



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA
INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES
Energía – Fuentes renovables

ESTUDIOS DE SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE ROCAS PROVENIENTES DE LOS
SISTEMAS GEOTÉRMICOS

TESIS
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN INGENIERÍA

PRESENTA:
América Yosiris García Soto

TUTOR
Pandarinath Kailasa Instituto de Energías Renovables

FECHA
Ciudad de México 05 de Abril del 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Edgar Rolando Santoyo Gutiérrez

Secretario: Dr. Eduardo González Partida

Vocal: Dr. Pandarinath Kailasa

1^{er.} Suplente: Dr. Armstrong Altrin Sam John S.

2^{do.} Suplente: M.C. Mirna Guevara García

Lugar o lugares donde se realizó la tesis: Instituto de energías renovables (IER-UNAM)

TUTOR DE TESIS:

Pandarinath Kailasa

FIRMA

Agradecimientos

Principalmente les agradezco a quienes han sido mi verdadero apoyo, a mis padres Felipe y Xochitl por su soporte espiritual, por creer en mí y nunca dudar que podría llegar lejos, por darme todas las herramientas para formarme como la persona que soy, por entender mis ausencias y mis malos momentos y por su gran motivación y esfuerzo para poder alcanzar esta meta, por haber trabajado tanto y nunca quejarse a pesar del estrés que ocasionaron mis gastos y por todo el amor brindado en lo largo de mi vida. A mi abuela y mi hermano que sin ellos mi vida hubiera sido muy aburrida, gracias por darle un descanso a todas mis preocupaciones. A mi novio por creer siempre en mí y brindarme tanto amor.

Le agradezco al Dr. Pandarinath Kailasa, tutor de esta tesis, por brindarme a lo largo de estos años la confianza de trabajar con él en uno de sus proyectos, por todos los conocimientos enseñados, por la paciencia y la motivación que me brinda para seguir con mi formación académica. También le agradezco a mi comité tutorial por aceptar tomarse el tiempo de revisar esta tesis, así como brindarme correcciones y consejos académicos.

Un agradecimiento al Coordinador Académico y otros miembros del Posgrado, IER-UNAM y al CONACyT por brindarme una beca. Así mismo un agradecimiento al proyecto CEMIE-Geo (Fondo de Sustentabilidad Energética de CONACyT-SENER, Gobierno de México; número de proyecto P09) y al Dr. Edgar Santoyo por permitirme ser parte de este proyecto y brindarme una beca de seis meses en este proyecto.

Un agradecimiento especial al Dr. Eduardo González Partida, del Centro de Geociencias UNAM, Campus Juriquilla, Querétaro, por proporcionarme los recortes de rocas de los pozos EAC-1, EAC-2 y H-38 y el análisis petrográfico. Les expreso mi sincero agradecimiento a CFE ya todas aquellas personas involucradas en recolectar los núcleos de cortes de estos pozos.

Le agradezco a la M. C. Mirna Guevara García por el apoyo técnico proporcionado durante el desarrollo de esta tesis. También agradezco a la Ma. María Luisa Ramón García por el análisis de las muestras de rocas por DRX y al Ing. Guillermo Hernández Cruz por su apoyo durante la instalación del equipo magnético en el laboratorio

Le agradezco al Ing. Carlos Olvera Rodríguez y al Biol. Héctor Miguel Cardoso Torres por su apoyo en el trabajo de campo y de laboratorio.

A todos los mencionados muchas gracias.

ÍNDICE DE CONTENIDO

Resumen extendido.....	10
Capítulo 1 Introducción.....	12
1.1 Introducción general.....	12
1.2 Hipótesis.....	13
1.3 Objetivos.....	14
1.3.1 Objetivo general.....	14
1.3.2 Objetivos particulares.....	14
1.4 Metodología para alcanzar objetivos.....	14
1.4.1 Investigación bibliográfica.....	14
1.4.2 Trabajo de campo.....	15
1.4.3 Análisis de las muestras.....	15
1.4.4 Análisis estadístico y Software.....	19
Capítulo 2. Antecedentes.....	22
2.3 Acoculco.....	23
2.4 Los Humeros.....	27
Capítulo 3 Alteración hidrotermal.....	31
3.1 Alteración hidrotermal.....	31
3.2 Tipos de alteración.....	32
3.2.1 Alteración potásica.....	32
3.2.2 Alteración propilítica.....	32
3.2.3 Alteración argílica.....	33
3.2.4 Alteración serícitica.....	34
3.3 Metodologías de estudio de la alteración hidrotermal.....	34
3.3.1 Análisis microscópico estereoscópico.....	35
3.3.2 Microscopio petrográfico.....	35
3.3.3 Difractómetro de rayos X.....	35

3.3.4 Inclusión de fluidos	35
3.3.5 Fluorescencia de rayos X.....	35
3.4 Importancia de la susceptibilidad magnética.....	36
Capítulo 4 Fundamentos de la susceptibilidad magnética	37
4.1 Ferromagnetismo	37
4.2 Ferrimagnetismo	37
4.3 Paramagnetismo	38
4.4 Diamagnetismo	39
4.5 Propiedades magnéticas de las rocas.....	39
4.5.1 Susceptibilidad magnética.....	39
4.5.2 Magnetización remanente anhisterica (ARM).....	41
4.5.3 Magnetización remanente isotérmica (IRM).....	41
4.5.4 Magnetización remanente de saturación isotérmica (SIRM)	42
4.5.5 Magnetización remanente isotérmica dura (HIRM).....	42
Capítulo 5 Estudios de susceptibilidad magnética de rocas del sistema geotérmicos de Los Humeros, México.....	43
5.1 Sistema geotérmico de Los Humeros, México.....	43
5.2 Geología superficial del sistema geotérmico de Los Humeros, México.	43
5.3 Litología de profundidad del pozo H-38 de Los Humeros, México.	44
5.4 Susceptibilidad magnética	45
5.5 Mineralogía y petrografía.....	48
5.6 Geoquímica.....	48
5.7 Susceptibilidad magnética de rocas y su relación con alteración hidrotermal	49
Capítulo 6 Estudios de la susceptibilidad magnética de rocas del sistema geotérmico de Acoculco, México	56
6.1 Pozo geotérmico EAC-1.....	56
6.1.1 Litología.....	56

6.1.2 Susceptibilidad magnética	57
5.1.3 Mineralogía y petrografía	57
5.1.3 Geoquímica	58
5.1.4 Susceptibilidad magnética de rocas y su relación con alteración hidrotermal	59
6.2 Pozo geotérmico EAC-2	62
6.2.1 Litología	62
6.2.2 Susceptibilidad magnética	62
6.2.3 Mineralogía y petrografía	63
6.2.4 Susceptibilidad magnética de rocas y su relación con la alteración hidrotermal	64
6.3 Muestras superficiales	66
6.3.1 Litología	66
6.3.2 Susceptibilidad magnética	68
6.3.3 Mineralogía y petrografía	69
6.3.4 Geoquímica	71
6.3.5 Susceptibilidad magnética y su relación con la alteración hidrotermal	72
Conclusiones	77
BIBLIOGRAFIA	78

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Equipo Bartington MS2B, sensor MS3 y estándar.....	16
Figura 2. Esquema de los alineamientos de espín de los dipolos en materiales ferrimagnéticos y ferromagnéticos (Tomada de Klein & Hurlbut, 1996).	38
Figura 3. Litología superficial de Los Humeros, modificada de la figura 2 de Arellano et al. (2003).	44
Figura 4. Pozo H-38. La litología fue tomada de la figura 3 de Arellano et al., (2003). La temperatura fue tomada de un reporte de CFE.....	46
Figura 5. Descripción del pozo geotérmico EAC-1 de Acoculco. La litología, la temperatura, mineralogía e intensidad de alteración fueron tomadas de la figura 3 de López-Hernández et al (2009).	60
Figura 6. Descripción del pozo geotérmico EAC-2 de Acoculco. La susceptibilidad magnética fue obtenida en este trabajo. La litología, la temperatura, mineralogía e intensidad de alteración fueron tomadas de la figura 5 y tabla 2 de Viggiano-Guerra et al., 2011	64
Figura 7. Litología superficial y localización de las muestras superficiales. La litología fue tomada de Canet et al., 2015a.....	66
Figura 8. Mapa de contornos en base a las mediciones de susceptibilidad magnética (HF) de las muestras superficiales.	73

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Calibración del equipo Bartington MS2	16
Tabla 2. Susceptibilidad magnética del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros.	47
Tabla 3. Química del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros.	49
Tabla 4. Prueba de t de Student y prueba de F para las muestras del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros. Comparación entre las muestras que se encuentran a una profundidad menor de 1000 m (n=23) contra las que se encuentran a una profundidad mayor a 1000 m (n=39).	51
Tabla 5. Correlación en la parte inferior a los 1000 metros de profundidad del pozo H-38 (n=13).....	52
Tabla 6. Correlación en la parte superior a los 1000 metros de profundidad del pozo H-38 (n=20).....	53

Tabla 7. Susceptibilidad magnética del pozo EAC-1 del campo geotérmico Acoculco, Puebla.	57
Tabla 8. Química de las muestras del pozo geotérmico EAC-1 en Acoculco, Puebla.	58
Tabla 9. Susceptibilidad magnética de los pozos del campo geotérmico Acoculco, Puebla.	63
Tabla 10. Datos generales de las muestras recolectadas en Acoculco, Puebla.	67
Tabla 11. . Susceptibilidad magnética de las muestras superficiales.	68
Tabla 12. Mineralogía de las muestras recolectadas en Acoculco, Puebla.	70
Tabla 13. Química de las muestras superficiales y pozos geotérmicos en Acoculco, Puebla.	71
Tabla 14. Prueba de t de Student y prueba de F para las muestras superficiales del campo geotérmico Acoculco. Comparación entre muestras alteradas (n=26) y menos alteradas (n=13).	74
Tabla 15. Coeficiente de correlación de muestras superficiales alteradas de SGA (n=26)	75
Tabla 16. Coeficiente de correlación de muestras superficiales menos alteradas del SGA (n=13).	76

Resumen extendido

La energía geotérmica es una fuente de energía renovable que se obtiene mediante el aprovechamiento del calor del interior de la Tierra. En los sistemas geotérmicos, los fluidos hidrotermales pueden alcanzar la superficie de la Tierra a través de fallas, fracturas, brechas y fisuras, reaccionando con las rocas superficiales y el subsuelo. Algunos minerales primarios en las rocas se vuelven inestables como resultado de las interacciones entre ellos y los fluidos geotérmicos, alcanzando un nuevo estado de equilibrio mediante la disolución de minerales primarios y la precipitación de nuevas fases, conocidas como minerales secundarios o minerales hidrotermales.

La concentración y el tipo de minerales magnéticos se ven afectados por los procesos de alteración. Si la litología de los estratos de los pozos geotérmicos o las unidades de superficie son la misma y las rocas han sido afectadas por la alteración hidrotermal, los valores de la susceptibilidad magnética de rocas alteradas serán mucho más bajos comparados con los valores de las rocas volcánicas originales o frescas. Por lo tanto, en este estudio se propone ver: (1) si existe una relación entre la susceptibilidad magnética, tipo y concentración de minerales magnéticos, y la intensidad de la alteración hidrotérmica; y (2) si la susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas, en áreas geotérmicas de litología similar, puede ser útil en la identificación de zonas de alteración hidrotérmica en áreas geotérmicas.

Para este estudio se seleccionaron recortes de perforación a diferentes profundidades de un pozo geotérmico (H-38) del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla y de dos pozos (EAC-1 y EAC-2) y rocas superficiales del sistema geotérmico Acozulco, Puebla, en los que se midió la susceptibilidad magnética, composición mineral y química de las muestras, y en algunos casos se obtuvieron sus interrelaciones con base en una metodología estadística.

En el pozo H-38 del campo geotérmico de Los Humeros, los resultados obtenidos revelan que, en general, los valores de la susceptibilidad magnética de los recortes desde la superficie hasta los 1000 m de profundidad (zona-1) son más bajos en comparación con los valores de los recortes de rocas de mayor profundidad (> 1000 m; zona-2). Estas diferencias en los valores de susceptibilidad magnética entre las rocas de la zona-1 y zona-2 son estadísticamente significativas. Esta observación es soportada por los datos de la composición química de estas rocas. Las concentraciones de los elementos mayores en los recortes indican, significativamente, menores concentraciones de Fe_2O_3 , Al_2O_3 y TiO_2 y mayor concentración de SiO_2 en la zona 1 en comparación con los recortes de rocas de mayor profundidad (zona-2). Este tipo de variaciones indican una alteración hidrotermal intensiva en la zona 1 del pozo H-38 que resultó en: (1) la disolución de minerales magnéticos y/o minerales portadores de hierro; y (2) una precipitación intensiva de sílice y minerales hidrotermales caracterizados por bajos valores de susceptibilidad magnética, formaciones de minerales arcillosos y/o aluminosilicatos. Las rocas de profundidades mayores a 1000 m (zona-2) han indicado valores de susceptibilidad magnética comparativamente más altos y mayor contenido de Fe_2O_3 , Al_2O_3 y TiO_2 , así como

valores inferiores en SiO₂ en comparación con las rocas de la zona-1. Esto sugiere concentraciones mayores de los minerales magnéticos y/o minerales ricos en hierro, que contribuyen a mayores valores de susceptibilidad magnética en la profundidad >1000 m.

Los pozos EAC-1 y EAC-2 del campo geotérmico de Acoculco muestran una tendencia similar de susceptibilidad magnética a lo largo del pozo. En el pozo EAC-1 los valores de susceptibilidad magnética son negativos en los recortes de las rocas de profundidad menor a 300 m y a mayores profundidades los valores son positivos y aumentan gradualmente hasta 800 m de profundidad. En el pozo EAC-2, los valores de susceptibilidad magnética son más bajos desde la superficie hasta los 1456 m, y comparativamente más altos en las rocas de mayor profundidad del pozo. Este tipo de tendencia en los valores de susceptibilidad magnética con respecto a la profundidad sugiere que: (1) existe una alteración hidrotermal intensiva en la parte superior a los 300 m (EAC-1) y 600 m (EAC-2) de profundidad que podría haber resultado en la disolución/alteración de minerales primarios y precipitación de minerales diamagnéticos (por ejemplo, calcita y cuarzo); y (2) la intensidad de la alteración hidrotermal disminuye gradualmente hasta los 800 m (EAC-1) y 1456 m (EAC-2) de profundidad. La distribución de la intensidad de alteración hidrotermal y los contenidos de minerales hidrotermales (cuarzo, calcita, pirita y arcillosos) en este pozo soportan esta interpretación.

Los valores de susceptibilidad magnética de las rocas superficiales de la zona geotérmica de Acoculco más cercanos a las zonas de Los Azufres y Alcaparroza se caracterizan por bajos valores de susceptibilidad magnética en comparación con otras partes del sistema geotérmico Acoculco. Esto indica, comparativamente, mayor intensidad de alteración hidrotérmica de las rocas más cercanas a Los Azufres y Alcaparroza. Esta inferencia también es apoyada por los datos mineralógicos y químicos de estas muestras de roca e inferencias hechas en la literatura para esta área.

Este trabajo demuestra, claramente, que los valores de susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas disminuyen con un aumento en la intensidad de la alteración hidrotérmica y un aumento en el contenido de minerales hidrotermales. En áreas geotérmicas de litología similar, los valores de susceptibilidad magnética pueden ser útiles en la identificación de rocas alteradas hidrotérmicamente o zonas de alteración hidrotérmica. Como es fácil de medir, sensible, fiable, más económica y una técnica no destructiva, este podría ser un parámetro añadido/preferido durante la etapa inicial de exploración geotérmica.

Capítulo 1 Introducción

1.1 Introducción general.

La energía geotérmica es el calor del interior de la Tierra. La porción de energía geotérmica que puede ser utilizada se encuentra atrapada en yacimientos profundos de fluido y puede ser aprovechada mediante su extracción a través de pozos perforados (Nicholson, 1993). Los campos geotérmicos en México, así como alrededor del mundo, están siendo día con día desarrollados como una fuente renovable de energía para producir electricidad y para otros usos directos.

En los sitios donde se localizan los sistemas geotérmicos, los fluidos hidrotermales pueden alcanzar la superficie de la Tierra a través de fallas, fracturas, brechas y fisuras. Los fluidos geotérmicos reaccionan con las rocas superficiales y el subsuelo. Algunos minerales primarios en las rocas se vuelven inestables como resultado de interacciones entre ellos y los fluidos geotérmicos. Debido a esta inestabilidad, se alcanza un nuevo estado de equilibrio entre los minerales y los fluidos geotérmicos mediante la disolución de minerales primarios y la precipitación de nuevas fases, conocidas como minerales secundarios o minerales hidrotermales. En un sistema geotérmico, el tipo, la concentración y la distribución de los minerales hidrotermales están controlados por la temperatura, la composición química de los minerales primarios, la composición química de los fluidos (especialmente el pH), la textura y permeabilidad de la roca, la duración de la interacción agua-roca, y la cinética de los procesos de alteración (Browne, 1984). Por lo tanto, la intensidad de la alteración hidrotermal y la abundancia de los minerales hidrotermales, proporcionan información muy valiosa sobre el historial térmico de un sistema geotérmico.

La susceptibilidad magnética es el grado de magnetización de un material, en respuesta a un campo magnético. El valor de la susceptibilidad magnética de un material es directamente proporcional a la concentración de los minerales magnéticos en ese material (Thompson y Oldfield, 1986). Debido a la interacción de rocas volcánicas con fluidos hidrotermales, los minerales magnéticos, así como otros minerales primarios con valores apreciables de susceptibilidad magnética, serán alterados a minerales de valores relativamente más bajos de susceptibilidad magnética (Hunt et al., 1995; Thompson y Oldfield, 1986). En general, los valores de susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas alteradas serán mucho más bajos comparados con el de las

mismas rocas volcánicas originales o frescas. Por este motivo, la susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas puede ser un buen indicador para la identificación de las rocas alteradas hidrotermalmente.

1.2 Hipótesis

Los óxidos puros de hierro generalmente contribuyen a las propiedades magnéticas de las rocas, los minerales magnéticos incluyen los óxidos ferrimagnéticos (altamente magnéticos: magnetita, titanomagnetita, titanomagemita, titanio, pirrotita, magemita y grieguita), paramagnéticos (minerales moderadamente magnéticos, que incluyen una amplia gama de arreglos de sustancias que contienen iones Fe^{2+} , Fe^{3+} , o Mn^{2+} ; ej., olivino, anfíboles, piroxenos, pirita, siderita, rodocrosita) y antiferrimagnéticos (los minerales de bajo valor magnético; ej., hematita, goetita).

Las rocas volcánicas como los basaltos, andesitas, dacitas y riolitas, tienen cantidades significativas de minerales magnéticos. Cuando estas rocas interactúan con fluidos hidrotermales, en un ambiente geotérmico por ejemplo, muchos minerales (incluyendo los minerales magnéticos) son inestables y tienden a ser reemplazados por nuevos minerales de mayor estabilidad o metaestables en las nuevas condiciones. Debido al proceso de alteración, los minerales magnéticos primarios (magnetita, ilmenita, titanomagnetita etc.) presentes en estas rocas volcánicas, serán transformados en minerales tales como pirita, leucoxina, esfena, pirrotita y hematita. Estos minerales de reemplazo (o minerales hidrotermales) tienen generalmente valores de susceptibilidad magnética menores que los minerales originales (minerales primarios).

De manera adicional, muchos otros minerales primarios con valores apreciables de susceptibilidad magnética (e.g., biotita, cromita, ortopiroxenos, olivinos) también son alterados a minerales con valores relativamente más bajos de susceptibilidad magnética, contribuyendo a la modificación del valor de susceptibilidad magnética total de la roca.

Por lo tanto, la hipótesis planteada en este trabajo será demostrar que si la litología de los estratos de los pozos geotérmicos o las unidades de superficie es la misma y las rocas han sido afectadas por la alteración hidrotermal, los valores de la susceptibilidad magnética de rocas alteradas serán mucho más bajos comparados con los valores de las rocas volcánicas originales o frescas. Consecuentemente, una anomalía de baja susceptibilidad dentro una unidad de roca

homogénea de alta susceptibilidad magnética, puede ser considerada como un indicador de zonas de alteración. Con esta hipótesis, es factible suponer que las mediciones de susceptibilidad magnética en rocas volcánicas superficiales (frescas y alteradas), así como en rocas provenientes de pozos geotérmicos en una zona geotérmica, podrían ser utilizadas para evaluar el potencial de la susceptibilidad magnética como una herramienta para identificar rocas y zonas con alteración hidrotermal.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Evaluación del potencial de la susceptibilidad magnética como una herramienta para la identificación de rocas y zonas de alteración hidrotermal en las áreas de los sistemas geotérmicos.

1.3.2 Objetivos particulares

- I. Recolección de muestras de rocas superficiales y recortes de pozos geotérmicos pertenecientes al área de los sistemas geotérmicos seleccionados para este estudio.
- II. Medición de la susceptibilidad magnética y estimación, en muestras selectas, de mineralogía y composición química de rocas geotérmicas.
- III. Determinación de la posible relación entre susceptibilidad magnética con minerales magnéticos, composición química y alteración hidrotermal.

1.4 Metodología para alcanzar objetivos

1.4.1 Investigación bibliográfica

Se realizó una investigación bibliográfica a lo largo del trabajo con temas referentes a la susceptibilidad magnética, los campos geotérmicos de Acochilco y Los Hornos, alteración hidrotermal entre otros, que sirvieran para la elaboración del trabajo. La investigación se llevó a cabo utilizando diferentes artículos publicados en revistas internacionales y libros, así como información publicada en páginas web de diferentes institutos, comisiones y centros de investigación.

1.4.2 Trabajo de campo

Se realizaron tres campañas de muestreo en la caldera de Acoculco, Puebla para la recolección de rocas superficiales a través del proyecto de CeMIE-Geo. En estas visitas se recolectaron muestras superficiales de rocas a lo largo del área. En la primer campaña se recolectaron 19 muestras, en la segunda 13 muestras y en la tercera 8 muestras de rocas superficiales.

También se analizaron 11 muestras del pozo geotérmico EAC-1 y 21 muestras del pozo geotérmicos EAC-2 del campo geotérmico de Acoculco y 62 muestras del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros. Estas muestras fueron proporcionadas por parte del Dr. Eduardo González-Partida del Centro de Geociencias, UNAM, Juriquilla, Querétaro, colaborador de este proyecto.

1.4.3 Análisis de las muestras

Se utilizaron cuatro metodologías de análisis diferentes para la mayoría de las muestras: susceptibilidad magnética, mineralogía por difracción de rayos X, geoquímica de elementos mayores por ICP y petrografía.

1.4.3.1 Susceptibilidad magnética

Se trabajó con 2 tipos de muestras: rocas superficiales y recortes de perforación de los pozos geotérmicos. De las muestras obtenidas se tomaron de 5 a 13 gramos para su análisis (dependiendo la disponibilidad de la muestra), estas se envolvieron en plástico para evitar el movimiento de la muestra, posteriormente se empaquetó en frascos de plástico de 10.8 mililitros.

La medición de la susceptibilidad de las rocas se llevó a cabo con el equipo Bartington MS2B con un sensor MS3, en el laboratorio de alteración hidrotermal del IER, UNAM. Cada muestra se midió a 2 frecuencias: LF (baja frecuencia) con 0.46 kHz y HF (alta frecuencia) con 4.6 kHz, en unidades SI. La diferencia entre LF y HF se llama susceptibilidad dependiente de la frecuencia, cuando este valor es muy significativo indica la presencia de minerales ultrafinos ($<0.03 \mu\text{m}$). En el presente estudio los valores de LF y HF son idénticos (no hay presencia de ultrafinos), por esta razón solo los

valores de susceptibilidad magnetica de LF fueron utilizados (Dearing, 1999). El equipo se muestra en la figura 1.



Figura 1. Equipo Bartington MS2B, sensor MS3 y estándar.

Antes de llevar a cabo las mediciones de las muestras se calibró el equipo. Los resultados de las mediciones del estándar después de la calibración se compararon con el valor establecido del estándar (3025×10^{-5} SI), los resultados se muestran en la Tabla 1:

Tabla 1. Calibración del equipo Bartington MS2

N° muestra	Datos medidos			PA (A1+A2)/2	k k-PA	Estándar 3025×10^{-5} SI	Error relativo		
	Aire 1	K	Aire 2				Diferencia	% error	Exactitud
1	1.31E-06	3.03E-02	-5.29E-06	-1.99E-06	3.026E-02	3.025E-02	-5.89E-06	-0.02	100.02
2	-4.64E-06	3.02E-02	7.32E-06	1.34E-06	3.021E-02	3.025E-02	4.38E-05	0.14	99.86
3	-9.22E-06	3.02E-02	-1.96E-06	-5.59E-06	3.025E-02	3.025E-02	-1.91E-07	0.00	100.00
4	-4.62E-06	3.02E-02	3.33E-06	-6.44E-07	3.017E-02	3.025E-02	8.09E-05	0.27	99.73
5	-1.28E-06	3.02E-02	1.37E-06	4.44E-08	3.016E-02	3.025E-02	9.47E-05	0.31	99.69
6	-1.31E-06	3.01E-02	-2.65E-06	-1.98E-06	3.012E-02	3.025E-02	1.28E-04	0.42	99.58
7	-2.59E-06	3.02E-02	-3.27E-06	-2.93E-06	3.025E-02	3.025E-02	4.70E-07	0.00	100.00
8	-1.32E-05	3.02E-02	-1.78E-05	-1.55E-05	3.025E-02	3.025E-02	3.80E-06	0.01	99.99
9	-4.61E-06	3.02E-02	-9.87E-06	-7.24E-06	3.023E-02	3.025E-02	1.53E-05	0.05	99.95
10	-2.59E-06	3.02E-02	-1.39E-05	-8.22E-06	3.023E-02	3.025E-02	1.96E-05	0.06	99.94
11	-8.60E-06	3.02E-02	-1.06E-05	-9.58E-06	3.024E-02	3.025E-02	1.30E-05	0.04	99.96
12	-1.19E-05	3.02E-02	-1.38E-05	-1.29E-05	3.026E-02	3.025E-02	-1.15E-05	-0.04	100.04
13	-1.25E-05	3.02E-02	-1.19E-05	-1.22E-05	3.026E-02	3.025E-02	-6.81E-06	-0.02	100.02
14	-1.26E-05	3.02E-02	-1.06E-05	-1.16E-05	3.025E-02	3.025E-02	-1.56E-06	-0.01	100.01

Promedio	0.0302242	2.67E-05	0.086	99.91
σ^2	1.918E-09			
s	4.380E-05			

k : susceptibilidad magnética por unidad de volumen; A1: aire 1; A2: aire 2; PA: promedio del aire

Como se observa en la Tabla 1, las mediciones del estándar tienen en promedio una exactitud de 99.91% y una diferencia de 2.67×10^{-5} (0.09% de error).

La reproducibilidad o precisión de los resultados obtenidos se obtuvo determinando la desviación estándar. Por lo tanto cada muestra tiene una precisión de $\pm 4.3682 \times 10^{-5}$. En promedio la reproducibilidad varía de 3.0267×10^{-2} a 3.0176×10^{-2} ($3.022 \times 10^{-2} \pm 4.3682 \times 10^{-5}$).

Media	Varianza	Desviación estándar
Ecuación 1	Ecuación 2	Ecuación 3
$\bar{X} = \frac{\sum X m_i}{n}$	$\sigma^2 = \frac{\sum (\bar{X} - X m_i)^2}{n - 1}$	$s = \sqrt{\sigma^2}$
$\bar{X} = \frac{0.4231}{14}$	$\sigma^2 = \frac{2.4806 \times 10^{-8}}{13}$	$s = \sqrt{1.9081 \times 10^{-9}}$
$\bar{X} = 0.03022$	$\sigma^2 = 1.9081 \times 10^{-9}$	$s = 4.3682 \times 10^{-5}$

Posteriormente se llevó a cabo la medición de la susceptibilidad magnética. El equipo mide en unidad de volumen (k), de las muestras superficiales y de los pozos geotérmicos. Cada vez que se utilizó el equipo, se llevaron a cabo 5 mediciones del estándar antes de hacer las mediciones de las muestras. Cada muestra se midió 3 veces, seguida de un estándar.

Para evitar interferencias del aire, a la medición de las muestras se les resta la susceptibilidad magnética del aire.

Con el valor de k obtenida por el equipo se determinó la susceptibilidad magnética masa específica (χ). La ecuación utilizada es la siguiente:

$$\chi = \frac{k}{\rho} \quad \rho = \frac{m}{V} = \frac{\text{peso de muestra (g)}}{10.8 \text{ ml}}$$

Los resultados obtenidos se compilaron en una hoja de datos en Excel de la siguiente manera:

Muestra	Frasco	Muestra	Densidad	LF (SI)						
	ml	g	g/ml	Air-1	Suc. Mag. (k)	Air-2	Promedio Aire (PA)	k Ajustada (k -PA)	X (kajus/p)	Promedio
Std				4.64E-06	3.03E-02	4.01E-06	4.33E-06	3.03E-02		
Std				4.64E-06	3.03E-02	4.01E-06	4.32E-06	3.02E-02		
Std				4.01E-06	3.03E-02	3.96E-06	3.98E-06	3.03E-02		
Std				3.34E-06	3.03E-02	3.30E-06	3.32E-06	3.02E-02		
Std				3.33E-06	3.03E-02	3.30E-06	3.31E-06	3.02E-02		
E-1	10.825	6.4381667	0.5947498	2.67E-06	3.19E-04	2.01E-06	2.34E-06	3.17E-04	5.33E-04	5.33E-04
E-1	10.825	6.4381667	0.5947498	2.01E-06	3.19E-04	1.31E-06	1.66E-06	3.18E-04	5.34E-04	
E-1	10.825	6.4381667	0.5947498	1.34E-06	3.18E-04	1.31E-06	1.33E-06	3.17E-04	5.33E-04	

HF (SI)						
Air-1	Suc. Mag. (k)	Air-2	Promedio Aire (PA)	k Ajustada (k -PA)	X (kajus/p)	Promedio
-1.65E-08	3.02E-02	-2.97E-08	-2.31E-08	3.02E-02		
-1.29E-06	3.01E-02	-1.96E-06	-1.63E-06	3.01E-02		
3.28E-06	3.02E-02	-1.29E-06	9.94E-07	3.02E-02		
-1.32E-06	3.02E-02	-1.98E-06	-1.65E-06	3.03E-02		
-2.01E-06	3.02E-02	-2.67E-08	-1.02E-06	3.03E-02		
-6.66E-07	2.94E-04	-1.32E-06	-9.92E-07	2.95E-04	4.96E-04	4.95E-04
-6.90E-07	2.92E-04	-6.53E-07	-6.72E-07	2.93E-04	4.93E-04	
-6.71E-07	2.94E-04	-6.72E-07	-6.72E-07	2.95E-04	4.96E-04	

Se tomó como resultado final el promedio de χ de las 3 mediciones de cada muestra. Al final todas las muestras se presentaron en notación científica de $10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$.

1.4.3.2 Mineralogía

Se determinó la mineralogía por medio de difracción de rayos X, utilizando el método de polvos. El análisis se llevó a cabo en el laboratorio de difracción de rayos x del IER. El equipo utilizado fue el difractómetro Rigaku modelo DMAX 2200.

1.4.3.3 Geoquímica

La determinación de la geoquímica y elementos mayores se realizó en el laboratorio comercial Actlabs, Canadá. Se analizaron las muestras de la primera, segunda y tercera campaña de muestreo, así como 6 muestras del pozo EAC-1 y 33 muestras del pozo H-38. El pozo EAC-2 y las muestras restantes de los pozos EAC-1 y H-38 no se analizaron debido a que la cantidad de muestra no era suficiente. Para el campo geotérmico de Los Humeros se utilizó el método de análisis FUS-XRF, mientras que para las muestras superficiales y el pozo EAC-1 el análisis se llevó con FUS-ICP. Ambos equipos tienen un límite de detención de 0.01 % para todos los elementos mayores con excepción del MnO (0.001 %) y en la primera y segunda campaña el TiO₂ (0.001).

1.4.4 Análisis estadístico y Software

1.4.4.1 Pruebas de significancia

En estadística se utilizan las pruebas de significancia para determinar si existe una diferencia estadísticamente significativa entre dos variables.

Entre las pruebas de significancia se encuentra la prueba de t y prueba de F , las cuales verifican si dos o más muestras estadísticas provienen de la misma población o de poblaciones parecidas, comparando si las muestras tienen varianzas y medias iguales o parecidas, estadísticamente hablando.

Estas pruebas formulan una hipótesis nula H_0 y una hipótesis alterna H_1 , para posteriormente concluir cual es la hipótesis aceptada a un nivel de confianza establecido.

2.3.2.1 Prueba de F

Esta prueba verifica la hipótesis nula H_0 “las muestras tienen la misma varianza” y la hipótesis alterna H_1 “las muestras tienen varianzas diferentes”.

Para la determinación de prueba de F es necesario calcular la varianza de las 2 poblaciones o variables a comparar, la varianza se determina con la formula antes mencionada (Ecuación 2). Con ambas varianzas se calcula el estadístico de la relación F , donde F debe de ser mayor o igual a 1, por lo tanto el numerador siempre debe ser la varianza más grande de las 2 muestras. La fórmula es la siguiente:

$$F = \frac{S_x^2}{S_y^2} \geq 1 \text{ o en su caso } F = \frac{S_y^2}{S_x^2} \geq 1$$

Posteriormente se determina los grados de libertad del numerador y el denominador con la formula $n-1$ para ambos, y se localiza el valor crítico de la distribución F en la tabla de valores críticos con un nivel de significancia de 0.05 y un nivel de confianza de 95%. Los grados de libertad del numerador van en dirección horizontal, mientras que los del denominador se localizan en dirección vertical de las tablas (Verma, 2005).

Por último se compara el estadístico de F con el valor crítico de la distribución de F, cuando el estadístico de F calculado es menor que el valor crítico de la tabla se acepta la hipótesis nula, de lo contrario se acepta la hipótesis alterna.

2.3.2.2 Prueba de t de Student

Generalmente esta prueba es utilizada después de la prueba de F, dependiendo el valor de F aplicas la prueba de t: Prueba de t para varianzas iguales o prueba de T para varianzas diferentes. La hipótesis nula H_0 establece que las medias de las muestras son iguales, mientras que la hipótesis alterna H_1 indica que las medias de las muestras son diferentes. Si el estadístico de T es menor al Valor crítico se acepta la hipótesis nula. Por el contrario si el estadístico de T es mayor que el valor crítico, se aceptara la hipótesis alterna de diferencias significativas entre las medias de ambas muestras estadísticas.

2.3.2.3 Coeficiente de correlación

Es un índice de fácil ejecución e interpretación. Si tenemos dos variables X e Y, el coeficiente de correlación de Pearson se definirá como r_{xy} . Sus valores absolutos oscilan entre 0 y 1 y representan la magnitud de la relación entre ambas variables, por lo tanto:

$$0 \leq r_{xy} \leq 1$$

La dirección de esta relación se refleja con el signo + o -. En este sentido, tan fuerte es una relación de +1 como de -1. En el primer caso la relación es perfecta positiva y en el segundo perfecta negativa. Decimos que la correlación entre dos variables X e Y es perfecta positiva cuando exactamente en la medida que aumenta una de ellas aumenta la otra. Se dice que la relación es perfecta negativa cuando exactamente en la medida que aumenta una variable disminuye la otra.

El coeficiente de correlacion no puede utilizarse directamente para indicar el grado de correlacion. Una prueba común es comparar el valor de r con la distribución de probabilidad para la población que no esta completamente correlacionada. Esta comparación indicará si es o no probable que los puntos de datos puedan representar una muestra derivada de una población de padres no correlacionada. Si esta probabilidad es pequeña, entonces es más probable que los puntos de datos representen una muestra de una población de padres donde las variables están correlacionadas (Bevington y Robinson, 2010).

2.3.2.4 Software Surfer

Surfer es un software comercial completo para la visualización en 3D, la creación de isolíneas, y el modelado de superficies que se ejecuta bajo Microsoft Windows. Surfer se utiliza ampliamente para el modelado 3D del terreno, modelado batimétrico, la visualización del terreno, análisis de superficies, cartografía de curvas de nivel, la cartografía de superficie 3D, grillado, la volumetría, y mucho más. En este trabajo se utilizó para la creación de mapas de contornos con la susceptibilidad magnética.

Capítulo 2. Antecedentes

La susceptibilidad magnética es una técnica utilizada a nivel mundial para la realización de varios estudios, por ejemplo: (1) Jiamao et al. (1996) utilizaron a la susceptibilidad magnética para la reconstrucción paleoclimática de suelos modernos en China, entre sus resultados encontraron que no existe una correlación lineal entre la susceptibilidad magnética con la temperatura media anual (MAT) y/o la precipitación media anual (MAP) en toda China, sin embargo en el este de China donde el monzón de Asia oriental desempeña un papel importante para las condiciones climáticas, la susceptibilidad magnética aumenta con el aumento de MAT o MAP en las regiones semiáridas templadas de la meseta de Loess y sus alrededores. Esto se puede atribuir a la creciente intensidad de la pedogénesis que favorecería la formación de minerales fuertemente magnéticos y / o reduciría la tasa de deposición de polvo eólico. La susceptibilidad magnética tiende a disminuir con el aumento de la temperatura y la precipitación en las regiones tropicales y subtropicales cálidas y húmedas de las vastas áreas al sur del río Yangtze.; (2) Sadiki et al. (2006) realizaron una evaluación cualitativa de la degradación de los suelos mediante la susceptibilidad magnética en la zona del valle del Rif Oriental, al noreste de África. El uso de las propiedades magnéticas de los suelos en los estudios edáficos se debe esencialmente al comportamiento particular de los compuestos de hierro. Cuando el suelo pierde su vegetación natural se produce un incremento en la pérdida de partículas de suelo, principalmente óxidos de hierro, teniendo la mayor pérdida cuando el suelo es cultivado (menores valores de susceptibilidad magnética). Así, los constituyentes de un suelo estable no alterado muestran desde la base del perfil hasta la superficie, una evolución creciente y regular de la susceptibilidad magnética. Por el contrario un suelo que ha sufrido una perturbación muestra susceptibilidades magnéticas más desordenadas y generalmente más débiles (3) Chaparro (2006) menciona que el mapeo de la susceptibilidad magnética es un método magnético ampliamente usado para evaluar la distribución espacial de la contaminación, especialmente debido a la rapidez de las mediciones. Con este método se ha reflejado la distribución de la contaminación antropogénica debido a la deposición atmosférica de cenizas y partículas producto de combustión y desechos de sólidos metálicos. Tales contaminantes son detectados con esta técnica debido a su naturaleza ferromagnética.

Se han realizado pocos trabajos que relacionen las propiedades roca-magnéticas con la alteración hidrotermal. Muchos de estos trabajos están relacionados con los estudios de minas, por

ejemplo: (1) Clark (2014) realizó una recopilación de varios trabajos e indicó que los patrones de anomalías magnéticas pueden utilizarse como una herramienta para cartografiar la litología, las zonas metamórficas y los sistemas de alteración hidrotérmica, así como identificar estructuras que pueden controlar el paso de magmas o fluidos hidrotermales asociados con la mineralización; y (2) Tapia et al. (2016) realizaron un estudio de los efectos que provoca la alteración hidrotérmica en las propiedades magnéticas de los depósitos de cobre en la zona de Los Pelambres en Santiago, Chile.

Con respecto a los estudios de susceptibilidad magnética y su relación con la mineralogía y la intensidad de alteración hidrotermal en los sistemas geotérmicos, no existen muchos (por ejemplo, Olivia-Urcia et al., 2011) y solo existe un trabajo (Pandarinath et al., 2014) para los sistemas geotérmicos de México. Olivia-Urcia et al. (2011) estudiaron las modificaciones de la mineralogía magnética en basaltos debido a la interacción fluido-roca en un sistema geotérmico de alta temperatura de Krafla, Islandia y presentaron una relación entre los valores de susceptibilidad magnética y la formación de minerales hidrotermales en dos pozos geotérmicos.

En México, Pandarinath et al. (2014) utilizaron a la susceptibilidad magnética como indicador de alteración hidrotermal para el campo geotérmico Los Azufres. Ellos explican que la tendencia de la susceptibilidad magnética disminuye con la profundidad debido a un aumento en la temperatura del yacimiento y la alteración hidrotérmica y a una disminución en las concentraciones de silicatos de Fe-Mg y minerales opacos. Ellos indican que la susceptibilidad magnética puede ser un parámetro útil durante las etapas iniciales de la exploración geotérmica en la identificación de rocas alteradas hidrotérmicamente y zonas de alteración hidrotérmica tanto en la superficie como en pozos perforados en sistemas geotérmicos.

2.3 Acoculco

El sistema geotérmico Acoculco es un área en exploración en la que se considera la creación de un campo geotérmico. Existen 2 pozos exploratorios y escasas manifestaciones hidrotermales que han sido estudiadas. No existe muchos estudios realizados en este sistema, sin embargo algunos de los que se han realizado se presentan a continuación.

Lermo et al. (2009) realizaron un monitoreo sísmico de la zona geotérmica de Acoculco, con el fin de 1) realizar el análisis e interpretación de los eventos sísmicos registrados durante un periodo de 120 días, así como su presentación gráfica y estadística; 2) localizar los epicentros y focos de los eventos sísmicos detectados, analizando su distribución espacial y temporal, calcular sus magnitudes, determinar mecanismos de falla (simples y compuestos) y correlacionar la sismicidad

con las estructuras geológicas locales y regionales. Por lo tanto instalaron durante cuatro meses (de agosto a noviembre de 2004) una red sísmica conformada por siete sismógrafos digitales. Sin embargo, este periodo de tiempo no fue suficiente para obtener sismos locales o asociados al sistema hidrotermal del complejo volcánico. Se registraron y seleccionados 30 sismos regionales que fueron localizados por el Servicio Sismológico Nacional (SSN), de los cuales 14 fueron originados en la zona de subducción, 7 en la zona de intraplaca, 6 corticales del Eje Volcánico Transmexicano, y 3 profundos de la zona de Veracruz y Chiapas.

También se registraron microtermores con arreglos de estaciones sísmicas distribuidos linealmente, para estimar la estructura de velocidades en la zona de la cuenca endorreica. El primer arreglo lineal con dirección N-S se realizó cerca del manantial Los Azufres, sobre el pozo EAC-1. El segundo arreglo se realizó cerca del manantial Alcaparrosa, en la zona de mayor conductividad según los estudios de GIGSA (2000). Se observó que las FTE estimadas a partir de registros de temblores regionales en las seis estaciones sísmicas analizadas presentan máximos diferentes a las FTT estimadas a partir de los modelos de velocidad encontrados para los arreglos 1 y 2. Estas diferencias sugieren que la zona denominada como cuenca endorreica presenta un modelo de velocidad diferente a sus zonas circundantes.

López-Hernández et al. (2009), realizaron estudios exploratorios para determinar la actividad hidrotérmica en el complejo calderico Tulancingo-Acochulco. Entre los estudios que realizaron están los de permeabilidad, manifestaciones termales superficiales, pozos exploratorios, alteración hidrotermal e inclusiones fluidos. Ellos reportaron que la falta de fuentes termales y la presencia de extensas áreas de alteración argílica indican que el sistema hidrotérmico no es muy activo en la actualidad. Sin embargo, las emisiones de gases superficiales, las altas temperaturas ($> 300^{\circ}\text{C}$) del pozo EAC-1 y la presencia de manantiales calientes (49°C) en Chignahuapan, sugieren que existe un sistema hidrotérmico activo oculto en el área de estudio. El pozo EAC-1 muestra gran alteración hidrotermal y deposición mineral, lo que indica la existencia de una capa de roca que impide el ascenso de fluidos de alta temperatura a la superficie. Solamente los gases CO_2 y H_2S fluyen a la superficie a través de esta capa, en el ascenso a la superficie se enfrían. También sugieren que los fluidos geotérmicos ascienden a través de fracturas asociadas con las viejas fallas NW-SE y NE-SW y se mezclan con aguas subterráneas poco profundas de origen meteórico. Los fluidos mixtos se mueven lateralmente hacia el sureste a través de fracturas en las calizas para finalmente descargar, muy diluidas, en Los Baños de Chignahuapan.

Canet et al. (2010) propusieron un simple método gráfico y estadístico para el procesamiento de espectros de reflexión infrarroja de ondas cortas (SWIR) de minerales de alteración, que clasifica los espectros según su forma y características de absorción, obteniendo así grupos de espectros equivalentes a ensambles minerales. También permite la selección de menos muestras para verificación mineralógica adicional. Este método utiliza el espectro SWIR sin sustracción de casco. La eficacia de esta metodología se ilustra con un estudio de la caldera de Acoculco, que es un área con potencial geotérmico. Se han reconocido dos zonas principales de alteración: una poco profunda con illita de amonio, y otra más profunda con epidota-calcita-clorita. Se han identificado cuatro conjuntos minerales adicionales: (a) buddingtonita y (b) esméctica, en la secuencia volcánica reciente, y (c) mármol de calcita y (d) rocas graníticas, en el basamento local mesozoico. La zona de alteración superficial se extiende a una profundidad de 500-600 m, afectando la mayor parte de la secuencia de la caldera. Consiste en una alteración dominante amonio-argílica de ignimbritas y lavas dacíticas. Aunque la illita de amonio es el principal mineral de alteración, la caolinita, la buddingtonita y la esméctica ocurren localmente a profundidades de hasta 300 m. La aparición de silicatos de amonio sugiere temperaturas por encima de 200 ° C.

Verma (2001) realizó un estudio en el que reporta nuevos datos geoquímicos y de isótopos radiogénicos Sr-Nd-Pb sobre ocho muestras de rocas volcánicas cuaternarias basálticas a riolíticas cuaternarias de la caldera de Acoculco, ubicadas en el estado de Puebla, México, en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). Las relaciones isotópicas muestran similitud con la caldera de Los Hornos, así como con el campo de la sierra de Chichinautzin. Los magmas básicos se produjeron a partir de la fusión parcial de una fuente del manto litosférico surgente. Estos magmas sufrieron asimilación con una extensa cristalización fraccionada para producir composiciones andesíticas más evolucionadas a composiciones riolíticas. Las rocas intrusivas del Mesozoico a Paleozoico en el área de Los Hornos no parecen representar el asimilante requerido por los datos isotópicos combinados ni las composiciones crustales inferiores de la zona de San Luis Potosí. Sin embargo, se puede inferir un asimilante hipotético para la asimilación junto con la cristalización fraccionada para dar lugar a la diversidad de magmas en la caldera de Acoculco.

Viggiano-Guerra et al. (2011), realizaron un estudio de la evolución del sistema geotérmico de Acoculco con base en estudios petrográficos y mineralógicos del pozo EAC-2. Este estudio concluye que la zona en donde se perforaron los pozos EAC-1 y EAC-2 tiene una alteración hidrotermal intensiva ácido-sulfatada, la cual llega hasta los 200 m de profundidad, debido a la

separación de H₂S de la zona bifásica que al mezclarse con agua meteórica ha producido minerales como arcillas caoliniticas, cuarzo calcedonico y pirita. Esta alteración ha creado una capa sello que detiene el flujo profundo. En la actualidad parece no haber interacción agua-roca a nivel superficial y profundo, debido a que los manantiales son fríos. Esto significaría que los gases geotérmicos arriban a la superficie solos y fríos (de ahí la formación de mofetas en el lugar), es decir, sin vapor lo que conlleva que los acuíferos superficiales meteóricos ya no se calienten y no reaccionen con el H₂S. A partir de los 200 m de profundidad la alteración es de tipo clorurada sódica, no existe una progresión del zoneamiento hidrotermal. La actividad tectónica provocó la reducción de la permeabilidad, entre los minerales que se encontraron esta la pirita, calcita y epidota. Ellos también concluyeron que el sistema cuenta con tectonismo activo del área, el cual serviría para la estimulación de la permeabilidad en el pozo, no exactamente del tipo de roca seca caliente, porque las estructuras no están del todo ausentes.

Lorenzo Pulido et al. (2011), determinaron la posibilidad de caracterizar la zona geotérmica de Acoculco como un sistema de roca seca caliente. Para esto determinaron las siguientes características del sistema: (1) El origen de la fuente de calor es de tipo vulcano-tectónico; (2) Se encontró que el perfil de calor es de tipo conductivo (típico de una roca caliente impermeable), así mismo el Pozo EAC-1 tiene una temperatura de 307°C, mientras que el pozo EAC-2 de 264°C; (3) El pozo EAC-1 presenta fracturamiento y fallas selladas por minerales hidrotermales a diversas profundidades. El pozo EAC-2 muestra fracturamiento parcialmente sellado (1520 a 1560 m de profundidad), fracturamiento abierto con presencia de epidota (1570 a 1950 m de profundidad), presencia de fallas (1828 a 1836 m de profundidad), cruce de dos fallas (1834 a 1836), fracturas rellenas por cuarzo y pirita (1836 a 1838), estrías y falla con presencia de cuarzo y epidota bien formados (1838 a 1839) y fracturas con cristales de epidota (1839 a 1841); (4) el basamento está constituido por un intrusivo granítico que afecta a rocas calcáreas (calizas) dando lugar a rocas metamórficas (hornfels y skarn). Este tipo de características permiten considerar a la zona de Acoculco viable para crear un sistema de roca seca caliente.

Peiffer et al. (2014), realizaron un estudio sobre el origen de los fluidos y caracterizaron por primera vez la dinámica de desgasificación del suelo del sistema Acoculco. El muestreo de fluidos y la prospección de gas se realizaron en la caldera de Acoculco. Los manantiales de agua que se descargan dentro y fuera de la caldera de Acoculco se originan en aguas subterráneas en las que se condensan gases geotérmicos ricos en H₂S y CO₂. La distribución geográfica de los manantiales

ácido-sulfatados y bicarbonatados sugiere que la principal fuente de desgasificación debe estar ubicada dentro de la caldera, probablemente por debajo de los emplazamientos de Los Azufres y Alcaparrosa. La composición química e isotópica de gases (N_2 / He, $3He$ / $4He$, ^{13}C , ^{15}N) indica un origen de tipo MORB mezclado con algunos fluidos de tipo arco. También clasificaron las mediciones de flujo de CO_2 en dos poblaciones. La población A, que representa el 95% de los flujos medidos, se caracteriza por valores bajos (media: $18 \text{ g m}^{-2} \text{ día}^{-1}$), mientras que los restantes 5% de la población B son mucho más altos (media: $5543 \text{ g m}^{-2} \text{ día}^{-1}$). Esta baja tasa de desgasificación probablemente refleje la baja permeabilidad del sistema, consecuencia de la intensa alteración hidrotérmica observada en los 800 m de rocas volcánicas superiores.

Canet et al. (2015) establecieron un modelo 1D para simular la distribución tiempo-profundidad de la temperatura usando el Método de Diferencia Finita (0 a 1800 m de profundidad), con el fin de determinar el momento en que ocurrió la transición del régimen de transferencia de calor. Debido a la precipitación de minerales de alteración, hubo una caída de permeabilidad que ocasiono el cese del régimen de transferencia de calor convectivo para dar lugar a un régimen conductivo. Se utilizaron dos variables experimentales para modelar los perfiles de profundidad-temperatura: (a) temperatura de homogeneización de las inclusiones fluidas y (b) valores registrados de la temperatura del pozo. De acuerdo con las simulaciones numéricas, la transición del régimen de transferencia de calor sucedió hace 7000 años (fecha muy reciente en comparación con la vida útil del sistema). También establecieron que en Aocolco la reciente actividad explosiva hidrotérmica se manifiesta en pequeños cráteres y montículos de escombros hidrotérmicos y brechas, formados en una zona con emisión de gases activa donde las rocas volcánicas superficiales se alteran de forma penetrante, estas explosiones son ocasionadas por el auto-sellado del sistema: al cesar la convección, el exceso de energía térmica se acumula desencadenando eventos repentinos de ebullición rápida que rompen violentamente las rocas confinantes. Por medio de la datación de radiocarbono se confirmó que la actividad explosiva fue posterior al fin del régimen convectivo, habiendo fechado al menos tres eventos explosivos, 4867-5295, 1049-1417 y 543-709 y cal. BP (años calibrados antes del presente).

2.4 Los Humeros

El sistema geotérmico de los Humeros es uno de los 4 campos productores en México, en el cual se han realizado varios estudios para entender el funcionamiento de su sistema.

Gonzales-Partida et al. (1993) realizaron un análisis geoquímico-isotópico de las especies carbónicas del fluido geotérmico de los Humeros. Las evidencias geoquímicas muestran que los fluidos del yacimiento de Los Humeros presentan un exceso de vapor con mezcla de un fluido agresivo proveniente de un segundo yacimiento y sólo los pozos someros como el H-1 no son afectados por tal fenómeno. También muestran que aún a pequeños porcentajes de ebullición (5 a 100 ‰) el ácido carbónico disminuye su actividad en el fluido residual propiciando la precipitación de calcita y desprendiendo CO₂ hacia niveles más someros.

Prol-Ledesma (1998) realizó un estudio de la actividad hidrotérmica en Los Humeros, y determinó que existen al menos 2 etapas diferentes de alteración hidrotérmica, la primera etapa de la actividad hidrotérmica parece haber sido más intensa en las profundidades de 500-1000 m, con temperaturas superiores a 200°C (temperatura de homogenización y minerales de alta temperatura). El sellado de las capas permeables causó una disminución en la actividad a baja profundidad, y en algunos niveles más profundos, esto causó la presencia de minerales hidrotermales de temperatura más baja. También existe un acuífero poco profundo en donde se produce la mezcla de agua fría, cloruro y bicarbonato. Los datos isotópicos muestran que a profundidad el fluido interactúa fuertemente con las rocas sedimentarias del basamento, por lo que puede proponerse la existencia de un depósito profundo dentro de estas rocas. La falta de equilibrio químico y la presencia de gases de origen magmático sugieren que Los Humeros es un campo geotérmico relativamente joven relacionado con una intrusión magmática reciente.

Martínez-Serrano (2002) realizó una valoración química de minerales hidrotérmicos. Estos están presentes en las vetas y en la sustitución de los minerales primarios. Se reconocen tres zonas minerales: (1) una zona argílica poco profunda (<400 m de profundidad); (2) una zona propilítica (entre 500 y 1800 m) y (3) una zona skarn (> 1800 m). A partir del análisis petrográfico de cinco pozos y los datos de temperatura se observan al menos dos etapas de actividad hidrotérmica. Las variaciones químicas observadas en minerales de alteración a diferentes profundidades en la región de Colapso Central-Xalapazco podrían ser utilizadas como indicadores de las condiciones fisicoquímicas relictas en el embalse, antes de la actual explotación económica.

Arellano et al. (2003) desarrollaron modelos 1-D y 2-D del yacimiento geotérmico de Los Humeros a partir del análisis de presión y temperatura de los flujos del reservorio de 42 pozos. Los resultados mostraron la existencia de al menos dos reservorios en el sistema: un reservorio relativamente poco profundo de líquido-dominante, situado entre 1025 y 1600 m sobre el nivel del

mar (msnm) y un depósito de baja saturación de líquido más profundo situado entre 850 y 100 msnm. Con temperaturas entre 300 y 400 °C. Ambos depósitos parecen estar separados por una unidad litológica de toba vítrea, pero la conectividad hidráulica se produce a través de fallas y fracturas del sistema, permitiendo que el vapor profundo ascienda mientras el condensado fluye hacia abajo (tubo de calor poroso).

Gutiérrez-Negrín (2010) realizaron una actualización de las características geológicas, geoquímicas y de producción del campo con el fin de construir nuevos pozos de producción para la instalación de una unidad de potencia adicional. Encontraron que el subsuelo está compuesto de 4 unidades litológicas y en la tercera (1200 m de espesor), compuesta de andesitas terciarias, se encuentran los fluidos geotérmicos, los cuales se componen principalmente de vapor con alta entalpía y bajo volumen de agua, que es una mezcla de fluidos de baja salinidad de cloruro de sodio a sulfato de bicarbonato, alto contenido de boro, amoníaco y arsénico y sobresaturados en sílice y calcita. La información actualizada señala que el sistema geotérmico parece ser un solo yacimiento con varias zonas de alimentación y sujeto a procesos recurrentes de auto-sellado y microfracturado hidráulico. La mineralogía hidrotérmica encontrada en la subsuperficie parece formar tres zonas distintas: zeolitas, epidota y anfíboles con temperaturas cada vez mayores. Las zonas más rentables son el Colapso Central y el corredor entre las fallas de Antigua y Maztaloya. La producción de las zonas profundas en los pozos del Colapso Central ha provocado problemas de corrosión e incrustación en el pasado, por lo que estas zonas se han evitado en los últimos 15 años. Para los nuevos pozos es recomendable, sin embargo, tratar de explotar estas zonas profundas, tomando medidas para evitar esos problemas, con el fin de obtener una mayor producción de vapor.

Aragón- Aguilar et al. (2016) realizaron un estudio de temperatura, presión, entalpía y permeabilidad con el fin de caracterizar el yacimiento en las zonas central y suroccidental del campo geotérmico de Los Humeros. Los pozos situados en el lado central occidental del campo geotérmico son productivos, mientras que los situados en el lado central-oriental son no productivos. Las temperaturas de fondo de pozo son de 280°C para pozos cerrados y de 320°C para pozos productores. La permeabilidad es baja en la profundidad, por lo que hay pérdidas de circulación durante la perforación de 10 m³/h, ocasionando restricción de la entrada de agua al embalse dando lugar a altas entalpías en los pozos de producción que en condiciones extremas podrían dar lugar a un sistema geotérmico seco. También hay pérdidas de circulación de 50 m³/h a profundidades bajas, principalmente en la zona central y sur, pero no están asociadas al sistema geotérmico. Se

encontró que el comportamiento de la productividad tiene relación inversa con la permeabilidad de la formación rocosa. Además, se observa que existe un desequilibrio entre la explotación y la recarga. Se concluye de los resultados que los pozos situados en el área centro-oriental tienen baja permeabilidad y alta temperatura, lo que indica la posibilidad de almacenamiento de calor.

Capítulo 3

Alteración hidrotermal

3.1 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se debe a la circulación de fluidos hidrotermales, ya sea agua caliente, vapor o gas, produciendo un cambio físico-químico en las rocas a través de las cuales circulan. Esta circulación involucra volúmenes relativamente grandes de fluidos calientes que atraviesan rocas permeables debido a la presencia de fisuras o poros interconectados que enfocan las soluciones a un sitio de precipitación. Un sistema hidrotermal consta de dos componentes esenciales: una fuente de calor que proporciona la energía necesaria (magmática, gradiente geotérmico, decaimiento radiogénico, metamorfismo) y una fase fluida, que incluye soluciones derivadas de fluidos magmáticos / juveniles, fluidos metamórficos, aguas conocidas o agua de mar.

El fluido tiende a estar fuera de equilibrio termodinámico con las rocas adyacentes, sin embargo, cuando estos fluidos entran en contacto con las rocas provocan reacciones químicas. Estas reacciones tienden a aproximarse al equilibrio al intercambiar componentes de la solución y de los minerales sólidos por procesos de disolución y precipitación. Este proceso presenta la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma.

El transporte de los materiales involucrados en la alteración de las rocas puede ocurrir por infiltración o por difusión (transporte de especies químicas a través de fluidos estancados en los poros de las rocas) o por una combinación de ambos procesos. Si la evidencia geológica muestra que los materiales o componentes químicos se movieron a gran distancia el medio de transporte dominante probablemente fue la infiltración. En sistemas hidrotermales la difusión e infiltración ocurren simultáneamente.

Los factores más importantes que controlan la mineralogía resultante de la alteración hidrotermal son la temperatura y el pH del fluido hidrotermal. Aunque la composición litológica inicial tiene una influencia en la mineralogía secundaria (hidrotermal), su efecto es menor que el de la permeabilidad, presión, temperatura y composición del fluido y esta no tiene ningún efecto después de los 230°C.

Debido a que la alteración hidrotermal es el producto de un proceso de transformación, este puede dar información acerca de las condiciones termodinámicas del fluido hidrotermal que las

generó a través de las características mineralógicas, químicas y morfológicas. Los minerales que se formaron conservan la evidencia de las condiciones hidrológicas que prevalecen dentro de un sistema geotérmico activo y pueden reflejar la gama de las temperaturas en las que se formaron.

3.2 Tipos de alteración

Existen diferentes tipos de alteración hidrotermal, dependiendo de la naturaleza, la química, la temperatura y la presión de los fluidos circulantes, así como la naturaleza y composición de las rocas a través de las cuales circula el fluido.

Los procesos de alteración se pueden describir únicamente en términos de su química y mineralogía, como por ejemplo la alteración potásica o argílica.

3.2.1 Alteración potásica

La alteración potásica se caracteriza por la alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y/o biotita, con minerales accesorios como cuarzo, magnetita, sericita, clorita entre otros, mientras que los minerales de arcilla están ausentes. Esta alteración se da por un intercambio catiónico con la adición de potasio a las rocas y se desarrolla con un carácter dominante en la parte central o núcleo de las zonas alteradas. Este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas, en un intervalo de 350°C a 550°C.

Según la temperatura, de 400-800 °C se da una alteración selectiva y penetrativa, de 350-400 °C surge biotita en vetillas y de 300-350 °C se da feldespato potásico en vetillas. La mineralización en vetillas sugiere una temperatura mayor de 400°C.

La alteración potásica se da en el núcleo de pórfidos, asociada a intrusiones félsicas, el mineral característico es el feldespato potásico y los minerales asociados son cuarzo, albita, moscovita, anhidrita y epidota.

La alteración Potásica-Biotítica generalmente se encuentra en el núcleo de pórfidos, principalmente relacionados a intrusiones máficas, rocas volcánicas a volcanoclásticas máficas a intermedias. Los minerales característicos son biotita, feldespato potásico y magnetita con minerales asociados como cuarzo, pirita, anhidrita, actinolita, sericita, clorita y epidota.

3.2.2 Alteración propilítica

Propilita es un término usado para describir las rocas volcánicas alteradas. La alteración propilítica se caracteriza por la adición de H₂O y CO₂, y localmente S, sin un metasomatismo

apreciable de H^+ . La alteración propilítica, corresponde a una alteración más externa, en niveles intermedios a profundos de sistemas porfídicos. Puede presentar una zonación desde zonas con alteración potásica y/o cuarzo-sericita donde el fluido va perdiendo progresivamente temperatura y agua. Esta alteración involucra hidrólisis, hidratación y carbonatación. Se da a temperatura de 200 a 250°C, con un pH neutro o alcalino.

La alteración propilítica es típica para el conjunto mineralógico: epidota, clorita, carbonatos, albita, K-feldespato y piritita. En algunos lugares la sericita, Fe-óxidos, montmorillonita y zeolita también pueden ser comunes. La alteración propilítica en la zona interna del depósito de mineral hidrotérmico tiene carácter penetrante. Las plagioclasas se sustituyen por agregados de sericita, clorita, epidota y calcita. Los cristales de piroxeno están sustituidos por carbonatos y cuarzo.

Los campos bien definidos de estabilidad a la presión y temperatura de especies minerales de zeolita los convierten en importantes monitores de temperatura y profundidad. Esta característica es particularmente útil en los sistemas epitermales, ya que permite controlar la proximidad a la fuente de calor y la zona de ebullición donde se pueden encontrar grados más altos de mineralización de oro (Pirajno, 2009).

3.2.3 Alteración argílica

La alteración argílica se caracteriza por la formación de minerales arcillosos (argilla significa arcilla en latín) debido al metasomatismo intenso de H^+ y la lixiviación ácida. Se da a temperaturas entre 100 y 300°C. Esta alteración grada hacia dentro a zonas fílicas, mientras que hacia fuera grada a zona profiliticas. Este tipo de alteración está asociado con sistemas porfiríticos. Los ambientes epitermales están tipificados por una lixiviación ácida extrema, por lo tanto la alteración argílica provee una guía muy útil a la mineralización. Los minerales arcillosos (caolinita, montmorillonita, esméctica) reemplazan principalmente las plagioclasas y los silicatos máficos (hornblenda, biotita). Las arcillas amorfas, como el alófono, también están presentes y reemplazan las fases aluminosilicato (Pirajno, 2009).

La alteración argílica intermedia se caracteriza por los minerales esméctica y caolinita, reemplazando comúnmente a plagioclasas (Reed, 1997). Puede haber sericita acompañando a las arcillas, el feldespato potásico de las rocas puede estar fresco o también argilizado. Por lo que produce una roca alterada empobrecida en Ca y Na, entre otras, debido a una significativa lixiviación de Ca, Na y Mg. La alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica y se da a un pH entre 4 y 5. Este tipo de alteración se desarrolla de manera

variable en una zona fuera de la zona de alteración sericítica en algunos depósitos de pórfidos de cobre. En los sistemas que se forman a temperaturas superiores a ~ 200 °C ó 250 °C, no se desarrolla ninguna alteración argílica intermedia entre las zonas sericítica y propilítica, aparentemente debido a que los efectos cinéticos que favorecen a las esmectitas se superan a temperaturas más altas.

La alteración argílica avanzada se caracteriza por la destrucción total de los feldespatos, debido a un ataque ácido intenso en la que se genera la lixiviación de los cationes alcalinos, para dar lugar a la formación de caolinita y/o alinita.

Este tipo de alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas, que llegan a romper los fuertes enlaces del aluminio en los silicatos originando sulfato de Al (alunita) y óxidos de Al (diásporo), y se da en un amplio intervalo de temperatura pero a condiciones de pH entre 1 y 3.5. A alta temperatura (sobre 350°C) puede darse con andalucita además de cuarzo. Bajo pH 2 domina el cuarzo, mientras que alunita se da a pH sobre 2.

3.2.4 Alteración sericítica

La alteración sericítica se caracteriza por el conjunto cuarzo-sericita-pirita (QSP). Las fases minerales generalmente asociadas con la alteración QSP son feldespato K, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anhidrita y apatita. Esta alteración se clasifica en el tipo potásico por cantidades crecientes de feldespato-K y/o biotita y en el tipo argílico por cantidades de arcilla de minerales arcillosos. La alteración sericítica se debe esencialmente a la desestabilización de los feldespatos en presencia de H, OH, K y S, para formar cuarzo, mica blanca, pirita y algo de calcopirita. En el proceso Na, Mg, Ti, Fe y también K son lixiviados

La alteración de QSP es uno de los tipos más comunes de alteración hidrotermal, ya que está presente en casi todos los depósitos minerales hidrotermales. La hidromuscovita y illita también están asociadas con este tipo de alteración; En el primero, están presentes mayores contenidos de H₂O y K₂O, mientras que el último es una mica intercalada con minerales de tipo arcilloso.

3.3 Metodologías de estudio de la alteración hidrotermal

Los efectos de la alteración hidrotermal se ven reflejados en la química (concentración de los elementos químicos) y mineralogía (concentración de minerales), por esta razón los métodos aplicados para entender estos aspectos se discuten a continuación.

3.3.1 Análisis microscópico estereoscópico

Esta metodología utiliza el microscopio binocular para el análisis de cortes, núcleos y muestras de campos. Se coloca la muestra en una caja Petri y se lava con agua limpia para eliminar impurezas y polvo, lo que permite mejorar la visibilidad de las muestras. La muestra se coloca en el microscopio binocular. Se puede identificar el color, tipo de roca, tamaño de grano, tejidos de roca, mineralogía original, mineralogía de alteración e intensidad.

3.3.2 Microscopio petrográfico

Este equipo se utiliza para los estudios de petrografía como identificación de minerales, minerales de alteración (no observados con el microscopio binocular), la evolución mineralógica de los minerales de alteración y grado de alteración hidrotermal. En esta metodología se analizan láminas delgadas de muestras representativas de unidades litológicas de muestras del pozo y/o campo geotérmico.

3.3.3 Difractómetro de rayos X

El difractómetro de rayos X se utiliza para identificar cualitativa o cuantitativamente minerales individuales (minerales arcillosos y no arcillosos). Una ventaja de este equipo es que se puede usar para la identificación de arcilla, la cual es de difícil identificación con microscopio.

3.3.4 Inclusión de fluidos

Las inclusiones fluidas son pequeñas porciones de fluido, que quedan atrapados en un cristal sólido a medida que crecen o se recristaliza. Estos fluidos son muestras originales de la salmuera de la que creció el cristal o un fluido posterior que bañó el cristal durante la cristalización. A temperatura ambiente, todos los tipos de inclusiones contienen una solución acuosa líquida y una burbuja de gas. Este proceso de formación de burbujas podría invertirse para determinar la temperatura de formación de minerales o la temperatura de homogeneización (Th). La inclusión se calienta hasta que el fluido se homogeneiza en una sola fase (es decir, la burbuja desaparece) y se mide la Th.

3.3.5 Fluorescencia de rayos X

La FRX tiene es una técnica utilizada para determinar la composición química elemental, tanto cualitativo como cuantitativo, de los elementos comprendidos entre el flúor (F) y el uranio (U) de muestras sólidas (filtros, metales, rocas, muestras en polvo, tejidos, etc.) y líquidas porque permite hacerlos sin preparación de la muestra. La FRX se basa en las transiciones de electrones de los átomos que se producen cuando una radiación electromagnética de cierta energía incide con el

material en estudio, produciendo una excitación del átomo, el cual pasa de un estado basal (estable) a otro de mayor energía (inestable) de lo que resultan transiciones en diferentes estados energéticos en el átomo, los cuales son únicos para cada átomo en particular

3.4 Importancia de la susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es una técnica que se está empezando a utilizar en la etapa de exploración para ubicar áreas de alteración hidrotermal. Esta técnica es muy barata en comparación con otras técnicas utilizadas, muy rápida y esta técnica no destruye la muestra, por lo que la muestra puede ser utilizada para otros estudios posteriores.

Capítulo 4

Fundamentos de la susceptibilidad magnética

En las muestras naturales, como son las rocas, existen ciertas propiedades que dominan su comportamiento. Estas propiedades están dominadas por el movimiento de los electrones: la rotación orbital de un electrón sobre el núcleo del átomo y el movimiento de giro de un electrón sobre su propio eje, los cuales crean campos magnéticos. Sin embargo, en minerales de óxido de hierro natural, los momentos de giro son completamente dominantes.

4.1 Ferromagnetismo

Los materiales ferromagnéticos se caracterizan por producir una alineación de los momentos dipolares magnéticos al aplicar un campo magnético externo, esta alineación persiste aunque desaparezca el campo magnético aplicado. Por lo tanto sus momentos magnéticos netos son mayores a los materiales paramagnéticos y diamagnéticos, debido a la fuerte interacción entre momentos dipolares magnéticos de átomos vecinos, llegando a crear grandes regiones de tamaño microscópico llamados dominios magnéticos. Estos dominios magnéticos pueden crecer de tamaño cuando el campo magnético externo aumenta, y aunque éste desaparezca, los dominios magnéticos persisten en la orientación impuesta por el campo externo (Logachev, et al., 1978; Thompson y Oldfield., 1986; y Evans, et al., 2003).

Una propiedad importante de los materiales ferromagnéticos es que sus propiedades magnéticas cambian al llegar a la temperatura de Curie. Por debajo de la temperatura de Curie de un material ferromagnético puede llevar a una fuerte magnetización remanente, pero por encima de la temperatura de Curie, la agitación térmica destruye la alineación de los dipolos y los materiales ferromagnéticos se transforman en paramagnéticos (Logachev et al., 1978; Thompson y Oldfield., 1986; Evans et al., 2003).

4.2 Ferrimagnetismo

Los materiales ferrimagnéticos son muy similares a los materiales ferromagnéticos, la diferencia entre ellos reside en el origen de los momentos magnéticos (Figura 2). En el magnetismo ferrimagnético los momentos de espín iónicos, en lugar de ser paralelos como en las sustancias ferromagnéticas, son antiparalelos. En este se produce un ordenamiento magnético de todos los momentos magnéticos, de modo que no todos estén alineados en la misma dirección y sentido. Algunos de ellos están opuestos y se anulan entre sí. Sin embargo estos momentos magnéticos no consiguen anular por completo la magnetización, debido a que poseen átomos o iones con

momentos magnéticos diferentes, es decir los momentos de espín antiparalelos no son iguales, dando como resultado un momento magnético neto permanente en una dirección (Klein & Hurlbut, Jr., 1996).

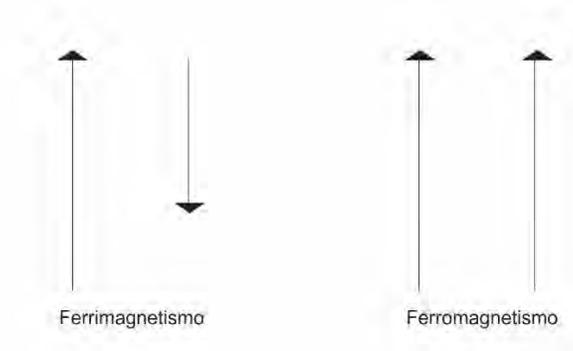


Figura 2. Esquema de los alineamientos de espín de los dipolos en materiales ferrimagnéticos y ferromagnéticos (Tomada de Klein & Hurlbut, 1996).

Este tipo de materiales se llaman ferritas, tienen baja conductibilidad y son útiles para muchas aplicaciones eléctricas y magnéticas tales como transformadores de alta frecuencia. Las magnetizaciones de saturación de los materiales ferrimagnéticos no son tan altas como las de los ferromagnéticos. Un ejemplo de estas es la magnetita.

Por encima de la temperatura de Curie el ordenamiento magnético desaparece completamente, ocasionando que se pierda el ferrimagnetismo y el material pasa a ser paramagnético.

4.3 Paramagnetismo

El comportamiento paramagnético se produce cuando los átomos individuales, iones o moléculas poseen un elemental momento dipolar magnético permanente o existen capas electrónicas incompletas. El momento magnético resultante en cada átomo es distinto a cero y la dirección de los momentos, en ausencia de un campo magnético externo, es indeterminada debido al movimiento térmico que destruye cualquier orientación coordinada. Al aplicar un campo magnético externo los dipolos magnéticos tienden a alinearse paralelos a la dirección del campo magnético, causando una magnetización positiva débil. Al incrementarse el campo magnetizante aumenta la cantidad de átomos con momentos orientados por el mismo, aunque siga siendo relativamente pequeño. Sin embargo, la magnetización de un paramagneto se pierde una vez que el campo se elimina debido a los efectos térmicos (Logachev et al., 1978; Thompson y Oldfield., 1986; Evans et al., 2003).

En un campo aplicado, los materiales paramagnéticos se comportan de manera opuesta a los materiales diamagnéticos y tienden a ser atraídos por las regiones del campo fuerte. Los iones Mn^{2+} , Fe^{2+} y Fe^{3+} son generalmente responsables del comportamiento paramagnético de materiales naturales, ya que tienen electrones no apareados con momentos magnéticos de espín libre.

4.4 Diamagnetismo

El diamagnetismo surge de la interacción de un campo magnético aplicado sobre el movimiento orbital de los electrones, originando una magnetización negativa muy débil. El magnetismo inducido desaparece si se hace el campo aplicado (Logachev, et al., 1978; Thompson et al., 1986; y Evans, et al., 2003).

En el diamagnetismo los momentos magnéticos de espín de los electrones no contribuyen a la magnetización debido a que los momentos magnéticos de los electrones, tanto de spin como orbitales, se compensan y en ausencia de un campo magnético externo el momento resultante en cada átomo es igual a cero.

Es una propiedad magnética fundamental, extremadamente débil en comparación con otros efectos magnéticos. Los campos magnéticos fuertes tienden a repeler materiales diamagnéticos. El diamagnetismo es independiente de la temperatura. Entre los múltiples minerales comunes diamagnéticos están la calcita ($CaCO_3$), la albita ($NaAlSi_3O_8$) y el cuarzo (SiO_2) (Klein & Hurlbut, Jr., 1996).

4.5 Propiedades magnéticas de las rocas

4.5.1 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética es definida como una medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado o el grado de magnetización de un material, en respuesta a un campo magnético (Lindsley et al., 1966).

Tomese por ejemplo las rocas, están constituidas de diferentes minerales o cristales que varían en la fuerza de su atracción a un pequeño imán. Si la roca se tritura para liberar los cristales individuales se podría ver un efecto variable. Algunos minerales, como el óxido de hierro-magnetita, son altamente magnéticos y se pegarían al imán a medida que pasa a través de ellos. Otros cristales son atraídos por el imán, pero débilmente. Se adhieren al imán sólo cuando se pone en contacto con ellos. Otros, como los granos de cuarzo en la arena no muestran ninguna atracción visible para el imán (Dearing, 1994). La susceptibilidad magnética es controlada principalmente por la intensidad

del campo inductor, la abundancia relativa de los óxidos de hierro-titanio, su tamaño de grano, su composición química, temperatura y presión. La magnetita, el más abundante de los óxidos de hierro-titanio, tiene valores mucho más altos de susceptibilidad que la mayoría de otros minerales magnéticos comunes, como la piedra caliza que por lo general no cuenta con cristales de magnetita.

Existen diferentes ecuaciones que expresan la susceptibilidad magnética de un material. La susceptibilidad magnética por unidad de volumen, k se define como:

$$k = \frac{M}{H_0}$$

Donde M es el volumen de magnetización de la muestra y H_0 es la intensidad del campo magnético aplicado. Para convertirlo en susceptibilidad magnética molar (X_m) se multiplica por el volumen molar (V_m).

$$x_m = k \cdot V_m$$

La susceptibilidad magnética específica es la relación con la densidad del material a magnetizar.

$$x = \frac{k}{\rho} \rightarrow \left[\frac{m^3}{kg} \right]$$

El valor de la susceptibilidad puede ser positiva, si la magnetización de la muestra refuerza el campo, o negativa, si se opone al campo.

Todos los materiales tienen susceptibilidad magnética, la cual puede ser positiva o negativa, y de acuerdo con sus propiedades magnéticas se dividen en:

- I. Diamagnéticos: $\chi < 0$
- II. Paramagnético: $\chi > 0$
- III. Ferromagnéticos: estos poseen, para las condiciones de temperatura conocidas, valores altos de la susceptibilidad.

En los materiales ferri, ferro o antiferromagnéticos, la histéresis y la presencia de dominios magnéticos hacen que la susceptibilidad inicial sea dependiente del tamaño de grano. La histéresis se da cuando en un material ferromagnético, al retirar el campo no anula completamente su magnetismo (permanece un magnetismo residual), por lo que es necesario aplicar un campo contrario al inicial para desmagnetarlo. En los demás materiales la susceptibilidad magnética inicial es dependiente de la temperatura, sin embargo en los materiales paramagnéticos la susceptibilidad

es inversamente proporcional a la temperatura absoluta y en los materiales diamagnéticos no hay dependencia de la temperatura.

Cuando los materiales ferro y ferrimagnéticos se calientan van perdiendo poco a poco sus propiedades magnéticas. A medida que la temperatura aumenta la magnetización de saturación disminuye hasta que se hace igual a cero, este punto se conoce como la temperatura de Curie (González Arias, 2001).

En los materiales magnéticos, existe un “pico de Hopkinson”, en el cual la susceptibilidad aumenta justo por debajo de la temperatura de Curie antes de caer a valores relativamente pequeños (Hunt, Moskowitz, & Banerjee, 1995).

4.5.2 Magnetización remanente anhisterica (ARM)

La magnetización remanente anhisterica (libre de histéresis) o magnetización ideal se produce cuando una muestra es sometida a la combinación de un pequeño campo magnético estacionario (H_0) y un fuerte campo magnético alterno (AF). El campo alterno AF se reduce a cero suavemente en presencia del campo magnético estacionario. En este proceso el campo AF cumple el papel de relajar el sistema y reorientar los momentos magnéticos dipolares permanentes en forma aleatoria. La remanencia anhisterica aumenta en fuerza con la aplicación de un campo constante más fuerte o un campo alterno más fuerte hasta que la saturación se alcanza.

Cuando existe un cambio en la remanencia a velocidad lineal se le conoce como susceptibilidad de remanencia anhisterica. Esta se da cuando los campos constantes tienen magnitudes similares al campo Terrestres.

4.5.3 Magnetización remanente isotérmica (IRM)

Es la magnetización remanente obtenida por exponer una muestra a un campo directo y constante H , cuya intensidad toma valores de 0-valor máximo mT (depende del equipo) a una temperatura constante. El objeto de esta magnetización es magnetizar los granos más blandos (ferrimagnéticos), los granos medianos y los granos más duros (antiferromagnéticos) (Kruiver et al, 2001 y Egly, 2004,). La magnitud de la remanencia depende de la fuerza del campo aplicada constantemente.

Esta dependencia se puede demostrar en el laboratorio al someter una muestra a la exposición de un campo cada vez más fuerte y medir la remanencia después de cada exposición.

La remanencia isotérmica se encuentra de forma natural en los materiales que han sido alcanzadas por un rayo, los grandes campos magnéticos asociados con la caída de rayos pueden inducir fuertes remanencias isotérmicas (aunque por lo general baja estabilidad).

4.5.4 Magnetización remanente de saturación isotérmica (SIRM)

Es la remanencia máxima que puede ser producida, dependiendo del equipo. Se expresa mediante diferentes símbolos M_{RS} , σ_{RS} y SIRM. En los procedimientos de laboratorio en donde una muestra ha sido expuesto a un campo conocido, si el campo utilizado para impartir un IRM es suficiente para alcanzar la saturación, hablamos de remanencia de saturación isotérmica (SIRM). Este término también es usado para representar la remanencia adquirida por una muestra después de la exposición a lo que pasa a ser el más alto campo disponible de un investigador en particular.

4.5.5 Magnetización remanente isotérmica dura (HIRM)

La magnetización remanente isotérmica "dura" (HIRM) se usa comúnmente para estimar la concentración absoluta de minerales magnéticamente duros, principalmente hematita y/o goethita en mezclas minerales que también contienen magnetita/maghemita. El HIRM se define como $0.5 \times (SIRM + IRM_{300mT})$, donde IRM_{300mT} representa la magnetización remanente obtenida saturando primero la muestra en un campo alto (por ejemplo, 1 o 1,5 T) y aplicando después un campo posterior de 300 mT para revertir la saturación de magnetización remanente isotérmica (SIRM) aportada por magnetita / maghemita.

Capítulo 5

Estudios de susceptibilidad magnética de rocas del sistema geotérmicos de Los Humeros, México.

5.1 Sistema geotérmico de Los Humeros, México.

El Campo Geotérmico de Los Humeros (LHGF) está localizado en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano cerca del límite con la Sierra Madre Oriental (MVB, 19 ° 40' latitud N, 97 ° 25' longitud W; Fig. 3) a una altitud aproximada de 3000 msnm. Se encuentra en los límites entre el estado de Puebla y Veracruz, aproximadamente a 220 km de la ciudad de México (Aragón-Aguilar et al., 2016).

Los Humeros es uno de los 4 campos geotérmicos que se encuentran operando en México. Cuenta con una capacidad instalada de 93.4 MW (Gutiérrez-Negrin, 2015), distribuida en 8 unidades productoras de 5 MW cada una. Se han perforado 42 pozos, 20 de ellos son productores y cuenta con 3 pozos de inyección en operación (Gutiérrez-Negrin et al., 2010).

Este sistema se encuentra ubicado en la caldera principal de Los Humeros, tiene un diámetro aproximado de 16 km, y cuenta con tres calderas en su interior: el colapso Los Potreros de 7 km y dos colapsos más pequeños: el colapso Central y Xalapasco.

5.2 Geología superficial del sistema geotérmico de Los Humeros, México.

El campo geotérmico de Los Humeros está compuesto por rocas volcánicas alteradas del cuaternario (Martínez-Serrano, 2002). Según Gutiérrez-Negrin et al. (2010) y Aragón-Aguilar et al. (2016) en el cuaternario sucedió un volcanismo post caldera hace más de 100,000 años el cual incluye todas las rocas volcánicas y productos formados después del segundo colapso de la caldera de Los Potreros, y está compuesto de andesitas, basaltos, dacitas, riolitas, tobas de flujo y ceniza, piedra pómez, cenizas y materiales de erupciones freáticas.

La figura 3 muestra la distribución de los pozos geotérmicos en 6 formaciones principalmente, estas son; (a) Materiales piroclásticos; (b) Flujos andesíticos y riódacíticos; (c) Andesitas de Xalapasco; (d) basaltos de Xalapasco; (e) andesitas y (f) tobas de riolitas no consolidadas. La mayoría de los pozos geotérmicos se encuentran ubicados en tobas de riolitas no consolidadas, incluyendo al pozo H-38.



Figura 3. Litología superficial de Los Humeros, modificada de la figura 2 de Arellano et al. (2003).

5.3 Litología de profundidad del pozo H-38 de Los Humeros, México.

El pozo actualmente estudiado H-38, es un pozo inyector localizado en la parte norte, cerca de la falla de Los Humeros (Fig. 3). Este campo se sitúa cerca de otro pozo inyector (LH-29D), y está rodeado de algunos pozos de producción (LH-11D, LH-15D, LH-16, LH-17D, LH-28, LH-30, LH-32, LH-33, LH-35, LH-36, LH-43, y LH-44), y pozos cerrados (LH-33 y LH-4; Aragón-Aguilar et al. 2016, en prensa).

En la literatura no existen datos mineralógicos y subterráneos para el pozo LH-38, sin embargo fueron identificados algunos pozos cercanos con base en la figura 1 de Aragón-Aguilar et al. (2016, en prensa). La litología subterránea de los pozos cercanos (LH-16, LH-30, LH-33 y LH-29D) se presenta en la figura 3 de Arellano et al. (2003), esta litología se considera similar a la litología subterránea del pozo LH-38 debido a su localización.

Basada en ello, la litología del núcleo H-38 es (Fig. 4): (1) piedra pómez, basaltos y andesitas (profundidad máxima de 198 m en el pozo; 2795-2597 msnm); (2) toba lítica (183-423 m de profundidad; 2612-2372 msnm); (3) Ignimbritas de Xaltipan (367-931 m de profundidad en el pozo; 2428-1864 msnm); (4) Ignimbritas y andesitas (805-1129 m de profundidad en el pozo; 1990-1666 msnm); (5) Andesita de Teziutlan augite (805-1750 m de profundidad en el pozo; 1990-1045 msnm); (6) toba vítrea de Los Humeros (profundidad de 1708-1976 m en el pozo; 1087-819 msnm); (7) andesita de hornblenda (profundidad de 1795-2035 m en el pozo; 1877-2060 msnm); (8) basaltos (2019-2230 m de profundidad en el pozo; 776-565 msnm); (9) caliza metamórfica (>2047m de profundidad en el pozo; <748 msnm). Estas profundidades son aproximaciones obtenidas a partir de la figura 3 de Arellano et al. (2003), asumiendo que hay profundidades similares en el pozo H-38 así como en los pozos cercanos (LH-16, LH-30, LH-33 y LH-29D; Arellano et al., 2003).

5.4 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética de los recortes de rocas a diferentes profundidades del pozo H-38 varía entre 7 y $3266 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (Tabla 2). La distribución de la susceptibilidad magnética con respecto a la profundidad del pozo indica valores relativamente más bajos desde la superficie hasta los 1000 m de profundidad, en un rango de 7 a $396 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (excepto por una muestra de un total de 24 que obtuvo un valor alto de $2079 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ a 753 m profundidad). A partir de los 1000 m de profundidad hasta el fondo de pozo (2202 m; 31 de 38 muestras) los valores de susceptibilidad son más altos, con un rango de 416 a $3266 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$. La distribución de la susceptibilidad magnética en la figura 4 Indica claramente dos zonas, zona-1 (<1000 m) caracterizada por baja concentración de los minerales magnéticos y minerales portadores de hierro en las rocas (bajos valores de susceptibilidad magnética) y zona-2 (>1000 m) altas concentraciones de estos minerales. En la tabla 2 se resumen los resultados obtenidos en la medición de la susceptibilidad.

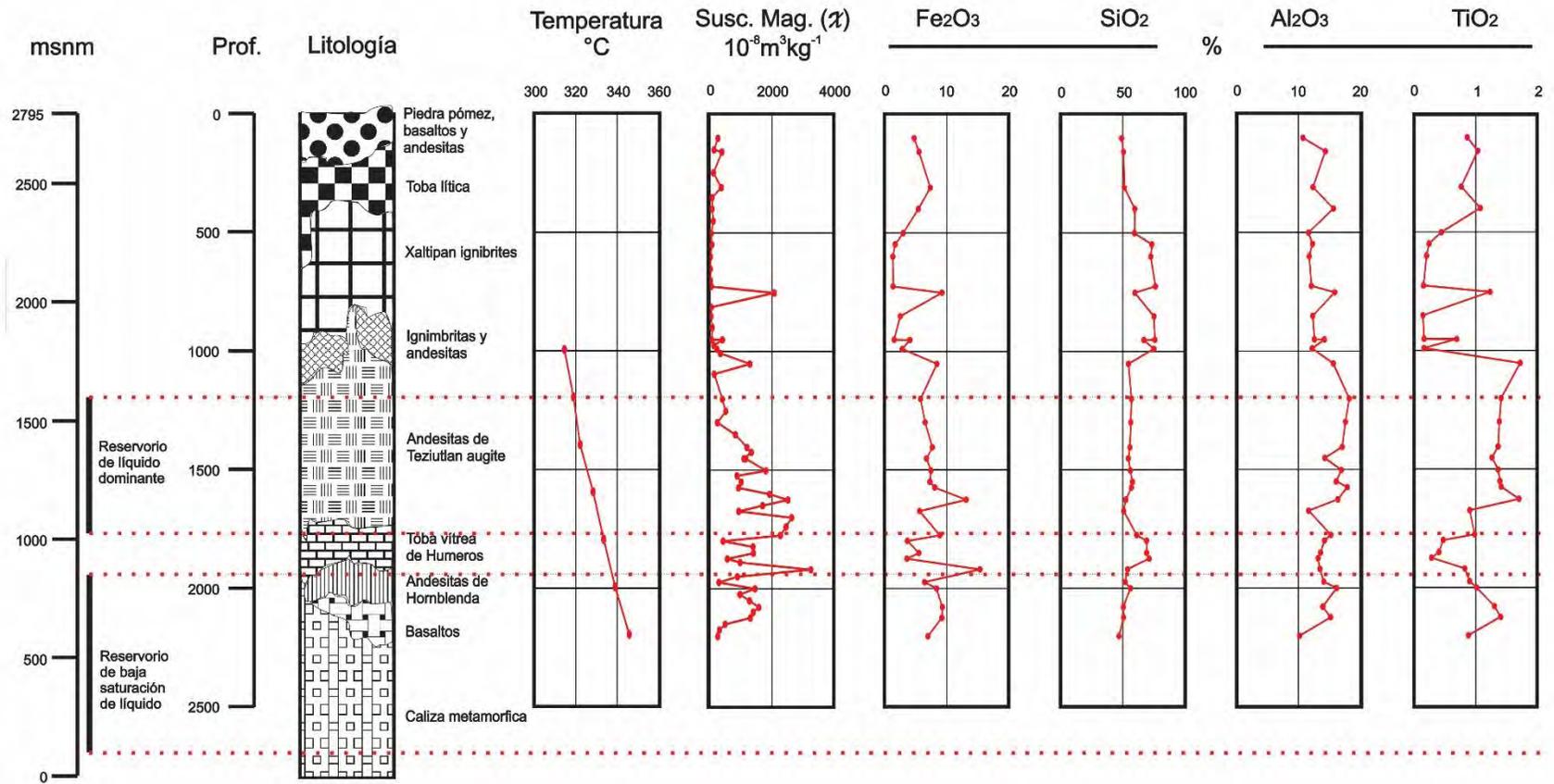


Figura 4. Pozo H-38. La litología fue tomada de la figura 3 de Arellano et al., (2003). La temperatura fue tomada de un reporte de CFE.

Tabla 2. Susceptibilidad magnética del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros.

N° de serie	Profundidad	Susceptibilidad Magnética (χ) ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	
		Baja frecuencia χ_{LF}	Alta frecuencia χ_{HF}
1	101	247	243
2	150	124	122
3	158	383	386
4	246	102	101
5	309	360	357
6	351	61	59
7	399	61	59
8	450	100	99
9	501	31	32
10	549 ^a	52	53
11	549B	46	45
12	600	7	7
13	651	7	6
14	703	13	12
15	726	29	27
16	753	2079	2079
17	813	31	31
18	852	24	22
19	900	66	57
20	951 ^a	44	39
21	951B	396	395
22	975	122	119
23	990	217	216
24	1008	336	330
25	1053	1289	1286
26	1095	127	126
27	1201	396	397
28	1252	505	499
29	1300	235	231
30	1351	819	815
31	1405	1196	1196
32	1425	1336	1330
33	1452	1094	1092
34	1452B	1154	1149
35	1503	1809	1799
36	1524	874	870
37	1551	1002	980
38	1575	922	915
39	1602	1933	1925
40	1626	2521	2513
41	1650	1700	1693
42	1674	926	870
43	1701	2645	2625

N° de serie	Profundidad	Susceptibilidad Magnética (χ) ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	
		Baja frecuencia χ_{LF}	Alta frecuencia χ_{HF}
44	1740	2460	2441
45	1776	2275	2262
46	1800	416	414
47	1824	1388	1377
48	1851	1400	1390
49	1875	554	555
50	1890	972	964
51	1920	3266	3237
52	1950	884	875
53	1974	279	274
54	2001	1456	1453
55	2025	966	959
56	2052	1277	1279
57	2079	1576	1572
58	2100	1398	1396
59	2124	1304	1301
60	2151	487	477
61	2175	298	295
62	2202	245	241

5.5 Mineralogía y petrografía

Debido a que la cantidad disponible de muestras de roca a diferentes profundidades de este pozo es limitada, no se podrán llevar a cabo los estudios mineralógicos y petrológicos. Por lo tanto, los datos mineralógicos reportados por Prol-Ledesma (1998) de los pozos cercanos LH-4, LH-16, LH-17 y LH-29 se consideraran similares al pozo H-38. De acuerdo con Prol-Ledesma (1998) y Martínez-Serrano (2002) la distribución general de la mineralogía es la siguiente: (1) <400 m (zona argílica caracterizada por los minerales arcillosos caolinita, montmorillonita, illonita y clorita, y el mineral zeolita); (2) 400-1000 m (abundancia de epidota y cuarzo dando como resultado el autosellado y baja permeabilidad); (3) 1200-1800 m (contenido de epidota y wairakita; alta permeabilidad); y (4) >1800 m (zona de skarn caracterizada por los minerales garnet, wollastonita, clinopiroxeno y biotita).

5.6 Geoquímica

La composición de óxidos de elementos mayores analizados de los recortes de rocas pertinente de diferentes profundidades del pozo H-38 se presenta en la tabla 3.

Tabla 3. Química del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros.

N° serie	Profundidad	Química (%)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
1	H38- 101	49.07	10.74	4.7	0.066	2.53	15.42	2.04	1.14	0.86	0.12
2	H38- 158	50.62	14.4	5.49	0.112	2.53	6.75	2.01	2.55	1.03	0.26
3	H38- 309	51.35	12.39	7.34	0.123	1.71	10.8	2.94	2.1	0.76	0.21
4	H38- 399	59.87	15.71	5.39	0.088	0.98	5.65	3.96	2.79	1.07	0.35
5	H38- 501	59.54	11.65	2.92	0.057	0.73	8.8	2.85	3.05	0.44	0.12
6	H38- 549B	73.67	12.32	1.63	0.028	0.31	1.79	3.72	4.12	0.24	0.06
7	H38- 600	72.81	11.76	1.24	0.027	0.33	2.83	3.38	4.01	0.2	0.05
8	H38- 726	76.48	12.13	1.29	0.027	0.23	1.04	3.29	4.57	0.15	0.03
9	H38- 753	59.83	15.92	9.23	0.181	1.46	5.33	3.3	2.28	1.23	0.42
10	H38- 852	75.36	12.34	2.45	0.026	0.21	0.67	3.34	4.67	0.14	0.02
11	H38- 951A	76.05	12.63	1.45	0.026	0.21	0.58	3.5	4.71	0.16	0.03
12	H38- 951B	67.2	14.23	4.01	0.067	0.93	3.05	3.55	3.53	0.69	0.25
13	H38- 990	75.2	12.26	2.79	0.034	0.26	0.79	3.35	4.56	0.16	0.03
14	H38- 1053	54.68	15.69	8.42	0.139	2.47	6.41	3.13	1.55	1.72	0.33
15	H38- 1201	57.08	18.27	5.75	0.08	1.56	6.6	3.92	2.46	1.41	0.47
16	H38- 1300	56.56	17.66	6.5	0.093	2.14	6.66	4.38	2.28	1.38	0.56
17	H38- 1405	55.79	17.12	7.67	0.098	2.52	6.74	4.06	2.38	1.36	0.41
18	H38- 1452B	54.55	14.3	6.72	0.077	1.4	11.52	3.56	2.72	1.26	0.41
19	H38- 1503	56.19	17	7.44	0.102	2.51	6.71	4.01	2.35	1.36	0.41
20	H38- 1551	57.91	16.16	7.27	0.092	1.16	5.89	4.43	3.11	1.39	0.51
21	H38- 1575	57.07	17.96	8.06	0.109	1.87	6.46	3.93	1.75	1.41	0.32
22	H38- 1626	52.53	16.43	13.16	0.173	2.1	7.93	3.54	1.59	1.7	0.32
23	H38- 1674	50.79	11.68	5.61	0.081	1.63	18.66	2.48	1.49	0.9	0.28
24	H38- 1776	61.33	15.29	8.87	0.161	1.27	4.27	3.42	2.23	0.98	0.19
25	H38- 1800	69.39	14.26	3.61	0.161	0.81	3.71	4.12	2.4	0.47	0.15
26	H38- 1851	69.44	13.6	5.48	0.124	0.71	2.5	2.87	3.62	0.4	0.1
27	H38- 1875	71.41	13.21	3.53	0.092	0.74	2.16	2.53	3.5	0.28	0.07
28	H38- 1920	53.9	13.51	15.39	0.181	2.35	5.69	3.02	1.92	0.82	0.21
29	H38- 1974	51.99	14.16	6.41	0.115	2.86	12.02	3.02	1.81	0.9	0.35
30	H38- 2001	56.28	16.24	8.34	0.145	2.16	8.31	4.43	1.43	1.01	0.37
31	H38- 2079	50.41	13.97	9.29	0.157	4.27	13.29	2.46	1.66	1.3	0.45
32	H38- 2124	50.64	15.25	9.21	0.138	4.8	11.21	3.08	2.72	1.4	0.59
33	H38- 2202	46.98	10.21	6.95	0.113	6.22	18.52	1.91	1.58	0.88	0.38

5.7 Susceptibilidad magnética de rocas y su relación con alteración hidrotermal

Las variaciones de los valores de susceptibilidad magnética y las concentraciones de los óxidos de los elementos mayores con respecto a la profundidad en los recortes de rocas del pozo se muestran en la fig. 4. En general, con excepción de algunas variaciones menores, los valores de la susceptibilidad magnética de los recortes de rocas desde la superficie hasta los 1000 m de profundidad (>1795 msnm; zona-1) del pozo H-38 son más bajos en comparación con los valores de los recortes de rocas de mayor profundidad (> 1000 m; <1795 msnm; zona-2) en el pozo (Fig. 4). Este tipo de distribución indica un bajo contenido de los minerales magnéticos y minerales portadores de hierro en las rocas de la zona-1 en comparación con las rocas de la zona-2. Para entender si las diferencias observadas en los valores de susceptibilidad magnética en la zona 1 y la zona 2 del pozo son estadísticamente significativas o no, se ha aplicado una metodología estadística

involucrando la prueba de t de Student y prueba de F. Este análisis indica (Tabla 4) que existen diferencias estadísticamente significativas en los valores de susceptibilidad magnética al comparar la zona-1 de la zona-2. Bajos valores de susceptibilidad magnética en la zona-1 indica bajas concentraciones de los minerales magnéticos y/u otros minerales que contribuyen a los valores de susceptibilidad magnética (minerales portadores de hierro). Tales variaciones con la profundidad en este pozo geotérmico sugirieron la existencia de una alteración hidrotermal intensiva (disolución) de minerales magnéticos y minerales portadores de hierro, así como la formación y/o precipitación de los minerales hidrotermales caracterizados por bajos valores de susceptibilidad magnética en las rocas de la zona-1 (<1000 m) en comparación con la zona-2 (>1000 m).

Cada tipo de rocas se caracteriza por tener diferentes minerales (incluyendo minerales magnéticos), por lo tanto, exhiben diferentes valores de susceptibilidad magnética (Hunt et al., 1995). Por lo tanto, la comparación de la susceptibilidad magnética medida a diferentes profundidades en un pozo geotérmico de rocas heterogéneas puede conducir a conclusiones erróneas (control litológico en los valores de susceptibilidad magnética). Sin embargo, es reportado que en la mayoría de los sistemas geotérmicos, la mineralogía inicial de las rocas del reservorio no tiene ningún efecto sobre la identidad de los conjuntos de alteración si las temperaturas del reservorio es mayor a 230°C, aunque puede tener efectos a temperaturas más bajas (Browne, 1978; Cox and Browne, 1978; Martínez-Serrano et al., 1998). En su lugar, la permeabilidad juega un papel importante en la determinación de que minerales se forman en la alteración, controlando la cantidad de contacto entre los fluidos circundantes y las rocas del reservorio. Los Humeros en un campo geotérmico de alta temperatura (~ 300°C; García-López et al., 2014), por lo que no puede haber un efecto significativo de la litología inicial en las asociaciones minerales hidrotermales. Por otra parte, la zona 1 (<1000 m) del pozo actual se caracteriza por tener diferentes formaciones de rocas (de la superficie hasta los 198 m profundidad: pómez, basaltos y andesitas; 183-423 m: toba lítica; 367-931 m: Ignimbritas de Xaltipan; y 805-1129 m: ignimbritas y andesitas; litología inicial basada en los pozos cercanos;). Estas diferentes formaciones de rocas se caracterizan por tener diferentes valores de susceptibilidad magnética (Hunt, 1995). Si estas heterogeneidades litológicas iniciales en la zona-1 del pozo presente influyen en los valores de susceptibilidad magnética de las rocas que resultan de la alteración hidrotermal intensiva, se espera una tendencia de distribución en zigzag para la susceptibilidad magnética en esta zona del pozo. Pero, esto no sucedió. En cambio, las tendencias de distribución de la susceptibilidad magnética en la zona-1 indican continuos valores muy bajos. Esto es similar en el caso de la zona-2 del pozo. Esto demuestra que las variaciones

litológicas iniciales en el pozo H-38, caracterizado por elevadas temperaturas del reservorio > 230 °C, no tendrá efectos significativos en los valores de susceptibilidad magnética de las rocas hidrotermales alteradas.

Tabla 4. Prueba de t de Student y prueba de F para las muestras del pozo H-38 del campo geotérmico Los Humeros. Comparación entre las muestras que se encuentran a una profundidad menor de 1000 m (n=23) contra las que se encuentran a una profundidad mayor a 1000 m (n=39).

Parámetros	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4
χ_{LF}				X
SiO ₂				X
Al ₂ O ₃			X	
Fe ₂ O ₃			X	
MnO			X	
MgO				X
CaO			X	
Na ₂ O	X			
K ₂ O				X
TiO ₂			X	
P ₂ O ₅			X	

Grupo 1: No se encontraron diferencias estadísticamente significativas en las medias y varianzas; Grupo 2: Se encontraron diferencias estadísticamente significativas solo en las varianzas; Grupo 3: Se encontraron diferencias estadísticamente significativas solo en las medias; Grupo 4: Se encontraron diferencias estadísticamente significativas en varianzas y medias.

Las concentraciones de los elementos mayores en los recortes indican, significativamente, menores concentraciones de Fe₂O₃, Al₂O₃ y TiO₂ y mayor concentración de SiO₂ en la zona 1 (<100 m) en comparación con los recortes de rocas de mayor profundidad (zona-2). Este tipo de distribución indica bajo contenido de los minerales magnéticos y minerales portadores de hierro en las rocas de zona-1 en comparación en las rocas de zona-2. Las pruebas de T de Student y de F (Tabla 4) indican que existen diferencias estadísticamente significativas en las concentraciones de Fe₂O₃, Al₂O₃, TiO₂ y SiO₂ al comparar la zona-1 de la zona-2. Este tipo de variaciones en las concentraciones de los óxidos de los elementos mayores en los recortes de rocas indican una alteración hidrotermal intensiva en la zona 1 (<1000 m) del pozo, que resulto en: (1) La disolución de minerales magnéticos y/o minerales portadores de hierro; y (2) una precipitación intensiva de sílice, formaciones de minerales arcillosos y/o los minerales aluminio silicatos caracterizados por bajos valores de susceptibilidad magnética.

Dentro de la zona 1 (<1000 m profundidad), con el aumento en la profundidad, ha sido observado: (1) un aumento en las concentraciones de SiO₂, Na₂O, y K₂O (correlaciones (r) positivas

de 0.82, 0.66 y 0.78 con respecto a la profundidad, probabilidad de no correlación (P) de 0.001%, 0.02% y 0.002% respectivamente); (2) disminución en las concentraciones de MgO y CaO (correlaciones negativas de -0.78 y -0.81 y P de 0.002% y 0.001% respectivamente a la profundidad); y (3) no hay cambios significativos en los valores de susceptibilidad magnética (Tabla 5). La susceptibilidad magnética se ha correlacionado positivamente con las concentraciones de Al₂O₃ (r=0.60, P= 0.05%), MnO (r=0.83, P= 0.001%), Fe₂O₃ (r=0.77, P=0.005%), TiO₂ (r=0.63, P=0.05%) y P₂O₅ (r=0.70, P= 0.01%) (Tabla 5). Estas observaciones sugieren: (1) un incremento en la precipitación de sílice y la formación de minerales arcillosos con la profundidad; y (2) los minerales portadores de Fe y Ti (hematita y epidota) contribuyen a los valores de susceptibilidad magnética de las rocas.

Tabla 5. Correlación en la parte inferior a los 1000 metros de profundidad del pozo H-38 (n=13).

	Profund.	χ_{LF}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Profund.	1.00										
χ_{LF}	0.07	1.00									
SiO ₂	0.82	-0.31	1.00								
Al ₂ O ₃	0.09	0.60	-0.19	1.00							
Fe ₂ O ₃	-0.37	0.77	-0.75	0.61	1.00						
MnO	-0.36	0.83	-0.71	0.66	0.97	1.00					
MgO	-0.78	0.36	-0.94	0.19	0.70	0.68	1.00				
CaO	-0.81	0.14	-0.91	-0.16	0.55	0.48	0.83	1.00			
Na ₂ O	0.66	-0.07	0.69	0.30	-0.27	-0.27	-0.79	-0.69	1.00		
K ₂ O	0.78	-0.42	0.96	-0.18	-0.77	-0.73	-0.91	-0.93	0.60	1.00	
TiO ₂	-0.54	0.63	-0.83	0.68	0.89	0.89	0.80	0.61	-0.33	-0.84	1.00
P ₂ O ₅	-0.30	0.70	-0.63	0.85	0.87	0.90	0.57	0.37	-0.04	-0.65	0.94

Nota: Las correlaciones en negrita y cursiva son significativas a un nivel de confianza de 0.05

En el presente estudio, las rocas de profundidades mayores a 1000 m (zona-2) han indicado valores de susceptibilidad magnética comparativamente más altos y mayor contenido de Fe₂O₃, Al₂O₃ y TiO₂, así como valores inferiores en SiO₂ en comparación con las rocas <1000 m de profundidad (zona-1). Esto sugiere concentraciones mayores de los minerales magnéticos y/o minerales ricos en hierro, que contribuyen a mayores valores de susceptibilidad magnética en la profundidad >1000 m. Martínez-Serrano (2002) ha reportado que a profundidades >1100 m la abundancia de los minerales magnéticos (magnetita y pirrotita) y se asocian con los minerales ricos en hierro (clorita y epidota), pirógeno y anfíboles. El también reporto que el contenido de hierro en las cloritas de las rocas >700 m profundidad, incrementan con la profundidad y con las temperaturas de inclusiones de fluidos en los pozos más cerca de pozo H-38 (e.g. pozo H16; Martínez-Serrano, 2002).

Tabla 6. Correlación en la parte superior a los 1000 metros de profundidad del pozo H-38 (n=20).

	Depth	χ_{LF}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂
Depth	1.00										
χ_{LF}	0.10	1.00									
SiO ₂	-0.09	-0.12	1.00								
Al ₂ O ₃	-0.63	0.06	0.08	1.00							
Fe ₂ O ₃	0.12	0.84	-0.50	0.12	1.00						
MnO	0.41	0.65	-0.01	-0.10	0.64	1.00					
MgO	0.45	-0.06	-0.74	-0.30	0.29	0.16	1.00				
CaO	0.32	-0.21	-0.80	-0.51	0.04	-0.19	0.67	1.00			
Na ₂ O	-0.52	-0.01	0.22	0.83	-0.03	-0.11	-0.46	-0.50	1.00		
K ₂ O	-0.05	-0.16	0.69	0.04	-0.43	-0.34	-0.45	-0.55	0.10	1.00	
TiO ₂	-0.54	0.17	-0.61	0.62	0.43	-0.05	0.27	0.17	0.37	-0.40	1.00
P ₂ O ₅	-0.21	-0.20	-0.66	0.42	0.15	-0.30	0.50	0.40	0.32	-0.19	0.74

Nota: Las correlaciones en negrita y cursiva son significativas a un nivel de confianza de 0.05

Dentro de la zona-2 (>1000 m profundidad), con el aumento de la profundidad, ha sido observado: (1) un aumento en las concentraciones de MgO (correlación positiva de 0.45 con respecto a la profundidad); (2) disminución en las concentraciones de Al₂O₃, Na₂O y TiO₂ (correlaciones negativas de -0.63, -0.52 y -0.54 y P de 0.005%, 0.020 % y 0.020% con respecto a la profundidad; Tabla 6); y (3) no existen cambios significativos en los valores de susceptibilidad magnética. La susceptibilidad magnética se ha correlacionado positivamente con las concentraciones de Fe₂O₃ (r=0.84, P=0.001%) y MnO (r=0.65, P= 0.002%). Estas observaciones sugieren que los minerales portadores de Fe (magnetita, hematita y epidota) contribuyen a los valores de susceptibilidad magnética de las rocas.

Los estudios de mineralogía de la alteración e inclusión de fluidos en el sistema geotérmico de Los Humeros indican la ocurrencia de al menos dos episodios térmicos/actividad hidrotermal (Prol-Ledesma y Browne, 1989; Prol-Ledesma, 1998; Martinez-Serrano, 2002). La distribución de la mineralogía en la zona <1000 m indica la presencia de minerales característicos de alta temperatura como epidota, clorita, granate (andradita), y piroxenos (diopsode-hedenbergite) junto con los minerales característicos de baja temperatura como arcillas (caolinita y monntmorillonita) y zeolita (ver sección de mineralogía y petrografía de este capítulo) soportando la ocurrencia de al menos dos episodios térmicos/actividad hidrotermal. El primer episodio ocurrió a menor profundidad (<1000 m), con intensa actividad hidrotérmica (>250°C). Las concentraciones elevadas de SiO₂ (60-76%, Fig. 4) entre 400 y 990 m de profundidad en el pozo observado en este estudio sugieren la

intensa silicificación debido a la alteración hidrotermal. Posteriormente, como resultado del sellado (con precipitación cuarzo) de las principales formaciones rocosas permeables en esta zona (resultando en formaciones de baja permeabilidad), se produjo una disminución en la interacción fluido-roca a menor profundidad (segundo episodio) y esto dio lugar a la concentración de cuarzo hidrotérmico y minerales de arcilla que son característicos por valores muy bajos de susceptibilidad magnética en rocas de baja profundidad (<1000 m).

La literatura también sugiere lo siguiente: El mineral cuarzo es más abundante en las rocas de <900 m de profundidad en algunos pozos cercanos a el presente pozo (Martínez-Serrano, 2002). Arellano et al. (2003) han reportado que, en general, la calcita en los pozos geotérmicos de Los Humeros se distribuye desde bajas profundidades a las formaciones andesitas de augita (805-1750 m). A mayor profundidad, la calcita es escasa. Martínez-Serrano (2002) ha reportado que la mineral calcita es abundante en las rocas de profundidades de entre 100 y 600 m, y distribuida irregularmente entre 700 y 1000 m en los pozos cercanos al pozo de presente estudio. Los minerales cuarzo ($\chi = -0.5-0.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$; Hunt, 1995) y calcita ($\chi = -0.3-1.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$; Hunt, 1995) son diamagnéticos. La precipitación (formación) de los minerales como cuarzo y calcita en el pozo formado de proceso alteración hidrotermal en las rocas de <1000 m profundidad, resultó en bajo valores de susceptibilidad magnética. Esto puede ser la razón para valores más bajos de susceptibilidad magnética en rocas de <1000 m de profundidad en comparación con rocas de partes más profundas (> 1000 m). Arellano et al. (2003) han también reportado que, en general, epidota distribuye de los ignimbrites Xaltipan (Unidad 3) hasta muy profundos de los pozos (hasta formaciones de rocas de caliza metamórficas; >2047m de profundidad). A mayores profundidades en el pozo (>1000 m), hay un aumento en las concentraciones de Fe_2O_3 , Al_2O_3 y TiO_2 y los valores de susceptibilidad magnética (Fig. 4).

Arellano et al. (2003) han reportado que existen dos reservorios en el Campo Geotérmico de Los Humeros (LHGF): (1) reservorio de menor profundidad (1195-1770 m; líquido dominante; 300-330 °C); y (2) un reservorio de mayor profundidad (1945-2695 m, baja saturación de líquido, 300-400 °C). Estos reservorios están separados por una toba vítrea de relativamente baja permeabilidad. Sin embargo, existe una conectividad hidráulica entre estos dos depósitos a través de fallas y fracturas que a su vez permite el flujo ascendente de vapor profundo y flujo descendente de flujos condensado.

Con base en las ubicaciones de los pozos cercanos (LH-16, LH-30, LH.33 y LH-29D; Arellano et al., 2003), se puede suponer que los horizontes permeables (zonas principales de alimentación) para el pozo H-38 se encuentran en andesita de Teziutlan augita (805-1750 m de profundidad en el pozo); y basaltos (2019-2230 m de profundidad en el pozo).

Las tendencias de distribución en la profundidad de los valores de susceptibilidad magnética, minerales hidrotérmicos, composición química y alteración hidrotermal de las muestras de rocas sugieren que la susceptibilidad magnética puede ser un parámetro adicional en la comprensión de los procesos de alteración y en la identificación de la distribución de minerales hidrotermales y áreas de alteración hidrotermal.

Capítulo 6

Estudios de la susceptibilidad magnética de rocas del sistema geotérmico de Acoculco, México

La zona geotérmica de Acoculco se localiza en el municipio de Chignahuapan en el estado de Puebla, con las coordenadas geográficas 19° 47' y 20° 02' de latitud Norte y 97°55' y 98°20' de longitud Oeste (Pulido et al., 2011). Se encuentra a 85 km al noreste de la Ciudad de Puebla y colinda con la ciudad de México (a 180 km), y la ciudad de Pachuca (65 km al sureste). Abarca una superficie de 1290 km² en la cual se encuentran 39 manantiales casi todos fríos (Tello-Hinojosa, 1994) y algunas emanaciones frías de CO₂ (mofetas), en el campo las manifestaciones hidrotermales carecen de termalismo evidente. También cuenta con dos pozos exploratorios: EAC-1 perforado en 1995 y a 500 m al NE el pozo EAC-2 perforado en el 2008 como objetivo de estudio (Viggiano-Guerra et al., 2011).

Se llevó a cabo la medición de la susceptibilidad magnética así como el análisis de otros parámetros (mineralogía y química) de recortes rocosos que representan diferentes profundidades en los pozos geotérmicos EAC-1 y EAC-2, así como de algunas muestras superficiales del área geotérmica de Acoculco.

6.1 Pozo geotérmico EAC-1

El pozo EAC-1 se encuentra en la zona de Los azufres-El Potrero Colorado. Se perforo a una profundidad de 2000 m y el objetivo de este pozo era determinar si existían altas temperaturas y permeabilidad (López-Hernández et al., 2009). Este pozo contaba con una temperatura de 260°C a una profundidad de 1500 m, sin embargo la permeabilidad era nula.

Para el análisis del pozo geotérmico EAC-1 se utilizaron 6 recortes de muestras a lo largo del pozo, estos recortes se encuentran a 102, 300, 602, 802, 1500 y 1815 m de profundidad.

6.1.1 Litología

La litología del pozo EAC-1 (fig. 5) está formada por: (1) Ignimbritas de Acoculco (<110 m de profundidad); (2) Dacitas Cruz colorada (de 110m a 200 m de profundidad); (3) Ignimbritas de Alcholoya (de los 200 a los 560 m de profundidad); (4) Riodacitas Las minas (560 a los 825 m de profundidad); (5) Dique de andesitas (de los 610 a los 1030 m de profundidad) (6) Skarn (775 a los 1190m y de los 1285 a los 1615 de profundidad); (7) Mármol (de los 1190 a los 1285 y de los 1615 a

los 1785 m de profundidad); (8) Dique sencillo (de los 1500 a 1615 m de profundidad); (9) Granito de hornblenda (1640 a los 200 m de profundidad). Estas profundidades son aproximaciones obtenidas de la figura 3 de López-Hernández, et al. (2009)

6.1.2 Susceptibilidad magnética

Se llevó a cabo la medición de susceptibilidad magnética de las muestras. Los resultados de las mediciones se muestran en la tabla 7.

Tabla 7. Susceptibilidad magnética del pozo EAC-1 del campo geotérmico Acoculco, Puebla.

N° de serie	Profundidad	Susceptibilidad Magnética (χ) ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	
		Baja frecuencia (χ_{LF})	Alta frecuencia (χ_{HF})
1	102	-0.07	-0.10
2	300	-0.03	0.17
3	602	1.86	1.88
4	802	2.88	2.91
5	1500	-0.20	-0.04
6	1815	4.42	4.54

Los valores de susceptibilidad magnética oscilan entre los $-0.20 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ a los $4.42 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ en las rocas de todo el pozo. Los valores de susceptibilidad magnética son negativos (-0.07 a $-0.03 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$, Tabla 7) de los 0 a los 300 m de profundidad, a partir de los 300 m se incrementan (1.86 a $2.88 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$, Tabla 7) hasta los 800 m de profundidad del pozo. A mayor profundidad (1500 m), se redujo drásticamente ($-0.20 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) y de nuevo aumentó a los 1815 m de profundidad ($4.42 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$). La distribución de la susceptibilidad magnética (fig. 5) va en aumento con respecto a la profundidad, a excepción de la muestra que se encuentra a los 1500 m de profundidad la cual muestra una susceptibilidad muy baja. Sin embargo no se puede sacar ninguna conclusión de esta muestra debido al bajo número de muestra que se analizaron.

5.1.3 Mineralogía y petrografía

Debido a que no se llevaron a cabo análisis mineralógicos de las muestras del pozo EAC-1, se tomara en cuenta el trabajo de López-Hernández et al. (2009). Ellos han reportado una alteración hidrotérmica intensa (40% a 100%) en la parte superior a los 800 m de profundidad del pozo, la intensidad de alteración es particularmente severa en las profundidades que van de 0-200 m y de 350-500 m (Figura 5). Los minerales hidrotérmicos principales en las muestras del pozo EAC-1 son

cuarzo, calcita, pirita, arcillas (ilita, esmética, caolinita), zeolitas (stilbita) y óxidos de hierro (hematita). Sobre la base de asociaciones minerales hidrotérmicas en este pozo, López-Hernández et al. (2009) han identificado cuatro zonas minerales. Las dos zonas minerales más superficiales (<200 m y 165-780 m de profundidad) se formaron durante la evolución de las Calderas de Tulancingo y Acoculco, y las dos más profundas durante la intrusión de granito y la formación de skarn. Estas zonas son: (1) zona 1 (<200 m de profundidad) de rocas alteradas con ácido que contienen caolinita, pirita y calcita; (2) zona-2 (165-780 m de profundidad) de rocas alteradas argílicas que contienen esmética, ilita, cuarzo y calcita; (3) zona-3 (780-1660 m de profundidad) minerales de alta temperatura en el skarn como wollastonita, granate y diopsida (Lentz, 1998, como se menciona en López-Hernández et al., 2009) y zona 4 (> 1660 m de profundidad), un ensamblaje retrógrado dentro del skarn que consiste en cuarzo, epidota, calcita, clorita, pirita, y sulfuros de cobre (calcopirita, pirrotita e idaita)

5.1.3 Geoquímica

Se llevó a cabo el análisis de las muestras del pozo EAC-1. La composición de óxidos de los elementos mayores analizados de los recortes de rocas a diferentes profundidades del pozo EAC-1 se presenta en la tabla 8.

Tabla 8. Química de las muestras del pozo geotérmico EAC-1 en Acoculco, Puebla.

N° serie	N° de muestra	Química (%)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
1	EAC1-102	68.67	15.55	3.25	0.044	1.29	1.36	0.11	2.1	0.436	0.1
2	EAC1-300	69.42	14.07	2.97	0.123	0.09	0.86	4.56	2.77	0.294	0.03
3	EAC1-602	67.64	15.37	2.64	0.03	0.18	0.51	3.97	6.34	0.327	0.05
4	EAC1-802	48.03	9.04	2.13	0.068	0.58	21.2	2.6	1.03	0.25	0.04
5	EAC1-1500	5.36	1.92	0.34	0.028	1.41	51.81	0.04	0.08	0.036	0.09
6	EAC1-1815	39.86	4.32	1.73	0.081	0.87	29.17	0.64	0.8	0.19	0.05

Las concentraciones de los elementos mayores hasta una profundidad de 602 m muestran gran similitud en el contenido SiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃ (69 %, 15% y 3% respectivamente), a los 802 m de profundidad la concentración de estos elementos disminuye un poco (SiO₂= 48.03%, Al₂O₃= 9.04%,

Fe₂O₃= 2.13%) y la concentración de CaO aumenta de 0.51% a 21.2%, sin embargo a los 1500 m de profundidad, la concentración de SiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃ disminuye considerablemente (5.36%, 1.92% y 0.34%) y el contenido de CaO aumenta hasta 51.81%. Al llegar a los 1815 m de profundidad el contenido de SiO₂, Al₂O₃ y Fe₂O₃ vuelve a aumentar hasta 39.86, 4.32 y 1.73% y el contenido de CaO se reduce a 29.17 %.

5.1.4 Susceptibilidad magnética de rocas y su relación con alteración hidrotermal

En general, los valores de susceptibilidad magnética de una roca son principalmente aportados por minerales magnéticos y otros minerales portadores de Fe. Por lo tanto, la susceptibilidad magnética de una roca es directamente proporcional a la concentración de minerales magnéticos y el contenido de Fe que llevan en él. En el presente estudio, los valores de susceptibilidad magnética son negativos en las muestras de las rocas menores a 300 m de profundidad del pozo (0-300 m, Tabla 7, Fig. 5) y posteriormente los valores son positivos y aumentan gradualmente hasta 800 m de profundidad. Este tipo de tendencia en los valores de susceptibilidad magnética con respecto a la profundidad sugiere que: 1) existe una alteración hidrotérmica intensiva en la parte superior a los 300 m de profundidad (0-300 m) que podría haber resultado en la disolución/alteración de minerales primarios y precipitación de minerales diamagnéticos (por ejemplo, Calcita y cuarzo) a esta profundidad; y (2) la intensidad de la alteración hidrotérmica disminuyó gradualmente hasta los 800 m de profundidad. Estas inferencias sólo son válidas si las variaciones litológicas observadas en el pozo no influyen en los valores de susceptibilidad magnética. Sin embargo, en la mayoría de los sistemas geotérmicos, la mineralogía inicial de las rocas del reservorio no tiene ningún efecto sobre la identidad de los conjuntos de alteración sí las temperaturas de los reservorios son mayores a los 230 °C (Browne, 1978; Cox y Browne, 1978; Martínez-Serrano et al., 1998). En su lugar, la permeabilidad juega un papel importante en la determinación de cuales minerales se forman en la alteración, controlando la cantidad del contacto entre los fluidos circundantes y las rocas del reservorio. La temperatura de fondo de pozo indica una temperatura máxima de 307 °C (López-Hernández et al., 2009), por lo tanto la litología inicial no puede tener efectos significativos en las asociaciones minerales hidrotermales. La zonación observada por la distribución de los valores de susceptibilidad magnética de las rocas del pozo coincide con las inferencias derivadas de otros parámetros de López-Hernández et al. (2009).

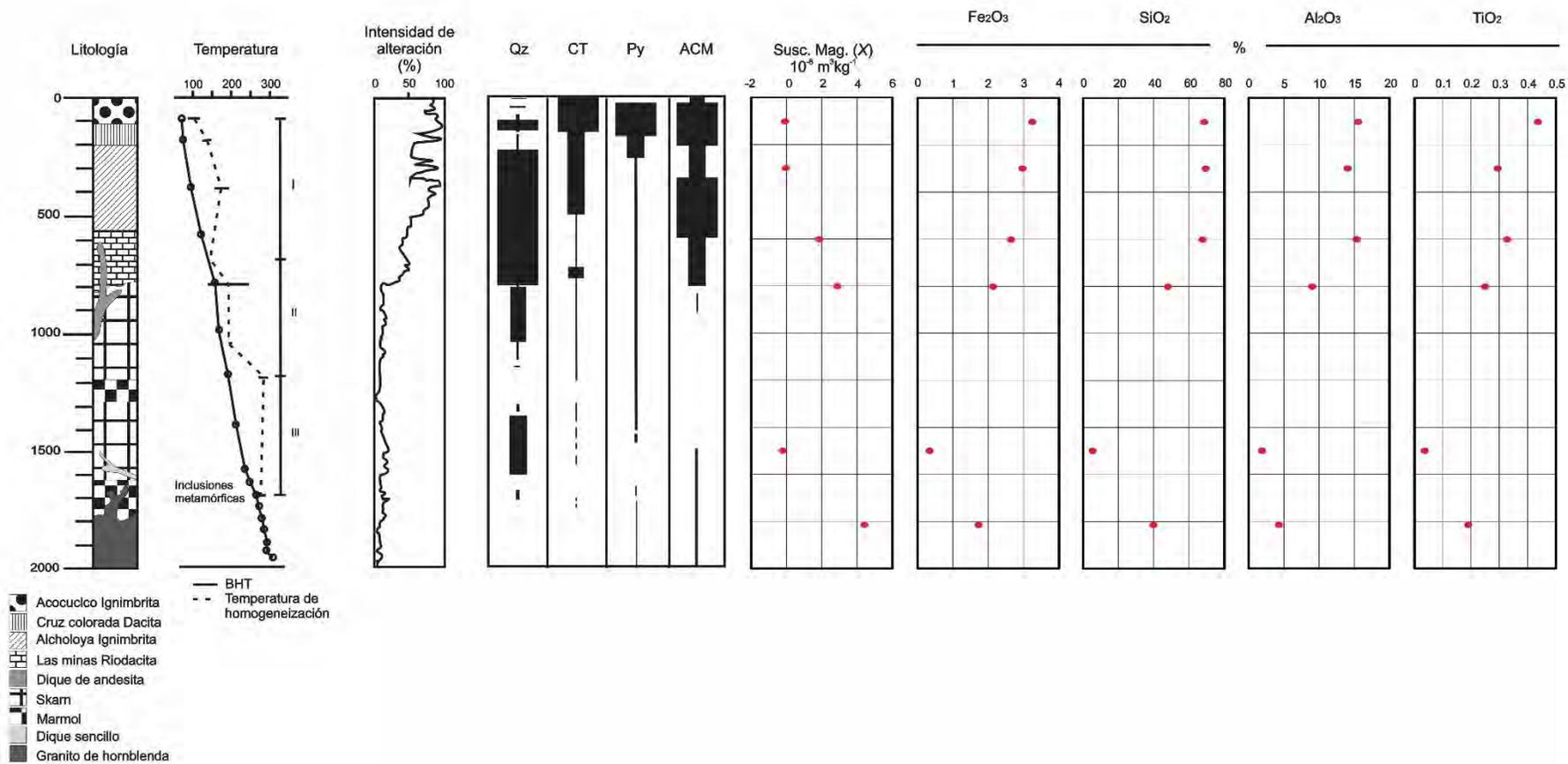


Figura 5. Descripción del pozo geotérmico EAC-1 de Acoculco. La litología, la temperatura, mineralogía e intensidad de alteración fueron tomadas de la figura 3 de López-Hernández et al (2009).

En el presente estudio, los valores de susceptibilidad magnética son negativos en las muestras de las rocas menores a de 300 m de profundidad del pozo (0-300 m, Tabla 7, Fig. 5) y posteriormente los valores son positivos y aumentan gradualmente hasta 800 m de profundidad. Aunque existe un número muy limitado de muestras, la tendencia general de la variación de la susceptibilidad magnética de las muestras de rocas con la profundidad es yuxtaponer a la tendencia de variación de la intensidad de la alteración hidrotermal con la profundidad (excepto un punto de datos; 1500 m). Esta observación coincide con la observación, generalmente creída, que a medida que aumenta la intensidad de la alteración hidrotérmica habrá más disolución/alteración de minerales primarios (incluyendo minerales magnéticos y/o minerales que contienen Fe) y la precipitación/formación de minerales secundarios (generalmente característicos de minerales magnéticos y/o diamagnéticos débiles). López-Hernández et al. (2009) han reportado una alteración hidrotérmica muy intensiva de las rocas, que alcanzó hasta el 100% de alteración de 0-200 m y 350-500 m de profundidad y luego disminuyó gradualmente hasta 800 m de profundidad (alcanzado <10% a 800m de profundidad), esta permaneció igual hasta el fondo de este pozo (Fig. 5, Fig. 3 de López-Hernández et al., 2009). Esto demuestra que existe una disolución/alteración completa de los minerales primarios hasta los 800 m de profundidad y precipitación de minerales diamagnéticos (valores de susceptibilidad magnética negativa o débil) como calcita hidrotérmica, cuarzo, hematita y minerales arcillosos. Las concentraciones de los minerales hidrotérmicos de cuarzo, calcita, pirita, hematita y minerales de arcilla son mayores de los 0-800 m de profundidad en comparación con los > 800 m de profundidad del pozo (Fig. 5). Los minerales de cuarzo y calcita son minerales diamagnéticos y son productos de alteración hidrotermal en el sistema geotérmico de Acoculco. Al interactuar con el azufre, la ilmenita cambio a pirita y rutilo (Fuerza 1991). La ilmenita también puede ser alterada térmicamente a hematita (Brownlee et al., 2010). Siendo paramagnético, la pirita tiene una baja χ_{LF} (1 a $100 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, Hunt et al., 1995) mientras que la hematita es antiferromagnética y tiene una χ_{LF} de sólo 10 a $76 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ (Hunt et al., 1995). De forma similar, los mayores contenidos de pirita y hematita en zonas alteradas de los pozos del campo geotérmico de Los Azufres, México, han sido interpretados como resultado de la alteración hidrotérmica de la ilmenita y resultando en menores valores de susceptibilidad magnética (Pandarinath et al., 2014). La alteración hidrotérmica intensiva (hasta el 100%) y los minerales diamagnéticos, paramagnéticos y arcillosos resultantes en los primeros 800 m del pozo EAC-1 han causado valores de susceptibilidad magnética bajos y negativos. Considerando que después de los 800 m de profundidad del pozo, la alteración

hidrotérmica es muy baja (<10%), la cual no ha afectado las rocas de esta profundidad y ha dado como resultado valores de susceptibilidad magnética comparativamente mayores. Este estudio muestra claramente la importancia y efectividad de los valores de susceptibilidad magnética de las rocas en la identificación de las zonas hidrotermales en las áreas geotérmicas.

6.2 Pozo geotérmico EAC-2

El pozo EAC-2 se localiza en la zona de Los Azufres-El Potero Colorado, a 500 m al NE del pozo EAC-1. Este pozo se perforó con una profundidad de 1900 m, la zona de interés se definió entre los 900 a 1900 m debido a que a partir de los 900 m de profundidad intercepta un cruce de los sistemas estructurales E-W, NW-SE: Chignahuapan y NE-SW.

6.2.1 Litología

La litología del pozo EAC-2 (Fig. 6) consta de (1) Ignimbritas, dacitas y andesitas (de los 2 a los 340 m de profundidad); (2) Calizas (de los 350 a los 450 m de profundidad); (3) hornfelds de calcita-wollastonita-granate y diopsida (450 a los 1580 m de profundidad); y (4) granito de hornblenda intrusionando a las calizas (de los 1580 m de profundidad al fondo del pozo) (Viggiano-Guerra et al., 2011).

6.2.2 Susceptibilidad magnética

Se llevó a cabo el análisis de 21 muestras de recortes de rocas perteneciente al pozo geotérmico EAC-2. Los valores analizados de la susceptibilidad magnética se presentan en la tabla 4.

El análisis de la susceptibilidad magnética, al igual que el pozo EAC-1, mostro un distribución que va en aumento con la profundidad. Los valores de susceptibilidad magnética que se obtuvieron en este pozo tienen un rango de $0.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ a $988 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. La figura 6 muestra la distribución de χ_{LF} . De los 0 a los 1500 m de profundidad los valores de la susceptibilidad magnética son muy bajos ($0.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ a $38 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), sin embargo, a partir de los 1500 m de profundidad la susceptibilidad aumenta considerablemente, los valores oscilan de los $38 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ a $988 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$.

Tabla 9. Susceptibilidad magnética de los pozos del campo geotérmico Acozulco, Puebla.

N° de serie	Profundidad	Susceptibilidad Magnética (χ) ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	
		Baja frecuencia (χ_{LF})	Alta frecuencia (χ_{HF})
1	350	38	33
2	400	4	2
3	450	7	7
4	500	6	6
5	504	17	17
6	618	12	11
7	650	16	15
8	682	16	16
9	808	14	14
10	950	10	8
11	1060	23	21
12	1300	5	4
13	1456	0.2	-1
14	1508	456	451
15	1520	80	83
16	1590	38	37
17	1600	224	223
18	1698	409	397
19	1700	280	274
20	1808	988	981
21	1900	737	731

6.2.3 Mineralogía y petrografía

Viggiano-Guerra et al (2011, Figura 5) reportaron que en el pozo EAC-2 existe un intenso grado de alteración hidrotermal (30% al 100%) que va de los 0 hasta los 1300 m de profundidad. El mayor grado de alteración (100%) se da hasta los 350 m de profundidad. A partir de los 350 m la intensidad de alteración disminuye (40%) hasta los 1300 m de profundidad, después de los 1300 m la intensidad de alteración disminuye considerablemente hasta el 10%. Los minerales hidrotérmicos principales en las muestras de EAC-2, hasta los 1300 m, son pirita y el cuarzo. La calcita aparece a partir de los 200 m de profundidad. El pozo se divide en 2 zonas de alteración, hasta los 200 m se tiene una alteración ácido sulfatada, después de 200 m de profundidad la alteración es de tipo clorurada sódica.

6.2.4 Susceptibilidad magnética de rocas y su relación con la alteración hidrotermal

Los valores de susceptibilidad magnética de los recortes de rocas en este pozo varía entre 0.2 y $988 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ (Tabla 9). Los valores de susceptibilidad magnética son más bajos en las de 0 a 1456 m de profundidad ($0.2\text{-}38 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) y comparativamente más altos en las rocas de mayor profundidad ($>1456 \text{ m}$, $38\text{-}988 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$) del pozo. Este tipo de tendencia en los valores de susceptibilidad magnética con respecto a la profundidad sugiere que: 1) existe una alteración hidrotérmica intensiva de los 0 hasta los 1456 m de profundidad, que podría haber resultado en la disolución/alteración de minerales primarios y precipitación de minerales diamagnéticos (por ejemplo, Calcita y cuarzo) a esta profundidad; y (2) la intensidad de la alteración hidrotérmica disminuyó gradualmente hasta los 1456 m de profundidad.

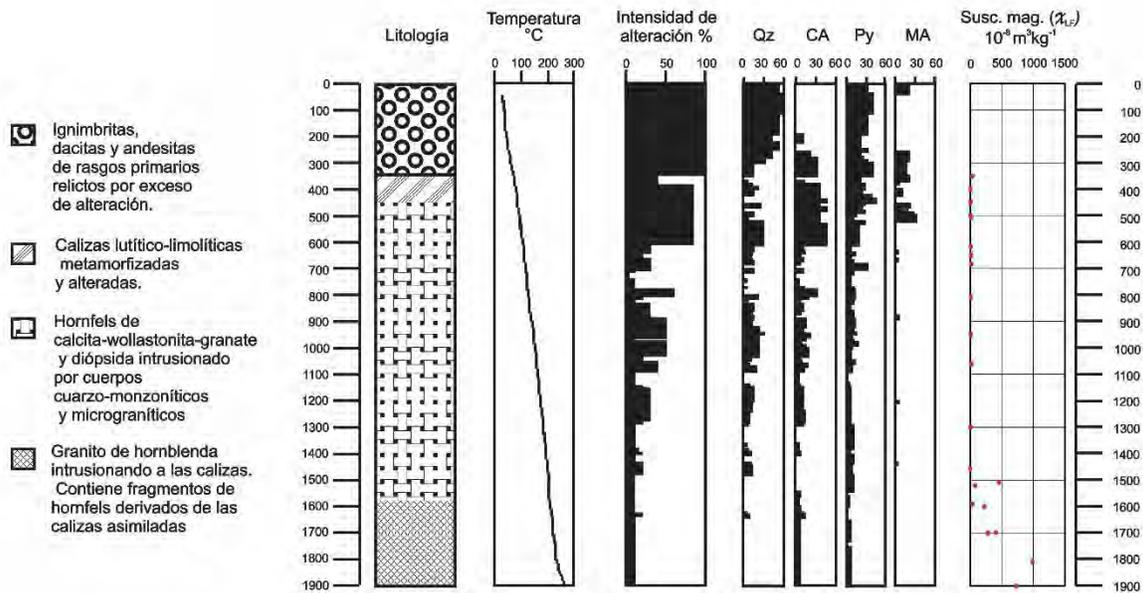


Figura 6. Descripción del pozo geotérmico EAC-2 de Aocolco. La susceptibilidad magnética fue obtenida en este trabajo. La litología, la temperatura, mineralogía e intensidad de alteración fueron tomadas de la figura 5 y tabla 2 de Viggiano-Guerra et al., 2011

La zonación observada por la distribución de los valores de susceptibilidad magnética de las rocas del pozo coinciden con las inferencias derivadas de otros parámetros de Viggiano-Guerra et. (2011). Ellos han reportaron que la intensidad de alteración hidrotermal disminuyó gradualmente. El contenido del mineral cuarzo disminuyó gradualmente desde la superficie hasta los 1456 m de profundidad y a partir de ahí su abundancia desapareció hasta el fondo de este pozo (Fig. 6).

Similarmente, el contenido del mineral pirita disminuyó gradualmente desde la superficie hasta el fondo de este pozo (Fig. 6). La calcita ocurre a partir de los 250 m de profundidad y desde esta profundidad su abundancia disminuyó gradualmente hasta el fondo del pozo. En general, la intensidad de alteración hidrotermal y las concentraciones de los minerales cuarzo, pirita y calcita tienen la misma tendencia (disminución) en sus distribuciones con las profundidades del pozo, excepto la calcita que se presenta a partir de los 250 m de profundidad del pozo (Fig. 4). Ellos han reportado que las rocas de silicatos más someras están fuertemente alteradas a cuarzo, pirita y arcillas de tipo caolinítico hasta una profundidad de 190 m. Esta alteración se debe a fluidos generados por vapores ricos en H₂S mezclados con agua meteórica. A partir de 200 m hace su aparición la calcita, que indica el inicio de la zona bifásica. Después, ellos reportaron la aparición de minerales de alta temperaturas como anhidrita (390 m a 520 m), la wairakita (sólo se detectó a 640, 650 y 990 m de profundidad) y epidota asociada a calcita, cuarzo y pirita aparece de 780 a 1150 m. Así la alteración hidrotermal que está representada por calcita, cuarzo, pirita, epidota cristalina y esporádicamente anhidrita, se ha originado en el microgranito y a través de los planos de falla que son abundantes. De esta manera el hornfels sufrió una incipiente alteración hidrotermal.

Viggiano-Guerra et al. (2011) han reportado que las tendencias de distribución de los contenidos minerales hidrotérmicos de cuarzo, calcita y pirita son, en general, similares a la tendencia de la intensidad de la alteración hidrotérmica en el pozo. Excepto algunas variaciones menores, el contenido de estos minerales hidrotérmicos (producto de la alteración hidrotérmica) han disminuido a medida que la intensidad de la alteración hidrotérmica disminuyó en el pozo. El patrón de distribución de los valores de susceptibilidad magnética de las rocas (este estudio) coincide con los resultados de Viggiano-Guerra et al. (2011). Las profundidades en las que la intensidad de la alteración hidrotérmica y el contenido de minerales hidrotérmicos (cuarzo, calcita y pirita) son mayores, los valores de susceptibilidad magnética son más bajos y viceversa. Esto demuestra que los valores de susceptibilidad magnética de las rocas en este pozo geotérmico pueden ser un parámetro añadido al encontrar la zona de alteración hidrotermal.

Los dos pozos de Acoculco, EAC-1 y EAC-2, se encuentran localizados muy cerca (unos 500 m de distancia; Viggiano-Guerra et al., 2011), las condiciones térmicas también son comparables (BHT de EAC-1 es 307 °C y de EAC-2 es 264 °C; Pulido et al., 2011). Ambos pozos están ubicados en una zona con activa emisión de gases, conocida como Los Azufres. Pero, los dos pozos tienen enorme discrepancia litológica, a pesar de la inexistencia del desplazamiento vertical entre ambos. Estas

observaciones sugieren la necesidad de más estudios relacionados con la litología subsuperficial y las condiciones de la alteración hidrotermal y térmica de ambos pozos.

6.3 Muestras superficiales

Se analizaron 40 muestras superficiales en el área de Los Azufres y Alcaparroza del sistema geotérmico de Acozulco.

6.3.1 Litología

La litología superficial que presenta el campo geotérmico de Acozulco es la siguiente (Figura 7): del Pleistoceno al Plioceno (a) Dacitas con menores riolitas y basaltos; (b) flujos piroclásticos; (c) andesitas basálticas; (d) riolitas. También hay rocas volcánicas del periodo del Holoceno al Pleistoceno, estas se componen de: (a) depósitos aluviales y lacustres y (b) basaltos (Canet et al., 2015a)

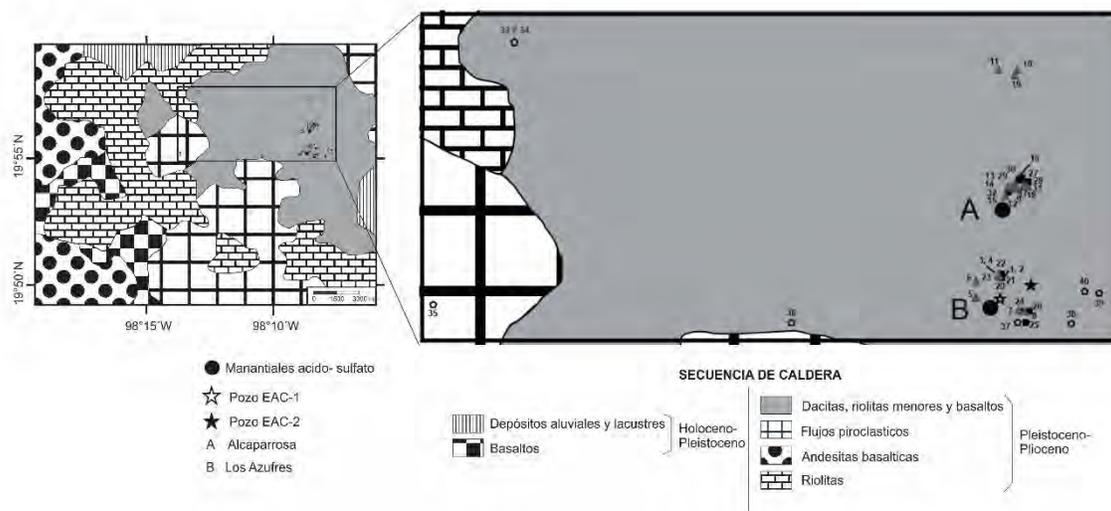


Figura 7. Litología superficial y localización de las muestras superficiales. La litología fue tomada de Canet et al., 2015a.

Como se muestra en la Fig. 7, las muestras recolectadas se localizan en la zona de dacitas con menores riolitas y basaltos, a excepción de la muestra 35 que se encuentra en rocas de flujos

piroclásticos. La información de la localización de las muestras recolectadas se resume en la tabla 10.

Tabla 10. Datos generales de las muestras recolectadas en Acozulco, Puebla.

N° de serie	N° de muestra	Área	Latitud	Longitud	Altitud
1	EAC-RS-01	Los Azufres	19° 55' 27.5''	-98° 08' 34.8''	2840
2	EAC-RS-02	Los Azufres	19° 55' 27.5''	-98° 08' 34.8''	2840
3	EAC-RS-3A	Los Azufres	19° 55' 29.3''	-98° 08' 35.2''	2855
4	EAC-RS-3B	Los Azufres	19° 55' 29.3''	-98° 08' 35.2''	2855
5	EAC-RS-04	Los Azufres	19° 55' 16.7''	-98° 08' 47.8''	2859
6	EAC-RS-05	Los Azufres	19° 55' 24.7''	-98° 08' 47.4''	2846
7	EAC-RS-06	Los Azufres	19° 55' 9.8''	-98° 08' 24.3''	2861
8	EAC-RS-07	Los Azufres	19° 55' 9.3''	-98° 08' 20.9''	2860
9	EAC-RS-08	Alcaparrosa	19° 56' 17.9''	-98° 08' 25.5''	2892
10	EAC-RS-09	Alcaparrosa	19° 57' 19.6''	-98° 08' 25.2''	2855
11	EAC-RS-10	Alcaparrosa	19° 57' 19.6''	-98° 08' 35.5''	2857
12	EAC-RS-11	Alcaparrosa	19° 56' 16.4''	-98° 08' 25.5''	2836
13	EAC-RS-12	Alcaparrosa	19° 56' 17.8''	-98° 08' 27.4''	2848
14	EAC-RS-13	Alcaparrosa	19° 56' 17.4''	-98° 08' 30.5''	2867
15	EAC-RS-14	Alcaparrosa	19° 56' 12.2''	-98° 08' 31.9''	2807
16	EAC-RS-16	Alcaparrosa	19° 56' 19.6''	-98° 08' 26.2''	2876
17	EAC-RS-17	Alcaparrosa	19° 56' 17.5''	-98° 08' 21.3''	2846
18	EAC-RS-18	Alcaparrosa	19° 56' 17.9''	-98° 00' 49.9''	2891
19	EAC-RS-19	Alcaparrosa	19° 57' 16.8''	-98° 08' 26.5''	2846
20	A-1	Los Azufres	19° 55' 27.5''	-98° 08' 35.3''	2850
21	A-2	Los Azufres	19° 55' 27.1''	-98° 08' 35.0''	2853
22	A-3	Los Azufres	19° 55' 29.3''	-98° 08' 35.0''	2853
23	A-4	Los Azufres	19° 55' 27.3''	-98° 08' 34.8''	2853
24	A-5	Los Azufres	19° 55' 09.5''	-98° 08' 24.4''	2872

N° de serie	N° de muestra	Área	Latitud	Longitud	Altitud
25	A-6	Los Azufres	19° 55' 03.2''	-98° 08' 21.5''	2881
26	A-7	Los Azufres	19° 55' 09.4''	-98° 08' 20.4''	2881
27	A-8	Alcaparrosa	19° 56' 17.5''	-98° 08' 20.9''	2753
28	A-9	Alcaparrosa	19° 56' 17.5''	-98° 08' 20.8''	2856
29	A-10	Alcaparrosa	19° 56' 19.4''	-98° 08' 25.3''	2853
30	A-11	Alcaparrosa	19° 56' 19.9''	-98° 08' 24.2''	2853
31	A-12	Alcaparrosa	19° 56' 19.4''	-98° 08' 25.1''	2871
32	A-13	Alcaparrosa	19° 56' 12.8''	-98° 08' 31.6''	2856
33	E-1	Alcaparrosa	19° 57' 34.5''	-98° 12' 56.1''	2763.25
34	E-2	Alcaparrosa	19° 57' 34.5''	-98° 12' 56.1''	2763.25
35	E-3	Alcaparrosa	19° 55' 12.7''	-98° 13' 40.1''	2768.07
36	E-4	Alcaparrosa	19° 55' 03.2''	-98° 10' 27.9''	2854.53
37	E-5	Los Azufres	19° 55' 00.8''	-98° 08' 25.7''	2849
38	E-6	Los Azufres	19° 55' 03.6''	-98° 07' 56.7''	2841
39	E-7	Los Azufres	19° 55' 19.6''	-98° 07' 41.9''	2874
40	E-8	Los Azufres	19° 55' 21.5''	-98° 07' 49.8''	2889

6.3.2 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética se midió en las 40 muestras de las rocas superficiales y los resultados se presentan en la tabla 10. Los valores de susceptibilidad magnética oscilan en un rango de $-0.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$ a $892 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$.

Tabla 11. . Susceptibilidad magnética de las muestras superficiales.

N° de serie	N° de muestra	Susceptibilidad Magnética (χ) ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	
		Baja frecuencia (χ_{LF})	Alta frecuencia (χ_{HF})
1	EAC-RS-01	4	4
2	EAC-RS-02	418	410
3	EAC-RS-3A	4	4
4	EAC-RS-3B	51	47

N° de serie	N° de muestra	Susceptibilidad Magnética (χ) ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	
		Baja frecuencia (χ_{LF})	Alta frecuencia (χ_{HF})
5	EAC-RS-04	4	4
6	EAC-RS-05	2	2
7	EAC-RS-06	37	36
8	EAC-RS-07	4	4
9	EAC-RS-08	0.1	-0.3
10	EAC-RS-09	1	1
11	EAC-RS-10	-0.1	-0.4
12	EAC-RS-11	-0.04	-1
13	EAC-RS-12	0.4	0.3
14	EAC-RS-13	14	9
15	EAC-RS-14	-0.3	-0.5
16	EAC-RS-16	2	2
17	EAC-RS-17	-0.2	-1
18	EAC-RS-18	-0.3	-1
19	EAC-RS-19	0.1	-0.2
20	A-1	14	13
21	A-2	892	886
22	A-3	787	783
23	A-4	8	10
24	A-5	474	472
25	A-6	1	1
26	A-7	1	0.3
27	A-8	-0.4	-1
28	A-9	-0.4	-1
29	A-10	1	1
30	A-11	-0.4	-1
31	A-12	-0.2	-0.5
32	A-13	-0.1	-0.5
33	E-1	53	50
34	E-2	423	420
35	E-3	517	515
36	E-4	830	818
37	E-5	1	1
38	E-6	2	2
39	E-7	729	729
40	E-8	727	726

6.3.3 Mineralogía y petrografía

Se analizaron 32 muestras de rocas superficiales de este pozo para su composición mineralógica, los resultados obtenidos se presentaron en la tabla 12, como se muestra, el mineral

cuarzo es el más abundante en toda la superficie del campo. También hay gran abundancia de minerales arcillosos (Ilita y caolinita) y feldespatos alcalinos (Albita y Sanidina).

Tabla 12. Mineralogía de las muestras recolectadas en Acozulco, Puebla.

N° de serie	N° de muestra	Mineralogía por DRX
1	EAC-RS-01	Cristobalita, Cuarzo, Ilita
2	EAC-RS-02	Cuarzo, Cristobalita, Caolinita-montmorillonita, Albita
3	EAC-RS-3A	Cristobalita, Sanidina-potásico, Caolinita
4	EAC-RS-3B	Cristobalita, Sanidina-potásico, Caolinita
5	EAC-RS-04	Cuarzo, Tridimita
6	EAC-RS-05	Cuarzo, Buddingtonite, Ilita
7	EAC-RS-06	Sanidina-potásico, Caolinita-montmorillonita, Montmorillonita, Magnetita
8	EAC-RS-07	Cuarzo, Montmorillonita
9	EAC-RS-08	Cuarzo, Ilita
10	EAC-RS-09	Cuarzo, Montmorillonita
11	EAC-RS-10	Cuarzo, Buddingtonite
12	EAC-RS-11	Cristobalita, Cuarzo
13	EAC-RS-12	Cuarzo
14	EAC-RS-13	Cuarzo
15	EAC-RS-14	Cuarzo, Greigite, Walthierite
16	EAC-RS-16	Cuarzo, Anhidrita
17	EAC-RS-17	Cuarzo, Anhidrita
18	EAC-RS-18	Cuarzo, Anhidrita
19	EAC-RS-19	Opal, Tridimita, Cuarzo, Caolinita, Magnetita, Greigite
20	A-1	Sanidina potásico; Cuarzo; Cristobalita
21	A-2	Sanidina potásica; Cristobalita; Clinopiroxeno, titanio;
22	A-3	Sanidina potásica; Cristobalita; Clinopiroxeno, titanio; Albita;

N° de serie	N° de muestra	Mineralogía por DRX
23	A-4	Microclina intermedia; Buddingtonite (feldespato de amonio); Cristobalita; Albita; Cuarzo; Sanidina; Clinopiroxeno, titanio;
24	A-5	Sanidina potásica; Microclina; Cristobalita.
25	A-6	Cuarzo
26	A-7	Buddingtonite; Cuarzo
27	A-8	Cuarzo
28	A-9	Cuarzo
29	A-10	Cuarzo
30	A-11	Anatasa, Cuarzo
31	A-12	Buddingtonite (Plagioclasas alterada por las aguas de amonio)
32	A-13	Tridimita-O; cuarzo

6.3.4 Geoquímica

Todas las 40 muestras de rocas superficiales fueron analizadas para su composición de elementos mayores y los resultados obtenidos se presentaron en la tabla 13.

Tabla 13. Química de las muestras superficiales y pozos geotérmicos en Acozulco, Puebla.

N° serie	N° de muestra	Química (%)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
1	EAC-RS-01	82.2	8.16	1.98	0.009	0.1	0.15	0.37	0.5	0.99	0.1
2	EAC-RS-02	76.43	11.18	2.16	0.011	0.12	0.21	0.67	0.73	1.097	0.13
3	EAC-RS-3A	67.21	14.73	4.88	0.018	0.18	0.39	2.48	3.11	0.679	0.09
4	EAC-RS-3B	57.91	20.28	5.48	0.041	0.55	0.49	1.32	1.81	0.845	0.15
5	EAC-RS-04	96.1	0.86	0.31	0.007	0.03	0.13	0.18	0.09	0.679	< 0.01
6	EAC-RS-05	67.92	16.98	2.6	0.004	0.46	0.07	0.02	1.8	1.479	0.02
7	EAC-RS-06	61.93	19.43	2.2	0.009	0.22	1.13	4.36	3.75	1.442	0.14
8	EAC-RS-07	59.05	13.16	7.45	0.012	1.36	0.06	0.05	1.09	1.663	0.12
9	EAC-RS-08	84.64	5.23	0.55	0.007	0.33	0.05	0.05	0.9	1.309	0.03
10	EAC-RS-09	64.94	18.49	1.41	0.013	1.27	0.09	0.04	1.64	2.625	0.06
11	EAC-RS-10	88.11	5.36	0.18	0.003	0.17	0.05	0.01	0.83	1.313	0.03
12	EAC-RS-11	94.31	0.82	0.07	0.003	0.02	0.04	0.07	0.03	2.086	0.13
13	EAC-RS-12	94.71	1.07	0.08	0.005	0.04	0.02	< 0.01	0.15	0.471	0.01
14	EAC-RS-13	97.56	0.41	0.96	0.008	0.01	0.03	0.04	0.04	1.268	< 0.01
15	EAC-RS-14	60.35	13.7	0.32	0.008	0.04	0.06	0.51	3.3	0.628	0.25
16	EAC-RS-16	89.57	0.6	1.52	0.004	0.03	0.04	0.02	0.06	1.822	0.02
17	EAC-RS-17	92.97	0.41	0.04	0.003	0.01	0.02	0.03	0.05	0.763	< 0.01
18	EAC-RS-18	95.52	0.49	0.04	0.003	0.02	0.03	0.02	0.07	0.84	0.02
19	EAC-RS-19	66.49	21.64	0.22	0.002	0.01	0.07	0.08	0.41	0.449	0.32
20	A-1	69.8	14.57	2.92	0.011	0.04	0.44	3.89	4.66	0.592	0.1
21	A-2	65.17	16.92	3.11	0.037	0.22	0.8	4.56	4.33	0.839	0.17
22	A-3	66.05	17.35	3.15	0.042	0.26	1.06	4.78	4.19	0.774	0.2
23	A-4	71.53	15.47	1.83	0.015	0.04	0.68	4.68	4.71	0.509	0.06
24	A-5	62.74	18.49	3.14	0.033	0.21	1.4	4.99	3.95	1.496	0.19
25	A-6	92.4	1.46	1.76	0.016	0.02	0.04	0.08	0.14	1.899	0.07

N° serie	N° de muestra	Química (%)									
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
26	A-7	71.16	13.69	3.04	0.012	0.29	0.04	0.06	2.89	0.169	0.05
27	A-8	95.87	0.49	0.04	0.004	< 0.01	0.03	0.03	0.08	0.712	< 0.01
28	A-9	89.36	3.49	0.07	0.004	0.12	0.03	0.33	0.98	0.849	0.02
29	A-10	73.84	9.33	1.03	0.011	0.63	0.06	0.04	1.72	1.297	0.06
30	A-11	88.26	0.13	0.21	0.004	0.02	0.02	< 0.01	< 0.01	4.03	< 0.01
31	A-12	74.67	12.95	1.56	0.008	0.24	0.06	0.09	1.77	0.629	0.03
32	A-13	88.23	3.02	0.2	0.003	0.01	0.2	0.1	0.42	0.52	0.86
33	E-1	59.66	16.7	5.08	1.005	0.31	1.13	2.02	2.01	1.137	0.15
34	E-2	55.11	20.67	5.04	0.049	0.76	5.88	4.34	1.05	1.787	0.37
35	E-3	46.96	18.12	11.29	0.135	4.99	8.02	3.35	0.86	2.084	0.39
36	E-4	48.31	18.81	11.07	0.154	5.56	8.96	3.63	0.77	1.675	0.26
37	E-5	63.45	19.93	0.94	0.003	0.07	0.17	0.09	0.36	0.655	0.08
38	E-6	64.23	16.72	2.59	0.008	0.06	0.21	1.19	3.95	0.803	0.06
39	E-7	65.9	16.3	4.06	0.068	0.39	1.16	4.6	4.18	0.645	0.12
40	E-8	64.7	17.13	4.72	0.067	0.55	1.72	4.91	4.04	0.746	0.21

6.3.5 Susceptibilidad magnética y su relación con la alteración hidrotermal

En el mapa geológico de diversos artículos de investigación, las muestras superficiales recolectadas en el área de estudio actual (Los Azufres, Alcaparrosa y los dos pozos perforados) se localizan en: (1) Dacitas de Cruz Colorado y basaltos de Cuautelolulco, López-Hernández et al. 2009; (2) tobas de flujo de ceniza-lapilli, brechas y dacitas menores, (Canet, 2015a); y (3) dacitas, riolitas menores y basaltos, (Canet et al., 2010, 2015a y 2015b). Por lo tanto, las muestras de rocas estudiadas se consideran del tipo de la roca mayor que es "dacitas" y debido a esto se ha considerado que no hay control litológico significativo en los valores de susceptibilidad magnética (fig. 7).

Los valores de susceptibilidad magnética de las muestras superficiales se encuentran en un rango de $-0.4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$ a $892 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$. A partir de los valores obtenidos de susceptibilidad magnética, se realizó un mapa de contornos con el software Surfer, en el cual se visualizó la distribución de las mediciones de las muestras de rocas superficiales, a partir de una interpolación con el método de Krigging. En el mapa se presenta una escala de colores que va del amarillo al gris. Con el amarillo se visualizan las zonas con rocas que tienen valores altos de susceptibilidad magnética, mientras que con el gris se visualizan las zonas con menores valores de susceptibilidad (fig. 8).

A partir de esta diferenciación, las muestras se dividieron en dos grupos: a) Zona 1: muestras con mayor alteración hidrotermal (5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 37 y 38), el rango de los valores de χ_{LF} en esta zona va de $-4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$ a $2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$; y b) Zona 2: muestras con menor alteración hidrotermal (1, 2, 3, 4, 20, 21, 22, 23, 33, 34, 36,

39 y 40), con un rango de χ_{LF} que va de $4 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$ a $892 \times 10^{-8} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$. La muestra 35 no se incluyó debido a que se encuentra en una litología diferente (flujos piroclásticos) a las demás.

Según el supuesto de que los valores de la susceptibilidad magnética de rocas alteradas serán mucho más bajos comparados con los de las rocas volcánicas originales o frescas, las zonas que se encuentran en un color gris serán las que tienen una mayor alteración hidrotermal en comparación con las zonas que se encuentran en amarillo, las cuales tendrán menor alteración hidrotermal.

Se identificaron 3 focos de valores con menor susceptibilidad magnética, localizados a una longitud aproximada de -98.14° y una latitud de 19.91° (foco 1), 19.94° (foco 2) y 19.957° (foco 3) respectivamente. Los focos 2 y 3 crean una zona con un área mayor a la del foco 1, así mismo se puede observar mayor alteración en la zona del foco 2 y 3. Al comparar el mapa de contornos con el mapa de Acozulco, esta zona coincide con la zona de Alcaparrosa (foco 2 y 3) y los Azufres (foco 1), así mismo la ubicación de los pozos se llevó a cabo muy cerca de esta zona, lo que contribuye a la teoría.

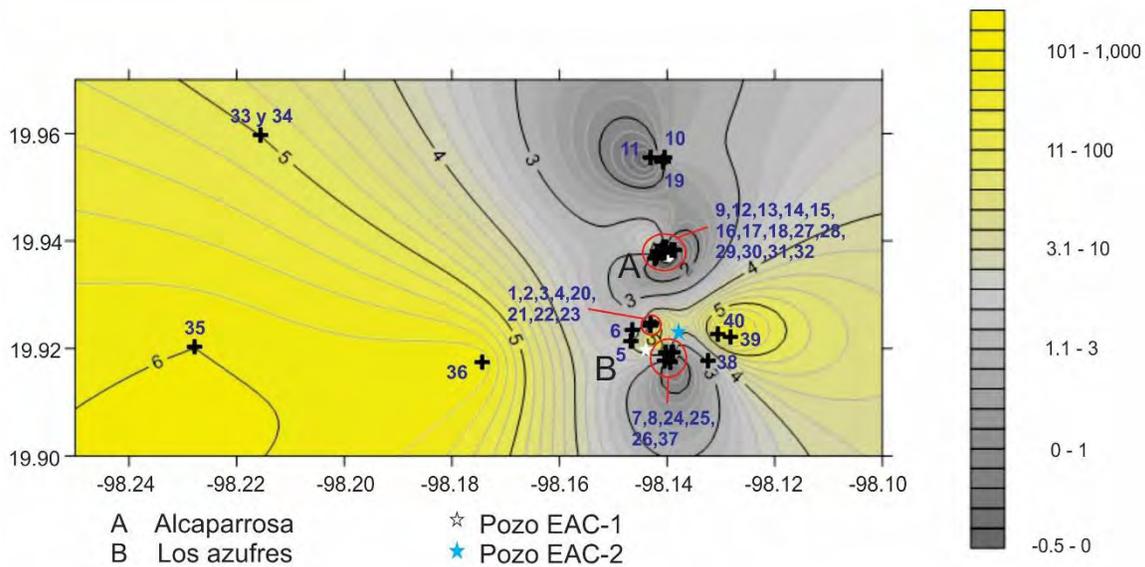


Figura 8. Mapa de contornos en base a las mediciones de susceptibilidad magnética (HF) de las muestras superficiales.

Para evaluar si existen diferencias estadísticamente significativas entre ambas zonas, se utilizó la prueba T de Student y la prueba de F. En estas se compararon los resultados obtenidos de la susceptibilidad magnética y la química de los elementos mayores del conjunto de muestras de la

zona 1 contra el conjunto de muestras de la zona 2. Como se muestra en la tabla 14, el grupo 3 y 4 muestra los parámetros en los que se encontraron diferencias estadísticamente significativas entre los dos grupos.

Tabla 14. Prueba de *t* de Student y prueba de *F* para las muestras superficiales del campo geotérmico Acoculco. Comparación entre muestras alteradas (*n*=26) y menos alteradas (*n*=13).

Parámetros	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4
Susceptibilidad magnética				X
SiO ₂			X	
Al ₂ O ₃				X
Fe ₂ O ₃				X
MnO		X		
MgO		X		
CaO				X
Na ₂ O			X	
K ₂ O			X	
TiO ₂		X		
P ₂ O ₅		X		

Grupo 1: No se encontraron diferencias estadísticamente significativas en las medias y varianzas; Grupo 2: Se encontraron diferencias estadísticamente significativas solo en las varianzas; Grupo 3: Se encontraron diferencias estadísticamente significativas solo en las medias; Grupo 4: Se encontraron diferencias estadísticamente significativas en varianzas y medias.

Las pruebas mostraron diferencias estadísticamente significativas en los valores de susceptibilidad magnética y en las concentraciones de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, CaO, Na₂O y K₂O entre la zona 1 y la zona 2.

Con el análisis mineralógico de las muestras superficiales (Tabla 12) se observó lo siguiente: La mayoría de las muestras que se localizan en la zona 1 (mas alterado) contienen el mineral cuarzo, algunos polimorfos de cuarzo (tridimita y cristobalita), y cuarzo amorfo (opal). También se pudo observar gran contenido de minerales arcillosos (ilita, montmorillonita, caolinita) y en menor cantidad se encontró buddingtonite y greigite. Los minerales que se observan en la mayoría de las muestras de la zona 2 (menos alterado) son: polimorfos de cuarzo (cristobalita), sanidina-potásica, cuarzo, albita, clinopiroxeno.

A partir de los resultados obtenidos con el análisis de la química (prueba de *t* y de *F*) y con el análisis mineralógico se concluye que la zona 1 tiene una intensa alteración hidrotermal en la que se da la formación de una gran cantidad de minerales de cuarzo (proceso de silicificación), así como

de minerales aluminosilicatos, este tipo de minerales se caracterizan por ser diamagnéticos o por tener bajos valores de susceptibilidad magnética.

Dentro de la zona 1 se ha observado, en relación con la susceptibilidad magnética, una correlación positiva con el MnO (0.82), CaO (0.81), Na₂O (0.78), K₂O (0.45), lo que sugiere que los valores de susceptibilidad magnética son influenciados por minerales portadores de Ca y Na como la montmorillonita o anhidrita. A su vez el sílice tiene una relación negativa con los óxidos Al₂O₃ (-0.95), Fe₂O₃ (-0.60), MnO (-0.40), MgO (-0.51), CaO (-0.42), Na₂O (-0.43), K₂O (-0.76) por lo tanto mientras que los minerales de cuarzo aparecen, las concentraciones de los minerales magnéticos (Magnetita) y otros minerales que contribuyen a los valores de susceptibilidad magnética (minerales portadores de hierro) como la illita disminuyen (tabla 15).

Según López- Hernández y colaboradores (2009), en la zona de Alcaparrosa y Los Azufres existen amplias áreas de alteración argílica, lo que indica la presencia de estos minerales (montmorillonita, Anhidrita, Caolinita y minerales arcillosos). Estos minerales tienen reportados bajos valores de susceptibilidad magnética caolinita ($\chi = -2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$, Nabel, 1996), montmorillonita ($\chi = -5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$, Nabel, 1996, $13-14 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{kg}^{-1}$, Hunt et al., 1995), esméctica o arcillas amorfas.

Tabla 15. Coeficiente de correlación de muestras superficiales alteradas de SGA (n=26)

	χ_{LF}	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
χ_{LF}	1.00										
SiO ₂	-0.27	1.00									
Al ₂ O ₃	0.28	-0.95	1.00								
Fe ₂ O ₃	0.25	-0.60	0.46	1.00							
MnO	0.82	-0.40	0.35	0.51	1.00						
MgO	0.00	-0.51	0.41	0.66	0.32	1.00					
CaO	0.81	-0.42	0.45	0.28	0.66	0.00	1.00				
Na ₂ O	0.78	-0.43	0.44	0.28	0.65	-0.03	0.98	1.00			
K ₂ O	0.45	-0.76	0.70	0.44	0.56	0.22	0.62	0.68	1.00		
TiO ₂	0.07	0.04	-0.14	0.11	0.15	0.29	0.05	0.04	-0.13	1.00	
P ₂ O ₅	0.10	-0.17	0.15	-0.05	-0.01	-0.09	0.19	0.12	0.08	-0.21	1.00

Nota: Las correlaciones que se encuentran en negrita y cursiva son significativas a nivel de confianza de 0,05

En la zona 2 (tabla 16), las concentraciones del Fe₂O₃ y NaO son relativamente más altas que en la zona 1, sin embargo, la susceptibilidad magnética solo tiene correlación positiva con el Na₂O

($r=0.55$, $P=0.01\%$), lo que indica la susceptibilidad se ve influenciada por la presencia de feldespatos plagioclasas (albita).

Tabla 16. Coeficiente de correlación de muestras superficiales menos alteradas del SGA (n=13).

	χ_{LF}	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
χ_{LF}	1.00										
SiO_2	-0.36	1.00									
Al_2O_3	0.35	-0.90	1.00								
Fe_2O_3	0.32	-0.86	0.57	1.00							
MnO	-0.17	-0.30	0.14	0.23	1.00						
MgO	0.41	-0.66	0.35	0.90	0.05	1.00					
CaO	0.43	-0.76	0.52	0.83	0.05	0.88	1.00				
Na_2O	0.55	-0.35	0.54	0.09	-0.17	0.10	0.28	1.00			
K_2O	0.15	0.13	0.15	-0.36	-0.17	-0.39	-0.41	0.72	1.00		
TiO_2	0.24	-0.57	0.31	0.60	0.22	0.62	0.82	-0.15	-0.77	1.00	
P_2O_5	0.52	-0.69	0.63	0.53	0.04	0.46	0.77	0.32	-0.36	0.81	1.00

La zona 1 muestra valores más bajos de susceptibilidad magnética en comparación con la zona 2, lo que sugiere que la zona A muestra una alteración hidrotermal intensiva. Esta zona representa a Los Azufres y Alcaparroza. Esta interpretación es soportada por las siguientes observaciones: 1) En Acoculco, solamente la zona de Alcaparroza y Los azufres muestra manifestaciones superficiales (manantiales de baja temperatura, burbujeantes y ácido-sulfatados) (Polak et al , 1982, Quinto et al., 1995, como se describe en Canet et al., 2015b); 2) en el trabajo de campo realizado en los manantiales de Alcaparroza y la laguna de Los Azufres se observaron gran contenido de burbujas de gas; 3) el área de Alcaparroza mostro más olor a sulfuro. La presencia de sulfuro también fue reportado por Canet et al., 2015B. Esto indica una alteración hidrotermal muy intensa en estos 2 lugares.

Este estudio indica que la susceptibilidad magnética de rocas superficiales puede ser utilizada como un indicador de zonas de alteración hidrotermal.

Conclusiones

La susceptibilidad magnética de los recortes de rocas volcánicas en un pozo geotérmico del sistema geotérmico Los Humeros, así como de 2 pozos y rocas superficiales del sistema geotérmico Acoculco, son estudiados para entender la relación entre la susceptibilidad magnética con la alteración hidrotermal, concentración de minerales hidrotermales y las condiciones del reservorio. Basado en los resultados de este estudio, se pueden hacer las siguientes conclusiones:

- (1) Los valores de susceptibilidad magnética aumentan con el contenido de minerales magnéticos y portadores de hierro en las rocas.
- (2) Los valores muy bajos de susceptibilidad magnética y el contenido de minerales hidrotermales, en las profundidades menores de los pozos geotérmicos H-38 de Los Humeros (0-1000 m) y el pozo EAC-1 (0-350 m) y EAC-2 (0- 1400 m) de Acoculco indican un fuerte proceso de silicificación y precipitación de minerales diamagnéticos. Esta observación es soportada por la tendencia en los pozos de la intensidad de alteración hidrotermal y la concentración de los óxidos de los elementos mayores.
- (3) Los minerales magnéticos y portadores de hierro disminuyen con el aumento de la intensidad de alteración hidrotermal.
- (4) Los valores de la susceptibilidad magnética son inversamente proporcionales al aumento en la intensidad de alteración hidrotermal en los pozos de los sistemas geotérmicos Los Humeros y Acoculco.
- (5) El área de estudio de Acoculco se puede dividir en dos zonas, con base en la distribución de los valores de susceptibilidad magnética de las rocas superficiales: zona-1 intensivamente alterado (bajos valores de susceptibilidad); zona-2 relativamente no alterado (mayor valores de susceptibilidad). Esta observación es soportado por la abundancia de manifestaciones superficiales (manantiales, burbujas de gases, olor a sulfuro) solo en la zona-1.
- (6) La susceptibilidad magnética de rocas, un parámetro fácil de medir, sensible, fiable, más económica y una técnica no destructiva, se podría aplicar para la identificación de zonas de alteración hidrotermal en áreas geotérmicas.

BIBLIOGRAFIA

- Aragón-Aguilar, A., Izquierdo-Montalvo, G., López-Blanco, S. and Arellano-Gómez, V. (2016). *Analysis of heterogeneous characteristics in a geothermal area with low permeability and high temperature. Geoscience Frontiers, In Press.*
- Arellano, V., García, A., Barragán, R., Izquierdo, G., Aragón, A. and Nieva, D. (2003). *An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 124(1-2), pp.67-88.*
- Barnes, H. (1997). *Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 1st ed. New York: Wiley, pp.303-313.*
- Bevington, P. and Robinson, D. (2010). *Data reduction and error analysis for the physical sciences. 3rd ed. Boston: McGraw-Hill, pp.197-201.*
- Browne, P.R.L., (1978). *Hydrothermal alteration in active geothermalfields. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 6, 229–250.*
- Browne, P.R.L., (1984) *Lectures on Geothermal Geology and Petrology: National Energy Authority of Iceland & United Nations University—Geothermal Training Programme, Iceland, 93 p*
- Canet, C., Arana, L., González-Partida, E., Pi, T., Prol-Ledesma, R., Franco, S., Villanueva-Estrada, R., Camprubí, A., Ramírez-Silva, G. and López-Hernández, A. (2010). *A statistics-based method for the short-wave infrared spectral analysis of altered rocks: An example from the Acoculco Caldera, Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt. Journal of Geochemical Exploration, 105(1-2), pp.1-10.*
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R., Alfonso, P., González-Partida, E. and Salinas, S. (2015a). *Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. Geothermics, 53, pp.154-165.*
- Canet, C., Trillaud, F., Prol-Ledesma, R., González-Hernández, G., Peláez, B., Hernández-Cruz, B. and Sánchez-Córdova, M. (2015B). *Thermal history of the Acoculco geothermal system, eastern Mexico: Insights from numerical modeling and radiocarbon dating. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol 305, pp.56-62.*
- Chaparro, M.A.E., 2006. *Estudio de Parámetros Magnéticos de Distintos Ambientes Relativamente Contaminados en Argentina y Antártida. MONOGRAFÍAS, Ed. Geofísica UNAM, Monografía No. 7, 107 pp.*
- Clark, D. (2014). *Magnetic effects of hydrothermal alteration in porphyry copper and iron-oxide copper–gold systems: A review. Tectonophysics, 624-625, pp.46-65.*

- Cox, M.E., Browne, P., 1998. Hydrothermal alteration mineralogy as an indicator of hydrology at the Ngawha geothermal field, New Zealand. *Geothermics* 27, 259–270.
- Dearing, J. (1999). *Environmental Magnetic Susceptibility-Using the Bartington MS2 System*. [online] Manual del equipo Bartington MS2 System. Available at: http://gmw.com/magnetic_properties/pdf/Om0409%20J_Dearing_Handbook_iss7.pdf. ISBN 0 9523409 0 9.
- Egley R., 2004. Characterization of individual rock magnetic components by analysis of remanence curves. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 851-867.
- Evans, M. and Heller, F. (2003). *Environmental magnetism*. 1st ed. Amsterdam: Academic Press, pp.7-29.
- García-López, C.G., Pandarinath, K., and Santoyo, E., 2014. Solute and gas geothermometry of geothermal wells: a geochemometrics study for evaluating the effectiveness of geothermometers to predict deep reservoir temperatures. *International Geology Review*, 56(16), 2015-2049.
- GIGSA, 2000. *Estudio de resistividad con transitorios electromagnéticos en la zona geotérmica de Acoculco, Pue. CFE, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Informe Técnico DEX-AC-023/00, 65 pp.*Inédito
- González Arias, A. (2001). *¿Qué es el magnetismo?*. 1st ed. Salamanca: Universidad de Salamanca, p.119.
- Gonzalez-Partida E.; Barragan R. R. M.; Nieva G. D., (1993): *Análisis geoquímico-isotópico de las especies carbónicas del fluido geotérmico de los Humeros, Puebla, México*. *Geofísica Internacional* 32(2): 299-309
- Gutierrez-Negrin, L. C. A., Izquierdo-Montalvo, G. (2010) *Review and Update of the Main Features of the Los Humeros Geothermal Field, Mexico*. *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*.
- Gutierrez-Negrin, L. C. A., (2015) *Mexican geothermal plays*. In: *Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*. 19-25 Abril 2015 paper 11078, p 9.
- Hunt, C., Moskowitz, B. and Banerjee, S. (1995). *Magnetic properties of rocks and minerals*. AGU Reference Shelf, pp.189-204.
- Klein, C. and Hurlbut, C. (1996). *Manual de mineralogía. Basado en la obra de J.D.Dana (v1)*. 1st ed. España: Editorial Reverte Colombiana S.A, pp.368.

- Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., Heslop, D., 2001. Quantification of magnetic coercivity components by the analysis of acquisition curves of isothermal remanent magnetization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 189 (3–4), 269–276.
- Lermo, J., Antayhua, Y., Bernal, I., Venegas, S. y Arredondo, J., (2009). Monitoreo sísmico en la zona geotérmica de Acoculco, Pue., México. *Geotermia*, Vol 22 N°1, pp. 40-58.
- Lindsley, D. H., Andreasen, G. E., & Balsley, J. R. (1966). *Magnetic Properties of Rocks and Minerals*. En *Handbook of Physical Constants* (págs. 543-552).
- López-Hernández, A., García-Estrada, G., Aguirre-Díaz, G., González-Partida, E., Palma-Guzmán, H. and Quijano-León, J. (2009). Hydrothermal activity in the Tulancingo–Acoculco Caldera Complex, central Mexico: Exploratory studies. *Geothermics*, 38(3), pp.279-293.
- Logachev, A. and Zajarov, V. (1978). *Exploración magnética*. 1st ed. España: Reverte, pp.23-64.
- Lorenzo Pulido, C., Flores Armenta, M. and Ramírez Silva, G. (2011). Caracterización de un yacimiento de roca seca caliente en la zona geotérmica de Acoculco, Pue. Vol 24, *Comisión Federal de Electricidad, México*, pp. 59-69.
- Martínez-Serrano, R. (2002). Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. *Geothermics*, 31(5), pp.579-612.
- Nabel, P. (1996). Aspectos ambientales registrados en suelos de la región pampeana, identificados por sus parámetros magnéticos. *Asociación geológica Argentina*, 51(2), pp.147-155.
- Nicholson, K., 1993, *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*: New York, USA, Springer-Verlag, p. 263.
- Olivia-Urcia, B., Kontny, A., Vahle, C., Scheicher, A. M. (2011). Modification of the magnetic mineralogy in basalts due to fluid-rock interactions in a high-temperature geothermal system (Krafla, Iceland). *Geophysical Journal International*, Vol 186, pp. 155-174
- Pandarinath, K., Shankar, R., Torres-Alvarado, I. and Warriar, A. (2014). Magnetic susceptibility of volcanic rocks in geothermal areas: application potential in geothermal exploration studies for identification of rocks and zones of hydrothermal alteration. *Arabian Journal of Geosciences*, 7(7), pp.2851-2860.
- Peiffer, L., Bernard-Romero, R., Mazot, A., Taran, Y., Guevara, M. and Santoyo, E. (2014). Fluid geochemistry and soil gas fluxes (CO₂–CH₄–H₂S) at a promissory Hot Dry Rock Geothermal System: The Acoculco caldera, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 284, pp.122-137.

- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. 1st ed. Dordrecht: Springer Netherlands.
- Prol-Ledesma, R. (1998). Pre- and post-exploitation variations in hydrothermal activity in Los Humeros geothermal field, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 83(3-4), pp.313-333.
- Prol-Ledesma, R. and Browne, P. (1989). Hydrothermal alteration and fluid inclusion geothermometry of los humeros geothermal field, Mexico. *Geothermics*, 18(5-6), pp.677-690.
- Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A. and Bouhlassa, S. (2006). Evaluacion de la degradación de suelos mediante susceptibilidad magnética en un valle del rif oriental. In: *Geomorfología y territorio: actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Santiago de Compostela: Universidad de Santiago, pp.257-266.
- Tapia, J., Townley, B., Córdova, L., Poblete, F. and Arriagada, C. (2016). Hydrothermal alteration and its effects on the magnetic properties of Los Pelambres, a large multistage porphyry copper deposit. *Journal of Applied Geophysics*, 132, pp.125-136.
- Thompson R, Oldfield F (1986) *Environmental magnetism*. Allen & Unwin, London, 227p
- Thompson, R. and Oldfield, F. (2012). *Environmental Magnetism*. 1st ed. Dordrecht: Springer, pp.3-6, 21-28.
- Verma, S., P., (2001) *Geochemical Evidence for a Lithospheric Source for Magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt*, *International Geology Review*, 43:1, pp. 31-51
- Verma, S., P., (2005) *Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría)*. Universidad Autonoma de México, México, D.F.,pp. 186.
- Viggiano-Guerra, J. C., Flores Armenta, M. F., Ramirez Silva, G. R. (2011). Evolución del sistema geotérmico de Acoculco, Pue., México: un estudio con base en estudios petrográficos del pozo EAC-2 y en otras consideraciones. Vol. 24, *Comisión Federal de Electricidad, Mexico*. pp. 14-24.