

**UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR**  
**FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA**  
**ESCUELA DE POSGRADO**

**DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMÉRICA LATINA**  
**EDICIÓN 2019**



**PROYECTO FINAL**

**“Estudio geoquímico de gases fumarólicos, isótopos de oxígeno y deuterio y gases difusos en un sistema geotérmico de El Salvador”**

**Presentan:**

**Alejandra Ileana Delgado Menjivar**  
**Virginia Valeria Reinoso Carbonell**

**Asesor:**

**Ing. Antonio Matus**

**San Salvador, noviembre de 2019**

## **AGRADECIMIENTOS**

A Dios, por ser la fortaleza y la luz en cada día.

A nuestras familias, en especial nuestros padres, por su apoyo incondicional.

A nuestro asesor, Ing. Antonio Matus, por su predisposición a enseñarnos y guiarnos en la elaboración de este trabajo final.

A los docentes del diplomado, por los conocimientos impartidos durante el desarrollo del mismo.

A las instituciones LaGeo, UES, UNU, ICEIDA, Ministry for Foreign Affairs, por habernos brindado la oportunidad de extender nuestros conocimientos e invertir en nuestro proceso de formación integral.

A los miembros de LaGeo y la UES, por su predisposición al servicio de los estudiantes del diplomado.

Al Dr. Pablo H. Alasino (CONICET) y al Lic. Francisco Montalvo (MARN) por su apoyo durante el cursado de este diplomado.

“Me lo contaron y lo olvidé;  
lo vi y lo entendí;  
lo hice y lo aprendí”

*Confucio*

## RESUMEN

El campo geotérmico en estudio ha estado en producción durante más de 20 años, en los cuales se han llevado a cabo diferentes estudios y evaluaciones para conocer su evolución. En este marco y con el fin de obtener la titulación del Diplomado en Geotermia y afianzar los conocimientos adquiridos durante el cursado, es que se llevó a cabo este trabajo, el cual comprende un estudio geoquímico basado en el análisis de concentraciones de  $H_2$ ,  $CO_2$  y  $H_2S$  en fumarolas y pozos productores, como así también, la variación en la composición isotópica de los mismos con respecto al tiempo.

Así se logró cumplir con el objetivo general propuesto, de realizar un modelo conceptual geoquímico un sistema geotérmico de El Salvador.

Cabe aclarar que en este documento se han suprimido referencias bibliográficas y se han modificado nombres de pozos y fumarolas a fin de mantener en confidencialidad la información inédita otorgada por LaGeo S. A. de C. V.

## Contenido

<b>I. INTRODUCCIÓN</b> .....	8
<b>II. OBJETIVOS</b> .....	8
2.1. <i>Objetivo general</i> .....	8
2.2. <i>Objetivos específicos</i> .....	8
<b>III. ANTECEDENTES</b> .....	9
<b>IV. MARCO TEÓRICO</b> .....	9
<b>4.1. Sistemas hidrotermales de origen volcánico</b> .....	9
4.1.1. <i>Tipos de aguas geotérmicas</i> .....	9
4.1.2. <i>Emisiones fumarólicas</i> .....	10
<b>4.2. Gases geotérmicos</b> .....	10
4.2.1. <i>CO<sub>2</sub></i> .....	11
4.2.2. <i>H<sub>2</sub>S</i> .....	11
4.2.3. <i>H<sub>2</sub></i> .....	11
4.2.4. <i>CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S y CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub></i> .....	11
4.2.5. <i>N<sub>2</sub>/Ar</i> .....	12
<b>4.3. Isótopos de <sup>18</sup>O y <sup>2</sup>H</b> .....	12
4.3.1. <i>Origen de las aguas geotérmicas</i> .....	12
4.3.2. <i>Procesos que influyen en la composición isotópica</i> .....	13
<b>4.4. Geotermometría</b> .....	14
4.4.1. <i>Geotermómetros catiónicos</i> .....	14
4.4.2. <i>Geotermómetros de Sílice</i> .....	15
4.4.3. <i>Geotermómetro de gases</i> .....	15
<b>V. GEOLOGÍA</b> .....	16
<b>5.1. Geología Regional</b> .....	16
<b>5.2. Geología Local</b> .....	17
5.2.1. <i>Campo geotérmico</i> .....	17
<b>VI. METODOLOGÍA</b> .....	18
<b>VII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN</b> .....	18
<b>7.1. Concentraciones de gases y Cl en fluidos geotérmicos, geotermómetros y sus implicancias</b> .....	18
7.1.1. <i>Concentración de H<sub>2</sub> y temperatura de fumarolas</i> .....	18
7.1.2. <i>Concentración de las relaciones de CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S y CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub> en las fumarolas</i> .....	19
7.1.3. <i>Concentración de N<sub>2</sub>/Ar en fumarolas</i> .....	20

7.1.4.	<i>Entalpía de pozos productores y su relación con la concentración de Cl</i> .....	21
7.1.5.	<i>Distribución de temperaturas calculadas con geotermómetros Na-K-Ca y SiO</i> .....	23
7.1.6.	<i>Concentraciones de CO<sub>2</sub> y temperatura de gases en pozos productores</i> .....	23
7.1.7.	<i>Concentración de CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S y CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub> en pozos productores</i> .....	25
7.1.8.	<i>Concentración de H<sub>2</sub> en pozos productores y su relación con la temperatura</i> .....	26
<b>7.2.</b>	<b>Relaciones isotópicas de pozos y fumarolas</b> .....	<b>28</b>
7.2.1.	<i>Concentración de δ<sup>18</sup>O y δ<sup>2</sup>H en pozos productores, años 2009 a 2017/18.</i> .....	28
7.2.2.	<i>Concentración de δ<sup>18</sup>O vs concentración de Cl en pozos productores, años 2009 a 2017</i> .....	30
7.2.3.	<i>Concentración isotópicas en fumarolas</i> .....	32
<b>VIII.</b>	<b>DESCRIPCIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL</b> .....	<b>34</b>
<b>IX.</b>	<b>CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	<b>36</b>
<b>IX.</b>	<b>BIBLIOGRAFÍA</b> .....	<b>37</b>

## Índice de figuras

Figura 1. Marco Tectónico Regional de Centro América .....	16
Figura 2. Distribución areal de a) Concentración de H <sub>2</sub> ; b) Temperatura de gases en fumarolas TD&P. ....	19
Figura 3. Distribución areal de razones a) CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> S; b) CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> , en fumarolas. ....	20
Figura 4. Concentración de la relación N <sub>2</sub> /Ar, en fumarolas. ....	21
Figura 5. Distribución areal de a) Entalpía medida en pozos; b) Cloruros, en pozos productores; c) Entalpía medida en pozos sin considerar los pozos PO-18A y PO-18B. ....	22
Figura 6. Distribución de temperaturas a) Geotermómetro de Na-K-Ca; b) SiO <sub>2</sub> , en pozos productores.....	23
Figura 7. Distribución areal de a) contenido de CO <sub>2</sub> ; b) temperatura de gases TD&P, en pozos productores; c) contenido de CO <sub>2</sub> sin considerar los pozos PO-18A y PO-18B. ....	24
Figura 8. Distribución areal de la razón a) CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> S; b) CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> , en pozos productores; c) CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> S sin considerar pozos PO-18A y PO-18B; d) CO <sub>2</sub> /H <sub>2</sub> , sin considerar pozos PO-18A y PO-18B.....	26
Figura 9. Distribución areal de a) Concentración de H <sub>2</sub> ; b) Temperatura; c) concentración de H <sub>2</sub> sin considerar pozos PO-18A y PO-18B; d) Temperatura sin considerar pozos PO-18A y PO-18B .....	27
Figura 10. Comportamiento isotópico de pozos productores a través del tiempo. ....	29
Figura 11. Aporte andesítico en las aguas del sistema. ....	30
Figura 12. Relación entre 18-Oxígeno y Cl para pozos productores.....	31
Figura 13. Variación isotópica de vapor geotérmico y su relación con fumarolas. ....	33
Figura 14. Representación esquemática de la interacción de fluido geotérmico (vapor) con el acuífero superficial. ....	34
Figura 15. Modelo conceptual geoquímico del Campo Geotérmico de Berlín. ....	35

## I. INTRODUCCIÓN

El papel del estudio geoquímico de gases en la evaluación de yacimientos se vuelve más relevante, especialmente en los campos geotérmicos con un largo historial de explotación, como así también en la exploración del recurso geotérmico.

Una consecuencia común de la utilización a largo plazo es un aumento en la relación vapor/líquido en las descargas de los pozos productores debido a la reducción de la presión del yacimiento. Muchos procesos geoquímicos y físicos afectan las concentraciones y proporciones tanto de gases reactivos como no reactivos en los fluidos de los sistemas geotérmicos volcánicos como así también sus características isotópicas (Arellano, y otros, 2012; 2015; Barragán R., y otros, 2015).

En los estudios de geoquímica de gases, la premisa es la suposición de un enfoque cercano al equilibrio en el acuífero, ya sea entre gases reactivos específicos comúnmente presentes en descargas de pozos geotérmicos o entre algunos gases reactivos y potenciales amortiguadores minerales en el campo geotérmico. Debido a la relativamente alta abundancia y reactividad de los principales gases geotérmicos ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{H}_2$ ), estos componentes son vistos con particular interés en su capacidad para dilucidar la naturaleza física de los sistemas hidrotermales. Muchos estudios han demostrado que las concentraciones de fluidos acuíferos en gases geotérmicos reactivos se acercan al equilibrio con ensamblajes específicos de minerales hidrotermales (Angcoy, 2010; Arnórsson et al., 2007, 2010; Karingithi et al., 2010; Scott, 2011).

En este trabajo se intenta actualizar el modelo conceptual geoquímico del campo geotérmico de Berlín a partir del estudio de gases fumarólicos y difusos, analizando su composición química e isotópica, complementando esto con la información suministrada por Hernández (2014) de la geoquímica de los pozos productores del campo en estudio.

## II. OBJETIVOS

### 2.1. Objetivo general

El campo geotérmico de Berlín está en producción desde el año 1992, por lo tanto, hasta la actualidad, ha sido explotado durante veintisiete (27) años. Si bien, desde que inició la producción la respuesta del reservorio y el manejo de las operaciones del mismo han sido bien documentados y se han realizado varios estudios relacionados con la interpretación geoquímica de gases y composiciones de fluidos acuíferos (D'Amore y Tenorio, 1999; Montalvo y Axelsson, 2000; Renderos, 2002; Ruggieri y otros, 2010; Hernández M., 2012; Hernández A., 2014), hasta el momento no se ha realizado una actualización del modelo conceptual geoquímico del campo. Es por ello que, a partir de estudios geoquímicos e isotópicos de gases geotérmicos, se propone como objetivo general del presente trabajo la “generación de un modelo conceptual geoquímico del sistema geotermal de Berlín”.

### 2.2. Objetivos específicos

Con miras a lograr cumplir con el objetivo general de este trabajo y en conjunto con la información ya publicada (Hernández, 2014), se propusieron los siguientes objetivos específicos:

- Caracterización geoquímica e isotópica de fumarolas del área de estudio.
- Caracterización geoquímica de gases difusos del área de estudio.

### III. ANTECEDENTES

El campo geotérmico objeto de este trabajo ha sido estudiado por numerosos autores a fin de conocer a detalle su geología, como así también llevar adelante evaluaciones y control de su evolución desde que empezó a ser explotado, por lo que parte la información existente se encuentra de forma confidencial.

En la actualidad se sabe que la generación de electricidad del campo geotérmico en estudio comenzó su producción en los años noventa (90'), con el funcionamiento de dos unidades de potencia de contrapresión de 5 MWe. Posteriormente, se perforaron ocho (8) pozos productores y diez (10) pozos inyectores en el campo, construyéndose una nueva unidad de condensación de 56 MWe y se desconectaron las dos unidades de contrapresión anteriores. Ya en el 2000 se perforaron pozos adicionales para producción en el sector sur del campo.

La operación de una nueva unidad comenzó en 2007 y, posterior a esto, se puso en marcha una central de ciclo combinado.

La capacidad instalada total de este campo actualmente es de alrededor de 100 MWe, lo que equivale aproximadamente un 7% de la capacidad de instalación total de El Salvador..

### IV. MARCO TEÓRICO

#### 4.1. Sistemas hidrotermales de origen volcánico

A condiciones de alta presión y temperatura un magma posee una alta solubilidad de vapor de agua, esto decrece con el descenso de temperatura y más fuertemente con el descenso de presión. La pérdida de solubilidad de un magma y la consecuente partición de agua desde la fase magmática es denominada "primera ebullición". La liberación de volátiles más importante tiene lugar al solidificarse el magma producto de exsolución de agua, en la llamada segunda ebullición. Si este último proceso ocurre de manera lenta los metales presentes se incorporan a la fase cristalina formando trazas de minerales formadores de roca (sulfuros); pero si en cambio el proceso ocurre con mucha violencia estos metales quedan incorporados a la fase volátil separada o fase hidrotermal (Townley, 2001).

Se entiende como proceso de alteración hidrotermal al intercambio químico ocurrido durante una interacción fluido hidrotermal-roca. Esta interacción conlleva cambios químicos y mineralógicos en la roca afectada producto de desequilibrio termodinámico entre ambas fases (Townley, 2001).

##### 4.1.1. Tipos de aguas geotérmicas

Así como de los sistemas magmáticos se desprenden gases, también está presente el agua en la fase hidrotermal. El tipo más común de fluido que se encuentra en profundidad en los

sistemas geotérmicos de alta temperatura es de pH casi neutro, con cloruro como anión dominante. Otras aguas encontradas dentro del perfil de un campo geotérmico se derivan comúnmente de este fluido profundo como consecuencia de procesos químicos o físicos.

Las aguas con mayor ocurrencia de cloruro, también denominado "cloruro alcalino" o "cloruro de neutro", son típicas en ambientes geotérmicos profundos (en la mayoría de los sistemas de alta temperatura). Las áreas que contienen manantiales calientes de gran flujo con la mayor concentración por lo general vienen directamente desde el depósito profundo e identifican zonas permeables dentro del campo.

El cloruro, como anión dominante, generalmente alcanza concentraciones en el rango de miles de mg/kg, hasta aproximadamente 10,000 mg/kg. Otros componentes principales incluyen sodio y potasio (a menudo en una relación de concentración de ~10:1) como los cationes principales, con concentraciones significativas de sílice (concentraciones más altas con temperatura creciente en profundidad) y boro. Las concentraciones de sulfato y bicarbonato son variables, pero comúnmente son varios órdenes de magnitud menores que las del cloruro. En los campos con un alto contenido de gas, los fluidos de cloruro pueden contener altos niveles de bicarbonato y hervir a mayores profundidades (Nicholson, 1993).

En la interpretación de la química del agua, es importante darse cuenta de que no todos los manantiales producirán información confiable sobre las condiciones en profundidad. Los manantiales de cloruro calientes o en ebullición con un fuerte flujo de salida han experimentado invariablemente la menor contaminación y, por lo tanto, son los más adecuados para investigaciones relacionadas con los yacimientos. Estas son las únicas aguas de manantial que se pueden usar con confianza en la geotermometría y generalmente indican una zona de alimentación altamente permeable (por ejemplo, falla, tubería o conducto de brecha de erupción).

#### 4.1.2. Emisiones fumarólicas

La fase hidrotermal asciende hasta la superficie a través de fumarolas, que son los conductos de emisión de gases no explosivos de los edificios volcánicos. La composición de estas emisiones fumarólicas es similar a la de los gases emitidos en una erupción, es decir que, básicamente, están formadas por vapor de agua, dióxido de carbono y sulfuro de hidrógeno, aunque también pueden contener otros gases como helio, argón, cloruro de hidrógeno, fluoruro de hidrógeno, óxidos de azufre y azufre sublimado, no obstante su composición exacta viene dada por qué tan cerca se encuentra el sistema de alcanzar el equilibrio termodinámico (Giggenbach W. , 1989).

Los principales gases magmáticos involucrados en este proceso son el Ácido clorhídrico (HCl) y el dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>), los cuales originalmente se separan del magma, para posteriormente volver a interactuar con el mismo a temperaturas más bajas (a veces cuando este ya se ha solidificado parcialmente), en zonas específicas del sistema. Por su naturaleza ácida y oxidante, estos gases propician la oxidación de los minerales de la roca que está en contacto con ellos, favoreciéndose al disminuir la temperatura la precipitación de minerales correspondientes a los estados de oxidación más altos (Giggenbach W. , 1989).

## 4.2. Gases geotérmicos

Como ya se mencionó posteriormente, el objetivo general de este trabajo es la generación de un modelo conceptual geoquímico del campo geotérmico en estudio, para esto se analizan las

emisiones y emanaciones de determinados gases ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{Ar}$ ) como así también las relaciones entre ellos, para determinar, por ejemplo, la fuente de los mismos.

#### 4.2.1. $\text{CO}_2$

El gas  $\text{CO}_2$  es uno de los gases más abundantes en sistemas geotérmicos. Puede originarse a partir de reacciones con rocas y minerales bicarbonatados, materia orgánica en sedimentos, de solutos en aguas meteóricas o puede ser parcialmente de origen magmático. En forma general, se observa un incremento en la composición de este gas para las condiciones actuales.

Las hipótesis para los mecanismos que subyacen a las grandes variaciones en las emisiones de  $\text{CO}_2$  incluyen cambios en la tasa de suministro de magma de la fuente del manto, pulsos de transferencia de magma o gas rico en  $\text{CO}_2$  de zonas de almacenamiento de magma profundas a bajas (Aiuppa et al., 2007), la fuga precursora de una espuma rica en  $\text{CO}_2$  de un magma profundamente almacenado, y la asimilación de bloques de piedra caliza en magma superficial (Aiuppa, 2015). Incluso, las variaciones en el flujo de  $\text{CO}_2$  que se producen en relación a la actividad volcánica, permiten llevar a cabo un control y pronosticar, días o semanas antes, los diferentes tipos de erupciones que se podrían generar como así también su magnitud (Aiuppa et al., 2007).

Las concentraciones de  $\text{CO}_2$  en penachos volcánicos diluidos pueden variar desde 1 ppm hasta cientos de ppm y el gas tiene una persistencia en la atmósfera baja de aproximadamente 4 años (Brimblecombe, 1996).

#### 4.2.2. $\text{H}_2\text{S}$

Mucho del contenido de este gas puede ser de origen magmático, pero en muchos sistemas, especialmente en rocas sedimentarias, el azufre (S) puede ser pirolizado a partir de la roca. El  $\text{H}_2\text{S}$  también puede verse afectado por reacciones de oxidación para producir  $\text{SO}_4$  a través de su migración hacia la superficie. De esta manera, mientras más largo su camino hacia la superficie, más afectado se ve por procesos de oxidación.

El rango de las concentraciones típicas de  $\text{H}_2\text{S}$  en fumarolas volcánicas diluidas es de 0.1-0.5 ppm, y el gas tiene un tiempo de residencia en la atmósfera baja de aproximadamente 24 horas (Brimblecombe, 1996). En cambio, hay evidencia de que el dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ) se ha encontrado en concentraciones peligrosas en las proximidades de fumarolas y de cráteres de volcanes, así como en áreas geotérmicas y de manantiales (Baxter, 2000).

#### 4.2.3. $\text{H}_2$

El  $\text{H}_2$  es uno de los gases más volátiles que están presentes en el vapor de las fumarolas. Es poco soluble en agua a altas temperaturas y su generación en el ambiente mineralógico hidrotermal obedece a reacciones químicas cuyas constantes de velocidad son altamente dependientes de la temperatura, de tal manera que un alto contenido de  $\text{H}_2$  implica una alta temperatura (Maltez, 1980).

#### 4.2.4. $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$ y $\text{CO}_2/\text{H}_2$

Empíricamente se ha encontrado que los cocientes  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{CO}_2/\text{H}_2$  muestran relaciones de proporcionalidad con la temperatura del lugar de origen. La razón  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$  aumenta con la

disminución de la temperatura en sistemas geotérmicos y su valor tiende a ser más bajo cuanto más directa es la conexión con la alimentación profunda (LaGeo, 1999).

La relación  $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{S}$  sufre un descenso en sus valores, característico del aumento del gas  $\text{H}_2\text{S}$ , de acuerdo a Nicholson (1993), terrenos volcánicos con valores mayores de esta relación es indicativo de la mayor lejanía de la fuente de vapor.

#### 4.2.5. $\text{N}_2/\text{Ar}$

Esta relación permite determinar la naturaleza de los fluidos que se obtienen, en este caso, de los pozos de los campos geotérmicos (Barragán et al., 2015). Así, valores altos de  $\text{N}_2/\text{Ar}$  indicarían la presencia de vapor magmático entrando al yacimiento en explotación, siendo los valores correspondientes a gases andesíticos asociados con placas tectónicas entre 400 y >2000 (Giggenbach W. F., 1980; 1991; Truesdell y otros, 2003) y, valores menores a la relación de agua en equilibrio con aire (38 en mol) indicarían la proveniencia de salmueras desgasificadas (Truesdell y otros, 2003), por ejemplo por efecto de la reinyección (Barragán R., y otros, 2015). Esto se debe a que el agua de reinyección se evapora y eventualmente se condensa antes de alcanzar los estratos productores (Arellano et al., 2015).

### 4.3. Isótopos de $^{18}\text{O}$ y $^2\text{H}$

Las variaciones de isótopos ocurren en sistemas naturales (conjuntos de gas, agua y roca) como resultado de procesos naturales. Las técnicas basadas en variaciones naturales de estos componentes son ahora herramientas comunes en los estudios geoquímicos, tanto durante las etapas de exploración como de explotación del desarrollo de un área geotérmica. Se explotan dos propiedades opuestas de las relaciones de isótopos; su tendencia a variar debido a procesos rápidos, incompletos o unidireccionales debido a cambios de temperatura, interacciones roca-agua, separación de vapor, dilución o mezcla; y su capacidad para no verse afectados en gran medida por los procesos físicos y químicos durante su traslado desde la fuente al punto de muestreo, lo que los hace adecuados como trazadores.

Los análisis isotópicos de muestras de agua de manantiales y pozos dan información sobre el origen del fluido descargado, sobre su edad, sobre la posible mezcla subterránea entre diferentes aguas, sobre la interacción agua-roca y sobre la separación del vapor. La composición isotópica media anual de precipitación de hidrógeno y oxígeno en cualquier área está relacionada con la temperatura media anual local: cuanto menor es la temperatura, menor es el contenido de isótopos pesados (Magaña, 1999).

#### 4.3.1. *Origen de las aguas geotérmicas*

Antes del desarrollo de las técnicas analíticas isotópicas, no estaba claro si las aguas geotérmicas tenían un origen magmático o meteórico. Sin embargo, Craig et al. (1956) demostraron que el contenido de  $\delta\text{D}$  de las aguas geotérmicas es similar al del agua meteórica local, mientras que el valor de  $\delta^{18}\text{O}$  del agua geotérmica es más positivo que el agua meteórica. Dicha huella isotópica indicó que cualquier contribución magmática debe ser pequeña (5-10% del fluido total; de lo contrario, los valores  $\delta\text{D}$  del agua geotérmica y meteórica no serían similares) y que la mayor parte del fluido geotérmico debe ser de origen meteórico. Este modelo de sistemas

geotérmicos recargados por el agua meteórica local fue respaldado por los experimentos de lixiviación de Ellis y Mahon (1964) (citado por Nicholson, 1993).

El valor  $\delta^{18}\text{O}$  de las aguas meteóricas en cualquier localidad depende de la latitud, altitud y distancia del océano. Esta variación es sistemática, y Craig (1961) demostró que a escala global, la firma isotópica de hidrógeno-oxígeno para aguas dulces podría definirse por  $\delta\text{D} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ . La línea definida por esta ecuación se denomina línea de agua meteórica y existen variaciones locales de esta ecuación: aunque la pendiente suele ser constante en 8, la intersección del deuterio puede diferir de 10, dependiendo del lugar.

#### 4.3.2. Procesos que influyen en la composición isotópica

La reacción con las rocas huésped en profundidad altera la huella isotópica original del agua meteórica a la característica de las aguas geotérmicas. Sin embargo, esto puede cambiar aún más mediante varios procesos subterráneos a medida que el agua geotérmica sube a la superficie.

Reacciones agua-roca: El enriquecimiento de  $^{18}\text{O}$  en fluidos geotérmicos en relación con el agua meteórica local es causado por las reacciones agua-roca en profundidad. Estos conducen a un intercambio de oxígeno, con el isótopo más pesado concentrándose preferentemente en la fase líquida. No se observa un cambio correspondiente en la huella de  $\delta\text{D}$  ya que hay poco hidrógeno en las rocas en relación con el agua, y la relación agua/roca es demasiado alta para que el contenido de hidrógeno de la roca constituya una fracción significativa del total de hidrógeno presente. Por lo tanto, cualquier reacción de intercambio es relativamente menor y no cambia significativamente el contenido de deuterio del fluido geotérmico al del agua meteórica original.

La extensión del cambio de isótopos de oxígeno depende de la composición original del agua meteórica y de las rocas, la mineralogía de la roca, la temperatura del reservorio, el tiempo de residencia del fluido, el área de superficie de la roca disponible para la reacción; es decir, la permeabilidad y la porosidad, la edad del sistema y la relación roca-agua. Si un sistema geotérmico es viejo y/o tiene una alta relación agua-roca, entonces las rocas huésped habrán reaccionado ampliamente con el fluido y se acercarán al equilibrio con respecto al intercambio de oxígeno. En estas circunstancias, solo se verá un pequeño cambio en  $\delta^{18}\text{O}$  (Nicholson, 1993).

Ebullición: a medida que un fluido geotérmico asciende a la superficie, debe perder calor y se enfriará por conducción hacia las rocas huésped, mezclándose con agua más fría o perdiendo vapor. Giggenbach (1971) consideró cambios en la huella isotópica del agua de descarga y del vapor asociados con la ebullición. Los cambios exactos que producirá la ebullición dependen de la temperatura a la que esta se produce y la temperatura de separación del agua y el vapor.

Conducción: el enfriamiento conductivo en sí mismo no alterará el contenido  $^{18}\text{O}$  o D del fluido. Sin embargo, dado que los fluidos que se han enfriado por conducción a menudo tienen caudales bajos y trayectorias de flujo prolongadas, entonces puede tener lugar un intercambio de  $^{18}\text{O}$  en reacciones de agua de roca cerca de la superficie.

Mezcla: la mezcla con aguas meteóricas alterará la huella isotópica del fluido geotérmico. La mayoría de las aguas meteóricas tienen contenidos de  $^{18}\text{O}$  más bajos que los fluidos geotérmicos; como consecuencia, las aguas mixtas tendrán valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más bajos que el fluido geotérmico original. Los modelos de mezcla de isótopos,  $\delta^{18}\text{O}\text{-Cl}$  y  $\delta\text{D}\text{-Cl}$ , se pueden utilizar para reconocer cuándo están activos los procesos de dilución/mezcla y ebullición (Panichi & Gonfiantini, 1978).

Calentamiento por vapor/evaporación en la superficie: las aguas ácidas calentadas por vapor muestran un enriquecimiento en  $^{18}\text{O}$  y D en relación con las aguas meteóricas, que es causado por la evaporación en la superficie o en profundidades poco profundas (Craig H. , 1963). En la superficie, este enriquecimiento está influenciado adicionalmente por el intercambio isotópico con agua atmosférica, cuya composición también variará entre las localidades (Giggenbach W. , Isotopic composition of waters of the Broadlands geothermal field, 1971). La composición isotópica de las fumarolas asociadas se puede usar para deducir la composición del fluido del depósito, y para ilustrar la presencia de vapor magmático.

#### 4.4. Geotermometría

Los geotermómetros se basan en uno o más constituyentes en los fluidos geotérmicos (solutos o gases, y pueden incluir isótopos de elementos) que se controlan en concentración o en ciertas proporciones en un fluido, principalmente por la temperatura del fluido y la roca circundante. Muchos se basan en reacciones particulares de equilibrio químico. Los geotermómetros se pueden aplicar a descargas superficiales de pozos o naturales para obtener temperaturas aproximadas del subsuelo. También es deseable que las reacciones dependientes de la temperatura sean relativamente rápidas a altas temperaturas pero lentas a bajas temperaturas.

Los geotermómetros pueden ser aplicados en fase acuosa, gaseosa y mineral; los geotermómetros en fase acuosa, como los geotermómetros de sílice (Fournier, 1973) y el geotermómetro Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973), asumen la consecución del equilibrio químico en los sistemas geotérmicos. Se considera que los geotermómetros de gases, como el geotermómetro de D'amore y Panichi (1980) corresponden al equilibrio entre los respectivos gases y los buffer minerales (Renderos, 2002).

Todos estos geotermómetros suponen el logro de equilibrios químicos en los sistemas geotérmicos. Cuando se aplica al mismo fluido geotérmico, los diferentes geotermómetros con frecuencia producen temperaturas del subsuelo apreciablemente diferentes debido a la falta de equilibrio entre la solución y los minerales hidrotermales, o como resultado de reacciones, mezcla o desgasificación durante el flujo ascendente (Magaña, 1999).

##### 4.4.1. Geotermómetros catiónicos

Se basan en la distribución de álcalis entre la fase sólida y la fase líquida. Funcionan bien para aguas calientes, por lo que la aplicabilidad podría llegar hasta los  $350^{\circ}\text{C}$  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 Na-K-Ca (Fournier and Truesdell, 1973):*

Este geotermómetro tiene en cuenta una reacción que implica el intercambio de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  y  $\text{Ca}^{++}$  con una solución mineral sólida. Esto minimiza pero no elimina los efectos de ignorar los coeficientes de actividad de los sólidos. El geotermómetro es completamente empírico y supone una reacción de intercambio de bases a temperaturas superiores a  $100^{\circ}\text{C}$  (las concentraciones están en mg/kg):

$$t(^{\circ}C) = \frac{1647}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + \beta \left[ \log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) + 2.06 \right] + 2.47} - 273.15$$

$$\beta = 4/3 \text{ for } t < 100^{\circ}C; \quad \beta = 1/3 \text{ for } t > 100^{\circ}C$$

Al formular la ecuación de geotermometría, Fournier y Truesdell (1973) asumieron:

- ✓ Hay un exceso de sílice (generalmente aceptable para depósitos alojados por litologías volcánicas y clásticas-sedimentarias).
- ✓ El aluminio se conserva en la fase sólida.
- ✓ Los protones involucrados en las reacciones de hidrólisis se equilibran sobre la reacción neta, es decir, no hay cambio de pH (es una suposición práctica necesaria para evitar la incorporación de un factor de pH en la ecuación que no podría corregirse fácilmente).

El geotermómetro brinda resultados confiables cuando se aplica a aguas de depósitos de alta temperatura (>180°C) pero descompone las temperaturas más bajas.

#### 4.4.2. Geotermómetros de 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). 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 (Pacheco & Viera, 2015).

Fournier (1973) presentó el geotermómetro de cuarzo con pérdida máxima de vapor a 100°C en función de la concentración de sílice (SiO<sub>2</sub> está en mg / kg):

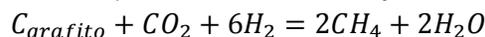
$$t(^{\circ}C) = \frac{1522}{5.75 - \log SiO_2} - 273.15$$

#### 4.4.3. Geotermómetro de gases

En muchos campos geotérmicos, las manifestaciones superficiales consisten solo en tierra caliente, aguas superficiales ácidas y/o fumarolas. Cuando se da el caso de manifestaciones gaseosas solamente o tierra caliente por difusión gaseosa, no se pueden aplicar geotermómetros de agua. Esto requirió el desarrollo de geotermómetros de vapor (gas) para exploración geotérmica. El primer geotermómetro de gas desarrollado es el de D'Amore y Panichi (1980).

El geotermómetro de D'Amore y Panichi (1980) se basa en equilibrios de gas mineral que involucran H<sub>2</sub>S y CH<sub>4</sub>, pero suponiendo que el CO<sub>2</sub> se fije externamente de acuerdo con métodos empíricos. Solo datos sobre la abundancia relativa de componentes gaseosos en una fase gaseosa (Arnórsson S. , 2000).

En práctica una combinación de FT y CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>S controlado por el equilibrio sulfato - sulfuro. Basado en las siguientes reacciones (Larderello & The Geysers, citado por Matus, 2019):



Funciona en muchos campos geotérmicos. Trabaja mejor en ambientes sedimentarios (carbón) y fuertemente oxidados (P<sub>O2</sub>).

$$T = \frac{24775}{2 \log\left(\frac{CH_4}{CO_2}\right) - 6 \log\left(\frac{H_2}{CO_2}\right) - 3 \log\left(\frac{H_2S}{CO_2}\right) - 7 \log P_{CO_2} + 36.05} - 273.1$$

Punto crítico: la estimación de  $P_{CO_2}$ . Si hay gases:

- ✓  $CO_2 > 75\%$  de los gases totales,  $P_{CO_2} = 1bar$ ;
- ✓  $CO_2 < 75\%$  de los gases totales,  $P_{CO_2} = 0.1bar$
- ✓ En gases con  $CO_2 > 75\%$ ,  $H_2S > 2H_2$  y  $CH_4 > 2H_2$ ,  $P_{CO_2} = 10 b$

## V. GEOLOGÍA

### 5.1. Geología Regional

El territorio de El Salvador se encuentra en un área de actividad sismo-volcánica activa, dada por la interacción de la triple convergencia de las placas de Norteamérica, Cocos y del Caribe (Figura 1).

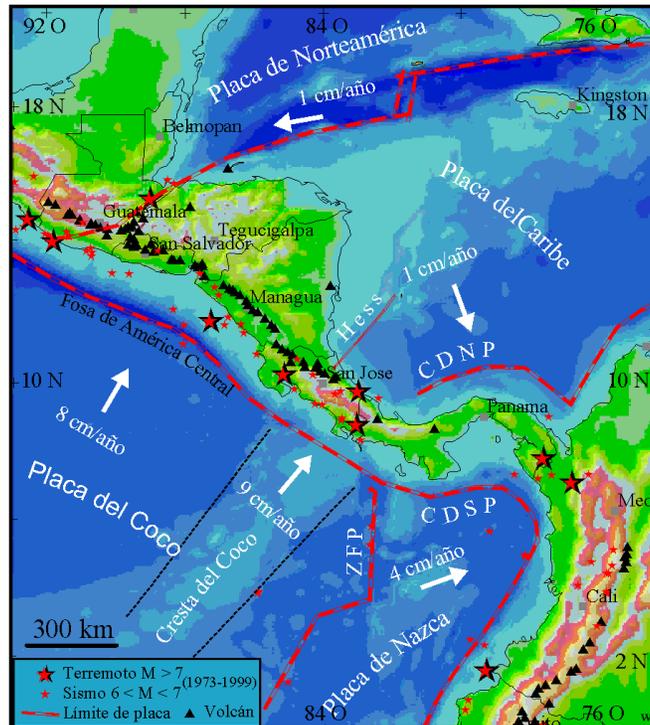


Figura 1. Marco Tectónico Regional de Centro América. Tomado de <http://www.ineter.gob.ni> (2004)

Esfuerzos compresivos en conjunto con esfuerzos distensivos en la corteza, indujeron la formación de una gran depresión, “Graben Central Centroamericano”, que inicia durante el Plioceno y Pleistoceno, entre 9 y 2 Ma aproximadamente (Dengo, 1968), extendiéndose desde Guatemala hasta Nicaragua hacia el Noroeste (Wiesemann, 1975). En su paso por El Salvador tiene un ancho irregular que varía entre 15 y 30 kilómetros (Aguilar, 1986) (Figura 4). Dentro de este graben y con tendencia migratoria hacia el borde sur del país, se ha desarrollado el

vulcanismo cuaternario salvadoreño. Esta estructura tectónica se extiende con rumbo preferencial WNW – ESE (Williams & Meyer-Abich, 1955; Wiesemann, 1975) y localmente es conocida como “Graben Central de El Salvador”. Los flancos del mismo están definidos por fallas normales E-O que cortan a las rocas más antiguas de la región (basamento) y la cadena volcánica Cuaternaria, con alturas de 1500 a 2000 msnm, a la cual pertenece el complejo volcánico de la zona de estudio.

En cuanto a la litología, El Salvador está constituido, principalmente, por rocas volcánicas jóvenes:

*Formación Metapán:* constituido principalmente por calizas y areniscas del Mesozoico cubiertas por vulcanitas y rocas plutónicas ácidas a básicas del Terciario (Wiesemann, 1975; Weyl, 1980).

*Formación Chalatenango:* compuesta por una secuencia de ignimbritas predominantemente félsicas formadas durante el Mioceno-Mioceno Superior (Weyl, 1980).

*Formación Morazán:* conformada por rocas ígneas intrusivas (dioritas) que datan del Terciario Superior, ~13-1 Ma (CEL, 1984).

*Formación Bálsamo:* está constituida por rocas volcánicas andesíticas a basálticas de edad Miocena (Aunzo Z. , y otros, 1991; Wiesemann, 1975; Jonsson, 1970).

*Formación Cuscatlán:* secuencia de rocas sedimentarias y volcánicas (de carácter ácido a intermedio) del Plio-Pleistoceno, entre 13 Ma y 10 ka (Wiesemann, 1975; Weyl, 1980).

*Formación San Salvador:* compuesta por una secuencia de piroclastitas ácidas y efusivas ácidas-básicas intercaladas. Su edad es Pleistoceno Superior a Holoceno (Wiesemann, 1975).

## 5.2. Geología Local

El complejo volcánico en estudio, está constituido por dos calderas principales: una formada hace 0.1 Ma aproximadamente y la otra de aproximadamente 75 Ka. Compuesto por rocas que datan desde el Pleistoceno al Holoceno, encontrándose actualmente activo.

En el complejo se presentan diferentes sets de fallamiento, dominando el de dirección NW-SE, producto de los esfuerzos compresionales causados por la subducción oblicua de la Placa de Cocos bajo la Placa del Caribe. Así, la zona, se interpreta como una caldera atravesada por un graben cuya orientación es NW-SE. Esta caldera, adquiere una forma de cerradura que se abre hacia el NW, con límites bien definidos hacia el Este y Oeste de la misma.

### 5.2.1. Campo geotérmico

El campo Geotérmico en estudio está emplazado en un complejo volcánico del país, y ha sido clasificado como un sistema geotermal volcánico (Saemundsson, 2009), cuya cámara magmática constituye la fuente de calor del sistema. El control del flujo de agua del sistema está dado por fracturas, zonas de falla y también por los estratos permeables.

Uno de los rasgos característicos del complejo volcánico en las cercanías del campo geotérmico son los conos de escorias que posee, una de los cuales se caracteriza por ser un cono desgastado por la erosión y por tener una hendidura en el borde sureste. Forma parte de una serie de estructuras geológicas pos-caldéricas que siguen un alineamiento WSW-ENE, formando el complejo volcánico en estudio.

De acuerdo con el mapa geológico de la República de El Salvador, el cráter y otros que conforman el complejo volcánico pertenecen a la Formación San Salvador, lo cual indica que son estructuras geológicamente jóvenes de la época Holocénica.

En las paredes del cráter se observan seis campos fumarólicos cuyas temperaturas fluctúan entre 40 °C y 94.9 °C y en el ambiente predominan gases azufrosos, vapor de agua, precipitaciones de azufre y lodo arcilloso hirviendo.

## VI. METODOLOGÍA

La metodología empleada en el análisis de la información geoquímica de fluidos de pozos (Hernández, 2014) y de fumarolas consistió en: (a) Calcular valores promedio mensuales de cloruro en la descarga total y de los geotermómetros Na/K/Ca (Fournier & Truesdell, 1973) en los pozos productores; (b) Calcular valores de geotermómetros en fumarolas siguiendo la metodología de (D'Amore & Panichi, 1980); (c) Estimar las concentraciones de CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S en la descarga total y sus relaciones; (d) Obtener composiciones isotópicas de las descargas totales de los pozos y de fumarolas, los resultados se expresan como  $\delta$ , definido como:  $\delta = 1000 (R_s/R_p - R_p/R_p) \%$ , siendo  $\delta$ : desviación isotópica en ‰; S: muestra; P: referencia internacional; R: relación isotópica (2H/1H, 18O/16O). La referencia es Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) (Gonfiantini, 1978). Las incertidumbres analíticas fueron  $\pm 0.1 \%$  y  $\pm 1.0$  para  $\delta^{18}O$  y  $\delta^2H$  respectivamente. Para el cálculo de la composición isotópica en fumarolas se siguió la metodología usada por Giggenbach y Stewart (1982); (e) elaborar mapas de las distribuciones de los parámetros y diagramas de relaciones isotópicas.

## VII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 7.1. Concentraciones de gases y Cl en fluidos geotérmicos, geotermómetros y sus implicancias

#### 7.1.1. Concentración de H<sub>2</sub> y temperatura de fumarolas

Un alto contenido de H<sub>2</sub> implica una alta temperatura. En la figura 2a se observa una mayor efusión de H<sub>2</sub> al SO, específicamente en la zona de la fumarola F-H (dentro del complejo volcánico en estudio), con concentraciones de hasta 25 mili moles; estas altas concentraciones pueden deberse a una fuerte desgasificación en la zona y debido a que el H<sub>2</sub> es uno de los gases más volátiles, puede pensarse en un origen directo de la fuente ya que no ha tenido tiempo de reaccionar químicamente. Las concentraciones decrecen de SO a NE, pudiendo indicar un patrón de circulación de fluidos de S a N.

Lo anterior se correlaciona muy bien con la temperatura de gases fumarólicos (Figura 2b) ya que, el máximo de temperatura se encuentra en la zona de mayor concentración de H<sub>2</sub> (fumarola F-H), donde las temperaturas alcanzan arriba de los 300 °C, pudiendo indicar la presencia de una cámara magmática correspondiente al complejo volcánico.

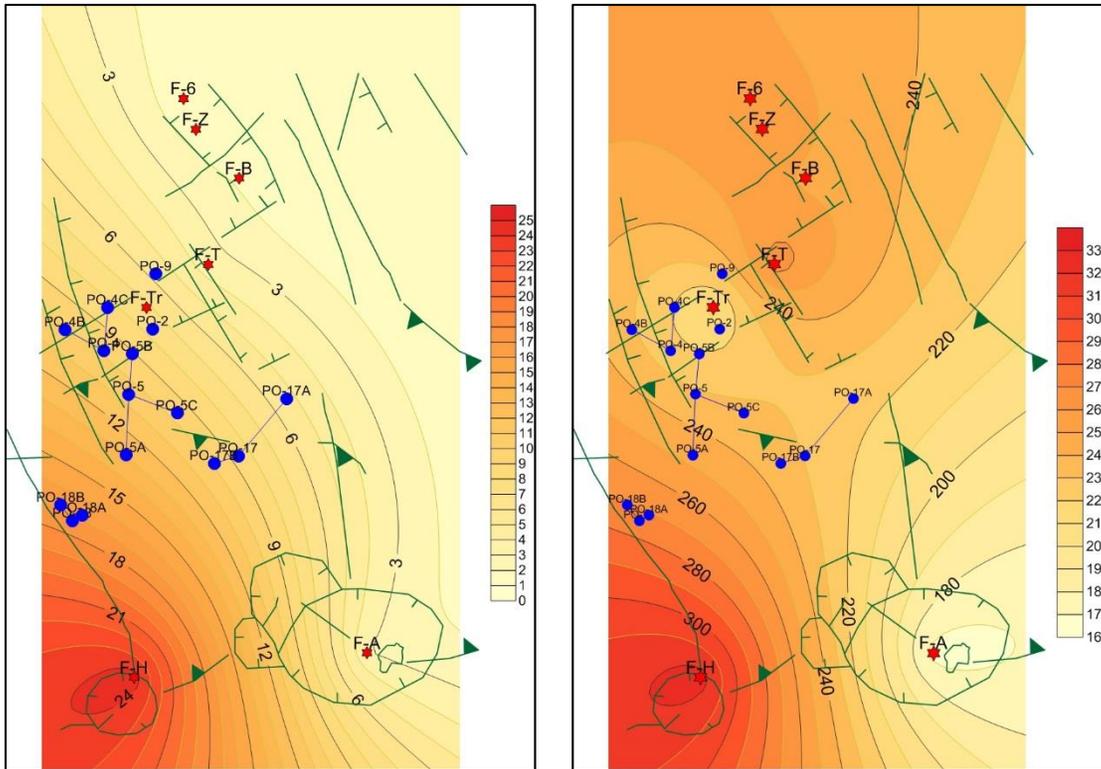


Figura 2. Distribución areal de a) Concentración de H<sub>2</sub>; b) Temperatura de gases en fumarolas TD&P.

### 7.1.2. Concentración de las relaciones de CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S y CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub> en las fumarolas

La razón CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S aumenta con la disminución de la temperatura en sistemas geotérmicos y su valor tiende a ser más bajo cuanto más directa es la conexión con la alimentación profunda, por lo que los valores de interés serían los mínimos en esta relación. Empíricamente se ha encontrado que valores bajos de la relación CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S indican una procedencia más directa desde el lugar de origen. En la figura 3a se observa que las bajas relaciones concuerdan con la zona más cercana al complejo volcánico, siendo la fumarola F-H la que tiene una composición gaseosa más relacionada a una alimentación profunda.

En la figura 3b se observan bajas relaciones de CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub> al SO, mostrando un flujo con dirección Norte. De igual forma, al correlacionar estos resultados con los de la figura 3a se puede indicar una zona de upflow al SO, dando paso a la hipótesis de que el agua que viene de la zona del complejo volcánico al sur, se profundiza y aflora al norte, en la zona de los pozos PO-4 y PO-5. Estas relaciones bajas al Suroeste y el movimiento de gases en dirección Norte pueden estar asociados a la mayor permeabilidad del área de la fumarola F-H, debido a la presencia de bordes caldéricos.

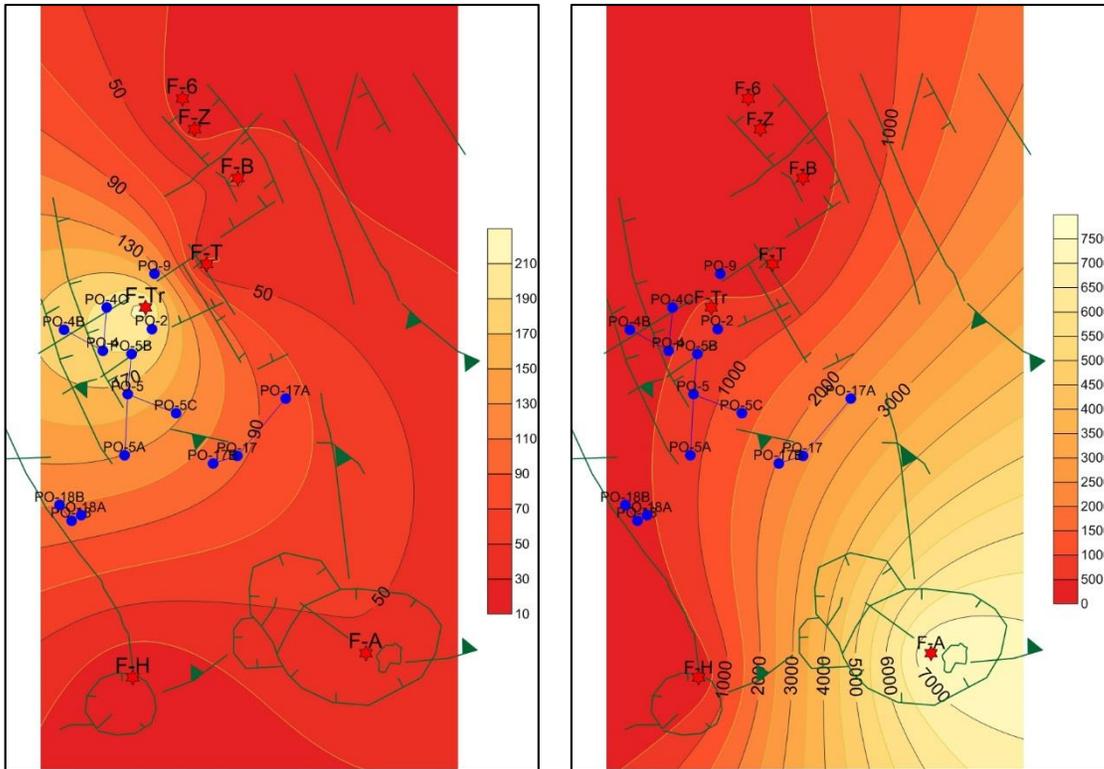


Figura 3. Distribución areal de razones a) CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>S; b) CO<sub>2</sub>/H<sub>2</sub>, en fumarolas.

### 7.1.3. Concentración de N<sub>2</sub>/Ar en fumarolas

Valores altos de N<sub>2</sub>/Ar indicarían la presencia de vapor magmático entrando al yacimiento en explotación (Giggenbach, 1980), y valores menores a la relación indicarían la proveniencia de salmueras desgasificadas (Truesdell y otros, 2003). En la figura 4 se muestra una mayor proporción de N<sub>2</sub>/Ar en las cercanías de la fumarola F-A, indicando una mayor conexión con la cámara magmática y presencia de gases andesíticos, lo que concuerda con su cercanía a la caldera del complejo volcánico. Hacia el noroeste la relación disminuye y se observan mínimos en la zona del campo en explotación por un posible efecto de reinyección, sin embargo, no se pueden hacer tantas aseveraciones al respecto del comportamiento de esta razón en esa zona puesto que los datos provienen de fumarolas del área, mas no de los pozos. Más al norte, en la zona de las fumarolas F-Z y F-6 aumentan nuevamente los valores de la razón, pudiendo indicar la presencia de un fluido con características magmáticas, sin mucha mezcla.

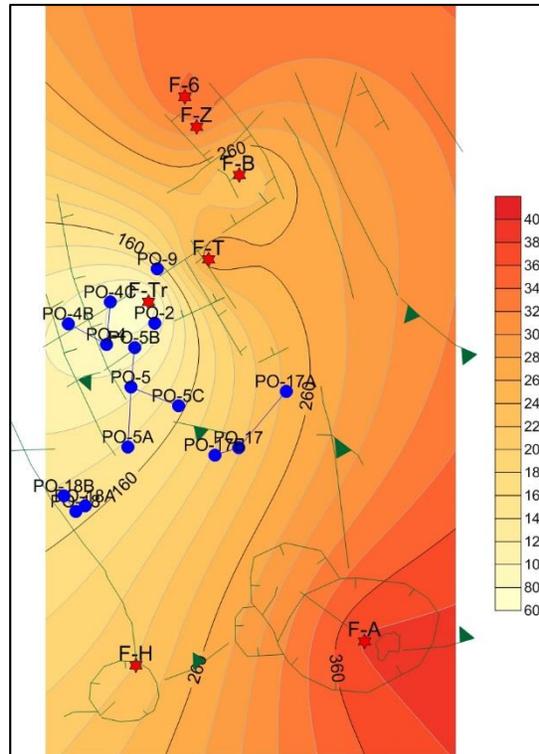


Figura 4. Concentración de la relación N<sub>2</sub>/Ar, en fumarolas.

#### 7.1.4. Entalpía de pozos productores y su relación con la concentración de Cl

En la figura 5a se observa una zona de mayor entalpía en la cercanía de los pozos PO-18, puesto que el PO-18A y PO-18B son pozos de vapor dominante (mayor entalpía) y producen un efecto disperejo en la distribución areal. En la figura 4c se eliminaron los dos pozos antes mencionados y se tiene que la zona de mayores entalpías se encuentra en las cercanías de los pozos PO-4 y PO-2 al norte.

La distribución de cloruros (figura 5b) muestra una mayor concentración partiendo del centro del campo hacia el Este, con máximos en los pozos PO-17 y PO-2. Correlacionando con la información de entalpía se puede decir que los pozos PO-17 podrían estar presentando un proceso de ebullición, así como los pozos PO-5 que siguen la misma tendencia (alto cloruro y baja entalpía).

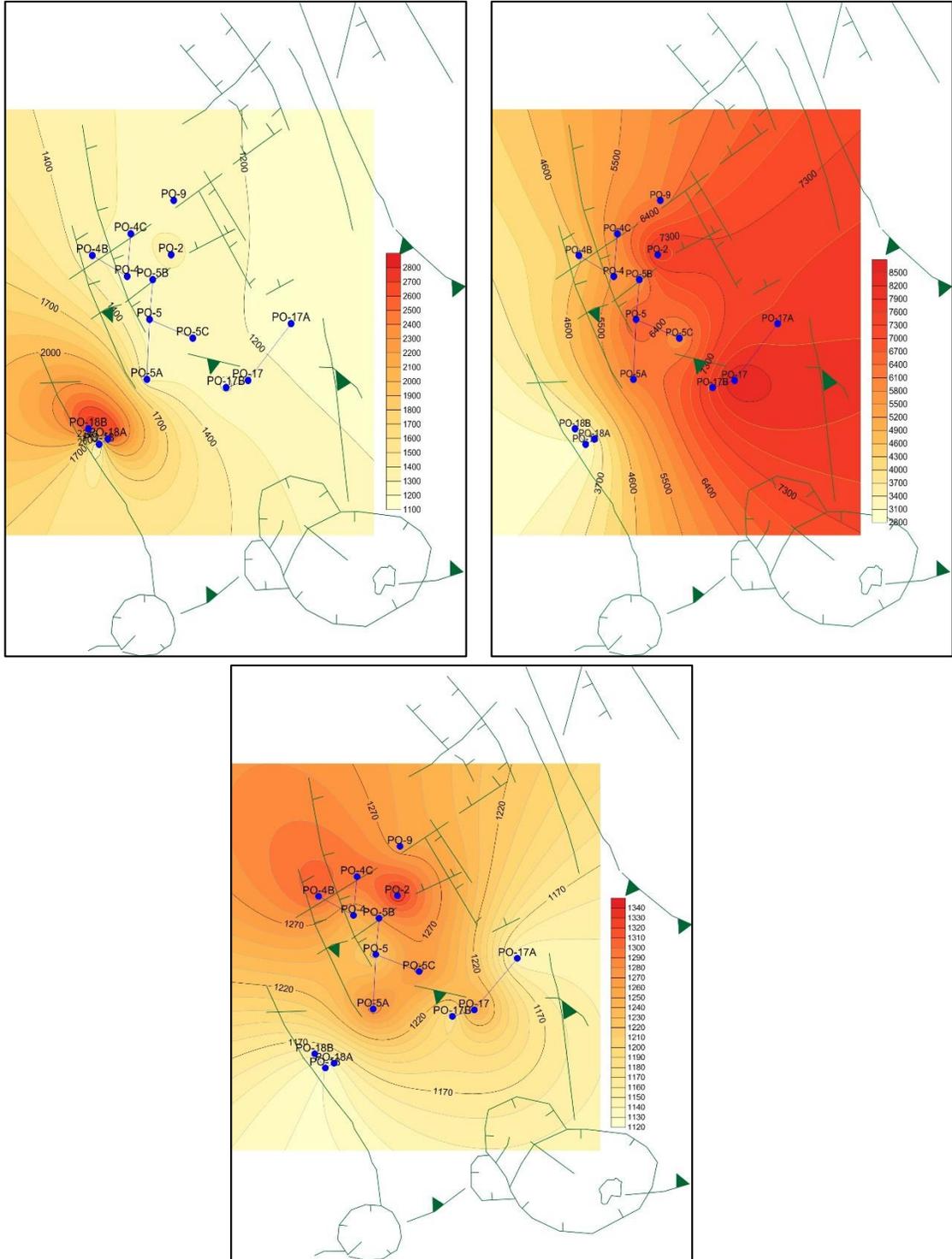


Figura 5. Distribución areal de a) Entalpía medida en pozos; b) Cloruros, en pozos productores; c) Entalpía medida en pozos sin considerar los pozos PO-18A y PO-18B.

### 7.1.5. Distribución de temperaturas calculadas con geotermómetros de Na-K-Ca y $\text{SiO}_2$

Las temperatura calculada por geotermometría Na-K-Ca (figura 6a) muestra un mayor valor ( $278^\circ\text{C}$ ) cercano a los pozos PO-4B y PO-5 y una distribución de máximos en la zona circundante a estos, hacia el NO. Por otro lado el geotermómetro de sílice (figura 6b) muestra un máximo en el pozo PO-5 (alcanzando los  $347^\circ\text{C}$ ) y una distribución de máximos hacia el norte abarcando los PO-5, PO-2 y PO-9. Las mayores temperaturas calculadas muestran, en general, mayores valores en el área del pozo PO-5, pudiendo significar la presencia de una zona de ascenso de fluidos ("up flow"), sin embargo las temperaturas arrojadas por el geotermómetro de sílice son considerablemente más altas que las del geotermómetro catiónico.

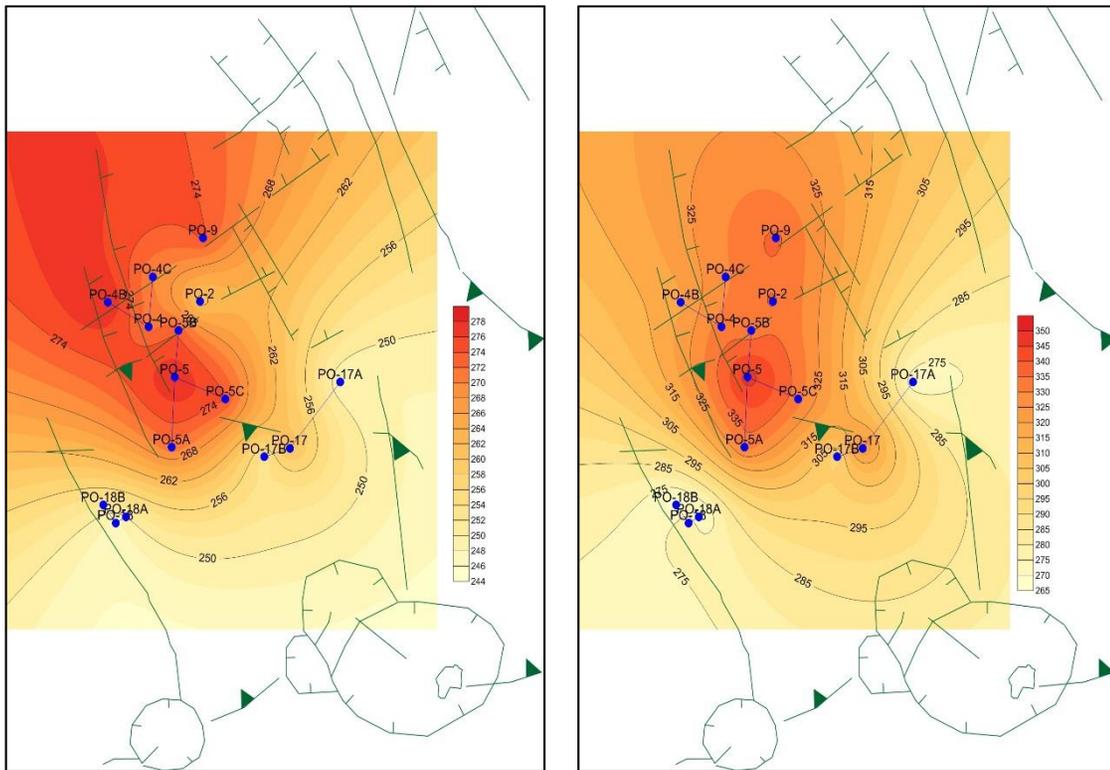


Figura 6. Distribución de temperaturas a) Geotermómetro de Na-K-Ca; b)  $\text{SiO}_2$ , en pozos productores.

### 7.1.6. Concentraciones de $\text{CO}_2$ y temperatura de gases en pozos productores

Al igual que con la entalpía, al ser pozos de vapor dominante, los valores de concentraciones de  $\text{CO}_2$  en los pozos PO-18A y PO-18B son muy altos en relación al resto y se obtiene un mapa de distribución areal (figura 7a) poco representativo para el resto de pozos. Al eliminar ambos pozos (figura 7c) se obtiene una distribución con valores más altos al Este del campo, partiendo de la zona del PO-18 en dirección norte hasta el PO-4, pudiendo estar relacionado con procesos de ebullición en esa zona. En la figura 7b se muestra la distribución de la temperatura de D'Amore y Panichi calculada para los pozos, con valores altos en las zonas de los pozos PO-5, PO-17, PO-2 y PO-9.

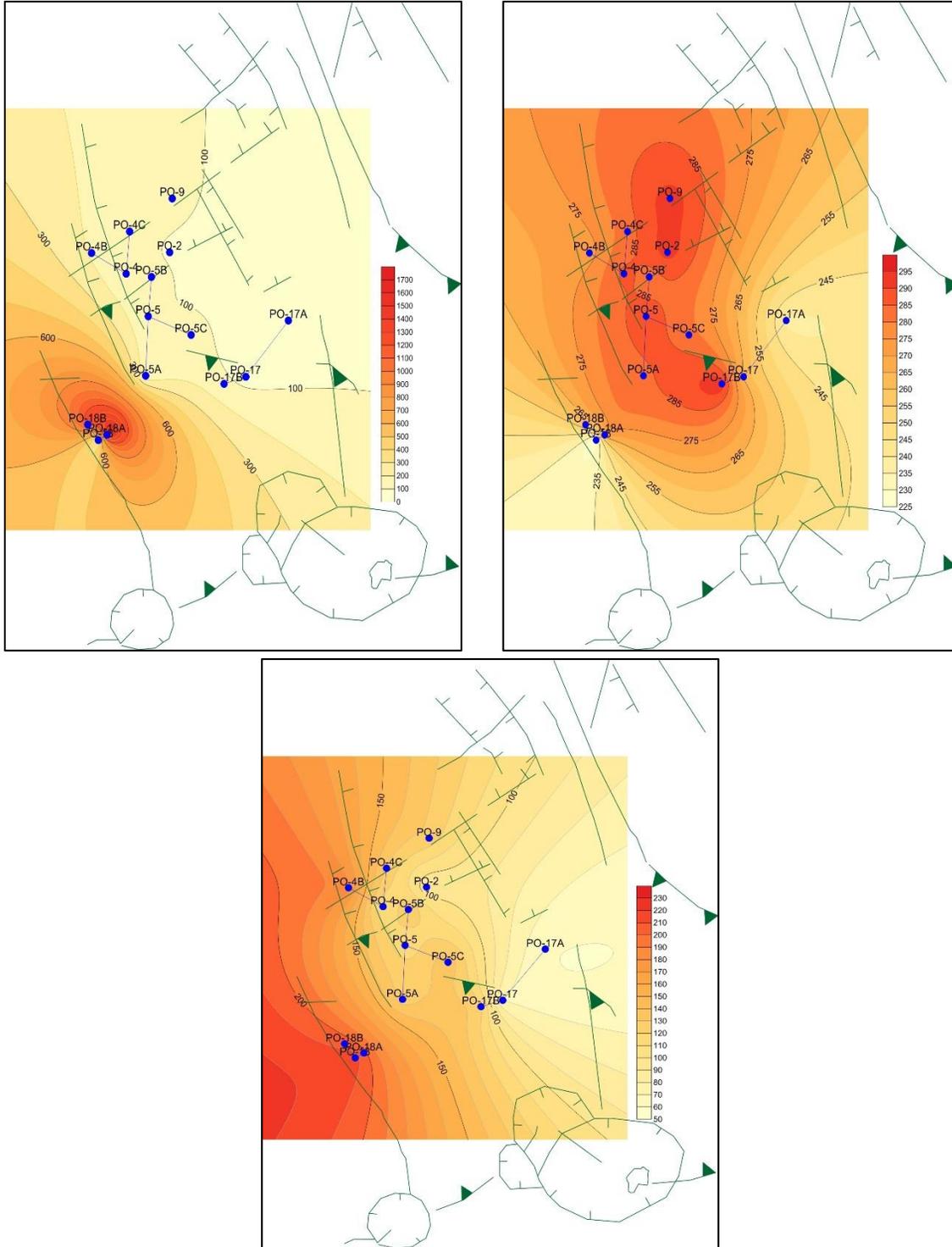
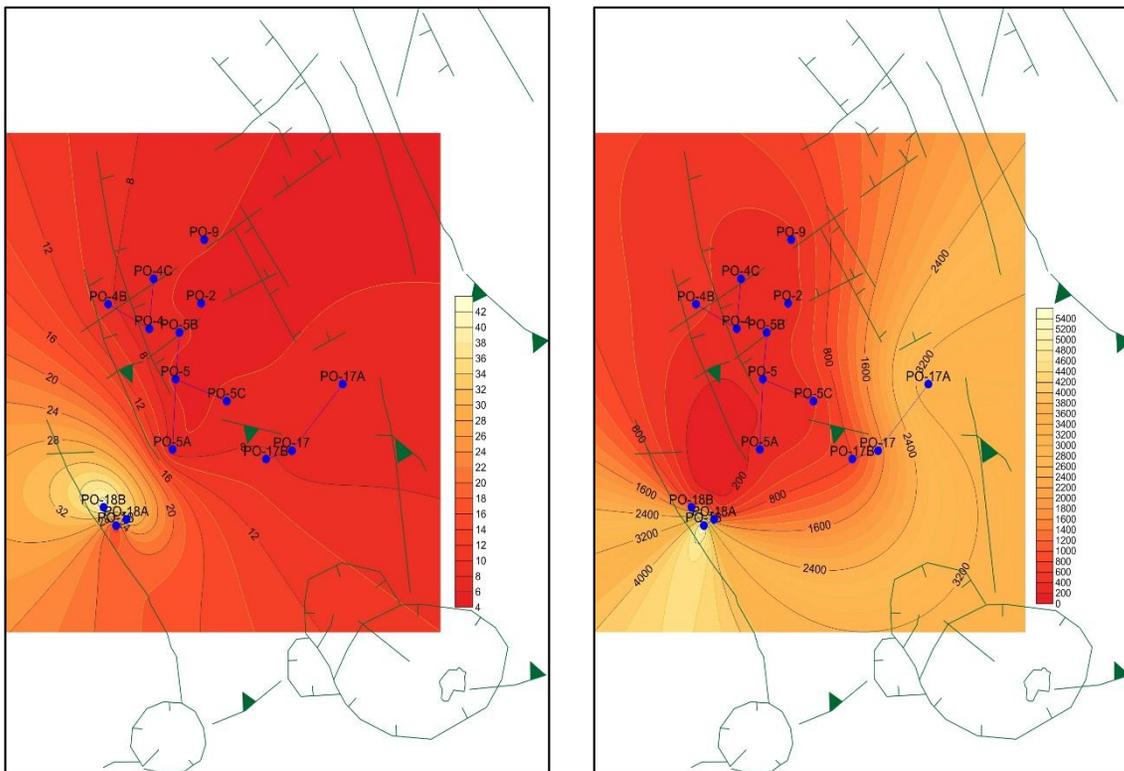


Figura 7. Distribución areal de a) contenido de CO<sub>2</sub>; b) temperatura de gases TD&P, en pozos productores; c) contenido de CO<sub>2</sub> sin considerar los pozos PO-18A y PO-18B.

7.1.7. Concentración de  $CO_2/H_2S$  y  $CO_2/H_2$  en pozos productores

Al igual que en fumarolas, los valores de interés son los mínimos en estas relaciones, puesto que su valor tiende a ser más bajo cuanto más directa es la conexión con la alimentación profunda, es decir, tienen una procedencia más directa desde el lugar de origen. En las figura 8a y 8b se muestra la distribución en planta de las razones de  $CO_2/H_2S$  y  $CO_2/H_2$  respectivamente, incluyendo los valores de los pozos PO-18A y PO-18B. Como se ha discutido anteriormente, al ser vapor dominantes, ambos pozos presentan valores de  $CO_2$  muy altos, traducido en valores muy altos de estas relaciones, por lo que se pone en duda la posible relación de estos valores con la temperatura obtenida por geotermómetros, y lo que genera una escala de datos no representativa para el resto de pozos.

En las figuras 8c y 8d se presenta la distribución de relaciones  $CO_2/H_2S$  y  $CO_2/H_2$  respectivamente, sin incluir los pozos PO-18A y PO-18B. Se observan valores bajos de ambas relaciones al Noreste del campo, con mínimos en las zonas de los pozos PO-2 y PO-5. Correlacionando con los resultados de las figuras 3a y 3b se podría inferir una zona de “upflow” partiendo desde el SO (zona de la fumarola F-H), con un flujo en dirección Noreste hacia los pozos PO-5.



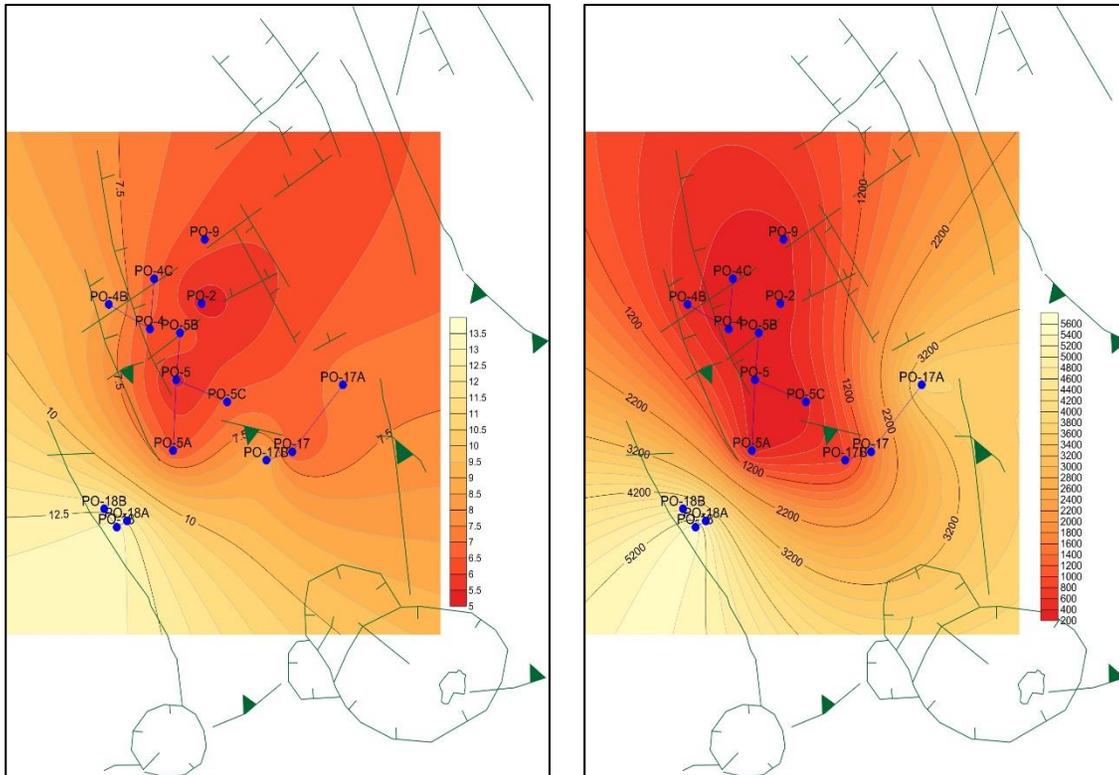


Figura 8. Distribución areal de la razón a)  $CO_2/H_2S$ ; b)  $CO_2/H_2$ , en pozos productores; c)  $CO_2/H_2S$  sin considerar pozos PO-18A y PO-18B; d)  $CO_2/H_2$ , sin considerar pozos PO-18A y PO-18B.

### 7.1.8. Concentración de $H_2$ en pozos productores y su relación con la temperatura

Un alto contenido de  $H_2$  implica una alta temperatura. Sin embargo, en la figura 9a se observa una mayor efusión de  $H_2$  en la zona del pozo PO-18A, con concentraciones de hasta 9 mili moles y decrecen radialmente a partir de allí hacia el resto del área, lo que no se correlaciona con la distribución de temperaturas presentada en la figura 9b, en la que la zona de dicho pozo presenta valores menores comparados con otros pozos, y que coincide con lo obtenido en geotermometría.

En las figuras 9c y 9d se eliminó la influencia de los pozos PO-18A y PO-18B y se obtuvo una distribución de máximas concentraciones de  $H_2$  partiendo de los pozos PO-5 hacia el noroeste, pudiendo ser mejor correlacionada con la distribución de temperaturas medidas, que presenta un máximo en la zona del pozo PO-5B, donde las temperaturas alcanzan arriba de los 290°C.

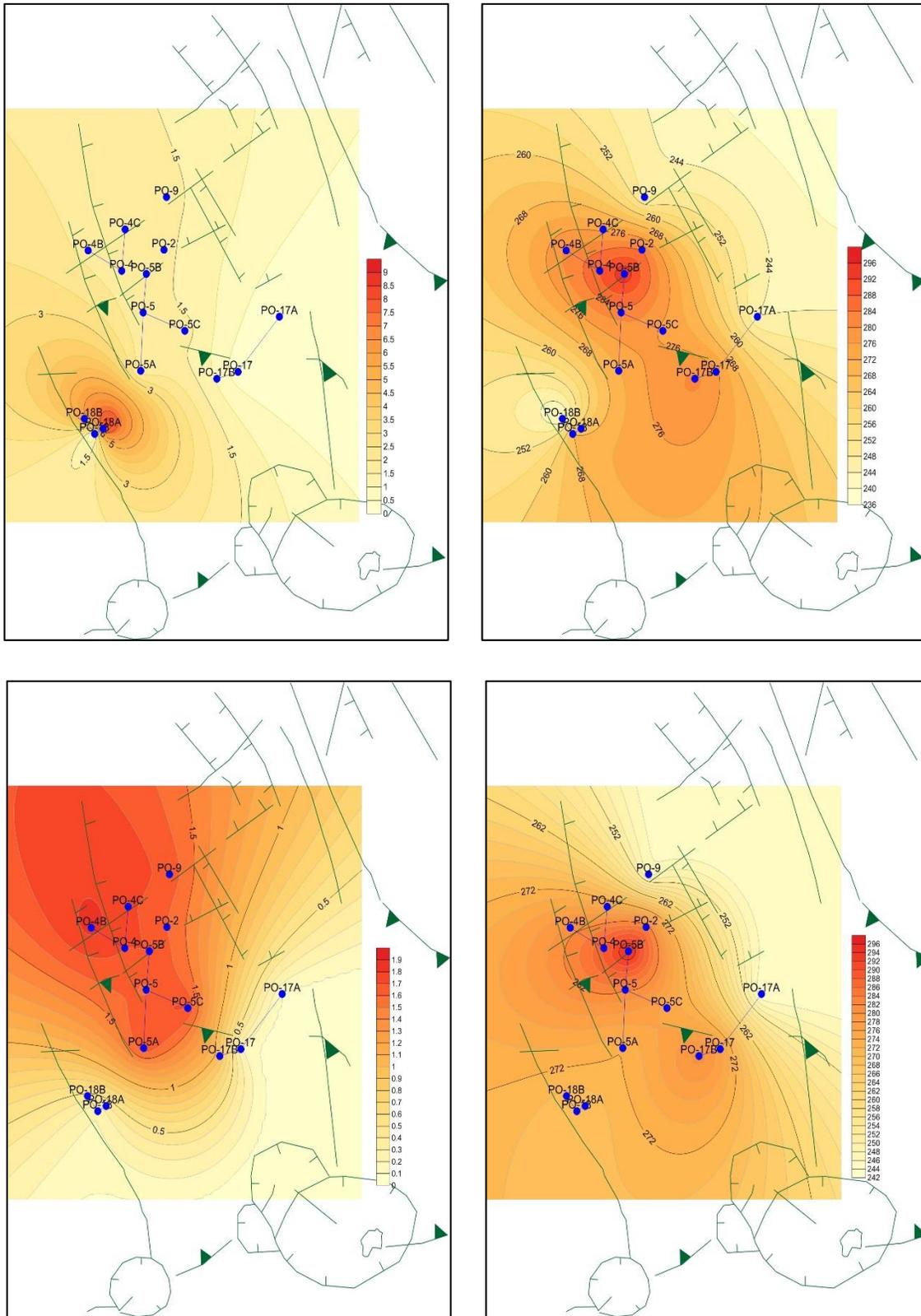


Figura 9. Distribución areal de a) Concentración de  $H_2$ ; b) Temperatura; c) concentración de  $H_2$  sin considerar pozos PO-18A y PO-18B; d) Temperatura sin considerar pozos PO-18A y PO-18B

## 7.2. Relaciones isotópicas de pozos y fumarolas

### 7.2.1. Concentración de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en pozos productores, años 2009 a 2017/18.

En la Figura 10 se observa el comportamiento isotópico de los pozos productores PO-17, PO-17A, PO-17B, PO-18 y PO-18A desde el año 2009 hasta el año 2017 y, del pozo PO-18B desde el año 2009 al 2019.

Se sabe que el efecto cinético relativo asociado al cambio de fases de los fluidos geotermales en condiciones de no equilibrio (evaporación) es más pequeño en cuanto al deuterio (2H) que para el isótopo pesado del oxígeno (18O) pero, este efecto no ocurre cuando las condiciones son próximas al equilibrio (condensación) (Craig, 1961). Entonces, teniendo en cuenta esta afirmación, es que se puede observar que:

- Los pozos PO-17 y PO-17A presentan valores dentro del error experimental establecido por Gonfiantini (1978): 0.2 ‰ para 18O y 1 ‰ para 2H; por lo que se podría decir que isotópicamente permanecen constantes en el tiempo de los años considerados. El pozo PO-17B, muestra una variación hacia el año 2013 (dilución), posiblemente por recondensación, proceso que se revierte hacia la actualidad, permaneciendo más o menos constante.

- Los pozos PO-18 y PO-18B presentan mayores variaciones a lo largo del tiempo, principalmente el pozo PO-18B, cuyo empobrecimiento hacia los años 2017 y 2018 son significativos, quizás por un importante proceso de dilución por mezcla o porque las muestras tomadas corresponden a fluidos gaseosos (se sabe que, al momento del fraccionamiento isotópico, el vapor concentra principalmente los isótopos livianos). Para el pozo PO-18A las concentraciones isotópicas tienen una tendencia a mantenerse aproximadamente constantes hacia los últimos años considerados, habiendo antes, sufrido procesos de dilución y también enriquecimiento.

La Figura 11 corresponde a la relación isotópica de los pozos productores considerados y fuentes de agua dulce. Se observa que todas las fuentes de agua dulce presentan relaciones isotópicas correspondientes a la línea meteórica global, no así los pozos productores, que se encuentran hacia la derecha de la curva meteórica global, indicando que han sufrido procesos de evaporación y que los fluidos correspondientes a éstos son de tipo andesítico.

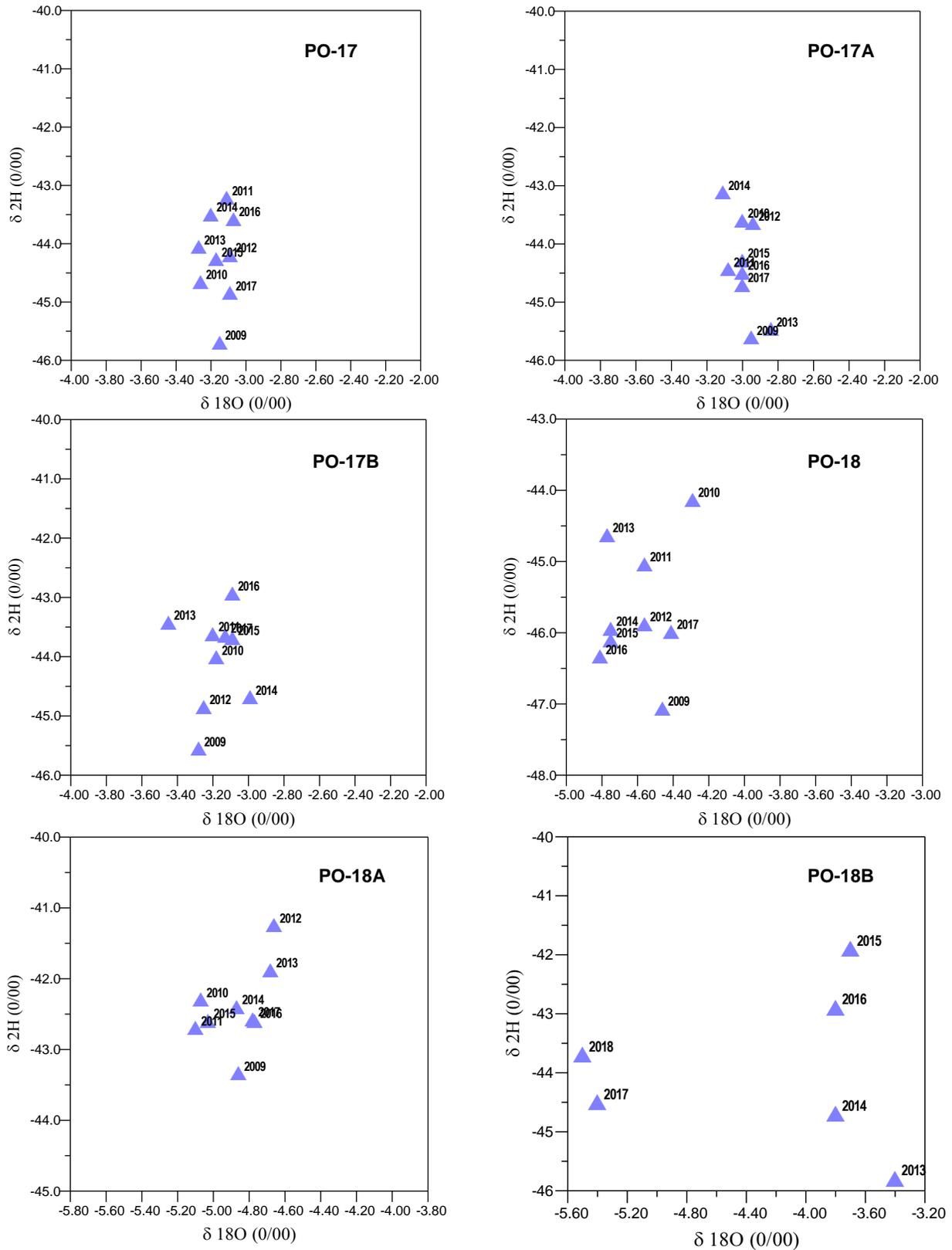


Figura 10. Comportamiento isotópico de pozos productores a través del tiempo.

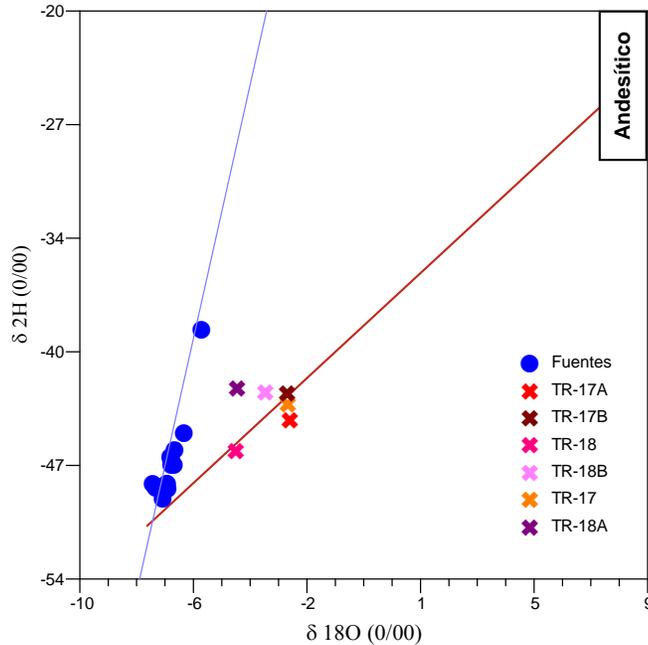


Figura 11. Aporte andesítico en las aguas del sistema.

### 7.2.2. Concentración de $\delta^{18}\text{O}$ vs concentración de Cl en pozos productores, años 2009 a 2017.

La figura 12 muestra las relaciones de los pozos productores entre la concentración del isótopo pesado del oxígeno y la concentración de cloruro.

- Los pozos PO-17 y PO-17A muestra una tendencia a enriquecerse en Cl hacia los últimos años en estudio considerado, sin embargo las concentraciones de  $^{18}\text{O}$  se mantienen dentro del rango de error experimental. Por lo que se podría pensar que hay procesos de ebullición presentes.

- El pozo PO-17B presenta una tendencia contraria a la anterior, ya que hacia los últimos años (2016-2017) se encuentra empobrecido en Cl, lo que podría indicar la existencia de un proceso de condensación en el pozo.

- El pozo PO-18 muestra un comportamiento variable, con una tendencia a enriquecerse isotópicamente hacia el 2017, pero manteniendo aproximadamente constante la concentración de Cl. Esto podría significar que el pozo está experimentando procesos de dilución y ebullición combinados, o que el enriquecimiento isotópico se deba a un calentamiento de tipo conductivo hacia el 2017.

- El pozo PO-18B muestra un claro proceso de dilución, bien podría ser porque hay mezcla con aguas superficiales o porque el pozo está experimentando un alto nivel de condensación.

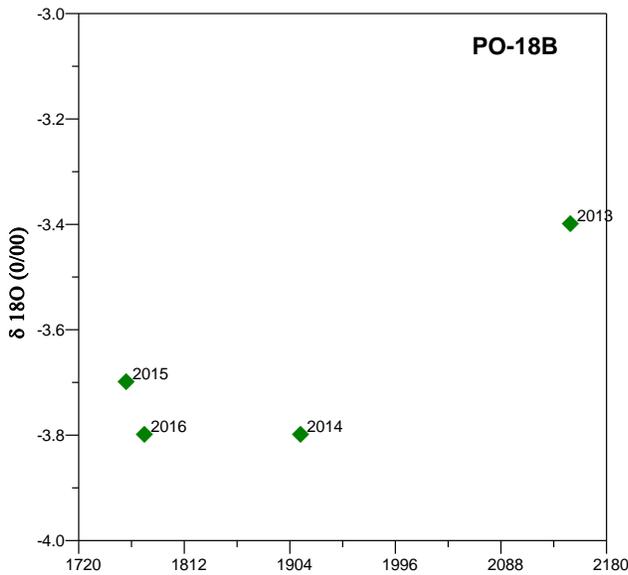
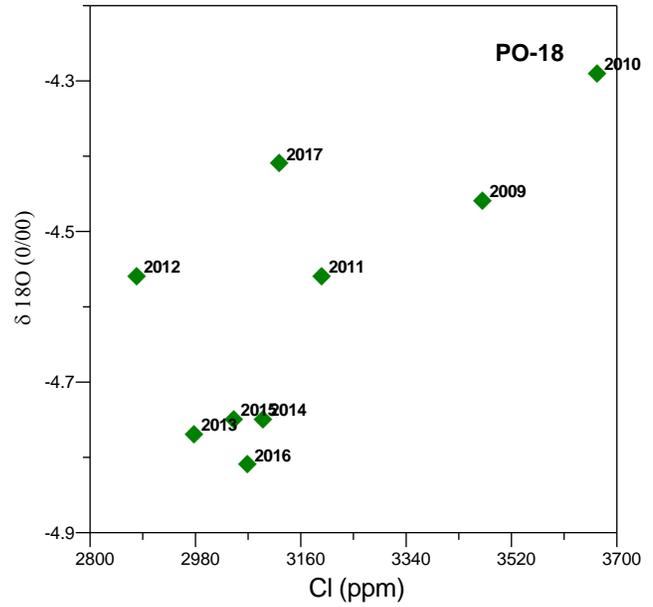
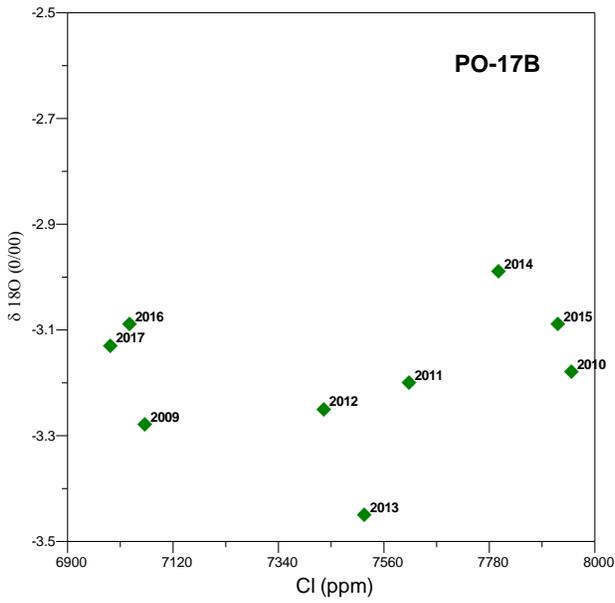
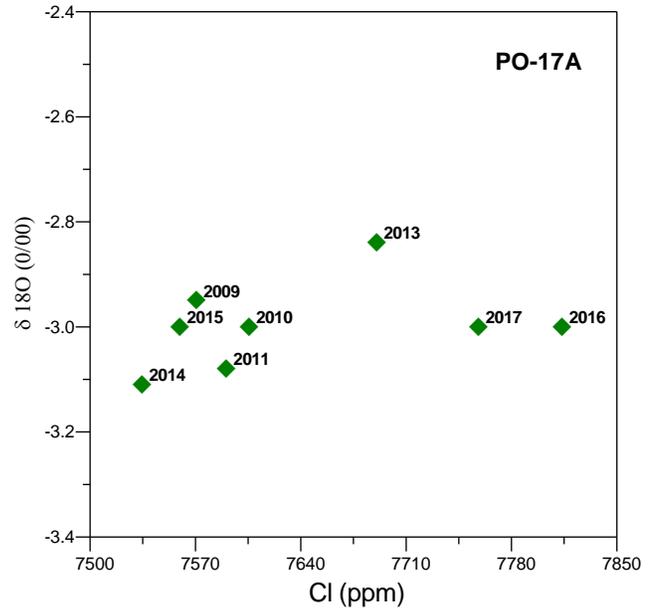
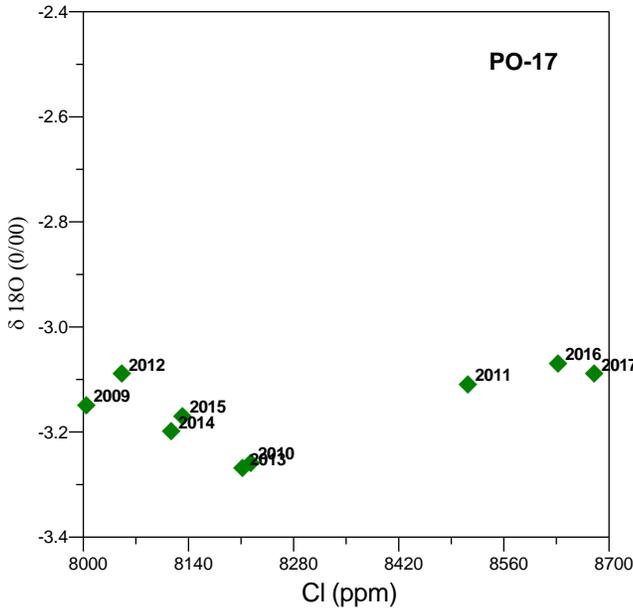


Figura 12. Relación entre 18-Oxígeno y Cl para pozos productores.

### 7.2.3. Concentración isotópicas en fumarolas

El gráfico de la Figura 13 muestra la variación isotópica ( $\delta^2\text{H}$  y  $\delta^{18}\text{O}$ ) por descompresión del campo geotérmico en estudio.

Se observa que, desde un valor inicial isotópico para el líquido del reservorio igual a  $\delta^{18}\text{O} = -3.64\text{‰}$  y  $\delta^2\text{H} = -44.66\text{‰}$  dado por el promedio de los pozos productores del campo geotérmico, la variación isotópica del vapor presenta diferentes características de acuerdo a su interacción con el acuífero superficial y con base a los cambios de temperatura conforme se acerca a la superficie desde el reservorio.

Así, se logra construir una curva (azul, figura 13), que representa un vapor cuya señal isotópica indica la salida directa desde el reservorio hacia la superficie (figura 14). Una curva (rosada, figura 13) cuya señal isotópica indicaría una mezcla entre el fluido geotérmico (mayor proporción) con agua del acuífero superficial (figura 14). Ambas se desprenden desde un valor isotópico más positivo, cercano al del promedio del campo geotérmico que representa la línea de base del estudio.

La curva amarilla (figura 13) representa una señal isotópica de un vapor secundario, producto del vapor del reservorio que calienta el acuífero superficial (figura 14) y se mezcla con el vapor generado, siendo este último predominante en la mezcla. En cuanto a la curva verde (figura 13), ésta corresponde a una señal isotópica de un vapor sobre calentado (terciario), es decir que proviene de la evaporación del agua del acuífero sin mezcla con fluido geotérmico (figura 14).

Es importante destacar que, conforme el vapor tiene menos influencia geotérmica, su señal isotópica se hace más negativa (incluso menos enriquecida que los valores de la curva meteórica global).

Al ubicar los valores isotópicos obtenidos de las fumarolas para el año 1997 en el gráfico de la figura 13, se logra distinguir la proveniencia del fluido que las alimenta y de esta manera, comprender los procesos que ocurren en profundidad. Por lo que, la fuente de la fumarola "F-T" corresponde directamente al reservorio; la fumarola "F-Tr" y "F-6" estarían alimentadas por vapor secundario; la fuente para la fumarola "F-B" está constituida por vapor de agua recalentada (vapor terciario). Ya para el año 2016, se presentan variaciones en las composiciones isotópicas de los fluidos fumarólicos, es así que: la fumarola "F-T" presenta un empobrecimiento en el isótopo pesado del hidrógeno, indicando que durante el trayecto hacia la superficie el vapor pudo estar experimentando mayor condensación en comparación a años anteriores; la fumarola "F-Tr", para este año, presenta un enriquecimiento isotópico, producto de una mayor proporción de fluido geotérmico en su composición; en cuanto a la fumarola "F-B", si bien se ha enriquecido isotópicamente, su fuente sigue siendo un fluido superficial recalentado.

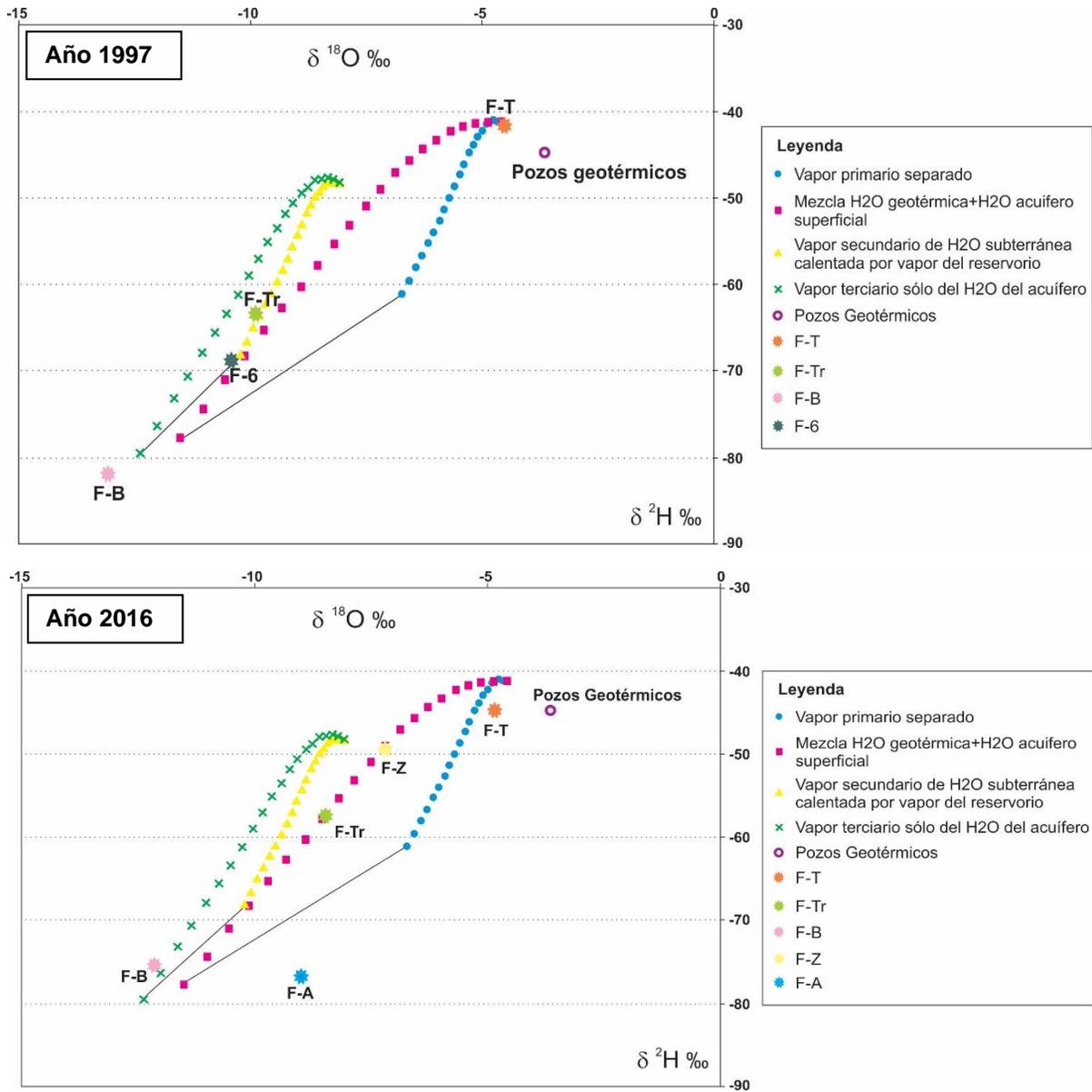


Figura 13. Variación isotópica de vapor geotérmico y su relación con fumarolas.

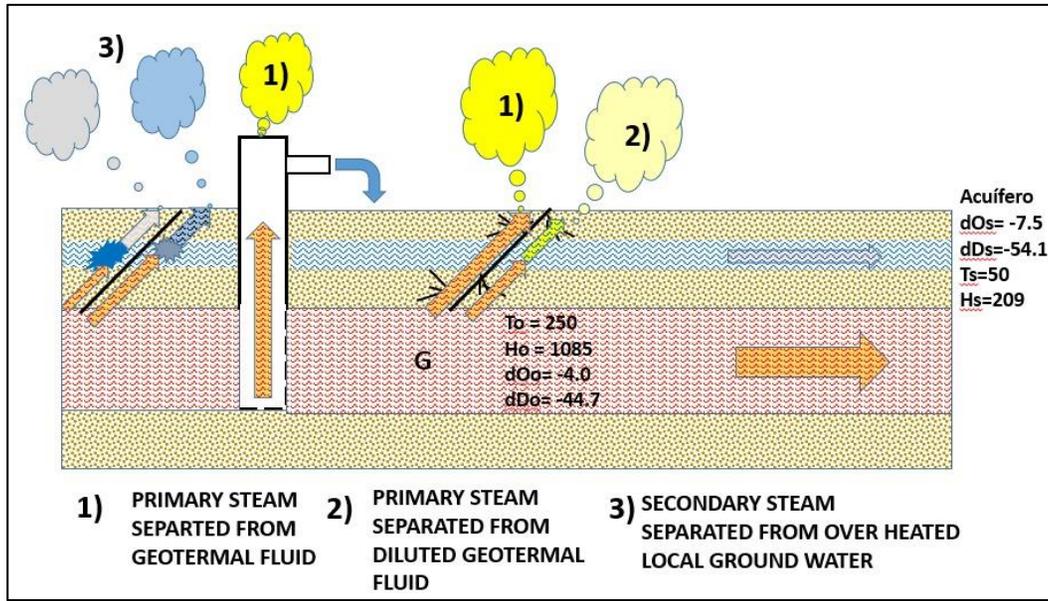


Figura 14. Representación esquemática de la interacción de fluido geotérmico (vapor) con el acuífero superficial.

## VIII. DESCRIPCIÓN DEL MODELO CONCEPTUAL

Los sistemas geotérmicos están constituidos principalmente por una fuente de calor; una zona de recarga de agua fría; una zona permeable que permita la circulación de los fluidos en profundidad, dando la posibilidad de la formación de un reservorio cuyas características son altas temperaturas y altas concentraciones de cloruro; y por una zona de ascenso (“upflow”) que permite manifestaciones (hidrotermales y de gases) en superficie, por medio de las cuales se identifica el sistema.

Con base a esto, el modelo conceptual geoquímico propuesto (Figura 15) consta de los siguientes elementos:

- Zona de recarga del sistema, ubicada en el área de mayor elevación del complejo volcánico.
- Fuente de calor asociada a la cámara magmática del complejo volcánico.
- Existencia de dos acuíferos principales: uno profundo, que corresponde al reservorio ( $T=300^{\circ}\text{C}$ ) y uno superficial ( $T=200^{\circ}\text{C}$ ). Posiblemente exista un tercer acuífero intermedio que podría estar alimentando a los pozos PO-18.
- Dirección de flujo Sur-Norte, constituyendo una zona de ascenso en donde se ubican los pozos PO-4 y PO-5, y la fumarola F-T.
- No se identifica la zona de descarga del sistema.

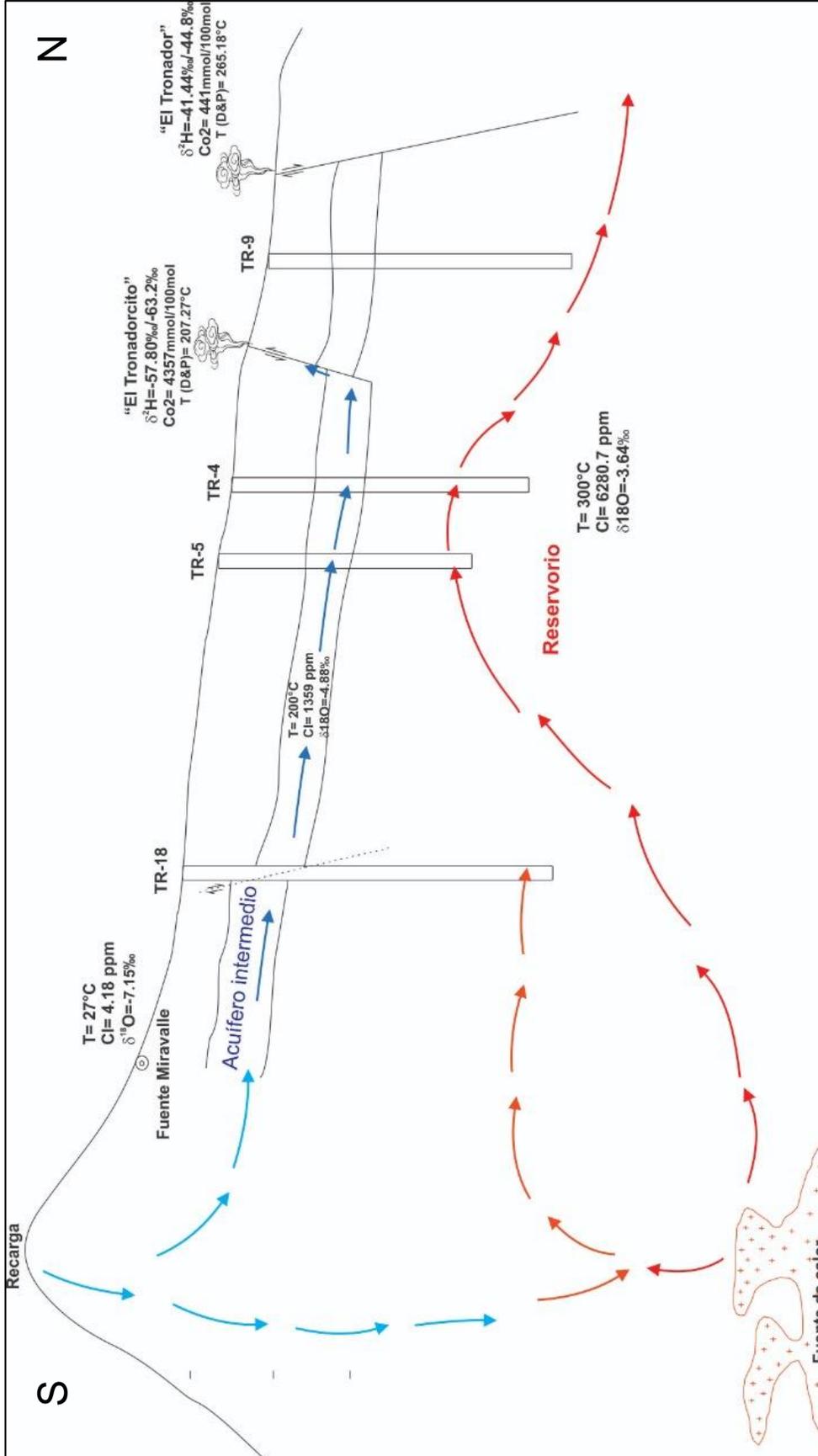


Figura 15. Modelo conceptual geoquímico del Campo Geotérmico de Berlín.

## IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En base a los resultados obtenidos, observados de los mapas de relación de parámetros, se puede concluir que la fuente de calor se localizaría hacia el sur del campo, en el sector del complejo volcánico en estudio, donde hay evidencia de mayores temperaturas (Figura 2) y concentraciones de gases magmáticos (Figura 3), lo que indica una fuente profunda. La circulación del fluido geotérmico es de Sur a Norte (Figuras 3B y 7), presentándose las mayores temperaturas y concentración de Cl en la zona de los pozos PO -4 y PO-5 (Figuras 5, 6, 8 y 9), no así en los pozos PO-18 lo que podría significar una segunda zona de alimentación más somera que alimenta a estos últimos (Figura 15). Por lo que la zona de “upflow” está ubicada en el sector norte del campo.

Isotópicamente, el campo presenta una gran variación desde los primeros años de recolección y análisis de información hasta la actualidad. Se observa que los pozos presentan predominantemente procesos de ebullición, generándose mayor cantidad de vapor y procesos de re condensación (Figuras 10 y 11). Esta tendencia también se observa en las relaciones isotópicas de los fluidos de las fumarolas que, desde el año 1997 al 2016 (Figura 12), principalmente se enriquecieron en su composición isotópica, lo que evidencia mayor presencia de vapor geotérmico en el sistema.

Teniendo en cuenta lo anterior, se podría pensar que el campo geotérmico en estudio está sufriendo procesos de descompresión importantes a causa de la explotación para la generación de energía eléctrica, debido a esto se recomienda llevar a cabo una evaluación y control periódicos para garantizar una producción eficiente y evitar la sobreexplotación y posible extinción del recurso.

## IX. BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar, C. E. (1986). *Geología, Geografía de El Salvador*. San Salvador: Dirección de Publicaciones, Ministerio de Cultura y Comunicaciones.
- Aiuppa, A. (2015). *Volcanic gas monitoring*. Università degli Studi di Palermo. doi:0.1017/CBO9781107415683.009
- Arellano, V. M., Barragán, R. M., Paredes, A., López, S., & Aragón, A. (2012). *Respuesta del yacimiento de Los Azufres a la explotación 2003-20011*. . Comisión Federal de Electricidad.
- Arellano, V. M., Barragán, R. M., Ramirez, M., López, S., Paredes, A., Aragón, A., . . . Reyes, L. (2015). The Los Azufres (México) Geothermal Reservoir: Main Processes Related to Exploitation (2003-2001). *World Geothermal Congress 2015*. Australia: (en prensa).
- Arnórsson, S. (1987). *Gas chemistry of the Krisuvik geothermal field, Iceland, with special reference to evaluation of steam condensation in upflow zones*. Jokull.
- Arnórsson, S. (2000). *Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and use. Sampling methods, data handling, interpretation*. Viena: International Atomic Energy Agency.
- Arnórsson, S., Bjarnason, J., Giroud, N., Gunnarsson, I., & Stefánsson, A. (2006). *Sampling and analysis of geothermal fluids*. Reykjavik, Iceland: Geofluids. doi:10.1111/j.1468-8123.2006.00147.x
- Aunzo, Z., Laky, C., Steingrímsson, B., Bodvarsson, G. S., Lippmann, M. J., Truesdell, A. H., . . . Cuellar, G. (1991). Pre-exploitation state of the Ahuachapán geothermal field, El Salvador. *Geothermics*, 20, 1-22.
- Aunzo, Z., Laky, C., Steingrímsson, B., Bodvarsson, G., Lippmann, M., Truesdell, A., . . . Cuellar, G. (1991). *Pre-exploitation state of the ahuachapán geothermal field, el salvador*. *Geothermics*. doi:10.1016/0375-6505(91)90002-D
- Barragán R., R. M., Arellano G., V. M., Aragón A., A., López B., S., Casimiro, E., & Reyes, L. (2015). Comportamiento isotópico ( $\delta^{18}O$ ,  $\delta D$ ) y de las descargas gaseosas de pozos del campo geotérmico de Los Azufres (México), 2010-2011: Evidencias de procesos de condensación. *Memorias del XXII Congreso Anual* (pág. 16). México: Asociación Geotérmica Mexicana.
- Baxter, P. (2000). Erupciones volcánicas. En O. P. Salud, & E. K. Noji (Ed.), *Impacto de los desastres en la salud pública* (págs. 178-203). Bogotá, Colombia: Organización Panamericana de la Salud.
- Brimblecombe, P. (1996). *Air Composition and Chemistry* (2da ed.). New York: Cambridge University Press.
- CEL. (1984). *Léxico Estratigráfico de El Salvador*.
- Craig, H. (1961). *Isotopic variations in meteoric waters*. Science.

- Craig, H. (1963). The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. *Nuclear Geology in Geothermal Areas, Consiglio Nazionale delle Ricerche*, (págs. 17-53). Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, Italy.
- Craig, H., Boato, G., & White, D. (1956). *Isotopic geochemistry of thermal waters*. National Research Council Publication.
- D'Amore, F., & Panichi, C. (1980). *Evaluation of deep temperatures in hydrothermal systems by a new gas geothermometer*. *Geochim. Cosmochim.*
- Dengo, G. (1968). *Estructura geológica, historia tectónica y morfología de América Central*. México, D.F.: Centro Regional de Ayuda Técnica.
- Ellis, A., & Mahon, W. (1964). *Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions*. *Geochim.*
- Fournier, R. (1973). *Silica in thermal waters. Laboratory and field investigations*. Proceedings of the International Symposium on Hydrogeochemistry and Biochemistry. Washington D. C: Clark Co.
- Fournier, R., & Truesdell, A. (1973). *An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters*. *Geochim. Cosmochim.*
- Fucugauchi, J., Torres, V., & González, E. (1997). *Magnetostratigraphy of the Ahuachapán-Chipilapa geothermal field, El Salvador*. *Geothermics*. doi:10.1016/S0375-6505(97)00019-9
- Giggenbach, W. (1971). *Isotopic composition of waters of the Broadlands geothermal field*. *N. Z. J. Sci.*
- Giggenbach, W. (1980). Geothermal gas equilibria. *Geochim. Cosmochim*, 44, págs. 2021-2032.
- Giggenbach, W. (1989). *Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharge*. Petone: Chemistry Division, Department of Scientific and industrial Research.
- Giggenbach, W. (1991). Chemical Techniques in geothermal exploration. En UNITAR/UNDP, & F. D'Amore (Ed.), *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development* (págs. 119-144). Roma.
- Giggenbach, W. F., & Stewart, M. K. (1982). Processes controlling the isotopic composition of steam and water discharges from steam vents and steam-heated pools in geothermal areas. *Geothermics*, 11(2), 71-80.
- Hernández, J. (2014). *Gas-Mineral equilibrium in the Berlín Geothermal Field, El Salvador*. UNU-GTP, Iceland: Report 14 in: Geothermal Training Programme.
- Jonsson, J. (1970). *Report on Geological Investigation in Ahuachapán*. UN report.
- LaGeo. (1999). *Modelo Geoquímico conceptual del Campo Geotérmico de Berlín*. (F. Montalvo, Ed.) Santa Tecla: LaGeo S. A. de C. V.
- Magaña, M. I. (1999). *Geochemical interpretation of thermal fluid discharge from wells and springs in Berlín geothermal field, El Salvador*. Santa Tecla: UNU-GTP.

- Maltez, M. (1980). *Control químico de fumarolas de Berlín*.
- Matus, A. (2019). *Geotermometría. Clase*. Santa Tecla: LaGeo.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal Fluids, Chemistry and Exploration Techniques*. United Kingdom: Springer- Verlag Berlin Heidelberg. doi:10.1007/978-3-642-77844-5
- Pacheco, M., & Viera, L. (2015). *Metodología geoquímica aplicada a Fluidos Geotermiales*. Ciudad Universitaria: Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG)-UES.
- Panichi, C., & Gonfiantini, R. (1978). *Environmental isotopes in geothermal studies*. Geothermics.
- Renderos, R. (2002). *Chemical Characterization of the Thermal Fluid Discharge from Well Production Tests in the Berlin Geothermal Field*. El Salvador: UNU-GTP.
- Saemundsson, K. (2009). Geothermal systems in global perspective. *Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources* (pág. 11). Lake Naivasha, Kenya: UNU-GTP, KenGen and GDC.
- Shinohara, H. (2003). *Variation of CO<sub>2</sub>/SO<sub>2</sub> ratio in volcanic plumes of Miyakejima: Stable degassing deduced from heliborne measurements*. Geophys.
- Townley, B. (2001). *Metalgénesis: Hidrotermalismo y Modelos de Yacimientos*. Santiago de Chile: Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Truesdell, A. H., Lippmann, M. J., Rodríguez, M. H., & Pérez, A. (2003). *Influence of reservoir processes on gas in Cerro Prieto steam*. Geothermal Resources Council Transactions.
- Weyl, R. (1980). Geology of Central America. *Gebrüder Borntraeger*, 371.
- Wiesemann, H. G. (1975). Remarks on the geologic structure of the public of El Salvador, Central America. *Mitteilugen aus dem Geologische-Paleontologische Institut der Universitaet Hamburg.*, 44, 557-574.
- Williams, H., & Meyer-Abich, H. (1955). Volcanism in the southern part of El Salvador, with particular reference to the collapse basins of Lakes Coatepeque and Ilopango. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 32, 1, 64.