



Universidad Michoacana De San Nicolás De Hidalgo



División De Estudios De Posgrado Facultad De Ingeniería Química

Comportamiento isotópico de $\delta^{18}O$ y δD de fluidos del campo geotérmico de Los Azufres Michoacán

Tesis presentada por:

Sandra Núñez Hernández

A la división de estudios de posgrado de la Facultad de Ingeniería Química para
obtener el grado de:

Doctor en Ciencias en Ingeniería Química

Asesor:

Dr. Marco Antonio Martínez Cinco

Co-asesores:

Dr. Aida López Hernández

Morelia, Michoacán, agosto de 2019.

“Quién recibe una idea de mí, recibe instrucción sin disminuir la mía; igual que quién enciende su vela con la mía, recibe luz sin que yo quede a oscuras”,

Thomas Jefferson

“Pienso luego existo”

Descartes

RESUMEN

El monitoreo de fluidos de extracción y de reinyección en un yacimiento geotérmico es vital. En este estudio, se llevó a cabo el monitoreo en el campo geotérmico de Los Azufres (Michoacán, México) para investigar la evolución temporal y espacial de la composición isotópica de sus fluidos $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ y $\delta\text{D}_{\text{DT}}$ a descarga total. Los nuevos datos recopilados en 2014 se compararon con los de estudios anteriores realizados en 1983-1987 y en 2000 para rastrear la invasión de salmueras de reinyección en el reservorio. Los resultados obtenidos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ y $\delta\text{D}_{\text{DT}}$, permiten reconocer dos grupos de muestras. Un grupo es el resultado de la mezcla entre agua meteórica y un componente magmático profundo. El otro está dominado por la firma isotópica de los fluidos reinyectados, que se caracteriza por un fraccionamiento progresivo hacia valores más pesados de la firma isotópica $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ y $\delta\text{D}_{\text{DT}}$. La evolución a través del tiempo para algunos pozos de los que se tiene una base de datos completa entre 1983 y 2014, muestra un enriquecimiento progresivo de $\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ y $\delta\text{D}_{\text{TD}}$ hasta 2000, a partir de ese año inicia un decremento de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ y un incremento en $\delta\text{D}_{\text{TD}}$. Esto se explica por la partición preferencial del ^{18}O en la fase líquida y el deuterio en la fase vapor a temperaturas superiores a los 200°C , durante la ebullición y la generación de vapor. Las tendencias observadas sugieren la existencia de una nueva fase de vapor causada por la ebullición que está alimentando a los pozos productores. Una comparación entre las distribuciones espaciales de los datos de 2000 y 2014 de $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ y $\delta\text{D}_{\text{DT}}$, revela que la salmuera de inyección se está dispersando progresivamente hacia la parte Este del campo principalmente a través de corredores E-O, los que corresponden a zonas fracturadas generadas por eventos tectónicos que afectan a las rocas donde se almacenan los fluidos en el yacimiento. Finalmente a partir de un diagrama de modelo de mezcla H_{well} vs Cl_{DT} , se concluye que los fluidos en la Zona de Producción Norte (ZPN) pueden tener influencia de una descarga natural inducida, mientras la Zona de Producción Sur (ZPS) es más afectada por la reinyección en los pozos AZ-47D y AZ-2A.

Palabras clave: Reinyección, geotermia, fraccionamiento, ebullición, cloruros.

ABSTRACT

Monitoring the impacts of fluid extraction and brine reinjection on reservoir enthalpy during geothermal fluid exploitation is critical. Here, state monitoring of the Los Azufres geothermal reservoir (Michoacán, Mexico) is carried out by investigating the temporal and spatial evolution of the stable isotopic total discharge composition ($\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ and $\delta\text{D}_{\text{TD}}$) of its fluids. New data collected in 2014 are compared with those from previous surveys carried out in 1983-1987 and in 2000 to trace the progressive spread of reinjection brines into the reservoir. Based on $\delta^{18}\text{O}$ and δD data at total discharge two groups of samples are recognized. One group is the result of mixing between freshwater and a deep magmatic component. The other is dominated by the isotopic signature of reinjected fluids, which is characterized by a progressive fractionation towards heavier values of the $\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ and $\delta\text{D}_{\text{TD}}$ isotopic signature. Evolution over time for a few wells for which a complete dataset is available between 1983 and 2014 shows a progressive $\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ and $\delta\text{D}_{\text{TD}}$ enrichment until 2000. This is followed, between 2000 and 2014, by a progressive decrease in $\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ values and an increase in $\delta\text{D}_{\text{TD}}$. This can be explained by preferential ^{18}O partitioning into the fluid phase, and that of deuterium into the steam phase, at temperatures over 220°C , during boiling and steam formation. The observed trend suggests that a new steam phase, caused by boiling, is supplying the production wells. A comparison of the spatially kriged 2000 and 2014 $\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ and $\delta\text{D}_{\text{TD}}$ datasets reveals that reinjection brine is progressively spreading to the eastern part of the field, mainly through E-W corridors, which likely correspond to fractured zones along main tectonic accidents affecting the reservoir. Finally, a model mixture diagram H_{well} vs Cl_{TD} concluded that cooling of fluids in the NPZ could be a consequence of the induced natural discharge, while the SPZ is more affected by the reinjection in the wells AZ-47D and AZ-2A.

DEDICATORIA

A mi hijo Ángel

ÍNDICE

RESUMEN.....	iii
ABSTRACT	iv
DEDICATORIA.....	v
ÍNDICE.....	vi
ÍNDICE DE TABLAS.....	xi
ÍNDICE DE ILUSTRACIONES.....	xii
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS.....	xvi
ABREVIACIONES.....	xix
1. INTRODUCCIÓN.....	1
2. ANTECEDENTES.....	5
JUSTIFICACIÓN.....	11
HIPÓTESIS.....	11
OBJETIVOS.....	11
Objetivo general.....	11
Objetivos particulares.....	12
3. MARCO TEÓRICO.....	13
3.1 COMBUSTIBLES FÓSILES Y SUS EMISIONES.....	13
3.2 UBICACIÓN GEOLÓGICA DE LOS RECURSOS GEOTÉRMICOS.....	13
3.2.1 Límites de placas divergentes.....	14
3.2.2 Límites de placas convergentes.....	15
3.2.3 Límites de placas transcurrentes o conservativos.....	16
3.3 CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS.....	16
3.3.1 Características de los sistemas geotérmicos hidrotermales.....	19

3.3.2 Clasificación de sistemas geotérmicos hidrotermales.....	21
3.3.2.1 Reservorios de líquido dominante	22
3.3.2.2 Reservorios de líquido dominante con casquete de vapor	23
3.3.2.3 Reservorios de vapor dominante.....	24
3.4 FUNCIONAMIENTO DE UN CAMPO GEOTERMICO PARA LA GENERACIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA	25
3.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLÓGICAS DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS AZUFRES	25
3.5.1 Localización	25
3.5.2 Secuencia estratigráfica	26
3.5.3 Origen de la permeabilidad.	27
3.6 GEOQUÍMICA DE LOS FLUIDOS GEOTÉRMICOS.....	30
3.6.1 Clasificación química de los fluidos geotérmicos. Diagrama Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^-	30
3.6.1.1 Aguas sódico cloruradas	31
3.6.1.2 Aguas ácido sulfatadas-cloruradas.....	31
3.6.1.3 Aguas ácido sulfatadas	31
3.6.1.4 Aguas bicarbonatadas.....	32
3.6.2 Diagrama de Cl, Li y B.....	35
3.6.3 Diagrama Piper Langelier	35
3.7 GEOTERMOMÉTRIA	36
3.7.1 Geotermómetros líquidos.....	39
3.8 REINYECCIÓN EN CAMPOS GEOTÉRMICOS	40
3.9 ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA.....	41
3.9.1 Isótopos	41
3.9.2 Notación de isótopos y su fraccionamiento.....	41
3.9.3 Estándares	43

3.9.4 Usos en general	44
3.9.5 Procesos naturales	44
3.9.5.1 Procesos de interacción agua-roca	46
3.9.6 Mezcla de fluidos en un yacimiento geotérmico	47
3.10 MÉTODOS ANALÍTICOS	49
3.10.1 Espectrometría de masas	49
3.10.2 Determinación de oxígeno isotópico en muestras de agua	49
3.10.3 Determinación de hidrógeno isotópico en aguas naturales	51
3.11 CÁLCULOS A DESCARGA TOTAL	53
3.11.1 Ebullición en el reservorio y exceso de entalpía en pozos.....	56
4. METODOLOGÍA DE LOS ESTUDIOS REALIZADOS	60
4.1 MUESTREO EN CAMPO	60
4.1.1 Metodología para el muestreo de agua.....	60
4.1.2 Metodología para la recolección de muestras de gases.....	62
4.1.2.1 Toma de muestra de gases en la válvula del vaporproducto.....	65
4.1.2.2 Toma de muestras de gases con el separador portátil.....	67
4.1.2.3 Toma de muestras de gases en manantiales.....	68
4.1.3 Localización de las muestras	69
4.2 ANÁLISIS ISOTÓPICOS	72
5. RESULTADOS.....	75
6. Interpretación de resultados	77
6.1 GEOQUÍMICA	78
6.1.1 Diagrama SO_4 -Cl- HCO_3	78
6.1.2 Diagrama Li, Cl y B.....	79
6.1.3 Diagrama de Piper	81

6.1.4 Geotermometría CGLA campaña de muestreo noviembre 2014	83
6.2 INTERPRETACIÓN DE LOS ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA ($\delta^{18}\text{O}$ Y δD) EN EL CGLA.....	87
6.2.1 Análisis isotópicos de los manantiales en el CGLA.....	87
6.2.2 Análisis de isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) y origen de los fluidos en el CGLA.	89
6.2.3 Evolución a través del tiempo de la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua de reinyección (comparación con estudios anteriores).....	92
6.2.4 Distribución espacial de las composiciones de los isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) en el CGLA.....	95
6.3 ANÁLISIS DE DATOS TERMODINÁMICOS	101
6.3.1 Indicadores de reinyección Cl_{DT} vs $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$	101
6.3.2 Modelos de mezclado H_{DT} vs Cl_{DT}	102
6.3.3 Evolución de la Entalpía y Temperatura en el CGLA (comparación con estudios anteriores).....	107
6.4 ISÓTOPOS DE HELIO.....	111
6.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DEL CARBONO $\delta^{13}\text{C}$	116
6.6 ALGUNAS CORRELACIONES IMPORTANTES	117
CONCLUSIONES.....	120
APOYOS INSTITUCIONALES PARA EL DESARROLLO DEL PROYECTO.....	124
ANEXOS	125
Anexo 1. Tabla de resultados, composiciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD a descarga total y cloruros.....	125
Anexo 2. Registro y cálculo de Temperaturas del CGLA en diferentes períodos, Geotermómetro Fournier 1979	126

Anexo 3. Cálculos para los cambios de concentración durante la separación en un reservorio, ejemplo práctico (especies volátiles y no-volátiles).....	127
REFERENCIAS	129

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4-1 Relación de muestras recolectas y descripción de puntos de muestreo CGLA, noviembre 2014.....	71
Tabla 5-1 Datos geoquímicos de pozos productores en CGLA muestreados en noviembre de 2014.....	75
Tabla 5-2 Isótopos estables del agua (δD y $\delta^{18}O$) a la descarga total. Muestreo noviembre 2014.....	76
Tabla 6-1 Estimación de temperaturas con geotermómetros, de pozos productores del CGLA campaña de muestreo noviembre 2014.	84
Tabla 6-2 Composición de $\delta^{18}O$ y δD de los manantiales del CGLA y alrededores.	88
Tabla 6-3 Composición isotópica ($\delta^{18}O$ y δD) a descarga total de los fluidos en el CGLA, reportes de estudios anteriores.	93
Tabla 6-4 Correlaciones importantes en cuanto la posible entrada de fluidos de reinyección y agua periférica en pozos productores del CGLA con respecto a $\delta^{18}O$, δD , H, Cl y relación de Helio.....	119

ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

Ilustración 1-1 Porcentajes del suministro de energía primaria total. Fuente: International Energy Agency (IEA), 2017; “Key World Energy Statistics,” 2013.....	2
Ilustración 1-2 Evolución mundial de la capacidad instalada de energía geotérmica. Datos tomados de Barbier,(2002) y Gutiérrez- Negrin, (2019)	4
Ilustración 2-1 Condiciones termodinámicas del campo geotérmico de Los Azufres, donde se muestra tres zonas diferentes. (1) Zona de líquido comprimido, (2) Zona dominada por el líquido con casquete de vapor y (3) Zona dominada por vapor. (Modificado de Arellano et al., 2005).....	8
Ilustración 2-2 Evolución termodinámica del campo geotérmico de Los Azufres 1982-2002 Zona de Producción Norte y Sur. (Tomado de Arellano et al., 2005.)	9
Ilustración 3-1 Localización de sistemas geotérmicos mundiales y su relación con los límites de placas. (Barbier, 2002).....	14
Ilustración 3-2 Límites de placas Fuente: Manual de Curso básico en exploración geotérmica para la integración regional (BID, 2016)	15
Ilustración 3-3 Tipos de sistemas geotérmicos, Fuente (Procesi et al., 2012).....	17
Ilustración 3-4 Representación de un modelo conceptual de un sistema geotérmico hidrotermal. Fuente BID, 2016	19
Ilustración 3-5 Elementos que debe tener un yacimiento hipertérmico.	21
Ilustración 3-6 Perfil idealizado de un reservorio dominado por líquido con casquete de vapor. De 1,000 a 1,300 m de profundidad la presión hidrostática es menor a la presión de saturación por lo que existe vapor en esa parte, por otro lado a partir de 1,300 m de profundidad la presión hidrostática es mayor a la presión de saturación por lo que se tiene fase líquida en el fondo del reservorio.	24
Ilustración 3-7 Localización del Campo Geotérmico de Los Azufres a) Ubicación de los campos geotérmicos existentes en México. b) Campo Geotérmico de Los Azufres y sus alrededores.	26
Ilustración 3-8 Mapa geológico y estructural del campo geotérmico de Los Azufres, con las fuentes de agua fría y caliente muestreadas, y los pozos de producción y reinyección indicados. Los pozos muestreados están en rojo. Las líneas discontinuas	

azules indican las pistas de las secciones transversales geológicas reportadas en la Ilustración 3-10.....	29
Ilustración 3-9 a) Sección transversal geológica corte N-S del CGLA; b) Sección transversal geológica corte E-O del SPZ del LAGF. Las fallas se indican en rojo: ED = Espinazo del diablo; M= Marítaro; LC=La Cumbre; EC= El Chino; LL=Laguna Larga; SA=San Alejo; AF=Agua Fría; P=Puentecillas; EV = EL Viejón; LA=Los Azufres. Redibujado y corregido de González-Partida et al. (2000a).....	30
Ilustración 3-10 Ejemplo de un diagrama terciario del contenido relativo de Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^- para aguas geotérmicas. Fuente: González-Partida et al., 2005.....	34
Ilustración 3-11 Zonas de clasificación de agua en el diagrama de Piper Langelier.	36
Ilustración 3-12 Esquema del transporte de vapor de agua y variaciones isotópicas desde el océano hasta las zonas continentales. Altas latitudes corresponden a bajos valores de δ isótopos del agua. Fuente: Sustainability of semi-arid hydrology and riparian areas, SAHRA, University of Arizona (http://web.sahra.arizona.edu).....	45
Ilustración 3-13 Corrimiento isotópico de Oxígeno en agua geotérmica. Tomada de Giggenbach 1992.....	46
Ilustración 3-14 Línea de preparación de la muestra para el análisis de los isótopos de oxígeno en agua, método de equilibrio de CO_2 . Modificada de Technical Reports Series 210 Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, 1981. ...	50
Ilustración 3-15 Dispositivo en línea para la purificación de Hidrógeno. Modificada de Shouakar-Stash et al. (2000).....	52
Ilustración 3-16 Diagrama de un pozo productor y punto de muestreo en el vertedor ..	54
Ilustración 3-17 Primera Alternativa: La descarga total representa la fase líquida en la formación sin perturbar.	57
Ilustración 3-18 Exceso de vapor a la alimentación del pozo.....	58
Ilustración 3-19 Segunda alternativa: La separación de fase ocurre en la formación. ..	58
Ilustración 4-1 Localización de muestras de manantiales calientes a las afueras del CGLA, HZ (Hervideros de Zimirao) ubicado al Noroeste de CGLA, LA (Las Adjuntas) y LO (Las Orquídeas).....	69
Ilustración 4-2 Localización de muestras dentro del CGLA, pozos productores, pozos inyectores y manantiales dentro del campo.	70

Ilustración 4-3 Diagrama para la extracción y purificación de gases nobles. El tubo de cobre se conecta a la cámara a vacío, una vez alcanzada la presión deseada, se retira la pinza más cercana al sistema, y así se introducen los gases nobles al sistema.....	73
Ilustración 6-1 Diagrama ternario $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$	78
Ilustración 6-2 Diagrama Li, Cl y Boro. Pozos y manantiales del CGLA, campaña de muestreo Noviembre 2014. M5 (manantial Marítaro), LL (1 y2 Laguna larga), Cu (Currutaco), CG (Cerro del Gallo), MC (manantial frío dentro del campamento de Los Azufres), LO (Las Orquídeas) y LA (Las Adjuntas), estos dos últimos son manantiales ubicados a las fuera del campo de Los Azufres	80
Ilustración 6-3 Diagrama de Piper para la clasificación de fluidos geotérmicos.	81
Ilustración 6-4 Temperaturas estimadas con geotermómetros líquidos. Muestreo noviembre del 2014 CGLA.	84
Ilustración 6-5 Distribución de Temperatura en el CGLA campaña de muestreo noviembre 2014, temperatura estimada mediante el geotermómetro de Fournier.	85
Ilustración 6-6 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ y δD , manantiales fríos y calientes en el CGLA (2014) .	88
Ilustración 6-7 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs δD cálculos a descarga total después del fenómeno de ebullición en el yacimiento y en el pozo. Estrella: precipitación local datos de Giggenbach y Quijano, 1981; Zona de agua andesítica datos de (Giggenbach, 1992); fluidos magmáticos rangos de (Sheppard and Epstein, 1970).	90
Ilustración 6-8 Dos tendencias de mezclado, uno de ellos es muy probable que sea debido al efecto de la reinyección en el campo. Estrella composición isotópica de la recarga local de CGLA (Giggenbach y Quijano, 1981)	91
Ilustración 6-9 Composición de los isótopos estables del agua en las salmueras de reinyección (1982-2014).....	94
Ilustración 6-10 Mapa estructural simplificado del CGLA (no se representan todas las fallas por cuestiones didácticas) en el cual se representan los pozos productores con las más altos valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD (círculos rojos). Es evidente el efecto que tienen las dos zonas de reinyección a través de las fallas. Se indican los pozos re-inyectores en verde y. otros pozos productores en negro. .Modificada de Molina-Martínez, (2013).	96

Ilustración 6-11 Interpolación kriging del isótopo de Oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$). a) Datos tomados de Barragán et al., 2005 (recolectados en el año 2000) b) y este estudio (2014).....	99
Ilustración 6-12 Interpolación kriging del isótopo de Deuterio δD . a) Datos tomados de Barragán et al., 2005 (recolectados en el año 2000) y b) este estudio (2014).	100
Ilustración 6-13 Grafico $\delta^{18}\text{O}$ vs Cl_{DT} , los cuales muestran una relación directamente proporcional, causada por el mezclado de salmueras de reinyección dentro de CGLA.	102
Ilustración 6-14 Gráfica entalpía de Producción vs Cloruros a descarga total. Campaña de muestreo Noviembre 2014 en el CGLA.....	103
Ilustración 6-15 Distribución espacial de a) cloruros a la descarga total y b) entalpías de fondo de pozo. En el inciso a) se hicieron los cálculos necesarios para la determinación de la descarga total tomando en cuenta que los pozos productores se muestrearon a la salida del vertedor. b) Nota: se muestran los pozos inyectores (círculos), solo para darse una idea de su ubicación, en realidad no tiene caso estimar la entalpia de los pozos inyectores en este diagrama.....	105
Ilustración 6-16 Evolución de la entalpía a descarga total. Unidades KJ/Kg. Datos de: (Barragán et al., 2005; Nieva et al., 1987) y este estudio.....	109
Ilustración 6-17 Evolución de la temperatura ($^{\circ}\text{C}$). Datos de: (Barragán et al., 2005; Nieva et al., 1983) y este estudio. La temperaturas fueron calculadas con el geotermómetro de (Fournier, 1979a).	110
Ilustración 6-18 Relación isotópica $^3\text{He}/^4\text{He}$, normalizada con respecto al cociente atmosférico R_a (1.386×10^{-6}) en pozos productores y manantiales del CGLA.	112
Ilustración 6-19 Distribución espacial de la relación isotópica del Helio normalizada con la concentración de Helio en el aire ($^3\text{He}/^4\text{He}$)/ ($^3\text{He}/^4\text{He}$) _{aire} , (R/R_a) en pozos productores muestreados en CGLA noviembre 2014.	113
Ilustración 6-20 Diagrama R/R_a vs $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$	115
Ilustración 6-21 Origen geoquímico del CO_2 . Tabla modificada tomada de Tabaco et al. 1991	117

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografías A Toma de 3 muestras de agua de 1L y de 2 muestras de 40mL en el vertedor.	61
Fotografías B. Medición de temperatura, pH y conductividad eléctrica a las muestras de agua.	61
Fotografías C Recolección de muestras del agua de inyección, en el cabezal y en una caja rompedora.	61
Fotografías D Las muestras de agua de 40mL se sellaron, etiquetaron y se empacaron con plástico burbuja.	62
Fotografías E Toma de muestra de gas en la válvula acondicionada para tal propósito. A la derecha: Instalación de separador portátil directamente al cabezal.	63
Fotografías F Tubo de cobre de 3/8" para almacenar el vapor y barra de aluminio con 2 prensas sujetadoras que se colocan sobre la barra de aluminio.	64
Fotografías G. Escalera con tornillo de banco, tubo de cobre de 3/8" y equipo muestreador de gas.	64
Fotografías H. Conexiones/reductores para tomar la muestra de gas.	64
Fotografías I. Se corta tubo de cobre de la longitud necesaria, se monta sobre la barra con las prensas en el tornillo de banco.	65
Fotografías J Se abre lentamente la válvula y se deja fluir el gas.	66
Fotografías K. Se cierran las prensas con el taladro para sellar el tubo. Se libera presión antes de desconectar la muestra contenida en el tubo.	66
Fotografías L. Se corta el tubo de cobre sobrante y se recupera la muestra.	66
Fotografías M Se conecta el separador portátil y se purga.	67
Fotografías N Se conecta el sistema de muestreo, se cierran las prensas y se sellan los tubos y al final se libera la presión antes de cortar el tubo.	67
Fotografías O Recolección de muestras de gas en manantiales de Marítaro.	68
Fotografías P Recolección de gases en Zimirao.	69
Fotografías Q Sistema de muestreo que consta de: 1 tubo de cobre 3/8in 1barra de acero y 2 prensas o pinzas sujetadoras a los extremos.	72

Fotografías R. Herramientas necesarias para el manejo de los sistemas de muestreo (Izquierda) y Sistema de vacío para la extracción y purificación de los gases nobles (derecha).....	74
Fotografías S Espectrómetro de masas Thermo Scientific® Helix SFT.	74

AGRADECIMIENTOS Y RECONOCIMIENTOS

Primero que nada agradezco Dios, ese poder superior, sé que existe y que es mi motor ante la vida.

De manera personal quiero agradecer a mis Padres y amigos, por estar siempre conmigo en las buenas y en las malas.

En este trabajo hay muchas personas involucradas profesionalmente por lo que quiero agradecer:

A la Dra. Aida López Hernández y al Dr. Daniele Pinti por ser guías primordiales en los muestreos e interpretación de los datos Geoquímicos, además de haber sido un apoyo moral y verdaderos maestros en la materia.

A mi asesor el Dr. Marco Antonio Martínez Cinco por su confianza, apoyo, comprensión y asesorías.

Al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por la confianza que me dio para emprender este proyecto.

A mis sinodales: Dr. Rafael Maya Yescas, Dr. Javier Lara Romero por las aportaciones hechas a este proyecto, además de las asesorías en termodinámica.

Al Dr. José Luis Quijano León, (experto en Geoquímica) por su paciencia y sus atinadas asesorías.

Al ing. Marco Antonio Torres por todo el apoyo didáctico y profesional que me otorgo durante la realización de este proyecto.

A mi amiga la Dra. Mayte experta en Geoquímica, siempre apasionada de su trabajo, por lo que fue para mí, una luz en el camino.

A mis amigos: la Dra. Adriana Avilés, M.C. Beatriz, el Dr. Jorge Arias por el apoyo profesional en cada una de sus áreas.

ABREVIACIONES

AIE: Agencia Internacional de Energía

CeMIE-Geo: Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica

CFE: Comisión Federal de Electricidad

CGCP: Campo Geotérmico de Cerro Prieto

CGDSP: Campo Geotermico Domo San Pedro

CGLH: Campo Geotérmico Los Humeros

CGLA: Campo Geotérmico Los Azufres

CGLTV: Campo Geotérmico Las Tres Vírgenes

CONACYT: Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología

CVLA: Centro Volcánico de Los Azufres

EGS: Enhanced Geothermal Systems (Sistemas geotérmicos mejorados)

GEMEX: Corporación México-Europa para la investigación de sistemas Geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos supercalientes

HDR: Hot Dry Rock (Recurso geotérmico de roca seca caliente)

IRMS: Isotope Ratio Mass Spectrometry. Espectrometría de masas de relaciones isotópicas.

MW_e: “Megawatts electric”, valor que se refiere a la capacidad de producción de una planta eléctrica

MW: Megawatts

Mt: Millon de toneladas

Mtoe: Millón de toneladas equivalentes de petróleo

NO: Noroeste

SO: Suroeste

LMGA: Línea meteórica global del agua

SENER: Secretaría de Energía. Ministerio de energía mexicano que dirige las políticas energéticas dicho país, con le objeto de garantizar un abastecimiento seguro de los servicios de energía bajo los estándares de calidad, económicos, medioambientales y legales requeridos.

OIEA: Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA)

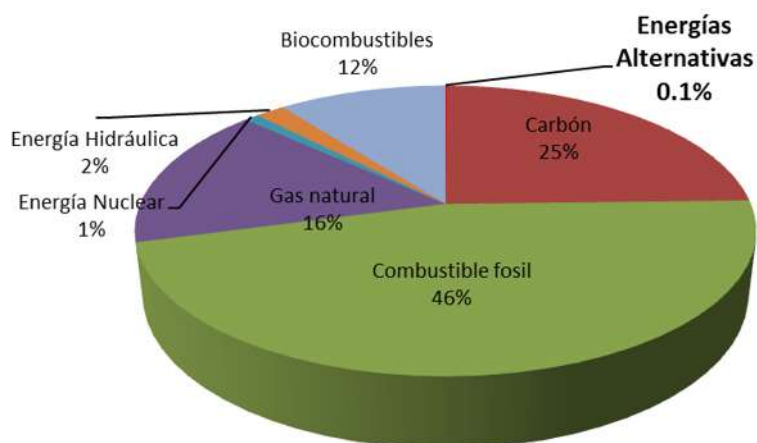
V-SMOW: Viena Standard Mean Ocean Water

1. INTRODUCCIÓN

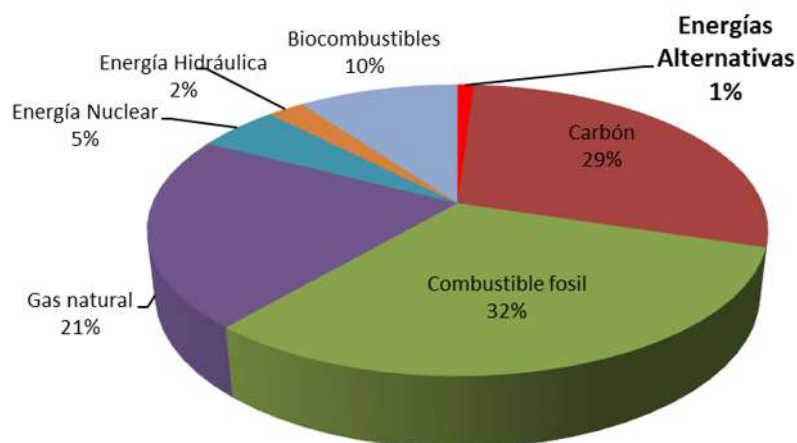
Durante las últimas décadas se ha tenido la necesidad de utilizar fuentes de energía alterna debido a que las convencionales son finitas y además están generando un impacto ambiental considerable, tal es el caso de la quema de combustibles fósiles la cual tiene cada vez más problemas de extracción y emite gases de invernadero a la atmósfera. Las fuentes de energías alternas son: la geotérmica, solar, eólica y la biomasa; este tipo de energías se caracterizan por generarse a partir de un recurso natural inagotable y tener un impacto ambiental mínimo.

El suministro de energías alternas se ha incrementado diez veces en un lapso de 4 décadas (ver Ilustración 1-1), de acuerdo con los datos publicados en *Key World Energy Statistics 2015* por La Agencia Internacional de Energía (IEA, International Energy Agency). En 1973 el porcentaje del consumo de la energía alternativa (energía geotérmica, solar y eólica) fue de 0.1% y se incrementó a 1.0% y 1.5% en los años 2011 y 2015, respectivamente; por lo que se denota la importancia que tiene el desarrollo e implementación de este tipo de recursos alternativos.

1973 con 6,101 Mtoe



2011 con 13,113 Mtoe



2015 con 13,647 Mtoe

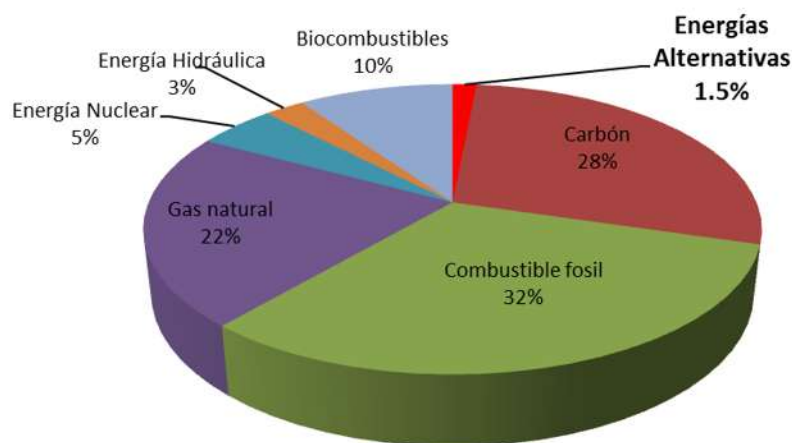


Ilustración 1-1 Porcentajes del suministro de energía primaria total. Fuente: International Energy Agency (IEA), 2017; "Key World Energy Statistics," 2013

La energía geotérmica es renovable y no es otra cosa más que el calor que la Tierra transmite desde sus capas internas hasta la parte más externa de la corteza terrestre (Barbier, 2002). Se manifiesta naturalmente en forma de manifestaciones termales y volcanes. Los sitios donde se producen anomalías termales, son en general zonas de vulcanismo reciente y de altos índices de permeabilidad en el subsuelo, estas características dan lugar a los yacimientos geotérmicos (Armstead, 1989).

La generación comercial de electricidad mediante vapor geotérmico comenzó en Larderello, Italia, en 1913, con una planta de una capacidad instalada de 250 kW. Desde 1950 otros países han seguido el ejemplo de Italia y hoy en día, 21 países por todo el mundo generan electricidad a partir del vapor geotermal. La capacidad mundial geotérmica instalada fue de 7,974 MW_e en el año 2000 (Barbier, 2002) con una generación de 49.3 billones kWh/año, representando el 0.3% de la energía total mundial consumida en el 2000 (Ilustración 1-2). En países en desarrollo donde la capacidad instalada es aún baja, la energía geotérmica puede tener un rol significativo, por ejemplo en Filipinas el 21% de la electricidad proviene del vapor geotérmico, mientras que en El Salvador, Nicaragua, Costa Rica y Kenia el porcentaje es de 20, 17, 10 y 8%, respectivamente (Barbier, 2002). Actualmente (2019) la capacidad mundial geotérmica instalada para la generación de electricidad es de 14,870.9 MW (Gutiérrez-Negrín, 2019) en la Ilustración 1-2 se puede apreciar la evolución de la capacidad instalada de la energía geotermométrica a través de los años, la cual la cual tuvo un incremento del 86.5% del año 2000 al 2019.

La lista de países con campos geotérmicos la encabeza Estados Unidos de América, el cual tiene una capacidad instalada de 3, 850 MW le sigue: Indonesia, Filipinas, Turquía y Nueva Zelanda con capacidades instaladas de 1948.5, 1870, 1347 y 1005 MW, respectivamente. A México le corresponde el sexto lugar con una capacidad instalada de 932 MW (Gutiérrez- Negrin, 2019).

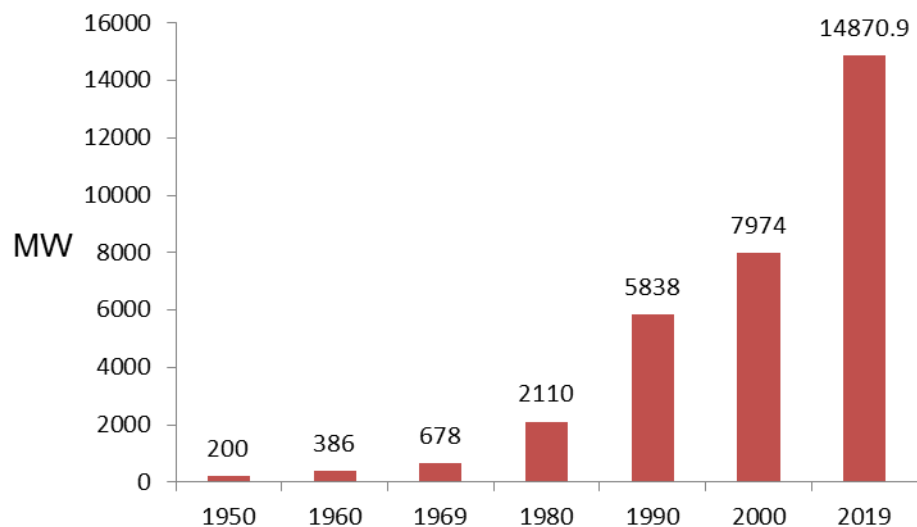


Ilustración 1-2 Evolución mundial de la capacidad instalada de energía geotérmica. Datos tomados de Barbier,(2002) y Gutiérrez- Negrin, (2019)

En México desde la década de los 60's se ha desarrollado el uso de la energía geotérmica para generar electricidad, desde entonces se han empleado técnicas de prospección y desarrollo en los campos geotérmicos: Cerro Prieto en Baja California Norte (CGCP), Los Azufres en Michoacán (CGLA), Los Humeros en Puebla (CGLH), Las Tres Vírgenes en la península de Baja California (CGLTV) y el más reciente, Domo San Pedro en Nayarit (CGDSP).

Sin embargo, la necesidad de generación se ha incrementado lo que ha llevado a elevar los índices de producción para mantener las necesidades de desarrollo del país. Lo anterior ha conducido a requerir de una mayor extracción de fluidos con el riesgo de sobreexplotar los yacimientos. Para evitar este escenario la Comisión Federal de Electricidad (entidad oficial responsable de la explotación de este recurso en México), emplea técnicas básicas para monitorear los cambios que se producen en el yacimiento como el monitoreo de la temperatura y la presión, lo mismo que la interpretación química básica de fluido. También se han empleado técnicas isotópicas (Barragán et al, 2005; González-Partida et al., 2005; Pinti et al., 2013) con enfoques parciales.

En este trabajo de investigación se busca aplicar el uso de herramientas isotópicas que nos permitan tener información más específica, por lo que se interpretaron los datos isotópicos para obtener información del tipo y el origen de los fluidos en el CGLA, así como también poder ligarlos con otros parámetros importantes

como la distribución espacial de patrones de especies químicas, condiciones de presión (P) y temperatura (T); además de proporcionar información de la evolución de los sistemas hidrotermales, en particular cuando la salmuera residual es reinyectada a bajas temperaturas dentro o cerca de las zonas de producción. Es importante determinar si esto incrementa la vida del yacimiento o por el contrario reduce la entalpía en el yacimiento dando como resultado la disminución de la capacidad de generación. En esta investigación se trabajará en el campo geotérmico de Los Azufres para entender cómo funciona el yacimiento y la forma de mejorar la toma de decisiones sobre el desarrollo del campo en el futuro.

2. ANTECEDENTES

México está en un momento donde se ha tomado la decisión de diversificar sus fuentes energéticas y para ello se ha dado impulso a proyectos relacionados con el uso de la energía geotérmica.

El Campo Geotérmico Las Tres Vírgenes (CGLTV) se encuentra en el centro de la península de Baja California, este campo tiene sólo 4 pozos perforados y una planta de energía de la capacidad limitada. Otro campo geotérmico descubierto y desarrollado a principios de los años 80 es el Campo Geotérmico Los Humeros (CGLH), el cual cuenta con 24 pozos perforados en una caldera volcánica cuaternaria situada en la parte centro-oriental de México, en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (región de Puebla). En este campo en el 2012 entró en pleno funcionamiento una nueva planta de energía de 50 MW y posteriormente se inició la fase II, casi 30 años después de su descubrimiento.

Por otro lado, el campo geotérmico de nivel mundial de México, Cerro Prieto (CGCP) se enfrenta a cada vez más problemas de disminución de la capacidad de energía y la reducción de la duración de la reserva. Cerro Prieto es el campo geotérmico mexicano más grande y antiguo en funcionamiento. Situado en la parte norte de México, los primeros impulsores iniciaron trabajos en 1960. La explotación comercial comenzó en 1973, por lo que este yacimiento ha estado bajo condiciones de extracción por alrededor de 46 años. Más de 400 pozos geotérmicos se han perforado en 38 años: 174 pozos de producción estaban todavía en funcionamiento durante el

año 2011. También había 18 pozos de inyección en funcionamiento. En la actualidad, existe una campaña de exploración en marcha y proyectos para regular la producción de vapor con el fin de compensar el descenso y ser capaz de alcanzar un nivel sostenible de producción y generación en el campo. El descenso está relacionado con la extracción a gran escala llevada a cabo en los años 90, junto con la re-inyección de salmueras frías utilizadas para mantener la presión del yacimiento, pero que tiene la consecuencia de la reducción de la entalpía del reservorio.

En el caso del campo geotérmico de Los Azufres (CGLA) de acuerdo a la publicación de Gutiérrez-Negrín, (2015) en IGA News (Noticias de la Asociación Geotérmica Internacional) la capacidad instalada cambió en el 2015 ya que tres nuevas plantas comenzaron su operación y otras cuatro fueron desmanteladas. Con esto la capacidad instalada en Los Azufres aumentó de 192KW a 227 KW en 2015. Por otro lado en marzo del 2015 se inició la operación de 2 plantas de 5 MW en el campo de Domo San Pedro (CGDSP), Nayarit (Gutiérrez-Negrín, 2015), este último se desarrolló e impulsó gracias a la Reforma Energética aprobada en diciembre de 2013, en la cual se estipula que ahora también las empresas privadas pueden desarrollar y explotar los recursos geotérmicos del País. Actualmente los demás campos geotérmicos mexicanos: Cerro Prieto, Los Humeros, Las Tres Vírgenes y Domo San Pedro tienen un capacidad instalada de 570, 94, 10 y 10 MW, respectivamente. Por todo esto la capacidad total instalada al 2019 en México es de 981 MW. Tomando en cuenta este último dato México es el sexto país en el mundo con mayor producción de energía eléctrica.

Las principales instituciones y empresas promotoras de energía geotérmica del país son: Secretaría de Energía (SENER), Comisión Federal de Electricidad (CFE), Centro de Innovación de Energía Geotérmica en México (CEMIE-Geo), Grupo Dragón, y INEEL (Instituto Nacional de Electricidad y Energías Limpias).

Por su importancia Los Azufres es el segundo campo geotérmico que opera en México, en el estado de Michoacán. Está en funcionamiento desde 1988, con más de 100 pozos perforados. Existen varios estudios hidrogeoquímicos, el modelo de Iglesias et al., (1985) por ejemplo describe en su modelo al yacimiento de los Azufres como dos zonas de circulación ascendente y de descarga semeando dos chimeneas, las cuales

dan origen a dos zonas de actividad superficial; la Zona de Producción Norte (ZPN) Marítaro y Zona de Producción Sur (ZPS) Tejamaniles. En la parte superior del yacimiento se ha conformado un perfil de presión y de temperatura vapor estático propio de un sistema de vapor dominante, mientras que en la zona más profunda se encuentra un perfil hidrostático en ebullición, característico de un sistema de líquido dominante. Por todo lo anterior *Iglesias et al., 1985* han clasificado a este yacimiento como un sistema "VAP-LIQ". Arellano et al., 2005 analizaron la evolución termodinámica del campo geotérmico de los Azufres y concluyeron que la primer respuesta a la explotación fue un decrecimiento en la presión y un aumento en la entalpía del sistema, estos cambios reflejan los efectos de ebullición, enfriamiento y mezcla de fluidos, los cuales son el resultado de la producción a una gran escala.

En la Ilustración 2-1 se muestra la distribución vertical de presiones del yacimiento geotérmico de Los Azufres en estado natural, determinadas por *Iglesias et al., (1985)*, la línea sólida corresponde al perfil de presión-ebullición contra la profundidad. Dentro del intervalo de 350 a 1800 m.s.n.m. es líquido comprimido. Arriba de este nivel hasta aprox. 2,300 m.s.n.m., las presiones en los pozos AZ-17, 33, 34, 36, 38 y 41 se desvían del modelo BPPD (boiling pressure profile, perfil de la presión-ebullición) a una tendencia sub-vertical la cual es característica de los yacimientos dominados por el vapor.

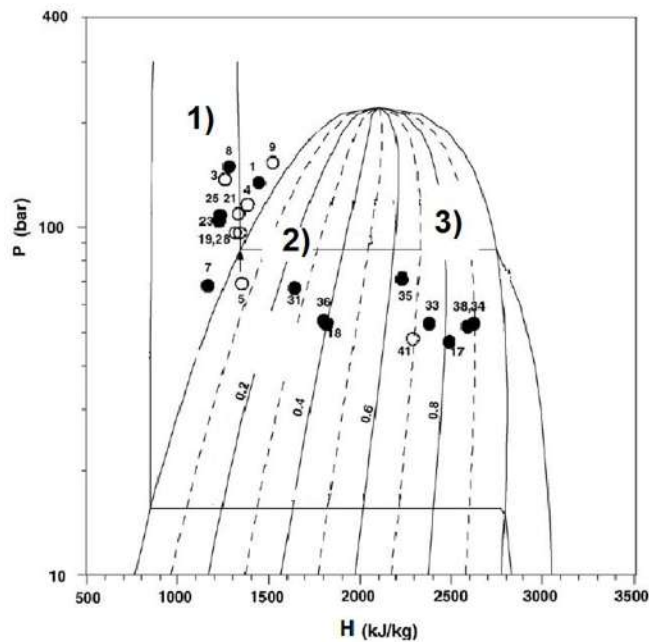
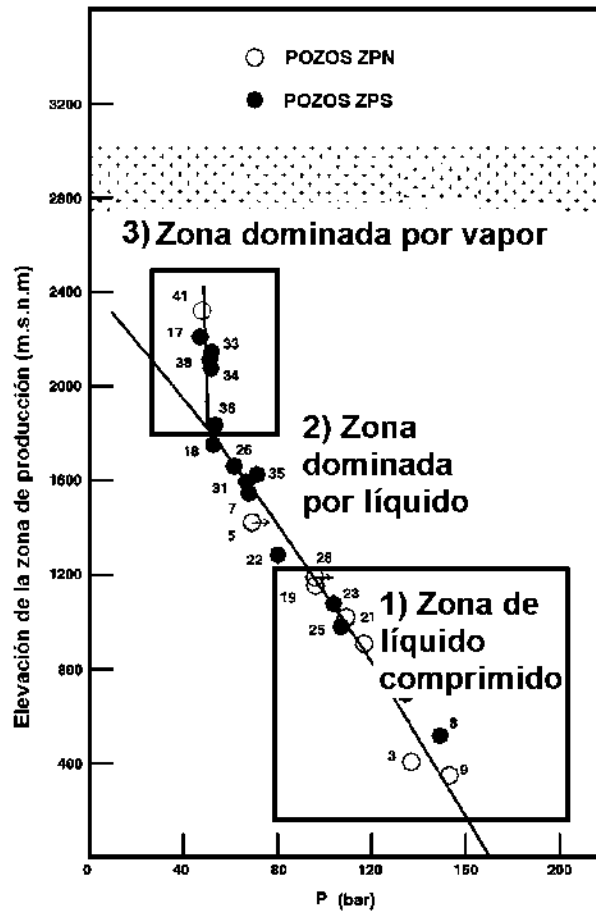


Ilustración 2-1 Condiciones termodinámicas del campo geotérmico de Los Azufres, donde se muestra tres zonas diferentes. (1) Zona de líquido comprimido, (2) Zona dominada por el líquido con casquete de vapor y (3) Zona dominada por vapor. (Modificado de Arellano et al., 2005).

Arellano et al. (2005) describieron la evolución termodinámica del yacimiento de Los Azufres de 1982 a 2002, en general, las presiones del fondo de los pozos tuvieron un decrecimiento mientras que las entalpías de los fluidos producidos incrementaron, esto puede resultar en la formación de dos fases: zonas dominadas por vapor o zonas de vapor sobrecalentado alrededor de los pozos.

Desde el punto de vista isotópico en Los Azufres se han realizado los siguientes estudios isotópicos: *Barragán et al., 2015, 2012; Birkle et al., 2001; González-Partida et al., 2005; Barragán et al., 2009; Nieva et al., 1987; Nieva et al., 1983.* En estos estudios los parámetros químicos isotópicos más utilizados fueron los isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) los cuales son utilizados como trazadores naturales del origen del agua o como trazadores de los procesos que se llevan a cabo dentro del yacimiento. *Barragán et al. (2005)* detectaron que los patrones isotópicos ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) colectados en septiembre del 2000 muestran que el proceso convectivo original que se encontraba originalmente en el campo de Los Azufres antes de la explotación aún se estaba llevando a cabo, aunque el mezclado en el reservorio y la inyección también estaban presentes.

Por otra parte los estudios de *González-Partida et al. (2005)* realizados en un intervalo de 10 años han demostrado claramente que la invasión de agua más fría se aproxima a la zona de alta entalpía del yacimiento donde se concentra la producción.

Entre los estudios geoquímicos más recientes dentro del campo geotérmico de Los Azufres se encuentra el de *Arellano et al. (2015)*, el cual concluye que se produce una recarga efectiva del yacimiento puesto que se encontraron moderadas disminuciones de la producción de vapor. Para llegar a esta conclusión, *Arellano* y colaboradores utilizaron las siguientes herramientas: Simulador WELFLO, H_{DT} , y (fracción de vapor calculada por métodos de equilibrio de gases), cloruros, concentraciones de CO_2 e isótopos estables del agua. Este último es un estudio que combina datos geoquímicos y datos de producción de pozos para investigar los procesos relacionados con la explotación durante los años 2003-2011.

JUSTIFICACIÓN

El desarrollo de la energía geotérmica por sí mismo es importante ya que las energías tradicionales son finitas y además producen un impacto ambiental considerable, tal es el caso, de la quema de combustibles fósiles.

Los campos geotérmicos siempre se han monitoreado con el propósito de mantener las condiciones óptimas de producción a fin de evitar caídas abruptas. Para ello se aplican métodos convencionales usados para monitorear el comportamiento del yacimiento, como son la medición de la temperatura, presión y así como, la obtención de concentraciones de Na^+ , K^+ , Ca^+ , Mg^+ , Li^+ , SO_4^{2-} , Cl^- , SiO_2 , As, Br, Rb, Cs, entre otros.

La interpretación de los estudios isotópicos en fluidos de campos geotérmicos es una herramienta muy importante para conocer no sólo las condiciones del yacimiento sino para explicar los procesos físico-químicos que ocurren en la etapa de explotación que actualmente se encuentran, lo que permitirá que la toma de decisiones acerca del incremento de la producción e inyección, sea más acertada.

HIPÓTESIS

El CGLA está en proceso de enfriamiento debido a la excesiva extracción de fluidos y a la reinyección de salmuera, incluso es probable que se esté desplazando el agua atrapada en las rocas más antiguas, lo cual generaría un decaimiento en la producción a largo plazo.

OBJETIVOS

Objetivo general

Interpretar la forma en la que funciona hidrológicamente el yacimiento a partir del contenido isotópico identificado en los análisis de los fluidos recolectados. Es decir, se pretende identificar las zonas de ascenso de fluidos de origen magmático, determinar si el campo geotérmico está en proceso de enfriamiento debido a la extracción y reinyección de fluidos y se podría estimar el aporte de agua meteórica.

Otro objetivo importante será la descripción de las condiciones isotópicas antes de la puesta en servicio de la nueva planta generadora de 50 MW, la cual se instaló en diciembre 2014, y forma parte del proyecto de Los Azufres III Fase A, por lo que con este tipo de investigaciones se puede deducir si se está sobre explotando o no el CGLA.

Objetivos particulares

Se buscarán los siguientes objetivos particulares:

- Muestrear fluidos en los Azufres, en pozos productores, pozos inyectores y manantiales.
- Interpretar los resultados de los análisis isotópicos.
- Elaborar, con base en la información generada, un modelo conceptual del funcionamiento del CGLA.
- Explicar las causas de las concentraciones isotópicas en los fluidos producidos por los pozos.
- Comparar los datos isotópicos de otros estudios y determinar si existe algún patrón de evolución isotópica en el yacimiento geotérmico de Los Azufres después de 36 años de explotación.

3. MARCO TEÓRICO

3.1 COMBUSTIBLES FÓSILES Y SUS EMISIONES

Uno de los grandes problemas hoy en día es la dependencia de los combustibles fósiles los cuales son compuestos derivados de petróleo, cuyo problema estriba en las emisiones contaminantes derivadas de su combustión provocando un fuerte impacto ambiental. La Agencia Internacional de Energía (AIE) publicó en 2017 que la emisión de CO₂ por la quema de combustibles fósiles aumentó de 15,458 a 32,294 Mt de CO₂ del 1973 a 2015. Estas emisiones llevan a un cambio climático global produciendo un desequilibrio en nuestro planeta por lo que el reto hoy en día es conseguir que las energías alternativas y renovables vayan sustituyendo paulatinamente la quema de combustibles fósiles. Dentro de las energías renovables se encuentran: la energía hidroeléctrica, energía eólica, la biomasa y por último la energía geotérmica. Por todos los inconvenientes ecológicos de la quema de combustibles fósiles es necesario el desarrollo y aprovechamiento del uso del calor terrestre. Armstead, (1989) escribe en su libro: "Si nuestro enemigo principal es el crecimiento, es igualmente claro que nuestros aliados principales son las nuevas formas de energía, por lo que para refrenar el desastre se tendrá que debilitar al enemigo (crecimiento) y juntar los aliados potenciales (los nuevos recursos energéticos)".

3.2 UBICACIÓN GEOLÓGICA DE LOS RECURSOS GEOTÉRMICOS

Los recursos geotérmicos se refieren a la energía térmica de la Tierra que puede ser extraída a un costo competitivo. Estos recursos generalmente se encuentran en áreas confinadas dentro de la corteza donde el flujo de calor es alto. La mayoría de los recursos geotérmicos con la más alta energía potencial se encuentran entre los límites de placas tectónicas en zonas geológicas de carácter volcánico, por lo que México tiene muchas áreas de oportunidad para la geotermia. Es ampliamente aceptado que la mayoría de los campos geotérmicos están localizados en áreas de tectonismo joven y vulcanismo (más joven que el Cenozoico, 65 millones de años antes del presente), y principalmente a lo largo de los límites de las placas activas. De hecho, los grandes sistemas hidrotermales relacionados con los volcanes solo ocurren en áreas donde el magma se acerca a la superficie, esto ocurre en los límites de las placas tectónicas y en

los puntos calientes del manto (Barbier, 2002). En la Ilustración 3-1 se puede observar que los diferentes sistemas geotérmicos en el mundo se encuentran en límites de placas tectónicas.

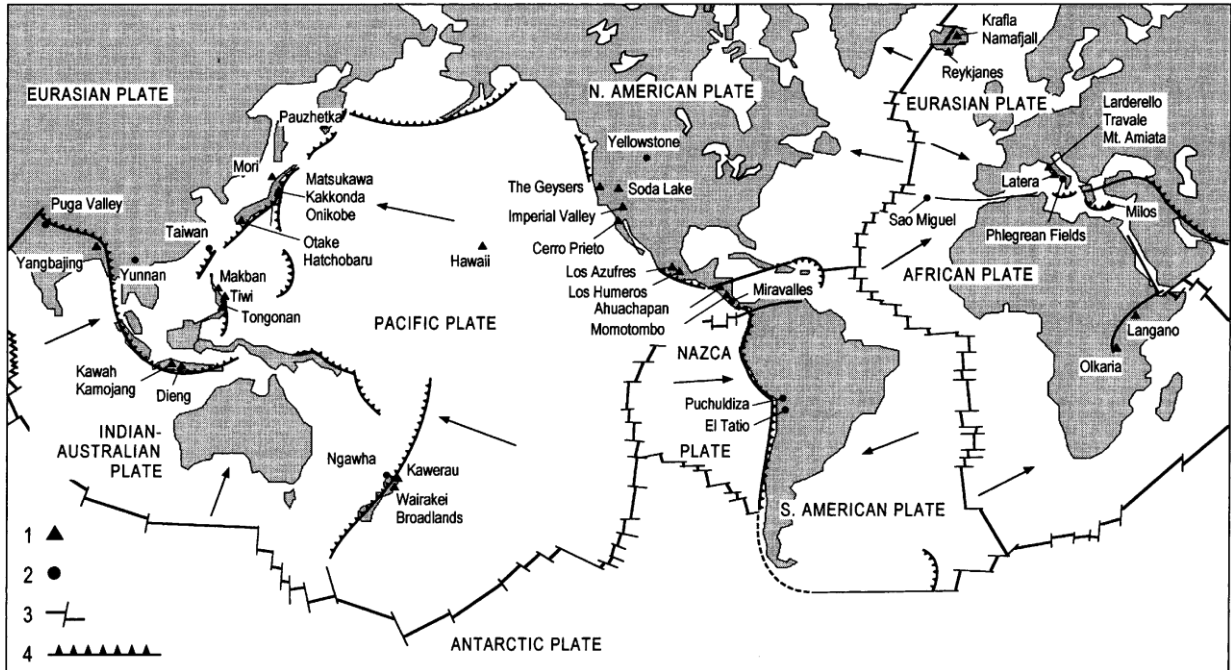


Ilustración 3-1 Localización de sistemas geotérmicos mundiales y su relación con los límites de placas. (Barbier, 2002).

Pero ¿Qué son los límites de placas? Para entender la ubicación de los sistemas geotérmicos es necesario conocer y entender la definición de los límites de placas, los cuales se clasifican en (Ilustración 3-2): límites de placas divergentes, límites de placas convergentes y límites de placas transcurrentes, los cuales se describen a continuación.

3.2.1 Límites de placas divergentes

Son áreas en que una placa tectónica se separa de la otra por lo que existe generación de nueva corteza, es la zona donde La Tierra pierde más calor. Estas áreas son muy favorables para la presencia de sistemas geotérmicos. Sin embargo, usualmente forman las cordilleras centro-oceánicas (que se encuentran bajo el océano) por lo que su exploración y explotación no es muy posible. Cuando una cordillera centro-oceánica sale a la superficie (cresta de expansión oceánica sobre el nivel de mar), genera las excepciones como lo son los sistemas geotérmicos de Islandia (BID, 2016), las islas Azores y la depresión de Afar en Etiopía.

También se extienden crestas en los continentes: el East Pacific Rise, con los campos geotérmicos de Cerro Prieto (México) e Imperial Valley (EE. UU.) y el East African Rift, con los campos de Langanó (Etiopía) y Olkaria (Kenia).

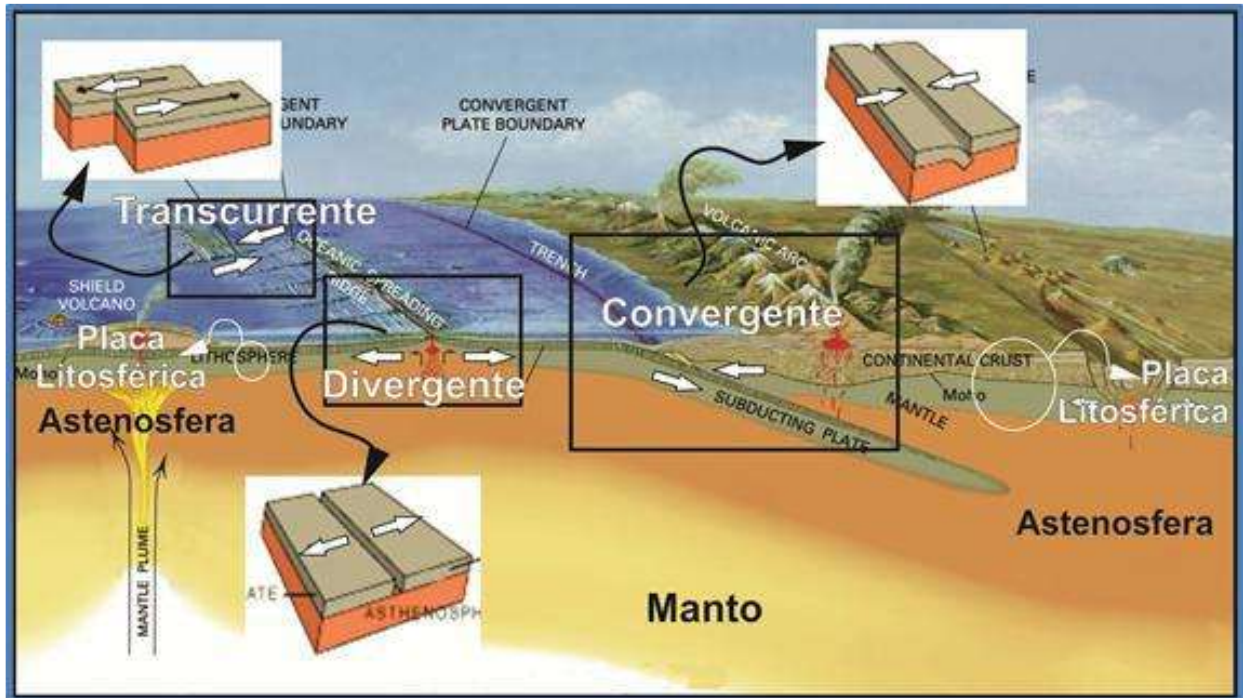


Ilustración 3-2 Límites de placas Fuente: Manual de Curso básico en exploración geotérmica para la integración regional (BID, 2016)

3.2.2 Límites de placas convergentes

Los límites de las placas convergentes son aquellos cinturones a lo largo de los cuales dos placas se mueven una hacia la otra, lo que resulta en el consumo de la litosfera mediante el empuje de una placa debajo de la otra (el proceso llamado subducción). Pueden existir diferentes combinaciones de placas continentales y placas oceánicas, es decir, tanto pueden convergir dos placas continentales y dos oceánicas, como una placa continental con una terrestre.

La fusión de la corteza produce cuerpos de magma que se elevan hacia la placa superior y actúan como fuentes de calor para los depósitos geotérmicos superpuestos.

Los campos geotérmicos claramente relacionados con las zonas de subducción donde las placas oceánicas se subducen hacia abajo de una placa continental

(combinación de placa continental y placa oceánica) son las de Japón (cerca del contacto entre la placa del Pacífico y la placa euroasiática), Indonesia (placas indias-australianas y euroasiáticas), Nueva Zelanda (Pacífico e India) (placas australianas), Chile y América Central (placas de Nazca y Sudamérica) y, si se demuestra su existencia, los campos en las montañas Cascade en el oeste de los Estados Unidos y en los arcos insulares de las islas Aleutianas de Alaska.

Las placas continentales convergentes, donde se produce una colisión entre continentes, como en el caso de la parte noroeste de las placas indio-australiana y euroasiática, producen condiciones que también son favorables para la formación de campos geotérmicos. Algunos ejemplos son los campos geotérmicos del Himalaya de India (Puga Valley) y China (BID, 2016).

3.2.3 Límites de placas transcurrentes o conservativos

En este tipo de límites de placas la litosfera no se crea ni se destruye. Las placas tienen un movimiento lateral. El ejemplo clásico es el de la falla de San Andrés en California, Estados Unidos

3.3 CLASIFICACIÓN DE LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS

Los sistemas geotérmicos se clasifican en **geopresurizados, de roca seca caliente, magmáticos e hidrotermales**. A continuación se describen brevemente.

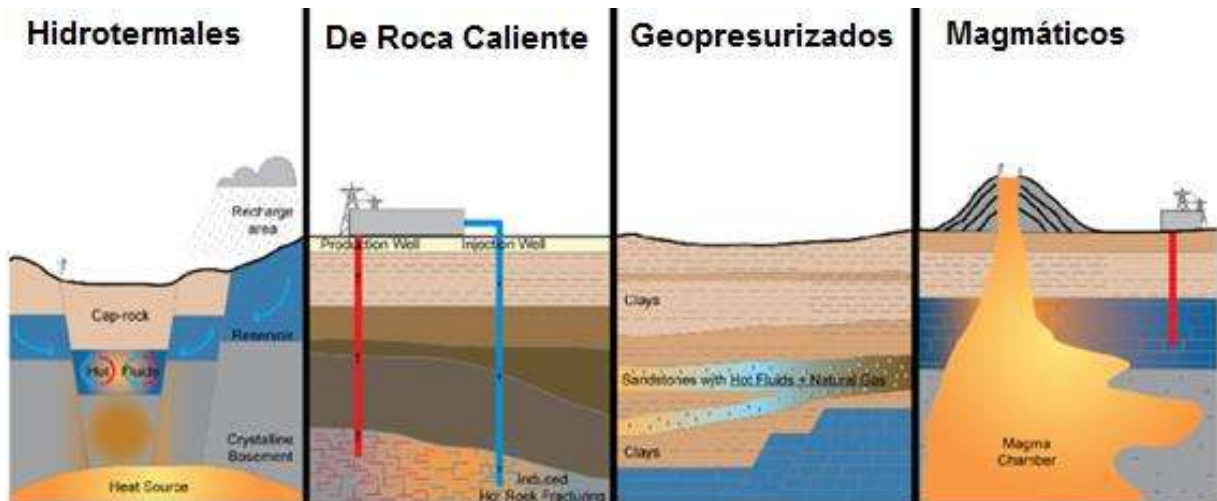


Ilustración 3-3 Tipos de sistemas geotérmicos, Fuente (Procesi et al., 2012).

Sistemas geotérmicos geopresurizados:

Los reservorios geotérmicos geopresurizados son análogos a los yacimientos de petróleo y gas (Grant & Bixley, 2011). El fluido está capturado en una trampa estratigráfica y puede ascender debido a la presión litostática. Generalmente están a una profundidad de 2 Km y tienen temperaturas de hasta 100°C. Estos yacimientos están relacionados con los yacimientos de petróleo por lo que el agua se encuentra saturada de gas metano a alta presión (700 bares), este último es la fuente más importante de energía seguida del agua caliente. Por lo que la recuperación de la energía térmica es secundaria. Este tipo de yacimientos tienen una estructura de permeabilidad homogénea confinada por límites impermeables. Actualmente estos recursos no se explotan y se desconoce su existencia en México.

Sistemas geotérmicos de roca caliente:

Los recursos geotérmicos de roca seca caliente (HDR: Hot Dry Rock), también conocidos actualmente como sistemas geotérmicos mejorados (EGS: Enhanced Geothermal Systems), han sido investigados de tiempo atrás y los yacimientos más comunes se encuentran a unos 5,000 m de profundidad y están formados por rocas impermeables que tienen una temperatura entre 150°C y 300°C, y no contienen ningún tipo de fluidos (Lorenzo et al., 2011). La temperatura es un criterio económico principal, ya que para la generación de energía eléctrica se requiere una temperatura inicial mayor a los 200°C. Para desarrollar el sistema se hacen dos perforaciones, en una de

las cuales se introduce agua fría y en la otra se obtiene agua caliente. Un par de pozos se perfora en la roca, terminando varios cientos de metros de distancia. El agua circula por el pozo de inyección y pasa a través del depósito HDR, que actúa como intercambiador de calor. Luego, el fluido regresa a la superficie a través del pozo de producción y transfiere el calor a la superficie en forma de vapor o agua caliente. Este tipo de sistema geotérmicos tienen un alto costo de inversión, en México se están haciendo las primeras exploraciones en el zona geotérmica de Acoculco en el estado de Puebla como parte del proyecto GEMEX (Corporación México-Europa para la investigación de sistemas geotérmicos mejorados y sistemas geotérmicos supercalientes). Esta promisoría tecnología se encuentra ya en fase de investigación y desarrollo con avances muy importantes; destaca el proyecto demostrativo de Soultz-sous-Forêts, en Francia, con una planta piloto de 1.5 MW.

Sistemas geotérmicos magmáticos:

Consisten de roca fundida (800 °C) y están asociados con aparatos volcánicos activos. Para extraer el calor de estos sistemas se han desarrollado algunos proyectos piloto en Hawái e Islandia, pero su explotación comercial requiere la búsqueda de materiales adecuados que resistan la corrosión y las altas temperaturas.

Sistemas geotérmicos hidrotermales:

Los sistemas geotérmicos hidrotermales son los únicos que han podido ser explotados para producir a escala industrial, particularmente en la generación de electricidad. En estos sistemas geotérmicos hidrotermales las intrusiones magmáticas se emplazan lo suficientemente altas en la corteza como para inducir la circulación convectiva del agua subterránea. Pueden o no estar relacionados con la actividad volcánica eruptiva. La producción de calor de los sistemas hidrotermales varía con el tiempo. En general, ocupan zonas de debilidad estructural, donde es de esperarse la repetición de fases magmáticas. El reservorio es la parte más importante del sistema, desde el punto de vista de la utilización de energía, y de hecho definimos el reservorio como la parte caliente del sistema geotérmico que puede explotarse ya sea extrayendo el fluido contenido (agua, vapor y varios gases), o usando de alguna manera su calor.

La existencia de un sistema hidrotermal no asegura necesariamente la producción a niveles industriales. Solo una parte de sus rocas puede ser permeable, constituyendo un depósito de fluido, de modo que el sistema sólo podrá producir industrialmente en las zonas permeables. Esta parte se llama campo geotérmico, y el nombre geográfico de la localidad generalmente le da su nombre al campo (por ejemplo, el campo geotérmico The Geysers en California, el campo Tiwi en Filipinas, el campo Wairakei en Nueva Zelanda, el campo Larderello en Italia).

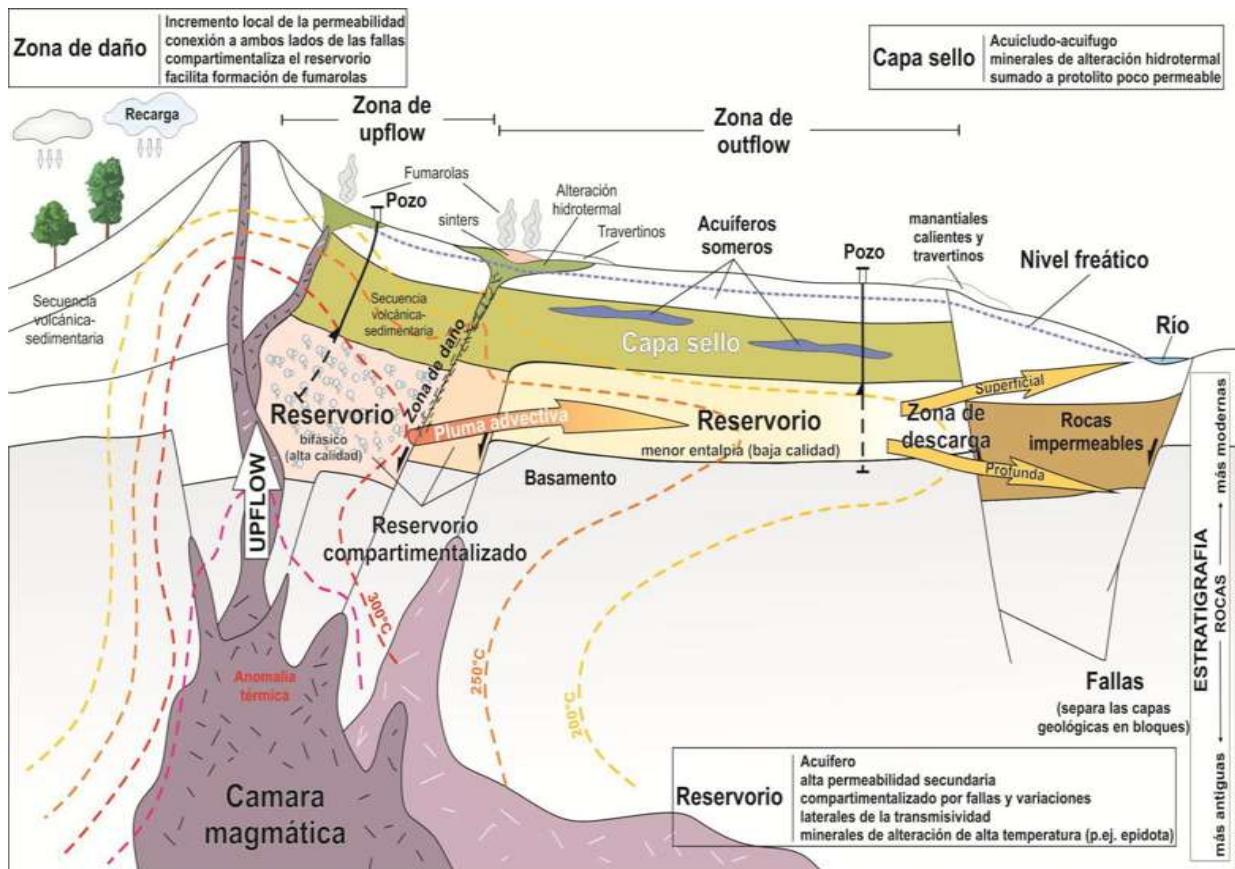


Ilustración 3-4 Representación de un modelo conceptual de un sistema geotérmico hidrotermal. Fuente BID, 2016

3.3.1 Características de los sistemas geotérmicos hidrotermales

Los elementos básicos para un sistema geotérmico hipertérmico (Armstead, 1989) se muestran en la Ilustración 3-5 y se describen a continuación:

- 1) Una fuente de calor.

- 2) Una capa de roca permeable, fracturada y fisurada capaz de contener una gran cantidad de agua, vapor o ambos.
- 3) Una fuente de recarga para reestablecer el agua que se pierde durante la extracción de fluidos, que puede ser de 4 orígenes: meteórica, magmática fósil y de inyección (artificial).
- 4) Una capa sello para evitar la pérdida global de calor y vapor del campo hacia la atmósfera.

En cuanto al primer elemento, fuente de calor, el yacimiento geotérmico debe ocurrir solo en aquellos lugares en los que haya debilidad cortical, en los que las placas adyacentes estén en movimiento relativo y en los que hay probabilidades de intrusión de magma en la corteza (ver sección 3.2), por lo tanto, se cree que la fuente principal de calor de un yacimiento geotérmico es una intrusión magmática.

El segundo elemento de un yacimiento geotérmico, capa de roca permeable, fracturada y fisurada, generalmente forma parte de las rocas corticales. La permeabilidad del acuífero se explica probablemente por la incidencia de esfuerzos mecánicos y térmicos frecuentes e intensos que han sido inducidos en tiempos de actividad volcánica.

El tercer elemento de un yacimiento geotérmico es la recarga del sistema. Se mencionan 4 tipos de recarga: meteórica, magmática, fósil y de inyección (artificial). Las aguas meteóricas se refieren al agua proveniente de la lluvia o derretimiento de nieves y hielo en la superficie de la Tierra, las aguas magmáticas tienen su origen en los vapores liberados por el agua de cristalización al solidificarse completamente el material magmático en su proceso de enfriamiento, las aguas connatas, las cuales nacen con algunas formaciones de rocas, por último la recarga artificial por medio de la reinyección cuando el campo se encuentra en producción. El agua contenida en un yacimiento hipertérmico, y el vapor que va asociado con ella, puede ser cualquiera de estos tipos, por lo que habrá aguas meteóricas que fluyan continuamente hacia el acuífero para reponer cualquier pérdida natural que ocurra en las partes de actividad superficial (por ejemplo, manantiales calientes, geiseres, etc.) junto con otras pérdidas artificiales de fluido que se originan por la construcción de pozos.

Recapitulando: La capa sello, la fuente de calor, la roca almacén, el área de recarga y la permeabilidad (los caminos de conexión a través de los cuales el agua superficial fría penetra en el depósito), componen el sistema hidrotermal.

La existenciade un sistema hidrotermal no necesariamente asegura la producción a escala industrial.

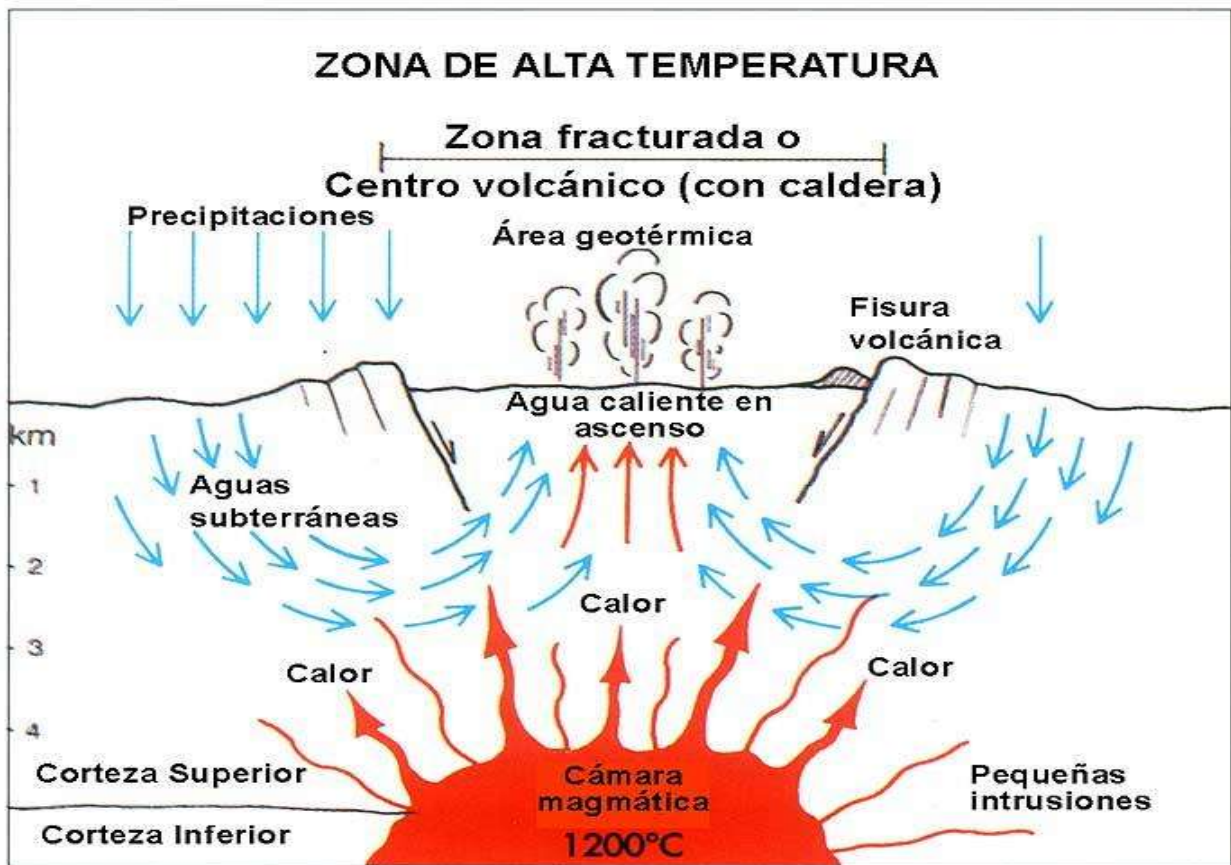


Ilustración 3-5 Elementos que debe tener un yacimiento hipertérmico.

3.3.2 Clasificación de sistemas geotérmicos hidrotermales

Quijano en su Manual de Geotermia del 2017 clasificó a los reservorios geotérmicos en: dominados por líquido, dominados por líquido con casquete de vapor, dominados por vapor y de baja permeabilidad. Esta clasificación es importante porque dependiendo de la fase dominante en el yacimiento geotérmico, se puede inferir el comportamiento de las variables termodinámicas. A continuación, se describen las características principales de estos reservorios.

3.3.2.1 Reservorios de líquido dominante

Estos tipos de reservorios son los más comunes. En su estado natural se caracterizan por el hecho de que su fase líquida es dominante y existen manifestaciones hidrotermales como fumarolas en zonas topográficamente altas y manantiales hirvientes de tipo clorurado sódico, en zonas bajas. El perfil de presiones corresponde a un gradiente hidrostático $P=\rho gh$. En este tipo de reservorio los pozos producen una mezcla de agua y vapor, aunque en la zona de alimentación solo fluye líquido hacia dentro del pozo. La entalpía total de producción corresponde a la entalpía del líquido a la temperatura del reservorio. Cuando un pozo se cierra o se purga se presenta un nivel de agua dentro del pozo. El coeficiente de almacenaje de estos reservorios es bajo, lo que implica que la caída de presión por extracción es alta. Es decir se comportan como acuíferos confinados. Un ejemplo de este tipo de yacimientos es Cerro Prieto en sus inicios.

Contienen agua a presión a temperaturas superiores a 100 °C y pequeñas cantidades de vapor en las partes menos profundas y de menor presión del depósito. Como la fase dominante en el reservorio es la líquida, es esta fase la que controla la presión dentro del reservorio. El vapor no está presente de manera uniforme, se presenta en forma de burbujas rodeadas de agua líquida y no afecta de manera apreciable la presión del fluido.

En general, existe una capa de roca impermeable para evitar que el fluido se escape a la superficie, manteniéndolo bajo presión. Esto es común, pero no es absolutamente necesario. De hecho, a cualquier profundidad debajo del nivel freático, el agua tiene su propia presión hidrostática. Cuando el fluido se lleva a la superficie y su presión disminuye, una fracción de fluido se convierte en vapor, mientras que la mayor parte permanece como agua hirviendo. Una vez que un pozo penetra en un depósito de este tipo, el agua presurizada sube al pozo porque la presión es menor allí. La consecuencia de la caída de presión es la vaporización de una parte del agua, dando como resultado que el pozo produce eventualmente agua caliente y vapor, siendo el agua la fase predominante. La relación agua-vapor varía de un campo a otro, e incluso de un pozo al siguiente dentro del mismo campo. Como en muchos casos solo se usa vapor para producir energía eléctrica, el agua líquida debe eliminarse en la superficie en

separadores especiales. Las manifestaciones superficiales de estos campos incluyen manantiales y géiseres hirvientes. La fuente de calor es grande y generalmente de origen magmático. El agua producida a menudo contiene grandes cantidades de productos químicos (de 1 a más de 100 g / kg de líquido, en algunos campos de hasta 350 g / kg). Estos productos químicos pueden causar graves problemas de incrustación en tuberías y plantas generadoras. Son principalmente cloruros, bicarbonatos, sulfatos, boratos, fluoruros y sílice.

Más del 90% de los depósitos hidrotermales explotados a escala industrial son o fueron sistemas geotérmicos dominados por líquido con vapor húmedo. La generación de electricidad es su utilización óptima. Un aspecto económico importante de los campos de vapor húmedo es la gran cantidad de agua extraída con el vapor (por ejemplo 6,600 t/h en Cerro Prieto, México). Debido a su contenido químico generalmente alto, esta agua debe desecharse a través de pozos de reinyección perforados en los márgenes del yacimiento.

3.3.2.2 Reservorios de líquido dominante con casquete de vapor

Este tipo de reservorios tiene una capa de vapor en la parte superior del reservorio. En la Ilustración 3-6 se puede observar que de 1,000 m a 1,300 m de profundidad la presión hidrostática es menor a la presión de saturación por lo que existe vapor en esa parte y a partir de 1300 m de profundidad la presión hidrostática es mayor a la presión de saturación por lo que se tiene fase líquida en el fondo del reservorio. La principal diferencia con el caso anterior, es que, debido a la presencia de la capa de vapor que es muy compresible, el reservorio tiene un coeficiente de almacenaje alto, por lo que la caída de presión con la extracción es menor. Es decir, se comporta como un acuífero no confinado. Los pozos alimentados por la zona del líquido se comportarán de manera similar al caso anterior, mientras que los pozos someros producirán vapor únicamente. Los Azufres es un ejemplo claro de este tipo de reservorios.

PERFIL PT LIQUIDO CON CAPA DE VAPOR (270 C)

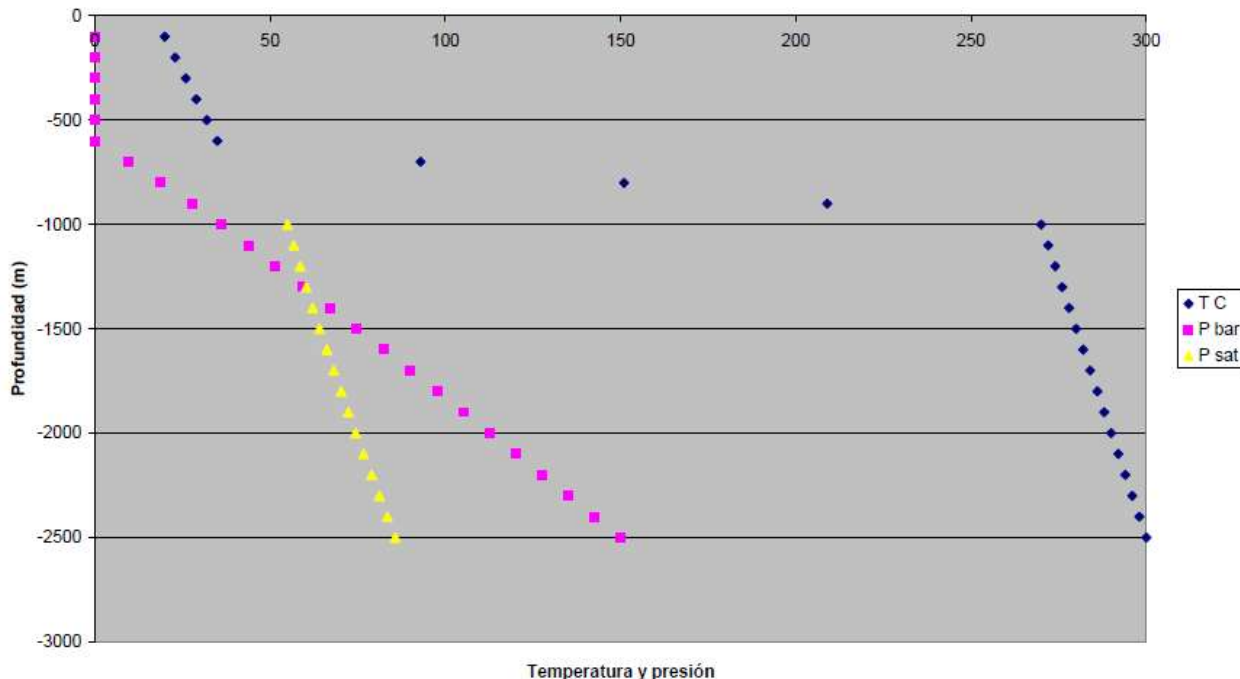


Ilustración 3-6 Perfil idealizado de un reservorio dominado por líquido con casquete de vapor. De 1,000 a 1,300 m de profundidad la presión hidrostática es menor a la presión de saturación por lo que existe vapor en esa parte, por otro lado a partir de 1,300 m de profundidad la presión hidrostática es mayor a la presión de saturación por lo que se tiene fase líquida en el fondo del reservorio.

3.3.2.3 Reservorios de vapor dominante

Este tipo de reservorios es poco común y su comportamiento es muy diferente de los casos anteriores. Las manifestaciones naturales de este tipo de sistemas consisten únicamente en fumarolas o suelos vaporizantes. La fase predominante es el vapor, que representa más del 50% en volumen, aunque en masa el porcentaje es mucho menor, debido a la baja densidad del vapor. La presión del reservorio corresponde a la de saturación y el gradiente de presión es prácticamente nulo, debido a la baja densidad del vapor. Producen vapor saturado seco o vapor sobrecalentado a presiones mayores a la atmosférica. La transferencia de calor proveniente del fondo es ciertamente más grande que la que ocurre en los sistemas dominados por líquido. La presencia de una capa sello es fundamental en este tipo de reservorios. La presión es prácticamente constante a través de todo el reservorio. Estos campos son llamados campos súper

secos o campos sobrecalentados. Producen vapor generalmente sobrecalentado con pequeñas cantidades de otros gases como del CO₂ y H₂S.

3.4 FUNCIONAMIENTO DE UN CAMPO GEOTERMICO PARA LA GENERACIÓN DE ENERGÍA ELÉCTRICA

El proceso de generación se inicia con la extracción de la mezcla de vapor y agua desde el reservorio geotérmico (Ver Ilustración 3-16). Una vez llevado a la central, se separa el vapor del agua geotérmica utilizando un equipo llamado separador ciclónico. Cuando se extrae el vapor, el agua es devuelta al reservorio para que se vuelva a calentar con el contacto de la roca caliente (de ahí a que sea una fuente renovable). El vapor extraído se conduce hasta la central y activa una turbina cuyo rotor gira a unas 3, 600 revoluciones por minuto, que a su vez activa el generador, donde el roce con el campo electromagnético transforma la energía mecánica en energía eléctrica. Desde el generador salen 13,800 voltios que al transferirse a los transformadores, son convertidos en 115,000 voltios. Esta energía es introducida en las líneas de alta potencia para ser enviada a las subestaciones y de ahí al resto de hogares, fábricas, escuelas y hospitales.

El vapor geotérmico tras hacer girar la turbina se vuelve a condensar y se reinyecta por gravedad en otro pozo profundo en el subsuelo. Este proceso hace que el agua se pueda calentar de nuevo en el reservorio geotérmico.

Por todo esto, se puede decir, que la energía geotérmica es una energía limpia, cíclica, renovable y sostenible, puesto que con la reinyección se vuelve a recargar el recurso con el que se genera la energía.

3.5 CARACTERÍSTICAS GENERALES Y GEOLÓGICAS DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS AZUFRES

3.5.1 Localización

El campo geotérmico de Los Azufres se localiza en el Cinturón Volcánico Transmexicano (Ilustración 3-7) a 200 km al noreste de la ciudad de México, es el segundo campo geotérmico más importante de México después de Cerro Prieto.

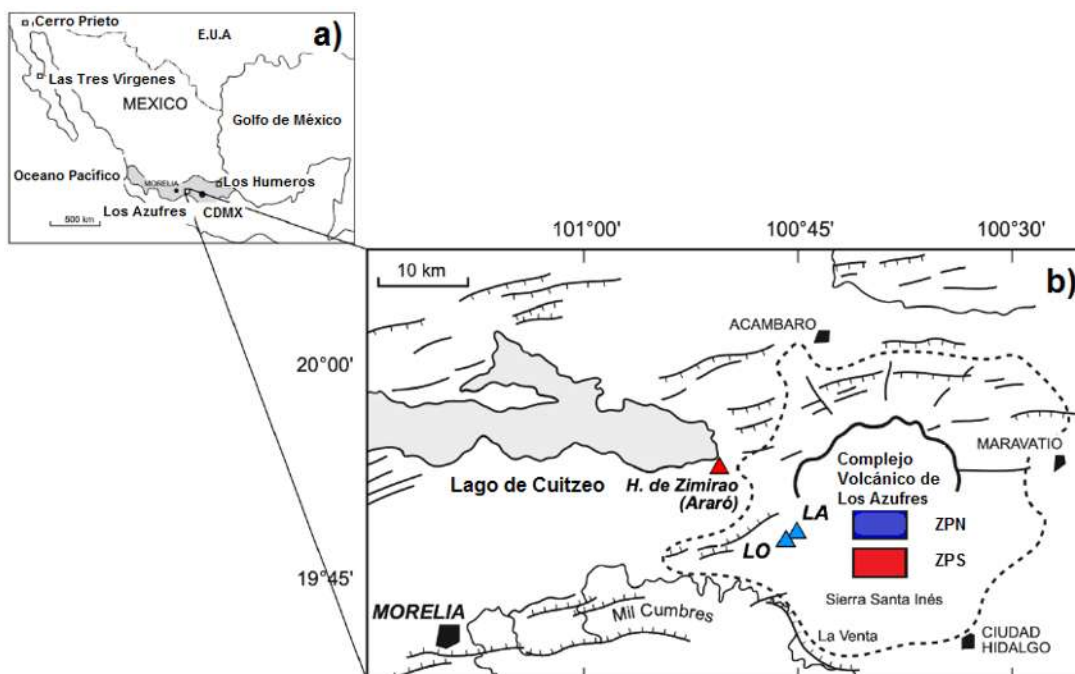


Ilustración 3-7 Localización del Campo Geotérmico de Los Azufres a) Ubicación de los campos geotérmicos existentes en México. b) Campo Geotérmico de Los Azufres y sus alrededores.

3.5.2 Secuencia estratigráfica

El primer estudio de estratigrafía lo llevaron a cabo Dobson y Mahood, (1985), quienes denominaron el área como Centro Volcánico de Los Azufres (CVLA) y proponen que este centro de composición silícica empezó su actividad hace aproximadamente 1Ma. Describen tres secuencias eruptivas:

- Riolitas “Agua Fría” (1.03-0.84 Ma)
- Dacitas “San Andrés” (0.33 Ma)
- Riolitas “La Yerbabuena” (0.3-0.15 Ma)

Estos autores proponen que los productos volcánicos de Los Azufres se encuentran emplazados sobre una secuencia de 2,700 m de principalmente de andesitas (10.2 Ma) ver Ilustración 3-9.

La formación del CVLA comenzó hace 1.47 Ma. El magmatismo no estuvo centrado en un lugar único que hubiera dado lugar a la formación de un estratovolcán, sino más bien se formó por el ascenso de magma a través de las fallas corticales que atraviesan el área, dando lugar a la emisión de lavas de manera aleatoria.

La Ilustración 3-8 es una vista en planta en donde se pueden apreciar solamente los eventos eruptivos más recientes. El evento eruptivo más viejo es la andesita “Mil

Cumbres”, seguido de la dacita “Tejamaniles” y por último surgieron las riolitas de “Agua Fría” y “La Yerbabuena”. Los eventos de la Ilustración 3-8 (Vista en planta) ocurrieron en el CUATERNARIO.

3.5.3 Origen de la permeabilidad.

La permeabilidad es la propiedad de un material para pasar un fluido a través de él, por lo que un material es permeable si deja pasar a través de él una cantidad apreciable de fluido en un tiempo dado, e impermeable si la cantidad de fluido es despreciable. Existen dos tipos de permeabilidad, la primaria y la secundaria. La permeabilidad primaria está relacionada a la porosidad del medio rocoso, mientras que la permeabilidad secundaria se asocia a las fallas y fracturas generadas por esfuerzos. El CVLA se caracteriza tener alta permeabilidad secundaria debido a las fallas y fracturas que tiene el campo.

A continuación se presentan los sistemas de fallas y fracturas presentes en la zona geotérmica de Los Azufres.

- Fracturamiento NNO-SSE originado por deformación en el Mioceno con geometría semi-vertical que afectó al basamento
- Fracturamiento NE-SO y E-O los cuales se formaron al mismo tiempo que se emplazaron los productos volcánicos con el CVLA, tienen geometría semi-vertical, afectaron regionalmente a las rocas miocénicas del basamento y a rocas cuaternarias.
- Fallas N-S conforman el sistema de fallas más antiguas según Dobson y Mahood (1985), pero se encuentran recientemente reactivadas.

Las fallas con tendencia E-O son las más abundantes y de mayor importancia, afectan a todas las unidades litológicas y secuencias lacustres de edad holocénica (< 0.01 Ma) además de que a ellas se asocia la mayor parte de la alteración hidrotermal del campo. Las fallas Marítaro y Agua Fría son de este tipo y pueden ser objetivos importantes para la localización de nuevos pozos (López-Hernández, 1991). El estudio vulcanológico más reciente fue hecho por Pérez et al. (2010).

La Ilustración 3-8 Mapa geológico y estructural del campo geotérmico de Los Azufres, con las fuentes de agua fría y caliente muestreadas, y los pozos de producción y reinyección indicados. Los pozos muestreados están en rojo. Las líneas discontinuas

azules indican las pistas de las secciones transversales geológicas reportadas en la Ilustración 3-10. Ilustración 3-8 es una vista en planta en donde se pueden apreciar solamente los eventos eruptivos más recientes. El evento eruptivo más viejo es la Andesita "Mil Cumbres", seguido de la Dacita "San Andrés". Los eventos más recientes son las Riolitas de "Agua Fría" y "Yerbabuena" que ocurrieron en el Pleistoceno.

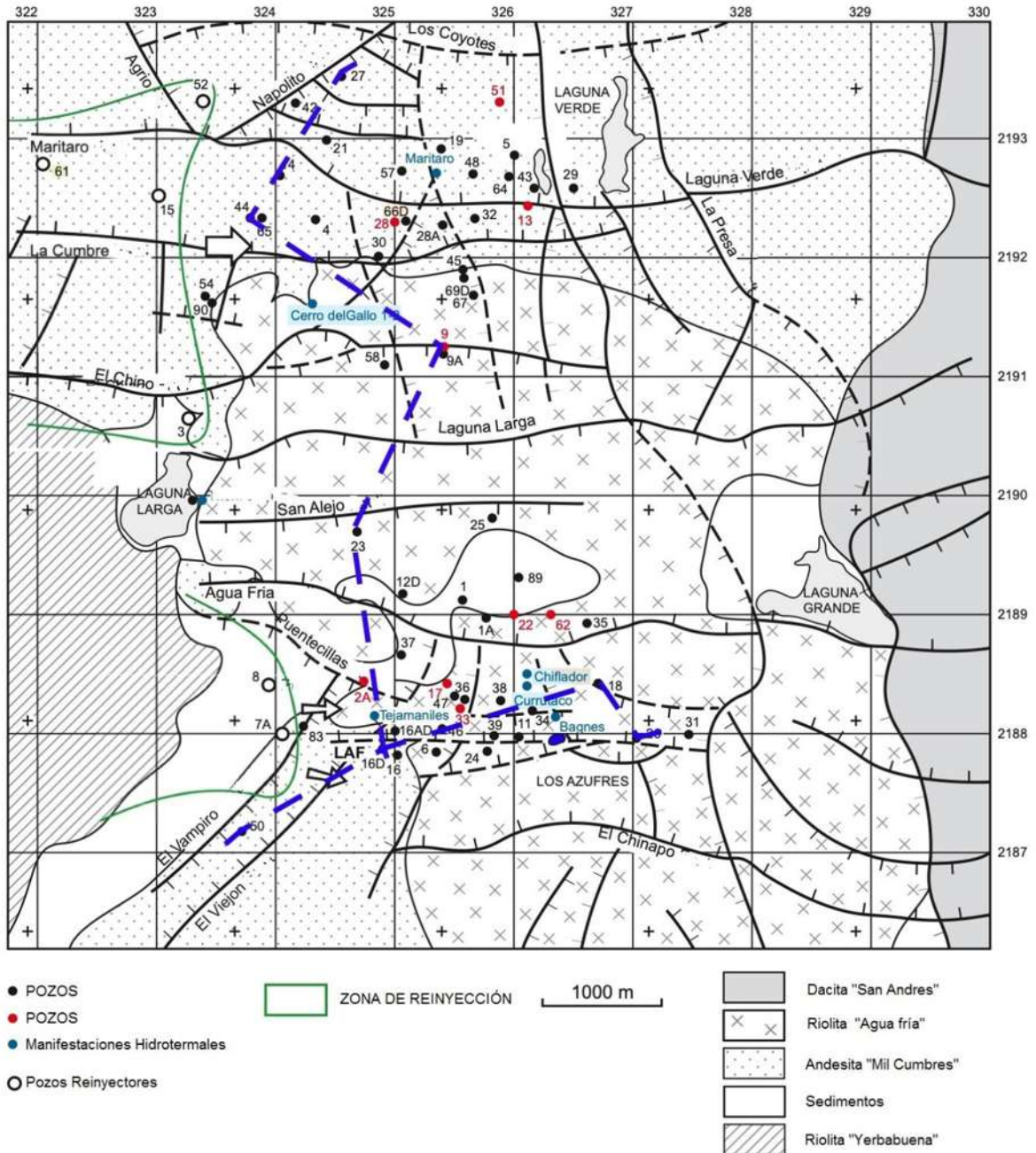


Ilustración 3-8 Mapa geológico y estructural del campo geotérmico de Los Azufres, con las fuentes de agua fría y caliente muestreadas, y los pozos de producción y reinyección indicados. Los pozos muestreados están en rojo. Las líneas discontinuas azules indican las pistas de las secciones transversales geológicas reportadas en la Ilustración 3-10.

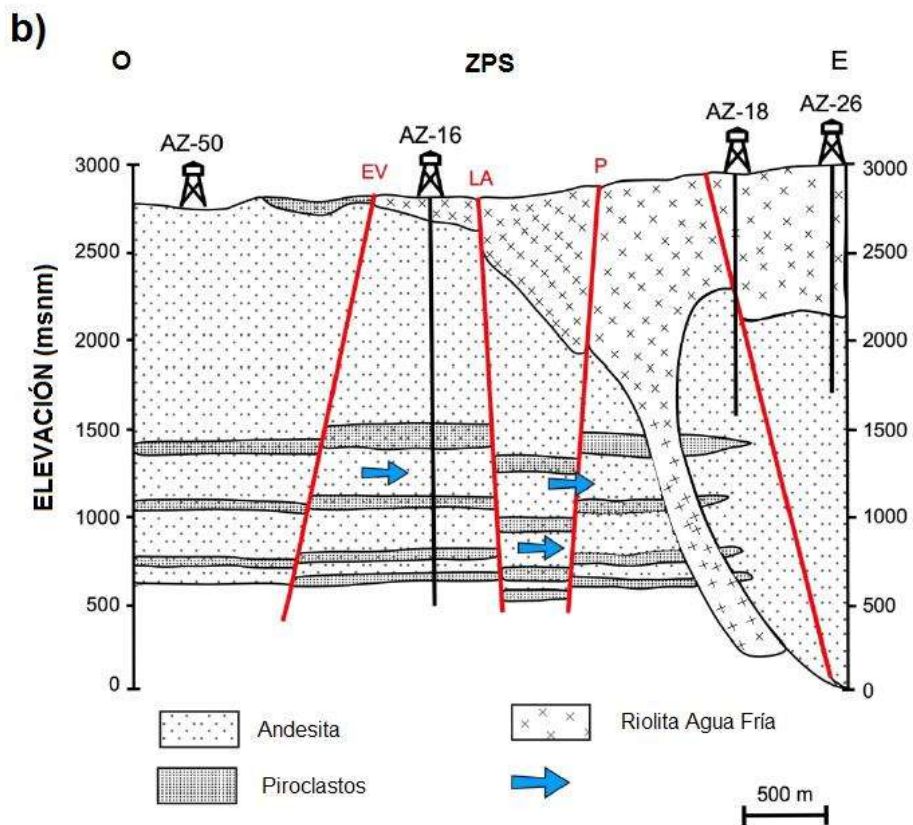
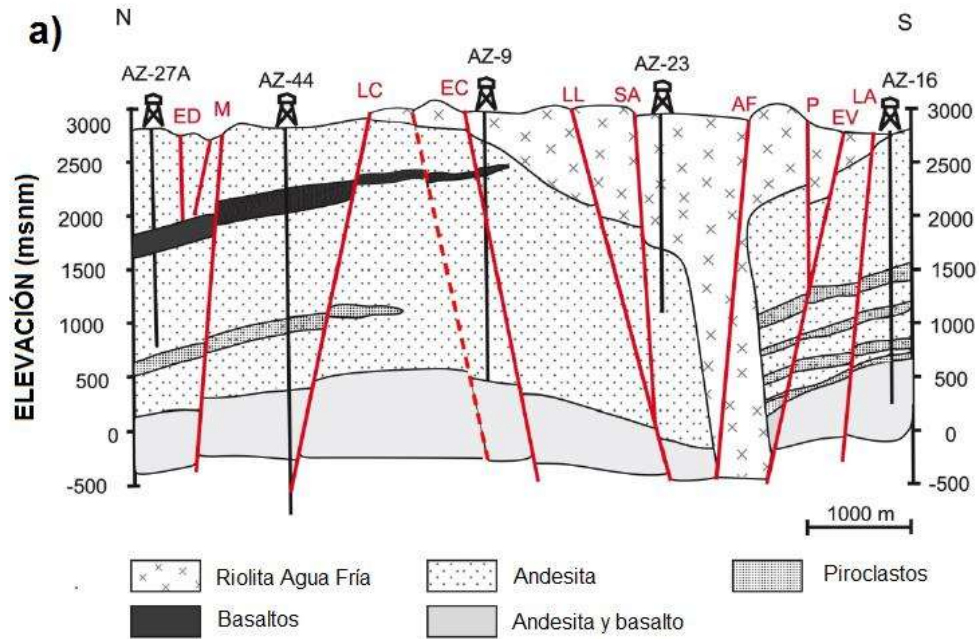


Ilustración 3-9 a) Sección transversal geológica corte N-S del CGLA; b) Sección transversal geológica corte E-O del SPZ del LAGF. Las fallas se indican en rojo: ED = Espinazo del diablo; M= Marítaro; LC=La Cumbre; EC= El Chino; LL=Laguna Larga; SA=San Alejo; AF=Agua Fría; P=Puentecillas; EV = EL Viejón; LA=Los Azufres. Redibujado y corregido de González-Partida et al. (2000a).

3.6 GEOQUÍMICA DE LOS FLUIDOS GEOTÉRMICOS

Para comprender la naturaleza y los componentes de un agua geotérmica es necesario conocer el viaje de éstas que comienza a partir de la infiltración de agua meteórica que desciende a través de poros, fracturas, fisuras y huecos, que al contacto con la zona caliente se eleva su temperatura provocando su ascenso, en su viaje de retorno a superficie las aguas termales van perdiendo calor en contacto con 1) las rocas y 2) al mezclarse con las aguas frías superficiales.

Las sales disueltas en sistemas geotérmicos son fundamentalmente carbonatos, bicarbonatos, sulfatos y sulfuros, las especies catiónicas son Ca, Na, Mg y K. existen otras especies que son minoritarias como la Sílice, Fósforo, Estroncio e isótopos radioactivos. Esta composición tan variada se debe a 3 causas:

- a) Disolución de los elementos presentes en la roca por la que circulan estas aguas.
- b) Mezcla de aguas termales con aguas freáticas más someras (superficiales). Un fenómeno que es bastante común y que explicaría la abundancia de los cloruros en los manantiales.
- c) Variaciones de P, T y pH que sufren estas aguas en su lenta marcha por el acuífero termal, esta causa aunada a la anterior es la que explica las diferencias composicionales que a veces se observan en manantiales muy cercanos.

3.6.1 Clasificación química de los fluidos geotérmicos. Diagrama Cl^- , SO_4^{2-} y HCO_3^-

En el libro de Gupta & Roy, 2007 se toma la clasificación de (Ellis & Mahon, 1977) para los fluidos geotérmicos. Los fluidos geotérmicos se dividen según Ellis & Mahon, 1977 en 4 tipos de agua: aguas sódico cloruradas, aguas ácido sulfatadas cloruradas, aguas ácido sulfatadas y aguas calcio bicarbonatadas. Estos diferentes tipos de agua pueden mezclarse y formar otros tipos de agua híbrida.

3.6.1.1 Aguas sódico cloruradas

Este tipo de aguas es el más común en sistemas geotérmicos dominados por líquido, contienen de 1,000-10,000 ppm en cloruros y principalmente gas CO₂. Su pH es casi neutro. Cuando este tipo de agua alcanza la superficie, pierde vapor y CO₂ por lo que consecuentemente se vuelve ligeramente alcalino (Gupta & Roy, 2007). Se cree que este tipo de aguas se forman de la absorción de volátiles magmáticos como por ejemplo: HCl, CO₂, SO₂, y H₂S en el agua meteórica que circula muy profundo. Los campos geotérmicos de Wairakei (Nueva Zelanda), Geysir (Islandia) y Ahuachapan (El Salvador) son ejemplos de sistemas geotérmicos que contienen este tipo de agua. Cerro Prieto y Los Azufres (México).

3.6.1.2 Aguas ácido sulfatadas-cloruradas

Este tipo de agua se forma por la mezcla de agua clorurada y agua sulfatada. La oxidación del ácido sulfhídrico a ion sulfato causa acidez (que tenga un pH bajo). Como agua que asciende desde lo profundo, esta se puede enfriar y acidificar. Esta agua es producida debido al influjo de gases magmáticos dentro de las áreas más profundas de sistemas sódico-clorurados neutros.

3.6.1.3 Aguas ácido sulfatadas

Las aguas ácido sulfatadas se encuentran en áreas con fumarolas que están sobre la zona de flujo ascendente (upflow) en sistemas geotérmicos, el vapor que proviene del reservorio profundo busca salir y se condensa antes de llegar a la superficie. La ebullición resulta de la transferencia de gases, principalmente CO₂ y H₂S, dentro de la fase vapor. Esta fase (vapor) puede alcanzar la superficie en forma de fumarolas y suelo vaporizantes sin la interacción de agua superficial y acuíferos someros, para así formar aguas calentadas por vapor geotérmico. En este ambiente el oxígeno atmosférico oxida al ácido sulfúrico produciendo aguas sulfatadas. Estos fluidos (de bajo contenido de cloruros y pH <3) reaccionan en forma rápida con la roca huésped da productos de alteración hidrotermal como la caolinita y alunita. El sílice y los cationes son principalmente lixiviados de rocas que están alrededor cuya composición puede ser muy cercana a estas aguas ácidas. Las aguas ácido sulfatadas

son altamente corrosivas para las tuberías. Un ejemplo típico de estas aguas ocurre en Norris Basin en el parque nacional de Yellowstone.

3.6.1.4 Aguas bicarbonatadas

Las aguas ricas en bicarbonato se originan a través de la disolución de gases que contienen CO_2 o la condensación de vapor geotérmico en aguas subterráneas relativamente profundas y pobres en Oxígeno. Debido a que la ausencia de oxígeno evita la oxidación del H_2S , la acidez de estas soluciones acuosas se debe a la disociación de H_2CO_3 . Aunque es un ácido débil, convierte los feldespatos en arcillas, generando soluciones acuosas neutras. Estas soluciones son típicamente ricas en sodio y bicarbonato, particularmente a temperatura media-alta. Las aguas de bicarbonato sódico se producen en la “zona de condensación” de los sistemas geotérmicos dominados por vapor y en las partes marginales de los sistemas dominados por líquido. Sin embargo, las aguas de bicarbonato de sodio también están presentes en los depósitos geotérmicos profundos alojados en rocas metamórficas y/o sedimentarias (por ejemplo, Kizildere, Turquía). El agua de bicarbonato de calcio a menudo ocurre como manantiales de depósito de travertino a baja temperatura. Un ejemplo típico es Mammoth (manantial caliente), Parque Nacional de Yellowstone.

Los sistemas de agua volcánica generalmente se caracterizan por aguas de tipo sódico cloruradas neutras a profundidad, que podrían alterarse durante su paso a la superficie mediante la adición de componentes de calcio, bicarbonato o sulfato de ácido. Las temperaturas subsuperficiales y la concentración de componentes solubles en las rocas afecta la cantidad de componentes solubles como Cl, B, Br, Li, Cs y As observados en las aguas termales. La presencia de componentes menos solubles como SiO_2 , Ca, Mg, Rb, K, Na, SO_4 , HCO_3 y CO_3 está controlada por: temperaturas en profundidad, solubilidad mineral, valor de pH y equilibrios minerales-fluidos.

El contenido de cloruro generalmente es bajo en los fluidos cercanos a la superficie de sistemas dominados por vapor. Normalmente contienen H_2S , CO_2 , HBO_2 , Hg, NH_3 , etc., que son solubles en vapor a baja presión. Para sistemas geotérmicos no volcánicos, la composición del agua varía ampliamente desde aguas meteóricas

diluidas a aguas connatas, salmueras de yacimientos petrolíferos y aguas metamórficas. Se sabe relativamente mucho menos sobre los factores que controlan la composición de las aguas de los sistemas geotérmicos no volcánicos.

Además de las aguas geotérmicas, el análisis de los gases que escapan es útil para comprender las condiciones del subsuelo. Los fluidos relacionados con los procesos volcánicos se caracterizan por la presencia de gases H₂S-CO₂ y sulfato ácido en la zona oxidante en el caso de las aguas ácido sulfatadas / cloruradas, o por gases N₂-CO₂ en la zona reductora en la zona de aguas alcalinas. Los fluidos relacionados con procesos termo metamórficos tienen altas concentraciones de gases de CO₂ y aguas carbonatadas.

Los fluidos geotérmicos que se originan en la circulación profunda, fuera de las zonas volcánicas y termo metamórficas, tienen altas concentraciones de gases N₂ y diluyen las aguas sódico cloruradas / sulfatadas. No es raro que se identifiquen más de un tipo de fluido en el mismo sistema geotérmico. Para definir la composición química de los fluidos en profundidad y el entorno físico del depósito geotérmico, es necesario interpretar a partir de la química de los fluidos geotérmicos y encontrar una relación lógica entre los diferentes tipos de fluidos.

Para esta última clasificación de los tipos de aguas geotérmicas, según su aniones más importantes (Cl⁻, SO₄⁻² y HCO₃⁻), se utiliza el diagrama triangular de la Ilustración 3-10. La posición de cada punto en esta gráfica triangular o trilineal se obtiene determinado primero la suma de la concentración; en mg/L de los tres componentes involucrados. En este caso:

$$S = C_{Cl} + C_{SO4} + C_{HCO3} \quad (3-1)$$

El siguiente paso consiste en la evaluación del % Cl, % HCO₃ de acuerdo a:
%Cl= 100 C_{Cl}/S y % HCO₃⁻ = 100 C_{HCO3}/S y %SO₄⁻² =100 C_{SO4}/S.

La presentación de datos en términos de estos diagramas triangulares tiene la ventaja que ninguno de los constituyentes es prejuicado, como en el caso de graficar relaciones en donde el constituyente en el denominador asume la función de factor normalizador y por ejemplo no puede ser cero. En contraste con graficas logarítmicas, las líneas de mezcla en los diagramas triangulares permanecen siempre dentro de líneas recta. El diagrama permite una evaluación sobre agrupamientos y tendencias.

Sin embargo debe tenerse en cuenta que algunas correlaciones (por ejemplo dos muestras con similar composición en el diagrama) pueden ser solamente accidentales. Por ejemplo, la proximidad de ciertos puntos puede sugerir una relación genética muy estrecha, aunque en realidad no exista. La correlación indicada por una serie de componentes tiene que ser verificada utilizando datos independientes.

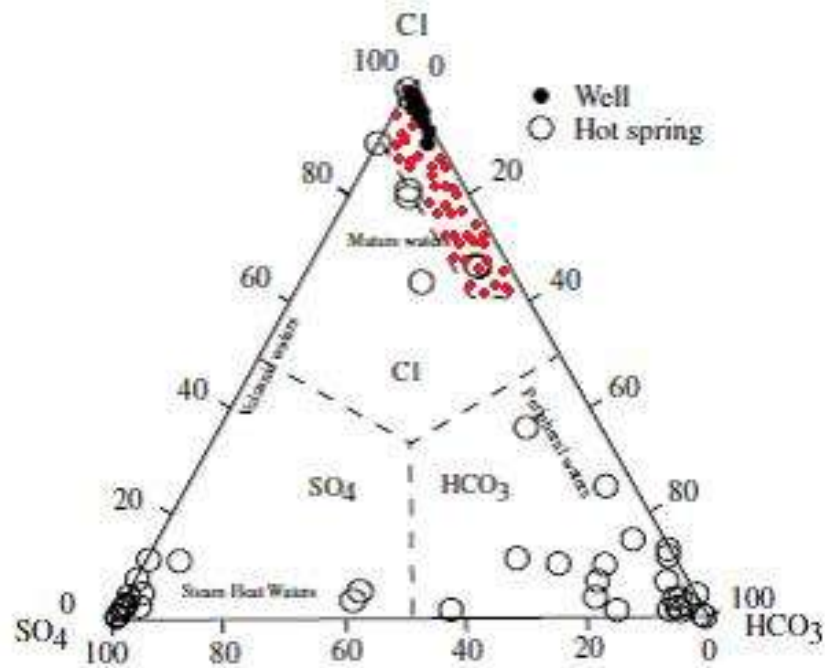


Ilustración 3-10 Ejemplo de un diagrama terciario del contenido relativo de Cl⁻, SO₄²⁻ y HCO₃⁻ para aguas geotérmicas. Fuente: González-Partida et al., 2005

En la Ilustración 3-10 se muestran los rangos de composición de varios grupos “característicos” de aguas termales volcánicas y las calentadas por vapor (pico SO₄), la mayoría de las técnicas geoquímicas (geotermómetros) no son aptas para su aplicación en estas aguas, generalmente muy ácidas. Las mejores aguas para la aplicación de dichas técnicas son las aguas neutras, las de bajo contenido de sulfatos y las aguas cloruradas a lo largo del eje Cl-HCO₃, próximas a la esquina de los cloruros. En el caso de aguas que aunque sean neutras contengan grandes cantidades de bicarbonatos, se debe tener muchísima precaución en la aplicación de los geotermómetros.

La Ilustración 3-10 no solamente permite ver cuales muestras son aptas para la aplicación de geotermómetros, sino que también permite ver el efecto de mezcla o de agrupamiento geográfico. Por ejemplo las aguas con elevado contenido de sulfatos, calentados por vapor geotérmico, se encuentran generalmente en las partes más

elevadas de un campo. El área composicional en la que los geotermómetros pueden ser utilizados con suficiente confianza es muy pequeña (zona con círculos rojos Ilustración 3-10) e ilustra la importancia de aplicar este procedimiento a la clasificación inicial.

3.6.2 Diagrama de Cl, Li y B

El Litio es probablemente el metal alcalino menos afectado por procesos secundarios (Barbier, 2002) por lo que es un “trazador” del proceso de disolución inicial para evaluar el origen de otros dos constituyentes conservativos importantes el Cl y el B..

(Mnjokava, 2007) presenta una descripción del diagrama Li-Cl–B de la siguiente manera: tanto Cl como B se agregan a soluciones conteniendo Litio en proporciones cercanas a las de las rocas de la corteza. A elevadas temperaturas el cloro se presenta como HCl y el Boro como H_3BO_3 . Ambos son volátiles y pueden ser movilizados por vapor de elevada temperatura, por lo tanto, es muy probable que hayan sido introducidos al sistema por vapores magmáticos, propiciando la formación de salmuera ácida profunda, responsable de la disolución de las rocas. A baja temperatura la acidez de HCl aumenta rápidamente y la roca la convierte pronto en NaCl el cual es menos volátil. El B permanece en forma volátil y es transportado en la fase vapor inclusive a bajas temperaturas. La relación Cl/B es usada frecuentemente para indicar el origen de las aguas de un reservorio común. Se debe de tener mucho cuidado en la interpretación ya que aguas del mismo reservorio pueden mostrar diferencias en la relación Cl/B debido a los cambios en la litología (por ejemplo la presencia de un horizonte sedimentario) o por la absorción de B al entrar en contacto con arcillas durante un flujo lateral.

3.6.3 Diagrama Piper Langelier

El diagrama de Piper Langelier (Ilustración 3-11) consiste en dos diagramas triangulares, uno que recoge la información de concentraciones referente a los cationes Ca^{2+} , Mg^{2+} y de manera conjunta la suma de $Na^{+}+K^{+}$. El otro diagrama resume la información referente a concentraciones de los aniones HCO_3^{-} , SO_4^{2-} y Cl⁻. La información tanto del diagrama triangular de cationes como de aniones se extrapola en un rombo central que permite clasificar de forma rápida el tipo de agua a que

corresponde la muestra analizada. Los datos para ser utilizados deben ser convertidos a fracción molar.

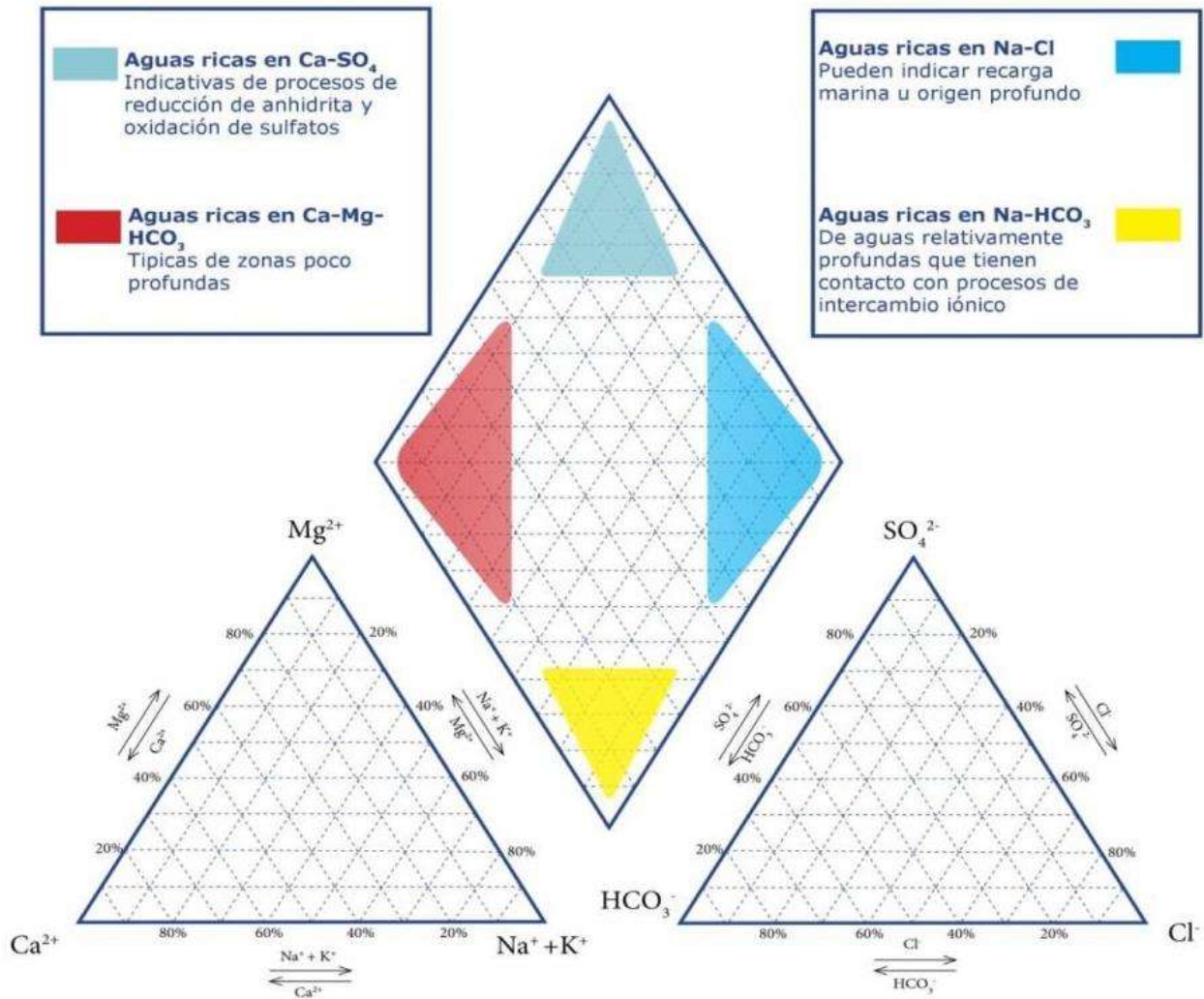


Ilustración 3-11 Zonas de clasificación de agua en el diagrama de Piper Langelier.

3.7 GEOTERMOMETRÍA

Los geotermómetros son ecuaciones que se utilizan para determinar la temperatura de fondo de un yacimiento a través del análisis de los fluidos. Se calcula la relación de ciertos elementos químicos (por ejemplo: Na, K, Mg, Ca).

Los tres principales indicadores de temperatura de fondo en un reservorio geotérmico son: el Si, Mg y Na/K. Las concentraciones de sílice son más confiables para las fuentes termales de alta descarga que aquellas de baja descarga.

Durante la fase de exploración, la geotermometría se usa para estimar las temperaturas subsuperficiales, es decir, las temperaturas que se esperan encontrar en las perforaciones, utilizando la composición química e isotópica de los manantiales termales y las descargas de fumarolas. Durante las fases posteriores en el desarrollo geotérmico y monitoreo, la geotermometría se ha aplicado con éxito para interpretar la composición de las descargas de pozos con respecto a la localización de los niveles de producción de horizontes en los pozos. La geotermometría también es útil para dilucidar las reacciones químicas que se producen en la zona de despresurización alrededor de los pozos que resultan de la ebullición y/o enfriamiento al recargar el agua fría (Stefán Arnórsson, 2000).

Existen varios tipos de geotermómetros, en esta sección se hablará de los geotermómetros en fase líquida ya que son los que se utilizaron en este estudio para la determinación de la temperatura de fondo de pozo.

Para comprender el funcionamiento de los geotermómetros primero tenemos que describir que ocurre con los fluidos geotermales durante su ascenso a la superficie.

Las aguas geotérmicas ascienden desde un depósito profundo a la superficie y pueden enfriarse por la 1) pérdida de calor conductivo a medida que viajan a través de rocas más frías o 2) por ebullición debido a la disminución de la carga hidrostática. El enfriamiento por conducción no causa por sí mismo ningún cambio en la composición química e isotópica del agua. Sin embargo, el enfriamiento puede cambiar su grado de saturación con respecto a los minerales primarios y secundarios. Como resultado, el enfriamiento conductivo puede provocar algunas modificaciones en la composición química del agua ascendente por disolución mineral o precipitación. La ebullición provoca invariablemente cambios en la composición de las aguas geotérmicas, esta como el aumento en el contenido de soluto del agua y desgasificación. El mecanismo de ebullición afecta el contenido de gas del vapor que se forma. **La principal aplicación de geotermómetros químicos durante la exploración geotérmica implica la estimación de las temperaturas del yacimiento por debajo de la zona de enfriamiento.** Al aplicar estos geotermómetros, se supone invariablemente que no ocurren cambios en la composición del agua, junto con el enfriamiento conductivo y la ebullición se considera adiabática.

Cuando se aplican geotermómetros para estimar las temperaturas del subsuelo o del acuífero, siempre se hace una **suposición básica**, a saber, que los equilibrios químicos dependientes de la temperatura prevalecen en el acuífero fuente. Además, como se indicó anteriormente, se parte de la hipótesis de que las reacciones químicas no modifican significativamente la composición del fluido a medida que este asciende desde el acuífero fuente hasta el punto de muestreo, ya sea un manantial termal, una fumarola o la boca de un pozo. El supuesto de equilibrio no siempre es necesariamente cierto, y ciertamente no es una ley de la química física ni un hecho geoquímico para todas las áreas. Aunque se ha demostrado el equilibrio mediante estudios de química de descarga y mineralogía de alteración en algunas áreas, no es necesario que así sea en todas las áreas.

A medida que se ha acumulado más y más información de los campos geotérmicos en todo el mundo, se ha observado que *siempre prevalecen equilibrios específicos de solución* mineral-solución o soluto-soluto, por lo que es lógico extender esta información a una hipótesis de trabajo general. El equilibrio entre el cuarzo y la solución, así como entre los feldespatos alcalinos y la solución se obtiene invariablemente en depósitos geotérmicos, al menos, cuando las temperaturas superan los 150-180°C. En consecuencia, la aplicación de los geotermómetros de cuarzo y Na/K en depósitos geotérmicos de alta temperatura puede considerarse completamente establecida.

La experiencia muestra que los resultados para diferentes geotermómetros químicos a veces se comparan bien para una descarga particular, aunque a veces se observan grandes diferencias. La buena conformidad entre geotermómetros individuales generalmente se toma para indicar que la asunción de equilibrio es válida, por otro lado, la discrepancia en los resultados es indicativa de desequilibrio. Sin embargo, puede utilizarse una discrepancia entre los geotermómetros para cuantificar varios procesos en sistemas geotérmicos tales como la ebullición y mezcla con agua más fría en las zonas de flujo ascendente. Por lo tanto, las diferencias en los resultados de los geotermómetros individuales no necesitan ser un resultado negativo para su interpretación (por ejemplo los geotermómetros de Si contra los de razones de cationes).

Debe enfatizarse que diferentes geotermómetros son válidos en diferentes rangos de temperatura. Se equilibran a diferentes velocidades y responden de manera diferente al enfriamiento y la ebullición en las zonas de flujo ascendente. Al interpretar los valores de temperatura derivados de los diversos geotermómetros químicos, es importante tener una sólida comprensión de los procesos químicos involucrados, así como de las suposiciones básicas y las aproximaciones simplificadas realizadas. La tarea del geoquímico al interpretar datos químicos con respecto a la geotermometría es más que insertar valores analíticos en ecuaciones de geotermometría específicas. El geoquímico verifica y/o refuta la validez de los supuestos y las aproximaciones realizadas al usar ecuaciones geotermométricas.

Recapitulando el contenido de esta sección, el uso de geotermómetros supone dos cosas: 1) el equilibrio químico prevalece en el acuífero fuente y depende de la temperatura y 2) no hay reacción química, es decir, la composición del fluido no se modifica durante su ascenso desde el acuífero fuente hasta superficie. Estos supuestos no son una ley y/o un hecho geoquímico.

3.7.1 Geotermómetros líquidos

Los geotermómetros de agua más importantes son los geotermómetros de sílice (cuarzo y calcedonia), Na/K y Na-K-Ca. En esta sección nos enfocaremos en los geotermómetros de Si y en los de Na-K. Teóricamente, cualquier proporción de cationes y cualquier concentración de especie acuosa no cargada se puede usar como geotermómetro siempre que prevalezca el equilibrio (Arnórsson et al. 1982).

Se han usado dos métodos para calibrar los geotermómetros de agua mencionados anteriormente. Uno es teórico y el otro empírico o geoquímico. La calibración teórica se basa en experimentos en el laboratorio para establecer valores de constantes de equilibrio para reacciones específicas de solución mineral en las que se basa la ecuación de geotermometría. Un ejemplo es el cuarzo. La calibración de este geotermómetro se basa en la solubilidad del cuarzo determinada experimentalmente en el agua. La calibración geoquímica o empírica implica la correlación de las concentraciones específicas de los componentes acuosos en las descargas de pozos

con la temperatura de sus acuíferos. El Na/K, Na-K-Ca y muchos otros geotermómetros de relación de cationes se han calibrado de esta manera (Stefán Arnórsson, 2000)

Una ecuación geotermométrica es una ecuación que permite estimar la temperatura para una constante de equilibrio específica de una reacción específica de solución mineral.

A continuación se muestran algunos geotermómetros.

$$\text{Cuarzo } T^{\circ}\text{C} = \frac{1309}{5.19 - \log SiO_2} - 273.15 \quad T = 0 - 250^{\circ}\text{C} \quad (3-2)$$

$$\text{Cuarzo Adiabático } T^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{5.75 - \log SiO_2} - 273.15 \quad T = 0 - 250^{\circ}\text{C} \quad (3-3)$$

$$\frac{Na}{K} \text{ (Fournier) } T^{\circ}\text{C} = \frac{1522}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + 1.483} - 273.15 \quad T > 150^{\circ}\text{C} \quad (3-4)$$

3.8 REINYECCIÓN EN CAMPOS GEOTÉRMICOS

Para preservar las condiciones ambientales originales de un campo geotérmico se sugiere que los fluidos geotérmicos se reinyecten, esto para proteger a la superficie y a los mantos acuíferos de problemas ambientales y mantener la presión dentro del yacimiento. Lo contraproducente de la reinyección es el enfriamiento de pozos individuales y posteriormente el enfriamiento completo del yacimiento.

Para predecir el resultado de enfriamiento por reinyección es necesario desarrollar técnicas cuantitativas para la detección temprana del reingreso de fluidos reinyectados en el yacimiento.

El conocimiento de fluidos reinyectables co-producidos y sus incrementos de velocidad son importantes para predecir el destino del reservorio.

Los trazadores químicos naturales, como los cloruros y los isótopos estables del agua han sido muy utilizados para monitorear el reingreso de fluidos re-inyectados en los pozos de producción. Cuando un fluido geotérmico flashea a vapor y líquido, el cloruro se comporta como una especie conservativa permaneciendo en la fase líquida. La partición de los isótopos estables del agua entre el vapor y el líquido se retienen en el líquido de manera predecible (esto si se conoce la Temperatura de separación). El

incremento de la concentración en cloruros e isótopos estables del agua en salmueras residuales es proporcional a la fracción de vapor (y), con los isótopos del agua se tienen dependencias adicionales sobre la temperatura de separación vapor-líquido y si el vapor es separado en un proceso Batch o Rayleigh (Henley et al, 1984).

Las fracciones de vapor de 20-30% son típicas de los campos geotérmicos. Si la fracción vapor es ~25%, la concentración de cloruros en el líquido residual será **1.33 veces** la concentración de pre-flash y los isótopos estables del agua se enriquecerán por **~1‰ $\delta^{18}\text{O}$ y ~4‰ δD** . Aunque esto representa un pequeño factor de enriquecimiento, están dentro de la capacidad analítica. Debido a la **facilidad de medición y bajo costo analítico**, los cloruros e isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) han sido muy empleados como trazadores naturales para el monitoreo y la detección de fluidos reinyectados en campos geotérmicos.

3.9 ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA

3.9.1 Isótopos

Los isótopos son átomos de un mismo elemento que tienen diferente masa atómica, es decir, tienen el mismo número de protones pero diferente número de neutrones en su núcleo. La diferente masa atómica entre los isótopos hace que estos tengan pequeñas diferencias químicas como por ejemplo diferentes factores de fraccionamiento isotópico.

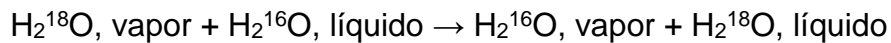
3.9.2 Notación de isótopos y su fraccionamiento

Para describir la variación de los isótopos en la naturaleza se debe entender las unidades isotópicas. La unidad isotópica se representa por la letra griega “ δ ” y se define como notación delta mil:

$$\delta_{\text{‰}} = \frac{R_{\text{Muestra}} - R_{\text{Referencia}}}{R_{\text{Referencia}}} \times 1000 \quad (3-5)$$

Donde R es la relación isotópica que en el caso del agua se refiere a $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ o D/H, valores negativos de δ significan que la muestra estará empobrecida del isótopo

más pesado con respecto a la referencia o estándar, mientras que valores positivas implica el enriquecimiento del isótopo en cuestión.



Para esta ecuación la α (constante de fraccionamiento isotópico) es igual a:

$$\alpha = \frac{\text{H}_2^{16}\text{O vapor} \cdot \text{H}_2^{18}\text{O liquido}}{\text{H}_2^{18}\text{O vapor} \cdot \text{H}_2^{16}\text{O liquido}} = \frac{R \text{ liquido}}{R \text{ vapor}} \quad (3-6)$$

Tenemos que según la definición de δ

$$\delta + 10^3 = \frac{10^3 R_{\text{Muestra}}}{R_{\text{Referencia}}} \quad (3-7)$$

Aplicando la ec. 3-7 para líquido y vapor tenemos que:

$$\frac{\delta, \text{ liquido} + 10^3 = \frac{10^3 R_{\text{Liquido}}}{R_{\text{Referencia}}}}{\delta, \text{ vapor} + 10^3 = \frac{10^3 R_{\text{vapor}}}{R_{\text{Referencia}}}} = \frac{R \text{ liquido}}{R \text{ vapor}} = \alpha \quad (3-8)$$

$$\alpha = \frac{R \text{ liquido}}{R \text{ vapor}} = \frac{\delta, \text{ liquido} + 10^3}{\delta \text{ vapor} + 10^3} \quad (3-9)$$

Generalmente los factores de fraccionamiento isotópico son aproximados a 1, por lo que, $\ln \alpha = \alpha - 1$

$$\ln \alpha = \frac{\delta, \text{ liquido} + 10^3}{\delta \text{ vapor} + 10^3} - 1 = \frac{\delta, \text{ liquido} + 10^3 - \delta \text{ vapor} - 10^3}{\delta \text{ vapor} + 10^3}$$

$$\ln \alpha = \frac{\delta, \text{ liquido} - \delta, \text{ vapor}}{\delta \text{ vapor} + 10^3} \quad (3-10)$$

Si $\delta_{\text{vapor}} \ll 10^3$ entonces $\delta_{\text{vapor}} + 10^3 = 10^3$, sustituyendo en la ecuación (3-10) tenemos que:

$$10^3 \ln \alpha \approx \delta, \text{ liquido} - \delta, \text{ vapor} \quad (3-11)$$

La observación efectuada respecto a que la abundancia isotópica (δ) varía de unos ambientes geológicos a otros, dio origen al denominado “fraccionamiento isotópico”. Numerosos procesos cinéticos y en equilibrio, muestran el denominado “efecto isotópico” capaz de producir una relativa separación o fraccionamiento entre los isótopos ligeros y los pesados. Los efectos isotópicos que dan lugar al fraccionamiento se producen como consecuencia de que algunas propiedades termodinámicas de los componentes dependen de las masas de los átomos que los componen.

El fraccionamiento isotópico ocurre por el hecho de que algunas propiedades termodinámicas de las moléculas dependen de las masas de sus átomos y la magnitud del fraccionamiento es proporcional a la diferencia relativa de las masas de los isótopos. Por eso el fraccionamiento isotópico que tiene un elemento es mayor tanto menor sea su número atómico, ya que cuanto mayor sea la diferencia relativa de las masas tanto mayor va a ser la diferencia entre las propiedades termodinámicas.

3.9.3 Estándares

Uno de los problemas más serios que se tenía en hidrología usando isótopos estables, era la comparación de resultados obtenidos por diferentes laboratorios. Hoy en día estos resultados son usualmente reportados en δ con respecto a un estándar de referencia internacional. Así se puede manejar una correcta calibración del equipo con las muestras de referencia en los distintos laboratorios.

Los estándares de referencia para el oxígeno y el hidrógeno en aguas naturales son nombrados SMOW (Standard Mean Ocean Water). Estos estándares corresponden a un agua hipotética que tiene las relaciones isotópicas de O e H iguales a las relaciones isotópicas del agua oceánica, la cual ha sido evaluada por (Craig, 1961). Esta muestra de agua fue obtenida muestreando agua oceánica destilada (colectada del Océano Pacífico Lat. 0, Long. 180°, en julio 1967) con pequeñas cantidades de otras aguas para ajustar las relaciones isotópicas para los valores requeridos.

El estándar V-SMOW está disponible en la IAEA (International Atomic Energy Agency) en Viena para propósitos de calibración interna, en términos prácticos SMOW y V-SMOW son isotópicamente idénticos.

El empleo de estándares internos en los laboratorios de isótopos se hace necesario a causa de la escasez de patrones internacionales, que en casos extremos se agotaron hace varias décadas. Los patrones internacionales tienen una importancia fundamental, sobre todo en determinaciones isotópicas a escala de abundancia natural, puesto que definen convencionalmente el valor $\delta=0$ (que no significa que esté ausente el isótopo pesado), con el cual se comparan el resto de relaciones isotópicas.

3.9.4 Usos en general

Casi todos los elementos son mezclas de isótopos y muchas sustancias presentan una firma isotópica característica. Por eso el gran interés por el conocimiento de la composición isotópica de las sustancias. Compuestos que químicamente son indistinguibles, pueden diferenciarse isotópicamente y obtener información acerca de sus génesis y procesos evolutivos. Se considera que un núcleo atómico es estable cuando no se desintegra espontáneamente transcurrido un cierto periodo de tiempo.

Los isótopos estables más utilizados son los del Hidrógeno, Oxígeno, Azufre y Carbono. Su importancia radica en que son elementos muy abundantes en la corteza y que toman parte en numerosos procesos naturales.

Los análisis isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua procedente de manantiales y pozos proporcionan información sobre el origen y la evolución de los fluidos geotérmicos, tales como la mezcla subterránea entre las aguas con orígenes diferentes, sobre los efectos de la interacción agua-roca, sobre la geotermometría isotópica y sobre los procesos de separación de vapor. A partir de la composición hidrogeoquímica e isotópica de los fluidos geotérmicos se obtiene la información de su origen, sobre el área de recarga, sobre el modelo de flujo, sobre la variación de la temperatura con la profundidad y sobre la fracción molar del vapor y de la saturación de vapor.

3.9.5 Procesos naturales

El agua meteórica local procedente de diferentes áreas geotérmicas posee diferentes composiciones isotópicas. Cuanto más baja sea la temperatura del aire los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD serán más negativos en las regiones frías. Esto también se aplica

en el efecto de la altitud. La lluvia generada a grandes altitudes es isotópicamente más ligera que la de las llanuras (Ilustración 3-12).

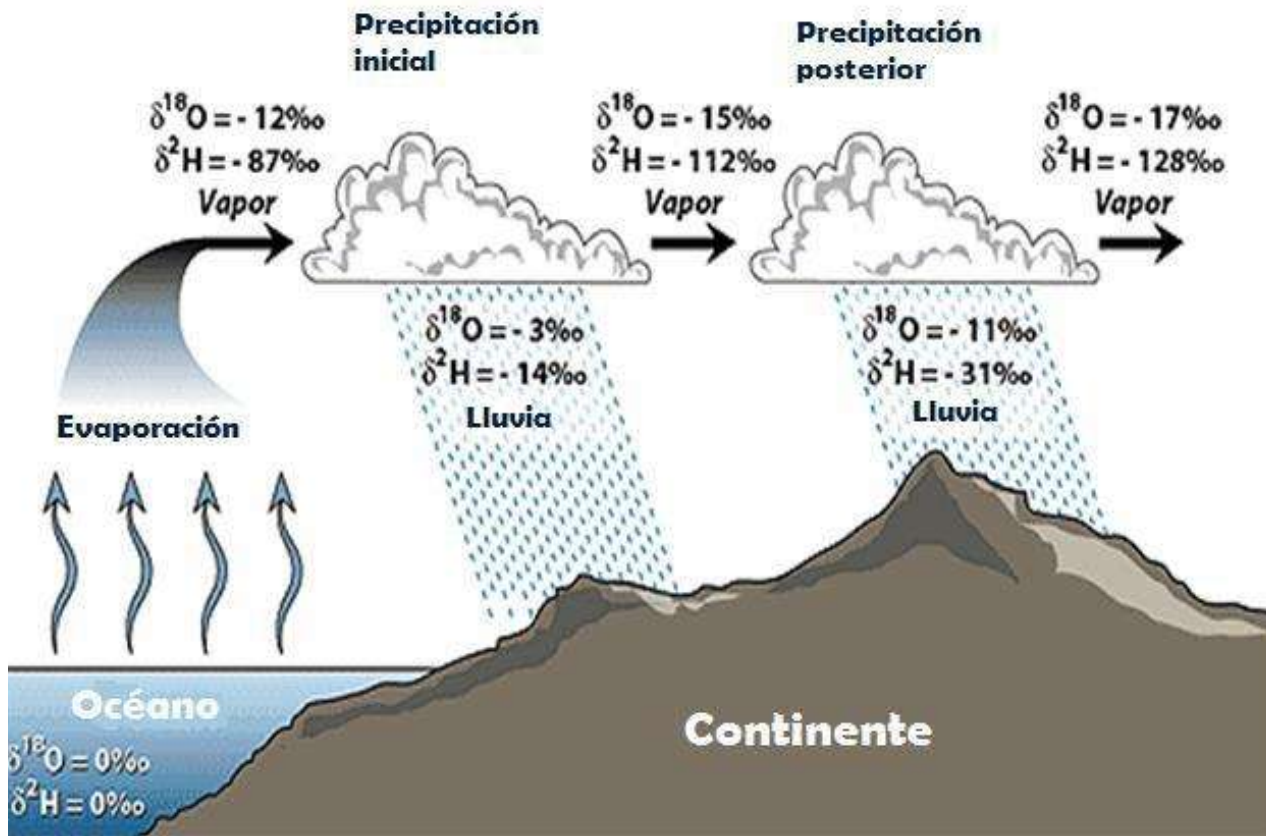


Ilustración 3-12 Esquema del transporte de vapor de agua y variaciones isotópicas desde el océano hasta las zonas continentales. Altas latitudes corresponden a bajos valores de δ isótopos del agua. Fuente: Sustainability of semi-arid hydrology and riparian areas, SAHRA, University of Arizona (<http://web.sahra.arizona.edu>)

La composición geoquímica e isotópica es una herramienta para distinguir el origen de las aguas subterráneas en los sistemas geotérmicos de alta temperatura. Los tipos de agua existentes en un yacimiento son: agua andesítica, agua juvenil, agua magmática, agua meteórica y agua oceánica (Blattner, 1993; Giggenbach, 1992).

En la mayoría de los campos geotérmicos la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ muestra un enriquecimiento (“corrimiento de oxígeno”) característico, en comparación con la composición isotópica del agua meteórica local (Ilustración 3-13). Este comportamiento se debe a el efecto de interacción de agua-roca, en el cual el agua meteórica que se infiltra a grandes profundidades y forma un reservorio geotérmico que está en equilibrio isotópico con la roca, por lo que se produce un enriquecimiento de $\delta^{18}\text{O}$ con respecto al

agua inicial, controlado con la temperatura del reservorio geotérmico. Existen algunos campos geotérmicos cuya recarga consiste en agua meteórica y oceánica o por ejemplo Salton, California, donde se puede encontrar agua marina fósil profunda.

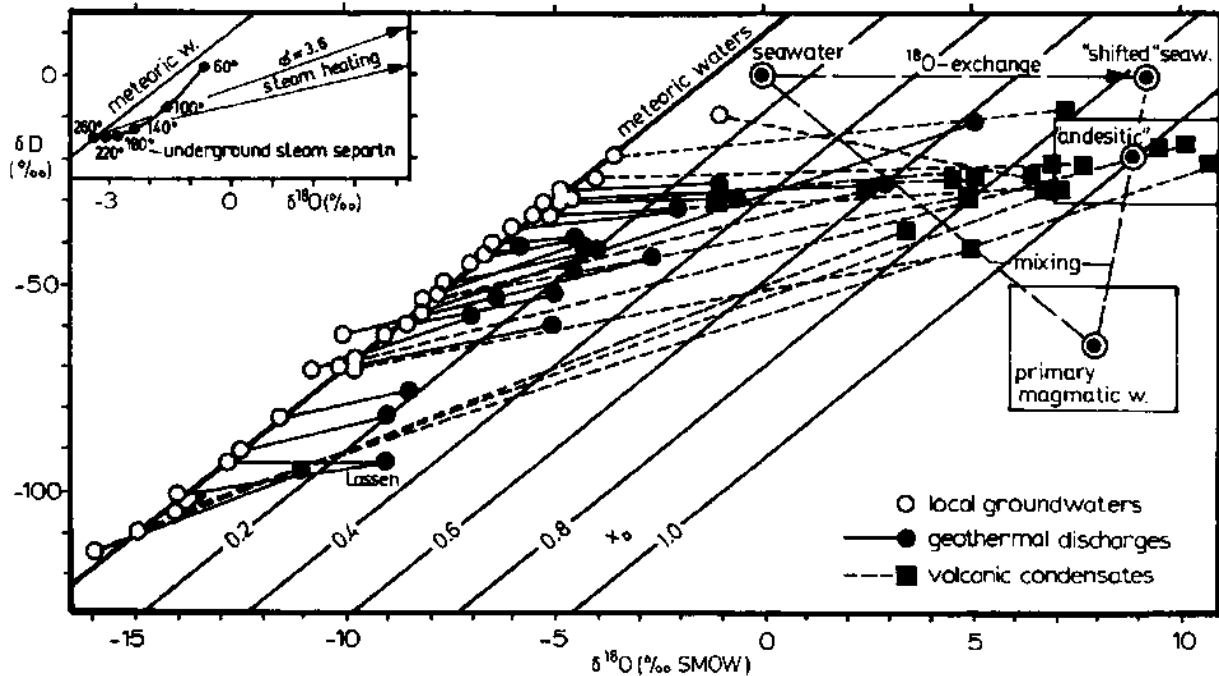


Ilustración 3-13 Corrimiento isotópico de Oxígeno en agua geotérmica. Tomada de Giggenbach 1992.

3.9.5.1 Procesos de interacción agua-roca

El factor de fraccionamiento de equilibrio termodinámico α para las reacciones de intercambio de $\delta^{18}\text{O}$ entre el mineral y el agua, se incrementa al aumentar la intensidad de las uniones del oxígeno dentro de un mineral específico. En la Ilustración 3-13 se muestra una gráfica δD vs $\delta^{18}\text{O}$ del agua superficial y agua termal profunda, las líneas paralelas a la línea meteórica del agua corresponden a fracciones de vapor andesítico que posiblemente contribuye a la formación de agua termal. En esta figura se compara el fraccionamiento isotópico real que se observa entre el agua termal, la roca alterada con la que coexiste y la que se obtiene en el equilibrio isotópico con los minerales principales a la temperatura medida del agua subterránea profunda. La tasa del intercambio isotópico del oxígeno entre el agua y la roca decrece rápidamente a medida que la temperatura desciende. Por lo tanto, el corrimiento isotópico de oxígeno se considera como una evidencia que indica una temperatura presente o pasada elevada

(>250°C) dentro del sistema geotérmico. No obstante, la magnitud del desplazamiento isotópico del oxígeno depende, a parte de la temperatura, del grado de intercambio isotópico y de las proporciones y los valores de $\delta^{18}\text{O}$ en la roca huésped.

3.9.6 Mezcla de fluidos en un yacimiento geotérmico

Las desviaciones de la composición isotópica de las aguas geotérmicas respecto a la del agua meteórica local se origina normalmente debido a la mezcla de aguas con diferentes orígenes. La fuente más común de los sistemas geotérmicos con asociaciones volcánico-magmáticas es el *agua magmática*. Como consecuencia de los factores de fraccionamiento tan pequeños que gobiernan el intercambio isotópico a las temperaturas magmáticas, el valor $\delta^{18}\text{O}$ de cualquier agua magmática se parece muy probablemente al del magma progenitor (de +5‰ a +10‰). Los valores δD del agua basáltica asociada con la actividad magmática a lo largo de los márgenes de placas divergentes se hallan entre -60‰ y -90‰.

El agua andesítica, típica de las descargas volcánicas a lo largo de los límites de las placas convergentes posee valores de δD entre -10 y -30‰. El cambio de oxígeno se debe únicamente a la mezcla sencilla de agua subterránea local con agua “magmática” enriquecida en $\delta^{18}\text{O}$ (Blattner, 1993)

En las áreas volcánicas montañosas con topografía muy variable, las aguas geotérmicas y meteóricas se generan a diferentes altitudes, de manera que tienen composiciones isotópicas diferentes

Truesdell et al. (1977) han considerado la evaporación en el terreno. En los sistemas naturales el ascenso convectivo hacia la superficie, del agua caliente va produciendo vapor a medida que disminuye la presión. A su vez, la producción de vapor adiabática determina un descenso de la temperatura. Las composiciones de las dos fases (vapor y agua) dependen de cómo se produzca la separación entre fases. Si la separación es de una etapa, se obtiene un mayor efecto isotópico. Durante el ascenso del fluido el vapor coexiste con la fase líquida. Cuando el agua llega a la superficie a través de un pozo, ambas fases se separan. Este concepto también es válido para los manantiales calientes y las fumarolas. La “separación continua del vapor” requiere una emisión continua de vapor inmediatamente después de que se forme (Henley et al.

1984). El efecto del fraccionamiento isotópico es mínimo. Ambos modos de separación son situaciones extremas. Muchos de los ejemplos de procesos naturales intermedios se han aplicado en Yellowstone (Truesdell et al., 1977). Los efectos intermedios se denominan también “separación de vapor multietapa”.

La composición isotópica del vapor separado (δ_{vap}) y la del agua (δ_{liq}) se calculan utilizando la ecuación de balance isotópico donde δ representa la composición isotópica inicial antes de la evaporación x donde la fracción de vapor “ x ” se puede calcular a partir del balance de entalpía correspondiente del fluido a partir de la temperatura de separación del agua y del vapor.

En cuanto a los procesos de separación subterránea líquido vapor: a medida que la temperatura aumenta a valores superiores de 100°C, la presión de vapor también aumenta, hasta que se supera la presión hidrostática por lo que el agua geotérmica comienza a hervir. El proceso de separación de vapor viene acompañado por el fraccionamiento isotópico por lo que la fase líquida estará enriquecida de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , mientras que la fase vapor se empobrecerá de dichos isótopos estables. En el caso del Deuterio esto se cumple para temperaturas inferiores a los 220°C, a temperaturas mayores el Deuterio permanece preferentemente en la fase vapor.

Truesdell et al. (1977) y Henley et al., (1984) desarrollaron un modelo aproximado que describía la situación más compleja de la separación continua del vapor con el objetivo de calcular el enriquecimiento isotópico del agua líquida con respecto al agua inicial (en el reservorio).

Las composiciones isotópicas del agua termal que fluye muy rápidamente a través de los manantiales termales, no están afectadas por la evaporación. Durante la fase de exploración inicial, se pueden encontrar masas de agua calentadas por el vapor cuya composición isotópica estará directamente relacionada con la del agua profunda que lo alimenta. El agua procedente de vapor caliente también se halla en la zona superficial de los sistemas geotérmicos, donde se produce el proceso de ebullición en el reservorio. Esto se refleja en las elevadas relaciones entre sulfatos y el cloro, y el bajo pH.

3.10 MÉTODOS ANALÍTICOS

En esta sección se describe a detalle la preparación de las muestras para la determinación de los isótopos estables de agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) por medio de espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRMS por su siglas en inglés). En la sección 4.2 se especifica los laboratorios, los espectrómetros y las variables que se utilizaron para la determinación de los isótopos estables del agua.

3.10.1 Espectrometría de masas

La espectrometría de masas, desde el punto de vista clásico, no es propiamente un método espectroscópico ya que un espectro es una información bidimensional que representa un parámetro relacionado con la emisión y absorción de una radiación. En la espectrometría de masas no se utiliza ningún tipo de radiación, por lo que estrictamente no puede considerarse como una técnica espectroscópica. En las espectroscopias clásicas: los procesos que se originan son puramente físicos, no destructivos. La espectrometría de masas fue la técnica analítica que permitió el descubrimiento de los isótopos.

La espectrometría de masas, está basada en la obtención de iones a partir de moléculas de agua en fase gaseosa; una vez obtenidos estos iones, se separan de acuerdo a su masa-carga y finalmente se detectan por medio de un dispositivo.

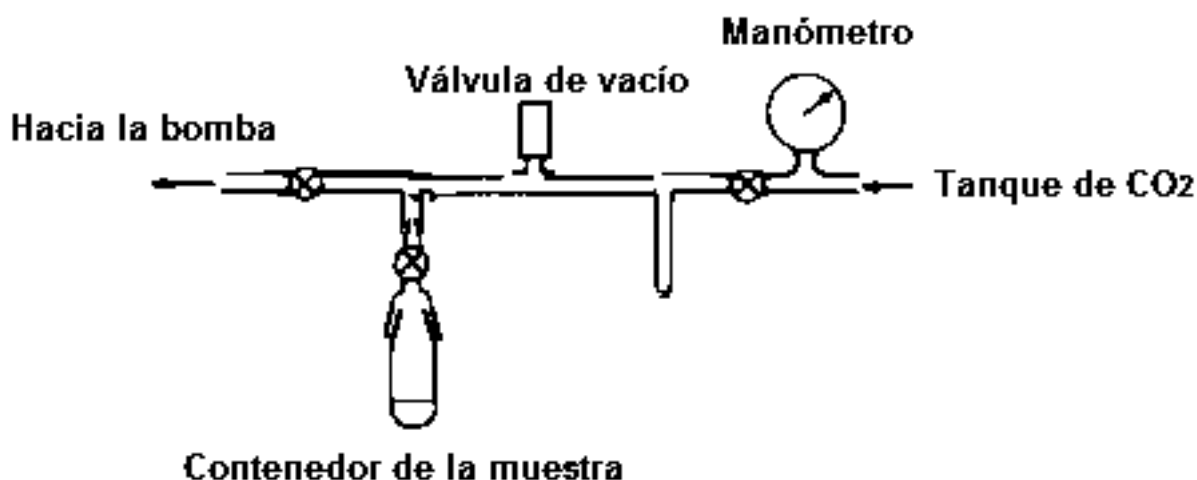
Los espectrómetros de masas de relaciones isotópicas (IRMS) utilizan: electrónica, tecnología de vacío, diseño de electroimanes, mecánica de precisión y adquisición de datos, en general se trata de instrumentos complejos y de una avanzada tecnología y por tanto también sumamente costosos. Las principales peculiaridades de los IRMS con respecto a otros espectrometrómetros de masas es que requieren ultra alto vacío, el electroimán no debe fluctuar durante los análisis y el sistema de detección es de tipo multicolector (una copa de Faraday para cada haz de iones).

3.10.2 Determinación de oxígeno isotópico en muestras de agua

El método más común para la determinación de la composición de oxígeno isotópico en muestras líquidas es por equilibrio con CO_2 . Este método fue usado por

Epstein y Mayeda, (1953), quienes reportaron por primera vez un análisis específico de isótopos de oxígeno en aguas naturales.

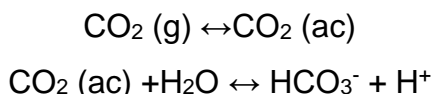
Para preparar la muestra, una pequeña cantidad de agua (en general pocos mililitros) se introduce en un recipiente de vidrio que luego es acoplado a una llave de paso y conectado a la línea de preparación de la muestra por medio de juntas. El agua se congela con una muestra congelada de acetona o CCl_4 y CO_2 (s) ($T = -70^\circ\text{C}$) y se evacua el aire en el envase. El agua entonces es derretida y calentada a temperatura ambiente para liberar el aire disuelto y atrapado en el hielo durante la congelación. El congelamiento es necesario para evitar las pérdidas de vapor de agua durante el bombeo. Las pérdidas podrían alterar la composición isotópica del agua remanente porque ocurre fraccionamiento isotópico entre vapor y agua líquida.



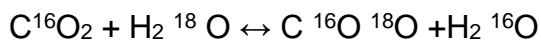
*Ilustración 3-14 Línea de preparación de la muestra para el análisis de los isótopos de oxígeno en agua, método de equilibrio de CO_2 . Modificada de *Technical Reports Series 210 Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*, 1981.*

Después de eliminar el aire, se introduce en el contenedor de la muestra un flujo de gas CO_2 de composición isotópica conocida ($P \sim P_{\text{atm}}$). Si el tanque de CO_2 contiene aire, este es previamente purificado en una trampa con nitrógeno líquido (temperatura cerca de -190°C), y así se bombea hacia afuera el aire y otros gases condensables. Los estándares de laboratorio (muestras de agua de composición isotópica conocida) son preparados al mismo tiempo y se usan como control de la preparación de la muestra.

Los contenedores con la muestras son transferidos a un baño termostático, a T de 25°C. Se lleva a cabo el intercambio isotópico entre el CO₂ y agua de acuerdo a las siguientes reacciones:



La reacción de intercambio isotópico es:



Después de cierto tiempo esta reacción alcanza el equilibrio. El tiempo de equilibrio puede reducirse de un día a pocas horas con tan solo agitar las muestras. Después de que se alcanza el equilibrio, el CO₂ es extraído del contenedor, separado del vapor de agua con una trampa de hielo seco, y usado para el análisis de espectrometría de masas. El CO₂ equilibrado tiene una relación ¹⁸O/¹⁶O la cual está relacionada con la relación isotópica en el agua a través del factor de fraccionamiento isotópico α:

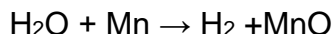
$$(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{CO}_2} = \alpha (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{H}_2\text{O} (\text{liq})}$$

El cual a 25°C tiene un valor de 1.0412 ± 0.0001

3.10.3 Determinación de hidrógeno isotópico en aguas naturales

Los análisis de los isótopos de H en el agua se llevan a cabo en el gas Hidrógeno el cual se obtiene por la reducción del agua. Uno de los métodos para reducir el agua es por medio de Mn. El Mn es un agente reductor el cual puede ser usado para producir hidrógeno gas. El Mn fue elegido por Shouakar-Stash et al. (2000) porque es termodinámicamente más eficiente que el Zn en la reducción del agua. El Mn se obtiene fácilmente y es menos costoso que otros reactivos, y no requiere ningún pretratamiento.

La reducción cuantitativa del agua procede como en la siguiente reacción (T=900°C)



Shouakar-Stash et al. (2000) construyeron un dispositivo en línea (Ilustración 3-15), para purificar el hidrógeno antes de su introducción al espectrómetro. Dicho dispositivo es conectado directamente al espectrómetro.

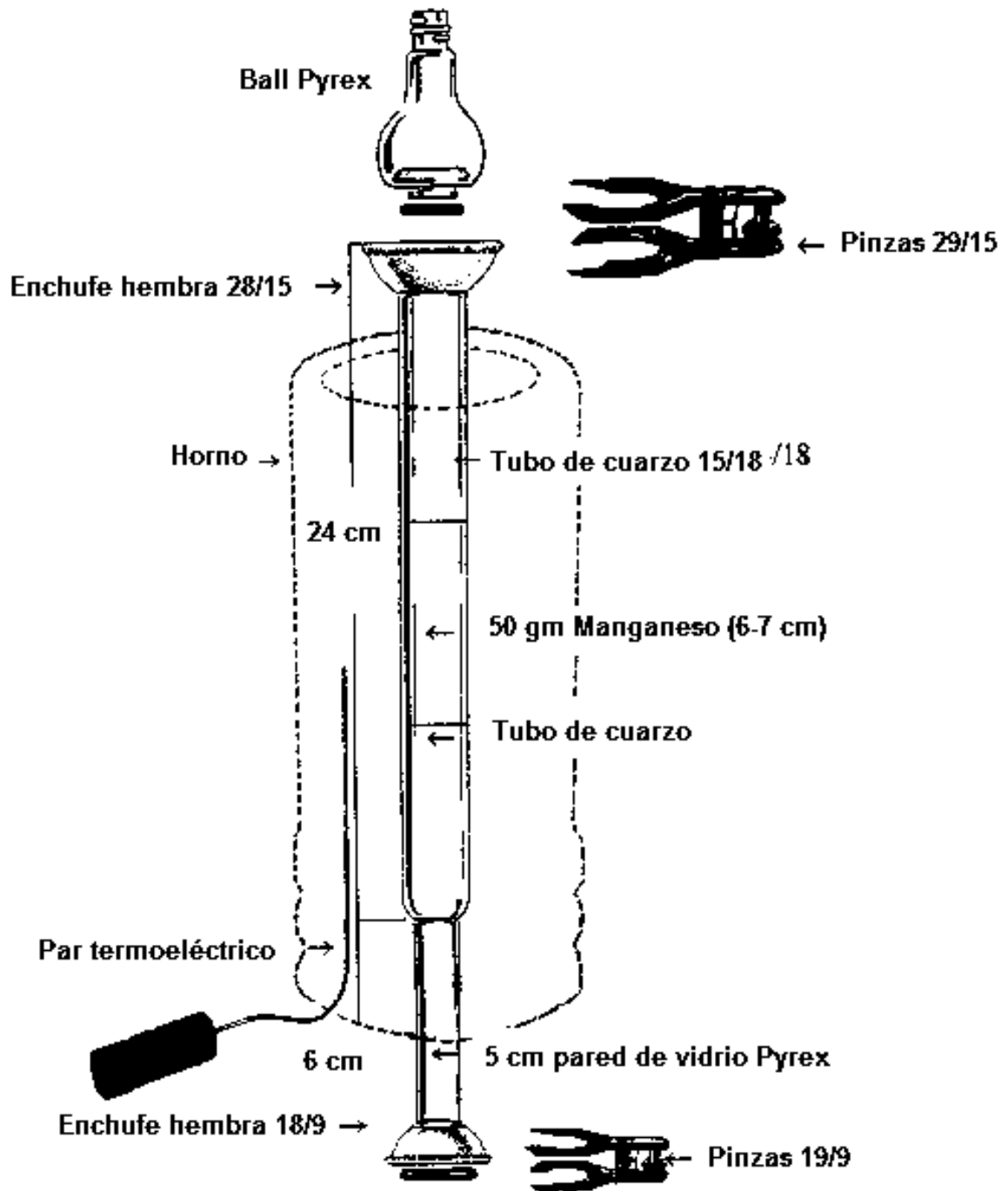


Ilustración 3-15 Dispositivo en línea para la purificación de Hidrógeno. Modificada de Shouakar-Stash et al. (2000)

3.11 CÁLCULOS A DESCARGA TOTAL

La descarga total de un fluido se define como la concentración de una especie química o el valor de un parámetro termodinámico en el cabezal del pozo antes de la separación debida a la despresurización.

El método más común para el muestreo de fluidos geotérmicos involucra la recolección de vapor con un separador Webre o puede ser también la recolección de agua en el vertedor a presión atmosférica. (Ilustración 3-16) (Arnórsson y Stéfansson, 2005). En el último caso la descarga total del pozo no puede ser muestreada (vapor+ agua + gases disueltos) por lo que la composición del fluido a profundidad no puede ser completamente evaluada. En el CGLA la fracción de vapor en el cabezal es usualmente muy alta, y no permite recolectar las muestras separadas del vapor en un separador portátil, por lo que la recolección de las muestras en el vertedor es una buena opción utilizando cálculos para compensar. En Los Azufres, el fluido geotérmico pasa a través del cabezal dirigiéndose hacia un separador ciclónico donde ocurre una separación líquido-vapor a T y P moderadas ($T_{SEP} = 173-183^{\circ}\text{C}$ y $P=8.51-11.48$ bar), las cuales son más bajas que las condiciones en el reservorio geotérmico a profundidad ($240-340^{\circ}\text{C}$; 60-160 bares). El vapor separado en esta etapa se direcciona a los vaporductos para después utilizarlo en la generación de energía eléctrica, mientras que el líquido remanente se direcciona al silenciador donde ocurre una segunda separación ya que el líquido se libera a condiciones atmosféricas por lo que el vapor remanente se libera a través del silenciador y el líquido a través del vertedor. La temperatura de ebullición en el CGLA a aproximadamente 2 800 msnm es de 92°C (Nieva et al., 1987).

Truesdell et al. (1977) inicialmente desarrolló un método describiendo el fraccionamiento de los isotopos estables del agua para calcular la ebullición inducida en manantiales termales del Parque Nacional de Yellowstone en los Estado Unidos. Nieva et al. (1983; 1987) y Barragán et al. (2005) adaptaron estas ecuaciones para los eventos de ebullición y separación de fases que ocurren en un pozo productor geotérmico. Más tarde Arnórsson y Stéfansson, (2005) mejoraron los cálculos.

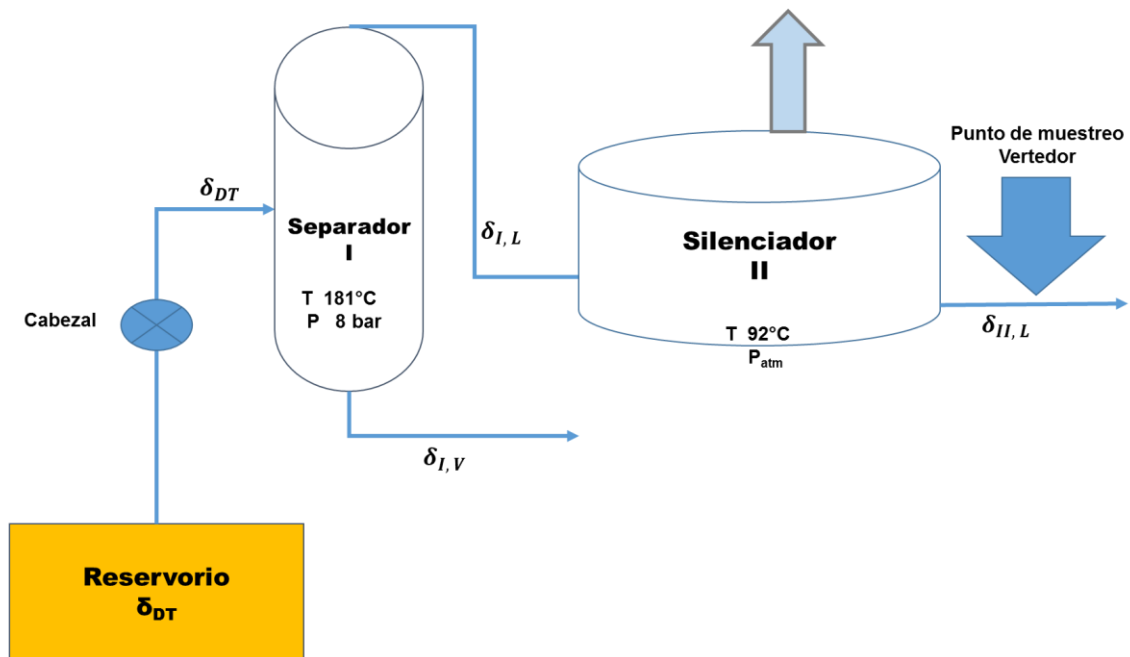


Ilustración 3-16 Diagrama de un pozo productor y punto de muestreo en el vertedor

La composición de los isotopos estables del agua a la descarga total fue estimada con balances de masa en cada separación (Separador I y Silenciador II).

Este es el mismo método que aplicó Nieva et al. (1983; 1987) y Barragán et al. (2005) se aplicó en este estudio por motivos de coherencia, permitiendo así que nuestro datos se compararan con los de la literatura.

En la Ilustración 3-16 el término $\delta_{II,L}$ es la composición isotópica estable del agua medida en el vertedor. En el silenciador una fracción del agua (x_{II}) que se introduce al mismo y se descarga en forma de vapor.

La composición isotópica estable del agua a la salida del separador $\delta_{I,L}$ se obtiene a partir de la siguiente ecuación:

$$\delta_{I,L} = x_{II}\delta_{II,V} + (1 - x_{II})\delta_{II,L} \quad (3-12)$$

Donde la fracción de agua que es evaporada en el silenciador (x_{II}) se obtiene del siguiente balance de energía.

$$h_{I,L} = x_{II}h_{II,V} + (1 - x_{II})h_{II,L} \quad (3-13)$$

Donde $h_{I,L}$ es la entalpía específica del agua a la temperatura de separación

Despejando (3-13) se obtiene la siguiente ecuación:

$$x_{II} = \frac{(h_{I,L} - h_{II,L})}{(h_{II,V} - h_{II,L})} \quad (3-14)$$

La temperatura de separación en Los Azufres es de 92°C por lo que se tienen los siguientes datos, los cuales se obtienen a partir de las tablas de vapor: $h_{II,L} = 385.3$ J/g; entalpía específica del líquido a 92°C y $h_{II,V} = 2663$ J/g; entalpía específica del vapor a 92°C.

La composición isotópica estable del vapor en el silenciador $\delta_{II,V}$ se puede obtener asumiendo que la separación líquido-vapor se lleva a cabo a 92°C la cual es la temperatura de ebullición local del agua en Los Azufres.

$$\delta_{II,V} = \delta_{II,L} - 10^3 \ln \alpha_{92^\circ C} \quad (3-15)$$

Donde α es el factor de fraccionamiento isotópico entre el líquido y vapor.

La composición isotópica estable del agua en la descarga total del pozo, δ_{DT} se determina usando un balance de masa similar.

$$\delta_{DT} = x_I \delta_{I,V} + (1 - x_I) \delta_{I,L} \quad (3-16)$$

X_I se obtiene de datos de producción proporcionados por la CFE y $\delta_{I,V}$ se calcula de forma similar a $\delta_{II,V}$

$$\delta_{I,V} = \delta_{I,L} - 10^3 \ln \alpha_{T_s} \quad (3-17)$$

Donde T_s es la temperatura en el separador que tiene un rango de 173°C a 183°C.

3.11.1 Ebullición en el reservorio y exceso de entalpía en pozos

Anteriormente los datos analíticos fueron usados para calcular la composición de una fase única con ayuda de la entalpía de la descarga del pozo la cual se calcula con los datos de calidad de vapor y fueron proporcionados por la CFE. Para dicho cálculo se asume A) está presente una fase única (líquida) en la zona de alimentación del pozo y B) que no ocurre separación de fase en la formación que modifique la composición del fluido original.

Mientras que para varios pozos, estas asunciones no son ciertas, se examinan los efectos de ebullición en la formación, sobre la composición a la descarga del pozo en relación al fluido original del acuífero. Estos efectos se pueden ver frecuentemente en la fase de exploración en las descargas de pozos, pero se vuelven muy comunes en los pozos productores a consecuencia de la explotación.

Los valores isotópicos a descarga total se calculan a partir de la composición de líquido separado a presión atmosférica, y se utilizan los coeficientes de partición de dichos isótopos entre la fase líquida y la fase vapor (Nieva et al., 1983, 1987). Las Temperaturas se estiman con los geotermómetros como el geotermómetro Na-K (Henley et al., 1984) y el geotermómetro de sílice.

Cuando la entalpía específica de la descarga total es considerablemente superior a la entalpía específica del agua líquida a la temperatura de fondo de pozo.

$$h_{DT} > h_{LIQ,T_f} \quad (3-18)$$

Donde la entalpía de líquido en el fondo de pozo (h_{LIQ,T_f}) se determina por las tablas de vapor, a partir de la temperatura de fondo de pozo estimada por geotermómetro.

La diferencia entre h_{DT} y h_{L,T_f} implica que existe un exceso de entalpía, o dicho de otra manera, hay una más alta proporción de vapor en el fondo "f" de pozo (APV) por lo que se puede manejar la hipótesis de que la separación de fase ocurre en la formación y así el pozo se alimenta de una mezcla de vapor y líquido. Esto plantea un problema en la interpretación de la composición isotópica a la descarga total. Este problema reside en el hecho, de si la separación de fase ocurre en la formación, no hay certeza que la composición isotópica de la mezcla que entra al pozo se representativa

de la fase líquida dentro del reservorio geotérmico. El problema es particularmente complejo porque solamente una parte del vapor presente en la mezcla puede representar un exceso, el resto es originada por ebullición local.

Se decidió considerar dos alternativas y comparar las conclusiones finales.

Primera alternativa: Considerar la composición isotópica de la descarga total como idéntica a la de la fase líquida en el reservorio. En este caso se asume que el vapor se separó dentro del pozo. Ver Ilustración 3-17. En otras palabras, si la entalpía del pozo es casi igual a la entalpía del líquido a la temperatura de fondo de pozo, es razonable asumir que la alimentación del pozo es un fluido del acuífero sin perturbar.

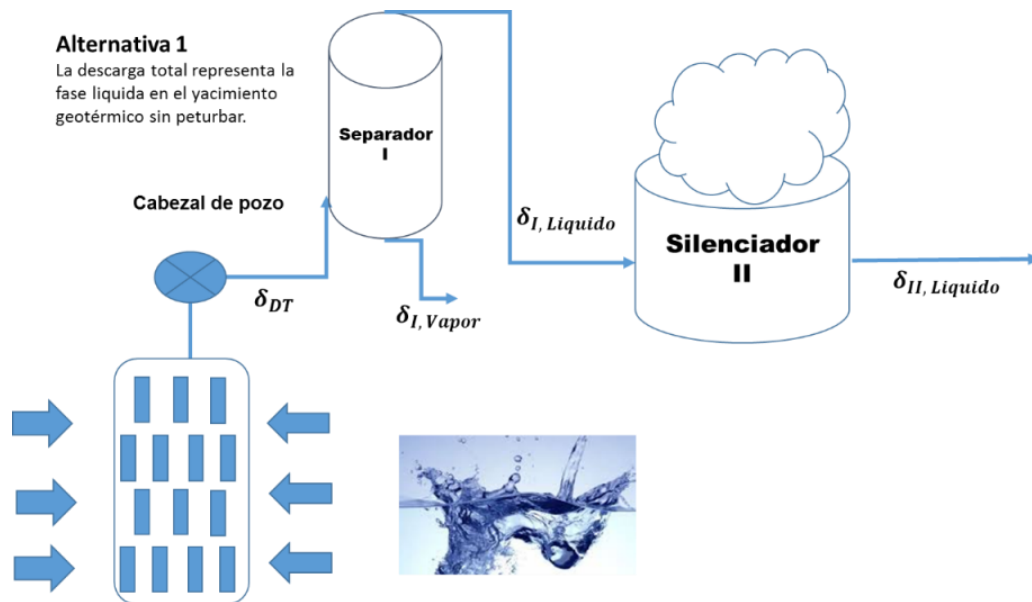


Ilustración 3-17 Primera Alternativa: La descarga total representa la fase líquida en la formación sin perturbar.

Segunda alternativa: Considerar como exceso, todo el vapor presente en la mezcla. En este caso, se asume que el vapor ha sido separado de una gran masa del líquido de reservorio. Usando los coeficientes de partición, se puede corregir la composición isotópica a la descarga total para obtener la composición de la fase líquida. Si la separación ocurre en la formación no hay certeza de que la composición isotópica de la mezcla total que entra al pozo sea representativa del líquido sin perturbar. El problema es particularmente complejo porque solamente una parte del

vapor presentado en la mezcla alimentada puede presentar un exceso, el resto de este es originado por ebullición local.



Ilustración 3-18 Exceso de vapor a la alimentación del pozo.

Alternativa 2

La descarga total es representativa de la mezcla que entra al separador pero no es representativa del líquido del reservorio a la temperatura de fondo

La separación de fases ocurre en la formación.

$$H_{DT} > H_{Liq,T_f}$$

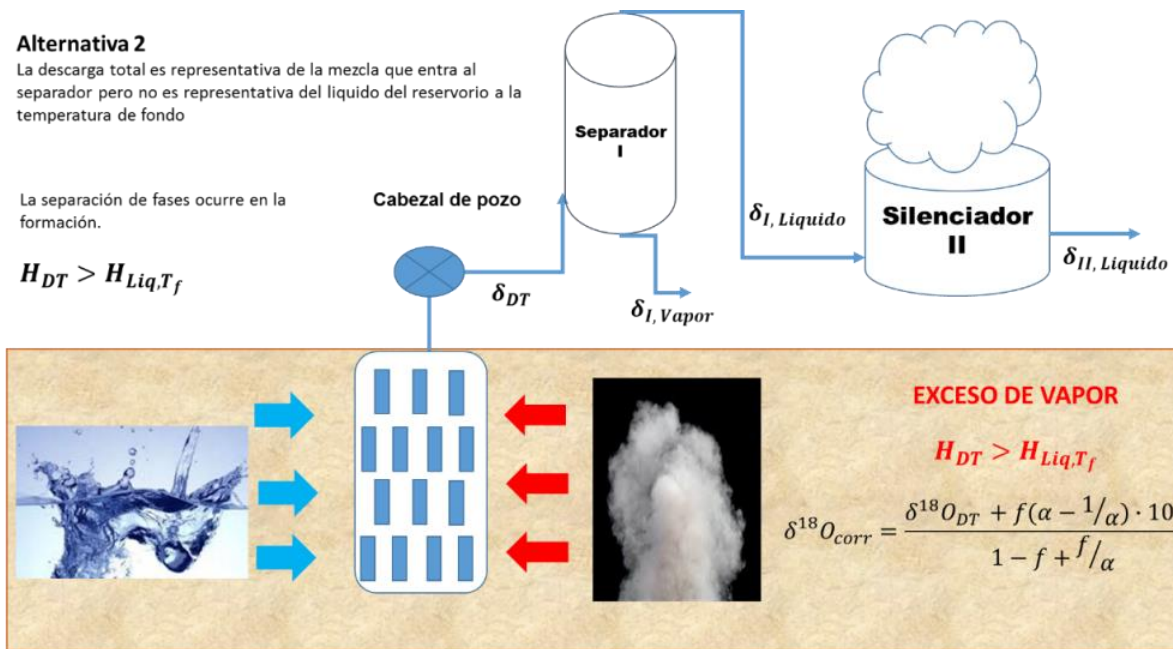


Ilustración 3-19 Segunda alternativa: La separación de fase ocurre en la formación.

$$\delta^{18}O_{corr} = \frac{\delta^{18}O_{DT} + f(\alpha - 1/\alpha) \cdot 1000}{1 - f + f/\alpha} \quad (3-19)$$

Donde α se refiere al factor de fraccionamiento isotópico entre el líquido y el vapor a la temperatura de fondo de pozo, y f = alta proporción de vapor.

La alta proporción de vapor (en exceso) en la mezcla alimentada “f” es calculada a partir de un balances de energía, donde se involucra la concentración de sílice en la descarga total y la del líquido separado a presión atmosférica. De la última

concentración y suponiendo que el flujo dentro del pozo ocurre adiabáticamente, uno puede calcular la temperatura de fondo de pozo. Considerando este valor y la concentración de sílice en la descarga total, uno obtiene la fracción de vapor en la mezcla de alimentación por un simple balance de masa.

$$APV = f = \frac{h_{Producción} - h_{L,T_f}}{h_{V,T_f} - h_{L,T_f}} \quad (3-20)$$

4. METODOLOGÍA DE LOS ESTUDIOS REALIZADOS

Se recolectaron muestras de fluidos de los pozos productores, pozos reinyectores y manantiales dentro y fuera del CGLA. Para la geoquímica básica e isótopos estables del agua las muestras se recolectaron en estado líquido, mientras que para los isótopos de Helio las muestras fueron en estado gaseoso.

Los parámetros tomados in situ fueron: temperatura, conductividad eléctrica y pH. Los parámetros químicos analizados en la laboratorio fueron elementos mayores (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} , Mg^{+2} , HCO^{3-} , SO_4^{2-} , Cl^- , B, SiO_2) y algunos elementos menores (Tabla 5-1). Los resultados analíticos de estas especies se manejan en mg/L.

4.1 MUESTREO EN CAMPO

Se muestrearon: 11 manantiales de los cuales solo tres (HZ Hervideros de Zimirao, LA Las Adjuntas y LO Las Orquídeas) se ubican fuera del CGLA, 26 pozos de los cuales 21 son productores y 5 son reinyectores. En el CGLA la mayor parte de los pozos producen tanto agua como vapor, sin embargo, algunos sólo producen vapor, por ello en la tabla donde se reportan las muestras recolectadas en pozos no siempre aparecen muestras de agua y gases. En algunos casos sólo se obtuvieron muestras de gases. A continuación se describe por separado la metodología empleada para la toma de muestras de agua y de gases en campo.

La Tabla 4-1 señala la localización geográfica, tipo y fases (estado físico) de la muestras la cuales fueron recolectadas en pozos productores, pozos inyectores, manantiales y fumarolas.

4.1.1 Metodología para el muestreo de agua.

En cada pozo productor se recolectaron en la zona del vertedero 3 muestras de agua en botellas de Nalgen de 1L. En el caso de los pozos inyectores cuando fue posible se recolectaron las 3 muestras en el cabezal donde ingresan las líneas de inyección y cuando las instalaciones no lo permitieron se recolectaron en las cajas rompedoras donde confluye el agua de varios pozos. En los manantiales de igual manera se recolectaron 3 muestras de 1L. Se tomaron muestras en Laguna Larga. En

DOCTORADO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA QUÍMICA60

cada sitio se registró la temperatura, la conductividad eléctrica y el pH, como se observa en las imágenes siguientes.



Fotografías A Toma de 3 muestras de agua de 1L y de 2 muestras de 40mL en el vertedor.



Fotografías B. Medición de temperatura, pH y conductividad eléctrica a las muestras de agua.



Fotografías C Recolección de muestras del agua de inyección, en el cabezal y en una caja rompedora.

Adicionalmente en todos los puntos de muestreo, se recolectaron en 2 viales de vidrio ámbar de 40 mL, agua para el análisis de ^{13}C . Ambas se etiquetaron, se sellaron y se empacaron con material burbuja.



Fotografías D Las muestras de agua de 40mL se sellaron, etiquetaron y se empacaron con plástico burbuja.

4.1.2 Metodología para la recolección de muestras de gases.

La toma de muestra de gases se hizo por duplicado en cada sitio donde fue posible tomar muestras. Las muestras de gas fueron recolectadas en tubos de cobre 3/8" con el método de Weiss, 1968, modificado por Wen et al. 2015. Después de que el gas fluyó a través de tubo durante algunos minutos, el tubo de cobre fue sellado mecánicamente con pinzas de acero inoxidable. Esto último para evitar contaminación atmosférica. Para manantiales y fumarolas se usará un embudo invertido.

En la mayoría de los casos se recolectó de las válvulas instaladas exprofeso para el muestreo, ubicadas después del separador en las tuberías que conducen el vapor hacia las plantas generadoras, como se aprecia en las siguientes fotografías.



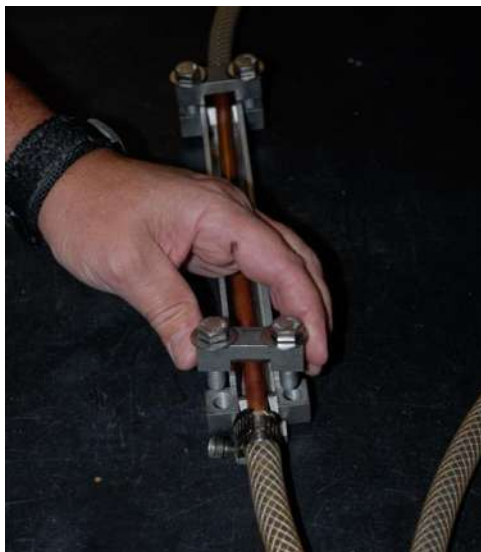
Fotografías E Toma de muestra de gas en la válvula acondicionada para tal propósito. A la derecha: Instalación de separador portátil directamente al cabezal.

Cuando esto no fue posible porque el pozo no contaba con las instalaciones adecuadas, con la ayuda del ingeniero de CFE, se recolectaron muestras directamente del cabezal por medio de un separador portátil, propiedad de la Residencia de Los Azufres como se observa en la imagen anterior:

La recolección de muestras se hizo con el siguiente instrumental y material:

- 1° Se acondicionó una pequeña escalera con un tornillo de banco, que funcionó en la mayoría de los casos, como soporte para mantener firme el equipo muestreador y elevarlo a la altura de la válvula.
- 2° Tubo de cobre de 3/8" para conducir y almacenar el vapor.
- 3° Equipo muestreador compuesto de una barra de aluminio sobre la cual se atornillan 2 prensas sujetadoras que se colocan sobre la barra de aluminio.
- 4° Conexiones de bronce.
- 5° Herramienta: Llaves stilson, martillo, pinzas, cortador de tubo de cobre.
- 6° Taladros portátiles.
- 7° Separador portátil de CFE cuando la muestra se recuperó directamente del cabezal.

En las siguientes fotografías se observa el material empleado.



Fotografías F Tubo de cobre de 3/8" para almacenar el vapor y barra de aluminio con 2 prensas sujetadoras que se colocan sobre la barra de aluminio.



Fotografías G Escalera con tornillo de banco, tubo de cobre de 3/8" y equipo muestreador de gas.



Fotografías H Conexiones/reductores para tomar la muestra de gas.

El procedimiento fue el siguiente:

4.1.2.1 Toma de muestra de gases en la válvula del vaporducto.

- 1° En el tornillo de banco se sujeta la barra muestreadora.
- 2° Se corta un tubo de cobre de la longitud requerida.
- 3° Un extremo se sujeta, con las reducciones de tubería de bronce requeridas, a la válvula aún sin abrir y el otro extremo se sujeta a la barra muestreadora sin presionar.
- 4° Se abre la válvula lentamente permitiendo que el vapor fluya por el tubo de cobre hasta que se estabiliza el flujo.
- 5° Con el taladro se cierra la prensa más alejada de la válvula hasta sellar por completo el tubo y de inmediato la otra prensa.
- 6° Inmediatamente después se cierra la válvula y se corta el exceso de tubo de cobre.
- 7° Se toma una 2ª muestra de la misma manera.
- 8° La muestra de gas permanece montada en la barra muestreadora y se etiqueta.



Fotografías / Se corta tubo de cobre de la longitud necesaria, se monta sobre la barra con las prensas en el tornillo de banco.



Fotografías J Se abre lentamente la válvula y se deja fluir el gas.



Fotografías K Se cierran las prensas con el taladro para sellar el tubo. Se libera presión antes de desconectar la muestra contenida en el tubo.



Fotografías L Se corta el tubo de cobre sobrante y se recupera la muestra.

4.1.2.2 Toma de muestras de gases con el separador portátil.

- 1° El separador portátil se instala directamente en el cabezal. Para ello se utilizan llaves, reducciones y extensiones de tubería que manejan los ingenieros del campo geotérmico.
- 2° En todos los casos debido a las dimensiones del separador y al sitio donde se conecta este instrumento, no se requiere la escalera con el tornillo de banco.
- 3° Se corta un tubo de cobre de la longitud requerida.
- 4° Un extremo del tubo de cobre se conecta directamente al separador.
- 5° A partir de este punto se siguen los mismos pasos que el caso anterior (4° a 8°).



Fotografías M Se conecta el separador portátil y se purga.



Fotografías N Se conecta el sistema de muestreo, se cierran las prensas y se sellan los tubos y al final se libera la presión antes de cortar el tubo.

4.1.2.3 Toma de muestras de gases en manantiales.

Únicamente fue posible tomar muestras de gases en los manantiales de Marítaro y Zimirao.

1° Se utilizó un embudo de 20 cm de diámetro y conectado a una manguera de PVC, reforzada de 3/8" de diámetro interno.

2° La manguera se conecta con el tubo de cobre de 3/8"

3° El tubo se sujeta en la barra muestreadora.

4° Se espera a que haya suficiente presión en el gas que está entrando al tubo.

5° Con el taladro se cierran las prensas y se sella el tubo.

6° Se etiqueta la muestra.

En la imagen siguiente se observa la forma en la que se recolectaron estas muestras.



Fotografías 0 Recolección de muestras de gas en manantiales de Marítaro.



Fotografías P Recolección de gases en Zimirao

4.1.3 Localización de las muestras

En los mapas que se anexan en la Ilustración 4-1 e Ilustración 4-2 se observa la localización de las muestras recolectadas en esta campaña, la cual se realizó en noviembre de 2014.



Ilustración 4-1 Localización de muestras de manantiales calientes a las afueras del CGLA, HZ (Hervideros de Zimirao) ubicado al Noroeste de CGLA, LA (Las Adjuntas) y LO (Las Orquídeas)

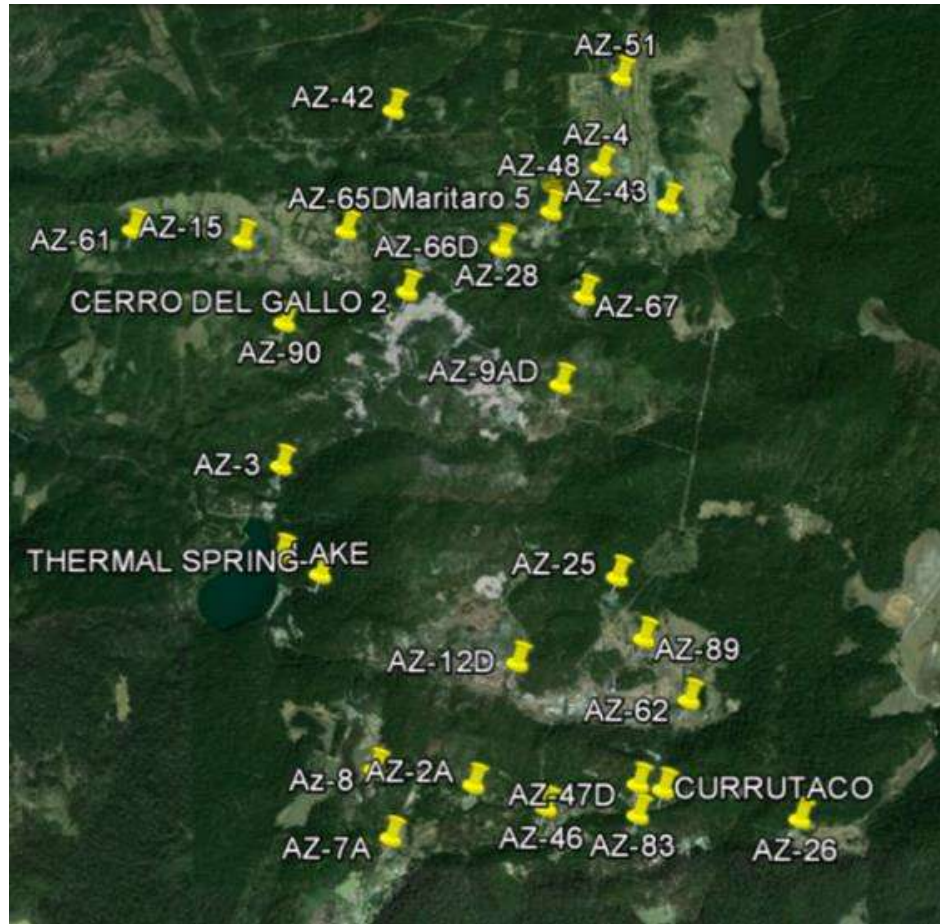


Ilustración 4-2 Localización de muestras dentro del CGLA, pozos productores, pozos inyectoros y manantiales dentro del campo.

N°	Nombre muestra	Tipo	Ubicación geográfica		Tipo de muestra
			LAT	LONG	
1	Hervideros de Zimirao	Manantial	19°54'10.1"	100°49'50.9"	GAS y AGUA
2	Maritaro 4	Gas en manantial	19°49'21.4"	100°40'04.3"	GAS
3	Las Orquideas	Balneario	19°50.706'	100°46.157"	AGUA
4	Las Adjuntas	Balneario	19°50'39.4"	100°45'14.3"	AGUA
5	Maritaro 5	Agua en manantial	19°49'20.8"	100°40'03.4"	AGUA
6	Laguna Larga	Lago	19°47'57.5"	100°41'12.8"	AGUA
7	Manantial termal	Manantial termal	19°47'52.8"	100°41'02.6"	AGUA
8	CURRUTACO	Manantial termal	19°47'01.5"	100°39'35.4"	AGUA
9	Campamento	Manantial	19°41'59.8"	101°12'23.15"	AGUA
10	CERRO DEL GALLO 1	Manantial termal	19°49'01.5"	100°40'40.5"	AGUA
11	CERRO DEL GALLO 2	Manantial termal	19°49'01.5"	100°40'40.5"	AGUA
12	AZ-2A	Pozo	19°47'02.4"	100°40'23.4"	GAS y AGUA
13	AZ-3	Pozo Inyector	19°48'19.1"	100°41'12.9"	AGUA
14	AZ-4	Pozo	19°49'11.6"	100°40'34.5"	GAS y AGUA
15	AZ-5	Pozo	19°49'31.7"	100°39'50.5"	GAS
16	AZ-6	Pozo	19°46'50.1"	100°40'00.5"	GAS
17	AZ-7A	Pozo Inyector	19°47'06"	100°40'48.6"	AGUA
18	AZ-8A	Pozo Inyector	19°46'49.6"	100°40'44.5"	AGUA
19	AZ-9A	Pozo	19°48'38.3"	100°40'01.4"	GAS
20	AZ-9AD	Pozo	19°48'38.4"	100°40'01.1"	GAS y AGUA
21	AZ-12D	Pozo	19°47'31.6"	100°40'12.3"	GAS y AGUA
22	AZ-13	Pozo	19°49'12.5"	100°39'35.3"	GAS
23	AZ-15	Pozo Inyector	19°49'15"	100°41'23.7"	AGUA
24	AZ-18	Pozo	19°47'04.9"	100°39'15.1"	GAS
25	AZ-19	Pozo	19°49'27.1"	100°40'02.9"	GAS y AGUA
26	AZ-25	Pozo	19°47'52.1"	100°39'46.9"	GAS y AGUA
27	AZ-26	Pozo	19°46'54.6"	100°39'01.2"	GAS y AGUA
28	AZ-28	Pozo	19°47'06"	100°40'48.6"	GAS y AGUA
29	AZ-32	Pozo	19°49'14.1"	100°39'51.3"	GAS
30	AZ-34	Pozo	19°47'04.5"	100°39'32.7"	GAS
31	AZ-36	Pozo	19°47'01.9"	100°39'48.9"	GAS
32	AZ-38	Pozo	19°47'02.7"	100°39'41.7"	GAS
33	AZ-42	Pozo	19°49'46.9"	100°40'44.3"	GAS y AGUA
34	AZ-43	Pozo	19°49'22"	100°39'33.5"	GAS y AGUA
35	AZ-46	Pozo	19°46'57"	100°40'05"	GAS y AGUA
36	AZ-47D	Pozo	19°47'02.7"	100°39'41.7"	GAS y AGUA
37	AZ-48	Pozo	19°49'31.7"	100°39'50.5"	GAS y AGUA
38	AZ-51	Pozo	19°49'54.4"	100°39'45"	GAS y AGUA
39	AZ-61	Caja rompedora	19°49'18.2"	100°41'53.1"	AGUA
40	AZ-62	Pozo	19°47'22.8"	100°39'28.8"	GAS y AGUA
41	AZ-65	Pozo	19°49'16.8"	100°40'56.5"	GAS y AGUA
42	AZ-66D	Pozo	19°49'11.8"	100°40'16.3"	GAS y AGUA
43	AZ-67	Pozo	19°48'59.8"	100°39'55"	GAS y AGUA
44	AZ-83	Pozo	19°46'55.3"	100°39'41.8"	GAS y AGUA
45	AZ-89	Pozo	19°47'37.4"	100°39'40.2"	GAS y AGUA
46	AZ-90	Pozo	19°48'54.2"	100°41'12.4"	GAS y AGUA

Tabla 4-1 Relación de muestras recolectas y descripción de puntos de muestreo CGLA, noviembre 2014.

4.2 ANÁLISIS ISOTÓPICOS

Los análisis de $\delta^{18}\text{O}$ y δD (isótopos estables del agua) se llevaron a cabo en el laboratorio: Isotope Tracer Technologies Inc. (Waterloo, Ontario, Canadá) y se analizaron por medio de los métodos descritos por *Shouakar-Stash et al. (2000)* y *Epstein y Mayeda (1953)*, en el laboratorio Environmental Isotope Laboratory en la Universidad de Waterloo, donde fueron analizados por Espectrometría de masas de relaciones isotópicas (IRSM por sus siglas en inglés Isotope Ratio Mass Spectrometry). El fundamento teórico de este análisis químico se describe en la sección 3.10.

Las precisiones analíticas para δD y $\delta^{18}\text{O}$ son 0.2‰ y 1‰, respectivamente. Se usó el estándar Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW) para las calibraciones de los espectrómetros de masas.

Las muestras de gas fueron analizadas en el Laboratorio Noble Gas Laboratory en la Universidad de Michigan y el procedimiento fue el siguiente:

Los tubos de cobre de 3/8" (los cuales contenían las muestras de gas) se conectaron a un sistema de extracción y purificación al vacío como se muestra en la Ilustración 4-3, la presión de dicho sistema al vacío fue de $\sim 2 \times 10^{-5}$ Torr, una vez que se alcanzó dicha presión el sistema, se retiró la pinza del dispositivo de la muestra más cercana al sistema de vacío liberando así el gas dentro de un recipiente. Posteriormente el gas fue secado (aprovechando las propiedades de absorción del agua) por lo que muchos componentes activos en el gas fueron removidos por un esponja de Ti a 600°C durante aproximadamente 60 minutos. Los gases que permanecieron en la muestra se introdujeron en una 2da línea de limpieza para remover los gases activos remanentes.



Fotografías Q Sistema de muestreo que consta de: 1 tubo de cobre 3/8in 1barra de acero y 2 prensas o pinzas sujetadoras a los extremos.

Los gases nobles de la muestras fueron extraídos y subsecuentemente introducidos al espectrómetro de masas Thermo Scientific® Helix SFT usando un crioseparador, donde las muestras de gas son bombeadas a una cámara de baja temperatura. La temperatura se incrementa para liberar He y Ne, a temperaturas de 49K y 84K, respectivamente. Específicamente a la temperatura de 49K el helio se libera y es introducido al espectrómetro de masas Thermo Scientific® Helix SFT y la señal de intensidad de ^4He es utilizada por el sistema automatizado para así determinar la cantidad óptima de Helio que debe ser introducida para la determinación de la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$.

Las precisiones analíticas para ^4He y ^{22}Ne fueron de 1.5‰ y 1.3‰, respectivamente. Los isótopos de gases nobles mencionados son medidos y detectados por un detector Faraday.

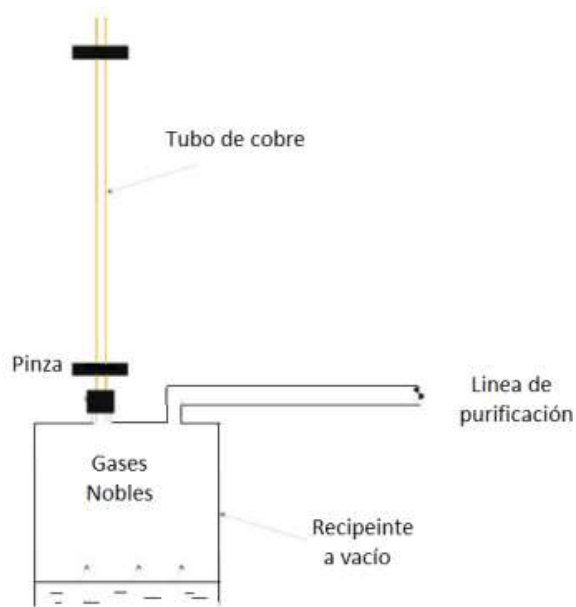


Ilustración 4-3 Diagrama para la extracción y purificación de gases nobles. El tubo de cobre se conecta a la cámara a vacío, una vez alcanzada la presión deseada, se retira la pinza más cercana al sistema, y así se introducen los gases nobles al sistema.



Fotografías R Herramientas necesarias para el manejo de los sistemas de muestreo (Izquierda) y Sistema de vacío para la extracción y purificación de los gases nobles (derecha).



Fotografías S Espectrómetro de masas Thermo Scientific® Helix SFT.

5. RESULTADOS

En la Tabla 5-1 se presentan los resultados de los análisis químicos de especies mayoritarias, respectivamente. En la Ilustración 4-1 e Ilustración 4-2 se muestran mapas con la ubicación de todos los pozos y manantiales muestreados dentro y fuera del CGLA.

Pozo	Tipo	Zona	Li ⁺ mg/kg	Na ⁺ mg/kg	K ⁺ mg/kg	Ca ⁺ mg/kg	Mg ⁺ mg/kg	SiO ₂ mg/kg	B mg/kg	Cl ⁻ mg/kg	SO ₄ ⁻² mg/kg	HCO ₃ ⁻ mg/kg	Balance iónico
AZ-3	reinyector	ZPN	11.7	914.5	222.01	7.61	0.18	228	168	1664	30	29	-1%
AZ-7A	reinyector	ZPS	18.5	2037.3	333.03	56.14	0.10	120	329	4003	28	24	-5%
AZ-8	reinyector	ZPS	18.0	1831.5	370.50	62.13	0.21	117	307	3704	23	19	-5%
AZ-15	reinyector	ZPN	8.8	652.8	142.26	6.56	0.93	203	117	1253	93	0	-4%
AZ-61	reinyector	ZPN	16.0	1097.7	258.42	10.14	0.68	425	195	2215	72	0	-5%
AZ-2A	productor	ZPS	23.7	3149.5	387.22	119.15	0.12	395	457	5492	27	58	0%
AZ-4	productor	ZPN	28.6	2015.2	451.82	14.61	0.03	110	360	4133	32	24	-6%
AZ-9A	productor	ZPN	22.7	1882.4	429.48	32.28	0.04	180	390	3394	26	151	-1%
AZ-12D	productor	ZPS	34.6	2642.5	633.32	16.88	0.09	116	444	4778	19	68	0%
AZ-19	productor	ZPN	25.2	1724.1	410.50	9.99	0.05	99	296	3530	26	29	-6%
AZ-25	productor	ZPS	19.0	1518.7	347.48	7.75	0.01	708	230	2939	26	122	-5%
AZ-28A	productor	ZPN	30.1	2151.0	479.66	14.44	0.04	108	400	4411	70	19	-6%
AZ-42	productor	ZPN	21.4	1954.5	380.81	9.85	0.18	128	271	3541	33	29	-1%
AZ-43	productor	ZPN	17.3	1265.6	291.38	10.02	0.01	804	351	2494	41	78	-5%
AZ-46	productor	ZPS	30.6	3692.1	616.28	165.67	0.19	110	591	6827	28	78	-1%
AZ-47D	productor	ZPS	28.9	3255.7	631.06	143.74	0.14	101	508	6207	22	63	-2%
AZ-48	productor	ZPN	23.3	1638.0	411.41	5.23	0.10	110	246	3064	24	19	-1%
AZ-51	productor	ZPN	16.8	1169.1	288.67	2.92	0.00	921	162	2339	19	68	-5%
AZ-62	productor	ZPS	22.6	1899.0	440.48	14.43	0.06	379	317	3524	17	88	-2%
AZ-65	productor	ZPN	17.6	1317.8	265.56	13.10	0.00	581	243	2563	70	78	-5%
AZ-66D	productor	ZPN	33.1	2211.7	536.33	11.89	0.03	117	759	4491	39	39	-5%
AZ-67	productor	ZPN	31.7	2305.9	543.22	21.05	0.11	144	516	4367	28	78	-2%
AZ-83	productor	ZPS	27.3	2816.6	654.92	67.94	0.07	137	552	5463	26	49	-3%
AZ-89	productor	ZPS	34.5	2530.6	637.04	19.63	0.15	105	469	4908	19	49	-3%
AZ-90	productor	ZPN	22.7	1571.3	343.82	16.32	0.00	632	251	3266	40	54	-7%

Tabla 5-1 Datos geoquímicos de pozos productores en CGLA muestreados en noviembre de 2014.

El balance iónico (BI) es una medida de la desviación porcentual (% de error) con respecto a la electronegatividad de la especie (Ecuación 5-1). El BI mide la diferencia entre el total de aniones y cationes expresados en mili equivalentes por litro (meq / L).

$$BI \% = \frac{\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}}{\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones}} \times 100 \quad (5-1)$$

Actualmente, en la investigación geotérmica, hay interés en el desarrollo de una metodología para interpretar adecuadamente la información fisicoquímica y

DOCTORADO EN CIENCIAS EN INGENIERÍA QUÍMICA75

termodinámica de los fluidos geotérmicos para inferir sus propiedades, así como los procesos que están ocurriendo en el reservorio.

Para el cálculo del porcentaje del balance iónico utilizamos el programa en Excel "Liquid_Analysis_v3_Powell & Cumming_2010_StanfordGW". Los resultados del balance iónico se muestran en la Tabla 5-1.

Existen criterios de aceptación para el valor de porcentaje de error del BI. Celis-Abarzúa, 2012; Gómez-Rave, 2009, por ejemplo, utilizan los resultados de los análisis químicos en el área geotérmica, si las muestras tienen menos de $\pm 10\%$ en balance iónico.

Pozo	Tipo de pozo	Production zone	T _f °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{meas}}$ ‰, SMOW	\pm	$\delta\text{D}_{\text{meas}}$ ‰, SMOW	\pm	Cl _{vertedor} (mg/L)	Cl _{DT} (mg/L)	"f" (APV)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ ‰, SMOW	$\delta\text{D}_{\text{DT}}$ ‰, SMOW
AZ-3	reinyector	ZPN	-	0.21	0.10	-38.9	0.3	1663	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
AZ-7A	reinyector	ZPS	-	0.88	0.03	-39.4	0.4	4012	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
AZ-8	reinyector	ZPS	-	0.23	0.05	-42.1	0.2	3711	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
AZ-15	reinyector	ZPN	-	-2.22	0.04	-46.7	0.0	1251	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
AZ-61	reinyector	ZPN	-	-1.41	0.03	-46.9	0.4	2216	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
AZ-2A	productor	ZPS	235	1.29	0.02	-36.4	0.4	5516.97	3588	0.11	-0.25	-42.91
AZ-4	productor	ZPN	298	-0.78	0.04	-50.1	0.5	4143	1902	0.24	-2.99	-58.07
AZ-9A	productor	ZPN	300	0.87	0.08	-37.0	0.5	3401	468.5	0.78	-2.44	-47.28
AZ-12D	productor	ZPS	305	-1.60	0.06	-52.8	0.3	4795	768	0.73	-4.84	-63.07
AZ-19	productor	ZPN	305	-1.65	0.05	-53.1	0.1	3536	526	0.74	-4.88	-62.88
AZ-25	productor	ZPS	300	-2.13	0.15	-54.9	0.4	2944	1225	0.30	-4.46	-62.98
AZ-26	productor	ZPS	n.d.	3.02	0.08	-22.3	0.4	-	-	-	-	-
AZ-28A	productor	ZPN	297	-0.77	0.04	-50.7	0.5	4424	1023	0.62	-3.78	-60.63
AZ-42	productor	ZPN	282	5.50	0.04	-33.0	0.5	3548	2158	0.04	3.82	-39.79
AZ-43	productor	ZPN	301	0.74	0.15	-42.8	1.0	2497	108.9	0.94	-2.99	-54.67
AZ-46	productor	ZPS	265	0.78	0.04	-38.9	0.4	6869	879.6	0.80	-2.52	-48.92
AZ-47D	productor	ZPS	281	0.72	0.08	-40.2	0.3	6240	3614	0.09	-1.06	-47.22
AZ-48	productor	ZPN	311	-1.78	0.01	-52.8	0.7	3068	685.6	0.63	-4.81	-62.64
AZ-51	productor	ZPN	309	-2.36	0.04	-56.5	0.5	2341	1318	0.02	-4.20	-63.62
AZ-62	productor	ZPS	302	-0.90	0.05	-53.3	0.2	3532	1205	0.43	-3.49	-61.90
AZ-65	productor	ZPN	285	-0.36	0.05	-45.4	0.2	2566	855	0.47	-2.99	-54.34
AZ-66D	productor	ZPN	307	0.61	0.07	-38.0	0.4	4506	138.1	0.97	-3.08	-49.23
AZ-67	productor	ZPN	303	-0.58	0.09	-51.6	0.6	4381	1336	0.49	-3.29	-60.51
AZ-83	productor	ZPS	302	1.61	0.07	-34.6	0.3	5487	1180	0.65	-1.44	-44.43
AZ-89	productor	ZPS	311	-1.69	0.08	-52.7	0.3	4926	469.6	0.87	-5.09	-62.87
AZ-90	productor	ZPN	295	-1.09	0.04	-51.5	0.3	3271	1716	0.13	-3.05	-58.96

n.a. no aplica

Tabla 5-2 Isótopos estables del agua (δD y $\delta^{18}\text{O}$) a la descarga total. Muestreo noviembre 2014

En la Tabla 5-2 se muestran los resultados de las composiciones isotópicas y las concentraciones de cloruros que se determinaron en las muestras líquidas tomadas de los vertederos de los pozos productores, así como también se muestran las respectivas composiciones a descarga total.

6. Interpretación de resultados

En este capítulo se interpretan los resultados de los análisis químicos de los fluidos de los pozos productores e inyectores y los cálculos que fueron necesarios para la interpretación geoquímica y el modelo del estado actual y evolución de campo geotérmico de Los Azufres.

La química de los fluidos geotérmicos juega un papel preponderante en el establecimiento, ya que por medio de la evolución de los parámetros geoquímicos se puede tener una idea aproximada de los procesos físicos y químicos que ocurren a consecuencia de la extracción y la reinyección.

Tomando en cuenta esto último, los resultados se dividen en dos partes:

- a) Geoquímica básica de los Azufres: En esta parte se analizó e interpretó las especies mayoritarias en los fluidos de los pozos productores y de los manantiales dentro y fuera del campo Geotérmico de los Azufres.
- b) Isótopos estables del agua: En esta parte se presentan los datos de los isótopos estables con datos calculados a descarga total (ver sección 3.11).

6.1 GEOQUÍMICA

Una de las principales tareas de la geoquímica es la clasificación de las aguas. La Tabla 5-1 muestra la composición química de los fluidos de los pozos y los manantiales dentro y fuera del CGLA, dichas composiciones son indispensables para la elaboración de los diagramas ternarios que se analizarán a continuación.

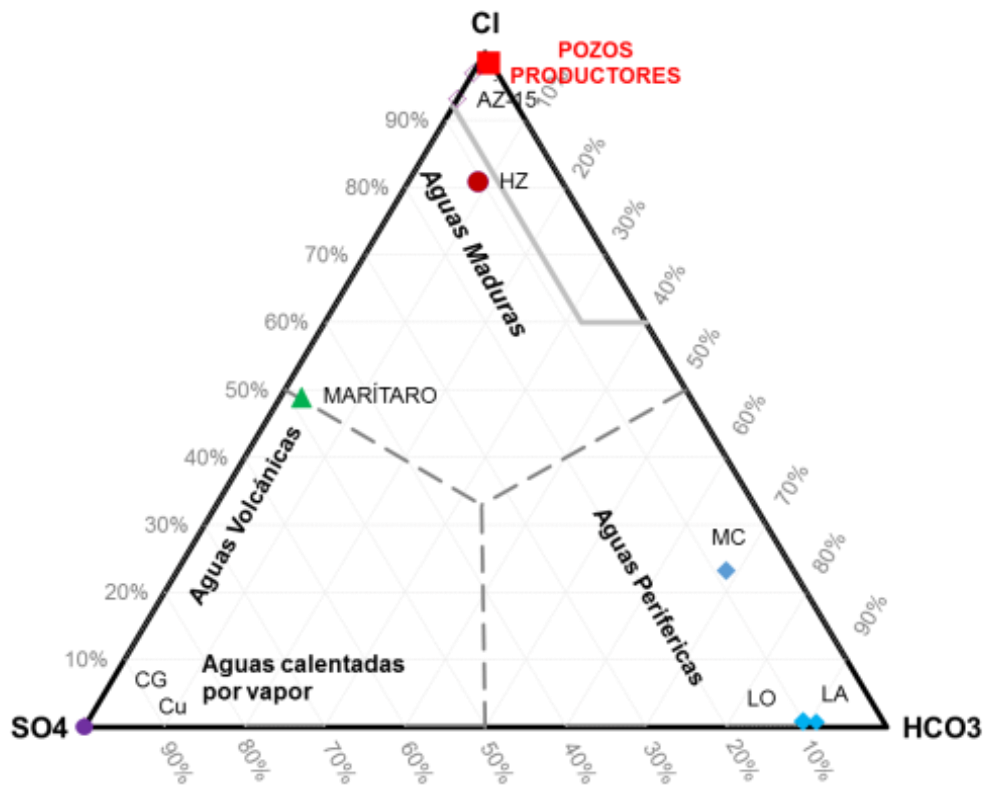


Ilustración 6-1 Diagrama ternario $SO_4-Cl-HCO_3$

6.1.1 Diagrama $SO_4-Cl-HCO_3$

La Ilustración 6-1 muestra un diagrama triangular $SO_4-Cl-HCO_3$ donde se ubican los pozos geotérmicos y manantiales. En este diagrama el agua se puede clasificar en 4 tipos: (a) agua geotérmica, rica en cloruros, (b) agua calentada por vapor rica en sulfatos, (c) agua periférica rica en bicarbonatos y (d) agua volcánica rica en cloruros y sulfatos.

El agua de todos los pozos geotérmicos muestreados en este estudio (Ilustración 6-1) es de tipo “agua madura”, la cual es característica del agua geotérmica profunda

en equilibrio con la roca encajonante, el único manantial que se encuentra en la zona de agua madura es HZ (Hervideros de Zimirao), González-Partida et al. (2005), afirman que los manantiales calientes cuya composición se ubica en el vértice de fluidos ricos en cloruros indican una agua geotérmica que alcanza la superficie a través de fallas y fracturas, Hervideros de Zimirao (HZ) es un manantial que se encuentra al NO del CGLA (Ilustración 4-1). Este tipo de agua es el agua de yacimiento hidrotermal enfriada en mayor o en menor grado por procesos de ebullición, mezcla con aguas someras y por pérdida de calor por convección.

Las muestras que están dentro de la clasificación de aguas calentadas por vapor son: Cerro de Gallo (CG) y Currutaco (Cu). El rango de las concentraciones de sulfatos va de 5.9 g/L (MC; manantial dentro del campamento de Los Azufres) a 1,299.5 mg/L (Cu, Currutaco).

La composición del manantial caliente M5 (Marítaro) según el diagrama $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ está en la zona de aguas volcánicas, lo cual indica que este manantial es rico tanto en sulfatos como cloruros. Según el diagrama triangular $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ las muestras que contienen agua periférica, son: Las Orquídeas (LO) y Las Adjuntas (LA), las cuales se tomaron en la periferia del CGLA y forman parte de las descargas térmicas del CGLA y están formadas principalmente por agua meteórica del acuífero somero calentado conductivamente por la zona caliente del campo.

Tomando en cuenta la ubicación geográfica de Hervideros de Zimirao (en el Noroeste), LA y LO (en la periferia del CGLA) y la relativamente parecida clasificación de agua madura de los pozos productores y HZ, se concluye que a pesar de que las composiciones sean muy parecidas en el diagrama, el CGLA y HZ no pueden tratarse de un mismo sistema geotérmico. Es más probable, que HZ forme parte de otro sistema geotérmico muy independiente al CGLA puesto que LA y LO son ya una descarga natural de dicho yacimiento y a la distancia que se encuentra HZ una posible descarga se enfriaría conductivamente.

6.1.2 Diagrama Li, Cl y B

En la Ilustración 6-2 se puede ver que los valores de pozos productores e inyectoras pueden ser explicados en términos de la interacción de la agua-roca, que es consecuencia de la reacción de vapores magmáticos de elevada temperatura que

contienen H_3BO_3 y HCl . Estos vapores pueden contener Cl y B en proporciones semejantes a las de las rocas de la corteza con la que estuvieron en contacto.

Los puntos máximos (Cu y CG , Currutaco y Cerro del Gallo, respectivamente) en la esquina del Boro representan aguas formadas por absorción de vapores magmáticos de alta relación B/Cl . El contenido de Boro en un sistema geotérmico refleja en cierto grado la madurez del mismo. Los fluidos hidrotermales más viejos tienden a tener menor contenido de Boro, Antimonio y Mercurio. Por lo que el sistema geotérmico de los Azufres se considera un sistema geotérmico relativamente joven. La concentración de Litio aumenta con la temperatura; pero siempre es mucho menor que la concentración de Na y K y de Cl . La baja concentración de Li en las muestras se debe a que la cantidad de Litio en las rocas es menor que la del Na y K . Por otra parte, el Boro tiene un comportamiento más complejo porque es parcialmente volátil, entonces cuando hay dos fases se particiona entre ambas. En el diagrama triangular de Los Azufres las muestras que están cerca de la esquina del Boro ($Currutaco$, $Las Adjuntas$) han absorbido vapor geotérmico con Boro y por eso la concentración mayor.

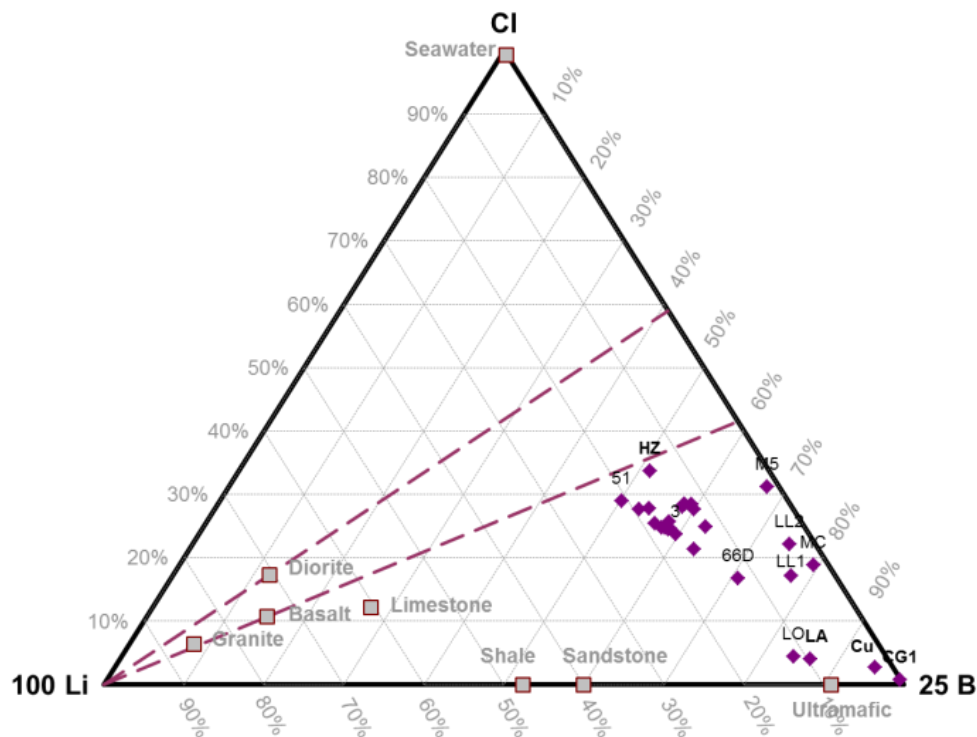


Ilustración 6-2 Diagrama Li, Cl y Boro. Pozos y manantiales del CGLA, campaña de muestreo Noviembre 2014. M5 (manantial Marítaro), LL (1 y2 Laguna larga), Cu (Currutaco), CG (Cerro del Gallo), MC (manantial frío dentro del campamento de Los Azufres), LO (Las Orquídeas) y LA (Las Adjuntas), estos dos últimos son manantiales ubicados a las fuera del campo de Los Azufres

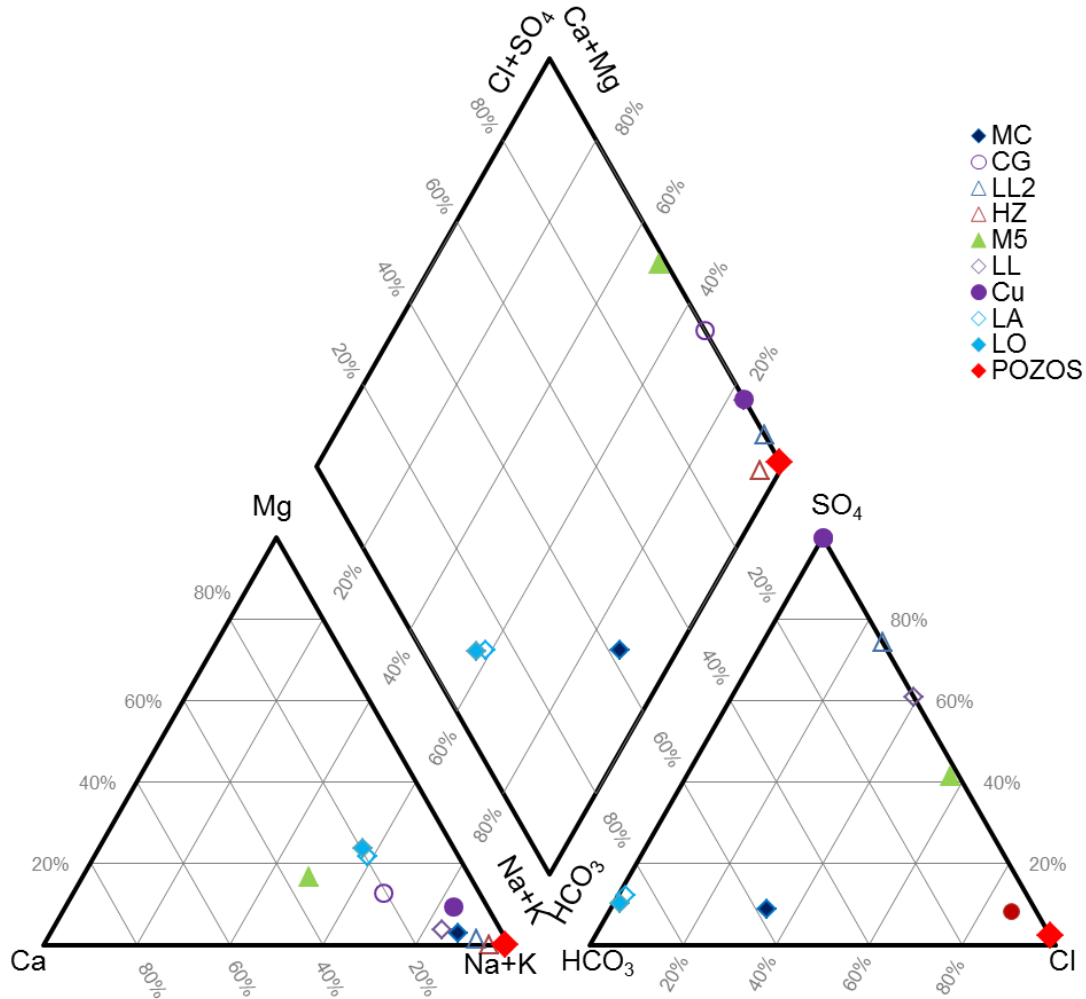


Ilustración 6-3 Diagrama de Piper para la clasificación de fluidos geotérmicos.

6.1.3 Diagrama de Piper

Si se combinan las especies mayoritarias de cationes y aniones se tiene el diagrama de Piper (Ilustración 6-3) donde los dos triángulos convergen en un romboide que describe 4 zonas las cuales son otra forma de clasificar los fluidos geotérmicos. En este estudio, se obtuvo la química básica de las muestras de aguas superficiales y subterráneas en Los Azufres con el propósito de determinar la concentración relativa de cationes/aniones y con ello los tipos de agua. Los análisis de cationes y aniones principales (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- y SO_4^{2-}) se usaron para crear gráficos de Piper. El diagrama del Piper representa las proporciones relativas de los iones principales en una base de carga equivalente para la clasificación de las muestras de agua, independientemente de las concentraciones totales del analito, y además,

comprende una mezcla geométrica de dos triángulos externos y un cuadrilátero central en forma de diamante basado en la abundancia relativa de diferentes cationes o aniones (en mg/L). Las zonas de cada tipo de agua se asignan dependiendo de dónde se ubiquen en el diagrama cuadrilátero central. Cada punto de datos se asigna a un tipo de agua. La química de iones principales de las muestras de agua subterránea y de manantiales (21 pozos de producción, 5 pozos de inyección y 9 fuentes termales) del área de Los Azufres se puede clasificar en tres grupos (Ilustración 6-3 y Tabla 5-1).

El Grupo I se clasifica como agua de tipo clorurada-cálcica (Ca^{2+} -Cl), caracterizada por un pH promedio de 2.34 (Ilustración 6-3). El Grupo I está representado por dos fuentes termales (Marítaro y Cerro del Gallo) ubicadas en la parte norte del área de estudio (Tabla 5-1).

El Grupo II puede clasificarse como agua mixta de sodio-cálcico-bicarbonatadas (Na^+ - Ca^{2+} - HCO_3^-) con un valor de pH promedio bajo (~ 2.5) y una temperatura del agua subterránea de alrededor de 53 °C. El Grupo II está representado por dos fuentes termales (Las Adjuntas y Las Orquídeas), que están ubicadas al Noroeste de CGLA (Tabla 5-1).

El Grupo III se clasifica como agua de tipo sódico clorurada (Na^+ - Cl) con un pH casi neutro (6.10-7.58) y un amplio rango de temperaturas de muestreo (28.0 - 66.4 °C). El Grupo III está representado por la mayoría de las muestras (21 pozos de producción, 5 pozos de inyección) ubicadas en la parte norte y sur del área de estudio (Ilustración 6-3). Con esto último se confirma que la salmuera geotérmica del CGLA está dominada por Cl y Na.

En general, la mayoría de las aguas geotérmicas profundas en el área de estudio tienen una gama muy estrecha de composiciones químicas (altos contenidos de Na^+ con rango de 652.1 a 3,715 ppm en muestras de pozos, Tabla 5-1) debido a la interacción agua-roca con las rocas andesíticas donde se aloja el yacimiento (Ver sección 3.5.2). Sin embargo, las aguas de manantiales muestran un rango más amplio de composición química. Las aguas de manantiales en el Norte generalmente tienen contenidos más altos de Ca^{2+} y Mg^{2+} en comparación con las aguas de los pozos, lo que probablemente se debe a la interacción agua-roca con intrusiones basálticas a

profundidades más superficiales que en la parte sur del área de estudio. Además, las muestras de la parte norte del estudio muestran una mayor diversidad de composiciones químicas en comparación con las aguas de manantial de las partes meridionales del área de estudio. Dos de los manantiales del norte tienen contenidos más altos de Ca^{2+} y Mg^{2+} en comparación con todas las otras muestras del área de estudio, lo que probablemente se deba al afloramiento de **rocas riolíticas félsicas** en la porción sur del área de estudio. De manera similar, las aguas geotérmicas profundas muestran un mayor contenido de Cl^- en comparación con las aguas de manantial, que son más altas en contenido de carbonato + bicarbonato y sulfato en algunos casos (Abuharara, 2017). El pH de los fluidos en los pozos productores y los pozos de inyección es casi neutro (6.10-7.58).

6.1.4 Geotermometría CGLA campaña de muestreo noviembre 2014

Los resultados de las temperaturas de fondo de pozo se encuentran en la Tabla 6-1.

POZO	ZONA	Cuarzo conduc tivo	Cuarzo adiabát ico	Na-K- Ca	Na-K- Ca Mg corr	Na/K Fournie r 1979	Na/K Truesd ell 1976	Na/K Giggen bach 1988
AZ-2A	SPZ	235	210	234	234	235	211	249
AZ-4	NPZ	143	138	295	295	298	295	306
AZ-9 ^a	NPZ	174	163	284	284	300	298	308
AZ-12D	SPZ	146	140	307	307	305	306	313
AZ-19	NPZ	137	133	301	301	305	305	313
AZ-25	SPZ	311	252	298	298	300	298	308
AZ-28A	NPZ	142	137	297	297	297	294	306
AZ-42	NPZ	152	145	288	288	282	273	292
AZ-43	NPZ	342	262	289	289	301	299	309
AZ-46	SPZ	143	138	256	256	265	250	277
AZ-47D	SPZ	138	134	265	265	281	272	291
AZ-48	NPZ	143	137	314	314	311	314	318
AZ-51	NPZ	390	274	311	311	309	311	316
AZ-62	SPZ	231	207	296	296	302	300	310
AZ-65D	NPZ	277	237	276	276	285	278	295

AZ-66D	NPZ	146	140	308	308	307	308	315
AZ-67	NPZ	159	151	298	298	303	303	311
AZ-83	SPZ	156	148	286	286	302	301	310
AZ-89	SPZ	141	135	307	307	311	314	319

Tabla 6-1 Estimación de temperaturas con geotermómetros, de pozos productores del CGLA campaña de muestreo noviembre 2014.

Existe una gran cantidad de geotermómetros para estimar la temperatura de fondo de pozo (ver Ilustración 6-4). En CGLA el más usado en CGLA es el geotermómetro de Fournier et al. (1979).

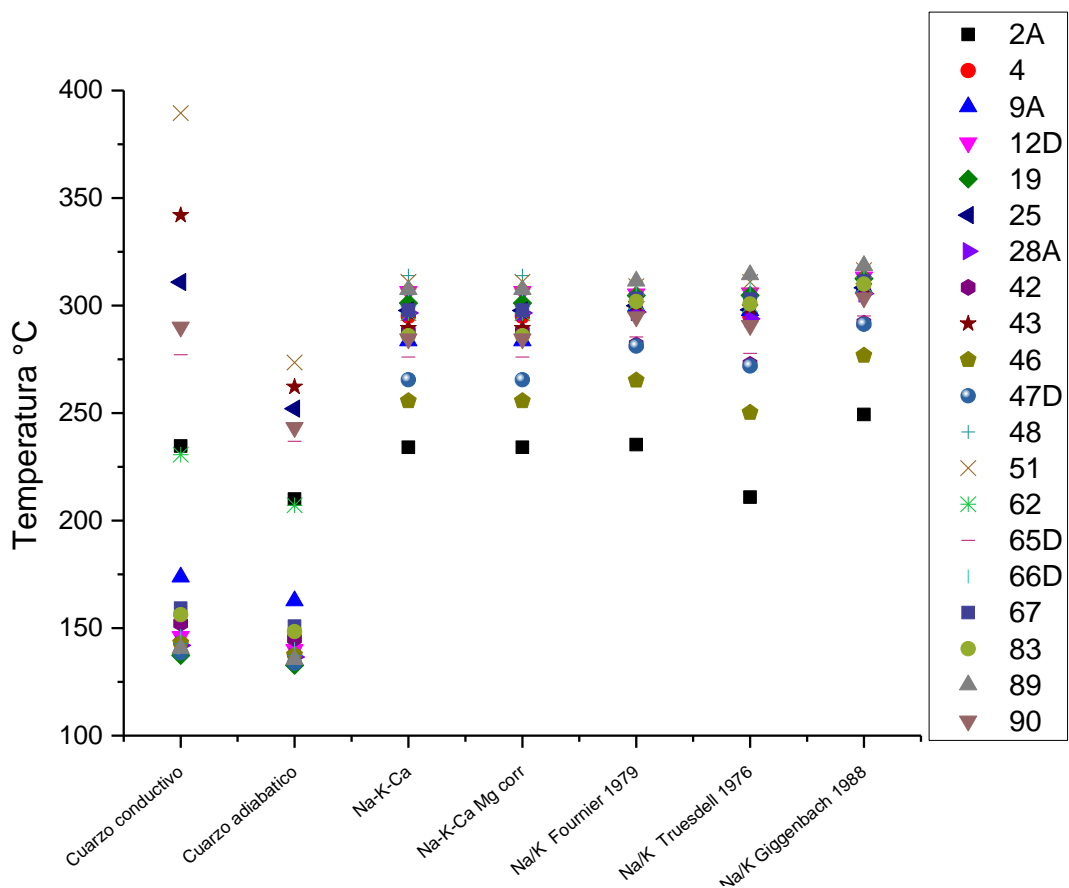


Ilustración 6-4 Temperaturas estimadas con geotermómetros líquidos. Muestreo noviembre del 2014 CGLA.

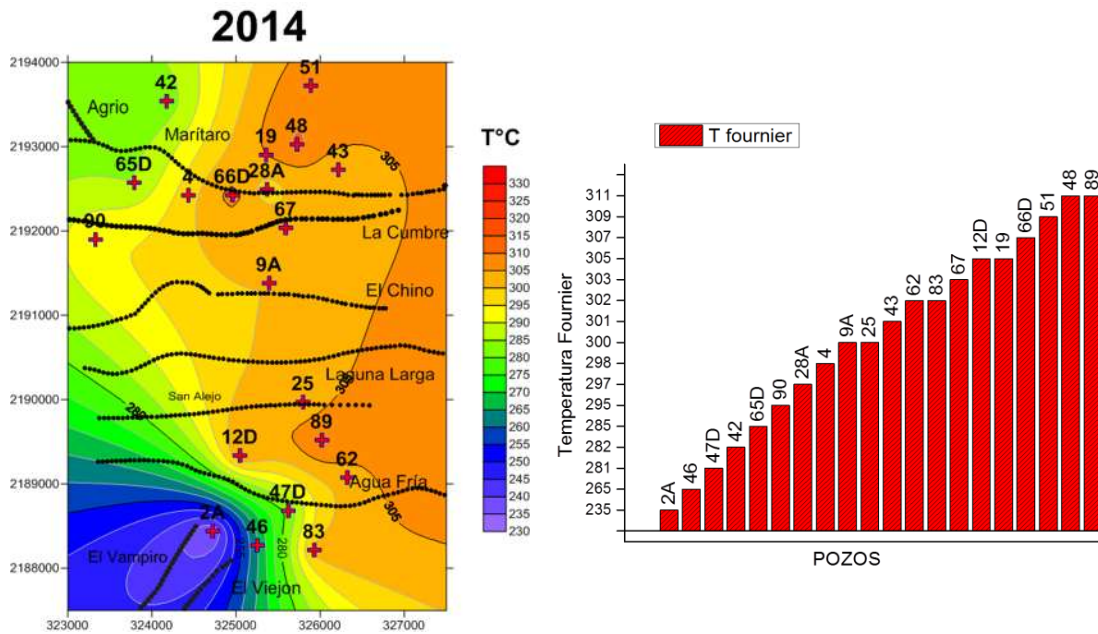


Ilustración 6-5 Distribución de Temperatura en el CGLA campaña de muestreo noviembre 2014, temperatura estimada mediante el geotermómetro de Fournier.

En la Ilustración 6-5 se muestra la distribución de temperaturas de la campaña de muestreo de noviembre del 2014 en el CGLA. Las estimaciones de temperatura se calcularon con el geotermómetro de Fournier, el cual está en función de Na/K, el rango de temperaturas con este geotermómetro va de 235 °C (pozo AZ-2A, ZPS) hasta 311°C (pozos AZ-48 y AZ-89, ubicados en la ZPN y ZPS, respectivamente). Las temperaturas más bajas son las de los pozos en ZPS AZ-2A, AZ-46 y AZ-47D con 235, 265 y 281°C respectivamente, estos pozos se ubican en al SO, y son en este muestreo los pozos productores más cercanos (distancia horizontal) al pozo reinjector AZ-7A.

En cuanto a la distribución de temperaturas (Ilustración 6-5) se puede apreciar que las temperaturas más bajas en ambas zonas se encuentran al Oeste del campo y corresponden a los pozos productores AZ-42, AZ-65D y AZ-90 (ZPN) y AZ-2A, AZ-46, AZ-47D en la ZPS.

La parte de CGLA con más altas temperaturas según la distribución espacial de la Ilustración 6-5 es la Este de ambas zonas de producción, esto concuerda con el estudio de García-Estrada et al. (2001) los cuales estimaron que el flujo de calor conductivo (de aproximadamente 295 MW/m²) se asocia al enfriamiento conductivo de un cuerpo intrusivo, además de otro flujo de calor conductivo de bloques con baja

permeabilidad dentro del reservorio (a una profundidad de 5-9 Km). Estos dos últimos elementos de transferencia de calor aunados a la transferencia de calor por convección a través de fallas y fracturas, hacen del CGLA un yacimiento de alta entalpía.

6.2 INTERPRETACIÓN DE LOS ANÁLISIS DE ISÓTOPOS ESTABLES DEL AGUA ($\delta^{18}\text{O}$ Y δD) EN EL CGLA

En esta sección se discute e interpretan los resultados de los análisis de los isótopos estables del agua de la siguiente manera:

- Interpretación isotópico ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de los manantiales en CGLA
- Interpretación de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de los fluidos en CGLA, donde se hará un enfoque a los pozos productores y su origen.
- Evolución a través del tiempo de la composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) de los fluidos en el CGLA, para lo anterior se recurrió a los datos de referencia aportados por (Nieva et al., 1983, 1987) y otros muestreos realizados en el 2000 por Barragán et al. (2005).

6.2.1 Análisis isotópicos de los manantiales en el CGLA

La Tabla 6-2 e Ilustración 6-6 muestran los valores de δD vs $\delta^{18}\text{O}$ de los manantiales fríos y calientes localizados en el interior y en el exterior del CGLA. La línea meteórica global del Agua (LMGA) es la propuesta por Bowen, 2011 ($\delta\text{D} = 8.2842 \delta^{18}\text{O} + 16.123$) y representa las composiciones de los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y δD en el agua de lluvia. La variación espacial y temporal del contenido isotópico de agua de lluvia puede usarse para determinar la composición del agua de recarga del sistema.

Los manantiales Las Adjuntas (LA), Las Orquídeas (LO), Laguna Larga 2 (LL2), Main Camp CFE (MC) y Laguna Larga1 (LL1) se encuentran muy cerca de la LMGA. Siendo las muestras, LL2, MC son las muestras de agua superficial más representativas en este muestreo ya que se trata de Laguna Larga y el manantial de agua fría, respectivamente. Estas muestras presentan una composición característica de agua de alta evaporización a temperatura “superficial” interceptando la línea de evaporación de González-Partida et al. (2005). Por su parte, los manantiales ricos en sulfatos (Ver Ilustración 6-1) que son Cerro el Gallo (CG1 y CG2), Marítaro (M3 y M5) y Currutaco (Cu) indican una composición isotópica enriquecida. Este tipo de manantiales son aguas de acuíferos someros calentadas por vapor geotérmico.

La composición de la precipitación de agua meteórica en la zona (-10.7‰ y -72.6 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ y δD , respectivamente) se puede obtener interceptando la LMGA y la línea de regresión para la evaporación $\delta\text{D} = 3.11 \delta^{18}\text{O} - 39.3$, (González-Partida et al., 2005).

Muestra	Tipo	Zona	T _f °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{meas}}$ ‰, SMOW	±	$\delta\text{D}_{\text{meas}}$ ‰, SMOW	±	"f" (APV)	** $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ ‰, SMOW	** $\delta\text{D}_{\text{DT}}$ ‰, SMOW
Maritaro 3	Manantial Caliente	ZPN	-	1.90	0.13	-32.4	0.5	n.a.	n.a.	n.a.
Maritaro 5	Manantial Caliente	ZPN	-	1.46	0.04	-37.8	0.2	n.a.	n.a.	n.a.
Curutaco	Lodo	ZPS	-	1.19	0.11	-39.9	0.6	n.a.	n.a.	n.a.
Cerro del Gallo 1	Manantial Caliente	ZPN	-	-3.16	0.03	-46.7	0.3	n.a.	n.a.	n.a.
Cerro del Gallo 2	Manantial Caliente	ZPN	-	-4.03	0.02	-48.9	0.2	n.a.	n.a.	n.a.
Main Camp CFE	Manantial Frío	SPS	-	-9.28	0.13	-67.6	0.2	n.a.	n.a.	n.a.
Laguna Larga	Manantial Caliente	ZPS	-	-8.23	0.05	-63.6	0.2	n.a.	n.a.	n.a.
Laguna Larga	Agua del lago	ZPS	-	-9.60	0.05	-68.5	0.4	n.a.	n.a.	n.a.
Hervideros de Zimirao	Manantial Caliente	Afueras	230*	-6.48	0.12	-67.3	0.6	0.27	-7.98	-75.62
Las Adjuntas	Manantial Frío	Afueras	-	-10.45	0.05	-72.3	0.2	n.a.	n.a.	n.a.
Las Orquídeas	Manantial Frío	Afueras	-	-9.67	0.06	-67.5	0.2	n.a.	n.a.	n.a.

* Temperatura de fondo determinada por Giggenbach y Stewart, (1982)

** Composición isotópica en el reservorio antes de la separación en superficie a 92°C

n.a No aplica

Tabla 6-2 Composición de $\delta^{18}\text{O}$ y δD de los manantiales del CGLA y alrededores.

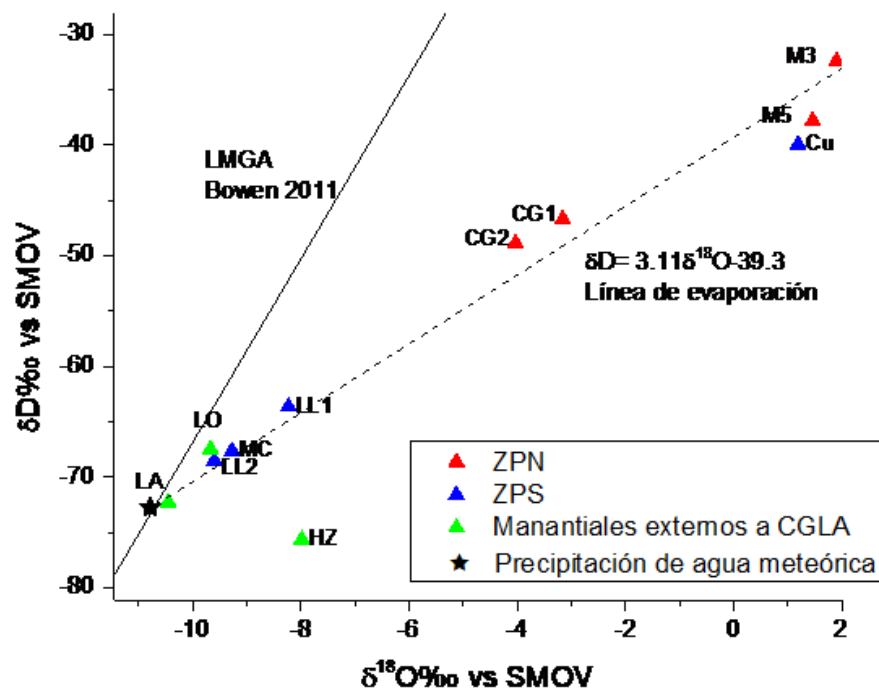


Ilustración 6-6 Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ y δD , manantiales fríos y calientes en el CGLA (2014)

En la Tabla 6-2 se observa que la composición isotópica del manantial HZ (Hervideros de Zimirao), la cual fue recalculada ya que se trata de un manantial sódico-clorurado y es una descarga directa del fluido geotérmico por lo que se estimó su composición en el fondo de yacimiento con el supuesto de separación a una sola etapa de $T_s = 92^\circ\text{C}$ (Truesdell et al., 1977). La muestra HZ es la única muestra que no forma parte de la línea de evaporización (Ilustración 6-6).

Finalmente, de acuerdo al diagrama δD vs $\delta^{18}\text{O}$ la muestra Hervideros de Zimirao (HZ) no forma parte del Sistema Geotérmico de Los Azufres caso contrario con los manantiales Las Adjuntas (LA) y Las Orquídeas (LO) que si forman parte de la línea de tendencia de evaporación en el CGLA.

6.2.2 Análisis de isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) y origen de los fluidos en el CGLA

En la Ilustración 6-7 se graficaron los datos a descarga total de $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Tabla 5-2) los cuales presentan corrimientos isotópicos de $\delta^{18}\text{O}$ muy grandes con respecto a la LMGA y se ve claramente que las concentraciones isotópicas de los pozos productores se ubican entre la Línea Meteórica Global del Agua (LMGA) y la composición del agua andesítica de Giggenbach, (1992) o el agua magmática de Sheppard y Epstein, (1970). Esto se atribuye no solamente a los procesos de interacción agua roca, sino que posiblemente se deba a la mezcla de agua meteórica con un componente magmático.

El agua andesítica se interpreta como agua de mar reciclada que ingresa al sistema en las zonas de subducción en forma de agua intersticial o como agua de hidratación de los sedimentos marinos acumulados y transportada a la región fuente que alimenta el arco magmático en la parte superior de la zona de subducción (Giggenbach, 1992). El agua magmática se refiere a fluidos acuosos que resultan de la cristalización de magma a profundidad (Goff, F., McMurtry, 2000).

En la Figura 6-7 se distinguen claramente dos grupos de muestras, el primer grupo de datos incluye todos los pozos inyectores y manantiales calientes medidos (excepto Marítaro) y además los pozos productores AZ-12D, AZ-25, AZ-62, AZ-89 (ZPS), AZ-4, AZ-19, AZ-28A, AZ-48, AZ-51, AZ-67 y AZ-90 (ZPN). Una línea recta

colocada a través de los puntos que representa estos pozo y manantiales inicia en la composición del agua de lluvia local en Los Azufres (estrella) y se aproxima en su extremo final a un componente hipotético que muestra firmas isotópicas entre los extremos magmático y andesítico. Giggenbach (1992) observó que en los yacimientos geotérmicos situados en límites de placas convergentes la línea de mezcla hipotética tenía una pendiente más pronunciada por lo que sugiere la existencia de un componente hipotético andesítico.

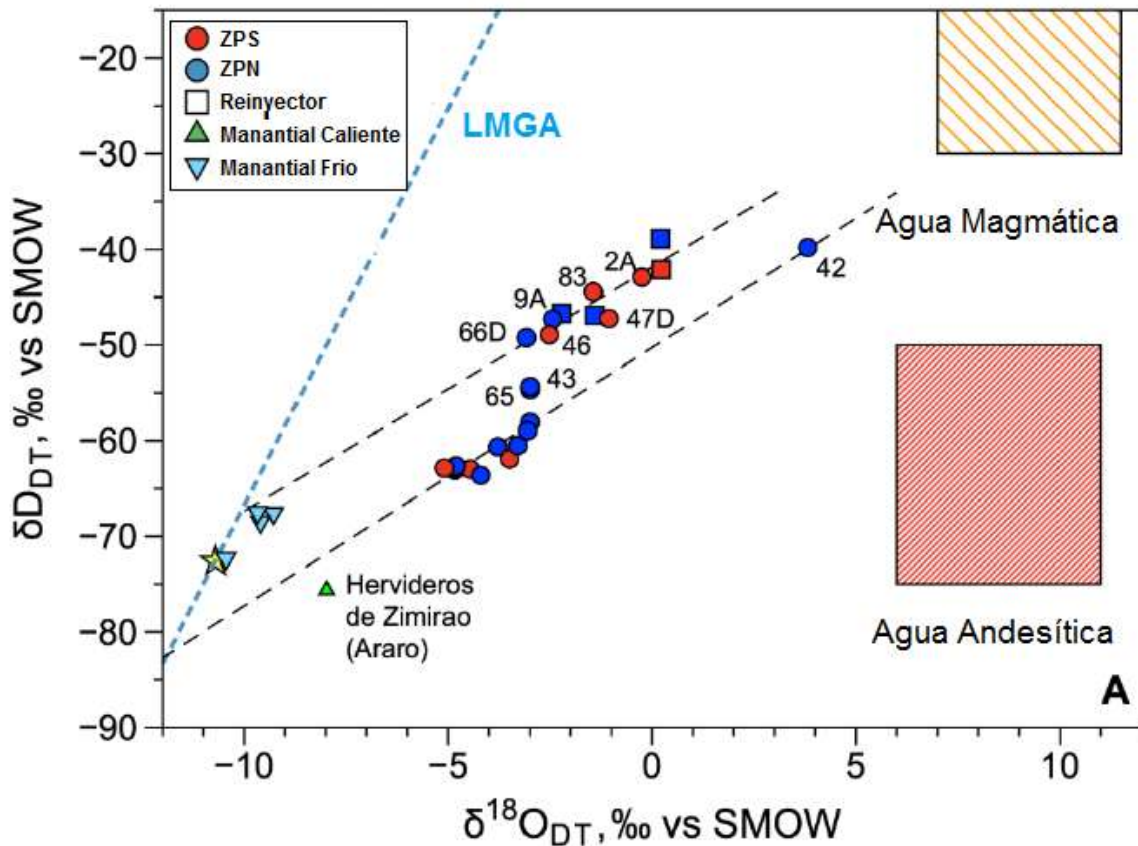


Ilustración 6-7 Diagrama $\delta^{18}O$ vs δD cálculos a descarga total después del fenómeno de ebullición en el yacimiento y en el pozo. Estrella: precipitación local datos de Giggenbach y Quijano, 1981; Zona de agua andesítica datos de (Giggenbach, 1992); fluidos magmáticos rangos de (Sheppard and Epstein, 1970).

El segundo grupo consiste en pozos de producción AZ-2A, AZ-46, AZ-47D, AZ-83 (ZPS), AZ-9A, AZ-43, AZ-65, AZ-66D, AZ-42 (ZPN), las aguas termales de Marítaro y todos los pozos de reinyección de ambas zonas de producción. Una línea recta ajustada a través de este segundo grupo de muestras es muy paralela a la primera, pero se desplazó hacia valores δD más pesados (Figura 6-7).

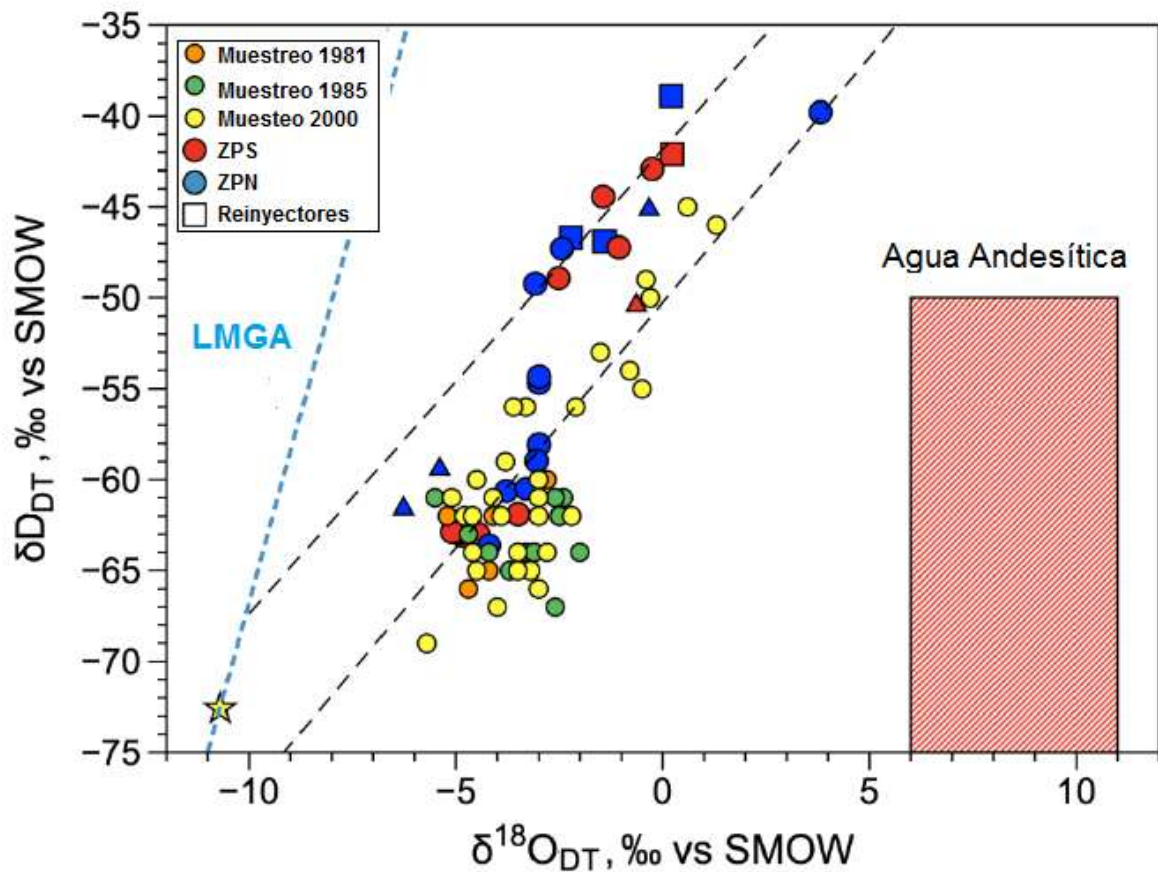


Ilustración 6-8 Dos tendencias de mezclado, uno de ellos es muy probable que sea debido al efecto de la reinyección en el campo. Estrella composición isotópica de la recarga local de CGLA (Giggenbach y Quijano, 1981)

El desplazamiento del segundo grupo de muestras hacia valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD no puede interpretarse como una mezcla entre el agua de lluvia y un fluido magmático (agua magmática o andesítica) (Ilustración 6-7). Para explicar este cambio a valores más pesados para el miembro final de agua dulce, debería considerarse una altitud y latitud más baja (por ejemplo, Dansgaard, 1964; Gonfiantini et al., 2001) que obviamente no es realista. La recarga del campo es local (Giggenbach y Quijano, 1981) (Ilustración 6-8) y corresponde a valores medidos en el agua de lluvia. Las variaciones isotópicas de más de 5-8 ‰ no pueden explicarse razonablemente a partir de factores de precipitación locales. Estas variaciones se controlan principalmente mediante la reinyección de agua en el campo, como lo indica la evidencia que se menciona continuación.

6.2.3 Evolución a través del tiempo de la composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ y δD del agua de reinyección (comparación con estudios anteriores).

En la Ilustración 6-8 se muestra la descarga total en valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD (Tabla 6-3) de diversas campañas de muestreo previas, entre 1981 y 2000 (Barragán et al., 2005; Nieva et al., 1987, 1983), además de la campaña de este estudio (círculos rojos y azules). A primera vista hay una evolución temporal de los valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD , desde composiciones prístinas más claras (Nieva et al., 1983, círculos naranja), hacia valores más pesados en 2000 (Barragán et al., 2005) y el último muestreo en 2014 (este estudio). El aumento de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD a composiciones más pesadas se puede explicar por reinyección (Barragán et al., 2010, 2005). A medida que los fluidos de reinyección se evaporan en condiciones ambientales, se enriquecen de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en comparación con los fluidos del yacimiento. Esto se confirma por los valores más altos de la composición isotópica medida en los pozos de reinyección (Ilustración 6-9, de este estudio). La evolución observada con el tiempo y el cambio hacia valores más pesados de la composición isotópica estable de los fluidos de yacimiento podría explicarse por la invasión progresiva de fluidos de reinyección en el CGLA. Esta hipótesis se confirma por la evolución de la composición isotópica estable de los fluidos reinyectados (Ilustración 6-8).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD se han incrementado constantemente hacia valores más altos desde 1981 hasta 2000, todos los pozos de reinyección muestran una disminución en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ seguido de un aumento de la δD entre 2000 y 2014 (Ilustración 6-9). Este comportamiento se puede explicar por ebullición y separación de fases en el yacimiento. A temperaturas de fluido superiores a 220°C , que se alcanzan en todo el yacimiento de CGLA, el isótopo $\delta^{18}\text{O}$ se mantiene preferentemente en la fase líquida, mientras que el Deuterio se separa ligeramente hacia la fase de vapor (Barragán et al., 2015; Truesdell et al., 1977). La tendencia observada en la Ilustración 6-9 sugiere que la fase de vapor producida por ebullición está comenzando a alimentar varios pozos productores. Esta fase de vapor (empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$ y enriquecida en δD), que se condensa y regresa al yacimiento a través de los pozos reinyectores.

Pozo	Tipo	Zona de producción	$\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ (‰) _{SMOW-I}	$\delta\text{D}_{\text{DT}}$ (‰) _{SMOW-I}	$\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ (‰) _{SMOW-II}	$\delta\text{D}_{\text{DT}}$ (‰) _{SMOW-II}	$\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ (‰) _{SMOW-III}	$\delta\text{D}_{\text{DT}}$ (‰) _{SMOW-III}
AZ-2A	Productor	ZPS					-0.3	-50
Az-3	Re-inyector	ZPN					1.0	-41
AZ-4	Productor	ZPN					-4.0	-67
AZ-5	Productor	ZPN	-4.1	-62	-3.7	-65	-4.6	-64
AZ-6	Productor	ZPS			-5.5	-61	-4.5	-60
AZ-7	Re-inyector	ZPS	-4.2	-65			1.3	-46
AZ-8	Re-inyector	ZPS	-4.7	-66			0.6	-45
AZ-9	Productor	ZPN			-2.4	-61	-2.2	-62
AZ-13	Productor	ZPN	-2.8	-60	-2.5	-62	-3.0	-61
AZ-15	Re-inyector	ZPN					-0.5	-55
AZ-17	Productor	ZPN	-5.2	-62	-4.7	-63	-4.8	-62
AZ-18	Productor	ZPS			-3.3	-64	-3.3	-56
AZ-22	Productor	ZPS			-2.6	-67	-3.2	-65
AZ-25	Productor	ZPS					-3.6	-56
AZ-26	Productor	ZPN			-2.0	-64	-2.8	-64
AZ-28	Productor	ZPS			-2.5	-62	-3.5	-64
AZ-32	Productor	ZPN			-2.6	-61	-3.0	-60
AZ-33	Productor	ZPS					-2.1	-56
AZ-34	Productor	ZPS					-3.9	-62
AZ-35	Productor	ZPS					-4.6	-62
AZ-36	Productor	ZPS					-3.8	-59
AZ-37	Productor	ZPS					-4.5	-60
AZ-38	Productor	ZPS			-4.2	-64	-4.1	-61
AZ-41	Productor	ZPN					-5.1	-61
AZ-43	Productor	ZPN					-3.5	-65
AZ-45	Productor	ZPS					-3.0	-66
AZ-46	Productor	ZPS			-3.1	-64	-1.5	-53
AZ-48	Productor	ZPN					-4.5	-65
AZ-52R	Re-inyector	ZPN					-0.4	-49
AZ-61R	Re-inyector	ZPN					-0.8	-54
AZ-62	Productor	ZPS					-3.0	-62

(I) Nieva et al. 1983; (II) Nieva et al. 1987; (III) Barragán et al. 2005.

Tabla 6-3 Composición isotópica ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) a descarga total de los fluidos en el CGLA, reportes de estudios anteriores.

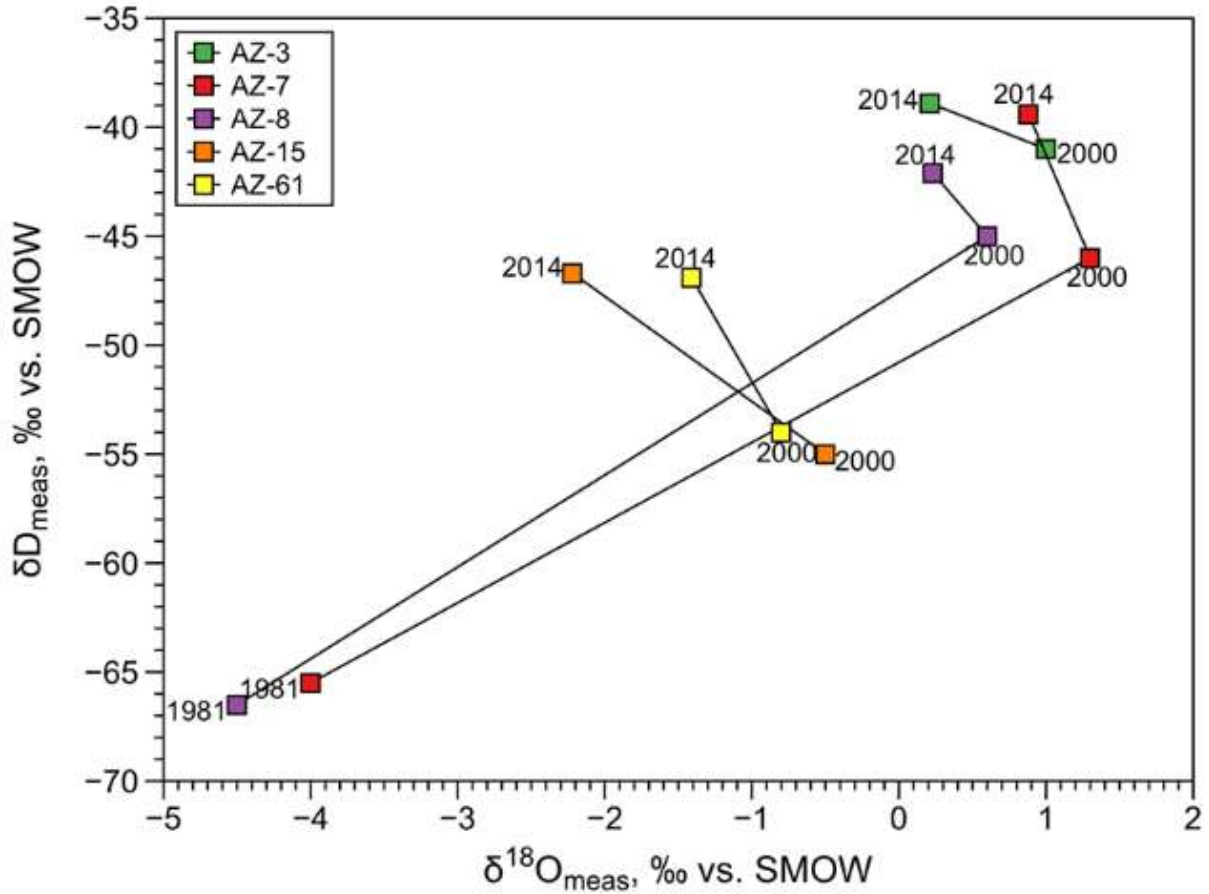


Ilustración 6-9 Composición de los isótopos estables del agua en las salmueras de reinyección (1982-2014)

Por todo lo que se discutió en las secciones 6.2.2 a la 6.2.3 el desvío de los valores isotópicos de la LMGA (Línea meteórica global del agua) de las muestras colectadas en el CGLA, se debe a diversos procesos como:

- Reinyección
- Interacción Agua-roca
- Mezcla con agua primaria andesítica (esto ocurre cuando los cambios de $\delta^{18}\text{O}$ son muy grandes).

6.2.4 Distribución espacial de las composiciones de los isótopos estables del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y δD) en el CGLA

La Ilustración 6-10 muestra un mapa estructural simplificado del CGLA que presenta en rojo los pozos productores con valores más altos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}}$ y $\delta\text{D}_{\text{DT}}$, (cuyos valores son cercanos a los medidos en los pozos de reinyección). En la ZPN los pozos se alinean aproximadamente a lo largo de las zonas de falla de dirección E-O y posiblemente existe conexión con los pozos de reinyección AZ-52D, AZ-15 y AZ-3 a través de estas estructuras. Esta interconexión o alineamiento se asocia a las fallas orientadas E-O (El Chino y Falla Marítaro en esta área específica) que genera una mayor permeabilidad en el yacimiento andesítico (Lopez-Hernández, 1991; Molina-Martínez, 2013; Perez et al., 2010). Esta es la razón por la cual la mayoría de los pozos en el CGLA están ubicados para cortar las fallas, con el fin de obtener una mayor producción de las áreas más fracturadas y de alta permeabilidad.

Estas fallas probablemente crean corredores de rocas fracturadas altamente permeables donde los fluidos inyectados fluyen hacia el Este. El pozo AZ-42, que se encuentra más próximo al pozo de reinyección AZ-52D, posiblemente recibe salmueras a través de la falla El Nopalito orientada ENE-OSO (Ilustración 6-10). Más interesante es la situación en la ZPS, donde los pozos AZ-2A, AZ-46, AZ-47D y AZ-83 se alinean aproximadamente al corredor E-O, bordeando el Norte por la Falla Puentecillas (excepto el pozo AZ-47, el cual se localiza al Norte de dicha Falla) y por el Sur a través de la Falla Los Azufres. Esta área es conocida por estar bajo la influencia de la reinyección, como lo indicó el trazador artificial (SF_6) inyectado a través del pozo reinyector AZ-8 y detectado en los pozos productores AZ-06, AZ-16D, AZ-16AD, AZ-17, AZ-33, AZ-36, AZ-37 y AZ-46 (Iglesias et al., 2010).

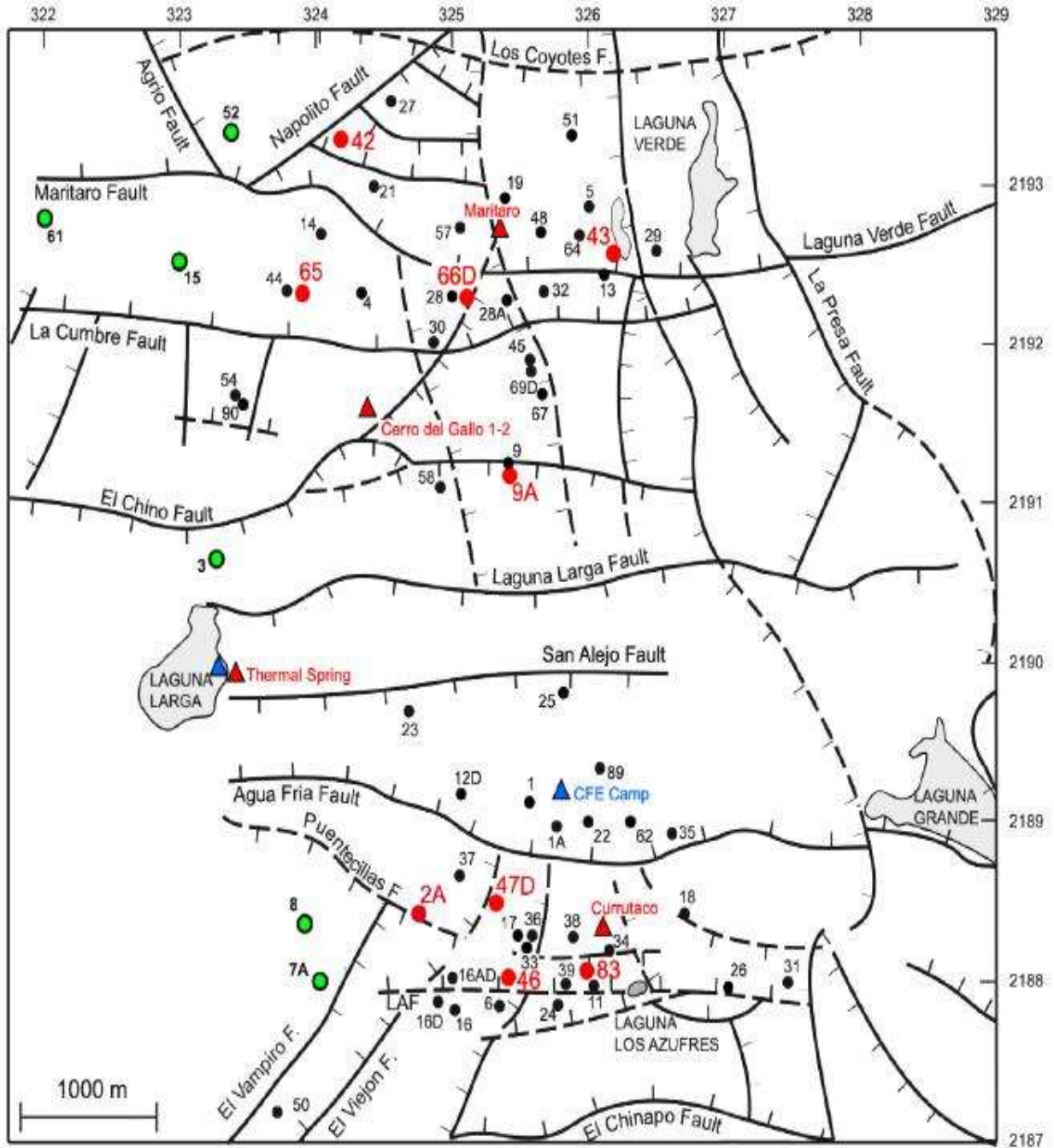


Ilustración 6-10 Mapa estructural simplificado del CGLA (no se representan todas las fallas por cuestiones didácticas) en el cual se representan los pozos productores con las más altos valores $\delta^{18}\text{O}$ y δD (círculos rojos). Es evidente el efecto que tienen las dos zonas de reinyección a través de las fallas. Se indican los pozos re-inyectores en verde y otros pozos productores en negro. .Modificada de Molina-Martínez, (2013).

La Ilustración 6-11 e Ilustración 6-12 son imágenes recientes de la distribución espacial de las composiciones isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ y δD en el CGLA, comparadas con

valores de estudios previos. El estudio de Barragán et al., 2005 realizado en 2000 y el presente estudio (llevado a cabo en 2014) contienen suficientes datos para crear interpolaciones kriging de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y δD . Para ambos conjuntos de datos, los mapas se obtuvieron utilizando el software Surfer13 (Método: Kriging; transformación z: lineal; modelo de variograma: lineal; pendiente = 1, aniso = 1,0; Kriging). Estos mapas representan un periodo de catorce años de evolución de los fluidos en el CGLA. Vale la pena señalar que los pozos muestreados en 2000 y 2014 no son los mismos; solo 7 pozos productores coinciden en ambos muestreos. Esta es una limitación importante para kriging porque las anomalías locales en escalas pequeñas no pueden ser interpretadas, sin embargo, es posible definir si existe una tendencia general.

La primera característica que se puede observar es una composición isotópica $\delta^{18}\text{O}$ es más ligera en el 2014 que en el 2000 (Ilustración 6-11). Esto podría deberse a la evolución isotópica inversa de los isótopos de oxígeno provocada por la ebullición y la separación de vapor en profundidad, como sugieren las tendencias históricas de la Ilustración 6-9 debido al aumento de la tasa de inyección (Arellano et al., 2015; Iglesias et al., 2011)

En 2000 se observa una tendencia evidente de NE a SO en la parte central de la ZPN, de los fluidos que tienen una composición isotópica más ligera ($\delta^{18}\text{O}$, δD) en comparación a sus áreas vecinas. Esta región isotópicamente más ligera se localiza alrededor de los pozos AZ-51 y AZ-48 (Barragán et al., 2005). Otro estudio llevado a cabo en 2010 (Barragán et al., 2012) mostró que la composición isotópica estable más ligera se encuentra en el pozo AZ-51. Barragán et al., (2012) concluyeron que la entrada de fluidos más ligeros en la ZPN podría ser una posible respuesta a la reducción de presión en el reservorio causada por la extracción masiva de fluidos. En 2014 la composición de los fluidos del pozo AZ-51 sigue estando entre las más ligeras del CGLA ($\delta^{18}\text{O}_{\text{DT}} = -4.20 \text{ ‰}$, $\delta\text{D}_{\text{DT}} = -63.62 \text{ ‰}$ Tabla 5-2).

Con respecto a la distribución espacial de los valores δD de los fluidos producidos en 2014 en CGLA (Ilustración 6-12), generalmente están más enriquecidos que en 2000. Esto también podría ser causado por los fluidos reinyectados en fase vapor o condensados que regresan a la zona de alimentación de los pozos productores,

ya que el Deuterio se fracciona preferentemente en el vapor a temperaturas superiores de 220 ° C (Barragán et al., 2012).

Las características más llamativas de la distribución δD en 2014 son los enriquecimientos de Deuterio en los fluidos de la parte central del CGLA a lo largo de la falla El Chino (hacia pozo AZ-9) y el lóbulo con dirección O-E en la ZPS, entre el pozo AZ-2A y AZ-83 (Ilustración 6-12). La zona rica en δD a lo largo de la falla de El Chino sugiere que existe interconectividad entre el pozo de inyección AZ-3 y los pozos de producción AZ-9 y AZ-9A (Ilustración 6-12).

En la ZPS el lóbulo E-O enriquecido en δD en la SPZ representa la invasión de salmueras reinyectadas, a través del corredor aproximadamente delimitado entre las fallas de Puenteillas y Los Azufres. De manera más general, el pronunciado y generalizado enriquecimiento de deuterio observado en 2014 indica claramente que las salmueras reinyectadas se han extendido e invadido aproximadamente a la mitad del área de producción de CGLA (Ilustración 6-12).

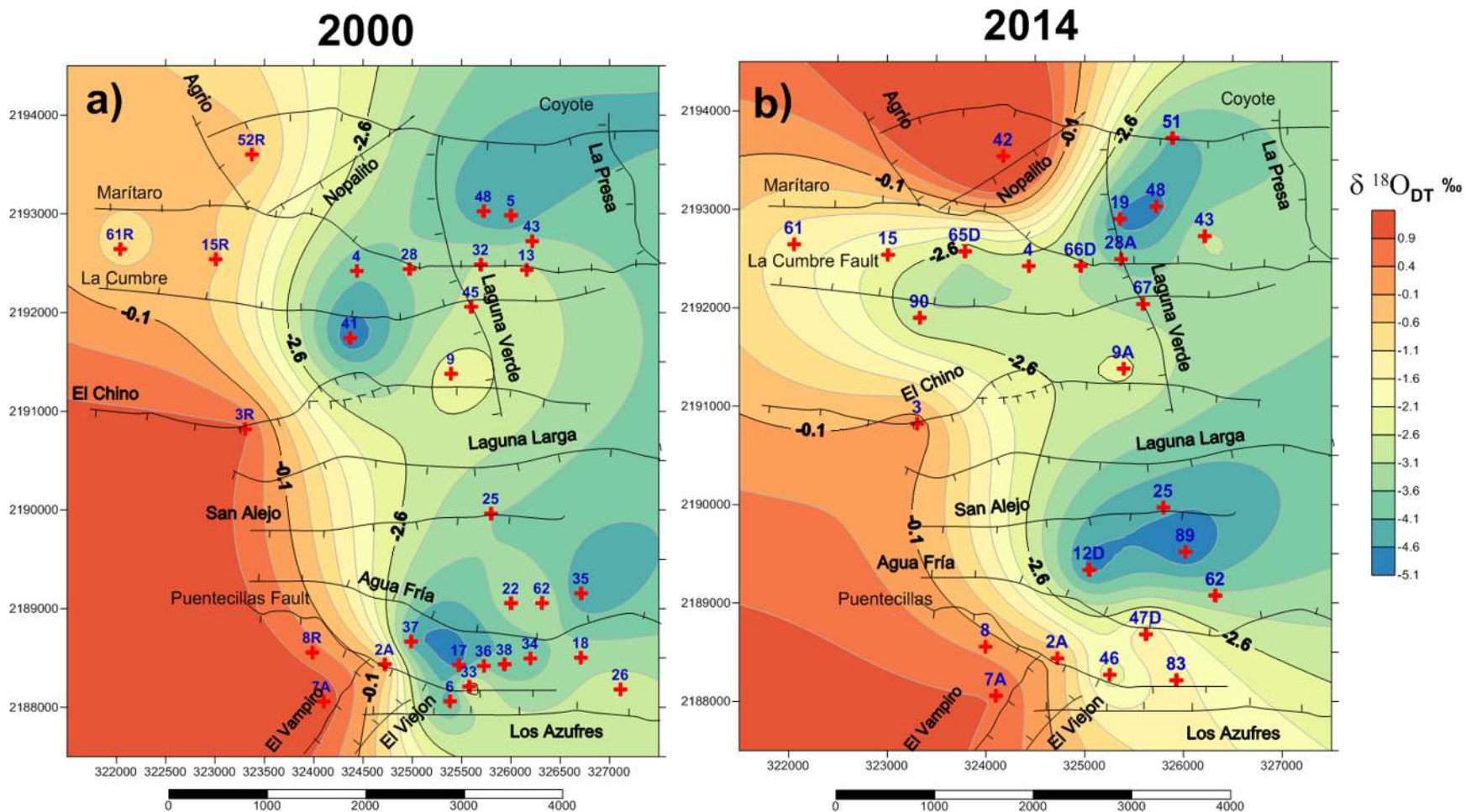


Ilustración 6-11 Interpolación kriging del isótopo de Oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}$). a) Datos tomados de Barragán et al., 2005 (recolectados en el año 2000) b) y este estudio (2014).

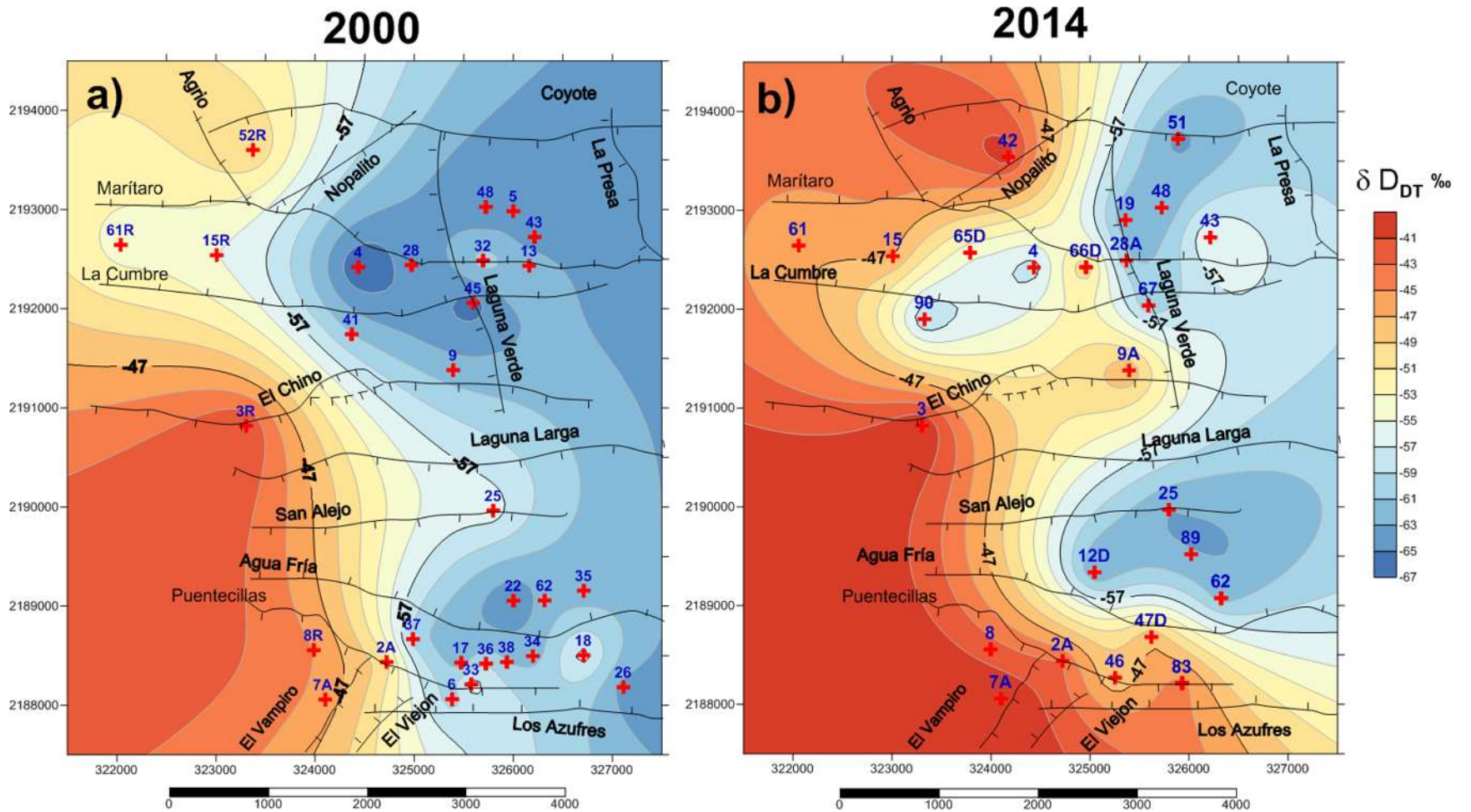


Ilustración 6-12 Interpolación kriging del isótopo de Deuterio δD . a) Datos tomados de Barragán et al., 2005 (recolectados en el año 2000) y b) este estudio (2014).

6.3 ANÁLISIS DE DATOS TERMODINÁMICOS

6.3.1 Indicadores de reinyección Cl_{DT} vs $\delta^{18}O_{DT}$

Hay otros indicadores de reinyección de fluido en el reservorio, como la variación de la concentración de cloruros y la entalpía de los pozos. La concentración de los cloruros es un marcador natural contenido en la salmuera, que debería aumentar en cantidad con el tiempo, porque durante la evaporación de las salmueras y la ebullición a profundidad, causada por la reinyección, los cloruros permanecen siempre en la fase líquida. En la Ilustración 6-13, el $\delta^{18}O_{DT}$ se grafica frente a la concentración en mg/L de Cl_{DT} para las muestras recolectadas en 2014. Hay una tendencia general positiva que indica que los valores más pesados de $\delta^{18}O_{DT}$ corresponden a un enriquecimiento en la concentración de cloruros siendo los valores más altos para ambos parámetros los medidos en las salmueras de reinyección. Esta tendencia sugiere que los fluidos en el CGLA son mezclas de fluidos de pre-producción de concentraciones de $\delta^{18}O_{DT}$ y Cl_{DT} más ligeras, con salmueras reinyectadas, las cuales tienen valores más grandes de $\delta^{18}O_{DT}$ y mayores concentraciones de Cl_{DT} .

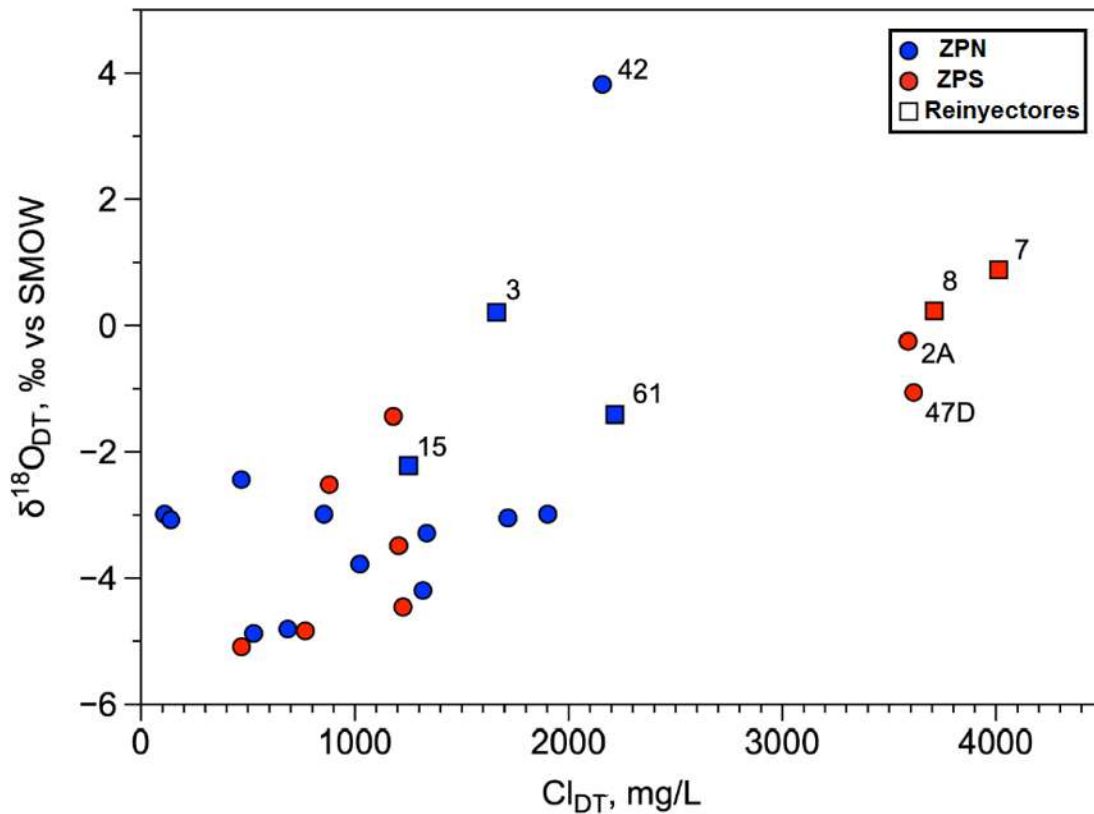


Ilustración 6-13 Grafico $\delta^{18}O$ vs Cl_{DT} , los cuales muestran una relación directamente proporcional, causada por el mezclado de salmueras de reinyección dentro de CGLA.

6.3.2 Modelos de mezclado H_{DT} vs Cl_{DT}

Como se mencionó anteriormente, los modelos de mezclado son una herramienta efectiva en todas las etapas del desarrollo geotérmico y sobre todo son muy útiles en las etapas tempranas para evaluar el potencial del calor y estructuras de flujo de un nuevo recurso geotérmico; mientras que durante la etapa de explotación de un yacimiento, dichos parámetros pueden ser un indicador potente de enfriamiento paulatino ya sea por fluidos de reinyección o/y por recarga fría inducida.

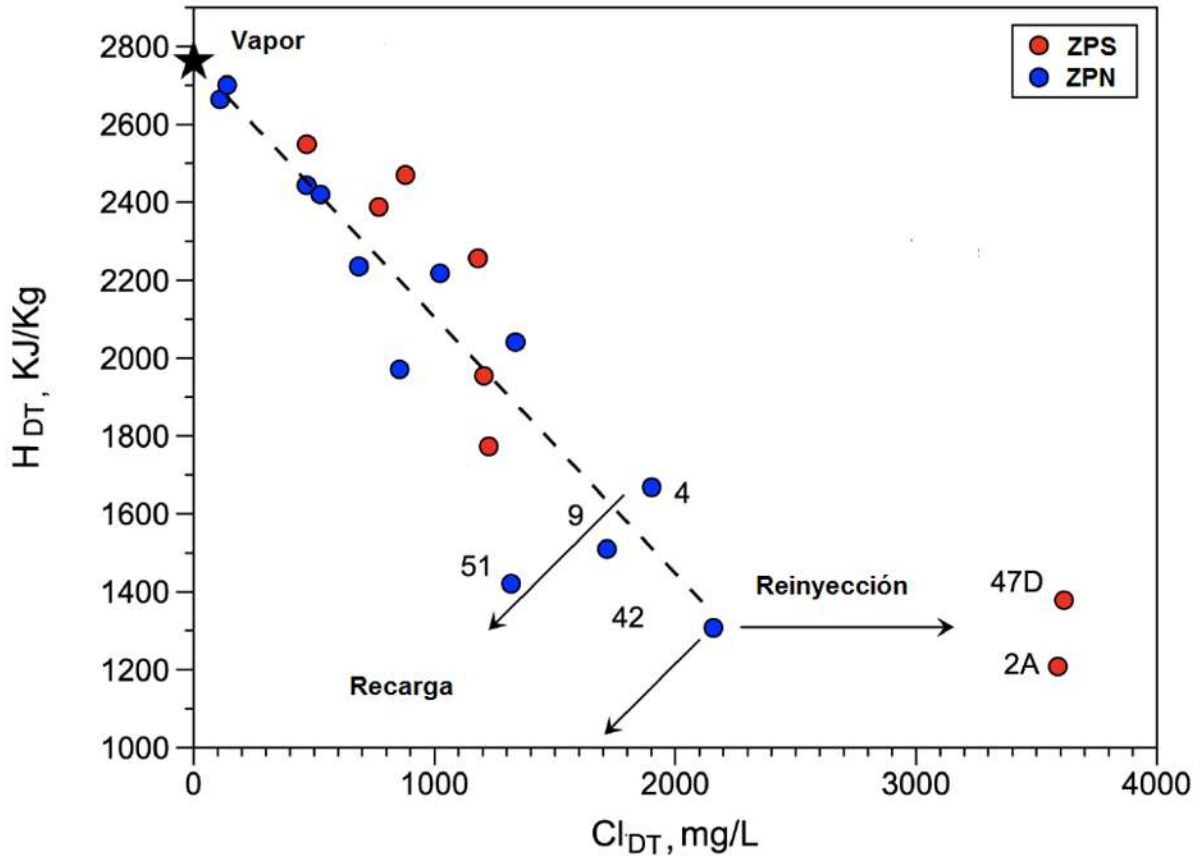


Ilustración 6-14 Gráfica entalpía de Producción vs Cloruros a descarga total. Campaña de muestreo Noviembre 2014 en el CGLA.

Los diagramas H_{DT} vs Cl_{DT} son de gran valor para comprender la hidrología del campo ya que definen tendencias en los procesos en el reservorio como son: 1) la ebullición con mayor proporción de vapor en la descarga, 2) la dilución-mezcla y 3) el enfriamiento por conducción (Fournier, 1979b). En este caso, en la Ilustración 6-14 se muestra una gráfica H_{DT} vs Cloruros a descarga total, la estrella negra en la esquina superior izquierda representa el vapor a 300°C (H=2,749 KJ/Kg y Cl= 0 mg/L), mientras que la entalpía y la concentración de cloruros del pozo productor AZ-42 puede tomarse como referencia ya que tiene la entalpía más baja de los pozos que se ubican en la zona de líquido comprimido, por lo que su concentración de cloruros puede ser representativa de CGLA.

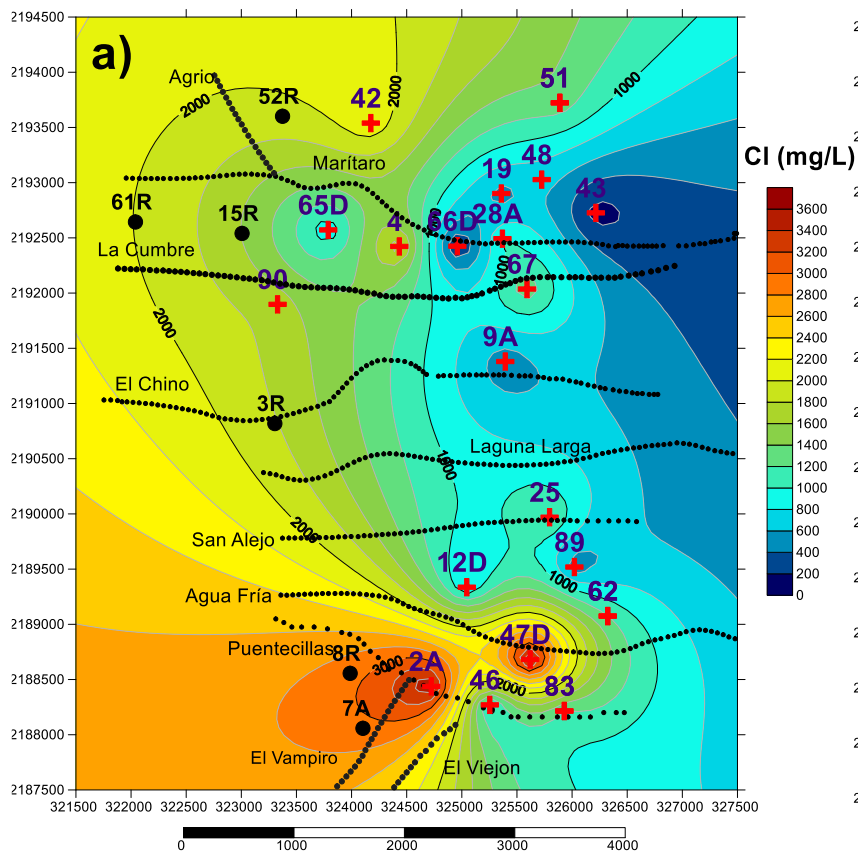
En dicha Ilustración únicamente se graficaron los datos de pozos productores que corresponden a la campaña de noviembre de 2014 (este estudio), por lo que se observa lo siguiente: a la derecha del dato de referencia de reservorio dominado por líquido, es decir, el pozo AZ-42, se encuentran los pozos productores AZ-2A y AZ-47D, (ambos ubicados en la ZPS, ver Ilustración 6-15), la entalpía del pozo productor de AZ-47D (1,379 KJ/Kg) implica que los fluidos de reinyección que alimentan este pozo se recuperan térmicamente, sin embargo, no es la misma situación para el pozo productor AZ-2A el cual al tener una entalpía menor(1,208KJ/Kg), es un pozo que se está enfriando paulatinamente a causa de la reinyección, si la tendencia sigue igual estos dos pozos serán de los primeros en enfriarse a causa de la reinyección.

A la izquierda del pozo AZ-42, están los pozos AZ-4, AZ-9 y AZ-51, los cuales son los pozos ubicados en la ZPN que están más empobrecidos en isótopos estables del agua y los cuales podrían indicar la entrada de aguas periféricas de menor temperatura y menor concentración de cloruros, estos cuatro pozos podrían trazar una línea casi horizontal que corresponde al caso en el que el agua de reinyección se recupera térmicamente antes de llegar a un pozo productor, en caso que los cloruros y entalpía siguiera decreciendo, esto indicaría un enfriamiento paulatino a causa de alguna recarga natural inducida.

Los datos de la Ilustración 6-14 que se encuentran cercanos a la estrella negra (Vapor a 300°C) indican que el proceso dominante en el yacimiento es la ebullición y por lo tanto en esa zona se observa aumento en el aporte de vapor en la zona de alimentación de esos pozos.

Por todo lo anterior se concluye que en base de los diagramas $\delta^{18}\text{O}$ y H_{DT} vs Cl_{DT} (Ilustración 6-14 e Ilustración 6-15) el enfriamiento de la ZPN pudiera ser consecuencia de la recarga natural inducida por la extracción de fluidos, mientras que la ZPS está más afectada por la reinyección en los pozos AZ-47D y AZ-2A.

Cloruros DT (mg/L) 2014



Entalpía (KJ/Kg) 2014

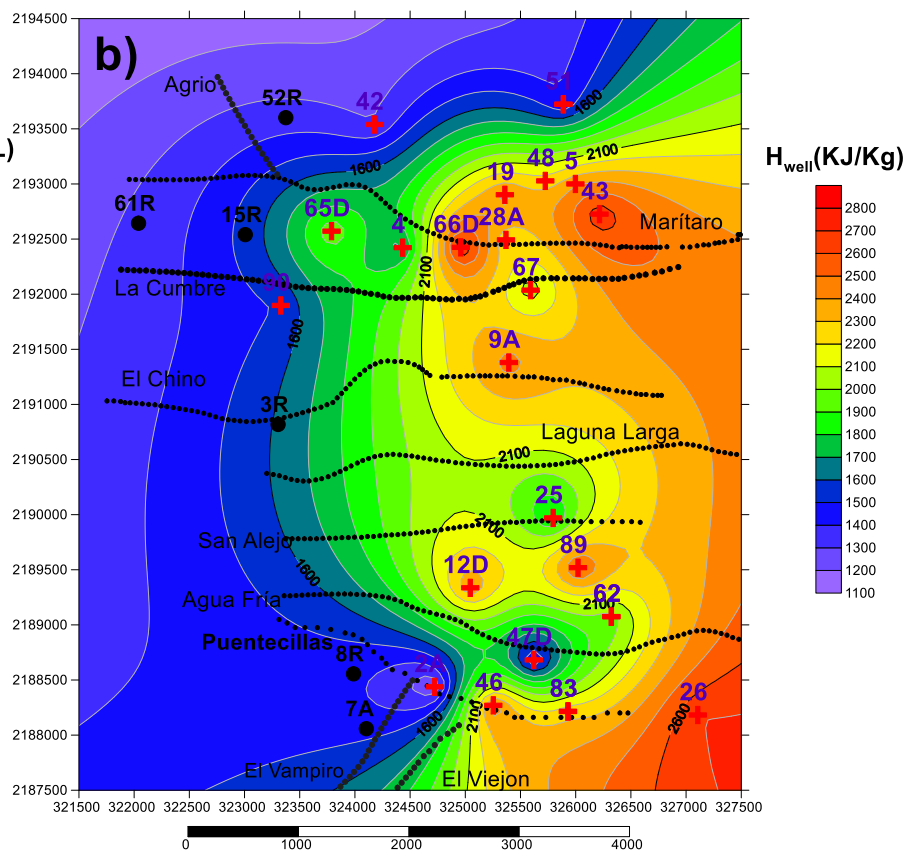


Ilustración 6-15 Distribución espacial de a) cloruros a la descarga total y b) entalpías de fondo de pozo. En el inciso a) se hicieron los cálculos necesarios para la determinación de la descarga total tomando en cuenta que los pozos productores se muestrearon a la salida del vertedor. b) Nota: se muestran los pozos inyectores (círculos), solo para darse una idea de su ubicación, en realidad no tiene caso estimar la entalpía de los pozos inyectores en este diagrama.

En la Ilustración 6-15 se muestran las distribuciones espaciales de cloruros y entalpías de fondo de pozo. En el inciso a) de dicha lustración, es muy claro un lóbulo con dirección SO-NE en la ZPS con fluidos de concentraciones altas de cloruros mientras en la ZPN se puede apreciar que existe la posible entrada de fluidos diluidos en cloruros con dirección NE-SO. A la derecha de la Ilustración 6-15 b) se observa un frente de baja entalpía que entra en lado Oeste del campo. En la ZPS se puede observar que el pozo 47D tiene una baja entalpía de producción y es muy probable que exista una interconectividad a través de las fallas El Vampiro, El Viejón y Agua Fría.

En la Ilustración 6-15 a) y b), se puede observar que el pozo de la ZPS AZ-47D tiene una baja entalpía (1,378.7 kJ/kg) y una alta concentración de cloruros (3,414 mg/L) esto puede ser un posible efecto de la reinyección. Este pozo no fue monitoreado en el estudio de Iglesias et al., 2011 sobre trazadores artificiales a los pozos productores de la ZPS en el CGLA, sin embargo, en este estudio está presentando cierta influencia por la reinyección de salmueras.

Las bajas entalpías claramente se ubican el Oeste y el Norte del campo, las bajas entalpías que se presentan en el Norte en los pozos AZ-51 y AZ-42 se deben a que tiene valores de f (parámetro al cual llamamos “alta proporción de vapor en el reservorio” APV) de 0.02 y 0.04, respectivamente, lo que significa que las entalpías de producción son aproximadas a las entalpías de líquido a la temperatura de fondo de pozo, por lo que dichos pozos productores se encuentra en la zona de líquido comprimido, por eso su baja entalpía. Los pozos productores de baja entalpía que delimitan el Oeste del campo son: Az-90, AZ-4, AZ-2A y 47D su “ f ” (alta proporción de vapor es de 0.13, 0.24, 0.11 y 0.09 que quiere decir que aunque pequeña existe una más alta proporción de vapor en la formación, es decir, 1) se lleva a cabo ebullición en el reservorio 2) los pozos productores son alimentados por vapor proveniente de otras zonas. 3) transferencia de calor de la roca.

6.3.3 Evolución de la Entalpía y Temperatura en el CGLA (comparación con estudios anteriores).

La Ilustración 6-16 muestra la evolución de la entalpía en varias campañas de muestreo. La primera llevada a cabo por Nieva et al. (1987) en los años 1985-1986, la segunda por Barragán et al. (2005) en el año 2000 y la tercera objeto de este trabajo de tesis cuyo muestreo se realizó en noviembre de 2014. En el periodo 1985-86, la ZPS mostraba valores de entalpía más altos que en la ZPN. El máximo valor fue 2,780 KJ/Kg (AZ-34) en ZPS y el más bajo valor fue de 1,424 KJ/Kg en la ZPN. En ese tiempo la capacidad instalada era de 25 MW cuando se inició la generación en el CGLA con 5 unidades de contrapresión de 5 MW cada una, instaladas en 1982 en la ZPS (Torres et al., 2005), es decir, la extracción comercial de masa se produjo inicialmente en la ZPS.

En el año 2000 la entalpía incrementa en las dos zonas de producción. En ese momento la capacidad instalada era 88 MW: 25 MW en la ZPN (28%) y 63 MW en la ZPS (72%). Este incremento de entalpías está relacionado con el aumento en la extracción de masa, debido que la presión desciende por la extracción de fluidos del yacimiento generando una separación de la fase LIQ-VAP, y por lo tanto un incremento en la entalpía.

La zona de alta entalpía es más amplia en la ZPS que en la ZPN debido a que en la ZPS la extracción era más elevada. En ese año se puede notar también, que en la ZPS hay una zona de baja de entalpía en el Oeste, esto podría ser un efecto de la reinyección ya que los pozos inyectores AZ-8 y AZ-7 se encuentran muy cerca de la zona afectada.

En este estudio las entalpías fueron calculadas con los datos obtenidos del muestreo del 2014. Es importante indicar que desde el año 2003 entraron en operación comercial otras 4 unidades a condensación de 25 MW cada una, con lo que se incrementó al doble la extracción de masa y aumentó aún más el flujo de reinyección. En la Figura 6-16 se observa que en el año 2014 especialmente la zona Norte es rodeada hacia el Oeste y Norte por datos de entalpías más bajas (AZ-42 y AZ-51).

Los dos factores importantes que con el tiempo han afectado la entalpía del yacimiento son: La extracción de masa que genera caídas de presión de yacimiento y

acelera el proceso de ebullición; y la reinyección de los fluidos de baja entalpía que no logran recuperar la temperatura de las zonas de producción.

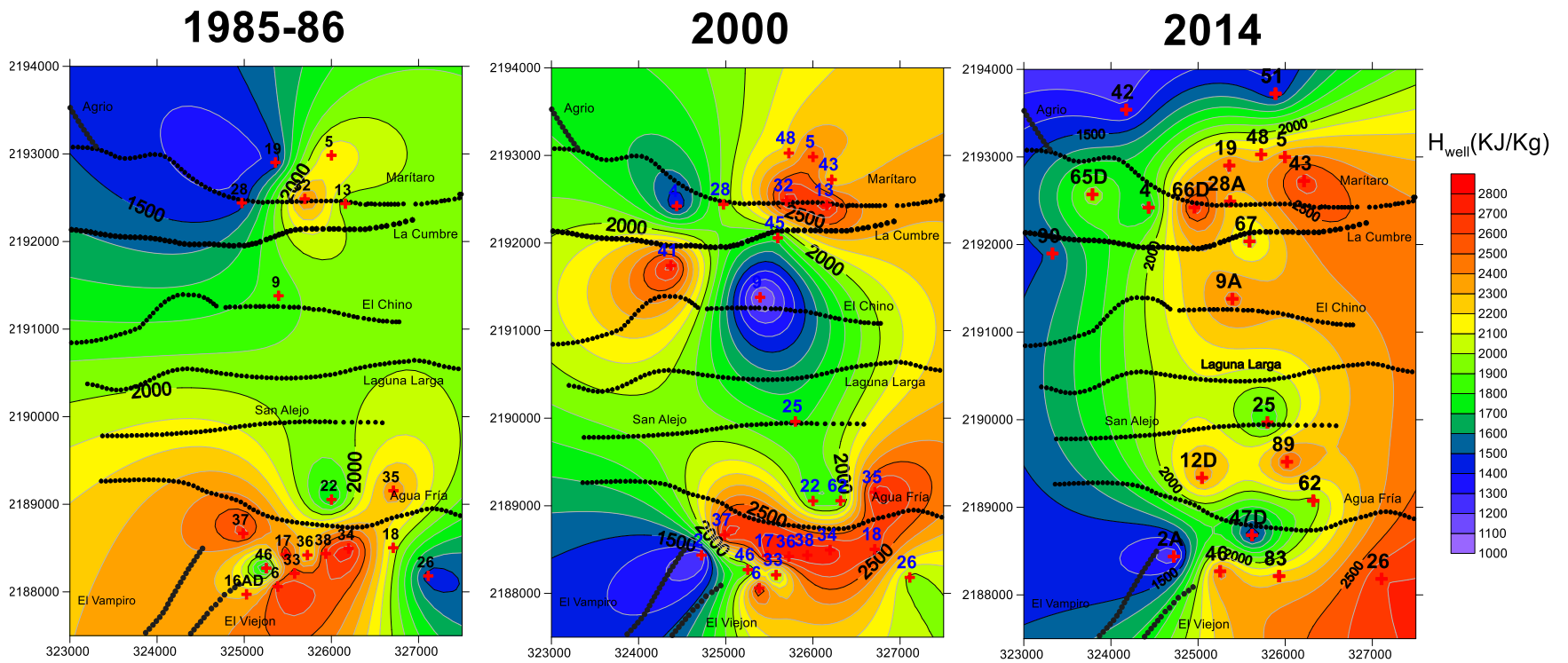


Ilustración 6-16 Evolución de la entalpía a descarga total. Unidades KJ/Kg. Datos de: (Barragán et al., 2005; Nieva et al., 1987) y este estudio.

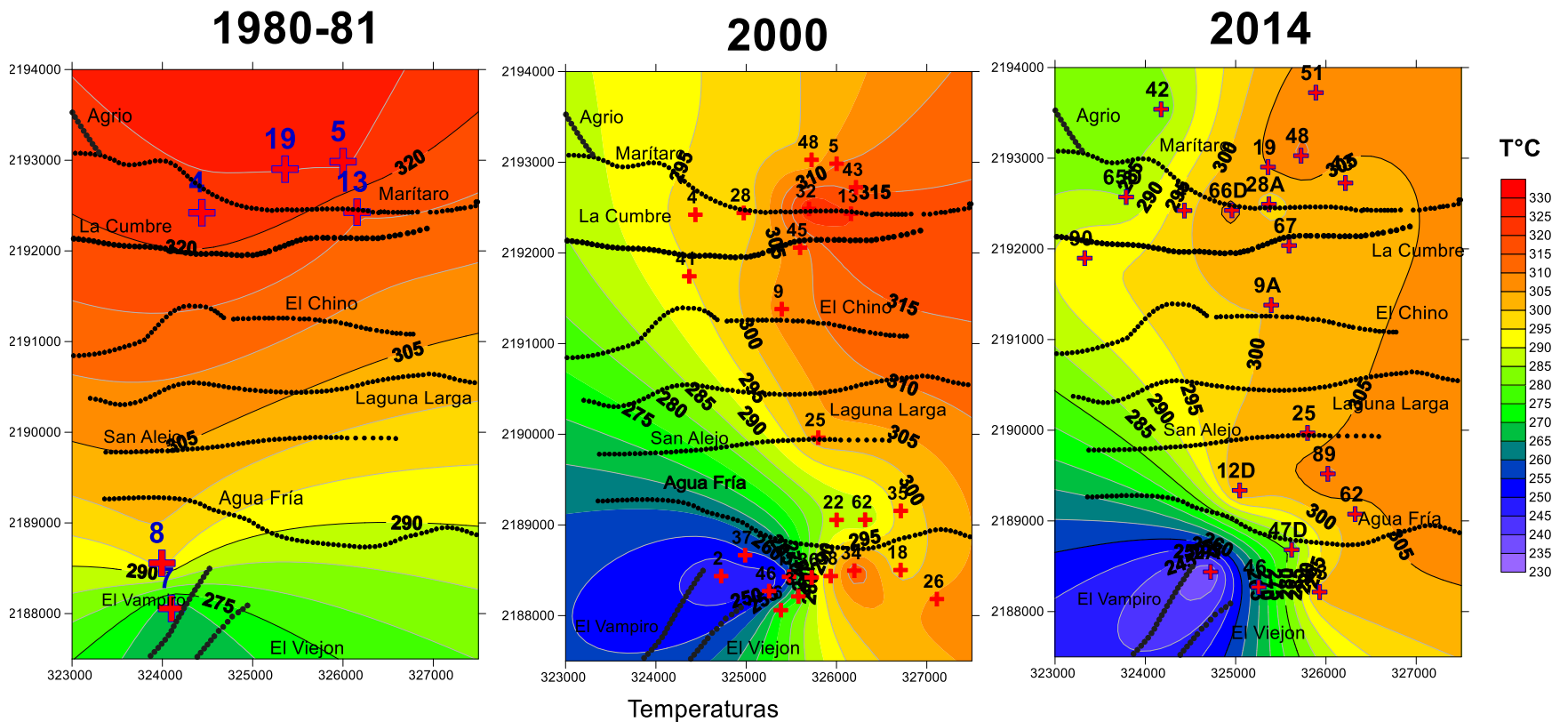


Ilustración 6-17 Evolución de la temperatura (°C). Datos de: (Barragán et al., 2005; Nieva et al., 1983) y este estudio. La temperaturas fueron calculadas con el geotermómetro de (Fournier, 1979a).

La Ilustración 6-17 muestra la evolución de la Temperatura, se incluyen datos de las campañas de muestreo de Nieva et al. (1983) en los años 1980-1981, de Barragán et al. (2005) en el año 2000 y de este estudio cuyo muestreo se realizó en el año 2014. Las Temperaturas reportadas se estimaron con la ecuación del geotermómetro de Fournier (1979) (ver ecuación 3-4). En los tres períodos la ZPN se ha conservado con valores altos de Temperatura mientras que en la ZPS claramente se ve una disminución de Temperatura en particular en la zona SO donde se encuentran los pozos de reinyección.

Los rangos de Temperatura en el CGLA varían entre: 265 a 326°C, en el año 1981-82; 246 a 325°C en el año 2000 y por último 235 a 311°C en el 2014.

En términos generales la parte Oeste del campo muestra Temperaturas más bajas en años más recientes, claramente esto se relaciona con el proceso de reinyección.

6.4 ISÓTOPOS DE HELIO

Los isótopos de Helio se utilizan en geotermia para identificar los orígenes de los fluidos. El isótopo ^3He (Isótopo de helio magmático) es el principal isótopo utilizado en campos geotérmicos para la detección de fluidos provenientes del cuerpo magmático por lo que este isótopo puede contribuir a ubicar a los fluidos de más alta entalpía y por lo tanto más cercanos a la fuente de calor del sistema. El isótopo ^4He , es Helio radiogénico ya que se deriva de la desintegración de U y Th que se encuentran en la roca, por lo que a menudo es interpretado como un reflejo del envejecimiento del cuerpo magmático.

El uso de los isótopos de Helio en geotermia se hace a través de las relaciones isotópicas referidas al cociente atmosférico ($R_a = ^3\text{He}/^4\text{He}$) que equivale a 1.4×10^{-6} .

$$\frac{R}{R_a} = \frac{^3\text{He} / ^4\text{He}_{\text{ muestra}}}{^3\text{He} / ^4\text{He}_{\text{ atmosférico}}} \quad (6-1)$$

Un valor de R referenciado a la tasa atmosférica tiene un valor de 0.02 Ra para una muestra de origen cortical (que proviene de la corteza), mientras que un valor en 7 y 9 Ra se refiere a un muestra de origen magmático.

Se determinaron las abundancias isotópicas de $^3\text{He}/^4\text{He}$ Ra, normalizadas con respecto al cociente atmosférico Ra, en 31 pozos. El valor más alto (7.93 ± 0.09), se registró en el pozo AZ-9, ubicado en la ZPN, mientras que el valor más bajo (1.03 ± 0.01), se presentó en el pozo AZ-66 (Ilustración 6-18).

El valor más alto registrado (7.93) es muy cercano al de la componente del manto superior llamado Basaltos de la Central Media Oceánica (MORB por sus siglas en Ingles Mid-Ocean Ridge Basalts donde $R/Ra = 8-9$), por lo que se interpreta la existencia de un sistema magmático activo dentro del yacimiento. Craig et al., 1978 establecieron que los magmas ascendentes hacia la corteza tienen un $R/Ra > 6$.

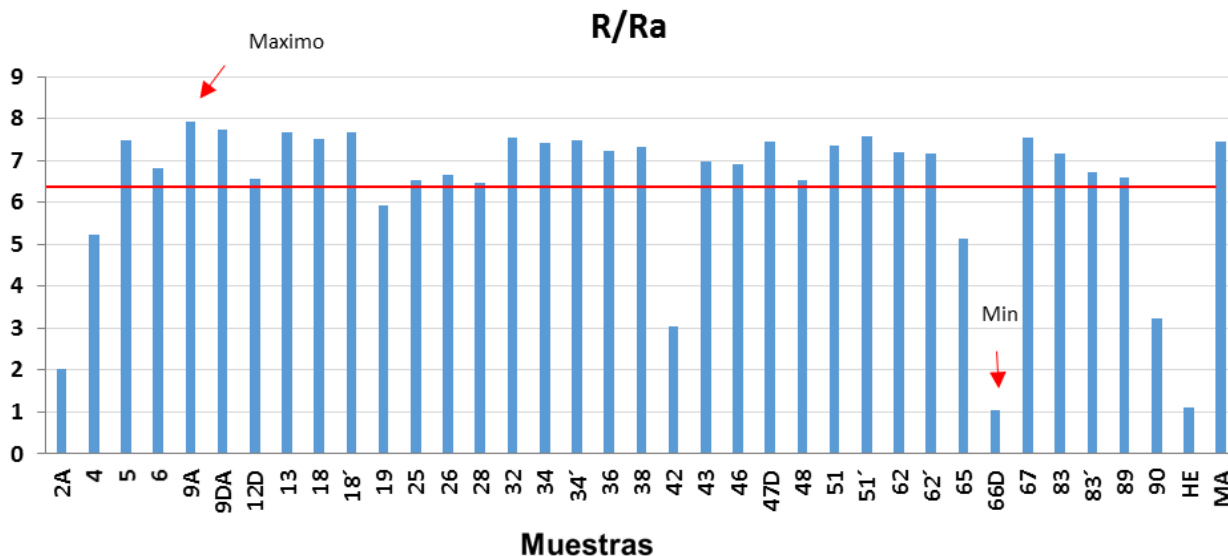


Ilustración 6-18 Relación isotópica $^3\text{He}/^4\text{He}$, normalizada con respecto al cociente atmosférico Ra (1.386×10^{-6}) en pozos productores y manantiales del CGLA.

Las muestras de manantiales Marítaro (MA) y Hervideros de Zimirao (HZ) tienen valores de R/Ra de 7.452 ± 0.036 y 1.124 ± 0.011 respectivamente (Ilustración 6-18). El alto valor de R/Ra (7.4529) en el manantial de MA significa que este manantial tiene un aporte muy alto de fluidos provenientes del manto.

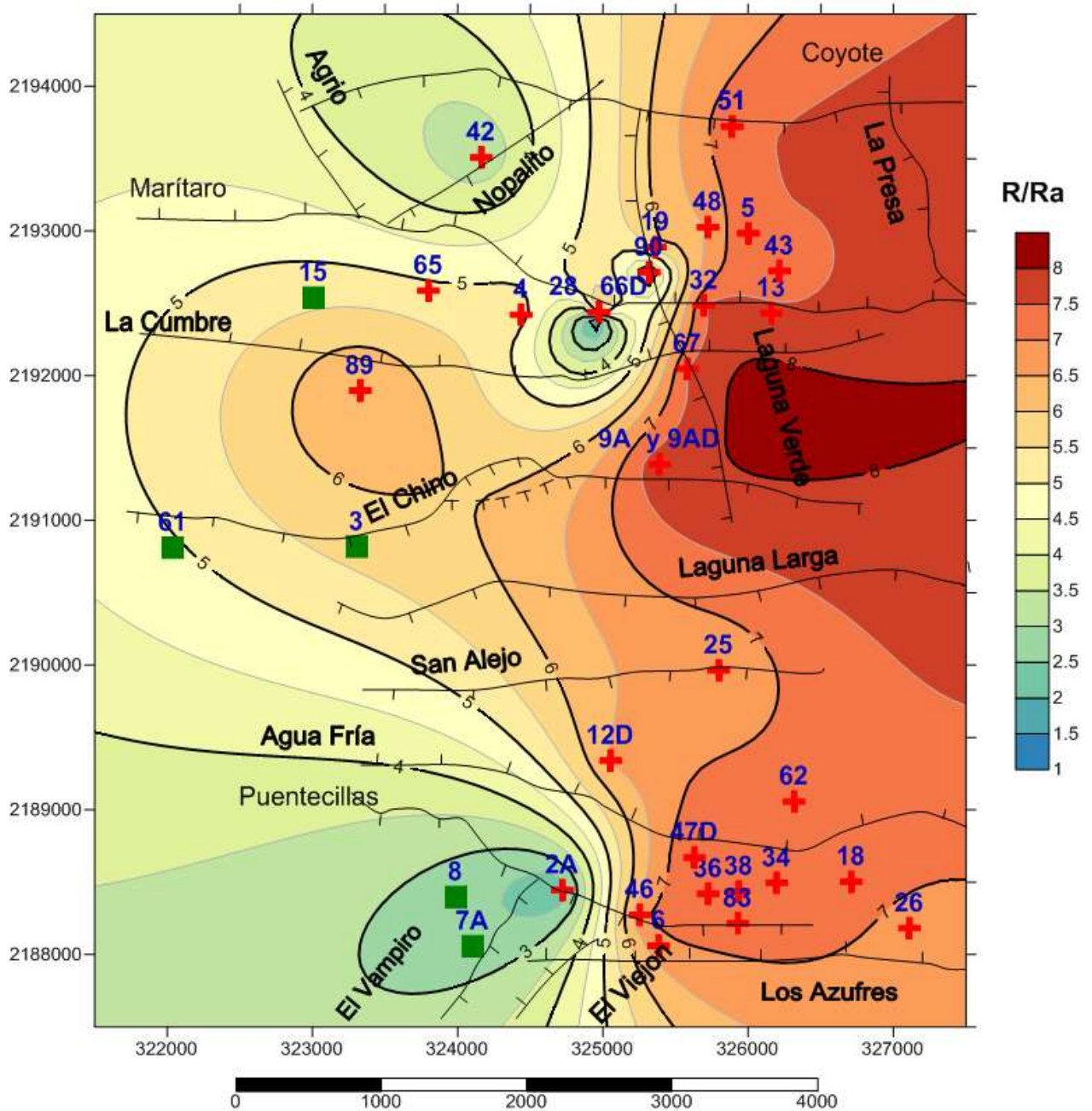


Ilustración 6-19 Distribución espacial de la relación isotópica del Helio normalizada con la concentración de Helio en el aire $(^3\text{He}/^4\text{He}) / (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{aire}}$, (R/Ra) en pozos productores muestreados en CGLA noviembre 2014.

La Ilustración 6-19 muestra la distribución espacial de la relación isotópica de Helio (R/Ra) y la ubicación geográfica de los pozos productores que fueron

muestreados. Los valores más altos de R/Ra son los de la derecha y son típicos de fluidos de origen magmático.

El lado izquierdo de la Ilustración 6-19 tiene los valores más bajos de R/Ra y aparentemente esto se deba a la recarga de fluidos de reinyección, sin embargo, los fluidos de reinyección no puede afectar tanto la relación R/Ra en los fluidos geotérmicos. En este trabajo se formulan las siguientes hipótesis para explicar el bajo valor de la tasa R/Ra en el lado Oeste de CGLA:

1) Los fluidos de reinyección al estar en contacto con las temperaturas del yacimiento producen un choque térmico microfracturando la roca por lo que el agua contenida en los intersticios se libera aumentando así la concentración de ^4He radiogénico, es decir, se libera agua connata con Helio radiogénico.

2) La extracción de la masa de fluidos geotérmicos mediante los pozos productores genera cambios de presión en el yacimiento, el cambio de presión en el yacimiento es proporcional a la extracción. Una excesiva extracción podría ocasionar que el cambio de presión sea tan grande que ocasione la entrada de agua connata a los pozos productores. Sería indicio de se remplaza el agua geotérmica con agua intersticial antigua.

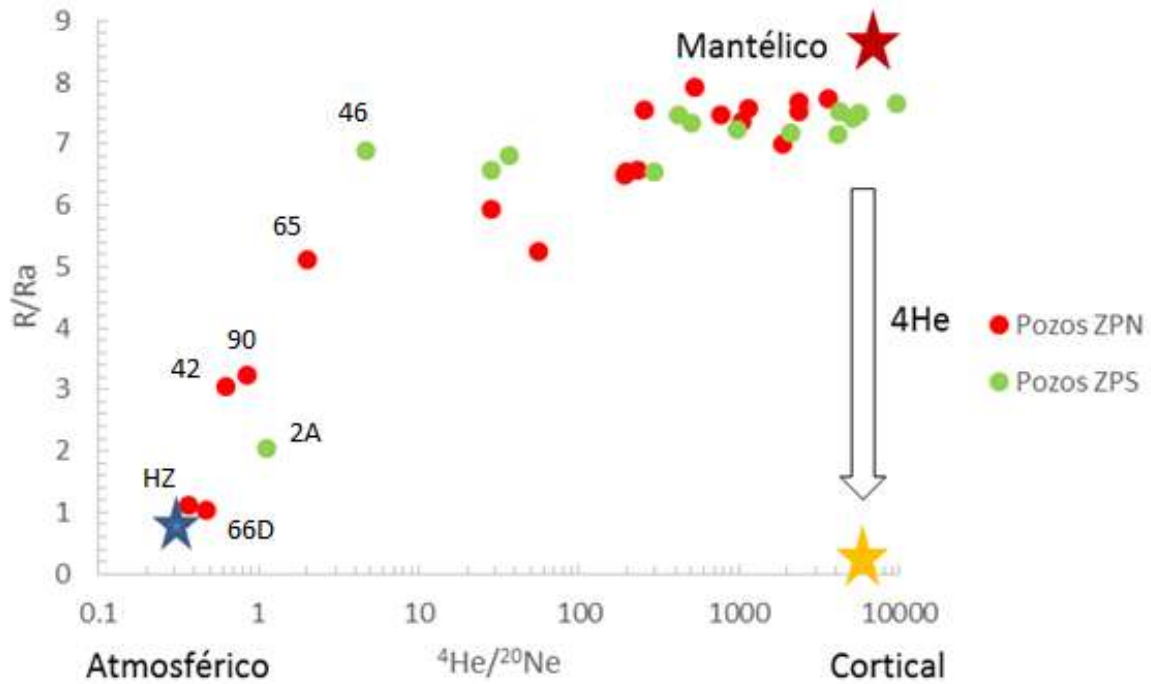


Ilustración 6-20 Diagrama R/Ra vs ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$.

En la Ilustración 6-20 se presenta R/Ra vs ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ en la cual se muestran tres componentes de los fluidos en un campo geotérmico: Atmosférico (estrella azul), mantélico (estrella roja) y cortical (estrella amarilla). Algunos datos pudieran interpretarse como una mezcla entre un componente atmosférico ($R/Ra = 1$, ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne} = 0.318$) y mantélico. Se puede ver algunas muestras completamente contaminadas con los fluidos de reinyección como los son las muestras AZ-66D, AZ-42, AZ-90, AZ-2A, AZ-65, AZ-46 con valores de ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ de 0.36, 0.469, 0.625, 0.83, 1.127, 2 y 4.65 respectivamente. Si observamos la Ilustración 6-10, los pozos con mayor concentración de isótopos estables del agua y los más cercanos en cuanto a distancia horizontal a los pozos reinyectores son los pozos AZ-66D, AZ-42, AZ-2A y AZ-46, y al mismo tiempo presentan valores cercanos al componente atmosférico como se muestra en el diagrama R/Ra vs ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ (Ilustración 6-20).

En cuanto a las muestras AZ-47D, AZ-9A, AZ-43 y AZ-83 que tienen altas concentraciones de isótopos estables, también tienen dos componentes: atmosférico y

mantélico. Los que significaría que específicamente estas muestras son afectadas parcialmente por la reinyección en la parte este del CGLA.

Se puede apreciar en la Ilustración 6-20 que los pozos productores de la ZPN (puntos rojos) tienen una gran variabilidad, mientras que los de la ZPS tienen concentraciones más homogéneas de la relación $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$.

La composición de los pozos productores de la ZPS tienen más aporte magmático y esto tiene que ver con la alta permeabilidad, gracias a la permeabilidad hay ascenso directo de fluidos, en cambio en la ZPN los datos en el diagrama R/Ra vs $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ (Ilustración 6-20) están más dispersos porque hay grandes fallas por donde penetra agua meteórica, generando mezclas (agua magmática con agua meteórica) por lo que el rango de valores para dichos parámetros es más grande.

6.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DEL CARBONO $\delta^{13}\text{C}$

Las muestras de CO_2 se obtuvieron de la fase gaseosa de los pozos. La composición isotópica de dicho gas se analizó por espectrometría de masas para obtener así la composición del ^{13}C . Los resultados obtenidos se ubicaron en un rango de $\delta^{13}\text{C}$ -9.41 a -6.42 ‰ lo cual indica que en la mayoría de los pozos el origen del gas CO_2 es magmático.

En la Ilustración 6-21 anterior se muestran los orígenes de CO_2 , el cual puede provenir de alguna de las siguientes fuentes: (1) cuerpo magmático, (2) Rocas carbonatadas a través de reacciones de carbonatación, (3) materia orgánica de origen sedimentaria por oxidación y (4) agua meteórica de recarga local. Como se puede apreciar en la figura el CO_2 proveniente de cada una de estas fuentes presenta un rango característico de composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$, el cual bajo ciertas consideraciones puede ser utilizado para determinar cuál de las fuentes es la principal aportadora de CO_2 al sistema. De acuerdo a lo anterior, el CO_2 de los fluidos del CGLA tiene dos orígenes, uno magmático y otro de origen meteórico.

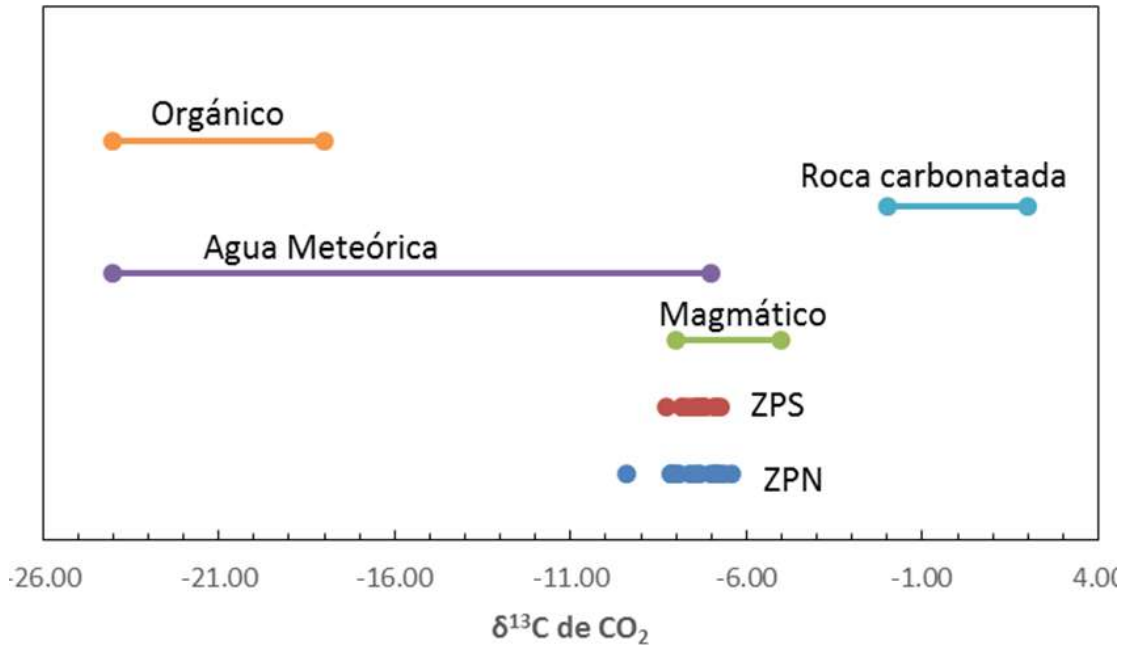


Ilustración 6-21 Origen geoquímico del CO₂. Tabla modificada tomada de Tabaco et al. 1991

6.6 ALGUNAS CORRELACIONES IMPORTANTES

En la Tabla 6-4 se presentan los pozos con aporte de fluidos de reinyección y también los pozos con aporte de agua periférica, según las observaciones de este capítulo.

El pozo AZ-2A es un pozo afectado por la reinyección como lo demuestran los parámetros que se presentan en la Tabla 6-4, los cuales son isótopos estables del agua cuya composición tiene valores muy altos de $\delta^{18}O_{DT} = -0.25$ y $\delta D_{DT} = -42.91$, además de ser muy parecida a la del pozo reinyector AZ-8 ($\delta^{18}O_{DT} = -0.23$, $\delta D_{DT} = -42.1$). Un referente es la composición del agua meteórica local con valores de -10.7% y -72.6% , $\delta^{18}O$ y δD , respectivamente. (ver sección 6.2.1). Por otra parte la Entalpía tiene valores bajos (1208 KJ/kg) y la concentración de cloruros es elevada (3558 mg/L).

El pozo productor AZ-2A además de estar alimentado por fluidos de reinyección, aparentemente también se alimenta de agua connata (como se explicó en secciones anteriores, debido a valores de bajos de $R/Ra = 2$ que podrían estar asociados a la liberación de agua connata por el microfracturamiento a causa del choque térmico producido por la inyección de fluidos más fríos.).

Parámetros y/o diagramas donde se observan los fenómenos	Pozos a los que posiblemente les llega agua de reinyección	Pozos posiblemente con entradas de agua periférica
$\delta^{18}\text{O}$, δD	AZ- 42, AZ-65D, AZ-66, AZ-9A, AZ-43, AZ-2A, AZ-47D, AZ-83 y AZ-46	AZ-51
H vs Cl	AZ-2A, AZ-47D	AZ- 42, AZ-4, AZ-90 y AZ-51
Valores bajos de $^3\text{He}/^4\text{He}<3$	AZ- 2A, AZ-42, AZ-66D y AZ-90	

Tabla 6-4 Correlaciones importantes en cuanto la posible entrada de fluidos de reinyección y agua periférica en pozos productores del CGLA con respecto a $\delta^{18}\text{O}$, δD , H, Cl y relación de Helio.

CONCLUSIONES

Los datos de la geoquímica de cationes y aniones (especies mayoritarias) en los fluidos del CGLA revelan que existen varios tipos de agua:

1) Aguas sódico-cloruradas, que son aguas geotérmicas profundas en equilibrio con la roca encajonante, todos los pozos productores muestreados y el manantial externo HZ (Hervideros de Zimirao) corresponden a este tipo de agua.

2) Aguas ácido-sulfatadas o aguas subterráneas someras calentadas por vapor geotérmico. Los manantiales que tienen esta clasificación fueron: Currutaco (Cu) y Cerro del Gallo (CG1 y CG2), este tipo de manantiales son los que se encuentran arriba de la zonas de ascenso de fluidos y están ubicados en las zonas más calientes del CGLA, son áreas ubicadas en la ZPN.

3) Aguas bicarbonatadas o aguas de origen meteórico que corresponden a circulación de fluidos poco profundos y son las muestras Laguna Larga, (LL1, LL2), manantial de agua fría dentro de CFE (MC), Las Orquídeas (LO) y Las Adjuntas (LA), estos dos últimos son manantiales externos al campo y se les considera la descarga natural del sistema hidrotermal.

Tomando en cuenta la ubicación geográfica de los manantiales HZ (Noroeste) y de las descargas de los manantiales de LA y LO se concluye que la zona del Hervideros de Zimirao y el CGLA no pueden tratarse de un mismo sistema geotérmico. Es más probable, que Hervideros de Zimirao forme parte de otro sistema geotérmico independiente puesto que LA y LO son las descargas naturales del CGLA y por la distancia a la que se encuentra HZ los manantiales de esta zona deberían ser aún más fríos para considerarlos componentes de un mismo sistema geotérmico y no lo son. En teoría mientras más alejada esté la descarga de un yacimiento geotérmico está disminuye cada vez más su temperatura por el enfriamiento conductivo durante su trayecto. Esta hipótesis se apoya también con la diferencia entre los valores de la relación R/R_a , en HZ el valor es inferior a 2 mientras en el campo geotérmico se obtuvieron valores incluso arriba de 7.

Las fallas geológicas en el CGLA son de gran importancia al evaluar las direcciones de flujo de los fluidos reinyectados. En este estudio las muestras con valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD , se alinean aproximadamente a lo largo de las zonas de

falla de **dirección E-O** Marítaro y el Chino por lo que posiblemente existe conexión con los pozos de reinyección de la ZPN (AZ-52D, AZ-15 y AZ-3) a través de estas estructuras. Mientras que en la ZPS los pozos AZ-2A, AZ-46 y AZ-83 se alinean aproximadamente en dirección E-O, bordeando el Norte por la Falla Puenteillas y por el Sur a través de la Falla Los Azufres. Por todo lo anterior se infiere que los fluidos de reinyección avancen hacia el Este del campo a través del sistema de fallas E-O.

Las distribuciones de entalpía en el 2014 presentan valores bajos en los pozos exteriores cercanos a los pozos reinyectores ubicados en el Oeste del CGLA. Los dos factores importantes que con el tiempo han afectado la entalpía del yacimiento son: 1) La extracción de masa que genera caídas de presión del yacimiento y acelera el proceso de ebullición; y 2) la reinyección de los fluidos de baja entalpía que al entrar al yacimiento no logran elevar su temperatura al nivel de las zonas de producción.

Según el diagrama de Entalpía contra Cl_{DT} , los valores bajos en cloruros y baja entalpía podría deberse a un proceso de enfriamiento en la ZPN donde se localiza el pozo AZ-51 y pudiera ser consecuencia de una recarga natural con fluidos más fríos, inducida al generarse zonas de baja de presión en el yacimiento debido a la extracción, mientras en la ZPS la entalpía está más afectada por la reinyección en la zona de los pozos AZ-47D y AZ-2A.

El pozo AZ-2A es un pozo afectado por la reinyección de acuerdo a: a) su composición de isótopos estables del agua la cual es muy alta ($\delta^{18} O_{DT}=-0.25$, $\delta D_{DT} = -42.91$) además de ser muy parecida a la del pozo reinyector AZ-8 ($\delta^{18} O_{DT}=-0.23$, $\delta D_{DT} = -42.1$), b) el diagrama de mezcla Entalpía vs Cl en el cual la muestra AZ-2A tiene valores de baja entalpía (1208 KJ/Kg) y una alta concentración en cloruros (3558 mg/L) y por último c) con el valor de $R/Ra = 2$. Lo interesante es que es un pozo productor que además de estar alimentado por la reinyección, también es probable que se esté alimentando por agua connata esto de acuerdo a los bajos valores de R/Ra.

La distribución de relaciones isotópicas de Helio (R/Ra) en el CGLA presentó valores bajos en la parte Oeste del campo los cuales pueden ser debidos a alguna de las siguientes hipótesis:

1) Los fluidos de reinyección al estar en contacto con las temperaturas del yacimiento producen un choque térmico microfracturando la roca por lo que el agua connata contenida en los intersticios se libera aumentando así la concentración de ^4He radiogénico, disminuyendo así los valores de R/Ra.

2) La extracción de la masa de fluidos geotérmicos mediante los pozos productores genera cambios de presión en el yacimiento, el cambio de presión en el yacimiento es proporcional a la extracción. Una excesiva extracción podría ocasionar que el cambio de presión sea tan grande que ocasione la entrada de agua connata a los pozos productores. Sería indicio de que se está remplazando el agua geotérmica con agua intersticial antigua.

Este estudio ha demostrado que todos los pozos del muestreo de 2014 en el CGLA son alimentados por una mezcla de líquido y vapor, es decir, hay una más “alta proporción de vapor” en la entrada de los pozos (Tabla 5-2, parámetro “f”). Esto proporciona una clara indicación de que la ebullición y la separación de fases se han extendido en la formación y no sólo dentro de los pozos, como lo observaron inicialmente Nieva et al. (1983-1987) y Barragán et al. (2005). En las fases iniciales de la explotación de CGLA, la proporción de vapor “APV” tenía un valor muy pequeño porque la entalpía del pozo era muy similar a la entalpía del líquido a la temperatura de fondo de pozo (zona de líquido comprimido). La extensión progresiva de la zona de ebullición a profundidad, se refleja efectivamente en la composición isotópica estable de las salmueras reinyectadas, ya que en 2014, las salmueras mostraron un empobrecimiento relativo de $\delta^{18}\text{O}$ y enriquecimiento en δD que podría deberse a la separación de vapor a temperaturas de yacimiento superiores a 220 °C (p. Ej., Arellano et al., 2005 y Barragán et al., 2012).

La extracción de masa provoca la separación de la fase vapor en el yacimiento, que ahora ha alcanzado la mitad del área de producción de CGLA. Se debe tomar en

cuenta este efecto porque si continuara aumentando la fase vapor, los pozos podrían entrar en la región “de sobrecalentamiento” con fracciones de vapor igual a 1. En el momento en que el yacimiento alcanzara el sobrecalentamiento, no habría fase líquida que es la que genera el vapor, en consecuencia la vida útil del yacimiento se reduciría considerablemente. Sin embargo, este efecto se atenúa porque la reinyección está funcionando como recarga lo que amortigua la tendencia al sobrecalentamiento y posiblemente está prolongando la longevidad del yacimiento.

En un sentido más amplio, este estudio mostró que un monitoreo regular (es decir, cada 5 años) de isótopos estables del agua $\delta^{18}\text{O}$ y δD en un campo geotérmico podría ser esencial para programar de manera racional la reinyección de salmueras en el reservorio. Así mismo, podría indicar si la zona de ebullición se está extendiendo, lo cual implicaría el inicio de una sobreexplotación en el campo y se tomarían medidas sobre los volúmenes de extracción para manejar de una manera más sustentable el recurso geotérmico.

APOYOS INSTITUCIONALES PARA EL DESARROLLO DEL PROYECTO

Esta investigación de doctorado forma parte de los proyectos del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) Convocatoria 2013-1, proyecto N° 207032, financiado por el Fondo de Sustentabilidad Energética CONACYT/SENER, diseñado con el propósito de desarrollar la energía geotérmica. En específico, el proyecto es el número 20 y se denomina: “Evaluación del potencial y la sobre-explotación de la capacidad de poder geotérmico de México usando isótopos de gases nobles”.

Este proyecto del CeMIE-Geo tiene como propósito estudiar desde el punto de vista geoquímico la termodinámica de los fluidos que se producen en los yacimientos geotérmicos más importantes de México, actualmente en explotación, como son: Los Azufres, Michoacán.(CGLA), Los Humeros, Puebla (CGLH), Cerro Prieto, B.C.N. (CGCP), y Las Tres Vírgenes, B.C.S. (CGLTV) los cuales son de alta entalpía.

ANEXOS

Anexo 1. Tabla de resultados, composiciones isotópicas $\delta^{18}\text{O}$ y δD a descarga total y cloruros

Pozo	Tipo de Pozo	ZONA	T _f °C	$\delta^{18}\text{O}_{\text{meas}}$ ‰, SMOW	±	$\delta\text{D}_{\text{meas}}$ ‰, SMOW	±	H _{well} kJ/kg	*H _{Tf} kJ/kg	Cl _{weirbox} (mg/L)	X _I	X _{II}	Cl _{TD} f (HPS) (mg/L)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{TD}}$ ‰, SMOW	$\delta\text{D}_{\text{TD}}$ ‰, SMOW	
AZ-3	reinyector	ZPN	-	0.21	0.10	-38.9	0.3	-	-	1663	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
AZ-7A	reinyector	ZPS	-	0.88	0.03	-39.4	0.4	-	-	4012	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
AZ-8	reinyector	ZPS	-	0.23	0.05	-42.1	0.2	-	-	3711	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
AZ-15	reinyector	ZPN	-	-2.22	0.04	-46.7	0.0	-	-	1251	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
AZ-61	reinyector	ZPN	-	-1.41	0.03	-46.9	0.4	-	-	2216	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
AZ-2A	productor	ZPS	235	1.29	0.02	-36.4	0.4	1208.0	1013.77	5516.97	0.22	0.17	3588	0.11	-0.25	-42.91
AZ-4	productor	ZPN	298	-0.78	0.04	-50.1	0.5	1668.5	1333.85	4143	0.45	0.16	1902	0.24	-2.99	-58.07
AZ-9A	productor	ZPN	300	0.87	0.08	-37.0	0.5	2443.9	1345.01	3401	0.83	0.17	468.5	0.78	-2.44	-47.28
AZ-12D	productor	ZPS	305	-1.60	0.06	-52.8	0.3	2388.1	1373.3	4795	0.81	0.16	768	0.73	-4.84	-63.07
AZ-19	productor	ZPN	305	-1.65	0.05	-53.1	0.1	2419.9	1373.3	3536	0.82	0.18	526	0.74	-4.88	-62.88
AZ-25	productor	ZPS	300	-2.13	0.15	-54.9	0.4	1773.2	1345.01	2944	0.49	0.18	1225	0.30	-4.46	-62.98
AZ-26	productor	ZPS	n.d.	3.02	0.08	-22.3	0.4	nd	-	-	0.96	0.16	-	-	-	-
AZ-28A	productor	ZPN	297	-0.77	0.04	-50.7	0.5	2217.8	1328.3	4424	0.72	0.16	1023	0.62	-3.78	-60.63
AZ-42	productor	ZPN	282	5.50	0.04	-33.0	0.5	1307.5	1247.38	3548	0.27	0.17	2158	0.04	3.82	-39.79
AZ-43	productor	ZPN	301	0.74	0.15	-42.8	1.0	2664.1	1350.62	2497	0.95	0.15	108.9	0.94	-2.99	-54.67
AZ-46	productor	ZPS	265	0.78	0.04	-38.9	0.4	2470.0	1159.96	6869	0.84	0.18	879.6	0.80	-2.52	-48.92
AZ-47D	productor	ZPS	281	0.72	0.08	-40.2	0.3	1378.7	1242.13	6240	0.30	0.17	3614	0.09	-1.06	-47.22
AZ-48	productor	ZPN	311	-1.78	0.01	-52.8	0.7	2235.1	1408.08	3068	0.73	0.16	685.6	0.63	-4.81	-62.64
AZ-51	productor	ZPN	309	-2.36	0.04	-56.5	0.5	1420.7	1396.38	2341	0.33	0.16	1318	0.02	-4.20	-63.62
AZ-62	productor	ZPS	302	-0.90	0.05	-53.3	0.2	1954.5	1356.26	3532	0.59	0.17	1205	0.43	-3.49	-61.90
AZ-65	productor	ZPN	285	-0.36	0.05	-45.4	0.2	1971.1	1263.25	2566	0.60	0.17	855	0.47	-2.99	-54.34
AZ-66D	productor	ZPN	307	0.61	0.07	-38.0	0.4	2701.0	1384.79	4506	0.96	0.17	138.1	0.97	-3.08	-49.23
AZ-67	productor	ZPN	303	-0.58	0.09	-51.6	0.6	2040.8	1361.91	4381	0.63	0.17	1336	0.49	-3.29	-60.51
AZ-83	productor	ZPS	302	1.61	0.07	-34.6	0.3	2256.1	1356.26	5487	0.74	0.17	1180	0.65	-1.44	-44.43
AZ-89	productor	ZPS	311	-1.69	0.08	-52.7	0.3	2548.9	1408.08	4926	0.88	0.18	469.6	0.87	-5.09	-62.87
AZ-90	productor	ZPN	295	-1.09	0.04	-51.5	0.3	1509.8	1317.27	3271	0.37	0.17	1716	0.13	-3.05	-58.96
Maritaro 3	Manantial Caliente	ZPN	-	1.90	0.13	-32.4	0.5	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Maritaro 5	Manantial Caliente	ZPN	-	1.46	0.04	-37.8	0.2	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Currutaco	Lodo	ZPS	-	1.19	0.11	-39.9	0.6	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Cerro del Gallo 1	Manantial Caliente	ZPN	-	-3.16	0.03	-46.7	0.3	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Cerro del Gallo 2	Manantial Caliente	ZPN	-	-4.03	0.02	-48.9	0.2	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Main Camp CFE	Manantial Frio	SPS	-	-9.28	0.13	-67.6	0.2	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Laguna Larga	Manantial Caliente	ZPS	-	-8.23	0.05	-63.6	0.2	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Laguna Larga2	Agua del lago	ZPS	-	-9.60	0.05	-68.5	0.4	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Hervideros de Zimrao	Manantial Caliente	Afuera	230	-6.48	0.12	-67.3	0.6	-	1103	-	-	-	806	0.27	-7.98	-75.62
Las Adjuntas	Manantial Frio	Afuera	-	-10.45	0.05	-72.3	0.2	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	
Las Orquideas	Manantial Frio	Afuera	-	-9.67	0.06	-67.5	0.2	-	-	-	-	-	n.a.	n.a.	n.a.	

* Entalpía a la Temperatura de fondo de pozo

Anexo 2. Registro y cálculo de Temperaturas del CGLA en diferentes períodos, Geotermómetro Fournier 1979

Pozo	Na(mg/L)-I	K(mg/L)-I	T°C (Fournier,		Na(μg/L)-III	K(μg/L)-III	T°C (Fournier,	
			1979)-I	Na/K-II				1979)-II
AZ-2A	-	-	-	7.28	246	3164000	389000	235
AZ-4	1804	499	323	4.45	298	2020000	452900	298
AZ-5	1638	465	326	4.01	310	-	-	-
AZ-6	-	-	-	5.49	274	-	-	-
AZ-7	1496	250	265	-	-	-	-	-
AZ-8	1606	359	297	-	-	-	-	-
AZ-9A	-	-	-	4.12	307	1886000	430300	300
AZ-12D	-	-	-	-	-	2652000	635600	305
AZ-13	1499	390	315	3.69	320	-	-	-
AZ-17	-	-	-	6.69	254	-	-	-
AZ-18	-	-	-	4.49	297	-	-	-
AZ-19	1689	475	325	-	-	1727000	411200	305
AZ-22	-	-	-	4.86	288	-	-	-
AZ-25	-	-	-	4.26	303	1521000	348000	300
AZ-26	-	-	-	4.15	306	-	-	-
AZ-28A	-	-	-	4.53	296	2157000	481000	297
AZ-32	-	-	-	3.55	325	-	-	-
AZ-33	-	-	-	5.49	274	-	-	-
AZ-34	-	-	-	3.85	315	-	-	-
AZ-35	-	-	-	4.49	297	-	-	-
AZ-36	-	-	-	4.78	290	-	-	-
AZ-37	-	-	-	4.11	254	-	-	-
AZ-38	-	-	-	4.45	298	-	-	-
AZ-41	-	-	-	4.57	295	-	-	-
AZ-42	-	-	-	-	-	1958000	381500	282
AZ-43	-	-	-	3.91	313	1267000	291700	301
AZ-45	-	-	-	4.12	307	-	-	-
AZ-46	-	-	-	7.12	248	3715000	620100	265
AZ-47D	-	-	-	-	-	3273000	634400	281
AZ-48	-	-	-	4.33	301	1640000	411900	311
AZ-51	-	-	-	-	-	1170000	288900	309

(I) Nieva et al. 1983 (año de muestreo 1981-82); (II) Barragán et al. 2005(año de muestreo 2000); (III) Este estudio en el año de muestreo 2014

Anexo 3. Cálculos para los cambios de concentración durante la separación en un reservorio, ejemplo práctico (especies volátiles y no-volátiles)

Cuando el líquido del acuífero a 100°C, antes del flasheo tiene una concentración de 1145 ppm, la concentración de cloruros después de la pérdida de vapor se calcula de la siguiente manera (Henley et al., 1984):

$$C_{Cl,reservorio} = x C_{Cl,vapor} + (1 - x) C_{Cl,líquido}$$

Dónde: $x C_{Cl, vapor}=0$; $C_{Cl, reservorio}$ es la Concentración inicial de cloro, es decir a 265°C

$$C_{Cl,reservorio} = (1 - x)C_{Cl,líquido}$$

Despejamos $C_{Cl, líquido}$

$$C_{Cl,Líquido} = \frac{C_{Cl,reservorio}}{(1-x)}$$
$$C_{Cl,100^{\circ}C} = \frac{C_{Cl,265^{\circ}C}}{(1 - x)} = \frac{1145ppm}{(1 - 0.33)} = 1709ppm$$

La concentración de Cl aumenta de 1,145ppm en el reservorio a 1,709 ppm en la fase líquida separada, esto es lógico ya que hay pérdida de masa de agua por la separación de fases $x = 0.3278$.

El mismo procedimiento puede seguirse para obtener la concentración relativa de más gases insolubles en el fluido inicial y subsecuentemente en la fase de vapor separada.

Suponiendo que el fluido original contiene 0.2 ppm de hidrógeno. El hidrógeno es muy insoluble en el agua líquida a bajas presiones por lo que durante la ebullición se mueve a la fase vapor, por lo que la concentración en el líquido es aproximadamente 0, pero el H_2 en el vapor está dado por

$$C_{H_2,reservorio,265^{\circ}C} = x C_{H_2,vapor,100^{\circ}} + (1 - x)C_{H_2,líquido,100^{\circ}}$$

Donde $C_{H_2,líquido,100^{\circ}} = 0$ ya que el H_2 es un gas muy volátil por lo que la cantidad de H_2 en el líquido es despreciable

$$C_{H_2,reservorio,265^{\circ}C} = y C_{H_2,vapor,100^{\circ}}$$

$$C_{H_2,vapor,100^{\circ}} = \frac{C_{H_2,reservorio,265^{\circ}C}}{x}$$

Si se supone que el fluido original del reservorio contiene 0.2 ppm de hidrógeno, tenemos que la concentración de hidrogeno en el vapor será:

$$C_{H_2, \text{vapor}, 100^\circ} = \frac{0.2 \text{ ppm}}{x} = 0.61 \text{ ppm}$$

La concentración de hidrógeno se elevó de 0.2 (reservorio líquido) a 0.61 (vapor) ppm, lo que significa que el hidrógeno del reservorio se mezcló en el vapor del fluido flasheado, aumentando la concentración en la fase vapor.

Componentes como el H₂S, CO₂ y NH₃ son ligeramente solubles a baja temperatura por lo que las concentraciones en cada fase están relacionadas por

$$C_{H_2S, \text{reservorio}, 265^\circ\text{C}} = x C_{H_2S, \text{vapor}, 100^\circ} + (1 - x) C_{H_2S, \text{líquido}, 100^\circ}$$

La ecuación 3 es una aproximación de primer orden útil para calcular rápidamente concentraciones de más **gases insolubles**. Para resumir, la concentración, C, de cualquier componente, incluyendo calor e isótopos puede ser escrita de la siguiente manera:

$$C_{\text{reservorio}} = (1 - x)C_L + yC_V$$

L y V se refieren a las fases: agua flasheada y al vapor respectivamente

REFERENCIAS

- Abuharara, A. (2017). *Using Isotopes to Understand the Origin of Water and the Effect of Reinjection in the Los Azufres Geothermal Field in Mexico*. M.C.Thesis University of Waterloo.
- Arellano, V. M., Torres, M. A., & Barragán, R. M. (2005). Thermodynamic evolution of the Los Azufres, Mexico, geothermal reservoir from 1982 to 2002. *Geothermics*. <https://doi.org/10.1016/j.Geothermics.2005.06.002>
- Arellano, Victor Manuel, Barragan, R. M., Ramírez, Mi., Siomara, L., Paredes, A., Aragon, A., & Reyes, L. (2015). The Los Azufres (México) Geothermal Reservoir: Main Processes Related to Exploitation (2003-2011). *Proceedings World Geothermal Congress*. <https://doi.org/10.13140/2.1.4407.0408>
- Armstead, H. C. H. (1989). *Energía Geotérmica* (2nd ed.).
- Arnórsson, S., Sigurdsson, S., & Svavarsson, H. (1982). The chemistry of geothermal water in Iceland.I.calculation of aqueous speciation from 0 to 370 C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46, 1513–1532.
- Arnórsson, S, & Stéfansson, A. (2005). Wet-steam well discharges. I. Sampling and calculation of total discharge compositions. *Proc. World Geother. Congr., Antalya, Turkey*, 8.
- Arnórsson, Stefán. (2000). *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna.
- Barbier, E. (2002). Geothermal energy technology and current status: an overview. *Renewable & Sustainable Energy Reviews*, 6(1–2), 3–65. [https://doi.org/10.1016/S1364-0321\(02\)00002-3](https://doi.org/10.1016/S1364-0321(02)00002-3)
- Barragán, Arellano, V. M., Aragón A, A., López B, S., Alfredo, M., Emigdio, C., & Reyes D, L. (2015). Comportamiento isotópico (δ^{18} , δD) y de las descargas gaseosas de pozos del campo geotérmico de Los Azufres (México), 2010-2011: Evidencia de procesos de condensación. *Geotermia*.
- Barragán, R. M., Arellano, V. G., Aragón, A., Martínez, J. E., Mendoza, A. C., & Reyes, L. (2012). Variación isotópica (δ^{18} O, δD) de fluidos del campo geotérmico de Los Azufres (1987-2010): Identificación de procesos de yacimiento. *Geotermia*, 25(2).
- Barragán, R. M., Arellano, V. M., Martínez, I. E., Aragón, A. A., Reyes, L. D., &

- González, R. (2009). Patrones de comportamiento de especies químicas e isotópicas (2006-2007) en el campo geotérmico de Los Azufres, Mich., en respuesta a la reinyección. *Geotermia*, 22(2).
- Barragán, R. M., Arellano, V. M., Portugal, E., & Sandoval, F. (2005). Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$, δD) patterns in Los Azufres (Mexico) geothermal fluids related to reservoir exploitation. *Geothermics*, 34, 527–547. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2004.12.006>
- BID. (2016). *Manual del curso básico en exploración geotérmica para la integración regional*.
- Birkle, P., Merkel, B., Portugal, E., & Torres-Alvarado, I. S. (2001). The origin of reservoir fluids in the geothermal field of Los Azufres, Mexico - Isotopical and hydrological indications. *Applied Geochemistry*. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00031-2](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00031-2)
- Blattner, P. (1993). “Andesitic water”: a phantom of the isotopic evolution of water-silicate systems. Comment on “Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin” by W.F. Giggenbach. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3–4), 511–518. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(93\)90261-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(93)90261-7)
- Bowen, G. J. (2011). The online isotopes in precipitation calculator, v. 2.2. <http://www.waterisotopes.org>.
- Celis-Abarzúa, R. A. (2012). (2012). *Caracterización geoquímica del sistema geotermal Termas de Puyehue-Aguas Calientes, Región de Los Lagos, Chile*. Universidad de Chile, Chile.
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133(3465), 1702–1703.
- Craig, H., Lupton, J. E., Welham, J. ., & Poreda, R. (1978). Helium isotope ratios in Yellowstone and Lassen Park volcanic gases. *Geophysical Research Letters*, 5, 897–900.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468.
- Dobson, P. F., & Mahood, G. A. (1985). Volcanic stratigraphy of the Los Azufres geothermal area, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

[https://doi.org/10.1016/0377-0273\(85\)90017-4](https://doi.org/10.1016/0377-0273(85)90017-4)

- Ellis, A. J., & Mahon, W. A. J. (1977). *Chemistry and geothermal systems*. The science and public policy program, University of Oklahoma, Norman, OK.
- Epstein, S., & Mayeda, T. (1953). Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica et Cosmochimica*.
- Fournier, R. O. (1979a). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transaction*, 3, 221–224.
- Fournier, R. O. (1979b). Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot-springs systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 1–16.
- García-Estrada, G., Lopez-Hernández, A., & Prol-Ledesma, R. M. (2001). Temperature-depth relationships based on log data from the Los Azufres geothermal field, México, 30, 111–132.
- Giggenbach, W. F. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(4), 495–510. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90127-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90127-H)
- Giggenbach, W. F., & Quijano, J. L. (1981). Estudio Isotópico de las aguas en el campo geotermico de Los Azufres. *Comision Federal de Electricidad Mexico*.
- Goff, F., McMurtry, G. M. (2000). Tritium and stable isotopes of magmatic waters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 347-396.
- Gómez-Rave, J. C. (2009). *Geología, Geofísica, Hidrogeoquímica e isótopos, como herramientas para definir un modelo conceptual hidrogeológico, caso de aplicación: Acuífero costero del Municipio de Turbo*. Universidad Nacional de Colombia, Colombia.
- Gonfiantini, R., Roche, M. A., Olivry, J. C., Fontes, J. C., & Zuppi, G. M. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chem. Geol.*, 181, 147–167.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Levresse, G., Tello-Hinojosa, E., Venegas-Salgado, S., Ramirez-Silva, G., ... Camprubi, A. (2005). Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico. *Applied Geochemistry*, 20(1), 23–29. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2004.07.006>

- Grant, M. A., & Bixley, P. F. (2011). *Geothermal Reservoir Engineering* (Second Edi). Elsevier.
- Gupta, H. K., & Roy, S. (2007). *Geothermal Energy- An Alternative Resource fo the 21st Century*. Elsevier B.V.
- Gutiérrez- Negrin, L. . (2019). *Comunicación Personal*.
- Gutiérrez-Negrín. (2015). Mexico: Update of the Country Update, and IRENA's REmap. *IGA NEWS #100*, 17–18.
- Henley, R. W., Truesdell, A. H., & Barton, P. B. (1984). *Fluid-Mineral equilibria in hydrothermal systems. Reviews in Economic Geology* (Vol. 1). <https://doi.org/10.5382/Rev.01>
- Iglesias, E. R., Arellano, V. M., Garfias, A., Miranda, C., & Aragón, A. (1985). THE NATURAL THERMODYNAMIC STATE OF THE FLUIDS IN THE LOS AZUFRES GEOTHERMAL RESERVOIR. *Proceedings, Tenth Workshop on Gothermal Reservoir Engineering*, 241–246.
- Iglesias, E.R., Armenta, M. F., Torres, R. J., Ramírez Montes, M., Reyes Picasso, N., Reyes Delgado, L., & Delgado, L. (2010). Simultaneous liquid- and vapor-phase tracer study in the Tejamaniles area of the Los Azufres, Mexico, Geothermal Field. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, 1–7.
- Iglesias, Eduardo R, Flores-Armenta, M., Torres, R. J., Ramírez-Montes, M., Reyes-Picasso, N., & Reyes, L. (2011). Estudio con trazadores de líquido y vapor en el área Tejamaniles del campo geotérmico de Los Azufres , Mich . Study with liquid and steam tracers at the Tejamaniles area , Los Azufres , Mich ., geothermal field. *Geotermia*, 24(1), 38–49.
- Iglesias, Eduardo R, Flores-Armenta, M., Torres, R. J., Ramírez-Montes, M., Reyes-Picasso, N., & Reyes-Delgado, L. (2011). Estudio con trazadores de líquido y vapor en el área Tejamaniles del campo geotérmico de Los Azufres , Mich ., 24(1), 38–49.
- Key World Energy Statistic. (2017). *International Energy Agency*, p. 95. <https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.004>
- Key World Energy Statistics. (2013). *International Energy Agency*.
- Lopez-Hernández, A. (1991). Análisis estructural del campo de Los Azufres, Mich. Interpretación de datos estructurales y del subsuelo. *CFE Internal Report*, 11–91.

- Lorenzo, C., Flores, M., & Rámirez, G. (2011). Caracterización de un yacimiento de roca seca caliente en la zona geotérmica de Acoculco , Pue ., 24(1), 59–69.
- Mnjokava, T. T. (2007). Interpretation of exploration geochemical data for geothermal fluids from the geothermal field of Rungwe Volcanic Area, SW-Tanzania, (14), 303–332.
- Molina-Martínez, A. (2013). Case history of Los Azufres conceptual modelling in a mexican geothermal field. *Geotermia*, 26(2), 3–16.
- Nieva, D., Quijano, J. L., Garfias, A., Barragán, R. M., & Laredo, F. (1983). Heterogeneity of the liquid phase, and vapor separation in Los Azufres (Mexico) Geothermal reservoir. In: *Heterogeneity of the liquid phase, and vapor separation in Los Azufres (Mexico) Geothermal reservoir*. (pp. 253–260).
- Nieva, D., Verma, M., Santoyo, E., Barragán, R. M., Portugal, E., Ortiz, J., & Quijano, J. L. (1987). Chemical and isotopic evidence of steam upflow and partial condensation in Los Azufres reservoir. In *PROCEEDINGS, Twelfth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* (pp. 253–259).
- Perez, H., Macias, J. L., Garduño, V. H., Arce, J. L., García, F., Renato, C., ... Hernández, R. (2010). Estudio vulcanológico y estructural de la secuencia estratigráfica Mil Cumbres y del campo geotérmico de Los Azufres , Mich . Structural and volcanologic study on the stratigraphic sequence at Mil Cumbres and the Los Azufres geothermal field , Mich ., 23(2), 51–63.
- Pinti, D. L., Castro, M. C., Shouakar-Stash, O., Tremblay, A., Garduño, V. H., Hall, C. M., ... Ghaleb, B. (2013). Evolution of the geothermal fluids at Los Azufres, Mexico, as traced by noble gas isotopes, $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 249, 1–11. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.09.006>
- Procesi, M., Cantucci, B., Buttinelli, M., Armezzani, G., Quattrocchi, F., & Boschi, E. (2012). Strategic use of the underground for an energy mix plan: Synergies among CO₂, CH₄ geological storage and geothermal Energy. Latium Region case study (Central Italy). *APPLIED ENERGY*, 110(January 2017), 104–131. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2013.03.071>
- Sheppard, S. M. F., & Epstein, S. (1970). D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of minerals of possible

- mantle or lower crustal origin. *Earth. Planet. Sci.*, 9, 232-239.
- Shouakar-Stash, O., Drimmie, R. J., Morrison, J., Frape, S. K., Heernskerk, A. R., & Mark, W. A. (2000). On-line D/H analysis for water, natural gas and organic solvents by manganese reduction. *Analytical Chemistry*, 72, 2664–2666.
- Tabaco, F., Verma, M. P., Nieva, D., & Portugal, E. (1991). Características geoquímicas e isotópicas del carbono en el sistema geotérmico de Los Azufres, Mich. *Geofísica Internacional*.
- Technical Reports Series 210 Stable Isotope Hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*. (1981). Viena.
- Torres-Rodríguez, M. A., Mendoza-Covarrubias, A., & Medina-Martínez, M. (2005). An Update of the Los Azufres Geothermal Field , after 21 Years of Exploitation. *World Geothermal Congress*, (April), 24–29.
- Truesdell, A. H., Nathenson, M., & Rye, R. O. (1977). The effects of subsurface boiling and dilution on the isotopic compositions of Yellowstone thermal waters. *Journal of Geophysical Research*, 82(26), 3694. <https://doi.org/10.1029/JB082i026p03694>
- Weiss, R. F. (1968). Piggybacks sampler for dissolved gas studies on sealed water tubes. *Deep Sea Research*, 15, 695–699.
- Wen, T., Castro, M. C., Ellis, B. R., Hall, C. M., & Lohmann, K. C. (2015). Assessing compositional variability and migration of natural gas in the Antrim Shale in the Michigan Basin using noble gas geochemistry. *Chemical Geology*, 417, 356–370. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.10.029>