

**Universidad de El Salvador
Facultad de Ciencias Agronómicas
Escuela de Posgrado y Educación Continua**



Caracterización Geoquímica de los Fluidos Hidrotermales del volcán El Hoyón, municipio de Berlín, Usulután, para Identificar Indicadores de Actividad Volcánica

Por:

Rafael Armando Zaldaña Deras

Tesis

**Requisito para optar al título de:
Maestro en Evaluación de Peligrosidades Naturales**

Ciudad Universitaria, Julio 2025

Universidad de El Salvador

RECTOR

Ing. M. Sc. JUAN ROSA QUINTANILLA QUINTANILLA

SECRETARIO GENERAL

Lic. PEDRO ROSALÍO ESCOBAR CASTANEDA

FACULTAD DE CIENCIAS AGRONÓMICAS

DECANO:

Ing. MAECE. NELSON BERNABÉ GRANADOS ALVARADO

SECRETARIO:

Ing. M. Sc. ING. EDGAR GEOVANY REYES MELARA

Esta Tesis fue realizada bajo la dirección del Tribunal Evaluador de Tesis indicado, ha sido aprobado por el mismo y aceptado como requisito parcial para la obtención del grado de:

Maestro en Evaluación de Peligrosidades Naturales

San Salvador, El Salvador, Centro América, 2025

Tribunal Evaluador de Tesis

Ing. M. Sc. Agustín Hernández De la Cruz
Presidente del Tribunal Evaluador de Tesis

Ing. M. Sc. Ph. D. Miguel Ángel Hernández Martínez
Secretario del Tribunal Evaluador de Tesis

Ing. M. Sc. Julio René Acosta Martínez
Miembro del Tribunal Evaluador de Tesis

Ing. Ph. D. Abel Alexei Argueta Platero
Coordinador Maestría en Evaluación de Peligrosidades Naturales

Ing. Ph. D. Abel Alexei Argueta Platero
Director Escuela de Posgrado y Educación Continua

Índice

RESUMEN.....	
1. INTRODUCCIÓN.....	
2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	11
3. OBJETIVOS.....	13
3.1. Objetivo General.....	13
3.2. Objetivos Específicos	13
4. MARCO TEORICO	14
4.1. Marco geológico regional.....	14
4.2. Estratigrafía del complejo volcánico Berlín Tecapa.....	15
4.3. Estratigrafía local.....	16
4.4. Secuencia del material volcánico en el sistema de Berlín	16
4.5. Unidades litológicas	19
4.6. Historia eruptiva reciente del volcán El Hoyón.....	21
4.7. Fluidos geotermales.....	21
4.8. Características geoquímicas de los sistemas magmáticos hidrotermales	25
4.9. Elementos que componen el fluido en la fase gaseosa.....	27
4.10. Elementos que componen el fluido en la fase líquida	30
4.11. Clasificación de las aguas geotérmicas en áreas activas volcánicas	33
4.12. Elementos traza y geoindicadores	34
5. METODOLOGÍA.....	38
5.1. Consideraciones generales.....	38
5.2. Localización y definición del área de Estudio.....	38
5.2.1. Clima	39
5.3. Trabajo de campo.	41

5.4.	Metodología e instrumental de muestreo.....	41
5.5.	Muestreo de la fase gaseosa en fumarolas (condensados).....	42
5.6.	Muestreo de fase líquida en fumarolas.....	44
5.7.	Métodos Analíticos.....	45
5.7.1.	Análisis de la fase líquida en fumarolas.....	45
5.7.2.	Análisis de la fase gaseosa en fumarolas (condensados).....	46
5.7.3.	Procedimiento de análisis para determinar CO ₂ en laboratorio.....	46
5.7.4.	Procedimiento de análisis para determinar H ₂ S en laboratorio.....	47
6.	RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....	48
6.1.	Volcán El Hoyón.....	50
6.2.	Características geoquímicas de las aguas cratéricas.....	51
6.2.1.	Aniones.....	51
6.2.2.	Relación Cl/SO ₄	54
6.2.3.	Cationes.....	58
6.2.4.	Representación de la composición aniónica y catiónica del agua cratérica.....	60
6.2.5.	Clasificación de las muestras dentro del equilibrio total, equilibrio parcial y aguas inmaduras.....	61
6.2.6.	Concentración de aniones mayoritarios.....	65
6.2.7.	Concentración de cationes mayoritarios.....	68
6.2.8.	Diagramas binarios de concentración de iones SO ₄ , Na ⁺ , K ⁺ , Ca ⁺² , Mg ⁺² en función de la concentración de elementos conservadores.....	71
6.2.9.	Diagrama binario de conductividad en función de la concentración de elemento conservador cloruro.....	73
6.2.10.	Gases.....	75
6.2.11.	Ambientes termales hiper-ácidos.....	78
7.	CONCLUSIONES.....	82

8.	RECOMENDACIONES	85
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	86
10.	ANEXOS	97

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Se muestra la ubicación de las diferentes áreas geotérmicas existentes en El Salvador, tanto aquellas clasificadas como de alta temperatura > 150°C donde se ubican los campos en explotación y exploración (eje volcánico cuaternario, línea roja) como sistemas hidrotermales convectivos con temperatura intermedia 90 – 150°C (eje terciario, línea verde).	15
Figura 2.	Mapa geológico simplificado del complejo volcánico Berlín Tecapa. D'Amore et al 1999.	18
Figura 3.	Mapa geológico de la república de El Salvador. Modificado de (Lexa et al. 2011).	20
Figura 4.	(a) Ubicación geográfica complejo volcánico Berlín-Tecapa. (b) Mapa en relieve del volcán El Hoyón (cuadrado blanco). (c) Vista del cráter volcán El Hoyón con la ubicación de las fumarolas F1 (estrella azul) y F2 (estrella negra).	39
Figura 5.	Mapa geológico de la República de El Salvador a escala 1:100,000, MARN, 2015 del complejo volcánico Berlín-Tecapa	40
Figura 6.	(a) Esquema del muestreo para la obtención de condensado en emisiones fumarólicas, mediante el uso de condensador de vidrio. (b) Fotografía del muestreo de condensado en fumarolas. (Fahlquist et al. 1992; Masías 2011)	44
Figura 7.	(a) Jarra graduada de PP, (b) Botella de polietileno de alta densidad (HDPE) (Giggenbach y Gouguel 1989)	45
Figura 8.	a) Toma de muestra en fumarola 1. b) Toma de muestra. Equipo de condensados volcánicos en fumarola 2. c) Zona de fumarolas cráter volcán El Hoyón. d) Manantial hirviente. e) Presencia de azufre nativo. f) Alteración hidrotermal de tipo sulfato-ácida.	50
Figura 9.	Diagrama de concentraciones de aniones mayoritarios SO_4^{2-} , HCO_3^- y Cl^-	52

Figura 10.	Comparación de la temperatura, acidez, concentración de aniones mayores (SO_4 , Cl) y relación de SO_4/Cl . pre pandemia, pandemia y post pandemia	56
Figura 11.	Diagrama ternario de cationes Ca- Mg- Na + K para caracterización de las aguas del sistema.	60
Figura 12.	Diagrama de Piper, composición de las muestras de agua cratéricas.	61
Figura 13.	Diagrama de cationes mayoritarios K, Na y Mg en las aguas analizadas del área hidrotermal del volcán el Hoyón. Diagrama del geoindicador Na-K-Mg (Giggenbach, 1991)	65
Figura 14.	Variación en la concentración de aniones mayoritarios de las muestras del cráter volcán el Hoyón.	66
Figura 15.	Variación en la concentración de cationes mayoritarios.	69
Figura 16.	Diagrama binario Na^+/SO_4	71
Figura 17.	Concentraciones de iones versus concentración de cloruro: a) sulfato; b) calcio; c) magnesio; d) sodio; e) potasio.	72
Figura 18.	Diagrama binario de conductividad en función de la concentración de los cloruros	74
Figura 19.	Variación de concentración de gases volcánicos Volcán El Hoyón	75
Figura 20.	(a). Depósitos de azufre elemental, (b). Gases ácidos como el sulfuro de hidrógeno y el dióxido de carbono	77
Figura 21.	Podemos observar la relación Cl vs SO_4 que presentan los datos de la muestra del volcán El Hoyón y los de la base de datos compilada (datos mostrados en el Anexo 4).	81

ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1.	Unidades Geológicas complejo volcánico Berlín Tecapa.	19
Cuadro 2.	Métodos analíticos utilizados para la determinación de componentes químicos de la fase líquida de muestras del volcán el Hoyón.	46
Cuadro 3.	Temperatura y geoquímica de los fluidos volcánicos (fracción líquida) asociados al volcán El Hoyón. Unidades en mg/l.	48
Cuadro 4.	Geoquímica de los fluidos volcánicos (fracción condensados) asociados al volcán El Hoyón. Unidades en ppm.	49
Cuadro 5.	Geotermómetros aplicados a los manantiales del área de estudio	64

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1	1a. Esquema de evolución geovolcanológica campo volcánico Berlín	98
Anexo 1	1b Edades Radiométricas. Depósito piroclástico de El Hoyón	99
Anexo 2	Intercalaciones estratigráficas del complejo volcánico Berlín Tecapa. (Geotermia salvadoreña) GENZL 1995	100
Anexo 3	Mapa geológico de la República de El Salvador a escala 1:100,000, MARN, 2015	102
Anexo 4	Composición geoquímica de muestras de manifestaciones hidrotermales hiper-ácidos de diferentes localidades en el mundo.	103
Anexo 5	Erupciones freáticas.	104

RESUMEN

En este trabajo se desarrolló un muestreo directo de fluidos geotermales en el volcán El Hoyón, municipio de Berlín, Usulután, para caracterizar su composición geoquímica. Se dan a conocer nuevos datos correspondientes al muestreo realizado sobre las áreas hidrotermales de la fumarola 1 y fumarola 2. El objetivo fue caracterizar geoquímicamente los fluidos hidrotermales del volcán El Hoyón es para la identificación de anomalías que pueden ser utilizadas en futuros trabajos de vigilancia volcánica. Se realizaron muestreos en la fumarola 1 dentro del cráter para analizar los cationes y aniones en la fracción líquida, esta fracción líquida ácido sulfatada presentó variaciones en sus concentraciones de SO_4^{2-} y la fracción gaseosa en la fumarola 2 se analizó por la técnica de titulación volumétrica determinando la concentración de CO_2 y H_2S . Se determinó in situ los parámetros de temperatura, pH y conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos utilizando un equipo portátil. La caracterización geoquímica reveló que los fluidos volcánicos asociados al volcán El Hoyón corresponden principalmente a fluidos con alto contenido de sulfatos, cloruros y magnesio caracterizados como sulfato cloruros magnésicos. Los fluidos volcánicos del volcán El Hoyón se caracterizan por ser aguas muy ácidas con valores de pH entre 1.6 y 4.5 y temperaturas que oscilan entre los 65°C y 104°C . A partir de la composición de los cationes mayoritarios (Mg^{2+} , Na^+ y K^+), se determinó el carácter inmaduro de estas aguas. La presencia de iones se produce por las reacciones desarrolladas entre el cuerpo de agua cratérica y los gases y roca del ambiente. Existe la presencia de gases de origen magmático (CO_2 , H_2S) se solubilizan y disocian produciendo los aniones principales del sistema (SO_4^{2-} , Cl^-). Por otro lado, los cationes mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+}) son llevados a solución a partir de la interacción del agua con la roca de caja, disolviendo la misma y siendo favorecido este proceso por la alta acidez y temperatura de los fluidos crátericos.

Palabras claves: geoquímica, fumarola, volcán El Hoyón, cationes, aniones.

ABSTRACT

In this work, direct sampling of geothermal fluids was carried out at El Hoyón volcano, in the municipality of Berlín, Usulután, to characterize their geochemical composition. New data are presented corresponding to the sampling carried out in the hydrothermal areas of fumarole 1 and fumarole 2. The objective was to geochemically characterize the hydrothermal fluids of El Hoyón volcano to identify anomalies that can be used in future volcanic monitoring work. Sampling was carried out at fumarole 1 within the crater to analyze cations and anions in the liquid fraction. This acid-sulfated liquid fraction showed variations in its SO_4^{2-} concentrations. The gaseous fraction in fumarole 2 was analyzed using the volumetric titration technique, determining the concentrations of CO_2 and H_2S . Temperature, pH, and electrical conductivity, as well as total dissolved solids, were determined in situ using portable equipment. Geochemical characterization revealed that the volcanic fluids associated with El Hoyón volcano are primarily fluids with high sulfate, chloride, and magnesium content, characterized as chlorided magnesium sulfate. Volcanic fluids from El Hoyón volcano are characterized by highly acidic waters with pH values between 1.6 and 4.5 and temperatures ranging from 65°C to 104°C . The immature nature of these waters was determined based on the composition of the majority cations (Mg^{2+} , Na^+ , and K^+). The presence of ions is produced by the reactions developed between the crater water body and the gases and rock of the environment. Gases of magmatic origin (CO_2 , H_2S) are present; they solubilize and dissociate, producing the main anions of the system (SO_4^{2-} , Cl^-). On the other hand, the major cations (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , and Mg^{2+}) are brought into solution by the interaction of water with the host rock, dissolving it. This process is favored by the high acidity and temperature of the crater fluids.

Keywords: geochemistry, fumarole, El Hoyón volcano, cations, anions.

1. INTRODUCCIÓN

En sistemas volcánicos activos, las variaciones composicionales y características fisicoquímicas dependientes del tiempo son la base de un correcto seguimiento geoquímico periódico, más aún, cuando el pronóstico de eventos eruptivos continúa siendo un gran desafío. Esto se debe en gran medida a que el comportamiento natural de la mayoría de los volcanes activos permanece aún desconocido, debido fundamentalmente a la ausencia de estudio y seguimiento. En este sentido se quiere estudiar el comportamiento geoquímico de las manifestaciones de fluidos geotermales gases fumarólicos y aguas geotermales del sistema volcánico del volcán El Hoyón, ubicado en El Distrito de Berlín departamento de Usulután. Son escasos los antecedentes relacionados a este tema específico en el país y en especial este sistema volcánico, existen publicaciones donde hay casos aplicados al estudio geotérmico del área, pero no al de seguimiento.

Los fluidos representan el medio de reacción por excelencia, que permite que los componentes de un sistema interactúen entre sí, en la disciplina que involucra a la geoquímica de las manifestaciones de fluidos volcánicos debido a que el estudio de estas emisiones permite hacer una caracterización del estado del sistema y profundiza el seguimiento periódico de los volcanes activos. Entre las distintas disciplinas relacionadas al estudio de fluidos volcánicos, la geoquímica de fluidos resulta la más adecuada para la determinación de sus características, evolución y la evaluación de los datos de la composición química donde los fluidos brindan información sobre la historia del fluido.

La principal ventaja de este campo de la geoquímica utiliza el estudio de los productos que están siendo emitidos en el mismo momento del muestreo. Se puede conocer el estado de actividad actual del sistema, entregando sólo información de las condiciones existentes de los productos que fueron emitidos. La geoquímica de fluidos se transforma en una herramienta para la comprensión de los procesos involucrados en el sistema volcánico y su uso es primordialmente para dar un conocimiento del sistema en general y su aplicación a trabajos de monitoreo. Existe un gran desafío de la geoquímica de fluidos donde intervienen factores que condicionan la dinámica de un sistema activo en un volcán con esto se buscan las claves que permitan utilizar las diferentes variaciones de los fluidos para trabajo de seguimiento y monitoreo de los sistemas en forma conjunta con otras disciplinas volcanológicas y poder realizar la detección anticipada

de señales anómalas para que puedan ser aplicadas como precursores eruptivos, estos pueden brindar alertas tempranas de actividad volcánica.

2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El volcán El Hoyón está ubicado a 1.4 kilómetros de la ciudad de Berlín en el departamento de Usulután, con una población de 17,787 habitantes. Es un estratovolcán con poca evidencia de erupciones recientes, sin embargo, presenta una fuerte actividad hidrotermal. Su dinámica volcánica dio inicio hace aproximadamente 1.4 millones de años con la formación de un edificio volcánico antiguo denominado volcán de Berlín, hasta llegar a la actividad más reciente que comprende la formación de pequeñas estructuras cratéricas incluyendo El Hoyón. Se tiene conocimiento que la última erupción fue hace aproximadamente 700 años (Anexo 1), siendo durante toda la evolución de carácter andesítico con eventos continuos de tipo efusivos y explosivos. No se tienen registros confiables de erupciones en tiempos históricos. (Fabriol et al. 1998). Este volcán no está clasificado como peligroso en El Salvador, a pesar de poseer actividad geológicamente reciente ni mucho menos reportado en el catálogo Smitsoniano.

Cualquier actividad volcánica producida por este volcán representa un peligro para los habitantes, de la ciudad de Berlín la cual se encuentra 1.4 km de distancia del cráter. Registros históricos de actividad volcánica de otras regiones vinculada a actividad hidrotermal indican el caso de la erupción en Agua Shuca en el año de 1990 en el cual se produjo una erupción freática en el cantón El Barro, departamento de Ahuachapán, que resulto en la muerte de 37 personas donde se habían ubicado algunas viviendas en un área hidrotermal con actividad fumarólica (Global Volcanism Program 1990, Smith 2000, Handal y Barrios 2004, Kobayashi et al. 2018).

Experiencias vividas en otros sistemas volcánicos como el Calbuco en Chile 2015, donde no identificaron precursores en redes instrumentales modernas, con severos impactos sociales y ambientales por los flujos piroclásticos producidos, hacen ver que una fracción de estas erupciones suceden sin claros signos precursores por lo cual merece prestarle una mayor atención. (Lara y Esperger 2015, Romero et al. 2017).

La Geoquímica es una técnica de monitoreo volcánico joven, comparado con otros como la Sismología, pero en los últimos años se han obtenido muy buenos resultados en grandes

erupciones (Giggenbach, 1996), aumentos en las relaciones $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}$ antes de la erupción se han detectado en Sakurajima (Hirabayashi, et al. 1982), el Nevado del Ruiz (Williams et al. 1986), volcanes Ruapehu (Giggenbach y Glover, 1975) o pequeñas variaciones del agua en fuentes alrededor del volcán Popocatepetl en México (Martin-Del Pozo et al. 2002), se presentan concentraciones de radón (Rn^{222}) y evaluación de radio (Ra^{226}) disueltos en agua a su vez la generación de las primeras mediciones de radón en agua termal, para evaluar el comportamiento de estos radionucleídos con la actividad sísmica de la caldera Coatepeque en El Salvador (Rodríguez et al. 2014). La geoquímica de las manifestaciones de fluidos volcánicos (como los gases fumarólicos y aguas termales), es crucial para caracterizar el estado del sistema volcánico, y dar un aporte invaluable en el seguimiento periódico de los volcanes activos, Su fortaleza reside en que se basa en el estudio de productos que están siendo emitidos en el mismo momento del muestreo y conocer el estado de actividad actual del sistema, situación que no es posible con otras disciplinas como la mineralogía, petrología. (Giggenbach y Glover 1975, Takano 1987, Brown et al. 1991, Rowe et al. 1992, Varekamp et al. 2000, entre otros). La geoquímica de fluidos busca las claves que permitan utilizar las variaciones producidas en la química de los fluidos, para el desarrollo de una línea de base en la detección anticipada de señales anómalas que contribuya con futuros trabajos de monitoreo volcánico y peligrosidad volcánica.

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo General

Contribuir a establecer la línea de base de la actividad del volcán El Hoyón a partir de la caracterización geoquímica de los fluidos hidrotermales en el campo fumarólico del cráter, y sus relaciones aniónicas para mejorar la gestión de riesgo en la zona.

3.2. Objetivos Específicos

- Evaluar características físico químicas, cationes y aniones mayoritarios, en fluidos fumarólicos del cráter del volcán El Hoyón en Complejo Volcánico Berlín – Tecapa.
- Determinar el dióxido de carbono (CO_2) y sulfuro de hidrogeno (H_2S) en fluidos fumarólicos del cráter del volcán El Hoyón en Complejo Volcánico Berlín – Tecapa.
- Contribuir a determinar un patrón de comportamiento del sistema volcánico el cual permita identificar anomalías del volcán El Hoyón en el complejo Volcánico Berlín – Tecapa.

4. MARCO TEORICO

4.1. Marco geológico regional

El Salvador yace en la placa del Caribe y se encuentra cerca de sus márgenes occidental y septentrional (Figura. 1). Hacia el Sur, el contacto entre la placa del Caribe y la placa de Cocos se produce a lo largo de la Fosa Mesoamericana, que se encuentra a unos 100 km de la costa. En América Central, el contacto entre las dos placas se produce a lo largo del complejo sistema de fallas Polochic-Motagua, que se extiende unos 100 km de la frontera norte-occidental de El Salvador. Desde un punto de vista geodinámico, El Salvador está situado cerca de una conjunción triple, que está aproximadamente ubicada en la costa de Guatemala donde se unen las placas Norteamericana, Cocos y Caribe (CEL 1987).

Debido a esta peculiar ubicación, la tectónica de El Salvador es el resultado de la compleja interacción de los campos de estrés y tensión en relación con la subducción y el proceso de fallamiento transcurrente. Dado que estos procesos geodinámicos en la actualidad son activos, la tectónica de El Salvador es muy intensa, lo que induce a una fuerte sismicidad y ocurrencia de terremotos de gran magnitud. (CEL 1987).

La estructura geológica principal de El Salvador ha sido interpretada como una depresión estructural que corta aproximadamente de este a oeste a través de la parte sur del país. Este valle ha sido llenado en gran medida por los conos cuaternarios que componen la cadena volcánica principal del país. Estructuralmente, el país se puede dividir en tres unidades: un sistema volcánico de la era Terciaria en el norte, una fosa central, y un sistema volcánico del sur de edad cuaternaria, que aún está activo en algunos lugares y donde se encuentran ubicados los campos geotérmicos en explotación y exploración. (CEL 1987).

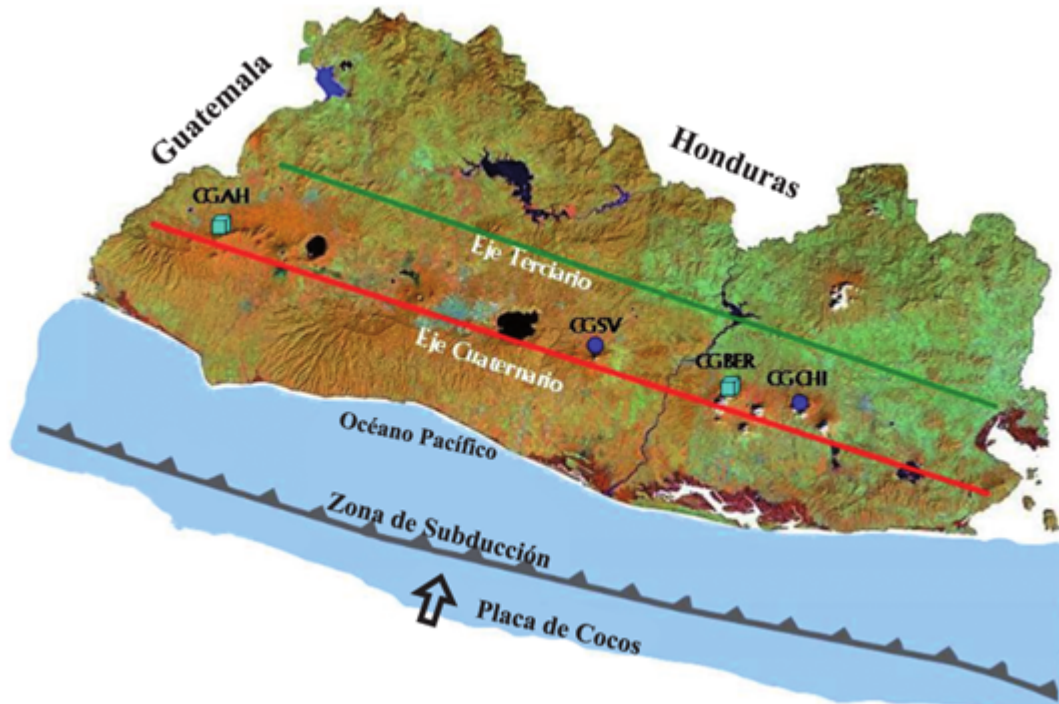


Figura 1. Se muestra la ubicación de las diferentes áreas geotérmicas existentes en El Salvador, tanto aquellas clasificadas como de alta temperatura $> 150^{\circ}\text{C}$ donde se ubican los campos en explotación y exploración (eje volcánico cuaternario, línea roja) CGAH: Complejo Geotérmico Ahuachapán; CGSV: Complejo Geotérmico San Vicente; CGBER: Complejo Geotérmico Berlín; CGCHI: Complejo Geotérmico Chinameca. Como sistemas hidrotermales convectivos con temperatura intermedia $90 - 150^{\circ}\text{C}$ (eje terciario, línea verde).

4.2. Estratigrafía del complejo volcánico Berlín Tecapa

El complejo volcánico Berlín Tecapa está ubicado en la parte oriental de El Salvador, aproximadamente a 112 km al este-sureste de la capital San Salvador y 4 km al norte de la ciudad de Berlín, en la vertiente norte del complejo volcánico Berlín-Tecapa a elevaciones entre 600 y 900 m.

El complejo volcánico Berlín Tecapa, está ubicado en el lado norte del dentro de una estructura conocida como caldera de Berlín (López 2003). La parte norte está controlada por un sistema de fallas normales, principalmente alineadas NO-SE, que forman el graben de Berlín. Esta estructura forma parte del Graben Central en El Salvador (López 2003). El estratovolcán de Berlín surgió hace aproximadamente 1,4 Ma, dentro de un sistema de fallas conjugadas NO-SE y NE-SO en la parte sur del graben central con orientación E-O (Barrios et al. 2001; CEL 1996). Las principales estructuras tectónicas son fallas anulares formadas por colapsos de calderas, así

como un graben con tendencia NNO-SSE de 3 a 4 km de ancho (Montalvo et al. 2000). (Anexo 2a)

La actividad tectónica distensiva asociada con la subducción de la placa oceánica de Cocos bajo el margen occidental continental de la placa centroamericana-caribeña produce magmas andesíticos que ascienden y se acumulan en zonas de la corteza estructuralmente débiles. En la etapa final del vulcanismo andesítico mayor en el complejo volcánico Berlín-Tecapa (0,1 Ma), la eyección de grandes volúmenes de ignimbritas provocó el colapso del volcán y la formación de la caldera de Berlín (D'Amore et al. 1999). La caldera de Berlín ya se ha llenado en gran medida con lavas y piroclásticos más recientes (Parini et al. 1995), y posteriormente se formó dentro de ella la caldera Blanca Rosa más pequeña (75 ka) (Barrios et al. 2001). El complejo volcánico Berlín-Tecapa se considera activo, ya que las últimas explosiones freatomagmáticas ocurrieron hace 700 años (cráter El Hoyón) (Fabriol et al. 1998). (Anexo 2b)

4.3. Estratigrafía local

El complejo volcánico de Berlín está formado por lavas y tobas andesíticas a andesítico-basálticas pertenecientes al basamento Terciario, con un espesor estimado de 1.000 m. En detalle se pueden distinguir cuatro unidades: unidad I con depósitos de lava asociados al vulcanismo reciente, con un acuífero intermedio en la base; unidad II con depósitos de ignimbrita y escoria de color gris y delgadas capas de andesita; la unidad III de toba lítica silicificada que actúa como roca de cobertura del yacimiento (Barrios et al. 2001); y la unidad IV con flujos andesíticos a basáltico-andesíticos intercalados con tobas y diques líticos como principal formación de reservorio. (Anexo 3)

4.4. Secuencia del material volcánico en el sistema de Berlín

La nueva clasificación de unidades ha asimilado las litologías de by a bm a la Unidad I, al tiempo que asimila gi/bi y bi/bo a la Unidad II (Fabriol et al. 1998). La Unidad III representa la roca de cobertura del reservorio geotérmico, tf. Actualmente no existe ningún afloramiento superficial documentado de la Unidad III. La Unidad IV representa la litología identificada como bo y el material identificado del acuífero geotérmico (Montalvo et al. 2000 y Barrios et al. 2001)

a. Unidad IV

Lavas, tobas y escorias (bo)

Este material representa la construcción inicial del estratovolcán de Berlín (1,4 Ma) que precedió a la formación de la caldera y presenta estructura volcánica (Figura. 2). Dentro de este material predominan las andesitas de color gris oscuro a negro y las andesitas basálticas. Raramente se han observado tobas consolidadas y escorias de composición intermedia variable dentro del material andesítico y basáltico primario (Montalvo et al. 2000 y Arias et al. 2003) (Anexo 3)

b. Unidad II

Ignimbritas grises (gi) y (bi)

El material de la erupción representado en gi contiene ignimbritas de composición andesítica de color gris oscuro. También hay piedra pómez de color marrón grisáceo con fragmentos líticos de lava andesítica. Superpuesto a las ignimbritas grises se encuentra el material ignimbrítico de color gris a negro de bi (Figura. 2). En ambas ignimbritas se encuentran grandes bloques de escorias con poca presencia de piedra pómez. Ambas ignimbritas de gi/bi son similares en composición con fenocristales de plagioclasa, augita e hiperstena presentes. La olivina ha sido identificada en las ignimbritas más oscuras de bi (Fabriol et al. 1998). (Anexo 3)

c. Unidad I

Lava Intercaldera de Berlín y Escoria (bm)

Este material contiene lavas andesíticas, basaltos andesíticos y basaltos originarios del interior del volcán de Berlín. Este evento de erupción ocurrió antes de la caldera de Berlín y se caracteriza por ignimbritas grises (Figura. 2). Las lavas presentes dentro de esta unidad son andesíticas o andesítico-basálticas con una moderada composición de potasio (Fabriol et al. 1998). (Anexo 3)

d. Piroclásticos de Caldera Blanca Rosa (ri)

El material de esta formación representa el evento eruptivo que formó la caldera Blanca Rosa (Figura. 2). Se observan gruesas capas de piedra pómez que contienen mineralogía similar a la de las ignimbritas de gi/bi (Fabriol et al. 1998). (Anexo 3)

e. Lavas y escorias recientes de Berlín (by)

Esta formación representa material joven compuesto por lavas y escorias andesíticas, andesitas basálticas y basaltos del interior de los conos volcánicos jóvenes de Berlín (Figura. 2). Se observan flujos de lava hacia el norte y el este de la estructura de la caldera (Fabriol et al. 1998).

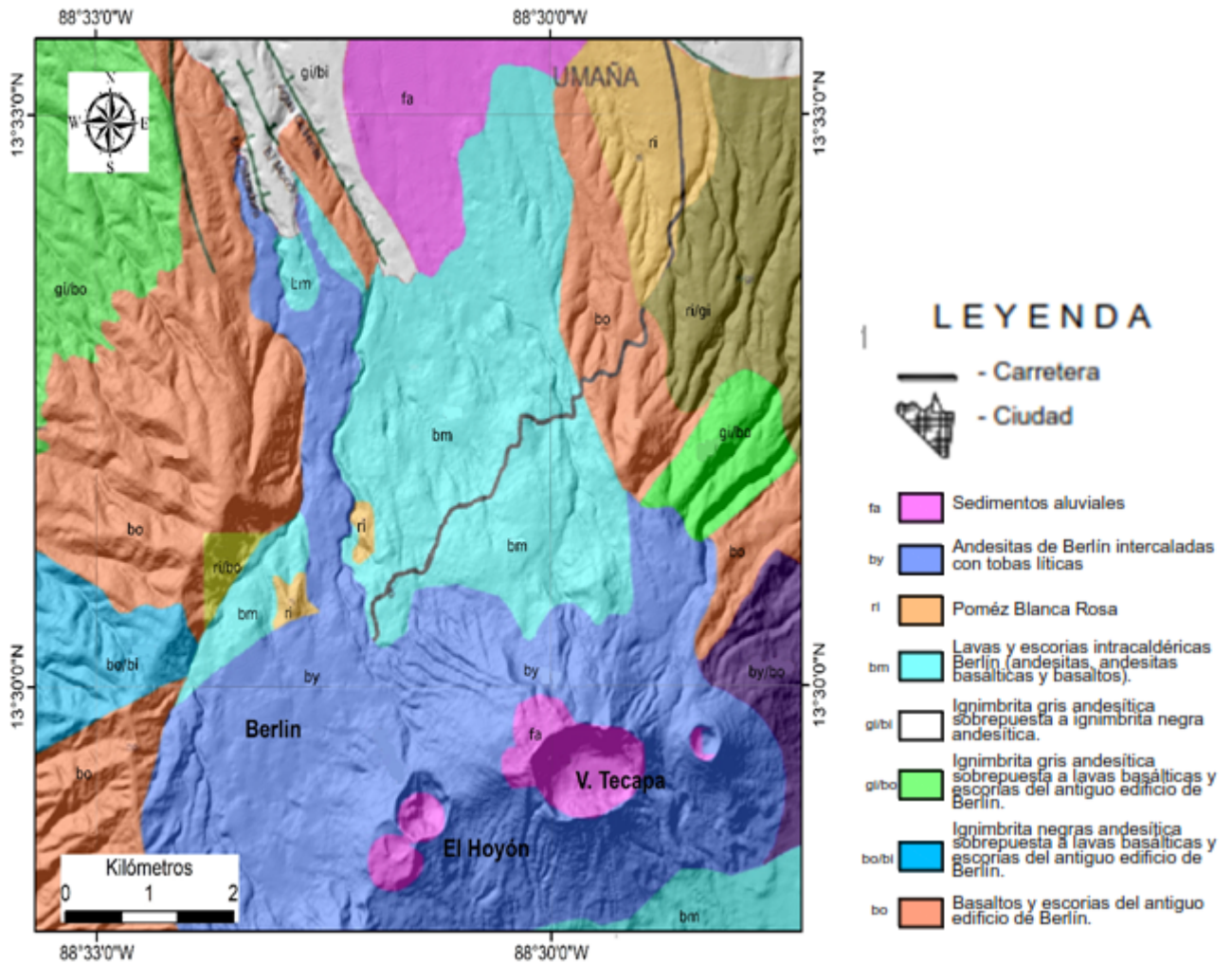


Figura 2 Mapa geológico simplificado del complejo volcánico Berlín Tecapa. Modificado de (D'Amore et al 1999).

Cuadro 1: Unidades Geológicas complejo volcánico Berlín Tecapa.

UNIDADES GEOLÓGICAS	DESCRIPCIÓN	FECHA	FORMACIÓN REGIONAL
bo	Lavas y escorias del edificio viejo de Berlín (basaltos)	1.4 – 0.9 Ma	Formación Bálamo
bi – gi	Ignimbrita gris (andesita) y ignimbrita negra (andesita)	100 Ka	Formación San Salvador
ri	Ignimbrita Blanca Rosa (dacita)	75 Ka	
bm	Lavas y escorias intra caldéricas Berlín (andesitas, andesitas basálticas y basaltos)	0.10 Ma	
by	Lavas y escorias de conos jóvenes de Berlín cuaternario (andesitas, andesitas basálticas, basaltos)	0.1 Ma	
	Deposito piroclástico desde El Hoyón	700 años	
	Tefras distales de edificios eruptivos		

4.5. Unidades litológicas

En la región de Berlín, la actividad volcánica del Cuaternario comenzó hace 1,4 Ma (GESAL, 2000), lo que produjo la Formación San Salvador sobre la Formación Bálamo del Mioceno-Plioceno. Las Formaciones San Salvador y Bálamo están compuestas por depósitos volcanoclásticos, brechas con lavas intercaladas y capas de escoria (Donnelly et al. 1990).

- Mioceno-Plioceno

Es la unidad que ocupa la mayor parte de la superficie de El Salvador, y que conforma los altos estructurales del graben central de El Salvador. Sobre estas formaciones descansan las rocas Holocenas pertenecientes a la actual cadena volcánica (Hernández 2004); (Figura 3).

- Formación Bálamo

Principalmente son rocas efusivas de composición andesítica a basáltica, también hay presencia de piroclastos y epiclastos volcánicos, en donde algunos se encuentran intercalados con corrientes de lava (Weber et al. 1974).

- Pleistoceno – Holoceno

Son las rocas de los edificios volcánicos y de los productos de las emisiones volcánicas de la actual cadena volcánica (establecida en el Graben Central) los cuales se encuentran sobre las unidades de edad Mio-Pliocenas. También comprende sedimentos producto de la activa erosión

sobre las regiones topográficamente altas, cuyo depósito abunda sobre la planicie costera, al sur de El Salvador (Hernández 2004); (Figura 3).

- Formación Cuscatlán

Comprende rocas efusivas andesíticas, basálticas en una de sus unidades y rocas efusivas ácidas a intermedias-ácidas en la otra unidad. También incluye rocas piroclásticas ácidas, epiclastos volcánicos y tobas (Weber et al. 1974); (Figura 3).

- Formación San Salvador

Compuesta por rocas efusivas de composición basáltica a andesítica, rocas piroclásticas ácidas y epiclastos volcánicos (Weber et al. 1974).

- Aluviones

Sedimentos intercalados con las rocas piroclásticas (Weber et al. 1974).

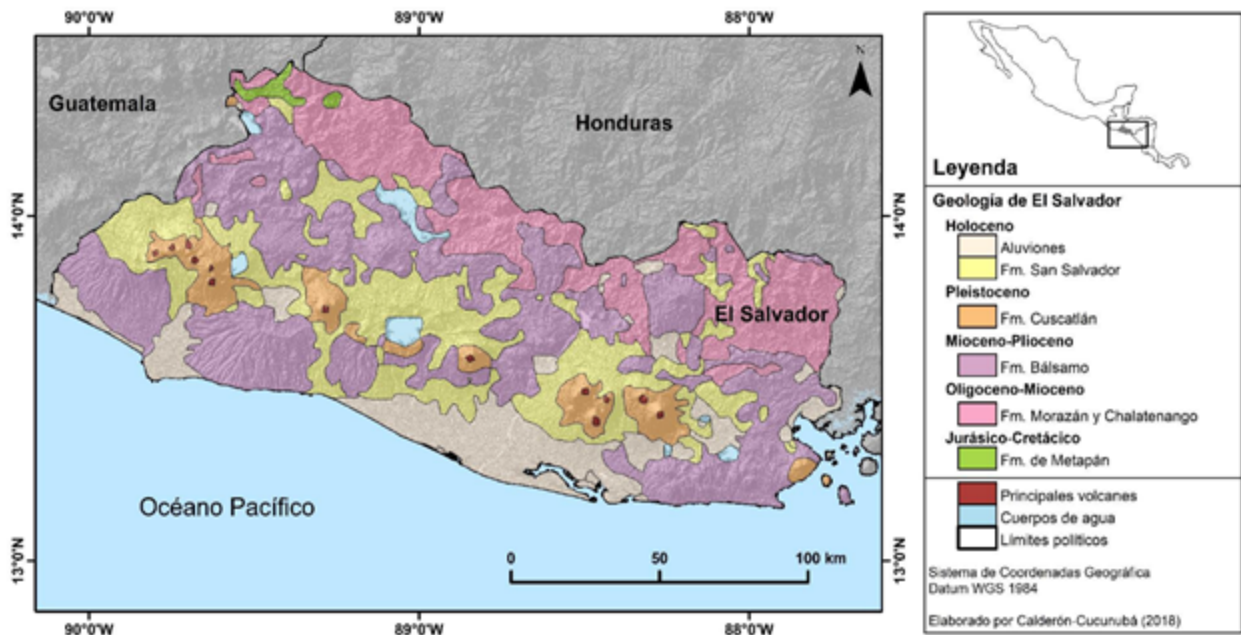


Figura 3. Mapa geológico de la república de El Salvador. Modificado de (Lexa et al. 2011).

4.6. Historia eruptiva reciente del volcán El Hoyón

La información sobre las erupciones históricas del volcán El Hoyón es escasa. Fabriol et al. (1998) menciona las últimas explosiones freatomagmáticas ocurrieron hace 700 años.

4.7. Fluidos geotermales

La mayoría de los edificios volcánicos almacenan un gran volumen de agua, como acuíferos fríos o térmicos, con diversas arquitecturas hidrogeológicas. El monitoreo geoquímico de fluidos rastrea las variaciones en las especies gaseosas y las fases de fluidos liberadas de varias maneras por un volcán. Los fluidos se infiltran, se mueven, migran, se elevan, reaccionan y se reequilibran en el cuerpo sólido del volcán lleno de agua y vapor. Sin embargo, el gas y el agua son más móviles que las rocas y, cuando un volcán cambia a la marcha de los disturbios, un cambio en la desgasificación es a menudo la primera señal que se detecta. Como tal, la geoquímica de fluidos ofrece un medio crucial para reconocer los disturbios en el momento oportuno (Rouwet et al. 2014a).

Comprender cómo el gas absorbe y los solutos reaccionan en la fase líquida, y cómo finalmente se libera a la atmósfera, es clave para vincular las manifestaciones superficiales con la dinámica del magma. El monitoreo de volcanes se enfoca en gran medida en cómo, dónde y cuándo el magma migra hacia la superficie, ya que, intrínsecamente, cada erupción magmática es anticipada por el aumento del magma (Rouwet et al. 2014b).

Sin embargo, los volcanes pueden volverse peligrosos incluso sin una erupción. Un volcán está en un estado de agitación magmática si reconocemos las señales de un magma en movimiento, en cualquier otra situación, el volcán se encuentra en un estado de agitación no magmática (hidrotermal o tectónica) (Rouwet et al. 2014a).

Para reconocer los disturbios volcánicos, se debe rastrear el comportamiento de fondo de un sistema volcánico durante un período suficientemente largo, a fin de saber cuándo una desviación de este fondo se convierte en motivo de preocupación, es decir, disturbios, (Phillipson et al. 2013).

Uno de los primeros signos de despertar después de una inactividad volcánica prolongada a un estado que eventualmente causa preocupación es a menudo la aparición de exhalaciones fumarólicas de un cráter. Esto sucedió, por ejemplo, en 1994 durante el despertar de Popocatepetl (México) (De la Cruz-Reyna et al. 2008).

Para los volcanes de conducto abierto, la presencia de una columna (es decir, una nube de vapor de gas visible que se origina en un cráter de volcán abierto) puede convertirse en la manifestación prominente de la desgasificación (Hall y Mothes 2008).

Los sistemas magmático-hidrotermales son acuíferos dentro de un volcán o debajo de un área volcánica, calentados por un magma, a una profundidad no especificada. El origen del agua es generalmente meteórico (es decir, lluvia, nieve y su agua de deshielo). El calor y el contenido de gas de estos sistemas magmático-hidrotermales dependen de la proporción del volumen de agua con respecto al calor y al gas que proporciona el magma (Campion et al. 2012).

Este último depende de la profundidad residente del magma. Las fumarolas a temperatura de ebullición son una manifestación común en los sistemas magmático-hidrotermales (Rouwet et al. 2021).

Cuando el nivel freático de tales sistemas se cruza con la superficie, en cráteres o flancos de volcanes, aparecen charcos de ebullición. Tales piscinas pueden manifestar desgasificación burbujeante y son nada menos que una fumarola rica en agua (Taran y Peiffer 2009).

Dependiendo del gas dominante que exhalen, junto con el vapor de agua, las manifestaciones se denominan solfataras (gases ricos en S) o mofettes (gases ricos en CO₂), según la temperatura y la proporción vapor / agua que emiten se denominan fumarolas (respiraderos de vapor en ebullición o sobre ebullición), fuentes termales (emisión de agua líquida) (Taran 2015).

El agua calentada puede llenar (partes de) cráteres y formar lagos volcánicos. Dependiendo del estado de desgasificación y la profundidad del magma subyacente, pueden ocurrir características de desgasificación (burbujeo o desgasificación difusa) y evaporación en la superficie del lago (Alpizar et al. 2014).

La desgasificación de un magma aumenta cuando la presión de confinamiento en el magma disminuye. Basándose únicamente en la geoquímica de los gases, es difícil descartar qué proceso ocurre realmente en profundidad y, por lo tanto, distinguir entre disturbios magmáticos y no magmáticos (Aiuppa et al. 2009).

Las variaciones en la desgasificación del magma se pueden detectar tanto cualitativa como cuantitativamente. Solo se pueden obtener conocimientos detallados sobre el estado de desgasificación de un magma si ambos se miden al mismo tiempo (Rouwet et al. 2014a). El orden de solubilidad de las especies de gas magmático indicativas es CO₂ < SO₂ < HCl < HF; el orden de liberación cuando un magma se desgasifica progresivamente es "CO₂. primero

hasta HF-último" (Giggenbach 1987). Por lo tanto, el seguimiento de las variaciones en las proporciones entre estas especies brinda información cualitativa sobre el estado de desgasificación de un magma. Un aumento consecutivo con el tiempo refleja la evolución en el estado de desgasificación desde un magma que se mueve desde la profundidad hacia la superficie.

El gas magmático se obtiene mediante el muestreo directo de una fumarola seguido del análisis de su composición química. El CO₂ a menudo se libera en la superficie a través de una extensión espacial más amplia, ya que se desgasifica desde una mayor profundidad, la principal especie de gas en las fumarolas suele ser el agua, independientemente de su temperatura (Taran et al. 1989).

Sabiendo que el agua hierve a 100 °C (a presión atmosférica, al nivel del mar), en teoría, la temperatura de una fumarola se amortigua a 100 °C y no puede subir hasta que el agua se agota en el sistema de tuberías subyacente (Taran et al. 1989).

El ambiente del subsuelo poco profundo de las diferentes secciones de la corteza terrestre alberga numerosos acuíferos a diversas profundidades que se originan por la infiltración y almacenamiento de agua meteórica, o agua de mar en el caso de islas bajas; Los edificios volcánicos no son diferentes, son "pequeños puntos" en la superficie de la tierra. Como se describió anteriormente, un magma desgasifica y calienta el espacio entre el magma y la superficie, e inevitablemente calentará y modificará los acuíferos volcánicos (Symonds et al. 2001). A medida que el magma calienta los acuíferos suprayacentes, entre el magma y la superficie, de abajo hacia arriba, se puede encontrar una zona de solo gas, vapor + gas, una zona de vapor + líquido y una zona solo de líquido manifestándose en la superficie como charcos hirvientes o burbujeantes y fumarolas. Si la distancia entre el magma y la superficie es mayor, el acuífero térmico se cruzará con la superficie y creará manantiales termales (Kusakabe et al. 2000). Frente a los disturbios, una transición de líquido a vapor en una manifestación superficial refleja el calentamiento del sistema hidrotermal.

La capacidad de absorber gases magmáticos en fase líquida se denomina "depuración" (Symonds et al. 2001). El CO₂ que llega al agua desde mayores profundidades durante la desgasificación del magma, creará manantiales termales burbujeantes dominados por CO₂. Los ambientes volcánicos son famosos por ser ácidos, el ácido se genera mediante la depuración de gases ácidos en el agua. Generalmente, el Cl se considera "conservador" en la

fase líquida y, por lo tanto, se utiliza a menudo como trazador en el ambiente hidrotermal (Rouwet y Ohba 2015).

En cráteres activos, a menudo sustentados por acuíferos térmicos ácidos, la liberación de CO₂ se comporta así como si no hubiera agua presente es una gran ventaja para monitorear volcanes y rastrear disturbios, especialmente para detectar el inicio de disturbios (Capaccioni et al. 2016).

El azufre fundido en el sistema de plomería hidrotermal se puede removilizar eventualmente y ser expulsado como un flujo de azufre líquido de las bocas de las fumarolas en el sistema hidrotermal (Oppenheimer y Stevenson 1989).

Durante la evolución de temperaturas bajas (> 119 °C, disturbio) hacia altas temperaturas (ocasionalmente disturbios magmáticos), la viscosidad del azufre líquido aumenta 2000 veces (> 160 °C) para convertirse en un sellador extremadamente eficiente de un sistema magmático-hidrotermal. La acumulación de presión en los sistemas hidrotermales puede provocar erupciones freáticas (Rouwet y Morrissey 2015).

El monitoreo de las temperaturas fumarólicas es, por lo tanto, esencial y probablemente uno de los métodos más simples de aplicar (Rouwet et al. 2016).

La absorción de gases magmáticos en los acuíferos crea sistemas magmático-hidrotermales ácidos que, tarde o temprano, saldrán del volcán. El agua ácida ataca la pared de roca y se carga con solutos (Delmelle et al. 2015).

Los lagos volcánicos conservan un marcador de gas basado en un cierto período. El tiempo que podemos rastrear estudiando la química del agua depende de la duración del agua en el lago (Varekamp 2002).

La frecuencia de monitoreo (por ejemplo, muestreo de agua de lago) debe ajustarse a este tiempo de residencia; una frecuencia de monitoreo más alta. El tiempo que podemos rastrear estudiando la química del agua depende de la duración del agua en el lago (es decir, el tiempo de residencia) (Rouwet et al. 2014b).

Durante las últimas cinco o seis décadas, la geoquímica de los gases en los sistemas magmático-hidrotermales se ha centrado principalmente en los equilibrios químicos. La mejor representación de un gas magmático sigue siendo una muestra directa de una fumarola. La ventaja de la geoquímica de fluidos en el monitoreo de volcanes surge del hecho de que los

volátiles son móviles y, por lo tanto, llegan a la superficie a menudo antes de que se manifiesten los cambios físicos. (Rouwet et al. 2014b).

Lixiviación de rocas tras la meteorización. La absorción de gases magmáticos en los acuíferos crea sistemas magmático-hidrotermales ácidos que, tarde o temprano, saldrán del volcán. La lixiviación química mejorada durante períodos prolongados favorece la remoción física de rocas (Delmelle et al. 2015).

El método más adecuado para cuantificar y rastrear la remoción de masa rocosa de un edificio volcánico es monitoreando las tasas de descarga de fuentes termales y sus solutos y sólidos disueltos (Collard et al. 2014).

4.8. Características geoquímicas de los sistemas magmáticos hidrotermales

Los sistemas hidrotermales desarrollados en el interior del volcán son clasificados como volcánicos-hidrotermales, como es el caso del lago intracrático y de las dos vertientes del flanco este del volcán Copahue, mientras que, las áreas geotermales son sistemas hidrotermales calentados en los que hay intercambio de fluidos con una fuente de calor magmático, sin la necesidad de un edificio volcánico instalado, esta última se denominan magmático-hidrotermales (Agosto 2011).

La clasificación de gases volcánicos está basada en su composición química e isotópica y es la siguiente: *gases magmáticos* (temperaturas superiores a 400° C, ascenso directo del fluido con interacción poco significativa con la *roca caja*/aguas subterráneas), *gases magmáticos/hidrotermales* (temperaturas superiores a 400° C, ascenso directo del fluido con interacción poco significativa de los fluidos con la *roca encajante*/aguas subterráneas pero entrada lateral de fluidos hidrotermales), *gases hidrotermales/magmáticos* (temperaturas hasta 360° C, el fluido en ascenso pasa por un solo acuífero, el agua es hervida y la temperatura es amortiguada, pero los gases ácidos son disueltos parcialmente), *gases volcánicos/hidrotermales* (temperaturas hasta 360° C, el fluido en ascenso pasa por un solo acuífero, el agua es hervida y la temperatura es amortiguada, pero los gases ácidos son disueltos completamente y el sistema redox es oxidante), *gases hidrotermales/volcánicos* (temperaturas hasta 360° C, el fluido en ascenso pasa por acuíferos multicapas que controla los gases, la temperatura es amortiguada, los gases ácidos son disueltos completamente y el

sistema redox es reductor, $R/Ra \geq 0,05$) y *gases geotérmicos*, (al magma en profundidad está completamente desgasificado y solo aporta calor, las aguas subterráneas superficiales son calentadas por rocas, $R/Ra \approx 0,05$). (Arnórsson et al. 2007).

La generación de los fluidos geotérmicos puede ser clasificado: Según Arnórsson et al. (2007) como primaria y secundaria. Los fluidos geotérmicos primarios son acumulaciones en la base/tope de cuerpos magmáticos que poseen forma lenticular o disueltos en el fundido (Fournier 2007), aún también, pueden ser volátiles originarios de aguas del mar, agua meteórica o una mezcla con el fluido de origen magmático, además de posibles contribuciones de aguas connatas y metamórficas. La composición de estos fluidos geotermales involucra disolución mineral y precipitación de minerales secundarios por procesos de adsorción y desorción, que van dar origen a las aguas Na-Cl, aguas ácidas sulfatadas y salmueras de alta salinidad (Arnórsson y D'Amore 2000; Arnórsson et al. 2007). La evolución y despresurización de este fluido geotérmico que va hacia la superficie sufrirá una separación en fases y mezcla, dando origen a los fluidos geotérmicos secundarios en los procesos de despresurización por ebullición, separando así la fase vapor más diluida del fluido salino de una salmuera hipersalina. La condensación de los gases ocurre cuando se encuentran y mezclan con aguas subterráneas o aguas superficiales, originando las aguas ácidas sulfatadas, aguas CO₂ o aguas bicarbonatadas de sodio, además de mezclas con aguas térmicas u otros fluidos geotérmicos (Arnórsson et al. 2007).

Los sistemas volcánico-hidrotermales están principalmente relacionados con estratovolcanes o calderas recientes y presentan manifestaciones superficiales características relacionadas con la emisión de los fluidos hidrotermales (gases y aguas). Estas manifestaciones, en un esquema ideal están zonadas espacialmente con respecto al centro volcánico de emisión, por ejemplo: en el cráter activo que actúa como centro emisor es común encontrar emisiones gaseosas puntuales denominadas fumarolas. Cuando un aparato volcánico está en reposo, la mayor parte de la actividad se debe a la circulación de los gases a través del sistema de fracturas, mezclándose con aguas meteóricas o subterráneas originando acuíferos geotérmicos, fumarolas (Carroll y Holloway 1994).

Cuando se producen perturbaciones de los sistemas magmáticos hidrotermales, estas se manifiestan generalmente mediante una serie de variaciones en la composición química de los fluidos en ascenso. Varias de las especies gaseosas disueltas en los fundidos silicáticos presentan una muy baja solubilidad, y en la medida que disminuye la presión del sistema que los contiene su solubilidad se hace menor, dando lugar a una mayor exsolución y posterior escape del sistema. A estas especies gaseosas se las denomina volátiles magmáticos, y pueden ser tanto inertes como reactivos. Estos componentes volátiles, eventualmente, alcanzarán la superficie imprimiendo características determinantes en las manifestaciones superficiales de los sistemas volcánicos y magmáticos hidrotermales (Giggenbach 1996).

4.9. Elementos que componen el fluido en la fase gaseosa

Considerando que el sistema magmático es andesítico, el mismo posee una mayor cantidad de volátiles presentes en las etapas de generación y migración del magma. El proceso de fusión y cristalización del fundido es un generador de fluidos primarios que la despresurización, llevará este fluido a una separación de la fase líquida (agua caliente) y de la fase gas (vapor diluido), (Giggenbach 1996; Arnórsson et al. 2007). La composición de estos gases que explora en este trabajo a través de muestreos superficiales de actividades fumarólicas, posee características de procesos poco profundo resultado del equilibrio entre el enfriamiento magmático y la interacción por dilución con las aguas superficiales/subterráneas e hidrotermales.

La inyección en mayores cantidades de elementos más solubles como el H₂O y Cl en el sistema magmático indican la existencia de masas fundidas andesíticas y riolíticas, y poseen en los análisis de gases contenidos semejantes en evolución. El proceso de desgasificación parcial o separación en la fusión de la fase vapor hace con que los gases nobles, N₂, CO₂ y agua sean los primeros elementos a escapar del fundido mezclándose con aguas meteóricas (agua saturada con aire), mientras que los contenidos de S, Cl y F son elementos más residuales en los fundidos (Giggenbach 1996). La cantidad de volátiles analizada en inclusiones fundidas de lavas submarinas investigadas por (Giggenbach 1996) fue clasificada en tres grupos: las rocas basálticas que no son de arco de promedio de H₂O de 2770 mg/kg, las rocas andesíticas de 17000 mg/kg y las rocas riolíticas de 45000 mg/kg. Los elementos de CO₂, S, Cl y F son de concentraciones similares de las rocas andesíticas y riolíticas, diferenciándose más a las

rocas basálticas sin que presentan mayor concentración de CO₂ y S y menor concentración de Cl y F.

La solubilidad de los elementos en función de la temperatura, profundidad y el tipo de magma obedece la ley de Henry, la liberación de estos gases en el proceso de desgasificación que ya había empezado a formarse en profundidad, mantenía porciones relativas de la liberación de compuestos volátiles que se van yendo o permaneciendo en el fundido (Giggenbach 1996).

El elemento CO₂ (Giggenbach 1996) tiene solubilidad en 1100 – 1600° C y hasta varios kbar, y su comportamiento es similar a la ley de Henry en fundidos basálticos a riolíticos y por eso puede ser considerado un gas magmático típico. El comportamiento del vapor de agua en un fundido se lleva en consideración la presencia de masa fundida en formato molecular y en grupos de hidróxidos de silicatos, y por eso presenta a sí mismo una solubilidad con una tendencia parabólica para el grupo de hidróxido de silicato, aparte de ser un elemento que obedece la ley de Henry con investigaciones en fundidos riolíticos con aguas disueltas (Giggenbach 1996). Estos dos volátiles, CO₂ y H₂O, tienen la capacidad de controlar la presión del vapor total en el fundido magmático, que intrínsecamente está relacionada con el volumen de vapor/masa fundida (Rv). La presencia del CO₂ en el fundido tiene la función de generar la vesicularidad en la roca, así como el H₂O, que además de controlar la presión total de los gases, cuando la relación H₂O/CO₂ > 1 y Rv > 0.1 se tornará la especie principal generadora de presión, llegando a ser en las masas fundidas que contienen solo agua, representa un contenido 5%, siendo el principal elemento controlador de la presión (Giggenbach 1996).

Para una mejor comprensión del comportamiento de la Ley de Henry para fluidos en fases gaseosa el estudio hecho por Giggenbach (1996) trae resultados más detallados del comportamiento de los gases volcánicos muestreados por el autor. Los elementos S y HCl son responsables de la formación de sólidos no volátiles de sulfuro, sulfatos y cloruros metálicos en un fundido de silicato. Esta característica influye en la solubilidad de gases al manifestarse prioritariamente en ambientes de alta presión. Los gases de SO₂ y H₂S tienen la responsabilidad por medio de su solubilidad y proporciones composicionales relativas un control del sistema redox, que esencialmente son zonas límite con condiciones químicas y físicas particulares del estado de oxidación en profundidad. El sistema redox posee estabilidad termodinámica y cinéticas suficientemente rápidas. El otro elemento principal y no menos importante en este sistema redox es el Fe⁺² y Fe⁺³, generador de importantes interacciones

fluido-roca que sucesivamente van alterar la composición de los gases en este sistema amortiguador (Giggenbach 1996).

Los elementos más reactivos en los gases volcánicos son los halógenos (HCl y HF), predominantes en las fases fluidas de alta densidad y descargas de baja presión con cloruros alcalinos dominantes en el proceso de desgasificación superficial. La solubilidad de los cloruros alcalinos de un fundido riolítico empieza a 810°C y presiones de 0.6 a 6 kbar, a medida que se va aumentando la presión se constató una variación en el aumento de la solubilidad llegando hasta diez veces. Se sugiere que la permanencia o el aumento en la volatilidad del Cl se convierte justamente por altas presiones en la fase vapor total del fluido, el gas separado de la fase líquida contribuye considerablemente para la presión total de los gases como ocurre con el agua (Giggenbach 1996).

De manera general la solubilidad diferencial del CO₂, H₂O, S y Cl regulan el Rv en el proceso de desgasificación, en que la liberación de CO₂ es total, del S es parcial y hay retención de elementos que contienen Cl y F para un fundido de composición andesítica. Mientras que, los valores de bajos Rv comparativamente son atribuidos a las lavas que sufrieran variaciones en sus composiciones originales por procesos de acomodación tectónica en el sistema magmático y no tanto al proceso de un largo desarrollo de la desgasificación aliado a bajos valores del contenido de S (Giggenbach 1996).

La actividad de liberación de gases superficial por actividades fumarólicas sulfatadas en volcanes en estados más tranquilos sugiere que el proceso de desgasificación magmática se ubica a niveles poco profundos con una cámara magmática presente en etapa sub-sólida, controlando la liberación de estos volátiles. Posiblemente los gases liberados tendrán una composición rica en elementos menos solubles al principio y la contribución de especies más solubles aumentan cuando este gas se aproxime a la superficie. Se admite así, que los gases menos solubles tienden a alcanzar el equilibrio de vapor en un estadio más tardío dentro del proceso de desgasificación. El sistema magmático en estas condiciones sufre un alto grado de turbulencia por la interacción entre las zonas confinadas de fluidos geotermales (fase gaseosa y líquida) y material fundido residual, donde puede ser considerado que la liberación continúa de estos gases puede estar muy cerca de ser controlado por presiones atmosféricas (Giggenbach 1996).

4.10. Elementos que componen el fluido en la fase líquida

El análisis y estudio del origen de los constituyentes de la fase líquida, y el control que ejercen los distintos procesos en su distribución, comienza por la identificación de los dos grandes grupos que componen las soluciones, los aniones y cationes. De acuerdo con numerosos autores (White, 1970; Ellis y Mahon, 1977; Henley et al. 1984; Giggenbach, 1988, Reed, 1997 entre otros), la determinación de las principales características de las soluciones resulta más adecuada cuando se lleva a cabo en forma separada, primero en base a los contenidos relativos de aniones y luego con respecto a los contenidos de cationes.

Con respecto al origen de estos grupos en las soluciones, como regla general se puede considerar que los aniones mayoritarios (Cl , SO_4 y HCO_3) son componentes derivados de constituyentes de la fase vapor de origen magmático; mientras que los cationes, como Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} , provienen de la roca que aloja al sistema hidrotermal.

La intensidad de la interacción agua-roca, en función de la temperatura y acidez de las soluciones involucradas, va dar lugar a los procesos de disolución y precipitación de minerales que finalmente controlarán la composición de los fluidos y en especial la fase líquida. Según Arnórsson (1985 y 2000), la disolución de los minerales de rocas primarias, en gran medida irreversible, y la precipitación de minerales secundarios son los procesos más significativos que afectan la composición de cualquier fluido geotermal. Otros componentes que son puestos en solución, por la disolución de minerales de la roca primaria, son removidos del fluido mediante precipitación de minerales hidrotermales o secundarios. Como resultado de estos procesos, las proporciones relativas de componentes en las aguas geotermales difieren mucho de aquellas presentes en las rocas.

Aún antes de que las aguas subterráneas de origen meteórico entren en contacto con los gases ácidos ascendentes, pueden traer consigo componentes producto de la interacción agua-roca. Cuan significativos pueden ser estos valores dependerá del grado de interacción previo a la acidificación por fluidos profundos. El hecho de que el agua de lluvia que recarga los acuíferos tenga un bajo contenido de sales disueltas contribuye en el ataque a la roca junto

con la temperatura y acidez, debido a que se encuentra originalmente subsaturada con respecto a la mayoría, sino a todos, los minerales (Henley y Ellis, 1983; Reed, 1997).

El análisis particular para aniones y cationes permitirá un mejor entendimiento en el origen y procesos que involucraron a estos componentes

Aniones

Los tres aniones mayoritarios en la composición de soluciones de origen hidrotermal son generalmente cloruro, sulfato y bicarbonato (Cl , SO_4 y HCO_3), y por este motivo los más frecuentemente analizados, aunque en algunos casos pueden hallarse cantidades de fluoruros (F^-) y bromuros (Br^-) significativas. En manifestaciones hidrotermales asociadas a ambientes volcánicos, estos aniones mayoritarios tienen su origen principalmente en los gases provenientes del desgaseado del cuerpo magmático. De esta manera, se considera que el Cl es esencialmente derivado de HCl magmático, el SO_4 de SO_2 y H_2S , y el HCO_3 de CO_2 . Cada uno de ellos está directamente involucrado en la transformación de los fluidos inmaduros, ácidos y oxidantes de origen magmático a fluidos neutros y reducidos típicos de sistemas hidrotermales maduros, para después en superficie entrar en contacto con el ambiente oxidante atmosférico. (Giggenbach, 1997; Arnórsson, 2000)

Con un mayor tiempo de permanencia de las aguas dentro del sistema se produce la remoción de la mayor parte del S por precipitaciones como las que se señalan más arriba. De esta manera, la composición de estas aguas, originalmente con un aporte directo magmático o volcánico, se aproximan a aquellas de las aguas Cl neutras, descargadas en la mayoría de las vertientes y surgentes geotermales que no presentan una conexión directa con un aporte magmático o volcánico (Giggenbach, 1997)

De acuerdo con Giggenbach (1997), a altas profundidades, y por lo tanto presiones, la mayoría del CO_2 originalmente magmático se mantendría todavía en solución. De esta manera, soluciones que contengan un alto % en peso de CO_2 , al disminuir la temperatura se volverían más reactivas con respecto a la alteración de roca y se incrementarían las proporciones de CO_2 que se convertirían en HCO_3 o calcita. Debido a la solubilidad retrógrada de la calcita en aguas no muy salinas, los contenidos de HCO_3 en equilibrio en soluciones se incrementarían con el descenso de la temperatura.

Según Giggenbach (1997), la absorción de vapores cargados de gases en aguas superficiales, y la oxidación de H_2S a SO_4 por O_2 atmosférico, llevan a la formación de aguas ácidas con alto SO_4 y bajos contenidos de Cl. Los pequeños cuerpos de agua superficiales calentadas por vapor que presentan un desgasado directo, de acuerdo con la intensidad del desgasado y la temperatura que adquieren, pueden ser identificadas como “bubbling o boiling pools” (burbujeantes o en ebullición respectivamente).

Cationes

De los constituyentes de soluciones hidrotermales en contacto con rocas corticales, Na K Mg y Ca son los comúnmente más analizados y en los que se ha encontrado una mayor aplicación como componentes de un gran número de geoindicadores (Fournier y Truesdell, 1973, Giggenbach, 1988; Arnórsson, 2000; Cortecchi et al., 2001). Los procesos más importantes que gobierna dichas concentraciones en las soluciones hidrotermales, son la disolución de la roca que alberga al sistema geotermal y el grado de equilibrio alcanzado. Otros cationes a considerar son Fe y Al, que junto con los anteriormente señalados son los principales elementos formadores de roca (RFE).

La condensación y solubilización de vapores ácidos de origen magmático en los acuíferos subsuperficiales son los responsables de la elevada acidez de las soluciones, y junto con la elevada temperatura facilita la disolución de la roca, fuente de los cationes mayoritarios. Dependiendo de las características del ambiente y del modo de interacción agua-roca, se pueden producir reprecipitaciones inmediatas de minerales secundarios o conducir a una disolución congruente; esto significa que los elementos liberados de la roca mediante este proceso, son puestos en solución sin que se produzca la precipitación de ninguna fase mineral (Varekamp et al., 2000). Por otro lado, las soluciones con mayores contenidos de Na, son aguas maduras que habrían alcanzado el equilibrio. Estas relaciones guardan una estrecha vinculación con las planteadas para los aniones. De esta manera, puede reconocerse que las aguas ácidas sulfatadas y/o sulfatadas-cloruradas tienden a estar enriquecidas en Mg con respecto a Na y K. Información acerca de esto último puede obtenerse a partir de las proporciones relativas de Na, K y Mg. Si las soluciones resultaran del ataque químico de las rocas a bajas temperaturas, estarían enriquecidas en Mg con valores variables de K e indicarían un menor grado de madurez.

Respecto a Na y K. Mientras que las aguas cloruradas asociadas a estados de madurez tienden a estar enriquecidas en Na (Giggenbach, 1997).

4.11. Clasificación de las aguas geotérmicas en áreas activas volcánicas

Según Alfaro y Ortiz (2013), la clasificación química que mejor refleja el origen de las aguas termales está basado en su composición relativa de iones disueltos provenientes de sales. Principalmente de los 3 aniones: bicarbonato, sulfato y cloruro.

Las definiciones para clasificación de aguas geotérmicas se tomaron de metodología geoquímica aplicada a fluidos geotermales, escrito por Pacheco y Viera (2015), y se transcribe a continuación.

4.11.1. Aguas cloruro sódicas (pH neutro)

Aguas con contenido mayor de 1 g/L de sustancias mineralizantes, donde el ion cloruro, en una concentración superior a 20 meq/L suele estar acompañado de sodio en proporción semejante. La composición de este tipo de aguas refleja un origen profundo Alfaro y Ortiz (2013). La ocurrencia de fallas y grietas facilita su ascenso a la superficie. El rango de pH para este grupo va desde moderadamente ácido a moderadamente alcalino (pH 5-9). Aunque hay predominancia de cloruro, sodio y potasio, también existe calcio que es usualmente bajo pero variable, contiene una cantidad significativa de sílice, una cantidad relativamente alta pero variable de sulfatos, bicarbonatos y cantidades mínimas de flúor, amoníaco, arsénico, rubidio y gases disueltos como dióxido de carbono y sulfuro de hidrógeno. Según Alfaro y Ortiz (2013) esta clasificación se asocia a aguas con circuitos profundo de flujo subterráneo y las de mayor tiempo de residencia del fluido en el reservorio profundo.

4.11.2. Aguas ácidas sulfatadas

Aguas ácidas, en las que el contenido de cloruro es bajo y el anión predominante es el sulfato. Pueden ser formadas en áreas geotérmicas volcánicas donde el vapor por debajo de los 400°C se condense en las aguas superficiales. El sulfuro de hidrógeno gaseoso es subsecuentemente oxidado a sulfato (Pacheco y Viera 2015).

Las aguas ácido sulfatadas son encontradas en áreas donde el vapor sube desde el agua subterránea de alta temperatura y en áreas volcánicas donde, en etapas de enfriamiento

volcánico, solo el dióxido de carbono y sulfuro de hidrógeno permanecen en el vapor que sube a través de la roca (Pacheco y Viera 2015).

4.11.3. Aguas sulfato ácidas cloruradas

Aguas calientes en una gran variedad de ambientes pueden contener una gran cantidad de cloruros y sulfatos, pudiendo ser ácidas (pH 2-5). Estas aguas pueden formarse por muchos procesos, tales como: mezcla de aguas cloruradas y sulfatadas a diferentes profundidades, condensación cerca de la superficie de gases volcánicos, condensación de vapor magmático a profundidad, paso de fluidos clorurados a través de secuencias que tengan sulfatos o sulfuro nativo (Pacheco y Viera 2015).

4.11.4. Aguas bicarbonatadas sódicas

Aguas ricas en bicarbonatos que son originadas ya sea por la disolución del dióxido de carbono o por la condensación de vapor geotérmico en aguas subterráneas libres de oxígeno relativamente profundas. La acidez de estas soluciones es debida a la disociación de H_2CO_3 . A pesar de ser un ácido débil, convierte los feldespatos y arcillas en minerales de alteración, generando soluciones acuosas neutrales ricas en sodio y bicarbonato. Su temperatura es media a alta (Pacheco y Viera 2015).

4.12. Elementos traza y geoindicadores

Giggenbach (1991) identificó dos grandes grupos de componentes. Los trazadores y los geoindicadores. Los trazadores también son conocidos como conservativos, son no reactivos, es decir, conservan o mantienen las razones originales de su fuente de origen durante el transporte del fluido, por lo que pueden ser buenos indicadores acerca de las características de la fuente. Algunos de estos son los gases nobles (He y Ar). Bajo los conceptos de la termodinámica, los componentes conservativos no se han equilibrado y son independientemente variables. Algunos componentes son conservativos en sistemas geotermales, como el Cl, Br y B, porque solo forman minerales solubles y la fuente es limitada para saturar el fluido. Otros constituyentes son inertes como los gases nobles, que reaccionan muy lento y pueden ser considerados conservativos para propósitos prácticos como el N_2 (Arnórsson 2000; Giggenbach 1991).

Los elementos geoindicadores son componentes reactivos, es decir, las concentraciones varían de acuerdo a los cambios en el ambiente durante su transporte, tienden a reaccionar y equilibrarse con los demás constituyentes del sistema, ya sea con otros componentes del fluido o minerales de la roca huésped. Por lo anterior, estos elementos son útiles para estudiar el estado del sistema en que se encuentran (temperatura, presión y composición) y las condiciones de equilibrio. Algunos de estos son el Na, K, Mg, Ca, SiO₂. Estos participan en reacciones, su concentración es dependiente de la temperatura de los fluidos hidrotermales y de la roca huésped del sistema geotermal. El H₂, H₂S, CH₄ y CO₂ están involucrados en reacciones de oxidación, por lo que el fraccionamiento entre la fase gaseosa y la roca depende de la presión y temperatura, por lo que pueden ser asumidos como geoindicadores (Giggenbach 1991).

El límite entre ambos grupos no es totalmente rígido, ya que algunos componentes pueden comportarse como trazadores bajo ciertas condiciones pero, si estas cambian, podría cambiar su comportamiento a geoindicador.

Los constituyentes más importantes de estos fluidos pueden ser subdivididos en dos grupos principales, según la información que estos brindan (Giggenbach y Goguel 1989):

- Químicamente inertes: Aquellos constituyentes no reactivos forman un grupo conocido como trazadores. Idealmente, una vez presentes en la fase fluida, estos constituyentes permanecen intactos permitiendo rastrear la fuente de su origen.
- Especies reactivas: Constituyentes que responden a los cambios del medioambiente de una manera controlada y predecible. A este grupo se le conoce como geoindicadores.

Ejemplos del primer grupo serían los gases nobles He y Ar, seguidos por otros constituyentes “conservativos” como el Cl, B, Li, Rb, Cs y N₂. Las especies reactivas del segundo grupo, tales como Na, K, Mg, Ca, SiO₂. Cambian debido a interacciones que dependen de la temperatura y la estructura aluminosilicatada de la roca que las alberga. Cada uno de estos constituyentes de los fluidos geoquímicos se comporta de una manera muy particular según la variación de las condiciones termodinámicas por lo cual se utilizan para revelar información única del reservorio volcánico (Giggenbach y Goguel 1989).

Geotermómetros

La composición de fluidos geotérmicos está controlada por reacciones químicas, que dependen principalmente de la temperatura de equilibrio entre el fluido geotérmico y los minerales a profundidad.

Los geotermómetros químicos son herramientas de bajo costo que se usan, tanto para predecir las temperaturas de equilibrio de los sistemas geotérmicos, como para dilucidar los principales procesos geoquímicos que ocurren en el interior de los yacimientos (Arnórsson, 2000), unos están basados en ecuaciones analíticas fundamentadas, en forma empírica, en bases de datos creadas con mediciones de temperatura y de composición química de fluidos muestreados en pozos o manifestaciones termales, también existen otro tipo de geotermómetros que se obtienen a partir de experimentos de solubilidad de minerales o de estudios de interacción roca-agua en condiciones de equilibrio químico y termodinámico (Rodríguez, Santocho y Reyes, 2008).

Los geotermómetros pueden ser aplicados en fase acuosa, gaseosa y mineral, los geotermómetros en fase acuosa asumen la consecución del equilibrio químico en los sistemas geotérmicos, se considera que los geotermómetros de gases corresponden al equilibrio entre los respectivos gases y los buffer minerales (Renderos, 2002). La utilidad de los geotermómetros no consiste solamente en utilizar ecuaciones empíricas derivadas de equilibrios químicos termodinámicos para estimar temperaturas sino que además se deben verificar la validez de los distintos geotermómetros al aplicarlos en diferentes campos.

Actualmente se han desarrollado una amplia variedad de geotermómetros para fase acuosa, destacando las diferentes versiones del geotermómetro de sílice (D'Amore y Arnórsson, 2000) y los geotermómetros de composición catiónica.

Geotermómetros catiónicos: Se basan en la distribución de álcalis entre la fase sólida y la fase líquida, pueden ser: Na/K, Na-K-Ca, Na-Ca-K-Mg, entre otros (Na-Li, K-Mg,). Funcionan bien para aguas calientes, por lo que la aplicabilidad podría llegar hasta los 350°C debido a que están basados en relaciones que son menos afectadas por diluciones y separación de vapor, volviendo el reequilibrio más lento en comparación a los geotermómetros de sílice.

Geotermómetro Sílice: Su principio básico es la variación de la solubilidad con la temperatura, como la sílice está presente en diferentes formas es posible estimar temperaturas con geotermómetros de cuarzo, cristobalita, calcedonia, sílice amorfa entre otras). La solubilidad de la sílice es controlada por la sílice amorfa a baja temperatura y por el cuarzo a una alta temperatura. Entre las consideraciones al utilizar estos geotermómetros es que su rango de aplicabilidad es hasta los 250°C debido a que la separación de vapor, y el incremento de pH proporciona temperaturas sobreestimadas mientras que la mezcla con agua fría las temperaturas son subestimadas.

En resumen Rodríguez, Santocho y Reyes (2008) mencionan que la aplicación de los geotermómetros de SiO₂ ha presentado diversos problemas en la predicción de temperaturas debido a la presencia de procesos de mezcla de fluidos, re-equilibrio químico y de pérdidas de vapor, así como problemas relacionados con su determinación analítica, los geotermómetros catiónicos no presentan estas dificultades debido a que éstos se basan en relaciones iónicas y no en concentraciones de una sola especie química, sin embargo, su aplicación podría verse afectada por reacciones de intercambio iónico con minerales arcillosos, procesos de enriquecimiento de algunos cationes o por la falta de equilibrio entre solutos y minerales de alteración presentes en estos sistemas. En la siguiente tabla se muestran las ecuaciones empíricas y la aplicabilidad de algunos geotermómetros acuosos:

5. METODOLOGÍA

5.1. Consideraciones generales

El presente estudio se fundamentó principalmente en dos tipos de investigación que son: investigación bibliográfica e investigación de datos de campo, para de esta manera dar cumplimiento a los objetivos planteados, donde las etapas de trabajo incluyen análisis de fuentes bibliográficas, recopilación y análisis de muestras de fuentes termales y procesamiento de datos. Para determinar la composición química de las distintas manifestaciones gaseosas o líquidas, sean estas volcánicas - hidrotermales, es necesario emplear métodos que permitan capturar la muestra de manera tal que, al ser analizada posteriormente en laboratorio, se pueda reproducir la composición en el punto muestreado al momento del muestreo. Esto implica en algunos casos, fraccionar el muestreo de la manifestación (gaseosa o líquida) en distintas técnicas y recipientes de acuerdo con los posteriores requerimientos analíticos, para esto se requiere mantener a las especies que constituyen la muestra, en condiciones necesarias para que mediante las distintas metodologías de análisis pueden ser identificadas y cuantificadas.

5.2. Localización y definición del área de Estudio.

El Hoyón (13.489801°N; -88.513883°O), 1420 m.s.n.m, es un cráter localizado en el flanco noreste del volcán Cerro Pelón a unos 2 km al Este - sureste del municipio de Berlín y a unos 2 km al Oeste de la laguna de Alegría. Forma parte de una serie de Estructuras geológicas pos – caldéricas conocidas como Cerro Tecapa o San Juan, Loma Plan de Quemela, Loma El Optimismo, Cerro Pelón y Cerro La Palmas que siguen un alineamiento OSO-ENE, formando el complejo volcánico Berlín-Tecapa. (Figura 4) De acuerdo con el mapa geológico de la república de El Salvador a escala 1:100,000, (Figura 5) (Anexo 1) el cráter El Hoyón y otros que conforman el complejo volcánico Berlín Tecapa pertenecen a la Formación San Salvador, lo cual indica que son estructuras geológicamente jóvenes de la época holocénica ($\leq 10,000$ años). El fondo de dicho cráter, se encuentra aproximadamente en la cota 1,170 m.s.n.m y la máxima altura en el sector Sur - 1420 m.s.n.m, por lo que se puede calcular a través del perfil de orientación norte - sur obtenido del modelo de elevación digital de un diámetro de 660 metros, con profundidad de 256 metros. (Raymond, J 2002).

5.2.1. Clima

Como toda la llanura costera, el clima de la zona está comprendido dentro de la clasificación climática de Sabana Tropical Caliente del climatólogo Köppen, o tierra caliente, según Sapper Laver. La precipitación media anual es de 1949 milímetros y está distribuida principalmente entre los meses de mayo a octubre con un descenso típico en los meses de julio y agosto. La temperatura media varía de 25.9° a 28.1 °C, con máxima de 36.3 °C (promedio mensual) registradas en marzo, y mínima de 19.1 °C registrada en diciembre. (Seeger, D 1961).

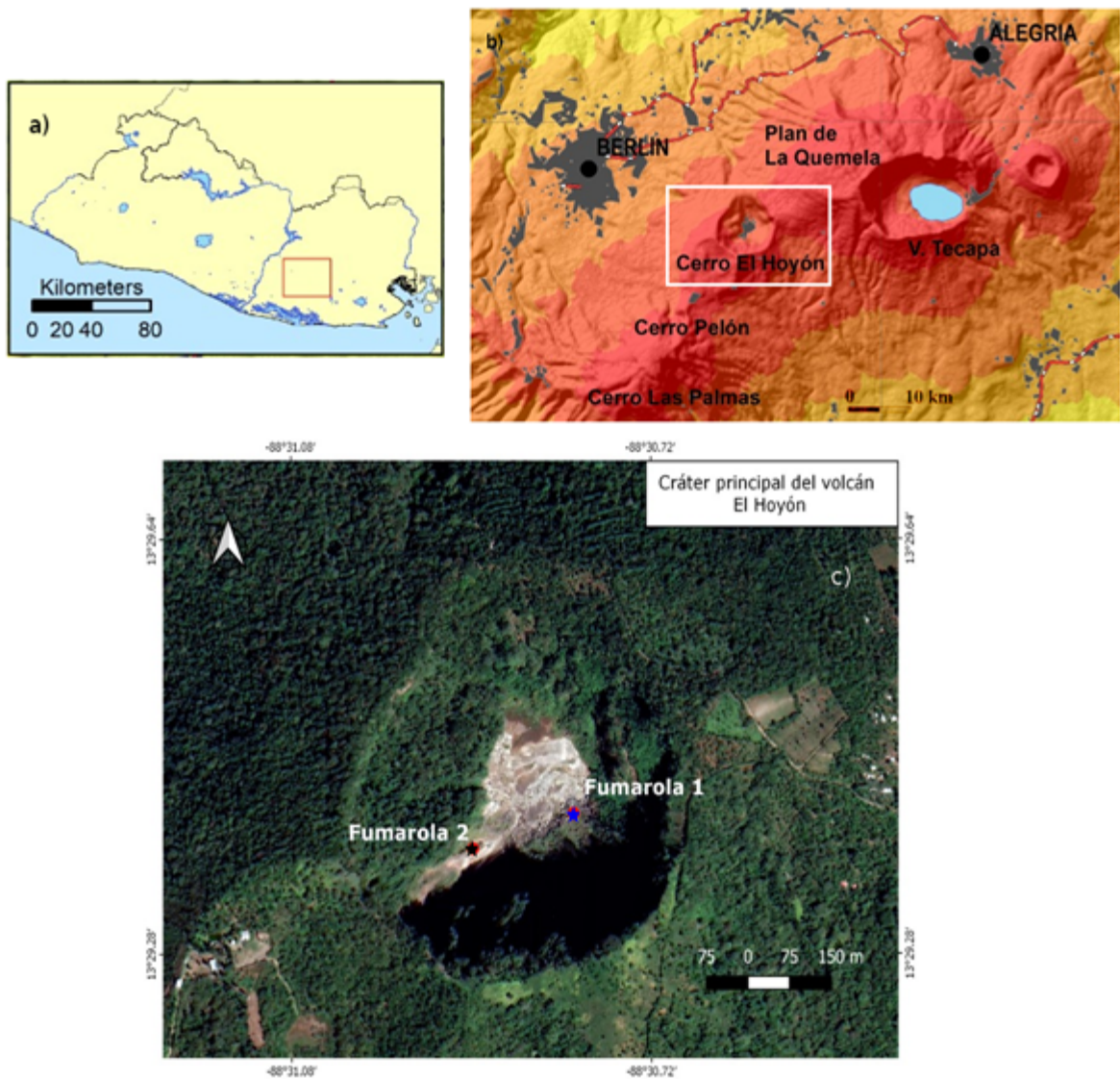
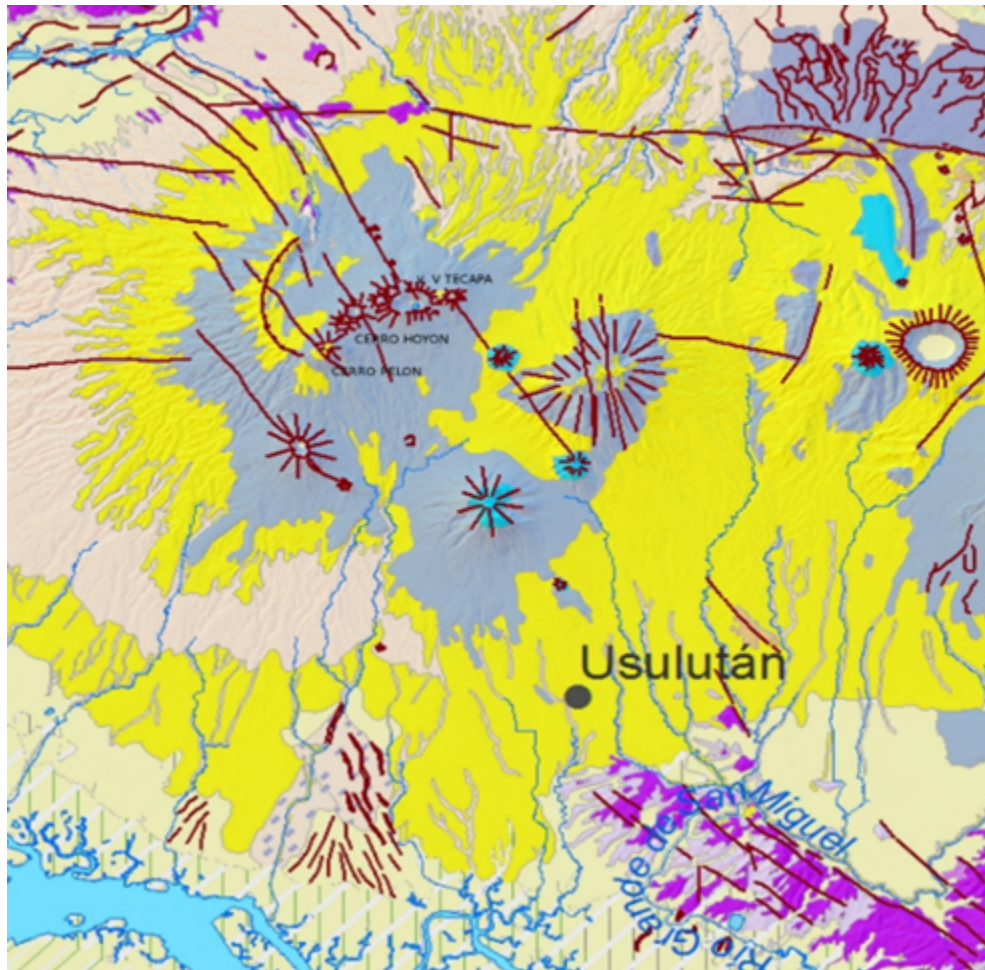


Figura 4. (A) Ubicación geográfica del complejo volcánico Berlín-Tecapa. (B) Mapa en relieve del volcán El Hoyón. (C) Vista del cráter volcán El Hoyón con la ubicación de las Fumarola 1 y Fumarola 2.



Leyenda

- Piroclásticas ácidas, epiclásticas volcánicas:localmente efusivas básicas intermedias
- Efusivas básicas intermedias, piroclásticas subordinadas
- Piroclásticas ácidas, epiclásticas volcánicas (tobas color café)
- Efusivas ácidas
- tierra blanca:piroclásticas ácidas e epiclásticas volcánicas subordinadas:localmente efusivas ácidas (s3'b)
- Efusivas básicas intermedias
- Conos de acumulación (escorias, tobas de lapilli, cinder)

Figura 5. Mapa geológico de la República de El Salvador a escala 1:100,000, MARN, 2015 del complejo volcánico Berlín-Tecapa

5.3. Trabajo de campo.

El trabajo en campo se dividió en 4 campañas:

1. 2 de junio al 5 de octubre de 2018 al volcán El Hoyón, Berlín, Usulután. En esta campaña se obtuvieron 10 muestras. 5 de ellas correspondientes a emisiones gaseosas fumarolas (condensados volcánicos), 5 a manantial caliente (aguas).
2. 14 de diciembre de 2019 al volcán El Hoyón, Berlín, Usulután. En esta campaña se obtuvieron 2 muestras. Una correspondiente a fumarola, una a manantial caliente (aguas).
3. 28 de enero de 2021 al volcán El Hoyón, Berlín, Usulután. En esta campaña se obtuvieron 2 muestras. Una correspondiente a fumarola, una a manantial caliente (aguas).
4. 21 de febrero al 24 de septiembre de 2022 al volcán El Hoyón, Berlín, Usulután. En esta campaña se obtuvieron 16 muestras. Ocho de ellas correspondiente a fumarola, ocho a manantial caliente (aguas).

A continuación, se detallan la metodología de muestreo empleadas para los distintos tipos de manifestaciones líquidas y gaseosas.

5.4. Metodología e instrumental de muestreo

Por lo general existen una gran variedad de manifestaciones fluidas a considerar en ambientes volcánicos, para este estudio se dividieron en dos grandes grupos: los muestreos para la fase gaseosa y lo muestreos para la fase líquida. Las técnicas de muestreo aplicadas para la fase gaseosa se basó en la morfología del sitio de emisión y en la naturaleza fisicoquímicas de las emanaciones. (Montegrossi et al. 2001) y (Tassi et al. 2003).

Las tasas de emisión de gases fumarólicos son mucho mayores en el período eruptivo de los volcanes que en el período de reposo. Muchos volcanes contienen agua hidrotermal que disuelve los gases fumarólicos Para determinar la especiación del azufre, se ha utilizado con frecuencia el muestreo directo de gas utilizando soluciones de absorción alcalinas. (NaOH, KOH y NH₄OH concentrados) (Giggenbach, 1975, Sortino et al. 2006, Mioduszewski y Kress, 2008). En este enfoque, los gases ácidos (CO₂, H₂S) se disuelven en las soluciones de absorción

alcalinas donde sufren reacciones de salificación, quedando atrapados en la solución. La solución se analiza en el laboratorio para determinar el CO₂ y H₂S

5.5. Muestreo de la fase gaseosa en fumarolas (condensados)

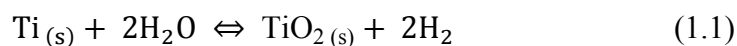
Los métodos de muestreo en fumarolas, para la determinación de la composición química de las emisiones gaseosas, consisten en la captación del flujo gaseoso.

En el caso fumarolas de menores temperaturas y flujo se utiliza simplemente un embudo que se conecta la ampolla mediante una manguera o tubo de silicona. En el caso fumarolas de alta temperatura o altos flujos de emisión, que impiden realizar con comodidad un muestreo directo sobre la emisión, se realiza la extensión de una línea de vidrio que va inserto en el punto de emisión mediante un tubo de titanio.

Para este muestreo, la extensión de una línea de vidrio es sustituida por un condensador de vidrio pyrex simple, el cual es alimentado por agua, y consta de un tubo de vidrio exterior por lo general tiene dos conexiones donde se ajustan mangueras de neopreno o caucho de entrada y salida del líquido refrigerante generalmente agua que pasa través de él. El uso de este tubo simple o condensador de vidrio pyrex, causa un descenso de la temperatura suficientemente útil para condensar el gas y recolectarlo. El condensado es recolectado en una botella plástica, siendo la cantidad óptima de recolección unos 50 ml, sin embargo, en casos donde la obtención del condensado es muy baja, son suficientes uno 20 ml. Una vez finalizado todo el proceso de muestreo, las muestras de condensado, se debe proceder a retirar el condensador de vidrio y desde el tubo de titanio, de esta forma, se procede a insertar el termómetro o la termocupla para la medición de la temperatura de emisión del sitio muestreado.

Para el caso de utilización de tubos de inserción, este requiere una extensión de unos 50 cm de longitud. La utilización del tubo de titanio o cuarzo dependerá directamente de la temperatura de emisión de la fumarola. En fumarolas con temperaturas inferiores a 600°C es utilizado el tubo de titanio, mientras que temperaturas superiores a 600°C debe ser usado el tubo de cuarzo o de cualquier material altamente refractario por ejemplo (mullita), debido a que el titanio a

estas temperaturas, se vuelve altamente reactivo, pudiendo generar contaminación de hidrogeno en la muestra, de acuerdo a la siguiente reacción (Symmonds et al. 1994):



Sin embargo, el tubo de cuarzo o mullita también presenta la desventaja de ser muy frágil y eventualmente puede quebrarse, sobre todo en aquellas fumarolas altamente vigorosas (Giggenbach y Gogel 1989).

Los métodos de muestreo en fumarolas, para la determinación de la composición química de las emisiones gaseosas, consisten en capturar el flujo gaseoso. Sin embargo, la captación del flujo para encauzarlo puede variar según las características de la emisión y la factibilidad para poder realizar el trabajo de muestreo.

Los condensados puros (para el análisis) se muestrearon de la fumarola 2, procurando coleccionar un volumen mínimo de 50 ml, usando un 1 tubo de titanio de 1 m de largo ($\text{Ø} = 2,5 \text{ cm}$) que fue insertado en el respiradero fumarólico y conectado a un condensador refrigerado por agua por medio de un tubo de silicona, para recolectar alícuotas (utilizando botellas plásticas de 125 ml que contiene 20 ml de solución de NaOH 4 N) (condensado), siguiendo el procedimiento reportado por Giggenbach y Goguel (1989); Montegrossi et al. (2001); Vaselli et al. (2006); Aguilera et al. (2011); Aguilera et al. (2016); Fahlquist et al. (1992). (Figura 6)

Algunas de las reacciones que se producen entre la fase condensable y la solución alcalina son (Symmonds et al. 1994; Marini, 2000):

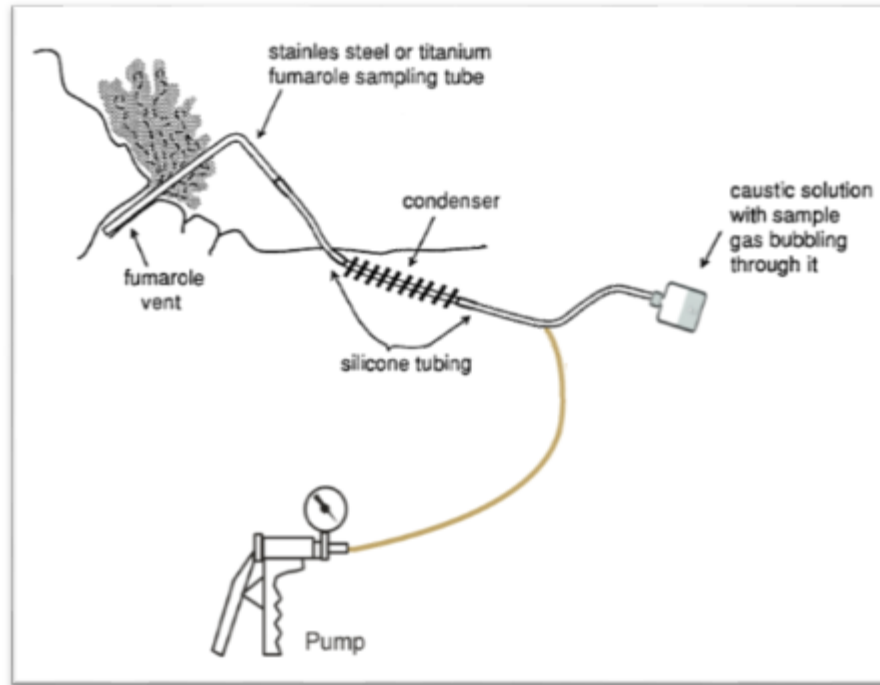
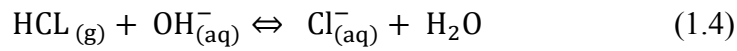
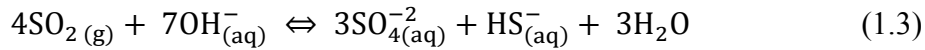
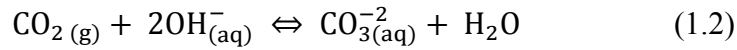


Figura 6. Esquema del muestreo para la obtención de condensado en emisiones fumarólicas, mediante el uso de condensador de vidrio. (Fahlquist et al. 1992; Masías 2011)

5.6. Muestreo de fase líquida en fumarolas.

Primero se “ambientó” los materiales que se utilizaron para la toma de muestra, como son la jarra de PP y la botella (HDPE) (Figura 7 a, b), donde se almacena la muestra. Se recolecta las muestras de la fase líquida en las botellas de polietileno de alta densidad (HDPE) de 500 ml, (Giggenbach y Gouguel 1989; Muñoz et al. 2011; Villemant et al. 2014). Las muestras de aniones y cationes se filtraron con papel cualitativo #9 instalado en un porta filtros y una bomba de vacío. Las muestras de cationes se acidificaron con 1ml de HNO_3 (4N) cada 100 ml de muestra. El filtrado tiene como objetivo el prevenir el crecimiento de algas que podría remover Mg, y SO_4 , y evitar el ingreso de material en suspensión o cúmulos de bacteria que podrían

afectar los equipos de laboratorio y los resultados de los análisis. La acidificación evita la precipitación de cationes y de algunos metales en traza (Giggenbach y Gouguel 1989).



Figura 7. (a) Jarra graduada de PP, (b) Botella de polietileno de alta densidad (HDPE) (Giggenbach y Gouguel 1989)

Una vez realizado el muestreo, son tomados los datos de temperatura, pH y conductividad o TDS (Total de Sólidos Disueltos) de la surgente de agua, los cuales deben ser anotados en las muestras correspondientes.

5.7. Métodos Analíticos

5.7.1. Análisis de la fase líquida en fumarolas

Los análisis de las muestras fase líquida fueron realizados en el Laboratorio Especializado en control de calidad LEEC. Los equipos utilizados fueron:

Espectrometría de absorción atómica (EAA), para cationes (Analyst 100, Perkin Elmer)

Sílice disuelta (SiO_2) por medio de un fotómetro de sílice (marca Hanna, modelo HI 96705 y, además, a las muestras se les realizó titulación volumétrica, para medir la concentración de (Cl^- , SO_4^- , HCO_3^-), en el laboratorio de especializado en control de calidad (LEEC). Para esto se siguió el método propuesto por Giggenbach y Gouguel (1989).

Se determinaron in situ los parámetros de temperatura, pH y conductividad eléctrica y los sólidos totales disueltos utilizando equipo portátil marca Milwaukee, modelo MW802 y una termocupla marca Benetech, modelo GM 1312.

Cuadro 2. Métodos analíticos utilizados para la determinación de componentes químicos de la fase líquida de muestras del volcán El Hoyón. EAA: espectrometría de absorción atómica:

Elemento	Método	Límite de detección
Na	EAA, 3500	0.005 mg/L
K	EAA, 3500	0.001 mg/L
Ca	EAA, 4500	0.01 mg/L
Mg	EAA 4500	0.001 mg/L
Cl	Titrimétrico 4500 B	0.05 mg Cl/L
SO ₄	Turbidimétrico 4500 E	0.03 mg SO ₄ /L
SiO ₂	Fotométrico 4500 C	mg SiO ₂ /L

Se utilizaron métodos clásicos de volumetría, titulación y electródicos (Cuadro 2). Estos métodos fueron utilizados por Taran et al. (1998); Teschner et al. (2006); Muñoz et al. (2011); Gaviria et al. (2016); Aguilera et al. (2016); Llano et al. (2020).

5.7.2. Análisis de la fase gaseosa en fumarolas (condensados)

Los análisis de las muestras de la fase gaseosa (condensados) fueron hechos en el laboratorio de la planta piloto de la Escuela de Ingeniería Química e Ingeniería de Alimentos de la Facultad de Ingeniería y Arquitectura de La Universidad de El Salvador, utilizando métodos de titulación volumétrica en la determinación de la concentración de CO₂ y H₂S.

5.7.3. Procedimiento de análisis para determinar CO₂ en laboratorio.

El CO₂ atrapado en la disolución de NaOH se analizó por medio de neutralización con HCl utilizando primero como indicador de viraje la fenolftaleína (intervalo de viraje pH 8,3-10) para neutralizar el NaOH que no haya reaccionado con el CO₂ y luego se valorará el HCO₃⁻ con naranja de metilo (intervalo de viraje pH= 3,1-4,4 después se calculará la concentración de CO₂

en ppm (Ozawa 1968; Tassi et al. 2009; Agosto et al. 2013; Chiodi et al. 2016; Di Liberto 2019; Ármannsson y Ólafsson 2007; Giggenbach y Goguel 1989).

La concentración de dióxido de carbono en vapor condensado se calculó con la siguiente ecuación:

$$\text{CO}_2(\text{mg/L}) = 444009,5 \cdot \text{Cn} (V - \text{Vb})/\text{Vm} \quad (1.5)$$

Cn: HCL: concentración de HCL estandarizado, mol/L.

V: volumen de HCL consumido durante la valoración de la muestra, mL.

Vb: volumen de HCL consumido durante la valoración del blanco, mL.

Vm: alícuota de la muestra, mL.

5.7.4. Procedimiento de análisis para determinar H₂S en laboratorio.

El H₂S atrapado en la disolución de NaOH se analizó por medio de la determinación indirecta del sulfuro de hidrógeno en medio acuoso, por medio de la titulación con sulfato de sodio es un método volumétrico indirecto de óxido reducción en donde el H₂S reacciona con el I₂. Este método volumétrico indirecto de oxidación reducción en donde el sulfuro de hidrógeno en medio acuoso es oxidado por una cantidad equivalente de yodo, cuyo remanente valorado con una disolución estandarizado de tiosulfato de sodio empleando indicador visual de almidón. (Taran et al. 1998; Caselli et al. 2007; Ármannsson y Ólafsson 2007; Ohba et al. 2021; Giggenbach y Goguel 1989).

La concentración de H₂S se calculó con la siguiente ecuación:

$$\text{H}_2\text{S}(\text{mg/L}) = 17040,44 \cdot \text{Cn}_v (\text{Vb} - V)/\text{Vm} \quad (1.6)$$

Cn_v: concentración de tiosulfato de sodio, mol/L.

Vb: volumen de tiosulfato de sodio consumido por el blanco, mL.

V: volumen de tiosulfato de sodio consumido por la muestra, mL.

Vm: volumen de la alícuota de muestra, mL.

6. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En este capítulo se expondrán los resultados de las campañas de terreno, de laboratorio y análisis posterior. La discusión de resultados en este capítulo.

Cuadro 3. Temperatura y geoquímica de los fluidos volcánicos (fracción líquida) asociados al volcán El Hoyón. Unidades en mg/l.

Fecha	Muestra ID	Temperatura	pH	Cond. E	TDS	SO ₄	Cl	Na	K	Ca	Mg	SiO ₂
		°C		uS/cm	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
02/06/2018	1	86,2	1,97	3870,5	2838,5	1255	956	102	46	263	214	324,9
16/07/2018	2	85,6	1,83	3913,3	3003,1	1438	1165	77	34	180	107	341,2
31/08/2018	3	80,1	2,01	3609,2	2849	1604	845	65	15	320	250,3	388,7
01/09/2018	4	85,5	2,72	4038,7	3330	1920	1350	60	10,8	236,6	210,3	405,7
05/10/2018	5	78,8	3,02	2155,8	1658,8	1123	456	68	9	247,3	228,7	382,7
14/12/2019	6	90	2,04	3061,3	5298,3	2523	1236	78,3	21,7	155,8	118	311,8
28/01/2021	7	104	1,6	3215	3542	2813,4	1710	79,9	10,1	296,1	365,4	291,5
21/02/2022	8	82	4,5	1832	1284,3	861	229	22,6	43	73	45	211,3
22/03/2022	9	80	3,75	1943,6	1266,8	863	232	31	14	51	44	203,5
29/04/2022	10	82,5	3,25	2818,6	2043,7	1099	437	36	175	162	132	136,2
30/05/2022	11	90	3,27	2311,4	1275,6	798	238	43	17	56	60,3	87
23/06/2022	12	75	2,82	1345	858,98	1047,5	394	21	142	128	102	52
25/07/2022	13	65	2,3	2328,6	1216	823	202	29	10	58	51	43
13/08/2022	14	83,5	3,11	1668,3	1400	845	257	11	12	43	34	198
24/09/2022	15	99,4	2,8	1254	895	602	174	9	12	33	31	34

Cuadro 4. Geoquímica de los fluidos volcánicos (fracción condensados) asociados al volcán El Hoyón. Unidades en ppm.

Muestra ID	Fecha	[] CO ₂ ppm	[] H ₂ S ppm
1	02/06/2018	743	6
2	16/07/2018	756	8
3	31/08/2018	878	2
4	01/09/2018	528	4
5	05/10/2018	561	3,2
6	14/12/2019	541	10
7	28/01/2021	962,92	17
8	21/02/2022	515	5
9	22/03/2022	536	2
10	29/04/2022	756	2,3
11	30/05/2022	541	6,3
12	23/06/2022	632	8
13	25/07/2022	528	5,2
14	13/08/2022	507	0,7
15	24/09/2022	513	1,2

6.1. Volcán El Hoyón.

En El Hoyón se tomaron 15 muestras, En fechas distintas que corresponden a fluidos geotermales fracción líquida, recolectados en la fumarola 1 (Figura 8a) y 15 que corresponden a fluidos geotermales fracción gases (condensados) en fumarola 2. (Figura 8b)

En el sitio hay manifestaciones de fumarolas, existe una densa vegetación alrededor (Figura 8c) y suelo humeante. Los manantiales tienen color gris, el agua no es cristalina y son hirvientes (Figura 8d). Se manifiesta olor a azufre algunas veces con mayor intensidad también presenta de alteración hidrotermal de tipo sulfato-ácida. Presencia de arcillas, sulfatos y azufre nativo.

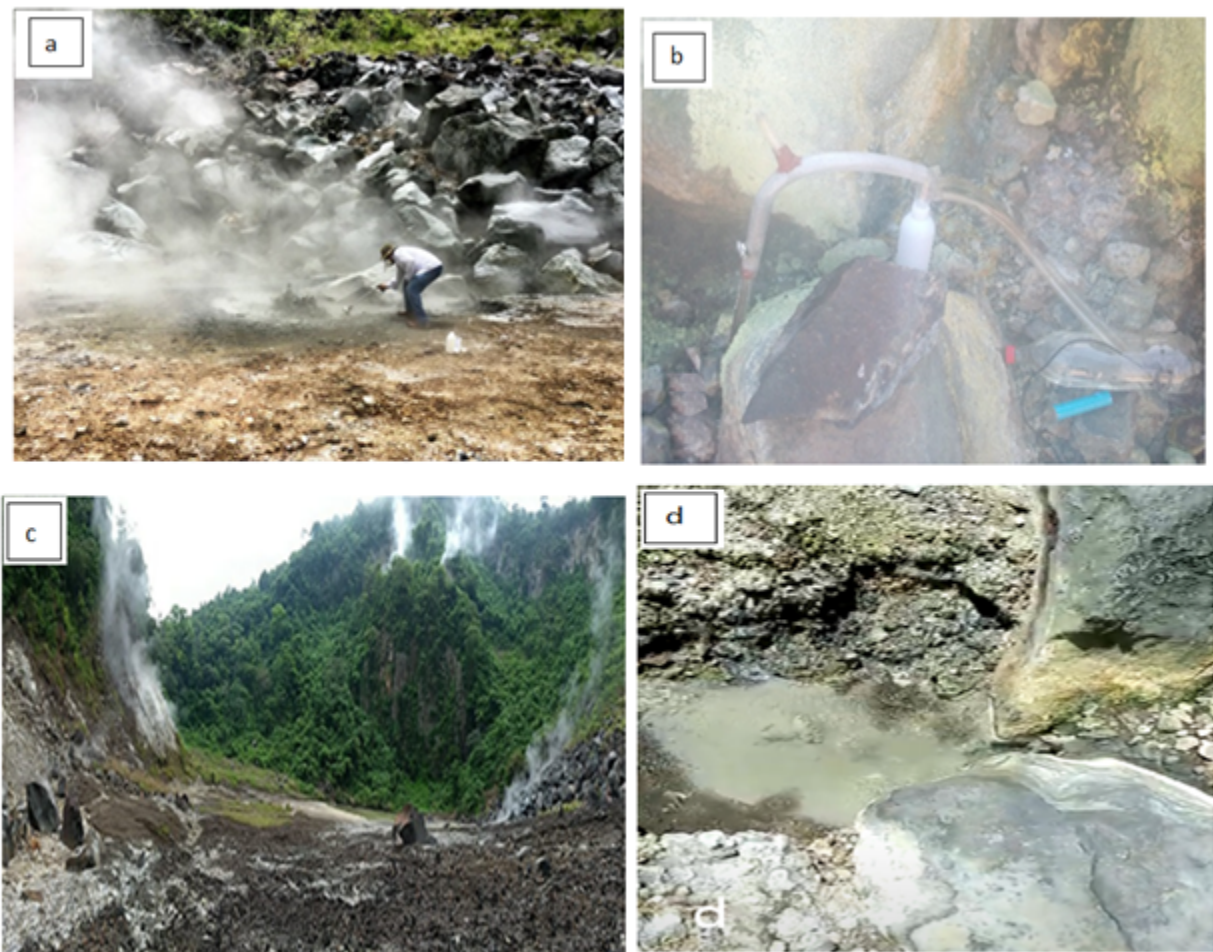


Figura 8. a) Toma de muestra en fumarola 1. b) Toma de muestra. Equipo de condensados volcánicos en fumarola 2. c) Zona de fumarolas cráter volcán El Hoyón con densa vegetación d) Manantial hirviente.

6.2. Características geoquímicas de las aguas cratéricas

6.2.1. Aniones

En la (Figura 9) se puede observar también que, las aguas de las áreas hidrotermales no registran valores significativos de HCO_3^- . En este caso, cabe recordar que el HCO_3^- tiene su origen en la disolución del CO_2 (g) en agua, otro importante gas magmático e hidrotermal. Cuando el CO_2 (g) entra en contacto con el agua, genera diversas especies carbonatadas (Stumm y Morgan 1996). Por debajo de $\text{pH} = 5$ solo es estable el H_2CO_3 que no es una especie iónica, sino la disolución del CO_2 en H_2O , por lo que no aporta cargas de ningún tipo a la solución. Sin embargo, a valores de pH entre 5,5 y 8,0, HCO_3^- es la especie carbonatada más importante y se encuentra ionizada. Teniendo en cuenta los factores, temperatura y pH , es posible explicar el empobrecimiento en HCO_3^- de las áreas hidrotermales analizadas (cuando sus vapores de ebullición se encuentran enriquecidos en CO_2), debido al factor acidez de las aguas con valores de pH entre 1 y 3- y temperaturas relativamente altas. Estas condiciones ácidas hacen que la formación de HCO_3^- quede inhibida.

De esta manera, los gases ácidos de origen magmático profundo altamente solubles como el HCl y el HF se encuentran fuertemente empobrecidos en la composición gaseosa que alcanza la superficie, y por lo tanto se empobrece también en los cuerpos de agua superficiales (Agusto 2011, Agusto et al. 2013).

El Cl^- , SO_4^{2-} y el HCO_3^- son los tres aniones principales y más analizados en aguas termales. En este tipo de ambientes, el Cl^- se asume como derivado esencialmente del HCl (g) magmático, el SO_4^{2-} derivado del SO_2 magmático y el HCO_3^- del CO_2 magmático. Estos aniones están fuertemente involucrados en la evolución de las aguas oxidantes, inmaduras y ácidas de los fluidos originalmente magmáticos hacia aguas reducidas típicas de sistemas hidrotermales maduros (Giggenbach 1997).

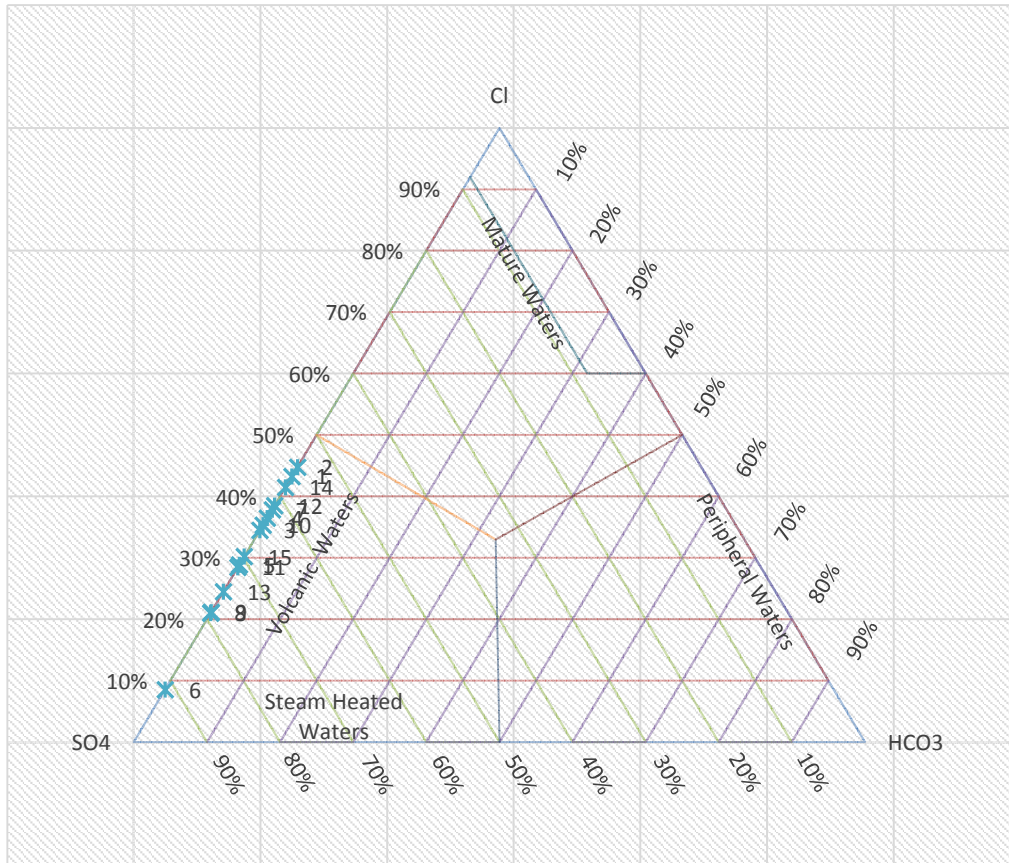


Figura 9. Diagrama de concentraciones de aniones mayoritarios SO_4^{2-} , HCO_3^- y Cl^- .

Fuente: (modificado de Piper y Giggenbach 1988). Los datos se graficaron con una hoja de cálculo proporcionada por Powell y Cumming (2010).

Sin embargo, los gases ácidos magmáticos característicos como SO_2 , HCl y HF , se encuentran fuertemente empobrecidos indicando procesos de “scrubbing” en el reservorio geotérmal, que filtran los gases ácidos solubles y favorecen composiciones características de ambientes hidrotermales enriquecidos en especies como el CO_2 y H_2S (Agusto et al. 2013). La absorción de vapores magmáticos en las aguas circulantes subterráneas lleva a la formación de soluciones altamente ácidas y oxidantes que contienen Cl^- y S^{2-} en proporciones similares a los de la fase vapor magmática original (Giggenbach et al.1990).

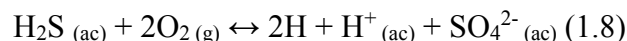
La absorción de los volátiles magmáticos que invaden las aguas subterráneas lleva a la formación de soluciones muy reactivas. En contacto con agua líquida, el SO_2 componente

principal de la fase vapor magmática, mediante una reacción de dismutación se convierte en H₂S y SO₄²⁻.



En la (Figura 9) es posible observar que la totalidad de las muestras se ubican sobre el eje SO₄²⁻-Cl⁻ y claramente desplazadas hacia el eje SO₄²⁻. Asumiendo que gran parte del S magmático es convertido a SO₄²⁻, podemos caracterizar a las aguas de las áreas hidrotermales como aguas ácidas altamente inmaduras, las cuales habrían adquirido esta impronta a partir de la absorción de vapores magmáticos que alcanzaron las aguas subterráneas a relativamente bajas temperaturas y por lo tanto, niveles superficiales. Esto es coherente con la ausencia de SO₂ y los importantes valores de H₂S en la composición de las manifestaciones gaseosas de las áreas geotermales, observadas por Agosto et al. (2013).

Posteriormente, la absorción de vapores cargados de gas en las aguas de la superficie y la oxidación del H₂S a SO₄²⁻ por el O₂ atmosférico llevan a la formación de aguas ácidas, con gran contenido de SO₄²⁻. Este tipo de aguas serían las que conforman las áreas hidrotermales analizadas del Volcán el Hoyón.



El escape volátil diferenciado del H₂S respecto a los otros gases ácidos, se produciría durante la ebullición en ascenso de los fluidos hidrotermales profundos.

Las relaciones aniónicas indican que los fluidos volcánicos en el son sulfato-cloruradas ácidas.

Discusión

Con el contenido de aniones mayoritarios (SO₄²⁻, Cl⁻ y HCO₃⁻), estas aguas pueden ser clasificadas como aguas sulfato cloruradas ácidas e inmaduras. La temperatura de las aguas analizadas, es adquirida mediante el pasaje de vapores de origen profundo (magmáticos-hidrotermales) a través de ellas, los que a su vez, controlan su contenido aniónico. Los sistemas con aguas sulfatadas ricas en SO₄²⁻ deben su composición principalmente a incorporación de SO₄²⁻ por lixiviación ricas en minerales sulfatados, incorporación de SO₄²⁻ por oxidación de H₂S, sistemas con presencia de fase gaseosa, incorporación de SO₄²⁻ por degradación de materia orgánica a profundidades someras (Agosto et al. 2013). La incorporación de gases magmáticos

se produce en algunos de los sitios vecinos de sistemas volcánicos activos o potencialmente activos incorporación principalmente de H_2S . Los sulfatos provienen casi exclusivamente de las emisiones volcánicas. Se pueden distinguir dos tipos de aportes: los directos debido a la solución del gas magmático, bajo la fórmula H_2SO_4 y los aportes indirectos unidos a la colada de depósitos sublimados obtenido por la interacción entre el gas y su alrededor compuestos volátiles o rocas adheridas. Los compuestos de azufre los más frecuentes y las más abundantes de las mineralizaciones de origen fumarólico en los volcanes del América Central son la ternadita Na_2SO_4 , la anhidrita $CaSO_4$, y el yeso $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. (Giggenbach et al.1990)

6.2.2. Relación Cl/SO₄

Con respecto a la geoquímica de fluidos, mediante el trabajo de seguimiento realizado se ha identificado que los fluidos ácidos del cráter del volcán el Hoyón resultan ser buenas indicadoras de perturbaciones del sistema volcánico-hidrotermal, algunas relaciones geoquímicas han mostrado efectivamente un incremento de algunos componentes del sistema. Las relaciones Cl/SO₄ mostraron picos positivos los picos positivos registrados los cuales están asociados a un importante incremento de la especie SO_4^{2-} , se observa un marcado aumento en la tasa de emisión gaseosa, asociado a esto, desde el punto de vista de concentración, también se reconoce un marcado aumento en las concentraciones de todas las especies mayoritarias. Específicamente los aniones mayoritarios en sus concentraciones muestran valores de 2813.4 ppm SO_4^{2-} y 1710 ppm de Cl⁻ (enero 2021), pero presento un pico negativo en la variación de la razón donde existe una disminución de la relación Cl/SO₄ en la muestra de fluido volcánico en fracción líquida. una causa en la disminución de la relación podría deberse a la evaporación de los fluidos volcánicos donde el ion cloruro no varía, ya que el ion cloruro es un ion conservativo pero el aumento en la concentración de la relación Cl/ SO₄ posiblemente sea por un mejor aporte de volátiles provenientes de la actividad magmática-hidrotermal del volcán, también se presenta un aumento en la actividad en que la temperatura, acidez, concentración y relación de los iones aumenta en el sistema (González et al., 2013b) Los parámetros de campo indican temperaturas por encima de los 95°C y valores de pH inferiores a 2. En algunos periodos se observa una relación entre la temperatura de los fluidos volcánicos y su pH, pequeños aumentos de temperatura que coinciden con un aumento en la acidez (Figura 10)

Los fluidos volcánicos del volcán el Hoyón se caracterizan por ser aguas muy ácidas con valores de pH entre 1.6 y 4.5 y temperaturas que oscilan entre los 65°C y 104°C determinados en el anexo 5. La fumarola 1 ha presentado una variación en su temperatura. Las temperaturas más altas (Figura 24) se registró en el mes de enero de 2021 con pH = 1.6. En 2022, las temperaturas variaron entre los 82 – 99.4 ° C, con un pH = 4.5 – 2.8.



Figura 10. Comparación de la temperatura, acidez, concentración de aniones mayores (SO₄, Cl) y relación de Cl / SO₄. pre pandemia, pandemia y post pandemia

Comportamiento de los valores que oscilan al inicio valor máximo en todo el periodo de observación 0.81 pre pandemia al inicio del desarrollo del estudio (2018 la relación cloro sulfato. Mostro valores entorno 0.76 en la siguiente observación fecha junio de 2018 se observó un valor de 0.81 el que resultó ser el máximo absoluto de todo el periodo de que comprendió el proyecto. A partir de este valor se muestra una tendencia a disminuir con cierto valor hasta un mínimo de 0.41 en oct de 2018.

Luego en los años 2019, 2020 y 2021 fechas se obtuvieron muy pocos datos debido a problemas logística y de la pandemia por lo que los dos datos que corresponden a este periodo no son suficientes para inferir en él comportamiento de la relación cloro sulfato durante este tiempo.

A partir de feb 2022 la variación en la relación cloro sulfato disminuye mostrando valores entre 0.25 a 0.4.

Es un sistema volcánico bastante evolucionado es necesario contar con una serie de datos más a largo plazo para definir las características de comportamiento normal de este indicador. Que no es posible saber si es normal

Que a pesar de esta variación no es suficiente para asegurar que ese sea su comporta normal debido por tratarse a un sistema magmático bastante evolucionado.

Lo que muestra una mayor inercia en los cambios en el sistema volcánico

Discusión

El valor de referencia en el momento máximo en julio de 2018 fue ($Cl/SO_4 = 0.81$), 0.41 y valor máximo 0.81 periodo prepandemia pero existen fluctuaciones, luego disminuyo y vuelve a un valor de referencia normal (0.41) en octubre de 2018. En diciembre de 2019 hay un incremento ($Cl/SO_4 = 0.49$) y enero de 2021 ($Cl/SO_4 = 0.61$) se observa una disminución gradualmente en febrero 2022 ($Cl/SO_4 = 0.27$) y una variación en fluctuaciones y decrecer los niveles en la relación ($Cl/SO_4 = 0.29$) en septiembre 2022

Los iones cloruro, sulfato, de posible origen magmático han mostrado también fluctuaciones con una tendencia general a decrecer. Los niveles de sulfato han sido generalmente mayores que

los de cloruro y han variado sin mostrar correlaciones claras. Las fluctuaciones en las concentraciones de sulfato pueden atribuirse a procesos de óxido-reducción.

Estos aumentos podrían tener una posible causa de estos aumentos en el reservorio la posible podría ser por la inyección de SO₂ magmático en el reservorio de fluido subyacente donde, la reacción de reducción de SO₂ produjo HSO₄

Los sistemas volcánicos-hidrotermales ácidos en muchos casos están directamente asociados con la desgasificación de cuerpos magmáticos. El monitoreo químico de estas aguas puede ser útil para rastrear la actividad de los volcanes.

Se define arbitrariamente la acidez de las aguas naturales como “ultra ácida” con un pH en el rango de 1 a 3, e “hiper ácida” con un pH < 1.

El aumento en la relación Cl/SO₄ puede darse por factores como la presión debido a que los gases magmáticos-hidrotermales como el SO₂ y H₂S al entrar en el sistema hidrotermal reaccionan entre sí y provocan que precipite azufre elemental y minerales sulfatados. Esto ocasiona que sellen las fracturas, aumentando la presión y cuando esta llega a un estado crítico se da la posible erupción.

Estas aguas se forman por: (1) condensación de gas magmático en condiciones poco profundas y/o (2) disolución de gases magmáticos en aguas subterráneas; (3) mezcla cerca de la superficie de aguas calentadas que contienen sulfato con aguas con cloruro de sodio de formación más profunda; (4) interacción de las aguas de cloruro de sodio con las rocas sometidas a alteración argílica y argílica avanzada, incluida la hidrólisis de azufre elemental; (5) una combinación de varios de los procesos enumerados.

6.2.3. Cationes

Diagrama ternario de cationes del sitio de muestreo (Figura 11) se observa que las aguas poseen valores relativos intermedios, levemente enriquecidos en Ca²⁺, rasgo característico de las aguas en el dominio volcánico. El sistema posee relaciones calcio magnesio. Ningún compuesto de

estos elementos son lo suficientemente volátiles para ser despedidos cuando se efectúa la desgasificación del magma, es posible pensar que los iones calcio y magnesio se obtienen de una alteración de la roca encajante, por los gases volcánicos ácidos también la disolución de rocas carbónicas en profundidad, proceso favorecido por la presencia de CO₂ en este sentido, la existencia de importantes bancos depositados como consecuencia de la exsolución del CO₂, constituiría una evidencia de la ocurrencia del proceso de disolución en profundidad.

Discusión

Por otro lado, las aguas de las muestras colectadas en el cráter del volcán El Hoyón se ubican en el centro del diagrama ternario (Figura 11), indicando un enriquecimiento en Mg. El proceso de interacción agua-roca es controlado por la alteración ácido sulfática dominante, que da como resultado una mineralogía secundaria en la que predominan K y Ca, siendo la alunita el mineral resultante de este proceso.

Por otro lado, el Mg liberado de la roca por ataque ácido a olivinas y piroxenos no precipita formando minerales secundarios en las condiciones de acidez y temperatura de estos ambientes (Varekamp et al., 2009). Por este motivo no se han reconocido minerales secundarios portadores de Mg en las áreas geotermales, debido a que permanece en solución y se pierde por lavado. De esta manera, el permanente lixiviado al que estas rocas están sometidas responde al ataque ácido y lixiviado de la roca basalto andesítica que conforma el edificio volcánico. De esta forma, los cationes alcalinos y alcalino-térreos son liberados proporcionalmente de la roca involucrada en el ambiente volcánico-hidrotermal desarrollado en el interior del edificio volcánico. (Varekamp et al. 2009)

Además, no debería descartarse la posibilidad de que esta área pudiera estar alimentada por fluidos profundos. En este caso, es importante considerar que en el edificio volcánico la alteración ácida domina la interacción fluido-roca desde niveles profundos, ya que el rápido ascenso de los fluidos impide la reducción de los mismos manteniendo las condiciones oxidantes originales y por lo tanto la acidez; a diferencia de las áreas geotermales donde los fluidos reducidos comienzan con la alteración ácida solo cuando se oxidan en ambientes someros.

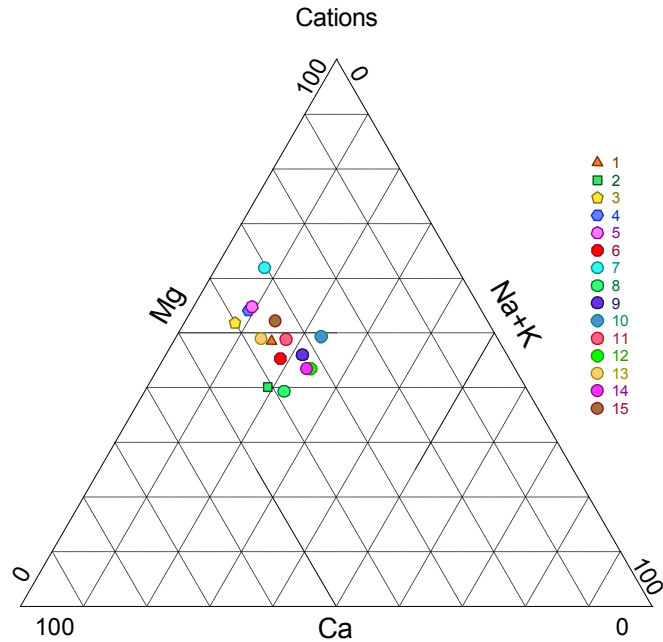


Figura 11. Diagrama ternario de cationes Ca- Mg- Na + K para caracterización de las aguas del sistema. (Elaborado por Rafael Zaldaña. RockWare, Inc. Aq QA 2015)

6.2.4. Representación de la composición aniónica y catiónica del agua cratérica.

La especie dominante es el SO_4^{2-} (2813.4 mg/L) seguido en abundancia por Cl^- (1710 mg/L). Respecto a los cationes, el Mg^{+2} es la especie que se presenta en mayor concentración (365.4 mg/L), seguida por Ca^{+2} (296.1 mg/L), K^+ (175 mg/L) y Na^+ (102 mg/L). Respectivamente, mientras que el contenido en sílice disuelta es alto de 405.7 mg/L

La composición de las muestras de agua cratéricas correspondiente al volcán El Hoyón se clasifican según el diagrama ternario (Figura 12) como Sulfato cloruradas magnésicas Cl^- (SO_4^{2-})- Mg^{+2} - Ca^{+2}

Discusión

La mayoría de las muestras son del tipo ácido sulfatado, las muestras se agrupan en las secciones de origen volcánico, que son típicas de los sistemas geotérmicos volcánicos asociados a volcanes. Estas muestras tienen un valor de pH bajo, causado por los iones Cl^- y $(\text{SO}_4)^{2-}$ que, a su vez, forman un buffer HSO_4^- . Durante el proceso de interacción agua-roca, este sistema

produce una mayor disolución de la roca, generando una mayor conductividad. (Varekamp et al., 2009)

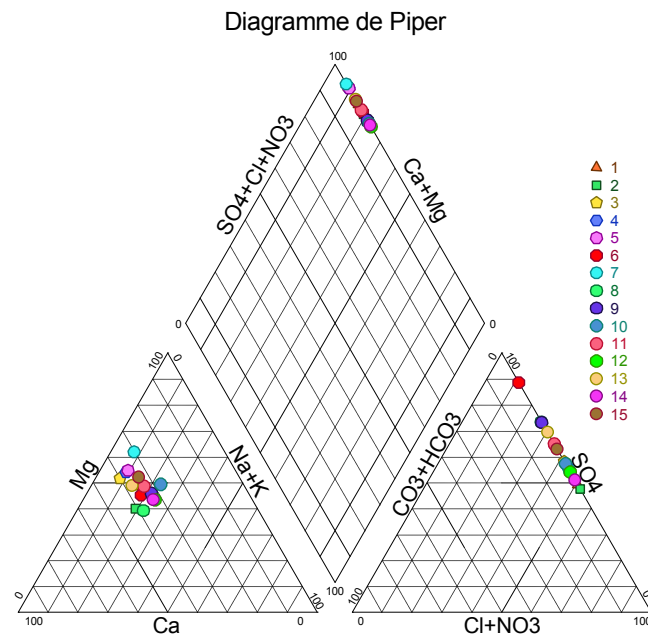


Figura 12. Diagrama de Piper, composición de las muestras de agua cratélicas. (Elaborado por Rafael Zaldaña. RockWare, Inc. Aq QA 2015)

6.2.5. Clasificación de las muestras dentro del equilibrio total, equilibrio parcial y aguas inmaduras.

En el diagrama ternario Mg-Na-K (Figura 13) se observa que las muestras analizadas de las áreas geotermales se ubican en la esquina del Mg casi en su totalidad, lo cual estaría reflejando una condición fuera del equilibrio parcial y su carácter inmaduro. El campo de equilibrio parcial representa a aguas cuyas relaciones K/Na probablemente fueron adquiridas a mayores profundidades, y los menores contenidos de Mg han sido adquiridos a menores temperaturas. Los procesos más importantes que gobiernan las concentraciones relativas de los cationes más comunes en soluciones hidrotermales: Na⁺, K⁺, Mg⁺² y Ca⁺², son los relacionados con la disolución de las rocas que albergan el sistema geotermal y aquellos vinculados al grado de equilibrio alcanzado (Giggenbach 1989).

Geotermómetros

Para la estimación de los valores aproximados de temperatura en reservorio se usaron algunos de los algoritmos matemáticos propuestos y probados con anterioridad (Giggenbach 1988;

Arnorsson et al. 1983a; Arnorsson et al. 1983b; Arnorsson & Svavarsson 1985; Fournier 1979; Fournier 1977; Truesdell.A. 1976). Para su aplicación se tuvo en cuenta la clasificación de aguas previamente establecida, desestimando los manantiales con características sulfatadas acidas ya que estas aguas acidas presentan condiciones de lixiviación de la roca.

Los resultados mostrados en el cuadro 3 permiten conocer los valores de temperatura que resultan al aplicar diferentes geotermómetros: los de cuarzo, con pérdida y sin pérdida de vapor, presentan un rango de temperaturas entre 97 °C y 236 °C; un comportamiento similar se presenta en los valores encontrados al aplicar el geotermómetro de calcedonia que se encuentra entre 64 °C y 223 °C. Datos de temperaturas anormales y considerablemente bajas, comparativamente con los demás presentados en el cuadro 3, se obtuvieron al aplicar el geotermómetro que involucra Na-K-Ca (entre 214 °C y 438 °C) debido a posibles diluciones y precipitaciones de la sílice.

De acuerdo con las condiciones y los parámetros fisicoquímicos establecidos para las aguas seleccionadas, los datos de temperatura más consistentes son los que resultan de la aplicación del geotermómetro de Giggenbach (1988) que se encuentran entre 252 °C y 309 °C mayoritariamente.

Los valores mostrados en el cuadro 3, son consistentes con los obtenidos al elaborar el diagrama triangular de Giggenbach para los cationes mayoritarios. Este diagrama permite establecer el equilibrio fisicoquímico entre el fluido y las rocas huésped y adicionalmente estimar la temperatura del reservorio.

Es importante mencionar que, de acuerdo con Giggenbach (1988), la aplicación de este geotermómetro es válido en el caso de descargas de pozos o muestreos profundos, pero cuestionable en el caso de manantiales que sean representativos de aguas superficiales, pues estos fluidos están sujetos a procesos secundarios tales como reequilibrios parciales a bajas temperaturas, dilución y pérdida de vapor lo que afecta la determinación geotermométrica y solo puede establecerse como geoindicador.

Los geotermómetros de cationes (Na-K, K-Mg) necesitan una preselección de muestras a analizar basado en su pH o diagrama ternario de aniones, generalmente se usan las aguas cloruradas maduras que representan fluidos bien equilibrados. A diferencia de ellos, el geotermómetro de Na-K-Mg entrega una clasificación automática de las aguas dependiendo de

su ubicación en el diagrama. En la (Figura 13) se observa que las muestras se ubican muy cercanas al vértice de Mg, en el campo de aguas inmaduras, por lo que se debe tener cuidado con la aplicación de los geotermómetros de cationes ya que podría resultar incierta. Según Giggenbach (1991), estas aguas son las menos apropiadas para el uso de este tipo de geotermómetros.

Basados únicamente en estos resultados y desestimando los postulados ya mencionados anteriormente se trazaron líneas de tendencia que permitieron interpolar en el gráfico e inferir una temperatura en el reservorio en un rango entre 252 °C y 309 °C.

La (Figura 13) muestra el diagrama triangular obtenido para las muestras seleccionadas. En él se observa que todas las muestras se encuentran en la zona de aguas inmaduras y con fuerte componente superficial.

A partir de la composición de los cationes mayoritarios (Mg^{2+} , Na^+ y K^+), permite determinar el carácter inmaduro de estas aguas y verificar su condición de desequilibrio parcial con respecto a la roca hospedante. Por lo tanto, el contenido catiónico de estas aguas está mayormente controlado por procesos de disolución de roca. En las composiciones catiónicas relativas de las aguas analizadas enriquecidas en Ca^{+2} , responden a procesos de alteración y lixiviación de las rocas del entorno. Las concentraciones de Mg^{2+} estaría reflejando una condición fuera del equilibrio parcial y su carácter inmaduro el campo de las aguas inmaduras representa aquellas soluciones que son afectadas por la disolución de la roca más que por un equilibrio y los contenidos de magnesio han sido adquiridos a menores temperaturas. Es posible que el ion Mg^{2+} provenga de una alteración de la roca encajante, por efecto de los gases volcánicos ácidos. (Giggenbach, 1988).

Cuadro 5. Geotermómetros aplicados a los manantiales del área de estudio

Lugar	Muestras	Temp terreno	Cuarzo sin pérdida de vapor (°C)	Cuarzo con máxima pérdida de vapor (°C)	Calcedonia (°C)	Na-K (Giggenbach, 1988) (°C)	Na-K-Ca (Truesdell. A., 1976)
Hoyón	1	86.2	217	197	201	390	438
	2	85.6	221	200	205	387	433
	3	80.1	233	208	218	309	299
	4	85.5	236	211	223	284	261
	5	78.8	231	207	217	256	220
	6	90	214	194	197	329	332
	7	104	208	190	191	252	214
	8	82	184	171	163	672	1207
	9	80	182	169	160	390	438
	10	82.5	155	148	131	1034	4743
	11	90	130	126	102	372	406
	12	75	104	104	74	1238	311
	13	65	95	97	64	355	375
	14	83.5	180	168	158	539	771
	15	99.4	85	149	132	582	895

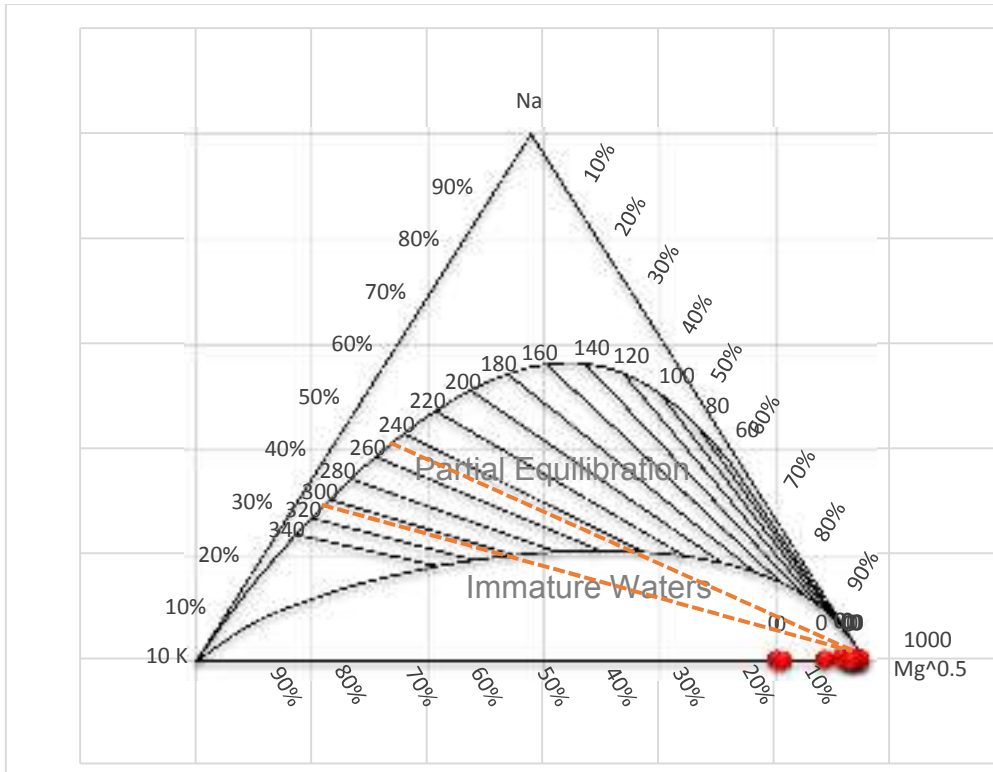


Figura 13. Diagrama de cationes mayoritarios K, Na y Mg en las aguas analizadas del área hidrotermal del volcán El Hoyón. Diagrama del geoindicador Na-K-Mg (Giggenbach, 1991) Los datos se graficaron con una hoja de cálculo proporcionada por Powell y Cumming (2010).

6.2.6. Concentración de aniones mayoritarios

Se puede identificar un aumento relativo de los valores aniónicos principalmente en las concentraciones de SO_4 , seguido por Cl (Figura 14). Esto es consistente con un flujo anómalo de fluidos ácidos hiperconcentrados de origen profundo, y del mismo modo con el aumento en las concentraciones de especies catiónicas liberadas por el incremento de la interacción agua-roca en el sistema profundo

Los iones cloruros se pueden considerar conservadores su concentración en solución no está limitada por su precipitación. La parte esencial de los compuestos clorados provienen de una solución de gases volcánicos y de incrustaciones fumarólicas. Las emanaciones volcánicas de alta presión están dominadas por halógenos alcalinos las cuales están asociados ácidos de halógenos volátiles. De acuerdo a la clasificación de incrustaciones fumarólicas de los volcanes activos de América Central los cloruros provendrán de la solubilización de halita (NaCl), de la silvita (KCl) probablemente el grado de interacción agua roca es mayor en este último referido

a la abundancia de Cloro en las rocas que interaccionan con el fluido, lo que proporciona mayor concentración de cloruros.

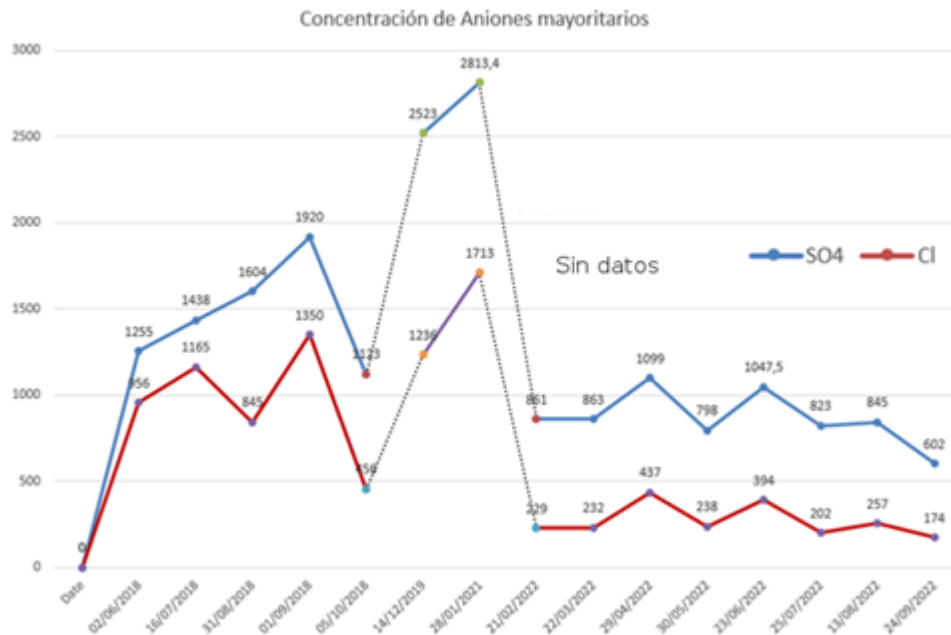


Figura 14. Variación en la concentración de aniones mayoritarios de las muestras del cráter volcán el Hoyón. Los datos se graficaron con una hoja de cálculo. (Elaborado por Rafael Zaldaña.)

Igual que para los iones clorurados, los sulfatos provienen casi exclusivamente de las emisiones volcánicas. Se pueden distinguir dos tipos de aportes: los directos debido a la solución del gas magmático, bajo la fórmula de ácido sulfúrico H_2SO_4 y los aportes indirectos unidos a la colada de depósitos sublimados obtenido por la interacción entre el gas y su alrededor (compuestos volátiles o rocas adheridas), los compuestos de azufre son los más frecuentes y las más abundantes de las mineralizaciones de origen fumarólico en los volcanes de América Central, como el yeso y la anhidrita

Discusión

El incremento en la relación SO_4/Cl puede relacionarse a un proceso intrusivo de magma joven en el sistema o al desgasificación de un fluido profundo en ascenso, desgasificación de vapores tardíos, respondiendo al tren de desgasificación, debido a la menor solubilidad de las especies de S (SO_2 y H_2S) con respecto al HCl tanto en magmas como acuíferos (Martini 1993,

Giggenbach 1996). La lixiviación de los depósitos de ceniza volcánica rica en S° de antiguas erupciones que se dispersa durante los eventos eruptivos y se acumulada en los suelos de la zona puede explicar el aumento preferencial en SO₄ que estaría relacionada a la interacción con la ceniza volcánica rica en S que se dispersa durante los eventos eruptivos y se acumulada en los suelos de la zona. Esto es consistente con la composición del material emitido en erupciones freáticas y freatomagmáticas (Delpino y Bermúdez; 1992, 1995 y 2002).

El azufre formado en los cráteres activos se genera a partir de reacciones que involucran a las especies gaseosas SO₂ y H₂S. El azufre elemental formado funde por encima de los 115°C y presenta la particularidad de aumentar significativamente la viscosidad con el incremento de la temperatura hasta los 200°C.

El flujo de origen magmático rico en gases ácidos altamente solubles como SO₂-H₂S, HCl se incorporarían rápidamente a la fase líquida (compuesta por vapor condensado en ascenso y aguas meteóricas ingresadas) en la zona hidrotermal vapor-líquido que se encuentra en el interior del edificio volcánico, produciendo las soluciones con altos contenidos de SO₄ y Cl y bajo pH en los fluidos cratéricos. La acidez de estas aguas es originada principalmente por los H⁺ desprendidos a partir de la disociación de HCl y H₂SO₄ a temperaturas inferiores a los 300°C (Giggenbach, 1997). El H₂SO₄, así como el H₂S y el abundante S que se forma en el cráter, son generados a partir de la reacción de dismutación del gas magmático.

El escape volátil diferenciado del H₂S respecto a los otros gases ácidos, se produciría durante la ebullición en ascenso de los fluidos hidrotermales profundos.

El enriquecimiento en SO₄ se debe a que gran parte del H₂S gaseoso que alcanza el ambiente somero superficial, al entrar en contacto con las aguas meteóricas ricas en O₂ disuelto se oxidan según la reacción:



De esta manera el ácido sulfúrico formado se disocia en solución, liberando H⁺ y dando lugar a la formación de las aguas con alta acidez y altos contenidos en SO₄ (Giggenbach 1990).

En el caso particular de las áreas geotermales, el mayor tiempo de residencia y circulación de los fluidos expone a una mayor interacción fluido-roca bajo las condiciones reductoras típicas de ambientes hidrotermales. Esta situación favorece la reducción total del gas oxidados SO₂ de

origen magmático profundo hacia la especie H₂S (Giggenbach, 1988) Esto es coherente con la ausencia de SO₂ y los importantes valores de H₂S en la composición de las manifestaciones gaseosas de las áreas geotermales.

El CO₂, el otro gas ácido magmático de relevancia, está inhibido para solubilizarse y aportar iones HCO₃ a la solución debido a la alta acidez del sistema, ya que esta especie comienza a ser soluble en forma significativa a partir de valores de pH de 5,5 en adelante.

Los bajos contenidos relativos de cloruros en los fluidos volcánicos en superficie, se deben a que el acuífero profundo absorbe casi completamente la mayor parte de los gases magmáticos más solubles que alimentan el reservorio geotérmico. De esta manera, los gases ácidos de origen magmático profundo altamente solubles como el HCl y el HF se encuentran fuertemente empobrecidos en la composición gaseosa que alcanza la superficie, y por lo tanto se empobrece también en los cuerpos de agua superficiales.

El azufre existe como SO₂ más que como H₂S. A medida que baja la temperatura de los gases, el SO₂ y el H₂ disminuyen y el H₂S aumenta. La relación mutua entre ellos está regida por el equilibrio químico: $SO_2 + 3H_2 \leftrightarrow H_2S + 2H_2O$.

6.2.7. Concentración de cationes mayoritarios

El aumento relativo de las concentraciones de Mg, estarían asociados y responderían a fluidos enriquecidos por la interacción con ambientes magmáticos. Las concentraciones de K y Mg presentan un incremento, el incremento en estas especies se debería a los altos contenidos en la mineralogía involucrada en el proceso de interacción agua-roca, consistente con los altos contenidos de K en las rocas de la región y plagioclasas. (Figura 15).

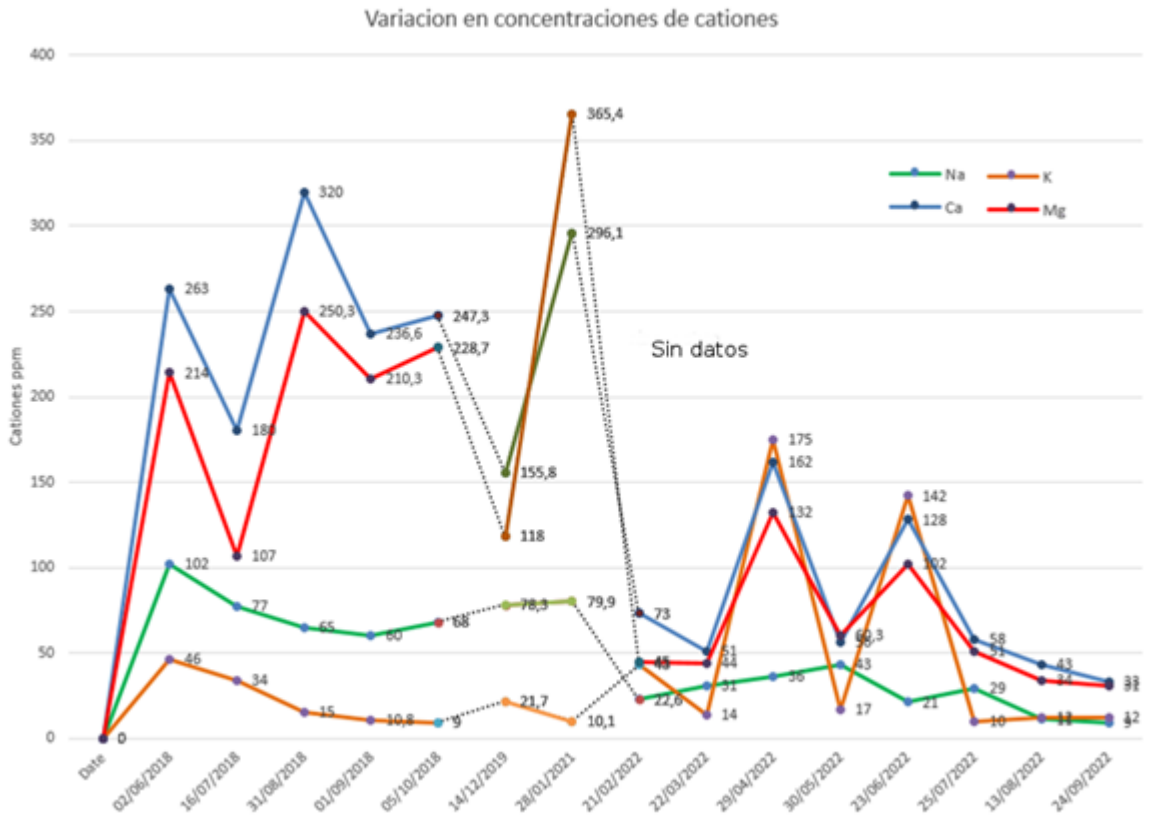


Figura 15. Variación en la concentración de cationes mayoritarios.

Las concentraciones de los restantes cationes (Na, Ca) estarían controladas por la precipitación y disoluciones de minerales dentro del sistema volcánico con un flujo anómalo de fluidos ácidos hiperconcentrados de origen profundo, y del mismo modo con el aumento en las concentraciones de especies catiónicas liberadas por el incremento de la interacción agua-roca en el sistema profundo como por ejemplo alunita $[(K, Na)Al_3(SO_4)_2(OH)]$, anhidrita y yeso $[CaSO_4 \cdot 2H_2O]$, indican la alta disponibilidad en solución de cationes (especies de elementos formadores de roca, EFR) en las aguas del sistema. (Figura 15); rasgo característico de las aguas en el dominio volcánico. Ningún compuesto de estos elementos son los suficientemente volátiles para ser despedidos cuando se efectúa la desgasificación del magma es posible pensar que los iones Ca y Mg se obtienen de una alteración de las rocas encajantes, por los gases volcánicos ácidos. Como ya se mencionó la mayor parte de los cationes que enriquecen la fase líquida provienen de la roca hospedante y cinducante de los fluidos hidrotermales.

Discusión

Estas especies son liberadas mediante los procesos de interacción fluido-roca, y una vez que son incorporadas a la fase líquida. Estas corresponden a andesitas y basalto andesitas de composición calcoalcalina enriquecidas en potasio, con una mineralogía caracterizada por plagioclasa, olivina y piroxeno (Mas et al. 1996; Vallés et al. 2004; Varekamp et al. 2006).

El proceso de interacción agua-roca es controlado por la alteración ácido sulfática dominante, que da como resultado una mineralogía en la que predominan K y Ca, siendo la alunita el mineral diagnóstico de este proceso. De esta manera, el enriquecimiento de estas aguas en K y Ca se debe a que una vez liberados de la roca primaria quedan dentro del sistema.

Por otro lado, el Mg liberado de la roca por ataque ácido a olivinas y piroxenos en las condiciones de acidez y temperatura de estos ambientes (Varekamp et al. 2009).

El Sistema Volcánico las composiciones responde a la ataque ácido y lixiviado de la roca andesítica que conforma el edificio volcánico, compuesta principalmente por los minerales primarios olivina, clinopiroxenos y plagioclasa (Delpino y Bermúdez 2002; Varekamp et al. 2006). De esta forma, los cationes alcalinos y alcalino-térreos son liberados proporcionalmente de la roca involucrada en el ambiente volcánico-hidrotermal.

El enriquecimiento del ion Mg responde a dos cuestiones: 1) las rocas del edificio volcánico presentan mayores contenidos de minerales máficos portadores de Mg (olivina y clinopiroxeno), y 2) las rocas del edificio son periódicamente rejuvenecidas por procesos intrusivos y eventos eruptivos que alimentan el sistema volcánico-hidrotermal. Estas dos situaciones evitan, en el edificio volcánico, el empobrecimiento relativo que afecta las rocas lixiviadas de las áreas geotermales. (Christenson y Wood 1993; Giggenbach 1997; Delmelle y Bernard 2000; Kempter y Rowe 2000).

Esto sugiere que el Mg podría ser un buen indicador de rejuvenecimiento del sistema, y por lo tanto indicador de inyección de magma fresco hacia ambientes someros-superficiales.

Tal composición de cationes es común para aguas de lagos ultra ácidos en cráteres de volcanes andesíticos donde la fuerte acidez del agua es capaz de lixiviar la mayor parte de los cationes.

6.2.8. Diagramas binarios de concentración de iones SO_4 , Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} en función de la concentración de elementos conservadores.

En el caso del SO_4 diferentes procesos estarían controlando su composición. Los fluidos cratéricos se encuentran enriquecidos en SO_4^{2-} por el aporte del gas magmático SO_2 , el enriquecimiento en SO_4 se debe a que gran parte del H_2S gaseoso que alcanza el ambiente somero superficial, al entrar en contacto con las aguas meteóricas ricas en O_2 . También la precipitación de dicho anión formando minerales secundarios y enriquecimiento del anión por la disolución de la anhidrita. En el caso del SO_4^{2-} se reconoce un enriquecimiento de las muestras de los fluidos cratéricos. (Figura 16).

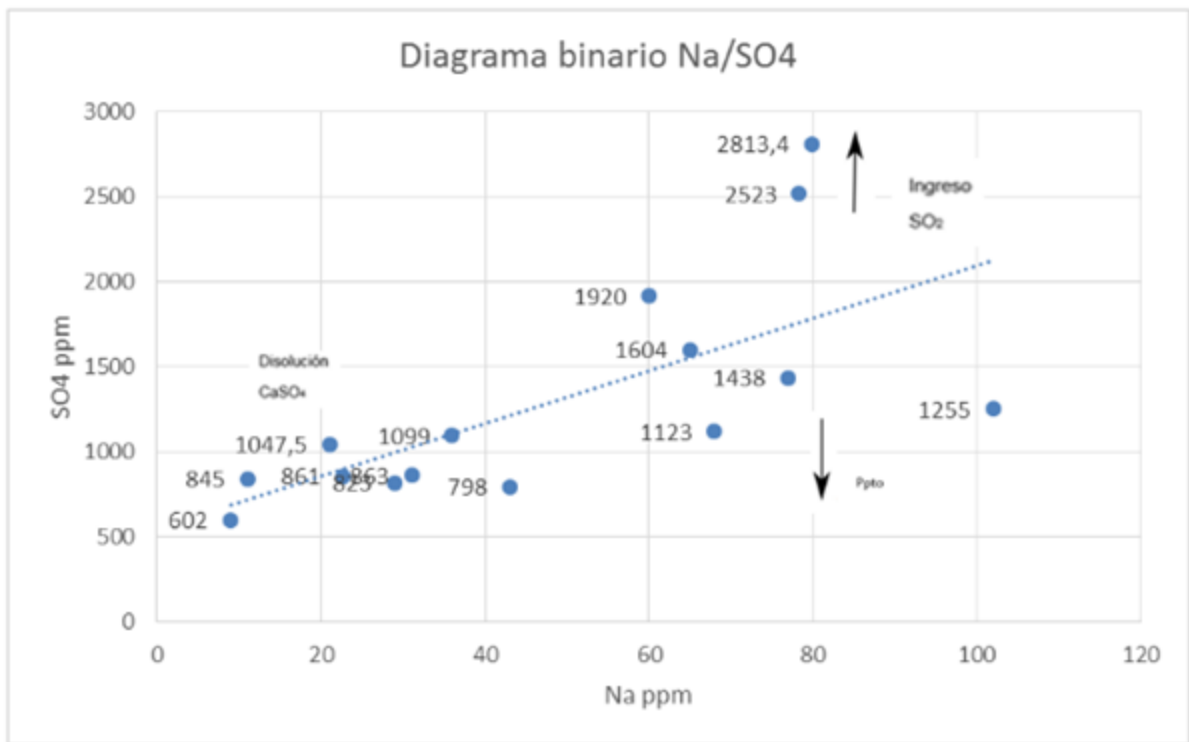


Figura 16. Diagrama binario Na^+/SO_4

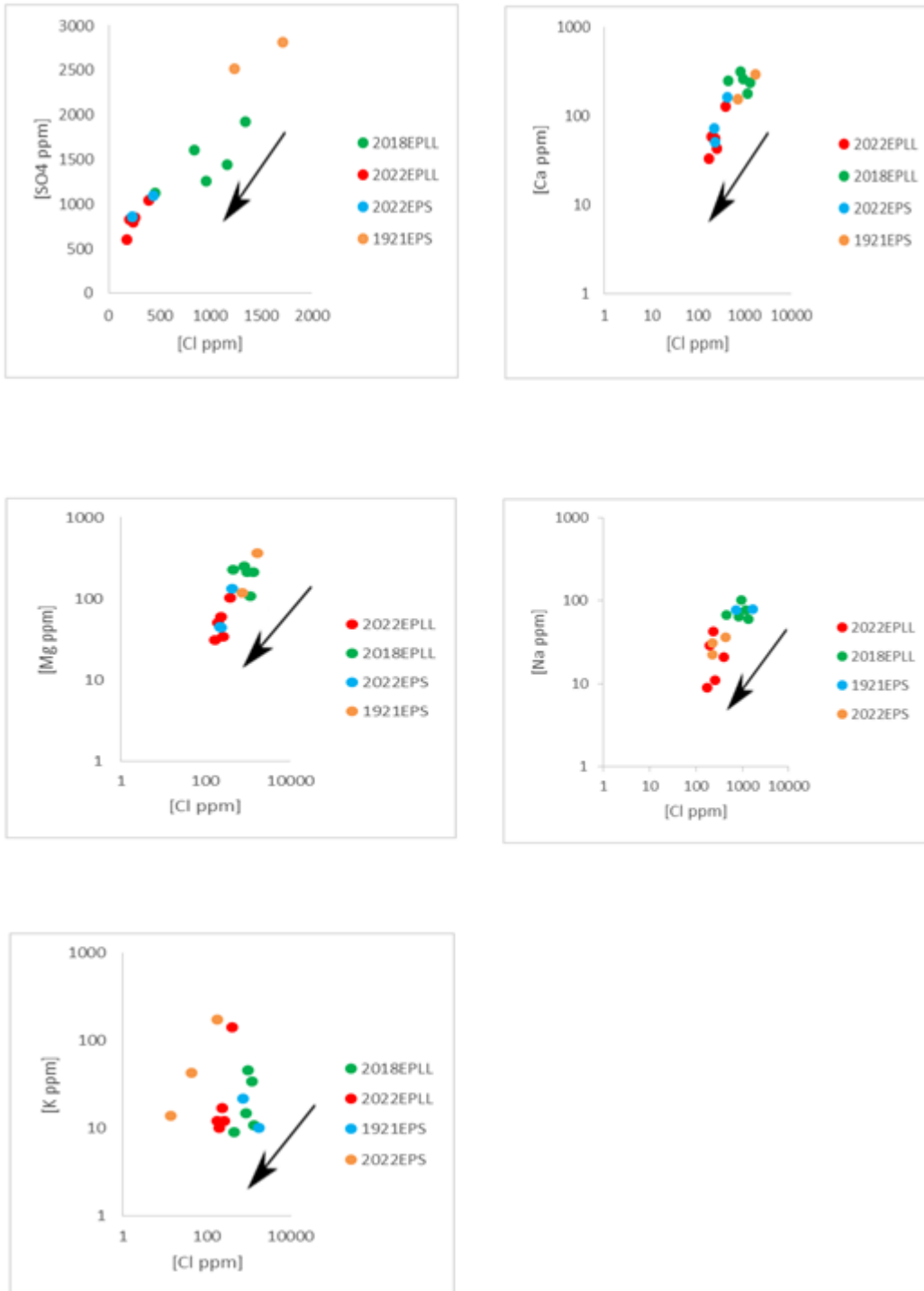


Figura 17. Concentraciones de iones versus concentración de cloruro: a) sulfato; b) calcio; c) magnesio; d) sodio; e) potasio.

El ion sulfato presenta una buena correlación con el cloruro en el sistema de fluidos geotermales del volcán El Hoyón el cual tiene una vinculación con los gases emanados desde el sistema magmático y existe una disminución de su concentración en el sistema volcánico, el ion sulfato y su variación de la concentración existe por un proceso de disolución y dilución. El sulfato presenta una buena correlación con el cloruro en el sistema volcánico en estudio $R^2 = 0.863$. (Figura 17 a).

Discusión

En los diagramas de las concentraciones de los cationes mayoritarios (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}) en función de la concentración de cloruros (Figuras 17 b, c, d, e) la concentración de estos cationes disminuye en función de la correlación con el Cl. Los valores de correlación son menores al compararse con la del ion sulfato (R^2 catión Na^+ 0.570, R^2 catión Mg^{2+} 0.670, R^2 catión Ca^{2+} 0.631, R^2 catión K^+ 0.002). El origen de este resultado a los procesos de interacción agua – roca y la incorporación de los cationes durante el trayecto esto estaría favoreciendo a los fluidos de origen volcánico de carácter ácido y caliente en el proceso de interacción agua roca, con la posibilidad de disolver la roca e incorporara elementos al fluido volcánico donde existe una variación de concentración por el proceso de dilución. (Varekamp 2016).

6.2.9. Diagrama binario de conductividad en función de la concentración de elemento conservador cloruro.

En la (Figura 32) se observa la conductividad en el sistema volcánico del volcán el Hoyón en función de la concentración de cloruros los iones cloruro son una especie que posee un comportamiento conservativo porque la concentración de ion cloruro sufre el proceso de dilución a lo largo del sistema volcánico en contacto con la aguas meteóricas y aguas subcráticas que son parte del sistema volcánico donde los valores de la concentración disminuyen en contacto con estas. En la (Figura 18) se reconoce un descenso en la conductividad de los fluidos.

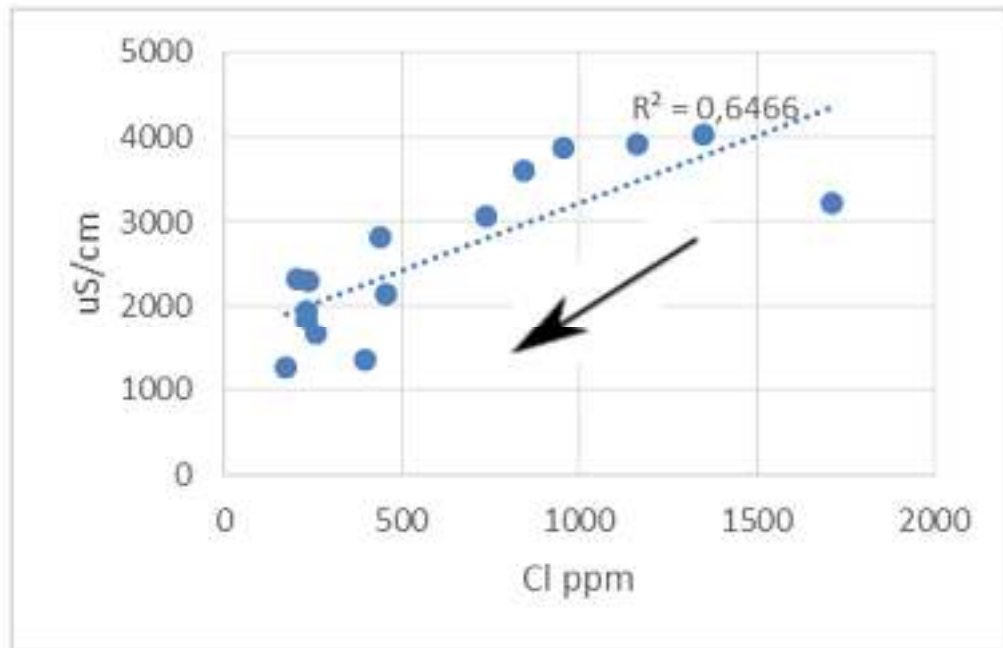


Figura 18. Diagrama binario de conductividad en función de la concentración de los cloruros

Discusión

El sistema volcánico posee una carga iónica elevada debido a la interacción de los fluidos con los gases ácidos de un cuerpo magmático profundo donde existen flujos de gases en el edificio volcánico, estos fluidos fracción líquida ácida y caliente interactúan con la roca encajante, enriqueciéndose en cationes. Si se produce un de aguas meteóricas y genera una dilución en el sistema volcánico.

6.2.10. Gases

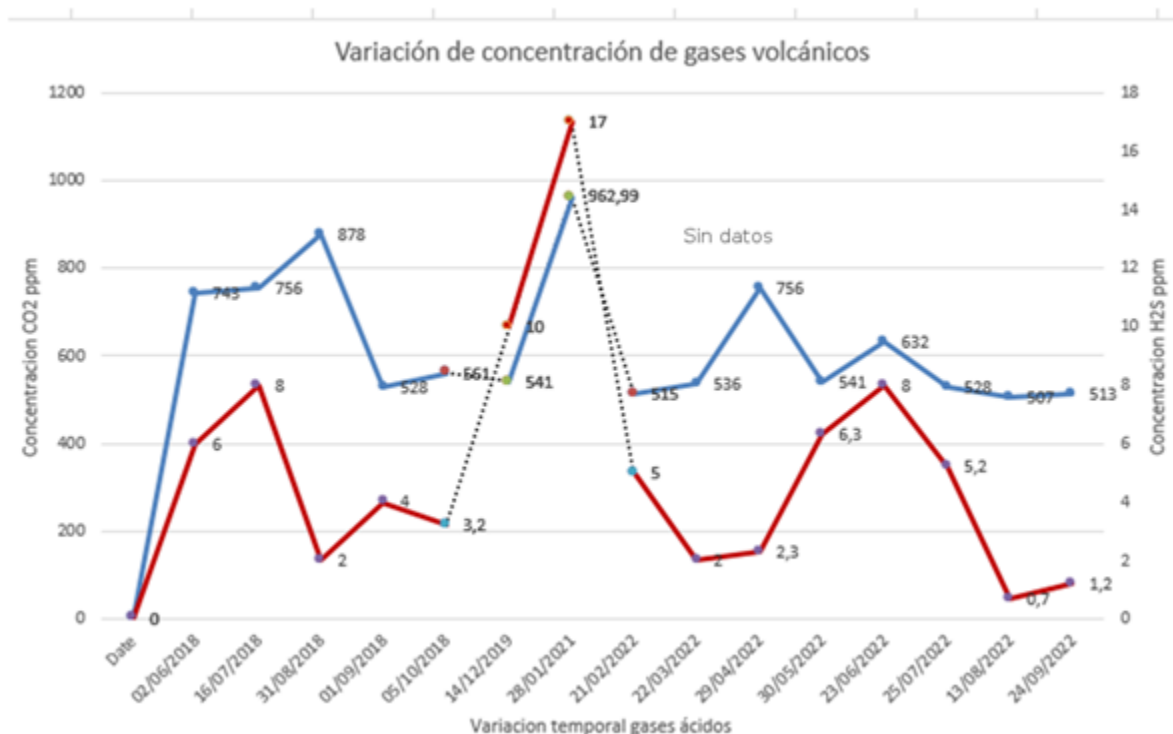


Figura 19. Variación de concentración de gases volcánicos Volcán El Hoyón

Las emisiones termales son por fumarolas, además de una notable precipitación de azufre amorfo de color amarillo en las paredes de los huecos y en el suelo.

Se observan importantes variaciones en los gases, el CO₂ la especie más abundante en agosto 2018 con 878 ppm, enero de 2021 962.99 ppm y abril 2022 con 756 ppm. El H₂S presenta variaciones en julio de 2018 con 8 ppm, enero de 2021 con 17 ppm y junio 2022 con 8 ppm, correspondiente a la fumarola número dos (Figura 19).

Otro rasgo importante a destacar es la presencia de delgados depósitos de azufre elemental, de color amarillo y de cloruro de sodio (NaCl), de color blanco, en un área de hasta 1 m de radio alrededor de la boca de salida de la fumarola. La presencia de azufre es coincidente con un aumento de SO₂ en la fase gaseosa, y es interpretado como producto de la reacción entre las especies gaseosas de azufre (Figura 20 a).

Los gases ácidos como el sulfuro de hidrógeno y el dióxido de carbono son muy reactivos en el proceso de desgasificación volcánica, y fácilmente cambiantes a los procesos químicos y físicos

en la ascensión del fluido (Figura 20 b). El dióxido de azufre es la especie oxidada y se origina en el magma parenteral, y el sulfuro de hidrógeno en la especie reducida y es un producto de las reacciones químicas del sistema termal en el ascenso del fluido magmático. En los ambientes someros volcánicos se tienen diversos procesos secundarios que afectan las concentraciones de estos elementos, como la deposición de azufre elemental (S^0 o S_8) y la disolución en aguas subterráneas, que posteriormente es el origen de las aguas ácidas o agua sulfatadas. Un factor secundario dominante en este ambiente termal es la precipitación del azufre elemental y está asociado a una pérdida de la temperatura en el ascenso del gas

Discusión

Esta variación en la concentración especies química de los flujos gaseosos, indujo importantes cambios en las bocas de las fumarolas, observándose algunos depósitos minerales (azufre), los cuales estarían vinculados a cambios en la concentración química de los gases.

Las variaciones del dióxido de carbono liberado por el magma, puede tener oscilaciones de su contenido por efectos de procesos secundarios en su sistema superficial, como por ejemplo un efecto de ebullición temprana en acuífero subterráneo y precipitación de minerales.

Es importante destacar que los fluidos en sistema geotermal enriquecidos en dióxido de carbono se atribuyen a una fuente magmática profunda mientras que un enriquecimiento en gases ácidos como el sulfuro de hidrógeno son características de fuentes o sistemas hidrotermales someros.

Los altos valores de dióxido carbono, sulfuro de hidrógeno por lo general son asociadas a un enriquecimiento de vapor que indican una desgasificación de vapores tardíos cuyo cambio podría deberse aquí sistema hidrotermal tiene un mayor potencial de reducción del sulfuro los procesos de mezcla del elemento azufre en el estado de oxidación del sistema redox y puede sugerir que los sistemas termal o hidrotermal están asociados con enriquecimiento de vapor de origen magmático e hidrotermal (Giggenbach 1997, Augusto 2011).

Los cambios químicos del flujo gaseoso ya fue observado por (Fischer et al. 1997) en estudios realizados en el volcán Galeras, Colombia, y fue atribuido a un efecto sello de los conductos

formados por micro fracturas. Es sabido que en estos sistemas, con fuerte carácter hidrotermal, predominan el CO_2 y H_2S . Cuando el sistema es permeable y abierto el flujo de gas magmático es alto y la concentración de gases magmáticos, tales como SO_2 y HCl son elevados. Cuando el sistema es parcialmente sellado y cerrado el flujo declina y se torna más importante en componentes de gas hidrotermal, con proporciones mayores de CO_2 y H_2S liberados. Los elevados valores de CO_2 en la superficie pueden indicar la presencia de fallas permeables. En ciertas condiciones, como por ejemplo donde se condensa vapor acidificado por oxidación de H_2S , la solución ácida resultante (por la presencia de H_2SO_4) ataca las rocas disolviendo minerales primarios,

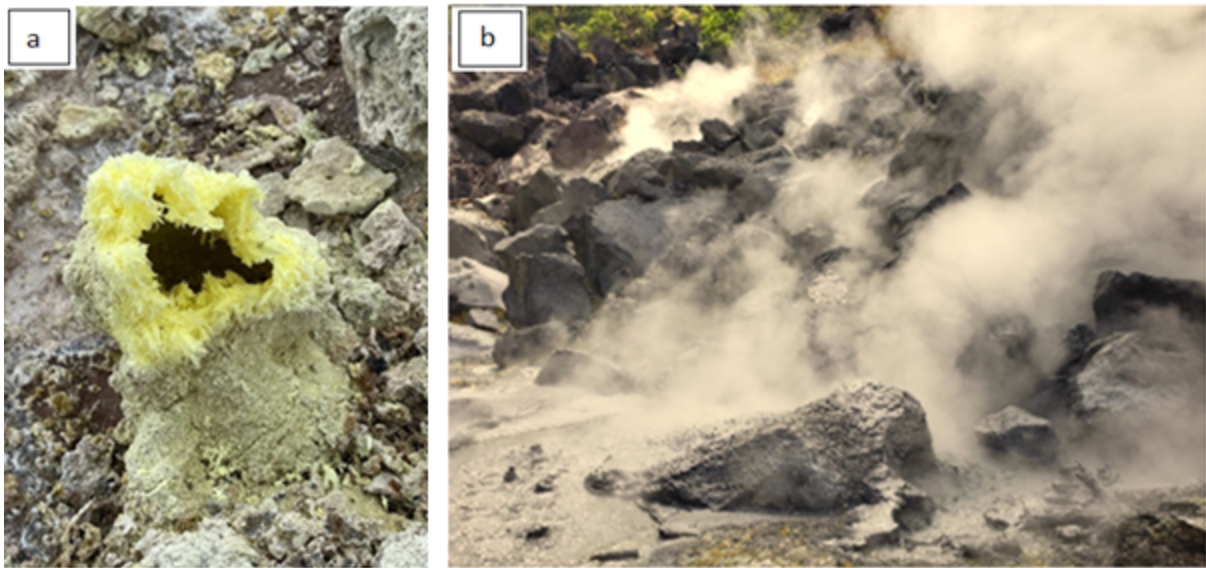


Figura 20. (a). Depósitos de azufre elemental, (b). Gases ácidos como el sulfuro de hidrógeno y el dióxido de carbono

La presencia de CO_2 procedente del sistema volcánico hidrotermal en aguas subterráneas poco evolucionadas de la zona, cuando van interaccionado con la roca y el CO_2 presente en el acuífero, disminuyen el pH y aumentan considerablemente su contenido salino, especialmente de Na , pero antes de llegar a la zona de descarga en las galerías y pozos se alejan de las zonas con aporte de CO_2 , por lo que rápidamente aumentan su pH, desgasificándose y/o consumiendo el CO_2 en las reacciones de interacción agua - roca.

6.2.11. Ambientes termales hiper-ácidos

Con el objetivo de poder comparar los resultados de la geoquímica, origen y evolución de los fluidos hidrotermales del volcán El Hoyón con otras zonas de comportamiento geoquímico similar, se realizó una extensa búsqueda de información reportada en la literatura por distintos autores, concentrándose fundamentalmente en datos de geoquímica de fluidos hidrotermales de ambientes hiper-ácidos.

Varekamp (2015)

En este trabajo el autor presenta la composición química y evolución de los lagos volcánicos, Menciona que el origen de los lagos cratéricos son reservorios de fluidos hidrotermales debajo del lago dentro de volcanes activos o directamente en el lago y que la variación de su composición dependerá de las fluctuaciones en las entradas hidrotermales, variaciones en flujos de agua meteórica, la actividad del ecosistema y la dinámica del estado no estacionario. Por lo que las características de los isotopos estables de las aguas del lago proporcionan información sobre el depósito hidrotermal subyacente, el régimen de temperatura, y los procesos como la evaporación y el suministro de gas magmático.

Peiffer et al. (2015)

Los autores presentan un modelo conceptual de la estructura del acuífero del sistema hidrotermal de El Chichón, el cual se constituye de dos miembros, el primero localizado debajo del cráter (a una profundidad máxima de 280 m) en depósitos volcánicos el cual alimenta los manantiales del grupo aguas cratéricas aguas termales, es de tipo casi neutro Na-Ca-Cl-SO₄ y tiene un origen meteórico. El segundo acuífero se encuentra en el basamento, alimenta a los manantiales del grupo AS-ASn., tiene un pH ácido a casi neutro y son de tipo Na-Ca-Cl-SO₄ y son las únicas aguas maduras de El Chichón y presentan temperaturas de entre 225 y 275 °C. Así mismo mencionan que los cambios en la química y volumen del lago cratérico de El Chichón dependen de los manantiales “Soap Pools” (SP), los cuales son la única fuente de Cl del lago, así como por la condensación de vapor de las aguas.

Delmelle et al. (2000)

Los autores presentan fluidos hiper-ácidos a ácidos de tipo sulfatados clorurados, producidos durante la absorción de volátiles magmáticos en agua subterránea superficial. Se observa una evaporación constante en el lago Kawah Ijen y se considera que las aguas superficiales del arroyo caracterizan las aguas meteóricas locales las cuales recargan el sistema hidrotermal en la cima. Mencionan que el lago alcanza un equilibrio a temperaturas cercanas a los 150 °C durante su circulación debajo de la superficie. Los manantiales de la zona son de 2 tipos: ácidos sulfatados clorurados en las orillas del lago y neutro $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$ a 17 km del cráter, se considera que ambos son resultado de mezcla entre agua ácida sulfatada clorurada de la cima y agua subterránea. Las descargas de fumarolas en la orilla del lago tienen un componente magmático e hidrotermal y se encuentran sobresaturadas con respecto al azufre, la interacción de vapores magmáticos (SO_2) con el depósito ácido hidrotermal de la cima es responsable de las variaciones de vapor magmático oxidado dominado por SO_2 y vapor hidrotermal reducido dominado por H_2S observado en las fumarolas.

Bernard et al. (2004)

La zona de estudio presenta fluidos de tipo ácido sulfatados-clorurados, los cuales se forman por condensación de vapores magmáticos (SO_2) en el lago del volcán Santa Ana, los cuales alcanzaron el equilibrio con la roca a ~ 100 °C; se sugiere que el bajo flujo de calor suministrado al lago explica la baja circulación convectiva en el sistema subsuperficial. Existe una disolución congruente de la pared de la roca (basalto olivino y andesita basáltica) de donde provienen los elementos formadores de rocas en el lago.

Giggenbach (1988)

Menciona que las muestras seleccionadas son resultado de la absorción de gases magmáticos en agua subterránea seguidos por una disolución cercana y química de la roca en contacto en los lagos cratérico del Kawah Ijen y la isla blanca. Se considera que reflejan las condiciones dentro de la zona de neutralización primaria profunda.

Peiffer et al. (2014)

Indica que la caldera Acoculco presenta características de un sistema geotermal escondido (manantiales con temperaturas de 15-25 °C y una baja tasa de desgasificación del suelo que indica bajas condiciones de permeabilidad), Los gases del manto profundo probablemente ascienden a través de sistemas de fallas locales y regionales. En particular las muestras de Alcaparrosa son de composición sulfatada-cálcica con pH ácido, presenta concentraciones significativas de H₂S (a la que se le atribuye la acidez y enriquecimiento de sulfatos), así como relativamente altas concentraciones (en comparación con las otras muestras) de CH₄.

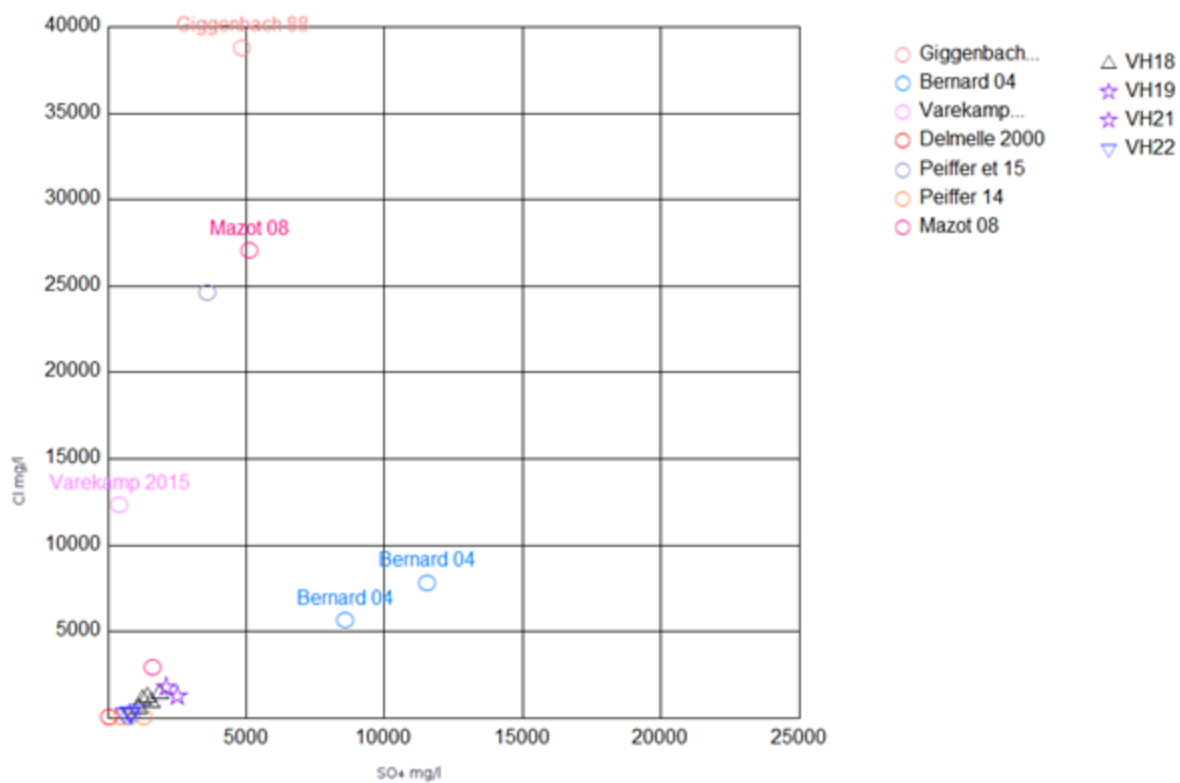
Mazot et al. (2008)

De acuerdo con los autores los fluidos del volcán Papandayan están dominados por aguas ácidas sulfatadas-cloruradas que presentan una contribución magmática. Como resultado de la apertura de nuevas fracturas se observaron variaciones químicas en las composiciones isotópicas del azufre, así como disminución en la concentración de Cl, lo cual se atribuye a una disminución en la contribución magmática. Se observó la alteración hidrotermal (alteración argílica) en diferentes etapas, lo cual es resultado de la interacción agua-roca durante su ascenso a superficie, así como durante su infiltración.

Se puede observar que en la mayoría de los casos de la base de datos compilada, y de los sistemas hidrotermales (o muestras) se encuentran dominados por sulfatos.

Al graficar las concentraciones de estos elementos se observó que las muestras del volcán el Hoyón y de la base de datos compilada presentan una tendencia similar con respecto a las concentraciones de las muestras hidrotermales de cloro y sulfato la cual se había atribuido a una condensación de vapor en aguas someras (Figura 21).

En el anexo 4 se presenta la composición geoquímica de 14 de las muestras de diferentes localidades en el mundo, las concentraciones se muestran en mg/l.



En la Figura 21. Podemos observar la relación Cl vs SO₄ que presentan los datos de la muestra del volcán el Hoyón (VH) y los de la base de datos compilada (datos mostrados en el Anexo 6). Elaborado por Rafael Zaldaña. RockWare, Inc. Aq QA versión 2015.

7. CONCLUSIONES

De acuerdo con el contenido de aniones mayoritarios de las muestras colectadas en el cráter de El Hoyón (SO_4^{2-} , Cl^- y HCO_3^-), estas aguas pueden ser clasificadas como aguas ácidas sulfatadas e inmaduras. La temperatura de las aguas analizadas, es adquirida mediante el paso de vapores de origen profundo (magmáticos-hidrotermales) a través de ellas, los que, a su vez, controlan su contenido aniónico.

El origen de los fluidos volcánicos es esencialmente meteórico, donde la interacción con gases de origen volcánico y la roca encajante hacen que se obtengan aguas sulfatadas ácidas

El pH ácido se debe a la interacción de H_2S , de origen magmático, con aguas meteóricas ricas en O_2 disuelto, provocando altos contenidos de SO_4^{2-} y liberación de H^+ , lo que disminuye el pH de estos fluidos.

Las temperaturas en superficie de los fluidos geotermales volcánicos de El Hoyón varían entre 65° - 104° grados celsius y tienen pH ácido. De la literatura (Agusto, 2011) se tiene que estas aguas corresponden a aguas volcánicas calentadas sulfatadas ácidas, producto de la interacción de aguas superficiales con gases de H_2S , produciendo altas concentraciones de SO_4 y un pH ácido.

Con base a la composición de los cationes mayoritarios (Mg^{2+} , Na^+ y K^+), fue posible determinar el carácter inmaduro de estas aguas y verificar su condición de desequilibrio parcial con respecto a la roca hospedante. Por lo tanto, el contenido catiónico de estas aguas está mayormente controlado por procesos de disolución de roca encajante.

Se observó que las muestras de fluidos volcánicos poseen valores relativos altos en Mg.

El Mg es liberado por los procesos de interacción agua-roca, un incremento de este sugiere inyección de magma fresco en el sistema y el posterior descenso indica el subsiguiente

desgasado del HCl. Sin embargo, indica también perturbaciones menores del ambiente volcánico-hidrotermal sin que necesariamente hubiera ocurrido una inyección magmática (Giggenbach 1987, Arnórsson 2000)

La abundancia relativa de las especies mayoritarias ácidas de la fase gaseosa una (CO_2 , H_2S y HCl) indica que existe una fuente magmática somera y que se desarrolla un marcado dominio hidrotermal sobre las manifestaciones de cráter El Hoyón.

La presencia de H_2S y la ausencia de SO_2 en la composición gaseosa de las emisiones, es otro importante indicador del marcado dominio hidrotermal en el campo fumarólico del volcán El Hoyón. Ya que señala las condiciones reductoras que controlan el ambiente subsuperficial en estas áreas, que transforman a la especie oxidada SO_2 de origen magmático a la especie reducida H_2S típica de ambientes hidrotermales.

El incremento en la relación Cl/SO_4 puede relacionarse con un proceso intrusivo de magma joven en el sistema o al desgasado de un fluido profundo en ascenso, respondiendo al tren de desgasado ya señalado, debido a la menor solubilidad de las especies de S (SO_2 y H_2S) con respecto al HCl tanto en magmas como acuíferos (Giggenbach, 1996).

Los contenidos de H_2S , en relación a los de SO_2 , es otro indicador de un dominio hidrotermal en todas las áreas. La abundancia de las especies ácidas de la fase gaseosa (CO_2 , H_2S y HCl) indica que, además de una fuente magmática somera que alimenta a estas zonas, también está presente una componente hidrotermal,

En la composición de las manifestaciones gaseosas el H_2O es la especie más abundante en todas las emisiones tipo fumarola, mientras que el CO_2 se transforma en la especie más abundante en todas las manifestaciones gaseosas en aguas burbujeantes. Esta inversión en la especie gaseosa dominante en las aguas burbujeantes se debe a que la emisión gaseosa, que se encuentra normalmente enriquecida en vapor de agua, al llegar a superficie entra en contacto con el agua en fase líquida acumulada en el punto de emisión y se favorece la condensación del vapor,

mientras que el CO₂ permanece mayoritariamente insoluble como consecuencia de la acidez de las aguas (pH < 4,5) enriqueciendo la fase gaseosa.

Las concentraciones de Mg²⁺ estarían reflejando una condición fuera del equilibrio parcial y su carácter inmaduro. El campo de las aguas inmaduras representa aquellas soluciones que son afectadas por la disolución de la roca más que por un equilibrio; los contenidos de magnesio han sido adquiridos a menores temperaturas.

El incremento de K podría deberse a los altos contenidos en la mineralogía involucrada en el proceso de interacción agua-roca, en las rocas.

El aumento relativo de las concentraciones de Mg puede estar asociados a fluidos enriquecidos interacción con ambientes magmáticos relativamente jóvenes ricos en minerales ferro magnésicos. Esto es consistente con la composición andesítica del edificio del volcán

Las concentraciones de los restantes cationes (Na, Ca) podrían ser controladas por la precipitación de minerales secundarios dentro del sistema como por ejemplo alunita, anhidrita.

Los fluidos del sistema volcánico El Hoyón posee una carga iónica muy elevada que es el resultado de la interacción con los gases ácidos provenientes de un cuerpo magmático profundo y emitidos a través del campo fumarólico cratérico. Estos fluidos ácidos y calientes interaccionan con la roca del medio dando lugar al proceso de lixiviación y da un enriquecimiento en la concentración de cationes. También un continuo ingreso de aguas meteóricas genera una disolución y dilución de los cationes en el sistema volcánico.

8. RECOMENDACIONES

Continuar con el estudio sistemático y aumentar los puntos de muestreo sistemático y con el fin de fortalecer los resultados presentados en esta tesis. Corroborar la información presentada en esta tesis.

Realizar geoquímica de rocas y el estudio de las alteraciones hidrotermales esto serviría como un gran aporte para ver la concentración de elementos lixiviados en el sistema volcánico.

Realizar análisis hidrológico completo para estas zonas, para identificar de una manera más exacta las zonas de recarga del sistema.

Incorporar datos isotópicos (^3He , ^4He) y de hidrocarburos para las emisiones gaseosas, con el fin de establecer con mayores evidencias el origen de estas emisiones y tener una mejor estimación de la temperatura de los reservorios.

Continuar con el estudio de las fuentes termales para entender los cambios en la composición química debido a procesos geológicos, como actividad volcánica.

Hacer análisis de depósitos minerales en las zonas de alteración asociadas a las manifestaciones termales, para establecer equilibrios minerales, condiciones redox.

Hacer estudio multigas de las fumarolas

Hacer el muestreo de los gases N_2 -He-Ar para determinar los tipos de fuentes del gas meteóricas, magmática, andesíticas por medio del gráfico ternario de gases no reactivos.

Determinar por medio los valores de isótopos ^{18}O , ^2H y Cl el grado de contribución de aguas magmáticas andesíticas.

Ampliar en el tiempo el estudio de los sistemas hidrotermales del volcán El Hoyón

9. REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

Agusto, M; Tassi, F; Caselli, AT; Vaselli, O; Rouwet, D; Capaccioni, B; Caliro, S; Chiodini, G; Darrah, T. 2013. Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257: 44-56. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2013.03.003](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.003)

Agusto, M; 2011. Estudio geoquímico de los fluidos volcánicos e hidrotermales del Complejo Volcánico Copahue-Caviahue y su aplicación para tareas de seguimiento (Doctoral disertación, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires).

Aiuppa, A; Federico, C; Giudice, G; Giuffrida, G; Guida, R; Gurrieri, S; Liuzzo, M; Moretti, R; Papale, P. 2009. The 2007 eruption of stromboli volcano: Insights from real-time measurement of the volcanic gas plume CO₂/SO₂ ratio. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182(3):221-230. DOI: [10.1016/j.jvolgeores.2008.09.013](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.09.013)

Alfaro, C; Ortiz, I. 2013. Inventario Nacional de Manantiales Termales de Colombia, Departamento de Nariño (en línea). Servicio Geológico Colombiano. Consultado 8 mar. 2020. Disponible en <http://hidrotermales.sgc.gov.co/>

Alpizar, Y; Mora-Amador, R; González, G; Ramírez, C. J; Mora, M. M; Taylor, W. 2014. Resumen del estado de los volcanes activos de Costa Rica durante el periodo 2012-2013. *Revista Geológica de América Central*, 51(1). DOI: [10.15517/rgac.v51i1.16910](https://doi.org/10.15517/rgac.v51i1.16910)

Arias, A., Bertani, R., Ceccarelli, A., Dini, I., Fiordelisi, A., Marocco, B.M., Scandiffio, G., Volpi, G., Barrios, L., Handal, S., Monterrosa, M., Quezada, A. & Santos, P.: Conceptual model review of the Berlín geothermal system (El Salvador). *GRC Trans.* 27 (2003), pp.755–759.

Ármansson, H; Ólafsson, M 2007. Curso corto II sobre exploración superficial de recursos geotérmicos, organizado por UNU-GTP y KenGen. Muestreo y análisis geotérmico. Realizado del 2-17 Noviembre, 2007. Lago Naivasha, Kenia.
https://www.researchgate.net/profile/Halldor-Armansson-3/publication/229039375_GEOTHERMAL_SAMPLING_AND_ANALYSIS/links/0c96053bd2a33203dd000000/GEOTHERMAL-SAMPLING-AND-ANALYSIS.pdf

Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., 1983a: The chemistry of geothermal waters in Iceland II. Mineral equilibria and independent variables controlling water compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 547-566.

Arnórsson, S., Gunnlaugsson, E., and Svavarsson, H., 1983b: The chemistry of geothermal waters in Iceland III. Chemical geothermometry in geothermal investigations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 567-577.

Arnórsson, S., and Gunnlaugsson, E., 1985: New gas geothermometers for geothermal exploration - calibration and application. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49, 1307-1325.

Arnórsson, S; D'Amore, F 2000. The source of chemical and isotopic components in geothermal fluids. In: Arnórsson S., (ed.), *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*. International Atomic Agency, Vienna.

Barrios, L.A., Guerra, E., Castro, M. & Montalvo, F.: Evaluation of reinjection strategies used in Berlín geothermal field, El Salvador, C.A. Proc. Workshop on Isotopic and Geochemical Techniques in Geothermal Reservoir Management, IAEA & PNOG Coordination Meeting, Cebu-Manila, Philippines, 2001, pp.1-13.

Bernard, A; Escobar, C. D; Mazot, A; Gutiérrez, R. E. (2004). The acid volcanic lake of Santa Ana volcano, El Salvador. *Special Paper of the Geological Society of America*, 375, 121-133. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.121>

Brown, G., Rymer, H., Stevenson, D. 1991. Volcano monitoring by microgravity and energy budget analyses. *Journal Geological Society of London* 148, 585-593.

Bundschuh, J; Alvarado, GE. 2012. *Central America, Two Volume Set Geology, Resources and Hazards*. 1st Edition London, CRC Press. DOI: <https://doi.org/10.1201/9780203947043>

Campion, R; Martinez-Cruz, M; Lecocq, T; Caudron, C; Pacheco, J; Pinardi, G; Hermans, C; Carn, S; Bernard, A. 2012. Mediciones espaciales y terrestres de las emisiones de dióxido de azufre del volcán Turrialba (Costa Rica). *Boletín de Vulcanología* 74 (7): 1757-1770. DOI: <http://doi.org/10.1007/s00445-012-0631-z>

Carrol, M., Holloway, J., 1994. Volatiles in magma. In: Mineral R (ed), pp 1-517. Giggenbach, W.F., 1996. Chemical composition of volcanic gases. In: En Scarpa R, Tilling, R., eds (ed) *Monitoring and mitigation of Volcano Hazard*. Springer-Verlag, Berlin, pp 222-256.

Capaccioni, B; Rouwet, D; Tassi, F. 2016. Desgasificación de HCl de lagos de cráteres extremadamente ácidos: resultados preliminares de determinaciones experimentales e implicaciones para el monitoreo geoquímico. *Sociedad Geológica, Londres, Publicaciones Especiales* 437 (1): 97-106. DOI: <https://doi.org/10.1144/SP437.12>

Caselli, A; Badi, G; Bonatto, L; Bengoa, C; Agosto, M; Bidone, A; Ibáñez, J. 2007. Actividad sísmica y composición química fumarólica anómala debido a posible efecto sello en el sistema volcánico, Isla Decepción (Antártida). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(4): 545-552. Consultado 24 jul. 2019. Disponible en http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222007000400007&lng=es&nrm=iso

CEL: The Geothermal Resources of El Salvador: Characteristics and Preliminary Assessment. United Nations Workshop on the Development and Exploitation of Geothermal Energy in Developing Countries. Pisa, Italy. 1987

CEL: Modelo conceptual del campo geotérmico de Berlín. Síntesis de la información geocientífica. Report of the Gerencia de Recursos Geotérmicos, El Salvador, 1996.

Chiodi, A; Báez, W; Filipovich, R; Ahumada, M; Viramonte, J. 2016. Modelo conceptual preliminar del sistema geotermal El Sauce (Salta) a partir de estudios de geoquímica de fluidos. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 73(1): 93-103. Consultado 22 jul. 2019. Disponible en <http://hdl.handle.net/11336/64914>

Collard, N; Taran, Y; Peiffer, L; Champion, R; Paz, MPJ. 2014. Flujos de solutos y potencial geotérmico del sistema volcánico-hidrotermal del volcán Tacaná, México – Guatemala. Revista de vulcanología e investigación geotérmica 288: 123-131. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.10.012>

Comisión Ejecutiva Hidroeléctrica del Rio Lempa [CEL], 1995. Estudio Geovulcanológico. Geología, historia volcánica y recursos geotérmicos del área Berlín - Chinameca. Informe definitivo. Geothermal Energy New Zealand [GENZL]. Unpublished internal report.

Cortecci, G., Dinelli, E., Bolognesi, L., Boschetti, T., Ferrara, G., 2001. Chemical and isotopic composition of water and dissolved sulfate from shallow Wells on Vulcano Island, Aeolian Archipelago, Italy. Geothermics, 30, 69-91.

D'Amore, F; and Tenorio, J. 1999: Chemical and physical reservoir parameters at initial conditions in Berlín geothermal field, El Salvador: A first assessment. Geothermics, 28, 45-73.

D'Amore, F y Arnórsson, S. 2000 Monitoreo de la respuesta del yacimiento a la producción. En: Arnórsson, S., Ed., Técnicas isotópicas y químicas en el desarrollo y uso de la exploración geotérmica: métodos de muestreo, manejo de datos, interpretación, Agencia Internacional de Energía Atómica, Viena, 309-341.

De la Cruz-Reyna, S; Tilling, RI. 2008. Respuestas científicas y públicas a la crisis volcánica en curso en el volcán Popocatepetl, México: importancia de un sistema eficaz de alerta de peligros. J Volcanol Geoth Res 170: 121-134. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.09.002>

Delmelle, P; Henley, RW; Opfergelt, S; Detienne, M. 2015. Summit of acidic crater lakes and flank instability in composite volcanoes. In volcanic lakes. Springer, Berlín, Heidelberg. pp. 289-305. DOI: http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2_12

Delmelle, P; Bernard, A; Kusakabe, M.; Fischer, T. P; Takano, B. (2000). Geochemistry of the magmatic-hydrothermal system of Kawah Ijen volcano, East Java, Indonesia. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 97 (1–4), 31–53. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00158-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00158-4)

Delpino, D. y Bermúdez, A. 1992. Informe sobre la actividad eruptiva del volcán Copahue entre los días 31/07/92 y 14/10/92. Proyecto Riesgo Volcánico Neuquén, Dirección Provincial de Minería, Ministerio de la Producción (inédito), 45 p., Zapala.

Delpino, D. y Bermúdez, A. 1995. Eruptions of pyroclastic sulphur at crater lake of Copahue Volcano, Argentina. 21^o International Union of Geodesy and Geophysics General Assembly, Abstract: 128

Delpino, D. y Bermúdez, A. 2002. La erupción del volcán Copahue del año 2000. Impacto social y al medio natural. Provincia del Neuquén. Argentina. 15^o Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 365-370

Di Liberto, Valentina. 2019. Metodologie di carattere geochimico nell'ambito dello studio e della sorveglianza dei vulcani attivi e relative implicazioni sulle origini dei magmi: il caso delle isole Eolie. (en línea). Associazione Culturale Vulcani e Ambiente (7, Sicilia, Italia). Consultado 3 mar. 2019. Disponible en https://www.vulcanieambiente.it/wp-content/uploads/2019/03/Presentazione_Convegno.pdf

Donnelly, T.W., Beets, D., Carr, M.J., Jackson, T., Klaver, G., Lewis, J.F., Maury, R., Schellenkens, H., Smith, A.L., Wadge, G., Westercamp, D., 1990. History and tectonic setting of Caribbean magmatism. In: Dengo, G., Case, J.E.(Eds.), The Caribbean Region. Geological Society of America Books, pp. 339–374.

Ellis, A., Mahon, W., 1977. Chemistry and geothermal systems. In: Press A (ed), New York.

Fabriol, H; Rivas, J; Nadal, S; Correia, H. 1998. Microseismicity and geothermal exploitation of Berlín (El Salvador). (en línea). Geothermal Resources Council Transactions. 22: 159-163. Consultado 10 mar. 2019. Disponible en https://www.researchgate.net/publication/285134394_Microseismicity_and_geothermal_observation_of_Berlin_El_Salvador

Fahlquist, L; Janik, C.J. 1992. Procedures for collecting and analyzing gas samples from geothermal systems. U.S. Geological Survey 92-211. DOI: <https://doi.org/10.3133/ofr92211>

Fournier, R., Truesdell, A., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 37, 1255-1275.

Fournier, R.O; 2007. Hydrothermal systems and volcano geochemistry. In *Volcano deformation* (pp. 323-341). Springer, Berlin, Heidelberg.

Gaviria Reyes, M. A; Agosto, M; R., Trinelli, M. A; Caselli, A. T; Dos Santos Alfonso, M; Calabrese, S. 2016. Estudio hidrogeoquímico de las áreas termales del complejo volcánico Copahue-Caviahue. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* (en línea) 73(2): 256-269. Consultado 19 mar. 2019. Disponible en http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0004-48222016000200008&lng=es&nrm=iso. ISSN 0004-4822.

GESAL, 2000: Updated conceptual model of the Berlín geothermal field. Gerencia de Proyectos, internal report (in Spanish), 19 pp.

Giggenbach, W.F., Glover, R.B. The use of Chemical Indicators in the surveillance of Volcanic Activity affecting the Crater Lake on Mt. Ruapehu. N. Z. Bull. 39, 70– 81 (1975)

Giggenbach, WF. 1987. Procesos redox que gobiernan la química de las descargas de gas fumarólico de White Island, Nueva Zelanda. Appl Geochem 2(2): 143–161. DOI: [https://doi.org/10.1016/0883-2927\(87\)90030-8](https://doi.org/10.1016/0883-2927(87)90030-8)

Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. Geochimica et Cosmochimica Acta, 52(12), 2749–2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)

Giggenbach, WF; Goguel, RL 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. (en línea) NZ DSIR Chemistry Report 2401: 1-82. Consultado 22 may. 2019. Disponible en <https://www.semanticscholar.org/paper/Collection-and-analysis-of-geothermal-and-volcanic-Giggenbach/3e0f97fc97306d06159df6f7a4915b0ffb3b6a40>

Giggenbach, W.F. Water and gas chemistry of Lake Nyos and its bearing on the eruptive process, Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 42, Issue 4, 1990

Giggenbach, WF. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. (en línea). Application of geochemistry in geothermal reservoir development 119-144. Consultado 15 mar. 2019. Disponible en https://www.researchgate.net/publication/284285713_Chemical_Techniques_in_Geothermal_Exploration_Application_of_Geochemistry_in_Geothermal_Reservoir_Development

Giggenbach, W.F; 1996. Chemical composition of volcanic gases. In Monitoring and mitigation of volcano hazards (pp. 221-256). Springer, Berlin, Heidelberg.

GONZÁLEZ, G., MORA-AMADOR, R., RAMÍREZ, C., SAGIYA, T., ROUWET, D. & CHIGNA, G. 2013b: Tectonic earthquakes triggering volcanic activity? Preliminar study case: Central American Pacific coast, 2012.- IAVCEI, Scientific Assembly, Japan: 1W_2B-P5.

GVP: Global Volcanism Program, 1990. Report on Apaneca Range (El Salvador) (McClelland, L., ed.). Bulletin of the Global Volcanism Network, 15:9. Smithsonian Institution. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN199009-343010>

Hall, M; Mothes, P. 2008. La historia eruptiva riolítica-andesítica del volcán Cotopaxi, Ecuador. Boletín de vulcanología 70 (6): 675-702. DOI: 10.1007/s00445-007-0161-2

Handal, S; Barrios, L. A. 2004. Hydrothermal eruptions in El Salvador: A review. SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA. 375: 245-256. DOI: [10.1130/0-8137-2375-2.245](https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.245)

Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology I*, Society of Economic Geologist, El Paso, TX.

Hernández, E W 2004. Características geomecánicas y vulcanológicas de las tefras tierra blanca joven, caldera de Ilopango, El Salvador. Tesis de maestría en Tecnologías Geológicas (Medio Ambiente, Geo-Recursos y Riesgos) presentado a la Universidad Politécnica de Madrid, España. San Salvador; El Salvador, UPES. 144 p.

Hirabayashi, T., Oosaka, K., Ozawa, T. Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases: a case study on Sakurajima Volcano. *Geochem. J.* 16, 11 – 21 (1982)

Kobayashi, T; Morishita, Y; Munekane, H. 2018. Primera detección de la inflación del suelo precursora de una pequeña erupción freática por InSAR. *Cartas de ciencia planetaria y terrestre* 491: 244-254. DOI: [10.1016/j.epsl.2018.03.041](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.03.041)

Kusakabe, M; Komoda, Y; Takano, B; Abiko, T. 2000. Efectos isotópicos del azufre en la reacción de desproporción de dióxido de azufre en fluidos hidrotermales: implicaciones para las variaciones $\delta^{34}\text{S}$ de bisulfato disuelto y azufre elemental de lagos de cráteres activos. *J Volcanol Geoth Res* 97: 287–307. DOI: [10.1016/S0377-0273\(99\)00161-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00161-4)

Lara, L; Esperger, S. (2015). Erupciones volcánicas sin precursores: características y factores condicionantes a escala global. (en línea) In XIV Congreso Geológico Chileno, La Serena, Chile (pp. 31-32). 490-504. https://biblioserver.sernageomin.cl/OPAC/DataFiles/14905_v3_pp_31_32.pdf

Lexa, J; Sebesta, J; Chávez, J. A; Hernández, W; y Pecskey, Z. (2011). Geology and volcanic evolution in the southern part of the San Salvador Metropolitan Area. *Journal of Geosciences*, 56 (1), 106-140. doi: [10.3190/jgeosci.088](https://doi.org/10.3190/jgeosci.088)

López, R. E. 2003. Risk management at the Berlín geothermal field, El Salvador, CA. (en línea). *TRANSACTIONS-GEOTHERMAL RESOURCES COUNCIL* 491-496. Consultado 19 mar. 2020. Disponible en <https://www.geothermal-library.org/index.php?mode=pubs&action=view&record=1021959#:~:text=https%3A//www.geothermal%2Dlibrary.org/index.php%3Fmode%3Dpubs%26action%3Dview%26record%3D1021959>

Teschner, L. 2006. FISICOQUÍMICA DE LAS FUENTES TERMALES DE LOS VOLCANES ACTIVOS DE COLOMBIA. (en línea). Trabajo presentado en la Conferencia: II Congreso Colombiano de Hidrogeología 2006, Proyecto: Estudio Geoquímico de los volcanes del Suroccidente Colombiano. Bucaramanga, Colombia. Consultado 10 jul. 2020. Disponible en https://www.researchgate.net/publication/257237910_FISICOQUIMICA_DE_LAS_FUENTES_TERMALES_DE_LOS_VOLCANES_ACTIVOS_DE_COLOMBIA

Marini, L. 2000. Técnicas geoquímicas para la exploración y explotación de la energía geotérmica (en línea). Departamento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova, Italia. 106 p. Consultado 19 jul. 2019. Disponible en http://www.appliedgeochemistry.it/doc/Geochemistry_Marini.pdf

Martin-Del Pozzo, A, Aceves F., Espinasa R., Aguayo A., Inguaggiato S., Morales P., Cienfuegos E. Influence of volcanic activity on spring water chemistry at Popocatepetl Volcano, Mexico. *Chemical Geology* 190 207– 229 (2002)

Masías Álvarez, P. 2011. Monitoreo geoquímico de fumarolas y fuentes termales de los volcanes activos en el sur Perú. *Vulcanología – DGARG INGEMMET*. Arequipa, Perú.

Mas, G.R., Mas, L.C., Bengochea, L. 1996. Alteración ácido-sulfática en el Campo Geotérmico Copahue, Provincia del Neuquén. *Asociación Geológica Argentina*, 51 (1), 78-86.

MARN, 2015. Mapa geológico de la República de El Salvador. Escala 1:700.000. TYPASA-TECNOMA-ENGEORPS. Cartografía Base. (en línea). El Salvador. Consultado 23 jun 2021. Disponible en <http://pngirh.marn.gob.sv/geoportal/mapas/Memoria%20PGIRH/Documento%20Final%20del%20PGIRH/PNGIRH-IMG-TTE-PRO05-030-MapaGeologico-E03.pdf>

Mazot, A; Bernard, A; Fischer, T; Inguaggiato, S; & Sutawidjaja, I. S. (2008). Chemical evolution of thermal waters and changes in the hydrothermal system of Papandayan volcano (West Java, Indonesia) after the November 2002 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178(2), 276–286. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.06.022>

Mioduszewski, L, Kress, V. Laboratory calibration of chemical volcanic gas sampling techniques using an artificial fumarole, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 174, Issue 4, 2008

Montalvo, F. & Axelsson, G.: Assessment of chemical and physical reservoir parameters during six years of production-reinjection at Berlín geothermal field (El Salvador). *Proc. World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan, 2000*, pp.2153–2158.

Montalvo, F; Polio, C; Gutiérrez, E; Barahona, B; Escobar, D. 2012. Monitoreo realizado en laguna de Alegría y el Cerro Pelón (en línea). (05/18/2012). MARN, Departamento de Usulután, El Salvador. Consultado 10 de mayo 2022. Disponible en <https://cidoc.ambiente.gob.sv/documentos/monitoreo-realizado-en-laguna-de-alegría-y-el-cerro-pelon-departamento-de-usulután-2012/>

Montegrossi, G; Tassi, F; Vaselli, O; Bucciatti, A; Garofalo, K. 2001. Sulfur species in volcanic gases. *Analytical Chemistry* 73: 3709-3715. DOI: [10.1021/ac001429b](https://doi.org/10.1021/ac001429b)

Muñoz, M; Alam, Mohammad Ayaz; Parada, Miguel A; Lahsen, A. 2011. Geothermal system associated with the Sierra Nevada volcano (en línea). Araucanía Region, Chile. *Transactions -*

Geothermal Resources Council. 35: 935-941. Consultado 23 jun. 2019. Disponible en <https://www.geothermallibrary.org/index.php?mode=pubs&action=view&record=1029355>

Ohba, T; Yaguchi, M; Tsunogai, U 2021. Behavior of magmatic components in fumarolic gases related to the 2018 phreatic eruption at Ebinokogen Ioyama volcano, Kirishima Volcanic Group, Kyushu, Japan. *Earth Planets Space* 73 (81) (2021). DOI: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01405-4>

Oppenheimer, C; Stevenson, D. 1989. Liquid sulphur lakes at Poás volcano. *Nature* 342: 790–793. DOI: <https://doi.org/10.1038/342790a0>

Ozawa, T. 1968 Chemical analysis of volcanic gases: I. Chemical analysis of volcanic gases containing water vapor, hydrogen chloride, sulfur dioxide, hydrogen sulfide, carbon dioxide, etc. *Geochem. Int.* 5: 939-947.

DOI: https://doi.org/10.1246/nikkashi1948.87.8_848

Pacheco, M; Viera, L. 2015. Metodología geoquímica aplicada a Fluidos Geotermiales. Tesis Diplomado de especialización en geotermia, Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG). San Salvador, El Salvador, UES. 65p.

Parini, M., Pisani, P. & Monterrosa, M.: Resource assessment at the Berlín geothermal field (El Salvador). *Proc. World Geothermal Congress 1995, Florence, Italy, 1995*, pp.1537–1542. 136

Peiffer, L; Bernard-Romero, R; Mazot, A; Taran, Y. A; Guevara, M; Santoyo, E. (2014). Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO₂-CH₄-H₂S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acozulco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284, 122–137. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.07.019>

Peiffer, Loïc, Rouwet, D; Taran, Y. (2015). Fluid geochemistry of el chichón volcano-hydrothermal system. *Active Volcanoes of the World*, 77–95. https://doi.org/10.1007/978-3-642-25890-9_4

Phillipson, G; Sobradelo, R; Gottsmann, J. 2013. Agitación volcánica global en el siglo XXI: un análisis de la primera década. *J Volcanol Geoth Res* 264: 183–196. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.08.004>

Raymond, J 2002. Programa Global de Vulcanismo, 1985. Informe sobre Tecapa (El Salvador) (McClelland, L., ed.). *Boletín de la Red de Alerta de Eventos Científicos*, 10:5. Institución Smithsonian. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.SEAN198505-343080>

Renderos, R. (2002). Chemical Characterization of the Thermal Fluid Discharge from Well Production Tests in the Berlin Geothermal Field, El Salvador, C.A. UNU-GTP.

Reed, M.H., 1997. Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. En "The geochemistry of hydrothermal ore deposits" (H.L. Barnes ed.), 3rd ed, John Wiley and Sons, New York.

Rodríguez, Ramiro, Olmos, Rodolfo y Payés, Julio. (2014). Medición de gas Radón (RN222) en aguas termales del Cerro Pacho, Caldera Coatepeque, El Salvador. *Revista Geológica de América Central*, (50), 71-82. Recuperado el 15 de marzo de 2024, de http://www.scielo.sa.cr/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S025670242014000100003&lng=en&tlng=es.

Rodríguez, L., Santoyo, E., y Reyes, J. (2008). Three New Improved Na/K Geothermometers Using Computational and Geochemiometrical Tools: Application to the Temperature Prediction of Geothermal Systems. *Rev. mex. cienc. geol.* 25 (3).

Romero, Jorge; Mella, Mauricio; Swanson, Frederick; Crisafulli, Charlie; González, Mauro; Lara, Antonio; Morgavi, Daniele; Arzilli, Fabio; Clavero, Jorge; Reckziegel, Florencia. 2017. La erupción del volcán Calbuco en 2015: Volcanología, sociedad y ecosistemas. DOI: [10.13140/RG.2.2.27443.02086](https://doi.org/10.13140/RG.2.2.27443.02086)

Rowe Jr. G, Ohsawa, S., Takano, B., Brantley, S., Fernandez, J., Barquero, J., 1992. Using Crater lake chemistry to predict volcanic activity at Póas Volcano. Costa Rica. *Bulletin of Volcanology* 54, 494-503.

Rouwet, D; Sandri, L; Marzocchi, W; Gottsmann, J; Selva, J; Tonini, R; Papale, P 2014a. Reconocimiento y seguimiento de peligros relacionados con disturbios no magmáticos: una revisión. *J Appl Volcán* 3:17. Doi: 10.1186/s13617-014-0017-3.

Rouwet, D; Tassi, F; Mora-Amador, R; Sandri, L; Chiarini, V 2014b. Pasado, presente y futuro del monitoreo de lagos volcánicos. *J Volcanol Geoth Res* 272:78–97. Doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.12.009

Rouwet, D; Ohba, T 2015 Fraccionamiento de Isótopos y partición de HCl durante la desgasificación por evaporación de lagos de cráteres activos. En: Rouwet D, Christenson B, Tassi F, Vandemeulebrouck J (eds) Capítulo del libro lagos volcánicos. Springer, Heidelberg. 179–200. Doi: 10.1007/978-3-642-36833-2_7

Rouwet, D; Morrissey, M 2015. Mecanismos de erupciones de lagos de cráter: modelado físico y numérico. En: Rouwet D, Christenson B, Tassi F, Vandemeulebrouck J (eds) Capítulo del libro lagos volcánicos. Springer, Heidelberg. 73–92. Doi: 10.1007/978-3-642-36833-2_3

Rouwet, D; Mora-Amador, R; Ramírez-Umaña, C; González, G; Inguaggiato, S 2016 Reciclaje dinámico de fluidos en Laguna Caliente (Poás, Costa Rica) antes y durante el ciclo de erupción freática en curso de 2006 (2005–2010). En: Caudron C, Capaccioni B, Ohba T (eds) Geoquímica y geofísica de lagos volcánicos. Publicaciones especiales de la Sociedad Geológica de Londres. Doi: 10.1144/SP437.11

Rouwet, D; Mora-Amador, R; Ramírez, C 2021. Response of a hydrothermal system to escalating phreatic unrest: the case of Turrialba and Irazú in Costa Rica (2007–2012). *Earth Planets Space* 73: 142. DOI: <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01471-8>

Seeger, D. (1961): Influencia de la geología regional en la hidrología de El Salvador. — *Anales. Serv. geol. nac.*, 4: 5-40

Smith, T. A. 2000 Mathematical modelling of underground flow processes in hydrothermal eruptions (en línea). Ph. D. Thesis, Massey University, Palmerston North, New Zealand 140p. Consultado 7 jul. 2020. Disponible en https://mro.massey.ac.nz/bitstream/handle/10179/1303/02_whole.pdf?sequence=1&isAllowed=y

Stumm, W. y Morgan, JJ (1996) *Química acuática, equilibrios químicos y tasas en aguas naturales*. 3.ª edición, John Wiley & Sons, Inc., Nueva York.

Symonds, RB, Rose, WI, Bluth, GJ y Gerlach, TM (1994). Estudios de gases volcánicos: métodos, resultados y aplicaciones. *Sociedad Mineralógica de América*, 30, 1-66. Recuperado de: <https://digitalcommons.mtu.edu/geo-fp/97>

Symonds, RB; Gerlach, TM; Reed, MH. 2001 Magmatic gas scrubbing: Implications for volcano monitoring. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 108(1):303-341 DOI:[10.1016/S0377-0273\(00\)00292-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00292-4)

Sortino, F, Nonell, A, Toutain, J.P, Munoz, M, Valladon, M, Volpicelli, G. A new method for sampling fumarolic gases: Analysis of major, minor and metallic trace elements with ammonia solutions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 158, Issues 3–4, 2006,

Takano, B., 1987. Correlation of volcanic activity with sulfur oxyanion speciation in a crater lake. *Science* 235, 1633-1635.

Taran, YA; Pokrovsky, BG; Dubik YM. 1989. Isotopic composition and the origin of water from andesitic magmas. *Trans Acad Sci USSR* 304: 440–443. <https://doi.org/10.1144/SP410>

Taran, Y; Fischer, TP; Pokrovsky, B; Sano, Y; Armienta, MA; Macias, JL 1998. Geoquímica del sistema volcánico-hidrotermal del Volcán El Chichón, Chiapas, México. *Boletín de vulcanología* 59 (6): 436-449. DOI: [10.1007/s004450050202](https://doi.org/10.1007/s004450050202)

Taran, I; Peiffer, L 2009. Hydrology, hydrochemistry, and geothermal potential of El Chichón volcano hydrothermal system, Mexico. *Geothermics* 38:370–378. DOI:[10.1016/j.geothermia.2009.09.002](https://doi.org/10.1016/j.geothermia.2009.09.002)

Taran YA. 2015. 12 de julio. A 33 AÑOS DE SU ERUPCIÓN, EL CHICHÓN AUN ES POTENCIALMENTE PELIGROSO (en línea). *Boletín UNAM-DGCS-402*. Instituto de Geofísica (IGf). Consultado 13 jul. 2020. Disponible en https://www.dgcs.unam.mx/boletin/bdboletin/2015_402.html

Tassi, F; Aguilera, F; Vaselli, O; Medina, E; Tedesco, D; Delgado Huertas, A; Poreda, R; Kojima, S. 2009. El sistema fumarólico dominado magmático e hidrotermal en el cráter activo del volcán Lascar, norte de Chile. *Boletín de Vulcanología*. 71 (2): 171–183. DOI: [10.1007/s00445-008-0216-z](https://doi.org/10.1007/s00445-008-0216-z)

Teschner, L. 2006. FISICOQUÍMICA DE LAS FUENTES TERMALES DE LOS VOLCANES ACTIVOS DE COLOMBIA. (en línea). Trabajo presentado en la Conferencia: II Congreso Colombiano de Hidrogeología 2006, Proyecto: Estudio Geoquímico de los volcanes del Suroccidente Colombiano. Bucaramanga, Colombia. Consultado 10 jul. 2020. Disponible en https://www.researchgate.net/publication/257237910_FISICOQUIMICA_DE_LAS_FUENTES_TERMALES_DE_LOS_VOLCANES_ACTIVOS_DE_COLOMBIA

Vallés, J., Baschini, M., Pettinati, G., García, N., 2004. Characterization of Muds and Waters of the Copahue Geothermal Field, Neuquen province, Patagonia, Argentina. *ICAM- Brasil*, vol 1, 507-510.

Varekamp, J.C., Pasternack, G., Rowe, G., 2000. Volcanic lake systematics. II Geochemical constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 97:161-179

Varekamp, JC 2002- Lake contamination models for evolution towards steady state
J Limnol 62 (1): 67–72 DOI: [DOI:10.4081/jlimnol.2003.s1.67](https://doi.org/10.4081/jlimnol.2003.s1.67)

Varekamp, J.C., Ouimette, A.P., Kreulen, R., 2004. The magmato system at Copahue volcano, Argentina. In *Water-Rock Interaction, Wany & Seal III* (eds.): 215-218. Varekamp et al 2006

Varekamp, J.C; A.P. Ouimette; S.W. Herman; K. S. Flynn; A. Bermúdez and D. Delpino (2009). Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina, *Appl. Geochem.*, 24,208-220.

Varekamp, J. C. (2015). The Chemical Composition and Evolution of Volcanic Lakes. In *Volcanic Lakes*. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-36833-2>

Vaselli, O; Tassi, F; Giannini, L; Capaccioni, B; Montegrossi, G. 2006. Muestreo y análisis de gases volcánicos. (en línea) *Acta Vulcanológica* 18 (1-2): 65-76. Consultado 15 may. 2020. Disponible en https://www.researchgate.net/publication/232091675_Sampling_and_analysis_of_volcanic_gases

Villemant, B; Komorowski, JC; Dessert, C; Michel, A; Crispi, O; Hammouya, G; De Chabaliér, JB 2014. Evidencia de una nueva intrusión de magma somero en La Soufrière de Guadalupe (Antillas Menores): Perspectivas del monitoreo geoquímico a largo plazo de fluidos hidrotermales ricos en halógeno. *Revista de investigación de vulcanología y geotermia* 285: 247-277.
DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.08.002>

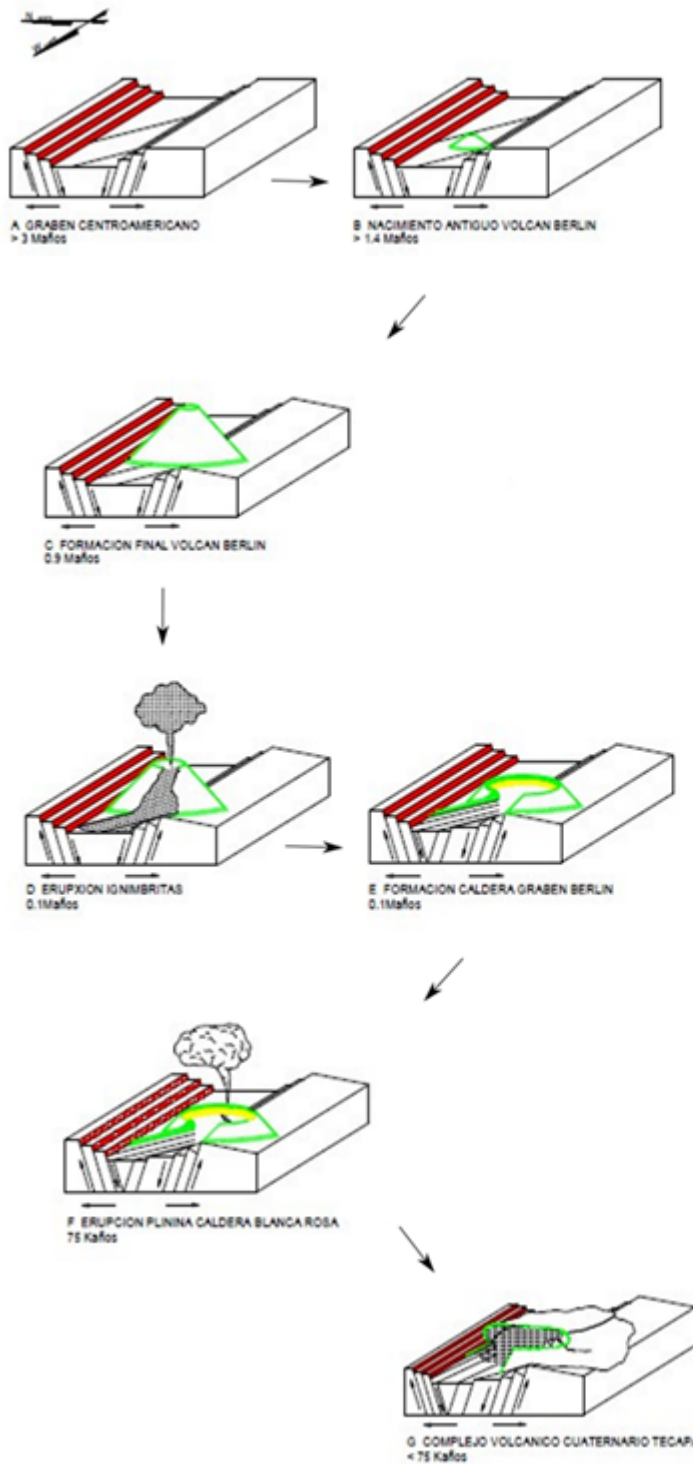
Weber, H. S., Wiesemann, G., y Wittekindt, H. (1974). Geologische Übersichtskarte der Republik El Salvador (escala 1: 500 000). Hannover: Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe.

Williams, S.N., Stoiber, R.E., Garcia, P.N., Londoño, A.C., Gemmell, B.J., Lowe, D.R., Connor, C.B., Eruption of the Nevado de Ruiz Volcano, Colombia, on 13 November 1985: gas flux and fluid geochemistry. *Science* 233, 964– 967 (1986)

White, N., Hedenquist, J., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *J. Geochem. Explor.* 36, 445-474.

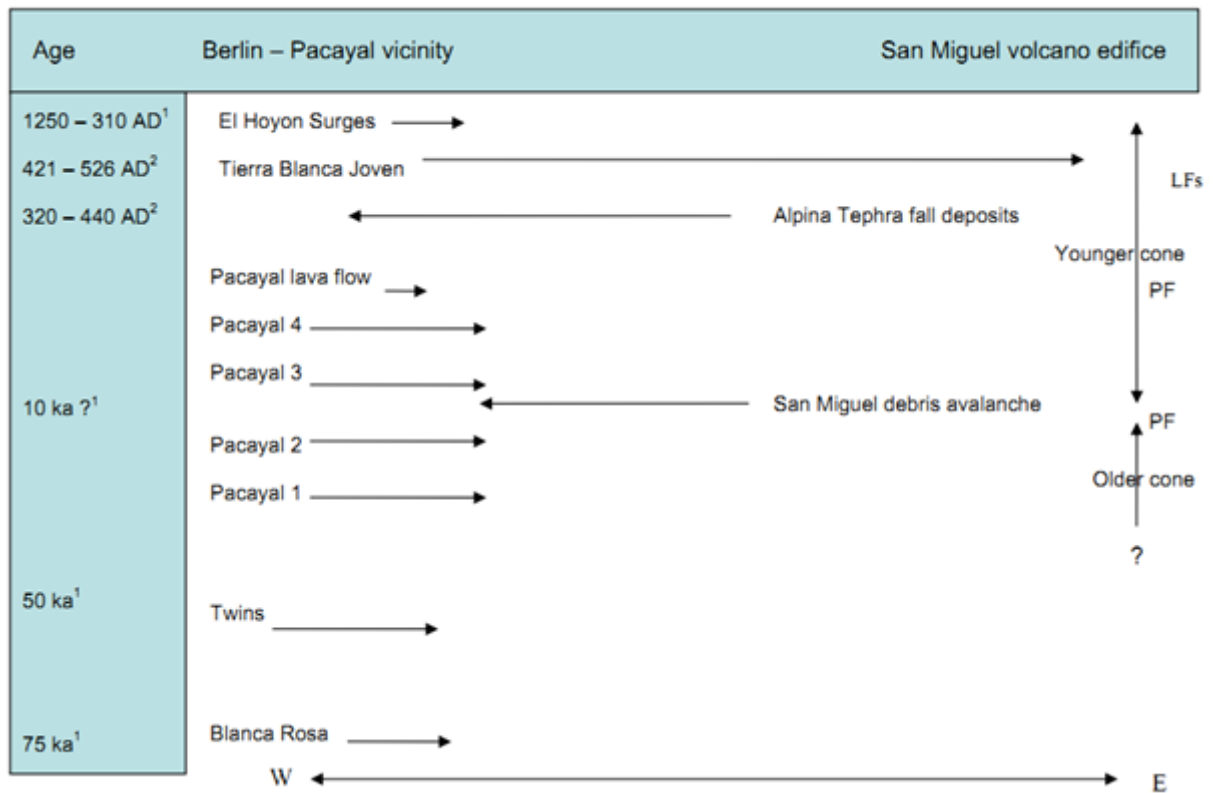
10. ANEXOS

ANEXO 1a. Esquema de evolución geovolcanológica campo volcánico Berlín



COMISION EJECUTIVA HIDROELECTRICA DEL RIO LEMPA		
C. E. L.		
GERENCIA DE RECURSOS GEOTERMICOS		
BUPICA DE ESTUDIOS Y EVALUACION DE RECURSOS GEOTERMICOS		
EVOLUCION GEOLOGICA		
CAMPO GEOTERMICO DE BERLIN		
DEPARTAMENTO DE INVESTIGACIONES GEOCENTIFICAS		
Elaboró: Geología de C.E.L.	Fecha: Julio/98	Figura: No. 5.1
Dibujó: C. R. Wehrano		

ANEXO 1b Edades Radiométricas. Deposito piroclástico de El Hoyón



GENZL 1995

Identificación de Muestra	Radiocarbón [¹⁴ C edad, años BP]	Edad Calibrada [¹⁴ C edad, años]	Ar/Ar (ka)	Referencia
Depósitos El Hoyón [Berlín]	710±50	1250 – 1310AD	-	GENZL [1995]
TBJ Ilopango	-	421 – 526 AD		Dull et al., 2003
DEC-31 Carbón hallado en Montaña Lacayo (VSM)	1660±60	320 – 440 AD	-	Scott, pers, comm
Gemelas [Berlín]	48300±2700	50,500 – 43,800 BP	-	GENZL [1995]
Blanca Rosa [Berlín]	-	-	75±10	GENZL [1995]

MUESTRA Y IDENTIFICACION	C14 (año B.P.)	K/Ar (Ma)	Ar-Ar (ka)	FECHADO ACEPTADO (ver texto)
Núeés Radiales El Hoyón (S95)	710±50	-	-	700 yr B.P.

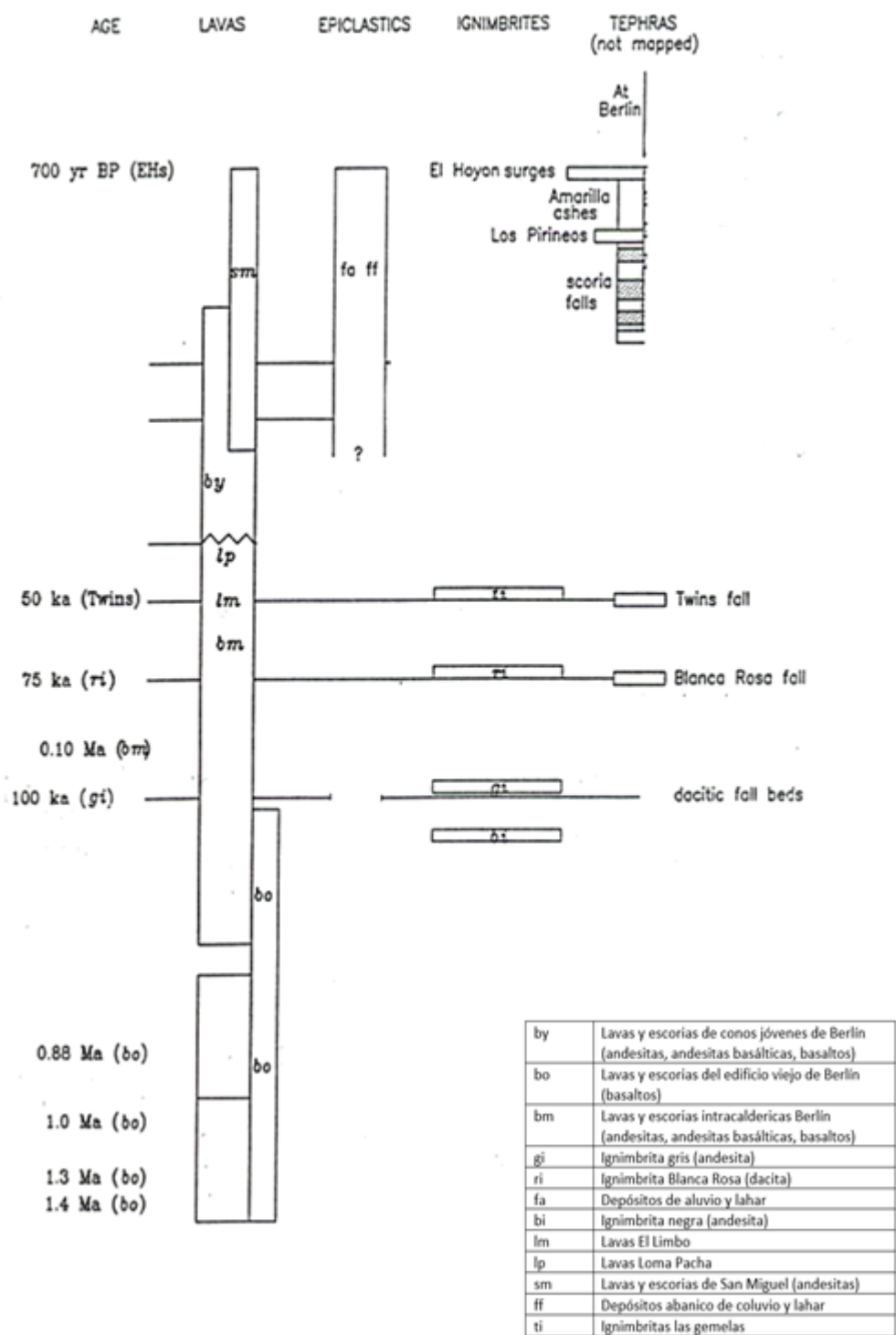
Berlin complex

SAMPLE	S95	S93	S146	S174	US-1	US-2	US-3	TE-4
Jcode					8	8	8	8
Kcode					3	3	3	1
Lcode								
Volcname	El Hoyo	Pacayal	Berlin	Berlin	Usulután	Usulután	Usulután	Tecapa
lat	521	505	554	543	13.42	13.42	13.42	13.5
long	521639	505613	554723	543675	88.47	88.47	88.47	88.5
Lava	paleosol	charcoal	charcoal	lava	lava	lava	lava	lava
K/Ar (Ma)				0.88±0.1				
Ar-Ar (Ka)								
C14 (ybp)	710±50	48300±2700	35690±520					
author	GENZL 95	GENZL9 5	GENZL9 5	GENZL9 5	carr/ru	carr/ru	carr/ru	carr/ru

GENZL 1995

ANEXO 2

Intercalaciones estratigráficas del complejo volcánico Berlín Tecapa. (Geotermia salvadoreña) GENZL 1995



ANEXO 4. Composición geoquímica de muestras de manifestaciones hidrotermales hiper-ácidos de diferentes localidades en el mundo.

Autores y zona		Características químicas de las muestras										
Autores	Ubicación	T °C	pH	Li	Na	K	Ca	Mg	Fe	F	Cl	SO ₄
Giggenbach (1988)	White Island, NZ	98	0.6	-	5910	635	3150	3800	-	-	38700	4870
	Kawa Idjen, Indonesia	60	0.6	-	1030	1020	770	680	-	-	21800	62400
Bernard et al. (2004)	Lago del volcán Santa Ana, El Salvador	18.9	0.9	-	385.7	138.8	815.3	300.0	702.0	219.4	5583.7	8588.8
		20.6	1.1	-	496.9	177.6	1030.6	425.5	-	348.0	7770.4	11549.0
Varekamp (2015)	Copahue Springs	83	0.3	-	910	880	770	500	1860	700	9800	65400
	El Chichón 1992	32.1	2.15	0.46	3400	670	2517	317	-	0.5	12250	420
Delmelle et al. (2000)	Lago en el cráter del volcán Kawah Ijen	36.6	0.20	-	585	1702	1106	688	1862	1325	22146	59305
	Manantiales - Paltuding	13.1	4.75	-	11	5	12	38	-	-	15	58
Peiffer et al. (2015)	El Chichón	56	0.56	-	619.38	236.73	2153.06	432.65	932.65	0.16	24520.40	3622.44
		26	4.35	-	11.22	12.24	317.34	2.04	53.06	-	4.79	795.91
Peiffer et al. (2014)	Alcaparrosa	12.2	2.4	-	11.22	6.83	10.20	1.63	-	-	8.77	525.51
		15	2.4	0.10	13.97	9.69	37.14	9.38	-	-	14.28	1296.93
Mazot et al. (2008)	Fosas de lodo Volcán Papandayan	89	0.8		4	8	7	5	-	9.4	2858	1644
		90	0.8		362	141	1432	643	-	21	26963	5134

ANEXO 5. Erupciones freáticas.

Las erupciones freáticas son eventos repentinos, comúnmente con pocos o ningún precursor. Pueden ser letales para las personas cercanas y comúnmente preceden a erupciones magmáticas más grandes.

Las erupciones freáticas resultan del rápido calentamiento y vaporización de fluidos que comúnmente se encuentran a niveles poco profundos debajo de un volcán.

Los fluidos involucrados en las erupciones freáticas pueden originarse por percolación descendente de fluidos meteóricos hacia rocas calientes o un conducto caliente. También pueden formarse a partir de la migración ascendente de fluidos volcánicos, incluidos gases, fluidos supercríticos y derretimientos, hacia un sistema hidrotermal o un acuífero poco profundo. También es posible una combinación de los dos escenarios.

Las erupciones freáticas son erupciones en las que los procesos magmáticos no son el principal mecanismo impulsor. Más bien, los procesos hidrotermales ampliamente definidos (es decir, interacciones entre agua, rocas y calor y gas magmáticos) desempeñan el papel clave en la generación de erupciones freáticas.

Las erupciones freáticas abarcan explosiones impulsadas por vapor generadas por la intrusión de magma en sedimentos fluviales y acuíferos, flujos de lava o piroclásticos que interactúan con el agua superficial, explosiones tipo géiser impulsadas por la despresurización de agua geotermal subterránea cercana al punto de ebullición y erupciones volcánicas que expulsan sistemas hidrotermales formados durante períodos de reposo

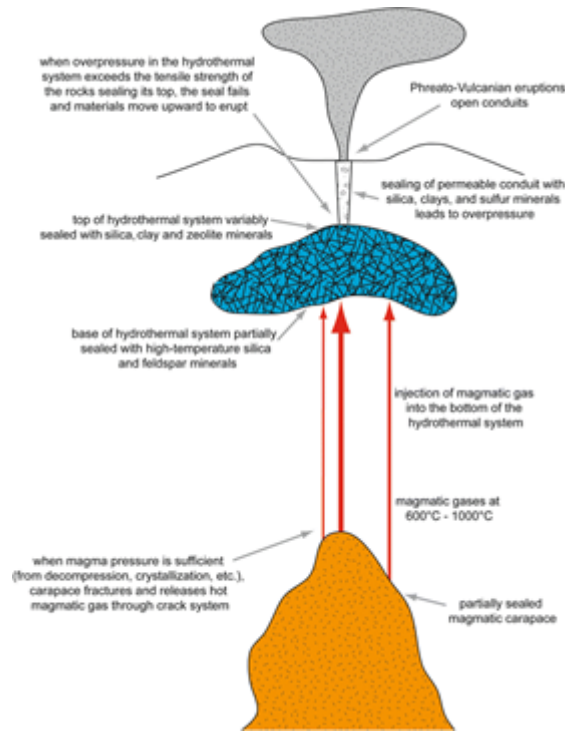
La falta de material juvenil sólido en los productos eruptivos no es necesariamente una indicación de que el magma esté ausente en niveles poco profundos.

Definimos dos tipos de erupciones freáticas de miembros finales, el primero (tipo 1) en el que un sistema hidrotermal más profundo alimentado por gases magmáticos está sellado y produce una sobrepresión suficiente para provocar erupciones explosivas, y el segundo (tipo 2) donde los gases magmáticos se suministran a través de vías abiertas. -desgasificación del respiradero a un sistema hidrotermal cercano a la superficie, vaporizando agua líquida que impulsa las erupciones freáticas.

Al primer tipo de erupción lo denominamos “freato-vulcaniano” y al segundo lo denominamos “freato-surtseyan”

Se presentan dos modelos conceptuales para sistemas freáticos tipo 1 y tipo 2. Un elemento común clave para ambos tipos es que reciben fluidos magmáticos calientes (gases) de niveles más profundos. Las diferencias clave son que los sistemas tipo 1 suelen ser más profundos y se sellan solos, lo que permite que se desarrolle la presurización, mientras que los sistemas tipo 2 parecen ser de naturaleza más abierta y poco profunda. Los sistemas de tipo 1 suelen exhibir actividad eruptiva vulcaniana, mientras que los sistemas de tipo 2 están asociados con actividad surtseyan.

Se muestra una vista esquemática de un sistema freático tipo 1. El sistema hidrotermal está sustentado por un cuerpo de magma que periódicamente libera gases hacia arriba en el sistema hidrotermal. Los gases magmáticos se liberan por intrusión, cristalización o una combinación de los dos procesos. Un cuerpo de magma encerrado por un caparazón solidificado proporciona un sello parcial que se rompe y libera gas cuando la sobrepresión magmática excede la resistencia a la tracción del caparazón. Si el caparazón está ausente o poco desarrollado, los gases magmáticos pueden escapar continuamente. El sistema hidrotermal también puede estar sellado en su base y/o parte superior. El sello inferior puede romperse cuando llegan gases magmáticos. Si el sello superior es fuerte, se acumulará sobrepresión en el sistema hidrotermal. Un sistema hidrotermal profundo puede generar más sobrepresión que un sistema somero debido a la mayor sobrecarga litostática sobre el sistema. El grado de alteración también influye en la determinación de la resistencia y extensión del sello. En un nivel crítico de sobrepresión, el sello superior se romperá, lo que permitirá que los gases y los desechos líticos sean transportados a través de un sistema de conductos y expulsados a la superficie.



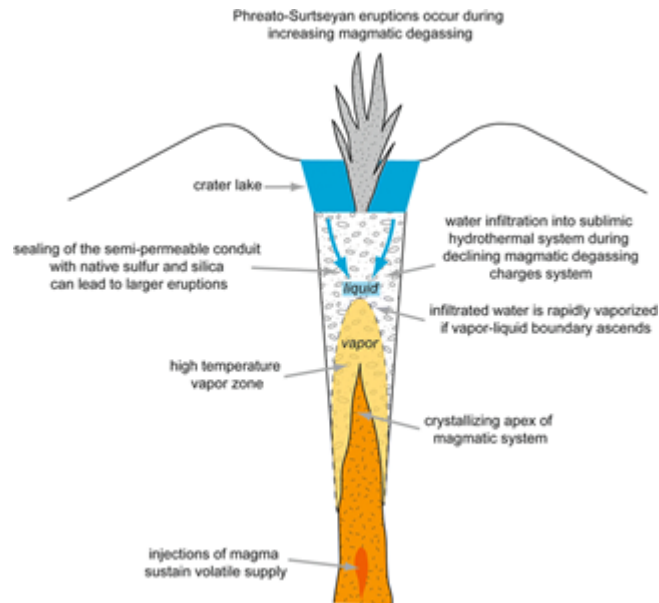
Modelo para sistemas freáticos y erupciones tipo 1. Un cuerpo de magma poco profundo libera gas por intrusión y/o cristalización. Los gases son transportados hacia arriba a través de una serie de grietas que cruzan el sistema hidrotermal de arriba. Si el sistema hidrotermal está sellado en su parte superior, el sistema quedará presurizado por la adición de gases magmáticos calientes. Tales condiciones promueven erupciones freáticas

Para los sistemas freáticos tipo 1, proponemos que la probabilidad de una erupción freática aumenta cuando las partes superiores del sistema hidrotermal poco profundo se sellan, acompañadas por un aporte magmático continuo desde abajo en forma de gas de alta temperatura, fluidos supercríticos y/o derretir. El magma intruído en niveles poco profundos libera grandes cantidades de gas debido a la descompresión (primera ebullición). Una vez colocado en este entorno comparativamente poco profundo y frío, el magma se solidifica mediante cristalización y liberación adicional de gas (segunda ebullición)

Sistemas tipo 2

Las erupciones freáticas ocurren durante períodos en los que la entrada magmática al lago aumenta activamente y no ocurren cuando la entrada está disminuyendo.

La consideración clave es si la frontera vapor-líquido en el sistema hidrotermal sublimínico está aumentando o disminuyendo. Si el límite aumenta, el agua líquida confinada se vaporiza, provocando erupciones freáticas. Si el límite cae, la infiltración de fluidos hidrotermales en la zona sublimnica carga el sistema para la próxima erupción.



Modelo para erupciones freáticas tipo 2 en Poás. El aumento de la entrada de gas magmático al lago eleva el límite vapor-líquido, lo que resulta en la vaporización del agua líquida confinada, generando cambios de volumen, presurización y erupción. En comparación con los sistemas freáticos tipo 1, aquí el conducto es más abierto con un sistema de magma menos profundo.

La erupción hidrotermal de Agua Shuca es la erupción hidrotermal mejor documentada en El Salvador. Ocurrió en octubre de 1990, matando a 25 personas e hiriendo a 15.



Nube de vapor de una piscina caliente en Agua Shuca. Este fue el lugar de la mortal erupción hidrotermal en octubre de 1990. La erupción anterior probablemente tuvo lugar en 1868.

La erupción tuvo lugar en una zona de ~25 m de diámetro con varias características térmicas: dos piscinas de agua caliente de ~5 m de diámetro, piscinas de lodo, conos de lodo de hasta 0,5 m de altura y suelo humeante. La zona de erupción estaba rodeada por un grupo de pequeñas

casas de madera, todas ellas construidas en terrenos privados. No se produjeron cambios físicos ni advertencias sísmicas antes de la explosión. El 13 de octubre de 1990, a las 3:00 a. m., una repentina y fuerte mezcla de gotas de agua hirviendo, lodo y suelo alterado hidrotermalmente hizo erupción sobre el área circundante. Cubría un área de casi 200 m de diámetro. Algunos supervivientes indicaron que la erupción no duró más de medio minuto y que el único aviso fue un ruido parecido a un trueno antes de la erupción. (CEPREDENAC 1994).

El material eyectado tuvo un volumen de $\sim 1600 \text{ m}^3$ y estuvo constituido por rocas alteradas ricas en arcilla silicificada y material efusivo del grupo volcánico Las Ninfas (Hernández, 1990). Como resultado de ese evento, se formó un cráter de $\sim 40 \text{ m}$ de diámetro y 5 m de profundidad en el lugar de la erupción. Dentro del cráter quedaron piscinas de agua caliente, piscinas de lodo, suelo humeante, respiraderos de gas y cráteres de lodo. Como consecuencia del desastre, se declaró que un área dentro de un radio de 200 m alrededor de Agua Shuca tenía potencial de alto riesgo, y el área entre 200 y 300 m de radio, como área de bajo riesgo

Erupciones hidrotermales.

Las erupciones freáticas e hidrotermales son fenómenos explosivos omnipresentes en volcanes, calderas y áreas de grietas tectónicas (Browne y Lawless 2001). Las erupciones freáticas se producen por la expansión explosiva de las aguas subterráneas debido a la llegada repentina de calor y gas del magma (o fluidos magmáticos) intrusos, mientras que las erupciones hidrotermales resultan del destello y la expansión del agua hidrotermal sin necesidad de ningún aporte magmático (Mastin 1995; Browne y Lawless 2001; Thiéry y Mercury 2009). A pesar de su tamaño comparativamente pequeño, estas erupciones pueden ser mortales ya que a menudo carecen de precursores (Barberi et al. 1992 ; Hurst et al. 2014 ; Stix y de Moor 2018).

Cuando ocurren, los precursores son demasiado débiles, se inician poco antes del inicio de la erupción o afectan un área pequeña y localizada que no se puede detectar con las redes de monitoreo normales (Jolly et al. 2014; Dempsey et al. 2020).

Esto puede dar como resultado el desarrollo gradual de acuíferos presurizados durante escalas de tiempo prolongadas frente a la interacción rápida y dinámica de los fluidos magmáticos ascendentes con el acuífero existente que involucra agua fría y/o hidrotermal, donde pueden estar presentes señales precursoras a corto plazo (Chiodini et al. 1995).

Los investigadores han luchado durante mucho tiempo para proporcionar definiciones coherentes y criterios genéticos para las erupciones freáticas e hidrotermales (Browne y Lawless 2001; Montanaro et al. 2016c; Stix y de Moor 2018). Este problema se ve agravado aún más por la similitud de su dinámica y depósitos con los de erupciones freatomagmáticas que involucran pequeñas cantidades de magma y ocurren en volcanes "húmedos" donde los sistemas hidrotermales alojados en fumarolas son comunes (Pardo et al. 2014; Alvarado et al. 2016; Christenson et al. 2017).

Estas erupciones pueden durar de segundos a horas, expulsar grandes balísticas, generar corrientes de densidad ricas en vapor altamente energéticas (oleadas) y expulsar chorros húmedos de escombros de roca mal seleccionados (Lube et al. 2014; Maeno et al. 2016; Kilgour et al. 2019). Los depósitos son generalmente de bajo volumen ($< 10^6 \text{ m}^3$) y están restringidos a cientos de metros a unos pocos kilómetros de los márgenes del cráter, mientras que los cráteres resultantes varían desde unos pocos metros hasta cientos de metros de diámetro, con profundidades de unos pocos a varios. cien metros (Kilgour et al. 2010; Breard et al. 2014; Montanaro et al. 2016b; Strehlow et al. 2017; Terada et al. 2021).

Algunos volcanes experimentan períodos de actividad prolongada con eventos freáticos y freatomagmáticos alternos o consecutivos. Por ejemplo, entre 2014 y 2020 Turrialba (Costa Rica) produjo frecuentes erupciones de este tipo por inyección de magma y/o ruptura del sello hidrotermal que generó penachos de ceniza de hasta 4 km de altura (Alvarado et al. 2016; de Moor et al. 2016; Stix y de Moor 2018; De Vitre et al. 2019).

La complejidad en los procesos, fuentes y dinámicas de estas erupciones es sorprendente. Por lo tanto, sugerimos que los eventos explosivos con componente hidrológico ocurren en un espectro entre tres miembros extremos: freático, hidrotermal y freatomagmático. Combinando una serie de observaciones de diferentes sistemas volcánicos, proponemos una clasificación conceptual para diferentes tipos de erupciones (Figura.12). La presencia de material juvenil es una característica clave para identificar eventos freatomagmáticos, mientras que los orígenes freáticos e hidrotermales se pueden definir considerando: i) tipo de fuente energética, ii) entorno hidrológico, iii) litología erupcionada, iv) desencadenantes y v) escala de tiempo entre cualquier perturbación magmática y respuesta del sistema hidrotermal (De Vitre et al. 2019).

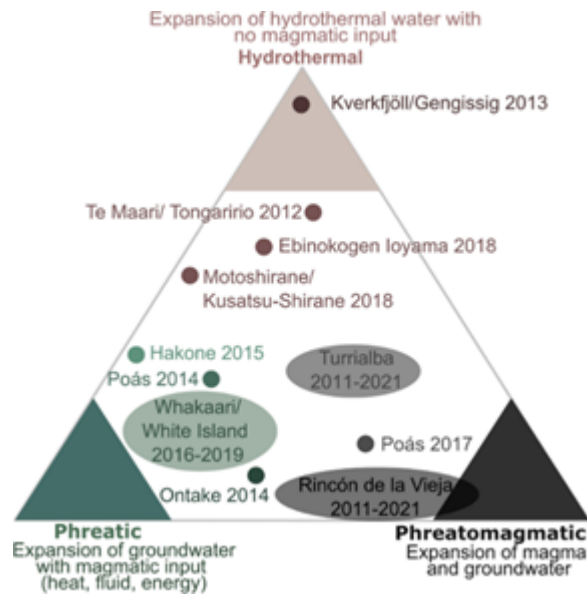


Diagrama ternario que ilustra la clasificación conceptual de las erupciones volcánicas resultantes de la expansión explosiva del agua con extremos freáticos, hidrotermales y freatomagmáticos (Montanaro et al. 2022).

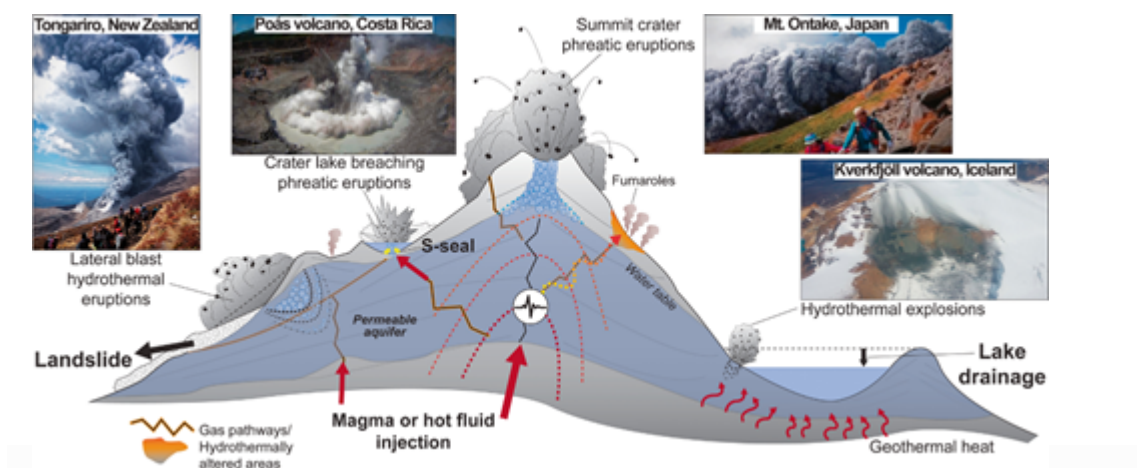
Procesos, disparadores y características

Las erupciones freáticas e hidrotermales son impulsadas por la conversión repentina de energía térmica almacenada en fluidos en trabajo mecánico (fragmentación de rocas y eyección de partículas). Los principales factores que controlan el estado preparatorio (cebado) tanto de los fluidos como del reservorio huésped, así como los mecanismos de fragmentación y eyección, incluyen:

1. El estado del fluido (gas, líquido, gas + líquido) y su volumen (Mastin 1995; Ohba et al. 2007; Thiéry y Mercury 2009; Toramaru y Maeda 2013; Montanaro et al. 2016c, a; Fullard y Lynch 2012).
2. El diferencial de presión/temperatura desde la región de origen hasta las condiciones ambientales de la superficie y la tasa de liberación de presión (Thiéry y Mercury 2009; Montanaro et al. 2016a).
3. La geometría y las propiedades (porosidad, permeabilidad y resistencia conectadas) de la roca huésped del acuífero (Haug et al. 2013; Galland et al. 2014; Mayer et al. 2016; Kennedy et al. 2020; Montanaro et al. 2021a, b; Fullard y Lynch 2012).

Entornos geológicos

Las erupciones freáticas e hidrotermales pueden ocurrir en sistemas hidrotermales volcánicos y alojados en respiraderos, así como en campos geotérmicos activos dentro de calderas o grietas tectónicas volcánicas (Figura.13). Los acuíferos se pueden “preparar” para la erupción sellándolos a través de la alteración hidrotermal y la mineralización, incluida la acumulación de sulfatos, arcillas, minerales de azufre y sílice que rellenan los poros/fracturas (Gurioli et al. 2012; Sutawidjaja et al. 2013; Heap et al. 2019; Gaete et al 2020; Mick et al. 2021). Sin embargo, el sellado puede ser localizado o afectar áreas extensas en estos diversos ambientes geológicos y ocurrir de manera progresiva o repentina, así como también puede contrastarse con un rápido aumento de la permeabilidad (por ejemplo, fracturamiento).



Esbozo conceptual de los tipos típicos de erupciones freáticas e hidrotermales en entornos volcánicos y geotérmicos, mostrando los posibles mecanismos desencadenantes (p. ej., inyección de magma/líquido, deslizamiento de tierra, sellado de azufre, drenaje de lagos) (Montanaro et al. 2022).

En los estratovolcanes, sistemas con domos de lava o magma cerca de la superficie (por ejemplo, Merapi, Lascar, Turrialba, Sinabung, Vulcano), los fluidos se alojan dentro de depósitos piroclásticos primarios y reelaborados, así como en lavas fracturadas. La interacción dinámica de los gases magmáticos ascendentes con el acuífero existente (agua fría o hidrotermal) produce una alteración del ácido-sulfato que puede reducir la permeabilidad de la roca del conducto o de la tapa en órdenes de magnitud en escalas de tiempo de semanas a años (Mick et al. 2021).

Disparadores

En todos los entornos geológicos, el sellado eleva localmente la presión y aumenta el potencial explosivo. La adición de volumen/calor de gas a los acuíferos desde fuentes magmáticas o tectónicas más profundas puede acelerar rápidamente la sobrepresión local y aumentar el potencial explosivo. (Christenson et al. 2010)

La presurización cíclica y la fracturación mejoran la circulación de fluidos calientes en porciones poco profundas de los sistemas hidrotermales y pueden indicar una mayor inestabilidad y riesgo de erupciones (Christenson et al. 2010)

Dichos períodos de agitación cíclica se observan en Whakaari/Isla White, donde paroxismos explosivos breves se alternan con períodos de fractura inducida por la presión que dan como resultado "erupciones fallidas" (Dempsey et al. 2020).

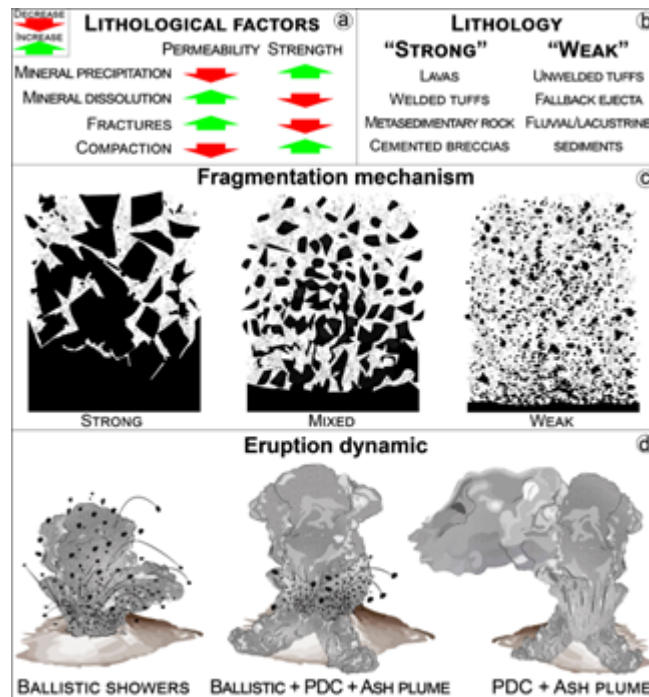
Las señales características de temblor y desgasificación indican que tal comportamiento refleja la presencia de sellos imperfectos que filtran fácilmente y acomodan pulsos de deformación después de inyecciones de fluidos magmáticos como, por ejemplo, en Solfatara en Campi Flegrei (Chiodini et al. 2017)

Otro posible desencadenante de erupciones freáticas e hidrotermales podrían ser grandes terremotos tectónicos. Grandes eventos pueden causar que la fractura de rocas rompa los sellos de los acuíferos o produzca ondas sísmicas que pueden perturbar los sistemas hidrotermales en diferentes escalas de tiempo y distancias (Rouwet et al. 2019)

Otros desencadenantes de erupciones incluyen (Figura.14): movimientos en masa que provocan el desmantelamiento de acuíferos hidrotermales o el entierro de respiraderos de emisión de gases (Lube et al. 2014).

Factores litológicos

Los mecanismos y procesos eruptivos de los eventos freáticos e hidrotermales están fuertemente influenciados por las propiedades de las litologías fragmentadas. (Figura. 14); (Breard et al. 2014)



Factores litológicos y su implicación en la dinámica de fragmentación y erupción. mixtas pueden producir ambas. Fuente (Montanaro et al. 2022).

En consecuencia, la alteración de los acuíferos dominados por litologías de roca de alta resistencia puede generar huellas de depósitos relativamente más pequeñas, bloques abundantes y bajas velocidades de expulsión de partículas. Por el contrario, la fragmentación y/o desagregación de rocas meteorizadas y degradadas, o de litologías poco consolidadas a “débiles” no consolidadas, requiere poca energía y produce una cantidad significativa de ceniza. Por lo tanto, las erupciones que interrumpen los acuíferos dentro de litologías de roca de baja resistencia dan como resultado una craterización y una dispersión de escombros más eficientes. Es decir, están asociados con volúmenes de eyección relativamente más altos, mayores velocidades de eyección de partículas y huellas de eyección más grandes como, por ejemplo, en Turrialba, Whakaari/White Island, Kusatsu-Shirane y Kverkfjöll/Gengissig. Se espera que los acuíferos compuestos por una mezcla de litologías fuertes y débiles produzcan un espectro mixto de tipos de erupciones y peligros (Figura.14c), como en, por ejemplo, Te Maari/Tongariro y Mt. Ontake. Los efectos litológicos en la dinámica de las erupciones están enmascarados por las erupciones a través de los lagos, que pueden producir mezclas de vapor y desechos, como chorros en cresta de gallo, oleaje de la base y eventual ruptura del lago, como en, por ejemplo, Poás y Ruapehu. (Kilgour et al. 2010; Manville et al. 2015).

Hasta la fecha no se ha pronosticado con éxito ninguna erupción freática o hidrotermal. Esto presenta un desafío significativo para los observatorios de volcanes y los sistemas de monitoreo. En escalas de tiempo de años, se observaron aumentos en los flujos de calor radiante antes de las erupciones freáticas en Mt. Ontake y Ruapehu, posiblemente relacionados con la actividad hidrotermal mejorada por fluidos magmáticos (Girona et al. 2021). El monitoreo continuo de gas proporciona una visión significativa de los procesos de "cebado" de erupciones en varias escalas de tiempo.

Los ejemplos incluyen: i) Poás, donde los flujos de SO_2 y las relaciones MultiGAS SO_2/CO_2 y $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ distinguen períodos de sellado hidrotermal (sistema cerrado, flujo de $\text{SO}_2 < 20$ T/día, $\text{SO}_2/\text{CO}_2 < 0,1$, $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ 1–5) de entradas magmáticas (sistema abierto, flujos de $\text{SO}_2 > 50$ T/día, $\text{SO}_2/\text{CO}_2 > 1$, $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ cercano a cero) en escalas de tiempo de semanas a meses (de Moor et al. 2019); ii) Rincón de la Vieja, donde se observan bajas concentraciones de SO_2 y H_2S minutos antes de las erupciones freáticas—probablemente debido a la formación de un sello de azufre—mientras que los gases eruptivos se caracterizan por grandes aumentos en SO_2 en relación con H_2S y CO_2 (Battaglia et al. 2019); y iii) Turrialba con picos en CO_2/SO_2 antes de las fases eruptivas en 2014 y 2015 señalan la inyección de magma que interrumpió el sistema hidrotermal suprayacente, mientras que la ausencia de H_2S en las emisiones marcó la transición de la actividad freática a la freatomagmática (de Moor 2016). El comportamiento distintivo de desgasificación de estos volcanes destaca el desafío de identificar los precursores universales de las erupciones freáticas e hidrotermales.

Erupción Hidrotermal volcán el Hoyón

Profesionales del proyecto CASTES (Abril 2023) reportaron la ocurrencia de una pequeña erupción hidrotermal cerca de la fumarola número 1 la cual se ubica dentro del cráter del volcán el Hoyón.

Antes de la erupción, la manifestación hidrotermal cerca de la fumarola número 1 consistía principalmente en varias fumarolas pequeñas. Durante la explosión, la zona perturbada está formada por un conjunto subvertical de fracturas que forman una elipse de 8 m². Desplazamiento vertical de 40 cm al NE nariz de la elipse y un desplazamiento vertical promedio de 20 cm en el centro.



Durante la explosión, la zona perturbada está formada por un conjunto de fracturas subvertical que forman una elipse de 8 m². Desplazamiento vertical de 40 cm al NE nariz de la elipse y un desplazamiento vertical promedio de 20 cm en el centro.