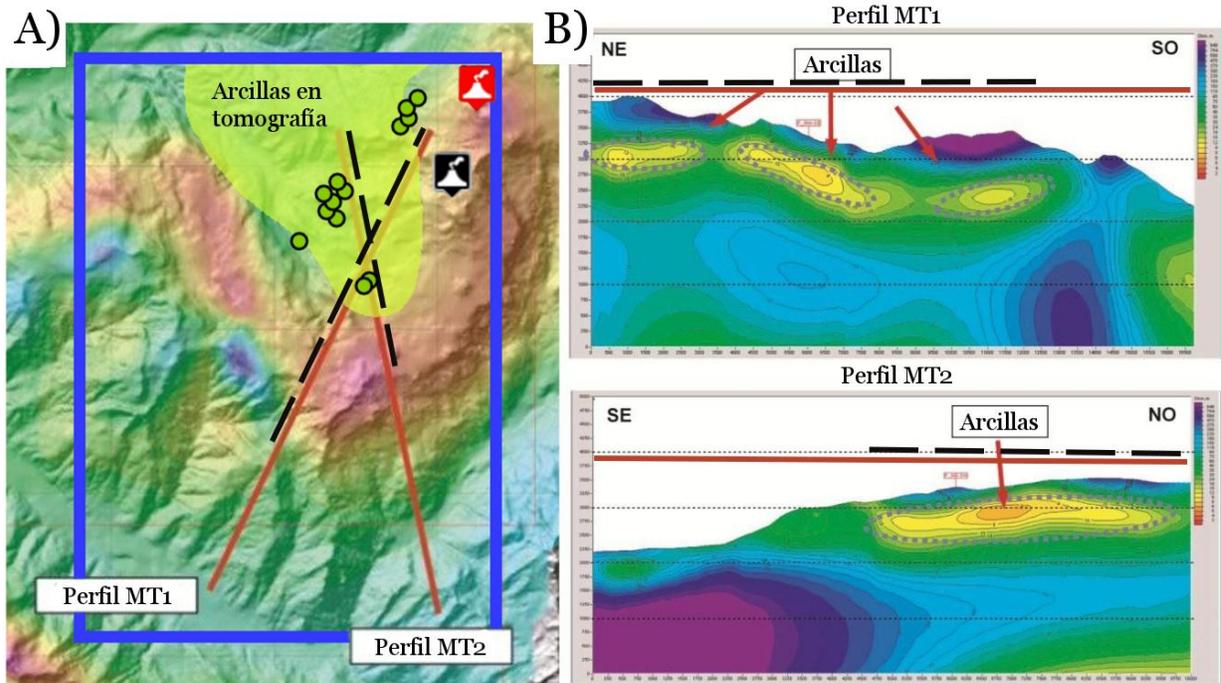


Figura 32: Mapa (A) y perfiles (B) del área geotermal Tinguiririca según el modelo MT realizado por Clavero et al. (2011). Además, se muestra la proyección en superficie del volumen con arcillas de la tomografía sísmica (volumen amarillo en figura 29). Las líneas rojas indican la orientación aproximada de los perfiles reportados (Benavente, 2015), y las líneas negras punteadas representan la sección del perfil que tiene una zona con baja resistividad, que se interpreta como arcillas (Clavero et al., 2011). Los círculos verdes representan manifestaciones termales y el recuadro azul el área de estudio (Pavez et al., 2016). Además, en el símbolo rojo se ubica el volcán Tinguiririca y en el negro el volcán Fray Carlos.

Como se indicó antes, en la misma zona existe información de un pozo delgado (*slim hole*) de más de 800 m de profundidad, donde el reservorio geotermal no fue alcanzado en la perforación (Clavero et al., 2011). Esto se explica porque la mineralogía (zona rica en esmectitas) y el perfil de temperatura (zona conductiva) encontrados en profundidad son típicos de la capa de arcilla que sobreyace a un reservorio geotermal (Clavero et al., 2011; Droguett, 2013; Vásquez et al., 2014). La distribución de los minerales de alteración indica que primeros 500m la temperatura aumenta hasta 150-200°C aproximadamente. A partir de esta profundidad la temperatura se estima por sobre los 200°C y, en algunos casos, hasta por sobre los 250°C (Droguett, 2013).

Con lo anterior, es posible establecer que los bajos valores del módulo de Poisson observados la zona norte se explicarían por la alteración ligada al sistema hidrotermal. En

particular, la porción superficial se explica por la presencia de arcillas rellenas de fracturas, lo que se reafirma al analizar el modelo MT y la mineralogía del pozo delgado. Es razonable plantear que el reservorio hidrotermal podría estar ubicado bajo esta zona, pero a altas profundidades ($\sim > 1$ km), y presentaría características de alta temperatura. A grandes rasgos, este sistema se puede separar en una zona dominada por líquidos en el sur y una zona dominada por vapor con alteración hidrotermal en el norte, bajo los volcanes y las manifestaciones termales solfatáricas. Los gases (principalmente vapor y CO_2) de la parte dominada por vapor serían los descargados por las fumarolas y las piscinas de barro de Los Azufres, Los Humos y Las Choicas.

Estos resultados son interesantes porque abren una nueva ventana en la exploración de sistemas geotermales en zonas cubiertas, como ocurre en la zona norte del área estudiada. Esto porque es posible detectar zonas presencia de alteración hidrotermal de manera indirecta.

4.5.2 Subsistencia y origen del fracturamiento

Los volcanes Tinguiririca, Fray Carlos y Monserrat, las manifestaciones termales y el área afectada por subsidencia cosísmica luego del terremoto del Maule de 2010 (Pritchard et al., 2013) se encuentran en una alineación NNE-SSO coincidente con la traza principal de la falla El Fierro, de rumbo $\sim \text{N}23^\circ\text{E}$ (figura 33). Además, la alineación se correlaciona con la proyección en superficie de las anomalías de bajo módulo de Poisson que se han designado como zona fracturada en la sección anterior (figuras 29 y 31). Esta correspondencia espacial sugiere que existe una amplia zona de fracturamiento asociada al sistema de fallas El Fierro que fue afectado por subsidencia luego del terremoto de 2010. Según Pritchard et al. (2013) ello se explicaría por la liberación de fluidos hidrotermales desde un reservorio en profundidad a través de fracturas. Así, parece claro que esta estructura controla el ascenso de fluidos hidrotermales desde niveles profundos hasta las manifestaciones termales en superficie, lo que explica satisfactoriamente los resultados del modelo de distribución de fluidos 3D, y coincide con los modelos conceptuales del CVT que se han publicado (Benavente, 2015; Pavez et al., 2016).

La distribución de los hipocentros utilizados en la tomografía sísmica muestra que prácticamente no se registraron sismos importantes en el área estudiada, como si ocurre a sus alrededores, principalmente hacia el sur y en menor medida al NNO (figura 17; Lira, 2011). Este patrón se podría explicar debido al alto gradiente de temperaturas esperables en un sistema magmático-hidrotermal (Pavez, 2016), lo que hace más somero el límite de deformación frágil-dúctil, o debido a la gran presencia de fracturamiento y arcillas asociados al sistema de fallas El Fierro, que acomodarían la deformación sin generar grandes desplazamientos.

Como muestran los mecanismos focales de sismos asociados al sistema de fallas El Fierro (sismos d y e en la figura 17; Farías, 2007), la Cordillera Principal al sur del oroclino del Maipo tiene una cinemática con una importante componente de rumbo dextral (Benavente, 2015). Por otro lado, la alineación NNE-SSO en la que se encuentran las estructuras, el fracturamiento y las manifestaciones termales del CVT se orientan favorablemente con respecto al campo de estrés presente en la ZVS-T (estrés horizontal

máximo $\sigma_{Hmax} \sim 34^\circ$, figura 33; Cembrano y Lara, 2009; Benavente, 2015). La oblicuidad de la falla El Fierro con respecto al campo de esfuerzo regional podría generar un dominio transtensional asociado al desplazamiento dextral, lo que permitiría que los fluidos magmáticos sean transportados verticalmente (paralelo a σ_2) a lo largo de grietas tensionales de rumbo NNE-SSO a presiones hidro- a lito-estáticas (figura 33; Benavente, 2015). Este mecanismo de fracturamiento es similar al de otros sistemas de la ZVS, imperante al sur del oroclino del Maipo y explica la subsidencia cosísmica posterior al terremoto del Maule (Benavente, 2015; Pritchard et al., 2013) y la amplia zona fracturada inferida a partir de los resultados de la tomografía sísmica.

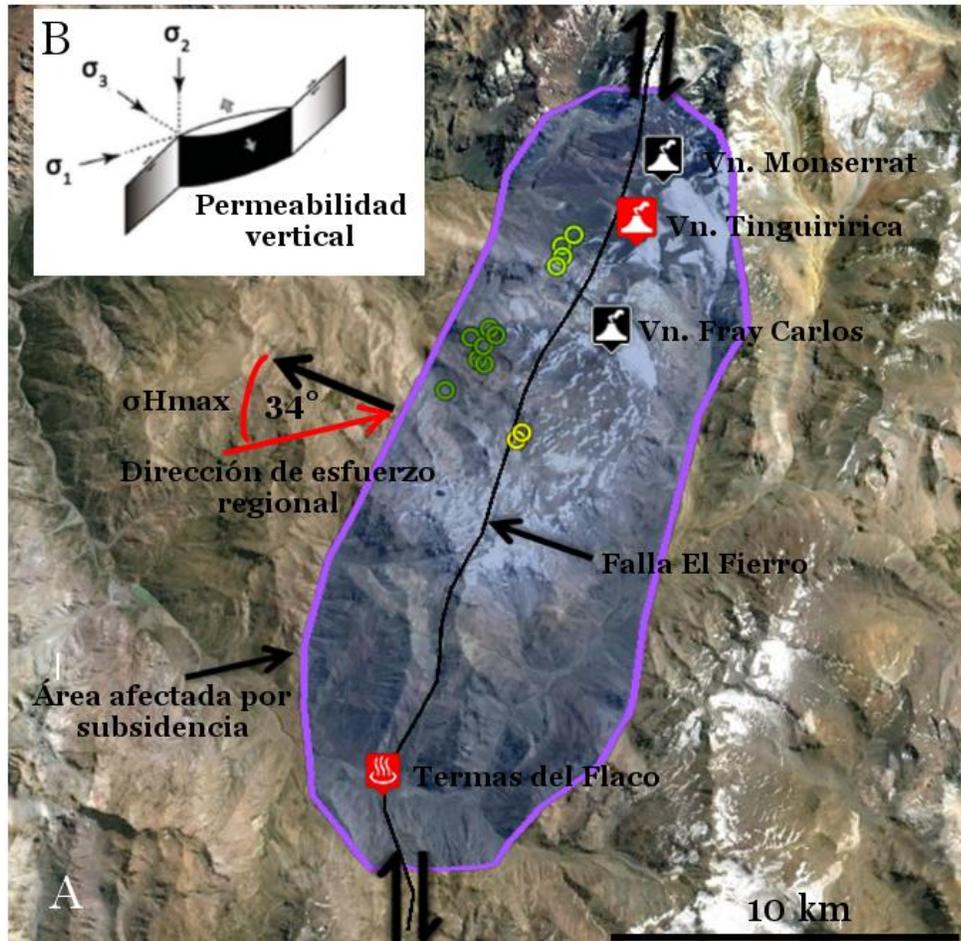


Figura 33: A) Mapa del área de estudio donde se muestra el ángulo de oblicuidad entre la dirección de esfuerzo regional y el sistema de fallas El Fierro ($\sim 34^\circ$). Además, se muestra la zona afectada por subsidencia cosísmica luego del terremoto del Maule de 2010 en color azul (Pritchard et al., 2013) y la ubicación de las manifestaciones termales reportadas por Pavez et al. (2016) en círculos verdes y amarillos. B) La orientación NNE de la Falla El Fierro con respecto a la deformación dextral favorecería la permeabilidad vertical por fracturas en un dominio de transtensión.

4.6 Comparación con el modelo existente en el CVT

Como se indicó anteriormente, la misma tomografía que se estudia en este trabajo fue utilizada por Pavez et al. (2016) para construir un modelo conceptual del sistema volcánico-hidrotermal. Para ello, consideraron una isosuperficie que encierra los datos con bajos valores de V_p/V_s , en el rango 1.65-1.70 (figura 34). En esta sección se analizan las principales características del modelo de Pavez et al. (2016), se discuten y se comparan con los resultados de este trabajo.

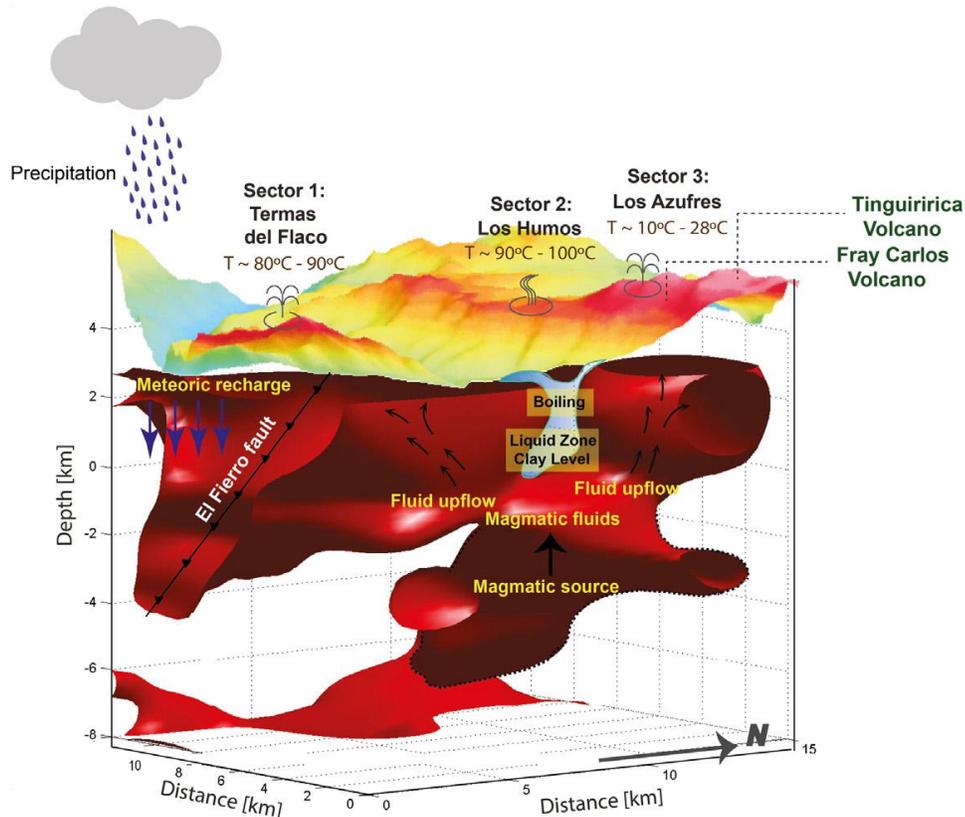


Figura 34: Vista en perspectiva de la superficie que encierra los valores de bajas razones V_p/V_s (<1.70) y la topografía del área de estudio. Además, se indican los posibles patrones de movilidad de fluido y la ubicación de las manifestaciones termales en superficie. (modelo conceptual de Pavez et al., 2016).

En su interpretación, identificaron como la fuente de calor del sistema la porción inferior del volumen de bajas razones V_p/V_s , emplazado de 3 a 6 km b.n.m., que representaría un reservorio magmático de composición andesítica (Pavez et al., 2016). Proponen que los fluidos primarios, originados por desgasificación magmática, se acumulan en un reservorio hidrotermal emplazado bajo las áreas de Las Choicas y Los Humos, que en la tomografía es la porción superior del volumen con bajas razones V_p/V_s (Pavez et al., 2016; figura 34). Según su razonamiento, esta geometría y la signatura geoquímica de los fluidos de las manifestaciones termales permitirían: 1) confirmar la existencia y la ubicación del reservorio magmático, y 2) diferenciar zonas con presencia de magma de zonas saturadas

de fluidos hidrotermales calientes (Pavez et al., 2016). En los siguientes párrafos se discuten estas dos proposiciones.

1. Con respecto a la primera afirmación, la evidencia geológica, geoquímica y geofísica, además de los resultados del método expuesto en este trabajo, efectivamente indican que existe un reservorio magmático en profundidad que actúa como fuente de calor y de fluidos (Clavero et al., 2011). Sin embargo, en el modelo de Pavez et al. (2016) se asocian bajos valores de V_p/V_s con la presencia de fundido (figura 34). Esta interpretación no es concordante con los resultados de mediciones de laboratorio de rocas parcialmente fundidas (*e.g.*, Ferri et al., 2016; $T=950\text{ }^\circ\text{C}$ y $P=500\text{ MPa}$) ni con los resultados de modelos elásticos de diversos tipos (Watanabe, 1993; Hammond y Humphreys, 2000; Takei, 2002; este trabajo), que en general concluyen que la presencia de fundido hace aumentar las razones V_p/V_s y el módulo de Poisson. De hecho, en la mayoría de las tomografías sísmicas obtenidas en sistemas magmáticos y/o volcánicos se ha asociado la presencia de material fundido con anomalías de bajas velocidades de ondas P; y sobretodo de bajas velocidades de ondas S, provocando los altos valores de V_p/V_s y del módulo de Poisson (*e.g.* Nakajima y Hasegawa, 2003; Koulakov et al., 2009; más detalles en la sección 2.3.1). En este contexto, es llamativo que para construir su modelo conceptual no se hayan considerado las anomalías de alto V_p/V_s y bajas velocidades de ondas P y S que se encuentran a profundidades mayores que lo que denominó como “zona de recarga”.
2. Para el caso de la segunda afirmación, no queda claro cuál es el criterio que permitiría diferenciar zonas con fluidos hidrotermales de zonas con presencia de fundido, ya que ambas pertenecen al mismo volumen de bajas razones V_p/V_s . Incluso, no se considera que los bajos valores de V_p/V_s pueden asociarse no sólo a bajos valores de V_p , sino que también a valores altos de V_s . En contraparte, los resultados del método planteado en esta memoria si hacen posible esa diferenciación con una base cuantitativa, permitiendo detectar incluso la presencia de arcillas y alteración hidrotermal, considerando las limitaciones ya discutidas.

A pesar de las anteriores discrepancias, otros rasgos del modelo de Pavez et al., (2016) si son concordantes con los resultados de este trabajo. De acuerdo a lo discutido hasta aquí, en ambos casos se concluye que la existe un sistema magmático e hidrotermal activo en el CVT, y que los fluidos se movilizan aprovechando el fracturamiento asociado al sistema de fallas El Fierro. Además, la presencia de fumarolas y los resultados geoquímicos muestran que el sistema hidrotermal es de alta temperatura ($T>200^\circ\text{C}$), como se indica en Pavez et al. (2016).

Salvo para las Termas del Flaco, los fluidos se habrían equilibrado en presencia de una fase vapor y tienen un importante componente magmático (Benavente, 2015; Pavez et al., 2016), lo que sugiere que no han tenido un prolongado tiempo de residencia en un reservorio geotermal dominado por líquido, más bien parece ser que son transportados desde su origen profundo hacia la superficie con cierta facilidad a través de diques y fracturas subverticales. Esto es similar a lo observado en otros sistemas hidrotermales ubicados al sur del oroclino del Maipo (Benavente, 2015). Entonces, y de acuerdo a lo discutido en la sección 4.4, el sistema hidrotermal se podría separar en una zona

dominada por líquidos en el sur y una zona dominada por vapor con alteración hidrotermal en el norte, bajo los volcanes y las manifestaciones termales solfatáricas. Los gases (principalmente vapor y CO₂) de la parte dominada por vapor serían los descargados por las fumarolas y las piscinas de barro de Los Azufres, Los Humos y Las Choicas.

4.7 Comentario acerca del aporte

La metodología propuesta y desarrollada en este trabajo ha permitido alcanzar el objetivo principal, que es: *determinar la distribución espacial de los fluidos y del fracturamiento en un sistema volcánico-hidrotermal a partir de los valores de velocidades P y S determinados de una tomografía sísmica 3D*, considerando las limitaciones discutidas con anterioridad.

En términos generales, la aplicación del método supone una mejora en la interpretación de tomografías sísmicas en sistemas volcánicos e hidrotermales, debido a que permite detectar y diferenciar zonas con fluidos, arcillas, fundido y fracturas de forma cuantitativa, con criterios de clasificación basados en modelos numérico-elásticos. Esto es lo que diferencia el análisis clásico de este tipo de resultados, que suelen tener una fuerte componente interpretativa y cualitativa.

Un buen ejemplo de lo anterior es el trabajo de Pavez et al., analizado en la sección anterior (4.6). Además de las inconsistencias en la interpretación del modelo tomográfico ya descritas, no queda claro porqué se designan los valores de $V_p/V_s < 1.7$ como zonas con fluidos y/o magma. No se explicita una justificación rigurosa acerca del criterio utilizado para escoger ese valor como umbral y no otro. Es importante recalcar que la gran mayoría de las tomografías sísmicas recopiladas en este trabajo son analizadas con enfoques similares.

5 CONCLUSIONES

En la presente memoria de título se ha desarrollado una metodología que permite distinguir zonas con distintos tipos de fluido y fracturamiento en sistemas volcánicos e hidrotermales activos utilizando los resultados de una tomografía sísmica pasiva. Con su aplicación en el sistema asociado al Complejo Volcánico Tinguiririca se logró delinear su estructura, la geometría y ubicación de su fuente de calor, además de mejorar el entendimiento de su dinámica en profundidad.

Utilizando ecuaciones y geometrías simples se puede predecir de forma razonable los cambios en los módulos elásticos de una roca ante la presencia de fracturas y fluidos. El modelo de inclusiones con forma de esferoide oblato que se utiliza en este trabajo (basado en las ecuaciones de Schmeling et al., 2012) entrega las siguientes conclusiones:

- La presencia de fluidos y/o fracturas en una roca provoca una disminución en V_p y en V_s .
- Los cambios en V_s dependen principalmente de la fracción volumétrica de fluido o fracturas, siendo relativamente independientes del tipo de fluido.
- Los valores de V_p , además de disminuir con la fracción volumétrica de fluidos y fracturas, dependen de la compresibilidad de la fase fluida. La presencia de una fase compresible (gases o fracturas secas) provoca una disminución mucho mayor que la de un fluido incompresible (fundido silicatado o agua).
- Debido a lo anterior, las variaciones en el módulo de Poisson (o equivalentemente de la razón V_p/V_s) pueden utilizarse como indicador de la presencia de fracturas y/o de distintos tipos fluidos. La inclusión de gases o fracturas secas debería generar una disminución en V_p/V_s , la presencia de agua líquida se asocia a un V_p/V_s intermedio a alto y la presencia de magma debería aumentar V_p/V_s de manera notoria.
- La principal limitación del modelo aquí expuesto es que considera los efectos de la presencia de solo una fase fluida en una matriz sólida. No se ha considerado, por ejemplo, el caso de un magma saturado de volátiles, que podría aumentar drásticamente su compresibilidad con respecto al caso de fundido puro debido a la exolución de fluidos de baja densidad (Huppert y Davis, 2002).

Al aplicar la metodología propuesta a la tomografía sísmica de Pavez et al. (2016) en el Complejo Volcánico Tinguiririca, se identificaron zonas con distintas propiedades petrofísicas en el área estudiada. Las principales son: en la zona noroeste existe un volumen con alteración hidrotermal y fracturas con arcillas; en el suroeste, se observa un cuerpo con fracturas secas, que representa la zona de daño del sistema de fallas El Fierro. Al oeste, se identificó un posible reservorio magmático compuesto de diques y saturado de volátiles, y al suroeste una zona saturada con agua, cerca de las Termas del Flaco. Esta distribución, tras contrastarse con información geológica y geofísica de otras fuentes,

permitió establecer los principales rasgos de la dinámica del sistema volcánico e hidrotermal.

Se propone la existencia de fluidos primarios producidos por desgasificación de un reservorio magmático. Éstos ascienden a través de diques y fracturas asociadas a la zona de daño del sistema de fallas El Fierro. Al sur, el sistema tiene una zona dominada por líquidos, y al norte una zona dominada por vapor, con alteración hidrotermal y arcillas bajo los volcanes y las manifestaciones termales solfatáricas.

La aplicación del método desarrollado aquí supone una mejora en la interpretación de tomografías sísmicas en sistemas volcánicos e hidrotermales, debido a que permite detectar zonas con fluidos, arcillas, fundido y fracturas utilizando un enfoque cuantitativo, con criterios de clasificación basados en modelos numérico-elásticos.

6 BIBLIOGRAFÍA

1. Amoroso, O., A. Ascione, S. Mazzoli, J. Virieux, y Zollo, A., 2014. Seismic imaging of a fluid storage in the actively extending Apennine mountain belt, southern Italy, *Geophys. Res. Lett.*, 41, doi:10.1002/2014GL060070.
2. Atkinson Jr, A. B., 2002. A model for the PTX properties of H₂O-NaCl. Master thesis, Virginia Polytechnic Institute and State University.
3. Arcos, J., 1987. Geología del Cuadrángulo Termas del Flaco, Provincia de Colchagua, VI Región, Chile. Universidad de Chile.
4. Bauer, K., A. Schulze, T. Ryberg, S. V. Sobolev, y M. H. Weber, Classification of lithology from seismic tomography: A case study from the Messum igneous complex, Namibia, *J. Geophys. Res.*, 108(B3), 2152, doi: 10.1029/2001JB001073, 2003.
5. Boitnott, G. N., y Kirkpatrick, A., 1997. Interpretation of field seismic tomography at the Geysers geothermal field, California. In *Proceedings, 22nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* (pp. 391-398).
6. Bosch, M., 2003. Inferencia estadística de porosidad e impedancia a partir de ondas sísmicas vía métodos de Monte Carlos y Optimización. Trabajo de Ascenso, Universidad Central de Venezuela, Caracas.
7. Brocher M. T., 2005. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 95, No. 6, pp. 2081–2092.
8. Castagna, J. P., Batzle, M. L., Eastwood, R. L., 1985. Relationships between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks, *Geophysics* 50, 571–581.
9. Cembrano, J. and L. Lara, 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics* 471(1-2): 96-113.
10. Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher III, C.C., Norell, M.A., Zapatta, F., Mckenna, M.C., Novacek, M.J., 1996. New evidence for Late Mesozoic-Early Cenozoic evolution of the Central Chile. *J. South Am. Earth Sci.* 9, 393–422.
11. Christensen, N. I., 1966. Elastic velocity of basic rocks, *J. Geophys. Res.* 71, 5921–5931.
12. Christensen, N.I., 1985. Measurements of dynamic properties of rocks at elevated temperatures and pressures. In: Pincus, H.J., Hoskins, E.R. (Eds.), *Measurements*

- of Rock Properties at Elevated Pressures and Temperatures. Spec. Tech. Publ. ASTM, 869, 93-107.
13. Christensen, N. I., y Mooney, W. D., 1995. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view, *J. Geophys. Res.*, 100, 9761-9788.
 14. Christensen, N.I., 1996. Poisson's ratio and crustal seismology. *J. Geophys. Res.* 101, 3139-3156.
 15. Clavero, J., Pineda, C., Mayorga, C., Giavelli, A., Aguirre, I., Simmons, S., Martini, S., Soffia, J., Arriaza, R., Polanco, E. y Achurra, L., 2011. Geological, Geochemical, Geophysical and First Drilling Data from Tinguiririca Geothermal Area, Central Chile. *Geothermal Resources Council Transactions (GRC)*. San Diego, California, Geothermal Resources Council. 35: 731-734.
 16. Dawson, P., Chouet, B., y Pitt, A., 2016. Tomographic image of a seismically active volcano: Mammoth Mountain, California, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, doi: 10.1002/2015JB012537.
 17. De Matteis, R., Vanorio, T., Zollo, A., Ciuffi, S., Fiordelisi, A., Spinelli, E., 2008. Threedimensional tomography and rock properties of the Larderello-Travale geothermal area Italy. *Phys. Earth Planet. Inter.* 168, 37-48.
 18. Droguett B., 2012. Alteración hidrotermal en el campo geotérmico del sistema volcánico Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
 19. Fariás, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de Los Andes de Chile Central durante el Neógeno. Tesis de Doctorado en ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
 20. Farias, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Caceres, J., y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°-35°S). *Tectonics*, 27, TC1005.
 21. Ferri, F., Burlini, L. y Cesare, B., 2016. Effect of partial melting on Vp and Vs in crustal enclaves from Mazarrón (SE Spain). *Tectonophysics*, 671, 139-150.
 22. Finlayson, D.M., Gudmundsson, O., Itikarai, I., Nishimura, Y. y Shimamura, H., 2003. Rabaul Volcano, Papua New Guinea; seismic tomographic imaging of an active caldera. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 124 (3-4), 153-171.
 23. Foulger, G.R. 1982. Geothermal exploration and reservoir monitoring using earthquakes and the passive seismic method. *Geothermics*, Vol. 11, No. 4, pp 259-268.

24. Gunnarsson, G., y Aradóttir, E. S., 2015. The Deep Roots of Geothermal Systems in Volcanic Areas: Boundary Conditions and Heat Sources in Reservoir Modeling. *Transport in Porous Media*, 108(1), 43-59.
25. Hammond, W. C. y Humphreys, E. D, 2000. Upper mantle seismic wave velocity: Effects of realistic partial melt geometries. *J. Geophys. Res.* 105, 10975–10986
26. Hicks, S., Rietbrock. A., Ryder, I.M.A, Lee, C.S y Miller. M., 2014. Anatomy of a megathrust: The 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters* 405, pp. 142–155.
27. Huppert, H. E. y Woods, A. W., 2002. The role of volatiles in magma chamber dynamics, *Nature* 420, pp. 493-495.
28. Husen, S., Smith, R.B. & Waite, G.P., 2004. Evidence for gas and magmatic sources beneath the Yellowstone volcanic field from seismic tomographic imaging, *J. Volcanol.. Geotherm. Res.*, 131, 397–410.
29. Ingebritsen, S. E., Geiger, S., Hurwitz, S., y Driesner, T., 2010. Numerical simulation of magmatic hydrothermal systems. *Reviews of Geophysics*, 48(1).
30. Jaxybulatov, K., Koulakov, I., Ibs-von Seht, M., Klinge, K., Reichert, C., Dahren, B., y Troll, V., 2011. Evidence for high fluid/melt content beneath Krakatau volcano (Indonesia) from local earthquake tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 206, 96–105.
31. Ji, S. C., Wang, Q., Marcotte, D., Salisbury, M. H., y Xu, Z. Q., 2007. P wave velocities, anisotropy and hysteresis in ultrahigh-pressure metamorphic rocks as a function of confining pressure, *J. Geophys. Res.*, 112, B09204, doi:10.1029/2006JB004867.
32. Ji, S. C., Wang, Q., y Salisbury, M. H., 2009. Composition and tectonic evolution of the Chinese continental crust constrained by Poisson's ratio, *Tectonophysics*, 463, 15–30, doi:10.1016/j.tecto.2008.09.007.
33. Ji, S., Sun, S., Wang, Q., Marcotte, D., 2010. Lamé parameters of common rocks in the Earth's crust and upper mantle, *J. Geophys. Res.*, 115, B06314, doi: 10.1029/2009JB007134.
34. Julian, B. R., Pitt A. M., y Foulger, G. R., 1998. Seismic image of a CO₂ reservoir beneath a seismically active volcano. *Geophys. J. Int.* 133:F7–F10.
35. Koulakov, I., Yudistira, T., Luehr, B., & Wandono, 2009. P, S velocity and Vp/Vs ratio beneath the Toba caldera complex (Northern Sumatra) from local earthquake tomography. *Geophysical Journal International*, 177(3), 1121-1139. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246x.2009.04114.x>

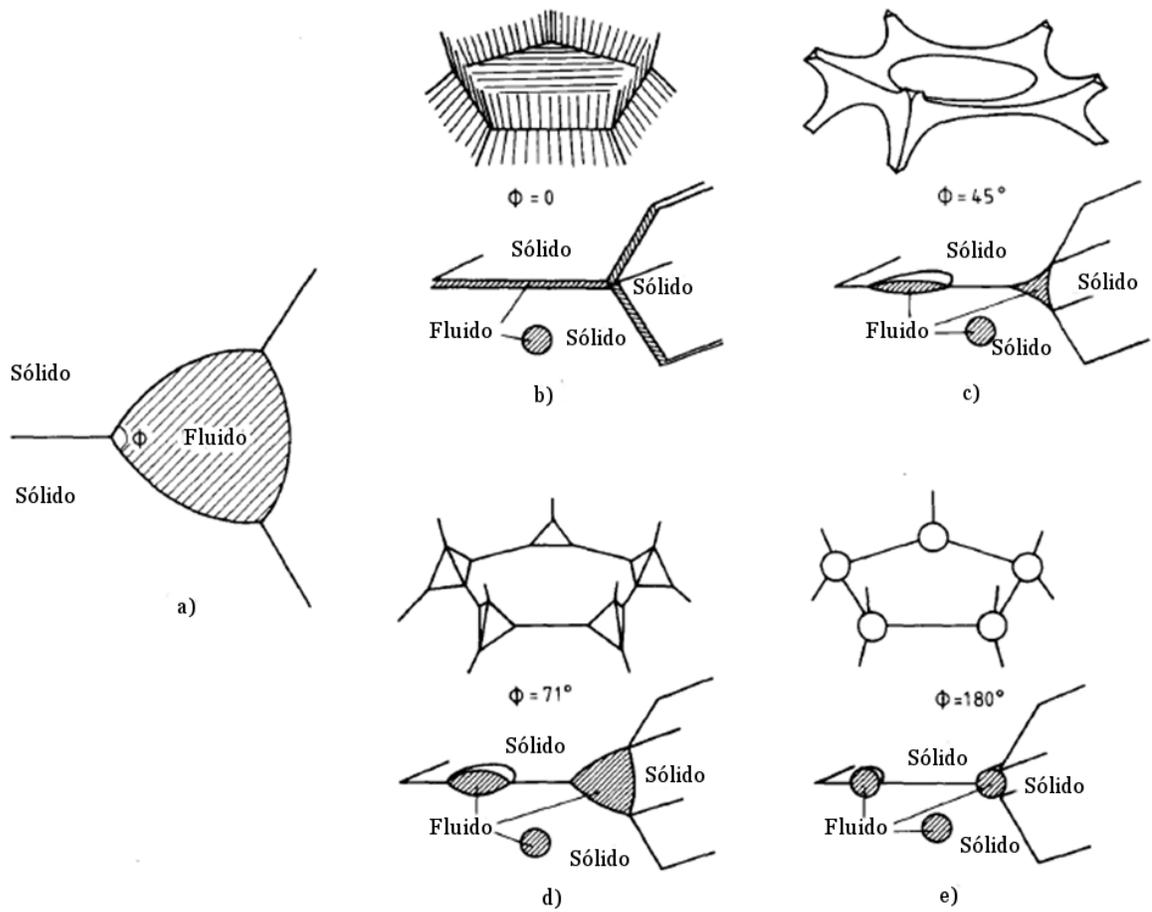
36. Koulakov, I. 2013. Studying deep sources of volcanism using multiscale seismic tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257, 205-226.
37. Krief, M., J. Garat, J. Stellingwerff, and J. Ventre, 1990, A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (full-waveform sonic): *The Log Analyst*, 31, 355-369.
38. Lahsen, A., Sepúlveda, F., Rojas, J., Palacios, C. 2005. Present Status of geothermal exploration in Chile. *Proceedings of the world Geothermal Congress*. Paper N° 0113. Antalya, Turkey.
39. Lees, J.M., Wu, H., 2000. Poisson's ratio and porosity at Coso Geothermal Area, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 95, 157-173.
40. Lees, J.M., 2007. Seismic tomography of magmatic systems. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 167, 37-56.
41. Lin, G., F. Amelung, P. M. Shearer, and P. G. Okubo, 2015. Location and size of the shallow magma reservoir beneath Kilauea caldera, constraints from near-source Vp/Vs ratios, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 8349-8357, doi:10.1002/2015GL065802.
42. Lira, E. 2010. Estudio de Sismicidad, Tomografía Sísmica y Modelo de Física de Rocas: Potencial Sistema Geotermal asociado al Complejo Volcánico Tinguiririca (Master Thesis). Universidad de Chile.
43. Londoño, J.M., y Sudo, Y., 2003. Velocity structure and a seismic model for Nevado del Ruiz Volcano (Colombia). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 119 (1-4), 61-87.
44. Ludwig, W. J., Nafe, J. E., y Drake, C. L., 1970. Seismic refraction in the sea, Maxwell, A. E. (editor), Vol. 4, Wiley-Interscience, New York, 53-84.
45. Malfait, W.J., Seifert, R., Petitgirard, S., Mezouar, M., Sanchez-Valle, C., 2014. The density of andesitic melts and the compressibility of dissolved water in silicate melts at crustal and upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters* 393, 31-38.
46. Masters, G., Laske, G., Bolton, H., y Dziewonski, A., 2000. The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: Implications for chemical and thermal structure, in *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 117, editado por S. Karato et al., pp. 63- 87, AGU, Washington, D. C..
47. Mavko, G. M. 1980, Velocity and attenuation in partially molten rocks, *J. Geophys. Res.*, 85, 5173- 5189.
48. Mavko, G., Mukerji, T., Dvorkin, J., 2009. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis in Porous Media*, 511 pp., doi: 10.1017/CBO9780511626753, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

49. Mescua, J.F., Giambiagi, L.B., Tassara, A., Gimenez, M., y Ramos, V.A., 2014. Influence of pre-Andean history over Cenozoic foreland deformation: structural styles in the Malargue fold-and-thrust belt at 35°S, Andes of Argentina. *Geosphere* 10 (3), 585–609.
50. Muksin, U., Bauer, K., Haberland, C., 2013. Seismic Vp and Vp/Vs structure of the geothermal area around Tarutung (North Sumatra, Indonesia) derived from local earthquake tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 260, 27–42. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.04.012>.
51. Nakajima, J. y Hasegawa A., 2003. Tomographic imaging of seismic velocity structure in and around the Onikobe volcanic area, northeastern Japan: implications for fluid distribution. *J Volcanol Geotherm Res* 127:1–18, doi:10.1016/S0377-0273(03)00155-0
52. O'Connell, R. J., y Budiansky, B., 1974. Seismic velocities in dry and saturated cracked solids, *J. Geophys. Res.*, 79, 5412–5426.
53. Okada, T., Matsuzawa, T., Nakajima, J., Uchida, N., Yamamoto, M., Hori, S., Kono, T., Nakayama, T., Hirahara, S. y Hasegawa, A., 2014. Seismic velocity structure in and around the Naruko volcano, NE Japan, and its implications for volcanic and seismic activities. *Earth, Planets and Space*, 66(1), p.114.
54. Pardo, M., Vera, E., Monfret, T., Yáñez, G., y Eisenberg, A., 2006. Sismicidad cortical superficial bajo Santiago: Implicaciones en la tectónica andina y evaluación del peligro sísmico. XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile.
55. Pavez C., Tapia F., Comte D., Gutiérrez F., Charrier R., Farías M., y Benavente O., 2016. Structural Characterization of the Hydrothermal System of the Tinguiririca Volcanic Complex, Central Chile, using Passive Seismic Tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 310, 107–117
56. Pavez, C. V. 2016. Modelamiento conceptual y numérico termal de sistemas magmático hidrotermales basados en tomografía sísmica en los volcanes Tacora y Tinguiririca, Chile. Tesis de Doctorado en ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Santiago, Chile.
57. Pioro, I., y Mokry, S., 2011. Thermophysical Properties at Critical and Supercritical Pressures, Heat Transfer - Theoretical Analysis, Experimental Investigations and Industrial Systems, Prof. Aziz Belmiloudi (Ed.), ISBN: 978-953-307-226-5, InTech.
58. Polanco, E., Pineda, G., Droguett, B., Clavero, J., Arcos, R., de Arce, C. P., y Parra, J., 2015. Geología y geoquímica del Complejo Volcánico Tinguiririca (Pleistoceno Superior-Holoceno), Andes del Sur, Chile. In XIV Congreso Geológico Chileno.

59. Pritchard, M., Jay, J., Aron, F., Henderson, S., y Lara, L., 2013. Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake. *Nature Geosci* 6(8): 632-636.
60. Revil, A., Schwaeger, H., Cathles, L. M., y Manhardt, P. D., 1999. Streaming potentials in porous media: 2. Theory and application to geothermal systems. *J. geophys. Res.*, 104(B9), 20033-20048.
61. Rouwet, D., Christenson, B., Tassi, F. y Vandemeulebrouck, J., 2015. Volcanic lakes, *Advances in Volcanology*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg DOI 10.1007/978-3-642-36833-2_1
62. Sanders, C.O., Ponko, S.C., Nixon, L.D., Schwartz, E.A., 1995. Seismological evidence for magmatic and hydrothermal structure in Long Valley caldera from local earthquake attenuation and velocity tomography. *J. Geophys. Res.* 100 (5), 8311–8326.
63. Schön, J., 2011. *Physical properties of rocks*. Oxford: Elsevier.
64. Schmeling, H., 1985. Numerical models on the influence of partial melt on elastic, anelastic, and electric properties of rocks. Part I: elasticity and anelasticity. *Phys. Earth planet. Inter.*, 41, 34–57.
65. Schmeling, H., Kruse J.P., Richard G., 2012. Effective shear and bulk viscosity of partially molten rock based on elastic moduli theory of a fluid filled poroelastic medium. *Geophys. J. Int.* (2012) 190 (3): 1571-1578 doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05596.x
66. Sherburn, S., Bannister, S., y Bibby, H., 2003. Seismic velocity structure of the central Taupo Volcanic Zone, New Zealand, from local earthquake tomography. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 122, 69-88.
67. Sheriff, R. y Geldart, L., 1995. *Exploration seismology*. Cambridge. Univ. Press.
68. Sibson R. H. , 2009. Rupturing in overpressured crust during compressional inversion—the case from NE Honshu, Japan. *Tectonophysics* 473:404–416, doi:10.1016/j.tecto.2009.03.016
69. Sobolev, S. V., and A. Y. Babeyko, Modeling of mineral composition, density, and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks, *Surv. Geophys.*, 15, 515– 544, 1994.
70. Stern, C., Moreno, H., López-Escobar, L., Clavero, J., Lara, L.E., Naranjo, J.A., Parada, M.A., Skewes, M.A. 2007. Chilean Volcanoes. En: Moreno, T., Gibbons, W. (eds.). *The Geology of Chile*. Geological Society, London, pp 147-178.
71. Stocker, R. L., y Gordon, R. B. 1975. Velocity and internal friction in partial melts. *Journal of Geophysical Research*, 80(35), 4828-4836.

72. Takei Y., 2002. Effect of pore geometry on Vp/Vs: from equilibrium geometry to crack. *J. Geophys. Res.* 107:2043, doi:10.1029/2001JB000522
73. Tapia, F., 2015. Evolución tectónica de los Andes Centrales del sur durante el Cenozoico Superior (34°45'–35°30'S). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Tesis de Doctorado
74. Tarantola, A. 1987. *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. New York: Elsevier.
75. Tarkov, A. P., y Vavakin, V. V. 1982. Poisson's ratio behaviour in various crystalline rocks: application to the study of the Earth's interior. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 29(1), 24-29.
76. Tatham, R.H., 1982. Vp/Vs and Lithology. In: *Proceedings of the 50th Annual International Meeting*, R35, Society of Exploration Geophysicists, pp. 2401-2414.
77. Vázquez, M., Nieto, F., Morata, D., Droguett, B., Carrillo-Rosua, F. J., y Morales, S., 2014. Evolution of clay mineral assemblages in the Tinguiririca geothermal field, Andean Cordillera of central Chile: an XRD and HRTEM-AEM study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 43-59.
78. Villaseñor, A., Benz, H.M., Filippi, L., De Luca, G., Scarpa, R., Patane, G., y Vinciguerra, S., 1998. Three-dimensional P-wave velocity structure of Mt. Etna, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 25, 1975-1978.
79. Wang, Q., and S. Ji, 2009. Poisson's ratios of crystalline rocks as a function of hydrostatic confining pressure, *J. Geophys. Res.*, 114, B09202,
80. Watanabe, T., 1993. Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors. *Geophysical Research Letters*, 20(24), 2933-2936.
81. Webster, J. D., y Mandeville, C. W., 2007. Fluid Immiscibility in Volcanic Environments. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 313-362.

ANEXO A



(a) Definición de ángulo dihedral. (b–c) Geometrías posibles de una fase fluida en una roca porosa: *films* (b), *tubos* (c), y *pockets* (d y e). Las áreas achuradas muestran la geometría de la inclusión de fluido dependiendo de su ubicación: dentro de los granos, en las caras o en los bordes (Modificada de Schmeling, 1985).