



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

MEDICIÓN DE DESCARGA EN GEYSERS E IMPLICANCIAS PARA SU  
MODELAMIENTO: CAMPO GEOTERMAL EL TATIO, CHILE

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

PABLO NICOLÁS ORTEGA TONG

PROFESOR GUÍA:  
JACOBUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
PAULO HERRERA RICCI  
ALFREDO LAHSEN AZAR

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

SANTIAGO DE CHILE  
2013



# Medición de Descarga en Geysers e Implicancias para su Modelamiento: Campo Geotermal El Tatio, Chile

El Campo Geotermal el Tatio es un laboratorio natural para el estudio de *geysers*. Es el tercer campo de geysers más grande del mundo, y el más grande del hemisferio sur, y presenta un clima y accesibilidad excelentes para realizar mediciones. A pesar de la gran cantidad de estudios geológicos en El Tatio, no existen trabajos específicos que intenten dilucidar el comportamiento eruptivo de los *geysers*.

Esta memoria comprende la aplicación de una metodología para medir descarga de forma indirecta en los canales de flujo de tres *geysers* en El Tatio. Tiene como objetivo principal validar la metodología, discutir sobre los resultados y entregar las primeras pistas sobre el comportamiento eruptivo de estos tres *geysers*. Incluye además una revisión bibliográfica de los estudios sobre *geysers* en el mundo.

El Tatio presenta dos *geysers* en su Cuenca Media que hacen erupción de manera continua y caótica. Un tercer *geyser* estudiado se encuentra en la Cuenca Superior y presenta erupciones periódicas. La metodología aplicada es válida para medir variaciones de descarga en *geysers* cuando se busca encontrar una relación entre la descarga, y variaciones en el ciclo eruptivo. Siempre es conveniente contrastar las mediciones con estimaciones de descarga teóricas con el fin de controlarlas, ya que estas tienden a sobre-estimar la descarga.

Los *geysers* en la Cuenca Media tiene características que implican que su comportamiento se debe a una mecánica controlada por una zona de fractura asociada al Sistema de Falla de Tucle. Los ciclos eruptivos estarían controlados por la porosidad y la geometría de la zona de falla. El *geyser* en la Cuenca Superior presenta dos fases eruptivas bien marcadas, la primera es explosiva y la nucleación de burbujas juega un rol importante en esta, luego la descarga es principalmente líquida sin fase vapor generando un estado de explosividad menor, se propone a éste *geyser* como un buen análogo de erupciones volcánicas.

Este trabajo abre la puerta a futuros desafíos relacionados principalmente con el estudio de la mecánica de *geysers*, su comportamiento eruptivo y la fragilidad de sus sistemas. Además esta memoria propone la aplicación de una metodología que junto a otras mediciones pueden llegar a ser una herramienta importante en dilucidar el cómo funcionan los *geysers* y como podemos preservarlos.



# Abstract

El Tatio Geothermal Field is a natural laboratory for studying geysers. Is the third largest geyser field on the world and the largest one in the South Hemisphere. Exhibits an excellent weather and easy access to the geysers for taking measurements. Despite the big amount of geological studies on the field, there are not previous works that try to clarify the behavior of the geyser's eruptions.

In this B. Sc. thesis a methodology for taking indirect discharge measurements is applied on the outflow channels of three geysers in El Tatio. The main objective is to validate the methodology, argue about the results and what it implies, and to present insights about the behavior of three geysers in El Tatio. Also, it gives a review of the studies on geysers around the world.

We study three geysers in El Tatio, one in the Upper Basin and two in the Middle Basin. Geysers in the Middle Basin erupt continuously and with no evident periodicity. The geyser in the Upper Basin, instead, make eruptions that lasts 50 seconds, and have a periodicity of 2 minutes. The methodology applied is a good choice to get discharge variability in geysers, particularly when attempts to get a relationship between discharge and the geyser cycle. Estimates of discharge were calculated to control the accuracy of the measurements because the methodology tends to over estimate the discharge.

The behavior of the eruptions in Middle Basin geysers implies that the cycles are controlled by a fracture zone related with the Tucle Fault System. Eruption would be controlled by the porosity and geometry of the conduit. In the Upper Basin the geyser shows two phases of eruption, the first one is more explosive and controlled by bubbles, the second one is less explosive with a discharge built by liquid with almost no bubbles. This geyser is a very accurate analogue for volcanoes where bubbles play a essential role in the explosivity of the eruptions.

This work suggests future developments in El Tatio about geyser mechanics, eruptions behavior and fragility of the systems where geysers are located. Also this B. Sc. thesis proposes a methodology that along with another measurements could be an important tool to clarify how geysers work and how we can preserve them for the next generations.



*"Yo no sé como superar a los otros,  
todo lo que sé es como superarme a mi mismo"*

*"Hoy, yo soy mejor que ayer,  
mañana, todavía seré superior"*

– Yogyu Munenori, The Life-Giving Sword.

# Agradecimientos

Llegó el momento de cerrar la etapa más bonita de mi vida, la cual duró casi siete años y que comenzó por allá en marzo de 2007. Es imposible tratar de agradecer en tan solo una página a todas esas personas que se cruzaron por mi camino en Beauchef, aquellas que siempre tuvieron una palabra amable, un gesto de confianza o simplemente se dieron el tiempo de compartir una buena cerveza conmigo.

Primero quiero agradecer a los que participaron de manera directa en ésta memoria. A Carolina Muñoz que convenció a la gente de California de hacer el estudio en Chile y no en Rusia. A todo el grupo de California con el que fuimos a terreno a El Tatio, Chi-Yuen Wang, Shaul Hurwitz, Cyndi Kelly, Sarah Barrett, Eemita, Atsuko Namiki, Eric King y Maxwell Rudolph, con quienes compartimos un mes muy entretenido donde aprendimos, discutimos sobre *geysers* y nos divertimos. Especialmente quiero agradecer la ayuda de Shaul Hurwitz del USGS y de Max Rudolph de la Universidad de Colorado, quienes aceptaron mis bombardeos de e-mails con preguntas, las respondieron siempre de forma entusiasta y nunca escatimaron en palabras de aliento. A mi profesor guía Jacobus Le Roux que acepto un tema que no era suyo y que otorgo puntos de vistas distintos que sirvieron para enriquecer la discusión de esta memoria y que además siempre revisó mis papiros de forma minuciosa. También agradecer a Chi-Yuen Wang quien generó la idea de esta memoria y con quien hice todas las mediciones, realmente fue un agrado compartir la geología con todas estas personas.

También quiero agradecer a mis grandes amigos y amigas que estuvieron cerca mío en este proceso. A los cabros de geología Angello, Daniel y Danilo por apañar siempre a andar en cleta o escalar o carretear, al Leo Navarro por esas conversaciones de LaTeX que permitieron que esta memoria sea vea hermosa, a la Fernanda por apañar siempre al sushi, a la Toto y la Nati por sacarme de la rutina con esos almuerzo-turisticos por Santiago y a los cabros de la sala de memorista por esas partidas de CoD2 que sirvieron para liberar tensiones. Tampoco puedo olvidar a todos esos viejos amigos y amigas con los que compartimos plan común que hicieron de esta etapa una de las mejores.

Finalmente agradecer a mi familia, a Gastón L'Huillier por prestarme su tesis y tener un ejemplo de una tesis bien hecha. A mi hermana Meisy, que siempre fue mi modelo a seguir porque eres la más seca (te extraño hermanita!!). Al Guille y la Mei-Ling con los que siempre me río en esos almuerzo familiares casi completos. A mi viejo, por ser ese papá en el que uno se quiere convertir a futuro y a mi mamá por simplemente ser genial, estar ahí, aguantarme, siempre tener ese plato de comida caliente aunque este cansada, en fin, no conozco a nadie que viva por los otros como tu, por eso esta memoria te la dedico a ti mamá.





# Tabla de contenido

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Antecedentes Generales . . . . .	1
1.2. Objetivos . . . . .	2
1.2.1. Objetivo General . . . . .	2
1.2.2. Objetivos Específicos . . . . .	4
1.3. Hipótesis de Trabajo . . . . .	4
1.4. Estructura de la Memoria . . . . .	4
<b>2. Marco Teórico</b>	<b>6</b>
2.1. Geysers: Historia y Definición . . . . .	6
2.1.1. Primeros Estudios . . . . .	6
2.1.2. Definiciones . . . . .	9
2.2. Condiciones y Morfología . . . . .	11
2.2.1. Condiciones y Factor Crítico . . . . .	11
2.2.2. Morfologías en Geysers . . . . .	13
Superficiales . . . . .	13
Sub-superficiales . . . . .	14
2.3. Mecánica de Geysers . . . . .	15
2.3.1. Modelo Cámara-Conducto . . . . .	15
Etapa 1: Llenado de la Cámara . . . . .	17
Etapa 2: Llenado del Conducto . . . . .	17
Etapa 3: Erupción . . . . .	18
Tiempo de Inducción . . . . .	18
2.3.2. Modelo Zona de Fractura . . . . .	18
2.4. Estudios de Descarga en Sistemas tipo <i>Geysers</i> . . . . .	20
<b>3. Zona de Estudio</b>	<b>23</b>
3.1. Ubicación y Accesos . . . . .	23
3.2. Cuencas de <i>Geysers</i> en El Tatio . . . . .	24
3.2.1. Cuenca Superior . . . . .	24
3.2.2. Cuenca Media . . . . .	24
3.2.3. Cuenca Inferior . . . . .	26
3.3. Manifestaciones Termales y sus Características . . . . .	26
3.3.1. <i>Geysers</i> G1 . . . . .	26
3.3.2. <i>Geysers</i> G2 . . . . .	26
3.3.3. <i>Geysers</i> G3 . . . . .	28

3.4. Clima . . . . .	28
<b>4. Contexto Geológico</b>	<b>30</b>
4.1. Marco Geológico Asociado a Sistemas Tipo Geysers . . . . .	30
4.1.1. Fuente de Calor . . . . .	30
4.1.2. Recarga de Agua . . . . .	30
4.1.3. Litologías . . . . .	31
4.2. Marco Geodinámico Local . . . . .	33
4.2.1. Litoestratigrafía . . . . .	33
Formación Lomas Negras (Cretácico) . . . . .	33
Formación San Pedro (Oligoceno - Mioceno Inferior) . . . . .	33
Unidades Ignimbríticas . . . . .	35
Ignimbrita Río Salado (Mioceno Superior) . . . . .	35
Ignimbrita Puripícar (Plioceno Inferior) . . . . .	35
Ignimbrita Tatio (Pleistoceno Superior) . . . . .	35
Depósitos Cuaternarios y Otros . . . . .	35
4.2.2. Patrón Estructural . . . . .	35
4.3. Sobre las Aguas de El Tatio . . . . .	36
<b>5. Metodologías</b>	<b>40</b>
5.1. Mediciones de Campo . . . . .	40
5.1.1. Medición de Descarga de Flujo . . . . .	40
Cuenca Media [Descarga Canalizada] . . . . .	42
Cuenca Superior [Descarga Dispersa] . . . . .	43
Sobre el Método de Medición de Descarga: Discusión y Recomendaciones . . . . .	45
5.2. Procesamiento de Datos . . . . .	47
5.2.1. Análisis de Videos . . . . .	47
5.2.2. Procesamiento Previo al Ajuste de Datos . . . . .	48
Procesamiento de Velocidades de Flujo . . . . .	48
Procesamiento de Señales . . . . .	50
5.2.3. Ajuste de Datos . . . . .	52
5.2.4. Sobre el Procesamiento de Datos: Discusión y Recomendaciones . . . . .	53
5.3. Grabaciones <i>in situ</i> . . . . .	54
<b>6. Resultados y Discusión</b>	<b>56</b>
6.1. Ajuste de Datos . . . . .	56
6.2. Resultados de Descarga . . . . .	58
6.2.1. Discusión y Validez de los Resultados . . . . .	60
Sobre los Resultados de Descarga . . . . .	61
Sobre la Validez de los Resultados . . . . .	62
6.3. Mediciones de Temperatura de la Descarga . . . . .	67
6.4. Observaciones In Situ . . . . .	68
6.4.1. <i>Geysers</i> G1 . . . . .	68
6.4.2. <i>Geysers</i> G2 . . . . .	70
6.4.3. <i>Geysers</i> G3 . . . . .	72
<b>7. Implicancias para la Modelación y Conclusiones</b>	<b>73</b>

7.1. Implicancias para la Modelación . . . . .	73
7.2. Conclusiones sobre las Metodologías . . . . .	74
7.3. Conclusiones Finales . . . . .	75
<b>Referencias</b>	<b>77</b>



# Índice de tablas

2.1. Coeficientes de Manning típicos para ciertas superficies usadas en hidrología (Fetter, 2001). . . . .	22
4.1. Tabla que resume las principales características químicas de las aguas de El Tatio (traducido de Cortecci et al., 2005). . . . .	38
4.2. Tabla que resume los principales componentes químicos de las aguas de El Tatio (traducido de Cortecci et al., 2005). . . . .	39
6.1. Constantes usadas para la ecuación de Kinksvater y Carter (Ackers et al., 1978). . . . .	63
6.2. Resumen de los valores de descarga para G1 y G2 obtenidos a través de las mediciones, además se comparan con los resultados de las ecuaciones de Kinksvater - Carter y Prandtl. . . . .	65
6.3. Resumen de los valores de descarga para G3 obtenidos a través de las mediciones, además se comparan con los resultados de las ecuaciones de Kinksvater - Carter, Prandtl y Manning. . . . .	65
6.4. Descripción de las variables y sus respectivos valores numéricos usados en las ecuaciones para estimar velocidad de flujo y descarga. . . . .	66
6.5. Descarga para los <i>geysers</i> en un día y un año de actividad. . . . .	67



# Índice de figuras

1.1.	Mapa que muestra con estrellas los cinco campos de <i>geysers</i> más grandes del mundo y con puntos todos los campos de <i>geysers</i> conocidos (Bryan, 2005). . . . .	3
2.1.	Modelo de geysers descrito por Munby (1902). Diámetro del conducto; 6 mm e intervalo de erupción 10 min. . . . .	7
2.2.	a. Esquema de <i>geyser</i> clásico usado por Steinberg en su modelo físico que se compone por una cámara y un conducto. b) Modelo usado por Ingebritsen compuesto por una zona de fractura en una matriz (Ingebritsen, 1993). . . . .	8
2.3.	Fotografía del Gran Geysir, <i>geyser</i> islandés que dió origen al término. . . . .	10
2.4.	a) Geysers Narcissus, Yellowstone, EEUU. b) Geysers T23, El Tatio, Chile. . . . .	10
2.5.	Modelo generalizado de un sistema de <i>geyser</i> con circulación convectiva profunda de agua meteórica, el calor es dominado por la conductividad termal (White, 1967). . . . .	12
2.6.	Secciones transversales de tipos genéricos de reservorios en <i>geysers</i> (Rinehart, 1974). . . . .	13
2.7.	Esquema de cuatro <i>geysers</i> en Kamchatka a partir de observaciones con cámaras de videos instaladas en los conductos. En la imagen se puede apreciar la ubicación de las cámaras como también la geometría y morfología de los conductos, además se representan los clastos de roca en color negro (Belousov et al., 2013). . . . .	14
2.8.	Sección transversal de modelo de Steinberg. a) Horizonte de agua fría; b) capa impermeable; c) horizonte de agua caliente; d) ingreso de agua fría y e) ingreso de agua caliente (Modificado de Steinberg (1982a)). . . . .	16
2.9.	Modelo bi-dimensional de un <i>geyser</i> como zona de fractura encajado en una matriz menos permeable (Modificado de Ingebritsen y Rojstaczer, 1993). . . . .	20
2.10.	Frecuencia de erupción y descarga como función de: a) porosidad del conducto, b) tasa de calor basal, c) temperatura, d) presión en parte superior del conducto, e) área del conducto, y f) profundidad del conducto (Ingebritsen y Rojstaczer, 1996). . . . .	21
2.11.	Perfil de velocidad parabólico típico para un curso de agua natural. El eje $y$ corresponde a la fracción de $H$ , el eje $x$ está representado por la velocidad en pies/sec (Traducido y actualizado de Fetter, 2001). . . . .	22
3.1.	Mapa de rutas de Chile que muestra los accesos al Campo de <i>Geysers</i> El Tatio. (Ministerio de Obras Públicas, 2013). . . . .	24

3.2.	Mapa de índice del Campo de <i>Geysers</i> El Tatio. Es posible observar las diferentes manifestaciones termales, incluidos los <i>geysers</i> estudiados (Modificado de <a href="#">Glennon y Pfaff, 2003</a> ). . . . .	25
3.3.	Fotografías de los <i>geysers</i> estudiados en El Tatio. a) <i>Geyser</i> G1. b) <i>Geyser</i> G2. c) <i>Geyser</i> G3. . . . .	27
4.1.	Mapa que muestra con estrellas los cinco campos de <i>geysers</i> más grandes del mundo y con puntos todos los campos de <i>geysers</i> conocidos, además de su ubicación respecto a los contactos entre placas tectónicas ( <a href="#">Bryan, 2005</a> ). . . . .	32
4.2.	Mapa geológico del campo geotérmico de El Tatio (tomado de <a href="#">Marinovic y Lahsen, 1984</a> ). . . . .	34
4.3.	Esquema del Sistema Geotermal El Tatio ( <a href="#">Lahsen, 1976a</a> ). . . . .	36
5.1.	Esquema de la canaleta usada en las mediciones de descarga. . . . .	41
5.2.	A. Imagen del canal de descarga del <i>geyser</i> G1 que muestra un montaje de prueba de la canaleta y algunas bolsas de arena. B. Imagen del canal de descarga del <i>geyser</i> G2 que muestra la posición en que se colocó el transductor. . . . .	42
5.3.	<i>Data Logger</i> o transducer OMEGA OM-CP-LEVEL101, usado en las mediciones de descarga. . . . .	43
5.4.	A. Imagen del <i>geyser</i> llamado <i>Multipool</i> por la cantidad de conductos eruptivos que los caracterizan. B. Imagen del montaje que se utilizó para medir descarga en <i>Multipool</i> , se puede observar como se usó un método más rudimentario, sin canaleta. . . . .	44
5.5.	A. Imagen del <i>geyser</i> G3 que se puede observar durante un ciclo eruptivo, hacia el E es posible ver la dirección que toma el flujo. B. Imagen del montaje que se utilizó para medir descarga en G3, se puede observar como las bolsas fueron esenciales para canalizar el flujo dentro del dispositivo. . . . .	44
5.6.	A. Imagen de un video tomado para G1 donde se puede observar un flotador muy pequeño. El archivo corresponde a una medición fallida ya que el flotador sólo era visible fuera de la canaleta. B. Imagen de un video tomado para G2 donde se puede observar un flotador de buen tamaño y que resalta con respecto al fondo de la canaleta. Ésta medición se acepta como óptima. . . . .	46
5.7.	Gráfico para G1 que muestra los datos posteriores al filtrado y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde t=0. . . . .	49
5.8.	Gráfico para G2 que muestra los datos posteriores al filtrado y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde t=0. . . . .	49
5.9.	Gráfico para G1 que muestra los datos posteriores al suavizado de la señal y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde t=0. . . . .	51
5.10.	Gráfico para G2 que muestra los datos posteriores al suavizado de la señal y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde t=0. . . . .	51
5.11.	Curva típica de calibración para etapa vs descarga ( <a href="#">Sanders, 1998</a> ). . . . .	52
5.12.	Curva típica de calibración para fase vs descarga hecha a mano ( <a href="#">Herschey, 1995</a> ). . . . .	53
5.13.	a) Fotografía de la cámara usada y las protecciones instaladas para asegurar su funcionamiento. b) Fotografía de Eric King manipulando la cámara para realizar los videos en G1. . . . .	55

6.1. Gráfico que muestra los datos utilizados y el respectivo ajuste potencial para G1. . . . .	57
6.2. Gráfico que muestra los datos utilizados y el respectivo ajuste potencial para G2. . . . .	57
6.3. Gráfico de descarga-tiempo para G1. . . . .	59
6.4. Gráfico de descarga-tiempo para G2. . . . .	59
6.5. Gráfico de descarga-tiempo para G3. . . . .	60
6.6. Descarga expresa en flujo de masa por segundo para una simulación de acuerdo al modelo de zona de fractura ( <a href="#">Ingebritsen y Rojstaczer, 1996</a> ). . . . .	62
6.7. Esquema que muestra las variables en juego en la ecuación de Kinksvater y Carter ( <a href="#">Ackers et al., 1978</a> ). La canaleta no presenta medidas proporcionales a la usada en este estudio. . . . .	63
6.8. Gráfico de temperatura - tiempo para G1. . . . .	69
6.9. Gráfico de temperatura - tiempo para G2. . . . .	69
6.10. Fotografía que muestra las principales características externas de G1. . . . .	70
6.11. Fotografía que muestra el interior de la piscina termal de G1. Es posible observar los focos principales de erupción y la morfología estratificada del depósito de <i>sinter-silica</i> que conforma su cráter. . . . .	70
6.12. Fotografía que muestra las principales características externas de G2, principalmente sus 3 focos eruptivos. . . . .	71
6.13. Perfil esquemático para el foco F2 del <i>geyser</i> G2. Se muestra el mecanismo de las erupciones de mayor magnitud. . . . .	71



# Capítulo 1

## Introducción

En este capítulo se presentan antecedentes generales sobre la mecánica de *geysers* y mediciones de descarga en sistemas geotermiales que sirvieron como motivación para el presente estudio, seguido por los objetivos generales y específicos de esta memoria. Luego se discute la hipótesis sobre la cual se trabajó durante el desarrollo del estudio. Finalmente se presenta la estructura de la memoria con una pequeña introducción para cada capítulo.

### 1.1. Antecedentes Generales

Los Geysers El Tatio corresponden a uno de los fenómenos geológicos más espectaculares de Chile y el mundo, y con más de 80 *geysers* activos es el campo de *geysers* más grande de América del Sur congregando año a año la visita de miles de turistas de alrededor del mundo. A pesar de su gran belleza y espectacularidad como manifestación de un sistema geotermal, El Tatio posee pocos estudios relativos al mecanismo, variabilidad y respuesta a fuerzas externas de los *geysers*, es por ello que esta memoria nace a partir de un esfuerzo conjunto entre la Universidad de Berkeley, Universidad de Chile, Universidad de Stanford, el Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA) y el *U.S Geological Survey* (USGS), con la finalidad de dilucidar aspectos aún no comprendidos sobre los *geysers*, teniendo como base observaciones y mediciones de campo en los *geysers* de El Tatio.

Un *geyser* corresponde a una manifestación termal que presenta erupciones intermitentes de una mezcla entre vapor y agua (Wang y Manga, 2007). Estas manifestaciones son raras con probablemente menos de 1000 en el mundo, y este número está decreciendo debido al desarrollo de la energía geotérmica que aprovecha los sistemas hidrotermales en los que están emplazados (Bryan, 2005). Los tres campos de *geysers* más grandes corresponden, en orden decreciente a, Yellowstone National Park en Wyoming, EEUU; Dolina Geiserov en la Península de Kamchatka, Rusia y El Tatio en la Región de Antofagasta, Chile (ver figura 1.1). Este último presenta alrededor de 80 *geysers* bien documentados por Glennon y Pfaff (2003), lo que corresponde casi al 10 % del total de *geysers* en el mundo, característica que lo convierte en un laboratorio natural con condiciones ideales para estudiar *geysers*.

A lo largo de los estudios hechos sobre *geysers* han surgido variadas interrogantes, tales como: cuál es la mecánica de los *geysers* (Steinberg, 1982a; Ingebritsen y Rojstaczer, 1993, 1996), cual es la variabilidad de la erupción de un *geyser* y como responde el ciclo eruptivo a los efectos externos tales como el clima, terremotos, y otras fuentes de esfuerzos como por ejemplo mareas terrestres (e.g. Rinehart, 1972a; Kieffer, 1989; Rojstaczer et al., 2003; Wang y Manga, 2007).

Las primeras opiniones sobre la mecánica de *geysers* fueron esgrimidas por Barth (1950); Naboko (1954); Nekhoroshev (1959), sin embargo estas apreciaciones eran sólo cualitativas y no proponían física teórica que pudiera caracterizar el funcionamiento de un *geyser*. Steinberg (1982a) propone el primer modelo físico teórico de un *geyser* basándose en termodinámica y cálculos sobre conservación de masa y energía. El modelo supone un reservorio en profundidad (cámara) conectado a superficie a través de un conducto con geometría cilíndrica.

Ingebritsen y Rojstaczer (1993) presenta el segundo modelo físico para un *geyser* basándose en fluido dinámica y modelación numérica, asumiendo la erupción de un *geyser* modelable como flujo darciano. El esquema es una variación del usado por Steinberg (1982a). Este estudio corresponde a la primera simulación numérica hecha sobre *geysers*. Ambos modelos proponen que los *geysers* son muy sensibles a las variaciones en las condiciones de erupción.

Otros estudios se han llevado a cabo para determinar cómo funciona un *geyser*. White (1967) plantea que la erupción de un *geyser* comienza con la descarga de agua a temperaturas por debajo del punto de ebullición que es seguido por una fase liquido-dominante que progresivamente se vuelve vapor-dominante para luego terminar en una fase tranquila. Es importante el rol de las burbujas y del vapor en la transferencia de calor en el conducto (Kieffer, 1989).

El Campo Geotermal El Tatio ha sido objeto de numerosos estudios, los cuales han estado enfocados principalmente a caracterizar el sistema geotermal desde el punto de vista geológico y geoquímico (e.g. Lahsen, 1976a; Giggerbach, 1978, 1982; Cortecchi et al., 2005; Aguilera, 2008; Tassi et al., 2010), con la finalidad de calcular el potencial geotérmico en la región. Sin embargo no existen estudios que tengan como objetivo estudiar las manifestaciones termales de El Tatio en sí, específicamente los *geysers*, desde el punto de vista geológico, mecánico y termodinámico.

## 1.2. Objetivos

A continuación se presenta el objetivo general y los objetivos específicos de la presente memoria.

### 1.2.1. Objetivo General

Esta memoria tiene como objetivo principal el proponer ideas para futuros modelos *geysers* en el Sistema *Geysers* de El Tatio, Región de Antofagasta, Chile. Esto se basa a partir de



Figura 1.1: Mapa que muestra con estrellas los cinco campos de *geysers* más grandes del mundo y con puntos todos los campos de *geysers* conocidos (Bryan, 2005).

mediciones de descarga de flujo en superficie, mediciones de intervalos de erupciones, video-observaciones in situ, teoría de *geysers* y mecánica de fluidos.

### 1.2.2. Objetivos Específicos

Los objetivos específicos de esta memoria corresponden a:

1. Proporcionar la primera data sobre descarga de flujo en *geysers* para el Sistema *Geysers* de El Tatio, Chile.
2. Proporcionar observaciones in situ de los *geysers* de El Tatio a partir de videos realizados al interior de los conductos eruptivos.
3. Discutir las metodologías usadas con el fin de que sean mejoradas en futuros estudios.
4. Proponer un modelo que sea punto de partida para futuros estudios.
5. Realizar una discusión bibliográfica sobre *geysers* con el fin de generar una base de trabajo.

## 1.3. Hipótesis de Trabajo

Durante la realización de este trabajo se tomaron mediciones en tres *geysers* en el Campo Geotérmico El Tatio. La hipótesis de esta memoria consiste en que dos de los *geysers*, se encuentran alineados con fallas subsidiarias del Sistema Tucle ([Lahsen, 1976a](#)), de esta forma sería posible explicar su mecánica teniendo como base el modelo zona-fractura ([Ingebritsen y Rojstaczer, 1993, 1996](#)). El tercer *geyser* presenta características muy distintas a los dos anteriores, la hipótesis consiste en que se puede generar una relación entre la descarga medida de forma indirecta y los ciclos eruptivos lo que permitiría compararlo con modelos teóricos con el fin de plantear la dinámica del ciclo eruptivo.

## 1.4. Estructura de la Memoria

La presente memoria se compone de ocho capítulos. En el siguiente capítulo se presenta una revisión bibliográfica sobre el estado del arte en geología y mecánica de *geysers* abarcando desde la definición de un *geyser*, sus condiciones de estabilidad, dinámica y morfologías. Posteriormente se presenta un revisión sobre trabajos donde se realizaron mediciones de descargas en sistemas de *geysers*.

En el capítulo 3 se presenta la zona de estudio partiendo por los accesos y ubicación para seguir con una revisión de los *geysers* presentes en El Tatio y su ordenamiento espacial. Luego se describe breve y cualitativamente los tres *geysers* que fueron el estudio principal de éste trabajo, y finalmente se menciona el clima de la zona.

En el capítulo 4 se revisa el marco geológico de la zona. Primero se comenta el marco geo-dinámico regional de El Tatio que permite que se produzcan *geysers* en la zona. Posteriormente se revisa el marco geológico local del área de los *geysers* junto con un pequeño marco estructural local. Para finalizar se describen las aguas que se pueden encontrar en El Tatio.

En el capítulo 5 se explican las metodologías asociadas al estudio. Primero se describe de forma detallada los procedimientos del trabajo de campo, luego se discute sobre la validez del proceso y sus futuras aplicaciones. Posteriormente se describe el trabajo de gabinete y su error asociado. Finalmente, se describe la toma de video-grabaciones *in situ* en los *geysers* estudiados.

En el capítulo 6 se presentan los resultados obtenidos y se comparan con las estimaciones de descarga. Además se discute sobre la relación de temperatura con la descarga. En la última parte del capítulo se discute sobre la validez de los resultados y la relación de estos con las observaciones hechas en terreno.

Por último, en el capítulo 7 se discute sobre las implicancias que tienen los resultados sobre un posible modelo en los *geysers* estudiados. Se concluye además sobre el alcance de las metodologías. Para finalizar las conclusiones principales son presentadas, que incluye los mayores hallazgos y contribuciones, así como también el trabajo a seguir en el futuro y las líneas de investigación.

# Capítulo 2

## Marco Teórico

En este capítulo se revisa el estado del arte y trabajos anteriores sobre *geysers*. Primero, se comentan los estudios pioneros realizados en esta materia abriendo el paso a la discusión sobre qué es un *geyser*. Luego, se discuten los distintos modelos generados sobre la mecánica de *geyser* con el fin de entregar suficientes antecedentes para la comprensión de esta memoria. Finalmente se presentan los estudios realizados sobre descarga en diversos sistemas de *geyser* y la mecánica de fluidos que sirvió como base para las mediciones.

### 2.1. Geysers: Historia y Definición

#### 2.1.1. Primeros Estudios

Robert Bunsen junto a su colega Adrian Descloizeaux realizaron los primeros estudios científicos sobre los *geysers* durante un viaje a Islandia en 1846, financiado por el gobierno danés luego de la erupción del Monte Hekla en 1845 (Schacher, 1970). Bunsen, químico que alcanzó su fama gracias a la invención del mechero Bunsen, ampliamente utilizado en los laboratorios científicos para calentar o esterilizar muestras o reactivos químicos, siempre tuvo un permanente interés en la geología. Ambos científicos hicieron varios análisis, que hasta el día de hoy, componen la base de lo que se sabe sobre los *geysers*: analizaron la química de aguas, sondearon las profundidades con termómetros primitivos, observaron patrones de circulación en los reservorios, escucharon el gorgoteo y las detonaciones a medida que se producían las inestabilidades, describieron los patrones de eyección de agua durante las erupciones y finalmente desarrollaron una teoría para explicar la dinámica de un *geyser*, que aún se mantiene hoy en día (Bunsen, 1848; Descloizeaux, 1847; Rinehart, 1974).

Varios autores han escrito sobre los *geysers* (Mackenzie, 1842; Langford, 1871; Hague, 1904; Fix, 1939; Vosburgh, 1940; Marler, 1964a; Haynes, 1966), sin embargo la mayoría de ésta literatura es meramente descriptiva, especificando ambientes geológicos, las morfologías externas y su actividad (Rinehart, 1974). De esta manera los estudios que continuaron siguen la línea de investigación de Bunsen, centrándose principalmente en análisis químicos, termo-

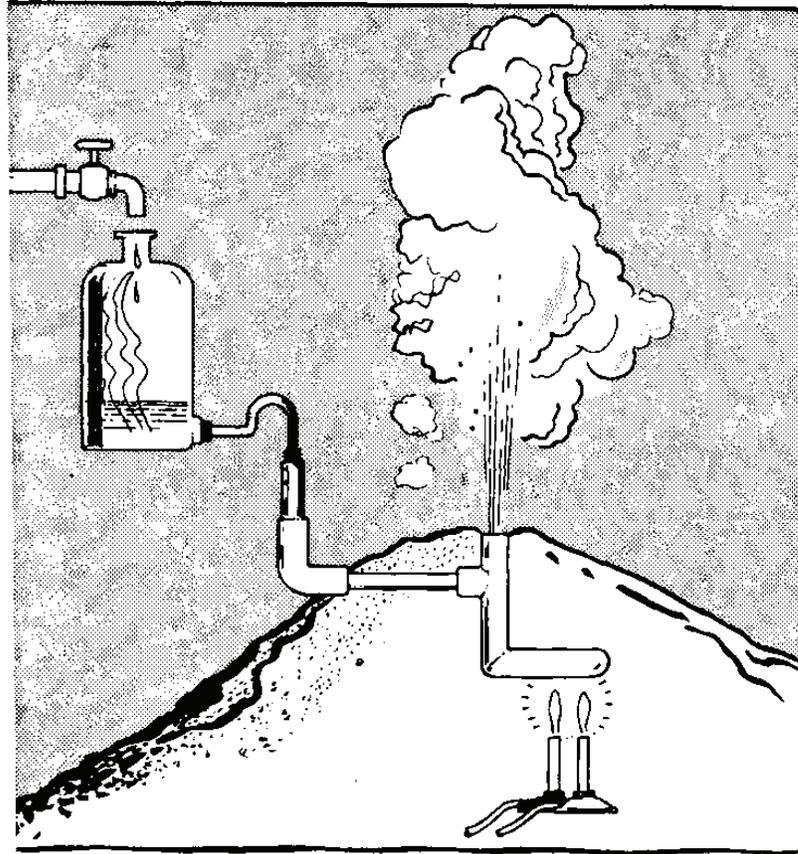


Figura 2.1: Modelo de geyser descrito por [Munby \(1902\)](#). Diámetro del conducto; 6 mm e intervalo de erupción 10 min.

metría y estudios de flujo de fluidos ([Graton et al., 1949](#); [Fournier y Rowe, 1966](#); [Nicholls y Rinehart, 1967](#); [Rinehart, 1972a](#)). Adicionalmente, [White \(1967\)](#) en Steamboat Springs y Benseman en Nueva Zelanda manipularon *geysers* para inducir patrones modificados ([Benseman, 1965](#); [White, 1967](#)).

El trabajo realizado por [White \(1967\)](#) constituye, quizás, el primer intento de caracterizar la mecánica de geysers abarcando muchos de los factores que influyen en el proceso. En este artículo el autor presenta definiciones sobre distintos tipos de *geysers*, y los antecedentes sobre los sistemas hidrotermales en los cuales están emplazados. El estudio principal se centra en un *geyser* artificial producido a través de un pozo, [White \(1967\)](#) documenta detalladamente su actividad y concluye un compendio de 28 puntos que resumen la actividad general de un *geyser*, de entre las cuales se puede mencionar que el sistema de conductos inmediatos de un *geyser*, i.e. aquel que participa de forma directa en la erupción, es cercano a la superficie y conformaría la parte superior de un sistema convectivo mucho mayor, además la transferencia de calor se produciría por conductividad termal y no por fluidos magmáticos ([White, 1967](#)). Finalmente, plantea que la erupción de un *geyser* comienza con la descarga de agua a temperaturas por debajo del punto de ebullición que es seguido por una fase líquido-dominante que progresivamente se vuelve vapor-dominante, para luego terminar en una fase tranquila.

[Steinberg \(1982a\)](#) propone el primer modelo físico teórico de un *geyser* basándose en

termodinámica y cálculos sobre la conservación de masa y energía. El modelo supone un reservorio en profundidad (cámara) conectado a superficie a través de un conducto con geometría cilíndrica, en este esquema el agua caliente presenta interacción con agua fría (ver 2.2b). [Steinberg](#) toma los siguientes supuestos en su modelo: (1) calor específico constante, (2) temperatura es la misma en cada punto de la cámara, (3) flujo de masa de agua caliente constante, (4) flujo de agua fría depende de la presión atmosférica, la permeabilidad del medio y la presión en el nivel freático y (5) volumen de la cámara es mayor que el volumen del conducto. Además divide el ciclo eruptivo en tres etapas: (1) llenado de la cámara, (2) llenado del conducto y (3) calentamiento de agua en la cámara y erupción.

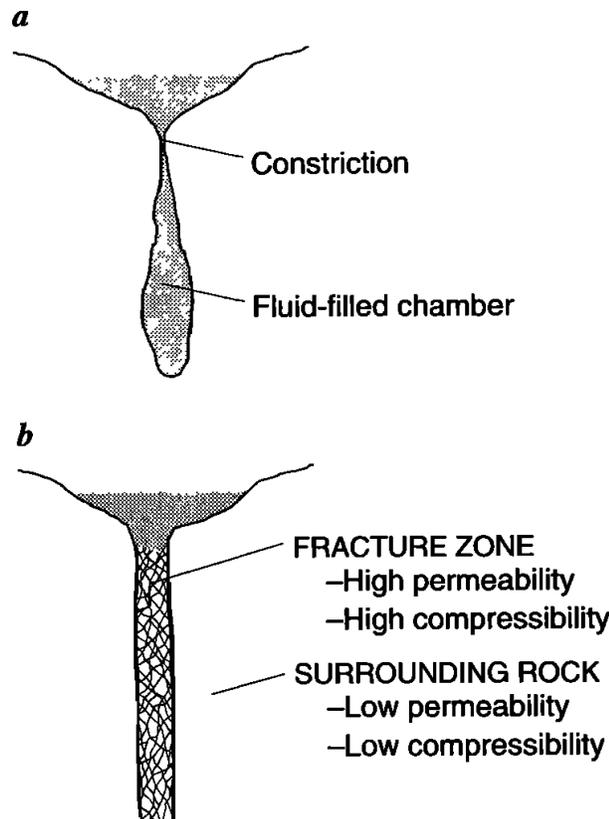


Figura 2.2: a. Esquema de *geyser* clásico usado por Steinberg en su modelo físico que se compone por una cámara y un conducto. b) Modelo usado por Ingebritsen compuesto por una zona de fractura en una matriz (Ingebritsen, 1993).

[Ingebritsen y Rojstaczer \(1993\)](#) presentan el segundo modelo físico para *geyser* basándose en fluido dinámica y modelación numérica, asumiendo la erupción de un *geyser* modelable como flujo laminar. El esquema que presenta Ingebritsen (ver 2.2b), a diferencia del esquema clásico presentado por [Steinberg \(1982a\)](#) en el cual la magnitud y frecuencia de las erupciones están gobernadas por la cámara y la geometría del sello, se basa en una zona de fractura donde el flujo es controlado en cualquier punto por la permeabilidad de la fractura. Los resultados de este estudio concluyen que los factores principales que controlan el ciclo eruptivo corresponden al conducto y las propiedades de la matriz que rodea la zona de fractura.

Estos dos estudios, que serán discutidos con más detalle en las secciones siguientes, constituyen hoy en día el punto de partida para hablar sobre la mecánica de *geysers*, así también

la mayoría de los estudios actuales pretende de alguna manera validar una de estas teorías. La segunda línea importante de investigación sobre *geysers* hoy en día corresponde a la respuesta ante estímulos externos como sismos, mareas terrestres, clima, etc. Aunque esta memoria no tiene como objetivo presentar un estudio sobre variabilidad eruptiva de *geysers* cabe mencionar algunos artículos importantes en la materia.

Es conocido que los *geysers* presentan una particular sensibilidad a los terremotos, manifestado principalmente por cambios en los intervalos entre erupciones. Ejemplos incluye *geysers* en California (Silver y Vallete-Silver, 1992) y en Yellowstone National Park, EEUU (e.g., Marler, 1964a; Rinehart y Murphy, 1969; Hutchinson, 1985; Husen et al., 2004), EE.UU. Aún no es posible observar un patrón claro en los cambios de intervalos entre erupciones ya que existen *geysers* que responden a un mismo sismo aumentando los intervalos como otros que disminuyen sus intervalos (Wang y Manga, 2007).

Estudios para comprender las variaciones en el ciclo eruptivo inducidas por cambios climáticos se han hecho en Yellowstone donde se concluyó que los *geysers* responden tanto como a tendencias de precipitación de largo plazo como al ciclo hidrológico estacional, proponiendo que largos períodos de sequía llevarían a la posible desaparición de las manifestaciones (Hurwitz et al., 2008). La respuesta de *geysers* a esfuerzos no sísmicos ha sido motivo de variados estudios pero las conclusiones no son consistentes (Wang y Manga, 2007). Cambios a partir de mareas terrestres (Rinehart, 1972a,b) y variaciones en la presión barométrica (White, 1967) han sido reportados para Yellowstone.

### 2.1.2. Definiciones

A continuación se presentan diversas definiciones sobre qué es un *geyser* y las distintas manifestaciones termales derivadas, luego se discuten las diferencias, similitudes y alcances de los términos para luego plantear una definición, la cuál se utilizó durante la redacción de esta memoria. Finalmente, se discute sobre las condiciones y factores determinantes que permiten la existencia de este tipo de fenómenos, así también se comenta sobre la fragilidad y vida que alcanzan los sistemas de *geysers*.

En general, en la mayoría de las zonas termales se puede encontrar diferentes tipos de manifestaciones termales. En los campos de *geysers* inclusive, se puede observar el espectro completo (Rinehart, 1974), desde fuentes termales tranquilas hasta *geysers*, manifestaciones con erupciones violentas y erupciones donde domina totalmente la fase vapor. Entonces es necesario definir que se entiende como *geyser*, tanto para efectos de esta memoria, como para comprender el estado del arte.

El término *geyser* deriva del antiguo verbo islandés, *gjósa* que significa hacer erupción, el cual le dio nombre al famoso geyser islandés Geysir (ver figura 2.3). En general es usado para referirse a reservorios de agua caliente que eyectan parte o el total de su contenido de forma violenta e intermitente (Rinehart, 1974).

Rinehart (1974) propone la definición más general de todas y a su vez una sub-división del término *geyser*. Define como aquella manifestación termal que produce erupciones inter-



Figura 2.3: Fotografía del Gran Geysir, *geyser* islandés que dió origen al término.

mitentes, y los divide en dos clases:

***Geysers* tipo fuente:** Se caracterizan por presentar piscinas superficiales de agua termal en donde las erupciones consisten en una serie de explosiones de vapor resultado del *flashing* de burbujas de agua super-calentadas. El *geyser* Narcissus en Yellowstone es un ejemplo de *geyser* fuente (ver figura 2.4a).

***Geysers* tipo cono:** Se caracteriza por un cono de *sinter-silica* conectado por un canal lleno de agua a la sub-superficie. El *geyser* T23 en El Tatio ([Glennon y Pfaff, 2003](#)) constituye un ejemplo de este tipo (ver figura 2.4b).



(a)



(b)

Figura 2.4: a) Geyser Narcissus, Yellowstone, EEUU. b) Geyser T23, El Tatio, Chile.

[White \(1967\)](#) define *geyser* como una manifestación termal caracterizada por descarga intermitente de agua expulsada de forma turbulenta y acompañada de una fase vapor, inde-

pendiente de la temperatura mínima del agua en superficie. [Ingebritsen y Rojstaczer \(1996\)](#) lo define como una manifestación o una fuente termal que periódicamente produce descargas conducidas por una fase vapor o, menos comúnmente, por gas no-condensable. [Wang y Manga \(2007\)](#) consideran un geysers a partir de erupciones intermitentes de una mezcla de vapor y agua en donde otros gases no-condensables como el  $\text{CO}_2$  juegan un rol importante.

Las definiciones mencionadas anteriormente presentan ciertas similitudes que son obvias. En general un *geyser* es una manifestación termal que se caracteriza por una descarga intermitente, los aspectos de la descarga suelen variar de *geyser* en *geyser*, lo que permite que se pueda decir que no hay dos *geysers* iguales. Entonces, es posible observar como la relación fase vapor/agua presenta mayor ponderación de acuerdo a que *geyser* se esté estudiando. El rol de los gases no-condensables es un factor que ha sido estudiado en los últimos años. [Wang y Manga \(2007\)](#) le dan un rol expectante sin entrar en mayor parcialidad, sin embargo estudios experimentales han demostrado la factibilidad de producir erupciones periódicas auto-sustentables a partir de "*flashing*" de burbujas ([Lu et al., 2005](#); [Muñoz, 2012](#)). De todos modos estos experimentos aún no son suficientes para establecer una correlación directa, en consecuencia, para efectos de esta memoria,

**Geysers:** corresponde a una manifestación termal que presenta erupciones intermitentes de una mezcla entre vapor y agua ([Wang y Manga, 2007](#)).

## 2.2. Condiciones y Morfología

A partir de la base mencionada en la sección anterior corresponde definir qué condiciones son necesarias para generar un *geyser*, de aquí nacen las preguntas ¿Qué estabilidad presentan estos sistemas? y ¿Qué prolongación en el tiempo es esperable de un *geyser*? Posteriormente se describe brevemente el tipo de morfologías característicos de la superficie y sub-superficie de un *geyser*.

### 2.2.1. Condiciones y Factor Crítico

El fenómeno de erupción de un *geyser* o "*geysering*" es entendido de una forma general en base a tres elementos, los cuáles fueron definidos desde los primeros estudios: 1) reservorio o cámara, 2) suministro de agua y 3) fuente de calor (ver figura 2.1). La erupción entonces, se generaría por un sobre-calentamiento del agua en la cámara volviendo al sistema inestable. Luego, al alcanzar un punto crítico se genera la erupción debido a la presión ejercida por el vapor generado ([Allen y Day, 1935](#); [Rinehart, 1974](#)). En la época cuando se planteó lo mencionado anteriormente, se postulaba además que la disposición de los conductos, o "tuberías" del *geyser*, podría explicar la intermitencia de las erupciones ([Lu et al., 2005](#)). Sin embargo lo anterior no explica completamente ciertos aspectos importantes asociado al *geysering*, como por ejemplo:

- ¿Qué factor diferencia la aparición de un geysers, fumarola o fuente termal?

- ¿Por qué existen *geysers* que presentan erupciones regulares y otros caóticas?

White (1967) construye un modelo a mayor escala al proponer ciertos aspectos adicionales a las condiciones mencionadas anteriormente, esto en base a observaciones de sondajes realizados por la industria geotérmica. Postula un sistema convectivo dinámico, que transfiere calor a partir de conductividad termal y no por la circulación de vapores magmáticos. Otras condiciones importantes para este modelo son una capa impermeable que actúe como trampa, y una capa permeable que permite la circulación de agua cerca de la superficie, la cual se calienta y disminuye su densidad al acercarse al núcleo del sistema y luego asciende enfriándose y aumentando su densidad (ver figura 2.5).

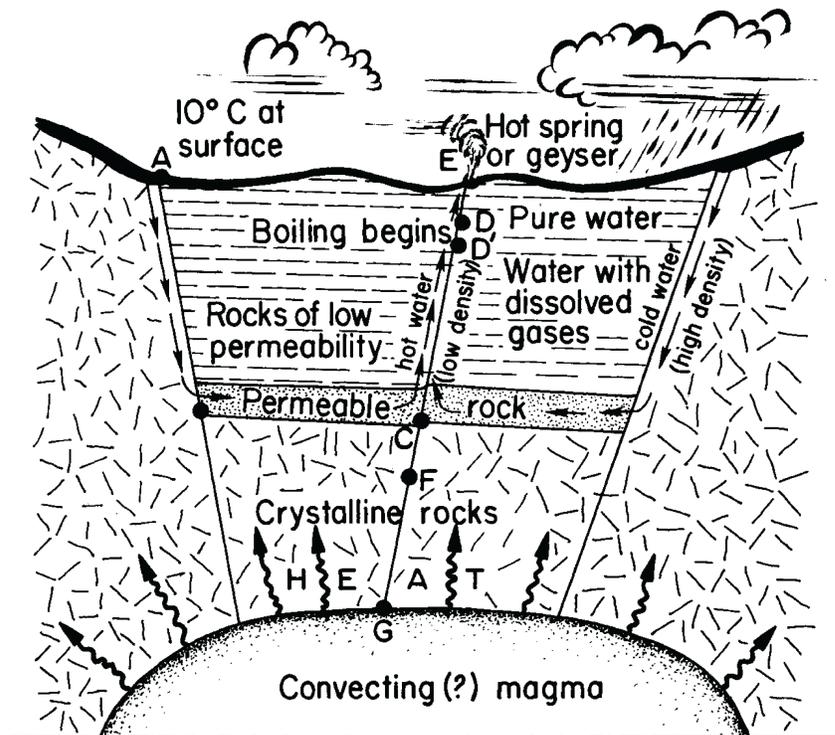


Figura 2.5: Modelo generalizado de un sistema de *geyser* con circulación convectiva profunda de agua meteórica, el calor es dominado por la conductividad termal (White, 1967).

Las condiciones argumentadas por los autores no son excluyentes entre sí, sin embargo, si se intersectan todas las condiciones aún no es posible constituir el factor crítico que diferencia la generación de un *geyser* versus otra manifestación termal. Entonces el factor crítico es el Sistema de Bombeo (Steinberg, 1982a; Ingebritsen y Rojstaczer, 1993, 1996; Muñoz, 2012). Actualmente las investigaciones se centra en determinar cómo hace erupción un *geyser*, lo cuál está ligado al sistema de conductos y sus características, sin embargo aún no es claro que aspectos son necesarios. Las siguientes interrogantes siguen sin respuesta aún y se suman a las planteadas anteriormente:

- ¿Cómo se crea un *geyser*?
- ¿Cómo se extingue un *geyser*?
- Rol de la geometría del conducto y reservorio versus características de una zona de fractura asociado a una matriz (roca caja).

- Nucleación de burbujas

De todos modos hay aspectos que si son conocidos. La duración de un *geyser* es de corta vida, son procesos raros en la corteza terrestre y suelen estar asociados a sistemas hidrotermales (Wang y Manga, 2007). Son sensibles a esfuerzos externos como terremotos, mareas terrestres e incluso a la actividad de la industria geotérmica (Lu et al., 2005; Bryan, 2005). En consecuencia se ha datado de forma aproximada algunos *geysers*, por ejemplo Old Faithful en Yellowstone tiene una edad máxima de 750 años (Bryan, 2005), un período de vida muy corto comparado al tiempo geológico.

### 2.2.2. Morfologías en Geysers

A continuación se entrega una pequeña reseña sobre las morfologías posibles de observar en *geysers*, basado en observaciones de Rinehart (1974). Primero conviene definir el término *geyserita*, el cuál es una variación de *sinter-silica*, muy común de encontrar en los campos de *geyser* y que forma una análogo de concreto alrededor de estos (Mindat).

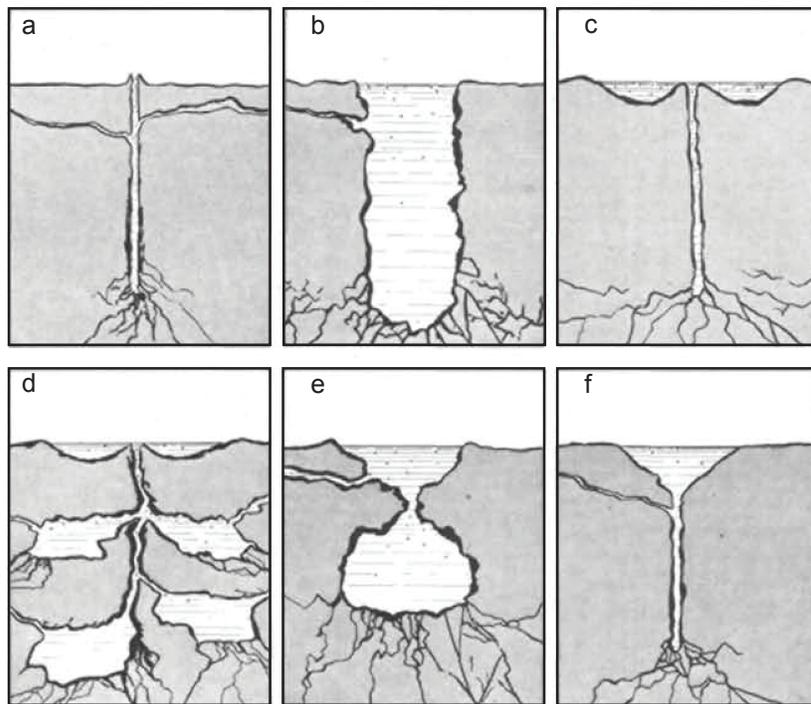


Figura 2.6: Secciones transversales de tipos genéricos de reservorios en *geysers* (Rinehart, 1974).

#### Superficiales

El aspecto más impresionante de las morfologías superficiales son los conos de *geyserita* (ver figura 2.4b), los cuales forman un verdadero eyector para la erupción del *geyser*. Sin embargo,

no hay una relación entre el tamaño del cono con la altura de erupción (Rinehart, 1974). Los *geysers* tipo fuente (ver figura 2.4a) también están formados por geyserrita y pueden llegar a formar terrazas a través de la sobre-posición de capas.

## Sub-superficiales

Las características sub-superficiales de los *geysers* sigue siendo un tema de investigación. Rinehart (1974) propone en base a observaciones en distintos *geysers* de EE.UU seis morfologías típicas para *geyser* que intentan replicar la geometría de los reservorios (ver figura 2.6). Sin embargo no se puede dejar de lado la posibilidad que los aspectos de sub-superficie estén constituidos por un conducto, conducto-cámara o incluso una zona de fractura. Estudios recientes han permitido dilucidar la geometría de los sistemas de conductos a partir de observaciones *in situ* con cámaras de video (Hutchinson et al., 1997; Belousov et al., 2013). Perfiles se han generado hasta una profundidad de hasta 20 m en Old Faithful, Yellowstone, además sondas de presión se colocaron a lo largo del conducto (Hutchinson et al., 1997). En Kamchatka, Rusia, se realizaron esquemas para cuatro *geysers* a partir de las observaciones (ver figura 2.7) en video, llegando hasta una profundidad de 10 m, donde se visualizó que los conductos verticales presentan curvaturas a medida que la profundidad aumenta (Belousov et al., 2013).

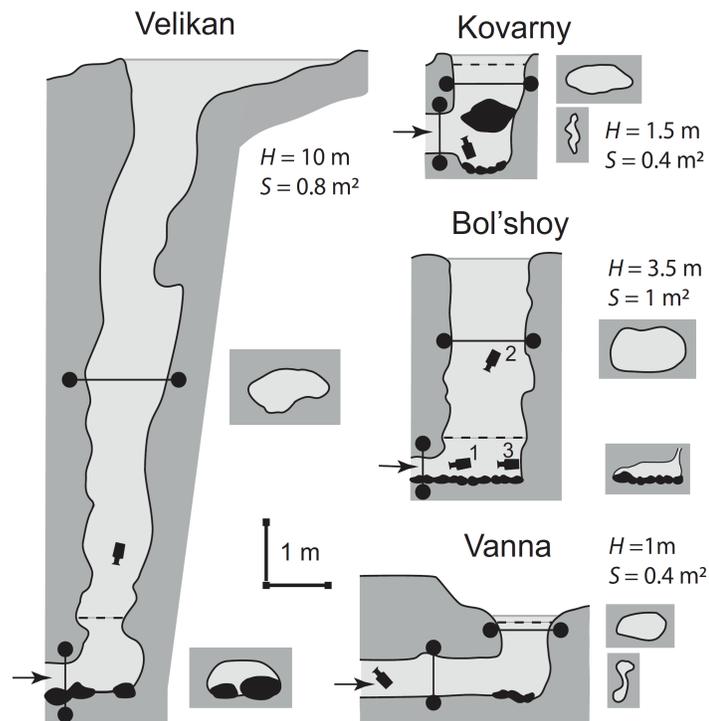


Figura 2.7: Esquema de cuatro *geysers* en Kamchatka a partir de observaciones con cámaras de videos instaladas en los conductos. En la imagen se puede apreciar la ubicación de las cámaras como también la geometría y morfología de los conductos, además se representan los clastos de roca en color negro (Belousov et al., 2013).

## 2.3. Mecánica de Geysers

La evolución de la erupción de un *geyser* proporciona tanto ideas como limitaciones para comprender los procesos que generan las erupciones (Wang y Manga, 2007). La erupción comienza con la descarga de agua a temperaturas por debajo del punto de ebullición, seguido por una fase líquido-dominante que se vuelve progresivamente vapor-dominante antes de finalizar en una fase tranquila (White, 1967). Burbujas y el vapor juegan un rol importante al transferir calor al agua presente en el conducto y en generar la erupción (Kieffer, 1989). Lo anterior constituye la base de como se entiende una erupción de un *geyser* desde el punto de vista descriptivo. Los siguientes modelos, en general, toman como punto de partida estas observaciones y pretenden explicar los procesos desde un punto de vista físico.

### 2.3.1. Modelo Cámara-Conducto

El modelo de *geyser* asumiendo una geometría tipo cámara más un conducto de altura  $h$  que la conecta a superficie se ha venido delineando desde los primeros estudios sobre el tema (Munby, 1902; White, 1967; Rinehart, 1974). A continuación se presenta las propiedades termodinámicas del ciclo de erupción de un *geyser* a partir del modelo mencionado basado en las interpretaciones de Steinberg (1982a), y cuyas ecuaciones están modificadas a partir de las propuestas por el mismo autor.

Las ideas presentadas a continuación tienen como base que la erupción ocurre como resultado de la ebullición del agua acumulada en la cámara. Luego la erupción ocurre de forma explosiva lo que indica una rápida conversión de energía. Entonces la energía,  $W$ , corresponde a la fuente de la explosión y está ligada a la temperatura de ebullición,  $T_{ch}$ , de esta manera  $W$  es igual a:

$$W = c(T_{ch_2} - T_{ch_1}) \quad (2.1)$$

donde  $c$  es el calor específico del agua,  $T_{ch_1}$  es la temperatura de ebullición del agua en la cámara a presión atmosférica  $P_1$ ;  $T_{ch_2}$  es la temperatura de ebullición a presión  $P_2$ , que corresponde a una profundidad  $h$ , de esta manera se tiene que

$$P_2 = P_1 + \rho gh \quad (2.2)$$

donde  $\rho$  es la densidad del agua y  $g$  es la aceleración de gravedad.

Es necesario mostrar que este modelo (ver figura 2.8) es un esquema simplificado de un *geyser* en la naturaleza, por ello el modelo asume lo siguiente:

- Calor específico,  $c$ , constante.
- Dos fuentes de agua. El flujo másico de agua se denota como  $G$ , luego la masa de agua caliente que proviene desde abajo es  $G_h$  y la de agua fría que proviene del acuífero sería

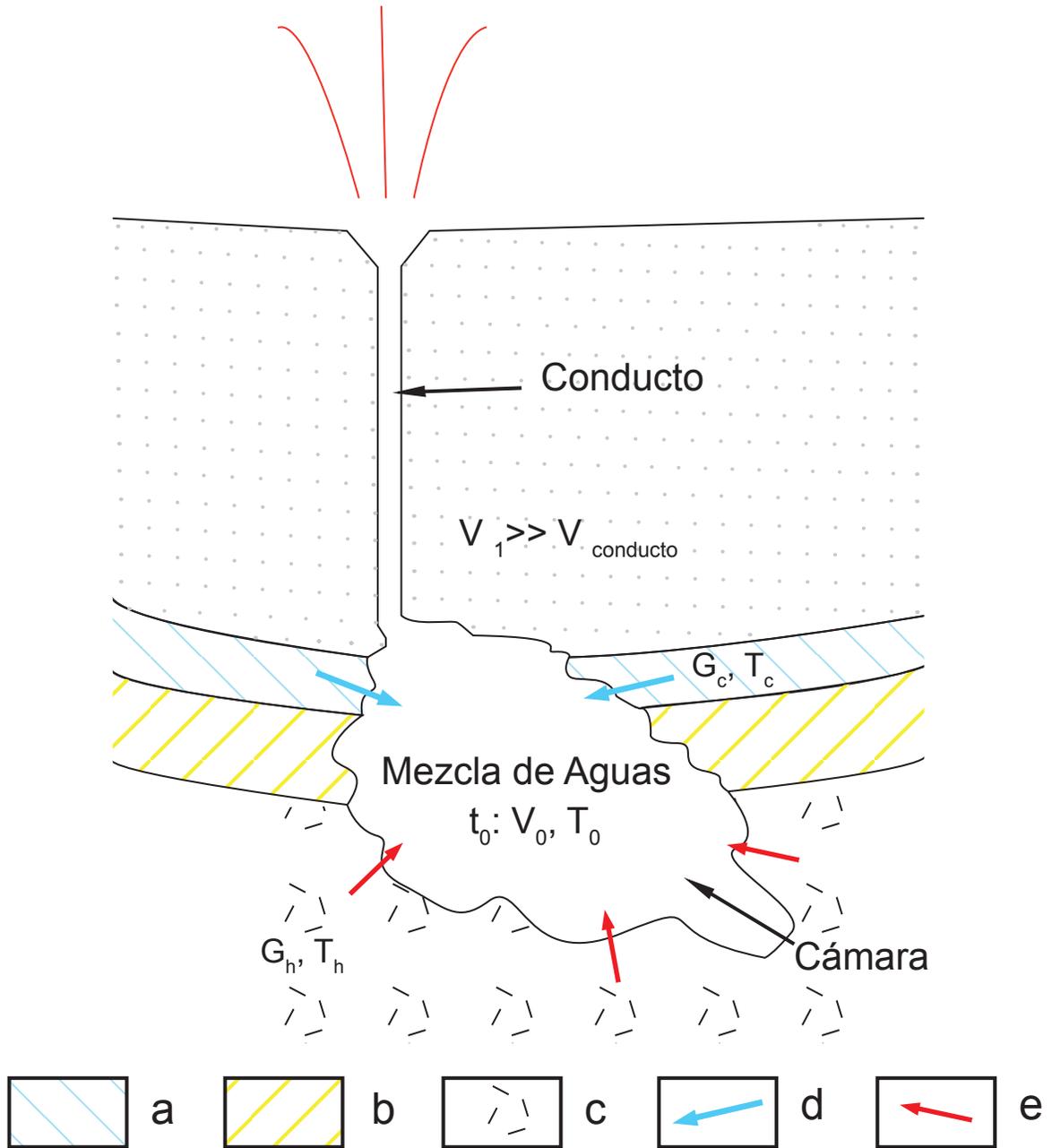


Figura 2.8: Sección transversal de modelo de Steinberg. a) Horizonte de agua fría; b) capa impermeable; c) horizonte de agua caliente; d) ingreso de agua fría y e) ingreso de agua caliente (Modificado de [Steinberg \(1982a\)](#)).

$G_c$ . Luego,  $G_c$  no depende de la presión en la cámara y se puede representar como:

$$G_c = \alpha(P_* - P) \quad (2.3)$$

donde  $P_*$  es la presión en el acuífero y  $\alpha$  corresponde a la permeabilidad hidráulica. Calor desde las paredes se asume despreciable.

- Volumen de la cámara  $V_1 \gg V_{conducto}$ .

El modelo describe la dinámica de un *geyser* en 3 etapas a través de ecuaciones termodinámicas bien definidas. A continuación se enumera cada etapa con una pequeña explicación y sus ecuaciones características, cabe mencionar que las ecuaciones difieren del artículo original de [Steinberg \(1982a\)](#) debido a que la matemática no era correcta.

### **Etapas 1: Llenado de la Cámara**

Corresponde al inicio del ciclo eruptivo, en esta etapa una parte de la cámara se llena con el agua restante de volumen  $V_0$  a temperatura  $T_{ch1}$ . Luego el reservorio se llena con la masa de flujo fría y caliente. El flujo másico en esta etapa se define como

$$G_1 = G_{c1} + G_h \quad (2.4)$$

Ambos flujos de masa permanecen constantes durante la etapa dado que la presión de la cámara y del acuífero permanecen relativamente constantes, luego el sistema es descrito por las ecuaciones de conservación de masa y conservación de energía a través de balance de calor

$$\rho \frac{dV}{dt} = G_1 \quad (2.5)$$

$$\rho c \frac{dT}{dt} = cG_h(T_h - T) + cG_{c1}(T_c - T) \quad (2.6)$$

Para consultar el desarrollo y solución de las ecuaciones ver el artículo de [Huber \(2006\)](#).

### **Etapas 2: Llenado del Conducto**

Al final de la primera etapa la cámara se llena con un volumen  $V = V_1$ , la presión aumenta, por lo tanto  $G_c$  disminuye. La presión depende del nivel de agua. Se define  $S$  como la sección transversal del canal, luego el volumen del canal sería  $V_{ch} = Sh$ . El sistema puede ser descrito por el cambio de presión y el balance de calor en el canal en las siguientes ecuaciones

$$\frac{dp}{dt} = \frac{g}{S}(G_1 - \alpha(P - P_1)) \quad (2.7)$$

$$\frac{dT}{dt} = \frac{G_1}{V_1} \left( T_{eq} - T_c - (T - T_c) \exp\left(-\frac{\alpha g}{S}(t_1 - t)\right) \right) \quad (2.8)$$

donde

$$T_{eq} = \frac{G_h T_h + G_{c1} T_c}{G_1} \quad (2.9)$$

Las soluciones y explicaciones a las ecuaciones se pueden ver en el artículo de [Huber \(2006\)](#).

### Etapa 3: Erupción

En esta etapa se asume una masa de flujo constante, tanto para agua caliente ( $G_h$ ) como para agua fría ( $G_{c2}$ ). Al aplicar balance de calor se obtiene,

$$\rho V_1 = G_h(T_h - T) + G_{c2}(T_c - T) \quad (2.10)$$

### Tiempo de Inducción

A partir de las ecuaciones es posible calcular el tiempo que demora cada etapa, de esta manera se puede obtener  $t_1$ ,  $t_2$  y  $t_3$ . El tiempo de inducción es aquel entre dos erupciones consecutivas y se puede calcular fácilmente con la ecuación

$$t_{ind} = t_1 + (t_2 - t_1) + (t_3 - t_2) \quad (2.11)$$

lo que dá como resultado

$$t_{ind} = \frac{\rho}{G_1}(V_1 - V_0) - \frac{S}{\alpha g} \ln \left( 1 - \frac{\alpha \rho g h}{G_1} \right) + \frac{\rho V_1}{G_2} \ln \left( \frac{T_{eq2} - T_2}{t_{eq2} - T_{ch2}} \right) \quad (2.12)$$

### 2.3.2. Modelo Zona de Fractura

El modelo presentado anteriormente ha imperado a lo largo de los años desde que se inició la investigación sobre *geysers*. En 1993, [Ingebritsen y Rojstaczer](#) proponen un modelo distinto, que lo plantean como una modificación al modelo original, esto corresponde a aproximar la cámara o reservorio a una zona de roca fracturada, de esta forma el flujo en vez de estar restringido solo en la parte alta del sistema, estaría controlado a lo largo de la zona de fractura por la permeabilidad ([Ingebritsen y Rojstaczer, 1993, 1996](#)). De esta forma es posible aproximar los controles en el ciclo eruptivo de un *geyser* de forma cuantitativa.

[Ingebritsen y Rojstaczer \(1993\)](#) proponen el flujo de fluidos y calor descritos por ecuaciones multifase de conservación de energía y masa

$$\begin{aligned} & \left( \frac{\partial n \rho_f}{\partial t} \right) - \nabla \cdot \left[ \frac{\ddot{k} k_{rs} \rho_s}{\mu_s} \cdot (\nabla P - \rho_s g \nabla D) \right] \\ & - \nabla \cdot \left[ \frac{\ddot{k} k_{rw} \rho_w}{\mu_w} \cdot (\nabla P - \rho_w g \nabla D) \right] - q_m = 0 \end{aligned} \quad (2.13)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left[ n \rho_f h_f + (1 - n) \rho_\gamma h_\gamma \right] \\ & - \nabla \cdot \left[ \frac{\ddot{k} k_{rs} \rho_s h_s}{\mu_s} \cdot (\nabla P - \rho_s g \nabla D) \right] \\ & - \nabla \cdot \left[ \frac{\ddot{k} k_{rw} \rho_w h_w}{\mu_w} \cdot (\nabla P - \rho_w g \nabla D) \right] \\ & - \nabla \cdot \left[ K_m \left( \frac{\partial T}{\partial P} \right)_h \nabla P + K_m \left( \frac{\partial T}{\partial h} \right)_p \nabla h \right] - q_h = 0 \end{aligned} \quad (2.14)$$

respectivamente, donde  $D$  es profundidad,  $g$  es la aceleración de gravedad,  $h$  es entalpía,  $\ddot{k}$  es el tensor de permeabilidad intrínseca,  $K_m$  es la conductividad termal,  $k_{rs}$  y  $k_{rw}$  son las permeabilidades relativas de vapor y líquido respectivamente,  $n$  es la porosidad,  $T$  es temperatura,  $t$  es tiempo,  $\rho$  es densidad,  $\mu$  es la viscosidad dinámica, y  $q_m$  y  $q_h$  son los términos de masa y energía. El subíndice  $f$  designa la mezcla de fases vapor y líquido,  $\gamma$  designa el medio poroso (la roca)  $s$  y  $w$  se refieren a las fases vapor y agua respectivamente. Estas ecuaciones acopladas se resuelven de forma numérica.

El modelo propuesto por los autores asume flujo darciano (laminar y lineal), además conserva energía y masa. Sin embargo cabe destacar que el flujo laminar corresponde a una gran limitación del modelo, ya que el flujo de la descarga cercano a la salida del conducto eruptivo suele disipar mucha energía por turbulencia (Kieffer, 1989). La simulación del modelo se llevó a cabo como una zona de fractura profunda rodeada por una matriz menos permeable (ver figura 2.9).

Las principales implicancias del modelo y la simulación numérica son los factores que controlan la periodicidad o la intermitencia de las erupciones de un *geyser*. En la figura 2.10 se puede observar los gráficos obtenidos por los autores en una segunda modelación publicada en el artículo de 1996.

La temperatura de recarga, la presión en la parte superior y el calor basal son condiciones de borde impuestas en la simulación, como se puede observar el comportamiento no sería muy sensible a los cambios en estos parámetros. Por otro lado, cambios en la geometría del conducto (figuras 2.10e,f) pueden ejercer una fuerte influencia en la magnitud y frecuencia de la erupción, las cuales aumentan con la profundidad del conducto.

La permeabilidad y la porosidad ejercen un control importante en los patrones de erupción. Una mayor porosidad da origen a erupciones más frecuentes y de mayor magnitud. La

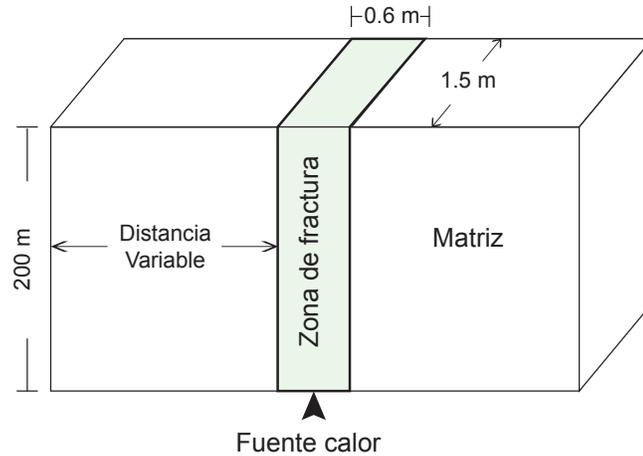


Figura 2.9: Modelo bi-dimensional de un *geyser* como zona de fractura encajado en una matriz menos permeable (Modificado de Ingebritsen y Rojstaczer, 1993).

permeabilidad, en cambio, presenta el efecto opuesto en el comportamiento. Esto se explica debido a que un aumento en la porosidad y una disminución en la permeabilidad retardan la recarga permitiendo una mayor acumulación de agua en la zona de fractura (Ingebritsen y Rojstaczer, 1993).

## 2.4. Estudios de Descarga en Sistemas tipo *Geyser*

A continuación se describen brevemente estudios en donde se haya hecho medición de descarga en *geysers*, la idea es plasmar la base bibliográfica que sirvió como respaldo a las metodologías que se utilizaron en esta memoria y que se describen en el capítulo 5. También se describen las ecuaciones para obtener los perfiles de velocidad vertical en un canal (Le Roux, 2005) y la fórmula de Mannings que fueron aplicadas en este estudio.

Estudios en donde se haya llevado a cabo mediciones de descarga se han realizado siempre en conjunto con otras mediciones, nunca de forma aislada. Diversos métodos se han ocupado para medir la descarga, uno de los métodos más usados es el de la canaleta (ver capítulo 5 para mayor información), el cual ha dado buenos resultados en Calistoga, California (Rudolph et al., 2012) y Lonely Star, Yellowstone (Karlstrom et al., 2013).

La descarga en cursos de agua pequeños puede ser medida convenientemente con el uso de una canaleta, siendo la más típica la de geometría rectangular. Estudios de campo han mostrado que la velocidad a profundidades de  $0,6H$ , donde  $H$  es la profundidad del cauce, es cercana a la velocidad promedio para el perfil transversal. Además la media de velocidades hecho entre  $0,2H$  y  $0,8H$  (ver figura 2.11) también es usada para representar la velocidad promedio de la sección entera del flujo (Fetter, 2001).

En la figura 2.11 se observa que la curva del perfil de velocidad es parabólica, esta se puede describir a partir de la ecuación

$$V = aH^2 + bH + c \quad (2.15)$$

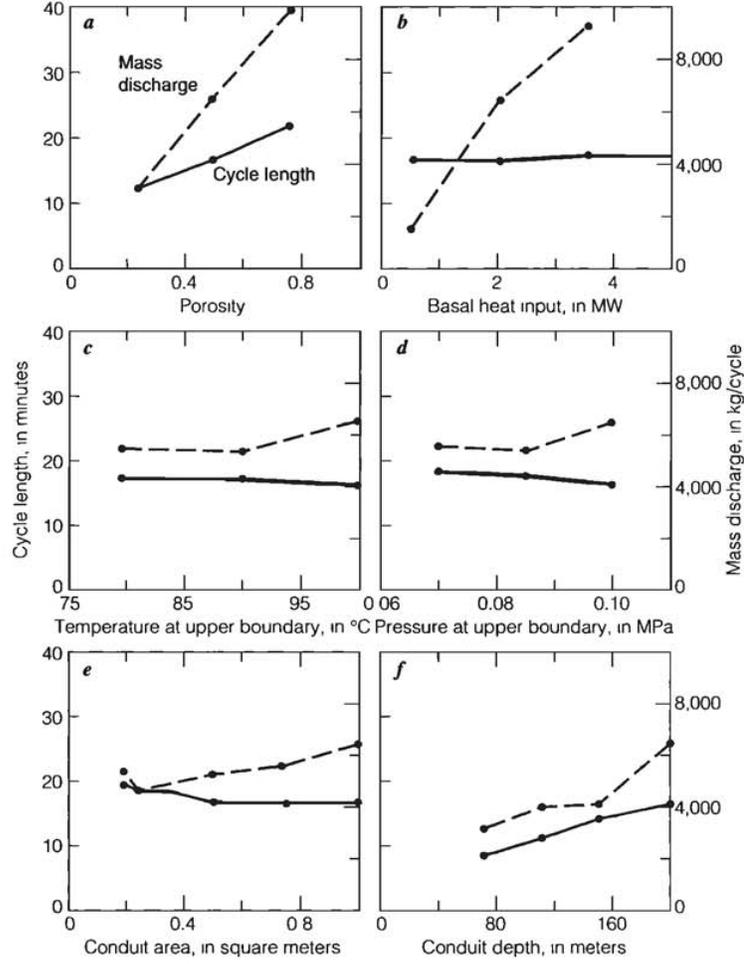


Figura 2.10: Frecuencia de erupción y descarga como función de: a) porosidad del conducto, b) tasa de calor basal, c) temperatura, d) presión en parte superior del conducto, e) área del conducto, y f) profundidad del conducto (Ingebritsen y Rojstaczer, 1996).

donde  $V$  es velocidad,  $a$ ,  $b$  son coeficientes y  $c$  es constante. A partir de esta ecuación y usando valores experimentales para determinar  $a$ ,  $b$  y  $c$ , es posible aplicar el teorema del valor medio  $\bar{x} = \frac{1}{b-a} \int_a^b f(x)dx$ , esto da como resultado que la velocidad media es muy cercana a la que corresponde  $0.2H$  y  $0.8H$  (Deakin, 2004). Le Roux (2005) propone también que la velocidad media se alcanza a  $0.37H$ , tomando  $H$  desde el fondo del canal esto es entonces según este estudio  $0.63H$ , muy cercano a lo planteado anteriormente.

En hidráulica de canales abiertos como es el caso de las descargas que se producen en los *geysers*, la velocidad media del flujo puede encontrarse a partir de una relación empírica como la ecuación de Manning:

$$V = \frac{1}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad (2.16)$$

donde  $V$  es la velocidad media en (m/s),  $R$  es el radio hidráulico,  $S$  es la pendiente de la

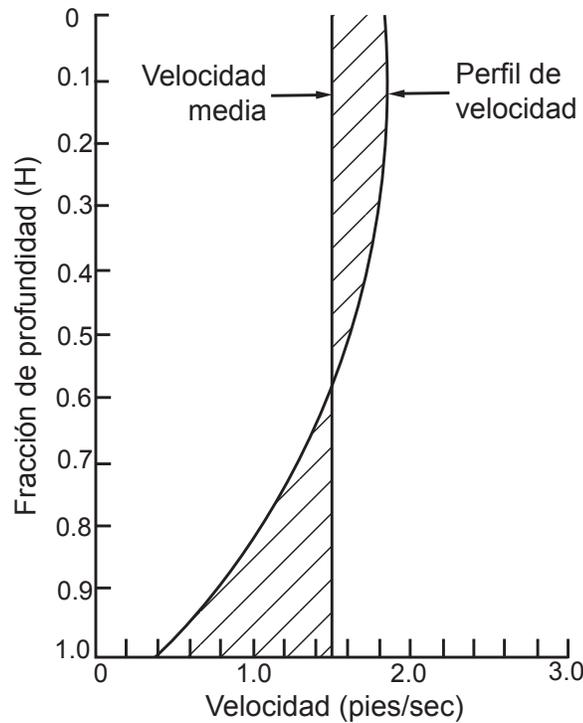


Figura 2.11: Perfil de velocidad parabólico típico para un curso de agua natural. El eje  $y$  corresponde a la fracción de  $H$ , el eje  $x$  está representado por la velocidad en pies/sec (Traducido y actualizado de Fetter, 2001).

superficie de agua y  $n$  es el coeficiente de rugosidad de Manning (Fetter, 2001). Éste último es importante, porque la velocidad de flujo depende del roce entre el agua y el canal o la canaleta en el caso que se use como dispositivo de medición, en la tabla 2.1 se muestran algunos coeficientes de rugosidad típicos.

Tabla 2.1: Coeficientes de Manning típicos para ciertas superficies usadas en hidrología (Fetter, 2001).

Superficie	Coefficiente de Manning
Cursos de montaña con lechos rocosos	0.04-0.05
Cursos naturales sinuosos con vegetación	0.035
Cursos naturales con poca vegetación	0.025
Canales de tierra rectos	0.020
Concreto suave	0.012
Madera cepillada	0.012
Madera sin cepillar	0.013

# Capítulo 3

## Zona de Estudio

En este capítulo se presenta la ubicación y las vías de acceso de la zona de estudio que corresponde al Campo de *Geysers* El Tatio. Posteriormente se realiza una descripción de las distintas áreas que componen El Tatio y la viabilidad de realizar este estudio en cada una de ellas. Finalmente se describen geográfica y cualitativamente los tres *geysers* que fueron objeto principal de estudio en esta memoria, con la finalidad de que el lector pueda tener una imagen espacial de cada tipo de *geyser*.

### 3.1. Ubicación y Accesos

El Campo de *Geysers* El Tatio, desde ahora en adelante referido simplemente como El Tatio, con alrededor de 100 manifestaciones termales, es el campo de *geysers* más grande del hemisferio sur y el tercero más grande del mundo, después de Yellowstone, EE.UU y Dolina Geizerov en Rusia (Glennon y Pfaff, 2003; Belousov et al., 2013).

El Tatio se expande en un área de 10 km<sup>2</sup> y se encuentra ubicado en la Región de Antofagasta, Chile. La ciudad más cercana es San Pedro de Atacama a 89 km al SW y la ciudad más importante es Calama a 190 km. Geográficamente se encuentra emplazado en la Cordillera de los Andes a 4200 m.s.n.m., aunque no corresponde al campo de *geysers* de mayor altura en Chile ya que El Campo de *Geysers* Puchuldiza lo supera en altura (Glennon y Pfaff, 2003).

A El Tatio se accede por la ciudad de Calama, vía aérea o por tierra luego de pasar por Antofagasta a través de la Ruta 5, luego se debe tomar la ruta 23 en dirección a San Pedro de Atacama para luego tomar la ruta B-245 en dirección hacia El Tatio. El Parque Geotérmico El Tatio es administrado por las comunidades indígenas atacameñas de Caspana y Toconce. Como se ha mencionado anteriormente El Tatio constituye un laboratorio natural para el estudio de *geysers*, además presenta accesos insuperables y clima benévolo diez meses al año. A El Tatio es posible acceder en vehículo todo el año, posee alojamiento en San Pedro de Atacama y la mayor ventaja frente a los otros grandes campos de *geysers* como Yellowstone y Kamchatka, la fluctuación de temperatura permite tener dispositivos midiendo sin la posibilidad de que estos alcancen la temperatura mínima de funcionamiento.

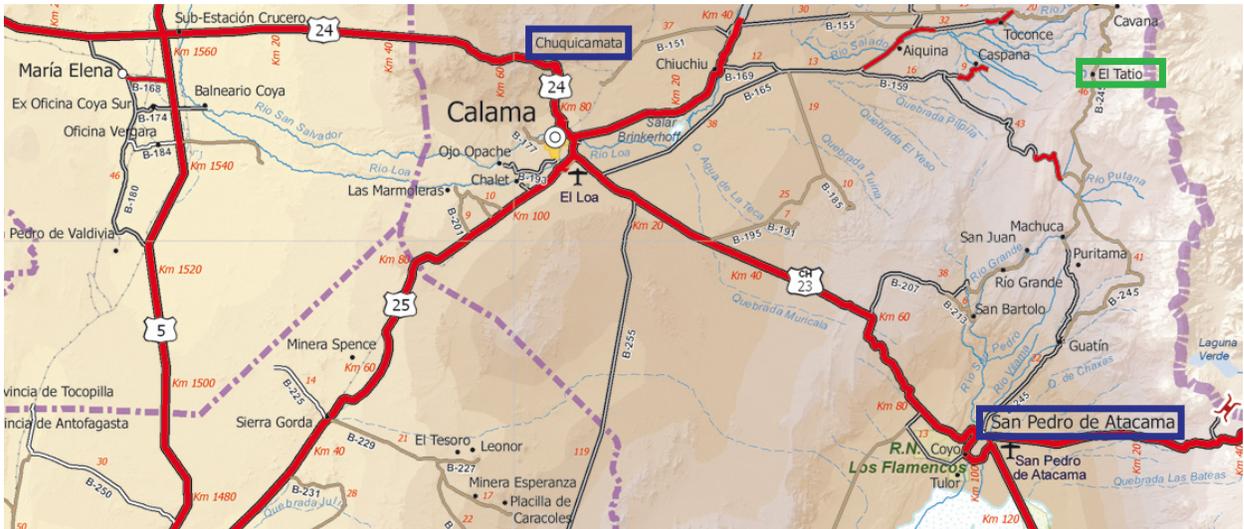


Figura 3.1: Mapa de rutas de Chile que muestra los accesos al Campo de *Geysers* El Tatio. (Ministerio de Obras Públicas, 2013).

## 3.2. Cuencas de *Geysers* en El Tatio

Durante la realización de esta memoria se tomó en cuenta la división del Tatio, por [Glennon y Pfaff \(2003\)](#), en tres cuencas distintas, esto tiene como finalidad facilitar la comprensión de la ubicación de las manifestaciones termales nombradas en este estudio. Así también, el estudio de [Glennon y Pfaff \(2003\)](#) constituye el mejor catastro de las manifestaciones termales en El Tatio hecho en el último tiempo.

### 3.2.1. Cuenca Superior

Corresponde a la zona de mayor extensión con 5 km<sup>2</sup>. Se caracteriza por presentar numerosos conos de *geysers* tanto activos como inactivos y numerosos depósitos de *sinter-silica*. Posee el *geyser* que registró la erupción histórica de mayor altura registrada, de más de 5 metros. Una característica interesante es que los *geysers* de esta cuenca presentan erupciones con duración e intervalos predecibles. [Glennon y Pfaff \(2003\)](#) caracterizaron esta cuenca como de poca descarga de agua, sin embargo la zona presenta una descarga de agua importante pero dispersa, lo que dificulta su medición y comparación con otras zonas.

### 3.2.2. Cuenca Media

Corresponde a una superficie plana al sur de la cuenca superior. Presenta actividad principalmente como pozas termales de 3 metros de profundidad con erupciones poco violentas. Estas erupciones son continuas y de altura variable. Esta zona presenta características ideales para la medición de descarga de flujo, ya que sus pozos desaguan a través de canales definidos.

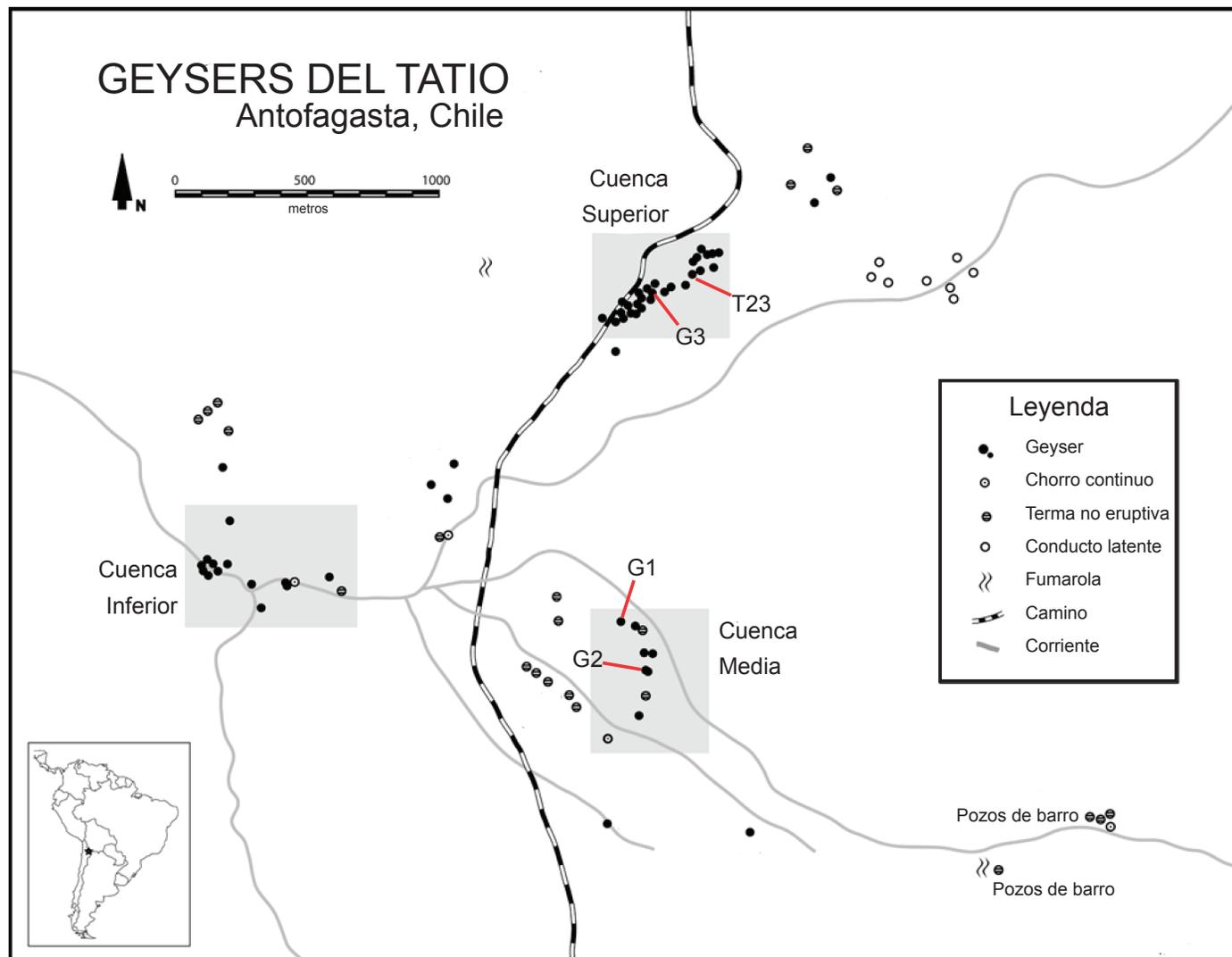


Figura 3.2: Mapa de índice del Campo de *Geysers* El Tatio. Es posible observar las diferentes manifestaciones termales, incluidos los *geysers* estudiados (Modificado de [Glennon y Pfaff, 2003](#)).

### 3.2.3. Cuenca Inferior

Se encuentra a lo largo de la ribera del río Salado, 2 kilómetros siguiendo la cuenca del río Salado a partir de la cuenca media. Al menos 10 *geysers* (tanto cerca como dentro del río) presentan erupciones de entre 1 y 3 metros. Muchos *geysers* se encuentran dentro del río produciendo *geysers* sub-acuáticos.

## 3.3. Manifestaciones Termales y sus Características

Entre las cuencas mencionadas en el apartado anterior, la cuenca media presenta mejores condiciones para hacer mediciones de descarga de flujo ya que la descarga de agua se produce a través de canales definidos y distintos.

En esta zona se realizaron mediciones en dos pozos termales, los *geysers* G1 y G2, los cuales presentaban las mejores condiciones para muestreo. A la vez la cuenca superior presenta un geysers, G3, que es de suma importancia al estudio dado su marcado período entre ciclos eruptivos lo que puede entregar ideas sobre la relación entre descarga y periodicidad. A continuación se detallan las características de cada una de éstas manifestaciones termales.

### 3.3.1. *Geysers* G1

Nombrado localmente como El Asesino, este pozo presenta dos focos de erupción separados por un puente de *sinter-silica* (ver figura 3.3a). Presenta un largo de 5 m y una profundidad aproximada de 1 m, con una actividad casi continua e intervalos erráticos de mayor y menor erupción, esto hace suponer que esté sobre-calentado. Glennon y Pfaff (2003) lo definen como manifestación tipo *geysers*.

Ambos focos de erupción producen descarga de agua que es encauzada a través de un canal, de orientación NW, entre  $\sim 20$  y  $\sim 30$  cm de ancho y entre  $\sim 3$  y  $\sim 5$  cm de profundidad que desemboca en el río Salado.

### 3.3.2. *Geysers* G2

Apodado como La Concha por la morfología del depósito de *sinter-silica*, éste pozo presenta tres focos de erupción (ver figura 3.3b) que desembocan en un canal de orientación NE, de  $\sim 20$  cm de ancho en su parte más angosta y unos  $\sim 3$  cm de profundidad. Los focos actúan de forma independiente, sin embargo pueden presentar actividad simultánea.

Al igual que G1 las erupciones son erráticas y continuas con intervalos de mayor erupción cuando los tres focos actúan de forma simultánea.



Figura 3.3: Fotografías de los *geysers* estudiados en El Tatio. a) *Geysir* G1. b) *Geysir* G2. c) *Geysir* G3.

### 3.3.3. *Geyser G3*

Nombrado por los miembros del estudio como El Jefe debido a los inconvenientes que se pusieron a la realización de las mediciones por parte de los administradores del Parque Geotérmico. G3 corresponde al *geyser* que presenta el ciclo de erupción más marcado de El Tatio, lo cual produce que sea objeto principal de estudio. [Glennon y Pfaff \(2003\)](#) mencionan que es el *geyser* más signficante de la zona debido a lo predecible de sus ciclos.

Presenta un solo foco de erupción (ver figura 3.3c), el cual tiene una periodicidad de aproximadamente 2 minutos entre ciclos. Las erupciones pueden alcanzar una altura de entre 1 y 1,5 m en los 50 (s) aproximadamente que dura. La erupción alcanza su máximo a los 10 (s) de haber empezado ([Glennon y Pfaff, 2003](#)). Aunque la descarga ocurre por un conducto se observa interacción con pequeños conductos a los alrededores del *geyser*.

La descarga es principalmente dispersa con una orientación NE y no toma más de 10 (s) en drenar después de que sale del conducto eruptivo. Mayor detalle sobre los ciclos eruptivos se describen en el capítulo de resultados.

## 3.4. Clima

En la región de Antofagasta, según la Dirección Meteorológica de Chile, predomina el clima desértico el cual puede ser sub-divido en cuatro climas de acuerdo a la zona de la región

- Clima desértico con nublados abundantes.
- Clima desértico normal.
- Clima desértico marginal de altura.
- Clima desértico de altura.

Específicamente en la zona de El Tatio (10 km<sup>2</sup>) se tienen los climas desérticos marginal y de altura que la Dirección Meteorológica de Chile los define como

**Marginal de Altura** Este clima se presenta por el centro de la Región, entre los 2.000 y 3.000 m de altura. En este clima, el régimen de precipitaciones se presenta mezclado observándose precipitaciones estivales y también de origen ciclónico, aunque escasas en ambos casos. Las de origen ciclonal, se presentan con intervalos de varios años, cuando suceden inviernos pluviométricamente rigurosos en la zona central del país. En estos casos, suelen ser mayores a las del verano.

Debido a la altura, las temperaturas son más frías y la misma altura atenúa las oscilaciones térmicas anuales, pero aumenta las diarias. Calama presenta 6,5° C de diferencia entre las temperaturas medias del mes más cálido y el más frío y de sólo 3,8° C en las temperaturas máximas, en cambio presenta hasta 22° C de diferencia entre las máximas y las mínimas, pero en días particulares pueden registrarse hasta 30° C de diferencia. La humedad relativa es muy baja.

**De Altura** Este clima abarca la zona sobre los 3.000 m, comprendiendo la Puna de Atacama. Esta altura hace que las temperaturas sean muy frías, las que hacen que muchas de las precipitaciones sean de nieve. Por sobre los 5.700 metros, las bajas temperaturas hacen que las nieves sean eternas, caracterizando los picachos más elevados de la Región.

Las precipitaciones todavía responden al régimen estival, pero son mucho menores que en la I Región, no logrando vencer el carácter de desierto y siguen disminuyendo hacia el sur. En Inacaliri, superan los 110 mm anuales, pero en Socompa no alcanzan a los 40 mm.

En general se tiene que las precipitaciones en El Tatio para el mes de octubre, mes en el que se realizaron las mediciones de descarga, no superan los 5 mm. Sin embargo en meses de verano, durante el invierno boliviano, las precipitación pueden llegar hasta 50 mm en un mes.

# Capítulo 4

## Contexto Geológico

### 4.1. Marco Geológico Asociado a Sistemas Tipo Geysers

A continuación se discuten las condiciones geológicas desde el punto de vista regional que permiten generar manifestaciones tipo *geyser*. En la Tierra los *geysers* están emplazados en sistemas geotermales, lo que produce que la geología asociada a los sistemas de *geysers* pueda ser definida a partir de las condiciones geológicas necesarias para generar un sistema geotermal.

#### 4.1.1. Fuente de Calor

Primero que todo se necesita una fuente de calor para generar sistemas geotérmicos. Con fines geotérmicos, el calor de la tierra se expresa en el gradiente geotérmico que en promedio es de unos  $33^{\circ}\text{C}/\text{km}$ . En las regiones intra placas de la corteza, el gradiente geotérmico promedio es del orden de  $3^{\circ}\text{C}$  por cada 100 m de profundidad, en zonas de contacto entre placas la temperatura puede llegar a  $250^{\circ}\text{C}$  a 2000 m de profundidad (Lahsen, 2012). Por lo tanto los sistemas geotermales están, en su mayoría, asociados a los contactos de placas tectónicas y en menor medida a *hot-spots*. En la figura 4.1 de Bryan (2005) es posible observar la ubicación de los campos de *geysers* existentes en el mundo con respecto a los bordes de placa, inmediatamente se puede concluir una relación directa entre los contactos entre placas y la generación de *geysers*.

#### 4.1.2. Recarga de Agua

Según Huenges (2009), desde el punto de vista geológico un reservorio geotérmico son acumulaciones de vapor o agua calentadas y presurizadas, desde los cuales se puede extraer su calor. Craig (1963) mostró que, a nivel mundial, gran parte de las aguas termales tenían una signatura isotópica similar a la de las aguas meteóricas de la zona donde ocurren las

manifestaciones. En el Tatio [Lahsen \(1969\)](#) mostró que la recarga de agua estaría ligada a las precipitaciones en la zona altiplánica de Bolivia. Además las zonas de recarga de agua están ligados a la roca presente, en general a aquellas zonas de rocas volcánicas fracturadas ([Lahsen, 1976a](#)).

### 4.1.3. Litologías

A una escala más pequeña es importante comentar que tipos de roca es posible encontrar en los sistemas geotérmicos en especial en donde se encuentran emplazados los *geysers*. En la roca de caja se emplazan los sistemas de conductos de los *geysers*, además la litología juega un rol importante en conformar los reservorios geotérmicos ([Lahsen, 1976a](#)).

*Geysers* se encuentran principalmente en rocas volcánicas cuaternarias y terciarias, típicamente en cuencas de drenaje o en valles bien marcados ([Allen y Day, 1935](#); [Barth, 1950](#); [Fischer, 1960](#); [Keefer, 1972](#)). [White \(1967\)](#) propuso en su modelo (ver figura 2.5) una cuenca compuesta por gravas sobre una zona de roca fracturada y fisurada la cual a su vez sobreyace a roca cristalina. En Yellowstone sondajes indican una zona inmediata a los *geysers* compuesta de *sinter-silica*, seguida por 70 m de gravas riolíticas de origen glaciario, infrayacido por riolitas fracturadas ([Fenner, 1936](#)). También es posible encontrar sistemas de *geysers* emplazados en depósitos de Caldera, ejemplo de esto es Kamchatka ([Belousov et al., 2013](#)) y Whakarewarewa, Nueva Zelanda ([Jones et al., 2011](#)).

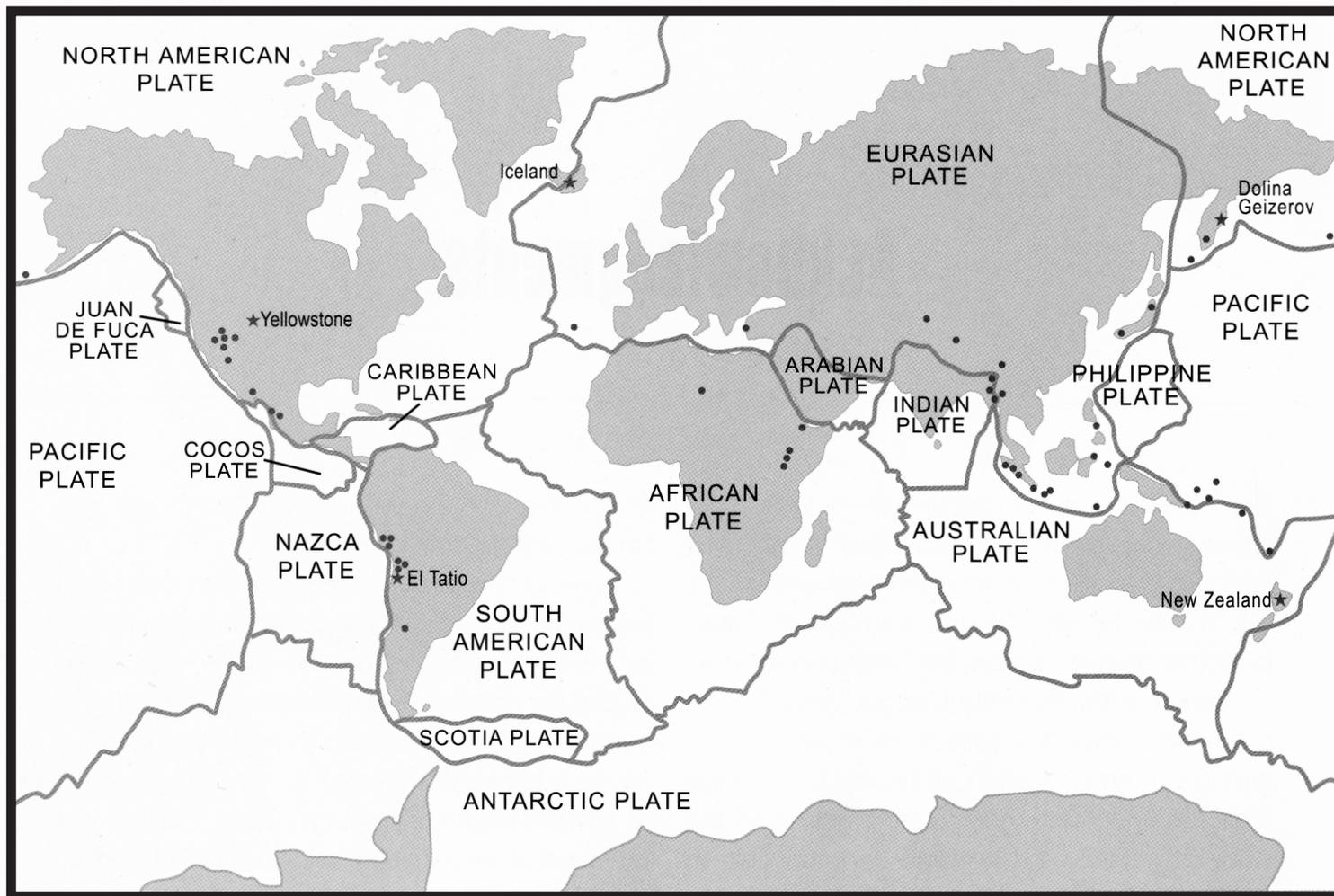


Figura 4.1: Mapa que muestra con estrellas los cinco campos de *geysers* más grandes del mundo y con puntos todos los campos de *geysers* conocidos, además de su ubicación respecto a los contactos entre placas tectónicas (Bryan, 2005).

## 4.2. Marco Geodinámico Local

Chile se encuentra ubicado a lo largo de la subducción de la Placa de Nazca bajo la placa Sudamericana lo que indica que El Tatio está emplazado en una zona con potencial geotérmico de acuerdo a lo comentado anteriormente.

Geotectónicamente el ambiente donde está emplazado El Tatio corresponde a un margen activo controlado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana con un ángulo aproximado de  $30^\circ$ . Esto produce una extensa actividad geotermal a lo largo de la cadena volcánica cuaternaria que se erige paralela al margen de subducción (Springer y Förtster, 1998).

El Campo de *Geysers* El Tatio se encuentra en el margen W de la cadena de volcanes de El Tatio, 9 km al NW del campo geotérmico de La Torta de Tocorpuri y 29 km al NW del volcán Putana, este último actualmente activo y con emisiones fumarólicas permanentes (Aguilera, 2008). En esta zona de la Cordillera de los Andes ha tenido lugar un intenso volcanismo calcoalcalino desde el Mioceno al presente, de acuerdo con edades determinadas por métodos radiométricos (Ruiz, 1965).

### 4.2.1. Litoestratigrafía

El área de El Campo Geotermal El Tatio se compone de un basamento compuesto por las Formaciones Lomas Negras y San Pedro, sobre estas unidades se disponen las ignimbritas Río Salado, Puripícar y Tatio (Marinovic y Lahsen, 1984). La zona de El Tatio se encuentra rodeada por lavas y domos andesíticos pertenecientes al Domo Copacoya y lavas andesíticas-dacíticas y domos dacítico-riolíticos, producto de los Volcanes de El Tatio, así también se han identificado abundantes depósitos glaciares (morrenas) en los faldeos de los Volcanes de El Tatio (Aguilera, 2008). A continuación se describe en detalles las formaciones y unidades que componen la geología de El Tatio.

#### **Formación Lomas Negras (Cretácico)**

Aflora en el flanco occidental de la Cordillera de los Andes, al W de los *geysers* de El Tatio, en las nacientes de Quebrada Justo y de los ríos Salado y Hojalar. Está compuesta por una secuencia de areniscas, limolitas y margas, además en su parte superior presenta intercalaciones de lavas andesíticas (Marinovic y Lahsen, 1984).

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

Esta unidad aflora en el sector de la Cordillera de la Sal, Quebrada Justo y al sur del río Toconce y se dispone sobre la Formación Lomas Negras en discordancia angular (Lahsen, 1969). Está constituida por conglomerados, brechas, areniscas y evaporitas (Aguilera, 2008),

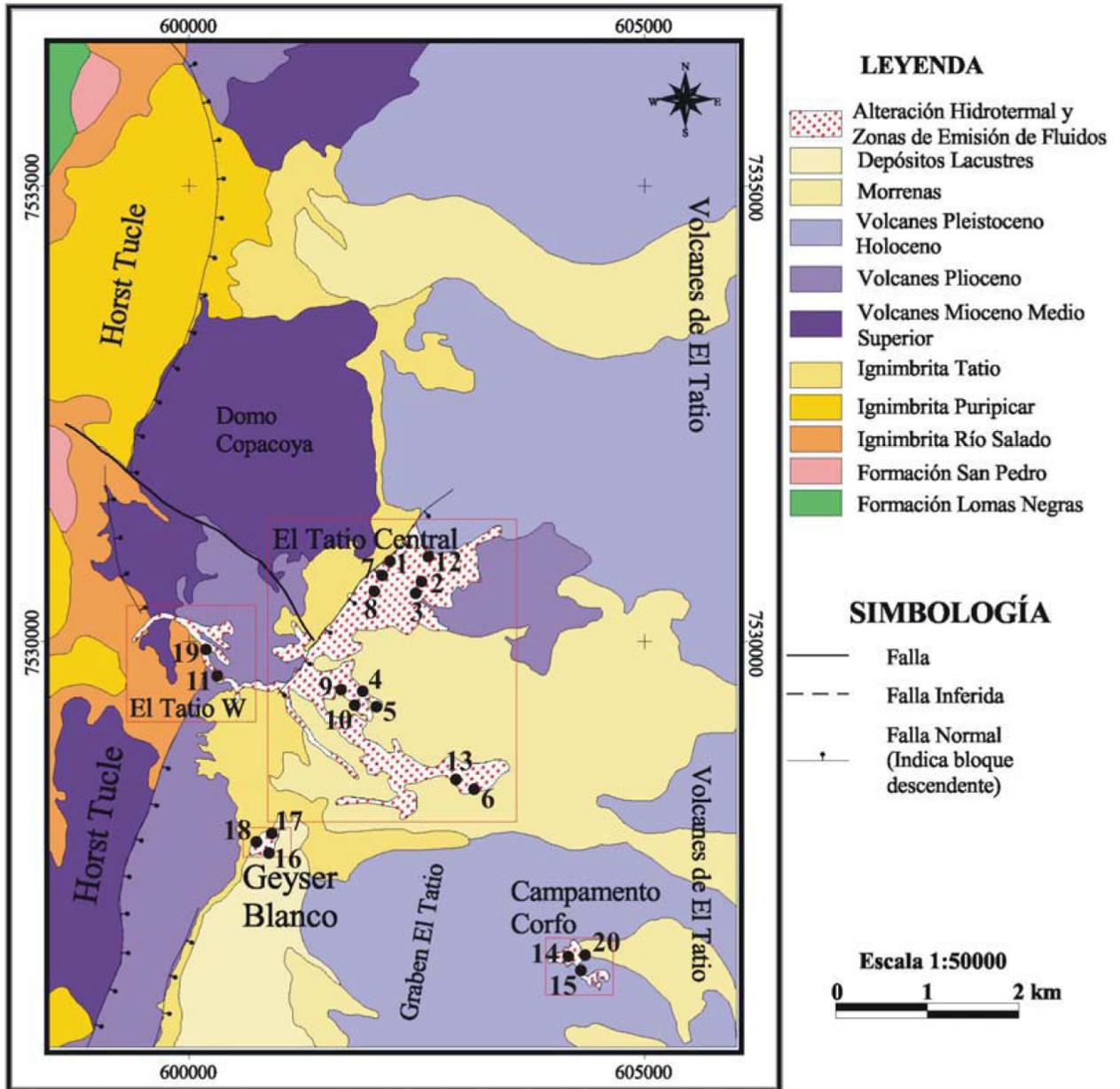


Figura 4.2: Mapa geológico del campo geotérmico de El Tatio (tomado de [Marinovic y Lahsen, 1984](#)).

además su parte superior posee escasos niveles tobáceos ([Marinovic y Lahsen, 1984](#)).

## Unidades Ignimbríticas

En el Tatio se pueden encontrar tres unidades de ignimbritas, las ignimbritas Río Salado, Puripícar y El Tatio que se describen a continuación.

**Ignimbrita Río Salado (Mioceno Superior)** Se dispone en discordancia sobre la Formación San Pedro. La unidad aflora a lo largo de la Sierra de Tucle y Loma Lucero cubriendo una superficie de 8 km<sup>2</sup> y está formada por tobas cristalinas soldadas de composición andesítica ([Marinovic y Lahsen, 1984](#)).

**Ignimbrita Puripícar (Plioceno Inferior)** [Lahsen \(1969\)](#) identificó esta unidad en la zona de El Tatio a través de sondajes. Se encuentra infrayaciendo la Ignimbrita Tatio y en total se extiende por 600 km<sup>2</sup>. Está constituida por tobas de color rosado, bien soldadas y con abundante contenido de cristales ([Marinovic y Lahsen, 1984](#)).

**Ignimbrita Tatio (Pleistoceno Superior)** [Lahsen \(1969\)](#) identificó esta unidad aflorando en el sector del valle de El Tatio. Se encuentra discordantemente sobre la Ignimbrita Puripícar y está constituida por tobas de cristales poco soldadas de color gris-rosado ([Marinovic y Lahsen, 1984](#)).

## Depósitos Cuaternarios y Otros

Los depósitos cuaternarios los constituyen las abundantes morrenas encontradas en los faldeos de los cerros y volcanes de El Tatio. También es posible encontrar depósitos volcánicos cuaternarios, producto de erupciones recientes de los volcanes que cercanos a El Tatio ([Marinovic y Lahsen, 1984](#)). Además una importante zona de alteración hidrotermal ha sido identificada en la zona de descarga de fluidos termales de El Tatio, donde se reconocen 3 zonas con alteración de tipo propilítica, argílica y argílica avanzada ([Alvarez, 1992](#)).

### 4.2.2. Patrón Estructural

El principal patrón estructural que domina en la zona es un sistema de *horst* y *graben* de orientación NS, el cual está conformado por el Horst Tucle en la parte W, Graben El Tatio en la parte central (el cual aloja el sistema geotérmico) y los Volcanes de El Tatio en la parte E ([Aguilera, 2008](#)). Fallas subsidiarias al Sistema de Falla Tucle, tanto de orientación NE-SW como NW-SE, han causado la subdivisión de las estructuras principales en bloques menores ([Lahsen, 1969](#)). A lo largo de la Falla Los Geisers, de rumbo NE-SW, ubicada en el Graben

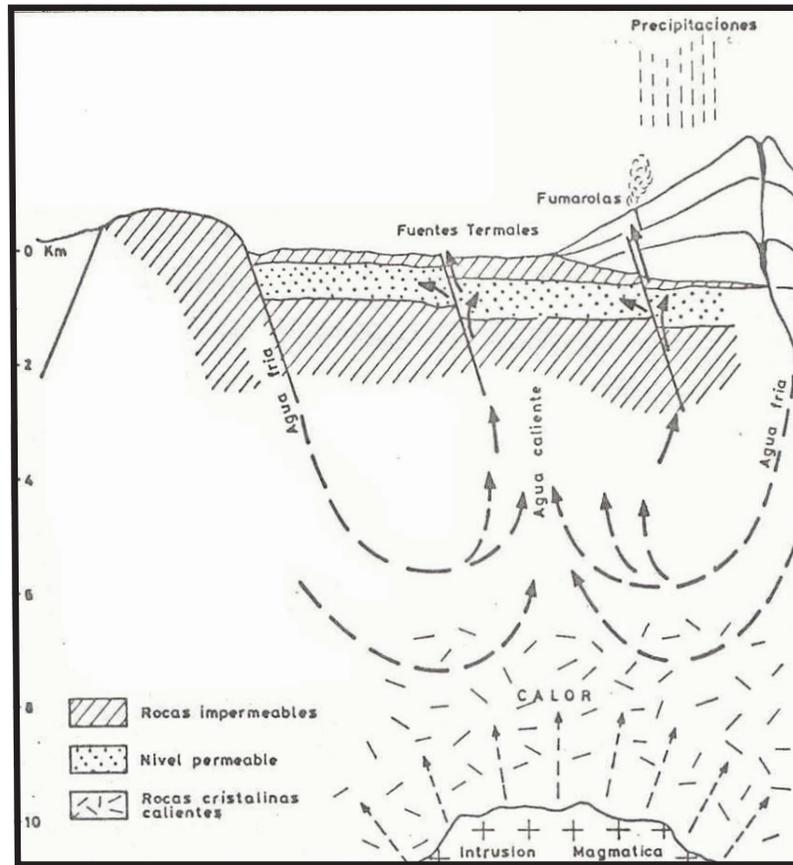


Figura 4.3: Esquema del Sistema Geotermal El Tatio (Lahsen, 1976a).

El Tatio, se emplazan las emisiones termales de mayor temperatura (Trujillo, 1974b), además varias de estas fracturas presentan evidencia de ser bastante recientes (Lahsen, 1976a).

En la figura 4.3 se observa el modelo a escala regional vigente hasta hoy sobre del Sistema Geotermal el Tatio (Lahsen, 1976a). Se puede observar como la infiltración de agua meteórica a profundidades importantes es posible debido al fracturamiento de la roca y la presencia de un *graben* que conforma la Cuenca de El Tatio. A diferencia del modelo propuesto por White (1967) donde la transferencia de calor se produce por conductividad, Lahsen (1976a) propone la circulación de fluidos por las fracturas a partir de diferencias de densidad como el proceso de transferencia de calor.

### 4.3. Sobre las Aguas de El Tatio

Este estudio no contempla una caracterización de las aguas, sin embargo en terreno se validaron algunas mediciones encontradas en la literatura, como la temperatura de descarga, temperatura de los canales y pH de algunos *geysers*. A continuación se presenta un breve resumen de las características de las aguas de El Tatio.

Primeros estudios realizados por [Lahsen](#) determinaron que las agua en manifestaciones termales en El Tatio contienen principalmente cloruros, sílice, sodio, potasio, litio, calcio, magnesio, boro, carbonatos y sulfatos, y además atribuye a la mezcla con aguas meteóricas las bajas concentraciones salinas ([Lahsen, 1976a](#)). Como se ha mencionado anteriormente, las aguas presentes en sistemas geotermales deben su composición en una parte importante a la infiltración de aguas meteóricas ([Craig, 1963](#); [White, 1970](#)). [Lahsen \(1976a\)](#) explica la composición y la cantidad de solutos en el agua a partir de la interacción agua-roca, argumentando que las andesitas, dacitas y riolitas del sector tienen suficientes constituyentes.

La composición isotópica de las aguas de El Tatio es importante para comprender la proveniencia de estas y de esta manera entender la recarga del sistema geotermal y de *geysers*. [Giggenbach \(1978\)](#) analizó 45 muestras entre fuentes termales, pozos y aguas meteóricas en El Tatio, y determinó cuatro procesos principales que controlan las características y la variabilidad de las aguas

1. Disolución de una fuente rica en cloruros derivada de las precipitaciones a unos 15 km al E de El Tatio. Una fuente secundaria proviene de la tabla de agua de El Tatio alimentando algunos *geysers* en un área limitada.
2. Separación de la fase vapor de estas aguas produce un aumento en la cantidad de cloruros.
3. Absorción de las aguas de esta fase vapor genera aguas de temperatura intermedia, bajas en cloruros y altas en bicarbonato.
4. Absorción de fase vapor rica en H<sub>2</sub>S genera aguas sulfatadas, con casi nada de Cl<sup>-</sup>.

Variados estudios recientes han tratado de determinar la geoquímica de las aguas de El Tatio y los sistemas geotermales que los rodean ([Cortecci et al., 2005](#); [Aguilera, 2008](#); [Tassi et al., 2010](#)). Resultados de  $\delta_2H$ ,  $\delta_{18}O$  y  ${}_3H$  en agua y  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  implican una edad de las aguas pre-1952, además se propone que la composición de las aguas es el resultado de la interacción entre la desgasificación del magma y procesos agua-roca. Los valores de  ${}^{87}Sr/{}^{86}Sr$  son similares a los encontrados en las dacitas que rodean a El Tatio ([Cortecci et al., 2005](#)). En las tablas 4.1 y 4.2 se pueden observar las características principales de las aguas de El Tatio, obtenidas por [Cortecci et al. \(2005\)](#).

Tabla 4.1: Tabla que resume las principales características químicas de las aguas de El Tatio (traducido de [Cortecci et al., 2005](#)).

Muestra	Descripción	Fecha	Temp. (°C)	pH (Twater)	Conductividad (mS/cm)	TDS (mg/l)	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	tAlk (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	SiO <sub>2</sub> (mg/l)
1	pool	17-Abr-2002	73.6	6.01	22.9	12946	259	4338	0.43	501	7622	22.0	42.7	169
2	geyser	17-Abr-2002	73.5	6.39	21.7	13104	235	4322	0.64	477	7810	55.5	44.2	184
3	geyser	17-Abr-2002	77.2	7.23	22.4	12344	235	4211	0.31	538	7100	47.0	42.4	190
4	pool	17-Abr-2002	74.4	7.14	20.5	13241	231	4404	0.22	542	7810	37.2	43.1	188
5	geyser	17-Abr-2002	73.4	7.33	21.9	13270	227	4345	0.75	519	7899	55.5	42.9	205
6	pool	17-Abr-2002	74.8	6.97	22.0	13462	242	4459	0.64	595	7891	60.4	42.5	198
7	pool	17-Abr-2002	67.0	6.57	21.6	11962	219	4035	1.51	469	7011	40.9	43.6	159
8	geyser	17-Abr-2002	70.8	7.61	19.0	10555	221	3591	0.76	320	6213	80.5	38.8	128
9	cold spring	17-Abr-2002	9.6	7.77	0.14	98	4.8	20.5	1.73	3.6	18	25.6	15.4	21
10	geyser	18-Abr-2002	77.6	7.22	20.5	10146	259	3463	0.89	170	6035	55.5	52.5	135
11	pool	18-Abr-2002	49.8	6.45	16.4	10516	242	3534	1.64	195	6301	36.0	51.5	169
13	geyser	18-Abr-2002	76.4	7.07	0.61	444	29	66.4	7.7	15.6	8.8	62.2	179	105
14	mudpot	18-Abr-2002	76.4	5.73	0.89	405	34	47.1	12.2	13.9	11.9	27.5	273	—
15	Tucle stream	18-Abr-2002	14.8	8.22	0.59	276	33	23.1	15.7	9.4	8.4	119	87.5	39

Tabla 4.2: Tabla que resume los principales componentes químicos de las aguas de El Tatio (traducido de [Cortecci et al., 2005](#)).

Muestra	Descripción	Al ( $\mu\text{g/l}$ )	As ( $\mu\text{g/l}$ )	B ( $\mu\text{g/l}$ )	Ba ( $\mu\text{g/l}$ )	Br ( $\mu\text{g/l}$ )	Co ( $\mu\text{g/l}$ )	Cr ( $\mu\text{g/l}$ )	Cs ( $\mu\text{g/l}$ )	Cu ( $\mu\text{g/l}$ )	Fe ( $\mu\text{g/l}$ )	I ( $\mu\text{g/l}$ )	Li ( $\mu\text{g/l}$ )	Mn ( $\mu\text{g/l}$ )	Mo ( $\mu\text{g/l}$ )	Ni ( $\mu\text{g/l}$ )	Rb ( $\mu\text{g/l}$ )	Sr ( $\mu\text{g/l}$ )	Tl ( $\mu\text{g/l}$ )	Zn ( $\mu\text{g/l}$ )
1	pool	8.6	34950	155320	70	7957	1.5	4.3	13380	9.8	<3	569	33460	76	41.5	11.5	4449	4153	21	119
2	geyser	11	39330	163880	161	8144	1.4	3.8	13760	17	<3	783	34270	340	44.8	15.2	4946	3977	29	61
3	geyser	7.7	36760	156110	153	7823	1.4	2.7	13480	11	5	549	33420	241	45.5	15.4	4808	3745	26	59
4	pool	6.3	35790	157220	236	7798	1.7	2.5	13880	31	<3	—	33990	168	46.7	14.9	4964	3781	30	86
5	geyser	8.9	36560	156810	168	7551	1.4	2.0	12960	15	<3	280	32600	343	44.9	16.2	4915	3740	29	51
6	pool	7.4	37550	156860	242	7201	3.6	10.3	13470	17	6	253	32490	338	43.4	16.1	4604	3625	50	101
7	pool	4.7	35750	147750	135	6902	1.7	—	12530	9.5	3	—	30450	336	44.4	11.9	4438	3609	24	96
8	geyser	3.7	28790	128800	77	2929	1.0	—	5432	8.7	<3	225	12840	336	22.9	8.9	1464	3623	—	1
9	cold spring	12	17	95	4	14	0.027	0.3	10	0.61	4	—	11	0.4	0.35	0.2	9	42	<0.02	9
10	geyser	17	29830	128400	66	6071	1.0	—	10700	8	<3	—	23110	109	44.8	10.4	1978	3734	—	53
11	pool	5.9	28980	129980	80	6070	1.6	—	11090	39	<3	—	24040	114	45.6	12.6	1955	3757	—	441
13	geyser	14	27	2590	76	28	0.093	0.03	27	0.58	3	31	37	39	2.6	0.7	44	220	<0.02	6
15	Tucle stream	2.8	21	319	24	22	0.140	0.2	2		54	16	13	2.9	1.3	0.7	24	170	<0.02	3

— = no analizado

# Capítulo 5

## Metodologías

En el siguiente apartado se describen y discuten las metodologías que se aplicaron durante el transcurso de esta memoria, esto abarca desde procesos de trabajo de campo, como la toma de mediciones, hasta los procesos de gabinete que incluye el procesamiento y análisis de datos.

### 5.1. Mediciones de Campo

Obtener una medición precisa de descarga de flujo es parte del objetivo principal de esta memoria, para ello se realizó una campaña de terreno entre los días 12 y 30 de octubre de 2012 organizada por el Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), y un equipo compuesto por investigadores y alumnos graduados de la Universidad de Berkeley y la Universidad de Stanford y el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS). Esta campaña de terreno tuvo como objetivo, además de la medición de descarga de flujo, entender mejor la mecánica de *geysers* a partir de la observación de los *geysers* en El Tatio, cuyo fácil acceso y clima estable durante gran parte del año lo convierten en un laboratorio natural para estudiar este tipo procesos geológicos.

#### 5.1.1. Medición de Descarga de Flujo

Determinar la descarga de flujo en *geysers* ha sido parte importante del estudio de la dinámica de campos de *geysers* importantes como Dorlina Geiserov y Yellowstone, sin embargo esta corresponde a la primera oportunidad de medición de descarga en los *geysers* de El Tatio. El método de la cubeta y de la canaleta son los más usados para medir en pequeños canales, estos métodos se han usado en Yellowstone con buenos resultados (Hurwitz y Wang, transmisión oral, 2013), el primero consiste en poner la cubeta contra el flujo de agua y tomar cuanto tiempo se demora en llenar la cubeta, el segundo consiste en canalizar el flujo a través de una canaleta con medidas conocidas y usar flotadores, luego se toma el tiempo que demora el flotador en recorrer la canaleta. Ambos métodos tienen como resultado la velocidad promedio del flujo, luego con el área transversal del flujo se puede obtener la

descarga promedio.

Una zona con buenas condiciones para la medición de descarga requiere de ciertos requisitos, (1) que los *geysers* posean una descarga medible, es decir que la cantidad de agua sea apreciable, (2) que la mayor parte de la descarga sea expulsada hacia la superficie y no retorne inmediatamente al sistema, y (3) que idealmente la descarga sea de forma canalizada, no dispersa, un solo canal de flujo es lo ideal. Las tres cuencas de El Tatio fueron analizadas en búsqueda de las condiciones ideales para el estudio, finalmente se concluyó lo siguiente sobre cada cuenca:

1. Cuenca Inferior: La cercanía a la cuenca del río Salado hace difícil determinar que descarga es parte del *geyser*, además no se observaron *geysers* con erupciones importantes lo que lo hace una zona menos interesante para un primer estudio.
2. Cuenca Media: Presenta en general *geysers* tipo pozo termal con erupciones caóticas, sin embargo la descarga en dos casos, G1 y G2, se produce por un solo canal bien definido y es abundante. La descarga sin embargo, parece tener un grado de retorno al sistema lo que será discutido posteriormente.
3. Cuenca Superior: Aunque no presenta *geysers* con descarga a través de canales, la periodicidad y magnitud de las erupciones provocan que sea una zona interesante de estudio, sin embargo mediciones en esta zona no tendrían la misma precisión que en la Cuenca Media.

Como se comprende los *geysers* G1 y G2 son los que reúnen las mejores condiciones para este estudio y su posterior análisis. No obstante se tomaron mediciones en dos *geysers* de la Cuenca Superior, ya que fueron objeto principal de estudio de los otros miembros del equipo y presentan una descarga importante junto con una periodicidad medible. A continuación se describe el proceso de medición en cada una de las dos cuencas y se discute los alcances y validez de estos.

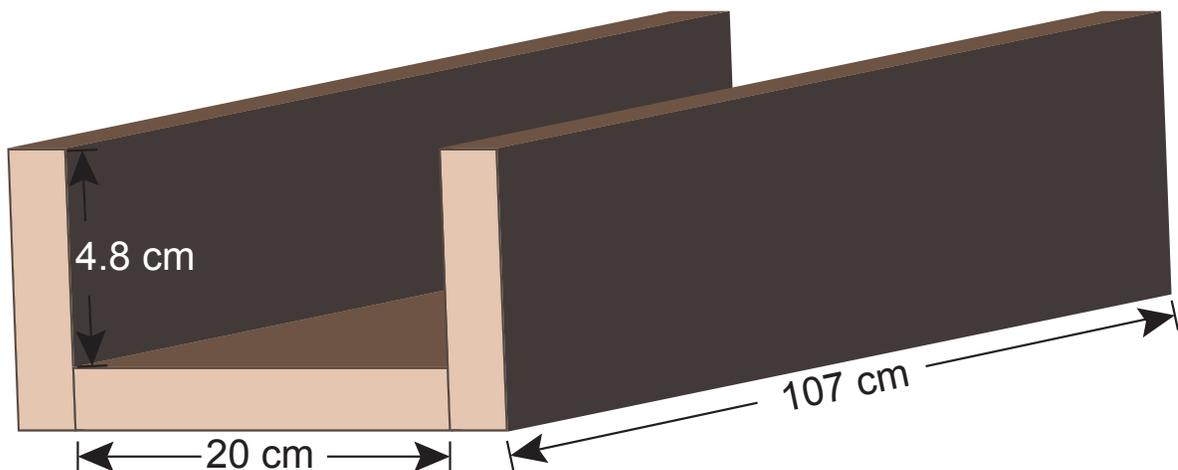


Figura 5.1: Esquema de la canaleta usada en las mediciones de descarga.

## Cuenca Media [Descarga Canalizada]

La metodología ocupada en estos *geysers* corresponde al método de la canaleta. Se descartaron los métodos de la cubeta o de la bolsa plástica, el primero ya que los canales no tenían el tamaño adecuado para poner una cubeta en ellos y el segundo porque la temperatura es cercana a 60 °C, lo que fundiría una bolsa plástica. A continuación se detallan los pasos de la medición de descarga en un canal definido, lo siguiente se utilizó tanto en G1 como G2.

1. Construcción de una canaleta de madera con medidas conocidas. La canaleta tiene forma rectangular y debe ser tal que la mayor parte del flujo ingrese en ella. Las uniones de la canaleta se sellaron para prevenir la filtración de agua. Las medidas son: (1) largo = 107 cm, (2) ancho = 19,4 - 20 cm en su parte más angosta y más ancha respectivamente y (3) alto = 4,8 cm (ver figura 5.1). Finalmente a la canaleta se le agregaron dos reglas, una horizontal y otra vertical con el fin de obtener una escala visual para las imágenes de video (ver figura 5.2.A).
2. Puesta de la canaleta en el canal de descarga de los *geysers*. La entrada del flujo a la canaleta deber ser lo más cercana al total, para ello se colocan bolsas de arena como barreras para que el flujo entre a la canaleta y no escurra por los bancos laterales (ver figura 5.2). A pesar de que los resultados obtenidos con las bolsas de arena no alcanzaron a ser totalmente óptimos, aun así se logró detener el flujo en las bancas laterales de los canales, tanto en G1 como G2, lo que es más que aceptable para el método.

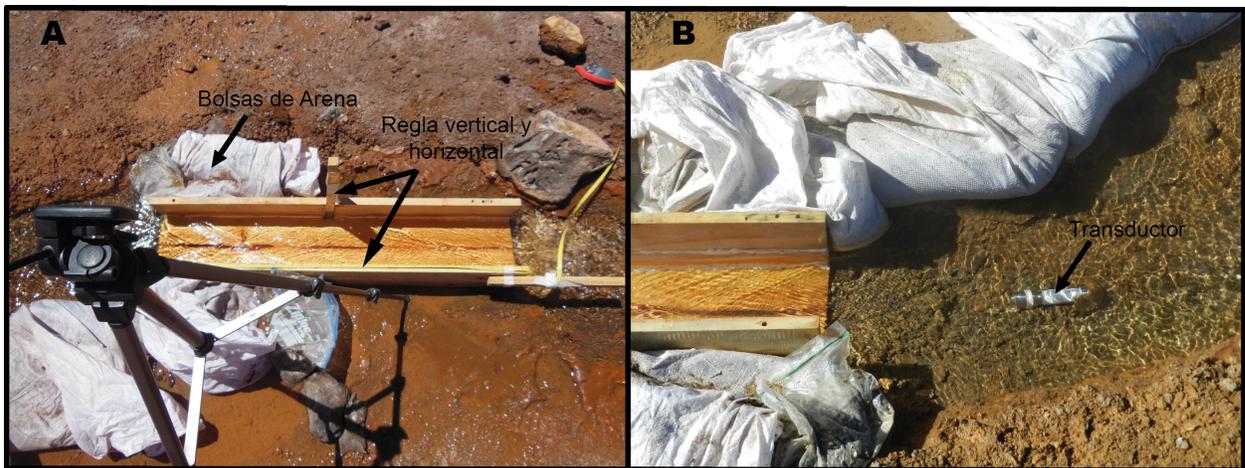


Figura 5.2: A. Imagen del canal de descarga del *geyser* G1 que muestra un montaje de prueba de la canaleta y algunas bolsas de arena. B. Imagen del canal de descarga del *geyser* G2 que muestra la posición en que se colocó el transductor.

3. A continuación se mide la velocidad superficial del flujo. Para ello se instala una cámara de video y se colocan flotadores en la canaleta con el fin de calcular cuánto demora un flotador en cruzar la canaleta y tener una medida de velocidad, los flotadores se hicieron de cáscara de naranja, de un tamaño tal que flotaran cercano a la superficie, pero que sea posible observarlos en la cámara de video. Lo ideal es obtener variadas mediciones y espaciadas en el tiempo con el objetivo de tener un ajuste más preciso. Cada medición

se graba con la hora exacta en tiempo UTC y se anotó el nivel del agua observando la regla vertical.

4. Al mismo tiempo de las mediciones de velocidad se colocó un dispositivo de medición de nivel de agua, transductor, que se dejó tomando datos cada 5 segundos y durante 22 horas. El objetivo es hacer una correlación entre los datos obtenidos de forma manual, con la cámara de video y los datos del transductor, y así tener un dato de descarga para cada medición de nivel. El dispositivo se colocó antes de que el agua entrara en la canaleta (ver figura 5.2.B) procurando que no tenga movimientos laterales para minimizar el ruido de la señal resultante. El transductor utilizado fue proporcionado por el *USGS* y corresponde al modelo OMEGA OM-CP-LEVEL101 (ver figura 5.3).



Figura 5.3: *Data Logger* o transducer OMEGA OM-CP-LEVEL101, usado en las mediciones de descarga.

Finalmente, se realizaron dos tipos de videos, uno corresponde a (1) varias mediciones seguidas para el mismo archivo, y el otro (2) corresponde a una medición por archivo de video y cada video fue grabado con una separación aproximada de 3-5 [s].

### **Cuenca Superior [Descarga Dispersa]**

Se hicieron mediciones en dos manifestaciones termales distintas. La primera corresponde al *geyser Multipool*, llamado así porque está compuesto por 4 *geysers* en un área de 3 metros (ver figura 5.4). La segunda corresponde a un *geyser* con una periodicidad aproximada de 2 minutos, llamado G3 (ver figura 5.5); referirse al Capítulo 3 para más información.

En el primer caso se hicieron las mediciones de prueba de todo El Tatio, se usó un método análogo al usado en la cuenca media, el que consistía en canalizar a través de bolsas de

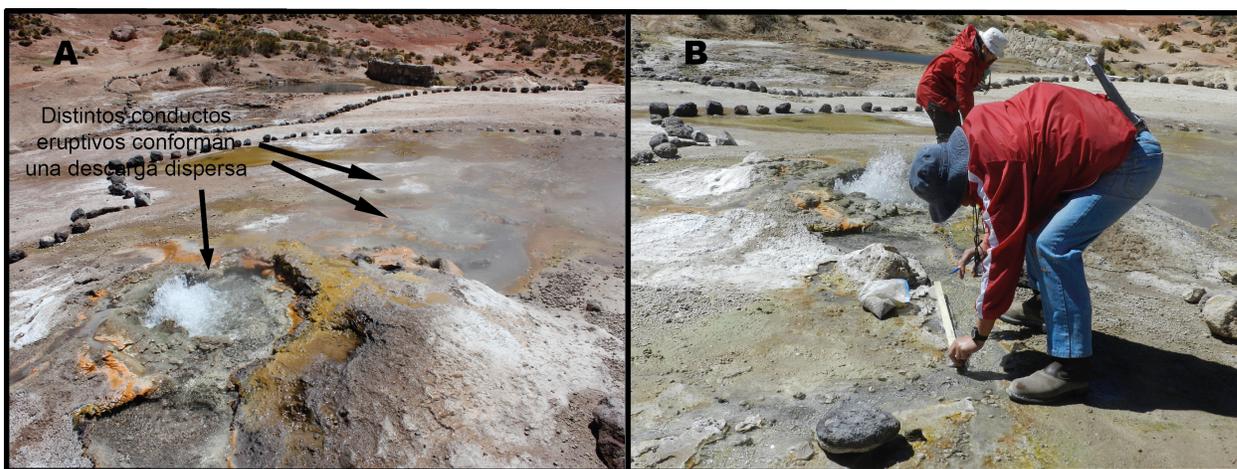


Figura 5.4: A. Imagen del *geyser* llamado *Multipool* por la cantidad de conductos eruptivos que los caracterizan. B. Imagen del montaje que se utilizó para medir descarga en *Multipool*, se puede observar como se usó un método más rudimentario, sin canaleta.

arena el flujo sin la necesidad de poner una canaleta, esto debido a que el canal de descarga era muy somero y angosto. Los flotadores usados en este caso correspondieron a pequeños pedazos de ramas de madera, de unos 2 cm de largo. El método no dio resultados positivos debido a que los flotadores no eran visibles fácilmente en la imagen de video, y ya que los *geysers* que conforman la manifestación termal poseen dos canales distintos de descarga, lo que hace difícil una medición precisa del flujo (ver figura 5.4). De esta forma se necesitaría realizar mediciones simultáneas en cada canal con el fin de identificar patrones de descarga relacionados a las distintas erupciones de los *geysers*.

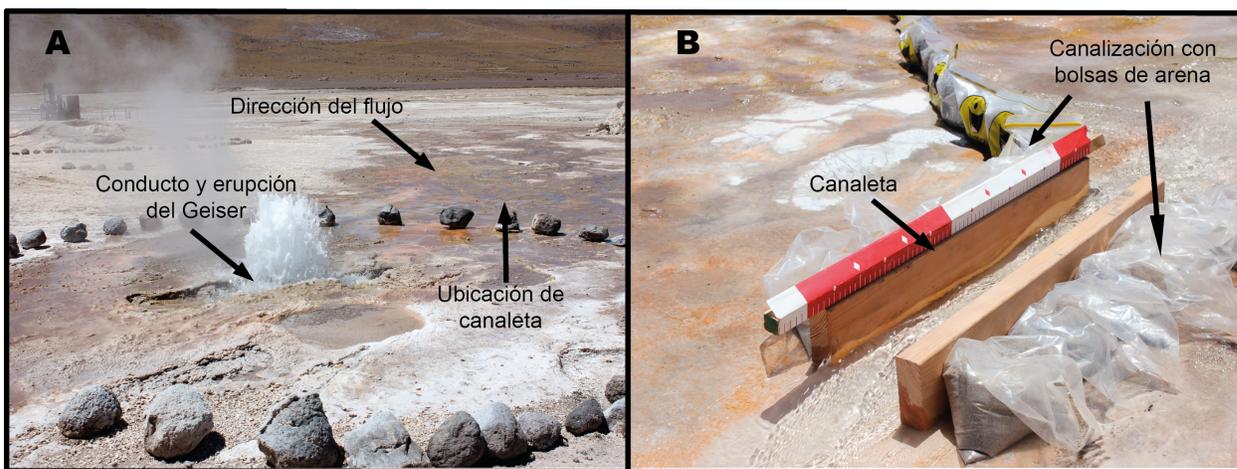


Figura 5.5: A. Imagen del *geyser* G3 que se puede observar durante un ciclo eruptivo, hacia el E es posible ver la dirección que toma el flujo. B. Imagen del montaje que se utilizó para medir descarga en G3, se puede observar como las bolsas fueron esenciales para canalizar el flujo dentro del dispositivo.

Las mediciones en G3, al igual que en el caso descrito en el párrafo anterior, se hicieron de forma análoga a las mediciones de la cuenca media. La dificultad principal de este *gey-*

*ser* corresponde a que la descarga es totalmente dispersa por la superficie de sinter silica. Sin embargo, este flujo disperso mantiene una orientación que permite canalizar el flujo (ver figura 5.5.A), esto se hizo a través de pequeñas bolsas plásticas con arena, las cuales fueron organizadas en forma semi-circular en dirección contraria al flujo dejando una pequeña abertura donde se colocaron dos piezas de maderas para fabricar un símil a una canaleta con dimensiones conocidas, así también se colocaron dos reglas, una horizontal y otra vertical, y se utilizaron cascaras de naranja como flotadores(ver figura 5.5.B).

A diferencia de los *geysers* de la Cuenca Media, G3 posee una periodicidad medible, lo que implica que la descarga no es continua sino discreta, lo que implica que se hicieran mediciones sólo en los ciclos eruptivos de G3. En total se realizaron 7 videos de descarga.

### **Sobre el Método de Medición de Descarga: Discusión y Recomendaciones**

En este apartado se discute la validez del método usado para medir descarga, los errores del método, tanto intrínsecos como extrínsecos, y los alcances de este método para futuras mediciones de descarga en sistemas de *geysers* como El Tatio.

Como se puede intuir de los párrafos anteriores es posible incluir las diferentes mediciones en un mismo método, pero con matices distintos de acuerdo al *geyser* en el que es aplicado. Entonces se puede decir que en este estudio se realizó sólo un método de medición de descarga: El método de la canaleta. Este método presenta diversos aspectos intrínsecos que aumentan su error asociado los cuales pueden ser mitigados tomando ciertas acciones, entre éstos se puede nombrar: (1) la construcción de la canaleta y (2) el montaje de la canaleta. Primero cabe argumentar que estos aspectos son intrínsecos dado que pertenecen al hecho de ocupar una canaleta para medir la descarga.

La construcción de la canaleta debe cumplir ciertos requisitos para que sea óptima, de los cuales cabe destacar: (1) la canaleta debe caber de forma ajustada en el canal de descarga, (2) no debe presentar filtraciones, (3) debe tener medidas únicas. El primer punto es importante ya que cumple con el fin de minimizar el escape de flujos laterales, aquí también entra en juego la geometría del artefacto, si bien en El Tatio se usaron canaletas con cantos cuadrados, en otras zonas podría ser mejor utilizar canaletas con cantos curvos, sin embargo es preferible mantener la geometría lo más simple posible con el objeto de obtener cálculo de áreas transversales sin necesidad de integrar. La ausencia de filtraciones es importante, aunque una filtración ínfima no influye de forma importante en la medición, esto porque las mediciones se hicieron en un tiempo acotado y no en largo plazo, es necesario tener cuidado con la elección de los materiales y el número de uniones que presentará la canaleta, ya que a menor número de uniones menor es la probabilidad de filtrado. La canaleta idealmente debe tener medidas únicas o que varíen en un rango muy restringido, esto es para que los cálculos del área transversal sean precisos. En el caso de esta memoria la canaleta presentaba una variación de 6 mm en el ancho, teniendo 19,4 mm en su parte más angosta y 20 mm en su parte más ancha, entonces se decidió usar 20 mm como medida para simplificar los cálculos y no subestimar la descarga.

El montaje de la canaleta es un aspecto variable ya que este depende de la morfología

de cada canal de descarga. En general el montaje debe tratar, principalmente, de que la cantidad de agua que entre a la canaleta sea cercana al total, en el caso de esta memoria se realizó a través de bolsas de arena no impermeables, esto conllevó varias situaciones, entre ellas: (1) la arena se satura con agua esto implica que empieza a liberar agua de la bolsa, sin embargo esto se asume despreciable debido a que el agua liberada no corresponde al flujo que se está midiendo, (2) aunque la idea de las bolsas de arena es que sean dúctiles con el fin de que se acoplen unas con otras, es casi imposible crear una represa perfecta de forma tan rudimentaria, esto implica que el flujo no entra en su totalidad en la canaleta. En este estudio se consideró como aceptable que el montaje detenga de forma perceptible el flujo, esto se comprobó dejando flotadores en los charcos que se formaban alrededor de la canaleta, si el flotador no se movía por un periodo aceptable de tiempo (minutos) se procedía a medir.

Otro aspecto importante es la pendiente de la canaleta, en esta memoria se logró montar la canaleta de forma horizontal, sin embargo en zonas en las que no se pueda lograr esto es necesario obtener un valor de pendiente, el cual es un factor que influye para calcular la velocidad de flujo.

En el caso de este estudio se obtuvieron buenos resultados con una suerte de prueba y error, sin embargo los resultados podrían haber sido mejores si se hubieran tomado ciertas medidas. Como recomendación para futuros estudios de esta índole se insta, si es posible, (1) a utilizar materiales distintos a la madera ya que esta tiende a flotar, además con el tiempo absorbe agua, (2) una canaleta con un fondo de espesor pequeño ayuda a que el flujo entre de forma suave, (3) las bolsas de arena funcionan de forma aceptable pero hay que tener en cuenta que las bolsas no impermeables absorben agua y las impermeables tienden a fundirse.

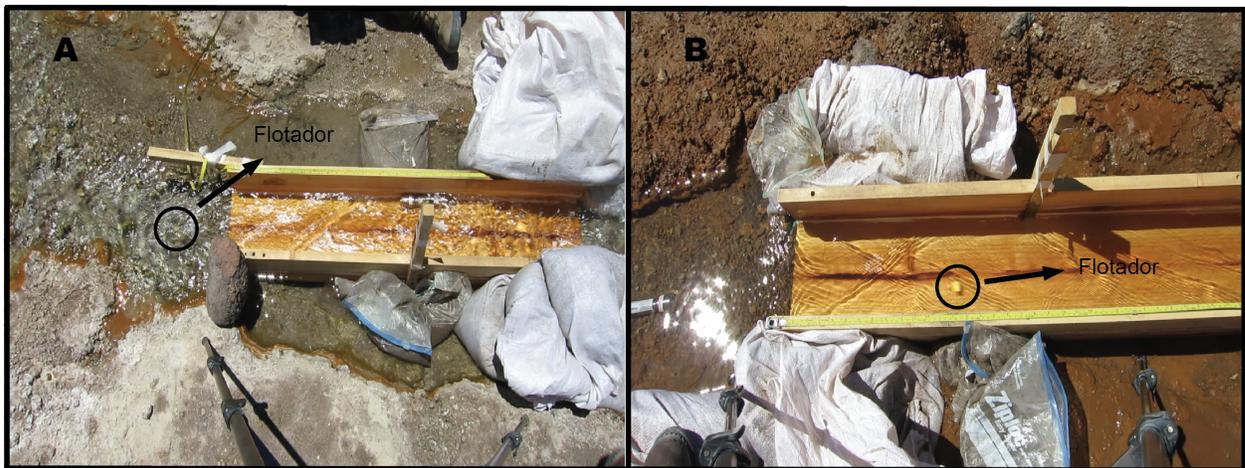


Figura 5.6: A. Imagen de un video tomado para G1 donde se puede observar un flotador muy pequeño. El archivo corresponde a una medición fallida ya que el flotador sólo era visible fuera de la canaleta. B. Imagen de un video tomado para G2 donde se puede observar un flotador de buen tamaño y que resalta con respecto al fondo de la canaleta. Ésta medición se acepta como óptima.

Con respecto a la toma de mediciones en sí se recomienda definir un tamaño de flotador dependiendo de cómo se coloque la videocámara. En general, se pretende que el flotador no sea muy grande como para que viaje tocando el fondo, ni muy pequeño para que viaje en

la superficie y que no se vea, el tamaño del flotador debe ser aquel que permita obtener mediciones de velocidad cercanas al valor medio. También en esta memoria se ocuparon cáscaras de naranja que son de color blanco por un lado y naranja por el otro lo que produjo que muchas veces se confundiera el color del flotador con el de la madera de la canaleta, entonces es mejor tener flotadores con colores que resalten del fondo. Como se puede observar en la figura 5.6, el flotador en A es imperceptible dado su tamaño y la posición de la cámara de video, en cambio en B el flotador se reconoce fácilmente. Cabe destacar que esta última imagen se condice con una buena medición de flujo. Para finalizar cabe recalcar que, al igual como se hizo en este estudio, los flotadores deben ser recuperados con el fin de no alterar el medio ambiente.

## 5.2. Procesamiento de Datos

### 5.2.1. Análisis de Videos

A partir de los videos tomados en terreno, donde se observan flotadores en una canaleta, se obtuvieron valores de velocidad superficial de flujo. Esto se realizó a través de un software de análisis de imágenes, ImageJ (Schneider et al., 2012), el cual es ampliamente utilizado para artículos científicos en el área de biología y física.

ImageJ permite crear sobre la imagen un espacio referenciado similar a un plano cartesiano, además es posible ingresar una escala de acuerdo a los pixeles de la imagen, así por ejemplo es posible saber cuántos centímetros por pixeles representa la imagen. Con la imagen referenciada es muy simple calcular el tiempo que se demora un flotador en recorrer cierta distancia lo que finalmente da como resultado la velocidad superficial de flujo. Como se mencionó anteriormente ImageJ es un programa computacional de análisis de imágenes y no de videos por lo tanto para obtener los datos de velocidades se hizo lo siguiente:

1. Se detiene el video en el instante inicial  $t_0$ , luego se toma una captura de pantalla con ImageJ, al posicionar el cursor es posible obtener  $x_0$  e  $y_0$ , datos de distancia iniciales.
2. Se detiene el video en el instante final  $t$ , luego se toma una captura de pantalla con ImageJ y se obtiene  $x$  e  $y$ , datos finales de distancia.
3. Luego

$$\Delta t = t - t_0, \Delta x = x - x_0, \Delta y = y - y_0,$$

con lo que finalmente se obtiene

$$V_{sup} = \frac{D}{\Delta t} \tag{5.1}$$

donde

$$D = \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}.$$

4. Finalmente como la escala esta en centímetros se convierten los valores al sistema SI.

## 5.2.2. Procesamiento Previo al Ajuste de Datos

Los transductores, que se utilizaron para medir los cambios de nivel de los canales de descarga, se ajustaron para tomar mediciones cada 5 segundos durante 22 horas, esto dio como resultado un total aproximado de 30.000 datos de nivel para G1 y para G2. El objetivo de esta medición es poder lograr una correlación matemática entre los datos de velocidad superficial de flujo y los cambios de nivel de agua y de esta forma obtener un grupo de data continua para la descarga.

Para realizar el ajuste de los datos se usaron metodologías de procesamiento de señales con la finalidad de limpiar los datos crudos del ruido y perturbaciones, así también se filtraron los datos de velocidades, ya que el proceso de obtención de velocidades está condicionado por la calidad de la imagen, como por ejemplo el tamaño del flotador, como se discutió anteriormente. De esta manera se trabajaron los dos grupos de datos como señales con el fin de correlacionar los máximos y mínimos de las señales, esto se realizó de esta manera por la dificultad que comprende emparejar, de forma precisa, los datos medios entre los máximos y mínimos de ambas señales.

A continuación se describe el análisis previo a la correlación de los datos del transductor con los datos sacados de los videos, cabe mencionar que toda la información procesada se realizó utilizando un programa computacional comercial ([Matlab, 2011](#)).

### Procesamiento de Velocidades de Flujo

Primero que todo se seleccionaron los datos a usar. De la totalidad de velocidades obtenidas en los videos para G1 (261) se dejaron solo 82 y para G2 (88) se dejaron solo 46. Estos números se lograron después de filtrar los datos y posteriormente encontrar los máximos y mínimos locales.

Los criterios usados para filtrar mediciones comprende principalmente aquellos archivos donde los flotadores eran muy difíciles de observar, y/o donde su trayectoria es muy cercana a los bordes de la canaleta, incluso tocándolos, también se descartaron aquellas mediciones muy lejanas al promedio de velocidad, que en su mayoría, correspondían a mediciones de precisión dudosa debido a lo difícil de observar los flotadores.

Posterior al filtrado de datos es necesario graficarlos con respecto al tiempo de medición, esto se hace así porque el ideal es relacionar datos que se hayan medido al mismo tiempo (UTC). Las mediciones se asumen continuas, sin embargo la realidad muestra que esto es muy difícil, es por ello que se asume que estos datos son continuos con el fin de relacionarlos con los datos de nivel que sí son continuos.

En las figuras 5.7 y 5.8 se pueden observar los datos graficados, después que estos hayan sido filtrados. El eje de las abscisas muestra un vector de tiempo equi-espaciado cada 5 segundos desde  $t = 0$ , esto es así para simplificar la visualización de la curva, además como se dijo anteriormente, estos datos se asumen continuos. Los máximos y mínimos locales

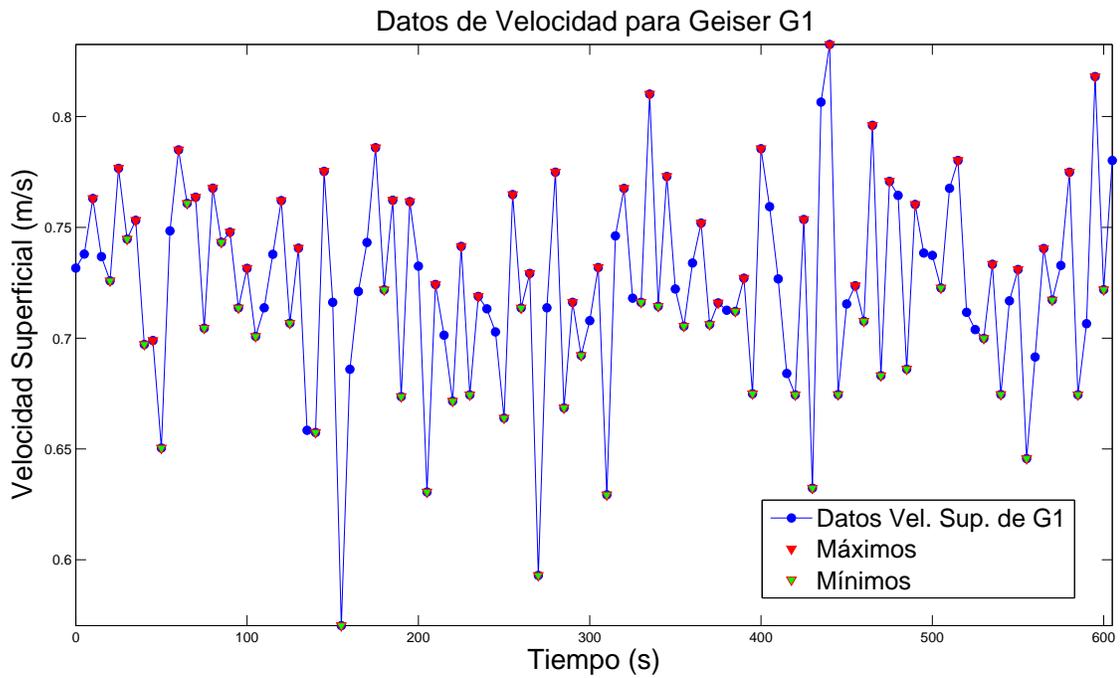


Figura 5.7: Gráfico para G1 que muestra los datos posteriores al filtrado y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde  $t=0$ .

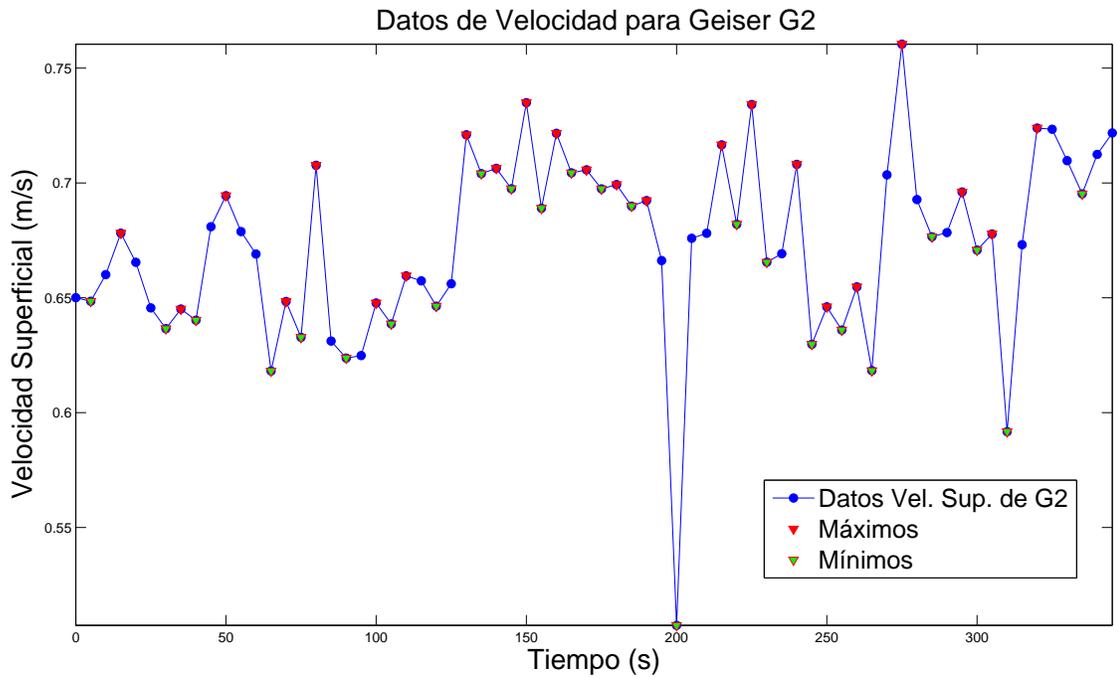


Figura 5.8: Gráfico para G2 que muestra los datos posteriores al filtrado y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde  $t=0$ .

se muestran con un triángulo invertido, de color rojo y verde respectivamente, los datos intermedios se muestran con un círculo azul.

## Procesamiento de Señales

Esta sección explica el procesamiento realizado a las señales resultantes de las mediciones tomadas por los transductores en los *geysers* G1 y G2, los días 20 y 21 de octubre de 2012. En total se recopilaron 13.512 y 16.383 mediciones de nivel de agua para G1 y G2 respectivamente, lo que da un total de 29.895 mediciones de nivel. Como se ha mencionado anteriormente uno de los objetivos de esta memoria es obtener una cifra cercana de datos de descarga para los *geyser* G1 y G2, y así generar una información consistente con la que interpretar procesos sobre los *geysers* y, que además sirva para futuros estudios.

El procesamiento de estas señales tiene como objetivo limpiar la data principalmente del ruido, que lo compone la información no deseada. Para ello se realizaron los siguientes métodos:

**Suavizado de la señal** Este proceso tiene como objetivo eliminar el ruido de la señal con el fin de obtener datos con la menor cantidad de perturbaciones. El método de suavizado ocupado corresponde a un promedio móvil ponderado exponencial, el cuál consiste en aplicar factores de ponderación que disminuyen exponencialmente. La ponderación de cada punto anterior disminuye exponencialmente, sin llegar nunca a cero. El filtro se puede ajustar a través de un parámetro  $\alpha$  que varía entre 0 y 1, mientras más cercano a 1, el suavizado es menor. Cabe mencionar que este método tiende a cortar los valores muy extremos. En las figuras 5.9 y 5.10 puede observar las señales resultantes después de la aplicación del filtro.

**Máximos y Mínimos** Para poder relacionar los datos de velocidad superficial con los del transductor es necesario encontrar los máximos y mínimos locales. En los gráficos de las figuras es posible observar en rojo y verde los máximos y mínimos respectivamente.

**Determinar la parte continua de la señal** Como se ha mencionado, la finalidad es lograr un grupo de datos continuos en el tiempo, para ello es necesario filtrar la datos de nivel que no sean continuos, ya que la parte no continua del espectro en general se debe a perturbaciones externas a la descarga. Esto se realiza de manera muy sencilla al graficar los datos con respecto al tiempo. Como podemos observar en las figuras 5.9 y 5.10 los gráficos presentan una parte continua al principio de la medición, luego hay un salto, que en el caso de G1 es negativo, y en G2 es positivo, después de este quiebre los datos muestran una continuidad más que aceptable. Entonces los datos con los que se debe trabajar son aquellos que fueron tomados después del quiebre.

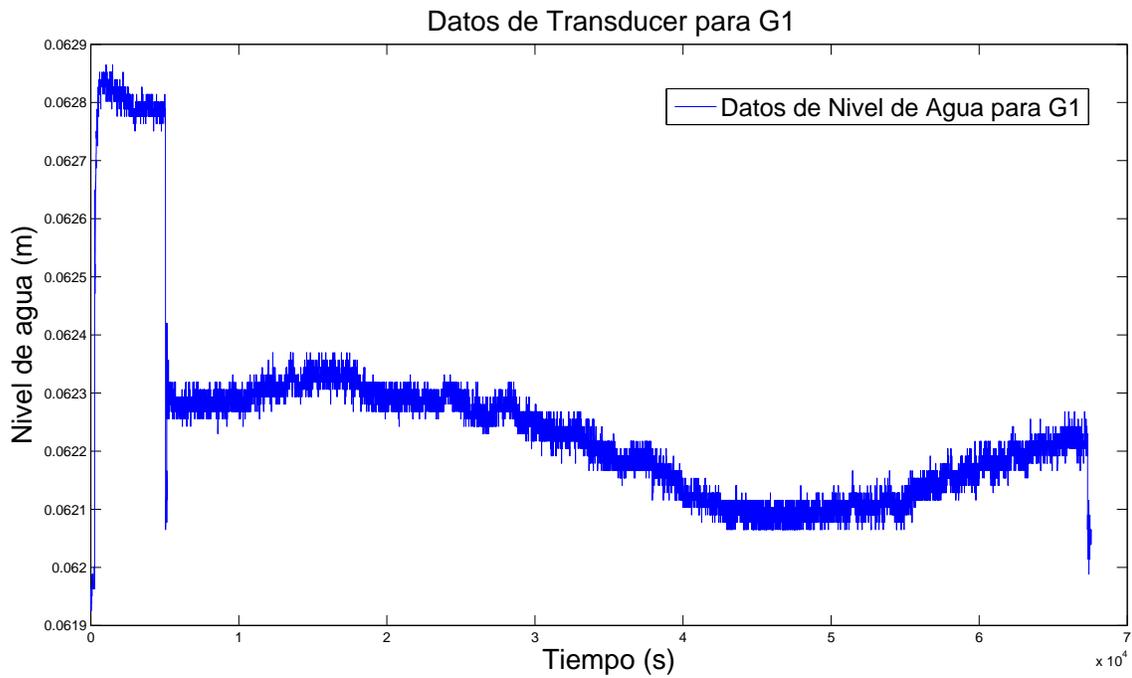


Figura 5.9: Gráfico para G1 que muestra los datos posteriores al suavizado de la señal y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde  $t=0$ .

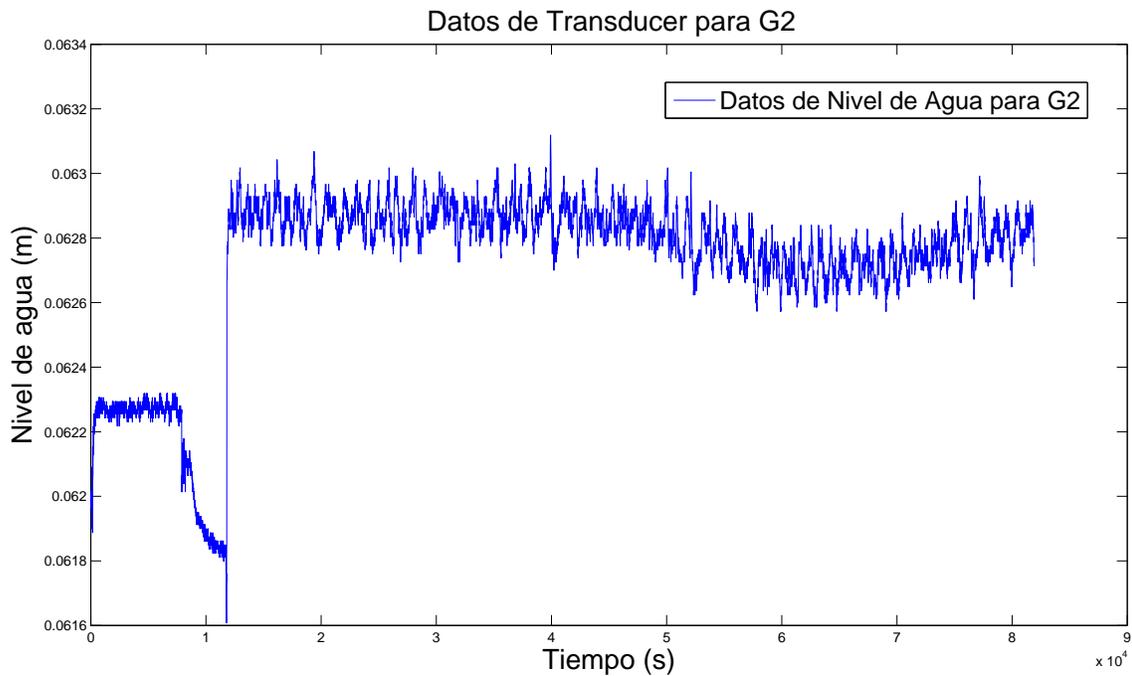


Figura 5.10: Gráfico para G2 que muestra los datos posteriores al suavizado de la señal y los máximos y mínimos locales. El eje abscisas muestra el tiempo cada 5 segundos desde  $t=0$ .

### 5.2.3. Ajuste de Datos

Uno de los procedimientos principales y más importante corresponde al ajuste de los datos de velocidad tomados de forma manual en contraste con los datos de nivel de agua tomados con el transductor. La base teórica del ajuste de datos proviene de una relación empírica entre datos de etapa (altura del agua) y su respectiva descarga (Fetter, 2001). Como la descarga a partir de mediciones con canaleta es una función de la altura del agua y la velocidad de flujo (variables) es posible entonces realizar una curva etapa-velocidad, esta curva correspondería a lo que se llama un gráfico de calibración o curva de descarga. Como se ha mencionado antes, esto permite obtener una mayor cantidad de mediciones de descarga, dada la dificultad y la lentitud del proceso para obtenerlas de forma manual. En la figura 5.11 se puede observar una curva de calibración típica.

Dada la naturaleza de los datos de nivel de agua tomado, i.e. datos relativos, ya que el transductor no mide datos absolutos sino cambios en el nivel del agua, las curvas generadas en este estudio no generan gráficos de descarga-etapa como los de la figura 5.11. De esta forma las curvas de calibración obtenidas corresponden a curvas de nivel relativo vs velocidad.

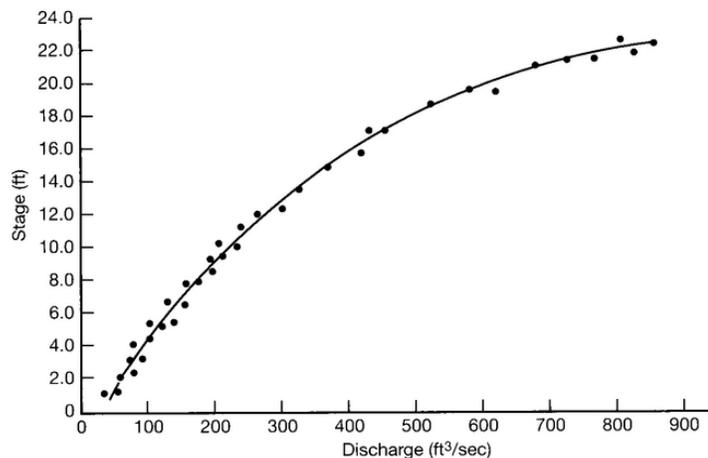


Figura 5.11: Curva típica de calibración para etapa vs descarga (Sanders, 1998).

Para realizar el ajuste de los datos se utilizó la aplicación de MatLab cftool, la que permite encontrar curvas de ajuste a partir de ecuaciones matemáticas. En este estudio se realizó un ajuste del tipo potencial dado que es típico encontrar

$$y = ax^b \tag{5.2}$$

donde  $x$  desde luego corresponde a los datos de nivel de agua. Esta regresión tiene como objetivo poder comparar los resultados con la base teórica como las ecuaciones de Manning, Kinksvater - Carte, y Prandtl, y de esta manera obtener algo como

$$v = \alpha h^{\frac{2}{3}} \tag{5.3}$$

donde  $v$  es la velocidad,  $h$  la altura.

Para realizar las curvas de calibración se volvió a hacer un filtro de los datos de velocidad, este filtro hecho a mano tiene como propósito encontrar puntos de datos erróneos. Primero

que todo se gráficán los datos sin procesar para luego dibujar una curva a fin que represente la mayor cantidad de puntos, este procedimiento rudimentario permite eliminar del gráfico pares ordenados que salgan de la tendencia (ver figura 5.12). Luego, acorde a la fórmula de Manning, la altura del caudal y la velocidad de flujo poseen una relación directa (Fetter, 2001), esto permite filtrar los datos de etapa-velocidad que no cumplan con esta relación empírica. Posteriormente se procede a realizar el ajuste en MatLab.

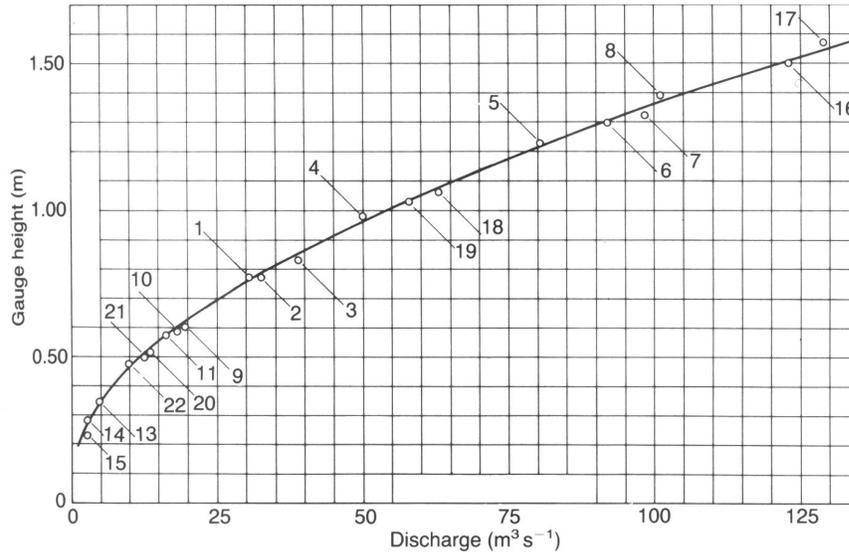


Figura 5.12: Curva típica de calibración para fase vs descarga hecha a mano (Herschly, 1995).

#### 5.2.4. Sobre el Procesamiento de Datos: Discusión y Recomendaciones

Varios procesos son realizados para poder obtener las curvas de calibración. De estos procesos el último se erige como el más importante y, así también, es donde es posible cometer un mayor número de errores y en donde se asumen una mayor cantidad de supuestos. A continuación se discute que aspectos de las metodologías de procesamiento de datos pueden afectar el error de las curvas de fase de descarga, sin mencionar si estos aspectos son causal de variabilidad de los resultados presentados y discutidos en los próximos capítulos.

La exactitud de las relaciones etapa-velocidad puede ser atribuida a una serie de fuentes potenciales. En general, Yen et al. (1986) propone una lista de fuente de errores:

- Incertidumbres asociadas a la aleatoriedad inherente de los procesos naturales, que incluyen el efecto de los procesos, tales como las fluctuaciones de turbulencia, el viento, los cambios temporales en la resistencia o de la geometría, la concentración de sedimento, y los procesos físicos similares que pueden afectar el flujo.
- Suposiciones incorrectas en la formulación de la relación entre la etapa de descarga y otros parámetros; desatención de parámetros importantes; especificación incorrecta de

los parámetros y errores similares. Esto se espera que sea la mayor fuente de error en la mayoría de las relaciones de fase de descarga.

- Errores en la medición de la fase de descarga, geometría, y otras características del flujo y el canal; errores de transcripción, y muestreo espacial o temporal inadecuado.

En las mediciones hechas en esta memoria los siguientes aspectos pueden corresponder a fuentes de errores:

**Flotadores no uniformes** Como ya se discutió anteriormente los flotadores no poseían el mismo tamaño. No se sabe con certeza que porcentaje de error puede agregar a las mediciones de velocidad. Además la re-utilización de los flotadores puede variar su peso por la absorción de agua y por lo tanto a la altura del perfil de velocidad a la que viajan.

**Trayectoria de los flotadores** La mayoría de los flotadores siguen una trayectoria similar. Sin embargo hay algunos casos de flotadores que su trayectoria difiere en gran medida de las otras mediciones. Esto puede explicar la aparición de puntos de datos errantes en los gráficos los cuales tuvieron que ser filtrados.

**Supuestos** Dos supuestos son importantes en la realización de las curvas de etapa de descarga. Primero, la ecuación de Manning que implica una correlación entre la altura de caudal y la velocidad. Segundo, corresponde esperar un ajuste de tipo potencial para los *geysers*, existen casos de curvas fases de descarga que se asemejan más a una ecuación exponencial.

**Muestreo temporal** Durante la realización de las mediciones se procuró hacerlo en el mejor lugar posible, sin embargo la temporalidad de éstas no fue la óptima ya que los datos del sensor de presión son el resultado de sólo un día de medición y los de velocidad no alcanzan a abarcar todo el espectro del *transducer*, esto debe corresponder a la mayor fuente de error de ésta memoria.

Para futuras mediciones se recomienda producir una cantidad de datos, que tengan una mayor extensión tanto espacial como temporal. También se recomienda hacer modificaciones al método en el aspecto de los flotadores, principalmente se insta a probar con trazadores verticales, con un peso en su fondo, de esta manera se puede asegurar que el flotador viaje a la velocidad media del perfil de velocidad y no a la velocidad superficial del flujo, pero el peso podría retrasar la velocidad del flotador. También sería interesante probar con un corcho pintado, ya que este tipo de madera no absorbe agua, pero viajaría en la superficie como las cáscaras de naranja. Otras discusiones respecto a las metodologías pero asociadas a los resultados obtenidos se hacen en el capítulo de 6 de resultados y discusiones.

### 5.3. Grabaciones *in situ*

En los tres *geysers* estudiados se realizaron grabaciones de video *in situ*. En G1 y G2 se grabaron las piscinas que producen los focos de erupción y en G3 se grabó el conducto hasta una profundidad de unas decenas de centímetros. El encargado de los video fue Eric King,

físico de Berkeley, y estos se realizaron con dos cámaras GoPro Hero2 HD, ampliamente usada en deportes extremos. Para asegurar el correcto funcionamiento del dispositivo se incorporó a la cámara una carcasa impermeable y sobre esa primera protección se agregó una coraza a prueba de agua y térmica con la finalidad de evitar que se funda la cámara (ver figura 5.13a).

Las mediciones se llevaron a cabo de forma manual. A la cámara se adherieron dos extremos de madera con el objetivo de evitar que el operador se acercara de forma insegura a los *geysers*, así como también permitir la entrada de la grabadora dentro de los conductos (ver figura 5.13b).

Otros videos se llevaron a cabo, pero fuera de los conductos eruptivos de los *geysers*, con la finalidad de obtener ideas sobre la variación de los ciclos eruptivos de las manifestaciones. Estas grabaciones se hicieron con una cámara de video normal a 30 fps montada sobre un trípode. Cada video presenta hora y día (UTC) con el objeto de correlacionar con los datos de descarga.



(a)



(b)

Figura 5.13: a) Fotografía de la cámara usada y las protecciones instaladas para asegurar su funcionamiento. b) Fotografía de Eric King manipulando la cámara para realizar los videos en G1.

# Capítulo 6

## Resultados y Discusión

En éste capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir de la campaña de terreno y el trabajo de gabinete para los *geysers* G1, G2 y G3. Luego se discuten diversos aspectos de los resultados, comparando la descarga entre distintos *geysers* y argumentando que factores influyen en las diferencias presentadas entre uno y otro, también se discute la validez de las mediciones contrastándola con estimaciones de velocidad de flujo y descarga realizadas a partir de ecuaciones teóricas. En tercer lugar se presentan las temperaturas tomadas en la descarga de G1 y G2 con el objetivo de discutir sobre una posible relación con la descarga. Finalmente se discute sobre qué aspectos observados en los videos, afuera y al interior de los *geysers*, son importantes y presentan implicancias para el modelo.

### 6.1. Ajuste de Datos

A continuación se presentan los resultados obtenidos del ajuste de datos para los *geysers* G1 y G2. Primero se muestran los datos filtrados y las curvas afines para luego discutir sobre la precisión del método, la validez teórica e ideas para futuras mediciones.

La metodología de base para el ajuste de datos se describió en el Capítulo 5. En este apartado se explican aspectos de los datos obtenidos que influyen en los resultados. Los datos de velocidad que se obtuvieron a partir de los flotadores y el análisis de los videos varían en un rango entre 0,5 y 0,8 m/s, donde existen algunos valores que escapan de este rango y que fueron filtrados debido a posibles errores en la medición. Además los datos de nivel proporcionados por el transductor presentan una variación de los datos entre 0,3 y 0,5 mm. Esto genera un problema para el ajuste de datos ya que no es posible generar una curva de etapa de descarga debido a los restringido de los datos de nivel, sin embargo sí es posible realizar un ajuste entre la variación del nivel de agua y los datos de velocidad, luego esta curva no tendría el mismo sentido hidráulico de la curva de calibración, pero permite obtener una medición de descarga indirecta en lugares donde es imposible realizar una medición de descarga completa debido a la poca variación en la altura del caudal como es el caso de los *geysers* G1 y G2.

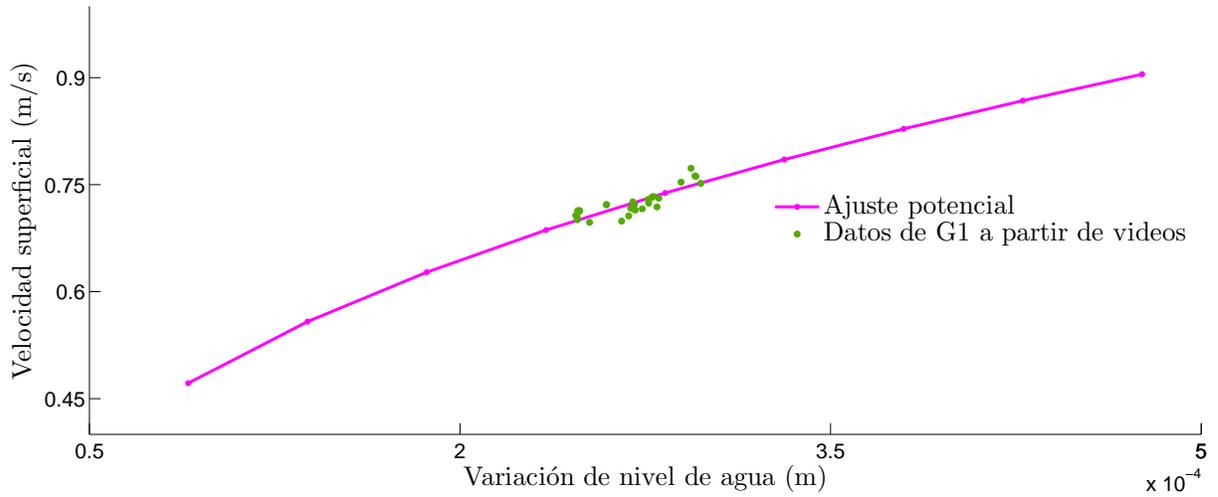


Figura 6.1: Gráfico que muestra los datos utilizados y el respectivo ajuste potencial para G1.

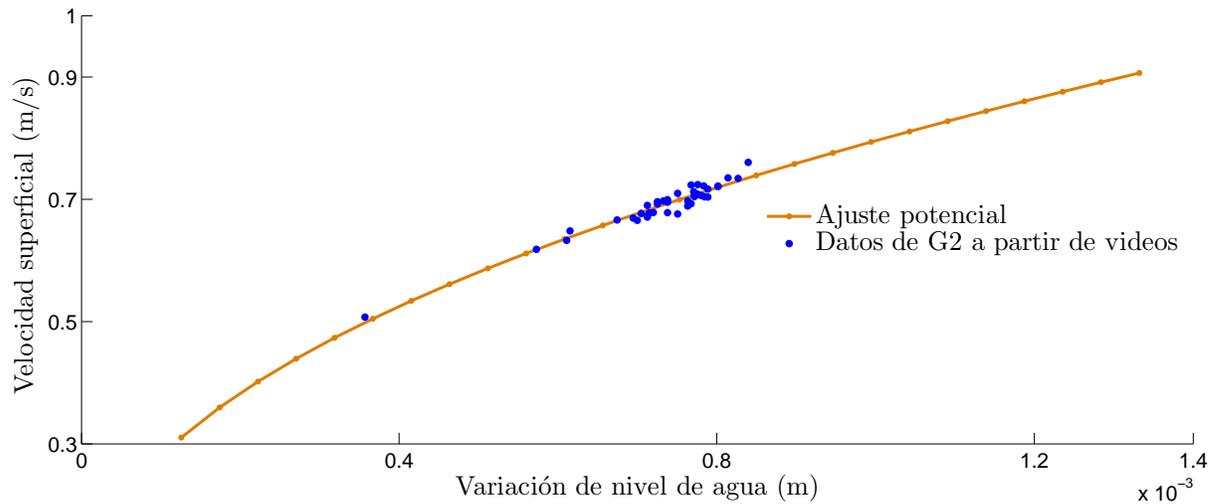


Figura 6.2: Gráfico que muestra los datos utilizados y el respectivo ajuste potencial para G2.

Es posible observar en los gráficos obtenidos a partir del ajuste, que las curvas generadas tienen la forma  $ax^b$  (ver figuras 6.1 y 6.2). A continuación se presentan las ecuaciones para las curvas y sus respectivos coeficientes de determinación ( $R^2$ )

$$\begin{aligned} V &= 17,99H^{0,39} \\ R^2 &= 0,7096 \end{aligned} \tag{6.1}$$

$$\begin{aligned} V &= 18,34H^{0,45} \\ R^2 &= 0,9405 \end{aligned} \tag{6.2}$$

Primero que todo se observa una diferencia importante entre ambos ajustes, y esta corresponde al valor de  $R^2$ , el cual es mayor y cercano a 1 para G2, pero es menor para G1, que es similar a  $\sim 0,7$ . Esto se explica principalmente debido a que para G2 se obtuvieron valores de velocidad para un rango más amplio de niveles de caudal, i.e. el espectro de datos era mayor y, por lo tanto, es esperable un ajuste de mayor precisión. Para G1 en cambio el rango fue mucho más acotado. Como se puede ver en la figura 6.2 el rango de altura del flujo en el que varían las mediciones de velocidad para G2 es de  $\sim 4,25 \times 10^{-4}$  m. A diferencia de G2, para G1 (ver figura 6.1) la variación de altura de flujo es menor  $\sim 1,25 \times 10^{-4}$  m para un rango similar de velocidades de flujo. Dada la cantidad de variables en el proceso de medición que pueden influir en los resultados, como el tamaño de los flotadores, se considera que un valor de  $R^2$  cercano a 0,7 es más que aceptable y que el valor para G2 es excelente. En general se considera como aceptable valores superiores a  $\simeq 0,5$  ya que se estaría explicando, a lo menos, el 50 % del fenómeno estudiado.

## 6.2. Resultados de Descarga

A continuación se presentan los resultados de descarga para los *geysers* estudiados y se discute.

En los gráficos de las figuras 6.3 y 6.4 se muestran los resultados de descarga obtenidos para G1 y G2. Los resultados presentados en la figura 6.3 representan la descarga para G1 cada 25 minutos en un lapso de tiempo de 17 horas, entre las 21 horas del día 20 de octubre y las 14 horas del día siguiente. Para G2 se presenta la descarga en el tiempo cada 25 minutos en un lapso de 22 horas (figura 6.4), entre las 14.45 horas del día 21 de octubre de 2012 y las 12.45 del día 22 de octubre de 2012.

Ambos gráficos representan una estimación de la descarga de los *geysers* de la cuenca media en un lapso aproximadamente de un día y permiten observar variaciones de importancia, por ello también se escogió representar los datos cada 25 minutos en vez de cada 5 segundos de acuerdo a la frecuencia de mediciones del transductor.

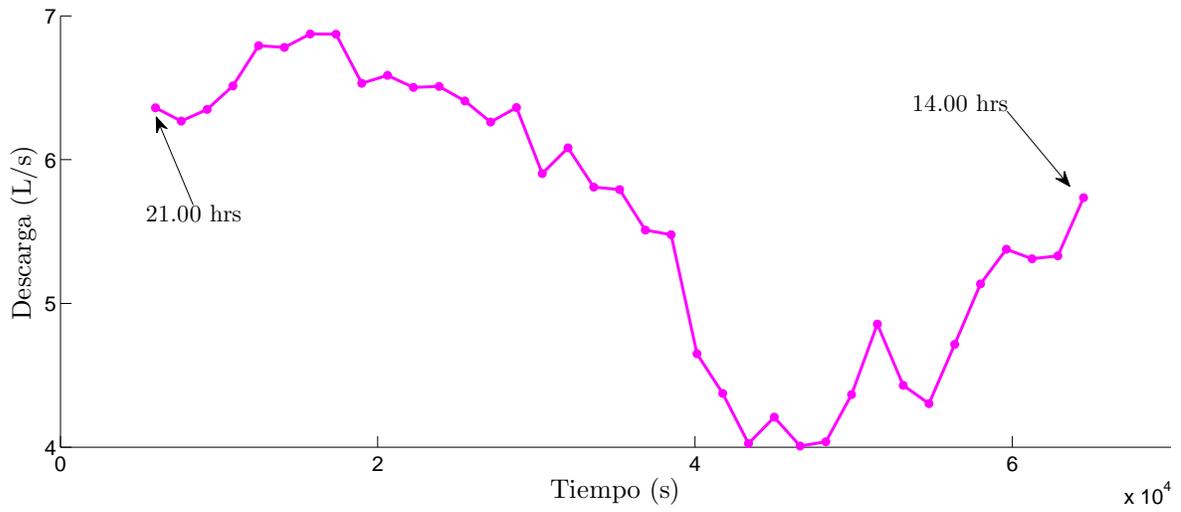


Figura 6.3: Gráfico de descarga-tiempo para G1.

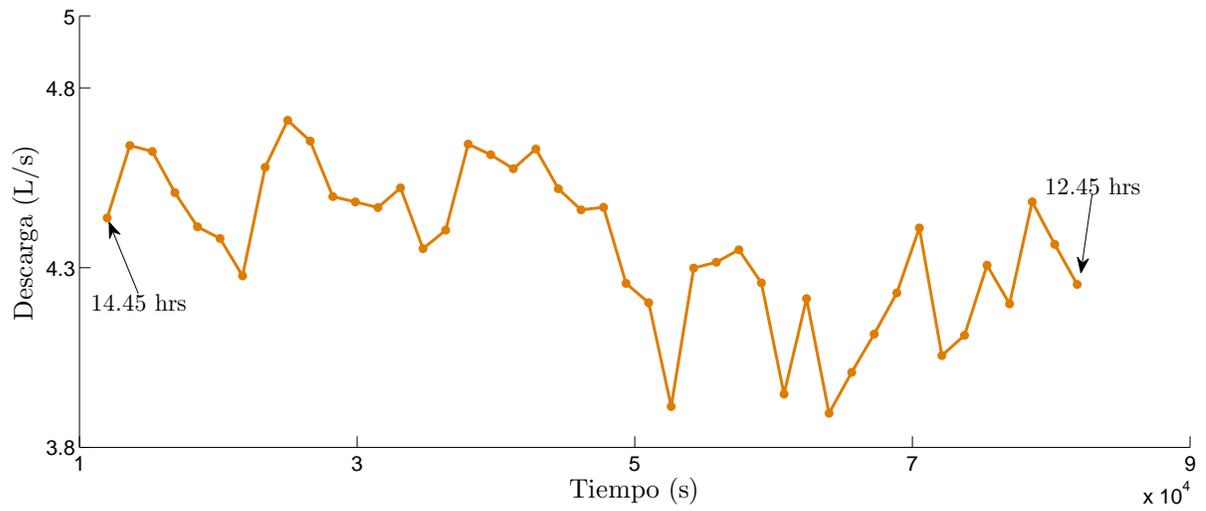


Figura 6.4: Gráfico de descarga-tiempo para G2.

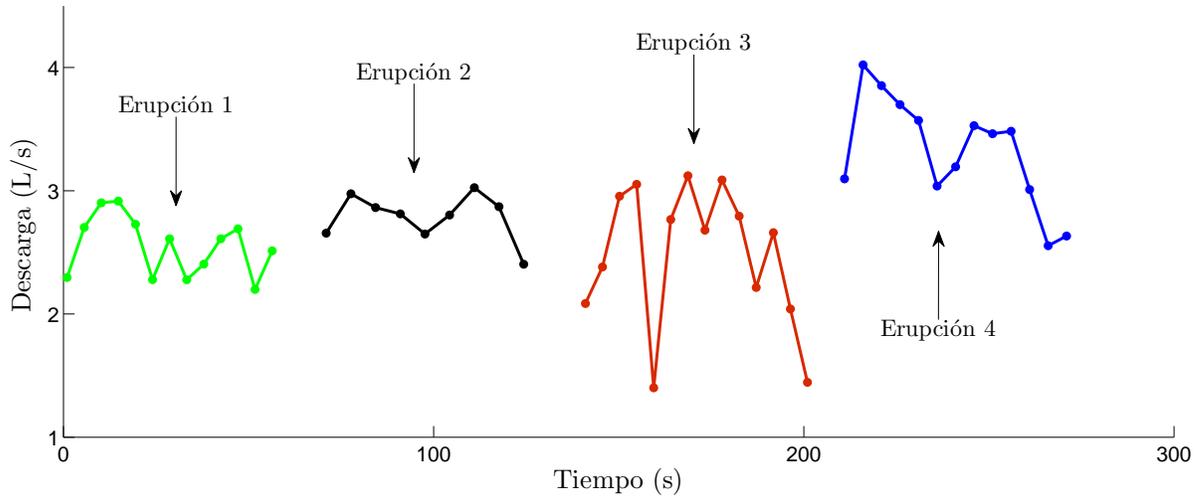


Figura 6.5: Gráfico de descarga-tiempo para G3.

En la figura 6.5 se presentan los resultados de descarga para G3. En el gráfico se observan cuatro curvas distintas, diferenciadas entre sí por colores, estas curvas representan la fase eruptiva de un ciclo completo de G3. Las erupciones presentadas son continuas, pero no seguidas, esto quiere decir, por ejemplo, que la curva correspondiente a la erupción 1 ocurrió primero que la erupción 2, pero entre ambos eventos ocurrió una erupción que no fue medida.

Como se explicó anteriormente las relaciones potenciales para G1 y G2 se realizaron de acuerdo a los cambios de nivel de caudal. Luego para los resultados de descarga obtenidos se utilizaron los datos absolutos de altura de caudal, sin embargo los datos proporcionados por el transductor presentan una leve diferencia con los datos tomados en terreno, esto se debe principalmente a dos factores (1) el lector de transductor se encuentra al medio del dispositivo y (2) las mediciones de altura del transductor son basadas tomando la presión que produce la columna de agua sobre lector. De esta manera el transductor sobre-estima la altura de nivel, entonces para poder realizar los cálculos finales se hizo una corrección tomando como base las mediciones hechas en campo.

La descarga en G3 se calculó tomando las medidas de velocidad de flujo a partir de los videos y tomando como las alturas de caudal de acuerdo a lo observado en los propios videos. El ancho de la canaleta usada se promedió en 12,5 cm, ya que en su parte más angosta medía 12,1 cm y en su sección más ancha 12,7 cm, pero las mediciones fueron realizadas a la mitad del largo de la canaleta, donde ésta media 12,5 cm de ancho, por ello se utilizó éste valor como promedio.

### 6.2.1. Discusión y Validez de los Resultados

En general los valores obtenidos para la descarga en El Tatio varían entre 0,001 y 0,007  $m^3/s$ , generando así una descarga estimada entre 0,002 y 0,06  $m^3$  durante un día solo para un *geyser* (ver tabla en litros 6.5). El primer aspecto a discutir entonces, se relaciona con la medición de velocidad usando flotadores, y la implicancia que tiene el asumir que la diferencia

entre la velocidad superficial y la velocidad media de la columna de agua es pequeña. Para ello se plantea el uso de distintas ecuaciones experimentales que se utilizan en hidráulica para estimar la descarga a partir del uso de una canaleta. Además se plantea el uso de la ecuación de Prandtl (Le Roux, 2005) para comparar las velocidades obtenidas a través del método, con la velocidad media teórica de la columna de agua a partir de la ecuación.

## Sobre los Resultados de Descarga

Al observar los gráficos de descarga - tiempo (figuras 6.3, 6.4 y 6.5) es posible extraer varias observaciones. Primero que todo, se observa una descarga para G1 y G2 que no presenta grandes cambios en sus valores, es decir muestra variaciones en un rango bien restringido, esto se relaciona con la característica eruptiva de los *geysers* G1 y G2, los cuales presentan una actividad continua y caótica en el tiempo con períodos de mayor o menor magnitud eruptiva. La cantidad total de descarga es menor en G3 que para los otros dos *geysers*, lo cual es esperable debido a la intermitencia de sus erupciones, sin embargo durante una sola erupción puede generar descargas de magnitud similares a G1 y G2.

El *geyser* G3 presenta patrones de descarga en el tiempo que difieren de una curva de descarga común para un *geyser* con ciclos eruptivos periódicos. En general se esperaría tener un patrón de descarga con los mínimos al inicio y final del ciclo y con el máximo en el intervalo de mayor erupción del ciclo, aunque no tendría porque situarse necesariamente a la mitad del ciclo (ver figura 6.6). En la figura 6.5 se puede observar que los mínimos, en general, se encuentran al principio y final de cada erupción, sin embargo durante el transcurso de ésta se alternan altos y bajos en la curva. Esto se debe principalmente al comportamiento de la erupción de G3 observado en los videos y en terreno, la erupción si bien es continua, esta compuesta por varios pulsos violentos de agua lo que genera altos en la descarga, inmediatamente después lo sigue un intervalo  $<1$  (s) en donde la cantidad de agua expulsada disminuye y se genera otro pulso. Se pueden distinguir entre 2 y 3 pulsos durante una erupción en G3. Cabe mencionar además que la medición de descarga en G3 se realizó fuera del conducto eruptivo lo que puede presentar un error asociado al intervalo de tiempo entre cuando la descarga es expulsada y cuando la medición es tomada. Esto genera incertidumbre en la validez de esta observación.

Los patrones de descarga en G1 y G2 difieren bastante entre si. Para G1 (figura 6.3) la curva de descarga es más constante en su tendencia, presentando primero un aumento continuo seguido de una disminución importante en la cantidad de descarga para finalizar con el inicio de otro ciclo de aumento de descarga. Aunque se necesitan más datos para asegurar la existencia de un ciclo, se propone que el *geyser* G1 presenta ciclos eruptivos de aproximadamente 8,3 horas compuesto por un máximo y un mínimo. Extrapolando es posible proponer un ciclo total inferido, compuesto por dos mínimos y un máximo, entre 17 -18 horas donde la fase de aumento en la actividad tomaría mayor parte del ciclo, entre 9 - 11 horas, y la fase restante correspondería a la disminución en la actividad eruptiva.

El gráfico para G2 muestra un mayor rango de datos debido que la calidad de los datos obtenidos del transductor fue mejor que para G1. Ayudado por esto se observa, al contrario de G1, una variación en su descarga mucho más frecuente (ver figura 6.4). La curva de

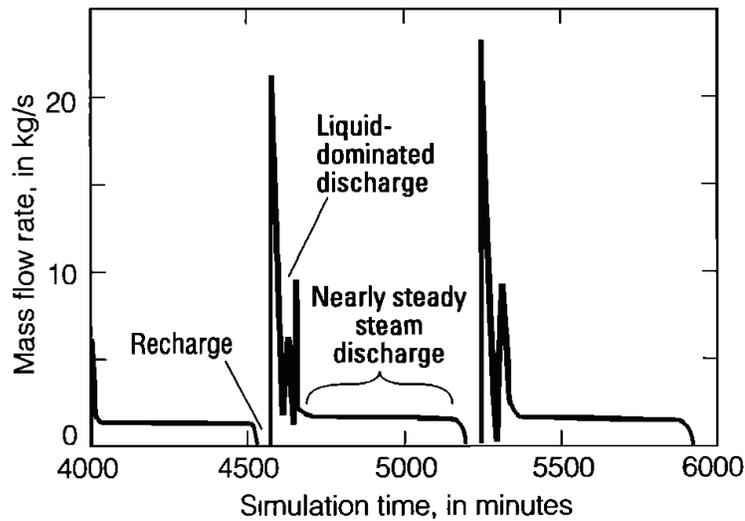


Figura 6.6: Descarga expresa en flujo de masa por segundo para una simulación de acuerdo al modelo de zona de fractura (Ingebritsen y Rojstaczer, 1996).

descarga presenta máximos y mínimos cada aproximadamente 2,8 horas. Además es posible observar dos fases en el comportamiento eruptivo, la primera de mayor intensidad eruptiva ocurre hasta los  $5 \times 10^4(s)$  y la segunda, de menor magnitud de descarga, ocurre a partir de ese tiempo. Se propone entonces que G2 presenta períodos eruptivos de mayor y menor intensidad entre 10 - 11 horas, y además estos períodos estarían compuestos por ciclos de mayor y menor magnitud relativa de 2 - 3 horas.

### Sobre la Validez de los Resultados

Fetter (2001) plantea que una forma correcta de medir descarga en canales pequeños se puede lograr a través del uso de una canaleta con dimensiones conocidas. Para una canaleta rectangular propone la ecuación de Francis para obtener una estimación de la descarga

$$Q = 1,84(w - 0,2H)H^{2/3} \times 10^3 \quad (6.3)$$

donde  $Q$  es la descarga en  $L/s$ ,  $w$  es el ancho del frente de la canaleta (ver figura 5.1) y  $H$  es la altura del flujo. En el caso de este estudio el largo del frente de la canaleta corresponde a 19,4 cm, y las alturas de caudal medidas en terreno corresponde a  $\sim 4,5$  cm para G1,  $\sim 3,5$  cm para G2 y 3 cm para G3.

Sin embargo, en este trabajo no es posible aplicar esta ecuación debido a que no toma en cuenta algunas variables respecto a la geometría de la canaleta que son importantes, ya que influyen en la velocidad de flujo y por lo tanto deben ser tomadas en cuenta para una medición precisa de descarga. Como resultado, al intentar ocupar esta fórmula, las estimaciones de descarga generaban valores exagerados que no tienen que ver con la realidad de la descarga en los *geysers* estudiados, dada las observaciones en terreno, las mediciones y las estimaciones teóricas y experimentales que se explican a continuación.

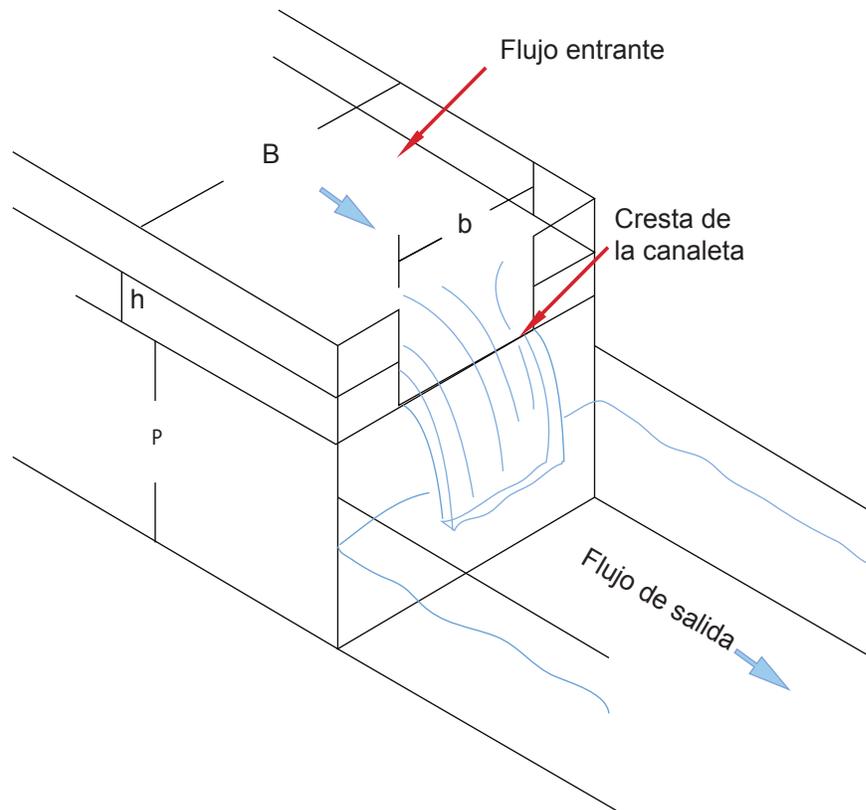


Figura 6.7: Esquema que muestra las variables en juego en la ecuación de Kinksvater y Carter (Ackers et al., 1978). La canaleta no presenta medidas proporcionales a la usada en este estudio.

Tabla 6.1: Constantes usadas para la ecuación de Kinksvater y Carter (Ackers et al., 1978).

$b/B$	$C_{KC}$	$a_{KC}$	$K_b$	Tipo de Canaleta
1	0.567	0.125	-0.0010	Ancho completo
0.9	0.564	0.107	0.0038	Parcialmente restringido
0.8	0.562	0.076	0.0042	
0.7	0.560	0.050	0.0040	
0.6	0.559	0.030	0.0035	
0.5	0.558	0.022	0.0030	
0.4	0.557	0.010	0.0027	
0.3	0.556	0.003	0.0025	Restringido
0.2 - 0	0.555	-0.003	0.0025	

Se considera entonces mejor usar la fórmula de Kinksvater y Carter (Ackers et al., 1978) para canaletas, la cual no solo toma en cuenta la abertura de la canaleta, su geometría y la altura de caudal, sino que también incluye en la ecuación un valor que representa la energía potencial generada al elevar la parte inicial del flujo, que en el caso de este estudio corresponde al grosor del fondo de la canaleta. La ecuación de Kinksvater y Carter para el sistema métrico se presenta como

$$Q = C_{KC} \left( 1 + a_{KC} \frac{h}{P} \right) (b + k_b) \sqrt{g} (h + 0,001)^{3/2} \times 10^3 \quad (6.4)$$

(válido solo para el sistema métrico)

donde  $C_{KC}$ ,  $a_{KC}$  y  $k_b$  son constantes,  $h$  es la altura del agua sobre la canaleta,  $P$  es la altura del fondo de la canaleta y  $b$  es el ancho de la cresta de la canaleta (ver figura 6.7) y es equivalente a la variable  $w$  de la fórmula de Francis (ver ecuación 6.3). Otra variable importante que es tomada de manera implícita en la ecuación es  $B$  que corresponde al ancho total de la canaleta. Las constantes se eligen de acuerdo a las relaciones geométricas de la canaleta, como se muestra en la tabla 6.1.

Le Roux (2005) plantea una serie de ecuaciones para encontrar la velocidad media en un perfil de una columna de agua. Las ecuaciones a utilizar dependen del número de Reynolds de la capa límite  $Re^*$ . Para esta memoria el número de Reynolds de capa límite obtenido a partir de las ecuaciones es menor a 5, de esta manera se utilizó la siguiente ecuación

$$U_y = U^* \left[ 2,5 \ln \left( \frac{\rho U^* y}{\mu} \right) + 5,3 \right] \quad (6.5)$$

donde

$$U^* = \sqrt{gdS}$$

en donde las variables corresponden a  $U_y$  que es la velocidad vertical,  $U^*$  es la velocidad de fricción,  $y$  es la distancia desde el fondo,  $\mu$  es la viscosidad dinámica del agua a 67 °C,  $g$  es la aceleración de gravedad,  $d$  es la profundidad del canal y  $S$  es la pendiente. Cabe mencionar que se utilizó la densidad y viscosidad dinámica a 67 °C para G1 y G2, y de 80 °C para G3, ya que ésta fue la temperatura que se midió en terreno y se considera un buen promedio en general.

La ecuación para el número de Reynolds de la capa límite es

$$Re^* = \frac{\rho k U^*}{\mu} \quad (6.6)$$

donde  $k$  es el coeficiente de rugosidad en cm. En la tabla 6.4 se pueden revisar las variables utilizadas en las ecuaciones, sus respectivas unidades y valores numéricos. Los valores para  $k$  deben ser inferiores a 0,008 cm para que los resultados tengan sentido. No existen mediciones de coeficiente de rugosidad en sinter sílica, sin embargo estos valores son aceptables ya que la superficie presenta poca rugosidad, nula vegetación y es plana. A modo de ejemplo, superficies como una marisma o un lecho seco de lago tienen valores de 0,001 y 0,003 cm respectivamente (Hansen, 1993), y el concreto una rugosidad de 0,01 cm (Liu, 2001).

Tabla 6.2: Resumen de los valores de descarga para G1 y G2 obtenidos a través de las mediciones, además se comparan con los resultados de las ecuaciones de Kinksvater - Carter y Prandtl.

Geysers	Descarga promedio (L/s)			Descarga Mínima - Máxima (L/s)			Velocidades de flujo promedio (m/s)	
	Mediciones	Fórmula de Kinksvater - Carter	Ecuación de Prandtl	Mediciones	Fórmula de Kinksvater - Carter	Ecuación de Prandtl	Mediciones	Ecuación de Prandtl
G1	6.25	5.13	6.08	4.04 - 7.98	5.11 - 5.16	6.06 - 6.10	0.64	0.62
G2	5.43	3.64	5.45	4.60 - 6.31	3.60 - 3.68	5.42 - 5.50	0.69	0.68

G1

Tabla 6.3: Resumen de los valores de descarga para G3 obtenidos a través de las mediciones, además se comparan con los resultados de las ecuaciones de Kinksvater - Carter, Prandtl y Manning.

Geysers	Descarga promedio (L/s)			Descarga Mínima - Máxima (L/s)		Velocidades de flujo promedio (m/s)		
	Mediciones	Fórmula de Kinksvater - Carter	Ecuación de Prandtl	Mediciones	Ecuación de Prandtl	Mediciones	Ecuación de Prandtl	Fórmula de Manning
G3	2.78	1.21	2.71	1.40 - 4.02	2.70 - 2.72	0.80	0.72	1.31

Tabla 6.4: Descripción de las variables y sus respectivos valores numéricos usados en las ecuaciones para estimar velocidad de flujo y descarga.

Variable	Descripción	Unidades	G1	G2	G3
d	Profundidad del flujo	cm	4,5	3,5	3
P	Altura del fondo de la canaleta	cm		2	-
w	Ancho de la canaleta	cm		19.4	12,5
Uy	Velocidad a profundidad y	cm/s		ver resultados	
y	0.37 d	cm	1,67	1,30	1,11
S	Pendiente	-	0,0015	0.0023	0,0035
g	Aceleración de gravedad	cm <sup>2</sup> /s		980	
$\rho$	Densidad (temperatura)	gr/cm <sup>3</sup>		0,98 (67 °C)	0,97 (80 °C)
$\mu$	Viscosidad dinámica (temperatura)	gr/(cm s)		0,042 (67 °C)	0,035 (80°C)
k	Coefficiente de rugosidad	cm	< 0,008	< 0,008	< 0,006

Finalmente, un resumen de los resultados numéricos se puede observar en las tablas 6.2, 6.3 y 6.5. Para los *geysers* G1 y G2 se utilizaron las fórmulas de Prandtl y de Kinksvater - Carter para encontrar una estimación de descarga y velocidad promedio para poder comparar con las mediciones. Para G3 en cambio, se aplicó además la ecuación de Manning para comparar las distintas velocidades de flujo obtenidas. En este caso fue posible aplicar Manning ya que el dispositivo usado como canaleta era más simple. En la tabla 6.5 se presentan las descargas, obtenidas a través de las mediciones, para un día y un año de actividad.

Las velocidades medias de flujo obtenidas a partir de la ecuación de Prandtl son menores en comparación con las obtenidas usando flotadores, lo cual era esperado antes de realizar el estudio (Le Roux, com. oral). Como se puede observar en la tabla 6.2, para G1 el valor de Prandtl es menor a la velocidad media de las mediciones, sin embargo cabe destacar que esta ecuación corresponde a una estimación y no es posible que explique todas las variables que influyen en los 12000 datos de descarga que componen la descarga de G1. Al observar los valores mínimos y máximos de descarga, la relación entre las ecuaciones y las mediciones es más clara, y se puede interpretar que el método tiende a sobre-estimar la descarga de los canales. En general, el método estaría sobre-estimando entre un 7-40 % la descarga, donde las mayores diferencias entre valores se dieron en G3.

Para G3, los valores de velocidad medidos fueron mayores que para G1 y G2, sin embargo las alturas de caudal obtenidas fueron menores, lo que a simple vista genera una contradicción y es la causa de la diferencia entre la descarga medida y la estimada. Se propone que esta contradicción tiene su origen en la característica explosiva de las erupciones de G3, de este modo la descarga al llegar al punto donde es medida viene con una velocidad mayor que en G1 y G2 que no tiene relación con la pendiente ni con la geometría del dispositivo de medición, sino que estaría relacionada con la energía cinética propia de la erupción.

Aunque la tendencia en G1 es a tener descargas menores que las previstas por la ecuación de Prandtl, para G2 y G3, la tendencia a sobre estimar es más directa. Cabe destacar que al comparar las ecuaciones de Kinksvater - Carter y Prandtl se puede inferir que la primera tiende a sub-estimar la descarga, por ello se recomienda realizar diversas estimaciones de

Tabla 6.5: Descarga para los *geysers* en un día y un año de actividad.

Geysers	Descarga Total en un día medida (L)	Descarga Total en un año medida (L)
G1	$54.00 \times 10^4$	$19.71 \times 10^7$
G2	$47.00 \times 10^4$	$17.12 \times 10^7$
G3	$1.47 \times 10^4$	$53.62 \times 10^6$

descarga con distintos métodos para disminuir el error.

Es importante mencionar que aunque el error en algunos casos puede llegar a ser de un 25 % al comparar con las estimaciones, sigue siendo menor al error asociado al método, el cual se compone de las variables que no pueden ser controladas completamente en terreno y de asunciones hechas en la metodología, tales como:

- Velocidad del viento.
- Paso del flujo completo por la canaleta.
- Pendiente difícil de medir tanto de forma directa como indirecta.
- Asumir flujo laminar, aún cuando es posible observar pequeñas turbulencias en los flujos.
- Movimientos del transductor por causa del flujo que puedan causar ruido y perturbaciones en las mediciones.

Para finalizar esta sección es necesario realizar una última revisión al método para poder validarlo y recomendar su aplicación a futuras mediciones. Como ya ha sido mencionado, el método en general tiende a sobre-estimar la descarga al asumir la diferencia entre la velocidad de flujo superficial y la velocidad de flujo media como muy pequeña. Sin embargo las variaciones de descarga a partir de las variaciones de velocidad y su relación con la altura de caudal se consideran precisas y puede entregar información importante sobre el comportamiento de los ciclos eruptivos de los *geysers*. Para poder tener control de la calidad de las mediciones se recomienda utilizar diversas estimaciones, sobre todo las ecuaciones planteadas anteriormente con el fin de mantener el error en la estimación menor al 10 %.

### 6.3. Mediciones de Temperatura de la Descarga

A continuación se presenta en las figuras 6.8 y 6.9 los resultados de temperatura, tomados en los canales de descarga, por el transductor. Estos gráficos tienen como finalidad el poder establecer una relación entre la variación de descarga y su correspondiente cambio en temperatura. Al igual que en los gráficos de descarga - tiempo, las curvas de temperatura - tiempo presentan datos cada 25 minutos, en un lapso de tiempo de 17 horas para G1 y de 22 horas

para G2. Cada punto en la curva representa la temperatura correspondiente a la descarga, de esta manera por ejemplo, el primer punto de la figura 6.8 corresponde a las 21 horas del día 20 de octubre.

La temperatura en G2 es mayor por aproximadamente 2 °C que en G1, aún cuando el transductor fue colocado a una distancia, desde la fuente eruptiva, similar en ambos *geysers*. Los patrones en ambas curvas no se relacionan con lo inferido anteriormente para la descarga. El aspecto más relevante que se puede extraer de los gráficos es el hecho de que no existe relación alguna entre descarga y temperatura en el canal. Si se comparan las figuras 6.3 y 6.4, con los gráficos de 6.8 y 6.9 se observa que descargas mayores no necesariamente presentan temperaturas altas y viceversa. Por lo tanto se interpreta que no es posible relacionar descarga con temperatura en flujo.

## 6.4. Observaciones In Situ

A continuación se presentan las observaciones realizadas al comportamiento, morfología y características de los *geysers* estudiados. Estas observaciones incluyen aquellas hechas en videos al interior y exterior de los *geysers*, como también observaciones hechas en terreno. Además se incluye su correspondiente interpretación y relación con el comportamiento de la descarga de los fenómenos termales.

### 6.4.1. *Geyser G1*

G1 corresponde a un *geyser* tipo fuente termal que se compone de dos focos eruptivos al observarlo por el exterior. Estos focos eruptivos, F1 y F2, se diferencian entre sí debido a la altura que alcanzan las burbujas eyectadas por el *geyser*, donde F1 presenta una actividad más intensa, frecuente y de mayor magnitud que F2. Al observar estos focos eruptivos en el interior del pozo termal se puede notar que están tapados por bloques de *sinter-silica* y que producen erupciones de manera constante, las cuales se componen principalmente por una fase burbujeante (ver figura 6.11), la fase líquida es muy difícil de observar. Entonces el aumento en la intensidad eruptiva se manifiesta principalmente por un incremento en la cantidad de burbujas. Cabe mencionar además que alrededor de los focos principales existen al menos dos focos que producen erupciones pequeñas y constantes de burbujas.

F1 y F2 producen erupciones donde F1 alcanza las mayores alturas, entre 1 y 1.2 m, F2 no logra levantar erupciones mayores a un par de decenas de centímetros (ver figura 6.10). El comportamiento es caótico y no presenta una periodicidad marcada en corto plazo lo que condice de buena manera con la extensión de los ciclos eruptivos propuesta anteriormente.

La morfología observada al interior del *geyser* corresponde a depósitos de *sinter-silica* estratificados, junto con bloques de *sinter* distribuidos de forma caótica en el fondo (figura 6.11), cabe destacar que el *geyser* presenta dos piscinas termales separadas por un puente de *sinter-silica*, ambos focos eruptivos se encuentran solo en una de éstas y la descarga se produce por la otra poza termal (figura 6.10).

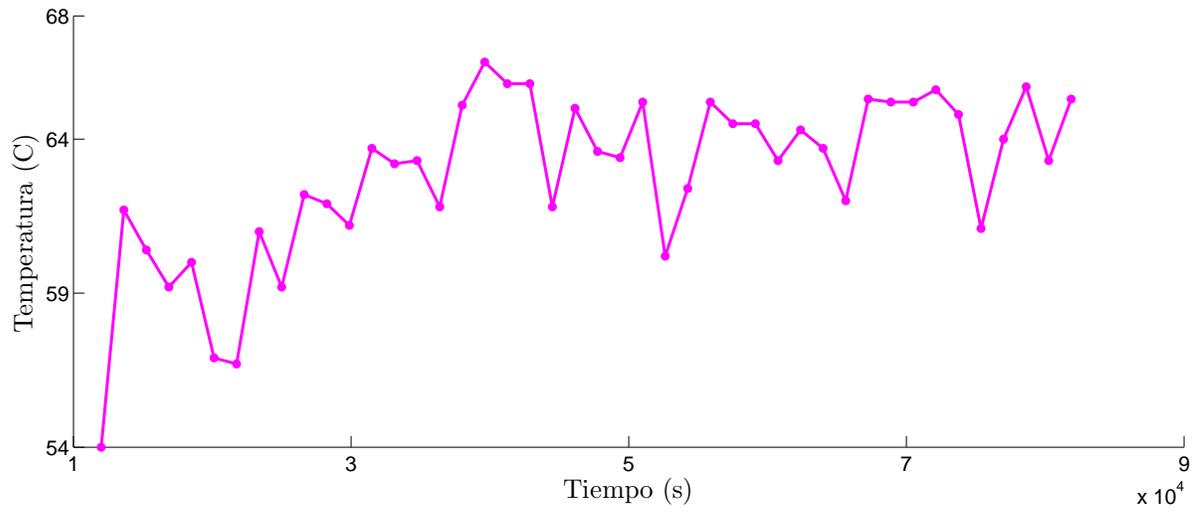


Figura 6.8: Gráfico de temperatura - tiempo para G1.

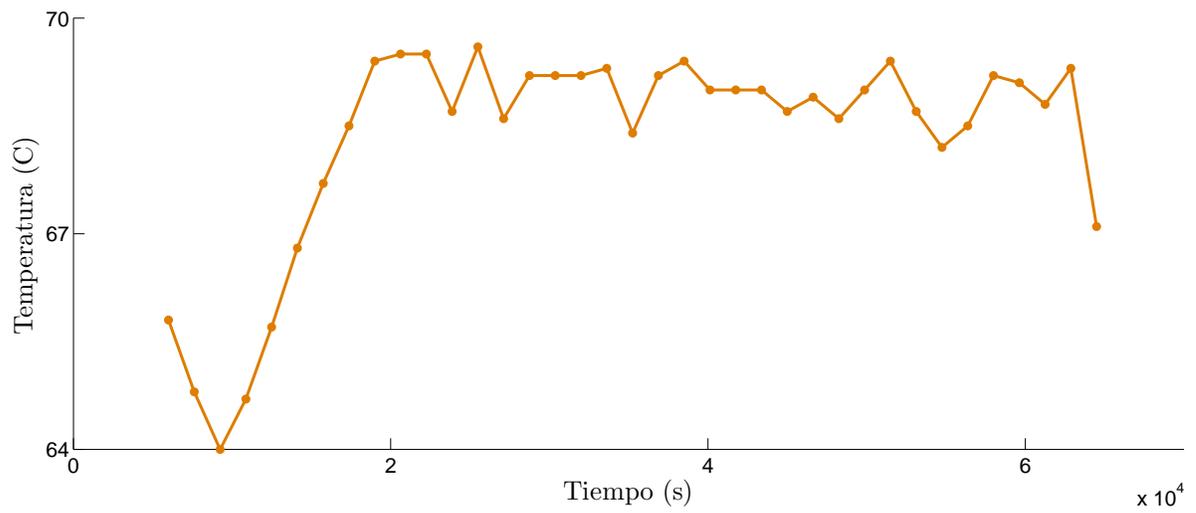


Figura 6.9: Gráfico de temperatura - tiempo para G2.



Figura 6.10: Fotografía que muestra las principales características externas de G1.



Figura 6.11: Fotografía que muestra el interior de la piscina termal de G1. Es posible observar los focos principales de erupción y la morfología estratificada del depósito de *sinter-silica* que conforma su cráter.

#### 6.4.2. *Geyser G2*

El *geyser* G2 presenta tres focos eruptivos que se distribuyen de la siguiente manera: F1 se dispone al sur de F2 y F3, y se encuentra en su propia fuente termal, la cual se conecta por un canal de descarga a la fuente en donde están ubicados F2 y F3, los cuales se encuentran adyacentes (ver figura 6.12).

F1 presenta una actividad eruptiva continua y constante, descargando una cantidad similar de agua durante el tiempo en que se estuvo observando, la altura de las erupciones alcanzan 50 cm. F3 en cambio presenta erupciones pequeñas, continuas y con intervalos de mayor magnitud pero bastante espaciados en el tiempo, en general es posible observar a F3 generar un burbujeo constante debajo de la superficie de agua. F2 corresponde al foco eruptivo más interesante de este *geyser*, ya que presenta una actividad discreta caracterizadas por intervalos

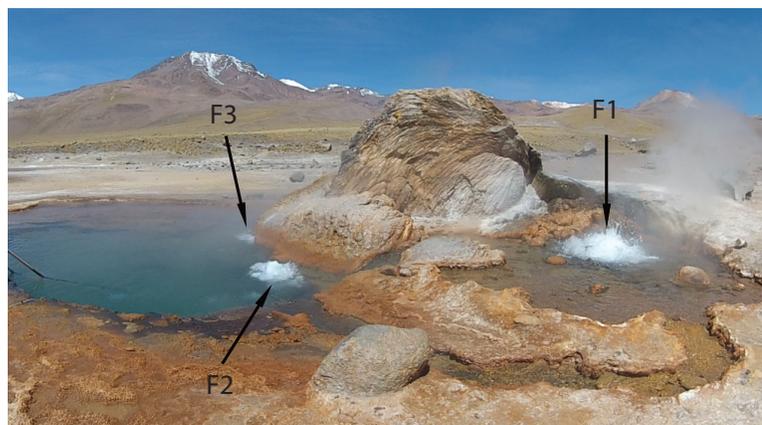


Figura 6.12: Fotografía que muestra las principales características externas de G2, principalmente sus 3 focos eruptivos.

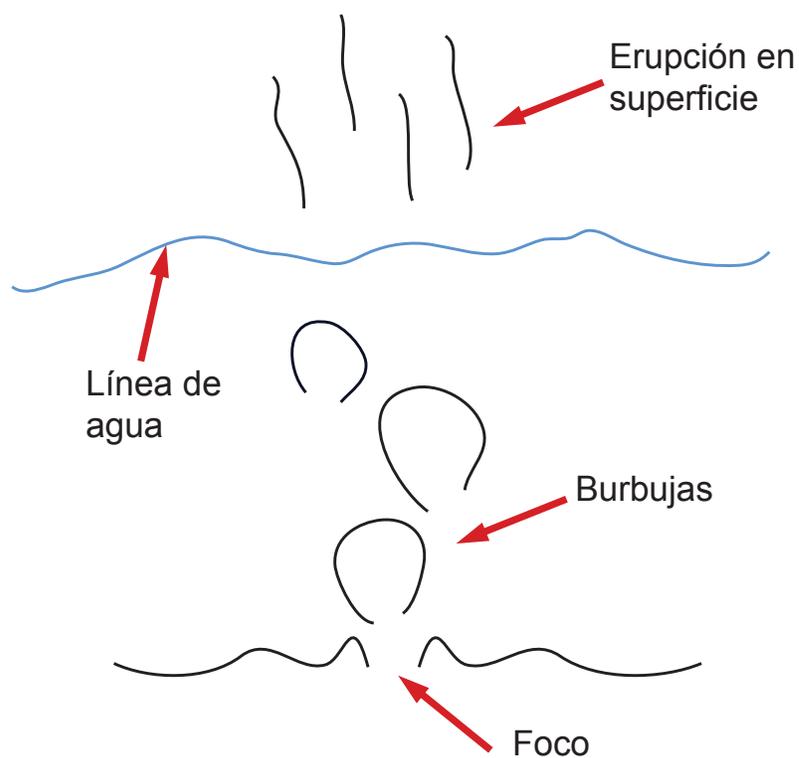


Figura 6.13: Perfil esquemático para el foco F2 del *geyser* G2. Se muestra el mecanismo de las erupciones de mayor magnitud.

de erupción de una magnitud importante, alcanzado alturas de entre 1 - 1,5 m, generando así las mayores magnitudes eruptivas de G2, e intervalos de escasa actividad, evidenciado por un burbujeo similar al de F3.

Al observar las video-grabaciones de F2 se determinó que las erupciones ocurren por la liberación violenta de cúmulos de burbujas (ver figura 6.13) los cuales explotan en superficie. Esto genera el carácter más violento de las erupciones de F2. Estas erupciones violentas

suelen ocurrir, de acuerdo al tiempo observado, cada 10 o 20 (s) y algunas veces vienen acompañadas por un aumento en la actividad de F3, sin embargo no siempre son de una magnitud que pueda ser observable en una medición de descarga.

Se interpreta que F3 al presentar la actividad de mayor magnitud y frecuencia, debería controlar la variaciones más abruptas y frecuentes en la descarga de G2, teniendo un dominio sobre ésta mayor, relativamente a F1 y F3, esto dado que F1 presenta erupciones constantes en el tiempo y F3 genera actividad de poca magnitud. Entonces se propone que la variación en los gráficos de descarga de G2 tienen como control la periodicidad de F1 y F2. De esta manera los ciclos propuestos para G2 tendrían un ciclo de mayor amplitud de entre 10 y 11 horas controlado por F1 y un ciclo de mayor frecuencia de entre 2 y 3 horas controlado por F2.

### 6.4.3. *Geyser G3*

Las erupciones de G3 duran aproximadamente 50 segundos y son discretas en el tiempo con un intervalo de 2 minutos. Al observar una grabación hecha en cámara lenta, se determinó que durante los 50 segundos G3 presenta variaciones en su descarga, esto se puede deber a que la erupción se produce por pulsos de agua distintos y los intervalos de menor descarga corresponderían a la diferencia entre uno y otro pulso, esto desde luego, se vería reflejado en la curva de descarga indirecta generada en este estudio (figura 6.5). Cabe mencionar que la existencia de estos pulsos no se evidenció al observar las grabaciones dentro del conducto eruptivo, debido a la cercanía de la cámara con la descarga.

Se determinó además, a través de grabaciones in situ dentro del conducto eruptivo, que las erupciones constan de dos fases principalmente,

1. Fase vapor dominante: dura aproximadamente 15 segundos y corresponde al inicio de la erupción. Se observa un dominio del cociente burbuja/líquido.
2. Fase líquido dominante: sigue a la fase vapor dominante, y el factor que controla la erupción es la expulsión de agua. Esta fase domina hasta el final de la erupción.

Otra observación importante a través de este método, es que al ingresar la cámara al conducto es posible observar la línea de agua muy cercana a la superficie, menor a 30 cm de distancia, la cual segundos antes de una erupción sube de manera no explosiva hasta alcanzar casi el nivel de la superficie. Esto implica que la explosividad de la erupción se genera muy cercana a la superficie y debe estar relacionada al "flashing" de la fase vapor (burbujas) debido a la diferencia de presión.

# Capítulo 7

## Implicancias para la Modelación y Conclusiones

En el capítulo final de esta memoria se analizan las implicancias basadas en las discusiones sobre los resultados obtenidos para la modelación de los *geysers* en El Tatio. Posteriormente se resume y concluye sobre la aplicación de las metodologías en este estudio y en futuras investigación. Finalmente, se presentan las conclusiones más importantes las cuales incluyen los mayores hallazgos y contribuciones, así como también el trabajo a seguir en el futuro y las líneas de investigación.

### 7.1. Implicancias para la Modelación

Primero, para G1 y G2 es interesante ver la relación entre lo observado y las mediciones de descarga. Como se discutió en el capítulo anterior, es posible estimar una periodicidad para los ciclos eruptivos dentro de ciertos rangos de descarga. Esto implica que la descarga nunca llega a 0 y se mantiene relativamente estable en el tiempo. El largo del ciclo eruptivo es proporcional a la cantidad de agua descargada ([Ingebritsen y Rojstaczer, 1993, 1996](#)), lo cual se comprueba en este estudio, ya que G1, G2 y G3 presentan de mayor a menor respectivamente, los mayores ciclos eruptivos y las mayores descargas totales.

La relación variación de temperatura y descarga, y por lo tanto con el largo de los ciclos eruptivos no presenta patrones claros. Se puede concluir que no hay injerencia de la temperatura de la descarga en la variación de los ciclos eruptivos, esto se condice muy bien con las conclusiones de [Ingebritsen y Rojstaczer \(1996\)](#), quienes mostraron que los ciclos de los *geysers* se mantienen inalterables a medida que cambia la temperatura (ver figura 2.10).

Los *geysers* G1 y G2 producen erupciones donde la fase vapor es importante, de acuerdo a lo observado en los videos in situ. Además, los conductos eruptivos no son claros, teniendo varios focos en cada piscina termal lo que implicaría que cada foco corresponde a una fractura que actuaría como paso final de las erupciones. Por otro lado, de acuerdo a la geología de la zona es posible asociar estos *geysers* con una alineación NS con una falla subsidiaria del

Sistema de Falla de Tucle. Aunque las conclusiones no son completas, debido a que están basadas solo en mediciones de descarga, temperatura y observaciones in situ, se postula que la mecánica de los *geysers* G1 y G2 estaría controlada por esta zona de fractura generada por las fallas subsidiarias. Entonces, el principal control en las erupciones de los *geysers* de la cuenca media sería la porosidad y geometría de la zona de fractura.

G3 presenta un comportamiento donde los primeros 15 segundos de erupción están dominados por una fase vapor y los siguientes 35 segundos están dominados por una fase líquida. La primera parte de la erupción es más explosiva debido a la cantidad de burbujas en líquido, luego la segunda parte es menos explosiva debido a que la mayoría de las burbujas ya escaparon. Glennon y Pfaff (2003) observaron también que G3 presenta mayor intensidad en sus primeros 10 segundos de erupción. Dada sus características G3 consiste en un buen análogo para erupciones volcánicas violentas donde la nucleación de burbujas juega un rol fundamental.

## 7.2. Conclusiones sobre las Metodologías

En este trabajo de título se aplicó una metodología para medir descarga en *geysers* por primera vez en los *geysers* de El Tatio. Como tal presenta un error asociado inherente a un método aplicado por primera vez en un ambiente natural, donde son muchos los factores que influyen y pueden contribuir a disminuir la precisión de los resultados.

Los resultados a partir de las mediciones y metodologías usadas sobre-estimaron la descarga con respecto a los valores obtenidos de las fórmulas experimentales en alrededor de un 10 % en el mejor de los casos. En G3 esta diferencia fue mayor y llegó a casi el 40 % debido a la mayor velocidad de flujo superficial en este *geyser* debido a su característica explosiva. En general las velocidades obtenidas son mayores que aquellas predichas por las ecuaciones, y cabe señalar que mientras menor altura tengan los canales, la diferencia entre velocidades medidas y estimadas es mayor. Se recomienda en próximos estudios realizar más mediciones de descarga con la finalidad de calibrar mejor el método con las estimaciones teóricas. Además se recomienda usar nuevas tecnologías de aplicaciones para teléfonos inteligentes que logran medir la pendiente de los canales de forma muy precisa (Le Roux, com. oral).

El método resulta ser una muy buena forma de medir variaciones en la descarga con la finalidad de obtener cambios en los ciclos eruptivos de los *geysers*, cuando estos presentan una descarga continua y caótica en el tiempo al ser observado solo a través del ojo humano, como G1 y G2. Para *geysers* con una periodicidad marcada como es el caso de G3, el método no es tan efectivo y es recomendable entonces generar una metodología en donde se mida la descarga de forma directa, por ejemplo se propone medir la velocidad de las partículas de agua al ser eyectadas del conducto eruptivo, esto junto a mediciones de descarga indirecta con canaleta puede dar una buena estimación de la descarga por segundo desde el conducto eruptivo.

Finalmente se insta a usar este tipo de mediciones en ambientes geológicos donde la descarga se produzca a través de canales definidos, y estos sean muy pequeños o de caudal

muy pequeño para obtener mediciones directa. Así también se recomienda contrastar siempre los resultados con fórmulas experimentales, como es el caso de las ecuaciones de Manning [Fetter \(2001\)](#), Kinksvater - Carter ([Ackers et al., 1978](#)) y Prandtl ([Le Roux, 2005](#)).

### 7.3. Conclusiones Finales

La nucleación de burbujas juega un rol fundamental en las erupciones de los *geysers* estudiados, esto se evidencia en la característica explosiva de G2, en las erupciones constantes de G1 y G2, y los aumentos de actividad eruptiva en G2, los cuales se producen por la nucleación de burbujas muy grandes, las cuales al alcanzar el contacto con la superficie explotan debido a la diferencia de presión. Cabe destacar que G3 corresponde a un buen análogo para volcanismo de tipo explosivo.

Los *geysers* en la Cuenca Media tienen característica que permite inferir que su mecánica estaría controlada por una zona de fractura asociada a fallas subsidiarias del Sistema de Falla de Tucle. El control principal entonces, de acuerdo a [Ingebritsen y Rojstaczer \(1996\)](#), estaría dado por la porosidad de la zona de falla, y secundariamente por la geometría, área y profundidad del conducto.

El *geyser* G3 presenta erupciones violentas con una fase inicial dominada por burbujas y una fase final dominada por la expulsión de agua. Se propone estudiar en este *geyser* el rol que tienen las burbujas en la periodicidad de los ciclos y en la explosividad de las erupciones. Además, este *geyser* presentó las mayores diferencias entre las velocidad superficiales medidas y sus consiguientes descargas con las estimaciones a partir de las ecuaciones de Kinksvater - Carter y Prandtl, esto se debe a la velocidad inherente que trae la descarga al ser expulsada de manera violenta del conducto, para obtener mediciones más precisas se recomienda medir la velocidad de las partículas eyectadas como se mencionó anteriormente.

Cabe destacar que esta memoria constituye el primer acercamiento al estudio del comportamiento de los *geysers* en Chile desde un punto de vista geológico e hidráulico. Los resultados aquí obtenidos permiten hacerse una idea de como hacen erupción tres *geysers* en El Tatio, sin embargo según [Glennon y Pfaff \(2003\)](#) existen más de 80 *geysers* activos en El Tatio, por lo tanto este estudio abarca solo el 4% del espectro total.

Se propone que los estudios sobre el comportamiento de estos fenómenos termales continúe en Chile y se haga cada vez más común. Debido al crecimiento paulatino de la industria geotérmica urge el aumentar el conocimiento sobre los *geysers* y como se pueden preservar para el futuro, como se ha mencionado anteriormente, son fenómenos con condiciones de estabilidad frágiles y de corta vida, y en general la industria de la energía geotérmica tiende a disminuir el número de *geysers* en el mundo.

Finalmente, sobre los lineamientos de investigación sobre *geysers*, cabe mencionar que el estudio de estos fenómenos debe ser multi-disciplinario y abarcarse desde el punto de vista geográfico, geológico, hidráulico y geofísico. En esta memoria se hizo el esfuerzo de concluir aspectos importantes sobre los *geysers* en El Tatio sin tener el espectro completo

de información. Por lo tanto, se insta a realizar investigaciones completas en El Tatio que permitan no solo estudiar todas las variables del comportamiento de los *geysers* si no también como cambian los ciclos eruptivos en el largo plazo y su relación con estímulos externos, como el clima, los terremotos y las mareas terrestres.

# Referencias

- Ackers, P., White, W. R., Perkins, J. A., Harrison, A.J.M. 1978. Weirs and flumes for flow measurement. Chichester, John Wiley and Sons ltd. 348 p.
- Aguilera, F. 2008. Origen y naturaleza de los fluidos en los sistemas volcánicos, geotermales y termales de baja entalpía de la Zona Volcánica Central (ZVC) entre los 17°43'S y 25°10'S. Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias mención Geología. Antofagasta, Universidad Católica del Norte. 393 p.
- Allen, E.T., Day, A.L. 1935. Hot springs of the Yellowstone National Park. Washington D.C, Carnegie Institution of Washington, publication 466. 525 p.
- Alvarez, R. 1992. Estudio mineralógico - geoquímico y de alteración, Campo Geotérmico El Tatio, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Concepción, Universidad de Concepción, 114 p.
- Barth, T.F.W. 1950. Volcanic Geology: Hot springs and geysers of Iceland. Washington D.C, Carnegie Institution of Washington, publication 587, 174 p.
- Belousov, A., Belousova, M., Nechayev, A. 2013. Video observations inside conduits of erupting geysers in Kamchatka, Russia, and their geological framework: Implications for the geyser mechanism. *Geology* 41(3): 387-390.
- Benseman, R. F. 1965. The components of a geyser. *New Zealand Journal of Science* 8: 24-44.
- Bryan, S. 2005. Geysers: What they are and how they work. 2nd ed. Missoula, Mountain Press. 69 p.
- Bunsen, R. 1848. On the intimate connection existing between the pseudo-volcanic phenomena of Iceland. *In*: Graham, T., *Chemical Reports and Memoirs*. London, Cavendish Memoirs. pp. 323-370.
- Cortecci, G., Boschetti, T., Mussi, M., Herrera, C., Mucchino, C., Barbieri, M. 2005. New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochemical Journal*. 39(6): 547-571.
- Craig, H. 1963. The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *In*: Tongiori, E, *Spolette Conference on nuclear geology on geothermal areas Congress*. Roma, Consiglio Nazionale delle Recerche. 17p.

- Deakin, R.E. 2004. Stream discharge measurement (stream gauging). Geospatial Science. RMIT. Unpublished.
- Descloizeaux, A. 1847. Physical and geological observations on the principal geysers of Iceland. Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science. 30(3): 391-409.
- Fenner, C.N. 1936. Bore-hole investigations in Yellowstone Park. The Journal of Geology. 44(2): 225-315.
- Fetter, C.W. 2001. Applied Hydrogeology. 4th ed. New Jersey, Prentice Hall. 598 p.
- Fischer, W.A. 1960. Yellowstone's living geology. Yellowstone Nature Notes. 33: 62 p.
- Fix, P.F. 1939. Nomenclature of geyser eruptions. The Journal of Geology. 47(1): 99-104.
- Fournier, R.O., Rowe, J.J. 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells. American Journal of Science. 264(9): 685-697.
- Giggenbach, W. 1978. The isotope composition of waters from the El Tatio geothermal field, northern Chile. Geochimica et Cosmochimica. Acta 42: 979-988.
- Giggenbach, W., Stewart, M. 1982. Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. Geothermics. 11(2): 71-80.
- Glennon, J.A., Pfaff, R.M., 2003. The Extraordinary Thermal Activity of El Tatio Geyser Field, Antofagasta Region, Chile. GOSA Transactions. VIII: 31-78.
- Graton, L.C., Birch, F., Kennedy, G.C. 1949. Temperatures of geysers in Iceland and Yellowstone Park. In: 30th Annual Meeting of AGU. Washington D.C, American Geophysical Union.
- Hague, A. 1904. The Yellowstone National Park. New York, Charles Scribner's Sons. 35: 513-527.
- Hansen, F. 1993. Surface roughness lengths. Maryland, Army Research Laboratory. 51p.
- Haynes, J.E. 1966. Haynes Guide: Handbook of Yellowstone National Park. Bozeman, Hayne Studios. 64: 192 p.
- Hersch, R. W. 1995. Streamflow measurement. 2nd ed. London, Chapman and Hall. 524 p.
- Huber, C., 2006. Theory of the geyser process from G.S. Steinberg, for EPS 200. Berkeley, University of California. Unpublished. 8p.
- Huenges, E., Ledru, P. 2009. Geothermal energy systems: exploration, development and utilization. Wiley-VCH. 487 p.
- Hurwitz, S., Kumar, A., Taylor, R., Heasler H. 2008. Climate-induced variations of geyser

- periodicity in Yellowstone National Park, USA. *Geology*. 36(6): 451-454.
- Husen, S., Taylor, R., Smith, R.B., 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(6): 537-540.
- Hutchinson, R.A., 1985. Hydrothermal changes in the upper Geysir Basin, Yellowstone National Park, after the 1983 Borah Peak, Idaho, earthquake, in R.S. Stein, and R.C. Bucknam, etc., USGS Open File Report 85-0290A, 612-624.
- Hutchinson, R.A., Westphal, J.A., Kieffer S.W. 1997. In situ observations of old faithful geyser. *Geology*. 25(10): 875-878.
- Ingebritsen, S.E., Rojstaczer S.A. 1993. Controls on geyser periodicity. *Science*. 262(5135): 889-92.
- Ingebritsen, S.E., Rojstaczer S.A. 1996. Geyser periodicity and the response of geysers to deformation. *Journal of Geophysical Research* 101(B10): 21.891-21.905.
- Jones, B., Robin W.R., Bernhart R. 2011. Life cycle of a geyser discharge apron: Evidence from Waikite Geyser, Whakarewarewa Geothermal Area, North Island, New Zealand. *Sedimentary Geology*. 236(1-2): 77-94.
- Karlstrom, L., Hurwitz, S., Sohn, R., Vandemeulebrouck, J., Murphy, F., Rudolph, M.L., Johnston, M.J.S., Manga, M., McCleskey, R.B. 2013. Eruptions at Lone Star Geyser, Yellowstone National Park, USA, Part 1: Energetics and eruption dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 118(8): 4048-4063.
- Keefer, W.R. 1972. The geologic story of Yellowstone National Park, U.S. Geological Survey Bulletin. 1347: 92 p.
- Kieffer, S.W. 1989. Geologic nozzles. *Reviews of Geophysics*. 27(1): 3-38.
- Lahsen, A. 1969. Geología del área comprendida entre El Tatio y los Cerros de Ayquina. Corporación del Fomento y la Producción (CORFO), 75 p.
- Lahsen, A. 1976a. La actividad geotermal y sus relaciones con la tectónica y el volcanismo en el norte de Chile. En: I Congreso Geológico Chileno, Actas: B105-B127. Santiago, Universidad de Chile. 24 p.
- Lahsen, A. 2012. GL5004: Principios de Geotermia [Diapositivas]. Santiago, Universidad de Chile.
- Langford, N. P. 1871. The wonders of Yellowstone. New York, Charles Scribner's Sons. 2: 1-17.
- Le Roux, J.P. 2005. Grains in motion: A review. *Sedimentary Geology*. 178(3-4): 285-313.
- Liu, Z. 2001. Sediment transport. 3th ed. Aalborg, Aalborg Universitet, Laboratoriet for

- Hydraulik og Havnebygning. 75p.
- Lu, X., Watson, A., Gorin, A.V., 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.
- Mackenzie, G. S. 1842. *Travels in Iceland*. Reviewed ed. Edinburgh, Chambers. 88 p.
- Marinovic, N., Lahsen, A. 1984. Hoja Calama: Región de Antofagasta. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería. Esc. 1:250.000. Color. 58: 140 p.
- Marler, G. D. 1964a. Studies of geysers and hot springs along the Firehole River, Yellowstone National Park, Wyoming. Wyoming, Yellowstone Library and Museum Association, Yellowstone National Park. 49 p.
- MATLAB R2011a., 2011. The MathWorks Inc., Natick, MA.
- Munby, A. E. 1902. A model geyser, *Nature*, 65(1681): 247.
- Muñoz, C. 2012. Workshop on geysers. Santiago, Chilean Seminar: University of Chile. Unpublished.
- Naboko, S.V. 1954. Geyser of Kamchatka. *Laboratoy of Volcanology*. 8. En ruso.
- Nekhoroshev, A.S. 1959. On problem geyser mechanism. *Doklady Academy of Science, U.S.S.R.* 127(5). En ruso.
- Nicholls, H. R., Rinehart, J.S. 1967. Geophysical study of geyser action in Yellowstone National Park. *Journal of Geophysical Research*. 72(18): 4651-4663.
- 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(2): 342-350.
- Rinehart, J.S. 1972b. Reply. *Journal of Geophysical Research*. 77(30): 5830-5831.
- Rinehart, J.S. 1974. Geysers. *Eos, Transaction, AGU*. 55: 1052-1062.
- Rinehart, J. S., Murphy, A. 1969. Observations on pre- and post-earthquake performance of Old Faithful geyser, *Journal of Geophysical Research*. 74(2): 574-575.
- Rojstaczer, S., Galloway, D.L., Ingebritsen, S.E., Rubin, D.M. 2003. Variability in geyser eruptive timing and its causes: Yellowstone National Park. *Geophysical Research Letters*. 30(18): 1953.
- Rudolph, M., Manga, M., Hurwitz, S., Johnston, M., Wang, C.-Y. 2012. Mechanics of Old Faithful Geyser, Calistoga, California. *Geophysical Research Letters*. 39: L24308.
- Ruiz, C. 1965. *Geología y yacimientos metalíferos de Chile*. Santiago, Instituto de Investigaciones Geológicas. 365 p.

- Sanders, L.L. 1998. A Manual of Field Hydrogeology. New Jersey, Prentice Hall. 381 p.
- Schacher, Susan G. 1970. Robert Bunsen. In: Gillispie, C.C., Dictionary of Scientific Biography. New York, Charles Scribner's Sons. 589 p.
- Silver, P.G., Vallette-Silver, N.J. 1992. Detection of hydrothermal precursors to large northern California earthquakes. *Science*. 257(4): 1363-1368.
- Springer, M., Förster, A. 1998. Heat-flow density across the Central Andean subduction zone. *Tectonophysics*. 291(3):123-139.
- Steinberg, G.S., Merzhanov, A.G., Steinberg, A.S. 1981a. Geyser process: its theory, modelling, and field experiment. Part 1. Theory of the geyser process. *Modern Geology* 8: 67-70.
- Tassi, F., Aguilera, F., Darrah, T., Vaselli, O., Capaccioni, B., Poreda, R. J., Delgado, 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): 1-15.
- Trujillo, P. 1974b. Campo Geotérmico El Tatio. Santiago, Comité para el Aprovechamiento de la Energía Geotérmica (CORFO). 43 p.
- Vosburgh, F. C. 1940. Fabulous Yellowstone, *National Geographic* 77(6): 775-782.
- Wang, C.-Y., Manga, M. 2007. Earthquakes and water. *Lecture Notes in Earth Sciences*. California, Springer. 114: 218 p.
- White, D.E. 1967. Some principles of geyser activity, mainly from Steamboat Springs, Nevada. *American Journal of Science*. 265(7): 641-684.
- White, D.E. 1970. Geochemistry applied to discovery, evaluation and exploration of geothermal energy resources. *Geothermics*. Special Issue 2: 58-80.
- Yen, B.C., Gonzalez, J.A. 1994. Determination of Boneyard Creek flow capacity by hydraulic performance. Illinois, Department of Civil Engineering, University of Illinois. Graphic Research Report.