



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

MODELAMIENTO ELÁSTICO DEL SISTEMA HIDROTHERMAL
“GEYSER EL JEFE”, ANTOFAGASTA, CHILE

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS,
MENCIÓN GEOFÍSICA

ALBERTO ARDID SEGURA

PROFESOR GUIA:
EMILIO VERA SOMMER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANDREI MAKSIMOWICZ JERIA
DIEGO MORATA CÉSPEDES
FRANCISCO ORTEGA CULACIATI

Este trabajo ha sido financiado por Proyecto Fondap Conicyt 15090013 “Centro de
Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA)”

SANTIAGO DE CHILE
2016

Resumen

Los geysers son fenómenos escasamente estudiados, aún existen preguntas claves acerca de los procesos que controlan sus erupciones, en particular la fuente asociada a estas. Durante el mes de octubre de 2012, los datos sísmicos se registraron en la superficie alrededor del géiser "El Jefe", ubicado en El Tatio, Chile. Este géiser tiene ciclos eruptivos excepcionalmente regulares. Principalmente se identificaron dos etapas en la erupción: (1) Recarga, asociado a una expansión radial de la superficie alrededor del géiser, (2) Descarga, asociada con una contracción radial de la superficie alrededor del géiser. Se estudia el comportamiento elástico asociado con los ciclos de erupción géiser, y se asocia con una fuente dada por una cavidad esférica superficial sometido a una variación de presión, de forma análoga a la cámara de magma de un volcán. Desarrollamos una nueva metodología para modelar la fuente con un comportamiento migratorio. El estudio encontró que las deformaciones son producidos por las condiciones internas del sistema, y que las regiones de presión que producen la deformación tienden a migrar espacialmente en diferentes etapas de los ciclos eruptivos.

Abstract

Geysers are poorly studied phenomena, there are still key questions about the processes that control its eruptions, particularly those associated with the source. During the month of October 2012, seismic data were recorded on the surface around the geyser "El Jefe", located in El Tatio, Chile, which has an exceptionally regular eruptive cycles. Primarily we identified two stages in the eruption: (1) Recharge, associated with a radial expansion of the surface around the geyser, (2) Discharge, associated with a radial contraction of the surface around the geyser. We model the deformations related with the eruptive cycles using a source given by a shallow spherical cavity submitted to a pressure variation, analogous to the magma chamber of a volcano. We develop a new methodology to model the source with a migratory behavior. The study found that the deformations are produced by the internal conditions of the system, and that the regions of pressure that produced the deformation tend to migrate spatially in different stages of eruptive cycles.

Key questions:

- The observed surface deformations are produced by the internal conditions of the system or due to external factors?
- Is it possible to characterize a source associated with the eruptions?
- If a source can be defined, is it possible to correlate the stages of the eruptions with the behavior of the source?

Agradecimientos

Comenzaré agradeciendo al profesor Diego Morata y Bernardette Vasquez. Gran parte de este trabajo se debe a su buena voluntad y creencia en mi. Extiendo este agradecimiento al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes por el financiamiento del proyecto.

A los profesores Emilio Vera, Francisco Ortega y Andrei Maksymowicz por su paciencia, sabiduría y creatividad a la hora de colaborar en el estudio.

Agradecimientos especiales a el grupo de trabajo del terreno llevado a cabo en Octubre de 2012, con mención especial a Cyndi Kelly y Carolina Munoz-Saez, quienes llevaron cabo el proyecto general en el que se enmarca este trabajo.

A las comunidades de Caspana y Toconce, que cordialmente nos permitieron trabajar en el Campo de Geysers El Tatio, terrenos que pertenecen a su legado ancestral y es considerado según su cosmovisión como sagrado.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1 Zona de Estudio.....	2
1.2 Contexto geológico.....	7
1.3 Revisión de estudios relevantes.....	9
2. Adquisición y procesamiento de datos sismológicos de banda ancha	16
2.1 Análisis de unidades.....	18
2.2 Conversión a desplazamiento.....	20
2.3 Señales en desplazamiento.....	23
3. Ciclo Eruptivo	28
3.1 Regularidad del Ciclo del Geysir.....	29
3.2 Caracterización del ciclo del Geysir.....	29
3.3 Movimiento de Partículas.....	34
3.4 Modelo Conceptual.....	35
4. Hipótesis, Modelo y Metodología	36
4.1 Modelos de un Geysir.....	37
4.2 Concepto de cámara de un geysir.....	41
4.3 Estimación de la fuente.....	43
4.3.1 Observaciones.....	43
4.3.2 Incógnitas.....	44
4.3.3 Información a priori.....	44
4.3.4 Planteamiento del problema inverso.....	45
4.4 Sensibilidad y estabilidad de las soluciones.....	47
5. Propiedades Elásticas	51
5.1 Perfiles de velocidad.....	55
5.2 Perfil estratigráfico y densidades.....	55
5.3 Determinación de parámetros elásticos.....	57
5.4 Análisis de razón V_p/V_s	58
6. Resultados	60
7. Discusión	69
7.1 Análisis de Resultados.....	69
7.2 Interpretación.....	70
8. Conclusiones	73
8.1 Propuestas para trabajos futuros.....	75
Bibliografía.....	76
Anexo 1: Terreno El Tatio, 2012. Sísmica Pasiva.....	83
Anexo 2: Terreno El Tatio, 2014. Sísmica de Refracción.....	99
Anexo 3: Ecuaciones de Mogi.....	106

Capítulo 1

Introducción

Los geysers son fuentes termales que producen episodios eruptivos periodicos de agua, vapor y gases no condensables. Sus erupciones son típicamente más frecuentes que las erupciones volcánicas, por lo que proveen un laboratorio natural para el estudio de procesos eruptivos. Los geysers son poco comunes, menos de 1.000 han sido descritos alrededor del mundo y este número ha ido en descenso de la mano del desarrollo de la industria de energía geotermal (*Bryan, 1995*). Se necesitan condiciones especiales para su formación: una fuente de calor, un suministro de agua, y un particular sistema de fracturas y/o poros en la rocas que permitan los episodios de recarga y descarga. (*e.g., White, 1967; Fournier, 1969; Kieffer, 1989; Ingebritsen and Rojstaczer, 1993, 996; Kedar et al., 1998; Kiryukhin et al., 2012; Belousov et al., 2013; Vandemeulebrouck et al., 2013; Karlstrom et al., 2013; Shteinberg et al., 2013; Namiki et al., 2014*).

Hay muchas preguntas abiertas acerca del proceso y las condiciones que se dan antes y después de la erupción:

- ¿Cómo se transporta el calor hacia y dentro del geyser?
- ¿Las erupciones empiezan en el conducto como se ha observado en algunos experimentos en laboratorios (*Adelstien et al., 2014*) o en reservorios más profundos como se ha propuesto a partir de observaciones en sistemas naturales (*Belousov et al., 2013; Vandemeulebrouck et al., 2013*) y experimentos de laboratorio (*Steinberg et al., 1982*)?
- ¿Cómo es la geometría de las fracturas en la subsuperficie y cómo afecta esta los procesos eruptivos?

Las erupciones son gatilladas por adición de vapor proveniente de zonas profundas, lo que sugiere que la dinámica de las erupciones está dominada por fenómenos complejos y termodinámicos en el conducto y el reservorio.

La evidencia indica que la periodicidad de las erupciones está controlada por procesos internos y no responde a las condiciones medioambientales externas (presión atmosférica, temperatura y mareas terrestres), por lo que el estudio de los procesos asociados a estos sistemas puede enfocarse de la misma manera que un sistema aislado.

Uno de los aspectos más inusuales del campo de Geysers El Tatio es que está ubicado en el medio de una región sumamente árida, el desierto de Atacama, en contraste con otros campos de geysers del mundo que tienen dimensiones semejantes (Yellowstone Nacional Park, Kamchatka, Celando). Los registros diarios de presión, temperatura, tasas de evaporación y las escasas recargas de agua meteóricas hacen del Tatio un lugar ideal para examinar la sensibilidad del sistema a perturbaciones externas y aislar procesos asociados a la erupción.

Para este estudio se llevaron a cabo experimentos de sismica pasiva y activa en la superficie alrededor de un geysers ubicado en el campo de geysers "El Tatio" (Región de Antofagasta, Chile), durante dos campañas de terreno (Octubre, 2012; Noviembre, 2014). Este geysers ha sido recientemente apodado como "El Jefe" (Munoz-Saez *et al.* 2015), y corresponde a T35 en Glennon and Pfaff (2003).

Los registros obtenidos conforman un set excepcional de datos, esto debido al acceso restringido a estas reservas naturales. A partir de estos datos se pretende conocer la estructura sísmica (elástica) de las capas superficiales a partir de un estudio de sismica de refracción y examinar las deformaciones en superficie asociadas al comportamiento elástico del suelo producto de la fuente de presión que representa el geysers en el subsuelo cercano, a partir de un estudio de sismica pasiva. Se busca entonces desarrollar una mejor comprensión del comportamiento elástico del medio en el cual se emplaza el sistema, para finalmente estudiar el comportamiento espacial y temporal de la fuente.

En este trabajo se abordan las siguientes preguntas claves:

- ¿Son las deformaciones superficiales observables son producidas por las condiciones internas del sistema u obedecen a factores externos? (¿Estan estas asociadas a los ciclos eruptivos periódicos del sistema?)
- ¿Es posible asociar una fuente a las deformaciones registradas alrededor del Geysers?
- ¿Es posible correlacionar las distintas etapas de la erupción con el comportamiento de la fuente?

1.1 Zona de Estudio

El Campo de Geysers El Tatio presenta alrededor de 100 manifestaciones termales. Es el campo de geysers más grande del hemisferio sur y el tercero más grande del mundo después de Yellowstone, EE.UU., y Dolina Geizerov en Rusia.

El Tatio se expande en un área de 10 km^2 y se encuentra ubicado en la Región de Antofagasta, Chile. Geográficamente se encuentra emplazado en la Cordillera de los Andes a 4.200 m.s.n.m. Las ciudades más cercanas son San Pedro de Atacama, a 89 km al SW, y Calama a 121 km al W(Figura 1.1 y Figura 1.2). El Parque Geotérmico El Tatio es administrado por las comunidades indígenas atacameñas de Caspana y Toconce.

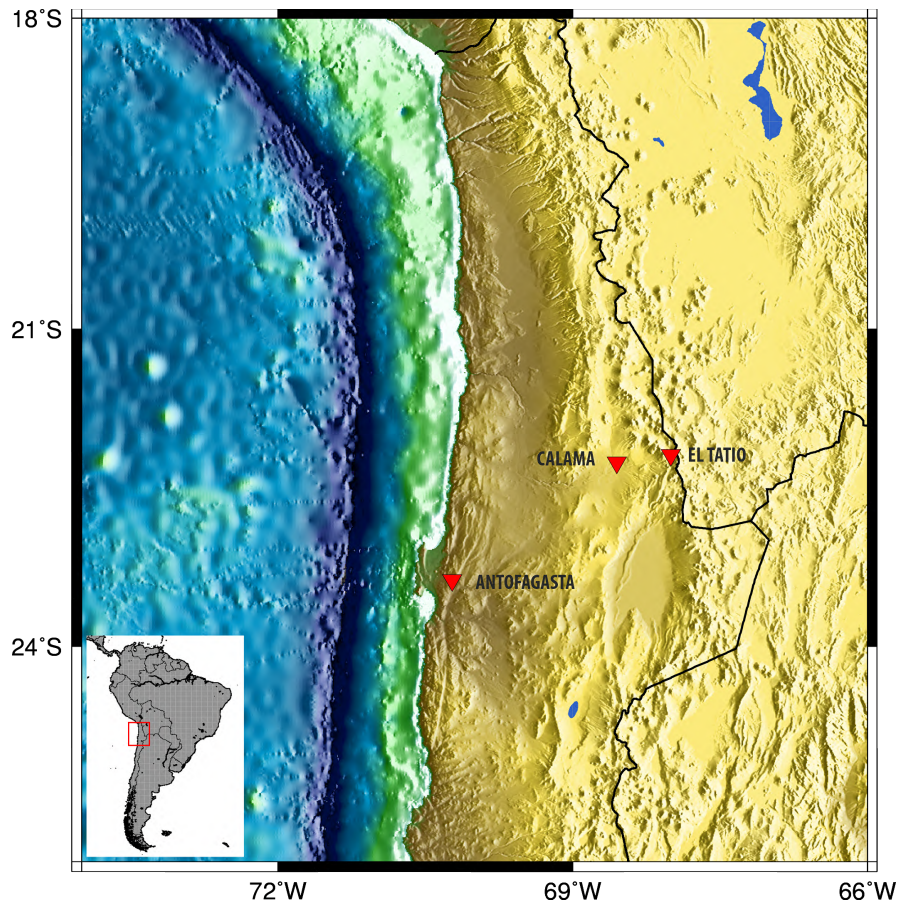


Figura 1.1 Modelo de elevación digital para la ubicación del lugar de estudio y el contexto regional.

1.1 Cuencas de Geysers en El Tatio

A la fecha, el estudio de Glennon y Pfaff (2003) es tal vez el mejor catastro realizado de las manifestaciones termales en El Tatio. Tomando en cuenta la división del el Tatio realizada por estos, se clasifica el campo en tres cuencas distintas (Figura 1.3), la cueca alta, media y baja. Estas concentran diferentes tipos de actividad hidrotermal como fumarolas, geysers, termas, piscinas calientes (hot pools), piscinas hirvientes (boiling pools), piscinas de barro (mud pools).



Figura 1.2 Vista satelital del campo de geysers “El Tatio”

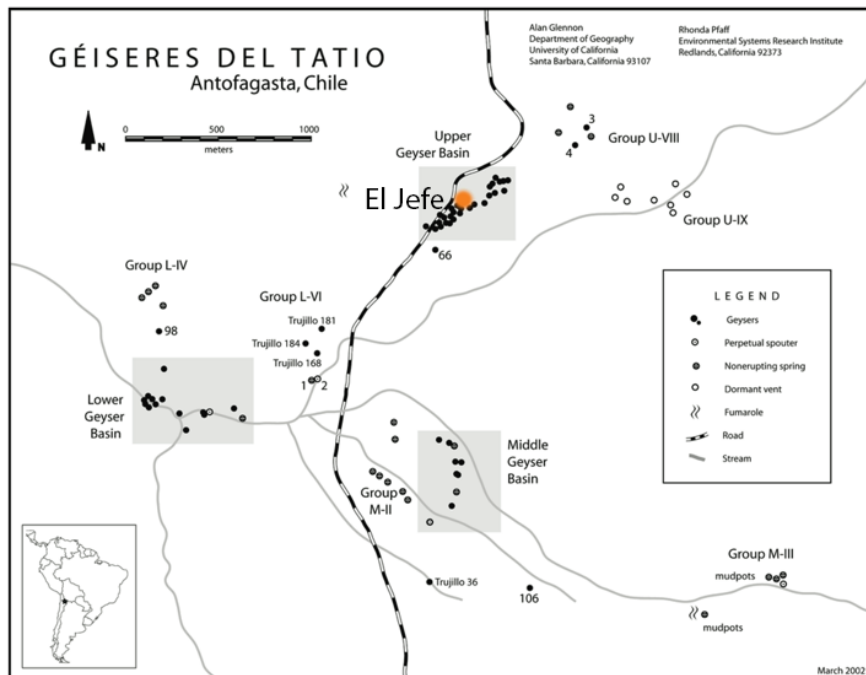


Figura 1.3: Mapa del Campo de Geysers El Tatio. Es posible observar las diferentes manifestaciones termales, en particular el Geysers El Jefe (Modificado de Glennon y Pfaff, 2003).

1.1.1 Cuenca Superior

Corresponde a la zona de mayor extensión con 5 km^2 . Se caracteriza por presentar numerosos conos de geysers tanto activos como inactivos. Una característica interesante es que los geysers de esta cuenca presentan erupciones con duración e intervalos regulares.

1.1.2. Cuenca Media

Corresponde a una superficie plana al sur de la cuenca superior. Caracterizada principalmente por pozas termales de 3 metros de profundidad con erupciones poco violentas. Estas erupciones son continuas y de altura variable

1.1.3. Cuenca Inferior

Se ubica en la ribera del río Salado y está constituida principalmente por pozas termales. Por la característica de sus geysers no resulta de interés para este estudio.

1.2 Manifestaciones termales de interés y sus características

A continuación se presentan las características de los dos geysers que fueron objeto de estudio.

1.2.1. Geysers “El Jefe”

El Jefe (Figura 1.4) se ubica en la cuenca superior y presenta un ciclo de erupción regular, por lo que se eligió como el objeto principal de estudio. Presenta un único foco de erupción con una periodicidad de aproximadamente 2 minutos por ciclo. Posee una duración de descarga de aproximadamente 50 segundos alcanzando alturas de entre 1 y 1,5 metros. A partir de observaciones en terreno, se pudo notar que el máximo descarga ocurre aproximadamente a los 10 segundos después del inicio de la erupción. En esta tesis se modelan solo los registros obtenidos en este Geysers.



Figura 1.4. Imagen del Geysir “El Jefe” durante una erupción. La altura del cono es de aproximadamente 30 [cm].

1.2.2 Geysir “La Concha”

La Concha (Figura 1.5) se ubica en la cuenca media, y como es característico de esta zona parece ser un pozo, el cual presenta tres focos de erupción (Figura 1.5). Estos focos presentan actividad simultánea, la que aparentemente es dependiente. Las erupciones no presentan un claro periodo, siendo más bien continuas y con intervalos de mayor intensidad cuando los tres focos actúan de forma simultánea (Los datos recopilados en este geysir no se modelaron en este trabajo). En esta tesis no se modelan los registros obtenidos en este Geysir.



Figura 1.5. Imagen del geyser “La Concha” durante una erupción. Se pueden apreciar dos de los tres de focos de erupción. La distancia entre los focos es de aproximadamente 3 [m].

1.2 Contexto Geológico

Chile se encuentra ubicado inmediatamente al Este de la placa de Nazca en el margen sur occidental de la placa Sudamericana. En términos geotectónicos, la región del Tatio corresponde a un ambiente con un margen activo dominado por la subducción. Esta estructura de convergencia de placas genera actividad volcánica a lo largo del margen paralelo a la subducción y una consecuente extensa actividad geotermal.

Cabe destacar la presencia del campo geotermal “La torta de Tocarpori” ubicada 9 km al SE del campo de geysers, además del volcán más cercano activo, el volcán Putana, ubicado 29 km al SE.

El modelo geológico vigente propone que el patrón estructural dominante en la región es un sistema de horst y graben de orientación Norte-Sur. En la Figura 1.6 se muestra el modelo a escala regional del Sistema Geotermal el Tatio (Lahsen, 1976a). Como se puede apreciar el agua subterránea se infiltra a partir de las fracturas presentes en la roca y la presencia del graben que conforma la cuenca. Lahsen propone que la diferencia de densidades permite la transferencia de calor lo que conlleva a la circulación de fluidos por las fracturas.

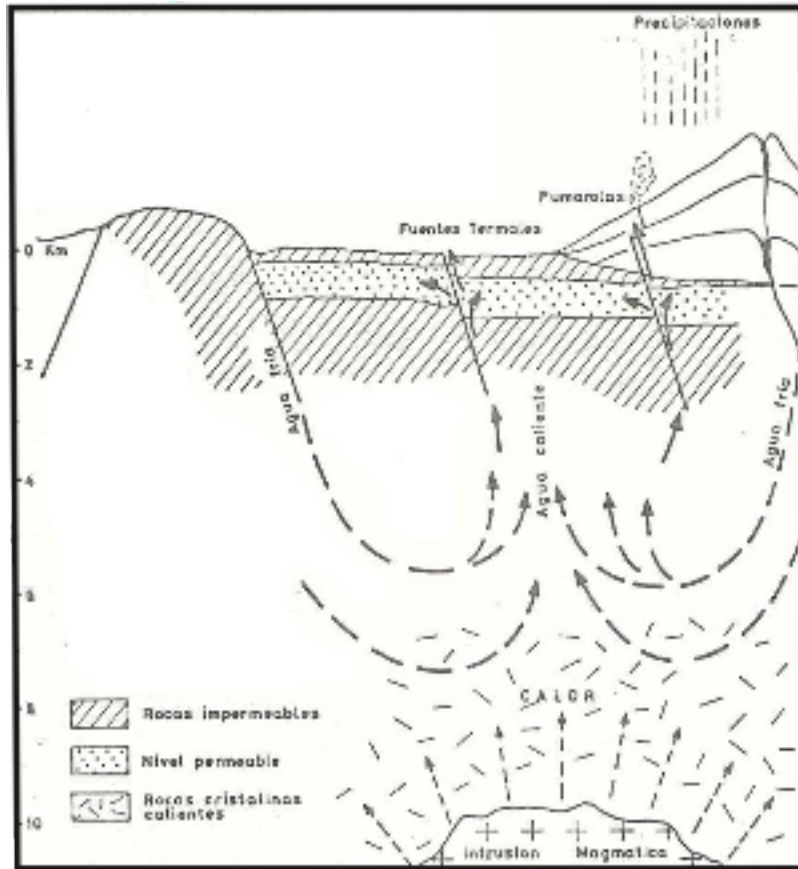


Figura 1.6: Esquema del Sistema Geotermal El Tatio (Lahsen, 1976a).

En términos de la estratigrafía, el único registro confiable que se tiene en campos de Geysers, es en el campo Yellow Stone, Estados Unidos, en el se llevaron a cabo sondajes los que indican una estrato superficial inmediato a los geysers compuesta de sinter-silica (Depositos de un tipo de ópalo. Ver Sección 1.2.1 para mayor detalle), seguida por 70 m de gravas riolíticas de origen glaciario, infrayacidos por riolitas fracturadas (Fenner, 1936).

El campo de geysers El Tatio se ubica en el altiplano del norte de Chile, a lo largo del Valle del Rio Salado y sus afluentes. La secuencia geológica que se manifiesta en el área incluye sedimentos marinos del Jurásico, andesitas del Jurásico y Cretácico; sedimentos del Cretácico, ignimbritas del Mioceno, aglomerados volcánicos; y ignimbritas dacíticas y riolíticas del Holoceno, lavas y domos (Lahsen and Trujillo, 1976). Estas secuencias están cubiertas por depósitos glaciales, aluviales y coaluviales, los cuales a su vez son cubiertos localmente por depósitos de sinter sílica (Lahsen and Trujillo, 1976; Fernández-Turiel et al., 2005). El modelo hidrogeológico para el sistema geotermal de El Tatio propuesto por Cusicanqui et al. (1975) y Giggenbach (1978) consiste en un reservorio geotermal atrapado en rocas permeables consistentes en ignimbritas Puripicar del Plioceno y ignimbritas del Rio Salado (Mioceno tardío) y un segundo acuífero alojado en una unidad dacítica del Pleistoceno, sellada por depósitos de sílica y arcillas (Figura 1.6).

El Tatio se encuentra a una altura media de 4270 [m] sobre el nivel del mar, por lo que está expuesto a condiciones climáticas severas. El clima en esta área está caracterizado por una tasa de precipitaciones baja (menor a 100 [mm/año]), y se encuentra bajo la influencia del Invierno Boliviano por lo que las lluvias son estacionales, entre los meses de Noviembre y Marzo (Zhou and Lau, 1998). La temperatura media anual oscila en un rango entre los 8 y 11 °C. En el día la temperatura puede alcanzar valores de 35 °C y en invierno caer hasta los -30°C (Fernández-Turiel et al., 2005).

El campo de Geysers El Tatio abarca un área de alrededor de 10 kilómetros cuadrados en el cual se presentan numerosos fenómenos geotermales. Estos incluyen fumarolas, geysers, termas, piscinas calientes (hot pools), piscinas hirvientes (boiling pools), piscinas de barro (mud pools), depósitos de sinter y rocas alteradas hidrotermalmente.

1.2.1 Depositos de Sinter Silica

Los depósitos de sinter silica de El Tatio están compuestos principalmente por fases no cristalinas de silica, opalo-A, con menor ocurrencia de fases para-cristalinas (opalo-A/CT y opalo-CT) (Fernández-Turiel et al., 2005; García-Valles et al., 2008; Jones and Renaut, 1997). Su composición química revela concentraciones variables de Cl, Na, Ca, S, As, Sb y B (Fernández-Turiel et al., 2005; Landrum et al., 2005). Estudios mineralógicos revelan la ocurrencia de minerales accesorios como la halita (NaCl), sylvita (KCl) y rejalgar (AsS) (García-Valles et al., 2008; Rodgers et al., 2002a). Además, prosperan una gran variedad de comunidades de bacterias verdes, cianobacterias y diatomeas en las aguas termales que forman los depósitos de sinter donde su existencia depende completamente de las condiciones físico-químicas de estas aguas (Fernández-Turiel et al., 2005). Estas aguas son de un pH relativamente neutro, su composición es alcalina-cloruro con altas concentraciones disueltas de silica, y en menor medida arsenico, boro y antimonio (Landrum et al., 2005).

1.3 Revisión de estudios relevantes

A continuación se presenta una breve revisión de los trabajos más relevantes sobre geysers. Se discuten los modelos sobre mecánica de geysers.

En general se entiende como geysers a una manifestación termal que presenta erupciones intermitentes de una mezcla entre vapor y agua (Wang y Manga, 2007). Este fenómeno es poco común en el planeta. Los tres campos de geysers más grandes del mundo corresponden en primer lugar Yellowstone National Park en Wyoming, EEUU; luego Dolina Geiserov en la Península de Kamchatka, Rusia, y finalmente El Tatio en la Región de Antofagasta, Chile (Figura 1.7).

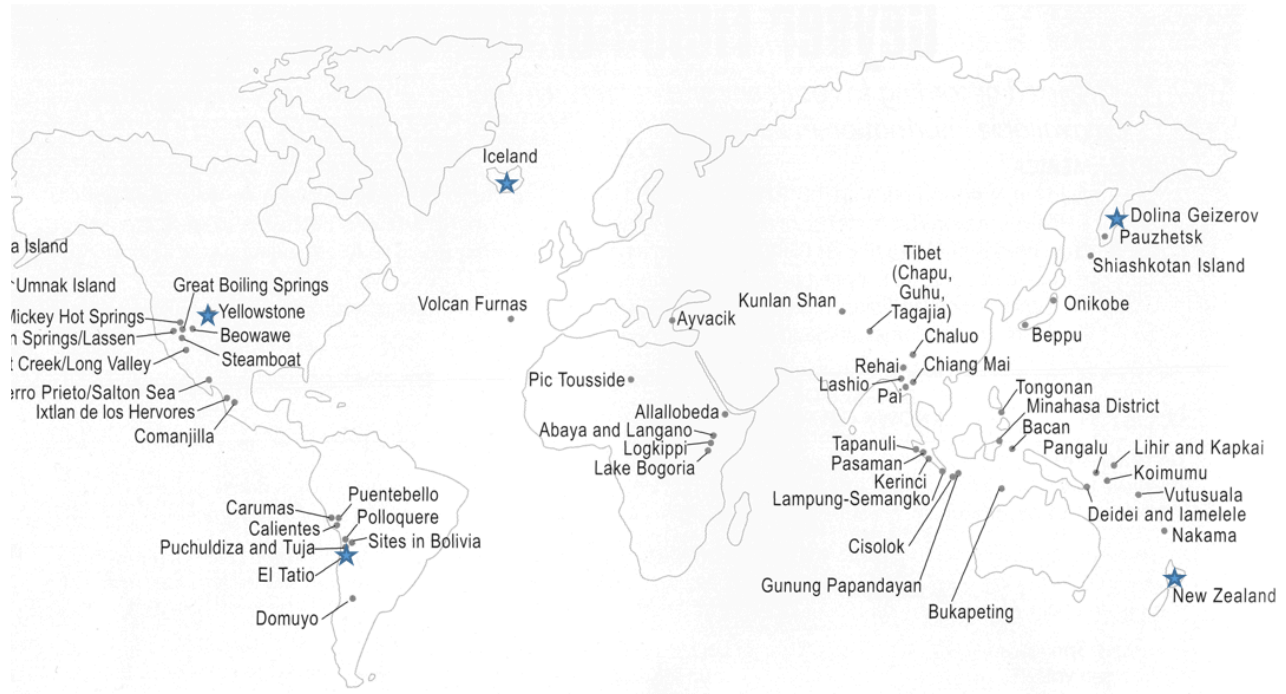


Figura 1.7. Mapa donde se muestran con estrellas azules los cinco campos de geysers más grandes del mundo (Yellow Stone, Dolina Geizerov, El Tatio, Iceland and New Zeland) y con puntos todos los campos de geysers conocidos (Bryan, 2005).

El primer estudio que apuntó a la comprensión del comportamiento de los geysers fue llevado a cabo por Robert Bunsen junto a su colega Adrian Descloizeaux en Islandia durante el año 1846, luego de la erupción del Monte Hekla en 1845 (Bunsen, 1848; Descloizeaux, 1847). En sus estudios analizaron la composición química de la aguas, midieron temperaturas profundas, observaron patrones de circulación de aguas, estudiaron patrones de circulación en los reservorios, escucharon el gorgoteo y las detonaciones a medida que se producían las inestabilidades, describieron patrones de eyección de agua durante las erupciones, y finalmente desarrollaron una teoría para explicar la dinámica de un geysers. Esta explicación sigue siendo vigente.

Diversos estudios han sido desarrollados en torno al comportamiento físico de los geysers. Tópicos tales como la temperatura de erupción, periodicidad, y la respuesta de un geysers frente a fuerzas externas y condiciones ambientales, son recurrentes en la literatura. Un breve resumen de ellos se da a continuación:

- Temperatura de erupción: temperaturas bajo el punto de ebullición previas a una erupción sugiere que la descompresión del agua que sube por el conducto induciría la ebullición (*e.g., Bunsen 1847, Fukutomi, 1942ab; Kieffer, 1984*). Sin embargo, otros autores (Rinehart, 1980) indican que la temperatura de ebullición del agua es superada previa a la erupción. Además, modelos de laboratorio indicarían que la erupción está dominada por fluidos en estado súper crítico (Steinberg, 1982). Estudios en

perforaciones industriales muestran que los gases no condensables modificarían las condiciones termodinámicas del agua, generando convección bajo el punto de ebullición (Lu, 2005; Lu and Kieffer, 2009). Ciertas medidas de temperaturas en los Geysers de Yellowstone sugieren que el agua puede que exceda la temperatura de ebullición antes de la erupción (Rinehart, 1980), asumiendo condiciones hidroestáticas donde la profundidad de la mediciones fueron medidas con certeza. White (1967) propuso que las erupciones comienzan con la descarga de agua por debajo de la temperatura de ebullición, seguido por una fuente principalmente de agua que se enriquece con vapor, y termina con una fase más tranquila. Observaciones sísmicas sugieren que burbujas de vapor son cruciales en la transmisión de calor al agua caliente en el conducto y en el proceso de erupción (Kieffer, 1984, 1989). Cavidades en la subsuperficie en algunos geysers pueden crear trampas a las burbujas lo que permite la acumulación de fluidos en dos fases (líquido y vapor) en el sistema y en los episodios de descarga de fluidos. (Mackenzie, 1811, Belousov et al., 2013, Vandemeulebrouck et al., 2013, Adelstein et al., 2014).

- Periodicidad: experimentos muestran que la nucleación de burbujas de vapor en el reservorio de un geysers controlarían la erupción y su periodicidad dependería del tiempo que toma el fluido en llegar a un estado supercalentado (Steinberg, 1989). Sin embargo, modelos numéricos indican que una erupción puede ser periódica con la combinación adecuada del flujo de agua, calor y permeabilidad relativa entre el conducto y la matriz. (Ingebritsen y Rojstaczer, 1993,1996). Gases no condensables también jugarían un importante rol controlando la periodicidad de un geysers (Lu, 2005; Lu and Kieffer, 2009).
- Respuesta de un geysers frente a fuerzas externas y condiciones ambientales: los factores que controlan la sensibilidad de un geysers ante condiciones externas aún no están claras. Errores y gaps en los catálogos de erupciones (Nicholl, 1994) o el uso de métodos estadísticos diferentes para la evaluación de las bases de datos pueden afectar la interpretación de éstos. Además, diferentes geysers pueden o no reaccionar ante condiciones externas. Variaciones en el intervalo entre erupciones de un geysers han sido atribuidas a deformaciones producidas por mareas terrestres, presión barométrica o terremotos (Rojstaczer, 2003) las que producirían cambios en la permeabilidad del sistema (Rinehart, 1972; Husen, 2004, Manga y Brodsky, 2006). Sin embargo, se deben considerar también las variaciones en el sistema hidrológico y cambios climáticos (White y Marler, 1972; Hurwitz, 2008). La respuesta de las erupciones de geysers a influencias externas provee información adicional acerca de cómo funcionan. Algunos geysers en Yellowstone responden a terremotos locales y lejanos (Marler, 1964; Rinehart and Murphy, 1969; Marler and White, 1975; Hutchinson, 1985; Husen et al., 2004ab; Hurwitz et al., 2014). Sin embargo, la respuesta de los geysers a los esfuerzos no sísmicos (mareas terrestres, presiones barométricas) y el tiempo (temperaturas atmosféricas, precipitaciones y vientos) varía entre geysers (e.g., Rinehart, 1972; White and Marler, 1972; Rojstaczer et al., 2003; Hurwitz et al., 2008; Hurwitz et al., 2012; Hurwitz et al., 2014).

Gran parte de los datos usados para el estudio de los geysers viene de observaciones

realizadas en la superficie. La recopilación de datos en la subsuperficie del geysir está limitada por la complejidad de la toma de muestras dada la accesibilidad al interior de éstos.

Se han llevado a cabo experimentos pasivos y activos dentro de conductos de geysers en Yellowstone (Rinehart, 1972; Hutchinson et al., 1997; Kedar et al., 1998), Kamchatka (Belousov et al., 2013; Shteinberg et al., 2013) y El Tatio (Munoz-Saez et al. 2015). Datos de estos experimentos han permitido una mejor comprensión de la geometría del conducto (Hutchinson et al., 1997; Belousov et al., 2013), las condiciones termodinámicas (Kedar et al., 1998, Hutchinson et al., 1997) y los procesos de recarga (Shteinberg et al., 2013).

En 1992, se llevo a cabo un estudio en el Parque Nacional Yellowstone, USA, en el cual se instaló una grilla de geófonos de alta frecuencia alrededor del Geysir Old Faithfull (OFG), para determinar el origen del ruido sísmico hidrotermal registrado en la superficie del geysir (Kedar, 1996). El Geysir Old Faithfull es un sistema hidrotermal de pequeña escala donde una mezcla de dos fases hace erupción cada 40 a 100 minutos en un jet vertical continuo. A partir de los mismos datos, Cros *et al.* 2011, usando Matched Field Processing (MFP) para una señal de 10 minutos, localizó la fuente de los pulsos sísmicos registrados en la superficie (Figura 1.8). MFP es una técnica de estimación de parámetros para localizar la posición y la conducta de una fuente puntual a partir de la correlación de señales sísmicas ruidosas superficiales de alta frecuencia. Hicieron uso de varias técnicas MFP, donde para todas obtuvieron la misma posición de la fuente sísmica con una mejor focalización para uno de ellos. La posición de la fuente obtenida corresponde al conducto del geysir a una profundidad constante alrededor de los 12 metros. Este resultado es consecuente con estudios previos para este geysir.

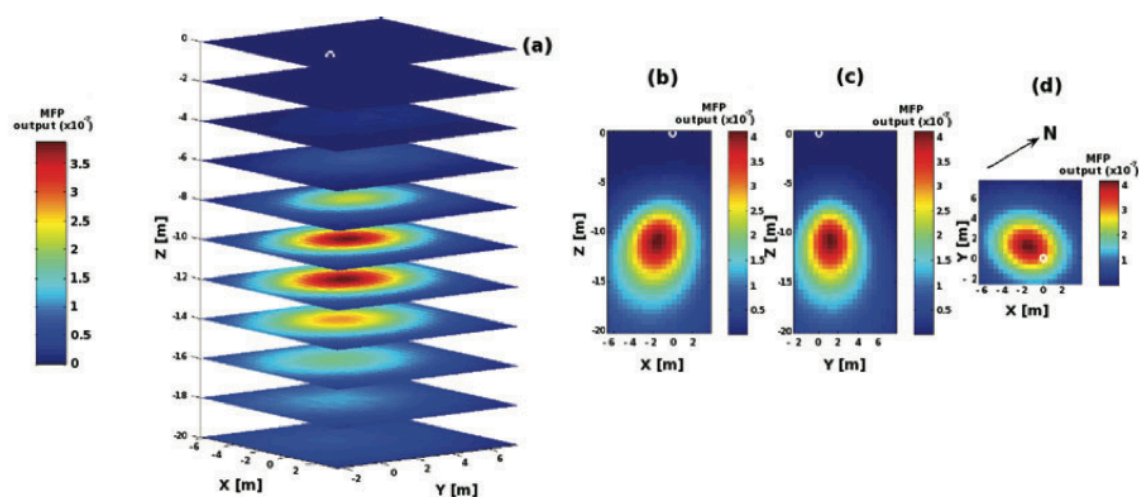


Figura 1.8. (a) Resultados 3D de Cros et al. 2011 usando MVDR para un rango de frecuencias entre 11.5 y 12.5 Hz para un medio con una velocidad superficial 130 [m/s] un gradiente de velocidad de 23.5 [m/sm], con (b) corte en el plano X-Z, (c) corte en el plano Y-Z and (d) corte en el plano X-Y. El círculo blanco corresponde a la posición del respiradero de OFG en superficie. (Imagen extraída de Cros et al. 2011).

En otro estudio realizado en 1996, Kedar, Sturtevant y Kanamori intentaron dilucidar el origen de la ocurrencia de un tremor observado en OFG, el cual también se observa en erupciones volcánicas. Estas últimas están usualmente acompañadas por un tipo de sismicidad característica conocida como tremor armónico, en donde la señal es dominada por frecuencias de vibración discretas. Esta estructura armónica podría estar reflejando un comportamiento resonante en la fuente excitada o estar filtrando las ondas sísmicas a medida que se propagan a través de las rocas cercanas; pero la complejidad y la variabilidad en las propiedades de sistemas volcánicos hacen difícil de discriminar entre estos dos mecanismos. Para responder a esta pregunta, se analizó la fuente y la propagación característica de la sismicidad en el geysir Old Faithful. La accesibilidad para estudiar u observar su comportamiento cíclico lo hace un laboratorio natural ideal para el estudio de tremors armónicos asociado a fuentes cercanas a la superficie. Se encontró que pulsos de presión dentro de la columna de agua gatilla distintos eventos sísmicos que dan lugar a una respuesta armónica del suelo la cual en términos de frecuencia varía espacial, pero no temporalmente. Una superposición de estos eventos sísmicos crean lo que parece ser un tremor armónico continuo, pero que lo es solo en apariencia. La ausencia de resonancia en la columna de agua sugiere que el movimiento armónico debe surgir de la interacción de las ondas sísmicas con las heterogeneidades en el medio elástico que rodea el conducto, probablemente en una capa suave cercana a la superficie.

Para el desarrollo de esta tesis, la referencia más relevante es tal vez el trabajo llevado a cabo por Munoz-Saez et al. (2015), para el cual el caso de estudio es también el Geysir “El Jefe”. Los datos recopilados por Munoz-Saez fueron simultáneamente registrados con los datos sísmicos que se emplean en este trabajo de tesis. Munoz-Saez et al. (2015) obtuvieron series de tiempo continuas de presión y temperatura dentro del conducto del geysir durante una semana, entregando un extenso registro de las condiciones termodinámicas experimentadas durante los ciclos eruptivos del sistema (Figura 1.9 y 1.10). Además, se midieron deformaciones en superficie usando inclinómetros (Tilt meters), a partir de lo cual se concluye que las erupciones producen deformaciones en la superficie que son medibles, y que en líneas generales justifica el estudio llevado a cabo en este trabajo. Según este estudio el vapor ascendiendo desde zonas profundas entrega la energía para gatillar las erupciones del Geysir El Jefe; la dinámica de las erupciones es dominada por complejidades geométricas y termodinámicas en el conducto y del reservorio por debajo de este, permitiendo la acumulación y liberación periódica de vapor. La falta de modulación en los intervalos entre erupciones a condiciones externas soporta la idea de que ciclo eruptivo es controlado por mecanismos internos del sistema, además sugiere que el reservorio termal es muy grande proporcionalmente a la cantidad de agua eruptada para este geysir.

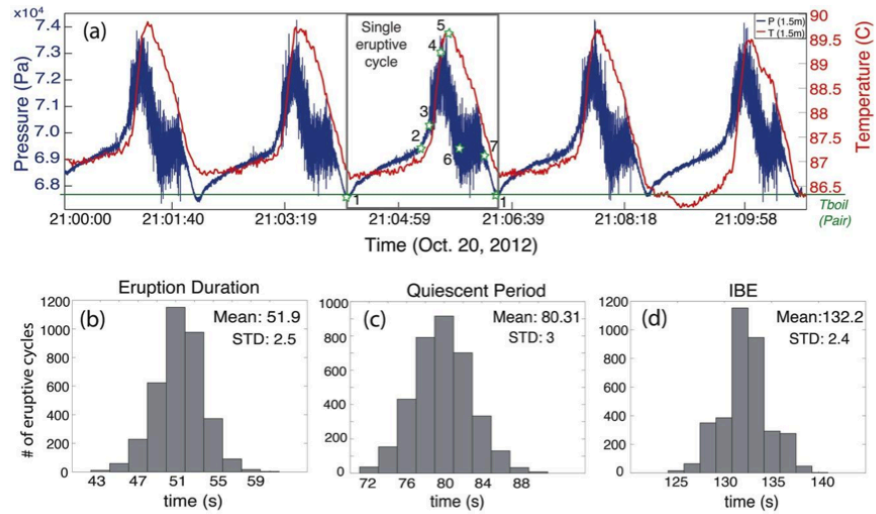


Figure 3: Upper panel a) Pressure and temperature time series for a subset of five eruption cycles, at a depth of 1.5m, on October 20th, 2012. Temperature (red), and pressure (blue) data are plotted on the y-axis, while time is on the x-axis. The box highlights a single cycle. Stars labeled from 1 to 7 identify key stages in the cycle. The green line shows mean boiling temperature ($T_{\text{boil}} \sim 86.4^{\circ}\text{C}$) at average local atmospheric pressure. Lower panel shows histograms of the eruption cycles (b) Eruption duration, (c) Quiescent period (including relaxing stage, recharge, pre eruptive stage), (d) Interval between eruptions (IBE)

Figura 1.9. Panel superior a) Series de tiempo de presión y temperatura para un subset de 5 ciclos eruptivos, a una profundidad de 1.5 [m], en Octubre 20, 2012. Datos de temperatura (rojo) y presión (azul) se grafican en el eje Y mientras que el tiempo se grafica en el eje X. El cuadrado demarca un ciclo. Las estrellas marcan los 7 puntos clave del ciclo. Las líneas verdes muestran la temperatura media de ebullición (86.4°C) para las condiciones locales de presión atmosférica. El panel inferior muestra los histogramas de los ciclos eruptivos (b) Duración de erupción (c) Periodo inactivo (d) Intervalo entre erupciones (Imagen extraída de Munoz-Saez *et al.* 2015). Los puntos 1,2,...,7 corresponden a las etapa claves del ciclo. 1: Inicio del Ciclo. 2: Crecimiento rápido de la presión antes de la erupción. 3: Crecimiento rápido de la presión y temperatura, lo que definen como el inicio de la erupción. 4: Punto de máxima presión. 5: Punto máximo de Temperatura. 6: Tasa de disminución de cambio de presión cambia drásticamente, marcando el fin del proceso de erupción.

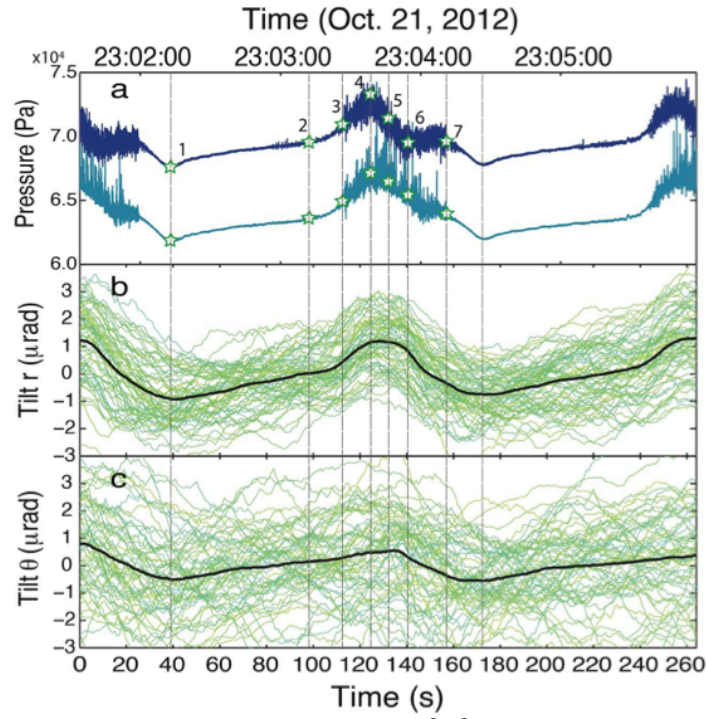


Figure 6: (a) The pressure measured at 1.5 m (dark blue), 0.9 m (light blue) depth, during the same span of eruption cycle plotted in (b) and (c). (b,c) The measured ground deformation in the radial and tangential directions. Positive sign indicates that the ground rise at the direction of vent and northern regions, respectively. Black curves indicate the averaged signals. Yellowish to bluish curves indicate original data. The color variation is introduced to identify each event.

Figura 1.10. (a) Presión medida a 1.5 [m] (azul oscuro) y 0.9 [m] (azul claro) de profundidad, durante un ciclo eruptivo. (Los números junto a las estrellas indican las etapas del ciclo eruptivo definidas por *Munoz-Saez et al. 2015*). (b, c) Mediciones de la inclinación del suelo en la dirección radial y tangencial durante el mismo ciclo eruptivo. Las líneas negras indican la señal promedio. (Imagen extraída de *Munoz-Saez et al. 2015*). Los puntos 1,2,...,7 corresponden a las etapa claves del ciclo. 1: Inicio del Ciclo. 2: Crecimiento rápido de la presión antes de la erupción. 3: Crecimiento rápido de la presión y temperatura, lo que definen como el inicio de la erupción. 4: Punto de máxima presión. 5: Punto máximo de Temperatura. 6: Tasa de disminución de cambio de presión cambia. 7: Tasa de disminución de cambio de presión disminuye drásticamente, marcando el fin del proceso de erupción.

Capítulo 2

Adquisición y procesamiento de datos sismológicos de banda ancha

En el anexo I se detalla el estudio sísmico pasivo llevado a cabo durante Octubre de 2012 en el campo de geysers “El Tatio”. En esta tesis se hizo uso de los registros de las 6 estaciones sismológicas banda ancha (Trillium 120) instaladas alrededor del Jefe (Figura 2.0). Como un ejemplo de este tipo de registros, en la Figura 2.1 se muestra una hora de registros correspondientes a las componentes horizontales de la estación cercana BRIC. La señal tiene un carácter claramente periódico de aproximadamente 130 [s], sin lugar a dudas reflejo directo de la periodicidad del ciclo eruptivo del Jefe. Es importante destacar que la posibilidad de medir adecuadamente estos periodos depende directamente del carácter banda ancha de las estaciones sismológicas usadas; con estaciones de periodo corto centradas en 1 [s] esto sería lisa y llanamente imposible. Los registros banda ancha alrededor del Jefe detectan entonces claramente las deformaciones en superficie producto de la fuente de presión que constituye el geyser en el subsuelo cercano. En consecuencia, el análisis de estas señales abre la posibilidad de llevar a cabo una caracterización de esta fuente a partir de las deformaciones observadas en superficie, y constituye el eje central de esta tesis.

Una primera etapa, previa a el análisis de los datos, fue el preprocesamiento de los sismogramas con el objeto de llevar los registros originales de los sismómetros Banda Ancha, en cuentas, a desplazamientos. Se procedió también a aislar el periodo característico de aproximadamente 130[s], el cual coincide con el periodo entre erupciones del Geyser El Jefe observado en terreno. Este procedimiento se llevó a cabo para todas las estaciones en sus tres componentes y se implementó en un código MATLAB específicamente diseñado como parte de esta tesis. Este último se basó en Harskov (2010).

La red estuvo operativa por más de 3 días. Se trabajó con las señales de una hora de duración entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. Se descartó trabajar con señales registradas durante las horas de luz ya que el Campo de Geyser El Tatio es frecuentado por

turistas, en particular el Geysir El Jefe, lo que involucra la introducción de ruido en la señales. La elección del día 22 se fundamenta en que durante esa noche la red se encontró operativa en la 6 estaciones, sin inconvenientes asociados. Dada la clara presencia del periodo característico durante este lapso de tiempo (Figura 2.1), se determinó que este tramo es una muestra representativa de las deformaciones asociadas al periodo eruptivo.

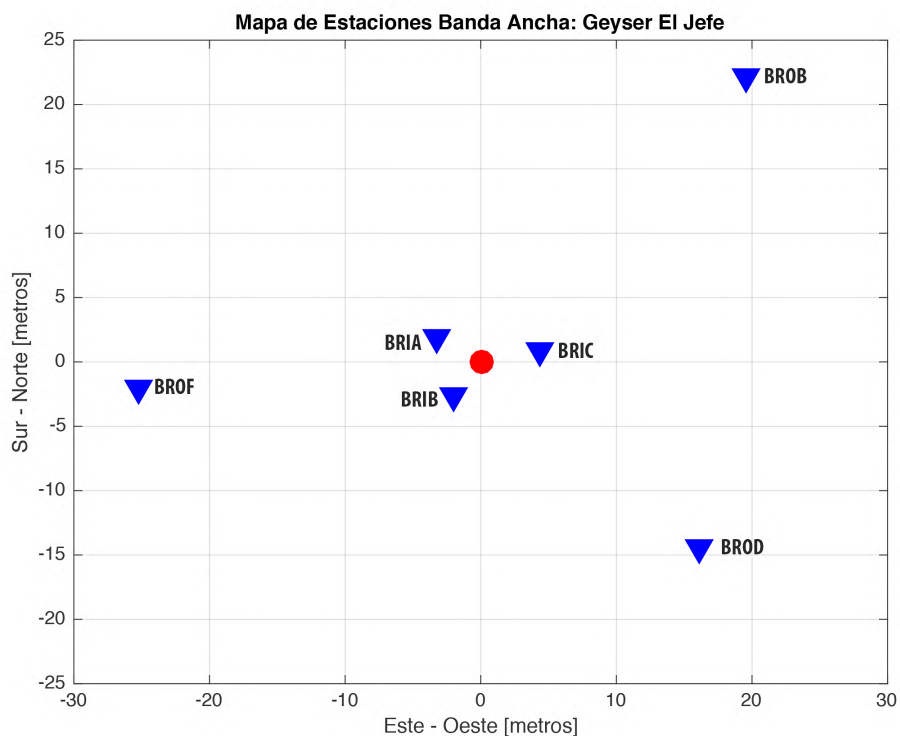


Figura 2.0. Red de Banda Anchas “El Jefe”. Los triángulos azules muestran las ubicaciones de las estaciones con respecto punto central, donde se muestra la posición del Geysir El Jefe, con un círculo rojo (601768 E; 7530174 S; WGS84, 19S) . Las estaciones midieron alrededor de 4 días de forma continua.

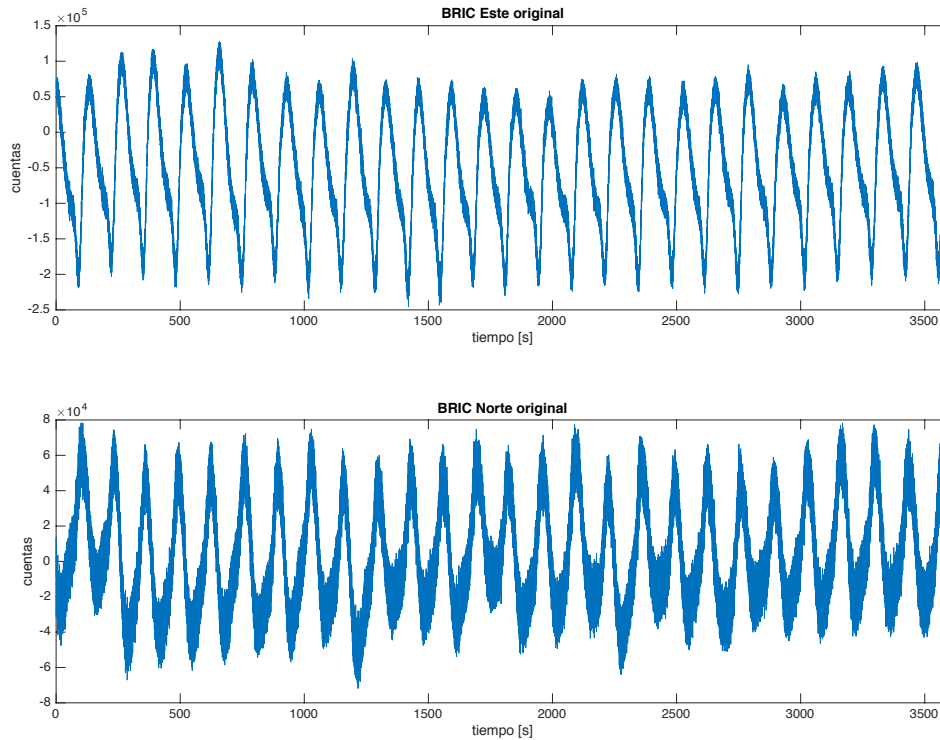


Figura 2.1. Registro original estación BRIC componente Este (arriba) y Norte (abajo), para un lapso de una hora (3600 [s]).

2.1 Análisis de unidades

Las medidas llevadas a cabo mediante el instrumento Trillium 120 y el digitalizador sísmológico Taurus, entregan registros en cuentas, por lo que deben ser llevadas a unidades físicas. Fundamentalmente el término que determina la conversión a unidades físicas es la ganancia asociada a la instrumentación. El registro sísmico está dado en el espacio temporal por la convolución entre la velocidad de movimiento del suelo y la respuesta del instrumento a esta:

$$\text{Registro [cuentas]} = \text{Velocidad Suelo [m/s]} * \text{Respuesta Instrumental}$$

En el dominio de Laplace, la respuesta instrumental viene dada por:

$$H(s) = G_{total} \cdot k \cdot \frac{\prod_i^{nz} (s - z_i)}{\prod_j^{np} (s - p_j)} \quad (2.1)$$

Donde,

- p_j : Polos de la función
- z_i : Ceros de la función
- k : Factor de Normalización

G_{total} : Ganancia total

La ecuación (2.1) queda representada en la función de transferencia presentada en la Figura 2.2.

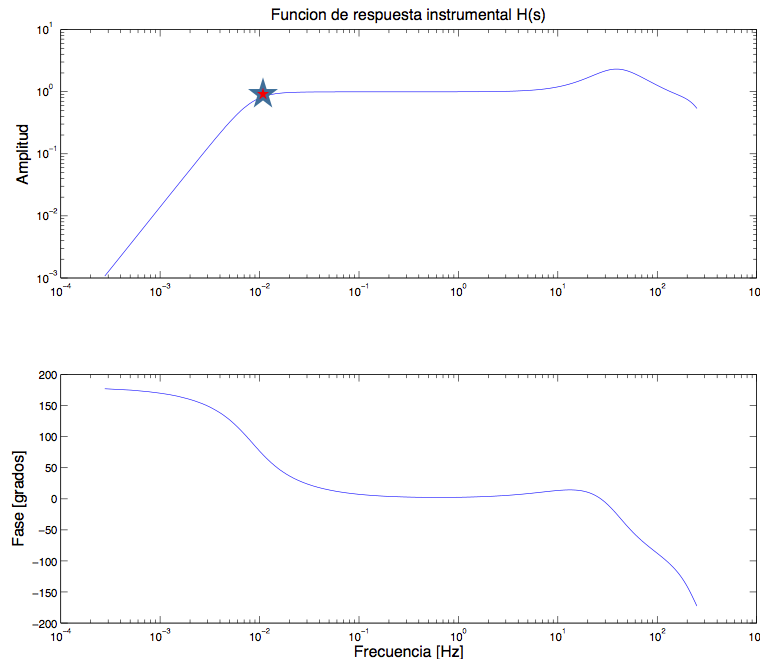


Figura 2.2. Función de Transferencia del sismómetro banda ancha Trillium 120. Amplitud (arriba) y Fase (abajo). La estrella denota la ubicación del periodo ~ 130 [s] en la función de transferencia.

La ganancia total se determina a partir de la sensibilidad del instrumento, la que es un parámetro de calibración de fábrica, y un factor llamado “cad” el que corresponde a un valor dado por la configuración del instrumento en el experimento.

$$G_{total} = S_{ins} \cdot cad$$

El factor S_{ins} es la sensibilidad del instrumento. Para el Trillium 120:

$$S_{ins} = 1201 \left[\frac{\text{Volt}}{\text{m/s}} \right]$$

El factor cad representa el número máximo de cuentas (valores) que puede generar el digitalizador, el cual es igual a:

$$cad = \frac{2^{bits}}{V_{pp}} \left[\frac{\text{cuentas}}{\text{Volt}} \right]$$

La cantidad de bits es una característica del digitalizador que para el Taurus es de 24 [bits]. El término V_{pp} corresponde al voltaje *peak to peak*, parámetro que se ingresa al digitalizador. Este instrumento permite trabajar con un V_{pp} de 2, 4, 8, 16 y 40 [Volt]. Mientras

más precisión se busque en la medición, menor el V_{pp} que se debe elegir. En este estudio se optó por un $V_{pp} = 2$ [Volt] de modo que

$$cad = \frac{2^{24}}{2} \left[\frac{\text{cuentas}}{\text{volt}} \right] = 8388608 \left[\frac{\text{cuentas}}{\text{volt}} \right]$$

Para la ganancia total se tiene entonces:

$$G_{total} = S_{ins} \cdot cad = 1201 \cdot 8388608 \left[\frac{\text{Volt}}{\text{m/s}} \right] \left[\frac{\text{cuentas}}{\text{Volt}} \right]$$

$$G_{total} = 1.0075 \times 10^{10} \left[\frac{\text{cuentas}}{\text{m/s}} \right]$$

Como se puede apreciar en la Figura 2.1, los registros originales presentan amplitudes de alrededor de 10^5 *cuentas*, por lo que el orden de magnitud de las velocidades observadas es

$$vel \approx 10^5 \text{ cuentas} \times 10^{-10} \left[\frac{\text{m/s}}{\text{cuentas}} \right] = 10^{-5} [\text{m/s}]$$

$$vel \approx 0.01 [\text{mm/s}]$$

2.2 Conversión a desplazamiento

Los pasos seguidos para llevar los registros originales de cuentas a desplazamiento y aislar el periodo característico de aproximadamente 130 [s] se exponen en esta sección. Las Figuras 2.3 a 2.10 muestran la secuencia de pasos de este proceso para la estación BRIC en la componente Este.

En primer lugar se extraen las señales originales en formato .sac [Figura 2.3 (a)]. Seguidamente se remueve la respuesta instrumental. En este paso se corrige la forma y unidades (*cuentas* => *m/s*) [Figura 2.3 (b)]. Como se mencionó previamente, se implementó en un código MATLAB específicamente diseñado como parte de esta tesis. Luego, se aplica un filtro Butterworth pasa alto para remover periodos más cortos que el que se intenta aislar (132 s) [Figura 2.4 (a)]. Como se aprecia en la Figura 2.3, al remover la respuesta instrumental se amplifica una baja frecuencia menor a los 0.001 [Hz] registrada por los sensores. Debido a esto se optó por esta frecuencia como frecuencia esquina para el filtro diseñado. Luego se aplica un promedio móvil para remover altas frecuencias [Figura 2.4 (b)]. Como se aprecia claramente en las señales originales (Paneles superiores de las Figuras 2.3 a 2.10), estas presentan altas frecuencias de baja magnitud (En contraste con el periodo de característico), por lo que para efectos de este trabajo se consideran como ruido. Posteriormente se remueven las tendencias lineales y se aplica un tapper (ventana de Tukey) para llevar los bordes a cero, con el objeto de preparar la señal para ser integrada [Figura 2.4

(c)]. Se integra la señal usando el método trapezoidal, para llevar el registro de velocidad a desplazamiento ($[m/s] \Rightarrow [m]$) [Figura 2.4 (d)]. Finalmente, se aplica un filtro pasa alto diseñado previamente para eliminar periodos más altos y se remueven tendencias lineales [Figura 2.4 (e)]. Como se puede observar en la Figura 2.4 (d), luego de la integración la señal presenta una frecuencia menor a 0.001 [Hz], por lo que se hace uso del filtro Butterworth implementado previamente para remover este. La Figura 2.4 (e) es un ejemplo de las señales obtenidas en desplazamiento.

Un vez llevados los registros a desplazamiento, se cortan las señales resultantes para trabajar con una muestra que englobe alrededor de 3 ciclos del periodo característico asociado al proceso eruptivo. Se optó por un lapso central de 500 segundos entre los 1200 [s] y 1700 [s]. Esta sección no presenta efectos de borde en la amplitud relacionados a la ventana de Tukey empleada. Las secciones de 500 segundos (Paneles inferiores de las Figuras 2.6 a 2.10) son suficientes para la implementación de la modelación que se presente el Capítulo 4.

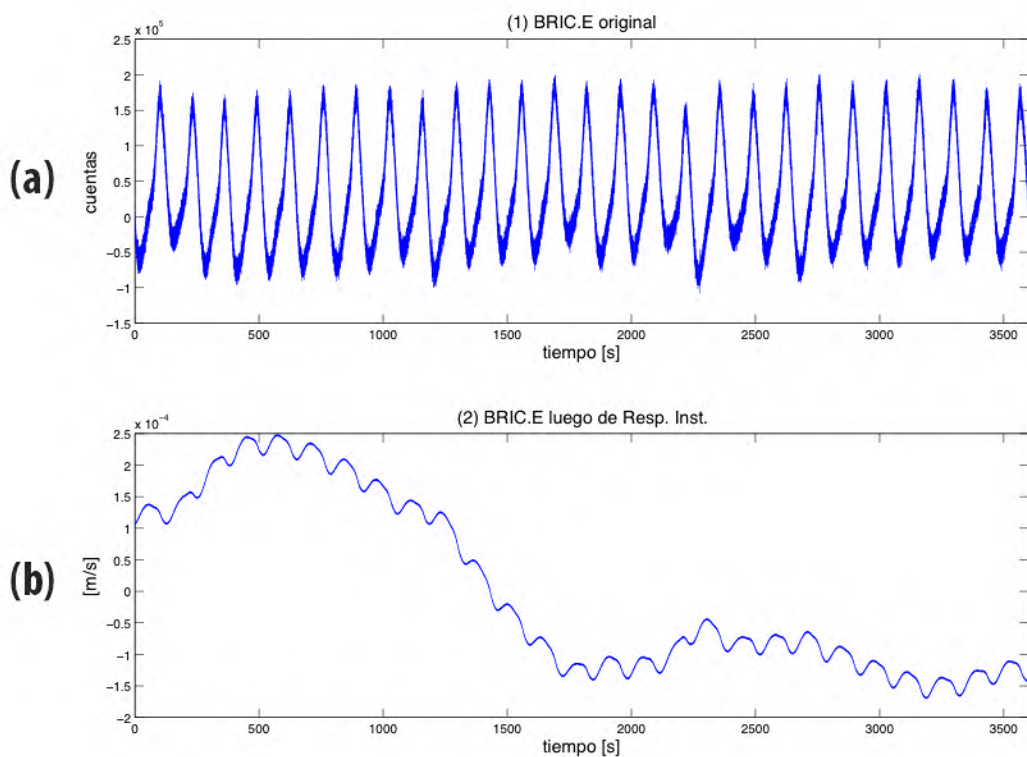


Figura 2.3. (a) Registro original Estación BRIC componente Este. (b) Registro estación BRIC componente Este, luego de remover la respuesta instrumental.

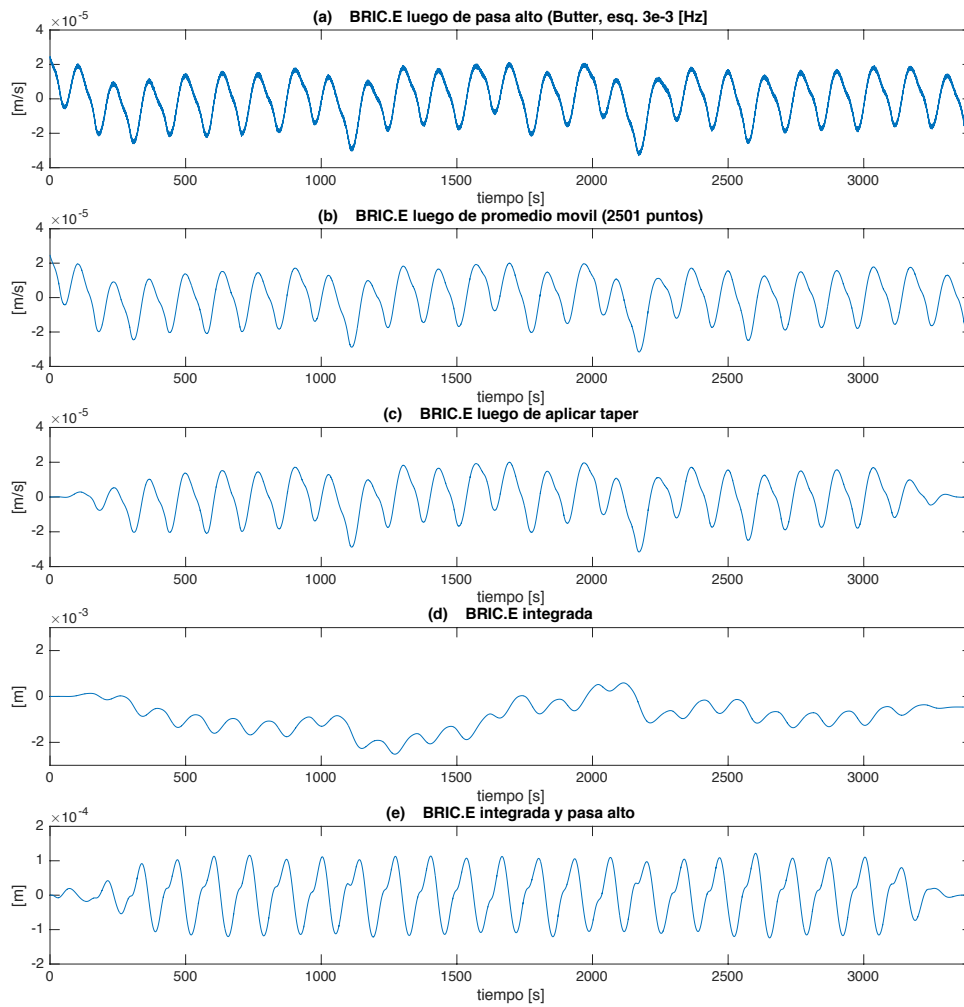


Figura 2.4. (a) Estación BRIC componente Este, luego de aplicar filtro pasa alto. (b) Estación BRIC componente Este, luego de aplicar el promedio móvil. (c) Estación BRIC componente Este, luego de aplicar taper. (d) Estación BRIC componente Este, señal integrada. (e) Estación BRIC componente Este, señal integrada, luego de aplicar filtro pasa alto.

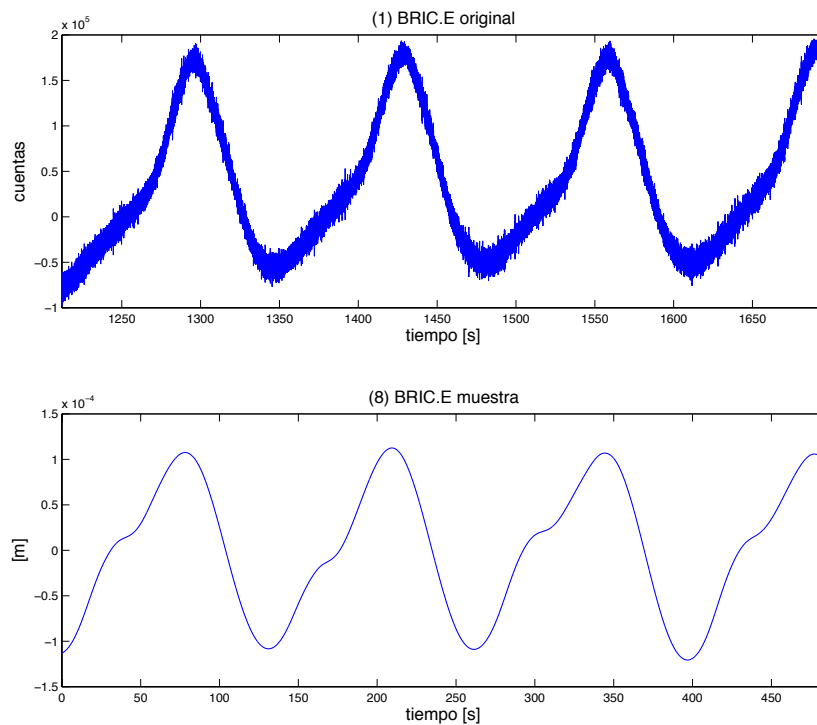


Figura 2.5. Estación BRIC componente Este. El panel superior muestra el registro original entre los 1200 y 1700 segundos de la señal registrada entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones equivalentes al panel inferior de la red de estaciones en sus tres componentes.

2.3 Señales en Desplazamiento

Figuras 2.6 a 2.8 muestran las señales originales en cuentas y las señales equivalentes en desplazamiento de las 3 estaciones de la red interna por componente, mientras Figuras 2.9 a 2.11 lo hacen para la red externa. Estas secciones son aproximadamente 500 [s], las que incluyen alrededor de 3 ciclos del periodo característico.

La red externa consiste en un arreglo de 3 estaciones, sin embargo una de ellas presenta registros con evidentes errores de medición, por lo que se descartó la estación y solo se trabajo con dos estaciones de esta red. La estación defectuosa corresponde a BROF, la cual registro velocidades con del orden de 10^{-5} [cuentas], lo que conlleva desplazamientos del orden de 10^{-14} [m], (Figura 2.12) lo que carece de sentido físico en términos del problema que se intenta resolver. Es probable que esto se deba a un error al momento de instalación del instrumento y la configuración de este. Con fundamento en lo anterior, no se considera la estación BROF para la modelación.

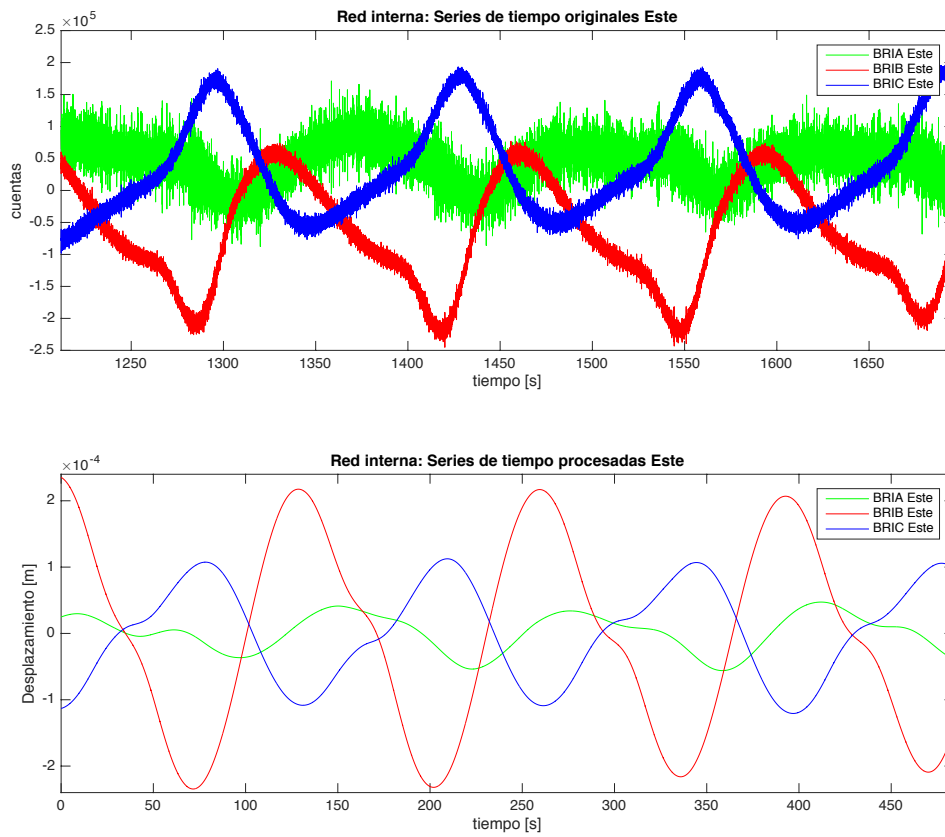


Figura 2.6. BRIA(azul), BRIB(rojo) y BRIC(verde) componente Este. El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones del panel inferior.

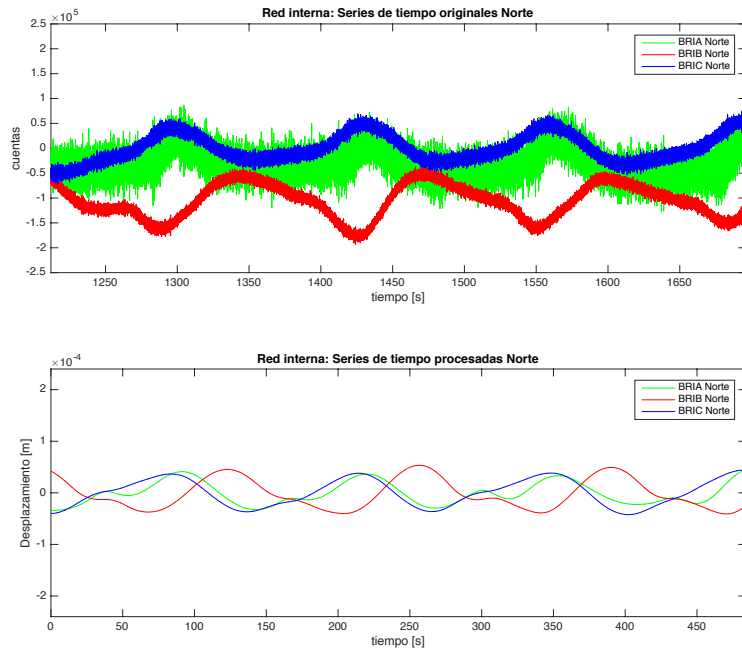


Figura 2.7. BRIA(azul), BRIB(rojo) y BRIC(verde) componente Norte. El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones del panel inferior.

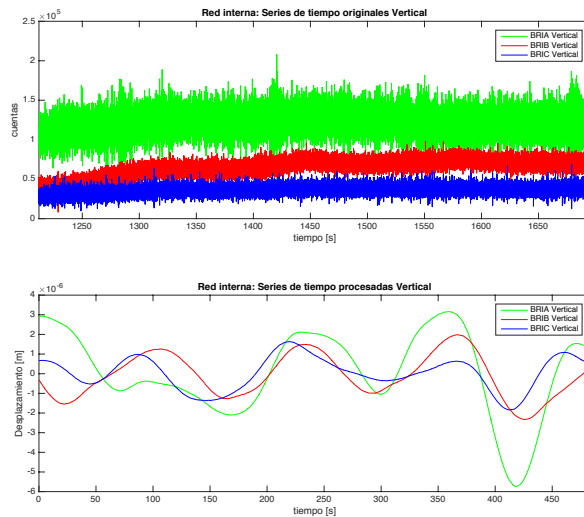


Figura 2.8. BRIA(azul), BRIB(rojo) y BRIC(verde) componente Vertical. El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones del panel inferior. componente Vertical, luego aislar el periodo de interés asociado al ciclo eruptivo, Amplitud [m] vs. Tiempo[s]

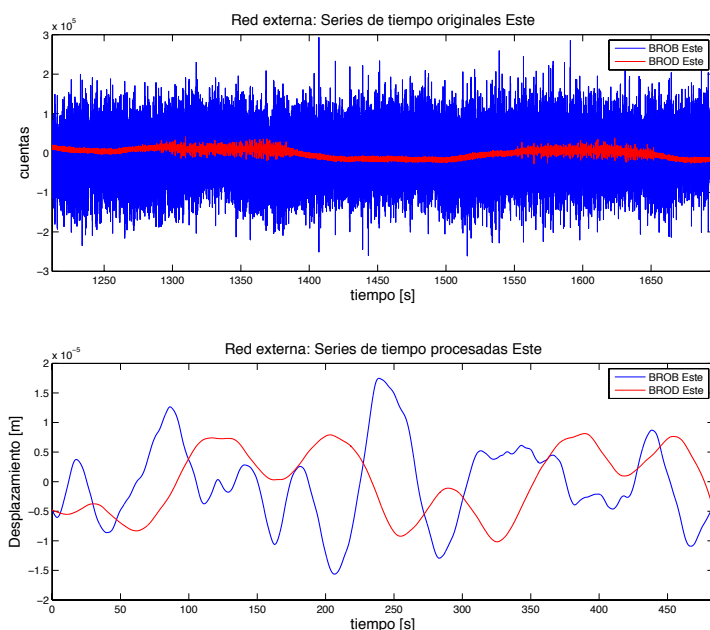


Figura 2.9. BROB(azul) y BROD(rojo) componente Este. El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones del panel inferior.

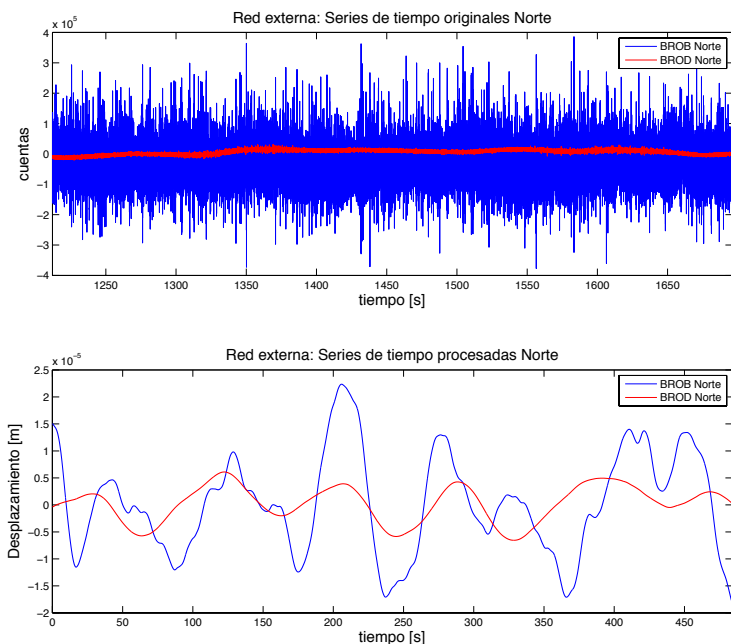


Figura 2.10. BROB(azul) y BROD(rojo) componente Norte. El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones del panel inferior.

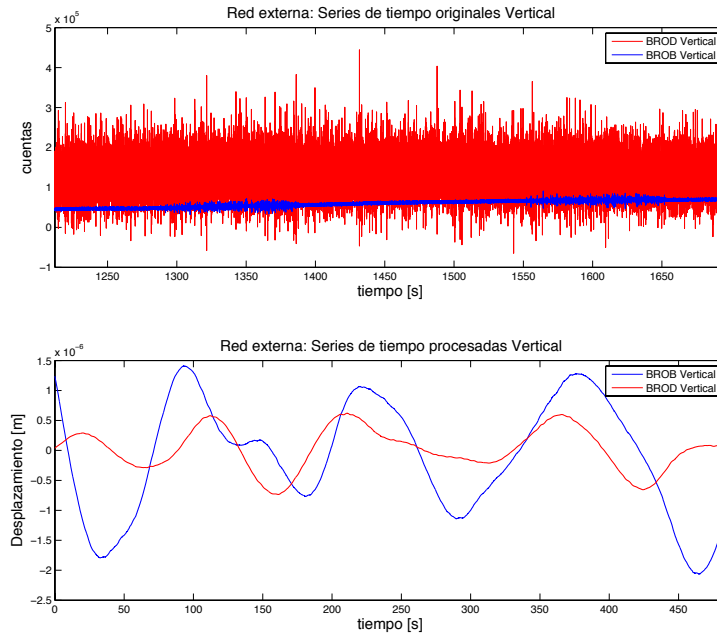


Figura 2.11. BROB(azul) y BROD(rojo) componente Vertical. El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Para la modelación (Ver Capítulo 4) se hace uso de la secciones del panel inferior.

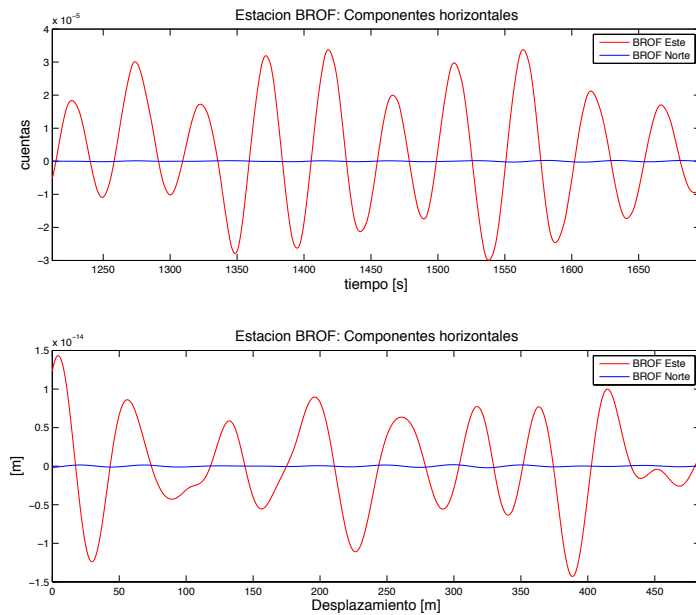


Figura 2.12. BROF componente Este (rojo) y Norte (azul). El panel superior muestra los registros originales entre los 1200 y 1700 segundos de las señales registradas entre las 20:00 y 21:00 horas del día 22 de Octubre. El panel inferior muestra un registro de 500 segundos correspondiente al desplazamiento asociado al registro superior. Dadas las magnitud de los registros obtenidos se optó por no considerar a la estación BROF.

Capítulo 3

Ciclo Eruptivo

El preprocesamiento (capítulo 2) de los registros sísmicos permitió aislar el periodo asociado al tiempo de erupción del geysir, periodo relacionado a los procesos de gran escala de recarga y descarga del sistema

En este capítulo se presenta el análisis e interpretación de este periodo de la señal, con el objetivo de entender qué representa y a qué fenómeno físico del sistema hidrotermal se puede asociar.

La Figura 3.1 muestra un tramo de 300 segundos de la estación BRIC componente Este. En esta figura se muestra un ciclo completo el cual se subdivide en dos etapas: un tramo largo asociado a la recarga del sistema (Etapa 1) y un tramo corto asociado a la descarga del sistema (Etapa 2).

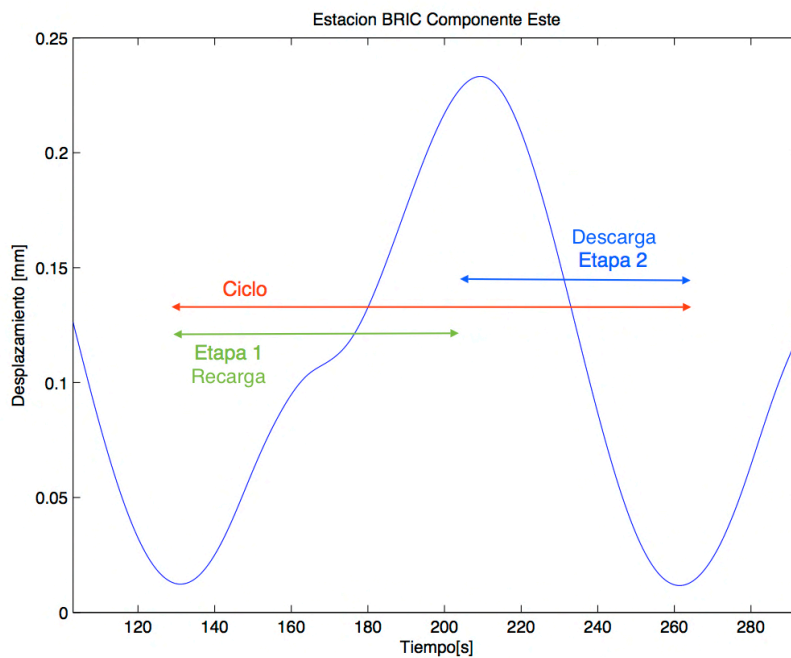


Figura 3.1. Muestra de un ciclo en la estación BRIC componente Este, donde se destacan dos etapas características.

3.1 Regularidad del ciclo del Geysier

En la señal se observa un periodo de alrededor de dos minutos el cual coincide con el ciclo de erupción del geysier El Jefe observado en terreno. Con la intención de estudiar que tan regular es este ciclo se hizo uso del registro de un sensor para un tiempo prolongado, alrededor de 3 días y medio. Se subdividió esta señal en cada uno de sus ciclos y se determinó el tiempo de ocurrencia de cada uno de estos para así estudiar estadísticamente su regularidad. Luego, se generó un histograma el cual opera sobre los tiempos de duración de todos los ciclos calculados para la señal de 3 días y medio (Figura 3.2). Como se puede apreciar, el ciclo eruptivo del geysier es altamente regular, presentando una media de 132.2 [s] y una desviación estándar de 3.5 [s], para un total de 2272 muestras. Esto permite concluir que el sistema presenta una periodicidad en los ciclos de erupción altamente regular.

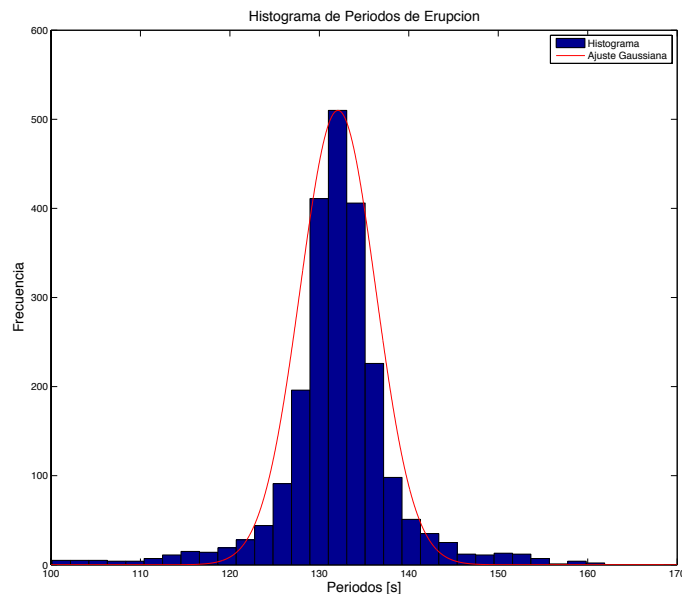


Figura 3.2. (Azul) Histograma de periodos calculados para un registro de 3.5 días. Media Aritmética: 132.2 [s]. Desviación Estándar: 3.5 [s]. (Rojo) Ajuste Gaussiano.

3.2 Caracterización del ciclo del Geysier

Para caracterizar el ciclo del geysier, se observa en detalle la señal en dos estaciones en sus registros de desplazamiento.

Para las estaciones internas BRIB y BRIC, se muestran 260 [s] de las componentes Norte (Figura 3.3) y Este (Figura 3.4), abarcando aproximadamente 2 periodos eruptivos. Estos tramos corresponden a un lapso central de las Figuras 2.6 y 2.7, los cuales se desplazan para asignar un valor nulo al desplazamiento para el inicio de etapa de recarga (Ver

Figura 3.1), asumiendo que en ese momento el sistema es libre de presiones internas asociadas al ciclo eruptivo. La componente Este de la estación BRIC (Figura 3.4) registra un desplazamiento positivo hacia el Este en la etapa 1, el tramo largo (Ver Figura 3.1), mientras que para la estación BRIB registra un desplazamiento negativo, hacia el Oeste, en la etapa 1. La situación es análoga para la etapa 2, donde se observa que ambos registros se desplazan en el sentido del geyser, hacia este. Por lo tanto la etapa 1 (Figura 3.1) de mayor duración se asocia a un desplazamiento en sentido opuesto a la dirección del Geyser, es decir, una expansión de la superficie alrededor de este. La etapa 2 (Figura 3.1), de menor duración, se asocia a un desplazamiento en el sentido hacia el Geyser, en decir, una contracción de la superficie alrededor de este.

A partir de lo anterior se concluye que los ciclo en la estaciones BRIB y BRIC tienen polaridad inversa en ambas componentes horizontales en terminos de desplazamiento. Además, el ciclo está dividido en dos etapas, donde una de ellas es de mayor duración que la otra (Figura 3.1).

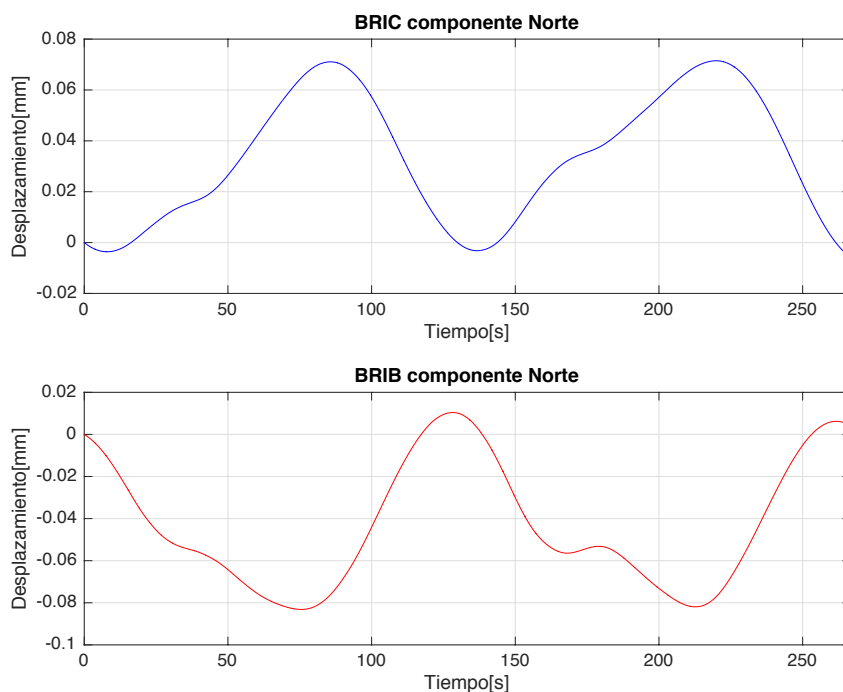


Figura 3.3. Muestra de los registros de Desplazamiento componente Norte. de las estaciones BRIC(Arriba) y BRIB(abajo). Estos tramos corresponden a un lapso central de las Figuras 2.6 y 2.7, en el cual se ha impuesto como desplazamiento valor 0 el inicio de etapa de recarga (Figura 3.1), asumiendo en ese momento el sistema es libre de presiones internas asociadas al ciclo eruptivo.

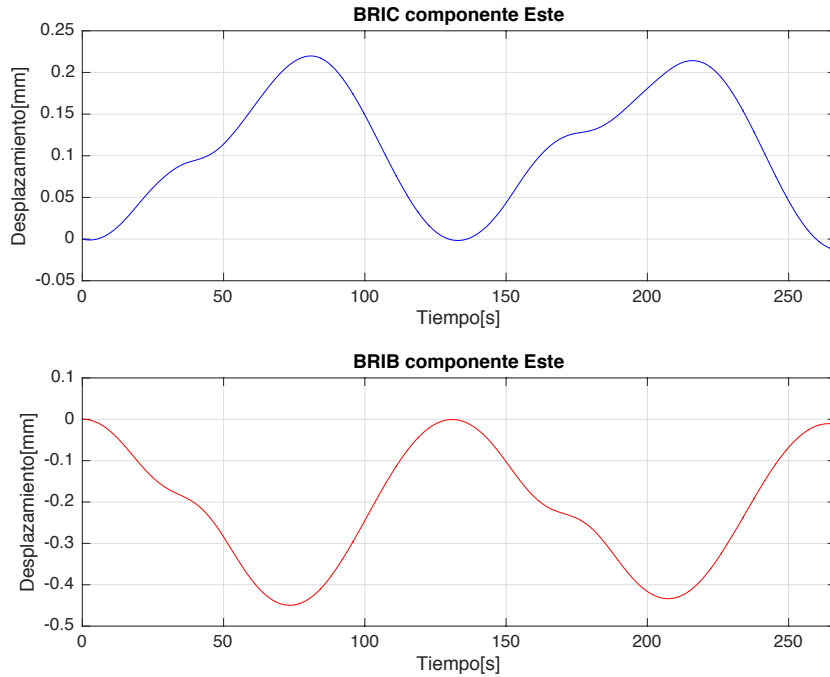


Figura 3.4. Muestra de los registros de DESPLAZAMIENTO de la estaciones BRIB(arriba) y BRIC(abajo), componente Este. Estos tramos corresponden a un lapso central de las Figuras 2.6 y 2.7, en el cual se ha impuesto como desplazamiento valor 0 el inicio de etapa de recarga (Figura3.1), asumiendo en ese momento el sistema es libre de presiones internas asociadas al ciclo eruptivo.

En el trabajo presentado por Munoz-Saez et al. (2015), el cual trabaja con datos de presión obtenidos simultáneamente a los registros sísmicos de este estudio, se le asoció tiempos de ocurrencia a las etapas de erupción e inactividad del geyser “El Jefe”. Ellos encuentran para la etapa de erupción una duración de 52 [s] y para la etapa de inactividad 80 [s]. Estas etapas del ciclo encontradas por Munoz-Saez et al. (2015) son equivalentes a las encontradas en este trabajo en términos de duración (Tabla 3.1). La diferencia de algunos segundos en la duración de las etapas se atribuye a como cada autor caracteriza el ciclo. Ambos estudios coinciden en la duración media del ciclo eruptivo, esto se aprecia en el histograma presentado por Munoz-Saez et al. (2015) para los intervalos entre erupciones (IBE) (Figura 1.9) el cual es semejante al encontrado en este trabajo (Figura 3.2).

Ciclo/IBE	Este trabajo	<i>Munoz-Saez et al. 2015</i>
Media IBE	132.2 [s]	132.2 [s]
Desviación Estándar IBE	3.5 [s]	2.4 [s]
Duración Etapa 1	~ 78.8 [s]	~ 80[s]
Duración Etapa 2	~ 52.2 [s]	~ 52 [s]

Tabla 3.1. Comparación entre los resultados estadísticos asociados al ciclo del geyser encontrados por *Munoz-Saez et al. 2015* y este trabajo.

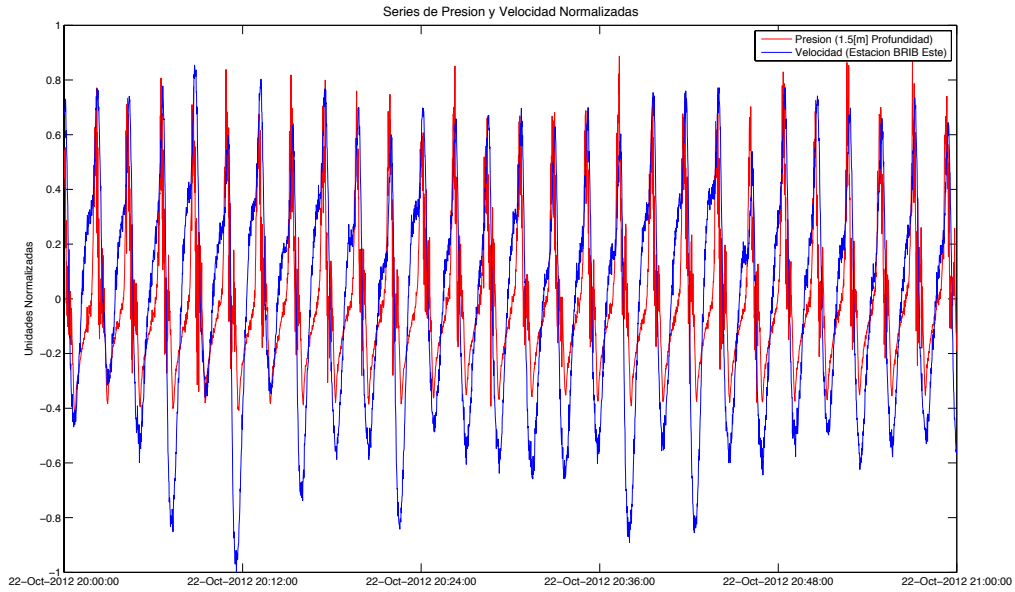


Figura 3.5. Series de tiempo de Presión a 1.5 [m] de profundidad dentro del conducto y Velocidad en la estación BRIB Este, registradas simultáneamente en el Geiser El Jefe, para un lapso de 1 hora (22 de Octubre de 20:00 a 21:00 horas) Registro de presión: cortesía de Munoz-Saez et al. 2015.

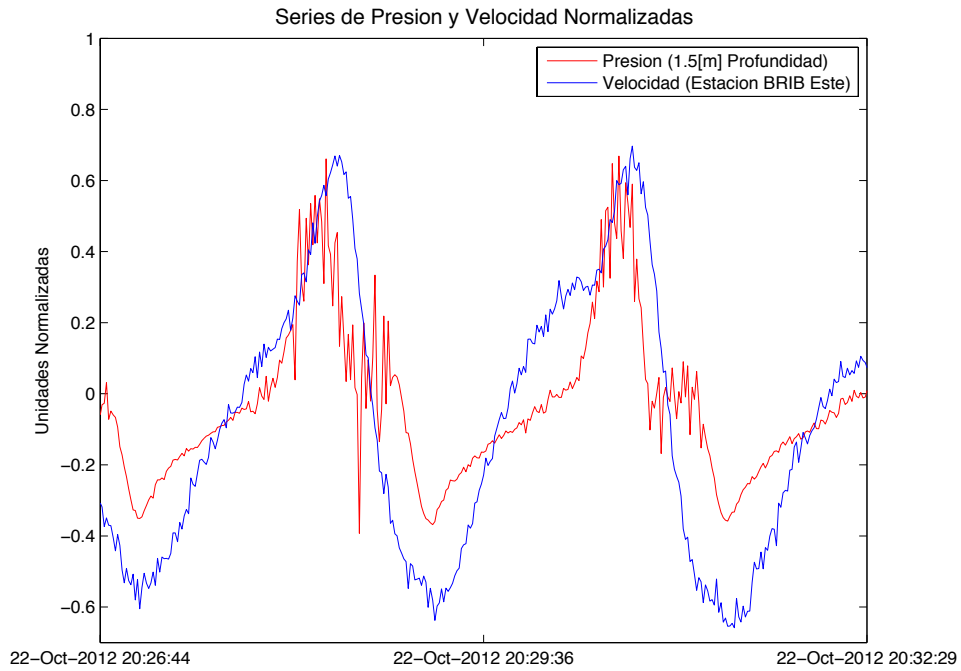


Figura 3.6. Series de tiempo de Presión a 1.5 [m] de profundidad dentro del conducto y Velocidad en la estación BRIB Este, registradas simultáneamente en el Geiser El Jefe, para un lapso de 1 hora (22 de Octubre de 20:00 a 21:00 horas) Registro de presión: cortesía de Munoz-Saez et al. 2015.

Dado que se encontraron dos tramos claramente diferenciados, relacionados al ciclo de recarga y descarga del geysir, con tiempos característicos que se comportan de forma muy semejante a los encontrados por Munoz-Saez et al. (2015) (Tabla 3.1 y Figuras 3.5 y 3.6), se determinó que la etapa 1, (de mayor duración, que genera un desplazamiento en sentido opuesto a la posición del Geysir) se asocia al lapso de recarga del sistema. La etapa 2 (De menor duración, donde se observa un desplazamiento del suelo hacia la posición del Geysir) se asocia al lapso de erupción o descarga del sistema.

Para entender la evolución temporal de un ciclo eruptivo, se establecieron 4 puntos de referencia en el tiempo (Figura 3.7), donde se identifican diferentes estados en la erupción. Estos puntos son comunes para todas las estaciones de la red interna en las componentes horizontales.

- Punto 1: Indica el principio del ciclo de erupción. Da comienzo al proceso de recarga. También indica el fin de la etapa de erupción, y el final del ciclo. Es coincidente con el mínimo de presión.
- Punto 2: Indica un pequeño cambio en la tendencia de aumento general. Luego de este punto el aumento continúa a una tasa levemente mayor. Corresponde a la zona de transición entre la descarga y recarga.
- Punto 3: Indica el punto máximo de expansión, y el inicio de la etapa de erupción. Es coincidente con el máximo de presión.
- Punto 4: Indica el punto medio de la etapa de descarga. Corresponde a la zona de transición entre la recarga y descarga.

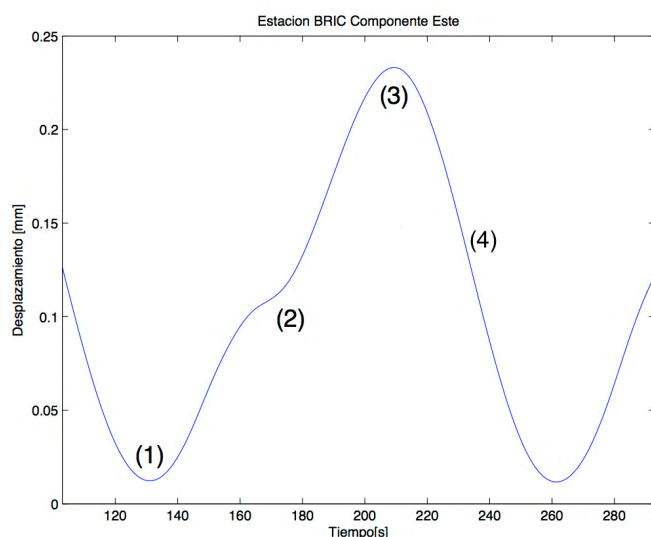


Figura 3.7. Muestras de los registros de desplazamiento de BRIC (abajo), componentes Este. Se representa con los números los puntos característicos del ciclo, enumeradas del 1 al 4.

3.3 Movimiento de Partículas

Con el objeto de comprender de mejor manera estos ciclos de expansión y compresión del suelo alrededor del geyser, se estudio el movimiento de partículas horizontal de las tres estaciones alrededor del sistema (Figura 3.8 y 3.9).. Para ello, se hizo uso de las señales integradas, es decir, aquellas que definen los desplazamientos asociados al suelo alrededor de la superficie del geyser.

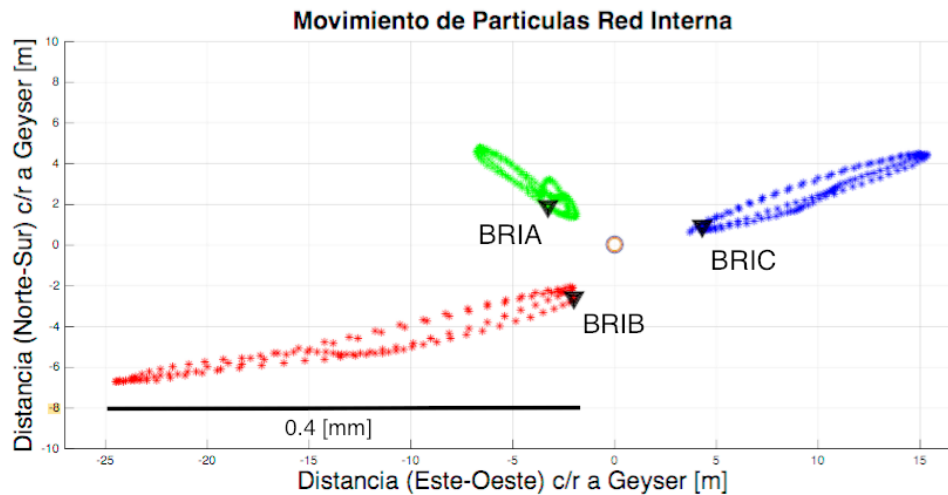


Figura 3.8. Movimiento de partículas en planta (considerando registros horizontales de las estaciones de la red interna BRIA (verde), BRIC (rojo) y BRIB (azul).

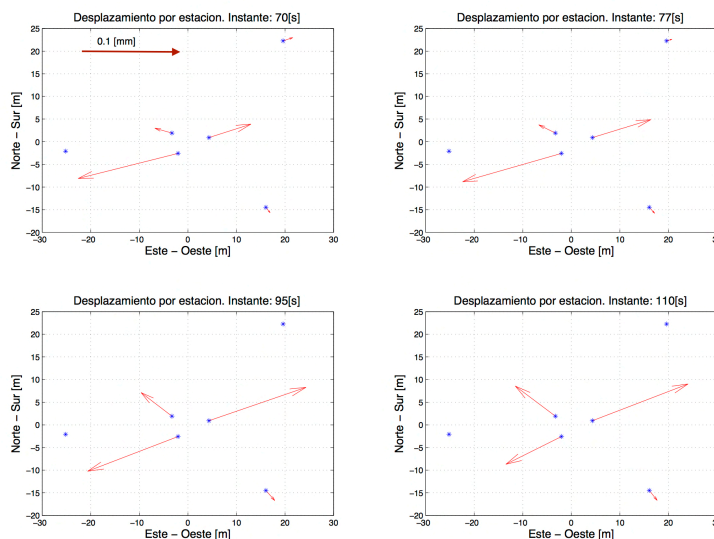


Figura 3.9. Desplazamientos en las 6 estaciones para 4 instantes de tiempo. * indican la posición de las estaciones. El geyser se sitúa en la coordenadas (0,0).

A partir del estudio realizado para el movimiento de partículas, se observa que las estaciones de la red interna presentan un comportamiento oscilatorio en una dirección preferentemente radial con respecto a la posición central del geysir.

3.4 Modelo Conceptual

Con base en lo explicado en este capítulo se definió el modelo conceptual (Figura 3.10) que permite explicar el comportamiento observado.

En líneas generales, se tiene lo siguiente:

- El ciclo de erupción se puede separar en dos etapas primordiales, una de recarga y otra de descarga o erupción.
- La etapa de recarga se caracteriza por generar una expansión preferentemente radial considerando como posición central la posición del geysir. Esto está asociado a un progresivo aumento de presión en el conducto del sistema el que acompaña a la expansión.
- La etapa de erupción se caracteriza por generar una contracción radial con respecto a la posición del geysir. Esto está asociado a una continua disminución en la presión al interior del conducto del geysir.

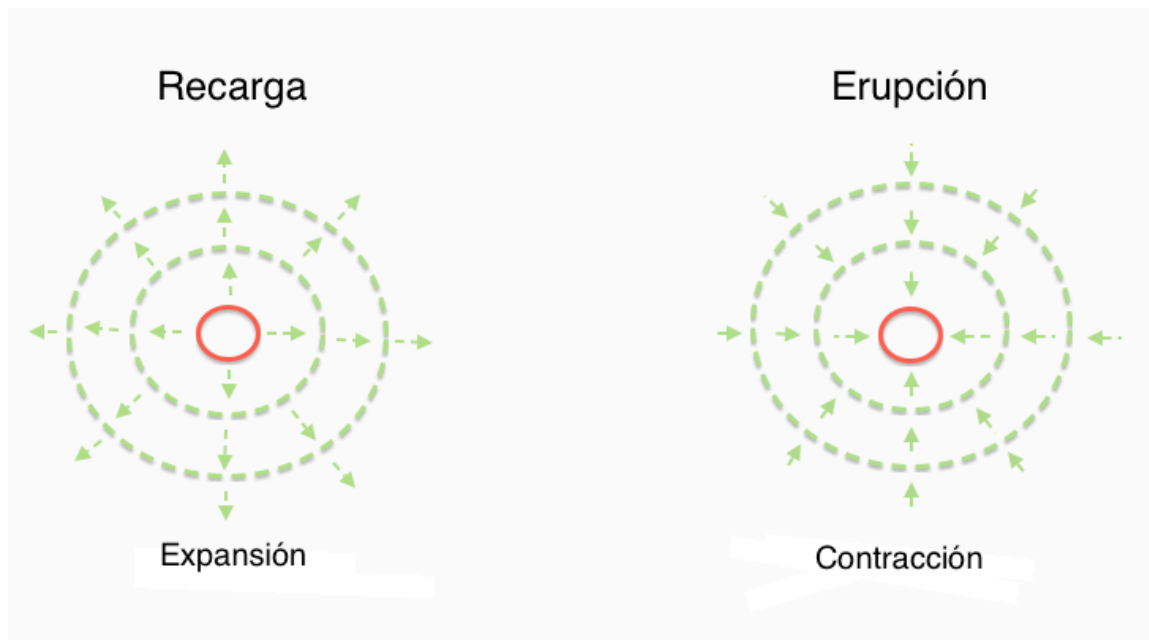


Figura 3.10. Modelos conceptual de desplazamiento del suelo para las dos etapas del ciclo. Derecha: Expansión, asociado a un aumento de presión en el conducto. Izquierda: Contracción, asociado a una disminución de la presión en el conducto.

Capítulo 4

Hipótesis, Modelo y Metodología

El patrón y la tasa de deformación superficial son el reflejo de los procesos que tienen lugar en el subsuelo, los cuales son transmitidos hacia la superficie a través de las propiedades mecánicas de la corteza. Este fenómeno se ha estudiado ampliamente para procesos tectónicos y volcánicos (Dzurisin, 2007; Battaglia et al., 2009). La modelación de mediciones geodésicas de deformación superficial en zonas afectas a estos procesos, permiten entender posibles cambios en el subsuelo que originan esta deformación. Para el caso particular de los volcanes, por ejemplo, la fuente de las deformaciones se modela con una configuración geométrica particular, representativa de la cámara magmática del volcán sujeta a cambios de presión interna.

A partir de los desplazamientos en superficie registrados alrededor del Geysir El Jefe, donde se observan ciclos de expansión y contracción, se propone que los modelos de deformación asociados a volcanes pueden ser aplicados a procesos semejantes de menor escala. Es decir, es posible aplicar los modelos elásticos desarrollados para cámaras magmáticas a cámaras de fluidos hidrotermales en geysers.

A partir de lo anterior se propone las siguientes hipótesis:

1. Los desplazamientos observados son producidos por una fuente dada por un cambio de presión dentro de una cavidad con una configuración geométrica esférica, en forma análoga a como se modela la cámara magmática de un volcán. Se trabaja sobre el supuesto de que los cambios de presión son instantáneamente reflejados en un desplazamiento superficial.
2. La fuente se encuentra emplazada dentro de un semiespacio elástico, homogéneo e isótropo.
3. El semi-espacio obedece la ley de Hooke, es decir, existe una relación lineal entre esfuerzos y deformación.

- Los modelos elásticos asociados a cámaras magmáticas son aplicables a menor escala, es decir, permiten modelar deformaciones menores asociadas a fuentes de menor tamaño. En otras palabras, los modelos desarrollados para volcanes son aplicables a sistemas eruptivos de menor escala como los geysers.

La tabla 4.1 muestra la notación empleada en el presente capítulo para los distintos tipos de variables.

Tipo de Variable	Notación
Escalar	ε
Vector	$\underline{\varepsilon}$
Matriz	$\underline{\underline{\varepsilon}}$

Tabla 4.1 Notación empleada en capítulo 4 para las variables escalar, vector y matriz.

4.1 Modelos de un geysers

Los modelos clásicos que estudian deformaciones en superficie en regiones volcánicas suelen representar la corteza como un semi espacio elástico, homogéneo e isotrópico el cual obedece la ley de Hooke. A pesar de omitir muchas propiedades de la corteza, esta clase de modelos provee una buena aproximación (Dzurisin, 2007).

El patrón de desplazamiento superficial puede ser interpretado en términos de fuentes con geometrías simples que representarían reservorios magmáticos, diques y zonas de fracturas (Dvorak and Dzurisin, 1997). La estimación de las características geométricas, localización y esfuerzos de la fuente que produce las deformaciones se deducen mediante la comparación entre las observaciones y el ajuste de los parámetros de los modelos.

Las configuraciones geométricas que usualmente se utilizan para modelar las deformaciones son esferas, esferoides y planos (Mogi, 1958; Sun, 1969; Okada, 1985; Yang et al., 1988; McTigue, 1987; Fialko et al., 2001; Newman et al., 2006; Battaglia & Hill, 2009). Es importante destacar que estos modelos trabajan sobre el supuesto de que los cambios de presión son instantáneamente reflejados en un desplazamiento superficial.

Considerando el patrón de los desplazamientos observados alrededor del Geysers El Jefe (Figuras 3.3 y 3.4) se deben considerar modelos de fuente que sean capaces de generar desplazamientos radiales simétricos. Los modelos elásticos de desplazamiento debido al hinchamiento de cámaras magmáticas asociadas a volcanes, cumplen con los criterios mencionados. El más elemental se conoce como el modelo de Mogi (1985). El modelo simula una pequeña fuente de expansión esférica dentro de un semi espacio elástico homogéneo e isotrópico (Mogi aplicó la solución matemática dada por Yamakawa, 1955, a mediciones asociadas a subsidencias volcánicas, entre otras contribuciones).

El modelo de Mogi ha sido empleado por muchos autores en estudios de hinchamiento

de cámaras magmáticas (Mogi, 1958). Su popularidad radica en su simplicidad y capacidad para predecir la deformación radial simétrica, sin embargo, presenta varias limitaciones al momento de ser aplicado. El modelo no es capaz de discriminar entre el efecto de un cambio de volumen en el cuerpo y un cambio en la presión. Esto implica que la información que se extrae sobre la fuente es limitada. Por otro lado, el modelo no permite estudiar el campo de esfuerzos en la vecindad de la fuente porque esta se transforma en una singularidad.

A pesar de que los modelos elásticos excluyen muchas de las propiedades de la corteza son ampliamente aceptados dada su simplicidad y capacidad de generar resultados aceptables. El medio en el cual se emplaza la cavidad en los modelos elásticos mencionados se caracterizan a partir de las constantes elásticas Coeficiente de Poisson (ν) y Módulo de cizalle (μ). El coeficiente de Poisson puede variar entre valores cercanos a 0.1 y 0.4, mientras que el Módulo de Cizalle puede tomar valores entre 1 a 100 Gpa, mostrando gran variabilidad cuando el material está cerca de una fuente de calor.

El modelo de Mogi (1958) da expresiones para el desplazamiento superficial de un semi espacio elástico, producto de una cavidad esférica en profundidad sometida a una variación de la presión interna (Figura 4.1).

$$u_{\rho} = \frac{(1 - \nu)P}{\mu} \left(\frac{a}{r}\right)^3 \rho \quad (4.1)$$

$$u_z = \frac{(1 - \nu)P}{\mu} \left(\frac{a}{r}\right)^3 d \quad (4.2)$$

Los diferentes parámetros involucrados en estas ecuaciones se dan en la Tabla 4.2. Para mayor detalle de estas ecuaciones ver ANEXO 3.

Símbolo	Parámetro
u_{ρ}	Desplazamiento radial en superficial [m]
u_z	Desplazamiento vertical en superficial [m]
a	Radio cavidad esférica [m]
d	Profundidad cavidad esférica [m]
ρ	Distancia Radial en Superficie [m]
r	Distancia de centro cavidad-superficie [m]
P	Variación de presión dentro de la Cavidad [Pa]
μ	Modulo de Cizalle [Pa]
ν	Coeficiente de Poisson

Tabla 4.2. Variables del Modelo de Mogi (1958) y McTigue (1987).

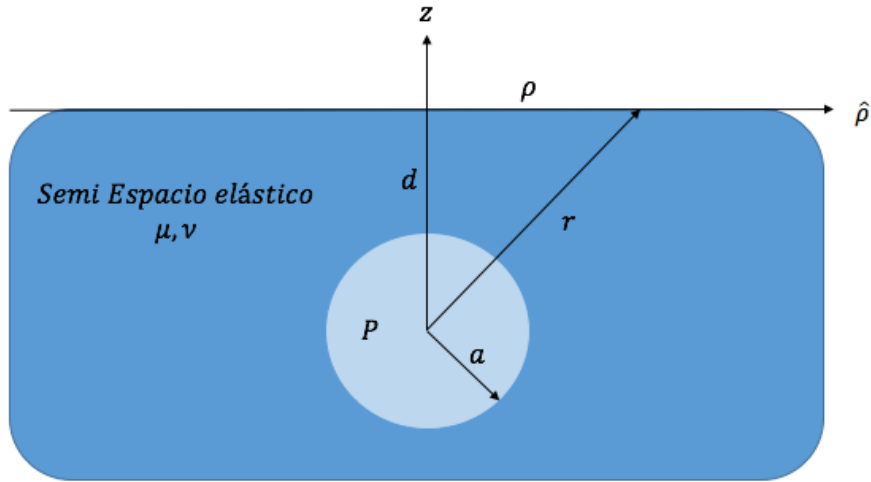


Figura 4.1. Geometría de una cámara esférica asociado a los parámetros presentados en la Tabla 4.2.

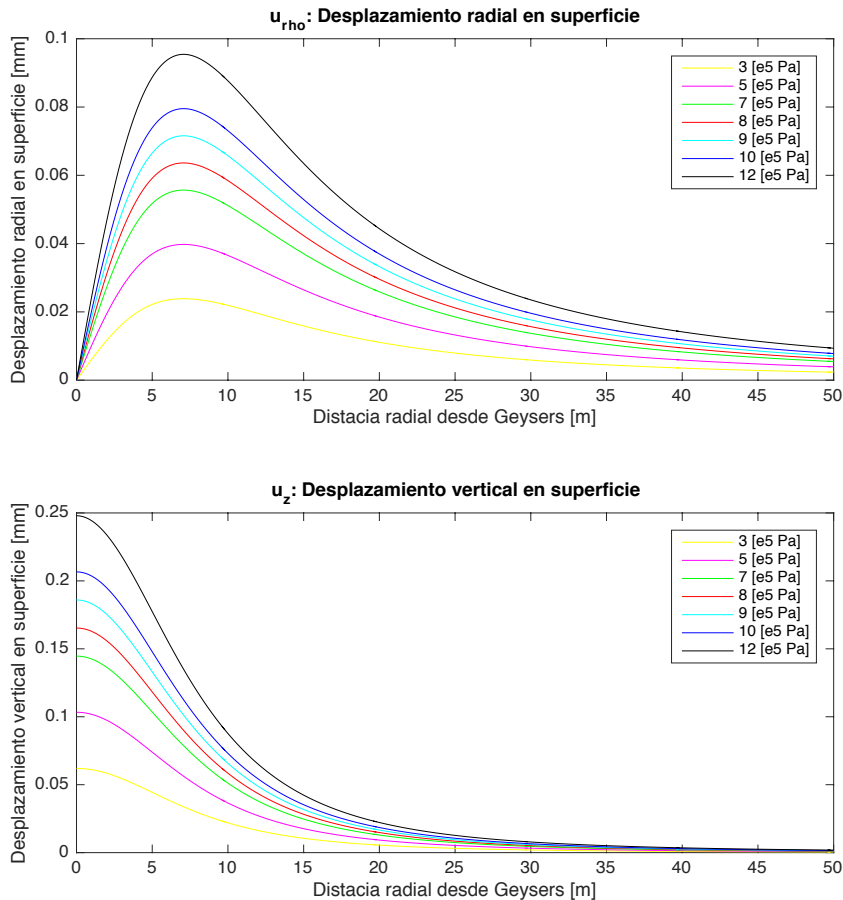


Figura 4.2. Curvas de desplazamiento radial (arriba) y vertical (abajo) para el modelo de Mogi, para un radio (4 [m]) y profundidad (10 [m]) fijos, variando la presión de la cavidad. ($\nu = 0.38$ y $\mu = 1.92e9 [Pa]$): Estos valores corresponden a los obtenidos experimentalmente en el estudio de refracción sísmica presentado en el capítulo 5).

La Figura 4.2 muestra curvas calculadas según (4.1) y (4.2) en función de la distancia radial ρ para diferentes presiones en la cavidad esférica.

En la Figura 4.2 cabe destacar que el máximo del desplazamiento radial ocurre a una distancia diferente de cero. De acuerdo con (4.2) para esta distancia (ρ^*) se tiene:

$$\rho^* = \frac{d}{\sqrt{2}} \quad (4.3)$$

Es decir ρ^* es proporcional a la profundidad de la cavidad. Cabe notar también que esta distancia se corresponde con la distancia donde las curvas para el desplazamiento vertical (Ver Figura 4.2) presentan un punto de inflexión donde cambian su curvatura. El ancho de la deformación anómala producida por el cambio de presión está directamente relacionada a la profundidad de la cavidad. Esta relación permite aproximar la escala del área que se debe cubrir con mediciones de deformación en superficie, dado un supuesto previo sobre la profundidad de la cavidad que se pretende modelar.

En un intento por resolver varias de las limitaciones del modelo de Mogi, McTigue (1987) desarrolló una solución la cual entrega una aproximación de un orden superior para la deformación producida por una cavidad esférica sometida a un cambio de presión. Los desplazamientos radiales (u_ρ) y verticales (u_z) dados por la formulación de McTigue son:

$$u_\rho = \frac{(1-\nu)P}{\mu} \left(\frac{a}{r}\right)^3 \rho \left\{ 1 - \left(\frac{a}{d}\right)^3 \left[\frac{1+\nu}{2(7-5\nu)} - \frac{15(2-\nu)}{4(7-5\nu)} \frac{d^2}{\rho^2 + d^2} \right] \right\} \quad (4.4)$$

$$u_z = \frac{(1-\nu)P}{\mu} \left(\frac{a}{r}\right)^3 d \left\{ 1 - \left(\frac{a}{d}\right)^3 \left[\frac{1+\nu}{2(7-5\nu)} - \frac{15(2-\nu)}{4(7-5\nu)} \frac{d^2}{\rho^2 + d^2} \right] \right\} \quad (4.5)$$

La Figura 4.3 muestra curvas calculadas según ecuación 4.4 en función de la distancia radial ρ , variando la presión (panel izquierdo) y variando la profundidad (panel derecho).

En la figura 4.4 se presentan curvas comparativas para las soluciones de Mogi y McTigue, donde se puede observar que la aproximación dada por el segundo no varía en gran medida las deformaciones predichas por el modelo simplificado de Mogi.

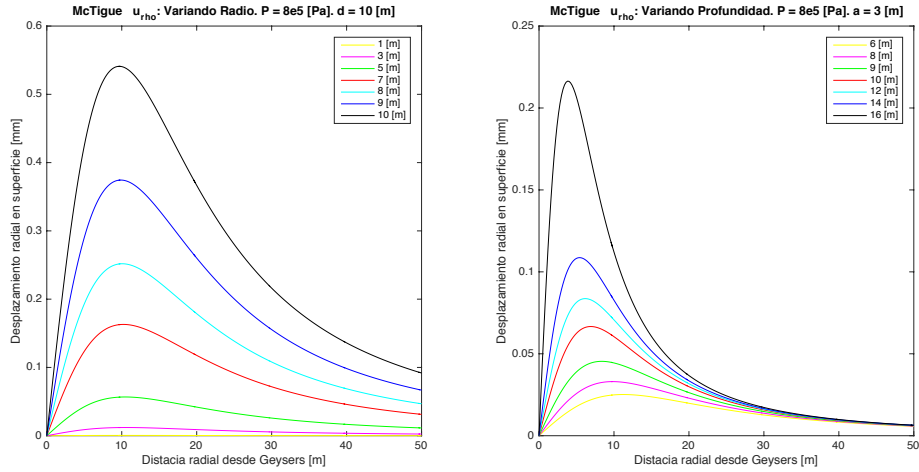


Figura 4.3. Curvas de desplazamiento radial para el modelo de McTigue. Izquierda: Variando el Radio, para un profundidad (15 [m]) y presión (8e5 [Pa]) fijos. Derecha: Variando el Profundidad, para un radio (4 [m]) y presión fijos (8e5 [Pa]). ($\nu = 0.38$ y $\mu = 1.92e9$ [Pa]) : Estos valores corresponden a los obtenidos experimentalmente en el estudio de refracción sísmica presentado en el capítulo 5).

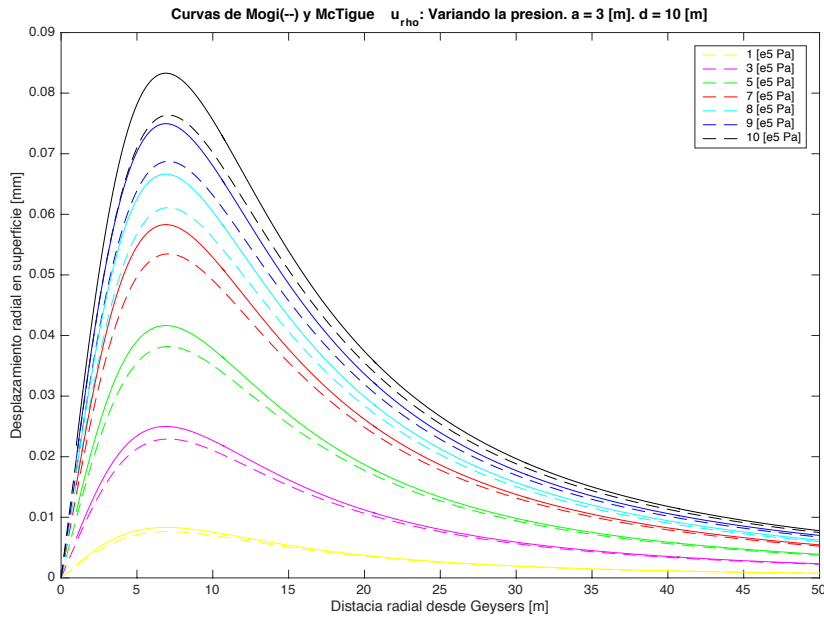


Figura 4.4. Curvas de deformación horizontal dadas por el modelo de Mogi (curvas discontinuas) y McTigue, para un radio (3 [m]) y profundidad (10 [m]) fijos, variando el cambio de presión. ($\nu = 0.38$ y $\mu = 1.92e9$ [Pa]) : Estos valores corresponden a los obtenidos experimentalmente en el estudio de refracción sísmica presentado en el capítulo 5).

4.2 Concepto de cámara de un geyser

En la modelación propuesta se considera que la fuente puede migrar en el tiempo ya

que todos los parámetros, incluyendo la ubicación de la fuente, pueden variar libremente en el rango establecido para cada uno de ellos (Tabla 4.2).

El modelo de cámara del geyser conceptualmente puede entenderse desde dos puntos de vista: como una región espacial estática, con dimensiones fijas, para la cual temporalmente solo varía la presión; o como una región espacial migratoria, para la cual los parámetros que la caracterizan varían espacial y temporalmente. Este segundo caso, el cual se emplea en esta Tesis para el modelamiento, implica el reemplazo del concepto de cámara estática por la de una región del espacio por la que migran los fluidos y ejercen presión al medio.

Para llevar a cabo la búsqueda descrita es necesario trabajar sobre un valor de referencia a partir del cual se estiman la diferencia de presión experimentada por la cavidad. Está presión de referencia corresponde a una presión estática, la que no es parte de la modelación. Dado que se trabaja sobre un ciclo de recarga y descarga, se espera que el diferencial de presión sea nulo al inicio de la recarga (o final de la descarga). Las Figuras 4.5 y 4.6 muestran los desplazamientos relativos al instante inicial de variación de presión nulo asociado al inicio de la recarga, o final de la descarga. Estos registros son los que se utilizarán en la estimación de la fuente del geyser.

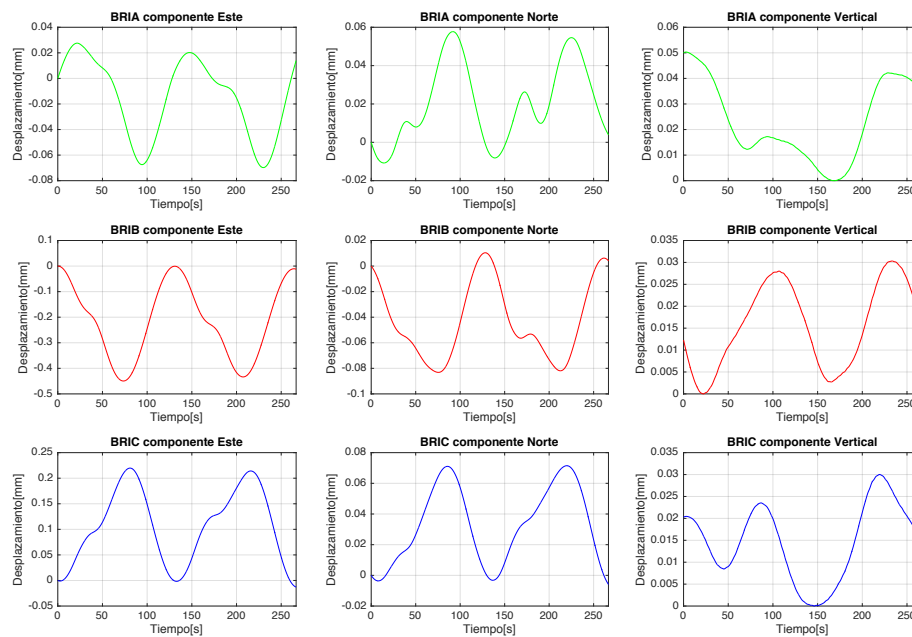


Figura 4.5 Desplazamientos relativos a la posición central del geyser de las estaciones BRIA(verde), BRIB (rojo) y BRIC (azul) componente horizontales. Se muestra el tramo que se modela, en donde se impone un desplazamiento nulo para el inicio de la recarga donde la variación de presión es nula. Los registros corresponden a un tramo intermedio, en el que se aíslan 2 ciclos eruptivos, de las Figuras 2.6 y 2.7.

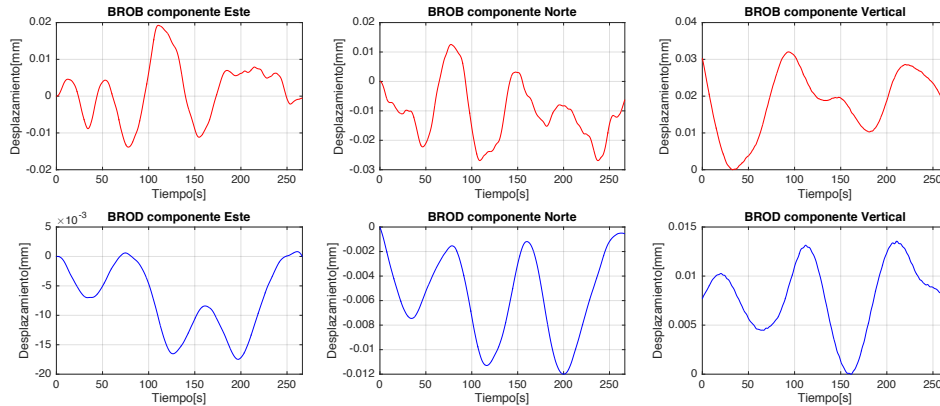


Figura 4.6 Desplazamientos relativos a la posición central del geyser de las estaciones BROB (rojo) y BROD (azul) componente horizontales. Se muestra el tramo que se modela, en donde se impone un desplazamiento nulo para el inicio de la recarga donde la variación de presión es nula. Los registros corresponden a un tramo intermedio, en el que se aíslan 2 ciclos eruptivos, de las Figuras 2.6 y 2

4.3 Estimación de la fuente del Geyser

Se realiza la estimación de los parámetros del modelo de McTigue de manera de ajustar los desplazamientos en superficie de las 3 estaciones de la red interna, y las 2 estaciones de la red externa, en sus componentes horizontales y vertical. Se calculan desplazamientos usando todas las combinaciones posibles de parámetros elegidos, cada uno dentro de sus rangos respectivos. Luego, para cada combinación, se comparan los desplazamientos en superficie obtenidos teóricamente con los observados en las diferentes estaciones. Seguidamente, se determina un error “ ϵ ” para cada una de las combinaciones. Este error es una medida de la bondad del ajuste entre la predicción del modelo y los desplazamientos observados, a menor error, mejor la bondad del ajuste. Finalmente se selecciona el modelo con el menor error de ajuste. Esta metodología se conoce popularmente como “Grid Search”.

El objetivo consiste en estimar los parámetros del modelo de manera de ajustar o representar las observaciones de desplazamiento para cada instante de tiempo. Se buscará de manera exhaustiva los parámetros que definan la fuente para determinar el conjunto de parámetros que mejor explique las observaciones en superficie en cada instante de tiempo.

4.3.1 Observaciones

Las observaciones se representan como un vector de desplazamientos en cada estación como un vector de datos para cada tiempo t_i .

$$\underline{d}_{t_i} = [\underline{d}^{E_1}, \underline{d}^{E_2}, \underline{d}^{E_3}, \underline{d}^{E_4}, \underline{d}^{E_5}]^T \quad (4.6)$$

$$\underline{d}^{E_1} = (d_E^{E_1}, d_N^{E_1}, d_Z^{E_1})^T$$

donde $d_X^{E_k}$ es el desplazamiento en la dirección X (Norte, Este o Vertical) de la estación k-ésima al tiempo t_i con respecto a la posición de referencia.

4.3.2 Incógnitas en el modelo de McTigue

El número total de parámetros del modelo es 5: posición espacial (x,y,z) del centro de la esfera, su radio (a) y variación de presión (P) en esta. Para los parámetros que definen la estructura elástica del medio, ν y μ , se consideran los valores determinados experimentalmente a partir del estudio de refracción sísmica presentado en el capítulo 5. El rango de valores de los parámetros que definen el modelo de McTigue se establece en base al conocimiento previo acerca de la física del problema en estudio. Por lo tanto, se construye el vector de incógnitas que queda definido de la siguiente forma:

$$\underline{m} = [x, y, z, a, p]^T \quad (4.7)$$

4.3.3 Información a priori

El rango de valores de los parámetros que definen el modelo de McTigue se establece en base al conocimiento previo acerca de la física del problema (Tabla 4.3).

Los resultados obtenidos del estudio de refracción sísmica (Capítulo 5), indican la presencia de un estrato inferior con velocidades de onda P mayores a 4000 [m/s], lo que se asocia al basamento riolítico de la cuenca El Tatio. La profundidad de este estrato se estimó en 16 [m] por debajo de la línea de estudio, cercana al Geysir El Jefe. Considerando lo anterior y bajo el supuesto de que la cavidad que se modela se encuentra en los estratos superiores por sobre el basamento, se establece el rango de valores para la profundidad del centro de la cavidad entre 1 y 25 metros. Como se menciona, esto asume que la cavidad en el modelo se encuentra emplazada en una capa intermedia del reservorio según el modelo hidrotermal propuesto por Lahsen (1976a) (Figura 1.6).

Considerando el rango de profundidad establecido, se impone que el radio de la cavidad esférica puede variar entre 1 y 10 metros.

La presión en el modelo de McTigue corresponde a una presión diferencial con respecto a un estado base, a la cual es sometida la cavidad. La presión se debe acotar en un cierto rango, el cual debe ser consistente con las características del problema que se enfrenta. Se asume que los valores de la variación de presión a los cuales es sometida la cavidad serán de un orden de magnitud semejante a la presión litostática, ya que presiones mucho mayores generarían esfuerzos que tenderían a fracturar la roca más que a deformarla elásticamente.

La presión litostática a 10 metros de profundidad es alrededor de 3 *bar* ($3 \times 10^5 \text{ Pa} \sim 3$ atmósferas). Considerando el margen para la profundidad de la cavidad, se considera que un rango aceptable de variación para el cambio de presión en la cavidad oscila entre -5 y 20 *bares*.

Parámetro	Valor Mínimo	Valor Máximo
Posición en X [m]	-20	-20
Posición en Y [m]	-20	-20
Posición en Z [m]	1	25
Posición en R [m]	1	10
Posición en P [Bar]	-5	20

Tabla 4.3. Rango de parámetros modelo de McTigue (1987).

4.3.4 Planteamiento del problema inverso

Para la estimación de los parámetros de la fuente del geysir en un instante de tiempo se utilizará la metodología Grid Search. En esta se busca de manera exhaustiva combinaciones de parámetros del modelo para encontrar la combinación que mejor ajusta las observaciones de desplazamientos en superficie.

Para llevar a cabo la búsqueda, se define una grilla de 5 dimensiones con los límites presentados en la tabla 4.2. Para cada parámetro se define un conjunto de valores equiespaciados suficientemente finos en torno a los límites establecidos, formando así una grilla 1D para cada parámetro. Por ejemplo, para la coordenada x del centro de la esfera,

$$\mathbf{X} = [x_{min}, x_{min} + \Delta x, x_{min} + 2\Delta x, x_{min} + 3\Delta x, \dots, x_{max}] \quad (4.8)$$

* Se define una grilla 1D equivalente para los parámetros Y, Z, A y P

Luego la grilla de 5 dimensiones se construye realizando el producto cartesiano de las 5 grillas de 1D, es decir se define el espacio de valores del vector de incógnitas como

$$\underline{m}_i \in \mathbf{X} \times \mathbf{Y} \times \mathbf{Z} \times \mathbf{A} \times \mathbf{P} \quad (4.9)$$

A partir de lo anterior, se calcula el problema directo, y el error asociado, a cada combinación de parámetros. El error se calcula como la suma de las diferencias al cuadrado entre la predicción de los desplazamientos para un determinado modelo \underline{m} y los desplazamientos observados en las 5 estaciones consideradas ,

$$\underline{m} \rightarrow \underline{d}^{pred}(\underline{m})$$

$$e(\underline{m}) = \|\underline{d}^{obs} - \underline{d}^{pred}(\underline{m})\|_2^2 \quad (4.10)$$

Para la elección del mejor modelo se considera aquel que minimiza el error de ajuste $e(\underline{m})$ considerando todas las combinaciones posibles definidas en la grilla. Se asume que la función de error de ajuste es suave sobre la escala de la grilla de modo que el mínimo no se pierde a través del espaciado al ser demasiado grueso.

$$e^{óptimo} = \min_{\underline{m}} e(\underline{m}) \tag{4.11}$$

Debido a consideraciones de tiempo de cálculo computacional, se utiliza primeramente una grilla a una región y espaciamiento determinados. De manera de mejorar la precisión del resultado, se repite el procedimiento en una grilla de menor espaciamiento y rango en torno al modelo óptimo obtenido para la grilla inicial. En la tabla 4.4 se muestran los espaciamientos utilizados en las grillas inicial y secundaria.

Parámetro	Delta 1	Delta 2
Posición X	100 [cm]	20 [cm]
Posición Y	100 [cm]	20 [cm]
Posición Z	100 [cm]	20 [cm]
Radio	100 [cm]	20 [cm]
Presión	2 [Bar]	0.5 [Bar]

Tabla 4.4. Espaciamiento de los parámetros utilizados en las grilla inicial (Delta 1) y secundaria (Delta 2).

Se lleva a cabo el proceso anterior en donde se obtiene una combinación de parámetros óptima para los desplazamientos en cada uno de los instantes de la serie de tiempo. En particular se consideraron 133 instantes equiespaciados entre 266 segundos, lo que abarca 2 ciclos eruptivos, por lo que se obtiene una solución cada 2 segundos. Las estimaciones de la fuente del geysir a diferentes instantes de tiempo son realizadas de manera independiente, ignorando correlaciones temporales en el comportamiento del sistema.

La solución óptima para cada instante tiene vinculado un desplazamiento sintético en las estaciones. Luego, la combinación de las soluciones óptimas para todos los instantes considerados permite generar una serie temporal de desplazamientos sintéticos para cada estación en las componentes horizontales y vertical, equivalente a las series de tiempo observadas. A partir de lo anterior se calcula el error RMS entre los desplazamientos observados y los sintéticos.

Otra forma de establecer el mejor ajuste es a partir de un enfoque probabilístico (Tarantola, A., Valette, B., 1982a y 1982a), en donde se utiliza el teorema de Bayes para obtener la distribución de probabilidad a posteriori de los parámetros del modelo $p(\underline{d}|\underline{m})$ (dadas las observaciones \underline{d}), como:

$$p(\underline{m}|\underline{d}) = k \cdot p(\underline{d}|\underline{m}) \cdot p(\underline{m}) \tag{4.12}$$

donde $p(d|m)$ corresponde a una función de verosimilitud $\mathcal{L}(\underline{m})$ definida como:

$$\mathcal{L}(\underline{m}) = e^{-\frac{1}{2} \frac{(d^{obs} - d^{pred}(\underline{m}))^2}{\sigma^2}} \quad (4.13)$$

$$\mathcal{L}(\underline{m}) = e^{-\frac{1}{2} \frac{e(\underline{m})}{\sigma^2}}$$

$p(\underline{m})$ corresponde a la distribución de probabilidades a priori, que se asume como a una constante para todos los puntos de la grilla (distribución uniforme), de manera de que ésta sólo aporta información acerca de los posibles valores de los parámetros sin asignar preferencias entre estos.

La función de verosimilitud descrita supone que las observaciones se distribuyen según una distribución normal multivariada con media \underline{d}^{obs} y matriz de covarianza $\underline{\underline{C_d}}$

$$d \sim > N\left(\underline{d}^{obs}, \underline{\underline{C_d}}\right), \quad \underline{\underline{C_d}} = \sigma^2 \cdot \underline{\underline{I}} \quad (4.14)$$

donde $\underline{\underline{I}}$ es la matriz identidad.

Finalmente, para los modelos considerados en la grilla, podemos simplificar (4.12) como

$$p(\underline{m}|\underline{d}) = \nu \cdot \mathcal{L}(\underline{m}) \quad (4.15)$$

donde ν es una constante de normalización.

En esta formulación, debido a la forma funcional de $\mathcal{L}(\underline{m})$, la solución para el método de gridsearch, que se obtiene minimizando el error de ajuste \mathbf{e} , es equivalente a encontrar la combinación de valores en \underline{m} que maximiza la densidad de probabilidad a posteriori de los parámetros del modelo $p(\underline{m}|\underline{d})$ (Ver Capítulo 5, Menke, 2012). Al plantear la formulación Bayesiana del problema inverso, se puede calcular $p(\underline{m}|\underline{d})$ para cada modelo de la grilla, con lo que se obtiene información acerca de los errores de los parámetros estimados y correlaciones entre éstos.

4.4 Sensibilidad y estabilidad de las Soluciones

A partir de la metodología Grid-Search, se calcula la predicción de desplazamientos en las estaciones para cada modelo evaluado, los que se comparan con los desplazamientos observados y se obtiene un error, es decir, cada combinación de parámetros tiene asociado un error de ajuste. Esto forma una matriz de 5 dimensiones (4.10) donde la coordenada de cada celda indica una combinación particular de parámetros y contiene el error asociado a esta.

Entonces, a partir de la posición en la matriz (índices asociados) se conoce inmediatamente a que parámetros corresponde el error. Esta matriz dada por los errores obtenidos para cada combinación forma el espacio de soluciones para un instante particular de tiempo (*n en 4.16*). La posición del valor mínimo dentro de esta matriz entrega la combinación de parámetros óptima que mejor ajusta los desplazamientos observados.

$$\underline{\underline{error}}_{\text{instante } n} = e_{i,j,k,l,m} \quad (4.16)$$

i: Rango de x
j: Rango de y
k: Rango de z
l: Rango de a
m: Rango de P

Para analizar este espacio de soluciones se optó por un enfoque probabilístico. Este enfoque permite estimar la probabilidad de que un parámetro se encuentre dentro de un cierto rango de valores. Para ello, se genera una matriz de verosimilitud $\underline{\underline{VS}}$, o de probabilidad a posteriori de los parámetros del modelo (ver 4.15 y 4.13), la que queda expresada en función de la matriz de error como sigue:

$$\underline{\underline{VS}} = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{1}{2\sigma^2}(\underline{\underline{error}})} \quad (4.17)$$

donde σ corresponde a la desviación estándar de las observaciones, la cual se asocia a una medida de dispersión de los datos. En este caso se impone como $\sigma = 2.5e^{-5}[\text{m}]$, lo que corresponde a la magnitud de las altas frecuencias observadas en la señales originales, las que se pueden entender como el ruido en el cual está inmerso el periodo de interés de alrededor de 132 [s] (Ver panel superior de Figuras 2.5, 2.6 y 2.7).

Dado que la matriz *error* tiene 5 dimensiones, la matriz *VS* también es de 5 dimensiones. En terminos conceptuales, esta función al ser una exponencial negativa asocia a los valores muy grandes del error, valores muy pequeños en *VS*, mientras que para valores muy pequeños del error, se asocian valores grandes de *VS*. Por lo que los mínimos dentro de la matriz de *error* corresponden a máximos en *VS*.

Dado que la distribución a priori de los parámetros del modelo es una distribución uniforme, al integrar la función de verosimilitud con respecto a un parámetro es equivalente a determinar las probabilidades marginales a posteriori para cada parámetro. Para algunos parámetros, estas probabilidades marginales son semejante a una curva Gaussiana la cual muestra un rango en el cual el parámetro es más probable que se encuentre. Se muestra un ejemplo en la figura 4.7 en la cual se aprecia cualitativamente que en el rango en el que puede estar el parámetro *x* se encuentra entre [1.5, 3.5]. Este rango corresponde a la solución para el parámetro *x*. Este proceso de marginalización se lleva a cabo para cada parámetro, por lo que la solución es equivalente a una distribución de probabilidad en una cierto rango para cada uno de ellos. Es importante destacar que este rango se corresponde con un instante de tiempo, por lo que se tendrá una curva de probabilidad marginal por cada parámetro, en cada instante

de tiempo. Esta es una herramienta muy útil para caracterizar los errores de los parámetros estimados con respecto al parámetro óptimo.

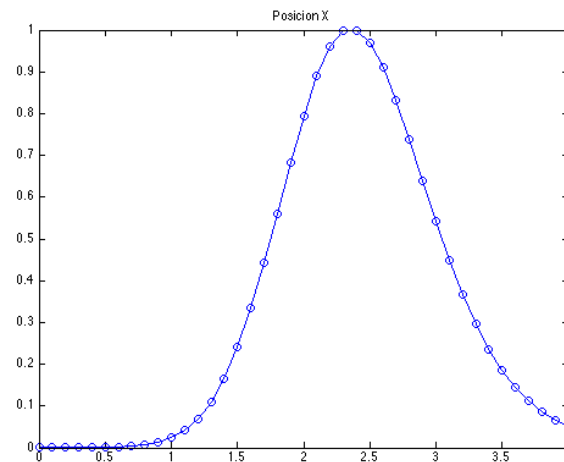


Figura 4.7. Ejemplo para un instante de tiempo, de la densidad de probabilidad marginal para el parámetro x . Esta se ha escalado de manera que el máximo sea igual a 1.

El proceso anterior se puede graficar de la siguiente forma: considerando un modelo 2D con parámetros $\mathbf{m} = [u, v]$ los que definen una grilla en donde en cada punto de esta se tiene el valor de $p(u, v) = p(\mathbf{m}|d)$ (Figura 4.8), la densidad de probabilidad a posteriori de los parámetros del modelo. Luego, para obtener la probabilidad marginal de uno de los parámetros se integra $p(u, v)$ con respecto a los otros (Figura 4.8),

$$\begin{aligned}
 p(v) &= \int p(u, v) du \\
 p(u) &= \int p(u, v) dv
 \end{aligned}
 \tag{4.18}$$

Estas probabilidades marginales a posteriori permiten ver si hay distintas soluciones al problema ya que permite calcular la probabilidad de ocurrencia del parámetro en cuestión y definir un intervalo de confianza para la ocurrencia de este.

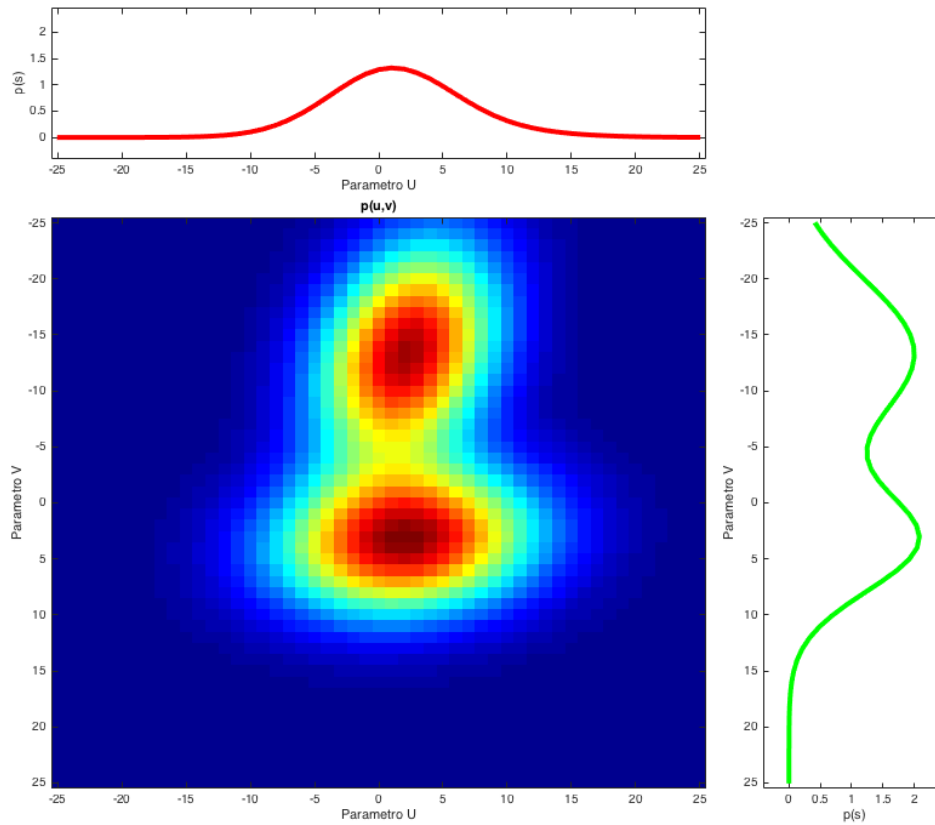


Figura 4.8. Imagen central muestra la función de densidad de probabilidad $p(u, v)$ de los parametros correlacionados u, v . La curva superior en rojo y lateral derecha corresponde a las probabilidades marginales de los parametros.

Para definir el intervalo de confianza, se pueden definir por ejemplo intervalos que contengan a la solución y que cuyo tamaño sea definido por ejemplo para que contengan el 95% de la probabilidad marginal dentro de éstos. De la misma manera esto se puede usar para definir probabilidades marginales para dos parámetros en función de los otros, de manera de poder estudiar las correlaciones entre los parámetros.

Capítulo 5

Propiedades Elásticas

Durante el mes de Octubre de 2014 se llevaron a cabo experimentos de refracción sísmica en el campo de geysers El Tatio, consistente en una línea de 120 metros (Figura 5.0) aproximadamente a 200 metros del Geysir El Jefe, con el objetivo de determinar la estructura sísmica y parámetros elásticos del medio a ser usados en McTigue. Una descripción detallada de la experiencia en terreno y de los datos registrados se da en ANEXO 2.

Para la línea sísmica se emplearon geófonos triaxiales de alta frecuencia. Se llevo a cabo un experimento para determinar la estructura de ondas P (velocidades y espesores de estratos) haciendo uso de los registros obtenidos en la componente vertical de los sensores, a partir de un perfil directo y reverso. Además, se llevo a cabo un experimento para determinar la estructura de Onda S haciendo uso de los registros obtenidos en la componente horizontal perpendicular al perfil de los sensores, generados por golpes horizontales sobre una viga de madera empotrada al suelo (Figura 5.1), por lo que se produjeron mayormente ondas SH. Para el experimento de ondas S solo se realizó un perfil directo, debido a la complejidad de generar ondas de este tipo. Para la geometría de capas de este perfil se uso la obtenida con ondas P.

La secuencia general del procesamiento es:

- i. Elección de los disparos apropiados y tiempos de primeras llegadas (Figuras 5.2 y 5.3).
- ii. Determinación de la estructura sísmica del subsuelo: velocidades de ondas sísmicas P y S, espesores e inclinaciones de capas del modelo.
- iii. Estimación de los coeficientes elásticos de cada una de las capas.

Para llevar a cabo la modelación de los registros obtenidos en el campo de Geysers, se desarrolló un programa interactivo para ajustar curvas camino tiempo por prueba y error, directa y refractadas, para 2 capas inclinadas sobre un semi espacio, considerando disparos directos y reversos (Figura 5.4 y 5.5). Para ello se utiliza la formulación de Johnson(1976).



Figura 5.0 Vista de la Cuenca Alta del Campo de Geysir el Tatio desde el Nor-Este. Se muestra el perfil sísmico (Línea azul) de un largo de 120 metros. Se hizo uso de los primeros 80 metros. Se muestra la posición de la fuente para disparos directo y reverso, para ondas P y S (rombos). Se indica la posición del Geysir El Jefe (Pentágono).



Figura 5.1 La imagen muestra la fuente sísmica empleada para la generación de ondas S. El borde lateral de la viga que indica la flecha inferior fue impactado con un martillo (golpes horizontales) para producir ondas de corte con una polaridad perpendicular a la dirección de la línea, la cual es registrada por la componente perpendicular de los geófonos a la línea.

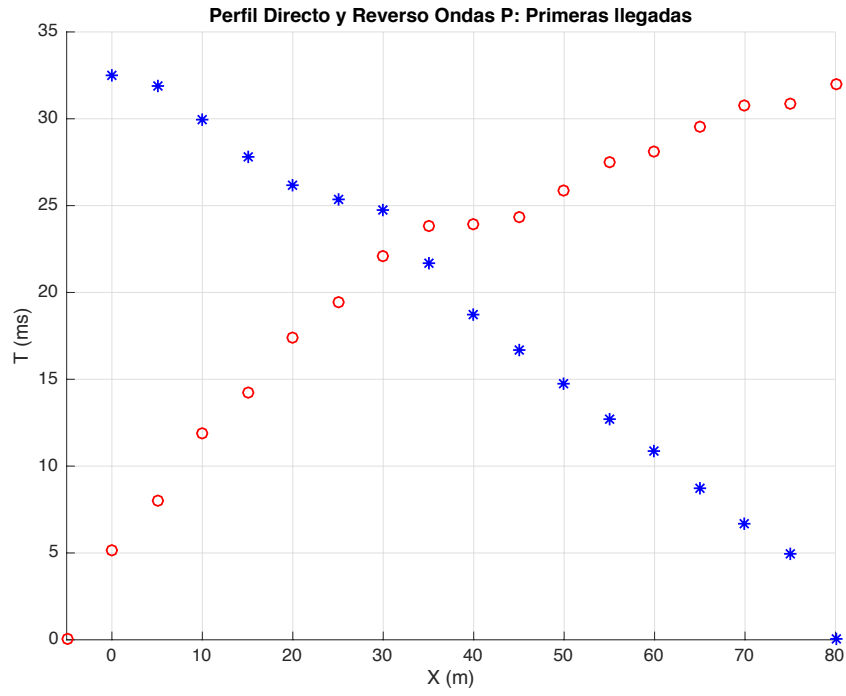


Figura. 5.2 Selección de puntos asociados a las primeras llegadas para registros directo y reverso de ondas P.

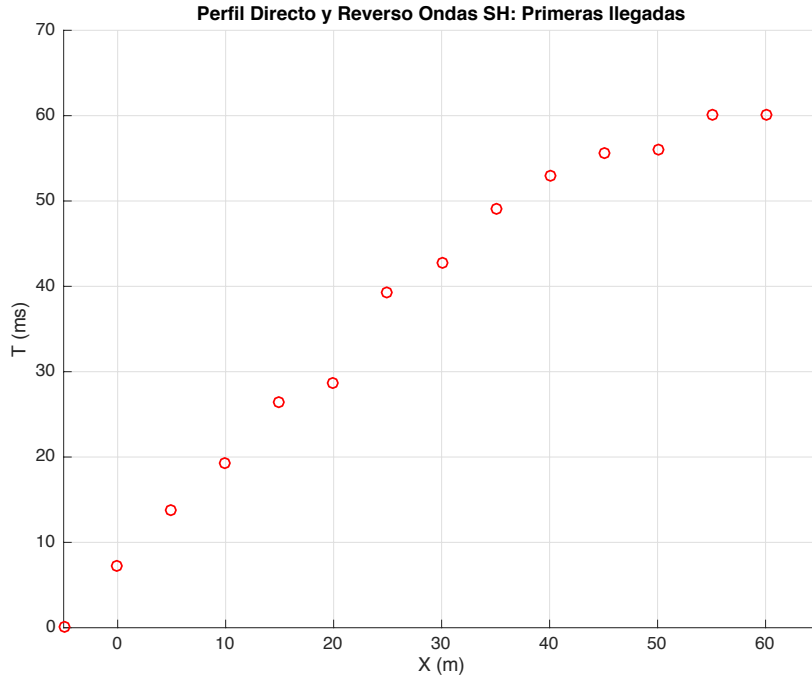


Figura 5.3. Selección de puntos asociados a las primeras llegadas para registro directo de ondas SH

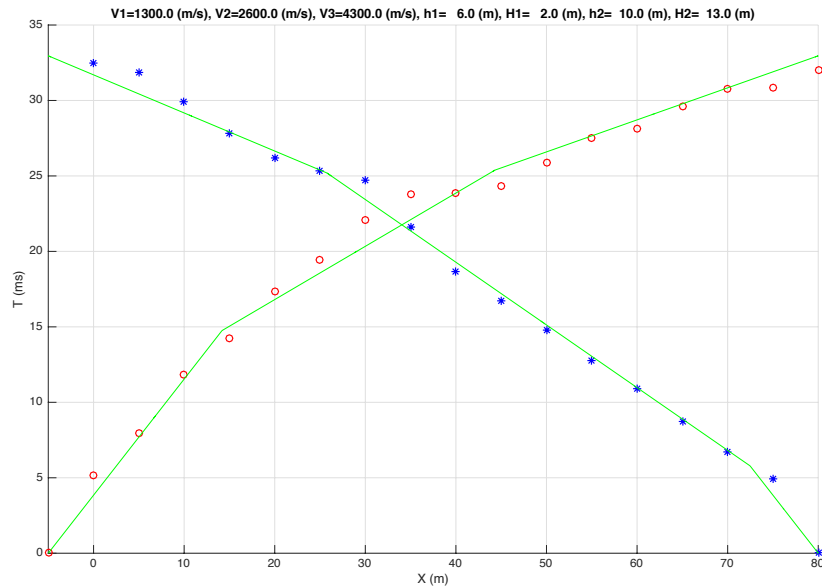


Figura 5.4. Ajuste de registros de refracción sísmica para disparos directos y reversos, considerando un modelo de capas inclinadas. El ajuste mostrado es llevado a cabo para ondas P. Los círculos corresponden a los datos de las primeras llegadas y la líneas a las curvas camino tiempo de las ondas directa (azul), primera refracción (rojo) y segunda refracción (verde). H1 y H2 corresponden a los espesores de los dos estratos por debajo del disparo reverso (derecha); h1 y h2 corresponden a los espesores de los dos estratos por debajo del disparo directo (izquierda). V1, V2 y V3 son las velocidades de lo dos estratos y el semiespacio.

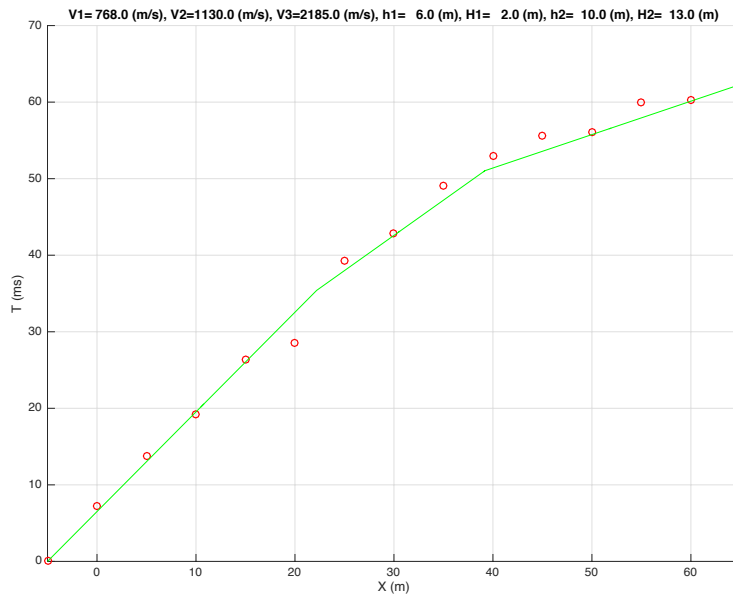


Figura 5.5. Ajuste de registros de refracción sísmica para disparos directos y reversos, considerando un modelo de capas inclinadas. El ajuste mostrado es llevado a cabo para ondas P. Los círculos corresponden a los datos de las primeras llegadas y la líneas a las curvas camino tiempo de las ondas directa (azul), primera refracción (rojo) y segunda refracción (verde). H1 y H2 corresponden a los espesores de los dos estratos por debajo del disparo reverso (derecha); h1 y h2 corresponden a los espesores de los dos estratos por debajo del disparo directo (izquierda). V1, V2 y V3 son las velocidades de lo dos estratos y el semiespacio.

5.1 Perfiles de velocidad

Tabla 5.1 y Figura 5.6 resumen el modelo de capas inclinadas obtenido del análisis de los perfiles sísmicos adquiridos.

Estrato	Espesor Izq. [m]	Espesor Der. [m]	Velocidad P [m/s]	Velocidad S [m/s]	Densidad [gr/cc]
1	6	2	1300	768	2.1
2	10	13	2600	1138	1.5
3			4300	2185	2.5

Tabla 5.1 Espesores y velocidades estimadas para modelo de capa inclinadas, considerando 2 capas y un semi espacio, para un región muy cercana al geysir El Jefe. La segunda columna corresponde a los espesores por debajo del punto de disparo directo, mientras que la tercera corresponde a los espesores por debajo del punto de disparo reverso (Consultar ANEXO 2 para más detalle). La densidades se extraen del análisis llevado a cabo en la sección 5.2.

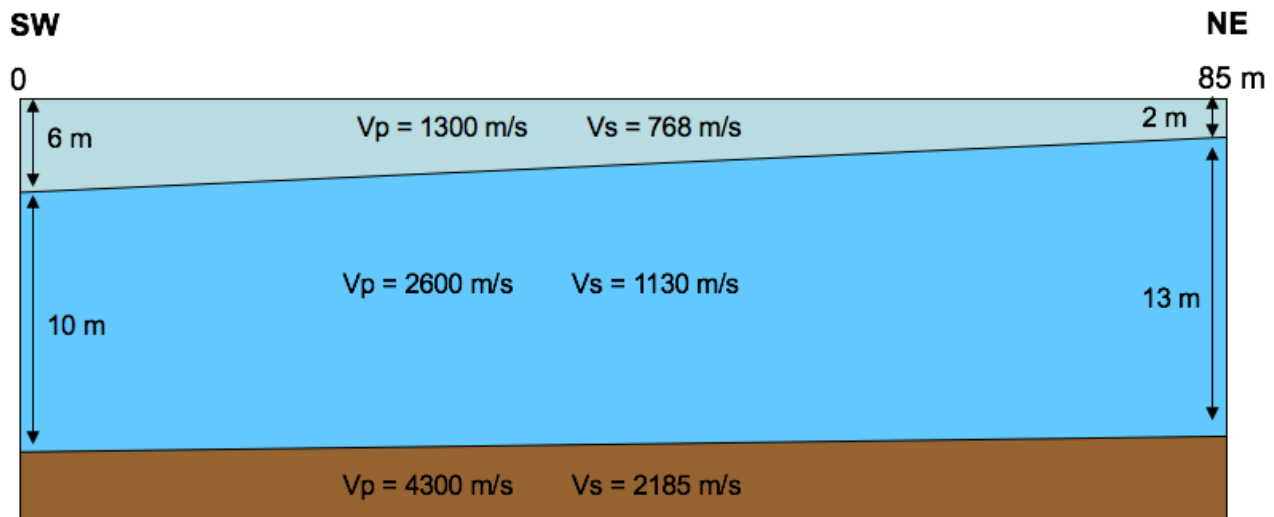


Figura 5.6 Perfil de velocidad ondas P y S para un modelo de capas inclinadas.

5.2 Perfil estratigráfico y densidades

Los reservorios hidrotermales como el Tatio se dan bajo un estructura común: una capa permeable entre medio de dos capas impermeables. A partir del modelo hidrogeológico para el sistema geotermal de El Tatio propuesto por Cusicanqui et al. (1975) y Giggerbach (1978), donde proponen rocas andesíticas para el estrato impermeable profundo, ignimbritas para el estrato intermedio permeable y depósitos de sinter sílica para el estrato superior impermeable.

El sinter sílica es un tipo de depósito correspondiente a una transición entre ópalo y cuarzo. Como se menciona en la sección 1.2.1, en el caso de El Tatio corresponde a fases no cristalinas de sílica, ópalo-A, por lo que la densidad del primer estrato se asocia a la de este mineral. La única referencia para la densidad del ópalo en cordilleras chilenas es entregada por Griem(2006), donde establece una densidad para el mineral de $2.1 - 2.2 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$.

A partir de lo anterior se establece una densidad para el estrato superior (Figura 5.6) correspondiente a depósitos de sinter sílica de:

$$\rho_{s1} = 2.1 \left[\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right]$$

A partir del modelo hidrogeológico mencionado se asocia a la capa por debajo a los depósitos de sinter sílica a ignimbritas Puripicar del Plioceno y ignimbritas del Rio Salado (Mioceno tardío). Estas son sedimentaciones de corrientes del material expulsado de volcanes compuestas de cenizas, lapilli y bloques. A las ignimbritas dacíticas y riolíticas del Holoceno como las presentes en el Tatio se les asocia densidades del orden de $1.25 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ (Guerstein, 1993). Las muestras de Guerstein son superficiales, por lo que se espera que para estrato intermedio la densidad sea levemente mayor.

A partir de lo anterior se establece una densidad para el estrato intermedio (Figura 5.6) correspondiente a depósitos ignimbritas de:

$$\rho_{s2} = 1.5 \left[\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right]$$

El campo de geysers está emplazado en los niveles superiores de un graben de ~ 4 km de ancho por 6 km de largo, el cual está relleno por 800 a 2000 m de rocas volcánicas. Su flanco Oeste lo constituye el Horst Serranía Tucle-Loma Lucero, mientras que por el Este, estratovolcanes andesíticos y domos riolíticos del Grupo Volcánico El Tatio. A estas rocas se les asocia densidades del orden de $2.4 - 2.6 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ para las riolitas y de $2.5 - 2.8 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ para las andesitas.

A partir de lo anterior se establece una densidad para el estrato inferior (Figura 5.6) correspondiente a depósitos andesíticos y/o riolíticos de:

$$\rho_{s3} = 2.5 \left[\frac{\text{gr}}{\text{cm}^3} \right]$$

5.3 Determinación de Parametros Elásticos

En términos del modulo de Young (E), coeficiente de Poisson (ν) y densidad (ρ), las velocidades de propagación para ondas P (V_p) y ondas S (V_s) vienen dados por:

$$V_p = \sqrt{\frac{E(1-\nu)}{\rho(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad (5.1)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{E}{2\rho(1+\nu)}} \quad (5.2)$$

Combinando (5.1) y (5.2) se obtiene fácilmente la siguiente expresión para la razón V_p/V_s :

$$V_p/V_s = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{(1-2\nu)}} \quad (5.3)$$

e inmediatamente la expresión reciproca,

$$\nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2[(V_p/V_s)^2 - 1]} \quad (5.4)$$

Combinando (5.2) y (5.4) para el modulo de Young se tiene:

$$E = \rho \frac{3V_p^2 - 4V_s^2}{(V_p/V_s)^2 - 1} \quad (5.5)$$

Conocidos V_p , V_s y ρ , las dos últimas expresiones permiten entonces calcular el módulo de Young y coeficientes de Poisson, y a partir de ellos el modulo de rigidez (μ) mediante la expresión:

$$\mu = \frac{E}{[2(1+\nu)]} \quad (5.6)$$

Usando (5.4) a (5.6), valores en Tabla 5.1 y densidades asociadas a los estratos (Sección 5.2), se calculan los valores para ν , μ y E , los que se entregan en la Tabla 5.2.

	Razón de Poisson	Modulo de Young	Modulo de Cizalle
Estrato 1	0.23	3.052E+09	1.24E+09
Estrato 2	0.38	5.30E+09	1.92E+09
Semi Espacio	0.32	3.16E+10	1.19E+10

Tabla 5.2 Coeficiente de Poisson (ν), modulo de Young (E) y modulo de Cizalle (μ) para modelo de capas inclinadas determinado por el estudio de sismica de refracción.

5.4 Análisis de Razon Vp/Vs

El coeficiente de Poisson varía solo entre 0 y 1/2 (Lifshitz & Landau, 1969). No se conocen sustancias que presenten valores para este coeficientes menores a 0, es decir, sustancias que se dilatan transversalmente cuando se estiran longitudinalmente. En el límite superior cuando ν se aproxima a $1/2$ la razón v_p/v_s tiende a ∞ , lo que es equivalente a que v_s tienda a 0, y el comportamiento de la sustancia se asocia a la de un fluido, en el cual no se propagan ondas transversales.

Dado que se tienen perfiles de velocidad para ondas compresionales y transversales, se calculan las razones Vp/Vs para los estratos en el modelo de capas propuesto (Tabla 5.3).

	Vp/Vs
Estrato 1	1.69
Estrato 2	2.30
Semi Espacio	1.97

Tabla 5.3. Razón Vp/Vs para las dos capas y el semiespacio.

Para el primer estrato se obtiene un valor de 1.69. Estos valores intermedios/bajos en sistemas hidrotermales se asocian a zona de alta temperaturas, zonas vapor saturadas y zonas con alteración hidrotermal (De Matteis et al, 2008;). Este último criterio se corresponde de forma correcta con depositos de sinter sílica, los cuales se forman bajo condiciones de alteración hidrotermal.

Para el estrato intermedio se obtiene un valor muy alto, del orden de 2.3. Valores altos de la razón Vp/Vs (mayores a 1.75) en sistemas hidrotermales se asocian a zona de altas temperaturas, zonas de condensación, zonas de infiltración de aguas meteóricas y migración de gases (De Matteis et al, 2008;). Esto se corresponde con depositos de ignimbritas las cuales pueden ser altamente permeables lo que permitiría la infiltración de agua.

Para el semiespacio se obtiene un valor alto del orden de 1.97 para la razón Vp/Vs. Esto podría corresponderse con depositos andesíticos y/o riolíticos de altas temperaturas.

Por lo tanto, los resultados obtenidos a partir del estudio de razón V_p/V_s son consistentes con lo descrito en la s Sección 5.2, donde se propone una estructura común para un reservorio hidrotermal como el Tatio, los cuales como se mencionó, se presentan como una capa permeable entre medio de dos capas impermeables, en donde la capa profunda funciona como fuente de calor, la capa intermedia como reservorio de agua, sellado por una capa impermeable superior.

Capítulo 6

Resultados

A partir de lo descrito en la metodología de este trabajo, se procede a modelar 2 ciclos eruptivos (Figuras 4.5 y 4.6), considerando un tramo de 266 segundos de las series de tiempo en desplazamiento en las 5 estaciones disponibles. En este contexto, modelar se traduce en estimar la posición (x , y , z) del centro, radio y cambio de presión de una cavidad esférica en profundidad, que mejor aproxime las observaciones en cada instante considerado a lo largo de dos ciclos de recarga y descarga del geyser.

En particular se consideraron 133 instantes equiespaciados entre 266 segundos, lo que abarca alrededor de 2 ciclos eruptivos (Figuras 2.6 a 2.11), por lo que se obtiene una solución cada 2 segundos. El conjunto de soluciones óptimas para cada instante de tiempo conforman la solución general del problema.

Mediante la implementación del algoritmo de búsqueda (Grid-Search) para una cavidad esférica siguiendo los pasos descritos en la metodología, se obtienen soluciones óptimas para cada instante de tiempo.

Se llevó a cabo una búsqueda para cada uno de los instantes de tiempo considerados, permitiendo variar libremente los 5 parámetros del modelo en cada uno de estos. Para cada instante se determinan los parámetros óptimos a partir del mínimo error entre observaciones de desplazamiento y las predicciones teóricas del modelo. Es decir, cada instante de tiempo tiene asociado una solución, la que consiste en una cavidad con cierta posición, radio y presión, la cual varía tiempo a tiempo (Figura 6.1). En Figuras 6.2, 6.3 y 6.4 se presenta la superposición de las soluciones encontradas.

Se encontró que el modelo predice variaciones de presión cercanas a los 0 [bar] (~ 0 atmósfera) (Panel inferior Figura 6.1) para las soluciones más profundas (soluciones Tipo (b) en Figura 6.3) asociado a la etapa de descarga, mientras que para las soluciones más someras (soluciones Tipo (a) en Figura 6.3) la variación de presión alcanza valores del orden de 20 bars (~ 20 atmósferas) (Panel inferior Figura 6.1).

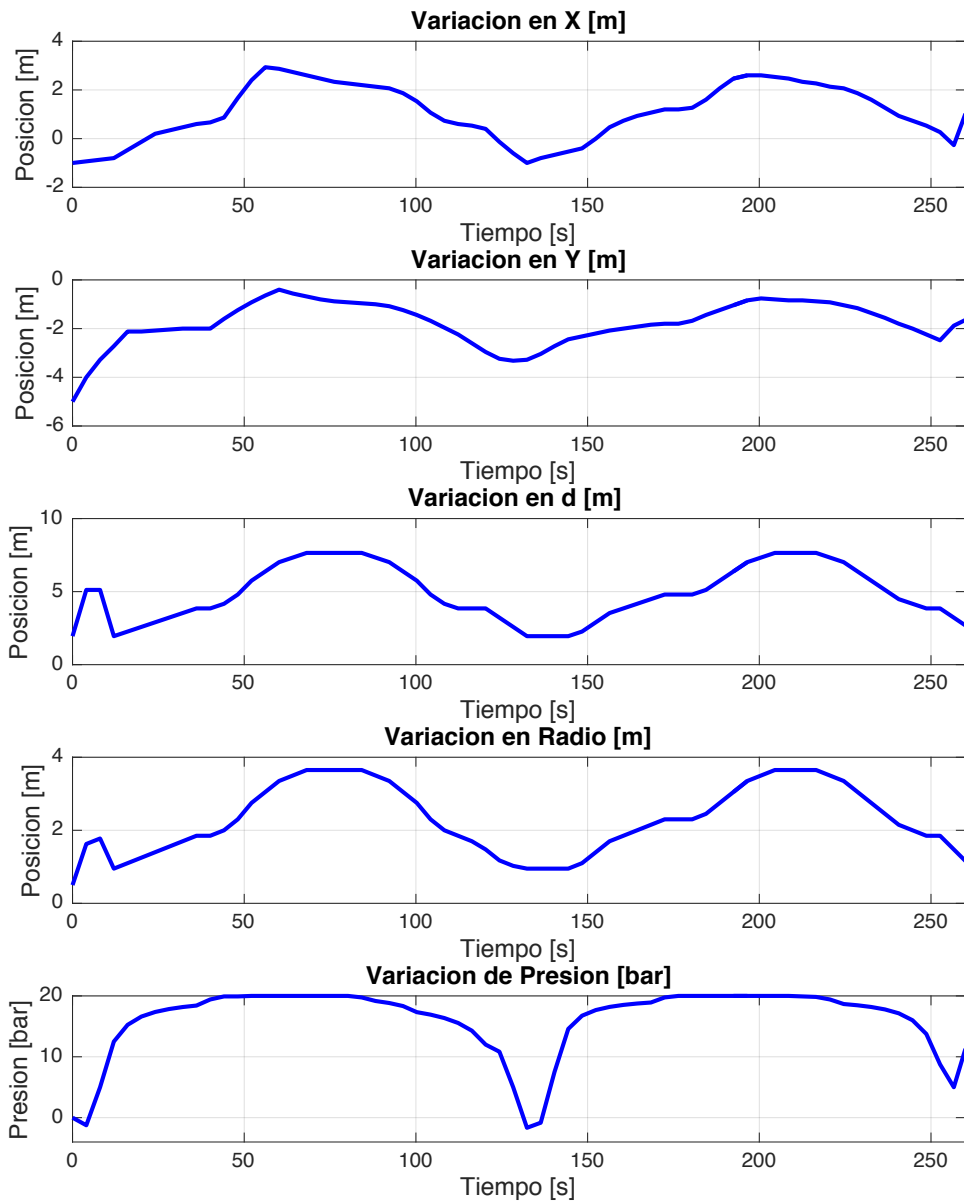


Figura 6.1. Variación de los parámetros óptimos en cada instante, para alrededor de 350 [s]. Como se puede apreciar estos varían cíclicamente en torno al periodo de erupción del Geyser (132 [s]).

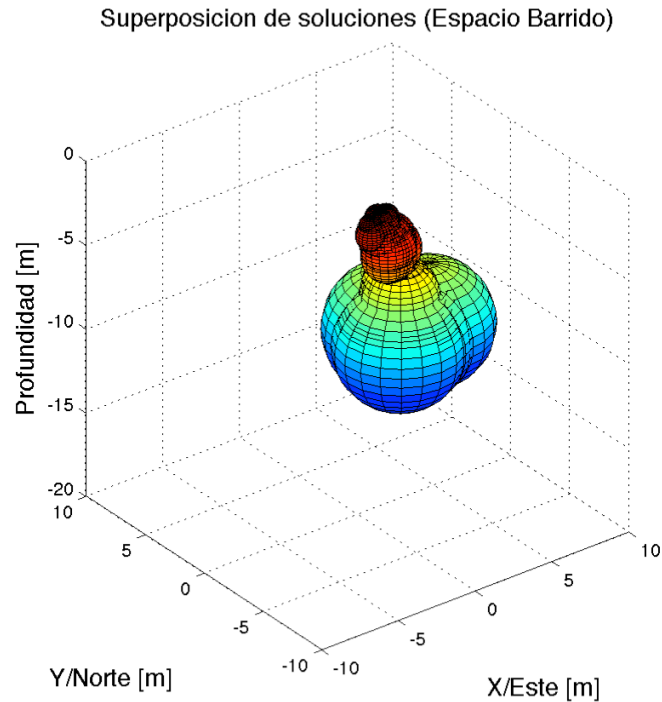


Figura 6.2. Superposición de todas las soluciones durante 3 ciclos de erupción del Geysir El Jefe. Colores representan la profundidad.

Las soluciones presentan un comportamiento cíclico en el tiempo. Al describir el ciclo eruptivo se establecieron 4 puntos característicos (Figura 3.7): el punto 1 asociado al final de la etapa de descarga, el punto 3 al final de la etapa de recarga y los puntos 2 y 4 asociados a transiciones entre los dos anteriores (Figura 3.8). La Figura 6.5 se muestra las soluciones asociadas a cada uno de estos puntos.

Para el final de la etapa de recarga (Figura 6.5 (c)) las regiones de altas presiones se concentran alrededor de los 3 metros de profundidad con radios del orden de 1 metro son (soluciones Tipo (a) en Figura 6.3), mientras que para el final de la etapa de descarga (Figura 6.5 (a)) la región donde se concentra el diferencial de presión es más profunda abarcando un volumen mayor (soluciones Tipo (b) en Figura 6.3), concentrándose alrededor de los 10 metros de profundidad con radios del orden de 3 metros.

Dado que se calculan desplazamientos para cada instante modelado, es posible recrear una serie de tiempo de desplazamientos sintética en cada estación (en las tres componentes), equivalentes a los registros observados. Las figuras 6.6 y 6.7 muestran los registros observados junto a los sintéticos para la red interna (Figuras 6.6) y red externa (Figura 6.7). Se aprecia que el ajuste es adecuado para las 3 estaciones cercanas de la red interna en las componentes horizontales, no así para las verticales, mientras que el ajuste en la red externa sólo es cercano en términos del orden de magnitud de los desplazamientos.

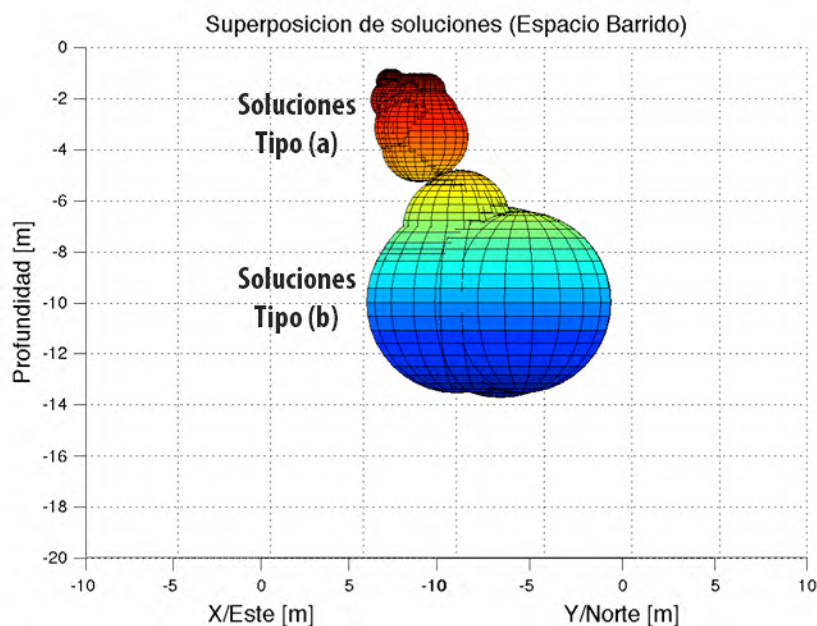


Figura 6.3. Espacio barrido por soluciones óptimas para registro de 3 ciclos. Vista en perfil desde NE a SW. A partir del patrón evidente de las regiones donde se ubican las soluciones se clasifican estas en Tipo (a) como aquellas más someras y de menor radio, y Tipo (b) como aquellas a mayor radio y profundidad.

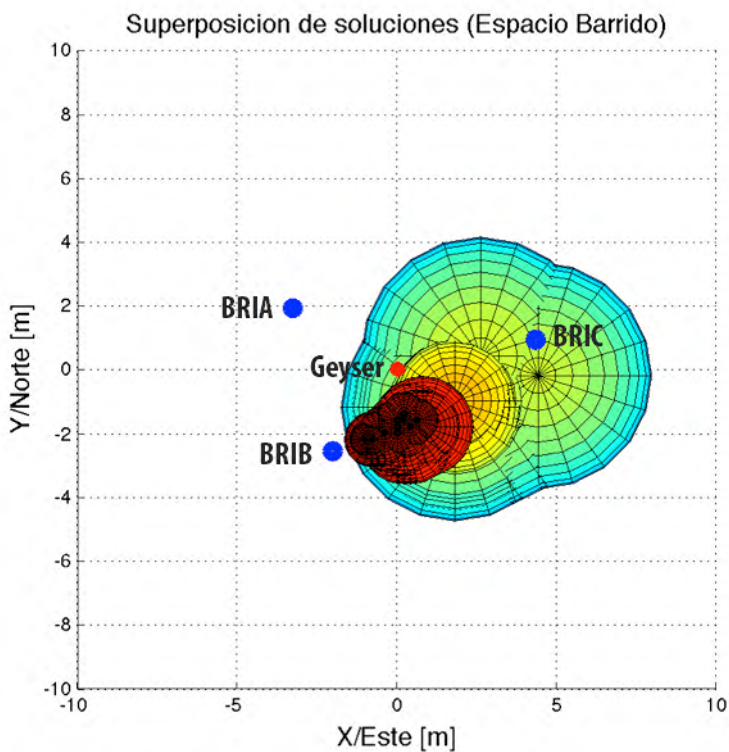


Figura 6.4. Espacio barrido por soluciones óptimas para registro de 3 ciclos. Vista en planta. Punto rojo indica la posición del geyser el superficie y los puntos azules las 3 estaciones de la red interna.

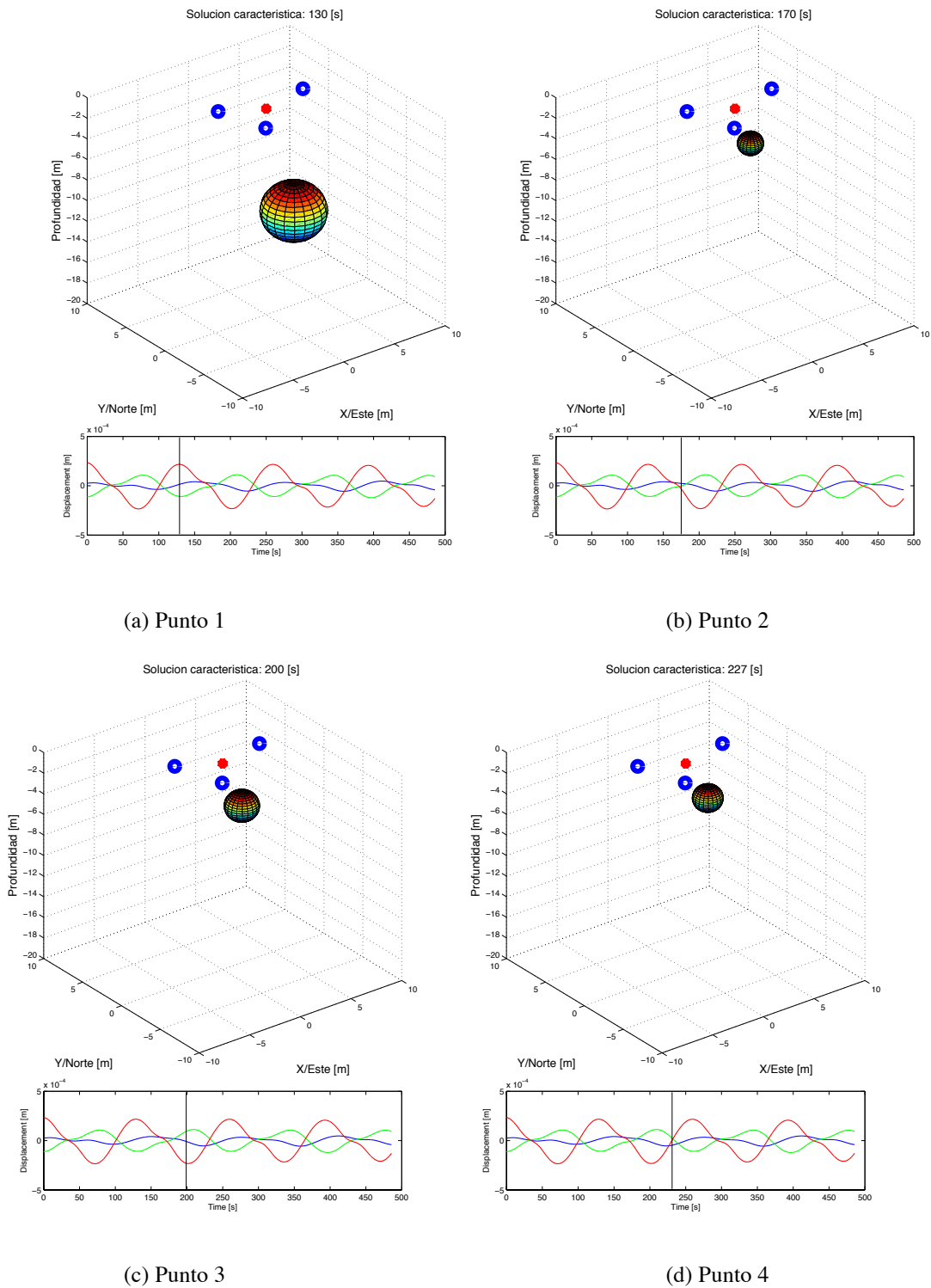


Figura 6.5. Soluciones asociadas a los 4 puntos característicos descritos en sección 3.2 (Figura 3.8). (a) Punto 1: 130 [s] Final de la descarga. (b) Punto 2: 170 [s] Intermedio recarga. (c) Punto 3: 200 [s] Final recarga. (d) Punto 4: 170 [s] Intermedio descarga. Punto rojo indica la posición del gayser el superficie y los puntos azules las 3 estaciones de la red interna.

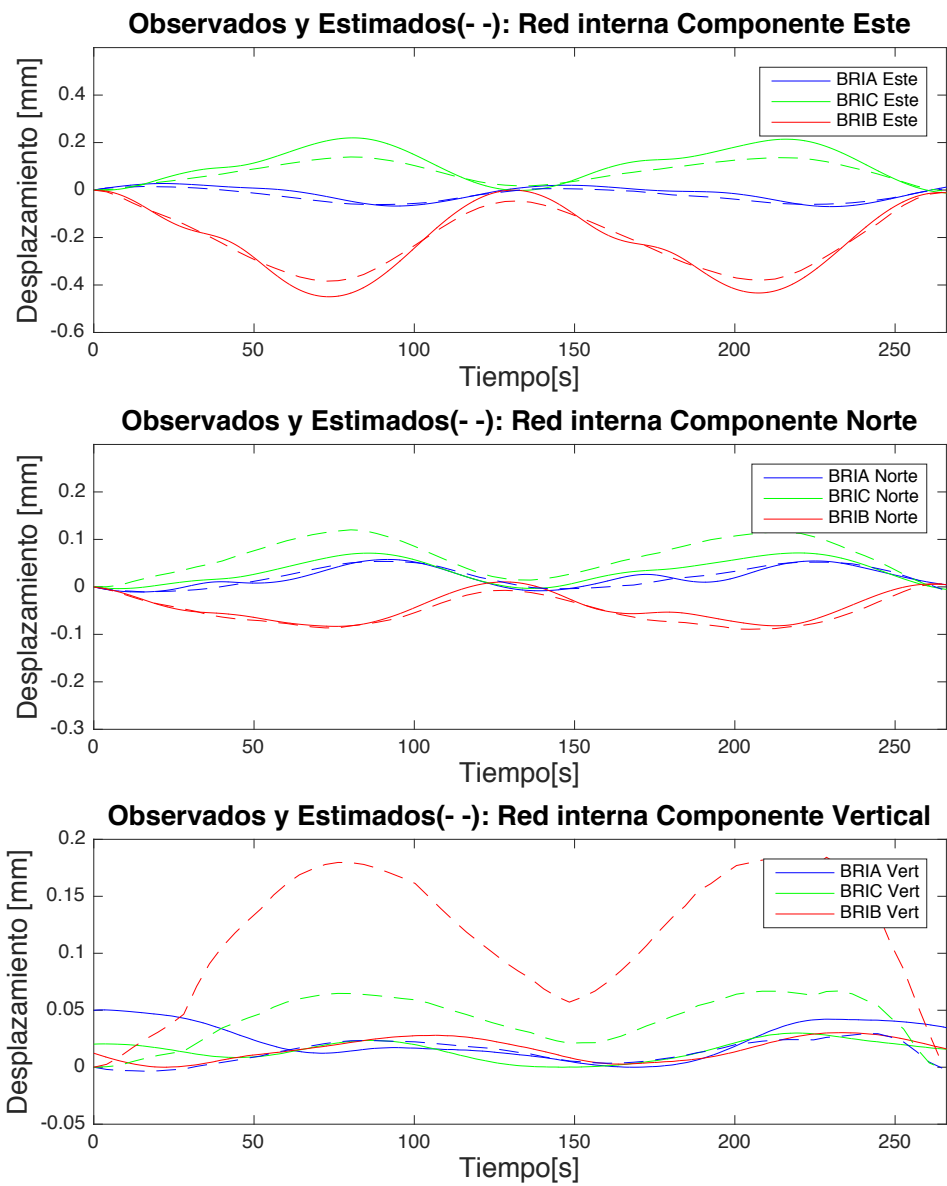


Figura 6.6. Series de tiempo de deformación observadas (líneas continuas) y ajustadas para estaciones de la red interna (BRIA, BRIB y BRIC). Arriba: componente Este. Medio: componente Norte. Abajo: Vertical.

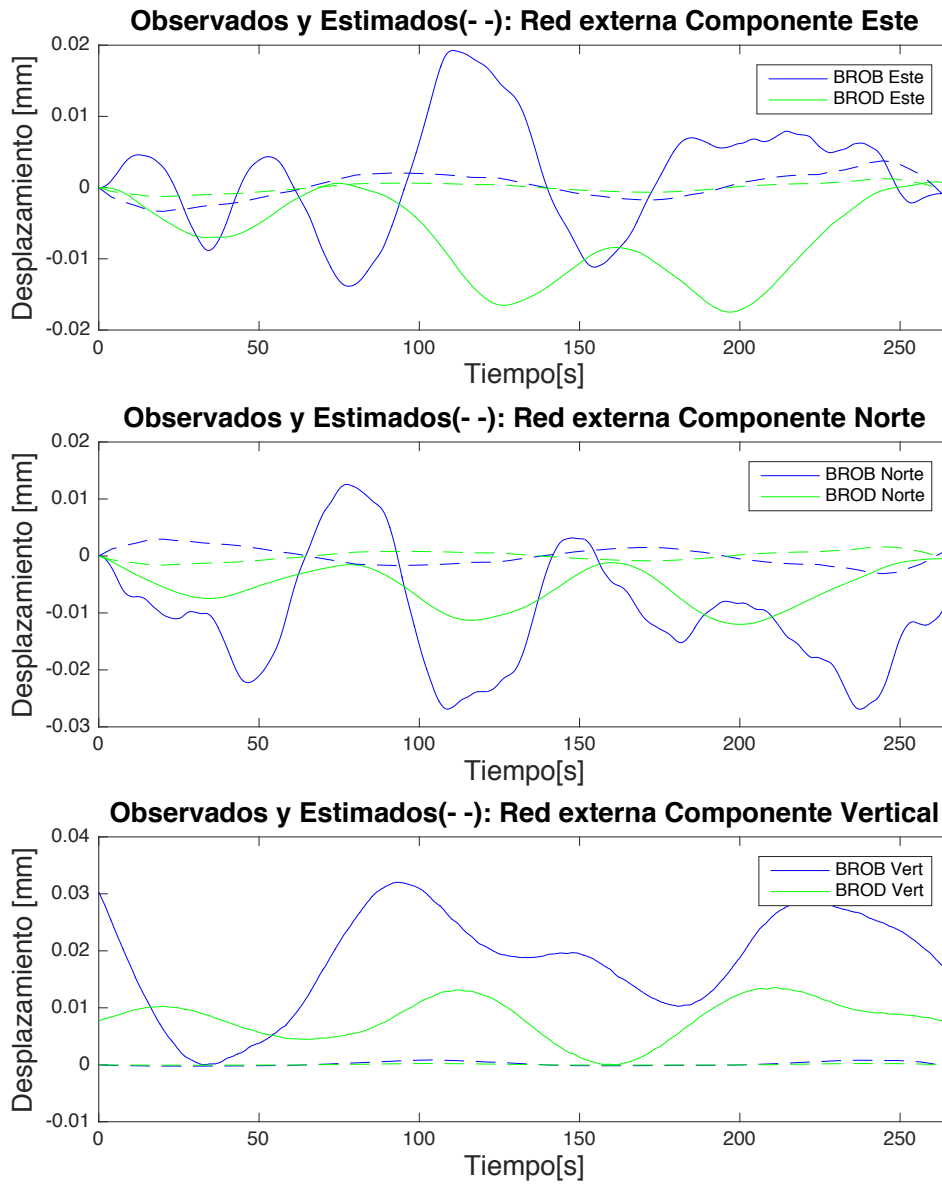


Figura 6.7. Series de tiempo de deformación observadas y ajustadas para estaciones de la red interna (BROB, BROD). Arriba: componente Este. Medio: Abajo: componente Vertical.

Las figuras 6.8 y 6.9 corresponden a las probabilidades marginales para cada uno de los 5 parámetros en 4 instantes de tiempo. Como se puede apreciar los parámetros x e y correspondientes a la posición espacial horizontal concentran la probabilidad de ocurrencia en un rango estrecho para los 4 instantes considerados, lo que sugiere que al menos la estimación de estos dos parámetros posee un bajo error.

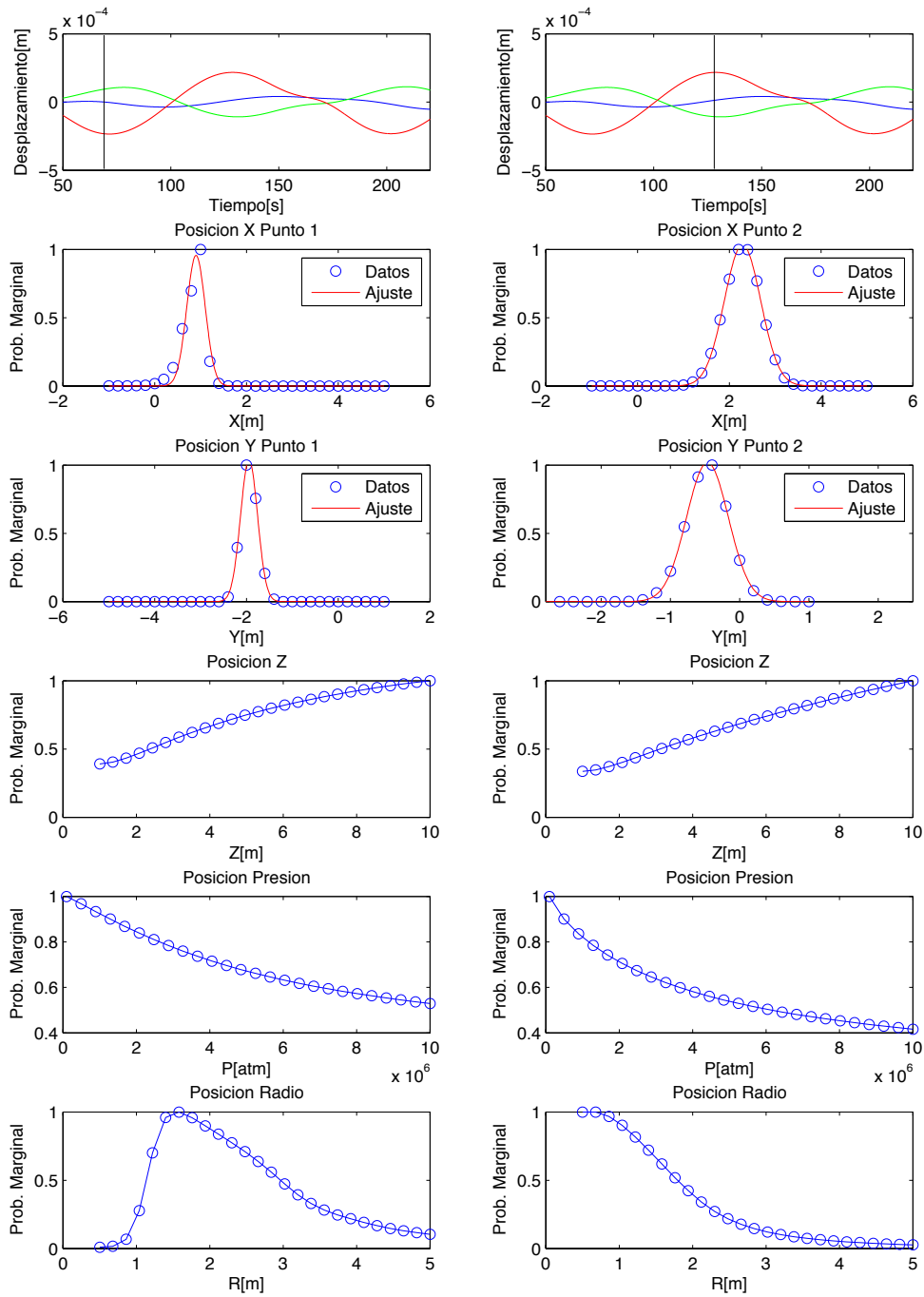


Figura 6.8 Probabilidades marginales para cada uno de los 5 parámetros en dos instantes de tiempo (Izquierda: inicio de la descarga. Derecha: Inicio de la recarga). Las curvas de ajuste asociadas a los parámetros x e y corresponden a gaussianas, las que se emplean cualitativamente para graficar la similitud en el comportamiento de las probabilidades marginales para estos dos parámetros.

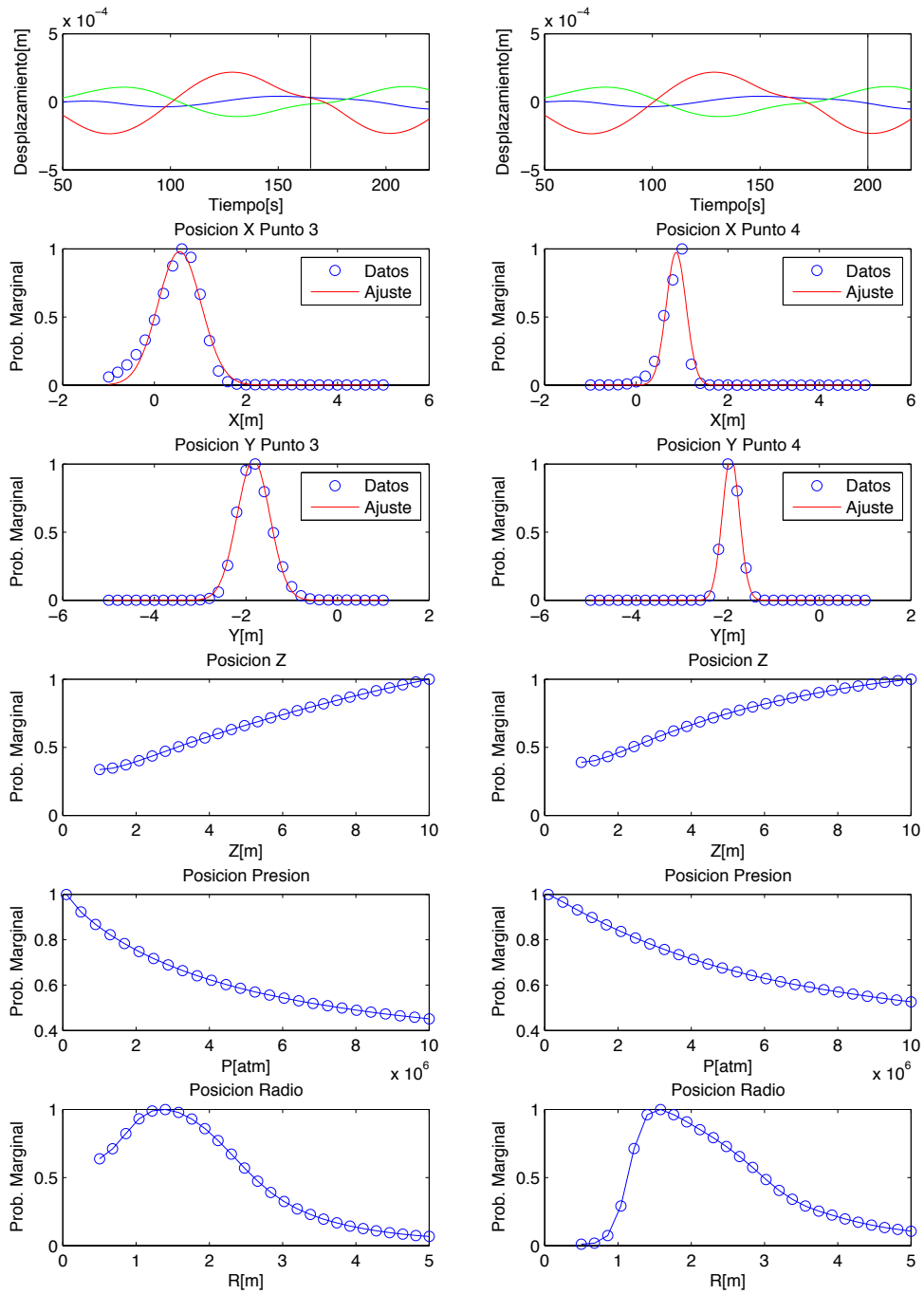


Figura 6.9. Probabilidades marginales para cada uno de los 5 parámetros en dos instantes de tiempo (Izquierda: Mitad de la recarga. Derecha: Final de la recarga). Las curvas de ajuste asociadas a los parámetros x y corresponden a gaussianas, las que se emplean cualitativamente para graficar la similitud en el comportamiento de las probabilidades marginales para estos dos parámetros.

Capítulo 7

Discusión

7.1 Análisis de Resultados

A partir de la metodología desarrollada, se encuentra una solución para cada combinación de parámetros en cada instante de la serie temporal, la cual se compara con los desplazamientos observados y se obtiene un error asociado. A partir de lo anterior se calcula el error RMS entre los desplazamientos observados y sintéticos (Tabla 6.1).

Estación	Error RMS [mm/10]		
	Este	Norte	Vertical
BRIA	0.15	0.28	0.66
BRIB	0.11	0.36	1.9
BRIC	0.3	0.4	0.8
BROB	4.63	9.04	63.17
BROD	7.63	6.7	121.93

Tabla 7.1. Se muestran los valores de RMS obtenidos para cada serie de tiempo en las 5 estaciones consideradas, para las tres componentes.

Los registros sintéticos aproximan de forma excepcional los registros observados en las componentes horizontales para las tres estaciones de la red interna (Figura 6.6), en particular para las componentes Este. Para la componente vertical el ajuste es pobre en las estaciones de esta red.

Las dos estaciones consideradas de la red externa aproximan de forma muy errada las respectivas componentes verticales, mientras que para las componentes horizontales se obtienen órdenes de error altos, en un rango aceptable. Para estas últimas, se aprecia en la figura 6.7 que si bien el ajuste es burdo, la tendencia general y la ciclicidad se recupera obviando un factor de escala muy relevante.

7.2 Interpretación

En primer lugar es importante indicar que la concepción de una cavidad esférica migrante en el espacio, implica entender la solución no como cámara estática la cual progresivamente sufre recargas y cambios de presión, sino más bien como la región permeable del espacio por la cual circulan fluidos que ejercen presión sobre el medio. Esta región de circulación no es necesariamente una cámara, sino que puede tratarse de un sistema de fracturas o conductos por los que circulan fluidos periódicamente.

La metodología propuesta permite modelar registros geodésicos de baja frecuencia (Periodos del orden de 100 segundos) continuos en el tiempo en la región próxima a un geysers permitiendo estimar la forma y las dimensiones de la región en la cual circulan los fluidos que ejercen presión sobre el medio, y funcionan como fuente de las deformaciones superficiales.

Las deficiencias de la metodología se pueden dividir en tres categorías (Figura 7.1): La primera asociada al modelo el cual impide modelar desplazamientos horizontales y verticales simultáneamente si estos presentan una diferencia considerable en magnitud, como es el caso de los registros asociados al geysers El Jefe. A esto se le suma que los desplazamientos deben presentar cierta simetría radial, dado el tipo de fuente que se considera. La segunda categoría está asociada al método de búsqueda Grid Search, el cual es deficiente ya que trabaja sobre todo el espacio del modelo, evaluando todas las posibilidades, lo que conlleva un tiempo de cálculo computacional considerable. La tercera categoría hace referencia al cálculo del error para determinar la solución óptima. Al minimizar el error de forma global, es decir para todas las estaciones en conjunto, se tiende a ajustar mejor las estaciones que presentan mayor desplazamiento dado que el error que conlleva un mal ajuste de estas es considerablemente grande, relativo al error asociado a un mal ajuste en una estación que presenta poco desplazamiento.

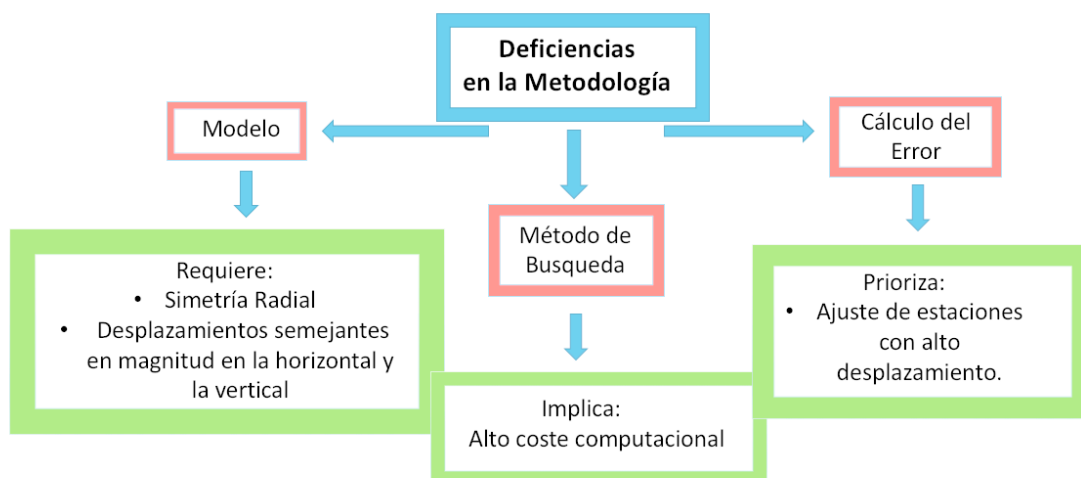


Figura 7.1. Mapa conceptual referido a las deficiencias de la metodología propuesta.

Dada la cercanía de las estaciones de la red interna al geyser, los registros de estas se pueden considerar como aquellas provenientes de un sistema aislado de efectos externos no considerados, es decir, con un bajo nivel de ruido para el periodo de interés estudiado. Con respecto a estas, se modelan de forma excepcional los desplazamientos observados en componentes horizontales. Es de esperar que para estas estaciones el ajuste sea adecuado ya que el algoritmo tiende a optar por las soluciones que mejor ajustan a estas estaciones en las componentes horizontales, ya que son las que presentan mayor desplazamiento. Para la componente vertical de las estaciones de la red interna, el ajuste difiere en magnitud, siendo mayor las estimaciones que las observaciones.

Para las estaciones de la red externa la modelación es deficiente y no se logra recuperar los registros observados. El periodo característico solo se observa en las componentes verticales de esta red. Esto se asocia principalmente a que en el Campo de Geysers “El Tatio” existen una gran cantidad de geysers activos, muchos de ellos aledaños al geyser El Jefe, por lo que para distancias lejanas al sistema estudiado, la influencia de otros geysers es inevitable. Los registros de las estaciones de la red externa son una superposición de las deformaciones ocasionadas por los ciclos eruptivos del Geyser El Jefe y otros sistemas semejantes colindantes, esto bajo el supuesto de que no hay otros fenómenos en subsuperficie que pudiesen estar generando un efecto semejante sobre el medio. Esto se traduce en que las estaciones más lejanas presenten un ruido mucho mayor que las cercanas, el cual es semejante en amplitud a los desplazamientos en superficie ocasionados por el Geyser El Jefe, y que por su naturaleza, no presentan un patrón o ciclo característico. Es posible que los registros de red externa debiesen ser sometidos a un preprocesamiento distinto al de la red interna (Sección 2.2), con la intención de aislar el periodo característico de mejor forma, sin embargo esto también conllevaría efectos de desfase relevantes que deben ser tratados delicadamente. En términos de las amplitudes, las estimaciones son alrededor del doble que las observadas, esto se debe a que el algoritmo prioriza el ajuste de las amplitudes de las estaciones de la red interna. A pesar de que los registros de las estaciones de la red externa no son bien estimados, los valores de amplitud de estos fuerzan una solución que (en términos de la longitud de onda de curvas de desplazamientos superficiales) justifique un decaimiento que represente las amplitudes que se observan a mayores distancias. Lo anterior acota el trade off que se podría generar entre distintas combinaciones de los parámetros de radio, presión y profundidad.

La solución integrada del problema presentada como la superposición de soluciones o espacio barrido (Figura 6.2), se interpreta como una cámara migratoria donde los parámetros varían espacial y temporalmente. A partir de esto, el espacio barrido representa la región del subsuelo por la que migran los fluidos y ejercen presión sobre el medio. Cros et al. 2011, modela registros de alta frecuencia mediante el algoritmo de Match Field Processing (MFP) donde localiza la fuente de los pulsos sísmicos registrados en superficie. Las dimensiones propuestas por Cros et al. 2011 para de la región asociada a la fuente (Figura 1.9) son semejantes a las que se encuentran en este estudio. Para ambos casos esta región alcanza profundidades del orden de los 10 metros, abarcando un ancho de alrededor de 6 metros a esta profundidad, lo que es semejante a lo que se encuentra en este estudio. Cabe destacar que en el trabajo mencionado se procesaron registros de alta frecuencia, mientras que este trabajo se hace uso de registros banda ancha de baja frecuencia, lo que permite establecer la

complementariedad en la aproximación del problema haciendo uso de regiones distintas del espectro de desplazamientos.

En el presente estudio se encuentran dos tramos claramente diferenciados, relacionados al ciclo de recarga y descarga del geysir con tiempos característicos, los que se comportan de forma muy semejante a los encontrados por Munoz-Saez et al. (2015) (Sección 3.2), trabajo en el cual se estudian series de tiempo de presión y temperatura registradas en el Geysir el Jefe. Los registros de ambos estudios son altamente correlacionables como se puede observar en las figuras 3.6 y 3.7, donde se observa un pequeño desfase entre el peak de presión y los registros de velocidad originales, sin embargo, la tendencia es equivalente.

A partir de lo expuesto, se aceptan los supuestos presentados en la hipótesis que proponen que la fuente asociada a los desplazamientos superficiales observados alrededor de un geysir puede ser modelada como una cavidad esférica, en forma análoga a como se modela la cámara magmática de un volcán, ya que los modelos que satisfacen a estos son aplicables a menor escala. Dado lo anterior, se propone una metodología que permite estudiar este problema a partir de registros asociados a deformaciones superficiales la cual probó ser efectiva.

Capítulo 8

Conclusiones

El estudio que se desarrolla permite entender ciertos aspectos de cómo la dinámica interna de los sistemas hidrotermales conocidos como Geysers deforman el medio en el cual se encuentran emplazados. El comportamiento mecánico de estos sistemas ha sido poco estudiado, por lo que en términos de conocimientos acerca de estos fenómenos, el estudio es un aporte. Los geysers, como otros fenómenos naturales, se caracterizan por subsistir en condiciones de estabilidad frágiles y de corta vida por lo que su comprensión resulta una necesidad para la preservación en el tiempo de éstos hermosos fenómenos naturales.

El desarrollo y comprensión de un modelo de estas características entrega información valiosa tanto para la evolución de la investigación en esta área, en particular en la comprensión y monitoreo de sistemas geotermales (sistemas de geysers y volcanicos), como para la industria de energía geotérmica emergente en el país.

El estudio permite entender cómo la fuente de presiones asociada a movimientos de fluidos internos cambia previamente, durante y posteriormente de una erupción del geyser, entregando información relevante acerca del sistema de conductos internos interconectados y de los procesos dinámicos que ocurren al interior de éstos. Los conceptos e ideas desarrolladas permiten comprender mejor las estructuras en superficie y subsuperficie del geyser en estudio, y posibilitan la realización de una detallada comparación y complementación con resultados obtenidos en otros tipos de estudios llevados a cabo en campos de geyser. Además, entrega información valiosa para la generación de un modelo transversal de geysers.

En primer lugar, se concluye que el Geyser El Jefe es un sistema altamente periódico en sus ciclos eruptivos, y que estos ciclo se pueden caracterizar en dos etapas claramente diferenciadas, y asociadas a procesos distintos, uno de recarga y otro de descarga. El primero genera una expansión en el medio circundante mientras que el segundo una contracción, ambas con respecto a la posición del geyser en superficie.

En términos de las preguntas planteadas en la sección introductoria, se tiene que el comportamiento temporal de la fuente se correlaciona fuertemente con las dos etapas principales del ciclo eruptivo definidas a partir de los desplazamientos observados en superficie. Se encuentra además una alta correlación con los registros de presión registrados simultáneamente en el conducto del geyser, presentados en el estudio Munoz-Saez et al. (2015).

A partir del estudio de sismica de refracción (Capítulo 5), se encuentran resultados satisfactorios, consistentes con los objetivos planteados inicialmente para esta sección, el cual consiste en determinar la estructura de velocidades y propiedades elásticas de los estratos superiores del campo de Geysers El Tatio. El modelo de capas que se propone es consistente con los modelos y tipo de estructuras presentes en un reservorio geotermal, lo que avala la calidad del estudio. Es importante destacar que estos resultados son en sí mismo, información de mucho valor ya que existen pocos estudios de estas características en campos de Geysers.

Se desarrolla una metodología que a partir de un modelo elástico, permite estimar deformaciones superficiales observadas alrededor del geysers El Jefe, el cual entrega información espacial y temporal de las regiones por las cuales circulan los fluidos al interior de los conductos del geysers, ejerciendo presión sobre el medio. A partir de esto se concluye que las deformaciones observadas en superficie son controladas por las condiciones internas en las regiones más próximas al sistema (primeros metros), y están estrechamente relacionadas a los ciclos eruptivos periódicos de este. Para zonas más alejadas (del orden de decenas de metros), las deformaciones observadas pueden estar asociadas a factores externos no considerados en el modelo.

La metodología desarrollada permite asociar una fuente esférica migrante en el tiempo, la cual define una región por la cual circulan los fluidos al interior de los conductos del sistema. Así, se caracteriza espacial y temporalmente la región en donde se ejerce presión sobre el medio, que se deforma de acuerdo a estas variaciones. La distribución espacial de la fuente que se obtiene en este trabajo es consistente con lo propuesto en el estudio de Cros et al. (2011) en el cual hace uso de registros de alta frecuencia. Esto avala los resultados obtenidos y permite establecer una complementariedad entre ambas metodologías, que trabajan en diferentes regiones de espectro de deformación.

La discusión en torno a las ventajas y debilidades de la metodología llevada a cabo en la discusión (Sección 7.2) permite proponer esquemas de trabajo que minimicen los efectos adversos de las deficiencias asociadas a la metodología (Figura 7.1). Es necesario para trabajar con el modelo de McTigue (o Mogi), optar por una grilla que permita minimizar los compromisos entre las variables (trade-off) asociados a estas ecuaciones. Además, es conveniente estudiar el problema de la elección del método de búsqueda en el espacio de soluciones, con el objetivo de elegir uno que permita minimizar la cantidad de operaciones, de otra forma el tiempo de cálculo puede ser muy elevado. Por otro lado, resulta idóneo a la hora de calcular el mínimo asociado a una combinación de parámetros, asignar el mismo peso a cada estación, con el objetivo de que los ajustes en cada una de estas contribuyan equivalentemente al error total, ya que de esta forma la solución no está determinada por las estaciones que presentan mayor desplazamiento.

La metodología que se desarrolla permite estimar deformaciones (desplazamientos) en superficie de periodo largo (del orden de 100[s]) con un nivel de precisión aceptable, lo que conlleva el mapeo de regiones en el subsuelo por donde circulan los fluidos del sistema de un geysers. Este enfoque proporciona una herramienta novedosa para estudiar las deformaciones continuas en el tiempo que se observan alrededor de fenómenos geotermales asociados a sistemas eruptivos, como geysers o volcanes.

8.1 Propuestas para trabajos futuros

En primer lugar, se considera que la grilla óptima para estudiar el problema de la cavidad en profundidad sometida a altas presiones debe consistir en una red que no solo rodee al punto de manifestación en superficie el sistema (cráter), sino que además considere perfiles radiales de varias estaciones hasta una distancia acorde a la escala del problema (Figura 8.1). Esto permite estudiar el decaimiento de las curvas de desplazamiento, con lo que se logra minimizar los efectos de compromisos entre variables (trade-off) que se presentan entre los parámetros.

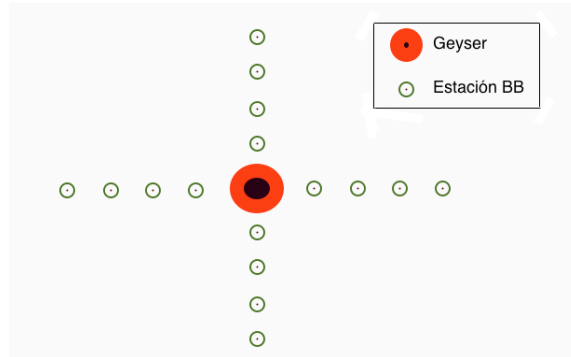


Figura 8.1. Esquema de la geometría de la grilla óptima para estudiar el problema de la cavidad en profundidad sometida a altas presiones

Como se menciona en la discusión, el método de búsqueda Grid Search conlleva un tiempo de cálculo computacional considerable ya que trabaja sobre todo el espacio de modelo, evaluando todas las posibilidades. La alternativa óptima sería optar por un método de búsqueda por regiones que permita mapear el espacio de soluciones en las zonas que tengan asociada un bajo nivel de error.

Cuando se minimiza el error para todas las estaciones en conjunto, se ajustan mejor las estaciones con mayor desplazamiento dado que el error que conlleva un mal ajuste de estas es relativamente grande en contraste con un mal ajuste en una estación con poco desplazamiento. Este problema puede enfrentarse asignando el mismo peso a cada estación al calcular el error, con el objetivo de que los ajustes en las estaciones contribuyan de forma equivalente al error total. Lo anterior conlleva una solución que no está altamente influenciada por las estaciones que presentan mayor desplazamiento.

En términos del modelo esférico para modelar la cavidad sometida a una variación de presión, se asume que los desplazamientos presentan una simetría radial. Una alternativa a esto es considerar un modelo que genere desplazamientos superficiales con otras simetrías, como por ejemplo el modelo del esferoide (Sección 4.3). Se debe considerar que este modelo, al ser más complejo (8 parámetros), requiere de un mayor tiempo de cálculo computacional.

Bibliografia

- Adelstein, E., Tran A., Munoz-Saez, C, Shteinberg, A., Manga, M. 2014. Geyser preplay and eruption in a laboratory model with a bubble trap. *J. Volcanology Geothermal Research*, in press.
- Battaglia, M., Hill, D.P. 2009. Analytical modeling of gravity changes and crustal deformation at volcanoes: The Long Valley caldera, California, case study. *Tectonophysics* 471: 45-57.
- Battaglia, M., Roberts, C., Segall, P. 1999. Magma Intrusion Beneath Long Valley Caldera Confirmed by Temporal Changes in Gravity. *Science* 285: 2119-2122.
- Belousov, A., Belousova, M., and Nechayev, A. 2013, Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: Implications for the geyser mechanism, *Geology*, 41, 387–390, doi:10.1130/G33366.1.
- Bryan, T. S. 1995, *The Geysers of Yellowstone*, 463 pp., Univ. Press of Colorado, Boulder, Colorado.
- Bunsen, R.W. 1847, *Physikalische Beobachtungen uber die hauptsachlichsten Geysir Islands: Annalen der Physik und Chemie*, v. 83, p. 159–170.
- Cros, E., et al., 2011, Locating hydrothermal acoustic sources at Old Faithful Geyser using Matched Field Processing, *Geophys. J. Int.*, 287, pp 385-393
- Cusicanqui, H., Mahon, W. A. J. and Ellis, A. J. 1975, The geochemistry of the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Second United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources*, 703–711, San Francisco.
- Cusicanqui, H., Mahon, W.A.J., & Ellis, A.J. 1976, The geochemistry of the El Tatio geothermal field, northern Chile. In: *Proc. 2nd U.N. Symposium on Geothermal Fields*, Berkeley, California. p. 140 - 156.
- De Matteis, R., Vanorio, T., Zollo, A., Ciuffi, S., Fiordelisi, A., Spinelli, E. 2008, Three-dimensional tomography and rock properties of the Larderello-Travale geothermal area, Italy, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 168, 37-48.
- Descloizeaux, A. 1847. Physical and geological observations on the principal geysers of Iceland. *Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*. 30(3): 391-409.

- Dvorak, J.J., Dzurisin, D. 1997. Volcano Geodesy: The search for magma reservoirs and the formation of eruptive vents. *Reviews of Geophysics* 35(3): 343-384.
- Dzurisin, D. 2007. *Volcano Deformation: Geodetic Monitoring Techniques*. UK. Springer-Praxis Book in Geophysical Sciences. 441p.
- Fenner, C. N. 1936. Bore-hole investigations in Yellowstone Park. *J. Geol.* 44 : 225-31
- Fernandez-Turiel, J. L., Garcia-Valles, M., Gimeno-Torrente, D., Saavedra-Alonso, J., & Martínez-Manent, S. 2005. The hot spring and geyser sinters of El Tatio, Northern Chile. *Sedimentary Geology*, 180(3), 125-147.
- Fournier, R. O. 1969, Old Faithful: A physical model, *Science*, 163, 304–305.
- Fukutomi, T. A 1942a, New mechanism of the geyser I, *Bull. Seism. Soc. Jpn.*, 14, 157–174.
- Fukutomi, T. A 1942b, New mechanism of the geyser II, *Bull. Seism. Soc. Jpn.*, 14, 189–202.
- García-Valles, M., Fernández-Turiel, J.L., Gimeno-Torrente, D., Saavedra-Alonso, J., Martínez-Manent, S., 2008. Mineralogical characterization of silica sinters from the El Tatio geothermal field, Chile. *Am. Mineral.* 93, 1373–1383.
- Giggenbach, W. F. 1978, The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochim. Cosmochim. Acta* 42, 979–988.
- Giggenbach, W., Stewart, M. 1982. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. *Geothermics*. 11(2): 71-80.
- Glennon, J.A., Pfaff, R.M. 2003, The extraordinary thermal activity of El Tatio Geyser Field, Antofagasta Region, Chile, *GOSA Transactions*, vol 8. pp. 31-78.
- Grimm, W. 2006, *Publicaciones de Atacama, Geología, Apunte, Historia, Trabajos históricos en la geología*. Sitio web [http:// www.geovirtual.cl](http://www.geovirtual.cl)
- Gudmundsson, A., Acocella, V. and De Natale, G., 2005. The tectonics and physics of volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144: 1-5.
- Guerstein, P.G. 1993. Origen y significado geológico de la Asociación Piroclástica Pumícea. Pleistoceno de la Provincia de Mendoza entre los 33°30' y 34°40' L.S. Tesis para optar al título de doctor en ciencias naturales, mención geología, Universidad Nacional de La Plata.
- Havskov, P. and Alguacil, G. 2010, *Instrumentation in Earthquake Seismology*, Springer.

- Hurwitz, S., Hunt, A.G., Evans, W.C., 2012. Temporal Variations of Geyser Water Chemistry in the Upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, USA, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 13, Q12005, doi:10.1029/2012GC004388.
- Hurwitz, S., Kumar, A., Taylor, R., Heasler, H., 2008. Climate-induced variations of geyser periodicity in Yellowstone National Park, USA, *Geology*, 36, 451-454.
- Hurwitz, S., Sohn, R.A., Luttrell, K., Manga, M., 2014. Triggering and Modulation of Geyser Eruptions in Yellowstone National Park by Earthquakes, Earth Tides, and Weather, *Journal of Geophysical Research*, in press, doi: 10.1002/2013JB010803
- Husen et al. 2004a, Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park produced by the 2002M 7.9 Denali Fault earthquake, Alaska, *Geology*, 32, 537–540, doi:10.1130/G20381.
- Husen, S., S. Wiemer, and R. B. Smith, 2004b. Remotely triggered seismicity in the Yellowstone National Park region by the 2002 Mw 7.9 Denali Fault earthquake, Alaska, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 94, S317–S331.
- Hutchinson, R. A., Westphal, J. A., and Kieffer, S. W., 1997. In situ observations of Old Faithful Geyser, *Geology*, 25, 875–878.
- Hutchinson, R.A., 1985, Hydrothermal changes in the upper Geyser Basin, Yellowstone National Park, after the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake, in Stein, R.S., and Bucknam, R.C., eds., *Proceedings of Workshop 28—On the Borah Peak, Idaho, earthquake: U.S. Geological Survey Open-File Report OF 85–0290-A*, p. 612–624.
- Ingebritsen, S.E., and Rojstaczer, S.A. 1993. Controls on geyser periodicity: *Science*, v. 262, p. 889–892, doi: 10.1126/science.262.5135.889.
- Ingebritsen, S.E., and Rojstaczer, S.A. 1996. Geyser periodicity and the response of geysers to deformation: *Journal of Geophysical Research*, v. 101, p. 21,891–21,905, doi: 10.1029/96JB02285.
- Johnson, S. H. 1976. Interpretation of split-spread refraction data in terms of plane dipping layers, *Geophysics*, vol. 43, pp. 418-424.
- Karlstorm, L., Hurwitz, S., Sohn, R. A., Vandemeulebrouck, J., Murphy, F., Rudolph, M. L., Johnston, M. J. S., Manga, M., and McCleskey, R. B. 2013. Eruptions at Lone Star Geyser, Yellowstone National Park, USA, Part 1: Energetics and eruption dynamics, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118,1–15, doi:10.1002/jgrb.50251.
- Kedar, S., Kanamori, H. and Sturtevant B. 1998. Bubble collapse as the source of harmonic tremor at Old Faithful Geyser, *J. Geophys. Res.*, 103,24,283–224,299, doi:10.1029/98JB01824.

- Kieffer, S. W. 1989. Geologic nozzles, *Rev. Geophys*, 27, 3–38, doi:10.1029/RG027i001p00003.
- Kiryukhin, A. V., T. V. Rychkova, and I. K. Dubrovskaya 2012. Formation of the hydrothermal system in Geysers Valley (Kronotsky Nature Reserve, Kamchatka) and triggers of the Giant Landslide, *Appl. Geochem.*, 27, 1753–1766, doi:10.1016/j.apgeochem.2012.02.011.
- Lahsen, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Ayquina. Corporación del Fomento y la Producción (CORFO), 75 p.
- Lahsen, A. 1976a. La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. En: I Congreso Geológico Chileno, Actas: B105-B127. Santiago, Universidad de Chile. 24 p.
- Lahsen, A. 1976b. Geothermal exploration in Northern Chile-Summary. Circum Pacific Energy and Mineral Resources Conference, 169 – 175. Honolulu.
- Lahsen, A., Trujillo, P., 1976. El campo geotermico de El Tatio, Chile. Proyecto Geotermico CORFU-ONU. Internal Report.
- Landrum, J.T., Bennett, P.C., Engel, A.S., Alsina, M.A., Pastén, P.A., Milliken, K., 2009. Partitioning geochemistry of arsenic and antimony, El Tatio Geysers Field, Chile. *Appl. Geochem.* 24, 664–676.
- Lu, X., and S.W. Kieffer 2009. Thermodynamics and mass transport in multicomponent multiphase H₂O systems of planetary interest, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 37, 449–77.
- Mackenzie, G. 1811. *Travels in the Island of Iceland*, Edinburgh, vol. 27, Alam and Company, Edinburgh.
- Manga, M. and E.E. Brodsky 2006. Seismic triggering of eruptions in the far-field: Volcanoes and geysers, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 34, 263–291.
- Marler, G. D. 1951. Exchange of function as a cause of geyser irregularity [Wyoming], *Am. J. Sci.*, 249, 329–342, doi:10.2475/ajs.249.5.329.
- Marler, G. D. 1964. Effects of the Hebgen Lake earthquake of August 17, 1959 on the hot springs of the Firehole geyser basins, Yellowstone National Park, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 435, 185.
- Marler, G. D., and D. E. White 1975. Seismic Geyser and its bearing on the origin and evolution of geysers and hot springs of Yellowstone National Park, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 749–759.

- McTigue, D.F. 1987. Elastic Stress and Deformation Near a Finite Spherical Magma Body: Resolution of the Point Source Paradox. *Journal of geophysical research* 92(B12): 12931-12940
- Menke, W. 2012. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory - MATLAB Edition*, Elsevier.
- Mogi, K. 1958. Relations between the Eruptions of Various Volcanoes and the Deformations of the Ground Surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 36: 99-134.
- Munby, A. E. 1902. A model geyser, *Nature*, 65(1681): 247.
- Munoz-Saez, C., Manga, M., Hurwitz, S., Rudolph, M., Atsuko Namiki, A., 2015. Dynamics within geyser conduits, and sensitivity to environmental conditions: Insights from a periodic geyser in the El Tatio Geyser Field, Atacama Desert, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 10.1016/j.jvolgeores.2015.01.002
- Namiki, A., Munoz-Saez-Saez, C., Manga, M., 2014. El Cobreloa: A geyser with two distinct eruption styles. *Journal of Geophysical Research*, 119, doi:10.1002/2014JB11009.
- Nicholl, M.W., S.W. Wheatcraft, and S.W. Tyler 1994. Is old faithful a strange attractor? *J. Geophys. Res.*, 99, 4495–4503.
- Nicolau, C. Reich, M., Lynne, B. 2014. Physico-chemical and environmental controls on siliceous sinter formation at the high-altitude El Tatio geothermal field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 60–76, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.06.012.
- Okada, Y. 1985. Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75(4): 1153-1154.
- Tarantola, A., Valette, B., 1982a. Generalized non-linear inverse problems solved using the least squares criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 219–232.
- Tarantola, A., Valette, B., 1982b. Inverse problems¼quest for information. *J. Geophys.* 50, 159–170.
- Rinehart, J. S. 1980. *Geysers and Geothermal Energy*, Springer-Verlag, New York.
- Rinehart, J. S., and A. Murphy 1969. Observations on pre- and post-earthquake performance of Old Faithful geyser, *J. Geophys. Res.*, 74, 574–575.

- Rinehart, J.S. 1972. Fluctuations in geyser activity caused by variations in Earth tidal forces, barometric pressure, and tectonic stresses: *Journal of Geophysical Research*, v. 77, p. 342–350, doi: 10.1029/JB077i002p00342.
- Rodgers, K.A., Browne, P.R.L., Buddle, T.F., Cook, K.L., Greatrex, R.A., Hampton, W.A., Herdianita, N.R., Holland, G.R., Lynne, B.Y., Martin, R., Newton, Z., Pastars, D., Sannazarro, K.L., Teece, C.I.A., 2004. Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand. *Earth-Sci. Rev.* 66, 1–61.
- Rodgers, K.A., Greatrex, R., Hyland, M., Simmons, S.F., Browne, P.R.L., 2002a. A modern, evaporitic occurrence of teruggite, $\text{Ca}_4\text{MgB}_{12}\text{As}_2\text{O}_{28} \cdot 18\text{H}_2\text{O}$, and nobleite, $\text{CaB}_6\text{O}_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, from the El Tatio geothermal field, Antofagasta Province, Chile. *Mineral. Mag.* 66, 253–259.
- Rodgers, K.A., Cook, K.L., Browne, P.R.L., Campbell, K.A., 2002b. The mineralogy, texture and significance of silica derived from alteration by steam condensate in three New Zealand geothermal fields. *Clay Miner.* 37, 299–322.
- Rojstaczer, S., Galloway, D.L., Ingebritsen, S.E., and Rubin, D.M. 2003. Variability in geyser eruptive timing and its causes; Yellowstone National Park: *Geophysical Research Letters*, v. 30, no. 18, 1953, doi: 10.1029/2003GL017853.
- Segall, P. 2010. *Earthquake and Volcano Deformation*, Princeton University Press
- Shteinberg, A., M. Manga, and E. Korolev 2013. Measuring pressure in the source region for geysers, Geysir Valley, Kamchatka, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 264, 12–16.
- Shteinberg, A.S. 1999. An experimental study of geyser eruption periodicity, *Power engineering*, 366, 47-50.
- Steinberg, G. S., A. G. Merzhanov, and A. S. Steinberg 1982. Geyser process: Its theory, modeling and field experiment. Part 4. On seismic influence on geyser regime, *Mod. Geol.*, 8, 79–86.
- Vandemeulebrouck, J., P. Roux, and E. Cros 2013. The plumbing of Old Faithful Geyser revealed by hydrothermal tremor, *Geophys. Res. Lett.*, 40, 1989–1993, doi:10.1002/grl.50422.
- Wang, C.Y. y Manga, M. 2010. Geysers. *Earthquakes and Water. Lecture Notes in Earth Sci- ences* 114, 117-123.
- White, D.E. 1970. Some principles of geyser activity, mainly from steamboat spring, Nevada. *American Journal of Science* 265, 641-648.

- White, D.E., and Marler, G.D. 1972. Fluctuations in geyser activity caused by Earth tidal forces, barometric pressure, and tectonic stresses: Comment: *Journal of Geophysical Research*, v. 77, p. 5825–5829, doi: 10.1029/JB077i029p05825.
- Yamakawa, N. 1955. On the strain produced in a semi-infinite elastic solid by an interior source of stress. *Zisin (Journal of the Seismologica Society of Japan)* 8 , 84-98
- Yang, X., Davis, P., Dieterich, J., 1988. Deformation From Inflation of a Dipping Finite Prolate Spheroid in an Elastic Half-Space as a Model for Volcanic Stressing. *Journal of Geophysical Research* 93(B5): 4249-4257.
- Zhou, J., Lau, K.M., 1998. Does a monsoon climate exist over South America. *J. Clim.* 11, 1020–1040.

ANEXO 1

Terreno El Tatio, 2012. Sísmica Pasiva

El terreno comenzó el día 8 de Octubre con el viaje Santiago-Calama, y el posterior traslado a la ciudad de San Pedro de Atacama, la cual fue la sede de trabajo. Los primeros 4 días en la región fueron dedicados a labores administrativas durante los cuales se consiguieron los permisos pertinentes para la realización de una intervención instrumental en Reserva Natural Campo de Geysers El Tatio. Estos permisos fueron tramitados con los jefes de comunidades autóctonas atacameñas de los pueblos de Caspana y Toconce, los cuales son los que administran la reserva natural.

Para el día 12 de Octubre se recibieron los equipos de sísmica a utilizar, provenientes de la compañía nacional estadounidense IRIS PASCAL (Geófonos de Alta Frecuencia) y de la Universidad de Stanford (Geófonos de Banda Ancha). A partir del día 13 de Octubre, se realizaron viajes diarios al campo de Geysers El Tatio. Una vez instalados los instrumentos fue necesario la presencia de personal de trabajo a tempranas horas en el lugar, a partir de las 04:00 AM, debido a la presencia diaria de turistas los cuales motivados por su curiosidad pudiesen intervenir los equipos. Debido a esto se realizaron turnos de levantadas tempranas para hacer presencia mientras los turistas visitan el lugar. Los horarios de trabajo comenzaron luego de que los visitantes abandonaban el lugar, alrededor de las 10 de la mañana, y se prolongó diariamente hasta alrededor de 06:00 PM cuando las bajas temperaturas y la luz del lugar imposibilitaban el trabajo de campo. Una vez instalado los sensores, se dejaron funcionando durante varias noches.

El primer geysers que se estudio fue “El Jefe”. Después de considerar las opciones disponibles, se determinó que éste es el más adecuado debido principalmente a su regular periodicidad en las erupciones. Además, se encuentra empotrado en un terreno relativamente plano, lo que aventaja en cierta medida el estudio sísmico.

El Segundo geysers que se estudio fue “La Concha”. Este geysers resulta particularmente interesante porque presenta una clara fuente migratoria. Se observan en él tres focos de erupción los cuales presentan actividad de manera progresiva, uno después del otro durante un periodo de erupción general, los cuales parecen estar interconectados.

1.1 Red de sensores Geysers “El Jefe”

Alrededor de este geysers se instalaron 58 geófonos, en una grilla regular interna de 6 filas con 6 columnas con un espaciado de 5 metros entre ellos, 12 geófonos ordenados

regularmente a las afueras de la grilla interna a 10 metros de distancia de esta y otros 3 geófonos muy cercanos al geysir. Además, se instalaron 6 instrumentos banda ancha distribuidos de forma triangular, 3 muy cercano al geysir, y los otros 3 en la zona externa de la grilla interna de geófonos. Esta distribución se puede apreciar en la figura 10 y figura 11.

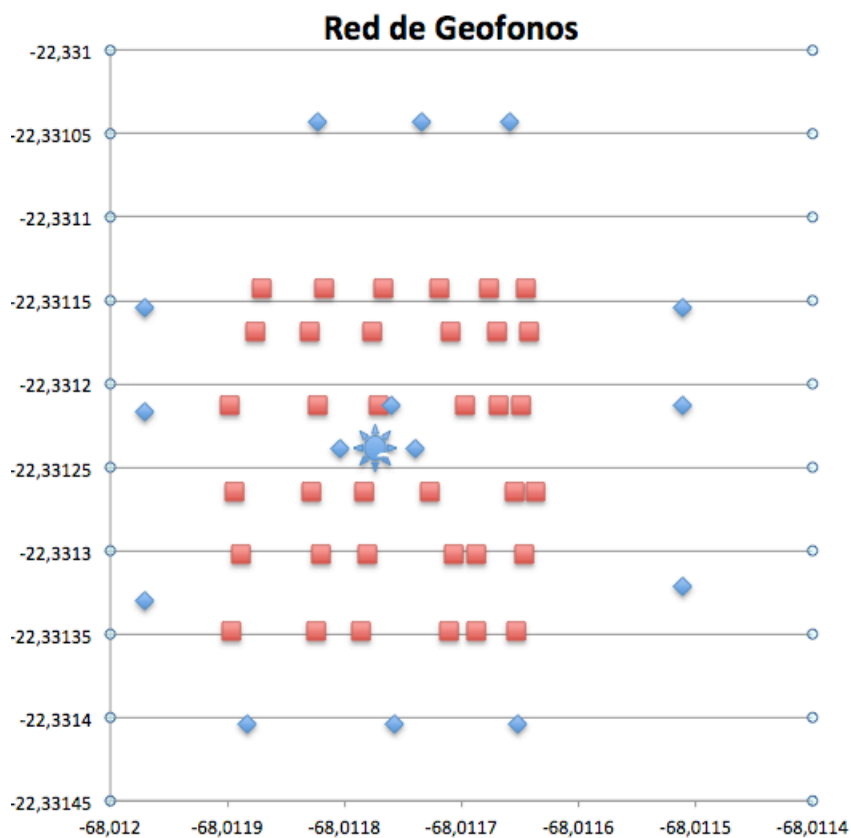


Figura 1_Anexo1. Red de Geófonos “El Jefe” Los cuadros rojos muestran la ubicación de la red interna principal de los geófonos, que consiste en 6 fila de 6 columnas de geófonos. Los rombos azules muestran las ubicaciones de los 12 geófonos periféricos a la red principal, y los tres geófonos que se ubicaron alrededor, en la zona próxima al geysir. Eje de las ordenadas: Latitud. Eje de las abscisas: Longitud. Estrella: Posición del Geysir.

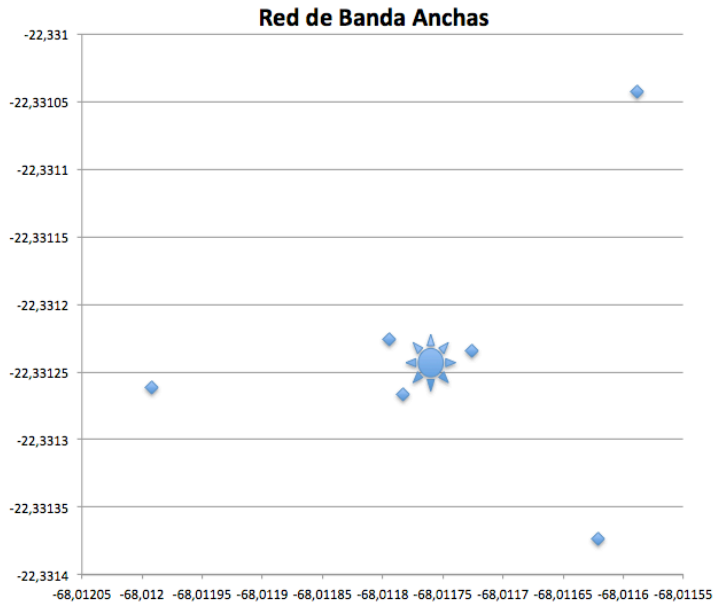


Figura 2_Anexo1. Red de Banda Anchas “El Jefe” Los rombos azules muestran las ubicaciones de los 6 Banda Ancha, tres en la región periférica, y los otros tres que se ubicaron alrededor, en la zona próxima al geysir. Eje de las ordenadas: Latitud. Eje de las abscisas: Longitud. Estrella: Posición del Geysir.



Figura 3_Anexo1. Fotografía a distancia del arreglo instalado alrededor del geysir “El Jefe”. Los pequeños bultos verdes corresponden a los geófonos. En el centro de la imagen se aprecia el geysir y su zona de descarga.



Figura 4_Anexo1. Fotografía en la que se aprecia, en la zona inferior, una estación de geófono. En el centro de aprecia el geysier “El Jefe” y la zona de descarga de agua hacia la izquierda de este.

1.2 Red de sensores Geysier “La Concha”

Alrededor de este geysier se optó por una geometría experimental, en la cual se escogió una geometría de tipo fractal. Se instalaron 4 clústeres de 4 geófonos cada uno, en forma de rombo con un sensor por esquina de esta. Además, se instalaron 3 banda anchas y 4 geófonos periféricos. Esta distribución se puede apreciar en la figura 14.

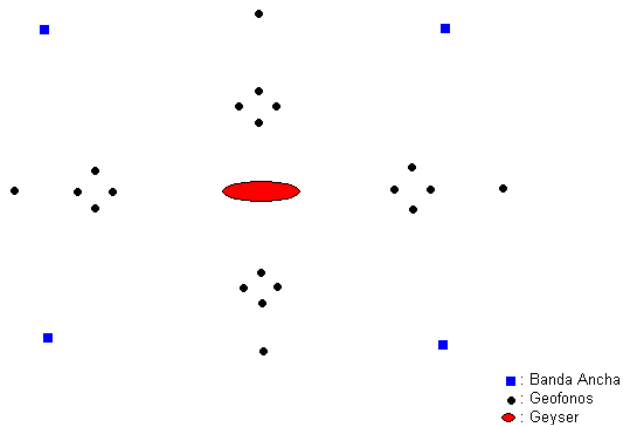


Figura 5_Anexo1. Esquema gráfico de arreglo en el geysier “La Concha”. Los círculos negros representan estaciones con geófonos, mientras que los cuadrados azules representan estaciones Banda Ancha. La posición relativa del geysier está representada por la elipse roja. Como se puede apreciar el arreglo respeta una geometría fractal.

2. Instrumentos utilizados

Los sismómetros son instrumentos que miden y registran los movimientos de la tierra, incluidos los de las ondas sísmicas generadas por terremotos, explosiones nucleares y otras fuentes sísmicas. Los registros de las ondas sísmicas permiten a los sismólogos mapear el interior de la Tierra, y localizar y medir el tamaño de estas diferentes fuentes. A continuación se presenta una breve descripción de los dispositivos empleados durante el trabajo.

2.1 Sensores

2.1.1. Geófonos L-28-3D

Se hizo uso de geófonos triple componentes de alta frecuencia los que presentan a continuación:



Figura 6_Anexo1. Sensor de alta frecuencia Sercel L-28-3D

Características principales:

- Este sensor de 3 canales tiene una frecuencia de 4,5 Hz, está críticamente amortiguado en 0.707 y tiene una sensibilidad de 30,4 V/m/s.
- Se utiliza para (pero no limitados a) fuente activa (terrestre y excitaciones off-shore), movimientos de glaciares, terremotos locales y estudios de periodos post sísmicos.

2.1.2. Banda ancha Trillium 120

Los sensores de banda ancha son sismómetros de tres componentes capaces de detectar movimientos del terreno en un amplio rango de frecuencias, a esto se debe el término "banda ancha". Los avances en electrónica han permitido el registro de sensores de 3 componentes en un solo compartimiento, de manera tan ligera que pueda ser utilizado en aplicaciones portátiles. Estos sensores se utilizan más a menudo en experimentos pasivos, grabar movimientos débiles de terremotos regionales y telesísmicas, así como el ruido ambiente.



Figura 7_Anexo1. Sensor Banda ancha Trillium 120

Características principales:

- La esquina de mayor periodo corresponde a 120 segundos.
- Sensor de auto-ruido es 4db dentro del Nuevo modelo de bajo ruido (NLNM: New Low Noise model) a los 100 segundos y por debajo de la NLNM hasta 10 Hz.
- Bajo consumo.
- Fácil de usar - Sin bloqueo / desbloqueo de la Masa; masas son libres de moverse en todo momento.
- Motores de centrado de masas se inician de forma remota.

2.1.3 Comparación de sensores

A continuación se muestra una tabla con los datos comparativos entre los dos sensores usados.

Sensor	Productor	Power	Frequency esq.
L-22-3D	Mark Products	Pasivo	2.0 Hz
Trillium 120PA	Nanometrics	54 ma @ 12vdc	0.008 Hz

Sensor	Damping	Sensibilidad	Polos y ceros
L-22-3D	0.707 critical	88 v/m/s	2 polos, 2 zeros
Trillium 120PA	0.707 critical	1200 v/m/s	7 polos, 5 zeros

Tabla 1_Anexo1. Datos comparativos entre los sensores Trillium 120PA y L-22-3D.

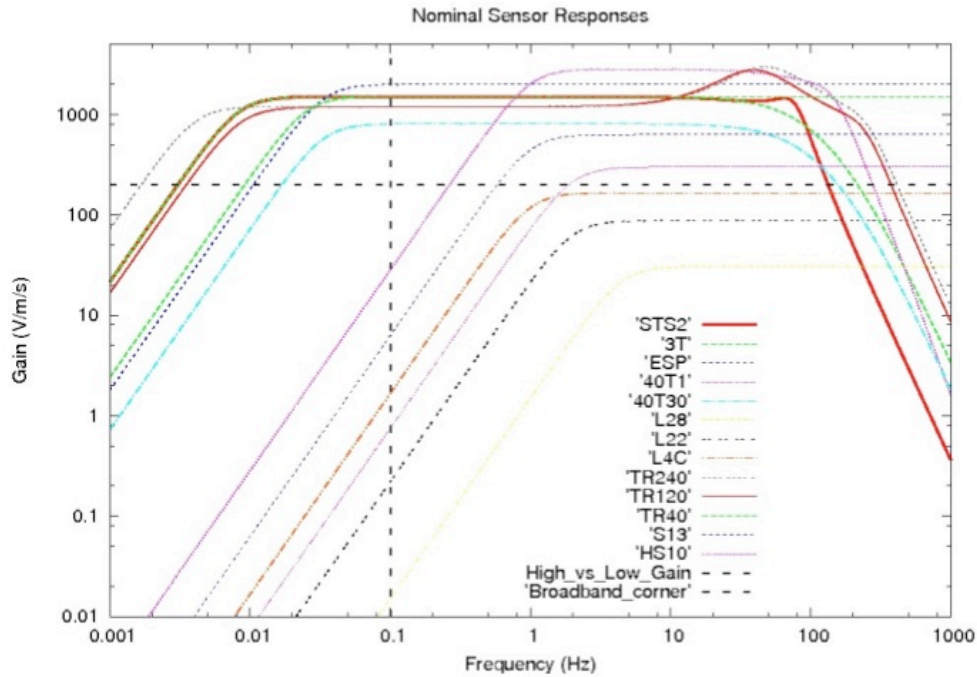


Figura 8_Anexo1. Gráfico comparativo de la respuesta nominal para varios sensores. Entre ellos L-22-3D y Trillium 120PA.

2.2 Registradores de Información

2.2.1. Reftek RT130 (Geófonos)



Figura 9_Anexo1. Equipo almacenador de información Reftek RT130.

RT130 sirven tanto para experimentos en el registro de eventos de periodo corto y banda ancha. Aunque el RT130 es capaz de realizar telemetría, se destaca en el almacenamiento de datos en el lugar fijo con dos tarjetas Compact Flash y por su sencillez de configuración.

El RT130 tiene un sistema de registro en 3 o 6 canales de alta resolución. Es de baja potencia y resulta altamente configurable para una amplia gama de aplicaciones y sensores. Está alojado en una caja de plástico de estilo “clamshell” que es casi impermeable y almacena los datos internamente en formato de dos tarjetas

Compact Flash. El RT130 puede grabar al mismo tiempo a las tarjetas CF y transmitir datos en casi en tiempo real utilizando ya sea Ethernet o telemetría basada en serie. Se ha incorporado en los controles de sensor y funciones de calibración. El RT130 está programado con un programa llamado PalmOS PFC-130 con el cual se interactúa a través del puerto serie.

Características generales:

- 3 o 6 canales, 24 bits ADC
- Tamaño físico: 13.5 "x 5.3" x 7.3 "
- Fuente de alimentación: 10-16V, 1.0W ~
- Frecuencia de muestreo: 1 a 1000 sps
- Capacidad de almacenamiento: tarjeta CF dependiente, hasta 8 GB

2.2.2. Taurus (Trillium 120; Sensores Banda Ancha)



Figura 10_Anexo1. Digitalizador Sismo métrico Taurus

Diseñado para interactuar con casi cualquier sensor. Este instrumento puede grabar datos continuos durante más de 800 días que funcionan a una mera 750MW. Que consiste en una alta resolución ADC de 24 bits, un reloj GPS de precisión, y las capacidades de almacenamiento internos extraíbles de hasta 64G. Archivos MiniSEED se registran directamente en medios extraíbles con formato FAT32 (Compact Flash).

Características generales:

- 3,6 o 9 canales, 24 bits ADC
- Tamaño físico: 264 [mm] x 147 [mm] x 60 [mm]
- Fuente de alimentación: 12V
- Frecuencia de muestreo: 10 a 500 sps
- Capacidad de almacenamiento: hasta 64G.

2.3 Sistemas de Poder

2.3.1. Baterías

Debido al relativo aislamiento de las estaciones sísmicas, la fuente de energía más común es una batería. Las baterías pueden ser de dos tipos: primaria y secundaria. Baterías secundarias son recargables y baterías de pilas se utilizan una vez y luego desechados.

Para el experimento en cuestión se determinó que lo que mejor abastece los requerimientos energéticos del proyecto son las baterías de plomo-ácido de ciclo profundo. El tamaño y la capacidad de la batería de plomo varían con el tipo de registro de datos, el tipo de sensor, la telemetría, el tamaño del panel solar, y la ubicación geográfica.



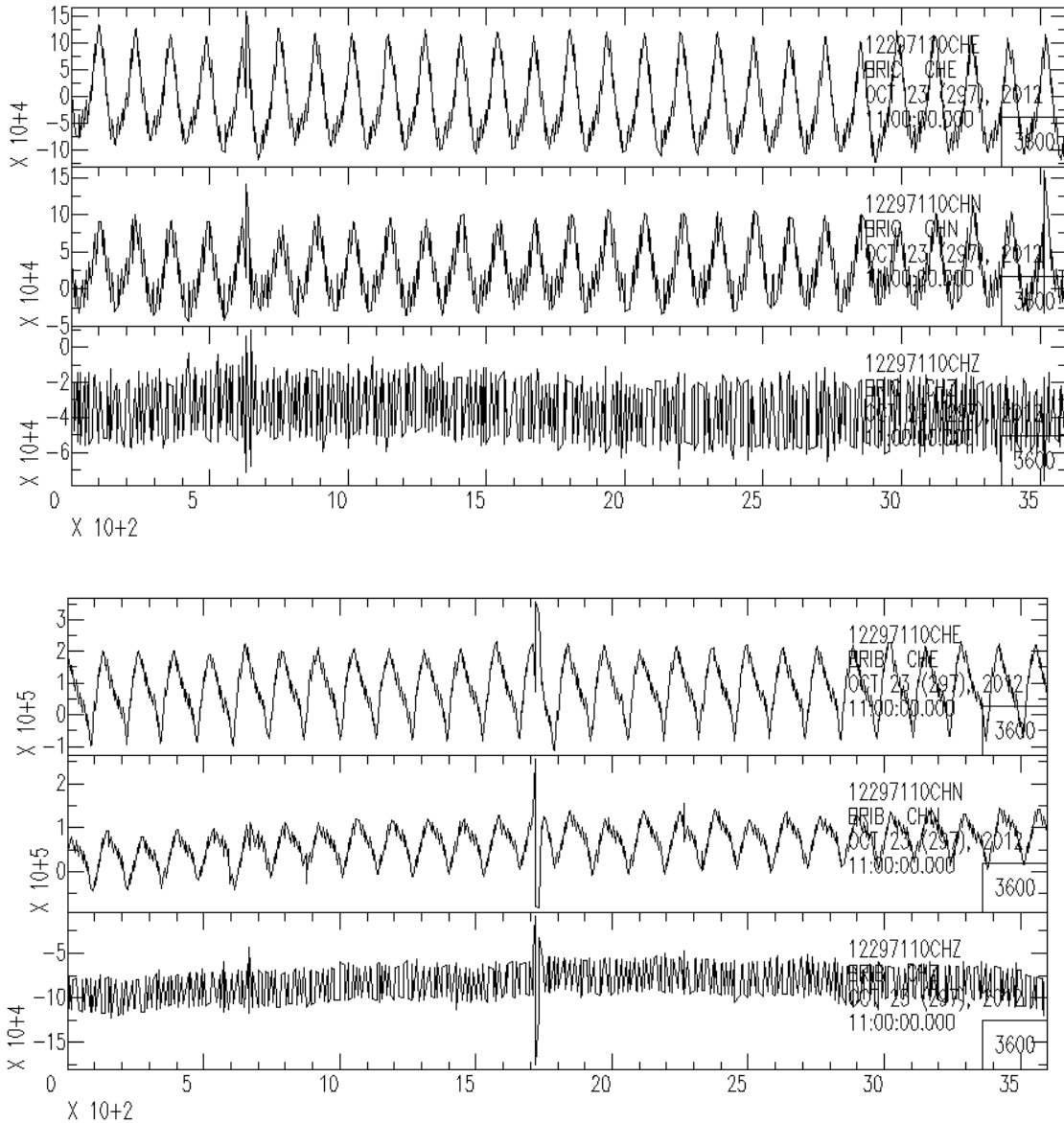
Figura 11_Anexo1. Batería silver 100ampere 12 volt. – BOSCH

2.3.2. Equipo Solar

El equipo solar se refiere a la combinación de paneles solares y un montaje de paneles solares. Tener el panel solar de tamaño adecuado y la colocación adecuada es uno de los aspectos más importantes de una instalación de la estación sísmica, ya que sin el poder no se tiene nada. Se hizo uso de éstas para alimentar las estaciones Banda Ancha.

3. Muestra de datos obtenidos

A continuación se presentaran datos sin filtrar obtenidos durante la campaña.



Figuras 12_Anexo1. La figura superior corresponde a el registro obtenido en un sensor banda ancha en sus tres componentes (en orden desde arriba hacia abajo: Este, Norte, Vertical), al igual que la figura inferior para otro sensor banda ancha, en el Geyser El Jefe, para un tiempo de 3600 segundos (1 hora: desde las 11:00 AM a las 12:00 AM). Estos dos sensores pertenecen al arreglo interno de Banda Ancha, muy cercano al geyser (Ver Figura 11). A grandes rasgos se logra apreciar claramente la periodicidad generada por las erupciones del geyser: El geyser presenta una periodicidad en su ciclo eruptivo de 2 minutos, los que se pueden asociar al periodo de baja frecuencia (oscilaciones mayores) en ambos sismogramas para las componentes horizontales. En ambos casos se aprecia un comportamiento anómalo para la componente vertical. El pulso que se observa en la figura inferior corresponde al emitido por una prueba con martillo.

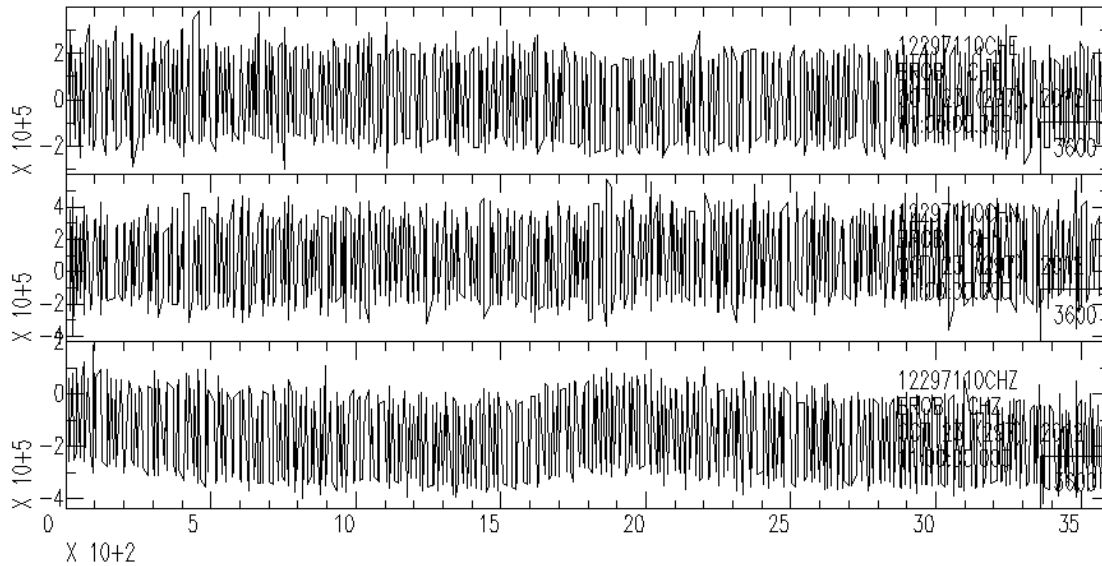


Figura 13_Anexo1. La figura corresponde a el registro obtenido en un Sensor Banda ancha en sus tres componentes (en orden desde arriba hacia abajo: Este, Norte, Vertical), en el Geysier El Jefe, para un tiempo de 3600 segundos (1 hora: desde las 11:00 AM a las 12:00 AM). Este sensor pertenece al arreglo externo de los Banda Ancha, lejano al geysier (Ver Figura 11).

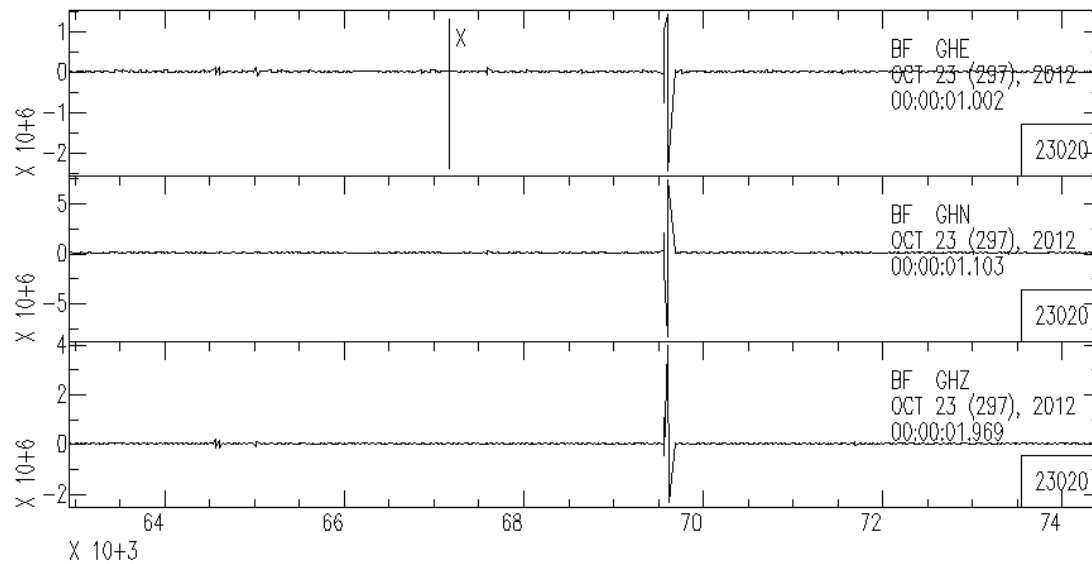


Figura 14_Anexo1. La figura corresponde a el registro obtenido en un Sensor Geófono en sus tres componentes (en orden desde arriba hacia abajo: Este, Norte, Vertical), en el Geysier El Jefe, para un tiempo de 23.020 segundos (6.4 horas). Este sensor es el segundo de la segunda fila comenzando desde la esquina inferior izquierda del arreglo interno de geófonos (Ver Figura 10). El pulso que se observa corresponde al emitido por una prueba con martillo.

4. Equipo de científicos y mediciones

En la exploración participaron variados científicos de diferentes áreas y universidades, los cuales desarrollaron diversos experimentos para determinar diferentes propiedades asociados a los sistemas de geysers. El objetivo general del proyecto es comprender la dinámica de los geysers de manera transversal.

La instrumentación y metodología desarrolladas por los diferentes miembros de la expedición fueron diseñadas de manera de eliminar cualquier tipo de impacto ambiental. Estas mediciones no fueron destructivas y no alteraron en ningún caso las condiciones originales de los geysers. Se realizaron dos tipos de mediciones: al interior del conducto de un geysers y mediciones superficiales.

Las mediciones fueron realizadas durante las horas del día cuando el flujo de turistas era reducido (a partir de las 10.00 am) y en sectores alejados de los caminos de acceso. Esto con el fin de impedir que el turismo se vea afectado, y evitar accidentes de turistas curiosos. Además de reducir los niveles de ruido de las mediciones.

4.1 Mediciones al interior del conducto

- Profundidad: la profundidad de un será medida con un cable de acero, semiflexible de 0.5 cm de diámetro.
- Temperatura: Arreglo de sensores de temperatura (thermacouple KT), a una distancia entre 1 a 2 metros, dependiendo de la profundidad del conducto. Estos sensores irán conectados a un cable semiflexible con aislación de teflón (diámetro >2cm). Estos sensores son conectados a un datalogger en superficie que registra las medidas (Anexo1).
- Sensores de presión: Arreglo de 3 transductores de presión (marca Kulite) a distinta profundidad dependiendo del conducto. Estos sensores irán conectados a un cable semiflexible con aislación de teflón (diámetro >2cm). Estos sensores son conectados a un datalogger en superficie que registra las medidas.
- Medición de gases no condensables: un arreglo de botellas de muestreo en un cilindro de PBC serán introducidas al conducto a distintas profundidades. Estas botellas están cerradas al vacío y funcionan por diferencia de presión.

4.2 Mediciones en Superficie

Estos instrumentos serán montados sobre sacos de arena para evitar hacer perforaciones o alterar la superficie.

- Cámaras de Video Alta Resolución
- Cámara Infrarroja: mediciones nocturnas
- Micrófono: medición de ondas acústicas asociadas a la erupción
- Sensores de nivel: tipo HOBBO, serán instalados en canales superficiales
- Estación meteorológica: mediciones de la velocidad y dirección del viento, humedad y precipitaciones.
- Barómetro: medición de presión atmosférica (500 a 700 mbar)
- Muestras de lodo: con una cuchara de plástico se extraerá <1cc de muestra de lodo. Este plástico no reacciona con el agua, por lo que no generaría sustancias tóxicas.
- Descarga superficial: el fluido superficial proveniente de la erupción será canalizado, la descarga será medida en por medio de la relación volumen/tiempo (Anexo1)
- Sismómetros: arreglo de geófonos y banda ancha de tres componentes.

4.3 Equipo de científicos

Como se mencionó, para esta expedición se contó con la participación de científicos de varias universidades del mundo e instituciones, los cuales desarrollaron estudios en su área particular de trabajo. A continuación se presentan:



Figura 15_Anexo1. Equipo de científicos junto a Geysir El Jefe. A los costados se pueden apreciar las estaciones sísmicas (geófonos).

Universidad de California, Berkeley:

- Chi-Yuen Wang: Profesor Emérito UC Berkeley. Estudios en hidrogeología, interacción hidrología sismicidad, y tectónica activa.
- Maxwell Rudolf: PhD UC Berkeley, Estudiante Post Doctorado Universidad de Colorado. Estudios de volcanes de lodo, y dinámica eruptiva de sistemas hidrotermales.
- Eric King: PhD Universidad de California, Los Ángeles, Estudiante Post Doctorado UC Berkeley. Modelos experimentales en dinámica de geo fluidos.
- Carolina Munoz-Saez Sáez: Estudiante de PhD UC Berkeley. Dinámica de sistemas de hidrotermales.
- Ameeta Patel: Técnico Laboratorio de geodinámica UC Berkeley

United States Geological Service (USGS):

- Shaul Hurwitz: Investigador programa de Geotermia y Riesgo Volcánico, USGS Menlo Park, California.

Universidad de Tokio:

- Atsuko Namiki: Investigador Asociado, Universidad de Tokio. Estudios reológicos y estilos eruptivos de volcanes.

Universidad de Stanford:

- Cindy Kelly: Estudiante de PhD, U de Stanford. Sismología con fuente pasiva.
- Sarah Barret: Estudiante de PhD, U de Stanford. Sismología con fuente pasiva.

Universidad de Chile:

- Alberto Ardid: Estudiante de Licenciatura en Geofísica, U. de Chile.
- Pablo Ortega: Estudiante de Geología, U de Chile.
- Angello Negri: Estudiante de Geología, U. de Chile.

5. Cronograma de trabajo

Día	Fecha	Lugar	Actividad	Alojamiento (N)	Vehículos #
	05-oct	Santiago	Reunión Carolina- Estudiantes U Chile		
	06-oct	Santiago	Reunión Carolina- Estudiantes U Chile (Geysers Workshop)		
	07-oct	Santiago-Calama-San Pedro	Viaje: Carolina- Estudiantes U Chile. Renta vehículos en Calama	San Pedro (2)	1
	08-oct	San Pedro	Aclimatación, Charla y reuniones con la comunidad	San Pedro (2)	1
	09-oct	San Pedro -El Tatio	Reconocimiento terreno y vías de acceso	San Pedro (2)	1
1	10-oct	San Pedro -El Tatio	Instalación estación meteorológica y test cámaras video en superficie	San Pedro (2)	1
2	11-oct	Santiago-Calama-San Pedro	Llegada equipo de científicos desde a Calama. Compra insumos, renta vehículos,	San Pedro (11)	3
3	12-oct	San Pedro	Aclimatación	San Pedro (11)	3
4	13-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
5	14-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
6	15-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
7	16-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
8	17-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
9	18-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
10	19-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
11	20-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
12	21-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (11)	3
13	22-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (5)	2
14	23-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (5)	2
15	24-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (5)	2
16	25-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (5)	2
17	26-oct	San Pedro -El Tatio	Mediciones	San Pedro (5)	2
	23-oct	San Pedro-Calama-Santiago	Viaje, entrega vehículos	Santiago	

Tabla 2_Anexo1. Se muestra el cronograma de trabajo.

6. San Pedro de Atacama y Fauna atacameña

Durante la estadía se pudo disfrutar del amable y hermoso pueblo de San Pedro de Atacama, el cual funcionó como campamento base para la campaña. Además, durante las jornadas de trabajo en el campo de geysers, se tuvo el privilegio de convivir de manera directa con la fauna autóctona del lugar. A continuación se muestran imágenes captadas durante la experiencia.



Figura 16_Anexo1. Imagen del pueblo San Pedro de Atacama



Figura 17_Anexo1. Fotografía en la que se muestra a Alberto Ardid trabajando, mientras una Vicuña observa atentamente (Arriba). Familia de Vicuñas transitando (abajo).



Figuras 18_Anexo1. Varias. Fotografías Fauna autóctona: Gaviota andina, Vicuña, Llama, Vizcacha, flamencos, Burro. (En orden de izquierda a derecha comenzando por la primera fila).

ANEXO 2

Terreno El Tatio, 2014.

Sísmica de Refracción

1. Introducción y objetivos.

Durante el trabajo en terreno se llevaron a cabo experimentos de sísmicas con fuente activa en el campo de Geysers El Tatio. Se realizaron en dos regiones distintas del campo, en las cuales se propagaron y midieron ondas P y SH. En la expedición participaron el estudiante Alberto Ardid y el profesor Emilio Vera.

El objetivo de esta experiencia es la siguiente: Mediante el análisis de los perfiles registrados se determinan las velocidades de propagación de ondas sísmicas asociadas a un modelo de capas homogéneas, a partir de lo cual se estiman las propiedades elásticas, en particular las constantes elásticas de Lamé.

Los objetivos específicos son estimar lo siguiente:

- Perfil de velocidad en profundidad de propagación de ondas P y SH.
- Razón de Poisson y Modulo de Young de los estratos.

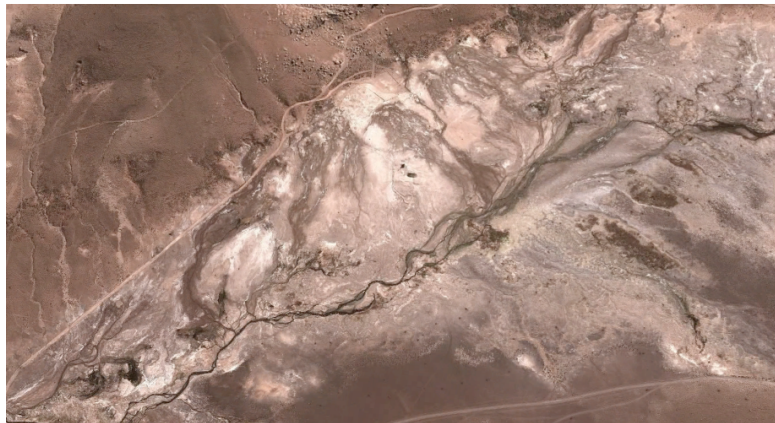


Figura 1_Anexo2. Foto satelital del campo de Geysers El Tatio, Chile.

2. Descripción del trabajo en terreno

Se realizaron dos líneas sísmicas, en dos regiones distintas del campo, ambas de un largo de 115 metros, haciendo uso de 24 geófonos de 3 componentes equiespaciados. Se ejecutaron "martillazos" como fuente activa.

2.1. Información de los datos

- Taza de muestreo: 0.25 [ms]
- Espaciamiento entre receptores: 5 metros
- Trazas/disparo : 24
- Líneas: 2
- Número de disparos (registros): 61
- Número de trazas en línea: 24
- Nombre de los archivos: 1.su, 2.su,..., 61.su (Cada uno asociado a un disparo)

2.2. Línea 1

Esta se llevó a cabo en la Cuenca Superior del campo, la cual corresponde a la zona de mayor extensión con 5 km². Se caracteriza por presentar numerosos conos de geysers tanto activos como inactivos. Una característica interesante es que los geysers de esta cuenca presentan erupciones con duración e intervalos periódicos. El geysier "El Jefe" se encuentra emplazado en esta Cuenca.



Figura 2_Anexo2. Foto satelital en la cual se representa la posición de la línea sísmica y el Geysier en estudio "El Jefe".

Se llevó a cabo una línea sísmica con 24 geófonos, equiespaciados a 5 metros, con lo que se abarcó una distancia de 115 metros. La línea sísmica presenta un desnivel del orden de 2 metros.

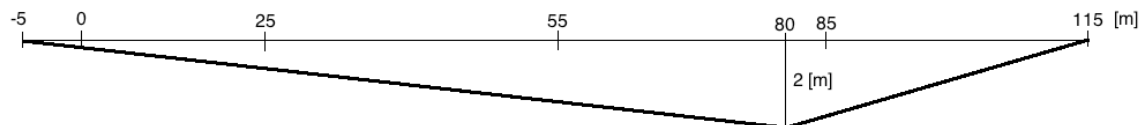


Figura 3_Anexo2. Representación esquemática del desnivel de la línea sísmica 1. Los 24 geófonos equiespaciados van desde la posición 0 [m] a los 115 [m]. Como se puede apreciar el mínimo del desnivel se encuentra en la distancia 80 [m] a partir del primer geófono.

Se realizaron disparos en diferentes posiciones para la propagación de ondas P, y en una posición fija para la propagación de ondas SH. Se llevaron a cabo 30 disparos, 9 asociados a propagación de ondas P y 21 asociados a ondas SH.

Dispar o	SX (m)	Superficie de golpeo	Disparador	Eje Registro	Onda
1	-5	Suelo	EV	V	P
2	-5	Cabeza Combo	AA	V	P
3	-35	Suelo	AA	V	P
4	-25	Suelo	EV	V	P
5	-10	Suelo	AA	V	P
6	10	Suelo		V	P
7	30	Cabeza Combo	AA	V	P
8	50	Cabeza Combo	AA	V	P
9	80	Cabeza Combo	AA	V	P
10	-5	lado Chofer	AA	E	SH
11	-5	lado Chofer	AA	E	SH
12	-5	lado Chofer	AA	E	SH
13	-5	lado Chofer	AA	E	SH
14	-5	lado Chofer	AA	E	SH
15	-5	lado Chofer	AA	E	SH
16	-5	lado Chofer	AA	E	SH
17	-5	lado Chofer	AA	E	SH
18	-5	lado Chofer	AA	E	SH
19	-5	lado Chofer	AA	E	SH
20	-5	lado Chofer	AA	E	SH
21	-5	lado Chofer	AA	E	SH
22	-5	lado copiloto	AA	E	SH

23	-5	lado copiloto	AA	E	SH
24	-5	lado copiloto	AA	E	SH
25	-5	lado copiloto	AA	E	SH
26	-5	lado copiloto	AA	E	SH
27	-5	lado copiloto	AA	E	SH
28	-5	lado copiloto	AA	E	SH
29	-5	lado copiloto	AA	E	SH
30	-5	lado copiloto	AA	E	SH

Tabla 1_Anexo2. Información de disparos llevados a cabo en la línea 1. Los colores representan la calidad del registro: Blanco (Aceptable), Amarillo (Deficiente), Rojo (Inservible).

Disparo	SX (metros)	Superficie de golpeo	Disparador	Eje Registro	Onda
31	57.5	Tubo Sur	AA	E	SH
32	57.5	Tubo Sur	AA	E	SH
33	57.5	Tubo Sur	AA	E	SH
34	57.5	Tubo Sur	AA	E	SH
35	57.5	Tubo Sur	AA	E	SH
36	57.5	Tubo Norte	AA	E	SH
37	57.5	Tubo Norte	AA	E	SH
38	57.5	Tubo Norte	AA	E	SH
39	57.5	Tubo Norte	AA	E	SH
40	57.5	Tubo Norte	AA	E	SH
41	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
42	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
43	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
44	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
45	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
46	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
47	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
48	57.5	Tubo Centro	AA	V	P
49	-5	Suelo	AA	V	P
50	-5	Suelo	AA	V	P
51	5	Suelo	AA	V	P
52	15	Suelo	AA	V	P
53	25	Suelo	AA	V	P

54	35	Suelo	AA	V	P
55	45	Suelo	AA	V	P
56	55	Suelo	AA	V	P
57	65	Suelo	AA	V	P
58	75	Suelo	AA	V	P
59	85	Suelo	AA	V	P
60	95	Suelo	AA	V	P
61	105	Suelo	AA	V	P

Tabla 2_Anexo2. Información de disparos llevados a cabo en la línea 2. Los colores representan la calidad del registro: Blanco (Aceptable), Amarillo (Deficiente), Rojo (Inservible).

2.3. Línea 2

Esta se llevó a cabo en la Cuenca Media, la que corresponde a una superficie plana al sur de la cuenca superior, caracterizada principalmente por pozos termales de alrededor de 3 metros de profundidad con erupciones poco violentas. Estas erupciones son continuas y de altura variable.

Se llevó a cabo una línea sísmica con 24 geófonos, equiespaciados a 5 metros, abarcándose 115 metros. Se realizaron disparos a lo largo de la línea para la propagación de ondas P, y en una posición fija para la propagación de ondas SH. Se llevaron a cabo 30 disparos, 21 asociados a propagación de ondas P y 9 asociados a ondas SH.

3. Procesamiento y Resultados

El objetivo principal del procesamiento de estos datos es la selección de los disparos apropiados y la determinación de las primeras llegadas en estos.

3.1. Línea 1

Se trabaja con registros directos y reversos. Esto permite observar la presencia de capas inclinadas.

3.1.1. Ondas P

A partir de lo expuesto en la tabla 1. Se trabaja con los registros asociados al disparo 1. El cual presenta un sentido de propagación SO -> NE, a partir de un SX=-5[m]. Para el sentido de propagación NE -> SO se trabaja con el registro asociado al disparo 9, el cual tiene un SH = 80[m].

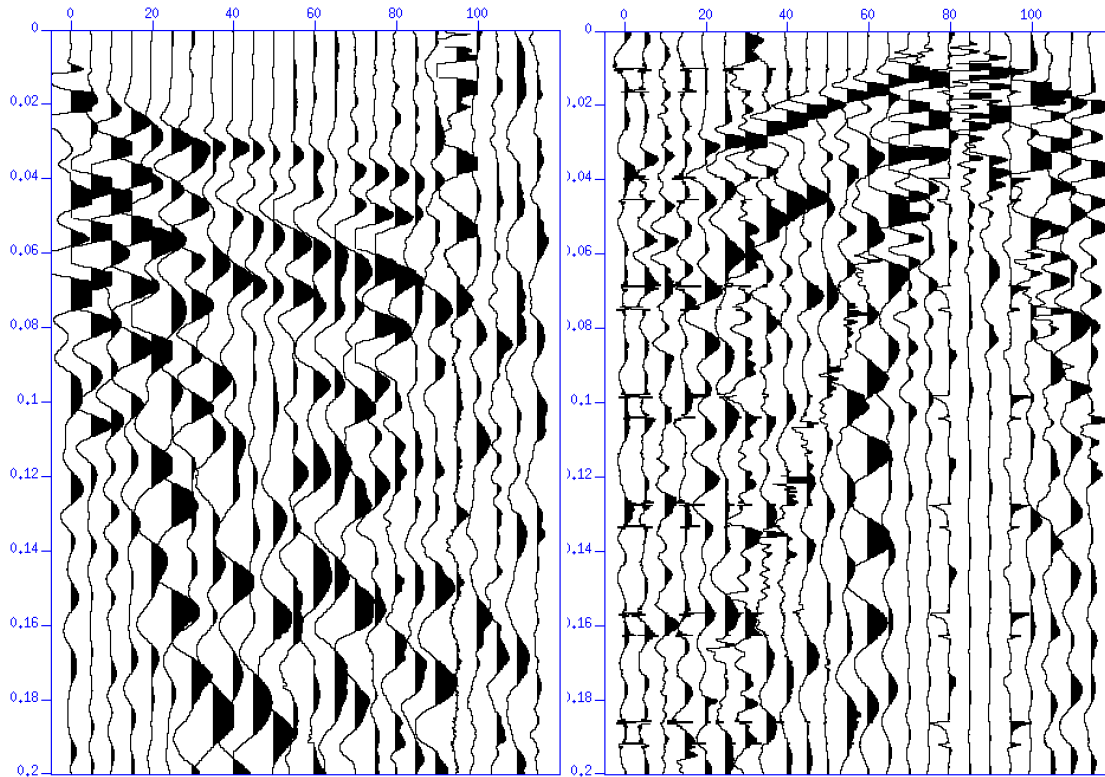


Figura 4_Anexo2. Registros sísmicos asociados a disparos 1(izq.) y 9(der.). A los registros se les aplico una corrección en la ganancia.

Como se puede apreciar en la figura, a partir de estos registros se puede realizar un análisis de propagación de ondas reciproco, ya que para el registro 1. (Izq.) se dispone de una buena resolución hasta una distancia de 80 [m] a partir del primer sensor y la para el registro 9. Se tiene lo inverso, con menor calidad, pero aceptable.

3.1.2. Ondas SH

Dado que solo de propagaron ondas SH en un punto de la línea, solo se trabaja con un perfil directo.

A partir de expuesto en la tabla1. se elige trabajar con los registros asociados al disparo 14 y 17 (sumados) el cual presenta un sentido de propagación SO -> NE, a partir de un SX=-5[m].

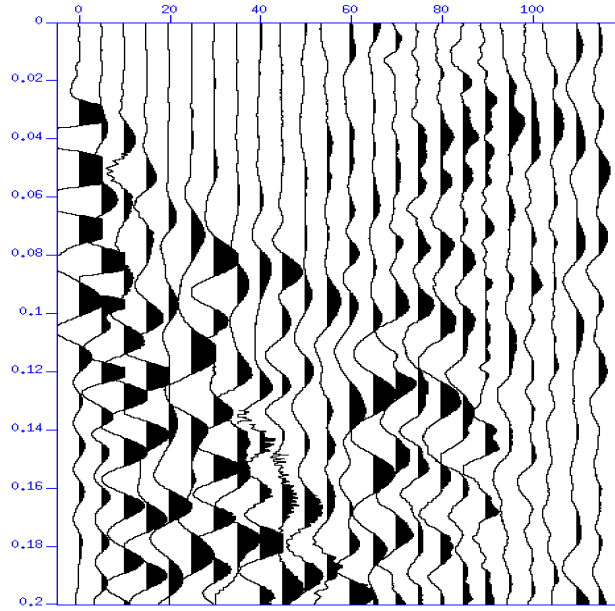


Figura 6_Anexo2. Registros sísmicos asociados al disparo 14. A los registros se les aplico una corrección en la ganancia.

Como se puede apreciar en la figura, a partir de este registro se puede realizar un análisis de propagación de ondas ya que se dispone de cierta resolución hasta una distancia de 80 [m] a partir del punto del disparo. A continuación se determinan las primeras llegadas para cada uno de los registros.

ANEXO 3

Ecuaciones de Sezawa-Anderson-Mogi-Yamakawa

Las ecuaciones de equilibrio de esfuerzos en coordenadas esféricas (componente radial) son las siguientes: (1)

$$\frac{\partial \sigma_{rr}}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \sigma_{r\theta}}{\partial r} + \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial \sigma_{r\phi}}{\partial \phi} + \frac{1}{r} (2\sigma_{rr} - \sigma_{\theta\theta} - \sigma_{\phi\phi} + \sigma_{r\theta} \tan^{-1} \phi) = 0$$

(En ausencia de fuerzas de cuerpo)

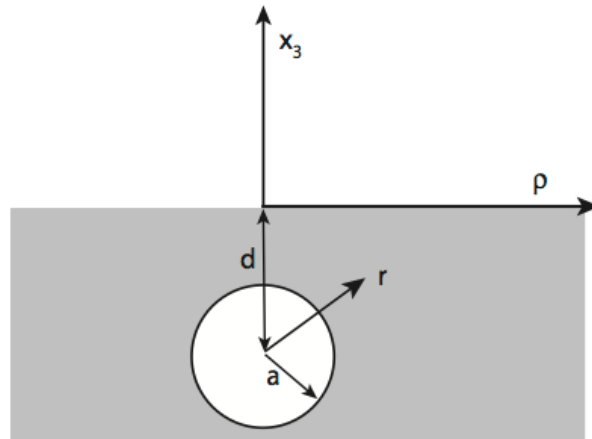


Figura 1_Anexo3. Geometría de una cámara esférica de radio a , con centro a una profundidad bajo la superficie $x_3=0$. ' r ' denota la distancia radial desde el centro de la cámara y ρ la distancia desde el centro de simetría a lo largo de la superficie libre.

Las condiciones de borde del problema son las siguientes:

$$\sigma_{i3} = 0 \text{ en } x_3 = 0 \text{ tq. } i = 1,2,3$$

$$\sigma_{rr} = -p \text{ en } r = a$$

$$\sigma_{r\theta} = \sigma_{r\phi} = 0 \text{ en } r = 0$$

A continuación se desarrolla la solución del problema de la cavidad esférica presurizada en un espacio completo con simetría radial:

$$\frac{\partial \theta_{rr}}{\partial r} + \frac{1}{r} (2\sigma_{rr} - \sigma_{\theta\theta} - \sigma_{\phi\phi}) = 0 \quad (2)$$

Dada la simetría, $\sigma_{\theta\theta} = \sigma_{\phi\phi}$.

La ley de Hooke establece $\sigma_{ij} = 2\mu\epsilon_{ij} + \lambda\epsilon_{kk}\delta_{ij}$, y considerando $\epsilon_{ij} = \frac{\partial u_r}{\partial r}$, donde

Considerando la simetría radial $\epsilon_{\theta\theta} = \epsilon_{\phi\phi} = \frac{u_r}{r}$, (2) se expresa como:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(\frac{\partial u}{\partial r} + 2 \frac{u_r}{r} \right) = 0$$

Integrando una vez,

$$\frac{\partial u_r}{\partial r} + 2 \frac{u_r}{r} = A$$

, multiplicando por $e^{\Phi(r)}$

$$\frac{\partial u_r}{\partial r} e^{\Phi(r)} + 2 \frac{u_r}{r} e^{\Phi(r)} = A e^{\Phi(r)}$$

, mediante el cambio de variable $y = u_r e^{\Phi(r)}$

$$\frac{\partial y}{\partial r} + \left(\frac{2}{r} - \frac{\partial \Phi}{\partial r} \right) u_r e^{\Phi(r)} = A e^{\Phi(r)}$$

La solución es dejar que el término entre paréntesis se desvanezca,

$$\Phi = \log r^2$$

Luego,

$$\frac{\partial y}{\partial r} = A r^2 \quad (3)$$

$$u_r = A \frac{r}{3} + \frac{B}{r^2}$$

La condición de que el desplazamiento se desvanezca lejos de la cavidad implica que $A=0$. La constante B se determina de la condición de borde en la pared de la cavidad.

El esfuerzo radial

$$\begin{aligned} \epsilon_{rr} &= \frac{\partial u_r}{\partial r}, \quad \epsilon_{\theta\theta} = \epsilon_{\phi\phi} = \frac{u_r}{r} \\ \sigma_{rr} &= 2\mu \epsilon_{rr} = -\frac{4\mu B}{r^3} \quad \epsilon_{kk} = a \end{aligned}$$

Luego,

$$B = \frac{Pa^3}{4\mu}$$

Luego,

$$u_r = \frac{Pa^3}{4\mu r^2} \quad \sigma_{rr} = \frac{-Pa^3}{r^3} \quad \sigma_{\phi\phi} = \sigma_{\theta\theta} = 2\mu \frac{u_r}{r} = \frac{Pa^3}{2r^3}$$

Notamos que el esfuerzo decae como $\left(\frac{a}{r^3}\right)$, en $x_3 = 0$ la condición de borde se viola en un orden $\left(\frac{a}{d}\right)^3$.

Luego, transformamos los esfuerzos y desplazamiento a coord. Cilíndricas (ρ):

La componente radial de desplazamiento se divide en

$$u_z = u_r \frac{d}{r} \quad u_\rho = u_r \frac{\rho}{r}$$

Por lo tanto,

$$u_z(\rho, x_3 = 0) = -\frac{Pa^3 d}{4\mu(\rho^2 + d^2)^{3/2}}$$

$$u_\rho(\rho, x_3 = 0) = -\frac{Pa^3 \rho}{4\mu(\rho^2 + d^2)^{3/2}}$$

$$\sigma_{zz}(\rho, x_3 = 0) = -\frac{Pa^3}{2} \left(\frac{3d^2}{(\rho^2 + d^2)^{5/2}} - \frac{1}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}} \right)$$

$$\sigma_{\rho z}(\rho, x_3 = 0) = -\frac{3Pa^3 \rho d}{2(\rho^2 + d^2)^{5/2}}$$

Para recorrer la tracción en $x_3 = 0$, se aplica una tracción igual y opuesta de un semi espacio elástico. Esto se realiza usando Transformada de Hankel (Este desarrollo se omite, por brevedad. Para detalle se puede seguir en *McTigue, D.F. 1987. Elastic Stress and Deformation Near a Finite Spherical Magma Body: Resolution of the Point Source Paradox. Journal of geophysical research 92(B12): 12931-12940*). El desplazamiento generado por la tracción en la superficie es

$$u_z(\rho, x_3 = 0) = \frac{3 - 4\nu}{4\mu} \frac{Pa^3 d}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}}$$

$$u_{\rho}(\rho, x_3 = 0) = \frac{3 - 4\nu}{4\mu} \frac{Pa^3\rho}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}}$$

Finalmente, el desplazamiento total, en este nivel de aproximación es:

$$u_z = \frac{(1 - \nu)Pa^3}{\mu} \frac{d}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}}$$

$$u_{\rho} = \frac{(1 - \nu)Pa^3}{\mu} \frac{\rho}{(\rho^2 + d^2)^{3/2}}$$

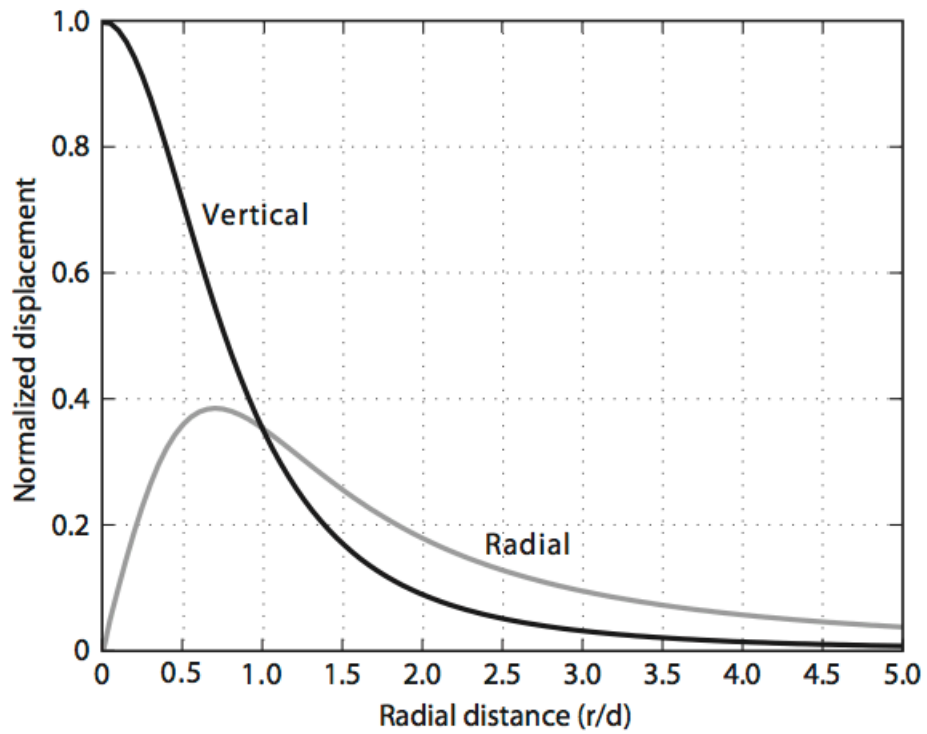


Figura 2_Anexo3. Desplazamiento superficial en primera aproximación debido a una cavidad esférica en profundidad.

