



**UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN  
NICOLÁS DE HIDALGO**



INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA  
TIERRA

Maestría en Geociencias y Planificación Del Territorio

## **TESIS**

**ESTUDIO DE GEOLOGÍA ESTRUCTURAL, MINERALÓGICO Y DE LITOFACIES DE  
LOS DEPÓSITOS HIDROTERMALES DE SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ E IXTLÁN DE  
LOS HERVORES, MICHOACÁN: ENFOCADO A LA EXPLORACIÓN GEOTÉRMICA**

Que para obtener el grado de:

**Maestro en Ciencias**

Con especialidad en:

**Geociencias y Planificación del Territorio**

PRESENTA:

**Emmanuel Olvera García**

Director de Tesis: Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy

Co-director de tesis: Dr. Mikhail Ostroomov

Morelia Michoacán, febrero 2017

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero agradecer:

Primeramente al Dr. Víctor Hugo Garduño Monroy por apoyarme en todos los sentidos para la realización de este trabajo de tesis, por estar dispuesto a prestar atención cuando he tenido dudas, por su generosidad y por todas sus cualidades que muchos conocemos.

A todos los integrantes del proyecto 17 del Cemie-Geo, los cuales me apoyaron en la realización de este trabajo.

A los profesores-administrativos de la Maestría en Geociencias y Planificación del Territorio por su apoyo en la realización de los trámites asociados a la maestría.

A los profesores Mikhail Ostrooumov, Ángel Figueroa Soto, Andrea Brogi y Domenico Liotta por sus contribuciones al desarrollo de este trabajo.

A CONACyT por la beca de maestría otorgada, con la cual este trabajo ha tenido una culminación exitosa.

Al Cemie-Geo por la infraestructura y los recursos económicos aportados para la realización de este trabajo.

A mi familia que de muchas formas me han apoyado para la culminación de la tesis.

## **DEDICATORIA**

**A mis padres y hermanos....**

## ÍNDICE DE CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS .....	vi
RESUMEN.....	ix
ABSTRACT .....	x
<b>1. INTRODUCCIÓN .....</b>	<b>1</b>
1.1 OBJETIVOS.....	2
1.1.1 Objetivo general.....	2
1.1.2 Objetivos particulares.....	2
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	2
1.3 ESTADO DEL ARTE.....	3
<b>2. ÁREAS DE ESTUDIO.....</b>	<b>6</b>
2.1 UBICACIÓN DE LAS ÁREAS DE ESTUDIO .....	6
2.1.1 San Agustín del Maíz .....	6
2.1.2 Ixtlán de los Hervores .....	6
2.2 MARCO TECTÓNICO.....	7
2.2.1 Marco tectónico regional.....	7
2.2.2 Estratigrafía del Sector Central del CVTM.....	9
2.2.3 Evolución de esfuerzos del Sector Central del CVTM.....	10
2.3 GEOLOGÍA DEL ÁREA .....	11
2.3.1 San Agustín del Maíz .....	11
2.3.2 Ixtlán de los Hervores .....	12
<b>3. MARCO CONCEPTUAL.....</b>	<b>14</b>
3.1 ENERGÍA GEOTÉRMICA .....	14
3.1.1 Energía geotérmica usada a lo largo de los años.....	15
3.1.2 Uso de la energía geotérmica.....	16
3.1.3 Aspectos ambientales.....	17
3.1.4 La geotermia en México.....	18
3.2 CONTROL ESTRUCTURAL SOBRE EL FLUJO DE FLUIDOS GEOTÉRMICOS .....	20
3.3 ESCENARIOS ESTRUCTURALES FAVORABLES PARA LOS SISTEMAS GEOTÉRMICOS .....	22
3.3.1 Intersecciones de falla .....	24
3.3.2 Terminaciones de falla.....	25
3.3.3 <i>Step overs y relay ramps</i> .....	27

3.3.4 Traza de la falla .....	27
3.4 DEPÓSITOS HIDROTERMALES ( <i>HOT SPRING DEPOSITS</i> ).....	28
3.5 ERUPCIONES HIDROTERMALES .....	31
3.5.1 Cráteres y profundidades focales de erupciones.....	33
3.5.2 Depósitos de brecha .....	33
3.5.3 Mecanismos físicos de las erupciones hidrotermales.....	34
3.5.4 Predicción y prevención.....	35
3.6 TÉCNICAS MINERALÓGICAS (UTILIZADAS) .....	35
3.6.1 Difracción de Rayos X en la investigación de minerales .....	36
3.6.2 Espectroscopia Infrarroja (EIR).....	39
<b>4. METODOLOGÍA.....</b>	<b>43</b>
4.1 METODOLOGÍA DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL .....	43
4.2 METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS MORFOLÓGICO, DE LITOFACIES Y MINERALÓGICO DEL SÍNTER .....	47
4.2.2 Detalles experimentales de los análisis mineralógicos .....	48
<b>5. RESULTADOS .....</b>	<b>50</b>
5.1 SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ.....	50
5.1.1 Geología Estructural .....	52
5.1.2 Morfología y litofacies del sínter.....	61
5.1.3 Mineralogía .....	70
5.2 IXTLÁN DE LOS HERVORES .....	75
5.2.1 Geología estructural .....	77
5.2.2 Morfología y litofacies del sínter.....	85
<b>6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS .....</b>	<b>92</b>
6.1 SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ.....	92
6.1.1 Geología Estructural .....	92
6.1.2 Manifestaciones y depósitos hidrotermales .....	94
6.1.3 Mineralogía .....	96
6.2 IXTLÁN DE LOS HERVORES .....	97
6.2.1 Geología Estructural .....	97
6.2.2 Manifestaciones y depósitos hidrotermales .....	98
<b>7. CONCLUSIONES .....</b>	<b>99</b>
<b>8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>101</b>

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Mapa de ubicación de las zonas de estudio .....	6
Figura 2. Ubicación del CVTM (gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas (Gómez-Tuena <i>et al.</i> , 2005) .....	7
Figura 3. Principales provincias magmáticas de México, desde el cretácico tardío hasta el holoceno (Ferrari <i>et al.</i> , 2012).....	8
Figura 4. Mapa geológico de la parte sur de Lago de Cuitzeo (Pasquaré <i>et al.</i> , 1991) .....	12
Figura 5. Contexto geológico de Ixtlán de los hervores (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2007) .....	13
Figura 6. Imagen que representa algunas de las principales anomalías geotérmicas (en $mWm^{-2}$ ) en el mundo (sitio de internet de la Universidad de Granada) .....	14
Figura 7. Fotografía de Prince Piero Ginori Conti quien inicio la generación de energía eléctrica con el vapor geotérmico en 1904 en Italia .....	16
Figura 8. Esquema que muestra los usos directos que se le da a la energía geotérmica en base a su temperatura (González-Partida, 2016).....	17
Figura 9. Emisión de CO <sub>2</sub> en relación a la fuente de energía primaria en g/kWh (González-Partida, 2016) .....	18
Figura 10. Localización y producción de los principales campos geotérmicos en explotación en México (González-Partida, 2016) .....	20
Figura 11. Esquema que muestra como algunos sistemas de fallas son afectado por determinado campo de esfuerzos y otras no lo son en una misma zona (sitio de internet de <i>Temple University</i> ).....	21
Figura 12. Esquema que muestra como es mantenida la permeabilidad secundaria a través del tiempo (sitio de internet de <i>Temple University</i> ) .....	22
Figura 13. Ejemplos de escenarios estructurales favorables para sistemas geotérmicos (Faulds <i>et al.</i> , 2011) .....	24
Figura 14. Campo de esfuerzos en dos fallas (lineamientos observados) debido a un esfuerzo principal dispuesto de manera horizontal (Backers y Moeck, 2015) .....	26
Figura 15. Depósitos de sínter de sílice .....	29
Figura 16. Esquema que resume las edades de los lagos (amarillos), y las edades de los eventos sísmicos históricos y los eventos determinados por paleosismología (rosa y morado) en la parte norte del <i>Dixie Valley</i> (Lutz <i>et al.</i> , 2002) .....	31
Figura 17. Esquema del desarrollo y el curso de una erupción hidrotermal (Browne y Lawless, 2001) .....	32
Figura 18. Pequeña erupción hidrotermal .....	33
Figura 19. Relaciones presión- profundidad en un sistema hidrotermal (Browne y Lawless, 2001).....	35

Figura 20. Difractómetro de rayos X Bruker D8 Advance (sitio de internet de la Universidad de Cataluña).....	37
Figura 21. Mortero de Ágata .....	37
Figura 22. Difractograma de una muestra de ópalo morado de Gevrekseydi, Turquía (Hatipoğlu, <i>et al.</i> , 2015).....	39
Figura 23. Trabajo de campo enfocado a la recopilación de datos de geología estructural .....	44
Figura 24. Cálculo de los tensores de esfuerzo con el software Win_Tensor de un par de fallas de la comunidad de Ixtlán.....	45
Figura 25. Cartografía de la distribución de las MH .....	46
Figura 26. Serie de fotografías donde se observa que los manantiales termales tienen una forma elipsoidal.....	47
Figura 27. Obtención de núcleos de sínter.....	48
Figura 28. Difractómetro <i>Siemens</i> XRD 5000, en el cual se realizaron los análisis de DRX de las muestras de sínter.....	49
Figura 29. Se pueden observar las MH que ocurren en la comunidad de SAM.....	51
Figura 30. Fotografía tomada inmediatamente al sur del campo geotérmico de SAM donde se puede observar el basculamiento hacia el Sur de las unidades rocosas.....	52
Figura 31. a) Modelo Digital de Elevación de la zona de SAM donde se pueden observar los volcanes y las fallas; b) polígonos que forman los volcanes que aparecen en la imagen a) .....	53
Figura 32. Mapas de geología estructural sobre modelos de sombras; a) mapa de geología estructural regional de SAM.....	54
Figura 33. Modelo de pendientes donde se observa la ubicación de las estaciones estructurales y los atributos medidos en los planos de falla en campo .....	55
Figura 34. Mapa de distribución de las MH.....	56
Figura 35. Mapa de la distribución de los depósitos de sínter.....	57
Figura 36. Interpolación de los valores de temperatura medidos en las MH por el método <i>Kriging</i> .....	58
Figura 37. Interpolación de los valores de temperaturas en la zona donde existe mayor densidad de datos en SAM.....	58
Figura 38. Zona con flujo hidrotermal en SAM .....	59
Figura 39. Dirección del eje principal de los elipsoides que se forman en la mayoría de las MH .....	60
Figura 40. Mapa de geología estructural a escala de las MH.....	61
Figura 41. Depósitos de sínter en SAM .....	62
Figura 42. Fotografías que muestran los sínter en forma de pilas.....	63
Figura 43. Esquema que muestra tres de las pilas que existen en la zona y son afectadas por estructuras .....	64

Figura 44. Fotografías que muestran los montículos que se forman a partir de un manantial central.....	64
Figura 45. Fotografías que muestran depósitos de sínter en los costados de fracturas ....	65
Figura 46. Fotografías que muestran depósitos de sínter en forma de terrazas.....	66
Figura 47. Fotografías que muestran brechas de sínter con fragmentos de cerámicas prehispánicas y líticos.....	67
Figura 48. Columna estratigráfica que presenta el nivel de brecha con contenido de cerámica prehispánica y carbones .....	68
Figura 49. Sínter vítreo que se encuentra levantado y en forma semicircular .....	69
Figura 50. Columna estratigráfica levantada en el depósito de geiserita mostrado en la fig. 49 .....	70
Figura 51. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra sínter E6.....	71
Figura 52. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Sínter Pila 1.....	72
Figura 53. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Sínter con Carbón .....	73
Figura 54. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Sínter Terraza 1 .....	74
Figura 55. Espectro infrarrojo de la muestra de sínter E6 .....	75
Figura 56. Mapas donde se observa la localidad de Ixtlán y las MH cartografiadas en esta localidad.....	76
Figura 57. a) Modelo Digital de Elevación de la zona de Ixtlán; b) en esta imagen se remarcan los límites de los volcanes que aparecen en la imagen a) .....	78
Figura 58. Mapas de geología estructural sobre un modelo de sombras.....	79
Figura 59. Modelo de pendientes donde se observa la ubicación de las estaciones estructurales y los atributos medidos en los planos de falla en campo .....	80
Figura 60. Distribución de las MH en Ixtlán.....	81
Figura 61. Distribución de los depósitos de sínter, en azul en el centro se encuentran las albercas del balneario de Ixtlán.....	82
Figura 62. Interpolación de los valores de temperatura obtenidos de las MH.....	83
Figura 63. Esquema donde se muestran tres imágenes de la zona de Ixtlán en diferentes escalas para comparar las direcciones de lineamientos .....	84
Figura 64. Mapa de geología estructural a escala de las MH.....	85
Figura 65. Depósitos de sínter en Ixtlán.....	86
Figura 66. Depósitos en forma de terrazas .....	87
Figura 67. Imágenes de montículos de sínter .....	88
Figura 68. Serie de fotografías donde se observan las brechas de sínter .....	89
Figura 69. Sínter en acumulación a un costado de MH.....	90
Figura 70. Columnas de una zona de Ixtlán donde se observan dos niveles de sínter con facie de geiserita separados por un depósito lacustre .....	91

## RESUMEN

Los estudios de geología estructural son imprescindibles en la exploración geotérmica ya que los sistemas geotérmicos volcánicos son controlados por la permeabilidad secundaria (fallas y fracturas), además de que estos estudios nos ayudan a caracterizar zonas con mayor deformación mediante la identificación de escenarios estructurales favorables, estas son zonas de alta deformación, por lo tanto ellas son objetivos atractivos para la perforación de los pozos de producción. Así mismo, los fluidos y depósitos hidrotermales son controlados por las fallas y las fracturas, por lo tanto un análisis de su distribución, morfología y litofacies de los depósitos, ayudan a entender la geometría de las estructuras que controlan el ascenso de fluidos, asimismo, la edad de los depósitos hidrotermales puede coincidir con la edad del fallamiento. Un depósito hidrotermal muy interesante y común en zonas con un basamento volcánico es el sínter de sílice, este depósito está formado por  $\text{SiO}_2$  y  $\text{H}_2\text{O}$  con distintos grados de ordenamiento estructural, el sínter originalmente se deposita como ópalo-A (totalmente amorfo) el cual evoluciona a ópalo-C y CT, y eventualmente a cuarzo, es decir, tiene un ordenamiento progresivo con el paso del tiempo.

En las comunidades de San Agustín del Maíz e Ixtlán de los Hervores se encuentran manifestaciones hidrotermales con depósitos de sínter asociados, las cuales son motivo de este estudio, los depósitos de sínter de estas zonas presentan diferentes morfologías como es el caso de montículos, terrazas, pilas y depósitos de fracturas, también presentan distintas litofacies las cuales varían según la temperatura y la tasa de deposición, así como de la distancia del depósito respecto de la fuente de agua; las facies encontradas varían de sínter totalmente puro compuesto solamente por ópalo, a sínter contaminado por otros constituyentes agregados en superficie como pueden ser arcillas y zeolitas. La mineralogía de los depósitos de sínter se mostró conformada por ópalo C y CT como principales constituyentes, y como únicos constituyentes para el sínter puro, además con contenido de arcillas y zeolitas así como fases comunes como cuarzo, para los depósitos contaminados. Los escenarios estructurales en los que se encuentran las zonas de estudio son intersección de fallas y *step over*, lo cual es importante porque son zonas que mantienen la permeabilidad con el paso del tiempo. Por la mineralogía de los depósitos de sínter se interpreta que la edad de estos es inferior de 10 ka por lo tanto la actividad del fallamiento que los canalizó es reciente y por ende la falla sería potencialmente activa. Otro riesgo en las zonas de estudio podría ser las erupciones hidrotermales. La temperatura en el subsuelo en ambas zonas es  $>175$  °C la cual es suficiente para usarla para la generación de electricidad, o en usos directos.

Palabras clave: sínter, ópalo, geología estructural, San Agustín del Maíz, Ixtlán.

## ABSTRACT

The studies of structural geology are essential in the geothermal exploration because volcanic geothermal systems are controlled by secondary permeability (faults and fractures), besides that these studies help us to characterize areas with greater deformation through the identification of favorable structural settings, these are zones of high deformation, therefore they are attractive targets for drilling production wells. Likewise, the hydrothermal fluids and deposits are controlled by faults and fractures, therefore an analysis of their distribution, morphology and lithofacies of the deposits, help to understand the geometry of structures that control the rise of fluids, also, the age of hydrothermal deposits may coincide with the age of failure. A very interesting hydrothermal deposit common in areas with a volcanic basement is the silice sinter, this deposit is formed by  $\text{SiO}_2$  n  $\text{H}_2\text{O}$  with different degrees of structural ordering, the sinter is originally deposited as opal-A (totally amorphous) which evolves to opal-C and CT, and eventually to quartz, hence has a progressive ordering with pass of the time.

In the communities of San Agustín del Maíz and Ixtlán de los Hervores are hydrothermal manifestations with associated sinter deposits, which are the reason for this study, these sinter deposits have different morphologies such as mounds, terraces, dams and deposits on the side of fractures, also they present different lithofacies that vary according to the temperature and the rate of deposition, as well as of the distance of the deposit with respect to the source of water; the facies found vary from pure sinter composed only of opal, to sinter contaminated by other constituents added on the surface such as clays and zeolites. The mineralogy of the deposits is made up of opal-C and CT as main constituents, and as only constituents for the pure sinter, in addition, with content of clays and zeolites as well as common phases like the quartz, for contaminated deposits. The structural setting in which the study zones are located is intersection of faults and step over, which is important because they are zones that maintain the permeability with the pass of time, as they are areas where tectonic efforts are concentrated. By the mineralogy of the sinter deposits is interpreted that the age of these deposits is less than 10 ka therefore the activity of the failure that channeled them is recent and therefore the fault could be potentially active. Another risk in the study areas could be hydrothermal eruptions. The temperature underground in both zones is  $> 175^\circ \text{C}$ , which is enough to use it in generation of electricity, or in direct uses.

Key words: sinter, opal, structural geology, San Agustín del Maíz, Ixtlán.

## I. INTRODUCCIÓN

La energía geotérmica posee múltiples ventajas y oportunidades, sobre otras energías renovables, la más importante es que su utilización no está ligada a la intermitencia de ciclos naturales o condiciones climáticas, por lo que su utilización es continua y completamente confiable. La producción de energía geotérmica es un proceso limpio, sin gases de efecto invernadero o residuos radioactivos, por lo que con un adecuado manejo su huella ambiental es prácticamente nula (CRE, 2011).

México ocupa el sexto lugar a nivel mundial en capacidad geotérmica instalada, con sus cuatro campos geotérmicos principales que se encuentran en operación comercial los cuales son Cerro prieto, Los Azufres, Los Humeros y Tres vírgenes (Flores-Armenta *et al.*, 2014). Aunque México se encuentra en las primeras posiciones en capacidad instalada aún existe un gran potencial geotérmico el cual presenta oportunidades de ser explotado, ideal para enfrentar los retos climáticos, impulsar la diversificación de fuentes primarias de energía y fomentar el desarrollo sustentable de nuestro país (CRE, 2011).

Si se tiene interés en el desarrollo de la energía geotérmica es necesario seguir una serie de pasos como son reconocimiento, exploración y explotación. La etapa de exploración de los campos geotérmicos se hace en la superficie y en el subsuelo usando métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos (IGA, 2014).

En este estudio se trabajó en la exploración de los campos geotérmicos de San Agustín del Maíz (SAM) e Ixtlán de los Hervores en Michoacán con enfoque en la geología estructural, la actividad tectónica y estratigrafía de los depósitos hidrotermales así como en la mineralogía de estos depósitos. El control estructural sobre el sistema geotérmico es importante ya que de esta forma podemos conocer la posible ubicación del reservorio geotérmico y los conductos que alimentan dichos reservorios. Para conocer el control estructural en las áreas de estudio se estudió la distribución de las manifestaciones hidrotermales y de los depósitos de estas, se realizó cartografía estructural regional para identificar las fallas más importantes y también levantamiento en campo de la geometría de las fallas geológicas que se encuentran presentes en la zona, tomando en cuenta sus indicadores cinemáticos y de esta forma poder determinar el posible efecto de estas en el flujo de fluidos. En cuanto a los estudios de tectónica se hace investigación sobre los eventos sísmicos registrados instrumentalmente en la zona para determinar el posible campo de esfuerzos y posteriormente con el levantamiento de la geometría de las fallas ver el efecto que dicho campo de esfuerzos tiene sobre las fallas presentes. Por último se realizó el levantamiento de columnas estratigráficas en los depósitos hidrotermales para saber la evolución de los reservorios y reconocer discordancias. Los análisis mineralógicos de los depósitos hidrotermales, se utilizan para la caracterización de dichos depósitos y de esta manera determinar de manera general el tipo de roca que conforma el reservorio y las temperaturas que en este se tienen.

En la zonas geotérmicas de SAM e Ixtlán pueden identificarse manifestaciones hidrotermales (MH) con un intervalo de temperatura que va de 32 a 93 °C, conformadas

por manantiales termales, manantiales hirvientes, emisiones de gas, volcanes de lodo y cráteres de explosiones hidrotermales, también se encuentran depósitos de sínter de sílice con diferentes morfologías y litofacies así como brechas de sínter. Todas estas MH en las zonas de estudio están siendo claramente controladas por las estructuras principales que se encuentran en cada área. La energía geotérmica de estas zonas solo ha sido aprovechada para fines recreativos, encontrando parques acuáticos con albercas termales, algunos aprovechando el flujo de agua hidrotermal que llega a la superficie y otros con perforaciones de hasta 205 m.

## **OBJETIVOS**

### **Objetivo general**

Determinar el escenario estructural, la actividad tectónica y la asociación mineralógica hidrotermal que se tiene en los campos geotérmicos de San Agustín del Maíz e Ixtlán de los Hervores, Michoacán, la potencialidad sísmica local, la evolución espacial del reservorio geotérmico y el estado actual del mismo, en base a cartografía y análisis mineralógico.

### **Objetivos particulares**

- Cartografiar la distribución de las manifestaciones hidrotermales y los depósitos de sínter.
- Establecer la posible temperatura del yacimiento en profundidad mediante la identificación de minerales indicadores de temperaturas.
- Determinar los campos de esfuerzos que afectan y han afectado los sistemas geotérmicos, mediante el levantamiento estructural y análisis de mecanismos focales.
- Determinar la potencialidad sísmica mediante la localización de fallas activas.
- Establecer la posible fuente de calor de las manifestaciones hidrotermales considerando el escenario estructural y las edades del vulcanismo más reciente.
- En caso de viabilidad de explotación; determinar la zona de perforación para explotación del recurso geotérmico.

## **PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA**

La necesidad actual de fuentes de energías limpias y sustentables convierte a la energía geotérmica en México, en fuente interesante debido al gran potencial que en el país se tiene. Los campos geotérmicos de alta entalpia se utilizan principalmente en la generación de energía eléctrica y los de mediana y baja entalpia se pueden usar directamente como zonas recreativas, en secado de frutas, en invernaderos, en la industria, entre otras aplicaciones. En el estado de Michoacán existen campos geotérmicos de mediana y baja entalpia que pueden ser explotados promoviendo el desarrollo económico local. Para poder desarrollar estos campos geotérmico es necesaria la evaluación de su potencial

mediante un estudio sistemático y multidisciplinario sobre el cual se formulará un modelo conceptual y se establecen los alcances y limitaciones del campo. En este sentido este trabajo aporta el escenario estructural, la evolución del reservorio geotérmico y el estado actual del mismo al modelo conceptual de dichos campos geotérmicos.

## **ESTADO DEL ARTE**

Los proyectos geotérmicos son investigaciones de gran riesgo financiero durante las primeras etapas de exploración y desarrollo, el principal componente de riesgo de un proyecto geotérmico es la incertidumbre asociada con el recurso natural que no puede ser observado o caracterizado claramente (IGA, 2014). El riesgo de perforar un pozo que no sea productivo en la etapa de exploración puede impedir seguir con la misma (Faulds *et al.*, 2011). Una revisión de datos de 2600 pozos perforados alrededor del mundo encontró que la tasa de “éxito” para el primer pozo perforado en un reservorio nuevo fue de alrededor del 50 %. El promedio de éxito aumentó a 59 % en los primeros 5 pozos, a 74 % durante el desarrollo del campo, y 83 % para pozos perforados en campos en operación. Esta tasa tan baja de éxito se debe a que muchos proyectos geotérmicos fueron desarrollados de una forma no sistemática, sin seguir lineamientos y con una exploración rudimentaria. El propósito de la fase de exploración es obtener datos geocientíficos para minimizar las incertidumbres relacionadas a los parámetros del reservorio (temperatura, profundidad, extensión, permeabilidad, etc.) antes de la perforación. La exploración se hace en la superficie y en el subsuelo usando métodos geológicos, geoquímicos y geofísicos, y con los datos obtenidos se obtiene una representación esquemática del entendimiento del sistema geotérmico, consistente con los datos y la información. Esta representación se conoce como modelo conceptual el cual se enriquece a medida que se obtienen más datos (IGA, 2014). En un campo con potencial geotérmico explotable permanece el riesgo de la inversión al perforar los pozos de explotación (Faulds *et al.*, 2011), riesgo que se reduce en proporción al conocimiento que se va obteniendo del yacimiento geotérmico mediante estudios geológicos, estructurales y geofísicos.

El estudio de geología estructural es parte integrante de la etapa de exploración, ya que es bien conocido el control estructural sobre los fluidos hidrotermales (Martel, 1996; Faulkner *et al.*, 2010), por lo que se realizan numerosos estudios sobre el control estructural del vulcanismo y de los sistemas geotérmicos (Spinks, 2005; Muraoka *et al.*, 2010; Faulds *et al.*, 2011; Faulds *et al.*, 2012) con el fin de conocer el potencial geotérmico de los campos. Sin embargo, aun sabiendo que las fallas controlan los fluidos, es todavía un debate saber cuál parte de la falla es la más favorable para realizar una perforación, cuando se llega a la etapa de explotación. Aunque existen evidencias que indican que el centro de la falla no es el mejor escenario para una alta actividad geotérmica (Faulds, 2013).

Se sabe que las MH aparecen cuando los fluidos se filtran a la superficie a lo largo de fallas y fracturas o a través de unidades de roca permeable. Los manantiales termales son las más visibles manifestaciones de un sistema hidrotermal que transfiere calor a la superficie (White, 1973 en Wohletz y Heiken, 1992). Algunos de estos manantiales sobreyacen

directamente sistemas geotermales y por lo tanto pueden ser usados para localizar sitios de perforación para la explotación. No obstante, algunos manantiales termales pueden ser también la descarga en la superficie de un reservorio hidrotermal alejado muchos kilómetros; estas plumas hidrotermales tienen un espesor finito y pueden estar sobreyaciendo reservorios de agua fríos (Wohletz y Heiken, 1992), lo cual sería un problema si se usaran estos manantiales para realizar una perforación para la explotación del recurso, en este sentido es importante saber cuál es la posible fuente de calor y de esta forma determinar si la zona de MH es un flujo vertical o lateral de fluidos geotérmicos, ya que si es flujo lateral y estructuralmente controlado la fuente de calor estaría alejada y no sería viable la explotación.

También se sabe que la permeabilidad en un campo geotérmico disminuye con el tiempo debido a que los fluidos hidrotermales tienden a sellar los conductos por la precipitación de minerales (Brogi *et al.*, 2012 y referencias en este). Por este motivo la actividad tectónica es fundamental para garantizar la apertura de las fracturas y su relativa permeabilidad en las masas rocosas, la cual es indispensable para promover la conexión hidráulica del reservorio en el subsuelo (Brogi *et al.*, 2014) por lo cual una zona con MH y con depósitos sínter de sílice o travertino de diferentes edades representa una zona de reciente y recurrente actividad tectónica. En sistemas geotérmicos, se ha observado que los sismos activan o reactivan abruptamente manifestaciones hidrotermales (Brogi and Capezzuoli, 2014 y referencias en este, también por experiencia propia con el sismo del “viernes Santo” del 2014 que activo una manifestación hidrotermal en Celaya, Guanajuato) los cuales provocan depósitos de sínter. Por lo tanto los depósitos de sínter y las manifestaciones hidrotermales son encontrados cerca de fallas activas y potencialmente de riesgo (Brogi *et al.*, 2012). Por lo tanto, la relación entre el depósito de sínter/travertino y el fallamiento sugieren que la edad del depósito puede indicar la edad del fallamiento (Hancock *et al.* 1999; Brogi *et al.*, 2012).

Los depósitos de sínter y travertino pueden proveer información muy útil en la geometría (y a menudo cinemática) de la falla principal y sus estructuras menores relacionadas (Brogi *et al.*, 2012) así como la migración de los fluidos en el tiempo. Por lo cual la integración de datos estructurales, estratigráficos y morfológicos, así como mineralógicos es crucial para el entendimiento de la edad de las estructuras frágiles y su desempeño en el flujo de fluidos en un sistema hidrotermal (Brogi *et al.*, 2012) así como el riesgo sísmico potencial que estas representan a las localidades aledañas. Depósitos de sínter de sílice son comunes en muchas áreas volcánicas de manifestaciones hidrotermales de alta temperatura. Los depósitos en montículo o terrazas son asociados con manifestaciones termales hirvientes y son excelentes indicadores de la presencia de un reservorio hidrotermal con temperaturas  $>175$  °C (Fournier y Rowe, 1966). Los depósitos de sínter se forman típicamente en terrenos volcánicos (continentales) donde el magmatismo calienta el agua que circula a través de la corteza superficial y surge en la superficie como fluidos geotermales cargados en sílice, el cual precipita y se desarrolla alrededor de la MH. Donde las MH fluyen a partir de sitios puntuales, los depósitos de sínter son parecidos a conos y en forma de montículos. Si la salida de agua es a través de una línea de manifestaciones, se formarían terrazas casi planas (Wohletz y Heiken, 1992). Las terrazas tienen encima

dispersos conos de sínter y crestas; las crestas marcan la localización de las manifestaciones y están comúnmente asociadas a fisuras que rompen la superficie del terreno.

La zona de estudio se encuentra inmersa en el sector central del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) afectado por el gran Sistema de Fallas Chapala-Tula y el Sistema de Fallas Morelia-Acambay el cual consiste en una serie de fallas de dirección E-W y NE-SO que cortan la parte central del CVTM (Garduño-Monroy *et al.*, 2009) y que ha presentado actividad reciente como es el caso del sismo de Acambay en 1912 (Suter *et al.*, 1995). El CVTM es un arco volcánico de dirección OSO-ESE que cruza la parte central de México, el cual es activo con una firma geoquímica principalmente calco-alkalina y que presenta un alto flujo de calor ( $>80 \text{ m Wm}^{-2}$  Prol, 1991; Blackwell y Steele, 1992 en Suter *et al.*, 1995).

## 2. ÁREAS DE ESTUDIO

### UBICACIÓN DE LA ÁREAS DE ESTUDIO

#### San Agustín del Maíz

San Agustín del Maíz (SAM) es una localidad que pertenece al municipio de Copándaro de Galeana, en el estado de Michoacán (Fig. 1), ubicado en la parte centro-sur del Lago de Cuitzeo. Se encuentra a 22 km aproximadamente al norte de la Ciudad de Morelia en las coordenadas geográficas 19°54'1" latitud norte y 101° 9'44" longitud oeste a aproximadamente 1840 msnm.

#### Ixtlán de los Hervores

Ixtlán de los Hervores está ubicado en la parte noroeste del Estado de Michoacán, cerca del límite con Jalisco (Fig. 1), es la cabecera municipal del municipio de Ixtlán. Se encuentra a aproximadamente 134 km al noroeste de la Ciudad de Morelia y a 30 km al norte-noroeste de la ciudad de Zamora, en las coordenadas geográficas 20°10'7" latitud norte y 102°23'38" longitud oeste a una altura de aproximadamente 1530 msnm.

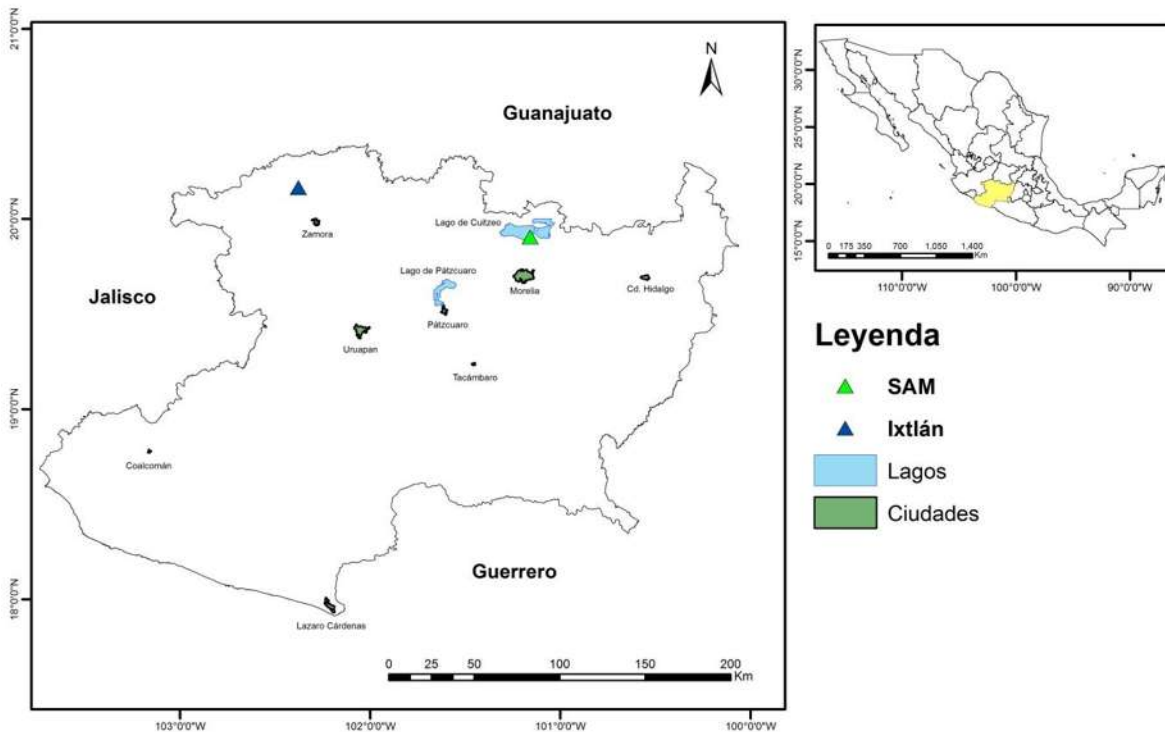


Figura 1. Mapa de ubicación de las zonas de estudio, donde también se puede observar algunas de las principales ciudades y lagos del Estado de Michoacán.

## MARCO TECTÓNICO

### Marco tectónico regional

El CVTM es un arco volcánico Neógeno-Cuaternario que atraviesa la parte central de México de Oeste a Este, por una distancia de más de 1 000 km (Fig. 2). Este arco sobreyace de una manera oblicua las estructuras orogénicas del dominio de la Sierra Madre Occidental (SMO) y Sierra Madre del Sur, así como de la Sierra Madre Oriental. El CVTM y la SMO constituyen el producto de una continua actividad volcánica calco-alkalina (principalmente), la cual ha tomado lugar en México como resultado de la convergencia tectónica en el margen Pacífico de Norteamérica (Pasquaré *et al.*, 1991).

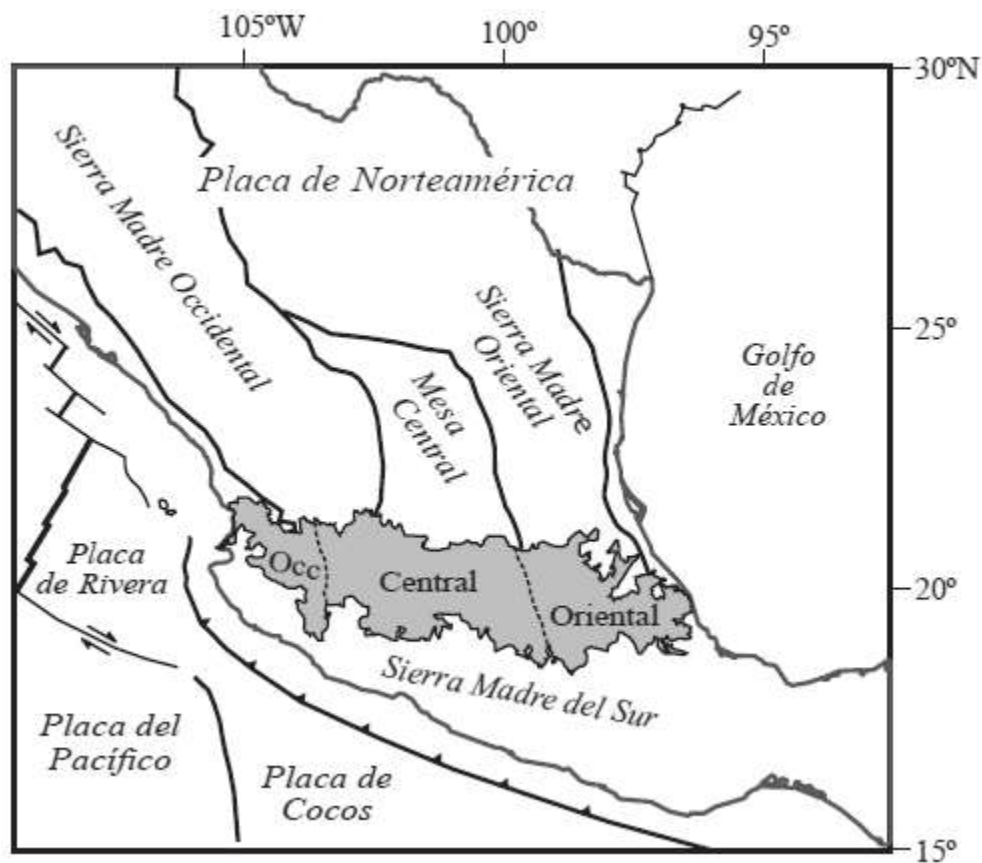


Figura 2. Ubicación del CVTM (gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas. Se distinguen los tres sectores del CVTM (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

El CVTM es el arco volcánico más grande de Norteamérica, ocupando un área de 160 000 km<sup>2</sup> entre las coordenadas 18°30' y 21°30' N en la parte central de México. Este cinturón volcánico se ha formado sobre provincias magmáticas del Cretácico y del Cenozoico (Fig. 3), y sobre un basamento heterogéneo formado por Terrenos Tectonoestratigráficos de diferentes edades y litologías. En el marco geodinámico, el CVTM se ha estado formando

en la parte sur de la placa de Norteamérica, donde bajo esta placa subduce la micro-placa de Rivera y la parte norte de la placa de Cocos (Ferrari *et al.*, 2012). La terminación oeste de este cinturón se encuentra cerca del sur del rift del Golfo de California, el cual comenzó la expansión de fondo oceánico hace 3.6 Ma (Lonsdale, 1991). Mientras en la parte este, el cinturón termina en la cuenca del Golfo de México, la cual se produjo en el Jurásico por la expansión del fondo oceánico y la rotación antihoraria del bloque de Yucatán en el post-arco (Pindell *et al.*, 2006; Stern and Dickinson, 2010 en Ferrari *et al.*, 2012).

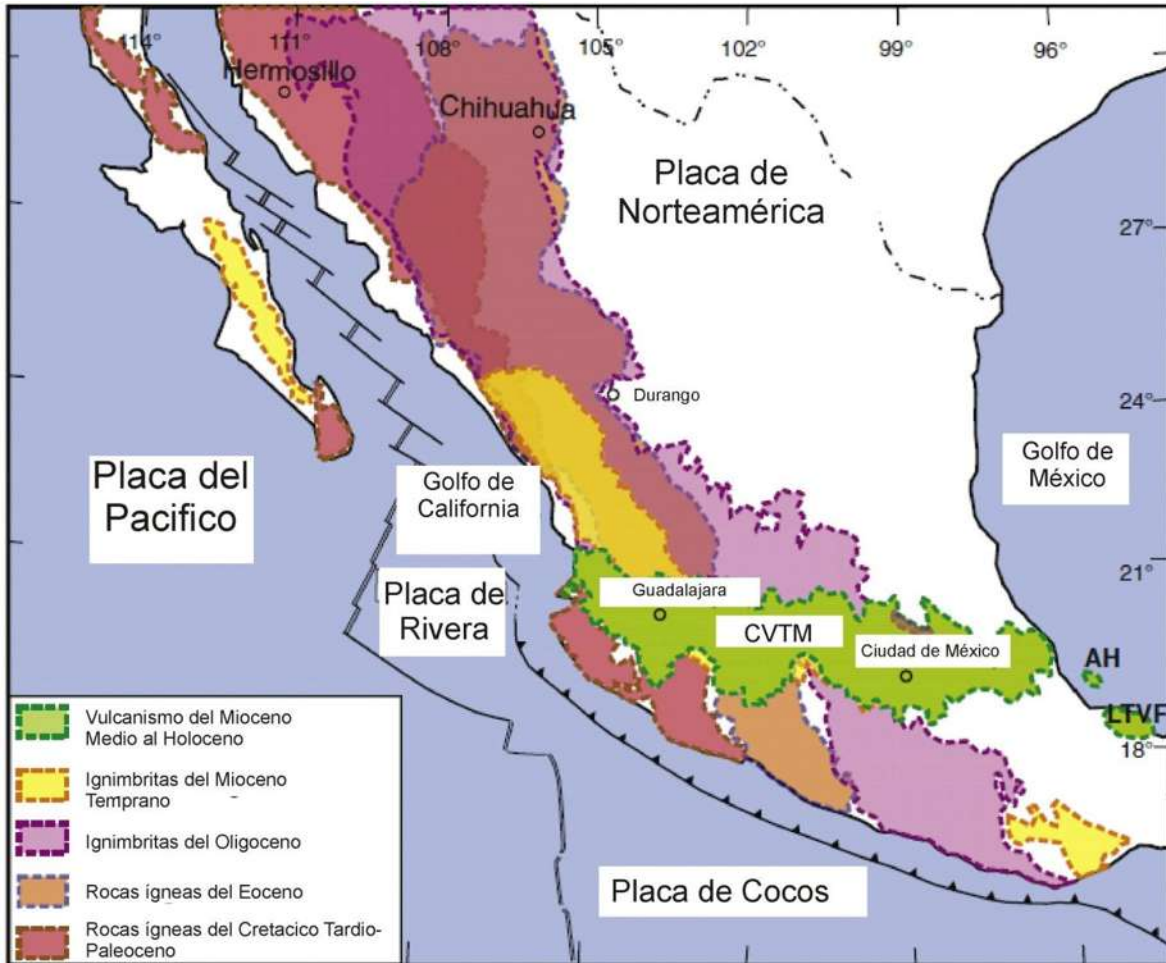


Figura 3. Principales provincias magmáticas de México, desde el cretácico tardío hasta el holoceno (Ferrari *et al.*, 2012).

Como se mencionó el CVTM representa el episodio más reciente de una larga historia de actividad magmática. Esta actividad comenzó desde el Jurásico, y ha producido una serie de superposiciones de arcos como resultado de la subducción hacia el Este, de la placa de Farallón debajo de la parte Oeste de México. Desde el Cretácico Tardío el arco magmático fue completamente continental y su distribución geográfica se ha reconstruido con razonable precisión (Fig. 3). Las asociaciones ígneas del Cretácico Tardío al Paleógeno consisten de rocas plutónicas y volcánicas incluidas en el Complejo Volcánico Inferior de la

SMO (McDowell and Clabaugh, 1979 en Ferrari *et al.*, 2012); la Cordillera de Batolitos Peninsular de Baja California y su propagación al Sur hasta el bloque Jalisco. Un segundo arco magmático de edad Eocénica es representado por lavas andesíticas y en menor proporción dacíticas-riolíticas expuestas discontinuamente en la SMO (Ferrari *et al.*, 2007), y lavas basálticas y andesíticas, así como plutones que van de graníticos a dioríticos expuestos al SO del CVTM (Martini *et al.*, 2009). Estas rocas están cubiertas por ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos principales. El pulso del Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano afectó por completo la SMO (Ferrari *et al.*, 2007) y continúa al Sur de la parte Central y Este del CVTM, y el pulso del Mioceno Temprano (Fig. 3) el cual se reconoce solamente en la parte Sur de la SMO, al Sur de Baja California y el Golfo de California, e inmediatamente al Sur, del frente volcánico del sector central del CVTM (Ferrari *et al.*, 2002; Orozco-Esquivel *et al.*, 2009, 2010a en Ferrari *et al.*, 2012). Al Norte del CVTM, los arcos magmáticos migraron hacia el Este entre el Cretácico y el Eoceno y retornaron hacia la trinchera en el Oligoceno y el Mioceno Temprano. En contraste, al Sur del CVTM el arco se movió progresivamente hacia el Este. El arco magmático mantuvo una dirección general NNO hasta el Eoceno pero desde el Oligoceno comenzó una rotación contraria a las manecillas del reloj, alcanzando eventualmente su orientación transversal actual (~Este-Oeste), típica del CVTM en el Mioceno Medio (Ferrari *et al.*, 1999 en Ferrari *et al.*, 2012).

El CVTM se divide en tres sectores o porciones con base en su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquaré *et al.*, 1988): una porción Occidental entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; una porción Central (en el cual se encuentran las zonas de estudio) comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002a en Gómez-Tuena *et al.*, 2005); y una porción Oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México.

### **Estratigrafía del Sector Central del CVTM**

Las principales unidades del área se resumen de la siguiente manera (Pasquaré *et al.*, 1991):

1. El basamento pre-volcánico que consiste de los conjuntos de rocas envueltas en las deformaciones de la Orogenia y Laramide, y las unidades molásicas post-Laramide. Las anteriores fueron divididas en terrenos tectonoestratigráficos, como sigue: a) el terreno Guerrero, el cual consiste de asociaciones volcánicas y sedimentarias de arco de islas, interdigitando localmente con calizas del Jurásico Medio al Cretácico Temprano, mostrando metamorfismo de bajo grado en su parte basal; y b) la Formación Soyatal y/o,

secuencias predominantemente terrígenas del Cretácico Tardío y que pertenece al dominio de la SMO.

Las rocas Mesozoicas son sobreyacidas parcialmente de una manera discordante por depósitos continentales molásicos principalmente.

2. Los depósitos volcánicos continentales y sus depósitos vulcano-sedimentarios asociados, cubren cerca del 70 % del sector central del CVTM. Estas rocas están agrupadas en tres paquetes principales: a) rocas volcánicas pertenecientes al arco volcánico de la SMO las cuales afloran en el Norte y Sur del área, que consisten de diferentes secuencias volcánicas. Ambas están separadas de las rocas sobreyacientes por una brecha en el vulcanismo; b) gran cantidad de rocas volcánicas básicas las cuales están expuestas en la parte Norte del área. Esta secuencia basáltica representa un importante pulso volcánico relacionado a una tectónica extensional regional; c) productos andesíticos principalmente, los cuales son acompañados por significativas cantidades de lavas riolíticas en la parte Este del área constituyendo la secuencia del CVTM.

3. Rocas intrusivas, que debido a la escasez de afloramientos no se han dividido en base a su posición estratigráfica. Ellas comprenden grandes cuerpos controlados estructuralmente relacionados a los terrenos del basamento.

### **Evolución de esfuerzos del Sector Central del CVTM**

El primero de los campos de esfuerzos considerados es la compresión E-O que provocó la reactivación del pliegue de Tzitzio, durante esta deformación se afectó a rocas volcánicas de la Secuencia Inferior de la SMO (Pasquaré *et al.*, 1988).

Posteriormente, las unidades sucesivas de la Secuencia Volcánica Intermedia de la SMO fueron afectadas por fallas extensionales de dirección N160-180° las cuales se encuentran fuertemente fragmentadas y dislocadas por otros conjuntos de fallas, además de que sus escarpes se encuentran fuertemente erosionados. El análisis tectónico revela la posición de  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$  se encontraba en posición sub-horizontal en concordancia con una extensión de dirección N58-84.

Posteriormente las fallas que afectaron la zona son las de dirección N25-45° y N60-75°, y que representan un sistema conjugado, el cual disloca las estructuras precedentes. Estas estructuras son caracterizadas por ser fallas laterales derechas e izquierdas respectivamente. El ángulo menor entre estas estructuras varía entre 30° y 90°, con  $\sigma_3$  y  $\sigma_1$  dispuestos de forma horizontal, con un  $\sigma_1$  en dirección N30-45°. Sistemas de fallas inversas con un  $\sigma_3$  vertical también se pueden incluir en este régimen cinemático.

Los productos volcánicos de la parte inferior del CVTM registraron la presencia de una importante fase transpresiva. Lo cual se revela en la reactivación de fallas laterales izquierdas en planos de fallas preexistentes de dirección N60-75° y N80-100°.

Las Fallas, los indicadores cinemáticos y las fracturas de tensión son compatibles con una dirección N135-155° para  $\sigma_3$ . En muchos de los casos la dirección de extensión no es perpendicular a la dirección de las fallas debido a la componente lateral izquierda de las fallas normales.

La última fase registrada afecta depósitos aluviales y volcánicos recientes, que presenta una dirección de  $\sigma_3$  de N170-190° indicando concentración de esfuerzos en las fallas de dirección N80-100°. Los cuales están en concordancia con mecanismos focales analizados en la zona de Acambay (Pasquaré *et al.*, 1988).

## **GEOLOGÍA DEL ÁREA**

### **San Agustín del Maíz**

La Geología en la zona se constituye a la base por andesitas y basaltos de Tarímbaro del Mioceno Medio que está aflorando en la zona norte de Tarímbaro, las cuales están basculadas hacia el sur; sobreyaciendo directamente a estas unidades se encuentran las Ignimbritas de la Laguna de Cuitzeo las cuales dejan ver sus espesores mayores al suroeste del Lago de Cuitzeo. Posteriormente se ubica el volcán Zapata en la zona noreste del área, siendo este una de las estructuras volcánicas más cercana a las MH de San Agustín del Maíz a aproximadamente 5.5 km al NNO, contemporáneas a este volcán encontramos lavas basálticas al oeste y suroeste de Copándaro, posterior a este en la parte suroeste de la zona, se encuentra el volcán El Quinceo. En la cima sobreyaciendo las unidades antes mencionadas se observa un depósito de caída ampliamente distribuido en la zona y como unidades más recientes se tiene depósitos superficiales como lacustres, fluviales y aluviales (Fig. 4).

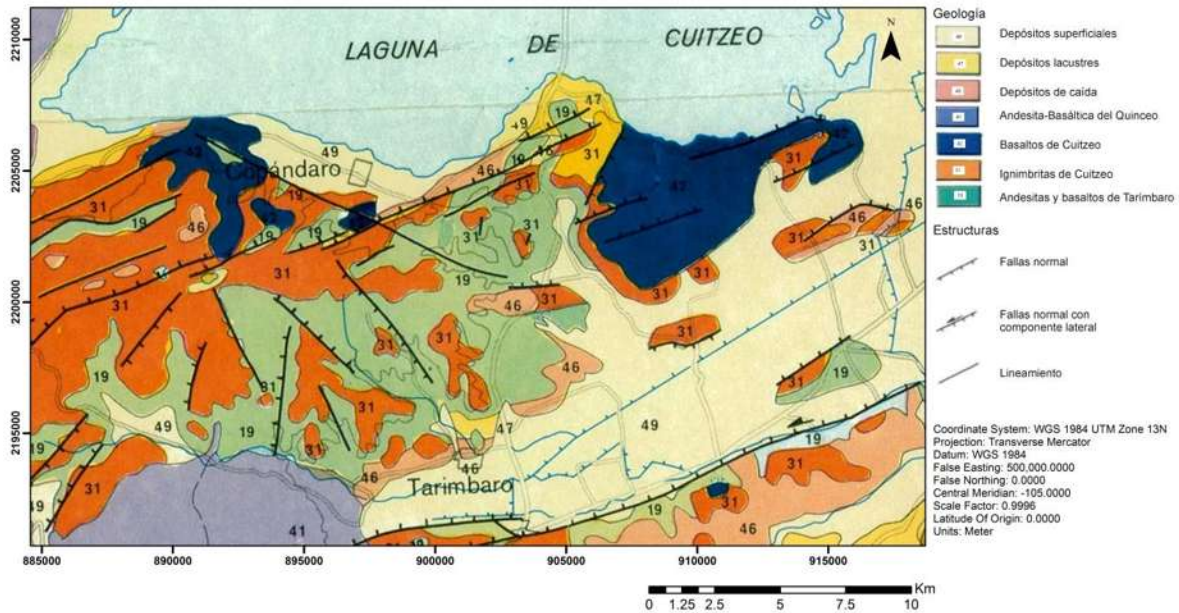


Figura 4. Mapa geológico de la parte sur de Lago de Cuitzeo (Pasquaré *et al.*, 1991).

### Ixtlán de los Hervores

La base de la secuencia son andesitas y basaltos de tipo subalcalino a calcoalcalino, que afloran en la porción sur del área, entre las poblaciones de Villa Chavinda y Ario de Rayón. Las rocas lacustres que afloran en las porciones norte y centro-occidente están constituidas por limolitas y dolomías del Plioceno Medio. Los afloramientos que predominan son basaltos y andesitas alcalinas del Plioceno Tardío, que constituyen edificios como los volcanes Nogales y Encinal, así como eventuales conos cineríticos (Fig. 5). Entre los afloramientos cuaternarios, los más extensos son de andesitas y basaltos del Pleistoceno Temprano, coronados por abundantes conos cineríticos del Pleistoceno Tardío (Rosas *et al.*, 1989).

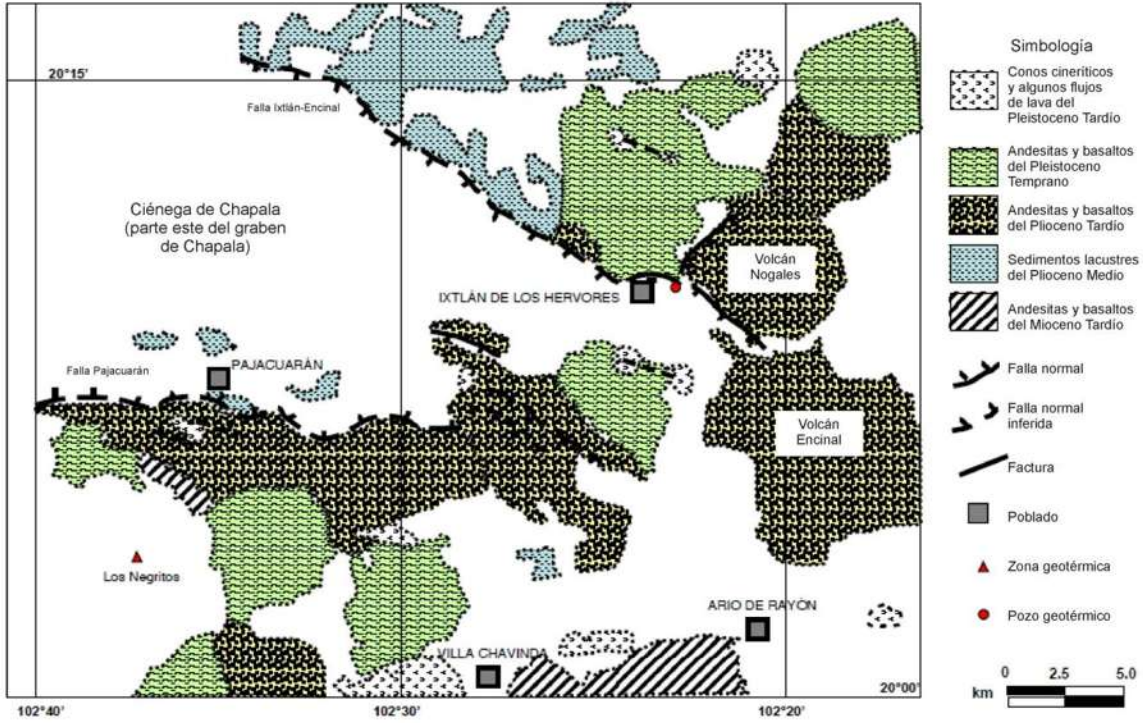


Figura 5. Contexto geológico de Ixtlán de los hervores (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín, 2007).

### 3. MARCO CONCEPTUAL

#### ENERGÍA GEOTÉRMICA

La energía geotérmica es la energía contenida como calor en el interior de la Tierra, el origen de este calor está vinculado con la estructura interna de nuestro planeta así como los procesos físicos y químicos que ahí ocurren. El total de este calor es enorme, con cantidades prácticamente inagotables tan solo en el interior de la corteza, sin mencionar las partes más profundas (manto y núcleo), sin embargo este calor está distribuido de forma desigual y a menudo en profundidades muy grandes para ser explotado industrialmente. El calor se mueve del interior de la Tierra hacia la superficie donde este se disipa, aunque este hecho generalmente no es notado, somos conscientes de su existencia debido a que la temperatura de las rocas aumenta con la profundidad, dando lugar al gradiente geotérmico, el cual en promedio es de 30 °C/km de profundidad. Sin embargo, existen áreas donde el gradiente geotérmico está muy por encima del promedio (Fig. 6). Esto ocurre cuando no muy lejos de la superficie (a pocos kilómetros) hay cuerpos de magma en proceso de enfriamiento, todavía en estado fluido o en proceso de solidificación, y liberando su calor. En otras áreas, donde no existe actividad magmática y existe acumulación de calor, ésta acumulación es debida a particulares condiciones geológicas de la corteza, tales que el gradiente geotérmico alcanza altos valores (Barbier, 2002).

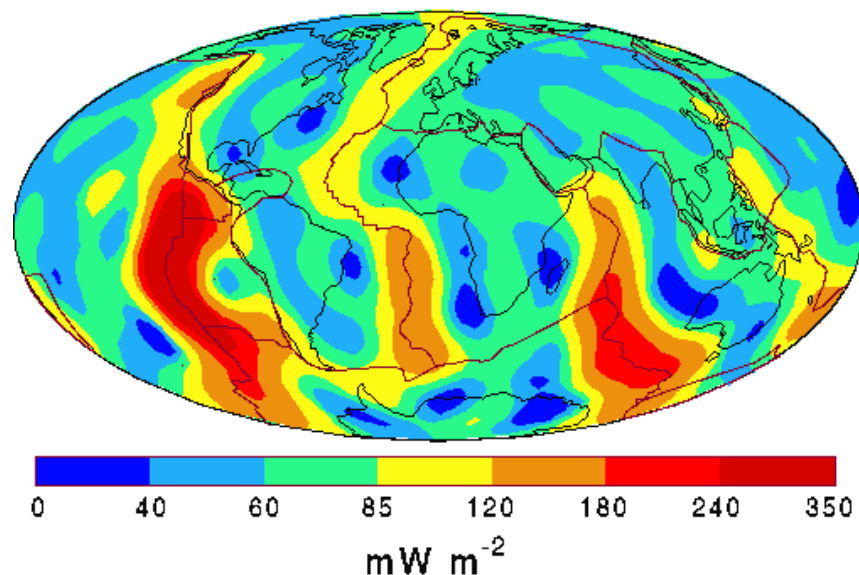


Figura 6. Imagen que representa algunas de las principales anomalías geotérmicas (en mWm<sup>-2</sup>) en el mundo. Se puede observar como en México se encuentra en una zona con alto flujo de calor (sitio de internet de la Universidad de Granada).

La extracción y utilización de estas grandes cantidades de calor requiere de un portador para transferirlo desde grandes profundidades hasta profundidades accesibles, debajo de la superficie que ocupan los humanos. Generalmente el calor es transferido de importantes profundidades a regiones sub-superficiales primeramente por conducción y después por convección, con los fluidos geotérmicos actuando como medios de transporte. Estos fluidos son principalmente el agua de lluvia que ha penetrado en el interior de la corteza en las áreas de recarga, estas aguas se calientan en contacto con las rocas en proceso de enfriamiento y se acumula en acuíferos, ocasionalmente con altas presiones y altas temperaturas. En muchos de los casos el reservorio es cubierto con rocas impermeables que evitan que los fluidos calientes alcancen fácilmente la superficie y los mantienen bajo altas presiones. Los pozos son perforados en el reservorio para extraer los fluidos geotérmicos y su uso depende de la temperatura y presión de los fluidos: generación de electricidad o usos directos (Barbier, 2002).

Los campos geotérmicos al contrario de los campos de hidrocarburos, son generalmente sistemas con una circulación continua de calor y fluidos, donde los fluidos entran en el reservorio en las zonas de recarga y se escapan por la zonas de descarga (manantiales termales, pozos extractores). Durante la explotación industrial los fluidos son recargados al reservorio mediante pozos re-inyectores. El proceso de reinyección debe compensar por lo menos parte del fluido extraído por la producción y esto prolongara el tiempo de vida comercial del campo. La energía geotérmica es en cierta medida considerada como una fuente renovable, sin embargo las tasas de producción son mayores que las tasas de recarga (Barbier, 2002).

### **Energía geotérmica usada a lo largo de los años**

La gente ha usado la energía geotérmica a través de las manifestaciones hidrotermales superficiales para la limpieza personal y de pertenencias, desde los principios de la civilización en muchas partes del mundo, por ejemplo vestigios de la cultura japonesa han sido desenterrados muy cerca de los manantiales termales de Yuda, datados en un periodo anterior a la fabricación de la cerámica antes de 11 ka A.C. (Sekioka, 1999 en Fridleifsson, 2001) y en los manantiales de Kawazu datados entre 11 ka y 300 a A.C., también hay escritos sobre el uso de la energía geotérmica en China desde hace dos mil años. En el Imperio Romano los baños públicos se convirtieron comunes en las localidades con manantiales termales hace alrededor de dos mil años, extendiéndose desde Inglaterra hasta Túnez y Siria. Los sistemas de tuberías fueron usados para calentar y enfriar agua en viejas instalaciones de baños públicos en China y Europa, pero estos sistemas no se volvieron comunes hasta principios del siglo 20. El calentamiento de los espacios fue conocido también desde el periodo Romano. De la misma manera los

minerales han sido extraídos a partir de agua geotérmica desde el periodo Etrusco en Italia (Fridleifsson, 2001).

Fue en el siglo 20 que la energía geotérmica fue utilizada a gran escala para el calentamiento de espacios, industria y para la generación de electricidad. Prince Piero Ginori Conti inicio la generación de energía eléctrica con el vapor geotérmico en Larderello, Toscana (Italia), en 1904 (Fig. 7) y el uso a gran escala de la calefacción empezó en Islandia en 1930. Desde entonces la energía geotérmica se ha venido explotando comercialmente por más de 95 años y por más de cinco décadas con producción a escala de cientos de MW para la generación de electricidad y el uso directo. La utilización ha aumentado rápidamente durante las últimas cuatro décadas, con el uso de estos recursos en más de 80 países (Fridleifsson, 2001).



Figura 7. Fotografía de Prince Piero Ginori Conti quien inicio la generación de energía eléctrica con el vapor geotérmico en 1904 en Italia.

### **Uso de la energía geotérmica**

Los recursos de los sistemas volcánicos calientes se utilizan principalmente para generación de energía eléctrica, en tanto que los recursos de sistemas de temperatura más bajos se utilizan principalmente para calefacción de espacios y otros usos directos. Se debe considerar una serie de factores para determinar el uso óptimo de un recurso geotérmico, los cuales son el tipo (agua o vapor caliente), velocidad de flujo, temperatura, composición química y presión del fluido geotérmico, así como profundidad del yacimiento geotérmico (González-Partida, 2016).

Actualmente los recursos geotérmicos no solamente son susceptibles de ser aprovechados en la generación de electricidad, sino también en una gran variedad de actividades agrupadas bajo el nombre genérico de usos directos (Fig. 8), entre los que se pueden mencionar: calefacción, procesado de alimentos, lavado y secado de lana, fermentación, industria papelera, producción de ácido sulfúrico, manufactura de cemento, teñido de telas, etc.

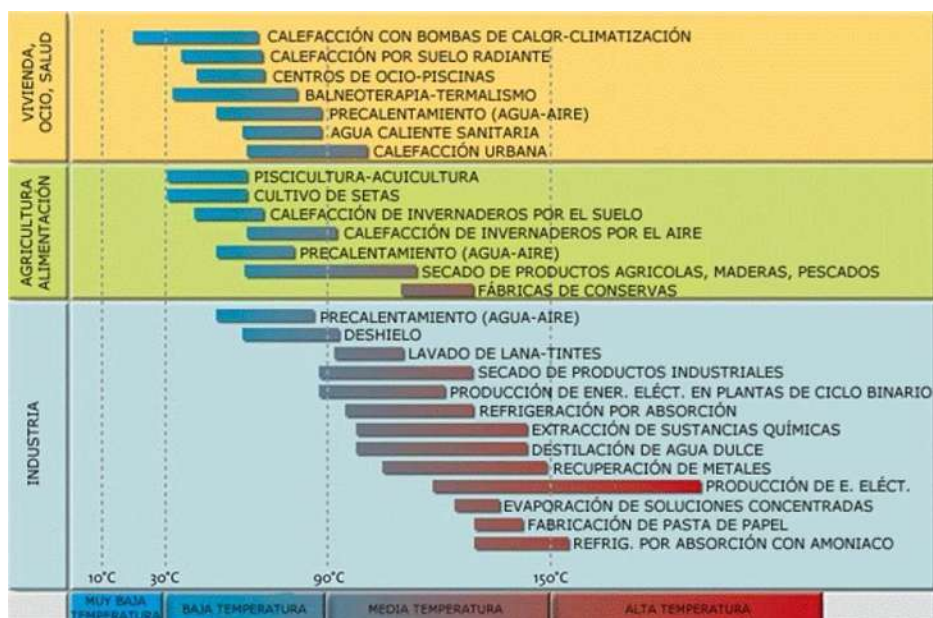


Figura 8. Esquema que muestra los usos directos que se le da a la energía geotérmica en base a su temperatura (González-Partida, 2016).

En general los recursos con temperaturas superiores a los 150 °C son usadas para la generación de electricidad, sin embargo la electricidad ha venido siendo generada en la zona de manantiales termales de Chena en Alaska usando recurso geotérmico a 74 °C.

### Aspectos ambientales

Mantener el entorno natural y la integridad de los ecosistemas es una consideración importante para cualquier proyecto de desarrollo significativo; deben colocarse barreras de protección efectivas con el propósito de proteger el entorno y las comunidades que viven en el área. Los conceptos fundamentales de la sostenibilidad ambiental y social son ahora ampliamente reconocidos por los legisladores, las instituciones de desarrollo y la sociedad en general. Las instituciones financieras internacionales como el Banco Mundial, han desarrollado políticas de protección ambiental y social para asegurar la sostenibilidad de los proyectos que apoyan.

Las emisiones de CO<sub>2</sub> de la generación de electricidad geotérmica, aunque no son exactamente cero, son mucho menores que las producidas por la generación de electricidad a partir de combustibles fósiles (Fig. 9). Datos de 85 centrales geotérmicas (capacidad operativa de 6,648 MWe) en 11 países, que representan el 85 por ciento de la capacidad geotérmica en 2001, indican un promedio ponderado de emisiones de CO<sub>2</sub> de 122 g/kWh. En Estados Unidos, el mayor productor de electricidad geotérmica en el mundo, las emisiones de CO<sub>2</sub> se reportaron en 91 g/kWh (Fridleifsson *et al.* 2008).

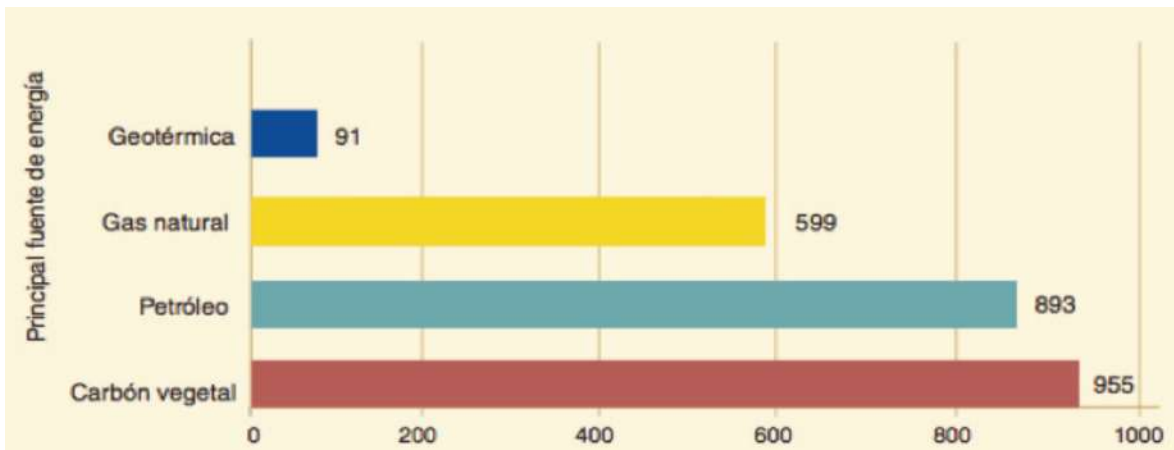


Figura 9. Emisión de CO<sub>2</sub> en relación a la fuente de energía primaria en g/kWh (González-Partida, 2016).

Los impactos ambientales del reemplazo de la electricidad geotérmica por el uso de combustibles fósiles también tienden a ser positivos en general, debido al impacto evitado de la combustión de los combustibles sobre la calidad del aire, los peligros del transporte y la manipulación de los combustibles, etc. Sin embargo, como cualquier desarrollo de infraestructura, la electricidad geotérmica tiene sus propios riesgos e impactos ambientales que deben analizarse, gestionarse y mitigarse. La necesidad de una evaluación cuidadosa y mitigación de todos los impactos significativos de un proyecto de electricidad geotérmica es muchas veces acentuada por la ubicación de la central en un área ambientalmente sensible, lo cual es usual para un desarrollo geotérmico nuevo (González-Partida, 2016).

Los impactos de un proyecto de desarrollo de electricidad geotérmica son por lo general altamente localizados y específicos al sitio y pocos son irreversibles. En la mayoría de los casos, fácilmente pueden diseñarse e implementarse medidas de mitigación.

### La geotermia en México

Los primeros estudios para utilizar los recursos geotérmicos de México de manera directa para generar electricidad ocurrieron en 1951, cuando Luis F. de Anda, entonces Ingeniero Director de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), presenta un estudio sobre la

factibilidad de generar energía eléctrica en México mediante la geotermia. En 1955 se crea la Comisión de Energía Geotérmica (CEG), y poco tiempo después empieza la perforación del primer pozo geotérmico en México, en el campo de Pathé, Hidalgo, ubicado a unos 300 km al norte de la Ciudad de México. Este pozo, identificado como Pathé 1, produjo vapor en enero de 1956. Este mismo año se expedieron las primeras disposiciones legales relativas a la geotermia, mediante las cuales se otorgaba preferencia a la CFE en la extracción de agua caliente y vapor para generar electricidad (Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2003). El 20 de noviembre de 1959 se inauguró en Pathé una planta turbogeneradora de 3.5 MW de capacidad, adquirida un año antes en Larderello, Italia. Esta fue la primera planta geotermoeléctrica en el continente americano, y estuvo funcionando parcialmente hasta 1973 cuando fue desmantelada.

En 1958 se realizaron los primeros reconocimientos geológicos en el campo de Cerro Prieto, Baja California, donde el 14 de agosto de 1963 el pozo M-3, perforado a 2,629 metros de profundidad, empezó a producir una mezcla de agua y vapor a temperatura y presión elevadas. Entre 1964 y 1969 se perforaron alrededor de 20 pozos exploratorios y productores, y en septiembre de 1969 empezó la construcción de las dos unidades iniciales de 37.5 MW cada una, la primera de las cuales entró en operación en abril de 1973 y la segunda en octubre de ese mismo año (Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2003). En 1971 la CEG fue disuelta y su personal y equipos pasaron a la CFE y mientras en Cerro Prieto empezaban a operar las primeras plantas geotermoeléctricas en el noroeste, la CFE llevaba a cabo estudios de exploración en otras zonas geotérmicas identificadas en la parte central del país, particularmente en los actuales campos geotérmicos de Los Azufres, Michoacán, y Los Humeros, Puebla, dentro del CVTM. En 1981 la CFE creó su Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos (GPG), una gerencia nacional con sede en Morelia, Michoacán, que hasta la fecha ha sido la encargada de toda la generación de electricidad con fuentes geotérmicas en México.

En el campo de Los Azufres las primeras plantas entraron en operación en 1982. Se trata de cinco unidades a contrapresión de 5 MW instaladas por la GPG. En el de Los Humeros, las primeras dos unidades instaladas fueron también a contrapresión y entraron en operación comercial en 1990, con una capacidad de 5 MW cada una. Finalmente, en el campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS, las dos únicas unidades que operan hasta la fecha son unidades a condensación de 5 MW instaladas en el año 2001. A la fecha la CFE, a través de su GPG, opera cuatro campos geotérmicos (Fig. 10). Esta capacidad apenas representó el 1.7% de la generación de energía eléctrica de todo el país. En cuanto a la utilización directa de la energía geotérmica, ésta se encuentra aún menos desarrollada en México (González-Partida, 2016).



Figura 10. Localización y producción de los principales campos geotérmicos en explotación en México, así como los campos de Pathe y la Primavera los cuales no se encuentran en explotación: Los puntos dispersos en el mapa son focos termales (González-Partida, 2016).

## CONTROL ESTRUCTURAL SOBRE EL FLUJO DE LOS FLUIDOS GEOTÉRMICOS

En geotermia los fluidos hidrotermales se pueden mover por las características de su permeabilidad, la cual puede ser primaria (en rocas granulares o calcáreas) o secundaria (fracturas y fallas de las rocas ígneas). En los sistemas hidrotermales con permeabilidad secundaria, las fallas y fracturas forman conductos para el flujo de fluidos en la corteza superior (Faulkner *et al.*, 2010; Faulds *et al.*, 2011; Barton *et al.*, 1997; Jousineau y Aydin, 2007; Backers and Moeck, 2015; Ligtenberg, 2005; Cain *et al.*, 1996; Martel, 1996), desde pequeños acuíferos en el subsuelo superficial hasta importantes profundidades en la corteza terrestre, donde ellas pueden controlar la producción de campos geotérmicos y reservorios de hidrocarburos (Barton *et al.*, 1997 b; Barton *et al.*, 1995; Jousineau y Aydin, 2007; Gartrell *et al.*, 2004). Estas estructuras geológicas controlan la distribución de las MH y sus depósitos en superficie dentro de los campos geotérmicos, por lo cual estos últimos pueden proveer información útil sobre la geometría y a menudo la cinemática de la falla principal y las fracturas menores relacionadas (Brogi *et al.*, 2012).

Sin embargo en un medio fracturado no todas las fracturas y fallas sirven como conductos para el flujo de fluidos (Long *et al.*, 1991 en Barton *et al.*, 1995). El análisis de registros geofísicos en pozos indica que las fracturas hidráulicamente conductivas en rocas

cristalinas dentro y cerca de una zona de falla productora tienen distinta orientación del resto de población de fracturas (Barton *et al.*, 1997b). La mayoría de las fracturas hidráulicamente conductivas (70-80 %) parecen estar en tensión crítica, convirtiéndolas en fallas potencialmente activas (Fig. 11) que tienen la fricción en equilibrio con el campo de esfuerzos *in-situ* (Barton *et al.*, 1995; Wiprut y Zoback, 2000). Si durante la deformación, la permeabilidad y porosidad son incrementadas como resultado de la dilatación o el desplazamiento por cizalla, significa que la falla está en esfuerzo crítico y próxima a romperse (Barton *et al.*, 1995; Wiprut y Zoback 2000). Es por esto que para entender el régimen del flujo de fluidos donde la permeabilidad es dominada por las fracturas y fallas, es necesario determinar la distribución y la orientación de estas estructuras y relacionarlas con el campo de esfuerzos presente (Barton *et al.*, 1997a; Barton *et al.*, 1997b).

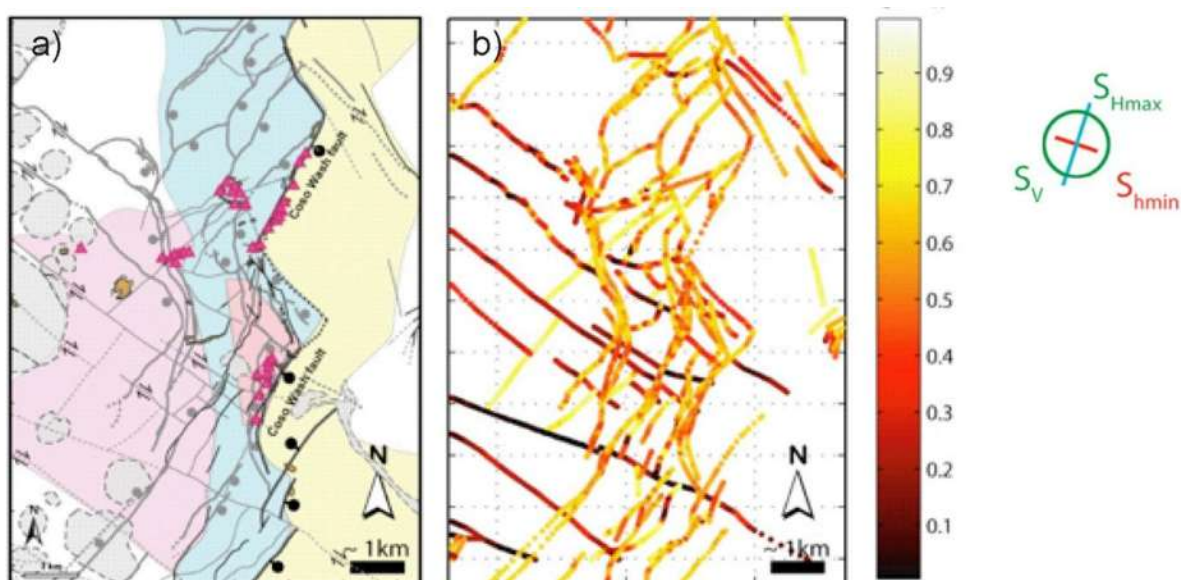


Figura 11. Esquema que muestra como algunos sistemas de fallas son afectado por determinado campo de esfuerzos y otras no lo son en una misma zona; a) sistema de fallas con diferentes direcciones; b) campo de esfuerzos (se observa en la esquina superior derecha) afectando los sistemas de fallas de a), se puede ver como algunas están en tensión crítica y a punto de romperse (tonos claros) es decir están óptimamente orientadas al campo y otras no son afectadas por este campo de esfuerzos (tonos oscuros)(sitio de internet de *Temple University*).

Las fallas y las fracturas son rellenadas por minerales de génesis hidrotermal, los cuales son muy eficientes en llenar fracturas y espacios vacíos, la precipitación mineral significativa puede ocurrir en cientos de años (Rimstidt y Barnes, 1980; Fournier, 1989 en Curewitz y Karson, 1997), por lo que se esperaría que decreciera la permeabilidad en las fracturas, inhibiendo la circulación del fluido (Elders *et al.*, 1979, 1984; Sibson, 1987 en Curewitz y Karson, 1997). Sin embargo, estimaciones del flujo de los fluidos en sistemas hidrotermales activos y fósiles sugiere que la alta permeabilidad y la circulación de fluidos puede ser duradera (Mottl, 1983; Barton *et al.*, 1995; Kerrich, 1986 en Curewitz y Karson, 1997). Esto se ha argumentado a través de dataciones radiométricas de depósitos

hidrotermales que sugieren que la actividad hidrotermal es continua en muchos casos desde miles a decenas de miles de años (Fournier, 1989; Laulou *et al.*, 1993 en Curewitz y Karson, 1997) y mediante la estructura de vetas en sistemas minerales, que ofrecen evidencia de un repetido fracturamiento y sellado de fracturas en sistemas hidrotermales.

Por ejemplo, el sellado de microfracturas en vetas indica que fracturas macroscópicas en profundidad se pueden abrir y sellar varias miles de veces en el tiempo durante la vida activa de una veta (Cox *et al.*, 2001). Pese a la rápida precipitación de mineral la circulación de fluidos en conductos permeables puede ser mantenida por el fracturamiento activo que resulta en nuevos o rejuvenecidos conductos para el flujo de fluidos (Curewitz y Karson, 1997; Cox *et al.*, 2001) provocado por el campo de esfuerzos *in-situ*. Las concentraciones de esfuerzo causan fracturamiento activo y la mencionada reapertura de los conductos para el paso de los fluidos. Existen escenarios estructurales en una zona de fallas que permiten concentraciones de esfuerzos y fracturamiento causado por la falla principal. Estos sistemas de fracturas corresponden a regiones de ruptura formando escenarios de fracturamiento activo donde los conductos permeables son creados y mantenidos del sellado de los minerales (Fig. 12) por precipitación hidrotermal (Curewitz y Karson, 1997).

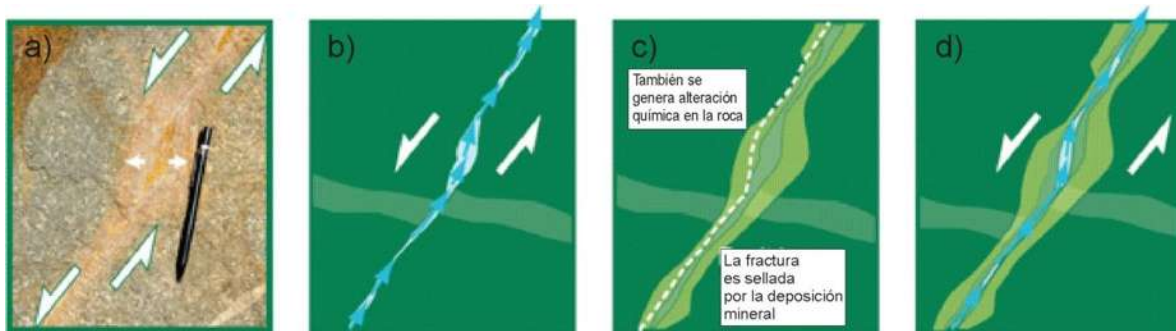


Figura 12. Esquema que muestra como es mantenida la permeabilidad secundaria a través del tiempo; a) fotografía de una fractura rellena de mineral secundario; b) se observa como el flujo de fluidos ocurre inmediatamente después de la ruptura; c) representa como los fluidos (particularmente los geotérmicos) depositan minerales en la fractura, alteran la roca y terminan sellando la fractura; d) muestra como después de una actividad sísmica la fractura recobra su permeabilidad y con el paso del tiempo generara otra banda de la veta (sitio de internet de *Temple University*).

## ESCENARIOS ESTRUCTURALES FAVORABLES PARA UBICACIÓN DE UN SISTEMA GEOTÉRMICO

Existen escenarios estructurales en una zona de fallas que permiten concentraciones de esfuerzos y fracturamiento causado por la falla principal. Estos sistemas de fracturas corresponden a regiones de ruptura, formando escenarios de fracturamiento activo donde los conductos permeables son creados y mantenidos del sellado de los minerales por precipitación hidrotermal (Curewitz y Karson, 1997).

La productividad de un sistema geotérmico se encuentra a menudo controlada por los sistemas de fallas y fracturas que se encuentran óptimamente orientado con el campo de esfuerzos activo como se ha mencionado anteriormente, permitiendo servir como objetivos a la hora de perforar un pozo de producción. Sin embargo es todavía un debate saber que parte de la falla puede tener el escenario más favorable para la perforación. Se ha demostrado que el centro de la falla no es el mejor lugar para una alta actividad hidrotermal (Backers y Moeck, 2015), por lo tanto los yacimientos geotérmicos no suelen hallarse a lo largo de zonas de máximo desplazamiento en las fallas o a la mitad de un segmento mayor, ya que la permeabilidad en esa zona puede reducirse por un mayor espesor de arcillas que se forman en el momento de desplazamiento, y por la liberación periódica de estrés en los sismos. Más bien escenarios estructurales como los *Step-overs*, las terminaciones e intersecciones de fallas (Fig. 13) corresponden a zonas que se encuentran críticamente estresadas largos periodos, en las que los conductos de los fluidos pueden mantenerse abiertos (Faulds *et al.*, 2011).

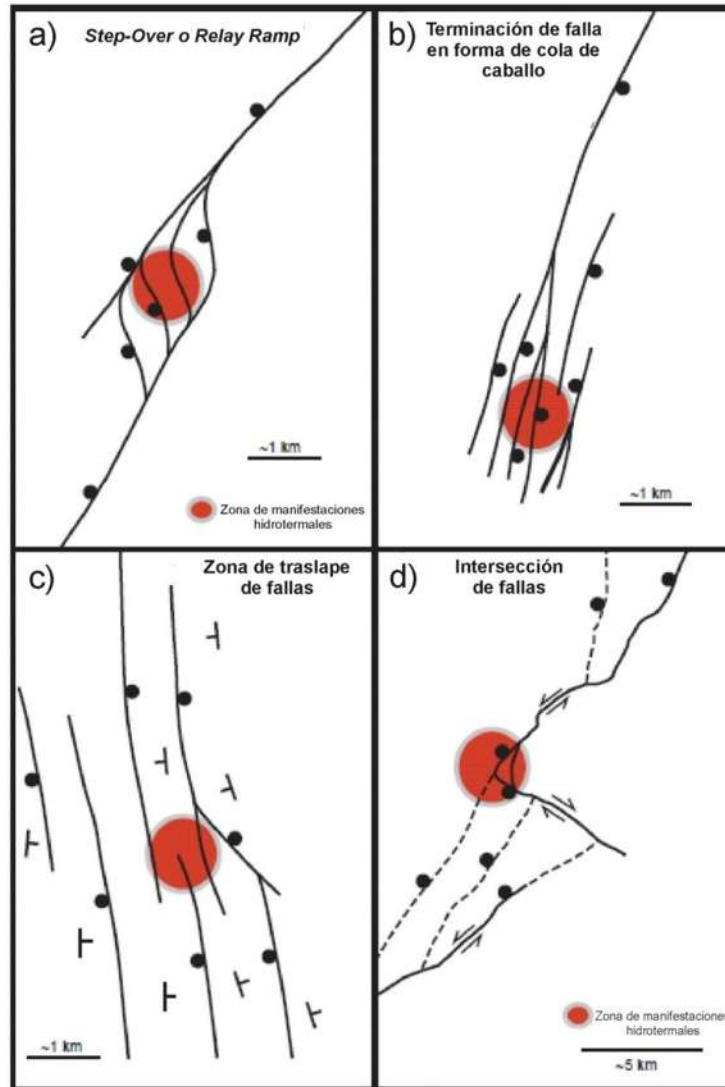


Figura 13. Ejemplos de escenarios estructurales favorables para sistemas geotérmicos (Faulds *et al.*, 2011); A) *step-over* o *relay ramp* entre dos fallas normales traslapadas con múltiples fallas menores dando un fuerte vínculo entre las fallas; B) terminaciones de una falla normal mayor por lo cual la falla se rompe en varias fracturas con geometría de cola de caballo; C) traslape de fallas normales con caídas opuestas que genera múltiples intersecciones en la superficie; D) zona de dilatación en una intersección de fallas entre fallas de rumbo.

### Intersecciones de falla

Las intersecciones de falla (IF), pueden ser uno de los más importantes conductos para los fluidos (Ligtenberg, 2005; Gartrell *et al.*, 2004). En estos escenarios se forma una zona de dilatación, por alta concentración de pequeñas fracturas y fallas abiertas. La deformación de cizalla en estas intersecciones es baja (debido al bloqueo de las estructuras), en contraste con la deformación por cizalla que existe en el plano de falla. Normalmente, alta deformación de cizalla en los planos de falla resulta en alta producción de arcillas. En las intersecciones de falla existe baja producción de arcillas y crea zonas subverticales y

relativamente abiertas (Ligtenberg, 2005) ideales para el flujo de fluidos. Integrando datos estructurales e historia de flujo se sugiere que estas intersecciones pueden ser duraderas y eficientes conductos de fluidos (Gartrell *et al.*, 2004), por lo cual también son importantes formadoras de depósitos minerales (Betts y Lister, 2002; Craw, 2000; Sibson, 1996; Tripp y Vearncombe, 2004 en Gartrell *et al.*, 2004).

Las IF son zonas de concentración de esfuerzo, como se observa su influencia en el comportamiento de sismos, donde ellos proveen localización para la iniciación y el cese de rupturas, concentrando esfuerzo y generando sismos (Gartrell *et al.*, 2004; Gangopadhyay y Talwani, 2005). Estas observaciones sugieren que presentándose las condiciones apropiadas los conjuntos de fracturas abiertas ubicadas en IF pueden ser mantenidas por la concentración de esfuerzo que en estos sitios se genera (Gartrell *et al.*, 2004; Gangopadhyay y Talwani, 2005), aunado a la poca generación de arcillas por desplazamiento de la falla, estos escenarios son apropiados para la ubicación de un sistema geotérmico.

### **Terminaciones de falla**

Parece razonable que los sistemas geotérmicos se emplacen en zonas de dilatación de fallas normales en rampas de relevo, o en una zona altamente fracturada como una zona de intersección de falla. Sin embargo, el emplazamiento de fluido geotérmico en las terminaciones de falla no parece obvio, y no parece razonable explicar objetivos de perforación en terminaciones de falla (Backers y Moeck, 2015). Estudios de campo y modelos de distribución de desplazamiento a lo largo de fallas indican que la mayor cantidad de desplazamiento ocurre en el centro del segmento de falla y decrece de alguna manera a cero en la terminación de la falla (Joussineau y Aydin, 2007). El esfuerzo asociado con el gradiente de desplazamiento está concentrado cerca de la terminación de la falla (Fig. 14) creando un área de intenso fracturamiento (*damage zone*) alrededor de la terminación (Curewitz y Karson, 1997), las dimensiones de esta zona de fracturamiento son proporcionales a la longitud de la falla. Específicamente el radio de la región de ruptura es igual a entre 5 al 10 % de la longitud de la falla (Curewitz y Karson, 1997). La orientación de la deformación a nivel macroscópico alrededor de las terminaciones de falla puede incluir geometrías de cola de caballo, “*wing cracks*” y fallas subsidiarias antitéticas o sintéticas (Joussineau y Aydin, 2007; Moir *et al.*, 2010 en Faulkner *et al.*, 2010; Young *et al.*, 2002).

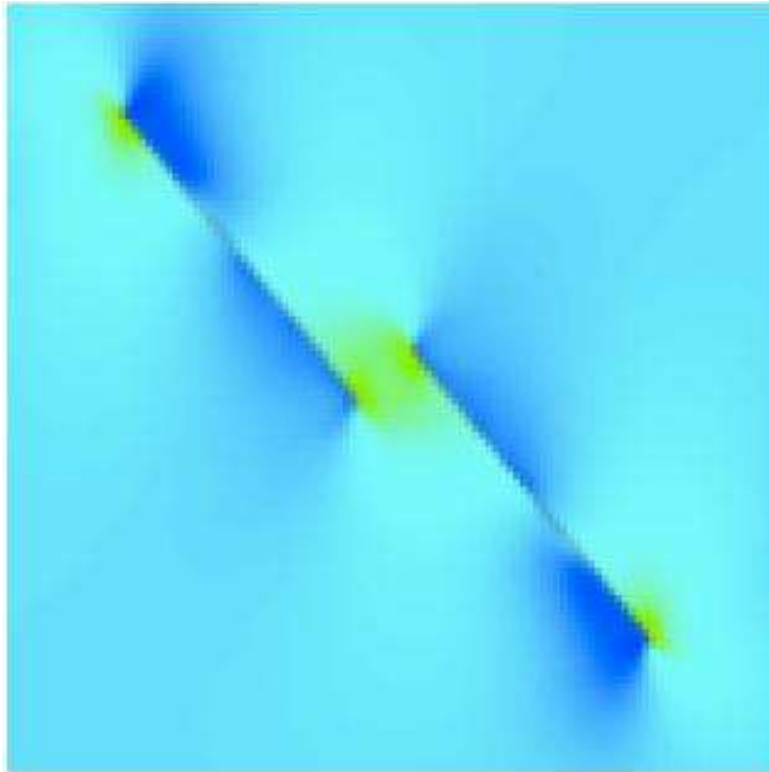


Figura 14. Campo de esfuerzos en dos fallas (lineamientos observados) debido a un esfuerzo principal dispuesto de manera horizontal. Los tonos de azul más fuertes corresponden a esfuerzos mayores y se puede observar como en las terminaciones de falla se acumulan estos esfuerzos (de Backers y Moeck, 2015) lo cual provocaría el intenso fracturamiento en esta zona.

Se propone que la distribución del *damage zone* es controlada por el estado de esfuerzos alrededor de la falla, encontrándose que el *damage zone* en campos extensionales es más amplio cerca de las terminaciones de falla y más estrecho cerca del centro de la falla (Joussineau y Aydin, 2007). El *damage zone* creado en la terminación de la falla se desarrolla en respuesta a la concentración de esfuerzo en esa región (Cowie y Scholz, 1992 en Young *et al.*, 2002). La roca experimentará la mayor parte del esfuerzo en la vecindad de la terminación de falla, y la zona de deformación producida por esta concentración de esfuerzo puede ser más intensa que la producida en el momento del deslizamiento de la falla en el plano de esta (Vermil y Scholz, 1999 en Young *et al.*, 2002). Existen regiones cerca de las terminaciones de fallas donde esfuerzos de extensión dominan y por lo tanto se espera que mejoren la permeabilidad (Backers y Moeck, 2015).

Un ejemplo de la actividad hidrotermal en terminaciones de falla ocurre en jóvenes ventilas de tipo *black smokers*, donde los montículos de sulfuros activos e inactivos (producidos por fluidos geotérmicos) son encontrados en terminaciones de fallas individuales o donde múltiples terminaciones se traslapan (Curewitz y Karson, 1997). También es posible encontrar manantiales termales en terminaciones en zonas

continentales, debido a que estos son sitios de fracturamiento activo donde conductos permeables son creados y mantenidos a pesar de la obstrucción de la precipitación hidrotermal (Curewitz y Karson, 1997).

### ***Step overs y relay ramps***

*Step over* y *relay ramp* son estructuras de transferencia de desplazamiento entre dos segmentos de falla traslapados. Los escalonamientos de falla crean compresión y extensión local, estas son pequeñas características de un segmento mayor de falla y sus efectos están limitados a las zonas cercanas. Cuando dos extremos de falla crecen uno hacia el otro, ellos pasan de un traslape en la parte inferior de las fallas a un traslape completo, formando una rampa de relevo. Los campos de esfuerzos y las concentraciones de esfuerzos asociadas con las terminaciones de fallas en los dos segmentos de falla, interactúan y causan un complejo patrón de deformación (Kattenhorn *et al.*, 2000 en Rotevatn *et al.*, 2007). Eventualmente, si la falla continúa creciendo, la rampa de relevo se convierte en una brecha, formando una zona fuertemente deformada que vincula las fallas. Los segmentos previamente separados continúan su movimiento como una sola falla y lo que inicialmente fue una rampa de relevo (*relay ramp*) se convierte en un escalón (*step over*) en el trazo de la falla (Rotevatn *et al.*, 2007).

Faulds (2011) usa estos términos en el estudio sobre el control estructural en el flujo de fluidos en la provincia *Basin and Range* en Estados Unidos de América. Según este trabajo los *Step over* son uno de los escenarios estructurales más favorables para la actividad geotérmica, 32 % de más de 200 campos geotérmicos documentados en el *Basin and Range* fueron asociados con *step overs* en zonas de fallas normales. Incrementando la densidad de fracturamiento en estas zonas resulta en la mejora de la permeabilidad que facilita el flujo de fluidos hidrotermales. Relevos de fallas asociados con traslapes de estas estructuras son comúnmente considerados como eficientes conductos para el flujo de fluidos en zonas donde existe potencial sellamiento (Rotevatn *et al.*, 2007). La ocurrencia y distribución de rampas de relevo debe ser un importante factor cuando se planea un pozo de producción e inyección en reservorios fallados (Rotevatn *et al.*, 2007).

### **Traza de la falla**

Los sistemas geotérmicos raramente se encuentran a lo largo de superficies de máximo desplazamiento o a la mitad de un segmento de una falla mayor, posiblemente debido a la reducción de la permeabilidad en zonas donde se crea una gruesa capa de arcillas debido al desplazamiento de la falla y a la liberación periódica de esfuerzos en sismos mayores, (Faulds *et al.*, 2011; Backers y Moeck, 2015) sin embargo las excepciones existen. Fallas con constante desplazamiento puede dar lugar a una permeabilidad anisotrópica con

bandas de arcilla de falla y cataclasita paralelas a la superficie de la falla (Scholz y Anders, 1994 en Curewitz y Karson, 1997).

### **DEPÓSITOS HIDROTERMALES SUPERFICIALES (*HOT SPRING DEPOSITS*)**

Como se ha mencionado las MH aparecen cuando los fluidos ascienden a la superficie a lo largo de fallas y fracturas a través de unidades de roca. Dependiendo de las temperaturas del reservorio y las tasas de descarga, las manifestaciones en superficie toman forma de fumarolas, manantiales termales, manantiales hirvientes, géiseres, cráteres de explosión freática y zonas de alteración ácida, además puede haber depósitos de sínter de sílice, travertino y/o brechas estratificadas (Wohletz y Heiken, 1992).

Los depósitos hidrotermales sirven como modelos para el entendimiento de procesos en la parte más somera de un sistema hidrotermal, donde se producen depósitos minerales (Walter *et al.*, 1996; Herdianita *et al.*, 2000; Renaut and Jones, 2003), también son importantes en la exploración geotérmica ya que son comúnmente la manifestación superficial de un gran sistema geotérmico en el subsuelo, el cual podría ser aprovechado mediante la explotación de su energía geotérmica (Cunneen y Sillitoe, 1989; Herdianita *et al.*, 2000; Lynne, 2013; Renaut and Jones, 2003; Campbell *et al.*, 2015).

Dentro de los depósitos hidrotermales superficiales, los depósitos de sílice opalina (Fig. 15) son probablemente los más comunes, ocurriendo alrededor de los manantiales termales, estos depósitos son usualmente referidos como sínter silíceos, o simplemente sínter; este último se ha utilizado como un término más común (Pentecost, 2005). El sínter se deposita en la superficie a partir de aguas casi neutrales de tipo cloruradas-sódicas que tienen una temperatura inferior a los 100 °C (Fournier and Rowe, 1966; Lynne *et al.*, 2003; Herdianita *et al.*, 2000; Campbell *et al.*, 2015). El agua caliente en el subsuelo bajo altas presiones es capaz de disolver grandes cantidades de sílice como ácido monosilícico,  $\text{Si}(\text{OH})_4$ . Los valores típicos de  $\text{SiO}_2$  para aguas que depositan sínter son 150-350 ppm, dicha deposición es promovida por el enfriamiento, la evaporación y los cambios de pH. Cerca de la fuente termal, donde existen altas tasas de flujo termal y las temperaturas exceden los 70 °C, el sínter formado es usualmente conocido como geiserita (Pentecost, 2005; White *et al.*, 1964; Campbell *et al.*, 2015), una forma laminada, vítrea, compacta y densa.

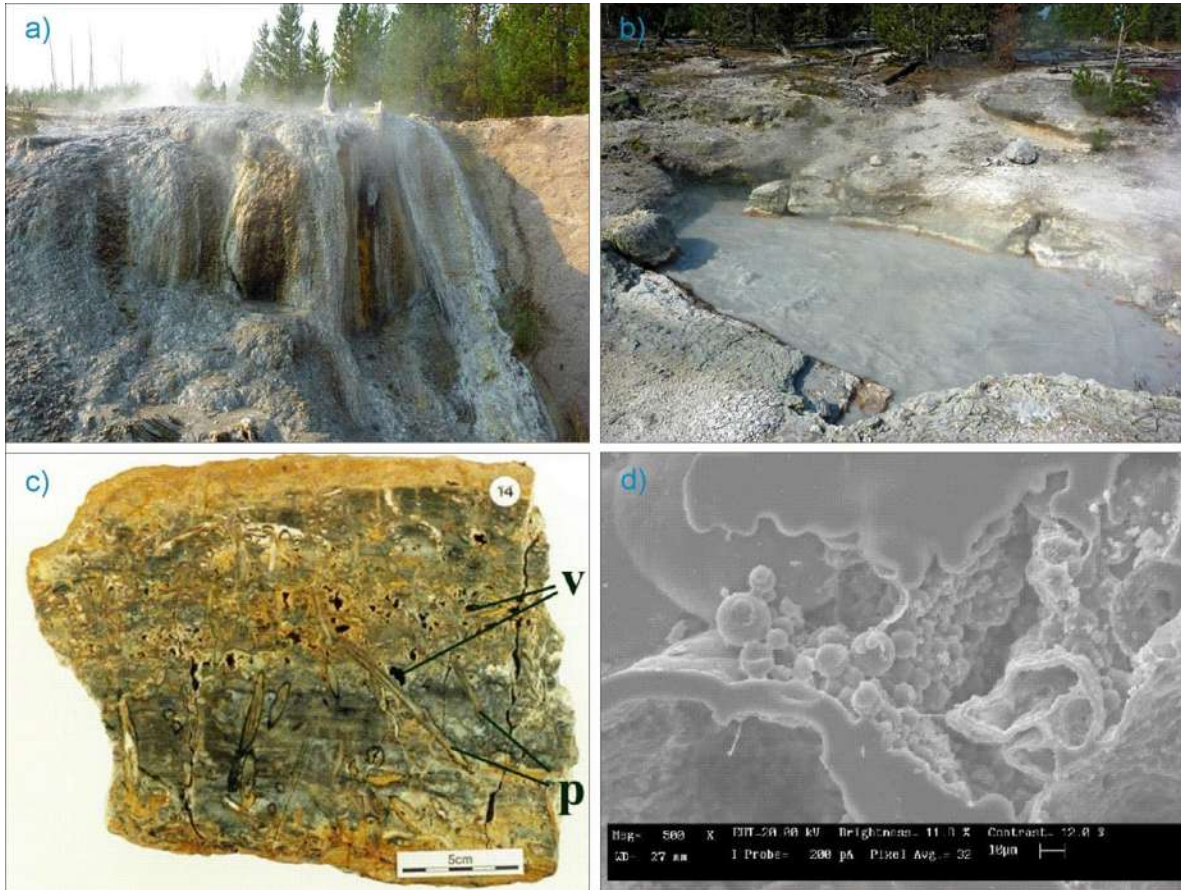


Figura 15. Depósitos de sínter de sílice; a) depósito de sínter en el cual continua la deposición y donde se puede observar la fuerte actividad hidrotermal en *Sylvan Springs, Yellowstone National Park*; b) manantial hirviente con deposición de sínter en los costados en *Sylvan Springs*; c) muestra de mano de un depósito de sínter vítreo donde se puede observar sus vesículas (V) y los restos de tallos de plantas (P); d) imagen SEM que ilustra las esférulas de ópalo-A, de una muestra de sínter vítreo.

Existen un amplio rango de morfologías para los depósitos de sílice, estos incluyen montículos, crestas, cascadas, presas, cortezas y una amplia gama de micromorfologías, sin embargo no existe una clasificación universal (Pentecost, 2005) como en el caso de los travertinos (depósitos hidrotermales carbonatados). El sínter puede ser depositado en tasas que exceden los  $3 \text{ cm a}^{-1}$  cerca de la fuente, pero usualmente alrededor de  $0.5\text{-}5 \text{ mm a}^{-1}$  (Campbell *et al.* 2002; Pentecost, 2005). La precipitación ocurre rápidamente y preserva muchas características bióticas y abióticas las cuales quedan atrapadas, silicificadas y fosilizadas como plantas, polen, microbios, fragmentos de sínter, dejando huellas de las condiciones del tiempo en que se atrapan (Lynne *et al.*, 2003).

Los depósitos hidrotermales de sílice cambian su mineralogía durante su maduración, es decir, originalmente se deposita el sínter que consiste en sílice opalino no cristalino (ópalo-A), posteriormente se transforma a ópalo para-cristalino tipo CT +/- ópalo c y eventualmente a cuarzo micro-cristalino (Herdianita *et al.*, 2000; Lynne *et al.*, 2003; Campbell *et al.*, 2015). También la pérdida de agua estructural, el incremento de la densidad y la disminución de la porosidad acompañan la evolución del sínter con el

tiempo (Herdianita *et al.*, 2000). Estos depósitos son comunes en muchas áreas de manifestaciones termales de alta temperatura, los depósitos en montículo o terrazas son asociados con manifestaciones termales hirvientes y son excelentes indicadores de la presencia de un reservorio hidrotermal con temperaturas >175 °C (Fournier y Rowe, 1966). Los depósitos de sínter típicamente se forman en zonas terrestres (continente) volcánicamente activas donde los magmas calientan las aguas que circulan a través de la corteza superficial y que posteriormente emergen en la superficie de la tierra como fluidos geotérmicos cargados de sílice (Campbell *et al.*, 2015).

Como se ha mencionado anteriormente la actividad tectónica es fundamental para garantizar la apertura de las fracturas (Brogi *et al.*, 2014). Por ello los depósitos de sínter y las manifestaciones hidrotermales podrían encontrarse cerca de fallas activas y potencialmente con peligro sísmico (Brogi *et al.*, 2012). La relación entre el depósito de sínter y el fallamiento sugieren que la edad del depósito de sínter puede indicar una etapa del fallamiento (Hancock *et al.* 1999; Brogi *et al.*, 2012). Lutz *et al.*, 2002 especula que los episodios de flujo de manantiales termales a lo largo de la falla *Dixie Valley* pueden correlacionarse a eventos sísmicos locales, ello basándose en las edades similares de depósitos y de ruptura co-sísmica (Fig. 16).

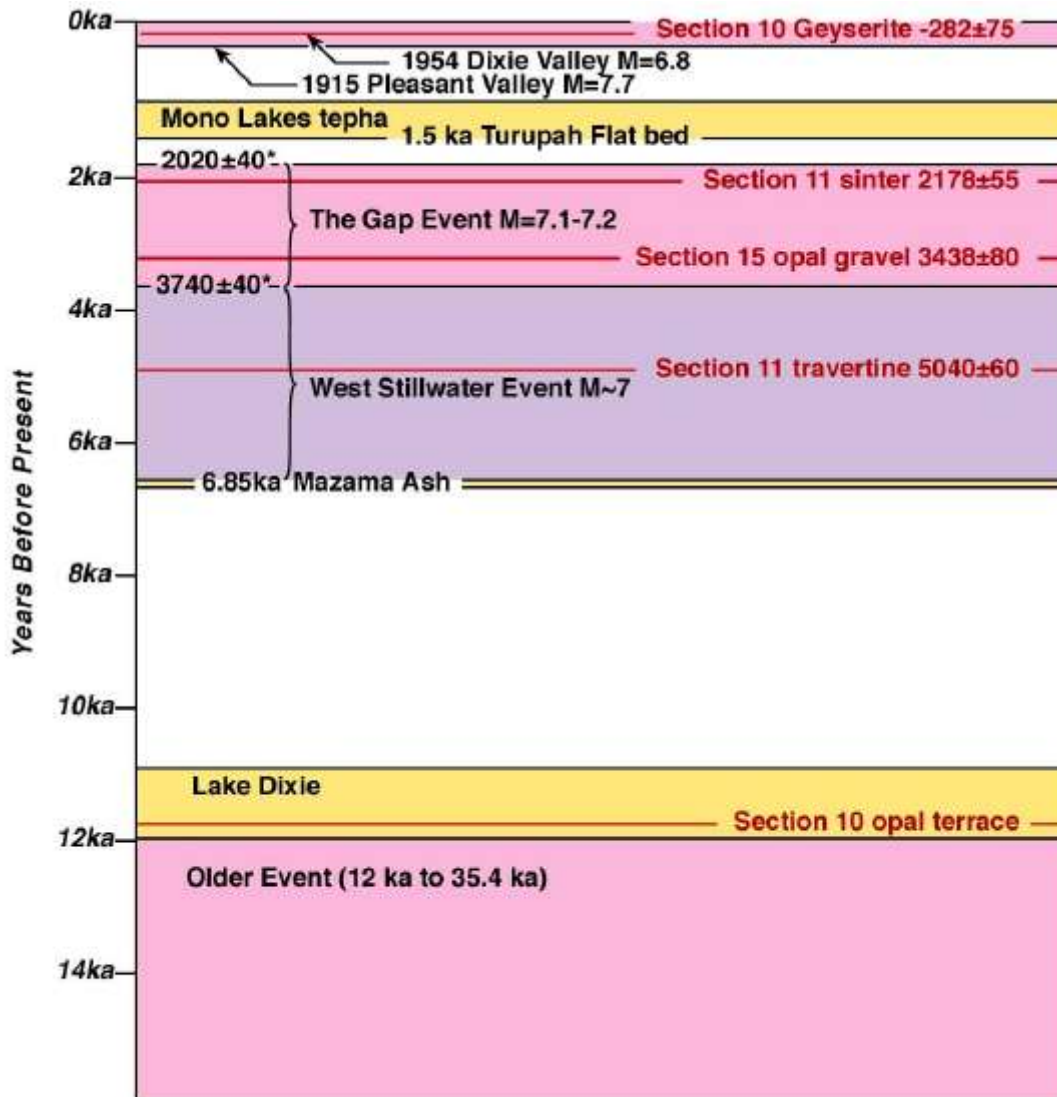


Figura 16. Esquema que resume las edades de los lagos (amarillos), y las edades de los eventos sísmicos históricos y los eventos determinados por paleosismología (rosa y morado) en la parte norte del *Dixie Valley*; donde se puede asociar deposición de sínter o travertino a una ruptura co-sísmica (Lutz *et al.*, 2002).

### ERUPCIONES HIDROTERMALES

Las erupciones hidrotermales (Figs. 17 y 18) han sido eventos comunes en muchos sistemas hidrotermales en distintos sitios, habiendo numerosos eventos en tiempos históricos. Muchos de estos eventos han sido inducidos por la explotación geotérmica y algunos otros por la evolución natural del sistema.

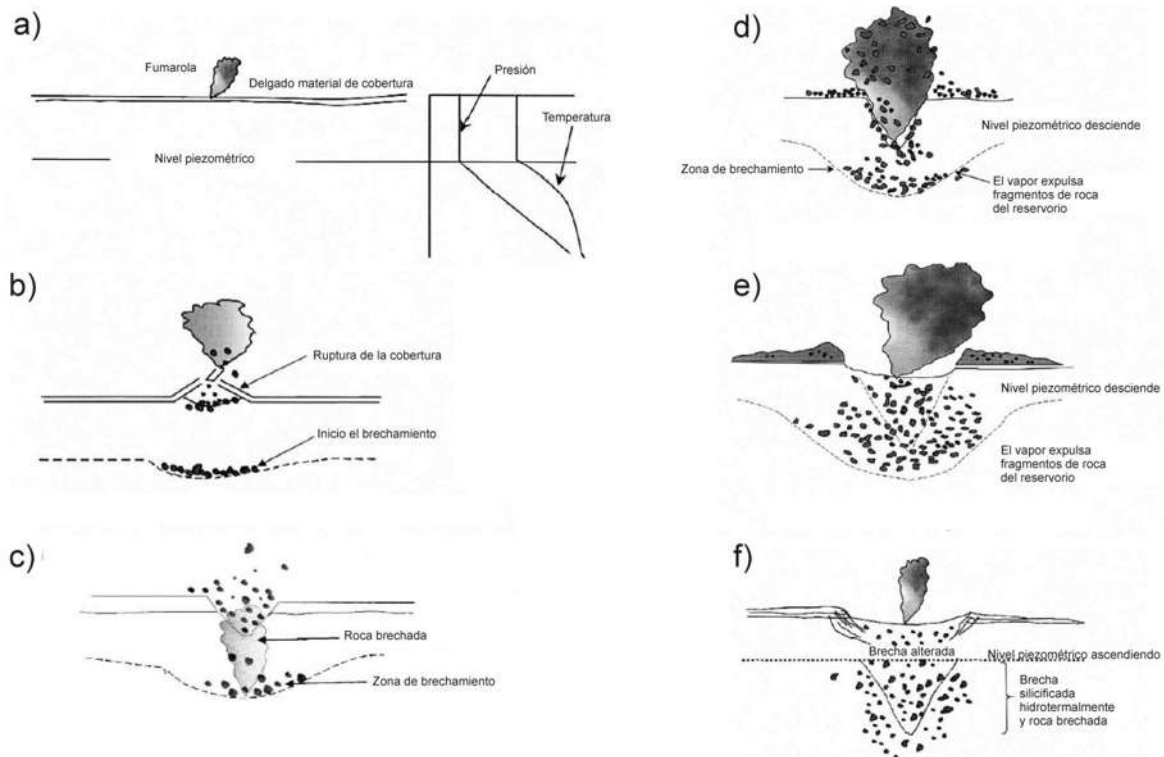


Figura 17. Esquema del desarrollo y el curso de una erupción hidrotermal. Note como el brechamiento de la roca huésped ocurre en la zona donde el agua cambia a vapor; este vapor aporta la energía necesaria para expulsar las rocas. No representa alguna escala específica (Browne y Lawless, 2001).

Las erupciones hidrotermales son manifestaciones típicas de campos geotérmicos activos. Las erupciones pre-históricas han sido reconocidas por la presencia de brechas de explosión, no obstante, evidencias de algunas erupciones hidrotermales han sido pasadas por alto debido a que sus depósitos no son reconocidos, están pobremente preservados o se encuentran enterrados debajo de materiales más recientes. Sin embargo erupciones hidrotermales y sus productos deben de ser estudiados por las siguientes razones (Browne y Lawless, 2001):

- a) Son eventos destructivos que causan la pérdida de vida y daño o destruye estructuras, tal como plantas geotérmicas, tuberías y viviendas: mapear y datar los depósitos de erupciones hidrotermales ayudará en la localización de sitios con eventos prehistóricos y en determinar su frecuencia. Esta información asistirá en evitar la construcción de estructuras civiles en lugares potencialmente peligrosos.
- b) El material expulsado por estas explosiones provee pistas acerca de la litología del subsuelo.
- c) La presencia de minerales hidrotermales específicos puede dar información acerca de las temperaturas en el subsuelo y el tipo de fluido presente.

- d) Erupciones hidrotermales pueden causar cambios importantes en la hidrología del campo.
- e) Erupciones hidrotermales pueden estar íntimamente relacionadas a mineralización (e.g. Sillitoe, 1985 en Browne y Lawless, 2001), ofreciendo atractivos objetivos para la explotación de minerales epitermales.



Figura 18. Pequeña erupción hidrotermal donde se puede observar la columna de vapor que en la parte central es de color café debido a los litoclástos arrancados del subsuelo.

### **Cráteres y profundidades focales de erupciones**

Algunas de las grandes erupciones prehistóricas han tenido un foco profundo, algunas comparaciones de la litología de los clastos eyectados, con la litología de los núcleos recuperados de los pozos profundos en algunos campos geotérmicos muestran que el material expulsado puede venir de hasta por lo menos 450 m de profundidad (Collar y Browne, 1985). Las erupciones menores tienen focos más someros.

El diámetro de los cráteres de erupciones hidrotermales pueden ser correlacionadas con la profundidad del foco de la erupción (Fytikas y Marinelli, 1976) y esto puede ser usado para determinar la profundidad del reservorio explotable.

Muchos de las fuentes comúnmente expulsan clastos los cuales fueron brechados durante las primeras etapas de la erupción, los cuales después de la expulsión caen nuevamente dentro del cráter formado, por lo tanto, muchos de estos cráteres no son reconocibles a menos que sus depósitos puedan ser distinguidos.

### **Depósitos de brecha**

La distribución de los productos de una erupción hidrotermal obviamente depende sobre todo de la magnitud de la erupción, la topografía, la geometría del cráter, la naturaleza del material expulsado, si la erupción ocurrió en un medio acuoso y de la erosión post-deposicional. Brechas depositadas por las mayores erupciones hidrotermales en Rotokawa

(Nueva Zelanda) cubrieron un área de cerca de 12 km<sup>2</sup>, con un espesor máximo de 11 m (Collar y Browne, 1985) y que tuvieron un volumen mayor de 10<sup>7</sup> m<sup>3</sup>. El espesor de la mayoría de los depósitos de las erupciones decrece exponencialmente conforme se aleja del cráter. La distribución del material expulsado alrededor del cráter puede variar de uniformemente distribuido a asimétrico, dependiendo de la geometría del cráter y las condiciones del viento (Browne y Lawless, 2001).

Las brechas típicas de erupciones hidrotermales son pobremente seleccionadas e invariablemente matriz soportadas, el material expulsado varía de tamaños desde arcillas hasta clastos con varios metros de diámetro. La gradación lateral y vertical de los clastos es pobremente desarrollada a pesar de que los clastos más grandes usualmente se encuentran cerca del cráter. Los bloques más grandes muchas veces impactan el material subyacente, por lo cual, ésta es una de las formas de distinguir las erupciones hidrotermales con los depósitos de los flujos de lodos, los cuales a veces pueden ser parecidos. Algunas de las brechas de erupciones muestran evidencia de que fueron depositadas con contenido de agua, lo cual se refleja con la presencia de lapilli acrecional o la textura vesicular de la matriz; algunas con tanto contenido de agua que son capaces de generar lahares (Marini *et al.*, 1993).

Mucho del material expulsado deriva del reservorio geotérmico, por lo tanto revela en la superficie los tipos de roca que en este se encuentran presentes en el reservorio. Muchos de estos clastos se encuentran hidrotermalmente alterados, por lo tanto pueden ser estudiados para interpretar las condiciones hidrológicas en el reservorio usando técnicas mineralógicas (Browne y Lawless, 2001).

### **Mecanismos físicos de las erupciones hidrotermales**

Cuando se intenta entender los mecanismos físicos de las erupciones hidrotermales, e intentando crear un modelo con cierto valor predictivo, es necesario reconocer que no todas las erupciones hidrotermales son iguales. Existen diferentes tipos, pero algunas requieren circunstancias especiales y por lo tanto ocurren de manera infrecuente. Muchos mecanismos son comunes para algunos casos. Se presentan los siguientes casos (Browne y Lawless, 2001):

- Superación de la presión litostática;
- Acumulación de vapor y/o gas (Fig. 19);
- Presión liberada debajo de la superficie;
- Adición de calor o gas magmático (se considera erupción magmática y no hidrotermal).

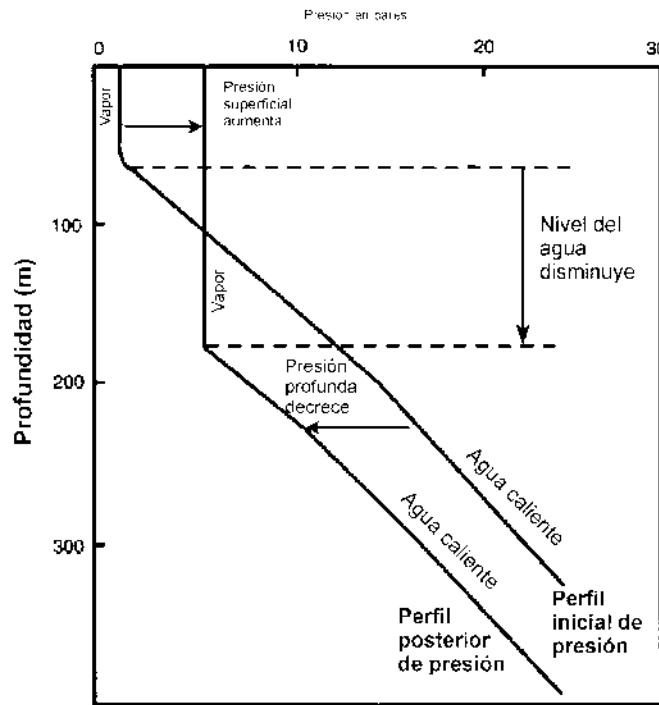


Figura 19. Relaciones presión- profundidad en un sistema hidrotermal, muestra que un decremento en el nivel del agua y una caída de la presión en profundidad pueden causar que las presiones en la superficie se incrementen debido a la formación de una zona de vapor (Browne y Lawless, 2001).

### Predicción y prevención de erupciones hidrotermales

Las erupciones hidrotermales de foco somero y profundo son potencialmente perjudiciales para la vida y la propiedad (Bixley y Browne, 1988). Estos eventos son difíciles de predecir debido a que pueden ocurrir con diferentes temperaturas y en diferentes profundidades, por lo tanto, es importante identificar señales de riesgo y comparar la naturaleza del reservorio con otros donde erupciones hidrotermales han ocurrido.

### TÉCNICAS MINERALÓGICAS (UTILIZADAS)

Durante las últimas décadas se lograron éxitos considerables en la física y la química de los cuerpos sólidos. Gracias a este hecho y como consecuencia de estudios recientes de los minerales en conjunto con varias disciplinas de las Ciencias de la Tierra se ha ido conformando un área nueva conocida como "Mineralogía Avanzada", donde se utilizan técnicas analíticas nuevas. La amplia utilización de estas técnicas analíticas modernas (microscopio electrónico, microsonda electrónica, espectrometría infrarroja y Raman, nuevos métodos de difracción de rayos X, métodos de radiofrecuencia, electrostáticos, magnetostáticos, cuántico estáticos, de luminescencia etc.) ha permitido determinar las

particularidades específicas de los minerales reales que se encuentran en diferentes tipos de ambientes y obtener una gran información práctica de los mismos (Ostrooumov, 2007).

### **Difracción de Rayos X en la investigación de minerales**

El análisis de materiales naturales y artificiales por Difracción de Rayos X (XRD) se utiliza ampliamente en diferentes campos de la ciencia y la técnica moderna. Esta técnica analítica constituye uno de los métodos de investigación más importante en algunas de las ciencias fundamentales de la tierra: cristalografía, mineralogía, petrología (Marfunin, 1995; Stout y Jensen, 1989; Wenk y Bulakh, 2004 en Ostrooumov, 2009) ya que permite obtener una información detallada sobre la cristalografía de los minerales, así como también sobre la composición de fases minerales en diferentes sustancias y formaciones naturales (Ostrooumov, 2009).

En la actualidad se han diversificado mucho las técnicas de DRX, pero en general, se emplean con dos objetivos: a) estructuralmente, para conocer la cristalografía de los compuestos puros tales como minerales, compuestos orgánicos, inorgánicos, órgano-metálicos, etc.; b) analíticamente, para la identificación y determinación, a veces cuantitativa, de las fases presentes en las mezclas.

El análisis se basa en las propiedades de los rayos X de penetrar en el interior de la sustancia y refractarse con determinada ley (ley de Wulf-Bragg) desde los planos atómicos de la red cristalina. La ecuación de Wulf-Bragg tiene la siguiente forma:  $2d \sin \Theta = n\lambda$ , donde  $\Theta$  es el ángulo de reflexión de los rayos X del sistema determinado por planos atómicos (distancia interplanar), donde ocurre la reflexión,  $n$  es un número entero (orden de reflexión), y  $\lambda$  es la longitud de onda de la radiación. Esta ecuación permite por el valor  $\lambda$  y los ángulos  $\Theta$  medidos experimentalmente determinar las distancias interplanares, es decir las distancias entre los planos atómicos paralelos de la estructura cristalina dada. Las estructuras complejas como regla tienen mayor cantidad de planos atómicos con diferentes valores de distancias interplanares  $d$  (Ostrooumov, 2009).

Entre los problemas concretos que se pueden resolver con la ayuda de la DRX en la mineralogía contemporánea está el diagnosticar las sustancias minerales presentes en las muestras (Fig. 20).



Figura 20. Difractómetro de rayos X Bruker D8 Advance (sitio de internet de la Universidad de Cataluña).

### Condiciones experimentales del análisis por DRX

Se recomienda estudiar el material molido o triturado bajo el microscopio binocular para determinar, en una primera aproximación, el carácter morfológico de los cristales minerales así como también la composición mineralógica de una muestra investigada. En el caso de la presencia de gran cantidad de fases minerales (más de 8-10) se recomienda la separación de unas fracciones por densidad, magnetismo u otras propiedades. La muestra se tritura en un molino mecánico o a mano en un mortero de jaspe o ágata (Fig. 21) hasta un tamaño no mayor de  $40\ \mu\text{m}$  ya que los tamaños óptimos de las partículas cristalinas para el análisis de rayos X son  $20\text{-}40\ \mu\text{m}$ . La masa normal de una muestra para este análisis es de entre  $0.5\text{-}1.0$  gramos. Ella debe representar la composición de la muestra y ser homogénea en los tamaños de las partículas cristalinas (Ostrooumov, 2009).



Figura 21. Mortero de Ágata.

Para obtener un cuadro de difracción bien definido (difractograma) hay que elegir las condiciones óptimas de registro de una sustancia mineral dada. Ante todo, es necesario elegir la radiación utilizada (Cu, Co, Fe) que está relacionada con la composición química de las sustancias analizadas, y de la cual depende a su vez el grado de absorción de los rayos X. Cuando los coeficientes másicos de absorción de la sustancia son mínimos, las condiciones de barrido son óptimas. Los valores de este coeficiente dependen del número atómico de los elementos químicos que componen la sustancia analizada, de las longitudes de onda de la radiación utilizada y de la densidad de la muestra. Para una mezcla de minerales se eligen las condiciones que son óptimas para las fases más importantes (Ostrooumov, 2009).

Para el registro del difractograma hay que determinar las condiciones experimentales entre las cuales las principales son las siguientes: el tipo de difractómetro y de tubo, la sustancia del ánodo y el filtro, el voltaje y la corriente, la escala de velocidad de registro (en segundos), las constantes de tiempo (en segundos) y de medición (en grados), etc. Los parámetros de registro deben asegurar, por una parte, la obtención óptima de todos los detalles de los máximos difractométricos y, por otra parte, el tiempo mínimo del análisis.

Actualmente todos los equipos de rayos X son completamente computarizados lo que permite realizar automáticamente todas las operaciones de barrido y evaluación de los difractogramas obtenidos. El intervalo angular del registro depende de una tarea concreta (Ostrooumov, 2009).

#### Diagnóstico y estudio cristalquímico de los minerales por DRX

El diagnóstico exacto consiste en identificar todas las fases cristalinas que contienen las sustancias minerales analizadas. Cada fase cristalina está dando un difractograma individual (Fig. 22) que se caracteriza por las posiciones e intensidades bien definidas de los máximos o líneas reflejadas por eso el conjunto registrado de los rayos X reflejados por diferentes ángulos  $\Theta$  de alguna de las sustancias cristalinas es la constante de esta sustancia independientemente de la composición de la mezcla mineral y de la morfología de los individuos minerales. Sabiendo el ángulo inicial de registro y su escala se calculan las posiciones exactas de los máximos y por las tablas especiales se determinan las distancias interplanares ( $d$  en Å o nanómetros). Este valor también se puede calcular por la ecuación Wulf-Bragg o finalmente, obtener directamente en la pantalla del monitor con ayuda de un software correspondiente de DRX.

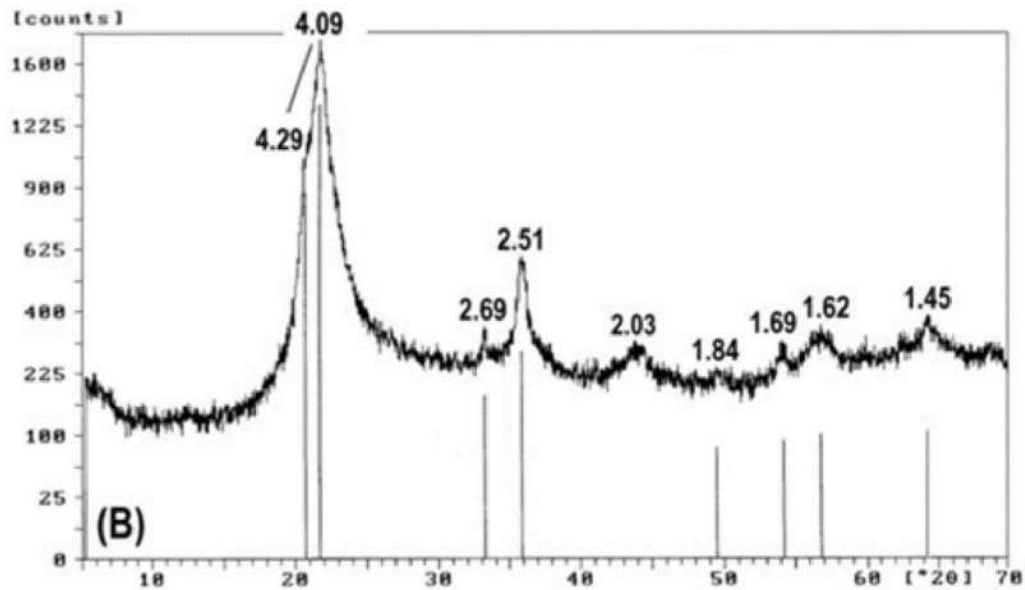


Figura 22. Difractograma (se grafican los ángulos de difracción en X contra las intensidades de cada ángulo en Y) de una muestra de ópalo morado de Gevrekseydi, Turquía (Hatipoğlu, *et al.*, 2015).

### Espectroscopia Infrarroja (EIR)

Entre las distintas regiones espectrales de la radiación electromagnética, el intervalo infrarrojo reviste gran interés en el estudio cristalquímico de los minerales (Ostrooumov, 2009 y referencias en este). Prácticamente, todos los minerales presentan bandas de absorción/reflexión en la región infrarroja (principalmente entre 2.5–25  $\mu\text{m}$ ). Las absorciones que se producen en la región espectral infrarroja (IR) involucran energía mucho más pequeña si las comparamos con las energías de absorción relacionadas con la estructura electrónica de la molécula (regiones ultravioleta y visible) (Ostrooumov, 2009).

Se pueden obtener resultados satisfactorios si uno considera un modelo muy sencillo de la molécula como un conjunto de masas unidas por muelles (que representan los enlaces). No se va a considerar la nube electrónica que genera las transiciones electrónicas. Según este sencillo modelo mecánico de la molécula, esta puede absorber energía para rotar o para vibrar, es decir para cambiar su estado energético rotacional o vibracional (Hawthorne, 1988 en Ostrooumov, 2009). Las energías que se involucran en estos procesos corresponden a frecuencias del infrarrojo. Como conclusión, las vibraciones y las rotaciones (o en términos de la espectroscopia moderna, modos vibracionales y rotacionales) de una molécula son las responsables de las bandas de absorción de la misma en el infrarrojo (Ostrooumov, 2009).

Para comprender mejor los mecanismos de absorción de la vibración infrarroja por las moléculas, veamos el caso más sencillo de vibración de una molécula biatómica

heteronuclear (e.g. HCl). Para pequeñas vibraciones, una molécula biatómica puede considerarse, con muy buena aproximación, como un sistema mecánico formado por dos masas puntuales  $m_1$  y  $m_2$ , en la posición de los respectivos núcleos atómicos, unidos por un muelle perfectamente elástico, que hiciese las veces de enlace químico entre ambos átomos. En la posición de equilibrio, se designa con  $r_e$  la distancia internuclear o distancias de enlace (Ostrooumov, 2009).

Debido a la diferencia de electronegatividad de los dos átomos que forman la molécula, los electrones no están distribuidos simétricamente respecto al centro de enlace, sino que están desplazados hacia el átomo más electronegativo, en este ejemplo hacia Cl, lo que da lugar a un momento bipolar que se representara por  $M_e$ . Al vibrar la molécula, los átomos se separan y se acercan periódicamente (Ostrooumov, 2009).

Cuando se estira el enlace (a la manera de un muelle), se origina una fuerza que actúa en sentido contrario, es decir, que tiende a restaurar el equilibrio, y cuya magnitud es proporcional al estiramiento  $r-r_e$  (ley de Hooke), esto es:  $F$  (fuerza) =  $-k (r-r_e)$ , donde  $k$  es la llamada constante de fuerza del enlace, expresada normalmente en dinas/cm, cuyo valor es una medida de la rigidez del mismo y está relacionada con la naturaleza de los átomos involucrados en el enlace. Cuando el enlace se encoge, da origen a una fuerza igual a la del caso anterior, que ahora tiende a estirar el enlace y restaurar el equilibrio. Teniendo en cuenta la primera ley de Newton (fuerza = masa x aceleración) y que en las vibraciones moleculares el centro de gravedad permanece fijo, se puede deducir fácilmente la ecuación del movimiento de vibración, que es:  $-k (r-r_e) = \mu d^2 (r-r_e) / dt^2$ , donde  $\mu = m_1 * m_2 / (m_1 + m_2)$  se le conoce como masa reducida de la molécula (Ostrooumov, 2009).

Esta ecuación diferencial es bien conocida, por ser la ecuación del movimiento del llamado oscilador armónico y una solución es de la forma:  $r-r_e = a \sin(\sqrt{k/\mu} t + \delta)$  es decir, que la distancia de enlace  $r$ , o su incremento respecto a la distancia de equilibrio ( $r-r_e$ ), es función periódica del tiempo,  $t$ , de forma sinusoidal. Para mayor sencillez, se ha puesto que el tiempo se empieza a contar a partir de la posición de equilibrio, con lo que la constante de fase,  $\delta$ , de la ecuación anterior, es nula (Ostrooumov, 2009).

Como es obvio, la constante  $a$  de la misma ecuación representa el incremento máximo (o mínimo) de la distancia de enlace, es decir, la amplitud del movimiento de vibración. La ecuación anterior se puede escribir como:  $v = \frac{1}{2} \pi \sqrt{k/\mu}$ . Esta ecuación es fundamental para obtener las bandas de absorción en el espectro infrarrojo las cuales están caracterizadas por la frecuencia o el número de ondas (Ostrooumov, 2009).

La vibración de una molécula biatómica heteronuclear va acompañada, por lo tanto, de un momento eléctrico bipolar oscilante, que según la teoría electromagnética, emitirá

radiación electromagnética de la misma frecuencia que la vibración. En el resultado una molécula puede absorber energía cuando se expone a radiación electromagnética cuya frecuencia coincide con la propia de vibración (ecuación anterior), pues entonces el campo eléctrico oscilante de la radiación hace vibrar el momento eléctrico bipolar de la molécula (Ostrooumov, 2009).

Todas las moléculas biatómicas heteronucleares como HCl, CO, NO, etc., tienen un momento bipolar permanente,  $M_e \neq 0$  (mayor o menor, según la diferencia de electronegatividad entre los dos átomos que la forman) que oscila periódicamente al vibrar la molécula, por lo que puede absorber radiación electromagnética y dar así lugar a una banda de absorción (banda fundamental) en el espectro infrarrojo cuya frecuencia o número de ondas  $\nu$ , viene dado por la ecuación previa (Ostrooumov, 2009).

Sin embargo, no todas las vibraciones y/o rotaciones producen una absorción de la radiación incidente. Solo los modos vibracionales y rotacionales de moléculas con momento bipolar diferente a cero o bien aquellos modos que introduzcan un momento bipolar diferente de cero en la molécula, son activos en el infrarrojo (Ostrooumov, 2009).

Para que exista un espectro rotacional activo en el infrarrojo se requiere que la molécula sea polar (momento bipolar neto no nulo), mientras que para tener un espectro vibracional activo en el infrarrojo basta que el movimiento vibracional de los átomos de la molécula induzca un momento bipolar no nulo. Si las moléculas no tienen momento dipolar permanente,  $M_e = 0$ , pues al ser iguales los dos átomos que los forman, la distribución electrónica es simétrica respecto al centro del enlace, y sigue siendo simétrica al vibrar la molécula, por lo que es siempre  $M_e = 0$ , es decir, que no surge un dipolo oscilante, y por lo tanto, no pueden absorber radiación electromagnética infrarroja. Estas moléculas no presentan bandas de absorción en el espectro infrarrojo. Por esta razón, las moléculas biatómicas homonucleares como  $N_2$ ,  $O_2$  o  $H_2$ , así como las moléculas de los gases nobles no representan espectros de absorción en el infrarrojo (Ostrooumov, 2009).

La absorción de radiación infrarroja por moléculas está asociada a cambio en los estados vibracionales y/o rotacionales. Los modos de vibración de una molécula incluyen deformaciones tipo tracción (elongación) compresión y bandeo (Ostrooumov, 2009).

La finalidad de las aplicaciones de la EIR es la determinación de los grupos funcionales que contiene un determinado mineral, a partir del estudio de los espectros de absorción/trasmisión/reflexión en la región espectral determinada (Ostrooumov, 2009).

En la última década la técnica de la EIR ha logrado un desarrollo grande en el campo mineralógico, ya que las metodologías modernas permiten obtener los datos nuevos e importantes sobre las sustancias minerales (Ostrooumov, 2009).

Varias técnicas analíticas de la EIR permiten obtener una información importante y resolver las siguientes tareas mineralógicas (Ostrooumov, 2009):

- a. Identificación de las sustancias mineralógicas (especies y variedades);
- b. Estudio cualitativo y cuantitativo de mezclas minerales;
- c. Estudio de las particularidades cristal químicas (e.g. determinación de los grupos estructurales  $\text{SiO}_4$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{CH}_2$  por la cantidad y posición de las bandas de absorción);
- d. Estudio de isomorfismo y polimorfismo;
- e. Determinación de las particularidades estructurales (el grado orden-desorden de estructura y deformación de los poliedros);
- f. Estudio de la forma y tipo de los complejos oxígeno-hidrógeno ( $\text{OH}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{H}_3\text{O}$ );
- g. Estudio del grado de cristalinidad y de las sustancias amorfas;
- h. Estudio de las transformaciones en los procesos de calentamiento y diferentes reacciones químicas.

## 4. METODOLOGÍA

### METODOLOGÍA DE LA GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

- Primero se realizó una revisión bibliográfica con el objetivo de conocer trabajos anteriores, como libros, tesis y artículos científicos, sobre el tema de investigación y el área de estudio; esta revisión se realizó en todo momento de la elaboración de este trabajo de investigación, desde el inicio hasta la conclusión del mismo.
- Se realizó un análisis de imágenes de satélite y fotografías aéreas, para hacer mapas estructurales regionales que nos sirvieron para conocer cuales estructuras afectan la zona: con estos mapas se pudieron identificar cuáles son las estructuras más recientes ya que son las que controlan la morfología del terreno, además conociendo el campo de esfuerzos que afecta la zona (mediante mecanismos focales de sismos reportados en trabajos previos) se pudieron identificar las fallas que se encuentran óptimamente orientadas al campo de esfuerzos presente y las que podrían ser potencialmente activas.
- Se realizaron salidas de campo para la toma de datos estructurales (Fig. 23) que permitieron determinar la cinemática de las fallas presentes y de esta forma calcular los campos de esfuerzos que afectan y han afectado la zona de estudio. Las zonas donde se realizaron las mediciones fueron principalmente en cortes realizados para la creación de carreteras y en bancos de material, ya que en estas zonas los cortes son recientes y los afloramientos no se encuentran fuertemente intemperizados ni alterados, lo que permite visualizar los indicadores cinemáticos e indicadores de sentido.  
En las dos zonas de estudio se hizo el levantamiento estructural en un radio aproximado de 20 km respecto las zonas de MH. En la zona de SAM el levantamiento se hizo principalmente sobre ignimbritas y andesitas del Mioceno Medio y en Ixtlán sobre rocas andesitas y basaltos del Plioceno Tardío y Pleistoceno Temprano.



Figura 23. Trabajo de campo enfocado a la recopilación de datos de geología estructural; a) medición datos estructurales en la zona sur del Lago de Cuitzeo; b) falla normal de dirección NE; c) mediciones de datos estructurales cerca de la comunidad de Buena Vista municipio de Chucándiro; d) mediciones estructurales; e) pequeña zona de falla en la comunidad de Buena vista; f) compañeros de la maestría y proyecto 17 del Cemie levantando los datos de indicadores cinemáticos; g) importante plano de falla (entre línea punteada) encontrado cerca de la comunidad de la Yerbabuena municipio de Copándaro (falla de dirección ENE de tipo lateral izquierda); h) compañeros del proyecto 17 del Cemie apoyando con la recolección de datos de campo.

- Se ubicaron las zonas donde se realizaron las estaciones estructurales en un MDE para correlacionar las estructuras de campo con las estructuras regionales que son visibles en estos modelos; esto se hizo con la finalidad de corroborar si las fallas medidas en campo eran visibles en los MDE o si eran estructuras secundarias.
- Se realizó el procesamiento de los datos estructurales con el software Win\_Tensor (Fig. 24), para determinar los campos de esfuerzos que afectan y han afectado la zona de estudio; Win-Tensor es la versión de Windows del programa Tensor desarrollado originalmente en DOS. El desarrollo de la versión DOS comenzó en 1990 con el objetivo de probar los diferentes códigos disponibles en ese momento para manejar datos estructurales de tipo frágil, consignándolos en una base de datos estructurada y realizando la reconstrucción de los paleoesfuerzos.

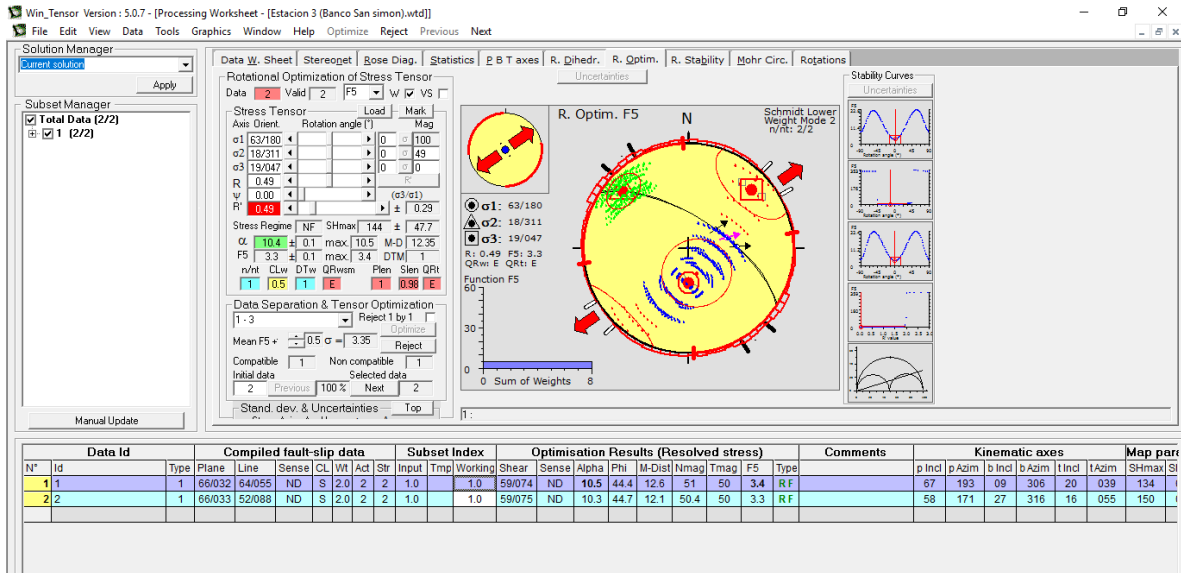


Figura 24. Cálculo de los tensores de esfuerzo con el software Win\_Tensor de un par de fallas de la comunidad de Ixtlán.

- Se realizó una cartografía de la distribución de las MH en los cuales también se medían los valores de temperatura (Fig. 25), para poder ver cuales estructuras están controlando el flujo de fluidos: para esto se ubicaba espacialmente cada una de las MH, se tomaban y registraban sus coordenadas espaciales con un GPS Nomad 900 GLC y después se tomaba el valor de temperatura de la manifestación con un termómetro de infrarrojo TITAN 55010. Esto se realizó en toda el área de MH tratando de registrar cada punto de manifestación geotérmica. Posteriormente los datos de ubicación se procesaron con el software ArcMap 10.2 para la generación de los mapas de distribución y la interpolación de los valores de temperatura.

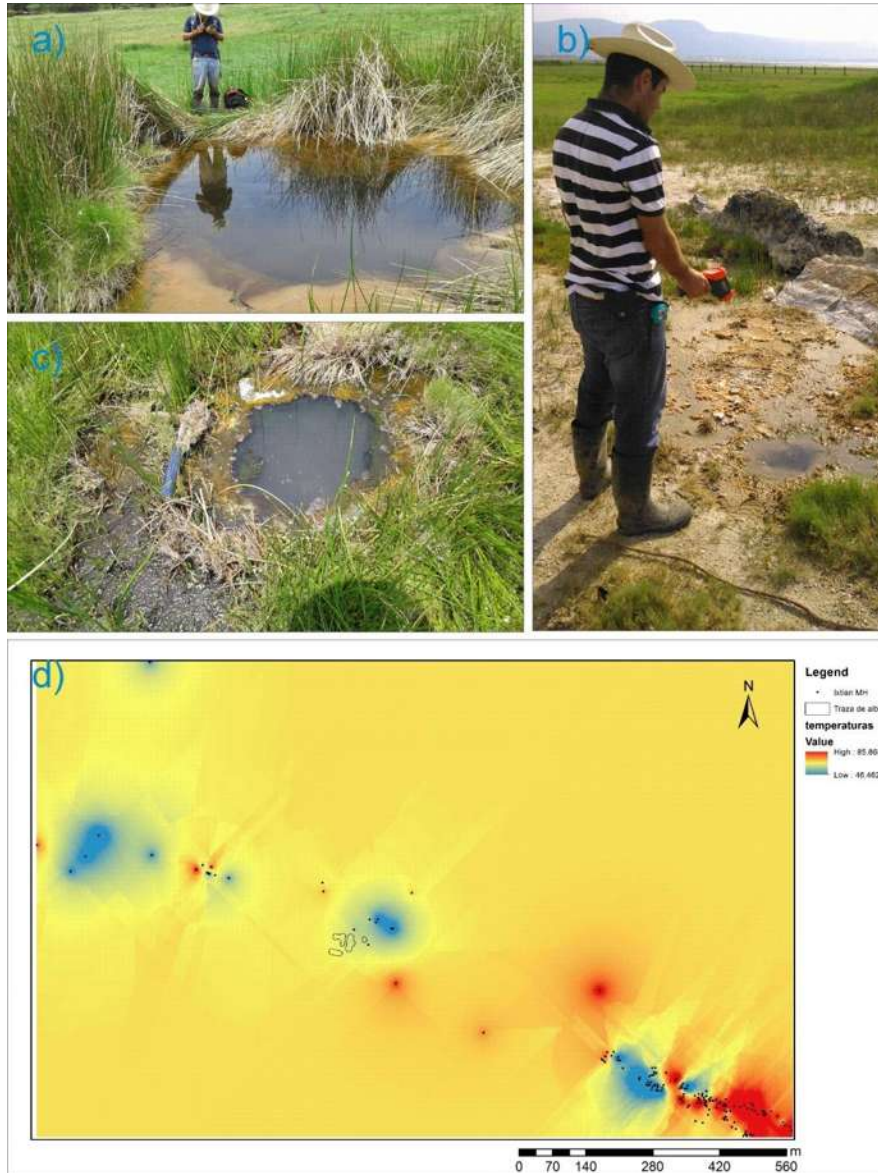


Figura 25. Cartografía de la distribución de las MH; a) ubicación de las distribución de cada una de las MH con un GPS Nomad 900 GLC; b) medición de la temperatura de las MH con un termómetro de infrarrojo TITAN 55010; c) una de las MH (manantial termal) de las que se ubicaron espacialmente y a las cuales se les midió temperatura; d) mapa de distribución de las MH e interpolación de temperaturas de los valores obtenidos en Ixtlán.

- Se realizó una cartografía manual de la distribución de los depósitos de sínter; para esto se tomaban puntos GPS de referencia después se hacia las mediciones de las dimensiones del depósito manualmente con un flexómetro, además de que se dibujaba un esquema a escala de este, posteriormente con la ayuda de una brújula y un flexómetro se medían las distancias y ángulos de los siguientes depósitos respecto de los previos para de esta manera tener un margen de error mínimo en la cartografía. En SAM se validó la metodología con la utilización de una ortofoto con una resolución de 3 m donde se podían ver algunos de los depósitos de sínter,

observando que la distribución obtenida manualmente de estos correspondiera con la de la foto.

- Algunas de las MH, principalmente los manantiales termales tenían una forma elipsoidal debido posiblemente a estas son controladas por fracturas (Fig. 26), por lo tanto se midieron las dimensiones de los dos ejes principales de los elipsoides y la dirección del eje mayor respecto del norte, para determinar si existe control estructural.



Figura 26. Serie de fotografías donde se observa que los manantiales termales tienen una forma elipsoidal; se midieron las dimensiones de los dos ejes del elipsoide y la dirección del eje principal respecto del norte.

## **METODOLOGÍA PARA EL ANÁLISIS MORFOLÓGICO, DE LITOFACIES Y MINERALÓGICO DEL SÍNTER**

- En la zona de manifestaciones y depósitos hidrotermales se realizó una descripción de los sínter teniendo en cuenta su textura y morfología, levantando algunas columnas estratigráficas: al momento de realizar la cartografía de los depósitos de sínter se tenía controlada su distribución espacial por lo cual posteriormente se procedió a realizar la descripción detallada de estos depósitos para reconocer las distintas litofacies y morfologías presentes en la zona
- Se realizó un muestreo del sínter para la realización de análisis mineralógico, con el fin de caracterizar dichos depósitos: en el caso de Ixtlán se realizó la extracción de núcleos de 32 cm de longitud (donde la competencia del depósito lo permitía) y

2.54 cm de diámetro con una perforadora marca Hilti modelo DD EC-1 (Fig. 27). Los núcleos se tomaba de manera perpendicular a la estratificación. Sobre estos núcleos se hizo una caracterización separando unidades y describiendo las facies. Posteriormente se tomó una pequeña porción del núcleo (tomando principalmente el sínter en facie de geiserita) para la molienda y análisis mineralógico.



Figura 27. Obtención de núcleos de sínter; a) equipo utilizado para la obtención de los núcleos, el cual incluye generador de electricidad, cables de corriente, una bomba de agua, y el taladro; b) momento de la perforación para obtener el núcleo; c) núcleo de sínter obtenido.

- Las muestras se trituraron con un mortero de ágata, hasta obtener un tamaño menor de 40  $\mu\text{m}$ , para poder enviarlas a realizar los análisis mineralógicos.
- Se ejecutaron estudios mineralógicos de las muestras de sínter en polvo con el método de Difracción de Rayos X y Espectroscopia Infrarroja para la caracterización de los depósitos.

#### Detalles experimentales de los análisis mineralógicos

Los diagramas de la Difracción de Rayos X de las muestras (DRX) fueron generados usando un difractómetro *Siemens XRD 5000* (Fig. 28). Las condiciones de operación fueron radiación  $\text{Cu K}\alpha$  ( $\lambda = 1.5406\text{\AA}$ ), 40 kV, 30 mA, con resolución de  $0.01^\circ$ , y un intervalo de registro de  $2\Theta = 5.0\text{--}70.0^\circ$ . Los diagramas fueron registrados en un modo de escaneo gradual con pasos de  $0.02^\circ 2\Theta$  y una tasa de conteo de 100 espectros por paso. Los análisis mineralógicos cuantitativos fueron llevados a cabo mediante el *software* DIFFRAC PLUS (de la compañía BRUKER AXS).



Figura 28. Difractómetro *Siemens* XRD 5000, en el cual se realizaron los análisis de DRX de las muestras de sínter (propiedad de la Universidad Michoacana).

El espectro de absorción de espectroscopia infrarroja fue mediada mediante un espectrómetro FT-IR *Bruker* Tensor 27, escaneando de  $4000$  a  $400\text{ cm}^{-1}$  y usando el método KBr *pellet*. Las *pellets* fueron preparadas mezclando aproximadamente  $3\text{ mg}$  de muestra con  $300\text{ mg}$  de KBr. El software OPUS fue usado para la interpretación mineralógica del espectro.

Al finalizar de todo este trabajo previamente mencionado se hizo el análisis y la discusión de los resultados y finalmente la realización de este libro de tesis con las conclusiones correspondientes.

## 5. RESULTADOS

### **SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ**

En la zona con flujo hidrotermal de SAM (Fig. 29) pueden identificarse MH (manantiales termales, manantiales hirvientes, emisiones de vapor, emisiones de gas, etc.), depósitos de sínter de sílice, brechas de sínter y cráteres de explosiones hidrotermales. Esta zona se ubica en la ribera sur del Lago de Cuitzeo, el cual es una cuenca tectónica. Esta zona de MH se encuentra sobre depósitos lacustres cubiertos por depósitos aluviales.

La energía geotérmica de esta zona solo ha sido aprovechada para fines recreativos, encontrando en SAM cinco parques acuáticos con albercas termales, tres de ellos aprovechando el flujo de agua hidrotermal que llega a la superficie; uno con dos perforaciones de pozos de 5 metros de profundidad y el último con tres perforaciones, una de 150 m, otra de 205 m y la última de 100 m, utilizando solamente la primera para la extracción de agua caliente.

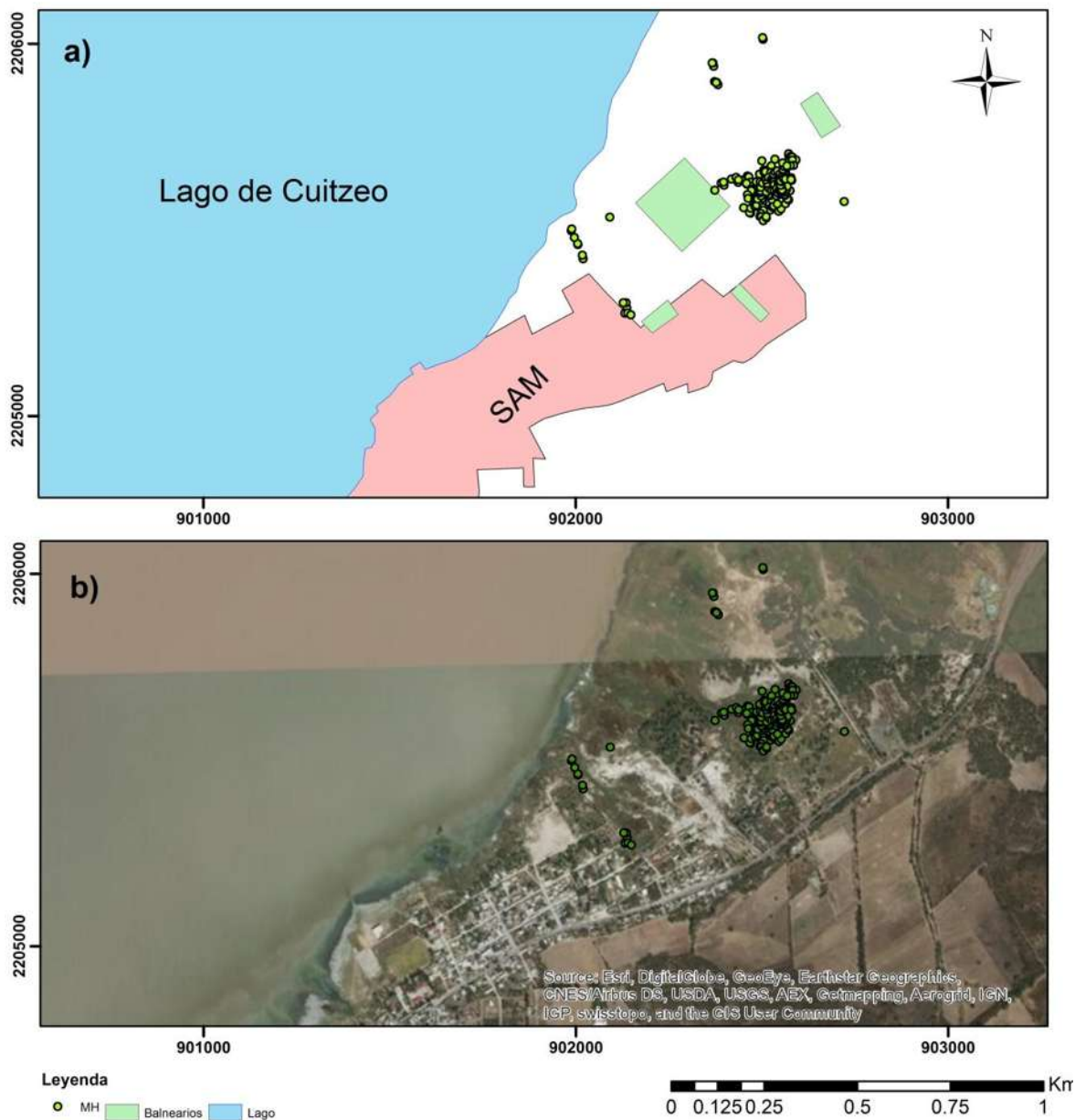


Figura 29. Se pueden observar las MH que ocurren en la comunidad de SAM (el perímetro de los balnearios de a) será usado en las siguientes imágenes como referencia espacial).

En SAM se tienen registrados un total de 182 MH con un intervalo de temperatura que va de 32 a 93 °C con un promedio de 64 °C, conformadas por manantiales termales, manantiales hirvientes, emisiones de gas, volcanes de lodo formados por la emisión de gas y vapor y cráteres de explosión freática. La mayor parte de las MH son manantiales con flujo de agua y en algunos de estos se encontraron los depósitos de sínter asociados.

En las zonas de MH con alto flujo de agua se forman zonas pantanosas donde ha florecido la biota, esta vegetación al estar cerca de la descarga de agua rica en sílice queda

incrustada y en la mayoría de casos opalizada en los depósitos de sínter. En la zona existen depósitos de sínter con alto contenido de tallos de estas plantas (opalizados) y existen otros con muy poco contenido o en algunos casos nulo, y esto se debe a que existen manantiales hirvientes que forman condiciones extremas (e.g. temperaturas  $> 70^{\circ}\text{C}$ ) que impiden la formación de biota (este tipo de depósito de sínter se le conoce como geiserita).

### Geología Estructural

Como ya se mencionó anteriormente, esta zona se encuentra dentro del sector central del CVTM y está controlada por el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA), al cuales se asocia la formación del Lago de Cuitzeo (Garduño-Monroy *et al.*, 2009). Este sistema de fallas determina la tectónica transtensional que se tiene en la zona del Lago de Cuitzeo, con un esfuerzo mínimo horizontal de dirección aprox. N330 que forma fallas normales de dirección NE, ENE y E-O. Las fallas principales que se observan en la zona de SAM tienen una geometría de estructuras lítricas, buzando su plano hacia el norte y generando el basculamiento de los bloques hacia el sur, esto se observa claramente en la zona centro sur del lago de Cuitzeo, cerca de SAM donde los bloques se encuentran rotados hasta  $30^{\circ}$  grados al sur (Fig. 30).



Figura 30. Fotografía tomada inmediatamente al sur del campo geotérmico de SAM donde se puede observar el basculamiento hacia el Sur de las unidades rocosas.

En el área de SAM la morfología es dominada por la gran cantidad de volcanes y fallas, que en conjunto forman los límites actuales del Lago de Cuitzeo. Algunos volcanes son de tipo semi-escudo como el caso del Volcán Manuna que se encuentra a 10 km al NNO de SAM y el Volcán Zapata, además de decenas de pequeños volcanes monogenéticos (Fig. 31), estos volcanes muchas veces se encuentran alineados y disectados por las principales estructuras de la zona. Con el objeto de conocer el control estructural que ha existido y existe sobre los flujos magmáticos se generó un mapa de distribución de vulcanismo (Fig.

31 b), en este mapa se pueden observar claramente lineamiento de dirección NE y algunos de dirección NO.

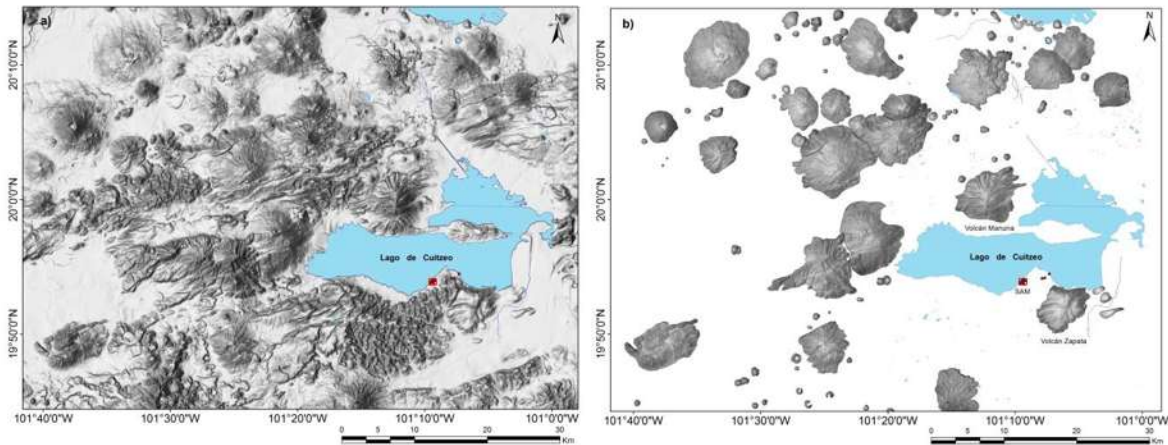


Figura 31. a) Modelo Digital de Elevación de la zona de SAM (el recuadro rojo en la parte centro-sur del Lago representan la zona de MH de SAM), donde se pueden observar los volcanes y las fallas; b) polígonos que forman los volcanes que aparecen en la imagen a), donde se puede observar claramente los alineamientos de dirección NE aunque también se observan algunos lineamientos en dirección NO.

Se realizó un análisis de la morfología del terreno mediante imágenes de satélite, fotografías aéreas y MDE para identificar las fallas que controlan la topografía en esta zona de estudio (Fig. 32). Las fallas que son morfológicamente visibles son las que han tenido la actividad más reciente. Las fallas más evidentes y que controlan la morfología del terreno son las de dirección NE y ENE que en conjunto se consideran parte del SFMA, siendo estas fallas normales principalmente, como lo dejan ver sus importantes escarpes (e.g. límite sur del lago). También son visibles algunas estructuras de dirección ONO las cuales por análisis morfológico se interpretan como fallas normales. Finalmente se considera la Falla de Tzitzio-Valle de Santiago (FTVS) la cual se importó de la literatura (Garduño-Monroy *et al.*, 2009), también paralela a esta se considera otra estructura de dirección NNO que es de tipo lateral derecha (Fig. 32), la cual es considerada porque se ha medido en el terreno, es morfológicamente visible y además de que controla una serie de MH alineadas en SAM. Finalmente sub-paralela a esta falla ( $\sim 20^\circ$ ) se considera otra estructura de dirección  $\sim$ Norte-Sur también de tipo lateral derecha la cual se midió en el terreno, es morfológicamente visible además de que la intersección de esta falla con una falla normal de dirección NE controlan las MH de Benito Juárez (Fig. 33 a); esta falla se considera una estructura de Riedel R de la falla mencionada anteriormente.

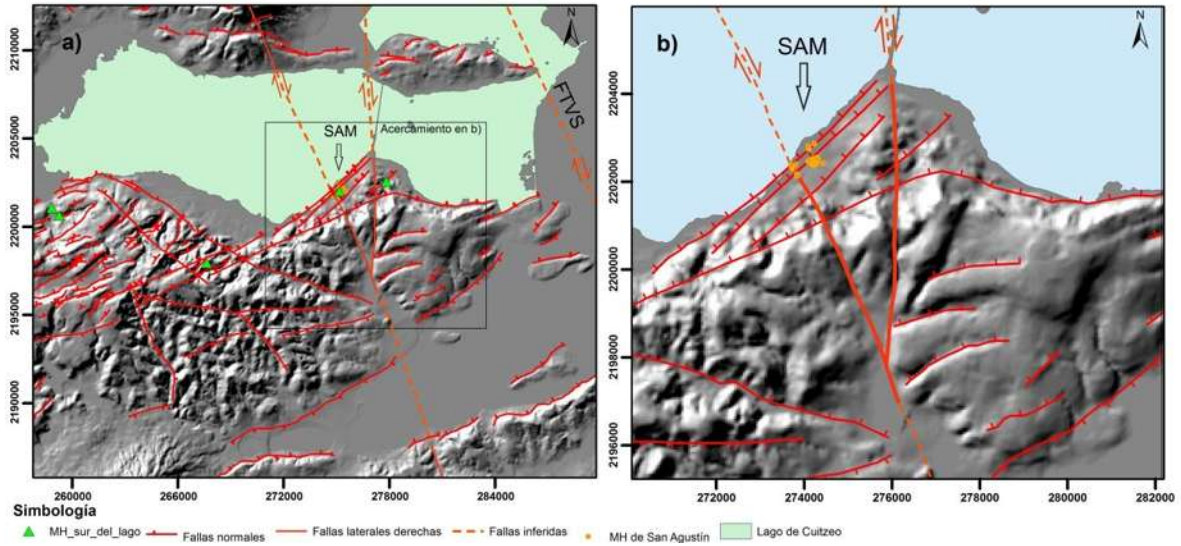


Figura 32. Mapas de geología estructural sobre modelos de sombras; a) mapa de geología estructural regional de SAM, se pueden observar otras MH (además de la de SAM) en el límite sur del lago y se puede ver como muchas de estas MH se encuentran en una zona de intersección de fallas; b) acercamiento en el mapa a) dónde se puede ver como las MH de SAM son controladas por una intersección de las fallas.

Se realizó recopilación de datos estructurales en campo, principalmente sobre las andesitas y andesitas basálticas, así secuencias ignimbríticas, ambas mayores a 16 Ma, que podrían corresponder con la secuencia de Mil Cumbres la cual se considera como un evento transicional entre la SMO y el CVTM. Estas unidades se encuentran aflorando al sur de la zona de estudio y algunas afloran en la parte norte debido al basculamiento provocado por las fallas lítricas. La unidad andesítica se caracteriza por un intenso fracturamiento y acumulación de minerales hidrotermales. Los resultados de los datos obtenidos muestran un sistema de fallas laterales izquierdas de dirección NE y ENE, un sistema de fallas normales reactivado en los planos del sistema anterior (sobreimpresión de estrías) y un sistema de fallas laterales derechas de direcciones NNO y N-S (Fig. 33).

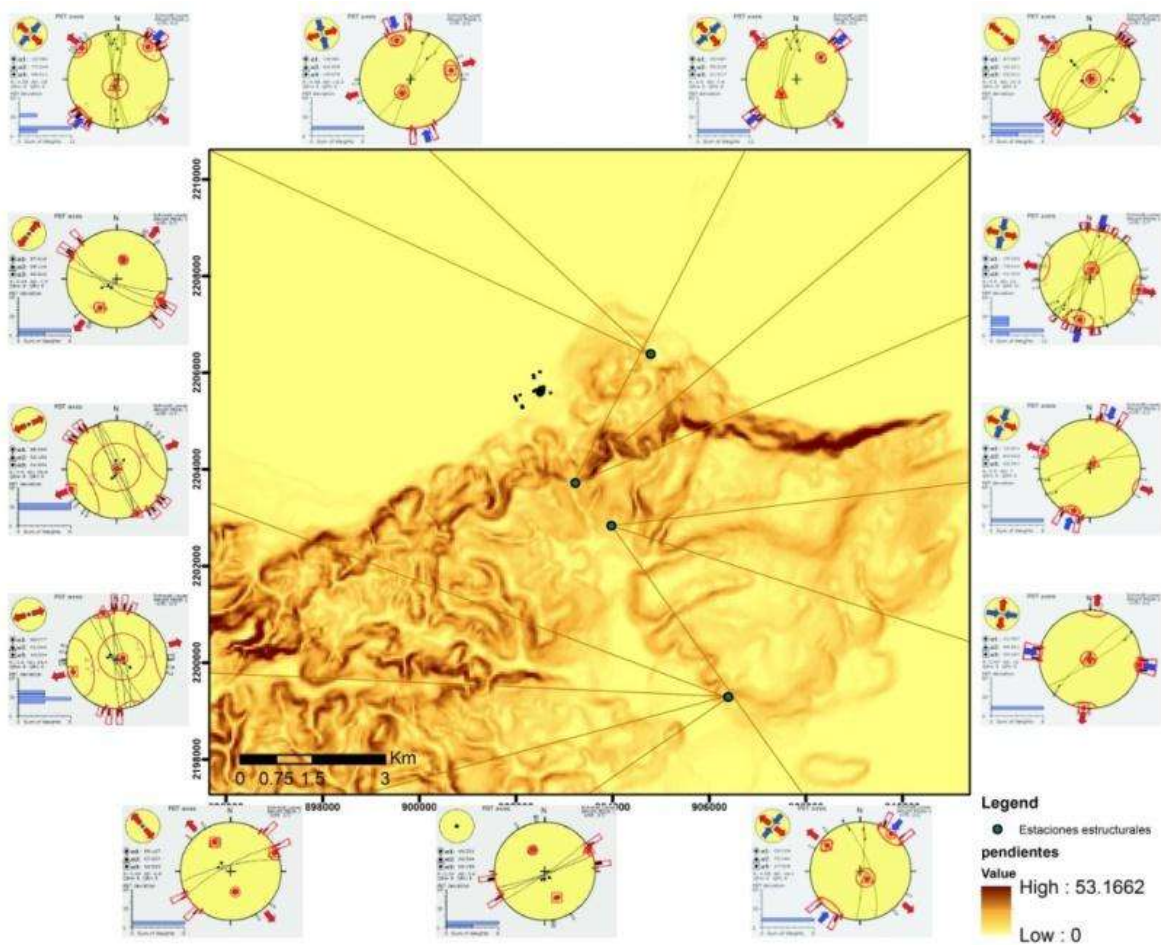


Figura 33. Modelo de pendientes donde se observa la ubicación de las estaciones estructurales (puntos verdes) y los atributos medidos en los planos de falla en campo. Los puntitos negros representan las MH de SAM.

Con el objeto de conocer el escenario estructural en el que se encuentra el sistema geotérmico de SAM, se realizó una cartografía detallada sobre la distribución de las MH (Fig. 34), tomando también en cuenta los valores de temperatura. En el mapa que se obtuvo se pueden observar dos tendencias principales, una de dirección NE y otra de dirección NNO (Fig. 34). El sistema NE es el más sobresaliente debido posiblemente a que este sistema de fallas es el que se encuentra óptimamente orientado con el campo de esfuerzos presente, con una extensión perpendicular a la dirección de las fallas, sin embargo, se observa que el sistema NNO también está controlando el ascenso de los fluidos hidrotermales.

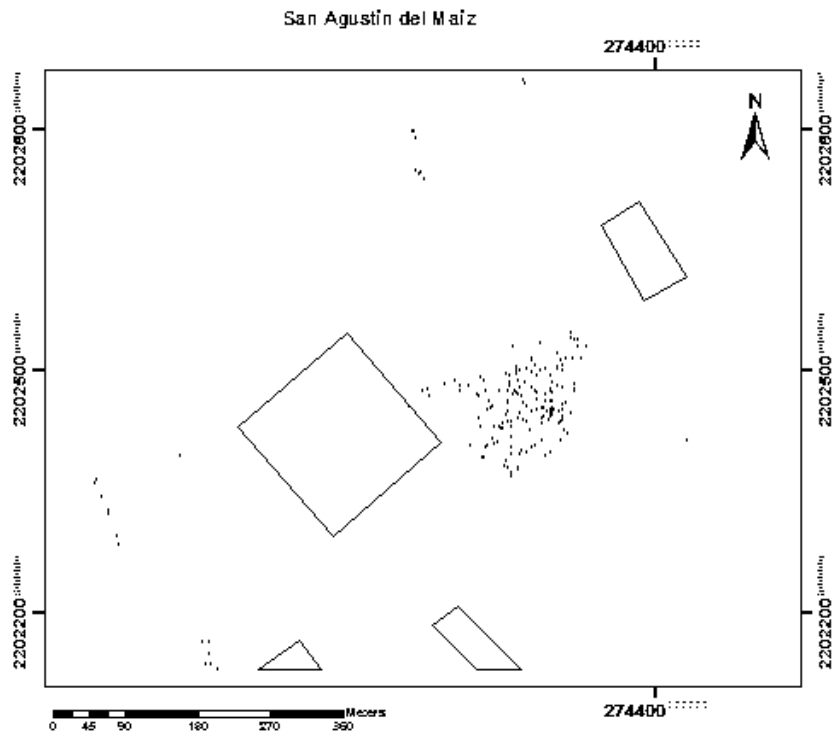


Figura 34. Mapa de distribución de las MH (puntos negros) en el cual se puede observar la tendencia NE de las MH en general y una tendencia NNO en la parte izquierda de la imagen. Los polígonos corresponden con los perímetros de los balnearios en la zona.

Por otro lado la distribución espacial de los depósitos de sínter guarda también tendencias NE-SO (Fig. 35). Esta tendencia no solo se observó en la distribución de los depósitos, también fue característica de las formas elipsoidales de los depósitos.

Existen algunas morfologías de sínter semicirculares que se encuentran levantados; estos depósitos de sínter en lugar de ser semihorizontales como originalmente se depositan en zonas planas, se distinguen por poseer buzamientos cercanos de la vertical, buzamientos que visiblemente son posteriores a la deposición. Cerca de estos niveles se encontró una brecha de sínter conformada por líticos, cerámica prehispánica y carbón.

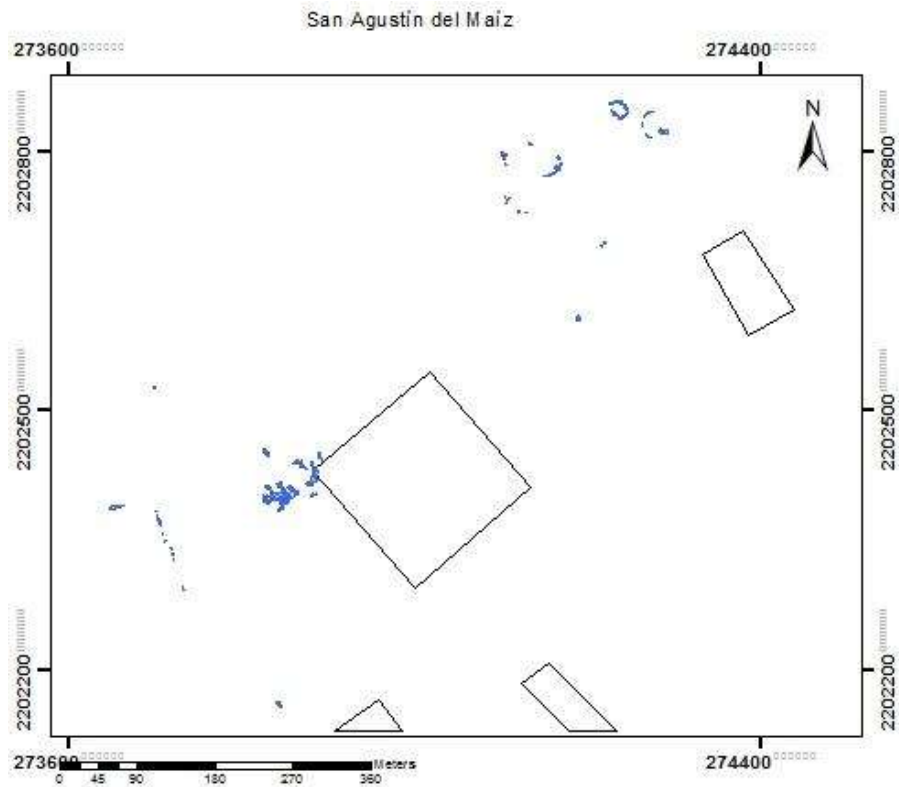


Figura 35. Mapa de la distribución de los depósitos de sinter (azul). Los polígonos negros corresponden con el perímetro de las albercas de la zona.

Como ya se mencionó, en campo se midieron los valores de temperatura en la superficie en cada una de las MH (valores que van de 32 hasta 93 °C), con dichos valores de las MH se realizó una interpolación utilizando el método *Kriging* donde se obtuvo mediante el análisis estadístico (en este caso el semi-variograma) que el valor obtenido es confiable dentro de un rango de 10.61 m, con la finalidad de conocer las tendencias geométricas de las temperaturas mayores, observándose que la tendencia en la dirección NE es dominante (Fig. 36).

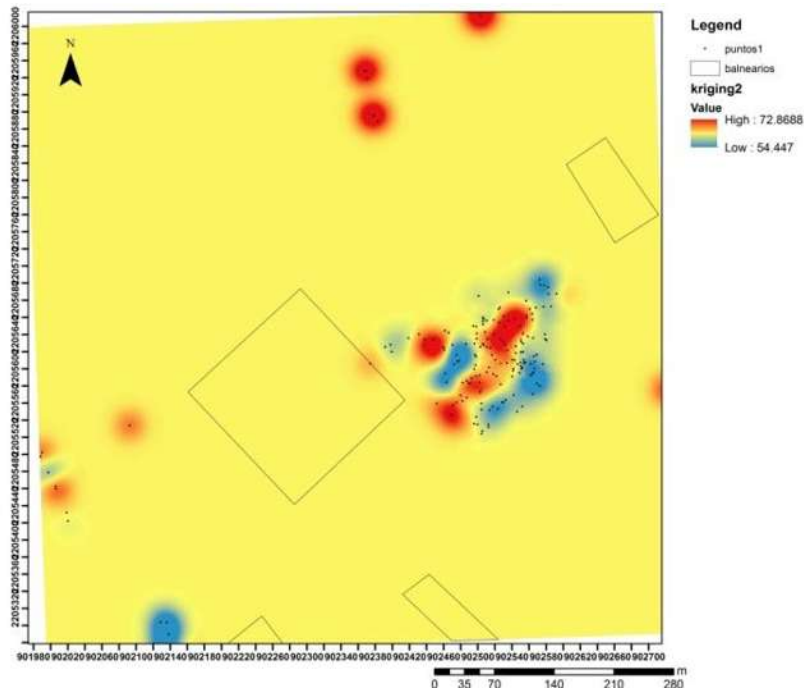


Figura 36. Interpolación de los valores de temperatura medidos en las MH por el método *Kriging*, se puede observar una tendencia de máximas temperaturas en dirección NE.

Con los mismos valores de temperatura pero tomando en cuenta solo donde se tiene mayor cantidad de datos se hizo otra interpolación utilizando el mismo método (Fig. 37).

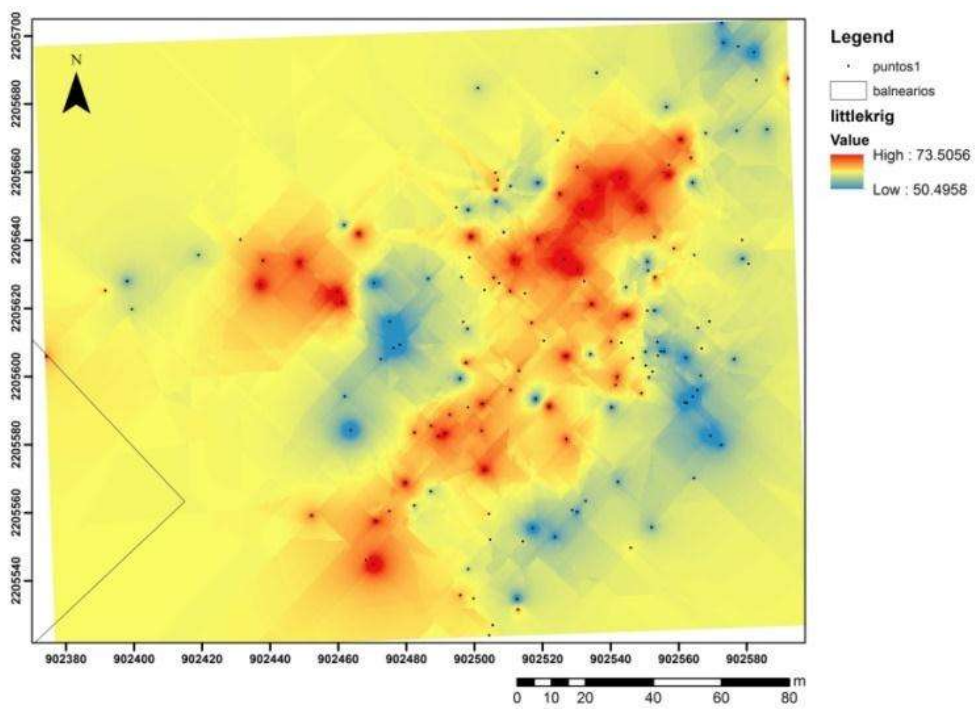


Figura 37. Interpolación de los valores de temperaturas en la zona donde existe mayor densidad de datos en SAM.

Haciendo una comparación de la distribución de las MH, depósitos de sínter y las tendencias en los valores máximos de temperaturas, se puede observar que la dirección NE es la más marcada sin embargo se pueden observar también tendencias en la dirección NNO (Fig. 38).

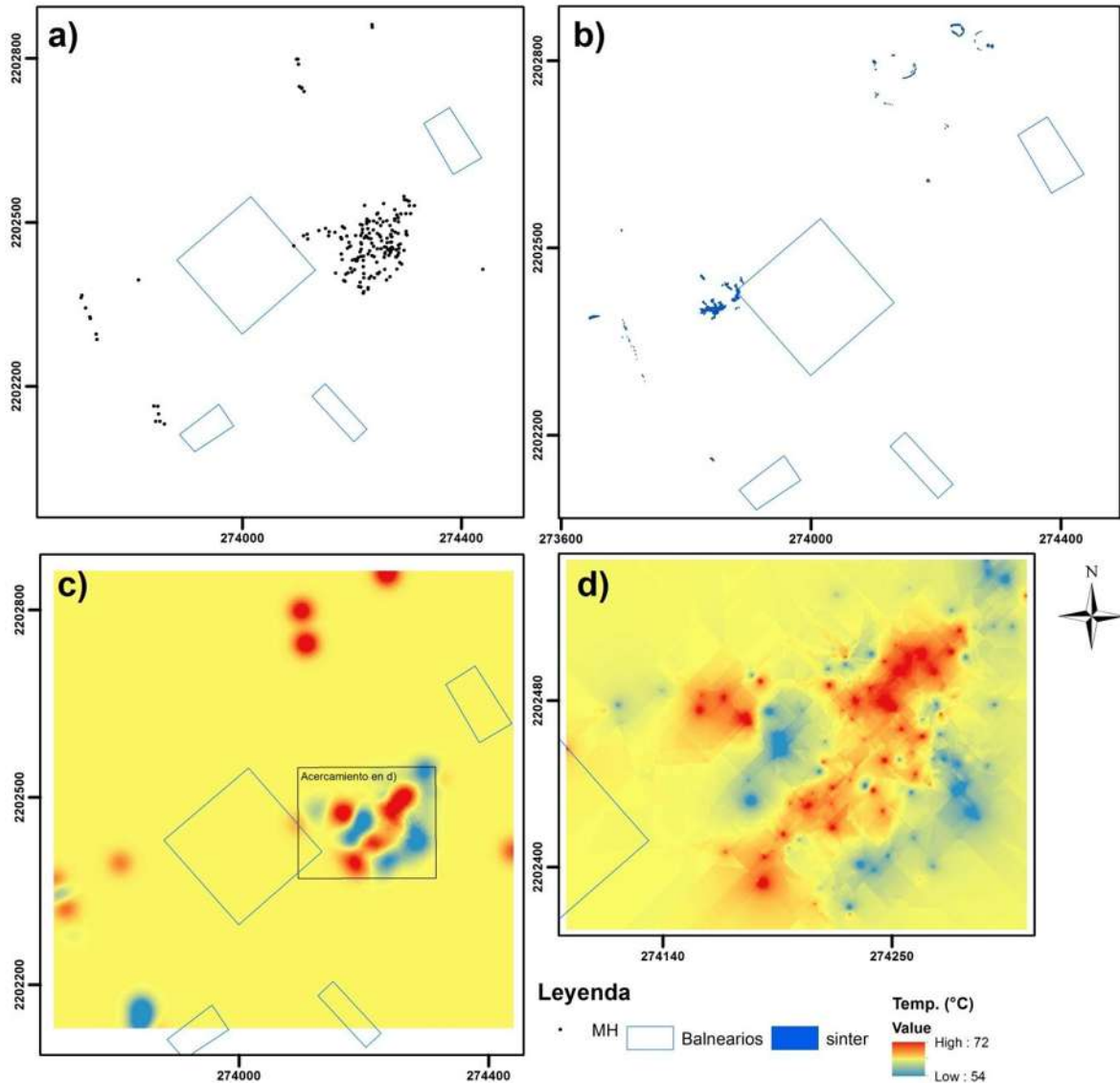


Figura 38. Zona con flujo hidrotermal en SAM; a) distribución de las MH; b) distribución de los depósitos de sínter; c) interpolación de los valores de temperatura obtenidos en cada una de las MH; d) interpolación de los valores de temperatura donde se tiene mayor población de datos (ver figura c).

Al medir la distribución y la temperatura de las MH se observó que muchas de ellas tenían una forma elipsoidal, por este motivo se procedió a realizar la medición de las dimensiones de los dos ejes de la elipsoide así como la dirección que tenía el eje principal respecto del norte. Posteriormente se generó un histograma y un diagrama rosa para

observar las principales tendencias de estos ejes principales. Esto se hizo debido a que las MH son controladas por fracturas entonces las mediciones nos dan información de la tendencia estructural. Se pueden observar que son dos las tendencias principales, una en dirección NO y otra en dirección NE (Fig. 39).

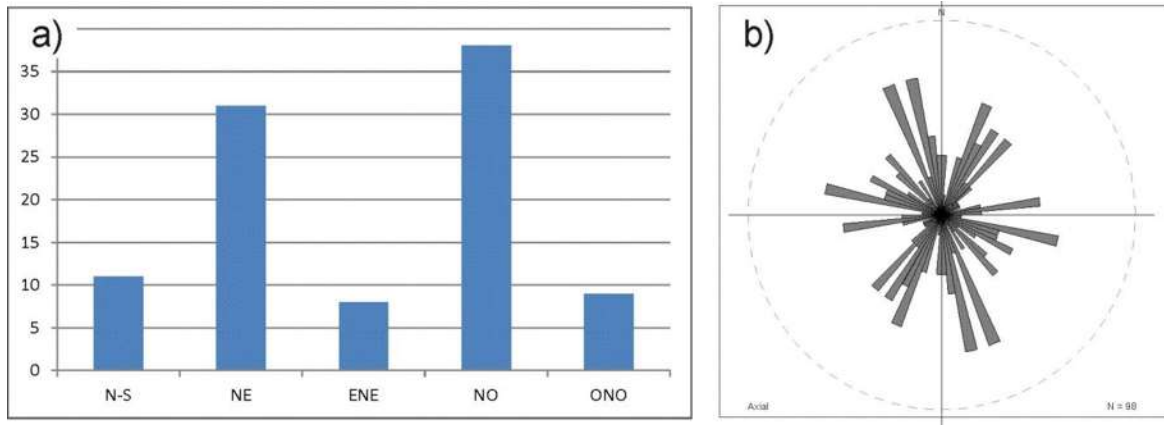


Figura 39. Dirección del eje principal de las elipsoides que se forman en la mayoría de las MH, se observan las tendencias principales NO y NE; a) histograma de las tendencias de los ejes mayores; b) diagrama rosas de los ejes mayores.

Se hizo un análisis del control estructural a escala de la zona de las MH, considerando los datos antes mencionados para poder identificar las estructuras a través de las cuales llegan los fluidos geotérmicos a la superficie. Se proponen dos falla normales de dirección NE y una falla lateral derecha de dirección NNO como las principales controladoras de los fluidos hidrotermales (Fig. 40), las falla normales se consideran porque son morfológicamente visibles además de que controlan las MH; en la falla normal del sur se observar como las MH hidrotermales aparecen en el bloque de piso debido de que en el bloque de techo se genera una acumulación de sedimentos lo cual hace más difícil la llegada de los fluidos a la superficie por lo cual existen pocas MH y pocos depósitos de sínter (ver fig. 40). La falla normal al norte además de que es la proyección morfológicamente visible de la falla, se puedo distinguir como separa dos ambientes morfológicos en los depósitos de sínter y MH, encontrando al sur de esta, la manifestación en superficie de una fractura de dirección NNO y al norte de esta solo se puede ver como solo aparecen algunos montículos de sínter correspondientes con la traza de la fractura mencionada, también al norte de esta falla (bloque de techo) se pudo ver la evidencia de erupciones hidrotermales las cuales ocurren cuando hay un nivel importante de material no consolidado (en este caso lacustre y aluvial) sobreyaciendo el sistema. La falla de dirección NNO es de tipo lateral derecha y se considera debido a que es una estructura morfológicamente distinguible en los MDE, se midió en el terreno además de que alinea MH.

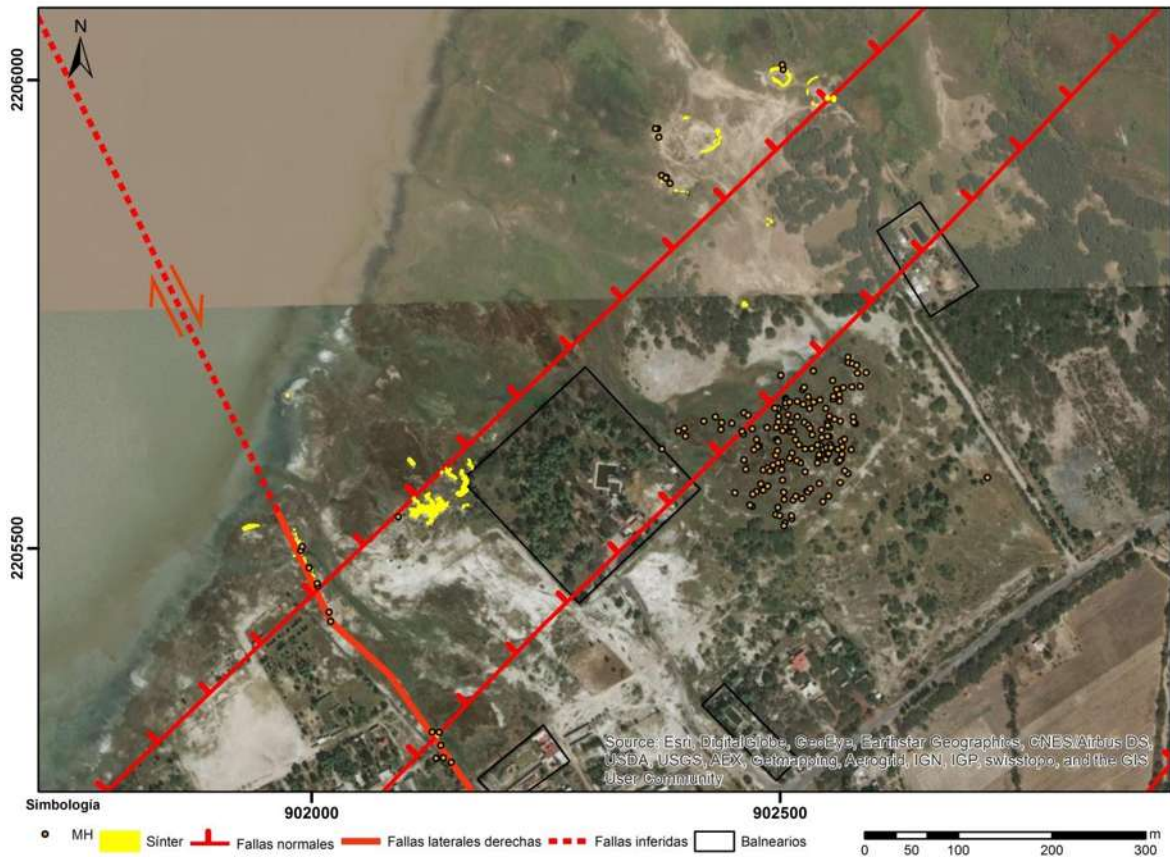


Figura 40. Mapa de geología estructural a escala de las MH; se observan las principales estructuras que controlan el flujo de los fluidos a la superficie las cuales se han considerado por diferentes factores como por ejemplo manifestación morfológica sobre las unidades rocosas, alineamiento de fluidos geotérmicos y datos medidos sobre el terreno.

### Morfología y litofacies del sínter

En los depósitos de sínter de SAM fueron identificadas formas con diferentes litofacies asociadas, principalmente; pilas, montículos, depósitos a lo largo de una fractura, terrazas y brechas de sínter (Fig. 41), así como unos depósitos que podrían corresponder a un montículo y que después fueron afectados por una erupción hidrotermal que se han denominados como “depósitos levantados”.

Como ya se mencionó, estos depósitos hidrotermales se encuentran coexistiendo con MH lo cual nos habla de un escenario estructural favorable para mantener el flujo de los fluidos en el paso del tiempo. Las formas encontradas y sus litofacies fueron agrupadas en: pilas, montículos, depósitos de fractura, terrazas, brechas y depósitos levantados.

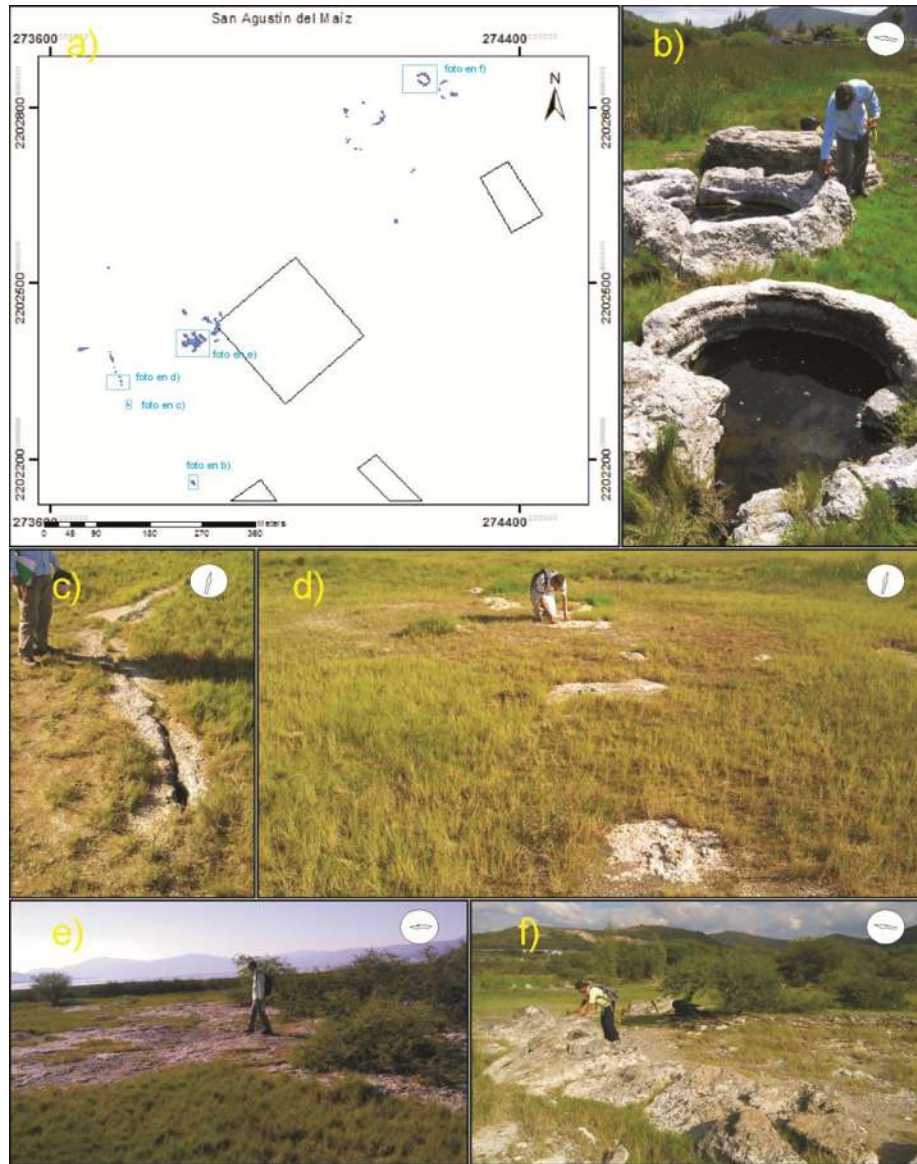


Figura 41. Depósitos de sínter; a) distribución de los depósitos de sínter; b) pilas de sínter; c) sínter depositado en los costados de una fractura; d) montículos; e) terraza; f) depósito de sínter levantado.

### Pilas

Corresponde a una formación de sínter alrededor de un manantial termal que deposita el sínter de manera radial, es poroso, forma paredes que evitan el flujo de agua fuera de estas pilas. En estas morfologías se identificaron alternancias de depósitos de sínter laminado más vítreo con depósitos que se observan más masivos y un poco caóticos. El agua que se acumula en estas presas es menos caliente en comparación con las manifestaciones con flujo de agua. En algunos casos estas pilas se encuentran alargadas, alineadas y/o fracturadas (Fig. 42 y 43).



Figura 42. Fotografías que muestran los sínter en forma de pilas; a) alineamiento de tres pilas en dirección ONO; b) pila alargada y fracturada en la dirección ONO; c) pila circular con contenido de agua termal (35 °C) y con emisión de gases.

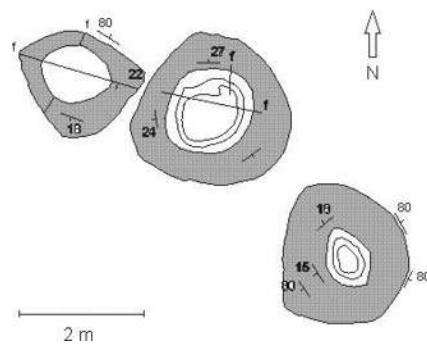


Figura 43. Esquema que muestra tres de las pilas que existen en la zona y deja ver como son afectadas por fracturas (líneas rectas negras) y en algunos casos alargadas, también se pueden ver sus cambios de pendientes. Es importante notar que el eje mayor de las elipses guarda la tendencia de la estructura principal, en este caso NO-SE.

## Montículos

Originalmente deberían tener formas de conos sin embargo el intemperismo y la interacción antropogénica y biológica los ha desgastado y fragmentado en muchos casos. En este caso los depósitos rodean los manantiales termales depositándose radialmente a

partir del agua termal que emana de dichos manantiales, son depósitos porosos que intercalan niveles laminados vítreos con niveles masivos (con mayor porosidad que los depósitos laminados), estos depósitos llegan hasta los 60 cm de diámetro por 15 de alto. La mayor parte de los montículos encontrados se encuentran alineados con dirección NNO-SSE (Fig. 44).

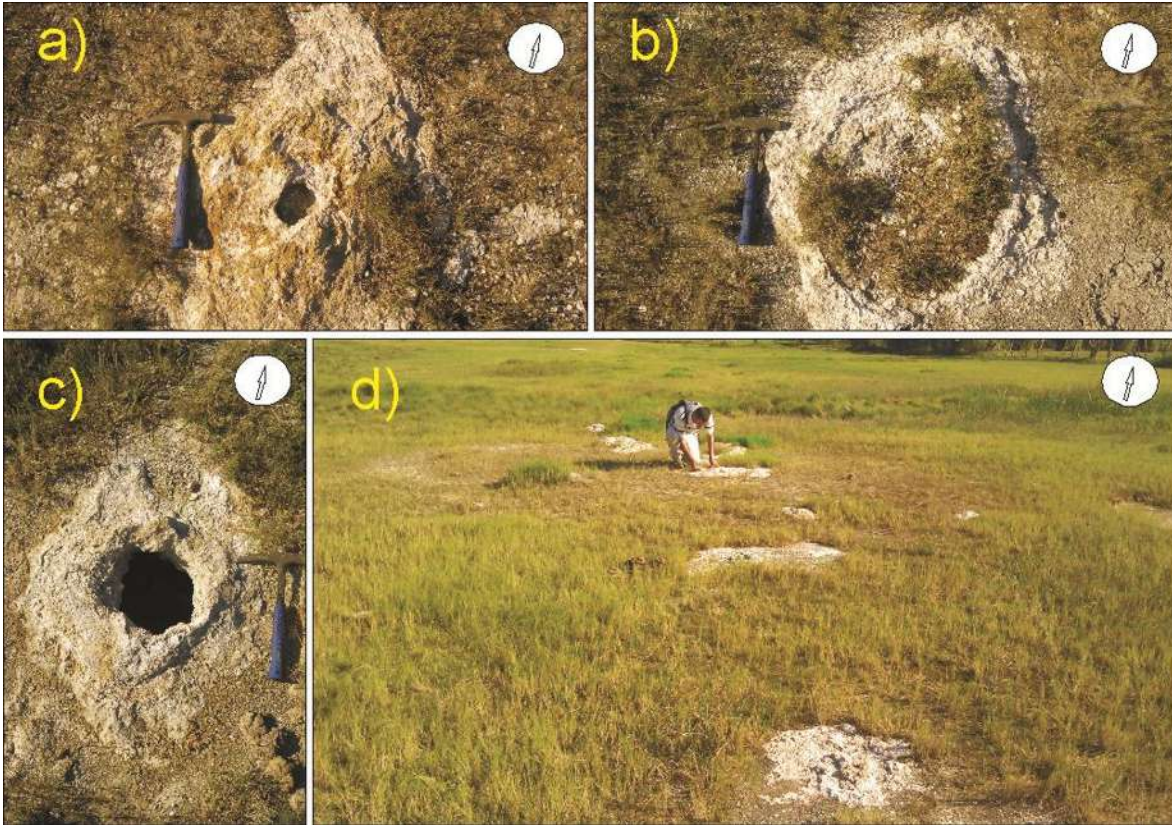


Figura 44. Fotografías que muestran los montículos que se forman a partir de un manantial central; en a) y b) se observan montículos fósiles que empiezan a cubrirse por el pasto; c) se observa un montículo con centro de emisión en el cual a 15 cm de profundidad aún acumula agua; d) alineación de montículos en dirección preferencial NNO.

### Depósitos de fractura

Estos depósitos están distribuidos a lo largo de una fractura que tiene un comportamiento serpenteante en una dirección preferencial NNO, sin embargo la depositación del síter no es continua a lo largo de toda la fractura. Estos depósitos se forman a partir del agua que emana y ha emanado a partir de la fractura. Son depósitos relativamente poco consolidados, poco densos, y porosos (Fig. 45).

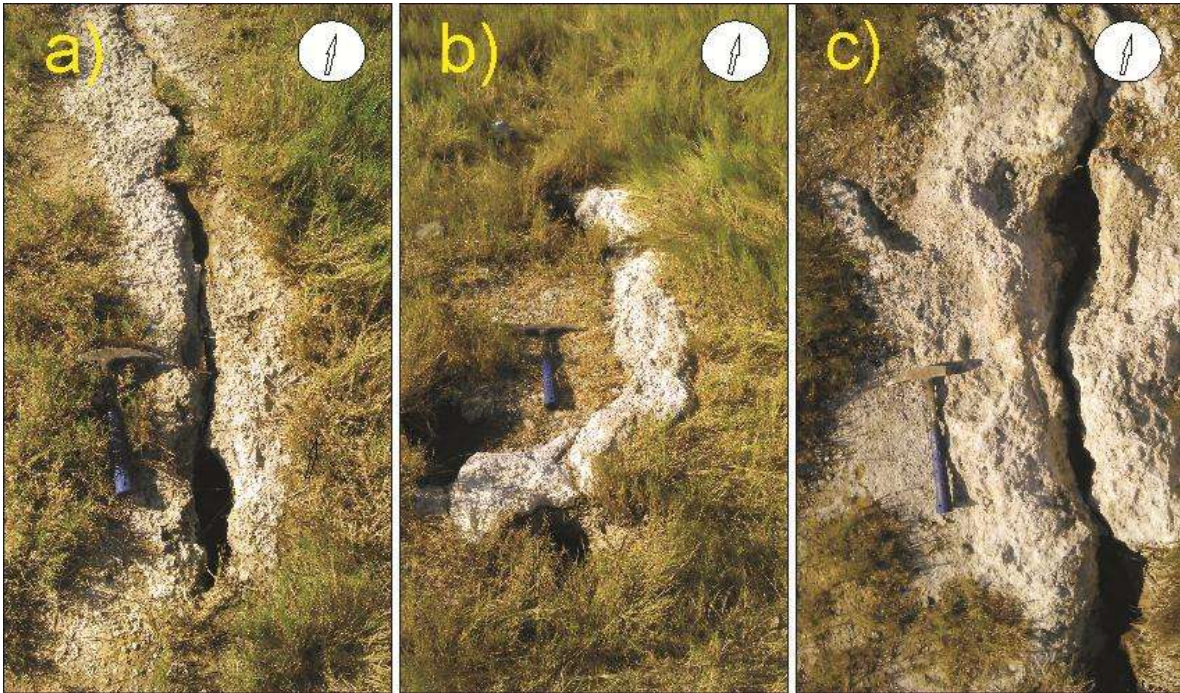


Figura 45. Fotografías que muestran depósitos de sínter en los costados de fracturas. Se puede observar como las fracturas van variando su dirección a lo largo de su traza.

### Terrazas

Son depósitos que forman niveles subhorizontales de espesores hasta de 1 m, cubriendo áreas de hasta 50 m<sup>2</sup> aproximadamente. Estos depósitos son porosos algunos con sínter laminado y vítreo, con remanentes de lo que fueron tallos de plantas y algunos otros depósitos se encuentran más contaminados con partículas clásticas. Estos son friables, poco compactos y poco densos (Fig. 46).

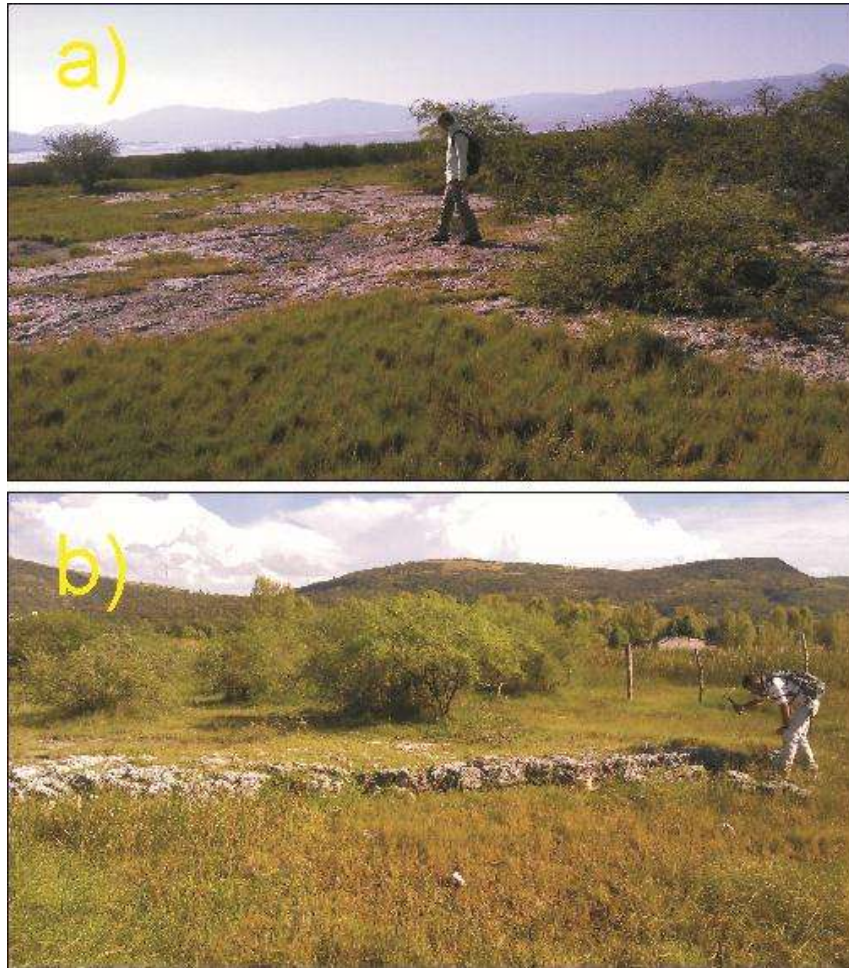


Figura 46. Fotografías que muestran depósitos de sínter en forma de terrazas; a) terraza formada por sínter denso y bien consolidado; b) terraza poco densa y contaminada por material arenoso.

### Brechas de sínter

Son depósitos que se encuentran sin estructuras primarias, fragmentados, caóticos y con contenido de líticos, cerámicas, suelo y en algunos casos presentan fragmentos de carbones, todo lo anterior cementado por sílice opalino hidrotermal (Fig. 47). Estos tipos de depósitos y estructuras podrían asociarse a erupciones hidrotermales.



Figura 47. Fotografías que muestran brechas de sínter con fragmentos de cerámicas prehispánicas y líticos.

Con el objetivo de distinguir las litofacies en el depósito brechado mostrado en la figura 47 se levantó una columna litológica (Fig. 48). De la base a la cima se puede observar; a) un depósito de sínter vítreo, color negro, con tallos de plantas opalizados dispuestos verticalmente, con pocos intersticios; b) depósito de sínter vítreo color negro-grisáceo, con tallos de plantas opalizados dispuestos caóticamente, con pocos intersticios; c) depósito brechado de sínter, color café oscuro, con tallos de plantas opalizados dispuestos caóticamente, con líticos de hasta 15 cm de diámetro, con poros de hasta 2 cm de diámetro, con fragmentos de ópalo, con fragmentos de cerámica prehispánica y carbones vegetales; d) depósito brechado de sínter color café oscuro, con tallos de plantas opalizados dispuestos caóticamente, con líticos, con poros de hasta 1 cm de diámetro, con fragmentos de ópalo; e) depósito de sínter vítreo color negro, con tallos de plantas opalizados dispuestos verticalmente, con pocos intersticios; f) depósito de sínter vítreo, color negro, con tallos de plantas opalizados dispuestos caóticamente, con pocos intersticios. En el nivel con contenido de cerámica se tomó una muestra para determinar la mineralogía.

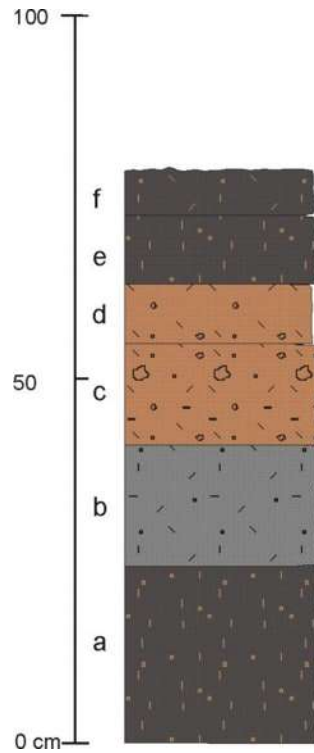


Figura 48. Columna estratigráfica que presenta el nivel de brecha con contenido de cerámica prehispánica y carbones.

#### Depósitos levantados

Son depósitos de sínter vítreos, densos y compactos que se interpretan como geiserita, estos presentan espesores hasta de 1.20 m. Estos depósitos se encuentran rotados 30° en promedio pero llegan a estar basculados hasta 70° (Fig. 49 c). Estas estructuras tienen formas circulares a semicirculares con el basculamiento radial (Fig. 49), rodeando a estos depósitos se encuentran las brechas de sínter.

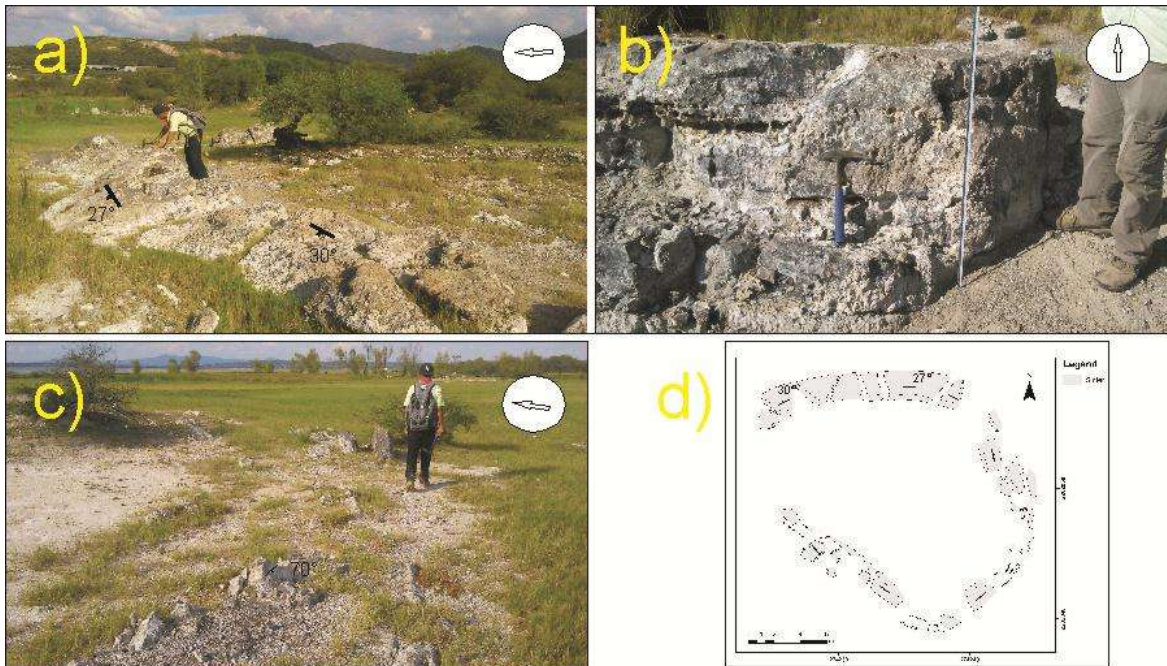


Figura 49. Sínter vítreo que se encuentra levantado y en forma semicircular; a) se observa el depósito de sínter basculado entre 27° y 30°; b) fotografía donde se pueden distinguir algunos estratos en el sínter vítreo así como su basculamiento; c) basculamiento del sínter estratificado hasta de 80°; d) mapa esquemático con vista de planta de un depósito sínter que deja ver como es semicircular y su rotación concéntrica (observar su forma elíptica de dirección NO-SE).

En uno de estos depósitos basculados se levantó una columna estratigráfica para reconocer sus litofacies (Fig. 50). De la base a la cima se puede observar; a) depósito de sínter vítreo, quebradizo, de color negro, con tallos de plantas opalizados dispuestos en forma caótica, con pocos intersticios; b) depósito de sínter vítreo, quebradizo, color negro, con pocos tallos de plantas opalizados, algunos de forma vertical y otros horizontal, con pocos intersticios; c) depósito de sínter vítreo, quebradizo, color negro, sin tallos de plantas, sin intersticios, compuestos solo de matriz; d) depósito de sínter vítreo, quebradizo, color negro, con tallos de plantas opalizados dispuestos en forma caótica, con fragmentos de obsidiana, con pocos intersticios; e) depósito de sínter vítreo, quebradizo, color negro, con tallos de plantas opalizados dispuestos en forma vertical, con intersticios de hasta 1 cm de diámetro; f) depósito de sínter vítreo, quebradizo, color negro, con tallos de plantas opalizados en posición vertical, con pocos intersticios.

Este en general es un depósito vítreo color negro, denso y quebradizo, en algunos casos con materia orgánica opalizada. Se cree que este depósito se formó cerca de la fuente de emisión a partir de un manantial hirviente, con altas tasas de deposición y que es interpretado como geiserita. De este depósito fue colectada una muestra para la realización de análisis mineralógicos.

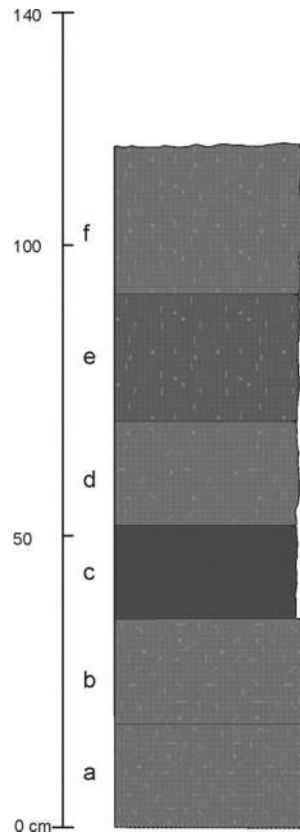


Figura 50. Columna estratigrafica levantada en el deposito de geiserita mostrado en la fig. 49.

### Mineralogía

Se realizaron 4 análisis mineralógicos de difracción de Rayos X y espectroscopia infrarroja de muestras tomadas en diferentes litofacies en SAM. El primer constituyente mineralógico de la primera muestra estudiada (sínter E6-Fig. 51) contiene algunas características de fase mineral, tales como sílice libre cristalino polimorfo: ópalo-CT ( $\text{SiO}_2 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ ). Investigaciones de DRX permiten distinguir los ópalos en tres grandes grupos generales (Jones y Segnit, 1971; Ostrooumov *et al.*, 1999): ópalo-C (cristobalita  $-\alpha$  relativamente bien ordenada), ópalo-CT (cristobalita  $-\alpha$  desordenada con tridimita-  $\alpha$ ) y ópalo-A (amorfo). En los patrones de DRX del sínter investigado, la parte cristalina, está formada por cristobalita y en algunos casos por la combinación de cristobalita y tridimita.

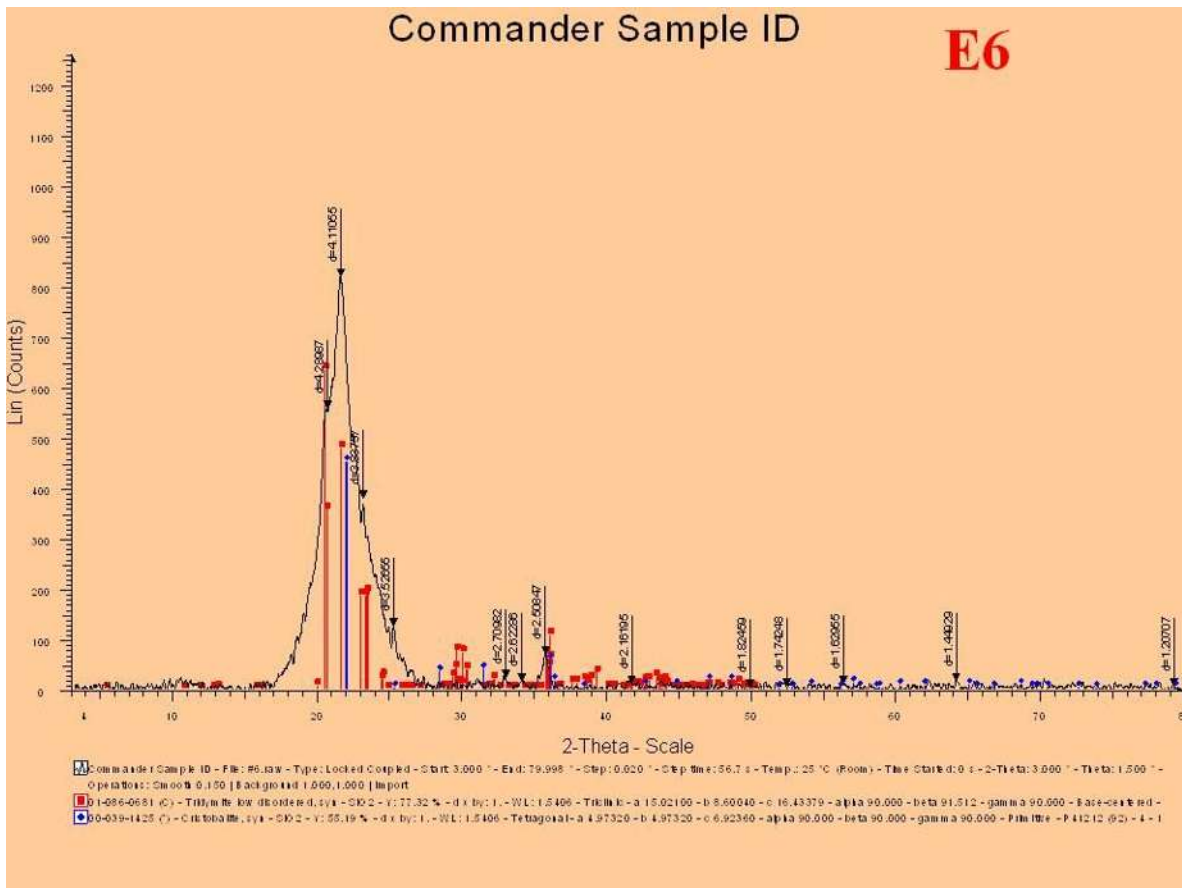


Figura 51. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra sínter E6.

En particular, el ópalo-CT muestra un pico que corresponde a un valor  $d$  con valores que van de 4.06 a 4.11 Å, mientras que el ópalo-C se caracteriza por un pico entre 4.02 y 4.05 Å y por la presencia de otros dos picos en 3.13 y 2.84 Å (Ostrooumov *et al.*, 1999). En la figura 51, algunos patrones típicos de DRX de ópalo-CT son mostrados. En general, los ópalos-C y los ópalos-CT son de origen volcánico, siendo los ópalos-C más raros que los ópalos-CT (Jones y Segnit, 1971; Ostrooumov *et al.*, 1999; Fritsch *et al.*, 2004). Los resultados aquí presentados son consistentes con los hallazgos de Elzea y Rice (1996) de que el ópalo-C y el ópalo-CT son parte de una continuación de inter-crecimiento desordenado entre los dos miembros polares, cristobalita y tridimita.

La composición mineral de las otras muestras de sínter estudiadas se caracterizan por la presencia de algunas fases típicas: cuarzo y clinoptilolita (sínter pila 1-Fig. 52), cuarzo, estilbita, andesina y montmorillonita (sínter con carbón-Fig. 53), cuarzo, sanidino, clinoptilolita, montmorillonita (sínter terraza 1-Fig. 54). Todas las muestras anteriores contienen ópalo-CT.

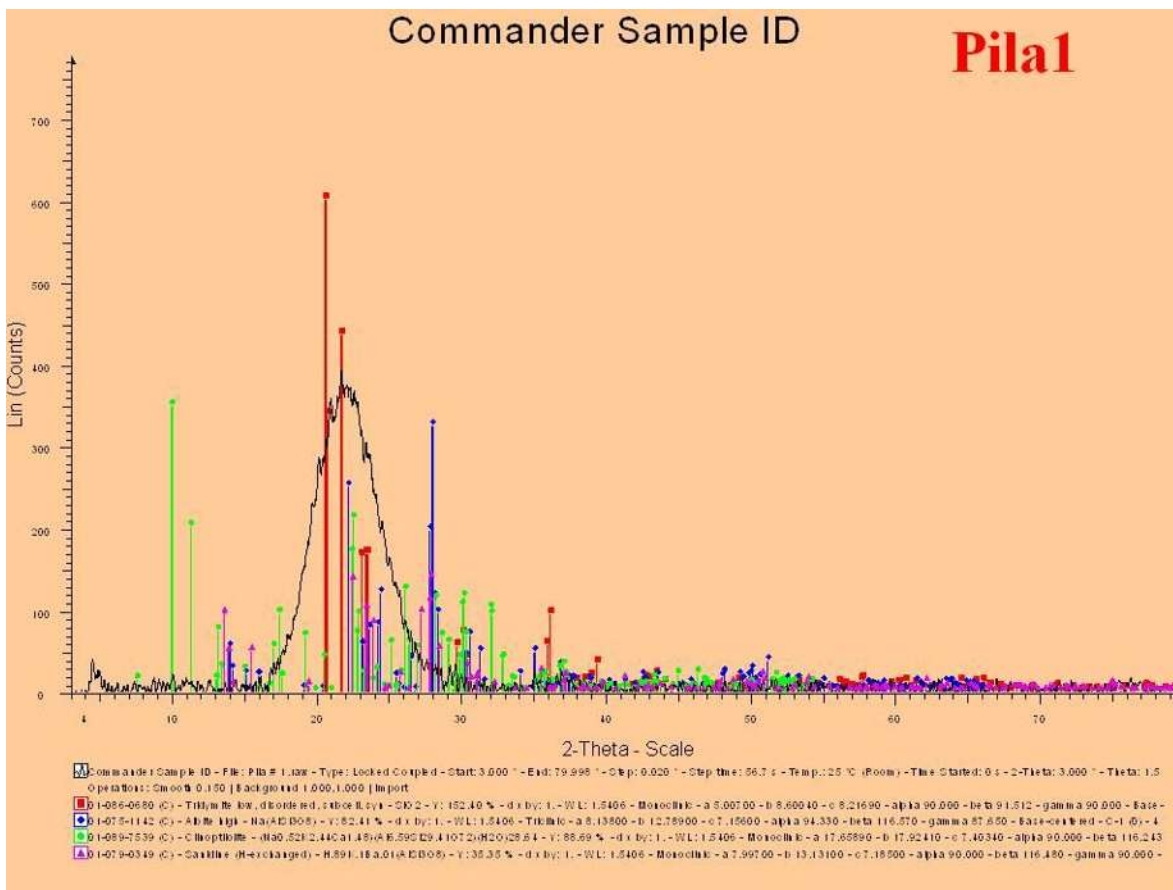


Figura 52. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Sínter Pila 1.

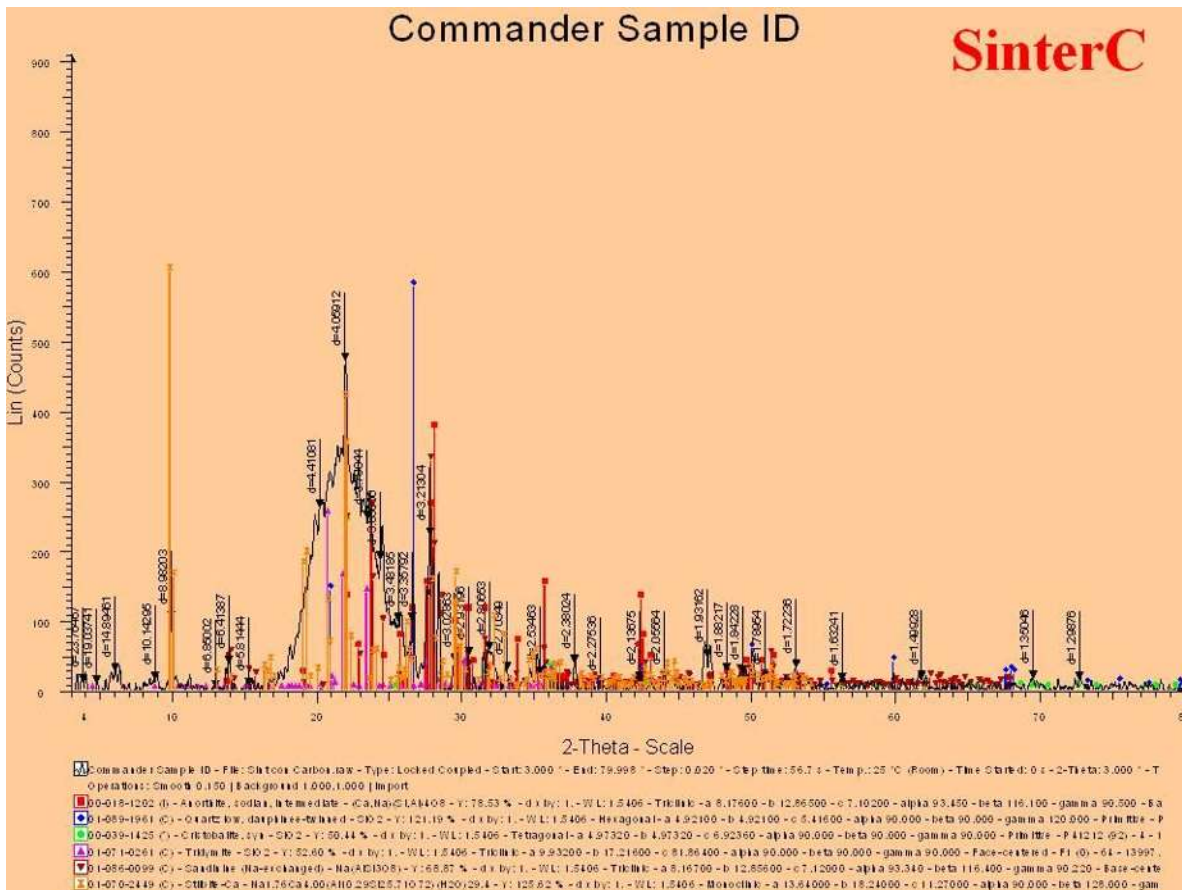


Figura 53. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Sínter con Carbón.

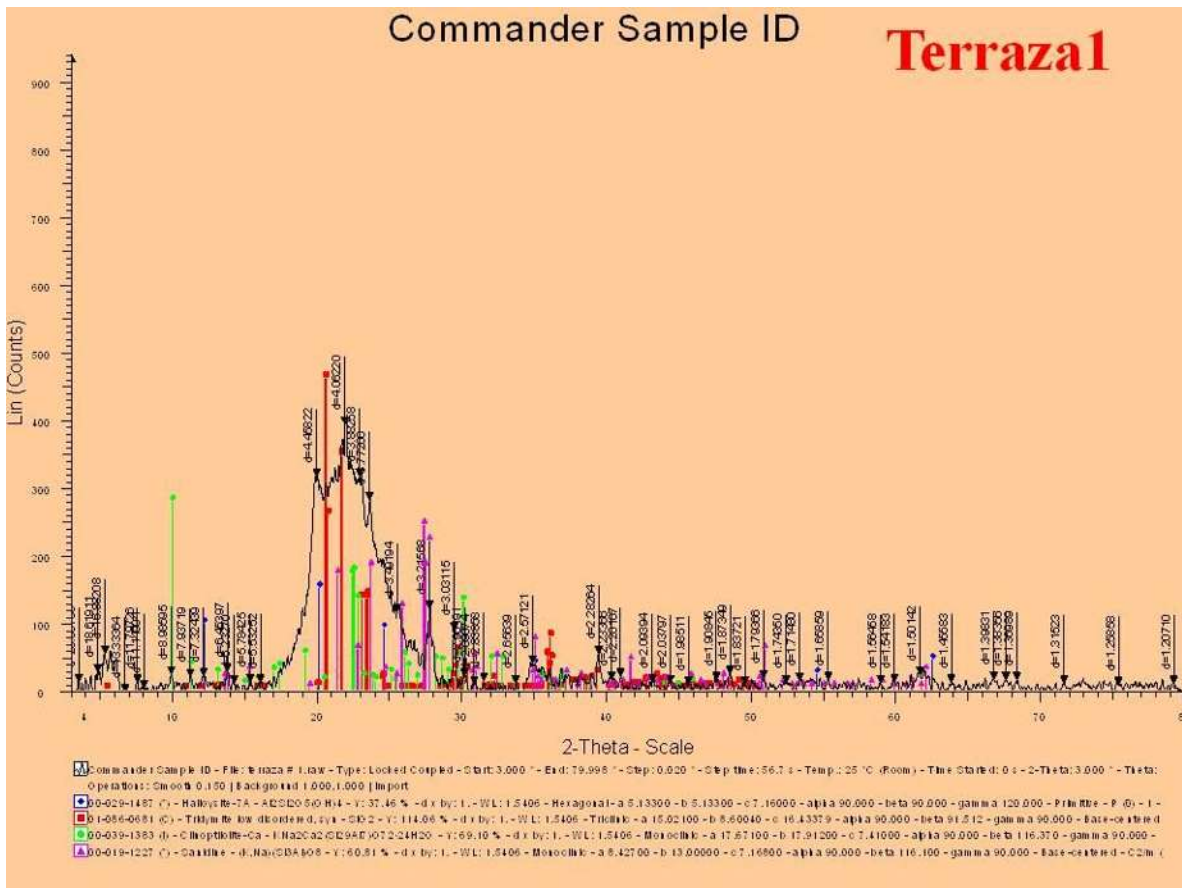


Figura 54. Diagrama de difracción de rayos X de la muestra Sínter Terraza 1.

La espectroscopia infrarroja ha sido a menudo usada como complementaria de las investigaciones con DRX, con la finalidad de investigar las diferentes tipologías y contenidos de agua de las muestras con ópalo. Las bandas de absorción infrarroja fueron observadas en las regiones entre 4000 y 400  $\text{cm}^{-1}$ , las cuales son típicas para todas las variedades de ópalos micro- y no-cristalinos (C, CT, y A). Se han analizado a través de espectroscopia infrarroja las muestras estudiadas (Fig. 55) y los resultados han sido comparados con los datos de DRX; la combinación de los resultados de estos análisis puede dar información útil acerca de la composición de los ópalos.

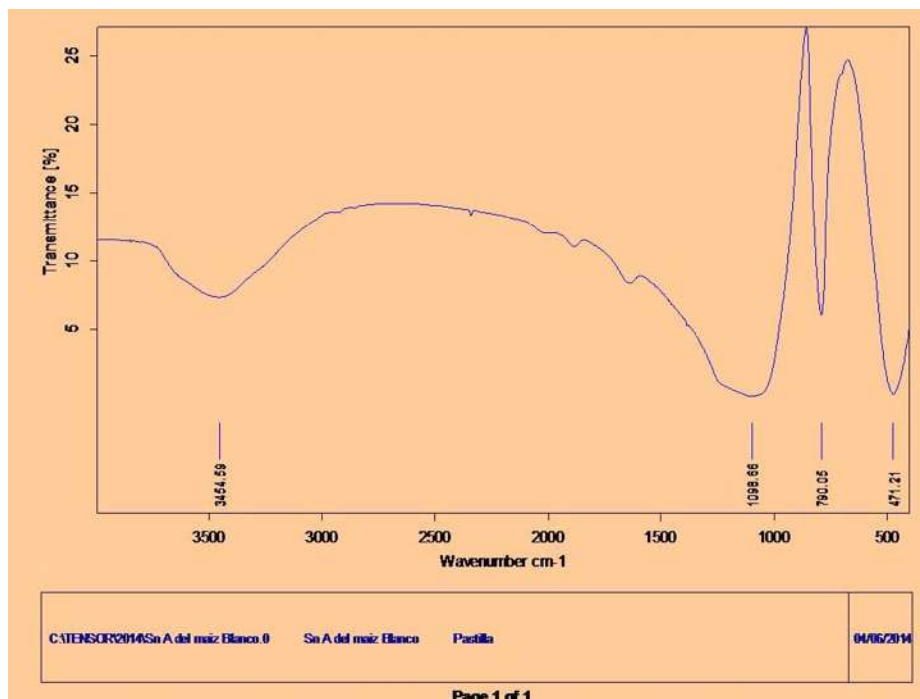


Figura 55. Espectro infrarrojo de la muestra de sínter E6.

Los espectros infrarrojo de las muestras son caracterizados por una ancha banda de absorción entre 3700 y 2700  $\text{cm}^{-1}$ , debido a la fundamental vibración de estiramiento del OH en la molécula de agua, así como la vibración de flexión del agua entre  $\sim 1635\text{-}1648 \text{ cm}^{-1}$ . Una muy ancha banda está presente alrededor de 3448-3458  $\text{cm}^{-1}$  con un hombro alrededor de 3250  $\text{cm}^{-1}$ . Esta banda se considera generalmente relacionada al enlace de hidrógeno en la molécula de agua tal como en el agua líquida. Todas las muestras no cristalinas tienen de un hombro débil a un pico moderado en 950-960  $\text{cm}^{-1}$ , atribuible al enlace Si-O de los grupos SiOH. En la región espectral entre 1500 y 400  $\text{cm}^{-1}$  también se observan otras tres fuertes bandas en  $\sim 1100 \text{ cm}^{-1}$ , 790  $\text{cm}^{-1}$ , y 471  $\text{cm}^{-1}$  donde son comunes todos los silicatos tetraédricamente coordinados y que son asignados al estiramiento por vibración del Si-O. En particular, las bandas en 1100 y 790  $\text{cm}^{-1}$  son generalmente asignados, respectivamente, al estiramiento asimétrico y simétrico del Si-O-Si, donde en 470  $\text{cm}^{-1}$  la banda es relacionada a la vibración de flexión del O-Si-O (Jones y Segnit, 1971; Farmer, 1974; Zarubin, 2001 y referencias en este; Fritsch *et al.*, 2004; Brajkovic *et al.*, 2007; Ostrooumov, 2007; Caucia *et al.*, 2008; Adamo *et al.*, 2010).

Los resultados de espectroscopia infrarroja están en acuerdo con los de DRX, permitiendo determinar la composición de los ópalos mediante la combinación de estas dos técnicas analíticas. De hecho la frecuencia de las bandas en 1101-1004, y 467-470  $\text{cm}^{-1}$  en las muestras son compatibles con la tipología ópalo-CT (Ostrooumov, 2007).

## IXTLÁN DE LOS HERVORES

La zona de MH superficiales de Ixtlán (Fig. 56) se encuentra en los dominios del CVTM, controlada por una tectónica extensional, en este sistema geotérmico se observan MH, zonas de emisión de gas, volcanes de lodo, depósitos de sínter, brechas de sínter y cráteres de erupciones hidrotermales. Al igual que SAM la energía geotérmica de Ixtlán solo es aprovechada para la recreación, con un centro recreativo conocido como “El Géiser de Ixtlán” el cual es una atracción turística a nivel estatal e interestatal.

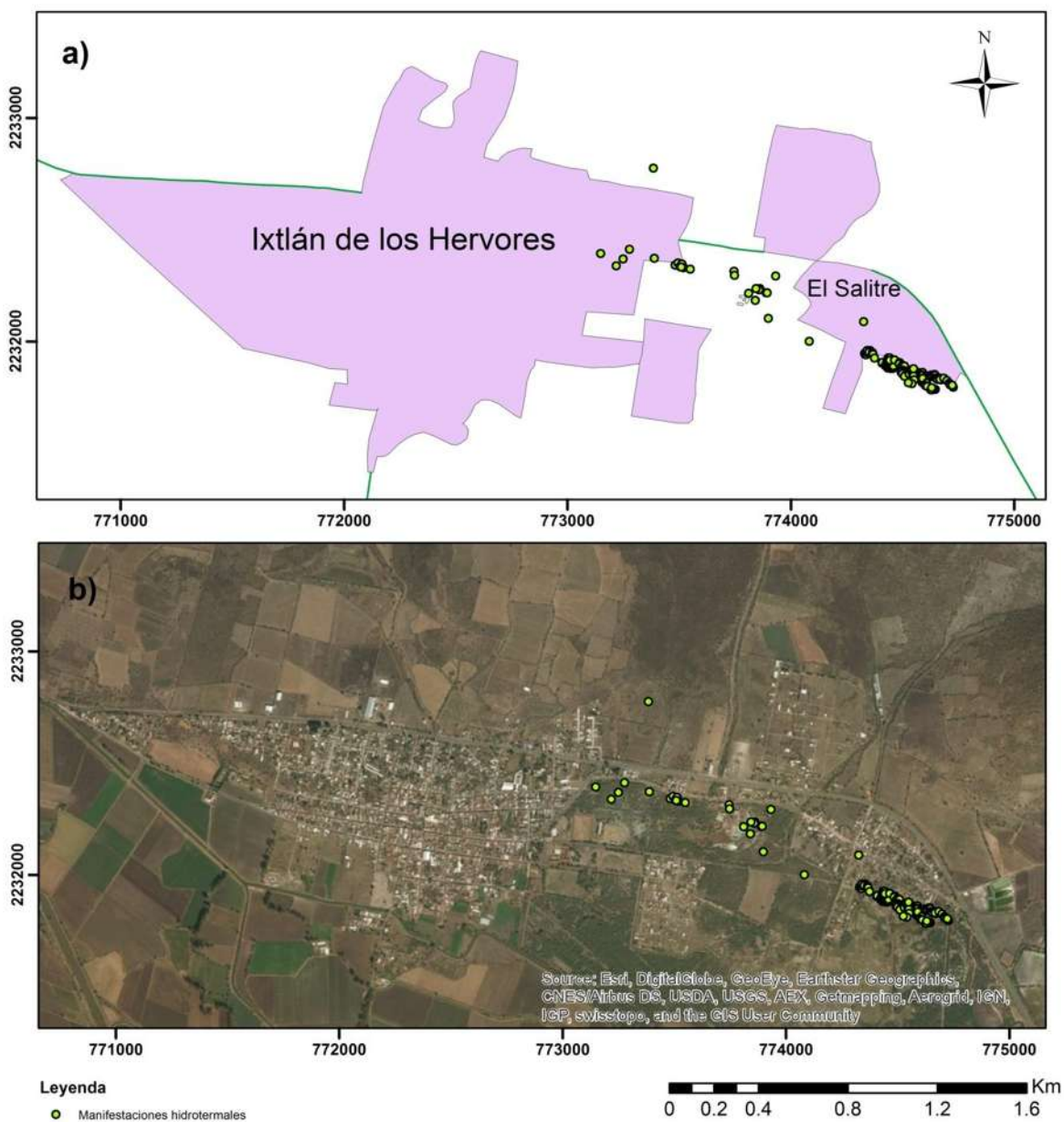


Figura 56. Mapas donde se observa la localidad de Ixtlán y las MH cartografiadas en esta localidad.

En el sistema geotérmico de Ixtlán de los Hervores se tienen registradas un total de 168 MH con un intervalo de temperatura que va de 34 a 92 °C, estas MH son manantiales termales, manantiales hirvientes, emisiones de gas, volcanes de lodo formados por la emisión de gas y vapor, y cráteres de explosión freática.

En Ixtlán de los Hervores existen dos pozos para la explotación de fluidos geotérmicos, el primero posee una profundidad de 49.5 metros y el segundo de 159 metros. El primer pozo se realizó con fines exploratorios por parte de la CFE en el año de 1957, sin embargo, no se logró llegar a la profundidad planeada debido a que al llegar a los 49.5 metros el agua comenzó a fluir por si sola haciendo muy difícil el control de la misma para continuar con la perforación, y fue abandonado el proyecto dejando el pozo funcionando, convirtiéndose en un atractivo turístico conocido como el “Geiser de Ixtlán”. El segundo pozo se perforo entre 2004 y 2005 por un patronato para el desarrollo turístico de la zona como la intención de tener una alternativa en caso de la extinción de la actividad del primer pozo (Viggiano-Guerra y Gutiérrez-Negrín 2007).

### **Geología estructural**

Las fallas y los volcanes constituyen la morfología más evidente en el área, como puede ser distinguido desde una imagen de satélite o un MDE, las fallas controlan la distribución de los centros eruptivos y en muchos casos los disectan o deforman alargándolos en la dirección de la fallas (Fig. 57), en la zona cercana a las manifestaciones, existen muchos volcanes de tipo semi-escudo de tipo andesíticos que podrían ser generados por el emplazamiento de diferentes cámaras magmáticas en el subsuelo que permiten las distintas fases eruptivas en un mismo centro, a su vez también existen decenas de volcanes monogenéticos los cuales no tienen cámara magmática asociada. En esta zona también encontramos la formación de cuencas vulcano-tectónicas, encontrándose la zona de estudio, en la terminación este del Lago (depresión) de Chapala.

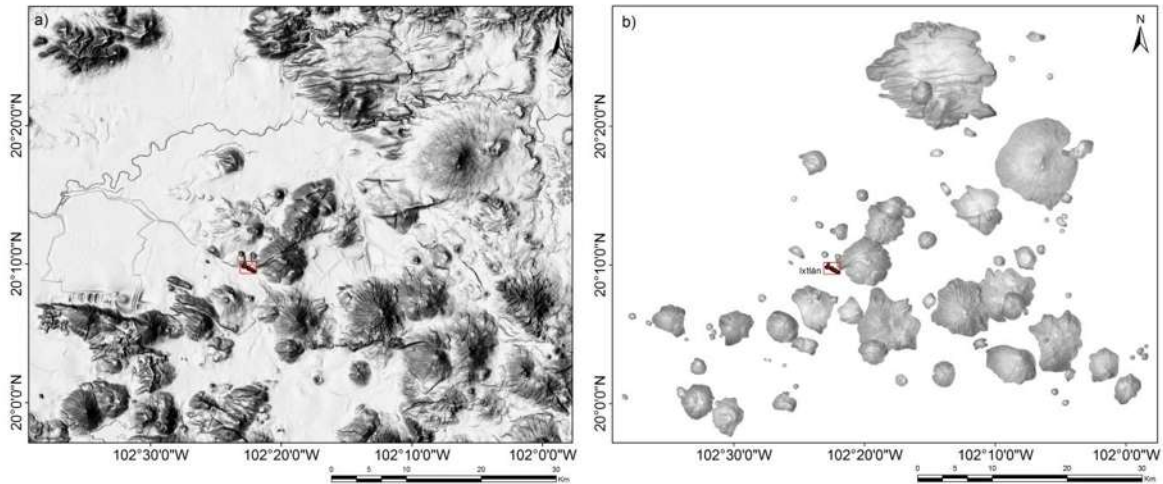


Figura 57. a) Modelo Digital de Elevación de la zona de Ixtlán, donde se pueden observar los volcanes y los escarpes provocados por las fallas; b) en esta imagen se remarcan los límites de los volcanes que aparecen en la imagen a) y donde se puede observar claramente los alineamientos de volcanes en dirección NE aunque también se observan algunos lineamientos en dirección NO. Los recuadros rojos en la parte central de las dos imágenes representan la zona de las MH estudiadas.

Se realizó un análisis de la morfología del terreno mediante imágenes de satélite y MDE para identificar las fallas que controlan la topografía en esta zona de estudio (Fig. 58). Las fallas que son morfológicamente más visibles se consideran las de actividad más reciente, sin embargo, en esta zona de Ixtlán se encuentran dos sistemas de fallas afectando la morfología, cortando y controlando las estructuras volcánicas; estos son dos sistemas de fallas normales el primero de dirección NE y ENE, y el sistema NO. No se encontró por análisis de temporalidad, es decir, cual sistema afecta al otro, que sistema podría ser el más reciente. Una mayor densidad de MH se encuentran en una zona de intersección de fallas situadas en la comunidad del Salitre, no obstante, la distribución de las MH está siendo controlada principalmente por un *step over* de la falla NO, inclusive la distribución de las MH siguen la dirección del *step over*.

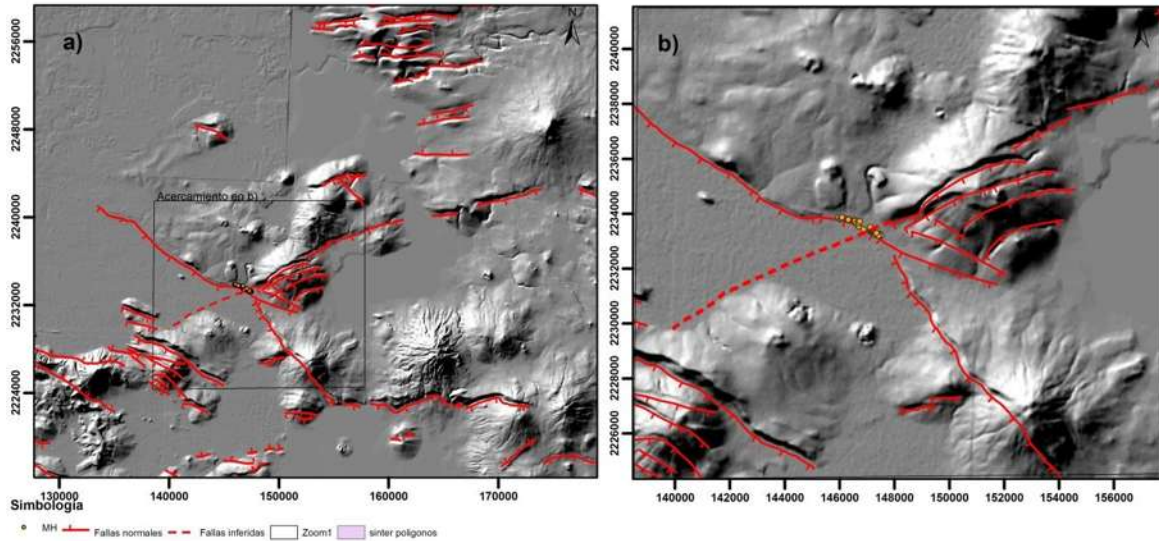


Figura 58. Mapas de geología estructural sobre un modelo de sombras; a) mapa de geología estructural regional de la zona de estudio, se puede observar como la zona de MH se encuentra en un *step over* y en una intersección de fallas; b) acercamiento en el mapa a) dónde se puede ver como la MH son controladas principalmente por la falla de dirección NO.

Al igual que en el área de SAM se hizo una recopilación en campo de datos estructurales en esta zona, en este caso el levantamiento se hizo sobre rocas andesíticas y basálticas del Plioceno Tardío y Pleistoceno Temprano. Fue identificado un sistema de fallas normales, algunas con componente lateral izquierda de dirección NE y ENE, y un sistema de fallas normales de dirección NO (Fig. 59).

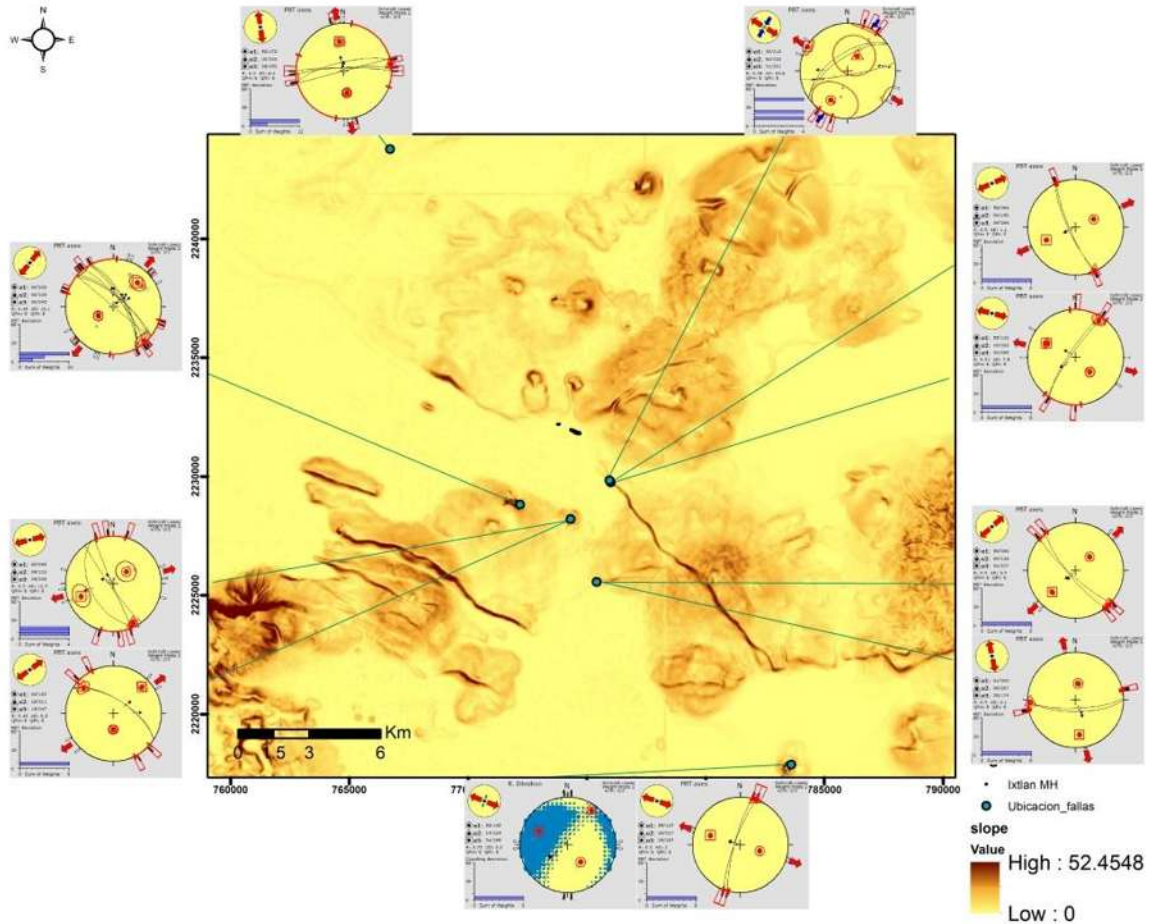


Figura 59. Modelo de pendientes donde se observa la ubicación de las estaciones estructurales (puntos verdes) y los atributos medidos en los planos de falla en campo. Los puntos negros alineados en el centro del mapa son las MH.

Como se menciona anteriormente las MH llegan a la superficie a través de fallas y fracturas, con el objetivo de observar cuales estructuras controlan la actividad hidrotermal en Ixtlán se realizó una cartografía de las MH tomando en cuenta su distribución espacial (Fig. 60), así como su temperatura. Se puede observar claramente que la dirección de control es NO (Fig. 60). Es notorio como la mayor concentración de MH se encuentran en la parte SE de la zona (en la comunidad El Salitre-ver figura 56 y 60).

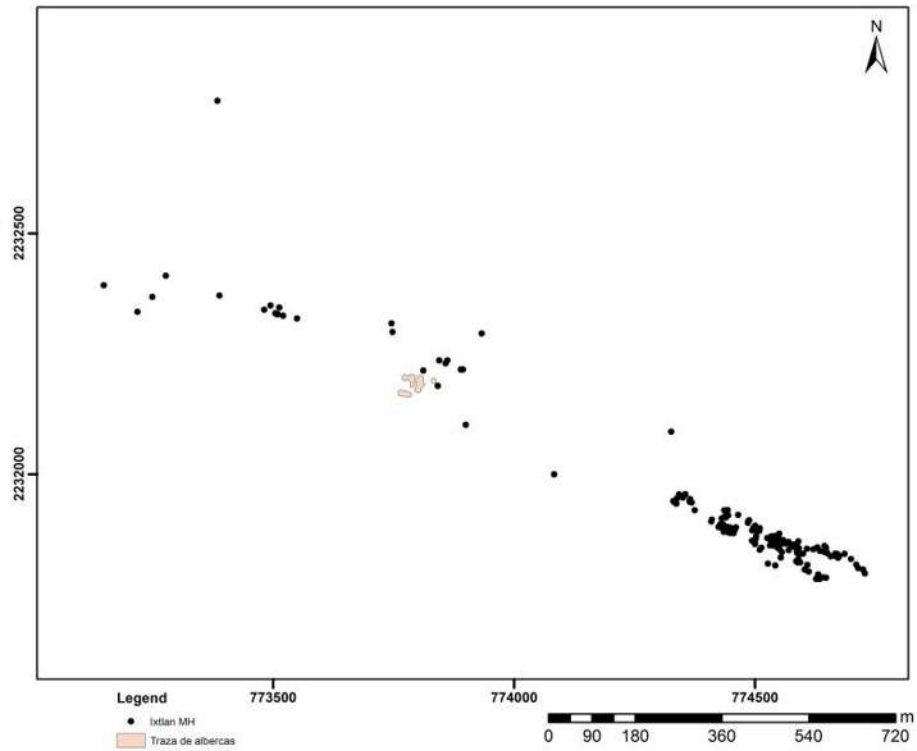


Figura 60. Distribución de las MH en Ixtlán; en el centro en rosa se encuentran tres polígonos que corresponden a las albercas del balneario de Ixtlán.

La distribución espacial de los depósitos de sínter (Fig. 61) en este campo mostró que comparte la dirección con los fluidos geotérmicos, lo cual tiene sentido, sin embargo, también indica que no ha variado el campo de esfuerzos local en algún tiempo. Algo que es importante hacer notar es que la mayor parte de los depósitos de sínter se encuentra en la parte SE de la zona con importantes terrazas.

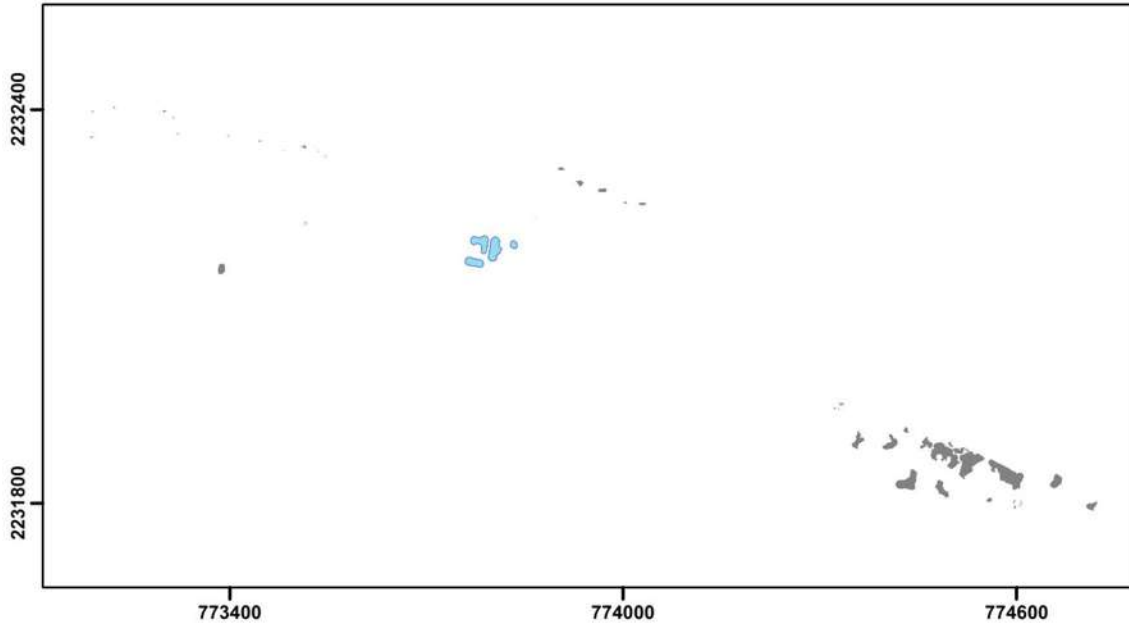


Figura 61. Distribución de los depósitos de sínter (gris), en azul en el centro se encuentran las albercas del balneario de Ixtlán.

Como se mencionó, en campo se midieron los valores de temperatura en la superficie en cada una de las MH obteniendo valores que van desde los 34 hasta los 92 °C, con dichos valores se realizó una interpolación utilizando el método *Kriging* en el *Software ArcGis 10.2*, con el objetivo de observar las tendencias de las máximas temperaturas, distinguiéndose que la tendencia en la dirección NO es la más sobresaliente en estos alineamientos (Fig. 62).

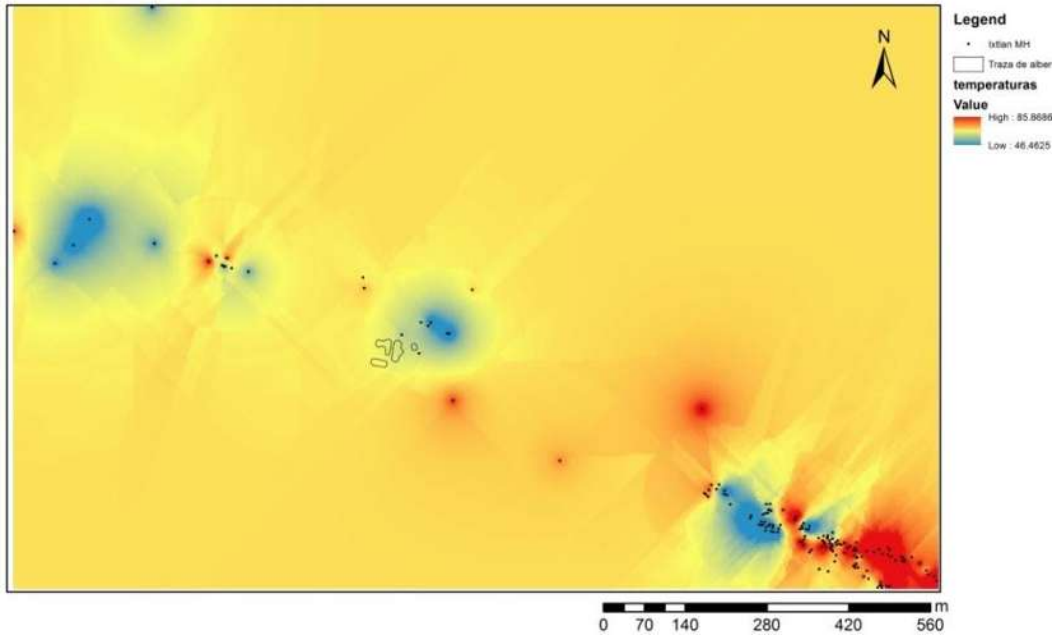


Figura 62. Interpolación de los valores de temperatura obtenidos de las MH.

Haciendo una comparación a diferentes escalas de los lineamientos que controlan los ascensos de fluidos, a escala regional el ascenso de magmas y a nivel local el ascenso de fluidos geotérmicos se puede ver que las direcciones NE y ENE son las más marcadas sin embargo se pueden observar tendencias también en la dirección NO (Fig. 63).

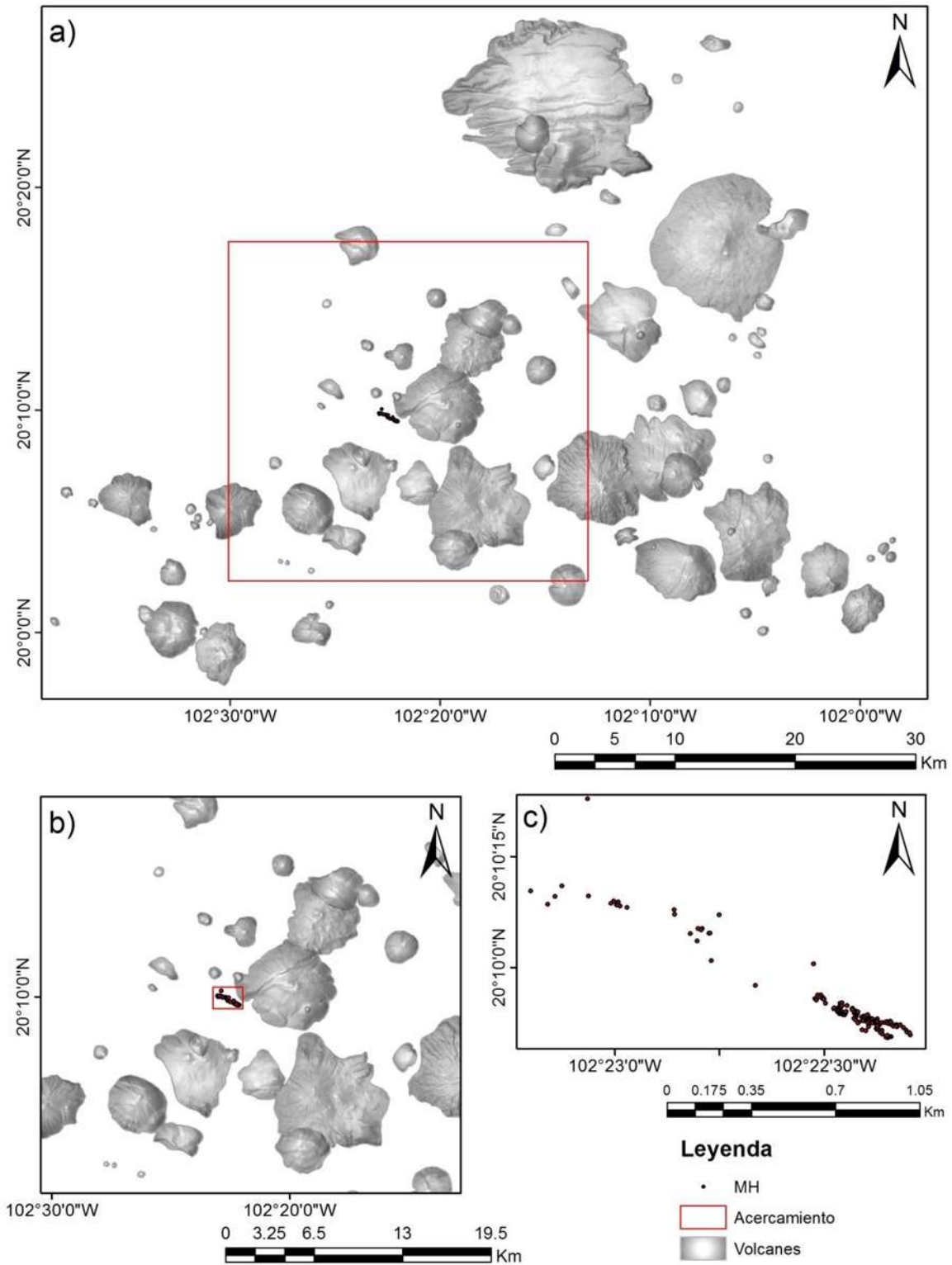


Figura 63. Esquema donde se muestran tres imágenes de la zona de Ixtlán en diferentes escalas para comparar las direcciones de lineamientos; a) muestra la distribución de los aparatos volcánicos; b) se muestra un acercamiento en la zona mostrada en a); c) muestra la distribución de las MH.

Se hizo un análisis del control estructural a escala de la zona de las MH, considerando los datos antes mencionados para poder identificar las estructuras a través de las cuales llegan los fluidos geotérmicos a la superficie. En esta zona también se observa una intersección de fallas la cual ocurre en la comunidad del Salitre donde existe una mayor densidad de MH (mayor cantidad de MH por unidad de área), sin embargo se observa como la falla en esta zona forma un *step over* (como un escalón) y las MH siguen esta forma en su distribución (Fig. 64), estos escenarios son comunes en zonas de MH en otros zonas geotérmicas ya que son zonas donde el escenario permite que haya acumulación de esfuerzos y los conductos sean abiertos.

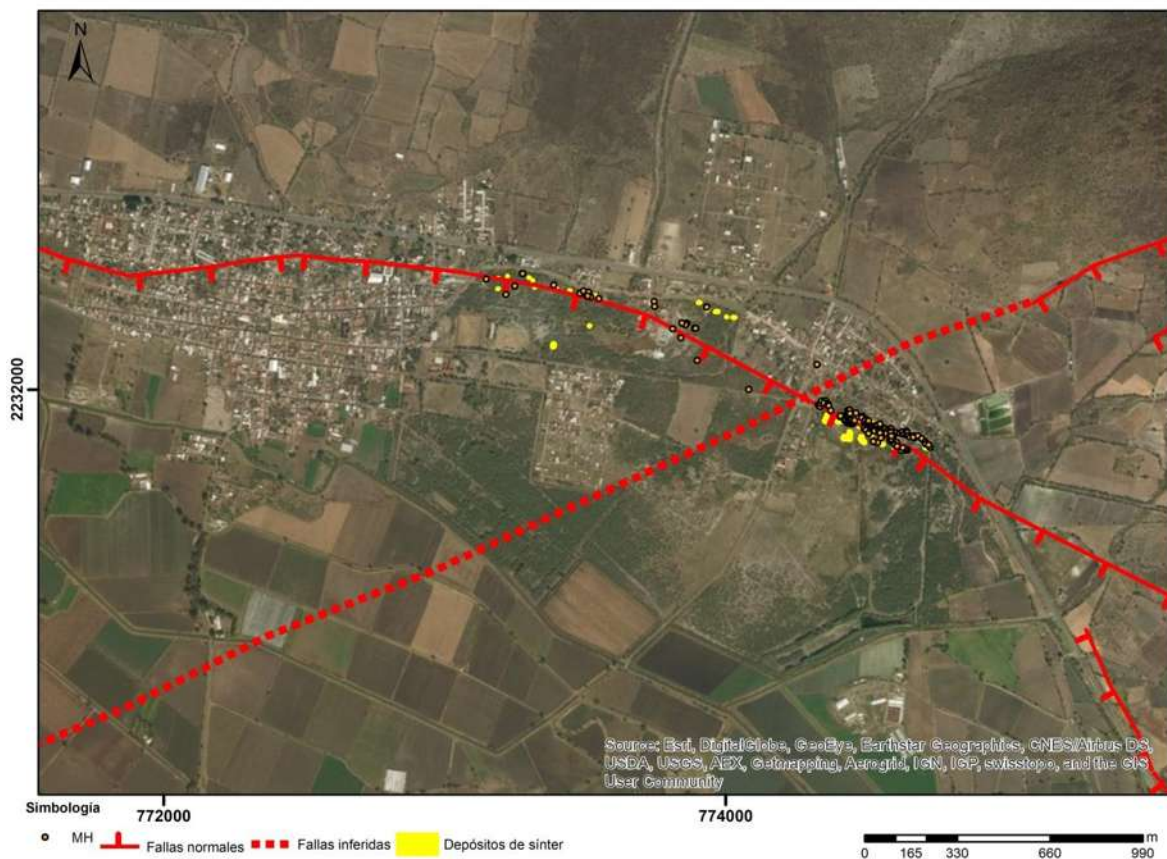


Figura 64. Mapa de geología estructural a escala de las MH; se observan las principales estructuras que controlan el flujo de los fluidos a la superficie las cuales se han considerado por diferentes factores como por ejemplo manifestación morfológica sobre las unidades rocosas, alineamiento de fluidos geotérmicos y datos medidos sobre el terreno.

### Morfología y litofacies del sínter

En los depósitos hidrotermales de Ixtlán no se distinguieron gran variedad de morfologías, reduciéndose a terrazas y algunos pocos montículos (Fig. 65). En cambio sí se identificaron diferentes tipos de litofacies, siendo los más comunes los depósitos de geiserita (sínter vítreo y denso), sínter arenoso con algunos líticos y en algunos casos conteniendo

cerámicas prehispánicas, y brechas de sínter. En todas las litofacies mencionadas se encuentra contenidos variables de tallos de plantas opalizados, aunque en la geiserita siempre se encuentra menor contenido.

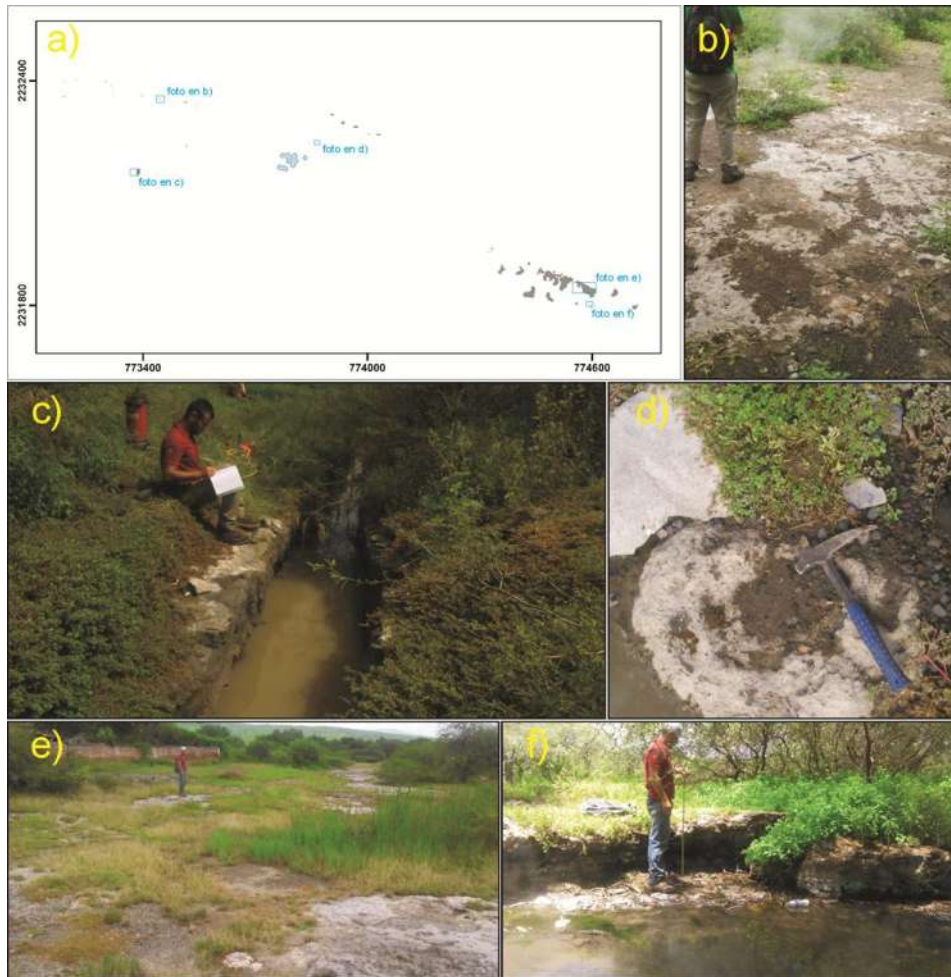


Figura 65. Depósitos de sínter; a) distribución de los depósitos de sínter; b) terraza poco compacta; c) terraza con facie de geiserita la cual fue cortada para la realización de un canal; d) montículo; e) terraza forma por brecha de sínter; f) terraza con 30 cm de espesor en la comunidad de El Salitre.

## Terrazas

Se encontraron depósitos de sínter en forma de terrazas, las cuales son niveles de forma tabular semi-horizontal, con espesores variables (Fig. 66) y variaciones de litofacies de manera tanto horizontal como vertical. En algunos casos estos depósitos tienen litofacies de geiserita, en otros son más depósitos arenosos silicificados y en otros casos con abundantes restos de tallos silicificados. Entre los depósitos mencionados existen cambios laterales que son la transición de una litofacie a otra.



Figura 66. Depósitos en forma de terrazas; a) depósito en facie de geiserita con morfología de terraza; b) depósitos en forma de terrazas en la zona de MH (persona atrás en la foto con playera roja para escala). Las flechas en rojo muestran la ubicación del sínter.

Los niveles de geiserita se caracterizan por ser de colores que van de negro a negro opaco, con textura vítrea, cohesivos, densos, con pocos poros, y en algunos casos restos de tallos opalizados. Las terrazas con facies arenosas se caracterizan por ser de color café, por estar silicificadas de forma irregular es decir con zonas más cementadas que otras y con granos de ópalo secundarios, además de que son disgregables, en algunos de estos niveles se encontró cerámica prehispánica. Los niveles con abundantes tallos de plantas se caracterizan por tener algunos tallos silicificados y otros no, por ser arenosos-limosos y por encontrarse subyaciendo o sobreyaciendo alguna de las litofacies anteriores.

### Montículos

Depósitos de sínter que rodean una fuente termal normalmente extinta que se caracterizan por tener una forma circular o elipsoidal (Fig. 67). La litofacies encontradas fueron de sínter semi-vítreo con un poco de arenas silicificadas, siendo este denso y disgregable. En algunos casos en donde las MH seguían activas se formaban hoyos donde el agua se almacenaba y se podía percibir la evaporación y la liberación de gases.



Figura 67. Imágenes de montículos de sínter; a) montículo de sínter sin MH activa; b) montículo donde el manantial sigue activo; c) montículo donde se ha formado una acumulación de agua termal.

### Brechas

Depósitos de color gris, silicificados, heterolitológicos, con fragmentos de roca de hasta 20 cm de diámetro, con poros, con una variedad de objetos encontrados en estos; obsidiana, fragmentos óseos y cerámicas prehispánicas (Fig. 68).

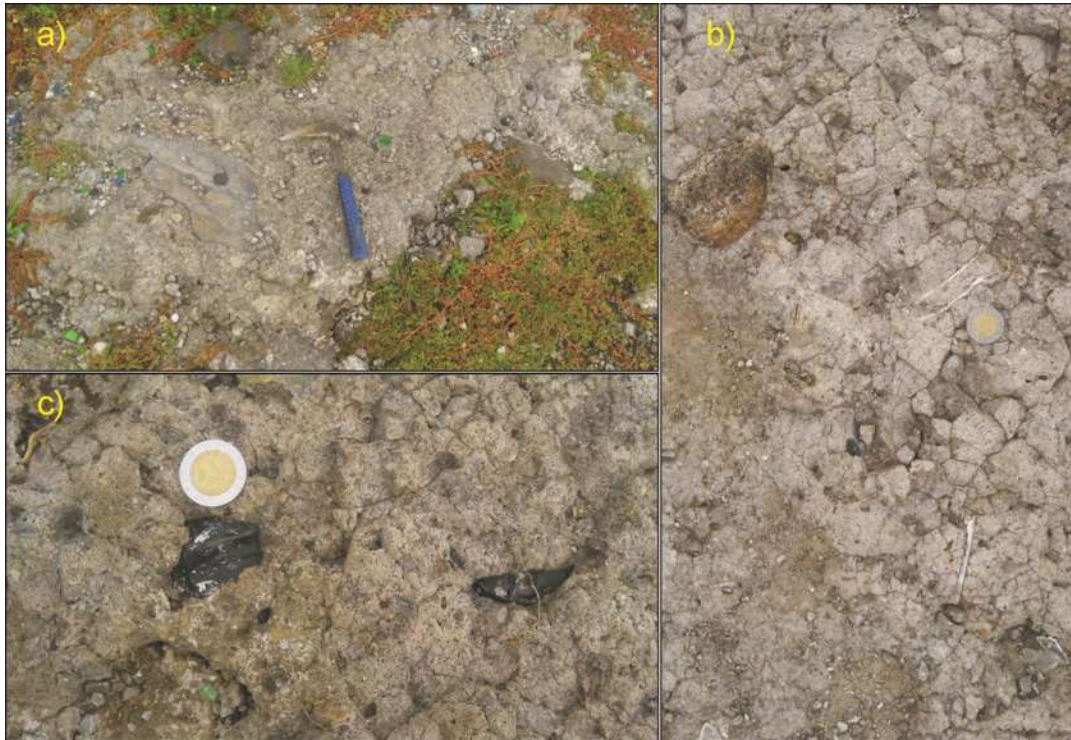


Figura 68. Serie de fotografías donde se observan las brechas de sínter; a) brecha donde se observa una roca con más de 10 cm de diámetro; b) brecha donde se observan bloques de roca y fragmentos óseos; c) brecha con fragmentos de obsidiana.

### Sínter en formación

Depósito de sínter en formación en forma de costra de color blanco y negro que se deposita sobre cualquier superficie preexistente, formados en proximidad a manantiales termales con temperaturas  $>70$  °C. En muchos casos se ven interactuando con plantas o residuos de estas, formando las estructuras que han sido descritas como tallos opalizados (Fig. 69).



Figura 69. Sínter en acumulación a un costado de MH; a) se observa un manantial termal con un temperatura de 73 °C en el cual se observa en los costados la deposición del sínter; b) manantial termal con 71 °C de temperatura con deposición de sínter (el material sobre el que se encuentra la pica es el sínter).

Se observaron dos niveles de sínter en forma de terraza y con un litofacie de geiserita separados por un depósito lacustre de más de un metro de espesor (Fig. 70), los cuales se describen de la siguiente manera de la base a la cima; a) depósito de 33 cm de espesor, con arenas, limos y arcillas, color negro, con restos de materia orgánica, con líticos; b) depósito de sínter de 18 cm de espesor, color negro, con intersticios, vítreo, con ópalo y con restos de materia orgánica opalizada dispuesta en forma vertical, se considera litofacie de geiserita; c) depósito limo-arcilloso de color gris, con restos de materia orgánica; d) cuña de sínter, color gris oscuro, no muy vitrificado, con tallos de planta en forma vertical, con fragmentos arcillosos; e) nivel limo-arcilloso con 97 cm de espesor, color gris, con restos de materia orgánica y con poros; f) depósito de sínter color gris claro, no muy consolidado, limo-arcilloso, con fragmentos de ópalo, con poros y con restos de materia orgánica opalizada.

Esto es importante por lo antes dicho sobre la asociación de la deposición de sínter con el fallamiento y principalmente con estos niveles de geiserita que se asocia a altas tasas de

depósito y altas temperaturas (quizá debidas a una ruptura co-sísmica). Entonces al encontrar estos dos niveles separados por un depósito lacustre asociado a un periodo de calma nos diría que por lo menos se tienen dos periodos importantes de actividad tectónica.

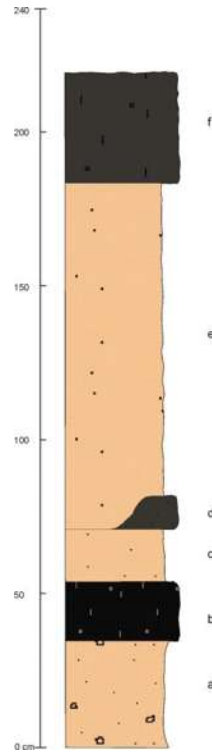


Figura 70. Columnas de una zona de Ixtlán donde se observan dos niveles de sínter con facie de geiserita (negros y grises) separados por un depósito lacustre (rosas).

## 6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

### SAN AGUSTÍN DEL MAÍZ

El campo geotérmico de SAM se encuentra en la parte centro-sur del Lago de Cuitzeo, en este lago existen otras áreas con MH de diferentes temperaturas; en las comunidades de Chucándiro, San Sebastián y Benito Juárez se midieron temperaturas de agua que van desde 39 hasta 58 °C, en la comunidad de Araró se tienen MH que llegan hasta los 93 °C y depósitos de sínter. Todas estas comunidades antes mencionadas se encuentran alineadas E-O por aproximadamente 50 km de longitud y conforman el límite sur del Lago de Cuitzeo. De la misma forma en la parte norte del lago existen MH, en la comunidad de San Agustín del Pulque con temperaturas de 65 °C hasta 93 °C y con depósitos de sínter asociados. Todos estos escenarios se encuentran controlados por la tectónica transtensiva que dio lugar a la cuenca tectónica de Cuitzeo. También a aproximadamente 55 km al SE se encuentra el campo geotérmico Los Azufres el cual es el segundo más importante en producción de energía eléctrica a nivel nacional con una capacidad instalada de 194.6 MW (Flores-Armenta, 2015).

### Geología Estructural

A nivel regional se puede observar que el alineamiento de estructuras volcánicas se da principalmente en dirección NE y E-O (Fig. 31), incluyendo el vulcanismo monogenético del campo volcánico Michoacán-Guanajuato que tiene una edad >3 Ma y es activo actualmente, aunque también se observan alineamientos en dirección NNO y NO. Desde el punto de vista morfológico las fallas normales de dirección NE son las más visibles y se encuentran disectando los volcanes antes mencionados, este sistema parece ser el más reciente que ha afectado la zona, además de que es el que continua activo, estando óptimamente orientado al campo de esfuerzos presente (con un mínimo esfuerzo horizontal de dirección NO) por lo tanto debería estar controlando los fluidos geotérmicos en la zona.

En la zona de SAM durante el levantamiento de datos estructurales en las fallas se encontraron tres sistemas principales; un sistema de fallas laterales izquierdas de dirección NE y ENE, un sistema de fallas normales reactivado en los planos del sistema anterior (sobreimpresión de estrías) y un sistema de fallas laterales derechas de direcciones NNO y N-S. El sistema de dirección NNO no se encontró en muchas zonas del área de estudio, solo precisamente en la zona SSE de las MH (Figs. 32 y 33) por lo cual estarían intersectando esta zona y jugando un papel importante en el flujo de los fluidos a la superficie. El sistema NNO toma más importancia por la reactivación que este está teniendo con el campo de esfuerzos actual como lo demuestra Mennella, 2003 y como se

puede comprobar con los datos que se obtuvieron en este trabajo, en los cuales se observa que la extensión NO activa los sistemas antes mencionados. Esto hace que la permeabilidad sea mantenida en el tiempo dando paso al flujo de fluidos geotérmicos no solo en dirección NE sino también en dirección NNO. Cronológicamente estos datos se interpretan de la siguiente manera; las fallas NE y ENE primero actuaron como fallas laterales izquierdas, después como fallas normales (generando el basculamiento) y actualmente como fallas normales con una ligera componente izquierda (mecanismos focales). Las fallas NNO-SSE son retomadas por el campo de esfuerzos actual como fallas derechas.

Las MH, al estar siendo controladas por las fracturas en el subsuelo, se observan alargadas en la superficie como formando una especie de elipsoide, por lo cual se midieron las direcciones del eje principal del elipsoide respecto del norte; estas nos mostraron dos tendencias principales, de direcciones NE y NO. En la distribución de las MH y el sínter así como en las interpolaciones de los valores de temperatura se puede observar una tendencia general de dirección NE, sin embargo existe una fractura que está controlando MH y depósitos de sínter en dirección NNO; todo lo anterior demuestra que existe un control por dos diferentes sistemas de estructuras, el principal y aparentemente más influyente el sistema NE y por el sistema NNO (Figs. 32, 34 y 39).

Por lo mencionado anteriormente la zona de MH de SAM se encuentra en una zona de intersección de fallas lo cual es un escenario ideal para el ascenso de fluidos profundos a la superficie gracias a que se forma una estructura de tipo *pipe-like* (Rowland y Sibson, 2004; Ligtenberg, 2005) hacia la superficie debida a esta intersección. Además de que estos escenarios son considerados importantes para el desarrollo de permeabilidad continúa en el tiempo (Gartrell *et al.*, 2004) por lo tanto son comunes objetivos a la hora de perforar un pozo de explotación en geotermia.

Debido al control estructural sobre el flujo de los fluidos geotérmicos y a la ubicación de la posible fuente de calor en el centro del lago como se determinó Guevara-Alday, 2016 (mediante técnicas Geofísicas y Geológicas) se infiere que el flujo de los fluidos geotérmicos se da horizontalmente mediante las fallas normales de dirección NE (que intersectarían esta fuente de calor) a partir del centro del Lago de Cuitzeo hacia SAM encontrando un ascenso a la superficie en la intersección con las fallas laterales de dirección NNO.

El hecho de encontrar depósitos de sínter que no se formaron con los actuales manantiales hidrotermales y MH activas habla de que en la zona la permeabilidad ha sido mantenida en el tiempo, por lo tanto, la actividad tectónica ha sido recurrente en la zona ya que la permeabilidad en un campo geotérmico disminuye en cientos de años. En los

siguientes estudios que se pretenden realizar en esta zona son los fechamientos de los depósitos de sínter mediante palinología para poder asociarlos con edades de actividad tectónica de la misma manera que Herdianita *et al.*, 2000.

### **Manifestaciones y depósitos hidrotermales**

El hecho de encontrar depósitos de sínter en SAM e Ixtlán sugiere que en el subsuelo se tiene un reservorio con temperaturas superiores a los 175 °C y que estos se depositaron a partir de aguas cloruradas sódicas con un pH casi neutral (el pH varía entre 6.5 y 8); por lo tanto la temperatura en el subsuelo es suficiente para usarla para la generación de electricidad, o en usos directos, además de que el agua es considerada la ideal para la explotación (benigna) por tener un pH casi neutral y no ser corrosiva como las aguas ácidas ubicadas en otras zonas de los sistemas geotérmicos.

Se encontraron depósitos con facies de geiserita los cuales se depositan a partir de una fuente termal con altas tasas de flujo de agua, con temperaturas superiores a los 70 °C. Por lo tanto se considera que ha disminuido el flujo de agua hacia la superficie ya que por el momento no se tienen manantiales hirvientes con importantes flujos de agua o con deposición de geiserita, existen algunos manantiales con bajas tasas de flujo y con deposición incipiente de costras de sínter.

Se encontraron diferentes morfologías en los depósitos de sínter; montículos, terrazas, pilas y de fisura, todos ellos están siendo controlados por estructuras que se encuentran sepultadas en el subsuelo por depósitos aluviales y lacustres, su morfología estaría siendo influenciada por diferentes factores como son, la profundidad a la que se encuentra sepultada la fractura; si la fractura en el lecho rocoso está cerca de la superficie esta se puede evidenciar en la superficialmente cortando también los depósitos aluviales y lacustres, si la fractura está sepultada profundamente las manifestaciones serán aisladas, muchas veces en forma de montículos (Hancock *et al.*, 1999) y algunas veces separadas de manera equidistante. Otros factores que influyen en la morfología sería las tasas de depósito y la temperatura del agua; si la tasa de deposición es alta con altas temperaturas formara terrazas de geiserita y si las tasas son bajas con bajas temperaturas se formarían terrazas las cuales se encuentran contaminadas por arenas y arcillas así como residuos de materia orgánica como restos de tallos. La formación de las pilas se debe posiblemente a que se formaron en un ambiente de pantano con mucha chuspata (la chuspata es un junco-como lo demuestra la alta cantidad de tallos incrustados) en los cuales un manantial termal rico en sílice e hirviendo emergía, por el rápido cambio de temperatura por el contacto del agua del pantano, el sínter se depositaba alrededor de la manifestación con crecimiento vertical, este crecimiento vertical podría ser fortalecido por el agua hirviendo que salta y cae directamente en la parte superior de la pila.

Las litofacias que se encontraron en estos depósitos de sínter están controladas por la temperatura del agua y las tasas de deposición; cuando el agua es muy caliente forma sínter vítreo y cuando no lo es tanto, permite la formación de materia orgánica y esta favorece la acumulación de arcillas y por ende la formación de ambientes pantanosos. Otro factor sería la distancia de deposición respecto a la fuente termal; en muchos casos el agua rica en sílice logra fluir y el sílice se deposita lejos de la fuente, lo cual da lugar a que en el transcurso se vaya enriqueciendo de otros constituyentes como puede ser el caso de arcillas y arenas que arrastra en su camino, si el depósito está cerca de la fuente será más puro conformado totalmente por sílice amorfo como se puede ver en la figura 51.

Existe una fractura que tiene una tendencia serpenteante aunque con dirección preferencial NNO la cual alinea MH y depósitos de sínter. Tomando en cuenta la morfología de los depósitos de sínter, se observó que en la parte sur estos depósitos se forman a lo largo de la fractura, sin embargo más hacia el norte deja de aparecer la fractura, encontrando los depósitos en forma de montículos. Por lo propuesto por Hancock *et al.*, 1999 sobre que en la zona donde la fractura llega a la superficie es porque el lecho rocoso fracturado está cerca de esta y en la zona de montículos el lecho está subyaciendo sedimentos no consolidados (en este caso sedimentos aluviales y lacustres) se considera que se estaría encontrando una falla normal que está siendo sepultada por depósitos lacustres y aluviales, la cual está separando estas dos morfologías del sínter sobre la misma fractura. Se considera esta falla de tipo normal que cae al norte y que hace un escalón y profundiza más la zona donde aparecen los montículos. Se interpreta de esta manera porque explica el comportamiento de la morfología en el sínter, además de que son las comúnmente encontradas en esta zona, asimismo son las que controlan la subsidencia del lago y que representan la última fase tectónica local. Esta falla podría ser muy importante en el ascenso de los fluidos ya que se encuentra entre el área principal de MH y estaría óptimamente orientada al campo de esfuerzos presente.

En esta zona de MH se encontraron depósitos de sínter con facies de geiserita con inclinaciones de sus capas de hasta 80° lo cual no corresponde con una deposición normal del sínter, ya que estos se encuentran regularmente dispuestos semi-horizontalmente. Otra particularidad de estos depósitos es que se encuentran dispuestos concéntricamente en una distribución semi-circular (Fig. 49). La morfología de estos depósitos se consideran el producto de una erupción hidrotermal, es decir un depósito que se estaba formando a partir de una fuente central con altas tasas de deposición (necesario para la deposición de geiserita) que estaba depositando el sínter radialmente creando terrazas casi horizontales, que posteriormente debido a un decremento en la presión del fluido en el subsuelo induce inestabilidad y ebullición, generando vaporización y provocando la erupción hidrotermal (Browne y Lawless, 2000) basculando las terrazas,

creando un cráter semi-circular que es rellenado posteriormente y dejando un depósito de brecha hidrotermal en la periferia del cráter. Otro argumento a favor de que estas morfologías son el producto de una erupción hidrotermal son las brechas hidrotermales encontradas a un costado de estos depósitos de sínter.

Las erupciones hidrotermales se consideran que son por lo menos pre-hispánicas (>1500 años) debido a que se encontraron cerámicas de este periodo incrustadas dentro de las brechas generadas por estos eventos. De la misma manera se encontraron carbones dentro de estos depósitos, los cuales se pretende analizar isotópicamente en trabajos posteriores para determinar la edad de estos eventos. La reactivación o la generación de una nueva erupción es muy probable debido a que el sistema hidrotermal en el subsuelo sigue activo, por lo tanto, estas erupciones podrían representar un peligro importante para la comunidad debido a que esta zona se encuentra cerca de la población (en un radio menor a 500 m) y principalmente cerca de los balnearios que ahí se encuentran. El alcance de este tipo de erupciones puede tener un radio de 2 km arrojando rocas con diámetros de hasta 1.2 m (Browne y Lawless, 2000) en sistemas hidrotermales de alta temperatura. Es importante resaltar que en la zona de balnearios se localizó un cráter que los lugareños asocian a un centro de erupción hidrotermal el cual según estas personas entra en actividad en los meses de abril y mayo. Durante la realización de este estudio no se ha vuelto a presentar dicha erupción, sin embargo se observó que si se han presentado dichos eventos.

### **Mineralogía**

La mineralogía de los depósitos analizados nos mostró que los depósitos están constituidos principalmente por ópalo-C y ópalo-CT. Este ópalo es de origen hidrotermal por lo cual nos da temperaturas para el subsuelo de más de 120 °C. Además de los ópalos en los depósitos analizados se encontraron arcillas, zeolitas y fases comunes como cuarzo, estas fases no están relacionadas con el yacimiento hidrotermal y más bien están ligadas a contaminación del sínter en la superficie; es decir depósitos alejados de la fuente que se enriquecieron con estos materiales durante el flujo. Las facies puras como la geiserita están formadas solamente por ópalo mientras que las facies distales se contaminaron con las fases antes mencionadas. Por lo tanto la mineralogía de un depósito de sínter está estrechamente relacionada con la litofacie, encontrando en los depósitos proximales y puros solamente ópalo, y en las litofacies distales y contaminadas, ópalo acompañado por otras fases minerales.

En un sistema hidrotermal el sínter es originalmente compuesto por ópalo-A el cual evoluciona a ópalo C y CT y eventualmente a cuarzo; en los sínter analizados no se encontró el cuarzo evolucionado. En estudios anteriores (Herdianita *et al.*, 2000) se ha

encontrado que la aparición del cuarzo se da en depósitos de sínter mayores de 10 ka; por lo tanto los depósitos de sínter analizados serían menores de 10 ka, y por la relación que tienen estos depósitos con el fallamiento se podría considerar que la falla que canalizó los depósitos es potencialmente activa, ya que las fallas que han tenido actividad en los últimos 10 ka se consideran activas y potencialmente de riesgo. La falla que sería potencialmente activa es la de dirección NE que es una falla de transtensión, esta falla es la que controla (principalmente) el ascenso actual de los fluidos geotérmicos y los depósitos de sínter además de que es la que se encuentra óptimamente orientada al campo de esfuerzos actual en la zona. Al igual que esta falla ya se han detectado otras fallas activas en el límite sur del Lago de Cuitzeo, por ejemplo en la comunidad de Araró se encontró un nivel de depósitos lacustres con cerámicas prehispánicas cortados por una estructura sub-paralela a la encontrada en SAM. También dicho sistema se le relaciona que el sismo de 1858 que generó grandes daños en Pátzcuaro, Morelia y Araró (Garduño-Monroy *et al.*, 2009).

## **IXTLÁN DE LOS HERVORES**

### **Geología Estructural**

En Ixtlán se puede observar alineamientos de volcanes en direcciones NE, E-O y en dirección NO; también son claras las fallas en las mismas direcciones que cortan estos volcanes formando escarpes de hasta más de 400 m. En los datos estructurales de campo se encontraron dos sistemas principales; un sistema NE, ENE de tipo normal en algunos casos con una leve componente izquierda y un sistema de fallas normales de dirección NO (Fig. 59). En la zona de MH morfológicamente se puede inferir un *step over* en la falla de dirección NO que controla las manifestaciones, así como un cruce entre dos estructuras, la falla de dirección NO ya mencionada y otra de dirección NE (Fig. 59), ambas fallas normales. Por lo tanto se considera que esta zona de MH se encuentra en un escenario complejo de alta acumulación de esfuerzos, lo cual es ideal para mantener la permeabilidad en el tiempo como se mencionado previamente, además de que son escenarios comunes para la actividad geotérmica y también han sido objetivos para la perforación de pozos de extracción.

En la distribución de las MH y depósitos de sínter se puede observar un control preferencial de dirección NO. Sin embargo la mayor parte de MH y el sínter se encuentra donde se infiere el cruce de las estructuras antes mencionadas, como se puede observar en la parte SE de los mapas de las figuras 56, 60 y 61. Por lo cual esta zona podría ser un objetivo interesante para perforar un pozo de producción en caso de que se pretenda explotar los fluidos geotérmicos en la zona.

También se encontraron depósitos de sínter que no se formaron con los actuales manantiales hidrotermales y MH activas lo cual demuestra que en la zona la permeabilidad ha sido mantenida en el tiempo, por lo tanto, la actividad tectónica ha sido recurrente en la zona ya que la permeabilidad en un campo geotérmico disminuye en cientos de años (Curewitz y Karson, 1997).

### **Manifestaciones y depósitos hidrotermales**

En los depósitos de sínter se encontraron por lo menos dos periodos de actividad importante como se puede ver en la columna de la figura 70, dónde se puede observar como dos depósitos de sínter son separados por un nivel de depósitos fluvio-lacustres. Estos depósitos se pueden asociar con dos periodos diferentes de actividad tectónica en la zona.

Se encontró un nivel arenoso rico en cerámicas y líticos el cual en muchas zonas se encuentra silicificado, este nivel se puede interpretar como un lahar o una avalancha que cubrió zonas de MH las cuales siguieron fluyendo y los opalizaron.

En esta zona también se encontraron depósitos de brecha de sínter las cuales se relacionan con explosiones hidrotermales, también se encontraron cráteres que del mismo modo podría estar asociados a mencionadas explosiones. Estas interpretaciones se fortalecen con los hechos de explosiones hidrotermales recientes en un costado de la cancha de futbol de la comunidad. Estas explosiones al mantenerse el sistema activo representan un riesgo para la comunidad ya que esta se encuentra a un costado de la zona de MH, encontrándose algunas MH dentro de las casas de los pobladores.

Al igual que en SAM se considera que el flujo de fluidos hacia la superficie ha disminuido debido que en la zona también se encontraron depósitos de geiserita y en la actualidad la deposición de sínter es escasa.

## 7. CONCLUSIONES

Las MH de SAM se encuentran en una zona de intersección de fallas, una falla de tipo normal de dirección NE y una falla lateral derecha de dirección NNO, lo cual crea un área de intensa deformación muy permeable y una estructura tipo *pipe-like* que permite que los fluidos lleguen a la superficie.

Ixtlán también se encuentra en un escenario estructural de un *step over* y una intersección de dos falla, en este caso son dos falla normales regionales una de dirección NO (la que forma el *step over*) y otra de dirección NE.

La principal falla que controla el flujo de fluidos en SAM es la de dirección NE ya que es la que se encuentra óptimamente orientada al campo de esfuerzos presente, sin embargo la falla de dirección NNO también los controla porque se está reactivando con el campo de esfuerzos presente.

Los campos geotérmicos de SAM e Ixtlán son potencialmente explotables ya que se tienen en el subsuelo fluidos hidrotermales tipo clorurados sódicos con un pH casi neutral, los cuales se consideran benignos para la explotación y con temperaturas superiores a los 175 °C, las cuales son ideales para la generación de electricidad o usos directos, además de que se encuentra en un escenario estructural favorable para mantener la permeabilidad con el paso del tiempo.

Las morfologías y las litofacies de los depósitos de sínter son controladas principalmente por; la profundidad de la estructura que controla el flujo de los fluidos (respecto del nivel superficial no consolidado), la topografía, la tasa de deposición, la temperatura del agua y la distancia de depósito respecto de la fuente termal.

Las erupciones hidrotermales en las comunidades de SAM e Ixtlán han ocurrido en tiempos pre-históricos, históricos y recientes, y debido a que el sistema hidrotermal sigue activo; estas representan un riesgo potencial para la infraestructura y las vidas humanas de las comunidades mencionadas, principalmente para la comunidad de Ixtlán ya que se encuentran viviendas sobre la zona con mayor actividad hidrotermal superficial, encontrando MH dentro de las casas de los pobladores.

Los depósitos de sínter puros están constituidos solamente por sílice en fase mineral de ópalo y los depósitos contaminados pueden contener otras fases minerales como es el caso de arcillas, zeolitas y/o minerales formadores de rocas.

La mineralogía de un depósito de sínter puede variar según el ambiente de deposición el cual se refleja en sus litofacies; encontrándose solamente ópalo en los depósitos

proximales con altas tasas de deposición y altas temperaturas (>70 °C), y ópalo acompañado por otras fases minerales en los depósitos distales menos calientes.

Los depósitos de sínter analizados mineralógicamente presentan una edad inferior a los 10 ka por lo tanto la falla que canalizo los fluidos (falla normal de dirección NE) podría ser potencialmente activa presentando un riesgo para las comunidades aledañas entre ella la Ciudad de Morelia.

En el sistema hidrotermal de Ixtlán la permeabilidad ha sido mantenida en el tiempo debido a que se encontraron dos niveles de sínter separados por un depósito fluvio-lacustre de 1.4 m de espesor, lo cual muestra que hubo un periodo de calma entre los dos eventos tectónicos que provocaron la deposición de los niveles de sínter.

La cartografía de las manifestaciones y los depósitos hidrotermales, es una herramienta muy importante, para determinar la geometría de las fracturas que controlan el flujo de fluidos en una zona geotérmica que sea estructuralmente controlada.

Considerando la relación de estructura-distribución de las MH y la distribución del vulcanismo monogenético, (procesos hidrotermales e ígneos) en el campo monogenético Michoacán-Guanajuato, arroja evidencias de que ellos surgen por la facilidad del escenario de un campo de esfuerzos optimo a las estructuras donde se alinean tanto volcanes monogenéticos como MH; encontrando en un mismo escenario potencialidad de peligro y riqueza geotérmica.

## 8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adamo I., Ghisoli C. y Caucia F., 2010. A CONTRIBUTION TO THE STUDY OF FT-IR SPECTRA OF OPALS. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 187, 63-68.

Backers T., e I. Moeck, 2015. FAULT TIPS AS FAVORABLE DRILLING TARGETS FOR GEOTHERMAL PROSPECTING – A FRACTURE MECHANICAL PERSPECTIVE. Proceedings World Geothermal Congress 2015. Melbourne, Australia, 19-25 April 2015.

Barbier Enrico, 2002. GEOTHERMAL ENERGY TECHNOLOGY AND CURRENT STATUS: AN OVERVIEW. Renewable and Sustainable Energy Reviews, 6 (2002) 3–65. Institute of Geosciences and Earth Resources, Area della Ricerca del CNR, Via Moruzzi 1, 56124, Pisa, Italy.

Barton Colleen A., Mark D. Zoback y Daniel Moos, 1995. FLUID FLOW ALONG POTENTIALLY ACTIVE FAULTS IN CRYSTALLINE ROCK. Geology; August 1995; v. 23; no. 8; p. 683–686; 3 figures. Department of Geophysics, Stanford University, Stanford, California 94305.

Barton Colleen, Hickman Stephen, Morin Roger, Zoback Mark, Finkbeiner Thomas, Sass John and Benoit Dick, 1997 a. FRACTURE PERMEABILITY AND ITS RELATIONSHIP TO IN-SITU STRESS IN THE DIXIE VALLEY, NEVADA, GEOTHERMAL RESERVOIR. Proceedings. Twenty-Second Workshop on Geothermal Reservoir Engineering. Stanford University, Stanford. California, January 27-29, 1997.

Barton Colleen, Moos Daniel, Zoback Mark, 1997 b. IN-SITU STRESS MEASUREMENTS CAN HELP DEFINE LOCAL VARIATIONS IN FRACTURE HYDRAULIC CONDUCTIVITY AT SHALLOW DEPTH. The Leading Edge. GeoMechanics International, Palo Alto, California.

Bixley P.R., Browne P.R.L., 1988. HYDROTHERMAL ERUPTION POTENTIAL IN GEOTHERMAL DEVELOPMENT. Proc. 10th N. Z. Geotherm. Workshop, pp. 195–198.

Brajkovic A., Rolandi V., Vignola P. y Grizzetti R., 2007. BLUE AND PINK OPALS FROM ACARI, PERU – THEIR OPTICAL, STRUCTURAL AND SPECTROSCOPIC FEATURES. The Australian Gemmologist, 23, 3-15.

Brogi Andrea, Enrico Capezzuoli, Elena Buracchi y Marilì Branca, 2012. TECTONIC CONTROL ON TRAVERTINE AND CALCAREOUS TUFFA DEPOSITION IN A LOW-TEMPERATURE GEOTHERMAL SYSTEM (SARTEANO, CENTRAL ITALY). Journal of the Geological Society 2012, v.169; p461-476. Department of Earth Sciences, University of Siena, Via Laterina, 8, 53100 Siena, Italy.

Brogi Andrea, Enrico Capezzuoli, Mehmet Cihat Alçiçek y Anna Gandin, 2014. EVOLUTION OF A FAULT-CONTROLLED FISSURE-RIDGE TYPE TRAVERTINE DEPOSIT IN THE WESTERN ANATOLIA EXTENSIONAL PROVINCE: THE ÇUKURBAG FISSURE-RIDGE (PAMUKKALE, TURKEY). *Journal of the Geological Society* 2014, v.171; p425-441. Department of Earth Sciences, University of Siena, Via Laterina, 8, 53100 Siena, Italy.

Brogi Andrea, Enrico Capezzuoli, Mehmet Cihat Alçiçek y Anna Gandin, 2014. EVOLUTION OF A FAULT-CONTROLLED FISSURE-RIDGE TYPE TRAVERTINE DEPOSIT IN THE WESTERN ANATOLIA EXTENSIONAL PROVINCE: THE ÇUKURBAĞ FISSURE-RIDGE (PAMUKKALE, TURKEY). *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 171, 2014, pp. 425–441. University of Bari, Department of Earth and Geoenvironmental Sciences, Via Orabona, 4, 70125, Bari, Italy.

Browne P.R.L., J.V. Lawless, 2001. CHARACTERISTICS OF HYDROTHERMAL ERUPTIONS, WITH EXAMPLES FROM NEW ZEALAND AND ELSEWHERE. *Earth-Science Reviews* 52 (2001) 299–331. Geothermal Institute and Geology Department, University of Auckland, Private Bag 92019, 23 Symonds Street, Level 2, Auckland, New Zealand.

Caine Jonathan, Evans James, Forster Craig, 1996. FAULT ZONE ARCHITECTURE AND PERMEABILITY STRUCTURE. *Geology*; November 1996; v. 24; no. 11; p. 1025–1028. Department of Geology and Geophysics, University of Utah, Salt Lake City, Utah 84112.

Campbell Kathleen A., Diego M. Guido, Pascale Gautret, Frederic Foucher, Claire Ramboz, Frances Westall, 2015. GEYSERITE IN HOT-SPRING SILICEOUS SINTER: WINDOW ON EARTH'S HOTTEST TERRESTRIAL (PALEO) ENVIRONMENT AND ITS EXTREME LIFE. *Earth Science Reviews*. School of Environment, University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland 1142, New Zealand.

CAMPBELL KATHLEEN A., K. A. RODGERS, JANE M. A. BROTHERIDGE y P. R. L. BROWNE, 2002. AN UNUSUAL MODERN SILICA–CARBONATE SINTER FROM PAVLOVA SPRING, NGATAMARIKI, NEW ZEALAND. *Sedimentology* (2002) 49, 835–854. Department of Geology, University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland, New Zealand.

Caucia F., Ghisoli C., Adamo I. y Bocchio R., 2008. OPALS-C, OPALS-CT AND OPALS-T FROM ACARI, PERU: X-RAY POWDER DIFFRACTION ANALYSIS AND IR SPECTROSCOPIC INVESTIGATION OF NEW SAMPLES SHOWING TWO DIFFERENT TYPOLOGIES OF LUSTRE. *The Australian Gemmologist*, 23, 266-271.

Collar, R.J., Browne, P.R.L., 1985. HYDROTHERMAL ERUPTIONS AT THE ROTOKAWA GEOTHERMAL FIELD, TAUPO VOLCANIC ZONE, NEW ZEALAND. *Proc. 7th N. Z. Geotherm. Workshop*, pp. 171–175.

Comisión Reguladora de Energía, 2011. EVALUACIÓN DE LOS RECURSOS GEOTÉRMICOS DE BAJA ENTALPIA DE LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO. Universidad Politécnica de Baja California. Baja California, México.

Cox S. F., Knackstedt M. A., Braun J., 2001. PRINCIPLES OF STRUCTURAL CONTROL ON PERMEABILITY AND FLUID FLOW IN HYDROTHERMAL SYSTEM. Society of Economic Geologists. Reviews v. 14, 2001, p. 1-24. Centre for Advanced Studies of Ore Systems, Department of Geology and Research School of Earth Sciences, The Australian National University, Canberra, ACT 0200, Australia.

Cunneen Ronald y Richard H. Sillitoe, 1989. PALEOZOIC HOT SPRING SINTER IN THE DRUMMOND BASIN, QUEENSLAND, AUSTRALIA. Economic Geology, Vol. 84, 1989, pp. 135-142. RGC Exploration. Limited, 16 Douglas Street, Milton, Queensland 4064, Australia.

Curewitz Daniel, Jeffrey A. Karson, 1997. STRUCTURAL SETTINGS OF HYDROTHERMAL OUTFLOW: FRACTURE PERMEABILITY MAINTAINED BY FAULT PROPAGATION AND INTERACTION. Journal of Volcanology and Geothermal Research 79 \_1997. 149-168. Department of Geology, Duke University, Durham, NC 27708-90229, USA.

Elzea J.M. y Rice S.B., 1996. TEM AND X-RAY DIFFRACTION EVIDENCE FOR CRISTOBALITE AND TRIDYMITITE STACKING SEQUENCES IN OPAL. Clays & Clay Minerals, 44, 492-500.

Farmer V.C., 1974. THE INFRARED SPECTRA OF MINERALS. Mineralogical Society, London, UK, 539 p.

Faulds, Hinz, Coolbaugh, Cashman, Kratt, Dering, Edwards, Mayhew, y McLachlan, 2011. ASSESSMENT OF FAVORABLE STRUCTURAL SETTINGS OF GEOTHERMAL SYSTEMS IN THE GREAT BASIN, WESTERN USA. GRC Transactions, Vol. 35, 2011. Nevada Bureau of Mines and Geology, University of Nevada, Reno NV.

Faulds, Hinz, y Kreemer, 2012. STRUCTURAL AND TECTONIC CONTROLS OF GEOTHERMAL ACTIVITY IN THE BASIN AND RANGE PROVINCE, WESTERN USA. New Zealand Geothermal Workshop 2012 Proceedings. 19 - 21 November 2012. Auckland, New Zealand. Nevada Bureau of Mines and Geology, University of Nevada, Reno, Nevada USA 89557.

Faulkner D.R., C.A.L. Jackson, R.J. Lunn, R.W. Schlische d, Z.K. Shipton, C.A.J. Wibberley, M.O. Withjack, 2010. A REVIEW OF RECENT DEVELOPMENTS CONCERNING THE STRUCTURE, MECHANICS AND FLUID FLOW PROPERTIES OF FAULT ZONES. Journal of Structural Geology 32 (2010) 1557e1575. Department of Earth and Ocean Sciences, University of Liverpool, Liverpool, UK.

Faulkner D.R., C.A.L. Jackson, R.J. Lunn, R.W. Schlische d, Z.K. Shipton, C.A.J. Wibberley, M.O. Withjack, 2010. A REVIEW OF RECENT DEVELOPMENTS CONCERNING THE STRUCTURE, MECHANICS AND FLUID FLOW PROPERTIES OF FAULT ZONES. *Journal of Structural Geology* 32 (2010) 1557e1575. Department of Earth and Ocean Sciences, University of Liverpool, Liverpool, UK.

Ferrari Luca, Teresa Orozco-Esquivel, Vlad Manea, Marina Manea, 2012. THE DYNAMIC HISTORY OF THE TRANS-MEXICAN VOLCANIC BELT AND THE MEXICO SUBDUCTION ZONE. *Tectonophysics* 522–523 (2012) 122–149. Computational Geodynamics Laboratory, Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Querétaro, Qro., 76230, México.

Ferrari, L., Morán-Zenteno, D., González-Torres, E.A, 2007. ACTUALIZACIÓN DE LA CARTA GEOLÓGICA DE MÉXICO, ESCALA 1:4,000,000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geografía, Nuevo Atlas Nacional de México.

Flores-Armenta Magaly, Miguel Ramírez-Montes y Lilibeth Morales-Alcalá, 2014. GEOTHERMAL ACTIVITY AND DEVELOPMENT IN MEXICO – KEEPING THE PRODUCTION GOING. Short Course VI on Utilization of Low- and Medium-Enthalpy Geothermal Resources and Financial Aspects of Utilization. Comisión Federal de Electricidad (CFE) MEXICO.

Fridleifsson Ingvar B., 2001. GEOTHERMAL ENERGY FOR THE BENEFIT OF THE PEOPLE. *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 5 (2001) 299–312. United Nations University — Geothermal Training Programme, Orkustofnun, National Energy Authority, Grensásvegji 9, IS-107 Reykjavik, Iceland.

Fridleifsson, I.B., R. Bertani, E. Huenges, J. W. Lund, A. Ragnarsson, and L. Rybach, 2008. THE POSSIBLE ROLE AND CONTRIBUTION OF GEOTHERMAL ENERGY TO THE MITIGATION OF CLIMATE CHANGE. IPCC Scoping Meeting on Renewable Energy Sources, Proceedings, Luebeck, Germany, 20-25 January 2008, 59-80.

Fritsch E., Gaillou E., Ostrooumov M., Rondeau B., Devouard B. y Barreau A., 2004. RELATIONSHIP BETWEEN NANOSTRUCTURE AND OPTICAL ABSORPTION IN FIBROUS PINK OPALS FROM MEXICO AND PERU. *European Journal of Mineralogy*, 16, 743-752.

Fytikas M., Marinelli G., 1976. GEOLOGY AND GEOTHERMICS OF THE ISLAND OF MILOS (GREECE). INTERNATIONAL CONGRESS ON THERMAL WATERS. *Geothermal Energy and Volcanism of the Mediterranean Area*, Athens, 58 pp.

Gangopadhyay Abhijit, Talwani Pradeep, 2005. FAULT INTERSECTIONS AND INTRAPLATE SEISMICITY IN CHARLESTON, SOUTH CAROLINA: INSIGHTS FROM A 2-D NUMERICAL MODEL. *Current Science*, vol. 88, no. 10, 25 may 2005. Department of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, SC 29208, USA.

Garduño-Monroy V.H., R. Pérez-López, I. Israde-Alcantara, M. A. Rodríguez-Pascua, E. Szykaruk, V. M. Hernández-Madrigal, M. L. García-Zepeda, P. Corona-Chávez, M. Ostroumov, V. H. Medina-Vega, G. García-Estrada, O. Carranza, E. López-granados, J. C. Mora Chaparro, 2009. PALEOSEISMOLOGY OF THE SOUTHWESTERN MORELIA-ACAMBAY FAULT SYSTEM, CENTRAL MÉXICO. *Geofísica Internacional*, Vol 48, No. 3. 319-335. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás Hidalgo, Cuerpo Académico Consolidado de Ciencias de la Tierra, Ciudad Universitaria, Morelia, Michoacán, México.

Gartrell Anthony, Zhang Yanhua, Lisk Mark, Dewhurst David, 2004. FAULT INTERSECTIONS AS CRITICAL HYDROCARBON LEAKAGE ZONES: INTEGRATED FIELD STUDY AND NUMERICAL MODELLING OF AN EXAMPLE FROM THE TIMOR SEA, AUSTRALIA. *Marine and Petroleum Geology* 21 (2004) 1165–1179. CSIRO Division of Petroleum Resources, Australian Petroleum Co-operative Research Centre, ARRC.

Gómez-Tuena Arturo, Ma. Teresa Orozco-Esquivel, Luca Ferrari, 2005. PETROGÉNESIS ÍGNEA DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, Tomo LVII, núm. 3, 2005, p. 227-283. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Apartado postal 1-742, Querétaro, Qro., 76001, México.

González-Partida E. y Luis E. González R., 2016. APUNTES DE GEOLOGÍA DE LA GEOTERMIA (MATERIAL DIDÁCTICO). Universidad Nacional Autónoma de México.

Grindley G.W., Browne P.R.L., 1976. STRUCTURAL AND HYDROLOGICAL FACTORS CONTROLLING THE PERMEABILITY OF SOME HOT WATER FIELDS. *Proc. 2nd U.N. Symp. Development and Use of Geothermal Resources San Francisco*, vol. 1, 377–386.

Gutiérrez-Negrín, L.C.A y José Luis Quijano-León, 2003. GEOTHERMAL DEVELOPMENT IN GEOTHERMAL RESOURCES. *Council transactions*, Vol. 27, pp. 53-57.

Hancock P.L., R.M.L. Chalmers, E. Altunel, Z. Cakir, 1999. TRAVITONICS: USING TRAVERTINES IN ACTIVE FAULT STUDIES. *Journal of Structural Geology* 21 (1999) 903-916. Department of Geology, University of Bristol, Wills Memorial Building, Queen's Road, Bristol BS8 1RJ, UK.

Herdianita N. R., P. R. L. Browne, K. A. Rodgers, K. A. Campbell, 2000. MINERALOGICAL AND TEXTURAL CHANGES ACCOMPANYING AGEING OF SILICA SÍNTER. *Mineralium Deposita* (2000) 35: 48-62. Department of Geology, University of Auckland, Private Bag 92019, Auckland, New Zealand.

International Geothermal Association (IGA), 2014. BEST PRACTICES GUIDE FOR GEOTHERMAL EXPLORATION. Bochum University of Applied Sciences (Hochschule Bochum) Lennershofstr. 140, D-44801 Bochum, Germany.

Jones J.B. y Segnit E.R., 1971. THE NATURE OF OPAL. PART 1: NOMENCLATURE AND CONSTITUENT PHASES. *Journal of Geological Society of Australia*, 8, 57- 68.

Joussineau Ghislain, Aydin Atilla, 2007. THE EVOLUTION OF THE DAMAGE ZONE WITH FAULT GROWTH IN SANDSTONE AND ITS MULTISCALE CHARACTERISTICS. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 112.

K. Dowell, J. Mavrogenes, D. C. McPhail, y J. Watkins, 2002. "ORIGIN AND TIMING OF FORMATION OF PRECIOUS OPAL NOBBIES AT LIGHTNING RIDGE," IN *REGOLITH AND LANDSCAPES IN EASTERN AUSTRALIA*. Ed. by I. C. Roah (CRC LEME, 2002), pp. 18–20.

Kenneth Wohletz, Grant Heiken. 1992. *VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL ENERGY*. Book. Los Alamos series in basic and applied sciences: 12. University of California.

Litenberg J. H., 2005. DETECTION OF FLUIDMIGRATION PATHWAYS IN SEISMIC DATA: IMPLICATIONS FOR FAULT SEAL ANALYSIS. *Basin Research* (2005) 17, 141–153. dGB Earth Sciences, Enschede, The Netherlands.

Lonsdale, P., 1991. STRUCTURAL PATTERNS OF THE PACIFIC FLOOR OFF- SHORE OF PENINSULAR CALIFORNIA. Capitulo de libro "The Gulf and Peninsular Province of the Californias". *Scripps Institution of Oceanography*.

Lutz Juch s., S. J. Caskey, D. D. Mildenhall, P. R. L. Browne y S. D. Johnson. 2002. DATING SINTER DEPOSITS IN NORTHERN DIXIE VALLEY, NEVADA THE PALEOSEISMIC RECORD AND IMPLICATIONS FOR THE DIXIE VALLEY GEOTHERMAL SYSTEM. *Proceedings, Twenty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, January 28-30, 2002. Energy & Geoscience Institute, University of Utah, Salt Lake City, UT 84108.

Lynne B. Y., J. Moore, P.R.L. Browne K. A. Campbell, 2003. AGE AND MINERALOGY OF THE STEAMBOAT SPRINGS SILICA SINTER DEPOSIT, NEVADA, U.S.A: A PRELIMINARY REPORT ON CORE SNLG 87-29. *Proceedings 25 th NZ Geothermal Workshop 2003*. University of Auckland, Geology Department, Private Bag 92109, Auckland, New Zealand.

Lynne Bridget Y., 2013. SILICEOUS SINTER: AN EARLY EXPLORATION TOOL AND DIRECT LINK TO A GEOTHERMAL RESERVOIR. Proceedings, Thirty-Eighth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering Stanford University, Stanford, California, February 11-13, 2013. Institute of Earth Science and Engineering, University of Auckland, New Zealand.

M. L. Jackson, R. N. Clayton, N. Fujii, y J. H. Henderson, 1977. CRISTOBALITE MORPHOLOGY AND OXYGEN ISOTOPIC COMPOSITION VARIATION UNDER HYDROTHERMAL ALTERATION. *Clays Clay Miner.* 25, 31–38 (1977).

Marini L., Principe C., Chiodini G., Cioni R., Fytikas M., Marinelli G., 1993. HYDROTHERMAL ERUPTIONS OF NISYROS (DODECANESE, GREECE). Past events and present hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 56(1):71-94 · May 1993.

Martel Stephen J., 1996. EFFECTS OF COHESIVE ZONES ON SMALL FAULTS AND IMPLICATIONS FOR SECONDARY FRACTURING AND FAULT TRACE GEOMETRY. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, No. 6, pp. 835 to 847, 1997. Department of Geology and Geophysics, University of Hawaii, 2525 Correa Road, Honolulu, HI 96822, USA.

Martini M., Ferrari L., López-Martínez M., Cerca-Martínez M., Valencia V., Serrano-Duran L., 2009. CRETACEOUS–EOCENE MAGMATISM AND LARAMIDE DEFORMATION IN SOUTHWESTERN MEXICO: NO ROLE FOR TERRANE ACCRETION. *Geological Society of America Memoir “Backbone of the Americas”*, pp. 151–182.

Max Suter, Odranoel Quintero-Legorreta, Margarita Lopez-Martinez, Gerardo Aguirre-Diaz, y Edward Farrar, 1995. THE ACAMBAY GRABEN: ACTIVE INTRAARC EXTENSION IN THE TRANS-MEXICAN VOLCANIC BELT, MEXICO. *Tectonics*, Vol. 14, No. 5, Pages, 1245-1262, December 1995. Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Hermosillo, Sonora, México.

Muraoka, Takahashi, Sundhoro, Dwipa, Soeda, Momita, Shimada, 2010. GEOTHERMAL SYSTEMS CONSTRAINED BY THE SUMATRAN FAULT AND ITS PULL-APART BASINS IN SUMATRA, WESTERN INDONESIA. Proceedings World Geothermal Congress 2010 Bali, Indonesia, 25-29 April 2010. National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Central 7, Japan.

Murat Hatipoglu, Yasar Kibici , Gursel Yanik , Cafer Ozkul , Mehmet Demirbilek y Yasemin Yardimci, 2015. NANO-STRUCTURE OF THE CRISTOBALITE AND TRIDYMITE STACKING SEQUENCES IN THE COMMON PURPLE OPAL FROM THE GEVREKSEYDI DEPOSIT, SEYITÖMER-KÜTAHYA, TURKEY. *Oriental Journal of Chemistry*, 2015, Vol. 31, No. (1): Pg. 35-49. Dokuz Eylul University, IMYO, Izmir Multidisciplinary Vocational School, Gemmology and Jewellery Programme TR-35380 Buca-Izmir, Turkey.

Ostrooumov M., 2007. FUNDAMENTOS DE MINERALOGÍA PARA INGENIEROS. Curso de Maestría. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Morelia Michoacán, México.

Ostrooumov M., 2009. MINERALOGÍA AVANZADA. Libro. Fondo Editorial Morevallado. Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo. Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Morelia Michoacán, México.

Ostrooumov M., Fritsch E., Lasnier B. y Lefrant S., 1999. SPECTRES RAMAN DES OPALES: ASPECT DIAGNOSTIQUE ET AIDE A LA CLASSIFICATION. *European Journal of Mineralogy*, 11, 899-908.

Pasquaré Giorgio, Luca Ferrari, Victor Hugo Garduno, Alessandro Tibaldi, y Luigina Veuoli, 1991. GEOLOGIC MAP OF THE CENTRAL SECTOR OF THE MEXICAN VOLCANIC BELT, STATES OF GUANAJUATO AND MICHOACAN, MEXICO. *Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072*. Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano, Italy.

Pasquare. G., Garduño V.H., Tibaldi A. y Ferrari M., 1988. STRESS PATTERN EVOLUTION IN THE CENTRAL SECTOR OF THE MEXICAN VOLCANIC BELT. *The Origin and Evolution of Arcs. Tectonophysics*. 146: 353-364.

Pentecost Allan, 2005. TRAVERTINE. Book. Springer. Reader in Geomicrobiology, School of Health and Life Sciences, King's College London, Stamford Street 150, London SE1 9NN, United Kingdom.

R. C. Wallace, 1991. THE MINERALOGY OF THE TOKOMARU SILT LOAM AND THE OCCURRENCE OF CRISTOBALITE AND TRIDYMITTE IN SELECTED NORTH ISLAND SOILS. *New Zealand J. Geol. Geophys* 34 (113), (1991).

Renaut Robin W. y Brian Jones, 2003. SEDIMENTOLOGY OF HOT SPRING SYSTEMS. *J. Earth Sci.* 40: 1439–1442 (2003). Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, SK S7N 5E2, Canada.

Rosas-Elguera j., J. Urrutia-Fucugauchi, R. Maciel F., 1989. GEOLOGÍA DEL EXTREMO ORIENTAL DEL GRABEN DE CHAPALA, BREVE DISCUSIÓN SOBRE SU EDAD: ZONAS GEOTÉRMICAS IXTLÁN DE LOS HERVORES-LOS NEGRITOS, MÉXICO. *Geotermia, Rev. Mex., Geoenergía*, Vol. 5 No. 1, 1989 pp. (3-18).

Rotevant Atle, Fossen Haakon, Hesthammer Jonny, Aas Tor y Howell John, 2007. ARE RELAY RAMPS CONDUITS FOR FLUID FLOW? STRUCTURAL ANALYSIS OF A RELAY RAMP IN ARCHES NATIONAL PARK, UTAH. *Geological Society, London, Special Publications*, 270, 55-

71. Centre for Integrated Petroleum Research, University of Bergen, Allegaten 41, 5007 Bergen, Norway.

Rowland J. V. y R. H. Sibson, 2004. STRUCTURAL CONTROLS ON HYDROTHERMAL FLOW IN A SEGMENTED RIFT SYSTEM, TAUPO VOLCANIC ZONE, NEW ZEALAND. *Geofluids* (2004) 4, 259–283. Department of Geology, University of Auckland, Auckland, New Zealand; Department of Geology, University of Otago, Dunedin, New Zealand.

Sibson R.H., 1989. STRUCTURE AND MECHANICS OF FAULT ZONES IN RELATION TO FAULT HOSTED MINERALISATION. *Aust. Miner. Found.*, Adelaide, 66 pp.

Spinks, Acocella, Colea, Bassetta, 2005. STRUCTURAL CONTROL OF VOLCANISM AND CALDERA DEVELOPMENT IN THE TRANSTENSIONAL TAUPO VOLCANIC ZONE, NEW ZEALAND. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 (2005) 7– 22. Dept. Geological Sciences, University of Canterbury, Private Bag 4800, Christchurch, New Zealand.

Viggiano-Guerra Julio C. y Luis C.A. Gutiérrez-Negrín, 2007. ESTUDIO PETROGRÁFICO Y MODELO CONCEPTUAL PRELIMINAR DE LA ZONA GEOTÉRMICA DE IXTLÁN DE LOS HERVORES, MICHOACÁN, MÉXICO. *Ingeniería hidráulica en México*, vol. XXII, núm. 4, pp. 61-73, octubre-diciembre de 2007. Comisión Federal de Electricidad.

Walter Malcolm R., David Desmarais, Jack D. Farmer, Nancy W. Hinman, 1996. LITHOFACIES AND BIOFACIES OF MID-PALEOZOIC THERMAL SPRING DEPOSITS IN THE DRUMMOND BASIN, QUEENSLAND, AUSTRALIA. *SEPM Society for Sedimentary Geology. PALAIOS*, Vol. 11, No. 6, pp. 497-518. School of Earth Sciences, Macquarie University, NSW 2109, Australia.

White Donald E., G. A. Thompson, y C. H. Sandberg, 1964. GEOLOGIC HISTORY OF STEAMBOAT SPRINGS THERMAL AREA, WASHOE COUNTY NEVADA. *Geological Survey Professional Paper* 458-B.

Wiprut David, Zoback Mark, 2000. FAULT REACTIVATION AND FLUID FLOW ALONG A PREVIOUSLY DORMANT NORMAL FAULT IN THE NORTHERN NORTH SEA. *Geology*; July 2000; v. 28; no. 7; p. 595–598. Department of Geophysics, Stanford University, Stanford, California 94305-2215, USA.

Wohletz Kenneth y Grant Heiken, 1992. VOLCANOLOGY AND GEOTHERMAL ENERGY. Book. Los Alamos series in basic and applied sciences: 12. University of California.

World Energy Council (WEC), 2013. WORLD ENERGY RESOURCES: GEOTHERMAL.

Young-Seog K., Peacock David, Sanderson David, 2002. FAULT DAMAGE ZONES. *Journal of Structural Geology* 26 (2004) 503–517. School of Earth and Environmental Sciences (BK21), Seoul National University, Seoul 151-747, South Korea.

Zarubin D.P., 2001. THE TWO-COMPONENT BANDS AT ABOUT 4500 AND 800 CM<sup>-1</sup> IN INFRARED SPECTRA OF HYDROXYL-CONTAINING SILICAS. INTERPRETATION IN TERMS OF FERMI RESONANCE. *Journal of non-Crystalline Solids*, 286, 80-88.