



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

MEDICIÓN DE LA PERIODICIDAD DE LOS GÉISERES E IMPLICANCIA EN EL  
MECANISMO ERUPTIVO EN EL CAMPO GEOTERMAL EL TATIO, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

ANGELLO SEBASTIAN NEGRI SOTO

PROFESOR GUÍA:  
PAULO HERRERA RICCI

MIEMBRO DE LA COMISIÓN:  
JACOBUS LE ROUX  
ALFREDO LAHSEN AZAR

Este trabajo ha sido financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA)

SANTIAGO DE CHILE  
AÑO 2014

# Resumen

Los géiseres son fenómenos naturales sumamente raros alrededor del mundo, se han documentado aproximadamente 1000 de los cuales 80 se concentran en el Campo Geotermal El Tatio, siendo el tercer campo de géiseres más grande del planeta. Este galardón lo posiciona en un sitio ideal para estudiar el comportamiento eruptivo de los géiseres.

La presente investigación se enfoca en identificar los intervalos eruptivos de los géiseres estudiados y en determinar si existen interacciones entre cuatro géiseres de la Cuenca Media. A partir de estos resultados más las observaciones en terreno se asociarán a un modelo teórico que se adecúe a los resultados obtenidos. La metodología utilizada se basa principalmente en mediciones de temperatura de los fluidos al interior del conducto o en los flujos de salida, con el fin de obtener una señal digital que dé cuenta de diferentes peaks, los cuales están relacionados a las erupciones de los géiseres.

Las mediciones realizadas en los géiseres de la Cuenca Media están influenciadas fuertemente por el ciclo de temperatura diario, por ello fue necesario filtrar la señal para recuperar sólo las frecuencias altas que evidencian periodicidades propias del ciclo eruptivo de los géiseres. La señal filtrada muestra patrones que indican que existen interacciones entre ellos. En el géiser Vega Rinconada se identificó un intervalo entre erupción multimodal, donde existe una frecuencia dominante que corresponde a 1,84 horas. Todos los géiseres mencionados anteriormente se asocian al modelo de fractura de [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#). En cambio, en el géiser El Jefe se observa un comportamiento unimodal con un intervalo entre erupción bien marcada de 2,19 min y una configuración más afín al modelo de cámara-conducto de [Steinberg et al. \(1982\)](#).

Este trabajo marca un precedente para futuros estudios en el Campo Geotermal El Tatio, en relación al entendimiento de la dinámica de los géiseres, aportando las primeras ideas con respecto al comportamiento eruptivo de los géiseres, las cuales pueden servir de bases para realizar modelos a futuro que permitan entender la mecánica que hay detrás de ellos.

# Dedicatoria

*“Nuestra recompensa se encuentra  
en el esfuerzo y no en el resultado  
un esfuerzo total  
es una victoria completa”*

*Mahatma Gandhi*

# Agradecimientos

Primero que todo quiero agradecer a mi familia, por darme el apoyo que siempre necesito para poder salir adelante frente a los obstáculos que se presentan día a día, su esfuerzo fue fundamental para lograr cada una de las metas que me he planteado, gracias a su duro trabajo he podido estudiar y presentar finalmente esta memoria para optar al título de geólogo. Quiero darle las gracias especialmente a mi hermana Katherinne y mi abuelita que estuvieron presentes durante toda mi infancia, sin ellas no sería la persona que soy hoy.

Segundo y no menos importante, a todos mis amigos que me apoyaron durante la dura vida universitaria, quienes hicieron más amena esta estadía, como olvidar a mis amigos de plan común quienes siempre me apañaron a estudiar las difíciles materias que rendíamos en esos momentos, su apoyo y ánimo fueron fundamentales. Quiero además agradecer a mis amigos geólogos, especialmente a Eduardo, Danilo, Pablo, Daniel y Piero; quienes sin ellos la segunda etapa de la carrera hubiera sido una real tragedia, siempre estuvieron ahí cuando los necesitaba, siempre tenían una palabra que te animaba a seguir adelante; como olvidar esa vida de soltería que ahora tengo y antes tenía el Danilo quien siempre estaba ahí apañando a carretear, tantas historias pasaron. Bueno esa etapa conocí a unas de mis grandes amigas que se me olvido saludarla de cumpleaños, pero quiero aquí estampar mi felicidad de haberte conocido Fernanda Jarpa.

Finalmente quiero agradecer al grupo de trabajo que fueron a El Tatio: Carolina Muñoz, Chi, Shaul, Atsuko, Emita, Max, Eric, Sarah y Cindy, gracias a su experiencia el desarrollo del terreno fue muy ameno. Además quiero darles las gracias a mi profesor guía, el cual tomé tarde por distintos problemas que acontecieron durante el año recién pasado y últimamente he bombardeo a preguntas; sin su apoyo no hubiera sido posible entregar esta memoria. Honores especiales Thomas Peet que gracias a su simpatía, disponibilidad y experiencia en ondas pude obtener los bonitos y buenos resultados en el análisis espectral de las señales captadas.

Muchas Gracias a todos!!! ☺

# Tabla de Contenido

<b>RESUMEN</b> .....	<b>II</b>
<b>DEDICATORIA</b> .....	<b>III</b>
<b>AGRADECIMIENTOS</b> .....	<b>IV</b>
<b>TABLA DE CONTENIDO</b> .....	<b>V</b>
<b>ÍNDICE DE FIGURAS</b> .....	<b>VIII</b>
<b>ÍNDICE DE TABLAS</b> .....	<b>XIII</b>
<b>1. INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 ANTECEDENTES GENERALES.....	1
1.2 FORMULACIÓN DEL PROBLEMA.....	4
1.2.1 <i>Antecedentes Generales</i> .....	4
1.2.2 <i>El Tatio</i> .....	6
1.3 OBJETIVOS.....	6
1.3.1 <i>Objetivo General</i> .....	6
1.3.2 <i>Objetivos Específicos</i> .....	6
1.4 HIPÓTESIS DE TRABAJO .....	7
<b>2. ZONA DE ESTUDIO</b> .....	<b>8</b>
2.1 UBICACIÓN Y ACCESOS.....	8
2.2 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL .....	9
2.3 MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO LOCAL.....	11
2.3.1 <i>Basamento</i> .....	11
Generalidades .....	11
Formación Lomas Negras (Cretácico) .....	11
Formación San Pedro (Oligoceno- Mioceno Inferior).....	11
2.3.2 <i>Cobertura</i> .....	12
Generalidades .....	12
Ignimbrita Río Salado (Mioceno Superior).....	12

Ignimbrita Sifón (Mioceno Superior).....	12
Formación Toconce (Mioceno Superior) .....	13
Ignimbrita Puripícar (Plioceno Inferior) .....	13
Ignimbrita Tatio (Pleistoceno Superior).....	14
Depósitos No Consolidados .....	14
2.3.3 <i>Volcanes</i> .....	15
Generalidades .....	15
Conjunto de Volcanes I (Mioceno Inferior-Superior) .....	15
Conjunto de Volcanes II (Plioceno-Pleistoceno).....	15
Conjunto de Volcanes III (Pleistoceno-Holoceno).....	16
2.3.4 <i>Estructura</i> .....	16
2.4 ACTIVIDAD HIDROTHERMAL .....	18
2.5 CUENCAS DE GÉISERES EN EL CAMPO GEOTERMAL.....	20
2.5.1 <i>Cuenca Superior</i> .....	20
2.5.2 <i>Cuenca Media</i> .....	21
2.5.3 <i>Cuenca Inferior</i> .....	22
2.6 GÉISERES ESTUDIADOS Y SUS CARACTERÍSTICAS .....	23
<i>El Jefe (T35)</i> .....	24
<i>Vega Rinconada (T4)</i> .....	25
<i>La Concha (T93/T94/T95) y La Llama (T92)</i> .....	25
<i>El Asesino (T88) y El Maletero (T91)</i> .....	26
<b>3. MECÁNICA DE GÉISERES.....</b>	<b>27</b>
3.1 MODELO CÁMARA-CONDUCTO .....	27
3.2 MODELO ZONA DE FRACTURA .....	31
<b>4. METODOLOGÍAS.....</b>	<b>36</b>
4.1 MEDICIONES AL INTERIOR DEL CONDUCTO .....	36
4.1.1 <i>Instrumentos de Medición</i> .....	37
Termocuplas .....	37
Transductores de Presión .....	37
4.1.2 <i>Instalación de los Equipos de Medición</i> .....	38
4.2 MEDICIONES EN LOS FLUJOS DE SALIDA.....	39

4.2.1 Instrumentos de Medición.....	39
Registrador de Datos de Temperatura Externa.....	39
4.2.2 Instalación de los Equipos de Medición .....	40
4.3 PROCESAMIENTO DE DATOS.....	41
4.3.1 Transformada Rápida de Fourier (FFT).....	43
4.3.2 Correlación Cruzada y Autocorrelación.....	43
4.3.3 Espectrograma.....	44
<b>5. RESULTADOS Y DISCUSIONES .....</b>	<b>46</b>
5.1 GÉISER EL JEFE .....	46
5.2 GÉISER VEGA RINCONADA .....	52
5.3 INTERACCIÓN ENTRE GÉISERES .....	58
5.4 ASOCIACIÓN A MODELOS TEÓRICOS .....	72
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>74</b>
<b>7. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>77</b>
<b>8. ANEXOS .....</b>	<b>83</b>
8.1 ESTIMACIÓN DE LAS VARIABLES DE EL JEFE .....	83
8.2 LEY DE POTENCIA.....	89

# Índice de Figuras

<b>Figura 1.1</b> Localización de los géiseres activos e inactivos en el mundo, los puntos con mayor dimensión muestran los campos geotermales más grandes del mundo. 1 Yellowstone National Park, USA; 29 Valle de los Geiseres Kamchatka, Rusia; 7 El Tatio, Chile. © Copyright 2010 W. R. Johnston.....	2
<b>Figura 1.2</b> Tipos de géiseres en El Tatio. Imagen de la izquierda muestra un géiser tipo cono y el de la derecha un géiser tipo fuente.....	3
<b>Figura 2.1</b> Ubicación y accesos a la zona del Campo Geotermal El Tatio. Modificado de las Cartas Camineras 2013 MOP. ....	8
<b>Figura 2.2</b> Principales unidades morfoestructurales de la zona sur de los Andes Centrales. Las flechas representan la convergencia entre la placa de Nazca y Sudamérica (NUVEL-1A vector de DeMets et al. (1994) y GPS vector de Norambuena et al. (1997)). Extraído de Arriagada et al. (2006).....	10
<b>Figura 2.3</b> Mapa geológico del Campo Geotérmico El Tatio. Modificado de Marinovic y Lahsen (1984). Extraído de Aguilera (2008). ....	17
<b>Figura 2.4</b> Esquema tectónico e hidrotermal del Campo Geotermal El Tatio. Extraído de Lahsen (1975).....	18
<b>Figura 2.5</b> Perfiles esquemáticos E-W de la zona de El Tatio. (a) Geología, (b) Movimiento de los fluidos. Extraído de Lahsen (1975). ....	19
<b>Figura 2.6</b> Subdivisión del área geotérmica de El Tatio en tres cuencas. Extraído de Glennon y Pfaff (2003). ....	20
<b>Figura 2.7</b> Cuenca Superior del Campo Geotermal El Tatio, se detallan los tipos de manifestaciones termales. Extraído de Glennon y Pfaff (2003). ....	21
<b>Figura 2.8</b> Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio, se detallan los tipos de manifestaciones termales. Extraído de Glennon y Pfaff (2003). ....	22
<b>Figura 2.9</b> Cuenca Inferior del Campo Geotermal El Tatio, se detallan los tipos de manifestaciones termales. Extraído de Glennon y Pfaff (2003). ....	23



<b>Figura 2.10</b> Géiser El Jefe. a) Imagen de El Jefe en el Campo Geotermal El Tatio; b) Se muestra la configuración del géiser observado en terreno a partir de grabaciones al interior del conducto. ....	24
<b>Figura 2.11</b> Géiser Vega Rinconada. a) Imagen del géiser Vega Rinconada en el Campo Geotermal El Tatio y b) Se muestra una configuración aproximada del conducto del géiser a partir de percepción al introducir los instrumentos de medición.. ....	25
<b>Figura 2.12</b> Géiseres La Concha (imagen a la izquierda) y La Llama (imagen a la derecha). En La Concha se muestran los tres pulsos eruptivos desembocando en un canal de salida en común. ....	26
<b>Figura 2.13</b> Géiseres El Asesino (imagen a la izquierda) y El Maletero (imagen a la derecha). En El Asesino se muestran los dos pulsos eruptivos dentro de la misma piscina desembocando en un canal en común. ....	26
<b>Figura 3.1</b> Sección transversal del modelo propuesto por Steinberg et al. (1982); (a) Capa horizontal de agua fría, (b) Capa impermeable, (c) Horizonte de agua caliente, (d) Ingreso de agua fría, (e) Entrada de agua caliente. Modificada de Steinberg et al. (1982). ....	28
<b>Figura 3.2</b> Modelo conceptual que representa a un géiser como una zona de fractura central. Modificado de Ingebritsen y Rojstaczer (1993; 1996). ....	31
<b>Figura 3.3</b> Modelo bi-dimensional del conducto de un géiser como una zona de fractura incrustada en una matriz de roca menos permeable. Modificado de Ingebritsen y Rojstaczer (1993). ....	33
<b>Figura 3.4</b> Intervalo entre erupciones en función de; (A) el contraste de permeabilidad entre la zona de fractura ( $10^{-8} \text{ m}^2$ ) y la matriz adyacente, con el borde lateral a una distancia de 100 m; (B) la distancia al borde lateral, con un contraste de permeabilidad de $10^3$ (zona de fractura $10^{-8} \text{ m}^2$ y matriz $10^{-11} \text{ m}^2$ ). Extraído de Ingebritsen y Rojstaczer (1993). ....	34
<b>Figura 3.5</b> Intervalo entre erupciones desde una zona de fractura lateralmente aislada como función de (A) Permeabilidad de la zona de fractura; (B) Porosidad de la zona de fractura; (C) Input de calor basal en la zona de fractura; (D) Temperatura; (E) Presión en el borde superior; (F) Área de la zona de fractura; y (G) Profundidad de la zona de fractura. Extraído de Ingebritsen y Rojstaczer (1993). ....	35

<b>Figura 4.1</b> Termocupla, se observan los dos alambres que componen el sensor. © Copyright 2003-2013 OMEGA Engineering inc. ....	37
<b>Figura 4.2</b> Imagen muestra como ensamblar las barras roscadas con acoples y tuercas. ....	38
<b>Figura 4.3</b> Instalación de las termocuplas y transductores de presión en las barras roscadas. .	39
<b>Figura 4.4</b> Visualización del hobo utilizado para realizar las mediciones de temperatura en los canales de salida. © Copyright 1995-2014 Onset Computer Corporation. ....	40
<b>Figura 4.5</b> Instalación de los hobos en los flujos de salida de los géiseres en la Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio. a) En los canales de salida y b) En los bordes de los estanques o pozas de agua. ....	41
<b>Figura 4.6</b> Diagrama resumen del procedimiento utilizado para procesar las señales de temperatura captadas. ....	42
<b>Figura 4.7</b> Representación de la ventana Hamming. Extraído de Zamorano (2010). ....	45
<b>Figura 5.1</b> Registro de temperatura del géiser El Jefe. En línea roja se puede observar la señal filtrada a frecuencias bajas. ....	47
<b>Figura 5.2</b> Perfiles de temperaturas diarias cada 6 horas del géiser El Jefe. ....	48
<b>Figura 5.3</b> Periodogramas del géiser El Jefe a diferentes profundidades. ....	49
<b>Figura 5.4</b> Espectrograma del géiser El Jefe; window=3.000, noverlap=50%, freq=1*10 <sup>-5</sup> :0,0001:6*10 <sup>-2</sup> . ....	50
<b>Figura 5.5</b> Registro de temperatura del géiser Vega Rinconada desde el borde del conducto hasta los 7 m de profundidad con un intervalo de 1 m. ....	53
<b>Figura 5.6</b> Perfiles de temperaturas diarias cada 6 horas del géiser Vega Rinconada. ....	54
<b>Figura 5.7</b> Periodogramas del géiser Vega Rinconada a diferentes profundidades. ....	55
<b>Figura 5.8</b> Espectrograma géiser Vega Rinconada; window=10.000, noverlap=50%,freq=1*10 <sup>-6</sup> :0,00001:7*10 <sup>-4</sup> . ....	56
<b>Figura 5.9</b> Ubicación de los géiseres en la Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio. Modificada Map data © 2012 Google Earth. ....	58
<b>Figura 5.10</b> Registro de temperatura de los géiseres El Asesino, El Maletero, La Concha y El Maletero. ....	60

<b>Figura 5.11</b> Señales de temperatura filtradas de los géiseres El Asesino y El Maletero a frecuencias bajas y altas. La frecuencia de corte tomada es de $1.2 \cdot 10^{-5}$ [Hz].....	62
<b>Figura 5.12</b> Señales de temperatura filtradas de los géiseres La Llama y La Concha a frecuencias bajas y altas. La frecuencia de corte tomada es de $1.2 \cdot 10^{-5}$ [Hz]. .....	63
<b>Figura 5.13</b> Periodogramas de los géiseres de la Cuenca Media para cada uno de los canales de medición. En azul se observa la transformada de fourier de la señal sin filtrar y en rojo con la señal filtrada.....	64
<b>Figura 5.14</b> Correlaciones cruzadas entre El Asesino y El Maletero. Se comparan las señales captadas por los dos sensores, entre paréntesis se nota el sensor utilizado para realizar el análisis. Las líneas azul horizontales marca la desviación estándar de los datos. Un lag es equivalente a 10 segundos.....	66
<b>Figura 5.15</b> Correlaciones cruzadas entre La Llama y La Concha. Se comparan las señales captadas por los dos sensores, entre paréntesis se nota el sensor utilizado para realizar el análisis. Las líneas azul horizontales marca la desviación estándar de los datos. Un lag es equivalente a 10 segundos.....	67
<b>Figura 5.16</b> Correlaciones cruzadas entre géiseres ubicados en distintos lineamiento, El Asesino-La Concha y El Maletero-La Concha. Se comparan las señales solo del primer sensor para todos los geiseres. Las líneas azul horizontales marcan la desviación estándar de los datos. Un lag es equivalente a 10 segundos. Los periodos de los geiseres son de 9,1 horas para El Maletero y El asesino y de 2,8 horas para La Concha. ....	69
<b>Figura 5.17</b> Correlaciones cruzadas entre géiseres ubicados en distintos lineamiento, El Asesino-La Llama y El Maletero-La Llama. Se comparan las señales del primer sensor para todos los geiseres. Las líneas azul horizontales marcan la desviación estándar. Un lag es equivalente a 10 segundos. Los periodos de los geiseres son de 9,1 horas para El Maletero y El Asesino, y de 5,7 horas y 39 min para La Llama. ....	70
<b>Figura 5.18</b> Correlaciones cruzadas entre géiseres ubicados en distintos lineamiento, El Asesino-La Llama y El Maletero-La Llama. Se comparan las señales del primer sensor de El Asesino y El Maletero con el segundo sensor de La Llama. Las líneas azul horizontales marcan la desviación estándar. Un lag es equivalente a 10 segundos. Los periodos de los geiseres son de 9,1 horas para El Maletero y El Asesino, y de 5,7 horas y 39 min para La Llama. ....	70

<b>Figura 5.19</b> Esquema resumen de las interacciones entre los geiseres de la Cuenca Media. Las flechas de color naranja marcan los geiseres que están correlacionados. Modificada de Glennon y Pfaff (2003). .....	71
<b>Figura 8.1</b> Modelo del géiser El Jefe, se detallan el diámetro del conducto en la superficie, la altura de la columna eruptiva promedio observada y la profundidad mínima del conducto. ....	83
<b>Figura 8.2</b> Gráfico de presión y temperatura del géiser El Jefe a una profundidad de 1,5 m durante un intervalo igual a un ciclo eruptivo. Modificado de Muñoz et al. (2014) In prep. ....	84
<b>Figura 8.3</b> Periodogramas en loglog de los geiseres estudiados en el Campo Geotermal El Tatio. Esta marcado el intervalo de frecuencia donde se cumple la ley de potencia. ....	89

# Índice de Tablas

<b>Tabla 8.1</b> Análisis de sensibilidad de la variables desconocidas del modelo de Steinberg et al. (1982). Se muestran las variaciones de los intervalos entre erupción IEE, a partir de rangos de valores tomados.....	88
--	----

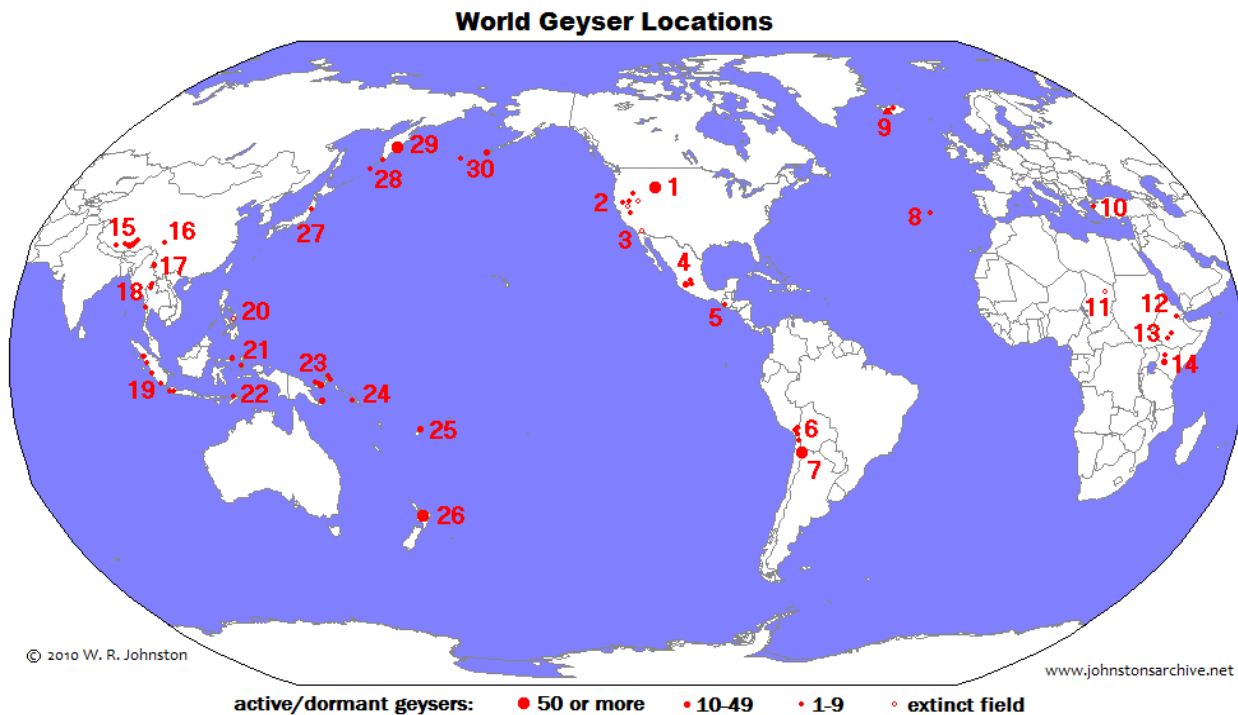
# 1. Introducción

## 1.1 Antecedentes Generales

Los géiseres son uno de los fenómenos geológicos que han generado gran curiosidad desde tiempos remotos, debido al asombro que provoca la repentina aparición de una columna de agua caliente y vapor desde el subsuelo. El origen de estas manifestaciones se debe a la conjunción excepcional de ciertos parámetros específicos, por tanto son extremadamente raros alrededor del mundo. Según [Glennon \(2008\)](#) existen aproximadamente 1.000 géiseres, concentrándose la mayoría de ellos en tres puntos específicos en el planeta ([ver figura 1.1](#)), las cuales constituyen atracciones turísticas que reciben cada año a millones de visitantes.

Un géiser se define como una fuente termal con erupciones intermitentes de vapor y agua líquida ([Wang y Manga, 2010](#)). Existen dos variedades de manifestaciones termales que normalmente suelen confundirse con géiseres, pero que no califican según definición: (1) *Intermittent spring* (Fuentes intermitentes) que son fuentes termales que se desbordan periódicamente pero nunca generan erupciones y (2) *Perpetual spouter* (o *pulsating spring*) que son fuentes termales con erupciones continuas en el tiempo, es decir su acción nunca termina ([Bryan, 2008](#)).

La formación de los géiseres se debe a la combinación de tres factores: (1) abundante recarga de agua, (2) una intensa y continua fuente de calor y (3) un sistema de bombeo o cañería ([Bryan, 2008](#)). La recarga de agua y la fuente de calor son características bastantes comunes de encontrar en todas las regiones volcánicas del mundo, sin embargo la geometría del sistema de bombeo es un aspecto crítico para que una fuente termal genere descargas intermitentes de agua o no ([Bryan, 2008](#)).



*Figura 1.1* Localización de los géiseres activos e inactivos en el mundo, los puntos con mayor dimensión muestran los campos geotermales más grandes del mundo. 1 Yellowstone National Park, USA; 29 Valle de los Geiseres Kamchatka, Rusia; 7 El Tatio, Chile. © Copyright 2010 W. R. Johnston.

Comúnmente se distinguen dos variedades de géiseres: *Geiseres de cono* y *Geiseres de fuente*.

***Geiseres de cono:*** Son aquellas fuentes termales que generan erupciones a través de pequeñas aberturas en la superficie generalmente en chorros estables de agua, siendo los más típicos en El Tatio. El conducto está usualmente, pero no siempre, rodeado por un cono formado por geiserita (depósitos de sílice amorfa que aparecen en manifestaciones termales). Este tipo de géiseres son poco comunes, pero debido a que el agua es expulsada bajo presiones considerables, tienden a generar erupciones de gran altura (ver figura 1.2).

***Geiseres de fuente:*** Son aquellas fuentes termales que generan erupción a través de piscinas abiertas o estanques. Las burbujas de vapor van ascendiendo en la piscina causando una serie de individuales explosiones de agua, entonces las erupciones son más bien un rociado o salpicadura que un chorro. Este tipo de géiseres son los más comunes alrededor del mundo a diferencia del tipo cono (Bryan, 2008) (ver figura 1.2).



*Figura 1.2 Tipos de géiseres en El Tatio. Imagen de la izquierda muestra un géiser tipo cono y el de la derecha un géiser tipo fuente.*

El Campo Geotermal El Tatio localizado en el altiplano andino del norte de Chile a 4.200 m.s.n.m., es una de las zonas de géiseres más altas del mundo. Se han documentado aproximadamente 80 géiseres activos, siendo el campo de geiseres más grande en el hemisferio sur y el tercero más grande en el mundo, lo anteceden el Parque Nacional Yellowstone, Estados Unidos, y El Valle de los Géiseres en Kamchatka, Rusia (Glennon y Pfaff, 2003) (ver figura 1.1).

El Campo Geotermal El Tatio es considerado por las comunidades indígenas atacameñas y quechuas como un sitio ceremonial sagrado, un lugar de culto donde se reúnen energías sagradas con las que la tierra manifiesta la plenitud de la vida. Por lo que es de suma importancia respetar sus costumbres y adecuarse a sus demandas para poder hacer uso de las instalaciones. La administración hoy en día está a cargo de las comunidades indígenas de Caspana y Toconce.



## 1.2 Formulación del Problema

### 1.2.1 Antecedentes Generales

Los estudios sobre los mecanismos que gobiernan los géiseres comenzaron hace aproximadamente 190 años ([Rinehart, 1980](#)). Durante los primeros años se realizaron observaciones bastante certeras de aspectos relevantes en este fenómeno natural que servirían a futuro para plantear un modelo que explique el funcionamiento de estos sistemas. Algunas observaciones relevantes fueron las realizadas por varios investigadores ([Allan y Day, 1935](#); [White 1967](#); [Anderson et al., 1978](#); [Murty, 1979](#); [Rinehart, 1980](#); [Dowden et al., 1991](#); [Lu y Watson, 2005](#)), los cuales concordaron en que la ebullición del agua controlaba las erupciones de la mayoría de los géiseres y que algunos gases podrían jugar un rol importante.

[Allan y Day \(1935\)](#) concluyó que hay tres elementos esenciales para la formación de un géiser: una fuente de calor, una fuente de agua y una cámara con un estrecho canal sobreyaciéndola. Sin embargo, tuvieron que pasar varias décadas antes que se planteara un modelo teórico que explicara los mecanismos que controlan los sistemas de géiseres. El primero aparece en la década de 1970-1980 de la mano de [Steinberg et al. \(1982\)](#).

Los principales modelos de géiseres que han sido propuestos para explicar la periodicidad en el ciclo eruptivo son:

(1) [Steinberg et al. \(1982\)](#) plantean la existencia de un reservorio o cámara en profundidad conectado a la superficie por un conducto de menor permeabilidad. La erupción ocurre cuando se empiezan a generar las primeras burbujas debido a que la temperatura del agua en la cámara ha alcanzado el punto de ebullición. La periodicidad de la erupción está controlada por el tiempo en que se demora el sistema en llenar la cámara, llenar el conducto y, finalmente calentar el agua en la cámara hasta la erupción.

(2) [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#), proponen un modelo alternativo con una zona de fractura central permeable (cámara) rodeada por una roca circundante menos permeable. A

partir de simulaciones numéricas llegan a la conclusión que los factores que controlan el comportamiento tipo géiser se generan en un estrecho rango de condiciones, las cuales dependen de la permeabilidad del conducto y de la roca alrededor, la geometría de la zona de fractura y el flujo de calor.

Observaciones recientes realizadas a partir de grabaciones “downhole” en el géiser Old Faithful en el Parque Nacional Yellowstone y en el Valle de los Géiseres en Kamchatka, publicadas por [Hutchinson et al. \(1997\)](#) y [Belousov et al. \(2013\)](#), respectivamente; muestran que el conducto principal de los géiseres estudiados tiene una configuración consistente en una compleja red de fracturas con múltiples constricciones.

[Wang y Manga \(2010\)](#) manifiestan que cambios en el comportamiento o condiciones de los géiseres están usualmente caracterizados por variaciones en el intervalo entre erupción. Variaciones en la periodicidad de las erupciones producto de fuerzas mecánicas externas, tales como barométricas, mareales, hidrológicas y/o sísmicas han sido documentadas por varios autores.

[Rinehart \(1972\)](#) determinó variaciones en el ciclo eruptivo en tres géiseres localizados en USA, dos en el Parque Nacional Yellowstone y el otro a 100 Km al noreste de San Francisco, disminuyendo o aumentando el intervalo eruptivo producto de deformación tectónica asociada a sismicidad, fuerzas mareales y presión barométrica. En cambio, [Rojstaczer et al. \(2003\)](#) analizó seis géiseres en la zona del Upper Basin en Yellowstone, y no identificó influencias mareales en los géiseres monitoreados. Sin embargo, sí se notó influencias en la frecuencia de los géiseres debido a la presión atmosférica, pero solo en largos períodos de variaciones del orden de 5 mb o más. Además, agregan que variaciones en el intervalo eruptivo son influenciados significativamente por géiseres vecinos y distantes.

[Husen et al. \(2004\)](#) observaron claros cambios en la actividad de los géiseres y un enjambre sísmico local en el área del Parque Nacional Yellowstone después del terremoto de la Falla Denali de magnitud 7,9 Richter, a pesar de estar ubicado a 3.100 km del epicentro. Además, [Hurwitz et al. \(2008\)](#) encontraron que tanto las tendencias de precipitaciones a largo plazo como el ciclo hidrológico estacional generan cambios en el intervalo eruptivo, todo esto a partir de análisis estadísticos recopilados en los géiseres del Parque Nacional de Yellowstone.

## 1.2.2 El Tatio

Estudios en el campo geotermal El Tatio comprenden en su mayoría análisis químicos e isotópicos de aguas y/o gases, cuyo objetivo es entender la naturaleza y origen de las aguas en el sistema hidrotermal (Aguilera, 2008; Cortecci et al., 2005; Cusicanqui et al., 1976; Giggenbach, 1978; Tassi et al., 2005; 2010). Otras publicaciones investigan las condiciones extremas de vida de las cianobacterias (Lynne, 2011; Phoenix et al., 2006); y examinan los silica sinter presentes (Jones and Renaut, 1997). Sin embargo, no existen estudios respecto a la periodicidad del ciclo eruptivo.

Existen además, otras publicaciones que permiten entender la configuración del sistema geotermal; describiendo la geología de la zona y planteando un modelo del sistema geotermal (Lahsen, 1976); mostrando evidencia de movimientos de flujos horizontales de aguas subterráneas (Healy y Hochstein, 1973), y realizando un catastro de los géiseres activos (Glennon y Pfaff, 2003).

En consideración a lo anterior, el presente estudio aportará generando una fuente de información con datos cuantitativos respecto a la periodicidad de los géiseres de El Tatio y contribuyendo al conocimiento actual sobre la dinámica que controlan las erupciones.

## 1.3 Objetivos

### 1.3.1 Objetivo General

Establecer el intervalo entre erupción e identificar implicancias en los mecanismos eruptivos en los géiseres del Campo Geotermal El Tatio, mediante mediciones in situ de temperatura, para proponer modelos teóricos que se adecuen a las observaciones realizadas.

### 1.3.2 Objetivos Específicos

1. Realizar mediciones in situ de temperatura en los conductos o en los canales de salida de agua tras una erupción.

2. Proporcionar una fuente de información con datos cuantitativos respecto al ciclo eruptivo de los géiseres del Campo Geotermal El Tatio.
3. Procesar los datos de temperatura recabados, para calcular el período eruptivo de los géiseres.
4. A partir de las observaciones en terreno, los análisis realizados y la bibliografía disponible, comparar los resultados obtenidos proponiendo un modelo conceptual que sirve como base para futuros estudios en los géiseres del Campo Geotermal El Tatio.

## 1.4 Hipótesis de Trabajo

1. Los géiseres estudiados en el Campo Geotermal El Tatio tienen intervalos eruptivos fijos a caóticos, entonces reconocer el comportamiento eruptivo permitiría asociarlos a modelos teóricos existentes, siendo posible explicar la mecánica y dinámica que controlan las erupciones.
2. Si existe una periodicidad común en las erupciones de los distintos géiseres analizados de la Cuenca Media, entonces el sistema hidrotermal estaría vinculado a los sistemas de fallas secundarias NW-SE del sistema principal NS visibles a simple vista en esta cuenca.

## 2. Zona de Estudio

### 2.1 Ubicación y Accesos

El Campo Geotermal El Tatio se ubica al noroeste de la Provincia de Antofagasta, Chile, y se extiende sobre un área aproximada de 10 Km<sup>2</sup> a una altura promedio de 4.300 m sobre el nivel del mar en la Cordillera de los Andes. La zona de estudio se centra aproximadamente en las coordenadas 22,34° S y 68,02°W.

Los géiseres de El Tatio cuentan con buenos accesos pavimentados hasta la ciudad más cercana, San Pedro de Atacama, ubicada a 98 Km hacia el sur. Para acceder a esta ciudad se puede llegar vía aérea o terrestre hasta Calama, luego se debe tomar la ruta 23 hacia San Pedro de Atacama ubicada a 220 Km al este. Desde ahí se toma la ruta B256 hacia El Tatio en un camino con dos pistas, de tierra y bien transitado en las épocas de mayor turismo (ver figura 2.1).

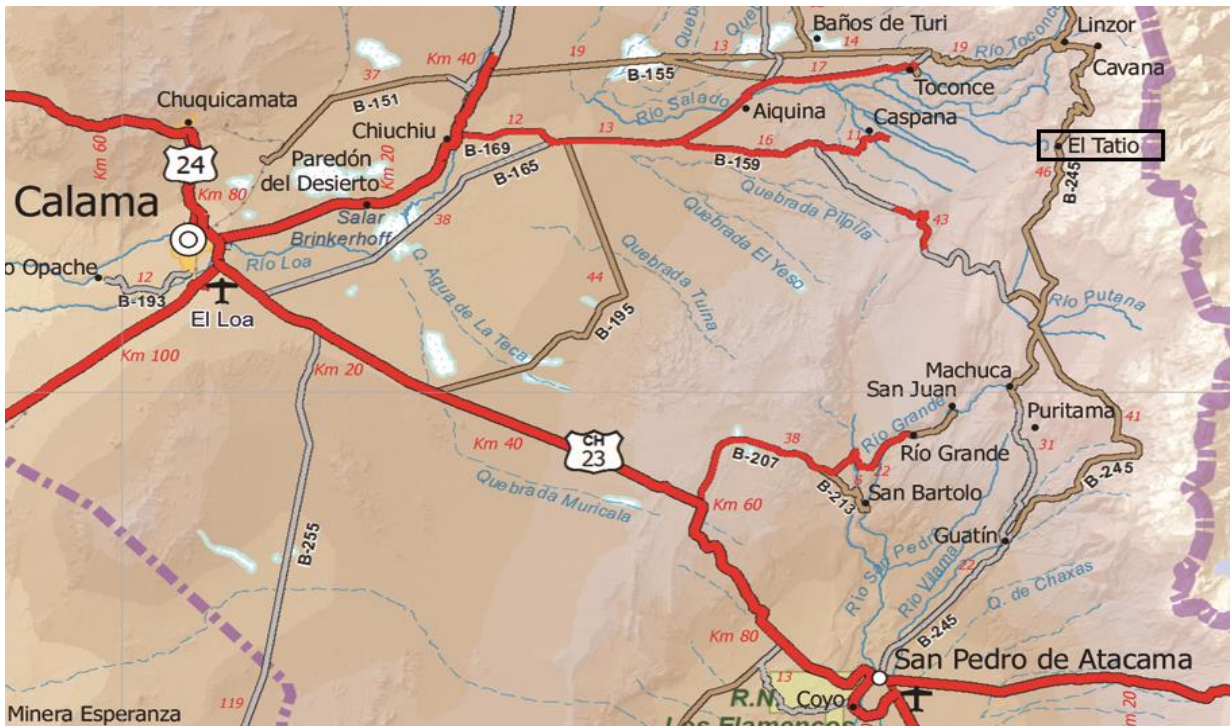


Figura 2.1 Ubicación y accesos a la zona del Campo Geotermal El Tatio. Modificado de las Cartas Camineras 2013 MOP.

## 2.2 Marco Geológico y Tectónico Regional

El margen continental sudamericano ha estado caracterizado durante la mayoría de su historia por una constante subducción. A partir del Proterozoico tardío hasta el Paleozoico tardío la evolución del margen continental se vio interrumpida por la acreción de terrenos y la migración del arco hacia el oeste; y desde el post-Triásico el margen continental se caracterizó por el retroceso de la fosa y la migración del arco hacia el este, atribuido a una subducción activa erosiva.

El segmento andino al sur de los Andes Centrales entre los 22° y 25°, se caracteriza por varias unidades morfo-estructurales de rumbo N-S entre el margen de subducción presente y el antepaís. De oeste a este son: (1) Cordillera de la Costa, (2) Depresión Central, (3) Precordillera (incluyendo la Cordillera Domeyko) y Depresión pre-Andina, (4) Cordillera Occidental (arco magmático actual), (5) Altiplano-Puna, (6) Cordillera Oriental y (7) Cordillera Subandina ([Amilibia et al., 2008](#); [Arriagada et al., 2006](#)) (ver figura 2.2).

En esta región la Cordillera de la Costa consiste principalmente en una secuencia volcánica del arco jurásico-cretácico medio, este se encuentra cortado por el sistema de falla intra-arco de Atacama jurásico-cretácico temprano. La Depresión Central o Valle Longitudinal, es una depresión de antearco rellena por 1.000 m de sedimentos mesozoicos a cuaternarios aluviales, fluviales, lacustres y evaporíticos con rápidas variaciones de facies y espesor ([Kay y Coira, 2009](#)).

La Precordillera, un cinturón de intenso acortamiento como resultado del evento tectónico Incaico, está conformada por rocas paleozoicas y mesozoicas, las cuales hospedan a los gigantes depósitos cupríferos del norte de Chile del Eoceno-Oligoceno Temprano ([Kay y Coira, 2009](#); [Allmendinger et al., 1997](#)).

La Cordillera Occidental, actual frontis del arco magmático moderno, está constituida principalmente por rocas volcánicas cenozoicas, marcado por una línea de estratovolcanes sobreyaciendo capas de ignimbritas más antiguas ([Allmendinger et al., 1997](#)).

El Altiplano está cubierto por extensas cuencas sedimentarias-evaporíticas del Cenozoico inferior, rocas volcánicas andesíticas-dacíticas del Oligoceno Superior al Holoceno y las grandes provincias de ignimbritas del Mioceno Superior al Plioceno; además es posible observar afloramientos dispersos del basamento subyacente compuesto de rocas ordovícicas y cretácicas (Allmendinger et al., 1997).

La Cordillera Oriental con cumbres de 6.000 m de altura, está compuesta principalmente por deformadas rocas sedimentarias paleozoicas y magmáticas terciarias afectadas por la Faja Plegada y Corrida del Eoceno al Mioceno Tardío. La Cordillera Subandina, actual antepaís deformado, está conformada principalmente por rocas sedimentarias paleozoicas cortadas por el corrimiento de piel delgada del Mioceno Tardío al Holoceno (Kay and Coira, 2009).

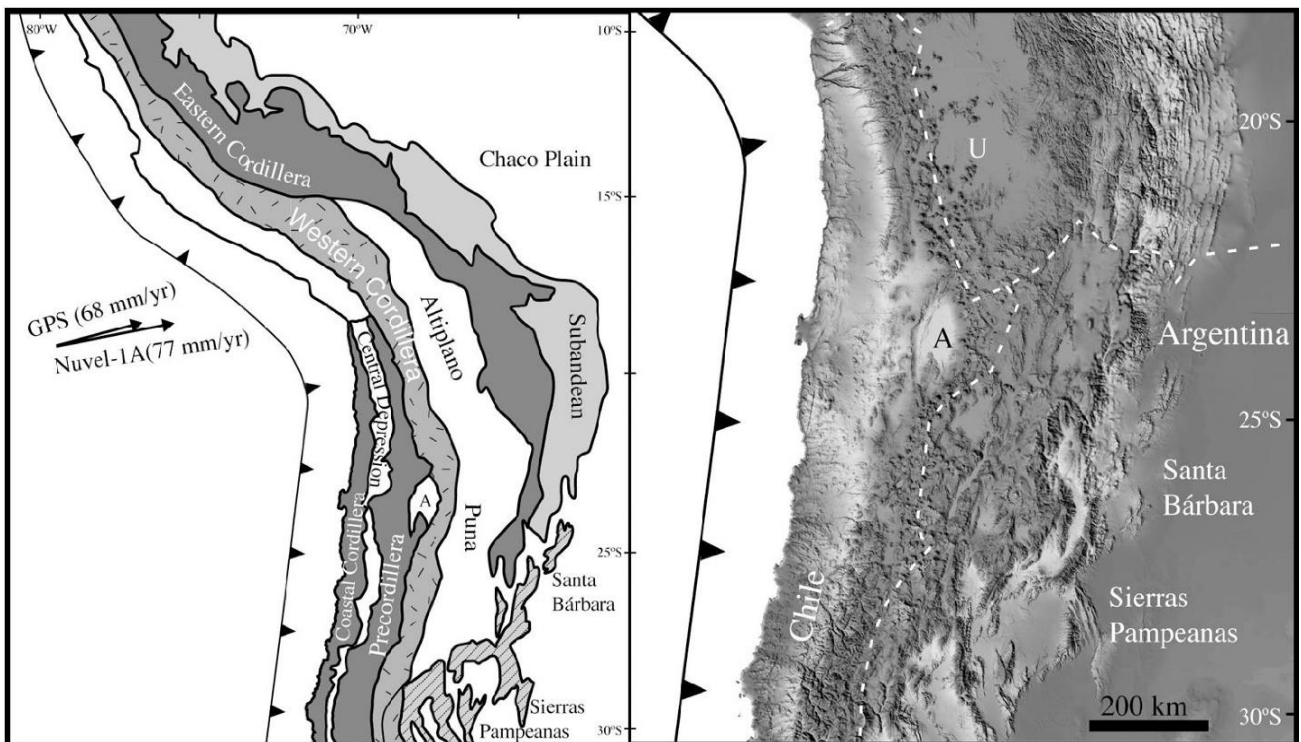


Figura 2.2 Principales unidades morfoestructurales de la zona sur de los Andes Centrales. Las flechas representan la convergencia entre la placa de Nazca y Sudamérica (NUVEL-1A vector de DeMets et al. (1994) y GPS vector de Norambuena et al. (1997)). Extraído de Arriagada et al. (2006).

## 2.3 Marco Geológico y Tectónico Local

### 2.3.1 Basamento

#### Generalidades

Según [Marinovic y Lahsen \(1984\)](#), el basamento del área geotérmica El Tatio está constituido por rocas de las Formaciones Lomas Negras y San Pedro, las cuales afloran principalmente en el flanco occidental del Horst Tucle- Loma Lucero (ver figura 2.3, 2.5a).

#### Formación Lomas Negras (Cretácico)

Está formada por una secuencia de rocas estratificadas de areniscas, limolitas y margas multicolores, con algunos bancos de caliza; en su límite superior existen intercalaciones con lavas andesíticas y está cortada por filones lamprofíricos, de colores gris y verde.

Se dispone al oeste de los géiseres, a lo largo de los cerros Lomas Negras en la naciente de la quebrada Justo y de los ríos Salado y Hojalar. Está cubierta en discordancia angular por la Formación San Pedro y su base es desconocida, dado que no existe un contacto claro, pero se supone que sobreyace a la Formación Tuina. [Marinovic y Lahsen \(1984\)](#) concluyen a partir de especies analizadas en distintos sectores que se correlacionarían a esta formación una edad cretácica tardía a la parte calcárea e inferir una edad cretácica para toda la formación.

#### Formación San Pedro (Oligoceno- Mioceno Inferior)

Definida por [Brüggen \(1942\)](#), como una secuencia de arcillas rojas yesíferas, areniscas grises y rojas, conglomerados grises y potentes mantos de sal y yeso que afloran principalmente en la Cordillera de la Sal. En las cercanías de El Tatio se definió la Formación Quebrada Justo ([Lahsen, 1969](#)) como una secuencia bien estratificada de areniscas rojas y limolitas tobáceas rosadas, con conglomerados basales. Estos se encuentran al oeste de la serranía Tucle Loma Lucero, y en afloramientos menores en los ríos Toconce, Salado y al sur del cerro Cablor. Según observaciones realizadas por [Marinovic y Lahsen \(1984\)](#) la Formación Quebrada Justo pertenecía a la Formación San Pedro.



En el sector de quebrada Justo se dispone en discordancia angular sobre la Formación Lomas Negra y subyace discordantemente a la Ignimbrita Río Salado. La Formación San Pedro ha sido datada radiométricamente, ocupando K-Ar en biotita dando una edad de  $28 \pm 6$  Ma (Travisany, 1979) y  $24,9 \pm 1,0$  Ma (Marinovic y Lahsen 1984).

## 2.3.2 Cobertura

### Generalidades

Lahsen (1975) distingue dos episodios volcánicos mayores desde el punto de vista estratigráfico que sobreyacen al basamento: 1) Un volcanismo pre-plioceno o mioceno, representado por varias unidades de ignimbritas dacíticas a riolíticas y estratovolcanes andesíticos; y 2) Un volcanismo plio-cuaternario que incluye, además de varios mantos de ignimbritas, los estratovolcanes andesíticos y domos riolíticos que coronan las partes más altas de la Cordillera de los Andes (Lahsen, 1974b, 1975) (ver figura 2.3, 2.5a)

### Ignimbrita Río Salado (Mioceno Superior)

Definida por Lahsen (1969), como la secuencia superior de la “Serie Volcánica Río Salado”. Está constituida por dos unidades de tobas intensamente soldadas, separadas por un espesor variable de tobas blanquecinas no soldadas y brechas de pómez. Localmente, en la parte central de la serranía de Tucle, las ignimbritas están cubiertas por andesitas oscuras y brechas tobáceas con grandes bombas volcánicas.

Se dispone principalmente en el Horst de Tucle-Lucero, hasta el río Toconce, cubriendo una superficie de  $8 \text{ Km}^2$ . El espesor es bastante variable desde 80 m en la serranía de Tucle alcanzando los 170 m en las cercanías del río Toconce. Yace discordantemente sobre la Formación San Pedro e infrayace a la Ignimbrita Sifón en la zona de estudio. Existe una datación K-Ar en biotita del flujo superior de  $9,3 \pm 0,6$  Ma (Lahsen y Munizaga, 1979).

### Ignimbrita Sifón (Mioceno Superior)

Definida por Guest (1969), como una unidad de tobas de composición dacítica, de colores gris y pardo claro, bien soldadas y cristalizadas. En su base, presenta zonas vítreas extremadamente duras y con fractura concooidal; y otras veces una toba poco soldada, de color gris claro

(Marinovic y Lahsen, 1984). En el techo, son comunes las diaclasas hexagonales, producto del enfriamiento de los flujos (Guest, 1969; Lahsen, 1969). En la confluencia de los ríos Salados y Toconce, según Lahsen (1969) es posible apreciar intercalaciones de areniscas media a gruesas.

Se dispone en la serranía de Tucle, y en el área de Toconce-Caspana a unos 10 Km al oeste de El Tatio. El espesor de la ignimbrita está controlado por la topografía de las rocas mesozoicas, alcanzando una potencia de 120 m en el área de Toconce-Caspana. Al oeste de El Tatio, sobreyace a la Ignimbrita Río Salado e infrayace a la Ignimbrita Puripicar en la zona de estudio. La Ignimbrita Sifón ha sido datada radiométricamente, ocupando K-Ar en biotita de  $8,5 \pm 0,5$  y  $7,8 \pm 0,3$  Ma (Baker, 1977).

## Formación Toconce (Mioceno Superior)

Definida por Lahsen (1969), como una secuencia constituida por tobas, sedimentos aluviales y piroclásticos. Está constituida por un miembro inferior de tobas de pómez y brechas de bloques riolíticos moderadamente soldadas, con un espesor máximo de 100 m en el curso superior del río Toconce; un miembro medio incluye 50 m de areniscas y conglomerado bien estratificadas, con intercalaciones de pómez y delgados niveles de diatomita, depositadas solo localmente en el área de Aiquina-Caspana, y un miembro superior de 30 m de tobas grises a blanquecinas muy poco soldadas.

El espesor de la Formación Toconce varía entre 2,5 m en el área de Caspana y 150 m en el curso medio y superior del río Toconce. Esta formación se dispone concordantemente sobre la Ignimbrita Sifón e infrayace, en aparente concordancia a la Ignimbrita Puripicar en la zona de estudio. Una datación K-Ar en biotita de la parte inferior de la unidad, arrojó una edad de  $6,8 \pm 0,3$  Ma (Lahsen y Munizaga, 1979).

## Ignimbrita Puripícar (Plioceno Inferior)

Definida por Guest (1969), como una secuencia de tobas soldadas dacíticas, de color gris claro o rosado y con alto contenido de fenocristales, entre los que se destacan grandes cristales de biotita de hasta 3 mm y cuarzo tipo amatista. En la base de esta unidad aparece comúnmente una brecha de pómez blanca de espesor muy variable.

Se dispone en sentido norte-sur desde el río Salado hasta la quebrada de Turipite, y de oeste-este desde Caspana hasta el Campo Geotermal El Tatio, cubriendo un superficie de aproximadamente 600 Km<sup>2</sup>. El espesor medio es de 20 m, alcanzando hasta 100 m en la zona de El Tatio. Se dispone aparentemente en concordancia con la Formación Toconce e infrayace a sedimentos del Grupo Volcánico de Tucle en la zona de estudio. La Ignimbrita Puripícar ha sido datada radiométricamente, ocupando K-Ar en biotita, dando una edad de  $4,24 \pm 0,05$  Ma (Rutland et al., 1965) y  $4,27 \pm 0,07$ ;  $4,5 \pm 0,2$  Ma (Marinovic y Lahsen 1984).

## Ignimbrita Tatio (Pleistoceno Superior)

Definida por Lahsen 1969, como una unidad de tobas soldadas, con un bajo contenido de cristales y fragmentos de pómez riolíticos especialmente abundantes y de gran tamaño en los niveles inferiores de la unidad.

Se dispone solamente en la parte este del bloque solevantado de Tucle-Loma Lucero, dado que este rasgo morfológico positivo impidió el paso de éstos flujos hacia el oeste (ver figura 5). El espesor medio de la unidad varía entre 40 y 60 m. Se dispone discordantemente sobre la Ignimbrita Puripícar. La Ignimbrita Tatio ha sido datada radiométricamente, ocupando K-Ar en biotita, en menos de 1 Ma (Lahsen y Munizaga, 1979).

## Depósitos No Consolidados

Los depósitos no consolidados en la zona de El Tatio según Marinovic y Lahsen (1984) están conformados por sedimentos detríticos de origen lacustre y glacial. Los depósitos lacustres denominado por Lahsen (1969) como “Sedimentos intermontanos del Tatio” afloran en el valle del Tatio y están constituidos por gravas, arenas gruesas con estratificación cruzada y delgadas capas de diatomitas y limos con ostrácodos. Los depósitos glaciares se encuentran principalmente en los flancos del Cerro Volcán y El Tatio, y están conformados por morrenas laterales, terminales y sedimentos periglaciales. Los depósitos aluviales se disponen sobre la Ignimbrita Tatio y están cubiertos en parte por depósitos morrénicos del Holoceno asignándole una edad pleistocena tardía-holocena.

## 2.3.3 Volcanes

### Generalidades

[Marinovic y Lahsen \(1984\)](#), en el sector de la Cordillera de los Andes en la zona de la Hoja Calama, observan que hay una distribución numerosa de centros volcánicos, los cuales han dado lugar a estratovolcanes de composición andesítica y dacítica y, en menor medida, a domos y lava-domos, principalmente dacíticos, y en forma subordinada riolíticos.

Las edades de los centros volcánicos están comprendidas entre el Mioceno Temprano y el Holoceno. Sobre la base de las relaciones estratigráficas y dataciones radiométrica, las lavas de los volcanes se agruparon en tres unidades: Conjunto de Volcanes I, Conjunto de Volcanes II y Conjunto de Volcanes III (ver figura 2.3).

### Conjunto de Volcanes I (Mioceno Inferior-Superior)

[Marinovic y Lahsen \(1984\)](#), definen con este nombre al conjunto de cuerpos volcánicos, coladas de lava y depósitos piroclásticos asociados, que se disponen discordantemente sobre rocas de la Formación San Pedro y las Ignimbritas Río Salado e infrayace, en discordancia erosiva, a las Ignimbritas Sifón, Cupo y Puripícar, en sus respectivas áreas de distribución.

En el área de El Tatio los afloramientos de esta unidad corresponden a andesitas y depósitos piroclásticos de la Serie Río Salado ([Lahsen, 1969](#)), los cuales se consideran como restos de un estratovolcán, fuertemente erosionado, y a los domos de los cerros Copacaya y Piedras Grandes. Relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas realizadas en distintos afloramientos posicionan a esta unidad en el Mioceno Temprano-Tardío, en el sector del cerro Copacaya se realizó una datación arrojando una edad de  $7,35 \pm 0,3$  Ma ([Rutland et al., 1965](#)).

### Conjunto de Volcanes II (Plioceno-Pleistoceno)

[Marinovic y Lahsen \(1984\)](#), definen con este nombre al conjunto de volcanes y flujos de lava, que se distribuyen en el extremo oriental de la Hoja Calama y que sobreyacen a las Ignimbritas Puripícar y Pampa Guayaques, e infrayace a las Ignimbritas Tatio y Cajón en algunos sectores, y en otros al Conjunto de Volcanes III.

En el área de El Tatio los afloramientos de esta unidad corresponden a los flujos de lava de la sierra de Tucle, las coladas de lavas basales del cerro Volcán y al estratovolcán del cerro Vizcachas. Relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas realizadas en distintos afloramientos posicionan a esta unidad en el Plioceno temprano- Pleistoceno temprano.

## Conjunto de Volcanes III (Pleistoceno-Holoceno)

[Marinovic y Lahsen \(1984\)](#), definen con este nombre a un grupo de volcanes y coladas de lavas distribuidos en el extremo oriental de la Hoja Calama y que sobreyacen a las Ignimbritas Tatio, Cajón y al Conjunto de Volcanes II, y están cubiertos por depósitos no consolidados.

En el área de El Tatio los afloramientos de esta unidad corresponden a los cerros Tatio y Volcán constituidos por andesitas de piroxeno y hornblenda, respectivamente; y al domo riolítico de la Torta de Tocopuri. Relaciones estratigráficas y dataciones radiométricas realizadas en distintos afloramientos posicionan a esta unidad en el Pleistoceno tardío-Holoceno; en el sector de la Torta de Tocopuri se realizó una datación arrojando una edad menor a 1 Ma ([Lahsen y Muni- zaga, 1979](#)).

### 2.3.4 Estructura

Según [Lahsen \(1975\)](#), el Campo Geotérmico El Tatio se ubica en una depresión volcano-tectónica orientada N-S aproximadamente; el Graben Tatio. Este rasgo morfo-estructural se encuentra limitado hacia el oeste, por el Horst de la serranía de Tucle-Loma Lucero y hacia el este su extensión es desconocida, pero se presume que podría estar limitado por la franja de volcanes del Grupo Volcánico El Tatio ([ver figura 2.3](#)), alcanzando un ancho promedio de unos 7 Km. Según el mismo autor tanto el Horst de la Serranía de Tucle-Loma Lucero y el Graben Tatio se habrían originado en la extensión pliocena-cuaternaria, permitiendo que los bloques se desplazaran gradualmente a lo largo de sistemas de falla normales N-S; esos movimientos se habrían desarrollados contemporáneamente con la actividad volcánica, cuyos principales centros de emisión se ubicaron a lo largo de estas fracturas.

El lineamiento principal de orientación N-S está asociado a sistemas secundarios de fallas de rumbo NW-SE y NE-SW activas durante el Pleistoceno. El movimientos de estas fallas subsidiarias, generaron la subdivisión de las estructuras principales en bloques menores desplazando

hacia el oeste la serranía Loma Lucero con respecto a la serranía Tucle, al igual que la porción sur del cerro Copacoya (ver figura 2.4, 2.5).

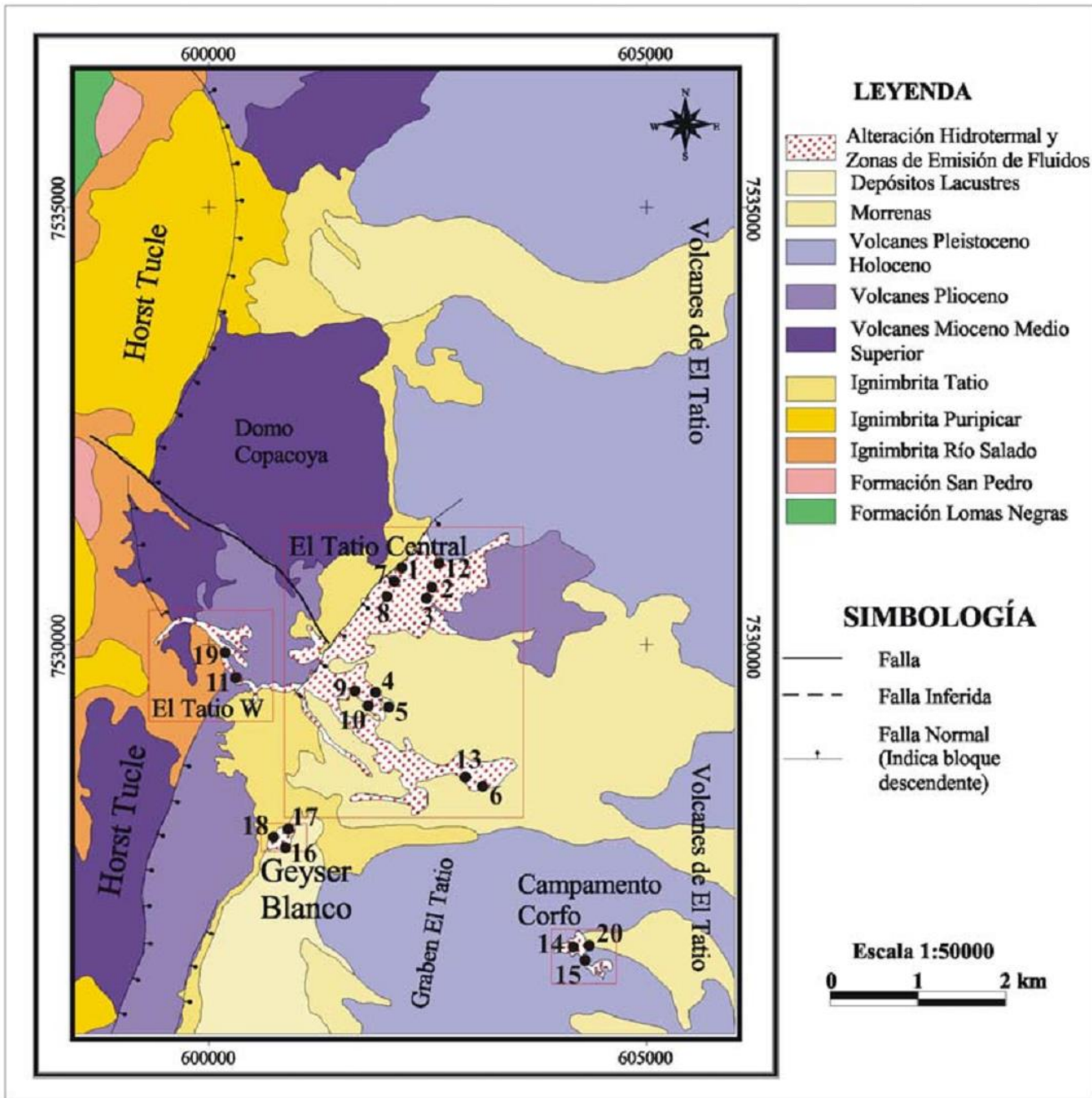


Figura 2.3 Mapa geológico del Campo Geotérmico El Tatio. Modificado de Marinovic y Lahsen (1984). Extraído de Aguilera (2008).

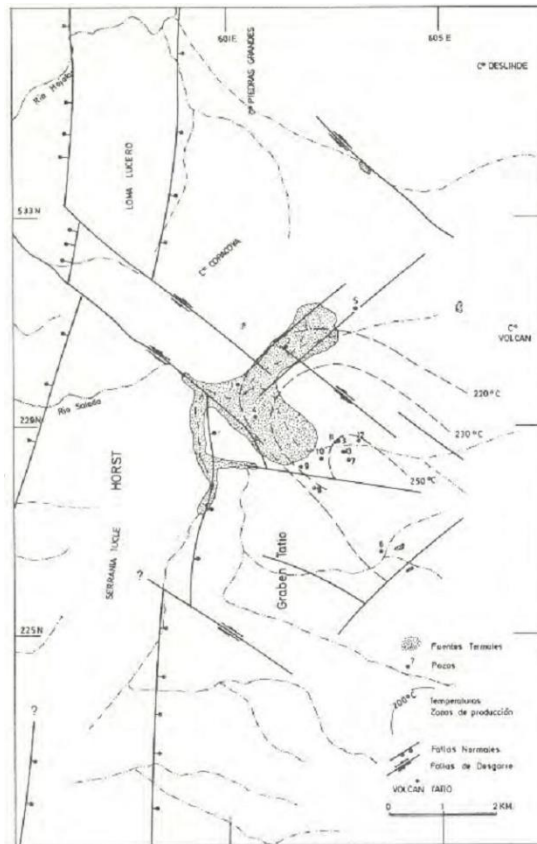


Figura 2.4 Esquema tectónico e hidrotermal del Campo Geotermal El Tatio. Extraído de [Lahsen \(1975\)](#).

## 2.4 Actividad Hidrotermal

Las manifestaciones termales superficiales de El Tatio se encuentra esparcida en un área aproximada de 10 Km<sup>2</sup>, las cuales están representadas por géiseres, pozas de agua y de barros hirvientes, fumarolas y vertientes ([Glennon y Pfaff, 2003](#)). Estas se encuentran principalmente en el Graben Tatio a unos 4.200 m.s.n.m., alcanzando temperaturas de 86°C, correspondiente a la temperatura de ebullición del agua a esa altura. Según [Lahsen 1975](#) se han registrado temperaturas un poco mayores en algunos géiseres y fumarolas.

La actividad hidrotermal superficial de El Tatio se distribuye principalmente a lo largo de las fracturas N-S, NW-SE y NE-SW ([Morinovic y Lahsen 1984](#)); algunas de estas se pueden inferir debido al alineamiento que presentan algunas manifestaciones termales. El movimiento de los fluidos en profundidad está controlado tanto por los sistemas de fracturas N-S, como por los sistemas secundarios pleistocénicos NW-SE y NE-SW (ver figura 2.5) ([Lahsen 1975](#)).

A partir de los estudios realizados por [Cusicanqui et al. \(1976\)](#) y [Lahsen \(1975\)](#) se detectaron tres niveles permeables en la zona de El Tatio que están subyaciendo a formaciones relativamente impermeables. Los acuíferos más profundos corresponden a las Ignimbritas Puripícar (450-600 m) y Salado, las cuales están cubiertas por las tobas impermeables de Tucle; y el otro acuífero, el más superficial, las Dacitas de Tucle (150-250 m) abarca la región central, sur y sureste de la cuenca, subyaciendo a la Ignimbrita impermeable El Tatio.

La descarga de agua producida por las manifestaciones termales en El Tatio, originan pequeños cursos de aguas termales que precipitan grandes cantidades de sales ( $\text{SiO}_2$  y cloruros) que dan origen a las terrazas y conos de sinter. Estos cursos de agua convergen en el río Salado, cuyo caudal varía entre 250 a 500 l/s dependiendo de la época del año en que se mida.

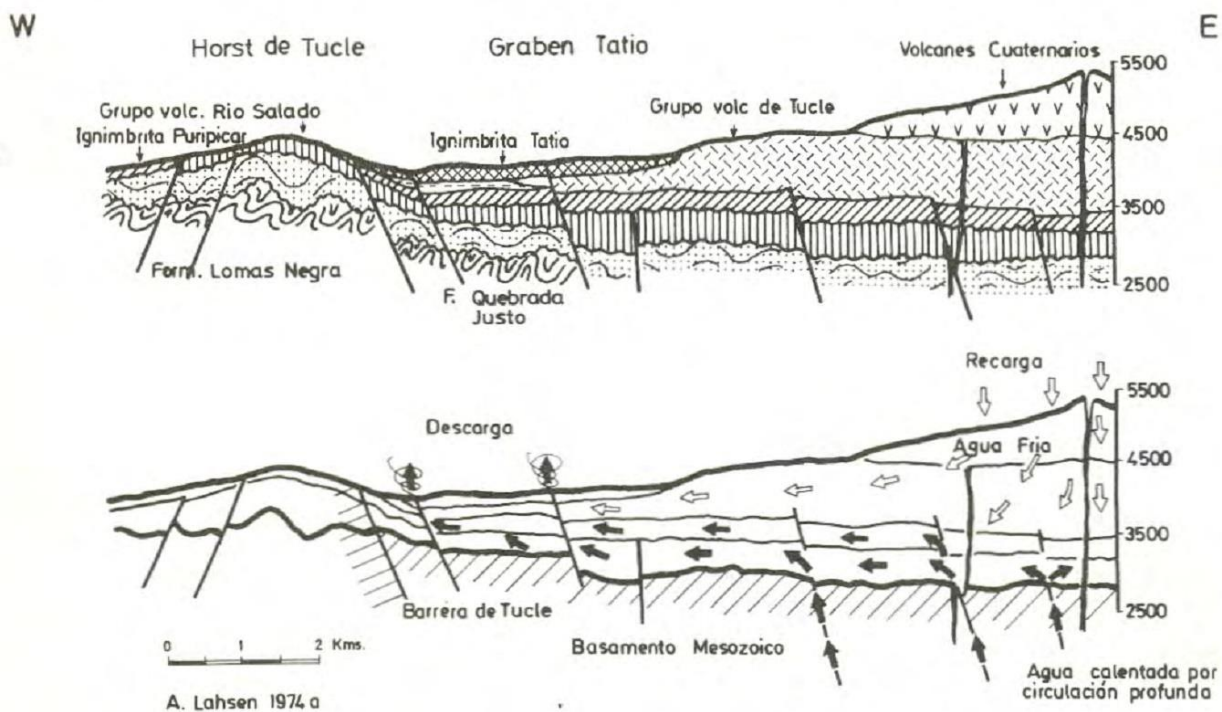


Figura 2.5 Perfiles esquemáticos E-W de la zona de El Tatio. (a) Geología, (b) Movimiento de los fluidos. Extraído de [Lahsen \(1975\)](#).



## 2.5 Cuencas de Géiseres en el Campo Geotermal

En el área de El Tatio, [Glennon y Pfaff \(2003\)](#) estudiaron las actividades geotermales existentes en la zona, realizando un inventario de las manifestaciones y analizando su comportamiento. Ellos distinguieron tres zonas con características distintivas: (1) Cuenca Superior, (2) Cuenca Media y (3) Cuenca Inferior (ver figura 2.6).

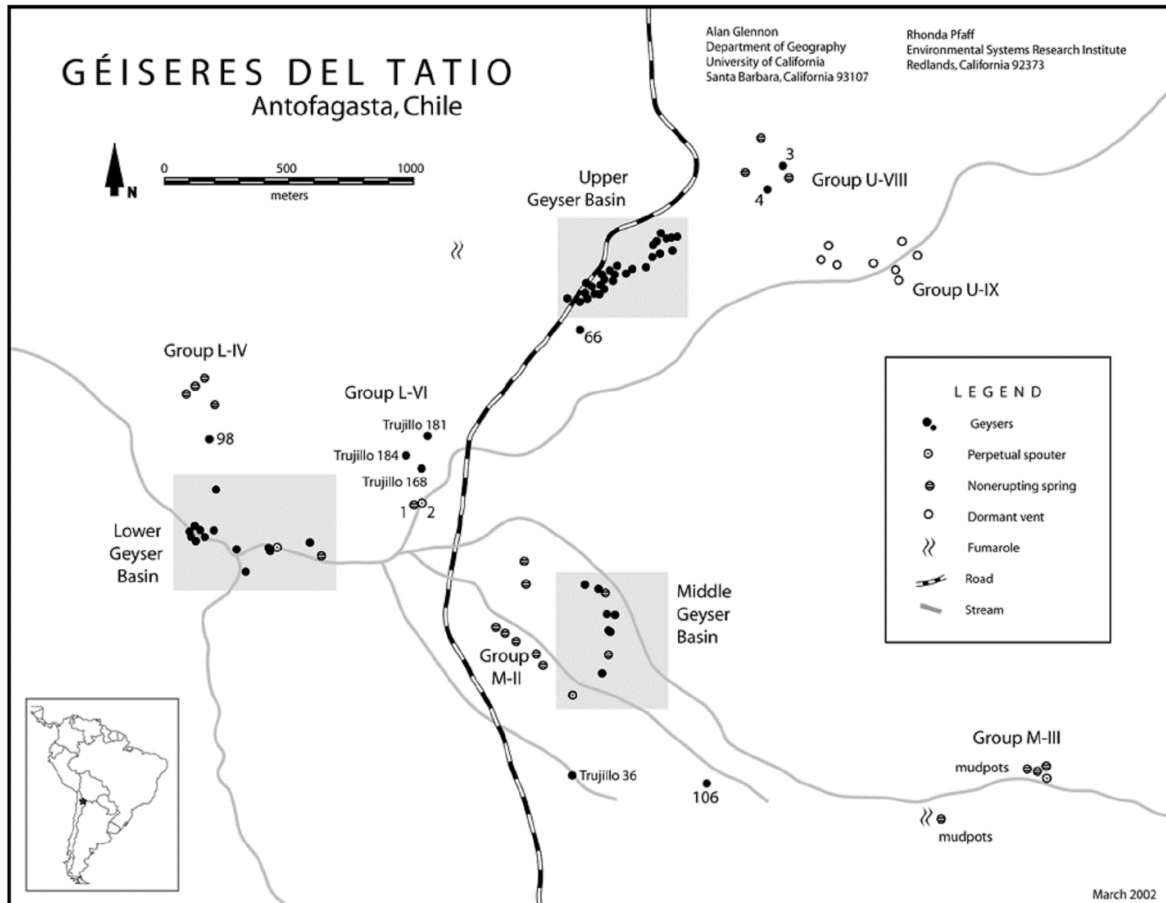


Figura 2.6 Subdivisión del área geotérmica de El Tatio en tres cuencas. Extraído de [Glennon y Pfaff \(2003\)](#).

### 2.5.1 Cuenca Superior

La Cuenca Superior o Terraza Principal se encuentra cercana a la pendiente de un valle. Se caracteriza por tener poca descarga de agua con terrazas de sinter bien desarrolladas y numerosos géiseres de conos activos e inactivos. Esta cuenca es la más grande abarcando un área cercana a los 5 Km<sup>2</sup>, conteniendo la mayor cantidad de géiseres en erupción. En este sitio los

géiseres parecen tener intervalos de erupción y duración predecibles; además se observa el géiser con la erupción más alta, de aproximadamente 5 m (ver figura 2.7).

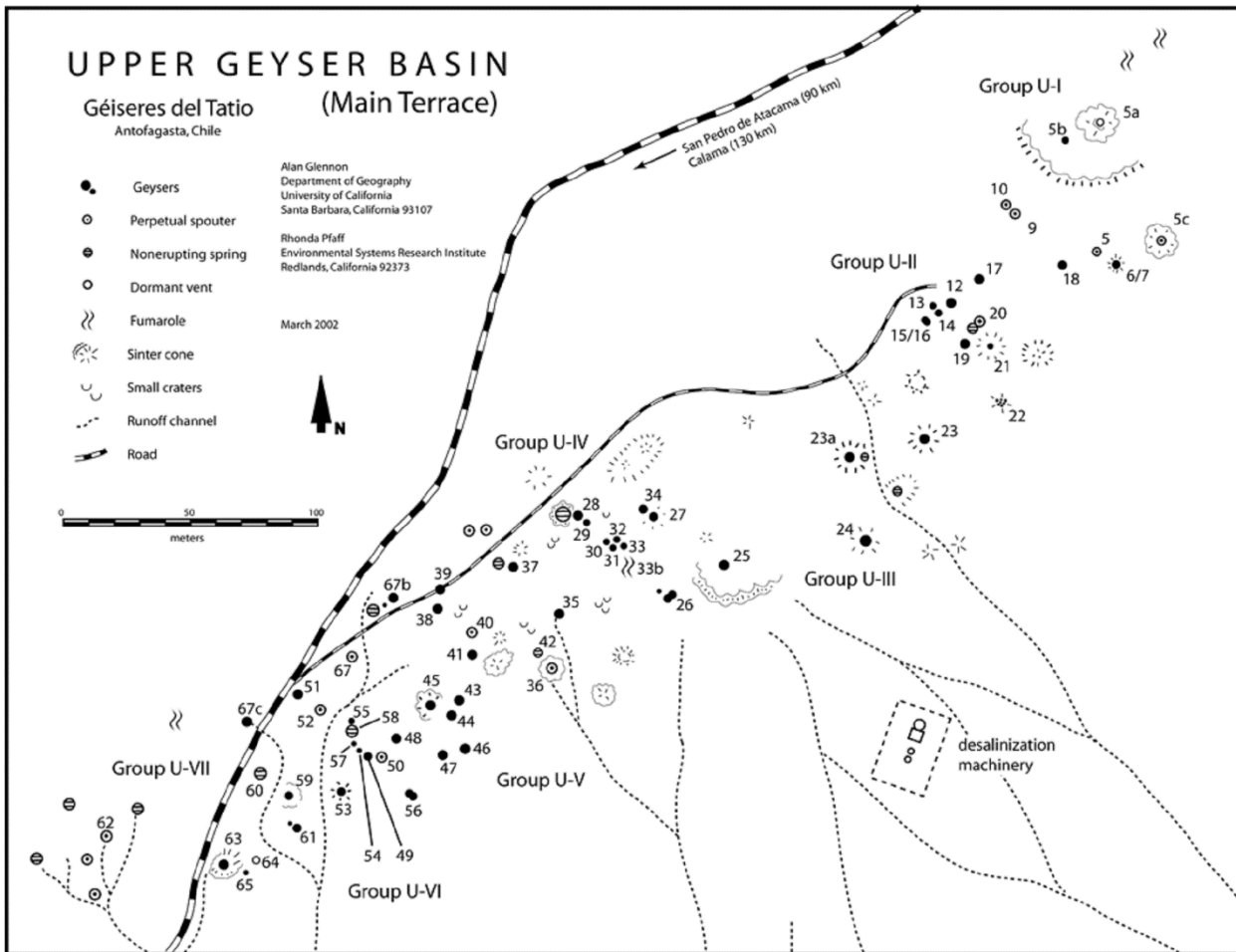


Figura 2.7 Cuenca Superior del Campo Geotermal El Tatio, se detallan los tipos de manifestaciones termales. Extraído de Glennon y Pfaff (2003).

## 2.5.2 Cuenca Media

La Cuenca Media está en un plano de sinter que se encuentra inmediatamente al sur de la Cuenca Superior. Se caracteriza por tener una serie de pozas de aproximadamente 3 m de profundidad con erupciones tipo fuente. Esta cuenca tiene al menos 10 géiseres verdaderos concentrándose en un área de 400 m de largo y 100 m de ancho. Los intervalos de erupción son cortos casi continuos, la duración y altura parecen ser erráticas (ver figura 2.8).

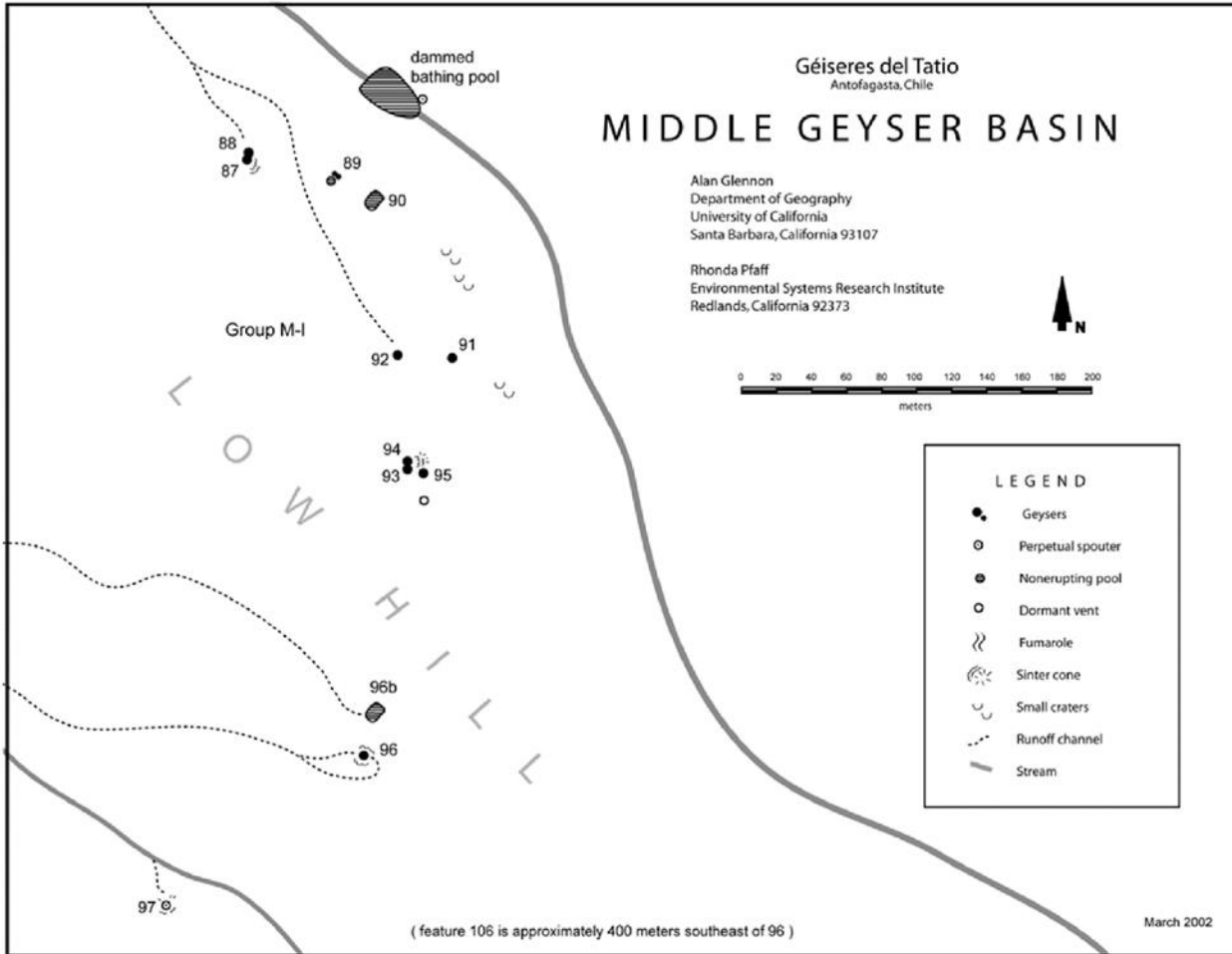


Figura 2.8 Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio, se detallan los tipos de manifestaciones termales. Extraído de Glennon y Pfaff (2003).

### 2.5.3 Cuenca Inferior

La Cuenca Inferior se encuentra a orillas del río Salado, aproximadamente 2 kilómetros río abajo de la Cuenca Media. Se caracteriza por tener numerosos manantiales que hacen erupción dentro del canal del río, incluyendo varios géiseres subterráneos cuyas erupciones expulsan sedimentos a las orillas del río; se han registrado al menos 20 géiseres verdaderos. La actividad geotermal se concentra en una área aproximada de 100 por 100 metros. En esta zona hay muy poca acumulación de sinter y muchos de los géiseres parecen hacer erupción desde fracturas y fisuras (ver figura 2.9).

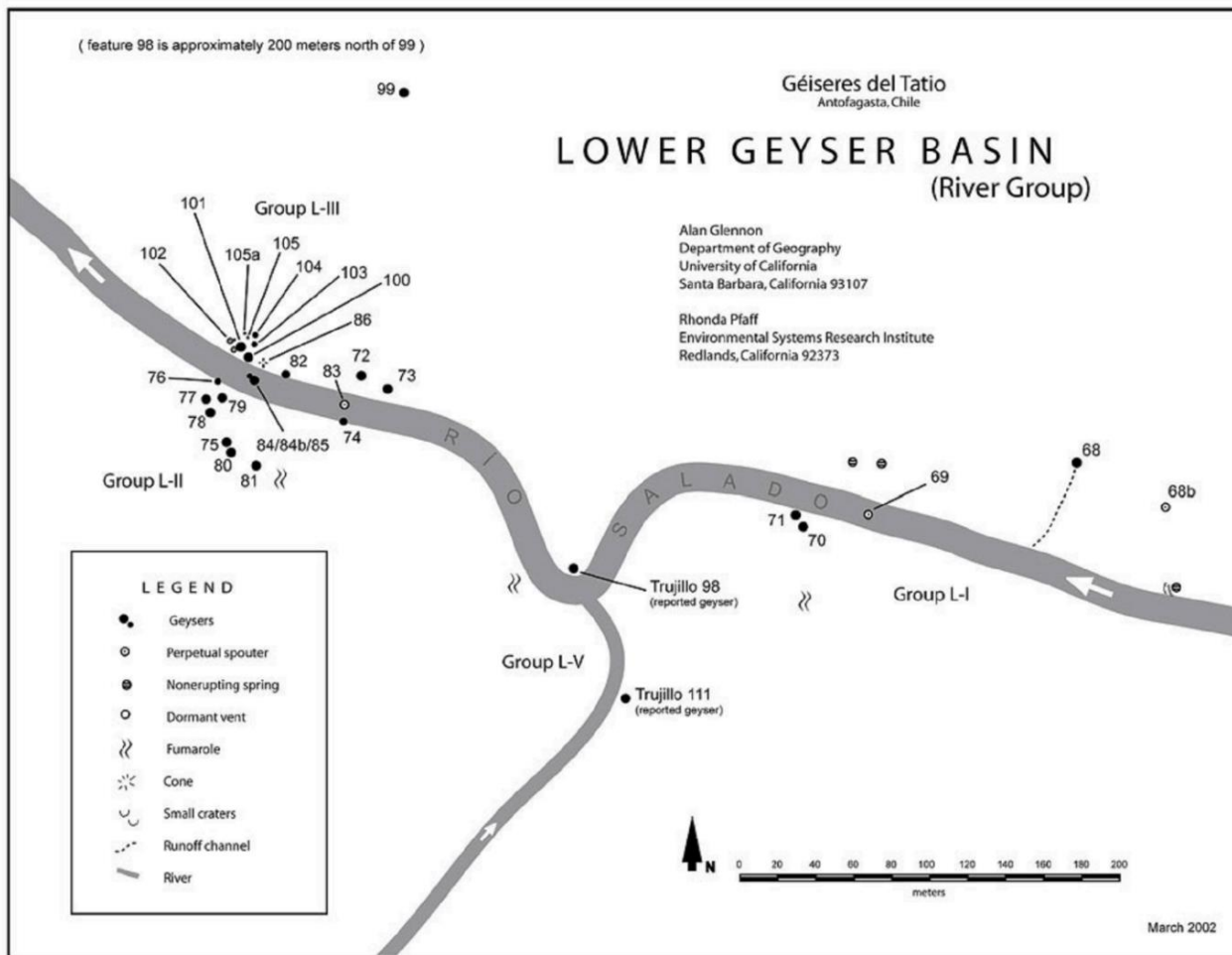


Figura 2.9 Cuenca Inferior del Campo Geotermal El Tatio, se detallan los tipos de manifestaciones termales. Extraído de Glennon y Pfaff (2003).

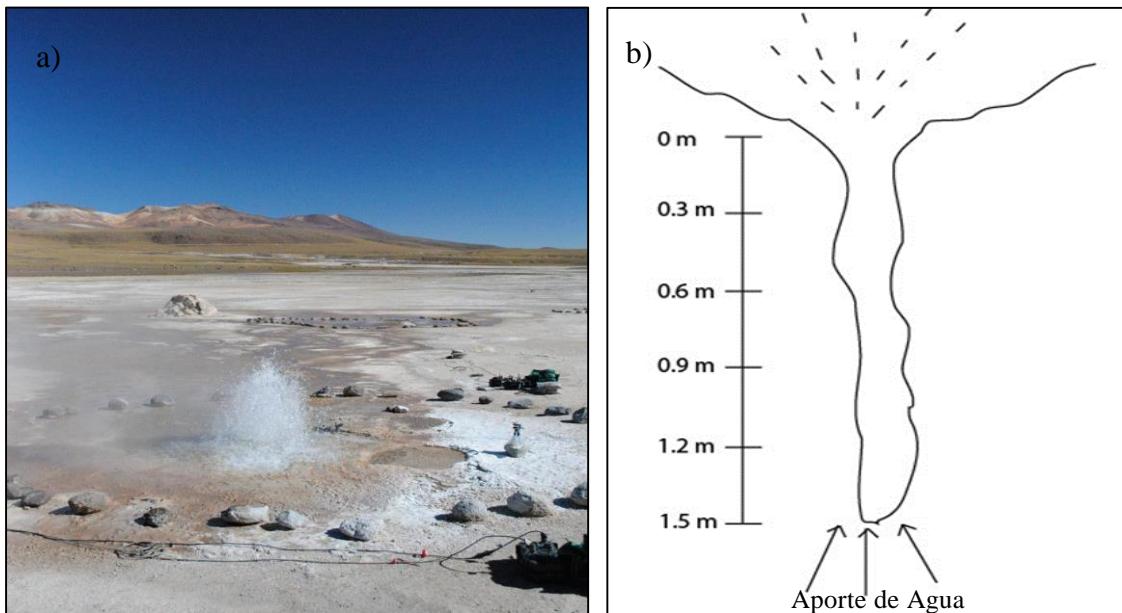
## 2.6 Géiseres Estudiados y sus Características

A partir de las observaciones realizadas en terreno las manifestaciones termales que presentan las condiciones ideales para estudiar el ciclo eruptivo se ubican en la cuenca superior, ya que tienen intervalos de erupción y duración más o menos predecibles. Sin embargo, no todas estas manifestaciones termales tienen un conducto con las condiciones ideales para introducir el equipo necesario para su análisis, por lo que los géiseres elegidos para el estudio corresponden al T35 y el T4 (ocupando la nomenclatura utilizada por Glennon y Pfaff (2003)) conocidos localmente como El Jefe y Vega Rinconada, respectivamente.

Avanzando hacia la cuenca media se observó una serie de piscinas con erupciones tipo fuentes alineadas en sistemas NW-SE. Al observar esta característica, se decidió realizar mediciones para estudiar el comportamiento de los géiseres y determinar si existe algún tipo de interacción entre ellos. Los géiseres elegidos para el estudio corresponden al T88, T91, T92 y un grupo de tres géiseres cercanos relacionados T93/T94/T95 (ocupando la nomenclatura utilizada por [Glennon y Pfaff \(2003\)](#)) conocidos localmente como El Asesino, El Maletero, La Llama y La Concha, respectivamente.

## El Jefe (T35)

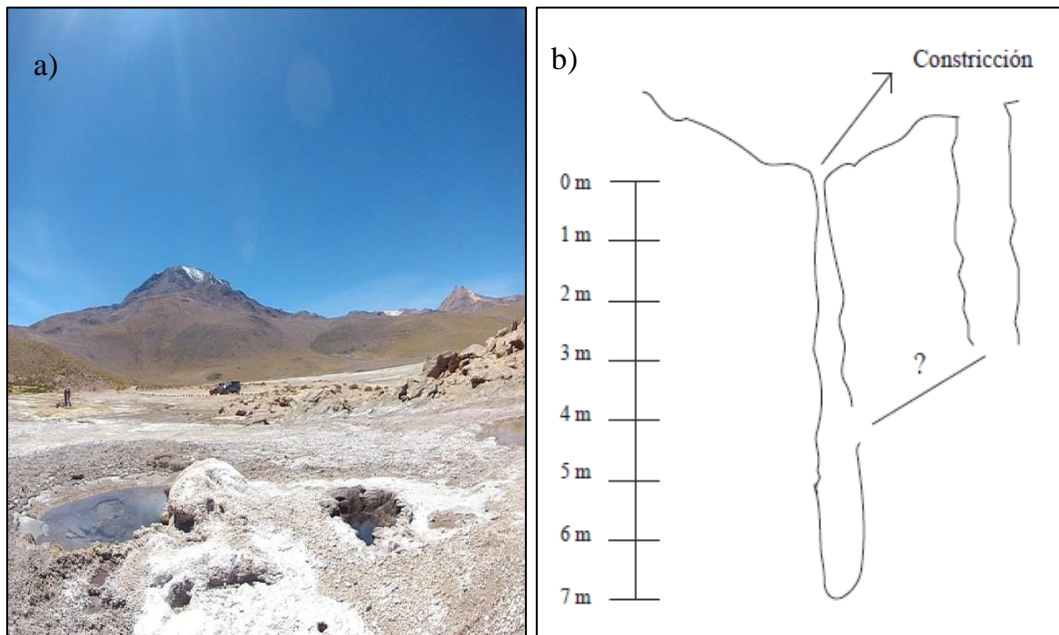
El Jefe es un géiser con una profundidad mínima medida de 1,52 m, las erupciones tienen una morfología parecida a una fuente, las cuales se generan desde un respiradero a nivel del suelo de 0,15 m de diámetro. Se caracteriza principalmente por tener un intervalo entre erupción y duración bastante predecibles de aproximadamente 2 min y 50 s, respectivamente. Grabaciones al interior del géiser realizadas por un integrante del grupo de terreno, notaron una configuración de conducto vertical y un aporte de agua desde el fondo del conducto, no por las paredes (ver [figura 2.10](#)).



*Figura 2.10* Géiser El Jefe. a) Imagen de El Jefe en el Campo Geotermal El Tatio; b) Se muestra la configuración del géiser observado en terreno a partir de grabaciones al interior del conducto.

## Vega Rinconada (T4)

Vega Rinconada es un géiser ubicado al norte de la cuenca superior del campo geotermal El Tatio. Se caracteriza por tener un conducto principal de 7,20 m de largo rodeado por un cráter de 0,2 m de profundidad, donde se producen erupciones intermitentes parecidas a una fuente y un conducto secundario a 1 m de distancia aproximadamente de 2,5 m de largo, el cual se va llenando y vaciando esporádicamente (ver figura 2.11). No se logró identificar un intervalo entre erupción predecible.



*Figura 2.11 Géiser Vega Rinconada. a) Imagen del géiser Vega Rinconada en el Campo Geotermal El Tatio y b) Se muestra una configuración aproximada del conducto del géiser a partir de percepción al introducir los instrumentos de medición..*

## La Concha (T93/T94/T95) y La Llama (T92)

La Llama y La Concha son dos géiseres de fuentes alineados en un sistema de falla NW-SE. La Llama tiene un solo pulso eruptivo con intensidades diferentes, en comparación con la Concha donde se observan tres pulsos eruptivos ubicados en la parte superior, inferior y trasera del géiser, en donde el pulso superior expulsa agua de forma continua y los otros dos esporádicamente; todos ellos desembocan en un canal común (ver figura 2.12). En ambos no se logró distinguir alguna periodicidad en las erupciones.



Figura 2.12 Géiseres La Concha (imagen a la izquierda) y La Llama (imagen a la derecha). En La Concha se muestran los tres pulsos eruptivos desembocando en un canal de salida en común.

## El Asesino (T88) y El Maletero (T91)

El Asesino y el Maletero son dos géiseres de fuentes alineados también en un sistema NW-SE, estos se ubican al norte de los anteriormente nombrados. En El Asesino se diferenciaron dos pulsos eruptivos, uno continuo y otro esporádico (ver figura 2.13), en comparación con El Maletero donde se divisó solo un pulso eruptivo con erupciones de intensidades dispares. En ambos no se logró distinguir alguna periodicidad en las erupciones.



Figura 2.13 Géiseres El Asesino (imagen a la izquierda) y El Maletero (imagen a la derecha). En El Asesino se muestran los dos pulsos eruptivos dentro de la misma piscina desembocando en un canal en común.

## 3. Mecánica de Géiseres

Las erupciones de los géiseres típicamente pasan por varias etapas: (1) Una descarga inicial que genera un desborde de agua líquida a temperaturas menores o iguales al punto de ebullición local; (2) una descarga con una forma parecida a una fuente dominada por una fase líquida; y (3) una descarga dominada por vapor que disminuye progresivamente en intensidad ([White, 1967](#)).

Los mecanismos que controlan la periodicidad de los géiseres han sido estudiados por varias décadas, se han planteado varias ideas con respecto a la configuración que deberían tener estas manifestaciones para generar erupciones de forma intermitente. Sin embargo, no se ha logrado llegar a un acuerdo producto de los diferentes rasgos que presentan unos de otro, tales como las geometrías de los conductos, los volúmenes de los reservorios, las permeabilidades, etc. Por tanto, no existe un consenso respecto a sus mecanismos y al mejor modelo para representarlos. Hoy en día existen dos modelos teóricos que explican como un géiser genera erupción de forma periódica: (1) Modelo Cámara-Conducto ([Steinberg et al., 1982](#)) y (2) Modelo Zona de Fractura ([Ingebritsen y Rojstaczer 1993,1996](#)).

### 3.1 Modelo Cámara-Conducto

[Steinberg et al. \(1982\)](#) desarrollaron un modelo simple de un géiser, el cual consta de una cámara conectada a la superficie por un estrecho canal o conducto; dos puntos de entrada de masa de agua, uno superficial de agua subterránea fría y otro más profundo de agua geotermal, produciéndose la mezcla de ambas en la cámara ([ver figura 3.1](#)).

En el desarrollo de la teoría física de los procesos de un géiser, los autores consideraron que las erupciones de los géiseres tienen un carácter explosivo, debido a la rápida conversión de energía, en donde la fuente de la explosión es la energía,  $W$ , del agua sobrecalentada (calor acumulado), la cual depende de la temperatura de ebullición y es igual a



$$W = C_p(T_{ch2} - T_{ch1}) \quad (3.1)$$

donde  $C_p$  es el calor específico del agua,  $T_{ch2}$  es la temperatura de ebullición del agua bajo la presión atmosférica más la columna de agua del conducto y  $T_{ch1}$  es la temperatura de ebullición del agua bajo la presión atmosférica.

Steinberg et al. (1982) supusieron ciertas ideas básicas sobre el mecanismo de este fenómeno natural: (1) El calor específico es constante; (2) La temperatura en la cámara es igual en todos los puntos; (3) El agua fría pasa directamente del acuífero a la cámara sin pasar por el conducto; (4) La masa de agua caliente  $G_h$ , la cual tiene su equivalente en temperatura  $T_h$ , no depende de la presión de la cámara,  $P$ . La masa de agua fría  $G_c$  del acuífero se representa como:

$$G_c = \alpha(P_* - P) \quad (3.2)$$

donde  $P_*$  es la presión en el acuífero y  $\alpha$  es la permeabilidad hidráulica en  $m^2$ ; (5) El volumen de la cámara  $V_1$  es mayor que el volumen del conducto  $V_{ch}$ .

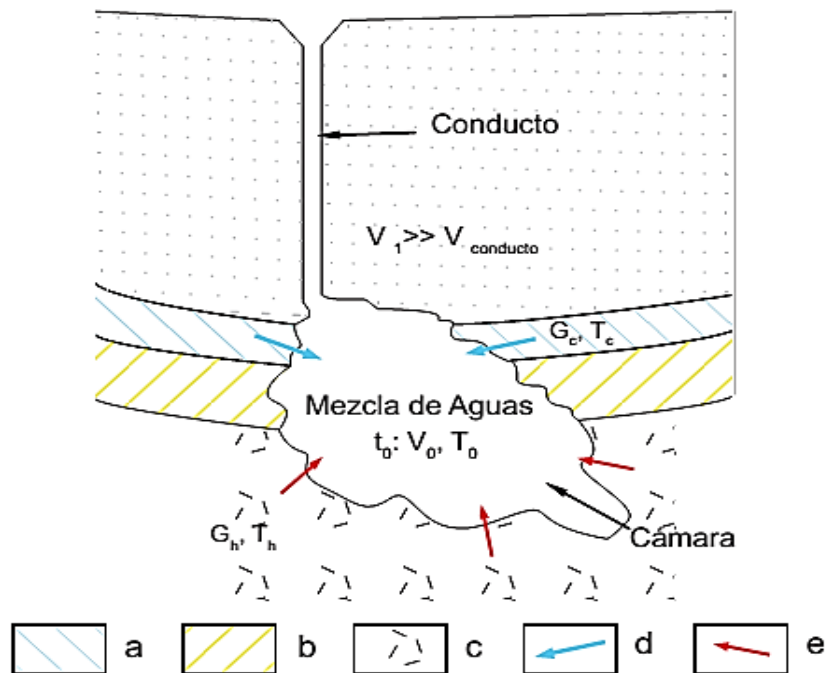


Figura 3.1 Sección transversal del modelo propuesto por Steinberg et al. (1982); (a) Capa horizontal de agua fría, (b) Capa impermeable, (c) Horizonte de agua caliente, (d) Ingreso de agua fría, (e) Entrada de agua caliente. Modificada de Steinberg et al. (1982).

Steinberg et al. (1982) considera que el proceso termodinámico tras la erupción de un géiser se puede dividir en tres etapas:

**I• Etapa: Llenado de la cámara:** Es la etapa inicial del ciclo eruptivo, parte de la cámara es llenada con agua remanente producto de la erupción a una temperatura  $T_{ch1}$ ; luego de unos segundos el volumen de agua  $V$  en la cámara comienza a incrementar y la temperatura dentro de ella cambia; el flujo de agua fría y la presión del agua en la cámara son constantes e igual a  $G_{c1}$  y  $P_1$ , respectivamente. Este proceso es descrito por un sistema de ecuaciones simple donde se realiza un balance térmico y de masa:

$$\rho \left( \frac{dV}{dt} \right) = G_1 \quad (3.3)$$

$$\rho c \frac{dT}{dt} = cG_h(T_h - T) + cG_{c1}(T_c - T) \quad (3.4)$$

dadas las condiciones iniciales  $t = 0$ ;  $V = V_0$  el volumen de agua remanente después de la erupción;  $T = T_{ch1}$ ;  $G_1 = G_{c1} + G_h$  el flujo de agua total;  $T_{eq1} = (G_h T_h + G_{c1} T_c) / G_1$  y  $c =$  calor específico. Las soluciones de las ecuaciones (3.3) y (3.4) son las siguientes:

$$V = V_0 + \left( \frac{G_1}{\rho} \right) t \quad (3.5)$$

$$T = T_{eq1} + (T_{ch1} - T_{eq1}) \left[ 1 + \left( \frac{G_1}{\rho V_0} \right) t \right]^{-1} \quad (3.6)$$

Tomando  $V_1 = V(t_1)$ , de la ecuación 3.5 y 3.6 se puede determinar el tiempo  $t_1$  y la temperatura  $T_1$  de la primera fase del ciclo eruptivo, las cuales queda definida por

$$t_1 = (V_1 - V_0) \frac{\rho}{G_1} \quad (3.7)$$

$$T_1 = T_{eq} + (T_{ch1} - T_{eq}) \frac{V_0}{V_1} \quad (3.8)$$

**2• Etapa: Llenado del conducto:** En esta etapa del ciclo eruptivo la cámara está llena de agua con un volumen constante e igual a  $V_1$ , la presión de agua en la cámara empieza a aumentar (controlado por los cambios del nivel del agua del conducto) y el flujo de masa de agua fría  $G_c = \alpha(P - P_1)$  disminuye. Se define  $S$  como la sección transversal efectiva del canal, entonces el volumen del canal queda definido por  $V_{ch} = Sh$ , por tanto los cambios de presión se puede expresar como:

$$\frac{dp}{dt} = \frac{g}{S} (G_1 - \alpha(P - P_1)) \quad (3.9)$$

La ecuación de balance térmico del agua en la cámara queda definida por:

$$\rho V_1 \frac{dT}{dt} = G_h(T_h - T) + G_c(T_c - T) \quad (3.10)$$

Al final de la segunda etapa el agua del géiser empieza a aparecer en la superficie. No se consideran aquí la influencia del volumen del reservorio en los cambios de presión con el tiempo, es decir  $P = P_2 = P_1 + \rho gh$  cuando  $t = t_2$ . Entonces

$$t_2 = t_1 - \frac{S}{\alpha g} \ln\left(1 - \frac{\alpha \rho g h}{G_1}\right) \quad (3.11)$$

**3• Etapa: Calentamiento del agua en la cámara hasta la erupción:** Etapa final del ciclo eruptivo, donde previo a la erupción el volumen  $V_1$  y la presión  $P_2$  de agua en la cámara, y ambos flujos de agua fría  $G_{c2}$  y caliente  $G_h$  son constantes. La ecuación de balance térmico queda definida por

$$\rho V_1 \frac{dT}{dt} = G_h(T_h - T) + G_{c2}(T_c - T) \quad (3.12)$$

Al final de esta etapa  $T(t_3) = T_{ch2}$ , donde esta temperatura corresponde a la temperatura de ebullición a la profundidad de la cámara. El tiempo en esta tercera etapa corresponde a

$$t_3 = t_2 + \ln\left(\frac{T_{eq2} - T_2}{T_{eq2} - T_{ch2}}\right) \frac{\rho V_1}{G_2} \quad (3.13)$$

donde  $T_{eq2} = \frac{G_h T_h + G_c T_c}{G_2}$ . Finalmente, el intervalo entre erupciones se define como:

$$t_{IEE} = t_1 + (t_2 - t_1) + (t_3 - t_2) \quad (3.14)$$

$$t_{IEE} = \frac{\rho}{G_1} (V_1 - V_0) - \frac{\rho V_{ch}}{G_1 - G_2} \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) + \frac{\rho V_1}{G_2} \ln\left(\frac{T_{eq2} - T_2}{T_{eq2} - T_{ch2}}\right) \quad (3.15)$$

Las soluciones y desarrollos de estas ecuaciones se presentan en [Huber \(2006\)](#).

## 3.2 Modelo Zona de Fractura

[Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#) desarrollaron un modelo para examinar la periodicidad de los géiseres de forma cuantitativa aproximando la configuración cámara-conducto a una zona de fractura central, en donde el flujo estará controlado en todos lados por la permeabilidad de la fractura ([ver figura 3.2](#)). Las características de la zona de fractura saturada en fluido incluyen una alta permeabilidad y compresibilidad rodeado por una matriz de roca menos permeable y compresible.



*Figura 3.2 Modelo conceptual que representa a un géiser como una zona de fractura central. Modificado de [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#).*

Los autores investigaron el comportamiento de los géiseres usando un modelo matemático de transferencia de calor y masa en medios permeables, donde las ecuaciones que representan estos equilibrios se denotan a continuación:

Ecuación de Balance de Masa

$$\frac{\partial n\rho_f}{\partial t} - \nabla \cdot \left[ \frac{\bar{k}k_{rs}\rho_s}{\mu_s} \cdot (\nabla P - \rho_s g \nabla D) \right] - \nabla \cdot \left[ \frac{\bar{k}k_{rw}\rho_w}{\mu_w} \cdot (\nabla P - \rho_w g \nabla D) \right] - q_m = 0 \quad (3.16)$$

Ecuación de Balance de Energía

$$\frac{\partial}{\partial t} [n\rho_f h_f + (1-n)\rho_r h_r] - \nabla \cdot \left[ \frac{\bar{k}k_{rs}\rho_s h_s}{\mu_s} \cdot (\nabla P - \rho_s g \nabla D) \right] - \nabla \cdot \left[ \frac{\bar{k}k_{rw}\rho_w h_w}{\mu_w} \cdot (\nabla P - \rho_w g \nabla D) \right] - \nabla \cdot \left[ K_m \left( \frac{\partial T}{\partial P} \right)_h \nabla P + K_m \left( \frac{\partial T}{\partial h} \right)_P \nabla h \right] - q_h = 0 \quad (3.17)$$

donde D es la profundidad; g la aceleración de gravedad; h la entalpia;  $\bar{k}$  el tensor de permeabilidad intrínseca;  $K_m$  es la conductividad termal del medio saturado;  $k_{rs}$  y  $k_{rw}$  son las permeabilidades relativas de la fase vapor y líquida del agua, respectivamente, y dependen de la saturación de líquido volumétrico  $S[0 \leq k_r(S) \leq 1]$ ;  $n$  es la porosidad; P es la presión; T es la temperatura; t es el tiempo;  $\rho$  es la densidad;  $\mu$  es la viscosidad; y  $q_m$  y  $q_h$  corresponden a la masa y la energía, respectivamente. El subíndice f designa la mezcla del fluido, donde  $[\rho_f = S\rho_w + (1-S)\rho_s]$ ; r se refiere al medio poroso (roca); s fase vapor; w fase agua líquida.

Este modelo matemático conserva la masa y la energía; permite flujos a favor y en contra de la corriente de vapor y agua líquida a tasas variables; y asume un flujo darciano (linear-laminar) apropiado para sectores profundos de los géiseres y/o durante los lapsus menos activos del ciclo eruptivo. Sin embargo, tiene una importante limitación en las partes superficiales del conducto donde el régimen es notoriamente turbulento.

Las simulaciones contemplan un modelo bidimensional donde los sistemas de géiseres se representan como una zona de fractura central profunda rodeada por una matriz menos permeable (ver figura 3.3). Las condiciones de borde del sistema contemplan un flujo constante de calor o

vapor en el borde inferior de la zona central, y en el superior una presión y entalpía constante. En los bordes del sistema la presión y la entalpía se mantienen a las condiciones del punto de ebullición hidrostático, y las caras son tratadas como aisladas y cerradas.

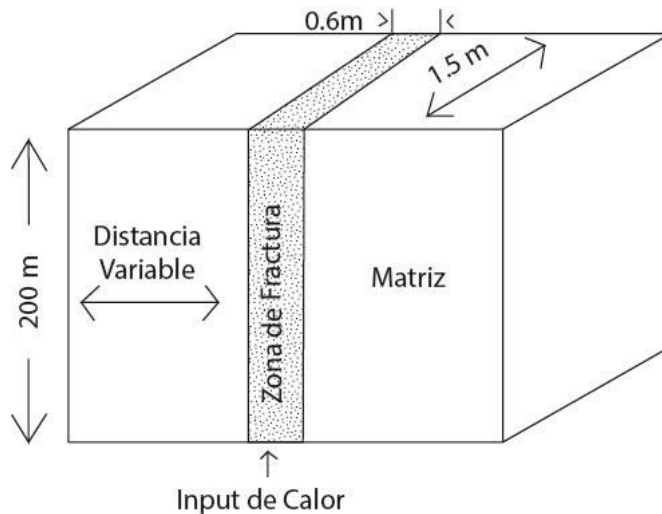


Figura 3.3 Modelo bi-dimensional del conducto de un géiser como una zona de fractura incrustada en una matriz de roca menos permeable. Modificado de Ingebritsen y Rojstaczer (1993).

Ingebritsen y Rojstaczer (1993; 1996) realizaron varias simulaciones numéricas cambiando algunos parámetros, tales como la permeabilidad; la porosidad; la dimensión de la zona de fractura; el contraste de permeabilidad entre la zona de fractura y la matriz; el input de calor basal; y la presión y la temperatura en el borde superior para determinar la influencia en la periodicidad del ciclo eruptivo.

Los resultados obtenidos indican que el comportamiento periódico del sistema es altamente sensible a las recargas laterales, esto se ve claramente cuando se varía los contrastes de permeabilidad entre la zona de fractura y la matriz (ver figura 3.4A); en el momento que la permeabilidad de la matriz se mantuvo constante y la distancia al borde lateral fue disminuido (ver figura 3.4B); bajo las condiciones en que la zona de fractura fue completamente aislada desde la matriz (ver figura 3.5A); y la porosidad de la zona de fractura fue variada (ver figura 3.5B).

A diferencia de lo anteriormente nombrado, el sistema tiene pequeños o nulos efectos en la frecuencia de las erupciones producto del input de calor basal, la temperatura de recarga del fluido y la presión ejercida en el borde superior (ver figura 3.5, C, D y E).

Finalmente, los resultados obtenidos demuestran que la geometría de la zona de fractura ejerce una fuerte influencia en la frecuencia del ciclo eruptivo de los sistemas de géiseres, donde tanto el área como el largo del conducto generan cambios en la periodicidad de la erupción (ver figura 3.5, F y G).

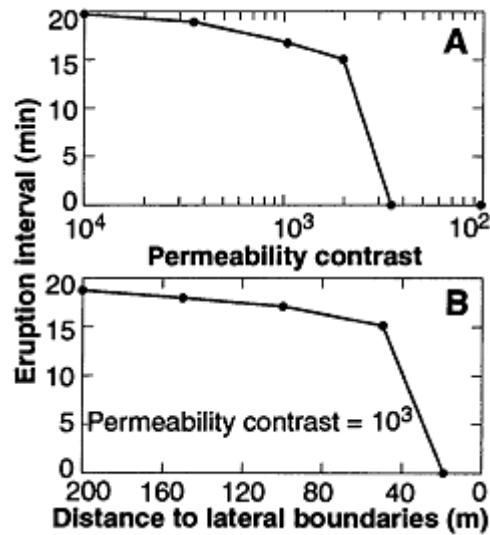


Figura 3.4 Intervalo entre erupciones en función de; (A) el contraste de permeabilidad entre la zona de fractura ( $10^{-8} m^2$ ) y la matriz adyacente, con el borde lateral a una distancia de 100 m; (B) la distancia al borde lateral, con un contraste de permeabilidad de  $10^3$  (zona de fractura  $10^{-8} m^2$  y matriz  $10^{-11} m^2$ ). Extraído de Ingebritsen y Rojstaczer (1993).

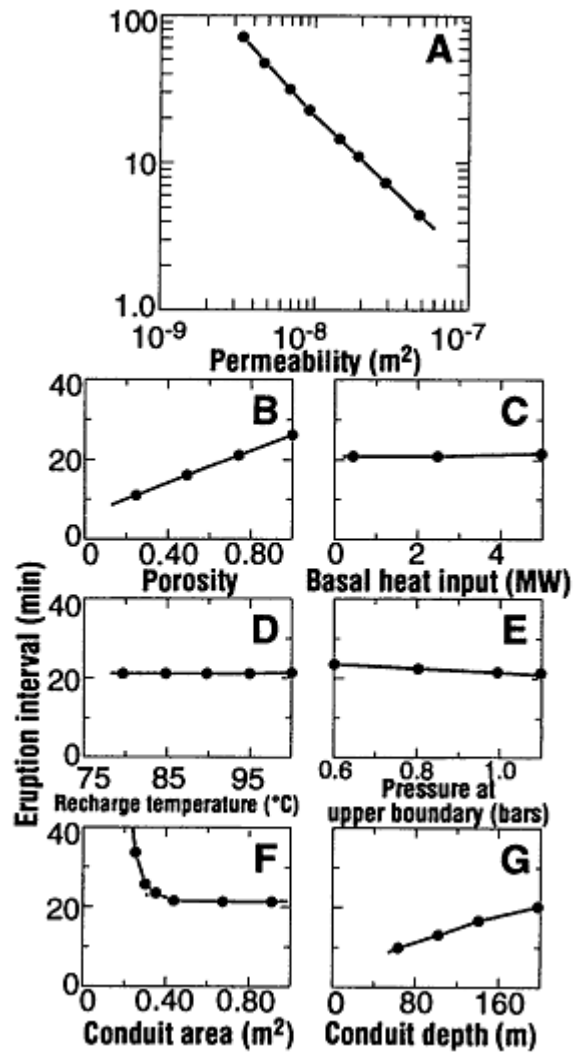


Figura 3.5 Intervalo entre erupciones desde una zona de fractura lateralmente aislada como función de (A) Permeabilidad de la zona de fractura; (B) Porosidad de la zona de fractura; (C) Input de calor basal en la zona de fractura; (D) Temperatura; (E) Presión en el borde superior; (F) Área de la zona de fractura; y (G) Profundidad de la zona de fractura. Extraído de *Ingebritsen y Rojstaczer (1993)*.



## 4. Metodologías

Las metodologías utilizadas en esta memoria de título, se basan principalmente en mediciones de temperaturas y presión al interior del conducto, y sólo temperatura en los flujos de salidas de los géiseres con el fin de obtener una señal digital que dé cuenta de diferentes peaks, los cuales están relacionados a las erupciones de los géiseres.

El tipo de metodología utilizada para las mediciones depende si el géiser analizado era tipo cono o fuente. Los géiseres de cono tienen el conducto visible superficialmente y asequible para poder realizar las pruebas necesarias para introducir los instrumentos para los sondeos, en cambio los géiseres de fuentes tienen un estanque de agua sobreyacente que impide la visualización del o los conductos efectuando las mediciones en los flujos de salida.

### 4.1 Mediciones al Interior del Conducto

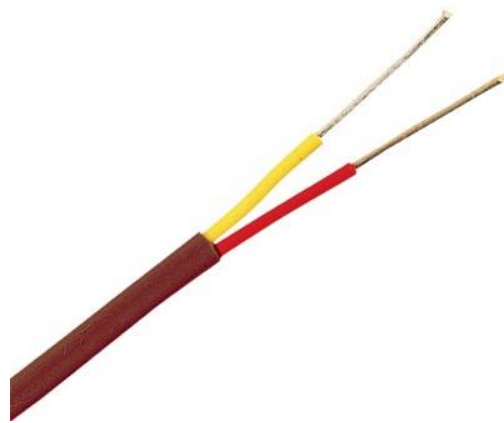
La Cuenca Superior del Campo Geotermal El Tatio es el lugar ideal para realizar mediciones al interior del o los conductos, dado que hay numerosos géiseres de cono. En primer lugar, con una vara de madera (en esta memoria se ocupó uno de 3,20 m de largo y de 2x2” de ancho) se comprueba cuales géiseres tienen su conducto lo suficientemente despejados para introducir termocuplas y transductores de presión. Ambos equipos van a ir montados en barras de acero cada cierta distancia de separación, la cual depende de la profundidad del géiser y la cantidad de equipo disponible.

Producto de las altas temperaturas en que es expulsada el agua y el vapor cuando se generan las erupciones, la seguridad es un punto importante a tomar en cuenta para evitar posibles quemaduras, por tanto equiparse con guantes largos de uso térmico, polainas y bototos impermeables como mínimo es sumamente trascendente.

## 4.1.1 Instrumentos de Medición

### Termocuplas

Las termocuplas son sensores de temperaturas compuestos de dos alambres de aleaciones de metales diferentes. En un extremo los alambres están unidos, generalmente soldados, produciendo una diferencia de potencial que es en función de la temperatura del sistema (ver figura 4.1), y en el otro, el terminal va conectado a un cabezal que va directamente conectado al dispositivo de medición. La termocupla utilizada es de tipo K, en donde el rango de detección va desde 0 a 1250 °C y el límite de error es de  $\pm 1,1$  °C.



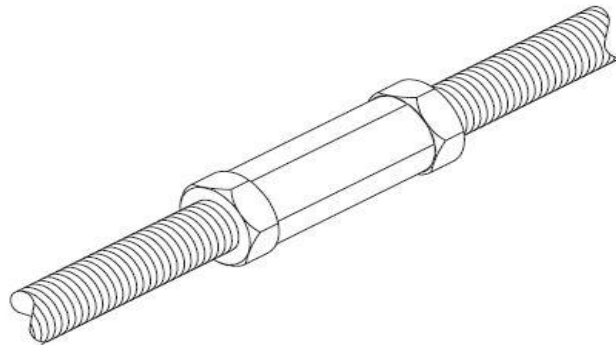
*Figura 4.1 Termocupla, se observan los dos alambres que componen el sensor. © Copyright 2003-2013 OMEGA Engineering inc.*

### Transductores de Presión

Los transductores de presión son sensores que miden la presión de un sistema. El principio básico consiste en la generación de un voltaje producto de la deformación física de extensómetros. La deformación del sistema es proporcional a la fuerza externa aplicada sobre el sensor y esta a su vez a la diferencia del voltaje generada, la cual es captada por el dispositivo de medición.

## 4.1.2 Instalación de los Equipos de Medición

Superada la primera etapa de accesibilidad, se determina la profundidad del conducto introduciendo barras de acero roscadas de 1 m de largo y ½” de diámetro empalmándolas con acoples y tuercas (ver figura 4.2) hasta que el diámetro del conducto lo permitiera; en el caso de los géiseres estudiados, El Jefe y Vega Rinconada, fueron de 1,52 m y 7 m de profundidad, respectivamente.



*Figura 4.2 Imagen muestra como ensamblar las barras roscadas con acoples y tuercas.*

Precisado el largo del conducto, el equipo de medición se monta en las barras de acero a una cierta distancia entre sí. En el caso de esta memoria de título se ocupó un arreglo para las termocuplas de 0,3 m para el géiser El Jefe y de 1 m para el géiser Vega Rinconada; y los transductores de presión se colocaron a los 0,9, 1,2 y 1,5 m en El Jefe.

Los equipos de medición se montaban con una cinta de aluminio en la vaina aislante del extremo de detección y encima se colocaba “tics tape” para reforzar la unión. El cableado que queda suelto desde el extremo de detección hasta el dispositivo de medición, se sujeta a la barra de acero con amarres plásticos con el fin de que los cables no quedaran sueltos y no se atascaran en el conducto al introducir y extraer los instrumentos de medición (ver figura 4.3).

Luego de instalar el equipo de medición en la barra de acero roscada, se conecta al dispositivo de medición y se comprueba si todos los terminales están funcionando de manera correcta, observando las temperaturas que marcaba el dispositivo a temperatura ambiente y luego en el conducto.



*Figura 4.3 Instalación de las termocuplas y transductores de presión en las barras roscadas.*

## 4.2 Mediciones en los Flujos de Salida

Se realizó este tipo de mediciones en géiseres de fuente ubicados en la Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio que aparentemente responden al modelo de zona de fractura. En este tipo de sistemas no es posible introducir un equipo de medición dado que este tipo de manifestaciones generan erupciones por pequeñas aberturas que quedan del cizallamiento de la roca y, además, no poseen un conducto accesible por los estanques de agua sobreyacientes, para realizar mediciones al interior del conducto.

### 4.2.1 Instrumentos de Medición

#### Registrador de Datos de Temperatura Externa

Son dispositivos de uso externo de alta precisión resistente al agua que tienen uno o dos sensores que se utilizan para registrar datos como la temperatura. En el extremo opuesto a los sensores el dispositivo tiene una interfaz óptica que optimiza la transferencia de los datos de forma rápida y fiable. En el caso de esta memoria de título se emplearon Hobo U23 Pro v2 con dos sensores de temperaturas externos ([Hobo Pro v2 \(U23-00X\) Manual](#)). El rango de detección es de  $-40^{\circ}$  a  $70^{\circ}\text{C}$ , con una precisión de  $\pm 0.21^{\circ}\text{C}$  desde  $0^{\circ}$  a  $50^{\circ}\text{C}$ .



*Figura 4.4 Visualización del hobo utilizado para realizar las mediciones de temperatura en los canales de salida.  
© Copyright 1995-2014 Onset Computer Corporation.*

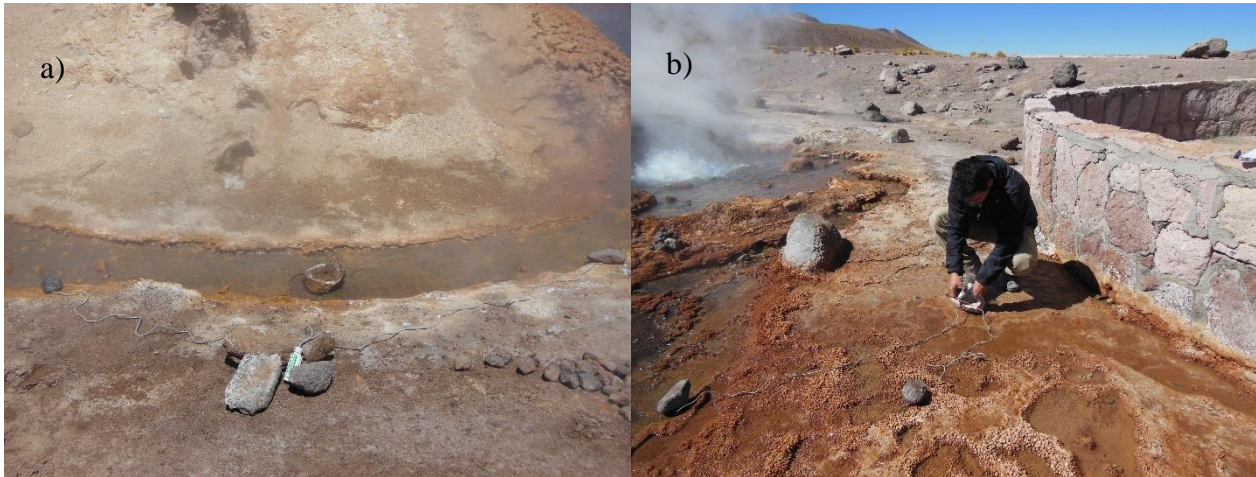
## 4.2.2 Instalación de los Equipos de Medición

Primero que todo, es importante tomar en cuenta que el límite de detección de los dispositivo de uso externo es de 70°C, esto genera una restricción importante en la ubicación del instrumento de medición debido a que el agua es expulsada por los géiseres a una temperatura de 86°C (temperatura de ebullición del agua a 4.200 m.s.n.m.). Por ende, estos se deben situar en zonas donde la temperatura del agua tras una erupción sean las adecuadas para que los sensores no se saturen.

Encontrado el lugar donde instalar los equipos de medición, estos se colocan de tal manera que sean capaces de detectar los cambios de temperatura producto de las erupciones. Dado que después de una erupción se produce un aumento del caudal, tanto el canal de salida como el estanque de agua sobreyacente tienden a desbordarse. Por ello los sensores se colocan en los bordes captando solo la temperatura producto de los cambios de nivel que a su vez está relacionada con las erupciones de los géiseres.

Ahora bien, los cambios del caudal generan un problema colateral en la medición, ya que los sensores de temperatura son susceptibles a desplazarse del sitio donde se instalaron, y pueden ser arrojados fuera del canal midiendo solo la temperatura ambiente. Para que esto no ocurra se fija el cable del sensor con pequeñas rocas encima que evitan el traslado de estos.

Por último, se recubre el dispositivo de medición con un plástico para que el lector óptico USB no se vea afectado producto de la humedad o por un aumento de caudal desproporcionado que podría mojar el dispositivo (ver figura 4.5).



*Figura 4.5 Instalación de los hobos en los flujos de salida de los géiseros en la Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatío. a) En los canales de salida y b) En los bordes de los estanques o pozas de agua.*

## 4.3 Procesamiento de Datos

Antes de realizar cualquier tipo de análisis, en primer lugar se deben chequear los valores registrados durante los primeros y últimos minutos de medición, debido a que los dispositivos marcaron valores fuera del rango general medido comparado con toda la señal. Al inicio del muestreo los equipos de medición se iniciaron fuera del sitio donde se debían instalar para comprobar si funcionaban correctamente observando si los valores que arrojaban concordaban con las condiciones en terreno; y al final porque en algunos casos primero se retiraron los instrumentos antes de extraer los datos del dispositivo. En consecuencia esos valores no están midiendo lo que se desea estudiar y tienen que ser eliminados.

Una vez realizado el chequeo, se continúa con el análisis de los datos. Debido a que los dispositivos de medición están propensos a las perturbaciones producto de las variaciones de temperaturas diurnas-nocturnas, particularmente los aparatos de uso externo, es necesario eliminar esta fluctuación, dado que altera los resultados obtenidos opacando las frecuencias propias del ciclo eruptivo de los geiseros. Por ello, se filtró la señal a frecuencias altas, ocupando un filtro

pasa alto en forma de escalón, el cual toma valores iguales a cero para frecuencias menores a  $1,2 \cdot 10^{-5}$  Hz (23 horas aprox.), y de uno para frecuencias mayores.

Conforme con el objetivo principal de esta memoria de título es necesario emplear la Transformada Rápida de Fourier (FFT) para poder determinar si los datos obtenidos tienen alguna periodicidad. Sin embargo, dado que existe una cierta cantidad de ruido que entra en la señal, la utilización de la FFT no es suficiente. Por ello fue necesario implementar antes la Función de Autocorrelación, la cual es una herramienta matemática para el reconocimiento de patrones repetitivos de una señal con un contenido de ruido y para identificar la frecuencia fundamental de una señal con una serie de armónicos. Sin embargo, estas funciones solo dan cuenta de las frecuencias dominantes que constituyen la señal, pero no el instante de tiempo en que ocurren dichas frecuencias, el cual es un punto importante a considerar para poder determinar si el intervalo entre erupciones es constante o cambia. En consideración de lo anterior es necesario realizar un análisis tiempo-frecuencia implementada gracias a la Transformada de Fourier de Tiempo Reducido (STFT) cuyo principio básico consiste en calcular la Transformada de Fourier en intervalos pequeños de tiempo (ver figura 4.6).

Además, para cumplir uno de los objetivos secundarios, determinar si existe interacción entre géiseres cercanos, fue necesario implementar la Función de Correlación Cruzada, algoritmo matemático que permite determinar el grado de similitud entre dos señales cualesquiera.

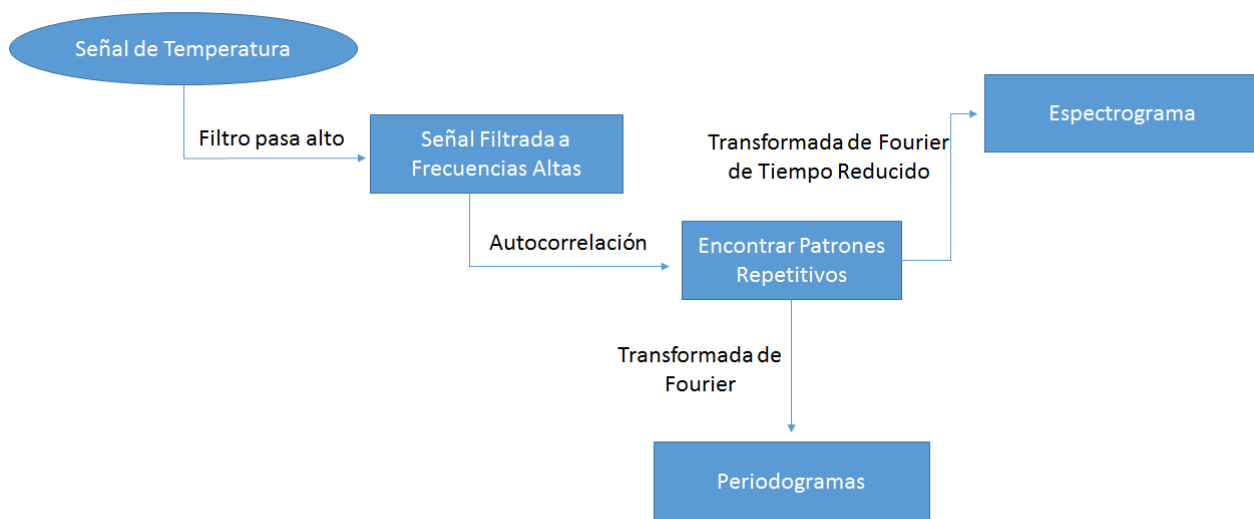


Figura 4.6 Diagrama resumen del procedimiento utilizado para procesar las señales de temperatura captadas.

### 4.3.1 Transformada Rápida de Fourier (FFT)

La FFT es un algoritmo matemático rápido y eficiente que permite implementar la Transformada Discreta de Fourier (DFT). La DFT consiste básicamente en el análisis espectral de datos generalmente no periódicos con un número finito de valores, descomponiendo la señal y almacenando la amplitud de cada componente en el dominio de la frecuencia, siendo una herramienta fundamental para el tratamiento y filtrado digital de señales (Press et al., 2002).

### 4.3.2 Correlación Cruzada y Autocorrelación

La correlación cruzada es una herramienta matemática utilizada en el procesamiento de señales, la cual permite cuantificar o medir el grado de semejanza entre dos señales cualesquiera comparando una señal con una versión trasladada en el tiempo de la otra señal. Se utiliza generalmente para el reconocimiento de patrones repetitivos dentro de una señal; para la estimación de retardos; y para la detección y sincronización en comunicaciones digitales entre otros usos (Bertran, 2006).

La correlación cruzada para series de datos con un retardo  $k$  está definida como:

$$r_{y_1 y_2}(k) = \frac{c_{y_1 y_2}}{s_{y_1} s_{y_2}}; k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

donde  $c_{y_1 y_2}$  es una estimación del retardo  $k$  de la covarianza cruzada para los pares de datos  $(y_{11}, y_{21}), (y_{12}, y_{22}), \dots, (y_{1T}, y_{2T})$  y  $s_{y_1} s_{y_2}$  son las desviaciones estándar de las series de datos

$$c_{y_1 y_2}(k) = \left\{ \begin{array}{l} \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T-k} (y_{1,t} - \bar{y}_1)(y_{2,t+k} - \bar{y}_2); k = 0, 1, 2, \dots \\ \frac{1}{T} \sum_{t=1}^{T+k} (y_{2,t} - \bar{y}_2)(y_{1,t-k} - \bar{y}_1); k = 0, -1, -2, \dots \end{array} \right\}$$

donde  $\bar{y}_1$  e  $\bar{y}_2$  son los promedios de las series de datos.



$$s_{y_1} = \sqrt{\text{Var}(y_1)}, \text{ donde } \text{Var}(y_1) = c_{y_1 y_1}(0)$$

$$s_{y_2} = \sqrt{\text{Var}(y_2)}, \text{ donde } \text{Var}(y_2) = c_{y_2 y_2}(0)$$

La función de autocorrelación es un caso especial de la correlación cruzada donde se compara la señal consigo misma.

### 4.3.3 Espectrograma

El espectrograma es una representación visual de la frecuencia en el eje vertical, el tiempo en el eje horizontal, y de las variaciones de intensidad o energía en el eje vertical. Para generar el espectrograma es necesario la utilización de la *Short Time Fourier Transform* STFT, la cual es una herramienta que permite obtener información específica de dónde se encuentran las diferentes frecuencias que componen una señal, es decir, entrega información precisa sobre el tiempo en que las distintas frecuencias están presentes en la señal. Incluir la variable tiempo en el análisis de la FFT es de gran ayuda para identificar que tan persistente son esas componentes y determinar cómo está distribuida la energía de dichas frecuencias en el tiempo.

El procedimiento básico de la STFT consiste en dividir la señal en pequeños segmentos de tiempo mediante lo que se llama función tiempo-ventana, las cuales se utilizan con el fin de evitar discontinuidades al analizar solo una fracción de la señal. Existen varios tipos de ventanas, las cuales tienen sus propias características para realizar ciertas transformaciones en la señal. La utilizada en este caso fue la ventana Hamming (ver figura 4.7) que atenúa la señal en los bordes. Con el ancho de la función ventana definida, se toma una porción de la señal del ancho previamente definido, que depende de la longitud de los segmentos y se calcula la FFT, luego se traslada la función ventana hasta que no se sobrepone con la anterior cubriendo una nueva porción de la señal volviendo a calcular la FFT y así sucesivamente hasta cubrir la señal por completo (Zamorano, 2010).

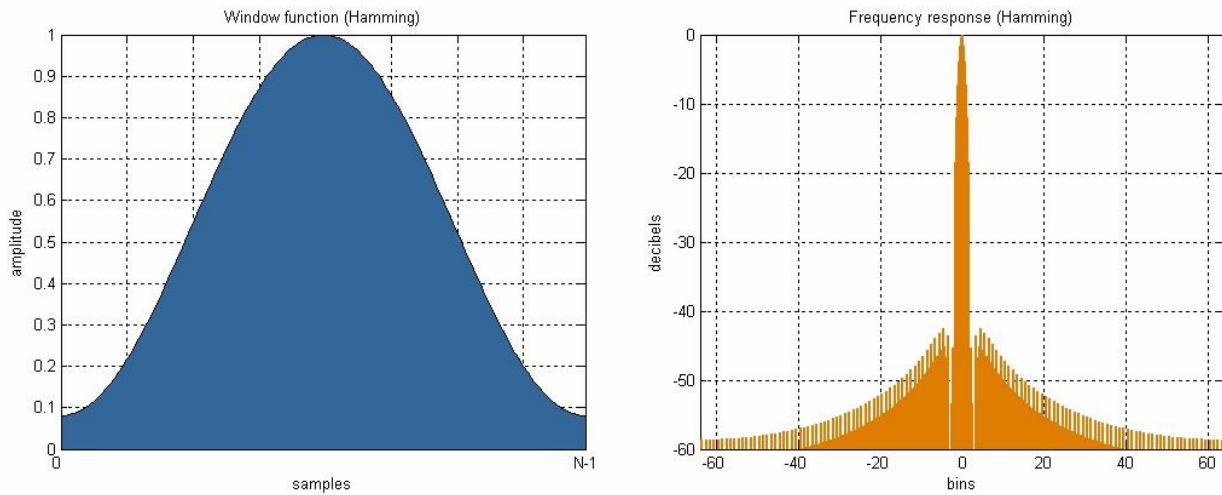


Figura 4.7 Representación de la ventana Hamming. Extraído de Zamorano (2010).

Dependiendo del tamaño de la ventana que se utilizará para el análisis de Fourier se tendrán diferentes resoluciones del espectrograma. Si se quiere obtener una mayor resolución en frecuencia, es decir obtener un espectrograma más detallado, se requiere un largo de ventana mayor incrementando el tiempo del cálculo. Si se quiere obtener una mayor resolución temporal se requiere un largo de ventana menor y el efecto es inverso no siendo capaz de distinguir los diferentes armónicos si están muy juntos en el espectrograma.

# 5. Resultados y Discusiones

A continuación se presentarán los resultados del procesamiento digital de las señales captadas en terreno.

## 5.1 Géiser El Jefe

El Jefe es un géiser tipo cono con una profundidad medida de 1,52 m. Se realizaron sondeos de temperatura al interior del conducto cada 0,3 m y de presión en los últimos 0,9 m con una separación de 0,3 m, es decir se colocaron transductores de presión a los 0,9 m, 1,2 m y 1,5 m. Los datos de temperatura utilizados fueron medidos en un período de 5 días con una frecuencia de muestreo de 1 Hz, estos se muestran en la [figura 5.1](#). Como primera observación se puede notar que los gráficos de temperatura vs tiempo están afectados por el ciclo de temperatura diurno-nocturno, ya que se ven claramente 5 ciclos correspondientes a los 5 días de medición. Además, se puede observar que existe una disminución de la amplitud a medida que aumenta la profundidad, para resaltar o ver claramente este efecto se realizó un filtro sencillo que dejara pasar solo frecuencias bajas (períodos altos), la cual está marcada con una línea roja. Además, se nota que a los 0,6 m de profundidad se produce una caída pronunciada de las temperaturas, la cual no se percibe a profundidades menores, no obstante al examinar en detalle se observa que es debido a un efecto de escala.

Posteriormente se realizaron perfiles diarios de temperatura cada 6 horas ([ver figura 5.2](#)) donde se observa a primera vista que los datos de temperatura varían en mayor proporción hasta aproximadamente los 0,9 m de profundidad, en cambio a profundidades mayores los datos se mantienen más o menos constantes. Por lo tanto, comparando ambas figuras se puede inferir que los valores registrados están afectados en mayor medida por el ciclo de temperatura diurno-nocturno hasta al menos los 0,9 m de profundidad. También se nota que los días 23 y 24 a ciertas horas la temperatura superficial se dispara con respecto al general de los datos llegando hasta los 86 °C, que corresponde exactamente a la temperatura de ebullición del agua a la altura de El Tatio, por ende esos datos reflejan que justo en ese instante el géiser está en erupción.

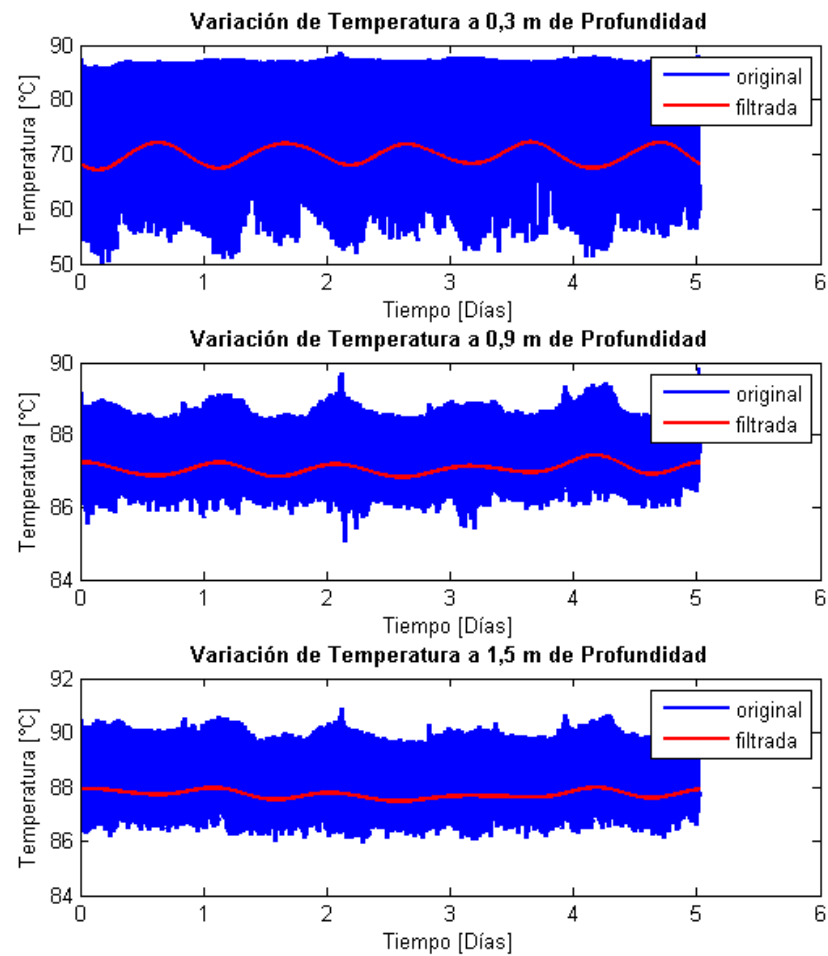
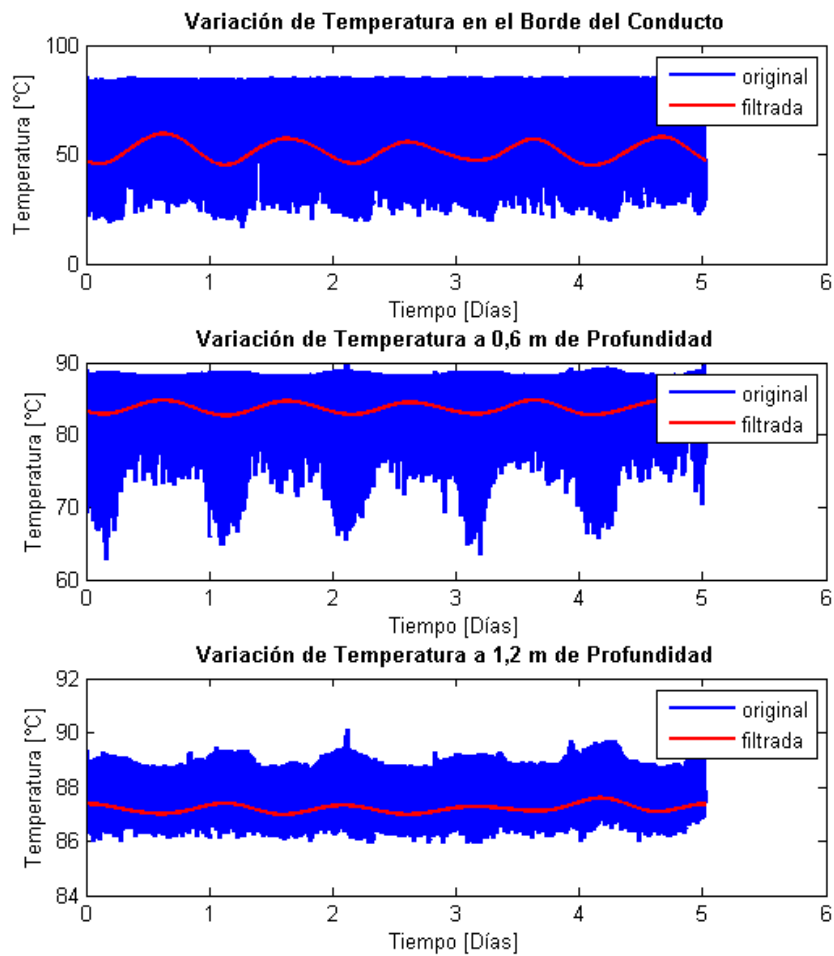


Figura 5.1 Registro de temperatura del géiser El Jefe. En línea roja se puede observar la señal filtrada a frecuencias bajas.

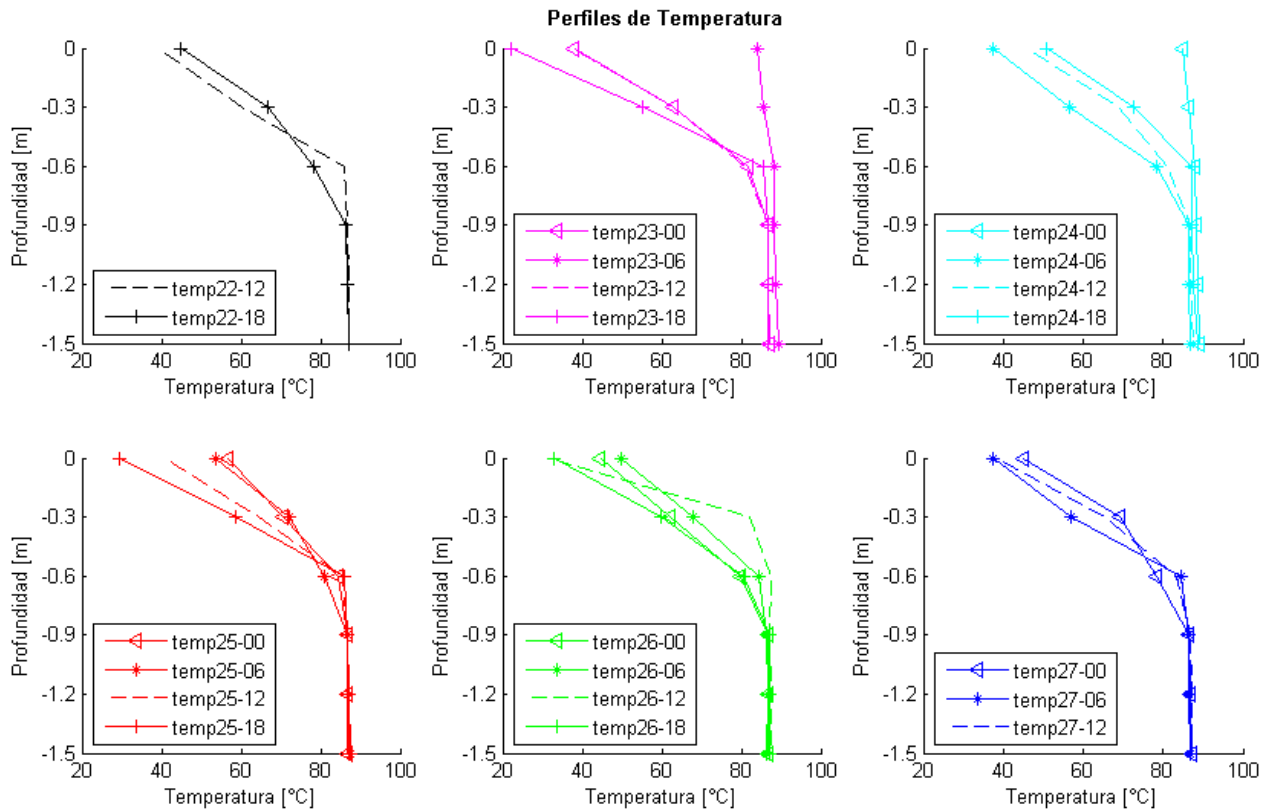


Figura 5.2 Perfiles de temperaturas diarias cada 6 horas del géiser El Jefe.

Introducidas las primeras observaciones de los datos, a continuación se presentan los resultados del análisis espectral. En la figura 5.3 se observan los periodogramas de los datos de temperatura recabados a distintas profundidades, en todos ellos se notan tres peaks claros marcados con puntos de colores, de los cuales dos de ellos tienen el mismo color producto que el de menor amplitud es un armónico del mayor, por tanto la frecuencia fundamental de esta serie es igual a  $7,58 \cdot 10^{-3}$  Hz o 132 s que corresponde al intervalo entre erupción medido aproximadamente en terreno.

Por otra parte el peak marcado con un punto azul corresponde a la frecuencia del ciclo de temperatura diurno-nocturno, donde se observa claramente como disminuye su amplitud con la profundidad, como ya se había comentado anteriormente. Además se pueden apreciar algunos peak secundarios de menor amplitud que al igual que la frecuencia anterior corresponde a armónicos de esta última.

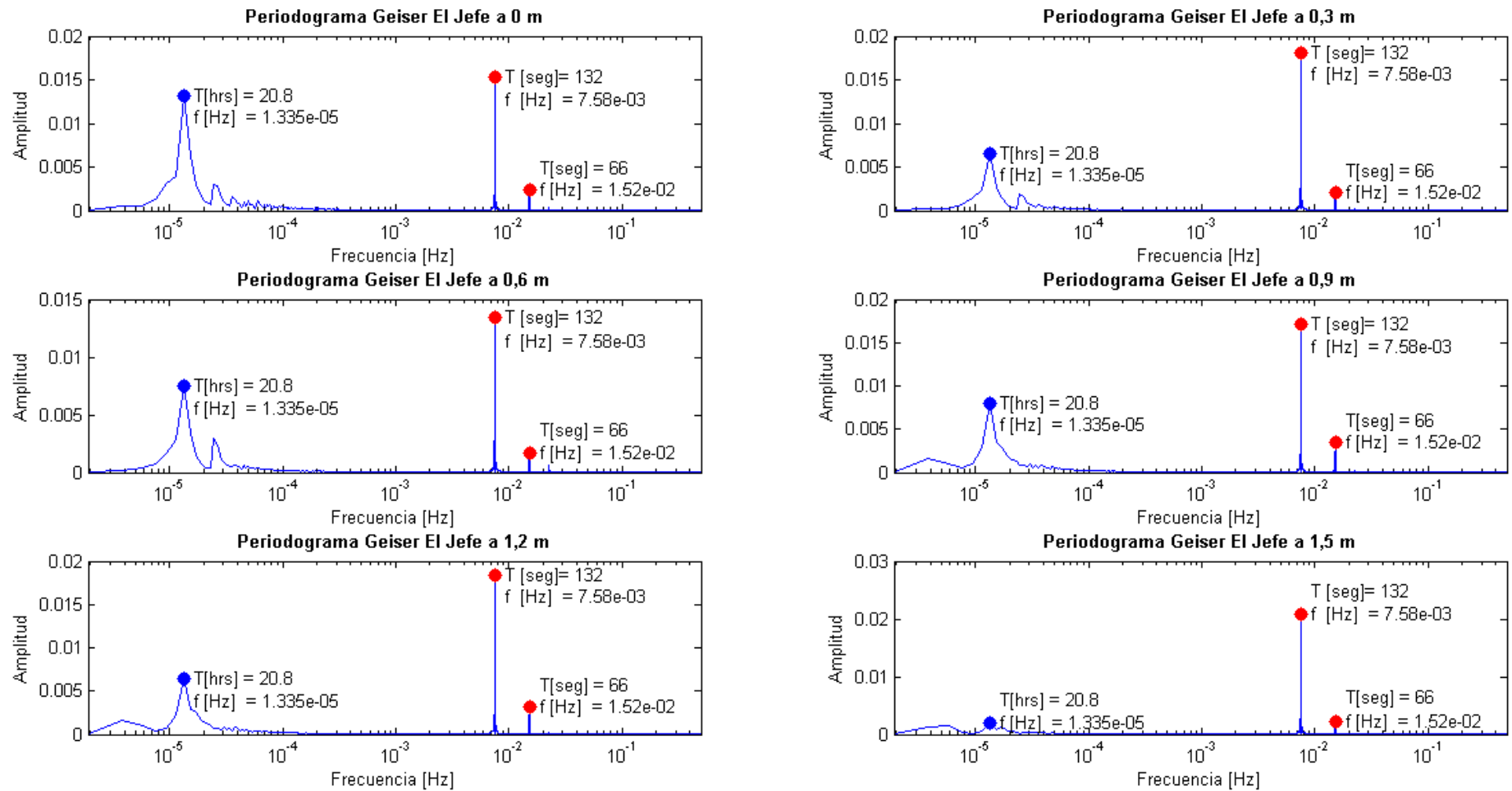


Figura 5.3 Periodogramas del géiser El Jefe a diferentes profundidades.

Ahora bien, a partir de los resultados anteriores solo se conocen las frecuencias dominantes en las señales, pero no cómo estas frecuencias están presentes a través del tiempo. Para ello es necesario realizar un espectrograma que, como se mencionó en el apartado anterior, divide la señal en trazos pequeños de tiempo calculando la Transformada de Fourier en cada una de ellas. Para realizar este análisis se utilizarán los datos de la termocupla más profunda, ya que el registro de temperatura se encuentra menos afectado por el ciclo de temperatura diurno-nocturno.

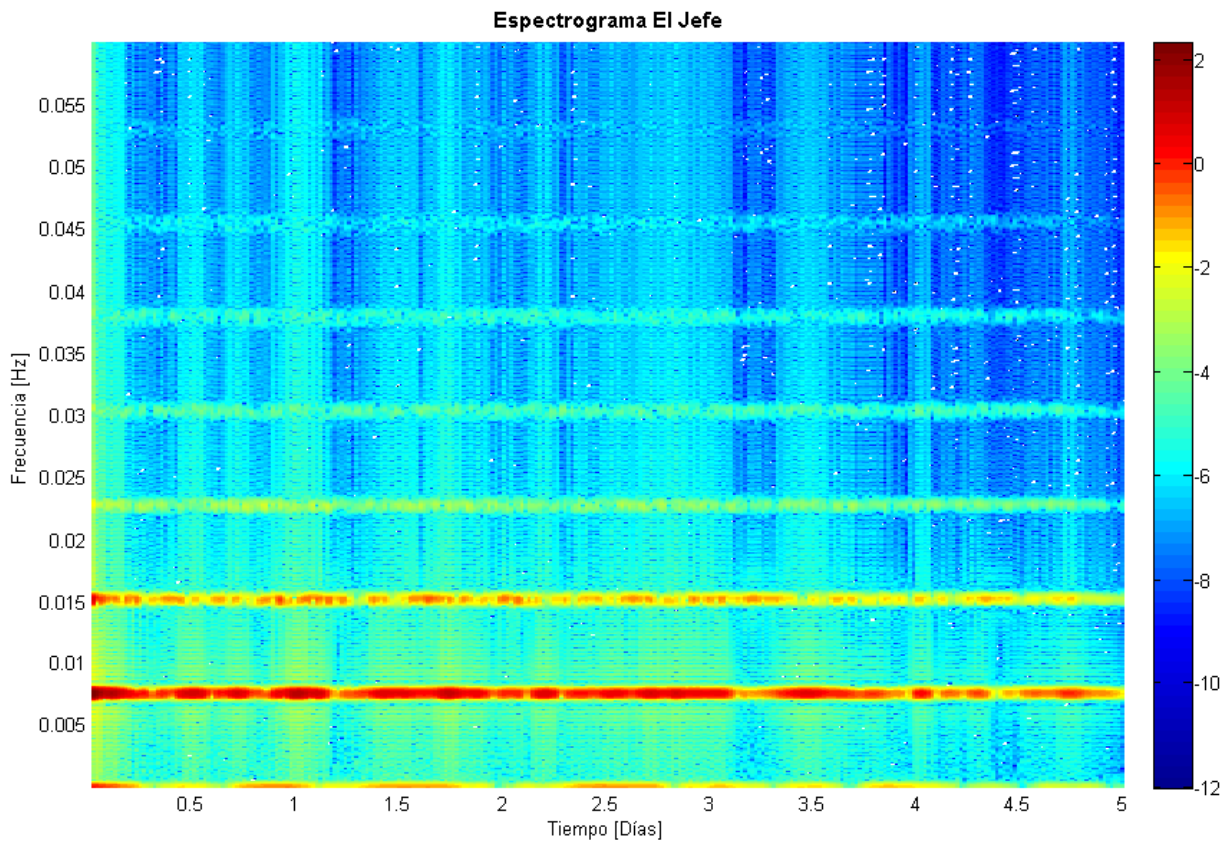


Figura 5.4 Espectrograma del géiser El Jefe;  $window=3.000$ ,  $noverlap=50\%$ ,  $freq=1*10^{-5};0,0001:6*10^{-2}$ .

En la figura 5.4 se muestra el espectrograma del géiser El Jefe, en él se observa que la frecuencia igual a  $7,58*10^{-3}$  Hz o 132 s mantiene su amplitud o energía más o menos constante a medida que avanza el tiempo, por ende se puede inferir que el géiser El Jefe es sumamente periódico con un intervalo entre erupción bien marcado de 132 s. También se notan una serie de frecuencia a partir de esta última, múltiplos de  $7,58*10^{-3}$  Hz que disminuyen su energía a medida que aumenta el orden de la multiplicidad, por tanto corresponden a armónicos de esta frecuencia.

Además, se ve próximo al eje de las abscisas la frecuencia de  $1,335 \cdot 10^{-5}$  Hz con amplitudes altas en algunos intervalos de tiempo, lo cual concuerda con lo visto en la [figura 5.1](#) donde se nota que a la profundidad de 1,5 m esta frecuencia no es estable en el tiempo, por ello su disparidad en las amplitudes.



## 5.2 Géiser Vega Rinconada

Vega Rinconada es un géiser ubicado al norte de El Tatio con dos conductos en superficie, uno principal con erupciones intermitentes y uno secundario que se llena y vacía esporádicamente, con una profundidad medida de 7,20 m y de 2,50 m, respectivamente.

Se efectuaron mediciones de temperatura al interior del conducto principal cada 1 m y en el secundario interna y externamente. Los datos de temperatura utilizados en el conducto principal fueron medidos en un periodo de 5 días y medio con una frecuencia de muestreo de 1 Hz (ver figura 5.5) y en el secundario en un periodo de 2 días con una frecuencia de 0,1 Hz; los datos de medición al interior no se ocuparon debido a que los sensores arrojaron valores erróneos.

Al igual que en el géiser El Jefe se observa que los datos están afectados por el ciclo de temperatura diurno-nocturno (ver figura 5.5), debido a que las mediciones realizadas en el borde del conducto reflejan claramente los cinco ciclos y medios correspondiente exactamente al período en que las mediciones se realizaron en terreno, de ahí en adelante es más difícil distinguir este efecto.

A partir de los perfiles de temperaturas (ver figura 5.6) se puede observar a primera vista que las temperaturas al interior del conducto son más altas que 86°C (temperatura de ebullición del agua a la altura de El Tatio) y que las mayores variaciones se producen hasta el metro de profundidad, lo cual coincide con lo visto en el geiser El Jefe. A partir del metro de profundidad las temperaturas son aproximadamente constantes reflejado en la verticalidad de los perfiles. Sin embargo, esta verticalidad se rompe cuando el géiser se encuentra en erupción debido a que hay un aumento de dos a tres grados a los 7 metros de profundidad. Además, se nota que cuando el géiser está en la fase de recarga del ciclo eruptivo las temperaturas son menores en al menos un grado que cuando está en las fases eruptivas a lo largo de todo el conducto.

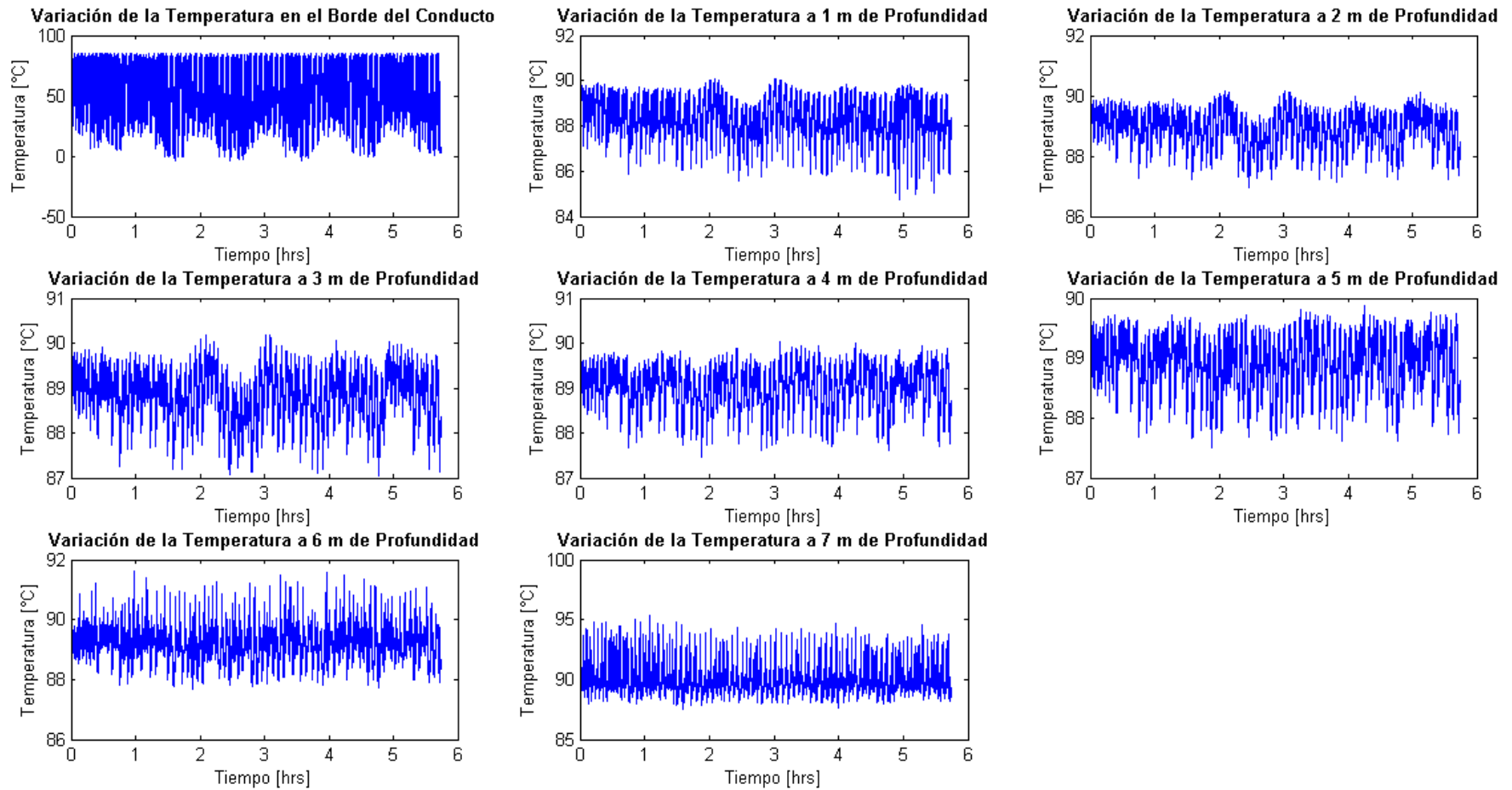


Figura 5.5 Registro de temperatura del géiser Vega Rinconada desde el borde del conducto hasta los 7 m de profundidad con un intervalo de 1 m.

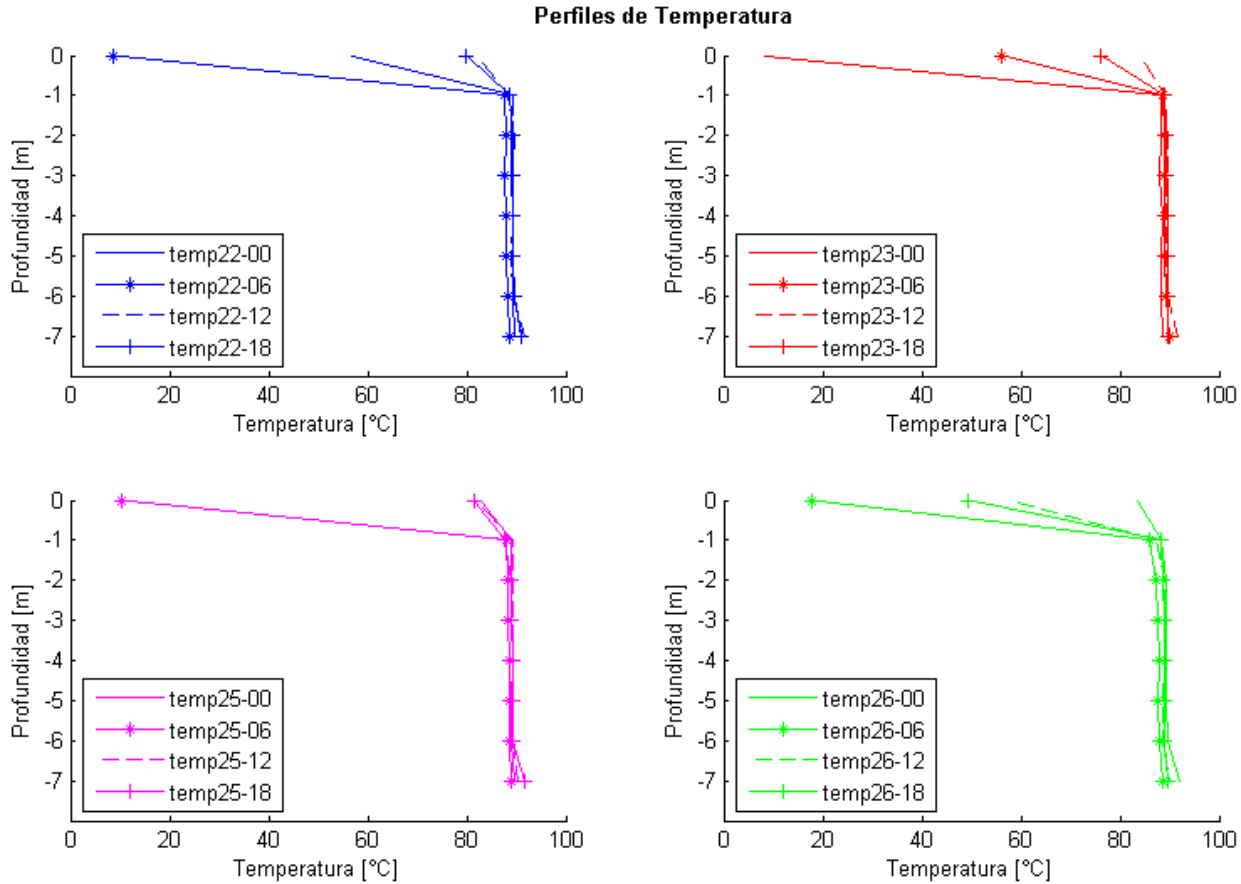


Figura 5.6 Perfiles de temperaturas diarias cada 6 horas del géiser Vega Rinconada.

El intervalo entre erupciones es otro punto importante de analizar, dado que en terreno no se logró identificar una periodicidad clara en el ciclo eruptivo, debido a que los tiempos en que las erupciones ocurren son a escalas de horas. En la figura 5.7, se muestran los periodogramas de los datos de temperatura recabados a distintas profundidades, en todos ellos se ven 2 peaks claros a los  $1,335 \cdot 10^{-5}$  Hz (20,8 horas) y  $1,507 \cdot 10^{-4}$  Hz (1,8 horas). Además se observa otra frecuencia a los  $4,063 \cdot 10^{-4}$  Hz que se ve con mayor facilidad en el borde del conducto y a los 7 m de profundidad debido a un efecto de escala en los gráficos, ya que si se mira en detalle a las otras profundidades también está presente, sin embargo esta frecuencia corresponde al tercer armónico de un peak secundario de los  $1,507 \cdot 10^{-4}$  Hz igual a  $1,354 \cdot 10^{-4}$  Hz (2,1 horas).

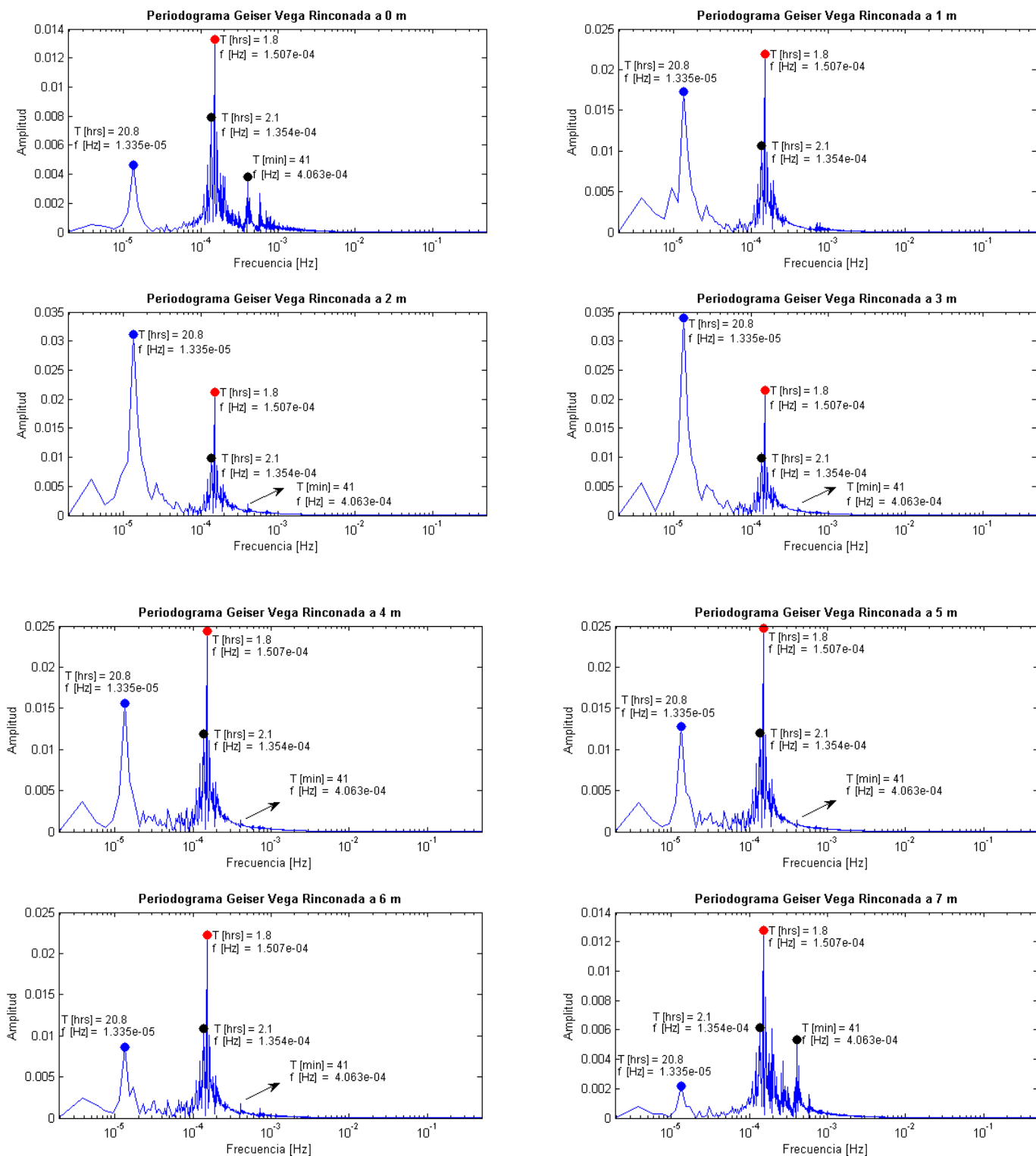


Figura 5.7 Periodogramas del géiser Vega Rinconada a diferentes profundidades.

Al igual que en el géiser El Jefe está presente la frecuencia de  $1,335 \cdot 10^{-5}$  [Hz], la cual corresponde al ciclo de temperatura diurno-nocturno. Un efecto extraño que ocurre en este caso es que la amplitud aumenta hasta los 3 m de profundidad y luego disminuye en vez de solo disminuir con la profundidad. Una posible explicación para este fenómeno puede estar asociado al conducto secundario de 2,54 m de largo, el cual está vacío la mayor parte del tiempo excepto cuando el conducto principal va a entrar en erupción. Por tanto, a través de este conducto, el cual está a unas decenas de centímetros del conducto principal se podría generar un efecto adicional que provocaría un aumento en la amplitud de esta frecuencia.

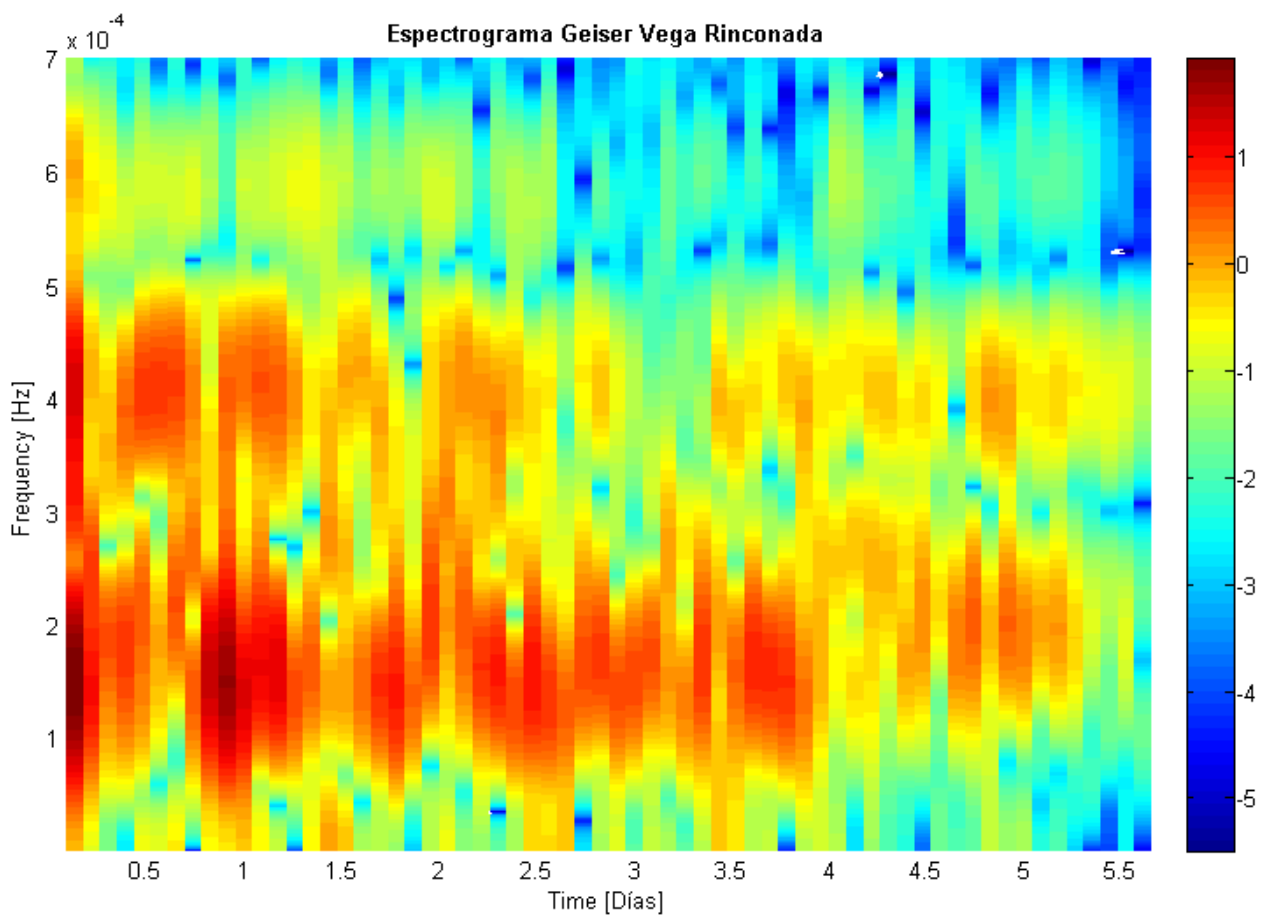


Figura 5.8 Espectrograma géiser Vega Rinconada; window=10.000, noverlap=50%, freq= $1 \cdot 10^{-6}$ :0,00001: $7 \cdot 10^{-4}$ .

Establecidas las frecuencias que dominan en el sistema, ahora es necesario determinar que tan continuas son en el tiempo. En la [figura 5.8](#), se muestra el espectrograma del géiser Vega Rinconada utilizando los datos de temperatura a los 7 m de profundidad, con el fin de tener una respuesta más real del géiser evitando perturbaciones externas como, por ejemplo, el ciclo de temperatura diurno-nocturno.

Respecto a la periodicidad del géiser, se ven dos claros intervalos entre los  $1 \cdot 10^{-4}$  a  $2 \cdot 10^{-4}$  Hz y  $3,5 \cdot 10^{-4}$  a  $4,5 \cdot 10^{-4}$  Hz, los cuales coinciden exactamente con las frecuencias que existen alrededor de los peaks vistos en los periodogramas y por lo tanto se puede inferir que el géiser Vega Rinconada exhibe mas bien un comportamiento multimodal donde existe una frecuencia sobresaliente a los  $1,507 \cdot 10^{-4}$  Hz. Además, se observa que el rango de menor frecuencia es continuo en el tiempo siendo por tanto dominante en el sistema, sin embargo se notan algunas pequeñas variaciones en la amplitud o energía de la señal a lo largo del tiempo. El segundo rango que en su totalidad deberían ser armónicos del primero no es constante en el tiempo, ya que se notan ciertos lapsus en que la amplitud disminuye drásticamente, la cual puede ser producto de fuerzas externas del mismo orden de tiempo que podrían afectar al sistema atenuando estas frecuencias y de las cuales no se tiene conocimiento que puedan perturbar.

## 5.3 Interacción entre Géiseres

La Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio es el sitio adecuado para estudiar si existen o no interacciones entre géiseres cercanos, debido a que en terreno se observaron cómo estas manifestaciones termales estaban claramente orientadas en fallas subsidiarias NW-SE del sistema principal NS. Los géiseres estudiados son cuatro conocidos localmente como El Asesino, El Maletero, La Llama y La Concha, en donde los dos primeros se ubican en un mismo lineamiento más al norte que los últimos dos.

Primero se analizarán si existen interacciones entre géiseres ubicados en un mismo lineamiento, es decir, el Asesino-El Maletero y La Concha-La Llama, y a continuación se estudiará el comportamiento entre géiseres ubicados en lineamientos distintos.

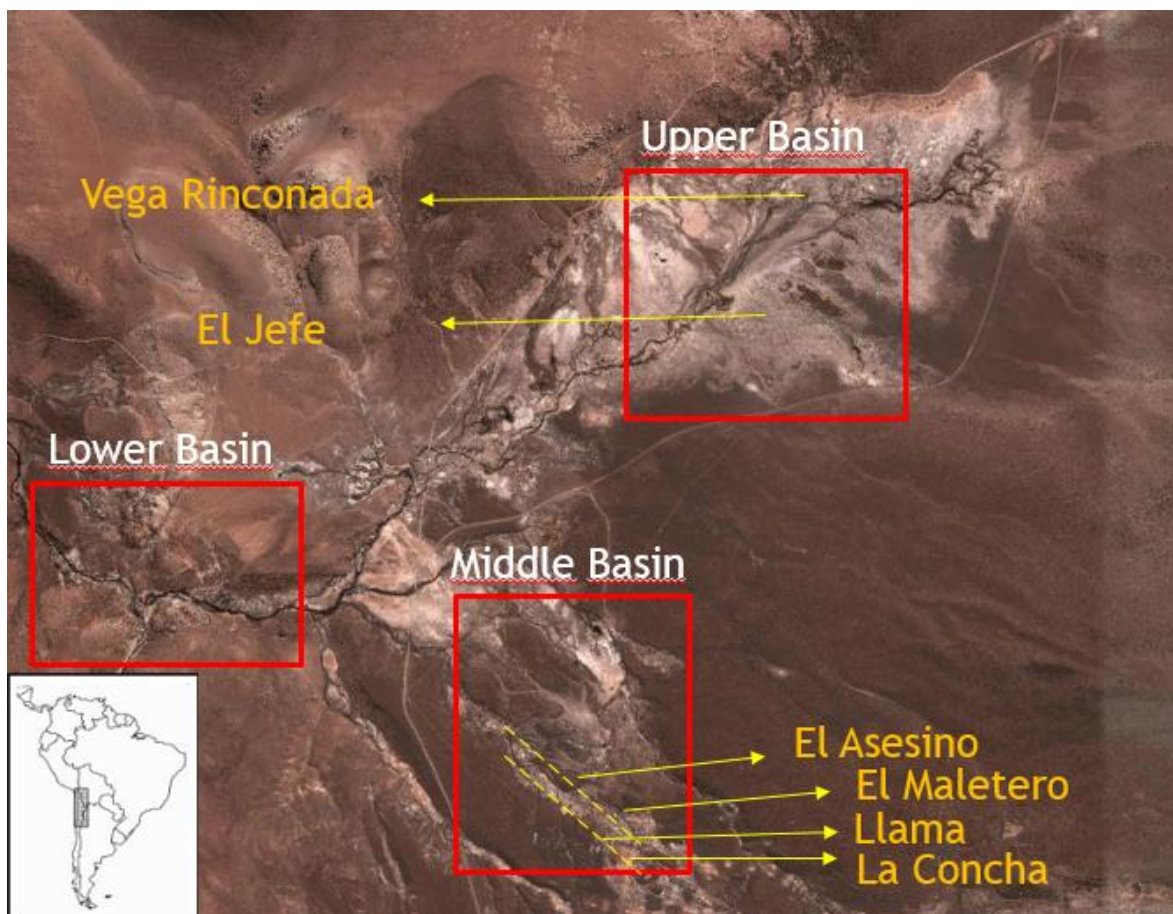


Figura 5.9 Ubicación de los géiseres en la Cuenca Media del Campo Geotermal El Tatio. Modificada [Map data © 2012 Google Earth](#).

El Asesino, El Maletero, La Concha y La Llama son géiseres sumamente peligrosos que generan erupciones intensas a continuo de 2 días, en cambio en el segundo solo durante 1 día debido a que la memoria que soportaba el dispositivo era menor. Todos los géiseres se midieron con una frecuencia de muestreo de través de una fuente o poza de agua. En el primer par de géiseres se realizaron mediciones en los flujos de salida durante un período 0,1 [Hz] (ver figura 5.10).

Los dispositivos elegidos para realizar mediciones de temperatura en estos tipos de géiseres se conocen como registradores de datos de temperatura externos, los cuales son ideales para realizar mediciones de temperatura en este tipo de manifestaciones dado que no se corre riesgo de sufrir algún tipo de quemaduras al instalarlos, debido a que los sensores se colocan externamente a los géiseres (en los flujos de salida), más aún cuando estas manifestaciones son altamente peligrosas, ya que sus erupciones son generalmente violentas. Además, dado que no se visualizó un conducto para poder realizar mediciones al interior de los géiseres producto de la poza de agua sobreyacente, estos dispositivos son los adecuados para realizar las mediciones necesarias para cumplir con los objetivos de este apartado.

Los registradores de datos de temperatura externos como se puede ver en la figura 4.4, tienen dos sensores de temperatura, que se usaron de forma simultánea en terreno en caso que alguno resultara dañado o no funcionara. En el caso del géiser El Asesino y La Concha los sensores se colocaron en los bordes del canal de salida a cierta distancia de separación (ver figura 4.5a), por ello las señales son prácticamente iguales con algunas variaciones en el rango de temperatura medido debido a que el sensor ubicado a una mayor distancia de la fuente registrará una menor temperatura. En cambio, en El Maletero y La Llama se situaron los sensores 1 y 2 más lejos del borde del estanque de agua, respectivamente; por ello estos sensores presentan un mayor efecto producto de la variación de temperatura diurna-nocturna (ver figura 5.10).



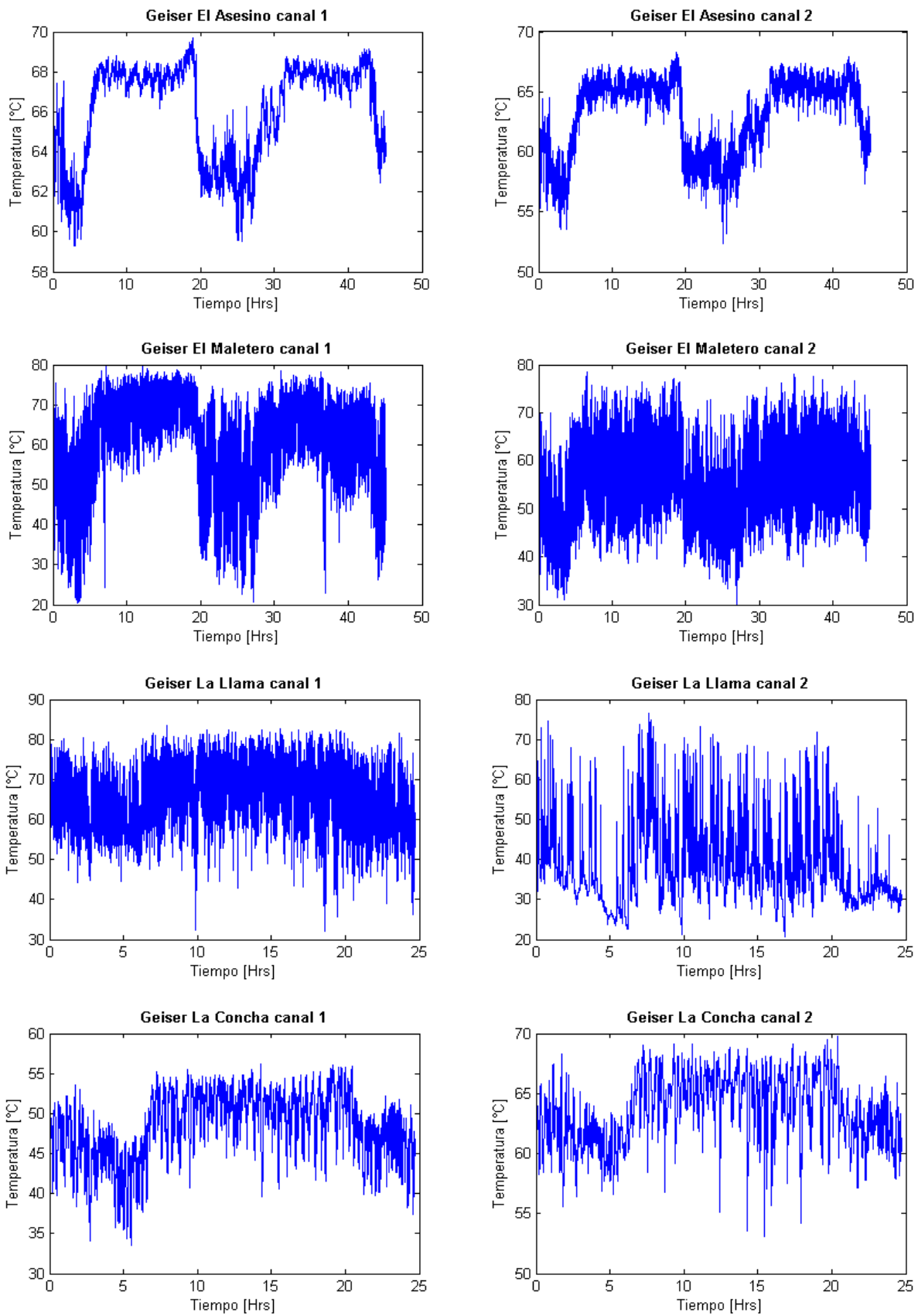


Figura 5.10 Registro de temperatura de los géiseres El Asesino, El Maletero, La Concha y El Maletero.

En la [figura 5.10](#), se nota que todas las señales están afectadas por un ciclo de 24 horas, que en algunos casos produce variaciones de hasta 10 [°C] con respecto a la media diaria. Por lo tanto, antes de realizar cualquier análisis, primero se debe filtrar la señal para eliminar por completo esta fluctuación de primer orden que no entrega un aporte al cálculo de la periodicidad. Con esto buscamos eliminar la fluctuación dominante de baja frecuencia que representa esta senoide que toma valores altos de amplitud y, por ende, la visualización de otras frecuencias dominantes tiende a opacarse. Eliminar las bajas frecuencias del espectro permite tener una mejor resolución de las frecuencias altas (periodos más pequeños) que son las interesantes de conocer para distinguir alguna periodicidad propia del ciclo eruptivo de los géiseres.

En la [figura 5.11 y 5.12](#) se filtraron las señales de cada uno de los sensores o canales de medición. En ellas se observan tres señales primero la original y luego en la sección inferior la misma señal pero filtrada con un filtro pasa alto y uno pasa bajo. El filtro es en forma de escalón, tomando valores iguales a uno a frecuencias mayores de las de cortes y cero para frecuencias menores en el caso del filtro pasa bajo y lo contrario para el pasa alto. La frecuencia de corte tomada es de  $1,2 \cdot 10^{-5}$  [Hz], la cual corresponde a un período igual a 23,1 horas. En la representación de la señal filtrada a bajas frecuencia se puede observar claramente una senoide de período igual a 24 horas correspondiente al ciclo diario de temperatura. Por otro lado, en la señal filtrada a frecuencias altas se puede ver como se eliminó la sinusoidal causada por la fluctuación de la temperatura producto de la variación entre el día y la noche, por tanto de aquí en adelante se trabajará con esta señal.

Un punto importante de establecer antes de determinar si existen o no interacciones entre géiseres cercanos, es diferenciar periodicidades propias del ciclo eruptivo. Entonces, al igual que los análisis realizados para los géiseres de la Cuenca Superior, se utilizará la función de autocorrelación para encontrar patrones repetitivos dentro de la señal y así distinguir de forma más efectiva las fluctuaciones que dominan en el sistema. En la [figura 5.13](#) se observan los periodogramas de cada uno de los géiseres y canales de medición, en ellos se graficaron las Transformadas de Fourier de la señal filtrada a altas frecuencias y sin filtrar, donde se nota claramente que cuando la frecuencia producto del ciclo de temperatura diario es eliminada del espectro se genera una mejor resolución a frecuencias altas, apareciendo nuevos peaks que antes no resaltaban, ya que eran opacadas por esta fluctuación tan dominante en la señal.

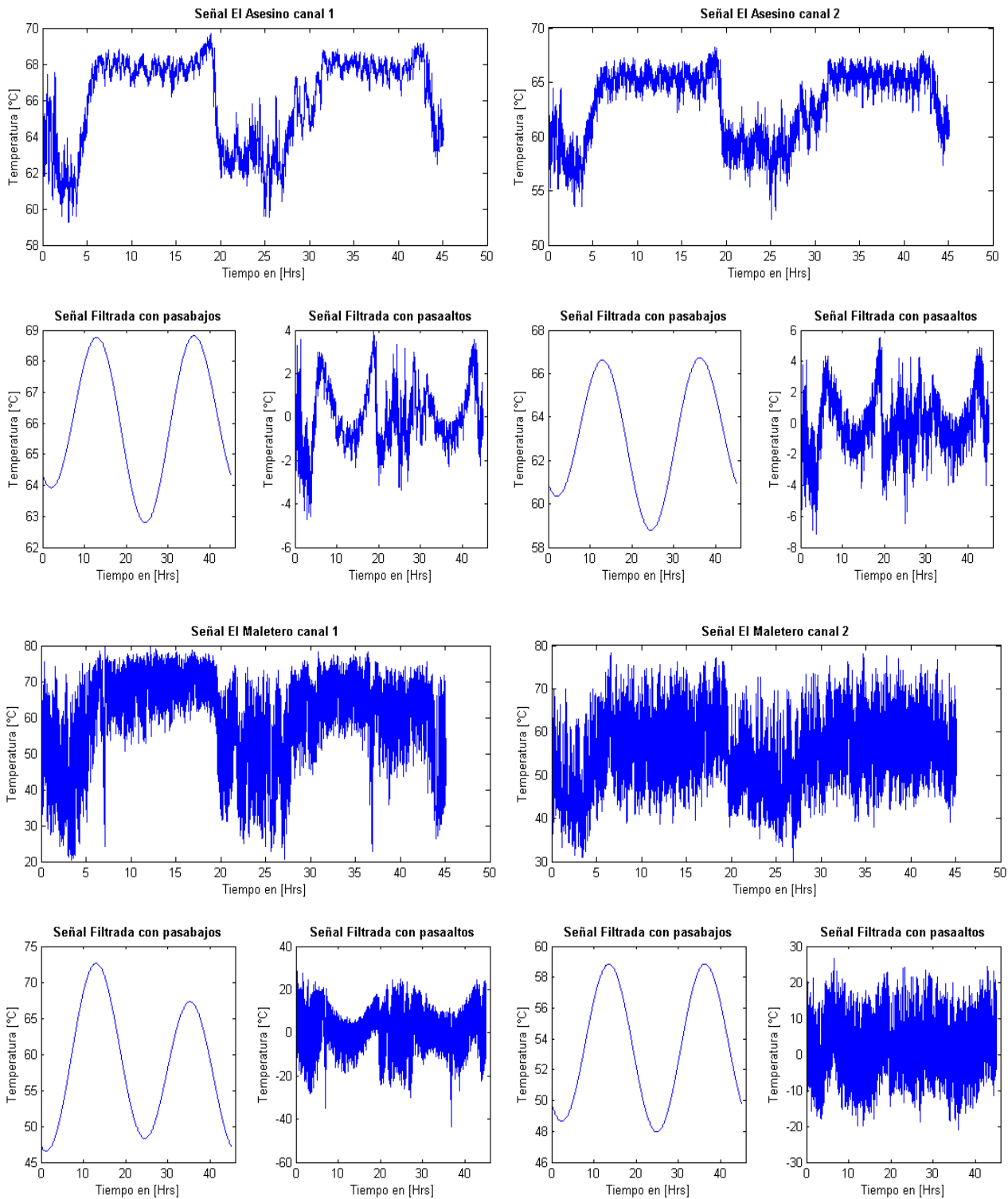


Figura 5.11 Señales de temperatura filtradas de los géiseres El Asesino y El Maletero a frecuencias bajas y altas. La frecuencia de corte tomada es de  $1.2 \cdot 10^{-5}$  [Hz].

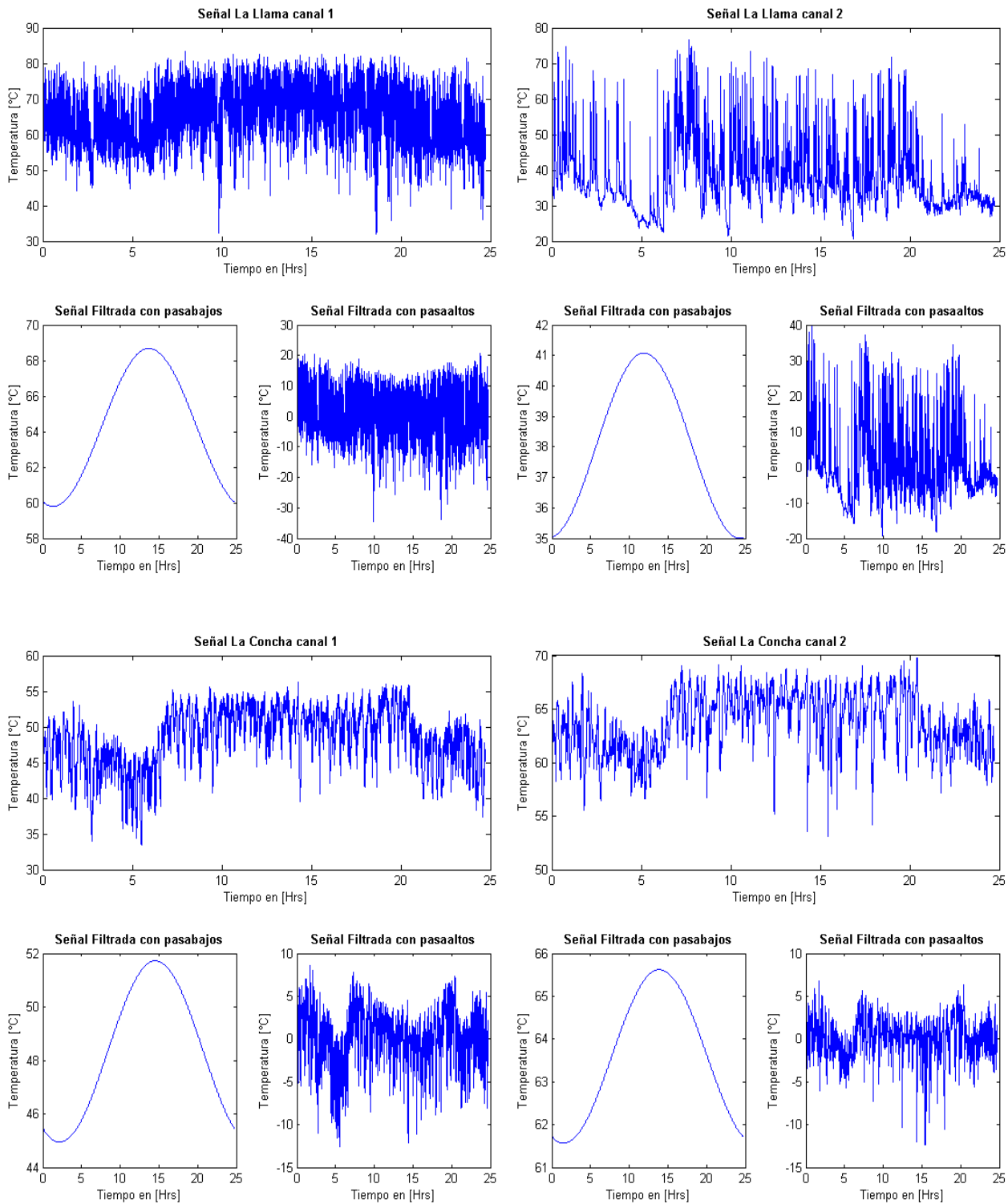


Figura 5.12 Señales de temperatura filtradas de los géiseres La Llama y La Concha a frecuencias bajas y altas. La frecuencia de corte tomada es de  $1.2 \cdot 10^{-5} [Hz]$ .

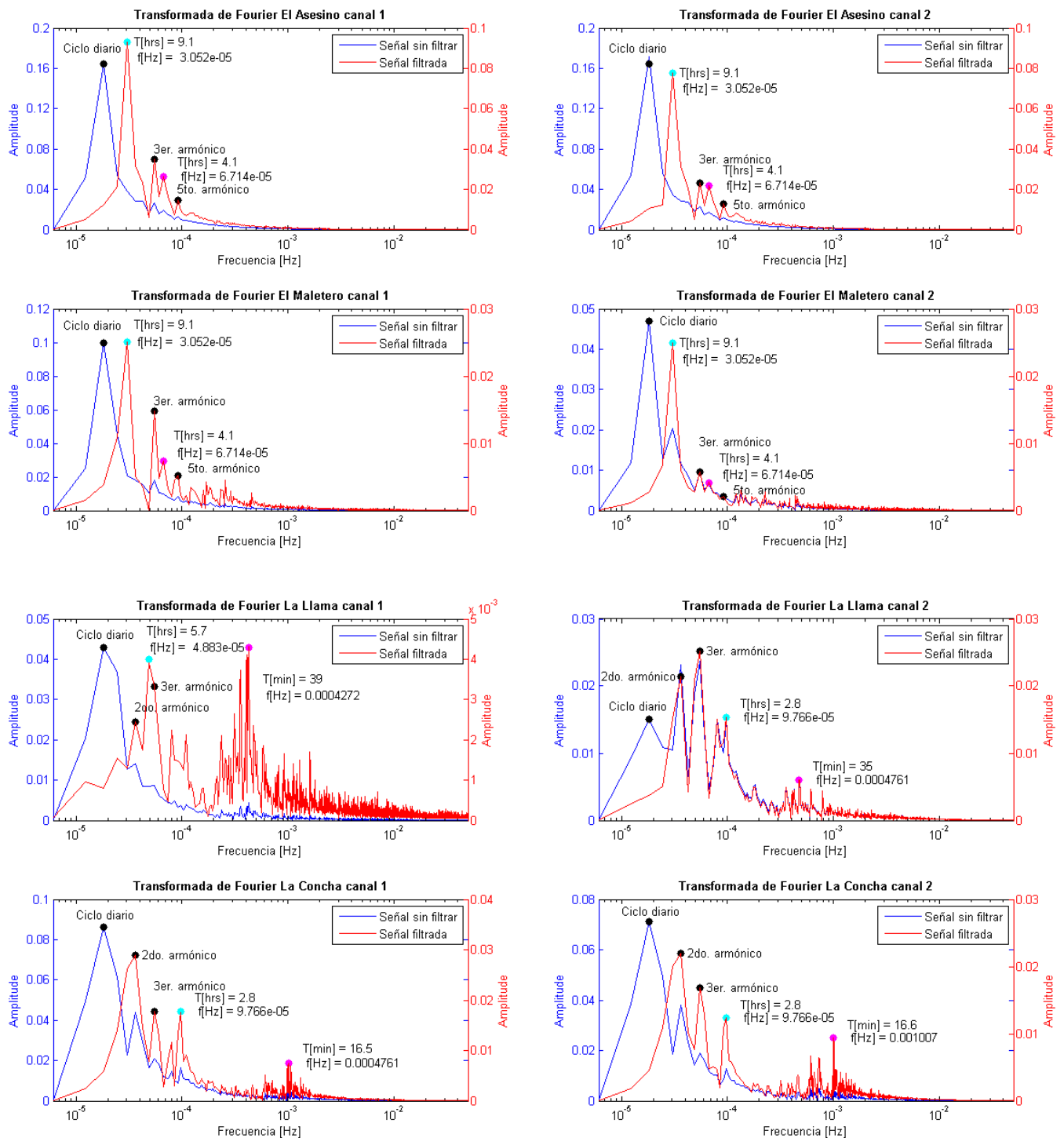


Figura 5.13 Periodogramas de los géiseres de la Cuenca Media para cada uno de los canales de medición. En azul se observa la transformada de fourier de la señal sin filtrar y en rojo con la señal filtrada.

Los peaks de mayores amplitudes están destacados con puntos de distintos colores; negro, magenta y cian. Los puntos de colores negros marcan las frecuencias producto del ciclo diario de temperatura más sus armónicos, y los puntos de colores magenta y cian corresponden a otras frecuencias no relacionadas a las variaciones de temperatura diurnas-nocturnas, las cuales están en el rango de varias horas a varios minutos. Ahora bien, para poder discriminar si estas frecuencias pertenecen al ciclo eruptivo es difícil, ya que por lo visto en terreno los intervalos entre erupción de los géiseres de la cuenca media son pequeños llegando a ser incluso casi continuos, por ende asegurar que estas frecuencias son producto del ciclo eruptivo del géiser es difícil de asegurar sin tener otro antecedente. Sin embargo, [Ortega \(2013\)](#) propuso la existencia de intervalos de descarga de 8,3 y 2,8 horas para El Asesino y La Concha, respectivamente; los cuales concuerdan con los intervalos de mayor energía visto en los periodogramas ([ver figura 5.13](#)) de 9,1 y 2,8 horas para los géiseres mencionados anteriormente.

Para determinar si existen interacciones entre los géiseres de la Cuenca Media se analizarán las señales filtradas a frecuencias altas ([ver figura 5.11 y 5.12](#)). Para esto se empleará la función de correlación cruzada con el objeto de encontrar algún patrón en las señales que se repita y así poder establecer si las señales son semejantes, lo que a su vez indica que existe algún grado de interacción entre las manifestaciones termales comparadas. En las [figuras 5.14 y 5.15](#) se observan las correlaciones cruzadas entre los géiseres El Asesino-El Maletero y La Llama-La Concha para cada uno de los canales de medición.

En El Asesino-El Maletero se observa que los patrones son prácticamente iguales en cada uno de los gráficos con algunas pequeñas variaciones en el coeficiente de correlación. Además, se nota que existe una clara correlación cuando el lag es igual a cero, es decir, comparando las señales tal cual sin generar un retraso o retardo en la señal con respecto a la otra. También se aprecia que existe una clara semejanza entre los géiseres con ciclos que se repiten cada 10,1 horas. En La Llama-La Concha las correlaciones cruzadas tienen una mayor variación dependiendo de los sensores que se comparen, se observa que existe una mejor correlación del segundo canal del géiser La Llama con los dos sensores de La Concha, sin embargo se nota en las gráficas de las Transformadas de Fourier de las correlaciones cruzadas que existen ciclos comunes a las 8,3 y a las 5,7 horas principalmente.

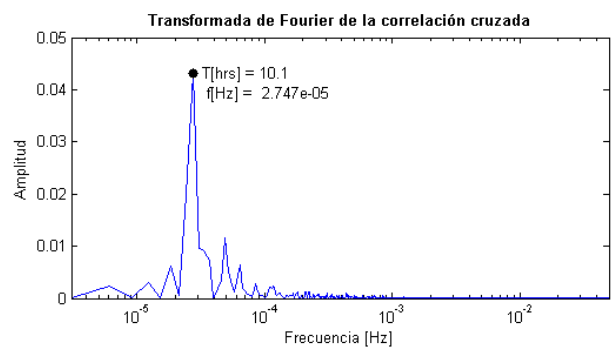
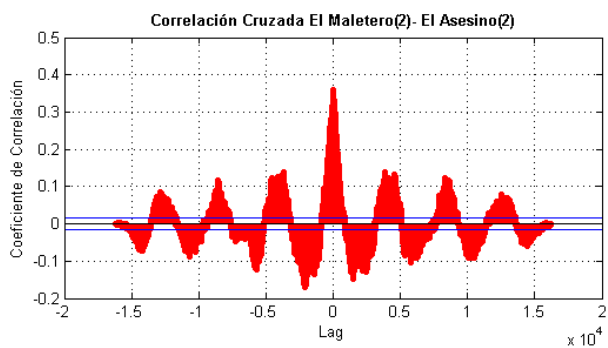
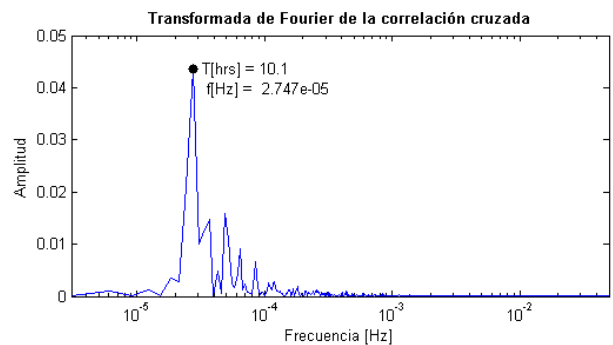
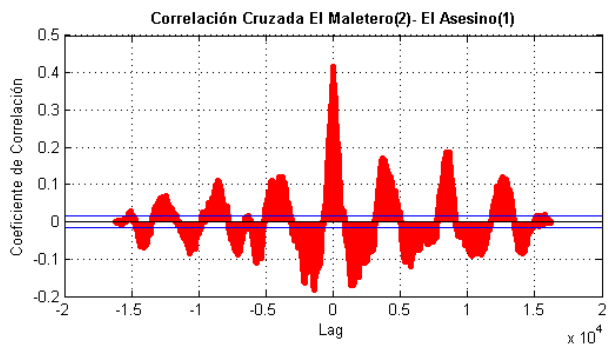
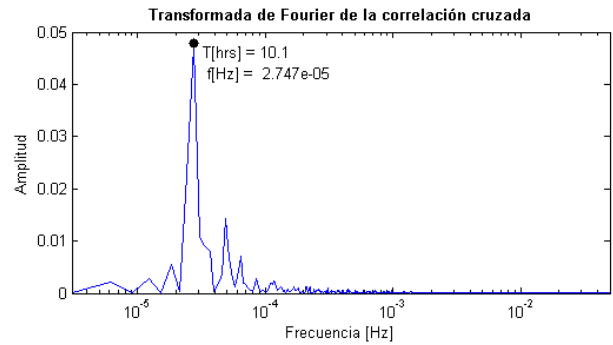
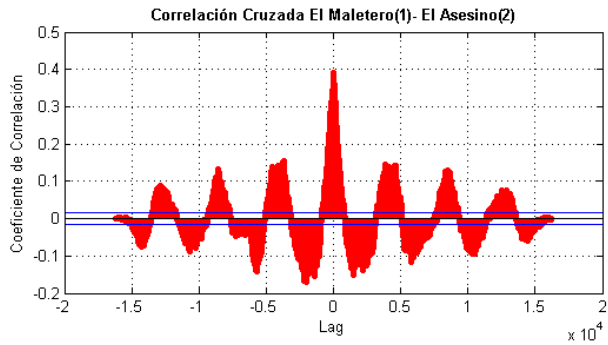
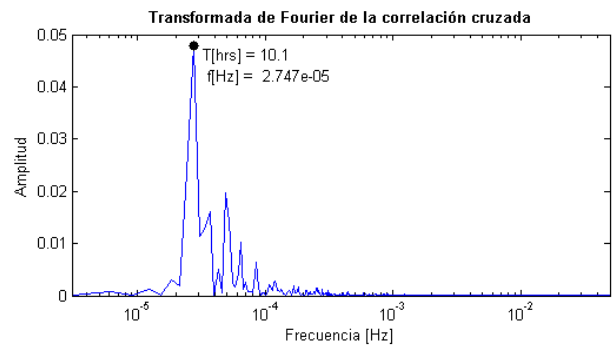
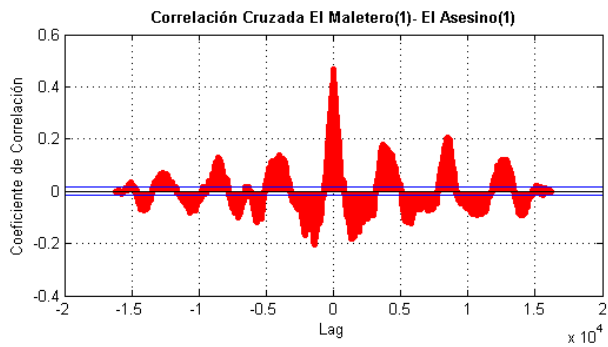


Figura 5.14 Correlaciones cruzadas entre El Asesino y El Maletero. Se comparan las señales captadas por los dos sensores, entre paréntesis se nota el sensor utilizado para realizar el análisis. Las líneas azul horizontal marca la desviación estándar de los datos. Un lag es equivalente a 10 segundos.

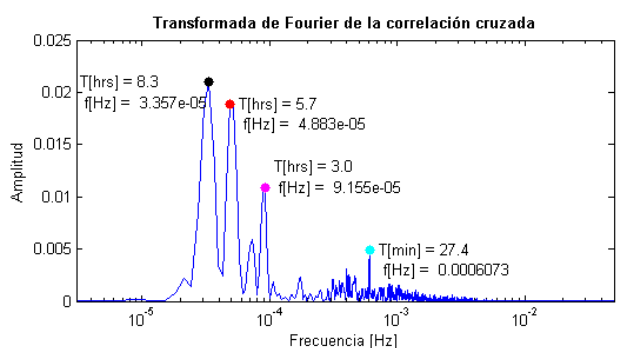
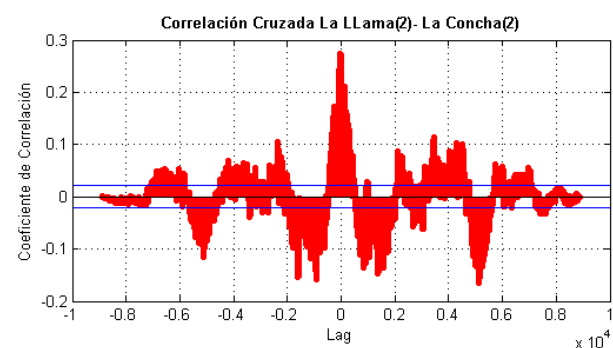
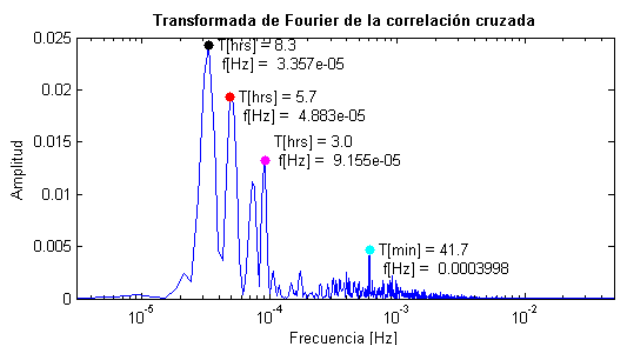
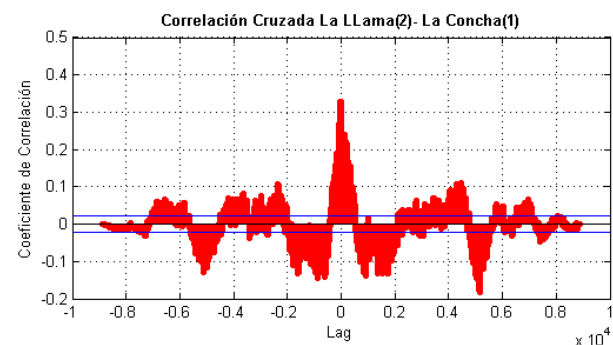
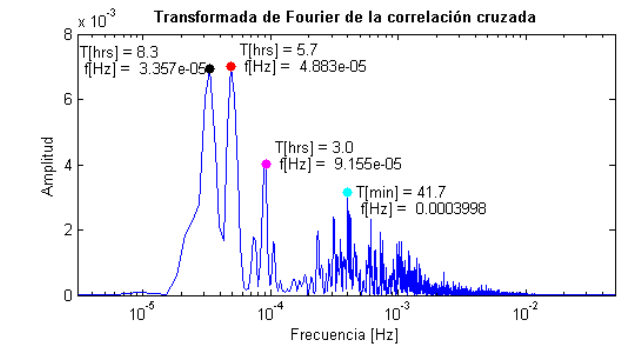
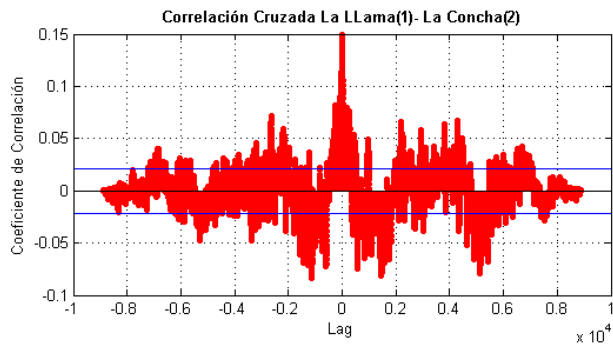
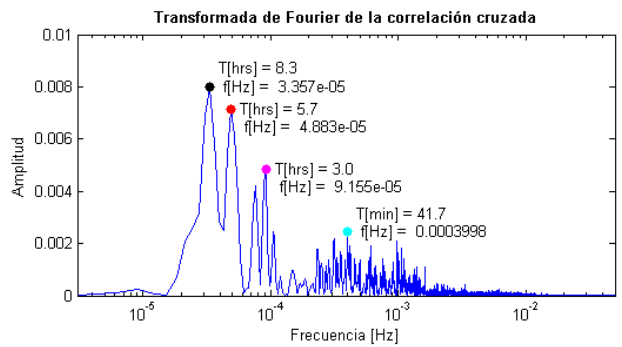
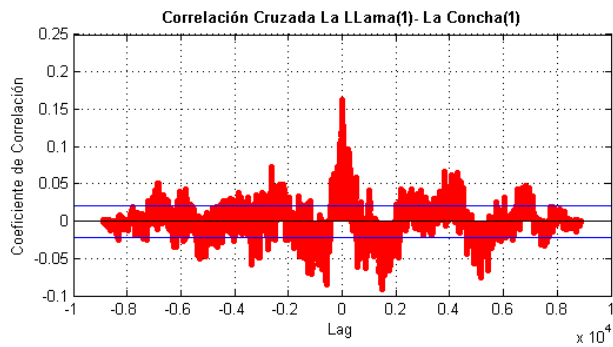


Figura 5.15 Correlaciones cruzadas entre La Llama y La Concha. Se comparan las señales captadas por los dos sensores, entre paréntesis se nota el sensor utilizado para realizar el análisis. Las líneas azul horizontal marca la desviación estándar de los datos. Un lag es equivalente a 10 segundos.



El coeficiente de correlación elevado al cuadrado  $r^2$ , indica la proporción (o porcentaje si se multiplica por 100) de la varianza de una variable asociada a otra (Morales, 2008). Además, acota que coeficientes menores a 0,32 (equivalente a un 10% de correlación) indican una escasa correlación entre las variables, sin embargo señala que no conviene infravalorar la importancia de los coeficientes pequeños aunque suelen tener poco interés práctico.

A partir de los datos vistos en las figuras 5.14 y 5.15, se nota que existe una correlación hasta un 25%, la cual se puede considerar bastante buena entre los géiseres El Maletero- El Asesino. Para el caso de La Llama- La Concha existe una correlación hasta un 10% indicando una interacción de regular a mala dependiendo de los canales que se comparen. Sin embargo, no se conoce si existen interacciones entre géiseres ubicados en distintos lineamientos, por ello se aplicará ahora la función de correlación cruzada entre géiseres ubicados en diferentes trazas de falla, comparando solo el primer sensor para El Asesino, El Maletero y La Concha producto que sus señales son prácticamente iguales, y para la Llama se utilizarán los dos sensores dada su variabilidad.

En las figuras 5.16, 5.17 y 5.18 se grafican las correlaciones cruzadas entre géiseres ubicados en distintos lineamientos, como primera observación se nota que los más altos coeficientes de correlación se producen cuando las señales se retardan 1,5 horas (lag aproximadamente igual a 540), en comparación con la figura anterior donde se observa que los más altos coeficientes de correlación son cuando el lag es igual a cero. Este retardo que se genera al contrastar los géiseres ubicados en distintos lineamiento, lo cual puede ser producto o puede tener una explicación en la dinámica que tienen los fluidos a través de estos sistemas de fallas.

Además como era de esperar conforme a los resultados vistos en las correlaciones cruzadas entre géiseres ubicados en un mismo lineamiento existe una mejor correlación entre el sensor dos de La Llama con los géiseres El Asesino y El Maletero en comparación con el uno, donde en este último las correlaciones cruzadas presenta patrones más desordenados con coeficientes de correlaciones cercanos a la desviación estándar de los datos.

También se observa que existe una correlación regular entre los géiseres El Asesino- La Concha y El Asesino- La Llama (sensor 2) con coeficientes de correlaciones cercanos a 0,3 (10% de correlación) con ciclos que se repiten cada 9,1 y 5,7-8,3 horas, respectivamente. En contraste,

se observa que las correlaciones cruzadas entre los otros pares de géiseres tienen coeficientes de correlación cercanos a 0,15 (2,3% de correlación) e incluso en algunos a 0,05 (0,25% de correlación), lo cual implica que esos géiseres tienen una nula o escasa correlación.

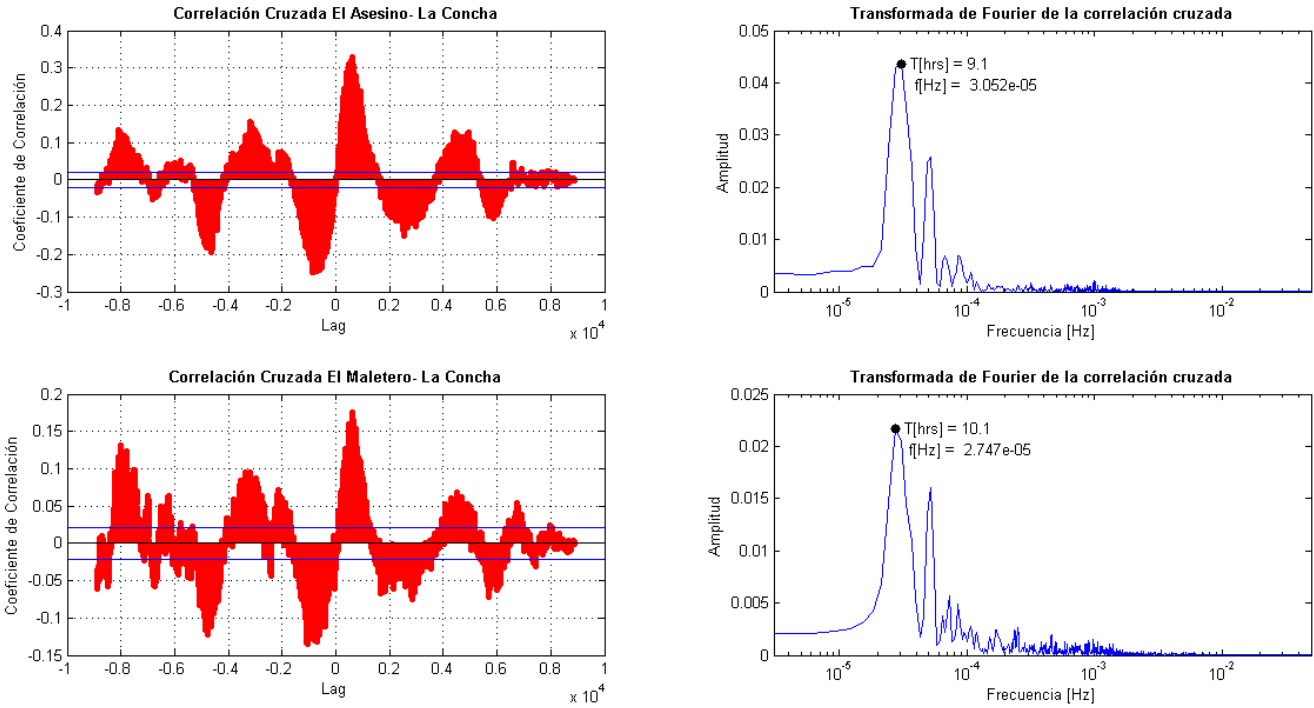


Figura 5.16 Correlaciones cruzadas entre géiseres ubicados en distintos lineamiento, El Asesino-La Concha y El Maletero-La Concha. Se comparan las señales solo del primer sensor para todos los geiseres. Las líneas azul horizontales marcan la desviación estándar de los datos. Un lag es equivalente a 10 segundos. Los periodos de los geiseres son de 9,1 horas para El Maletero y El asesino y de 2,8 horas para La Concha.

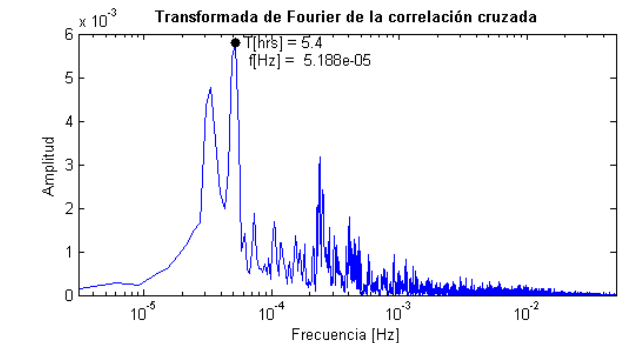
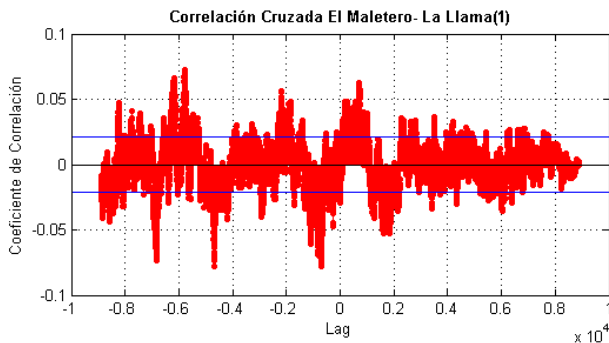
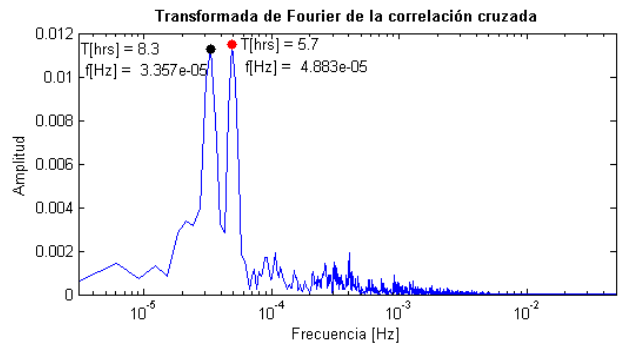
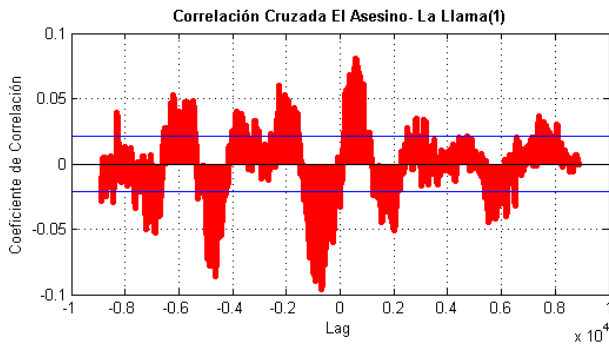


Figura 5.17 Correlaciones cruzadas entre géiseros ubicados en distintos lineamiento, El Asesino-La Llama y El Maletero-La Llama. Se comparan las señales del primer sensor para todos los geiseros. Las líneas azul horizontal marcan la desviación estándar. Un lag es equivalente a 10 segundos. Los periodos de los geiseros son de 9,1 horas para El Maletero y El Asesino, y de 5,7 horas y 39 min para La Llama.

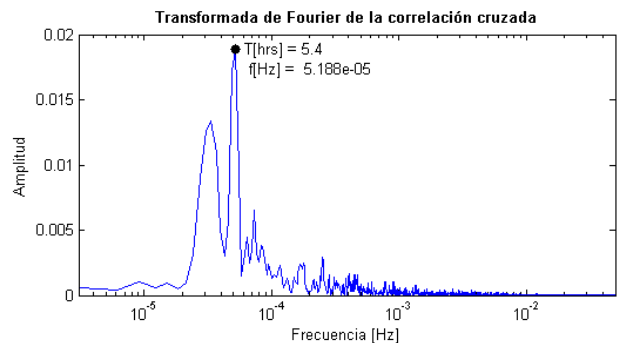
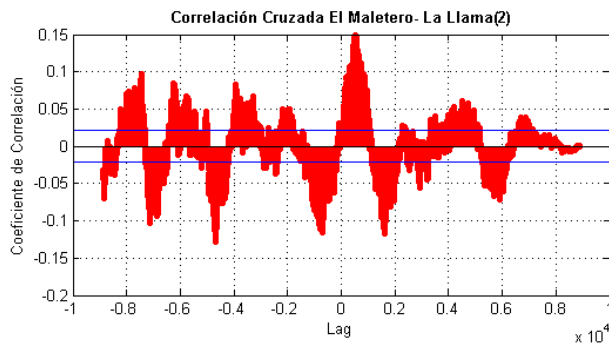
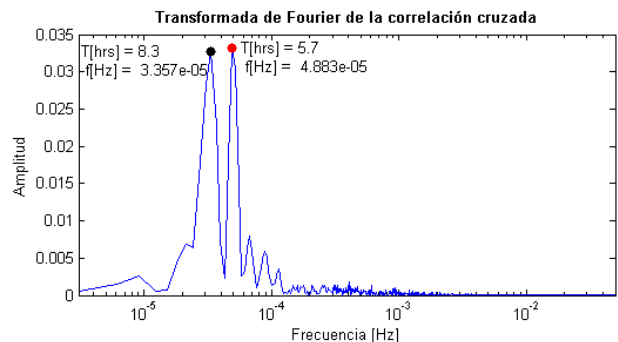
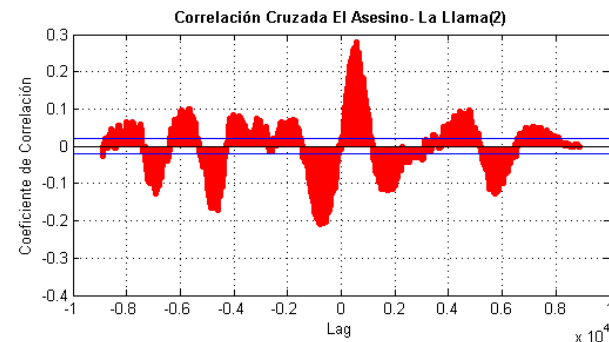


Figura 5.18 Correlaciones cruzadas entre géiseros ubicados en distintos lineamiento, El Asesino-La Llama y El Maletero-La Llama. Se comparan las señales del primer sensor de El Asesino y El Maletero con el segundo sensor de La Llama. Las líneas azul horizontal marcan la desviación estándar. Un lag es equivalente a 10 segundos. Los periodos de los geiseros son de 9,1 horas para El Maletero y El Asesino, y de 5,7 horas y 39 min para La Llama.

En resumen si existen interacciones entre los géiseres ubicados en la Cuenca Media, observándose correlaciones muy buenas entre los géiseres ubicados en un mismo lineamiento con coeficientes cercanos a los 0,5 (25% de correlación). A diferencia de lo que ocurre entre géiseres ubicados en distintos lineamiento donde los coeficientes bordean los 0,3 (10% de correlación) cuando se compara El Asesino con los otros géiseres dispuestos en la traza de falla más al sur donde las correlaciones se pueden considerar regulares, en el caso de El Maletero los coeficientes bordean los 0,15 (2,3% de correlación) incluso algunas veces llegando a los 0,05 (0,25% de correlación) indicando escasas o nulas interacciones (ver figura 5.19).

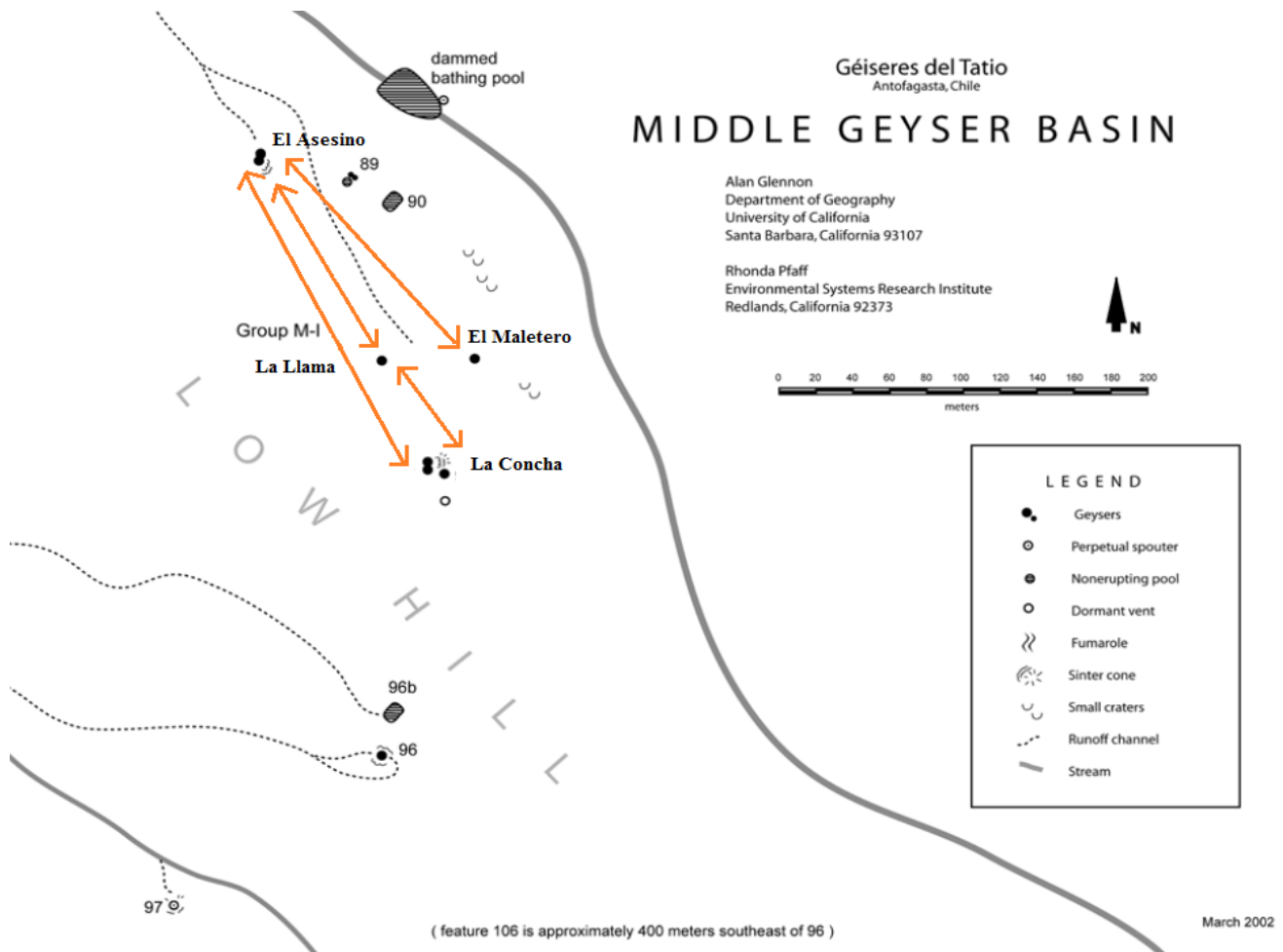


Figura 5.19 Esquema resumen de las interacciones entre los geiseres de la Cuenca Media. Las flechas de color naranja marcan los geiseres que están correlacionados. Modificada de Glennon y Pfaff (2003).

## 5.4 Asociación a Modelos Teóricos

Como se explicó en el capítulo 3 existen dos modelos teóricos que explican por qué los géiseres son periódicos: [Steinberg et al. \(1982\)](#) e [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#). En esta sección se intentará asociar estos modelos a los géiseres estudiados, a partir de los resultados obtenidos del análisis de los datos de temperatura y las observaciones realizadas en terreno.

Los géiseres estudiados en la Cuenca Superior mostraron una periodicidad clara, en cambio los géiseres en la Cuenca Media no denotaron un intervalo entre erupción constante, producto que los intervalos observados en terreno eran muy pequeños llegando a ser incluso en ocasiones casi continuos. Sin embargo, todos ellos tienen características distintivas que harán que respondan mejor a un modelo que otro.

Los géiseres ubicados en la Cuenca Media, es decir El Asesino, El Maletero, La Llama y La Concha, se caracterizan por estar alineados en fallas NW-SE del sistema principal NS. Por ende son más afín al modelo de fractura de [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#), con periodos de 9,1 horas para los géiseres El Asesino-El Maletero y de 2,8 horas para La Llama-La Concha, los cuales coinciden con los datos de caudal procesados por [Ortega \(2013\)](#) para los géiseres El Asesino y La Concha, es importante recordar que este modelo nota que la periodicidad se da por combinaciones específicas de flujo calórico, permeabilidad de la matriz y el conducto, y el largo del conducto.

El géiser Vega Rinconada ubicado al norte de la Cuenca Superior muestra un claro rango de frecuencias entre los  $1 \cdot 10^{-4}$  a  $2 \cdot 10^{-4}$  Hz (2,8 a 1,4 horas) con una frecuencia que domina por sobre las demás, exhibiendo un evidente comportamiento multimodal, por lo tanto no se puede establecer un intervalo eruptivo fijo. Esta característica es más compatible al modelo de fractura de [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#), debido a que es muy sensible a variables intrínsecas propia de los géiseres tales como la permeabilidad, el flujo calórico, etc., que hacen difícil tener un comportamiento regular a intervalos eruptivos fijos como sí lo es en el modelo de [Steinberg et al. \(1982\)](#).

El géiser El Jefe ubicado en la Cuenca Superior muestra claramente dos frecuencias dominantes que sobresalen sobre todo el espectro; la primera de  $1,335 \cdot 10^{-5}$  Hz producto del ciclo de temperatura diario, la cual genera una influencia en las temperaturas al interior del conducto; y la segunda de  $7,58 \cdot 10^{-3}$  Hz propia del géiser reflejando un intervalo entre erupción bien marcado de 132 s. Por ende el modelo que respondería mejor a estas características es el de [Steinberg et al. \(1982\)](#), ya que el tiempo en que se producen erupciones depende de cuánto se demora el sistema en llenar la cámara, llenar el conducto y finalmente calentar el agua en la cámara hasta la erupción. Este sistema es muy predecible y se retroalimenta a sí mismo, debido a que las erupciones están controladas por la aparición de las primeras burbujas. Además, a partir de las observaciones realizadas en terreno mediante grabaciones al interior del conducto se nota una configuración vertical con un input de agua desde la base y no a través de las paredes, lo que sugiere que este sistema es similar al modelo de cámara-conducto de [Steinberg et al. \(1982\)](#).

[Steinberg et al. \(1982\)](#) plantearon una serie de ecuaciones paso a paso para cada una de las etapas eruptivas definidas hasta obtener finalmente el tiempo en que tarda en producirse una erupción, es decir, el tiempo desde que termina una erupción y comienza otra (el intervalo entre erupción). La ecuación 3.14 define este intervalo donde algunas variables se pueden precisar dentro de un rango que sea aceptable a partir de cálculos hidráulicos (ver anexos), sin embargo hay otras que no. Aquellas variables de las cuales no existen mediciones se estimarán y se realizarán un análisis de sensibilidad con el fin de determinar cuál de ellas sería interesante medir a futuro. Los resultados arrojaron que las variables que influyen de manera importante en el sistema son  $T_{ch2}$ ,  $T_h$ ,  $G_{c2}$  y  $G_h$ .

## 6. Conclusiones

Los géiseres estudiados en el Campo Geotermal El Tatio presentan distintos estilos y frecuencias eruptivas dependiendo de la localidad ubicada, es decir Cuenca Superior, Media e Inferior. Esto fue descrito anteriormente por [Glennon y Pfaff \(2003\)](#) y corroborado en este trabajo a partir de las observaciones realizadas más los resultados obtenidos de las mediciones de temperatura de los géiseres ubicados en éstas zonas.

Los géiseres El Jefe y Vega Rinconada ubicados en la Cuenca Superior muestran claros rasgos de una periodicidad en su ciclo eruptivo, en donde el primero exhibe un marcado intervalo entre erupciones de 132 s y el segundo un claro rango de frecuencia que concuerda más bien con un comportamiento multimodal donde domina una frecuencia igual a  $1,507 \cdot 10^{-4}$  Hz (1,8 horas). En comparación, con los géiseres de la Cuenca Media donde no se identificaron intervalos eruptivos fijos al procesar la señal tal cual, ya que la magnitud producto del ciclo diario es muy preponderante y escondería cualquier tipo de fluctuación más pequeña, sin embargo al filtrar los datos se distinguieron claros periodos de 9,1 horas para El Asesino-El Maletero y de 2,8 horas para La Llama- La Concha, lo cual concuerda con los intervalos propuestos por [Ortega \(2014\)](#) en las mediciones de caudal realizadas en los géiseres El Asesino y La Concha.

Un segundo punto importante de analizar era identificar si existen o no interacciones entre géiseres cercanos. Se observó que en la Cuenca Media de El Tatio, en general los géiseres estaban alineados en fallas secundarias NW-SE del sistema principal de Tucle N-S, siendo el lugar propicio para realizar este estudio. En un principio no se identificaron intervalos correspondientes al géiser en sí, solo se identificaron las perturbaciones producto del ciclo diario de temperatura. Sin embargo, al filtrar la señal se observó que existen correlaciones muy buenas entre los géiseres ubicados en un mismo lineamiento. Además, se notó que existe una muy buena correlación entre El Asesino con los géiseres dispuestos en un lineamiento más al norte en la otra traza de falla, todo lo contrario de lo que ocurre con El Maletero en donde se observaron correlaciones de regulares a malas llegando incluso a ser prácticamente escasas.

La asociación a modelos teóricos a partir de los resultados y observaciones realizadas en terreno no resultó tan laboriosa, ya que cada uno tiene características que los hace coincidir con un modelo en vez de otro. Los géiseres El Asesino, El Maletero, La Llama y La Concha ubicados en la Cuenca Media, se encuentran alineados en fallas subsidiarias de dirección NW-SE del sistema principal de Tucle, por lo tanto encajan de inmediato al modelo de fractura propuesto por [Ingebritsen y Rojstaczer \(1993; 1996\)](#). El géiser Vega Rinconada también concuerda más con este modelo, dado que la variabilidad en el intervalo eruptivo es más acorde a este modelo, ya que es un sistema que considera variaciones en variables propias de estas manifestaciones que podrían generar esta multiplicidad en el intervalo eruptivo. Por lo tanto, se puede inferir que el control principal estaría dado por la porosidad, permeabilidad y la geometría del conducto.

En cambio, el géiser El Jefe tiene un intervalo entre erupción sumamente marcado, es decir, es como un reloj que genera erupción cada 132 s. Esta característica es más acorde al modelo de [Steinberg et al. \(1982\)](#), ya que es un sistema que tiene un ciclo eruptivo muy estable, debido a que la erupción está controlada solo por la nucleación de burbujas de vapor en el fluido supercalentado.

Como ideas que quedaron pendientes y que se podrían realizar en futuros estudios es determinar la influencia que podría tener el sistema a perturbaciones pequeñas tales como cambios en las presiones barométricas, en el ciclo hidrológico, las mareas terrestres y producto de sismos lejanos, las cuales han sido documentadas por varios autores. Sin embargo, para ello sería necesario realizar un estudio multidisciplinario de largo plazo tomando mediciones continuas de al menos un año.

Como recomendación a futuros estudios, sería aconsejable mejorar las metodologías de medición en los flujos de salida ocupando equipos más avanzados o que soporten mayores temperaturas, para que puedan estar inmersos dentro de las fuentes por encima de los géiseres para poder medir variaciones propias del ciclo eruptivo, sin que predominen fuentes externas como el ciclo diario lo que permitiría obtener una señal más limpia de ruido.



Además, es importante recalcar que los análisis realizados solo consideraron variaciones de temperatura, sería importante también hacer estudios más precisos en donde se puedan medir otras variables que pueden tener una mayor influencia en el sistema como la presión de agua. Esto permitiría plantear un modelo más certero de los géiseres analizados a partir de estudios geofísicos, hidráulicos, termales, etc.

## 7. Bibliografía

- Aguilera, F. 2008. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpia de la Zona Volcánica Central (ZVC) entre los 17°43'S y 25°10'S. Tesis para optar al grado de Doctorado en Ciencias mención Geología, Universidad Católica del Norte.
- Allan, E.T. y Day, A.L. 1935. Hot Spring of the Yellowstone National Park. Carnegie Institution of Washington. Publication No.466.
- Allmendinger, R.W., Jorsan T.E., Kay S.M. e Isacks B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the central Andes, *Annual Review Earth and Planetary and Science* 25, 139-174.
- Amilibia, A., Sàbat F., McClay K.R., Muñoz J.A., Roca E. y Chong G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology* 30, 1520-1539.
- Anderson, L.W., Anderegg, J.W. y Lawler, J.E. 1978. Model Geysers. *Americal Journal of Science* 278, 725-738.
- Arriagada, C., Cobbold, P. y Roperch, P. 2006. Salar de Atacama basin: A record of compresional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008.
- Baker, M.C. y Francis, P.W. 1977. Geochronology of upper Tertiary volcanic activity in the Andes of North Chile. *Geologische Rundschau* 66, 455-465.
- Belousov, A., Belousova, M. y 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.

- Bertran, A. 2006. Procesado digital de señales: fundamentos para comunicaciones y control. 1<sup>ra</sup> edición. España. Ediciones de la Universidad Politécnica de Cataluña, SL.
- Bruggen, J. 1942. Geología de la Puna de San Pedro de Atacama y sus formaciones de areniscas y arcillas rojas. En Congreso Panamericano Ingeniería Minas y Geología, Primera parte, 2: 342-367.
- Bryan, T.S. 2008. The Geysers of Yellowstone. 4<sup>a</sup> ed. United State of America. Published by the University Press of Colorado. 462 p.
- Cortecci, G., Boschetti, T., Mussi, M., Herrera, C., Mucchino, C. y Barbieri, M. 2005. New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochemical Journal* 39, 547-571.
- Cusicanqui, H., Mahon, W.A.J. y 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, San Francisco, 703–711.
- DeMets, C., Gordon R. G., Argus D. F. y Stein S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters* 21, 2191 – 2194.
- Dowden, J., Kapadia, P., Brown, G. y Rymer, H. 1991. Dynamics of a Geysers Eruptions. *Journal of Geophysical Research* 96 (B11), 18058-18071.
- Giggenbach, W.F. 1978. The isotopic composition of waters from the El Tatio geothermal field, Northern Chile. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 979–988.
- Glenon, J.A. y Paff, R.M. 2003. The extraordinary thermal activity of El Tatio Geysers Field, Antofagasta Region, Chile. *The GOSA Transactions*, 31-78.
- Glennon, J.A. 2008. About Geysers, <http://www.uweb.ucsb.edu/~glennon/geysers/index.htm>, University of California, Santa Barbara, originally posted January 1995, updated August 9, 2008.

- Guest, J. E. 1969. Upper Tertiary Ignimbrites in the Andean Cordillera of Part of the Antofagasta Province, Northern Chile. *Geological Society of American Bulletin* 80 (3), 337-362.
- Healy, J. y Hochstein, M.P. 1973. Horizontal flow in hydrothermal systems. *The Journal of Hydrology (New Zealand)* 12, 71–82.
- Hurwitz, S., Kumar A., Taylor R. and Heasler H. 2008. Climate-induced variations of geyser periodicity in Yellowstone National Park, USA. *Geology* 36, 451–454.
- Husen, S., Taylor R., Smith R.B. y Heasler H. 2004. Changes in geyser eruption behavior and remotely triggered seismicity in Yellowstone National Park induced by the 2002 M 7.9 Denali fault earthquake. *Geology* 32, 537–540.
- Hutchinson, R.A., Westphal J.A. y Kieffer S.W. 1997. In situ observations of Old Faithful geyser. *Geology* 25, 875–878.
- Ingebritsen, S.E. y Rojstaczer S. 1993. Controls of geyser periodicity. *Science* 262, 889–892.
- Ingebritsen, S.E. and Rojstaczer S. 1996. Geyser periodicity and the response of geysers to deformation. *Journal of Geophysical Research* 101, 21891–21905.
- Jones, B. y Renaut, R.W. 1997. Formation of silica oncoids around geysers and hot springs at El Tatio, northern Chile. *Sedimentology* 44, 287–304.
- Kay, S. y Coira, B. 2009. Shallowing and steepening subductions zone, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of American Memoirs* 204, 229-259.
- 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. 1974. In Antofagasta, El Tatio, Laco. *Guide Book* (Davidson, J., Lahsen, A.; eds). IAVCEI Symposium Andean and Artic Problems. 61 p.

- Lahsen, A. y Trujillo, P. 1975. El Tatio Geothermal Field. Proceedings of the Second United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco. 157–178.
- Lahsen, A. 1976. Geothermal exploration in northern Chile. Circum-Pacific Energy and Mineral Resource. AAPG, Memoir 25, 169-175.
- Lahsen, A. y Munizaga, F. 1979 Nuevos antecedentes cronológicos del volcanismo cenozoico superior de los Andes del norte de Chile, entre los 19°00' y los 22°30' Lat. S. En Congreso Geológico Chileno, No.2, Actas 1, F61-F82.
- Lu, X., Watson, A., Gorin, A.V. y Deans, J. 2005. Measurements in a low temperature CO<sub>2</sub> driven geysering flow in a geothermal well, viewed in relation to natural geysers. Geothermics 34 (5), 389-410.
- Lynne, B.Y. 2011. Life at high altitude: A comparative study of high versus low altitude hot spring setting and associated sinter textures from El Tatio, Chile y el Taupo Volcanic Zone, New Zeland. Institute of Earth Science and Engineering, University of Auckland.
- Marinovic, N. y Lahsen, A. 1984. Hoja Calama: Región de Antofagasta. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería. Esc. 1:250.000. Color. 58: 140 p.
- Morales, P. 2008. Estadística aplicada a las Ciencias Sociales. Madrid, Universidad Pontificia Comillas. 48p.
- Murty, T.S. 1979. A mathematical model for pre-boiling convection in a geyser vent. American Journal of Science 279, 989-992.
- Norambuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., Ocola, L. y Ellis, M. 1997. Space geodetic observations of Nazca South America convergence across the central Andes. Science 279, 358-362.

- Ortega, P. 2014. Medición de descarga en geysers e implicancia para su modelamiento: Campo Geotermal El Tatio, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Universidad de Chile. 81p.
- Phoenix, V.R., Bennett, P.C., Engel, A.S., Tyler, S.W. y Ferris, F.G. 2006. Chilean high-altitude hot spring sinters: a model system for UV screening mechanism by early Precambrian cyanobacteria. *Geobiology* 4, 15-28.
- Press, W., Teukolsky, S., Vetterling, W. y Flannery, B. 2002. *Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing*. 2<sup>da</sup> edición. United States of America. Cambridge University Press.
- Rinehart, J.S. 1972a. Fluctuations in geyser activity caused by variations in Earth tidal forces, barometric pressure, and tectonic stress. *Journal of Geophysical Research* 77, 342–350.
- Rinehart, J.S. 1972b. 18.6 year tide regulates geyser activity. *Science* 177, 346–347.
- Rinehart, J.S. 1980. *Geysers and Geothermal Energy*. Springer-Verlag, New York.
- Rojstaczer, S., Galloway D.L, Ingebritsen S.E., y Rubin D.M. 2003. Variability in geyser eruptive timing and its causes: Yellowstone National Park. *Geophysical Research Letters* 30 (18), 1953.
- Rutland, R., Guest, J. y Grasty, R. 1965. Isotopic age and Andean uplift. *Nature* 208, 677-678.
- Steinberg, G.S., Merzhanov A.G., y Steinberg A.S. 1982a. Geyser process: Theory, modeling and field experiment, Part 2. A laboratory models of a geyser. *Modern Geology* 8, 61–74.
- Steinberg, G.S., Merzhanov A.G., y Steinberg A.S. 1982b. Geyser process: Theory, modeling and field experiment, Part 3. On metastability of water in geysers. *Modern Geology* 8, 75–78.
- Steinberg, G.S., Merzhanov A.G., and Steinberg A.S. 1982c. Geyser process: Theory, modeling and field experiment, Part 4. On seismic influence on geyser regime. *Modern Geology* 8, 79–86.

- Tassi, F., Martinez, C., Vaselli, O., Capaccioni, B. y Viramonte, J. 2005. The light hydrocarbons as new geoindicators of equilibrium temperatures and redox conditions of geothermal fields: evidence from El Tatio (northern Chile). *Applied Geochemistry* 20, 2049–2062.
- Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R.J. y Delgado Huertas, A. 2010. Fluid geochemistry of hydrothermal systems in the Arica-Parinacota, Tarapacá and Antofagasta regions (northern Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192, 1–15.
- Travisany, V. 1979. Consideraciones genéticas sobre el yacimiento estratiforme San Bartolo. En *Congreso Geológico Chileno*, No. 2, Actas 2, C149-C159.
- Wang, C.Y. y Manga, M. 2010. Geysers. *Earthquakes and Water. Lecture Notes in Earth Sciences* 114, 117-123.
- White, D.E. 1970. Some principles of geyser activity, mainly from steamboat spring, Nevada. *American Journal of Science* 265, 641-648.
- Zamorano, M. 2010. Análisis de señales mediante STFT y Wavelate. Aplicaciones a defectología en rodamientos. Proyecto Fin de Carrera Ingeniería Industrial. Leganés, Universidad Carlos III de Madrid.

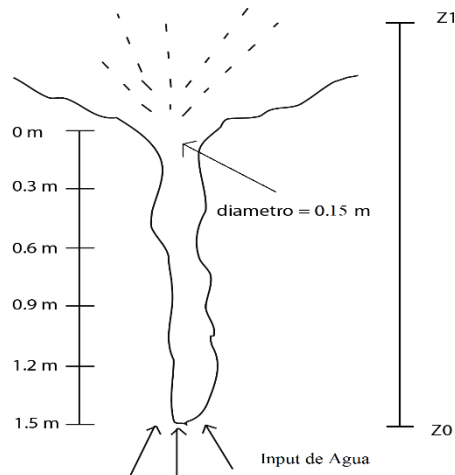
## 8. Anexos

### 8.1 Estimación de las Variables de El Jefe

La ecuación definida por [Steinberg et al. \(1982\)](#), que permite calcular el intervalo entre erupción es la siguiente:

$$t_{IEE} = \frac{\rho}{G_1} (V_1 - V_0) - \frac{\rho V_{ch}}{G_1 - G_2} \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) + \frac{\rho V_1}{G_2} \ln\left(\frac{T_{eq2} - T_2}{T_{eq2} - T_{ch2}}\right) \quad (8.1)$$

donde  $\rho$  es la densidad del agua;  $V_1$  es el volumen de la cámara;  $V_0$  es el volumen de agua remanente (el volumen de agua que reingresa al sistema);  $V_{ch}$  es el volumen del conducto;  $G_1$  es el flujo de agua en la etapa de llenado de la cámara;  $G_2$  y  $T_2$  son el flujo y la temperatura del agua al finalizar la etapa de llenado del conducto, respectivamente;  $T_{ch2}$  es la temperatura de ebullición de la cámara; y  $T_{eq2} = \frac{G_h T_h + G_c T_c}{G_2}$  donde  $G_h$  es el flujo de agua caliente,  $G_c$  es el flujo de agua fría al finalizar la etapa del llenado del conducto, y  $T_h - T_c$  son las temperaturas del input de agua caliente y fría al sistema, respectivamente.



*Figura 8.1 Modelo del géiser El Jefe, se detallan el diámetro del conducto en la superficie, la altura de la columna eruptiva promedio observada y la profundidad mínima del conducto.*



De estas variables no se conoce ningún valor exacto, pero si se pueden estimar a partir de cálculos hidráulicos y supuestos. Primero que todo es necesario calcular el volumen total de agua expulsada del géiser, para ello se implementará Bernoulli entre los puntos  $z_0$  y  $z_1$  (ver figura 8.1) para conocer la velocidad de salida del fluido; luego dado que se conoce el área del conducto y el tiempo de la erupción se determinara el volumen total.

$$B_{z_0} = B_{z_1} \quad (8.2)$$

$$\frac{V_0^2}{2} + \frac{P_0}{\rho} + gz_0 = \frac{V_1^2}{2} + \frac{P_1}{\rho} + gz_1 \quad (8.3)$$

donde  $z_0 = 0$ ;  $V_1 = 0$ ,  $P_1 = P_{atm}$ ,  $P_0 = P_{1.5m} + P_{atm}$  y  $\rho = 967,7[kg/m^3]$  (la densidad del agua a una temperatura igual a  $86^\circ C$ ). Despejando  $V_0$  se obtiene la siguiente relación:

$$V_0 = \sqrt{2(gz_1 - \frac{P_{1.5m}}{\rho})} \quad (8.4)$$

En la figura 8.2 se grafican los valores de presión y temperatura del géiser El Jefe a una profundidad de 1,5 m desde el borde del conducto durante un tiempo igual a un ciclo eruptivo. Los datos de presión se encuentran compensados a una presión atmosférica fija de aproximadamente igual a 610 milibares, sin embargo en la realidad hay una variación en la presión atmosférica que podría afectar los resultados. Se puede observar que cuando el géiser entra en erupción, es decir cuando la temperatura alcanza su valor máximo, la presión es igual a  $1,3 \cdot 10^4$  pascuales.

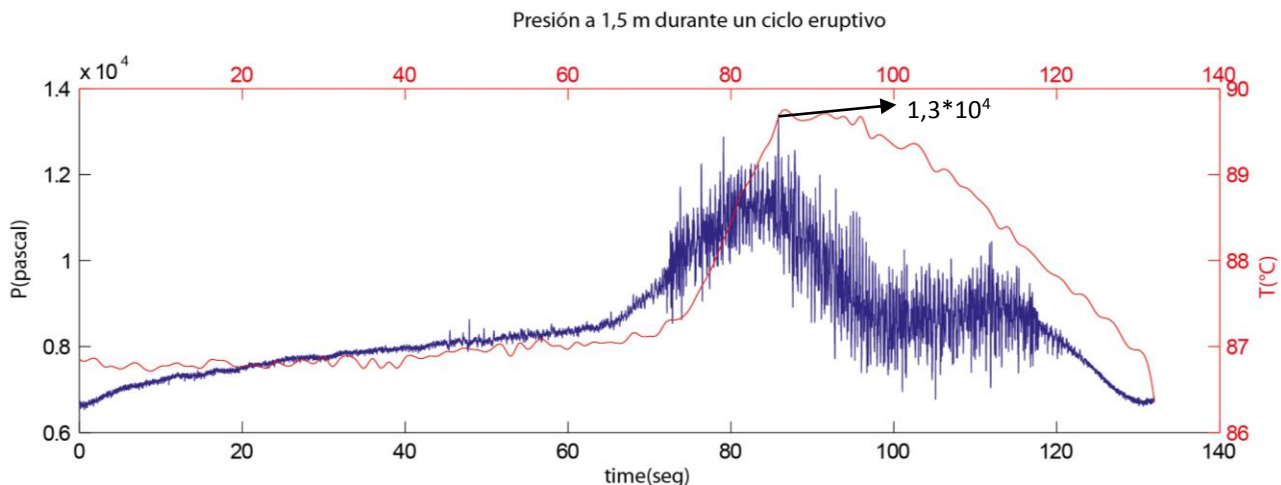


Figura 8.2 Gráfico de presión y temperatura del géiser El Jefe a una profundidad de 1,5 m durante un intervalo igual a un ciclo eruptivo. Modificado de Muñoz et al. (2014) In prep.

Debido a que no se realizó una medición in situ de la altura de la columna eruptiva sino más bien estimaciones a partir de grabaciones realizadas del géiser El Jefe, se tomará un rango de valores entre 0,6 a 1 m y a posteriori se evaluará cual será el valor más aceptable.

$$V_0(0,6; 0,7; 0,8; 0,9; 1) = [3,78; 4,03; 4,27; 4,49; 4,70] \text{ m/s} \quad (8.5)$$

A partir del resultado anterior más el área superficial del conducto, es posible calcular el caudal

$$Q(0,6; 0,7; 0,8; 0,9; 1) = V_0 \pi r^2 = [0,067; 0,071; 0,075; 0,079; 0,083] \text{ m}^3/\text{s} \quad (8.6)$$

A partir del resultado anterior, se estimará el volumen total de agua que sale expulsada del géiser debido a que se conoce la duración de la erupción, la cual es igual a 50 s. Cabe destacar que el géiser durante los primeros 15 s de la erupción está dominado por una fase vapor y los siguientes 35 s está dominado por una fase líquida. Este último valor se ocupará para realizar la estimación, ya que la primera parte se puede considerar despreciable debido a que no hay un flujo de agua.

$$V_T(0,6; 0,7; 0,8; 0,9; 1) = Q * t = [2,35; 2,49; 2,63; 2,77; 2,91] \text{ m}^3$$

Ortega (2014) realizó mediciones de caudal en los flujos de salida del géiser arrojando valores promedio de  $0,003 \text{ m}^3/\text{s}$ . Por tanto el volumen de agua medida en los flujos de salida corresponde a los  $0,003 \text{ m}^3/\text{s}$  por el tiempo de duración de la erupción donde domina la fase líquida.

$$V_{fs} = 0,003 \frac{\text{m}^3}{\text{s}} * 35\text{s} = 0,105 \text{ m}^3$$

Comparando los valores del volumen total y el de los flujos de salida, este último corresponde solo al 5% del total cuando la altura de la columna eruptiva es de 0,6 m siendo el porcentaje más alto alcanzado, por lo tanto se considerará esta última altura para el análisis, dado que este valor es más razonable con respecto a los valores calculados por Ortega (2014). Sin embargo, aun así el flujo total está sobreestimado, ya que durante la fase eruptiva la columna no se mantiene constante a la misma altura, esta varía y donde más se nota es cuando empieza y termina la

erupción. El inicio se puede despreciar dado que domina la fase vapor, pero la final no. A partir de grabaciones realizadas al géiser estudiado se ve que durante los últimos 15 s hay una disminución clara de la altura de la columna eruptiva. Esta se estimara considerando una relación lineal entre la disminución de la altura y el tiempo, es decir a los 15 s antes que finalice la erupción la columna eruptiva tiene una altura de 0,5 m, a los 12 s una altura de 0,4 m, a los 9 s una altura de 0,3 m y así sucesivamente. Entonces el volumen total final es igual a

$$V_T = 0,067 * 20 + \sqrt{2(g * (1,5 + 0,5) - 13,43)} * \pi r^2 * 3 + \sqrt{2(g * (1,5 + 0,4) - 13,43)} * \pi r^2 * 3 + \sqrt{2(g * (1,5 + 0,3) - 13,43)} * \pi r^2 * 3 + \sqrt{2(g * (1,5 + 0,2) - 13,43)} * \pi r^2 * 3 + \sqrt{2(g * (1,5 + 0,1) - 13,43)} * \pi r^2 * 3$$

$$V_T = 2,09 \text{ m}^3$$

El ajuste realizado no varía mucho la proporción de agua que es expulsada fuera del géiser, es decir la que no reingresa, ya que con esta estimación el porcentaje de variación es menor al 5%, pero se acerca a valores más reales.

Aproximando la configuración del conducto como un cilindro, se procederá calculando el volumen. Este valor corresponderá al mínimo, debido a que no se conoce el largo total del conducto.

$$V_{ch} = \pi r^2 h = \pi * 0,075^2 * 1,52 = 0,027 \text{ m}^3$$

Ahora bien, dado que conocemos el volumen total de agua expulsada y además el volumen del conducto, se puede estimar el volumen de la cámara como la resta de ambos volúmenes.

$$V_1 = \text{Volumen de la cámara} = V_T - V_{ch} = 2,07 \text{ m}^3$$

Siguiendo la misma idea, se puede estimar el volumen de agua que reingresa al sistema como el volumen total menos el volumen del flujo de salida

$$V_0 = \text{Volumen de agua remanente} = V_T - V_{fs} = 1,99 \text{ m}^3$$

Además se puede estimar el valor de  $T_2$  que corresponde a la temperatura al finalizar la etapa del llenado del conducto, la cual es igual a  $75^\circ\text{C}$  en promedio a la profundidad de 0,6 m. Para finalizar se tomará el valor de la densidad del agua a  $86^\circ\text{C}$  que es la temperatura de ebullición a la altura del Tatio ( $\rho = 967,7 \text{ kg/m}^3$ ).

Los valores que faltan por determinar son  $T_{ch2}$ ,  $T_h$ ,  $T_c$ ,  $G_h$ ,  $G_{c1}$  y  $G_{c2}$ , de los cuales se tomaran dentro de un rango aceptable tomando como base los valores ocupados en [Steinberg et al. \(1982\)](#). De esta forma se realizará un análisis de sensibilidad para determinar cuál de ellas sería interesante medir a futuro.

En la [tabla 8.1](#) se puede ver que las variables que generan mayores cambios producto de las temperaturas es  $T_{ch2}$ , el cual cada  $10^\circ\text{C}$  varia aproximadamente un 50% a diferencia de las otras temperaturas en que las variaciones son del orden de un 30% y 5% para  $T_h$  y  $T_c$ , respectivamente. Sin embargo, es importante notar que  $T_h$  tiene un crecimiento exponencial, por lo tanto si se toman valores más grande las variaciones van a ir creciendo cada vez más.

Con respecto a los flujos se observa que tanto  $G_{c2}$  y  $G_h$  tienen un crecimiento exponencial, por lo tanto las variaciones en el intervalo entre erupciones van creciendo más a medida que se van tomando más valores con un aumento de los flujos de  $0,5 \text{ kg/s}$ . En cambio, el flujo de agua fría en la etapa 1  $G_{c1}$  varía considerablemente menos que los caudales mencionados anteriormente.

Por lo tanto las variables que serían interesantes de medir dado que influyen de manera importante en el sistema son  $T_{ch2}$ ,  $T_h$ ,  $G_{c2}$  y  $G_h$ . De las cuales, son factibles de medir en terreno tanto la temperatura del conducto al finalizar la etapa de llenado del conducto  $T_{ch2}$  y la temperatura de agua caliente  $T_h$  si es que de alguna manera se puede conocer la ubicación de la cámara, sin embargo conocer los flujos de agua caliente  $G_h$  y de agua fría en la etapa de llenado del conducto  $G_{c2}$  son prácticamente imposible si no se hace una recreación del sistema en laboratorio donde se pueden controlar todas las variables.

*Tabla 1 Análisis de sensibilidad de la variables desconocidas del modelo de Steinberg et al. (1982). Se muestran la variaciones de los intervalos entre erupción IEE en segundos, a partir de rangos de valores tomados.*

<b>Tch2</b>	<b>IEE</b>	<b>Gc1</b>	<b>IEE</b>	<b>Gh</b>	<b>IEE</b>	<b>Gc2</b>	<b>IEE</b>	<b>Th</b>	<b>IEE</b>	<b>Tc</b>	<b>IEE</b>
90	134,6	4	136,3	1	545,2	0,5	134,6	130	279,3	20	134,6
100	241,7	4,5	135,8	1,5	306,8	1	155,7	140	219,3	30	131,8
110	373,7	5	135,3	2	214,3	1,5	185,0	150	180,9	40	129,1
120	545,4	5,5	134,9	2,5	165,1	2	228,9	160	140,5	50	126,6
130	792,0	6	134,6	3	134,6	2,5	303,3	170	134,6	60	124,1

## 8.2 Ley de Potencia

Los fenómenos naturales generalmente tienden a cumplir una ley de potencia. Éstas son expresiones matemáticas del tipo  $Y = aX^b$ ; donde  $X$  e  $Y$  son dos variables cualesquiera,  $a$  una constante y  $b$  el exponente de la variable. Es interesante notar que la transformación logarítmica de esta expresión es igual a  $\log Y = \log a + b \log(X)$ , la cual es una recta.

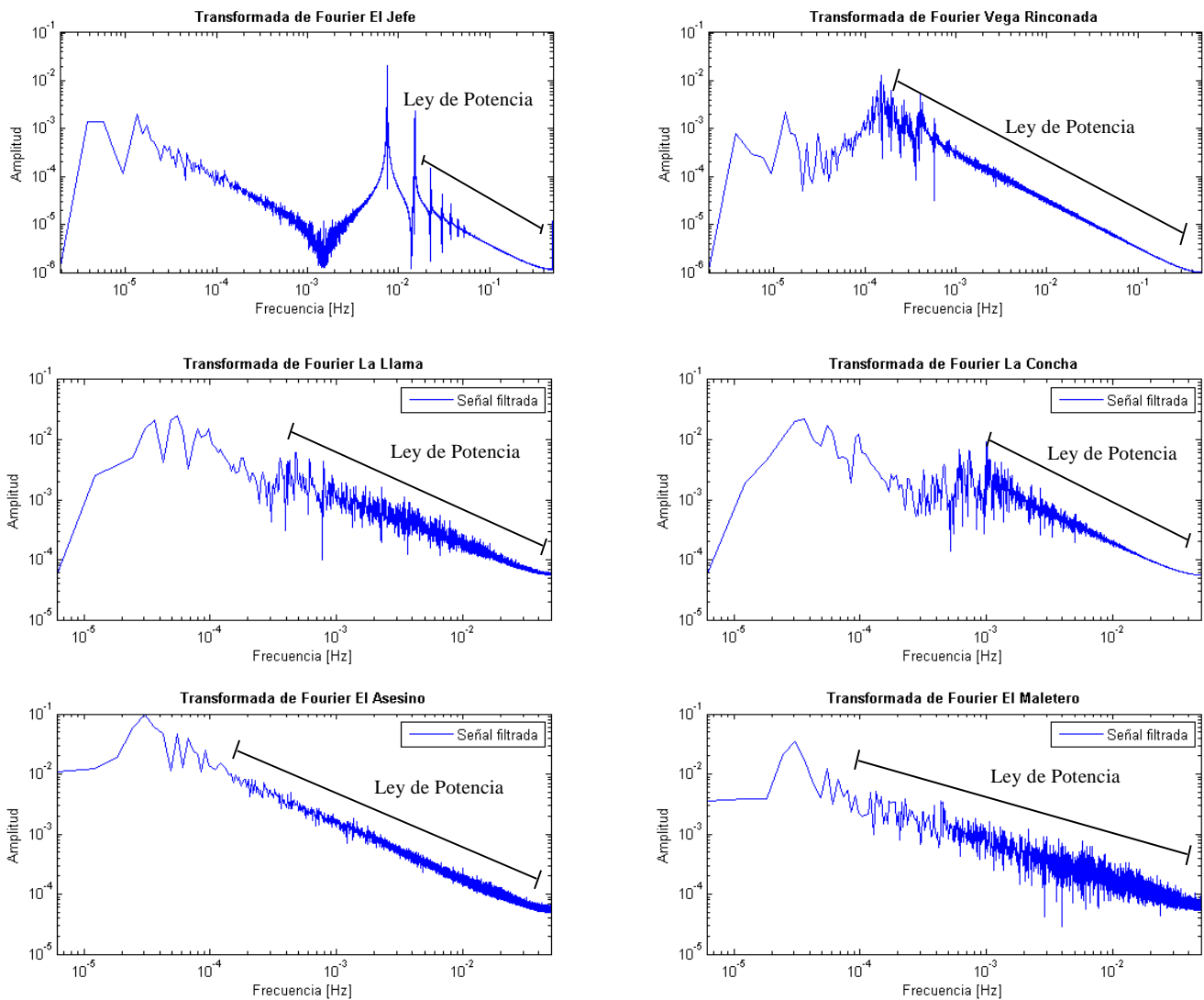


Figura 8.3 Periodogramas en loglog de los geysers estudiados en el Campo Geotermal El Tatio. Esta marcado el intervalo de frecuencia donde se cumple la ley de potencia.

En la [figura 8.3](#) se grafican los periodogramas en loglog para los geiseres estudiados en el Campo Geotermal El Tatio. En los geiseres de la Cuenca Superior se grafican sólo los periodogramas de la termocupla más profunda y para los geiseres de la Cuenca Media se gráfica el canal más representativo, el cual para La Llama es el canal 2 y para el caso de El Asesino, El Maletero y La Concha también se ocupará el canal 2, aunque en este caso no importa el sensor a tomar, dado que las señales son prácticamente iguales de ambos sensores. En todos los gráficos se observa que los geiseres de El Tatio cumplen una ley de potencia a frecuencias altas, comprobando que estos fenómenos naturales también se rigen por esta ley.