



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

---

**FACULTAD DE INGENIERÍA**

**USO DE TÉCNICAS DE VIBRACIÓN  
AMBIENTAL PARA CARACTERIZAR EL  
CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS,  
PUEBLA, MÉXICO.**

**TESIS**

Que para obtener el título de

**INGENIERO GEOFÍSICO**

**P R E S E N T A**

**ROGELIO TORRES CUENCA**

**DIRECTOR DE TESIS**

**M.C. JAVIER FRANCISCO LERMO  
SAMANIEGO**



**Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017**

*A mi familia, con amor.*

## AGRADECIMIENTOS

Mi más grande agradecimiento a la *Universidad Nacional Autónoma de México*, por haberme dado el gran privilegio de estudiar una licenciatura.

Gracias al Instituto de Ingeniería por las facilidades y el apoyo brindado en este trabajo de tesis. En especial al *M. C. Javier Francisco Lermo Samaniego*, quien ha sido una persona fundamental para mi formación académica.

Agradezco a la Comisión Federal de Electricidad (CFE), la Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Departamento de Exploración de Campos Geotérmicos y a las personas encargadas, *Magaly Flores* y *Cecilia Lorenzo*.

Gracias a mis padres *Carmen Cuenca* y *Ramón Torres*, sin ellos nada hubiera sido posible. A mi familia, mis profesores, amigos y en especial aquellas personas que han formado parte de mi vida.

# ÍNDICE

## RESUMEN

## OBJETIVOS

## ALCANCES Y LIMITACIONES

### CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 Área de estudio.....	4
1.2 Marco geológico.....	5

### CAPÍTULO 2. TEORÍA DE ONDAS

2.1 La ecuación de onda y las velocidades.....	6
2.2 Microtremores.....	8
2.3 Efecto de sitio.....	8
2.3.1 Amplificación geométrica.....	9
2.3.2 Amplificación dinámica.....	9

### CAPÍTULO 3. ESTUDIOS REALIZADOS EN EL CAMPO

3.1 Estudios de pozo .....	12
3.1.1 Pozo 43.....	12
3.1.2 Pozo 40 .....	14
3.2 Perfil estratigráfico.....	16
3.3 Modelo de velocidades con reflexión sísmica .....	18
3.4 Perfil de temperatura.....	18
3.5 Distribución de la sismicidad.....	19
3.6 Atenuación sísmica .....	21
3.7 Análisis espectral de ruido sísmico.....	25
3.8 Resistividades .....	27

## **CAPÍTULO 4. PROCESAMIENTO Y OBTENCIÓN DE MODELOS**

4.1 Método <i>SPAC</i> .....	32
4.1.1 Metodología .....	32
4.1.2 Procesado .....	34
4.1.3 Aplicación del método .....	35
4.1.4 Resultados .....	38
4.2 Métodos para evaluar la técnica Nakamura .....	39
4.2.1 Metodología de la Media Cuadrática (MC) .....	39
4.2.2 Método de Densidades Espectrales Direccionales (DED) .....	40
4.2.3 Procesado .....	40
4.2.4 Aplicación del método .....	41
4.2.5 Resultados .....	46
4.3 Mapas de isoamplitudes .....	47
4.4 Perfil de isoamplitudes.....	49

## **CAPÍTULO 5. COMPARACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS**

5.1 Comparación de resultados .....	51
5.1.1 Pozos y fallas .....	51
5.1.2 Perfil de temperatura .....	52
5.1.3 Distribución de la sismicidad .....	53
5.1.4 Atenuación sísmica .....	55
5.1.5 Análisis Espectral de ruido sísmico .....	56
5.1.6 Perfil de resistividades .....	58
5.2 Discusión de resultados.....	60

## **CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

### **REFERENCIAS**

### **ANEXOS**

## RESUMEN

En esta tesis se emplearon dos métodos que utilizan ruido sísmico para explorar campos geotérmicos. Estos métodos son: H/V y SPAC. Se adquirieron datos de vibración ambiental distribuidos dentro de la caldera principal, utilizando sismógrafos de banda ancha *Guralp 40TD*. Se construyeron mapas 2D y se hizo un perfil que delimita las zonas con potencial geotérmico.

Se aplicó la técnica SPAC (por sus siglas en inglés Spatial Autocorrelation Method) propuesto por Aki (1957). Se realizaron 6 correlaciones, entre pares de estaciones, con distancias promedio de 3,000m. Se observaron variaciones a profundidad en las velocidades de corte ( $V_s$ ).

Aplicando el método Nakamura (1989), se estimaron 29 cocientes espectrales  $H/V$ . Con el análisis de los datos, se observaron variaciones de las amplitudes en diferentes frecuencias, éstas oscilan entre 1 y 12 dependiendo de la zona de estudio. La variación en las amplitudes se relaciona con los diferentes sitios de fracturamiento, fluidos, atenuación y temperatura conocidos dentro del campo geotérmico.

Se realizaron tres mapas de isoamplitudes en diferentes frecuencias (0.35, 0.65 y 1.1 Hz), el análisis de la respuesta espectral y las amplitudes contrasta el campo en cuatro zonas. El trabajo definen las áreas *anómalas* en diferentes sitios de la caldera.

Los tres mapas propuestos se validan con los resultados obtenidos en 6 estudios previos en el campo, los cuales incluyen: la distribución de los pozos de inyección y extracción dentro de la caldera, el sistema de fallas locales y regionales acreditadas, perfiles de temperatura de pozo realizados por CFE, la sismicidad registrada en los últimos 20 años, estudios de atenuación que delimitan zonas *anómalas* y 4 perfiles de resistividades ubicados dentro de la caldera principal.

Los resultados previos fueron consistentes a profundidad con el análisis de vibración ambiental realizado en superficie.

### Palabras Clave

*H/V*, *SPAC*, microtremores, campos geotérmicos

## OBJETIVOS

El objetivo principal:

Aplicar el método SPAC, así como el método H/V, con el propósito de estimar variaciones de velocidades de ondas de corte ( $V_s$ ) y realizar mapas de isoamplitudes con el análisis de los cocientes espectrales. Dentro del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla (CGLH).

Los objetivos secundarios:

- Comprender los alcances y las limitantes de las dos técnicas dentro y fuera de un campo geotérmico.
- Identificar las áreas de interés geotérmico con el registro de microtemores medidos en superficie.

## ALCANCES Y LIMITACIONES

Se aplicaron 2 técnicas (mediante registros de microtemores) para observar las variaciones de velocidad con SPAC e identificar cambios de amplitud en la respuesta de los cocientes espectrales  $H/V$ , se realizarán mapas de isoamplitudes dentro de la caldera del campo geotérmico.

Para la técnica SPAC se utilizaron pares de estaciones con distancias promedio de 3,000m, tiene como propósito obtener puntos de dispersión que muestren las variaciones de velocidad en función de la frecuencia dentro del campo. Se obtuvieron puntos de dispersión cercanos en 0.3Hz y velocidades de corte de  $2400 \frac{m}{s}$  aproximadamente.

La segunda técnica  $H/V$  permite identificar y asociar el cociente espectral en distintas zonas del campo, observando variaciones de amplitud en los cocientes, consecuencia de una *anomalía*. La aplicación de la técnica fue calculada para analizar puntualmente el campo y la adquisición tendrá que evadir los pozos de inyección y extracción para obtener datos confiables.

La aplicación de las técnicas (SPAC y H/V), lograrán ser una herramienta más para caracterizar las zonas de interés dentro de cualquier campo geotérmico.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUCCIÓN

En muchos países del mundo, incluyendo México, el uso de energías renovables tiene un fuerte impulso para la generación de energía eléctrica (Bertani, 2012; Gutiérrez-Negrín et al., 2010). Dentro de estas nuevas alternativas se encuentra la energía geotérmica, la cual es una de las fuentes que han demostrado tener una mayor madurez tecnológica y bajo impacto al medio ambiente (Gómez-Arias et al., 2009). La utilización de los recursos geotérmicos ha sido posible gracias a la disponibilidad de yacimientos y a las condiciones geológicas que facilitan el transporte de calor de zonas profundas de alta temperatura a zonas más cercanas a la superficie.

En México desde los años 70s, se han desarrollado diversos proyectos para generar electricidad a partir de la geotermia y otras fuentes renovables no convencionales de energía. El potencial geotérmico ha impulsado el desarrollo de varias líneas de investigación enfocadas al estudio de la evolución térmica y sísmica de cámaras magmáticas.

En los estudios preliminares o de reconocimiento se emplean a menudo los métodos geofísicos, como lo pueden ser: gravimétricos, magnéticos, eléctricos (de resistividad, SEV) y sísmicos (activos y pasivos). Los métodos de gradiente térmico y/o flujo calorífico se utilizan tanto en las fases preliminares de exploración como en las etapas de evaluación del yacimiento geotérmico.

En este trabajo se presenta la aplicación de las técnicas de vibración ambiental dentro de un campo geotérmico. Los registros de ruido fueron analizados para obtener velocidades puntuales a profundidad con el método *SPAC* y los cocientes espectrales con la técnica *H/V*.

El método *SPAC* permite estimar la estructura de velocidades de cortante del subsuelo a partir de los registros simultáneos de microtemores en un medio estacionario. Esta técnica se basa en la identificación de las ondas superficiales propuesta por Aki (1957).

Para la técnica *H/V*, diversos trabajos y autores han demostrado que los resultados del método pueden ser confiables para determinar las frecuencias dominantes, en cuanto a la amplificación se tienen ciertas limitantes (Bonney-Claudet et al., 2006), no obstante variaciones de temperatura tienen importancia en la amplitud de las ondas sísmicas, como lo describe Solomon (1972). El medio fracturado, la alteración química, el gradiente de temperatura extremo a profundidad, la presión de poro y la porosidad son algunas de las principales causas de reducción de las velocidades típicas de un campo geotérmico (Timur, 1977; Queheillalt y Wadley, 1998; Jaya et al., 2008; Aminzadeh et al., 2013).



## 1.1 ÁREA DE ESTUDIO

El campo geotérmico de Los Humeros, se encuentra ubicado en el extremo Oriente del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), a 200 kilómetros de la Ciudad de México y una altura de 2800 m.s.n.m., entre el límite de las ciudades de Puebla y Veracruz. Cuenta con una capacidad instalada de 26Mw (CFE, 2014). Las coordenadas geográficas son: latitud 19.700° a 19.630° y longitud de -97.473° a -97.440° (Lermo, 2008) (Figura 1).

Los Humeros, se desarrolló dentro de una caldera volcánica, cuya constitución geológica y tectónica (Cedillo, 1997) contribuyeron a que su potencial geotérmico fuese económicamente rentable. El campo de Los Humeros tiene un área aproximada de 16  $km^2$  y en su interior se encuentran 3 calderas más.

La Comisión Federal de Electricidad (CFE), institución encargada de proporcionar energía eléctrica, perforó 40 pozos productores (P) y 2 inyectores (I) desde 1990 hasta la actualidad. Se ha observado que cuando un sistema natural se somete a procesos de explotación de vapor de agua y a la inyección de la misma al subsuelo los estados de esfuerzos se alteran, he ahí la importancia de realizar el monitoreo de forma permanente.

Actualmente, la CFE a través de la Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, es pionera y líder en el aprovechamiento de estas energías limpias (SENER, 2015).

## 1.2 MARCO GEOLÓGICO

La geología del campo geotérmico ha sido descrita por varios autores; los modelos más usados son de Yáñez-García et al. (1979), Cedillo (1997), Viggiano y Robles (1998) y Arellano et al. (2000).

La primera acumulación de rocas volcánicas se habría efectuado aproximadamente hace 11 millones de años (11Ma.) y está constituida por derrames de andesita de hornblenda. Estas rocas se encuentran cubiertas parcialmente por derrames de andesita de augita que proceden probablemente de los volcanes Cofre de Perote y Pico de Orizaba, cuya edad aproximada es de 5Ma. El vulcanismo más reciente está representado por coladas de lavas ácidas, básicas y rocas piroclásticas provenientes de varios centros emisores, los mismos que se observan principalmente al centro de la caldera de Los Humeros y están constituidos por andesitas, dacitas, riolitas, así como de las ignimbritas Xaltipan de 0.45 Ma. (Yáñez et al., 1979).

De acuerdo con Cedillo (1997) y Arellano et al., (2000), el siguiente evento debió ser de tipo explosivo por la gran cantidad de material volcánico expulsado. Este evento habría vaciado parcialmente la cámara magmática y por tanto ocasionando el colapso de la estructura, originándose así la caldera de Los Humeros.

Después del colapso, se habrían formado domos silícicos (0.3Ma.); asimismo, la emisión de la ignimbrita Zaragoza (0.1 Ma.) ocasionó el colapso de la caldera Los Potreros. Posteriormente, se sucedieron una serie de derrames de andesita basáltica y la emisión de grandes cantidades de pómez que cubrieron a la región (0.08 a 0.04 Ma.) La fase final de la actividad volcánica del área está representada por derrames de composición basáltica que muestra una estrecha relación con el origen de las calderas Xalapasco y otros denominados de explosión o mares que están distribuidas en toda la zona de Los Humeros.



Figura 1 - Vista de planta del Campo Geotérmico Los Humeros (Lermo et al., 2008).

## CAPÍTULO 2

### TEORÍA DE ONDAS

A lo largo de este capítulo se desarrollaran los conceptos básicos de los métodos que se aplicarán en este trabajo. Principalmente se describirán las ondas sísmicas, como se comportan en el medio en el que viajan y que las generan

#### 2.1 LA ECUACIÓN DE ONDA Y LAS VELOCIDADES

Las ondas sísmicas son vibraciones que viajan a través de la Tierra, originadas por la liberación repentina de los esfuerzos impuestos al material rocoso que la conforman, esto puede ser producido por diversas fuentes. Dichas ondas esta compuestas por energía que viaja a través de la Tierra y son registradas por los sismógrafos (Cuadra, 2007).

Las ondas sísmicas se dividen en dos tipos: Las ondas de cuerpo que viajan por el interior de la Tierra y las ondas superficiales que viajan por la superficie de la Tierra.

Partiendo de la ecuación de Newton: fuerza es igual a masa por aceleración sobre unidad de volumen y considerando pequeñas deformaciones (medio elástico), es posible derivar la *ecuación de onda unidimensional*, como:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (1)$$

Donde  $u$  representa el desplazamiento de las partículas en la dirección  $x$ , siendo  $\rho$  y  $\mu$  la densidad y el módulo de compresibilidad en el medio.

No resulta tan complejo demostrar que una solución a esta ecuación diferencial es:

$$u = A^{i\omega(t-\frac{x}{V})}, \quad (2)$$

Donde  $A$  y  $\omega$  son constantes y  $V$  es la velocidad de propagación. Ésta es la expresión de una onda plana de amplitud  $A$  y velocidad  $V$ .

Demostrando que la onda plana es una solución de la ecuación de onda, sólo es necesario realizar las segundas derivadas parciales de  $u$  con respecto a  $x$  y  $t$ , respectivamente tenemos que:

$$\frac{\partial u}{\partial x} = -\frac{A\omega}{V} e^{i\omega\left(t-\frac{x}{V}\right)} \quad \Longrightarrow \quad \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{A\omega^2}{V^2} e^{i\omega\left(t-\frac{x}{V}\right)} \quad (3)$$

y:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = A\omega e^{i\omega\left(t-\frac{x}{V}\right)} \quad \Longrightarrow \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = A\omega^2 e^{i\omega\left(t-\frac{x}{V}\right)} \quad (4)$$

Sustituyendo en la ecuación de onda original 1, decimos que:

$$\frac{A\omega^2}{V^2} e^{i\omega\left(t-\frac{x}{V}\right)} = \frac{\rho}{\mu} A\omega^2 e^{i\omega\left(t-\frac{x}{V}\right)} \quad (5)$$

Eliminando los términos semejantes nos queda:

$$\frac{1}{V^2} = \frac{\rho}{\mu} \quad (6)$$

Este resultado nos indica que la velocidad de propagación depende solamente del módulo elástico y la densidad del medio, entonces:

$$V = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (7)$$

La *ecuación de onda tridimensional* puede derivarse en forma análoga, aunque su expresión es más compleja ya que se encuentran involucradas las tres coordenadas espaciales:  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Ahora ya tenemos una ecuación para los esfuerzos de dirección normal y se denominan como esfuerzo de tensión cuando apunta hacia afuera de la sección y esfuerzo de compresión cuando apunta hacia adentro de la sección. El esfuerzo con dirección paralela a la sección se le denota como esfuerzo de corte, teniendo dos velocidades diferentes: La velocidad de ondas normal  $V_p$  y la velocidad de ondas de cizalla o de corte  $V_s$ .

$$V_p = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4\mu}{3}}{\rho}} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (8)$$

$\mu$  y  $\kappa$  son el módulo de corte y el módulo de compresibilidad, respectivamente. Estos parámetros surgen de la teoría de elasticidad, donde se estudia el comportamiento de un sólido mediante la aplicación de fuerzas de cizalla o de compresión en varias direcciones.

Poniéndolo en términos del coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) tenemos:

$$\frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad (9)$$

## 2.2 MICROTREMORES

La primera referencia del uso de microtremores para el estudio del efecto de sitio fue definida por Kanai et al. (1954), sin embargo su interpretación sobre el origen de los microtremores era errónea. Ellos consideraban que los microtremores eran ruido blanco y que estaban conformados por ondas de cuerpo. Bard (1999) demostró que los microtremores están compuestos en su mayoría por ondas superficiales.

Las ondas contenidas en los microtremores se originan en un espacio y tiempo por fuentes aleatorias, que viajan a través de las estructuras geológicas. Los registros de microtremores tienen una forma de onda muy compleja, es por ello que sus amplitudes no pueden ser predecibles, ciertamente es un fenómeno estocástico, es decir, que las amplitudes de los microtremores es independiente e irrepetible (Okada, 2003).

Los microtremores, pueden ser estacionarios en espacio y tiempo, su amplitud y comportamiento puede no ser uniforme a lo largo del registro. Si su valor promedio y la función de autocorrelación varían al elegir diferentes tiempos dentro de un registro, decimos que el proceso es dinámico.

Las ondas de mar causan un efecto estacional en la parte baja de los espectros de frecuencia (aproximadamente 0.1Hz) (Aki y Richards, 1980). El ruido humano muestra un ritmo diario y fluye principalmente en frecuencias superiores a 1Hz. Los cambios regionales en el ruido son resultado de la variación de las fuentes a distancia, pero también de la influencia del subsuelo del sitio.

Bard (1999) señala las características principales de los microtremores, que son:

- En periodos largos (por debajo de 0.3 Hz), los microtremores son causados por el oleaje oceánico que ocurren a grandes distancias, por lo que es posible encontrar buena correlación con condiciones meteorológicas de gran escala en el océano;
- A frecuencias intermedias (entre 0.3-0.5 y 1 Hz) son principalmente generadas por el rompimiento de las olas en la costa, por lo que su estabilidad es significativamente menor;
- Para frecuencias mayores de 1 Hz, los microtremores están ligados a la actividad humana.

## 2.3 EFECTO DE SITIO

Definir el efecto de sitio es difícil, no hay una definición única de “respuesta de sitio”, muchos autores lo describen como la respuesta que tiene un lugar ante un evento sísmico, influenciado por las condiciones geológicas, topográficas locales y en gran medida, de la primera decena de metros de superficie terrestre (Vázquez-Rosas, 2002).

Una forma muy simple de explicar el efecto de sitio, consiste en idealizar las condiciones geológicas como una capa plana sobre un semiespacio unidimensional, el efecto del mismo se define por dos parámetros: una frecuencia fundamental de resonancia, sus múltiplos y un valor de amplificación con respecto al movimiento sísmico en roca (Lermo y Chávez-García, 1994).

Cuando se produce una sacudida sísmica se libera una gran energía de deformación almacenada. Esta energía se transmite por el interior de la tierra (rocas) en forma de ondas sísmicas que normalmente se atenúan con la distancia al foco emisor y con el tiempo. Sin embargo, cuando las ondas atraviesan determinados tipos de terrenos (por ejemplo, suelos blandos, no consolidados) el movimiento o señal de entrada se amplifica de forma relevante. En la Figura 2 se esquematiza un ejemplo del paso de las ondas sísmicas en terrenos de distintas competencias. Este fenómeno no sólo produce un aumento de la amplitud de las ondas sino que también se prolonga la duración de la sacudida sísmica y se modifica su contenido frecuencial.

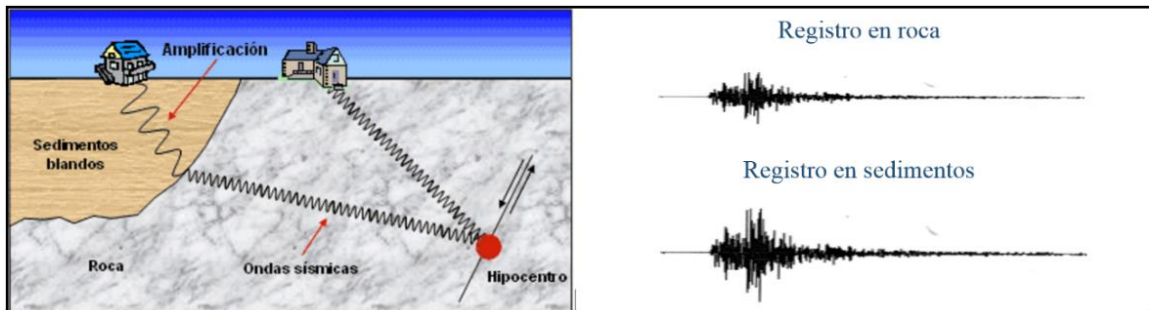


Figura 2.- Esquema de paso de las ondas sísmicas en terrenos con distintas competencias.

El efecto de amplificación de la señal en medios blandos, es un parámetro fundamental para caracterizar el efecto de sitio y consiste en dos elementos importantes, la amplificación geométrica y dinámica.

### 2.3.1 Amplificación geométrica

Corresponde principalmente a los efectos de contraste entre las impedancias del medio ( $I_c$ ):

$$I_c = \frac{\rho_b \cdot V_b}{\rho_s \cdot V_s} \quad \text{para } V_b > V_s \quad (10)$$

Donde decimos que  $b$  es el suelo rocoso y  $s$  corresponde a los depósitos estratigráficos del terreno,  $\rho$  la densidad del medio y  $V$  es la velocidad de las ondas sísmicas.

El contraste de impedancias es mayor en materiales más jóvenes y menos consolidados, esto provoca mayor nivel de amplificación de la señal sísmica. Asimismo, provoca el atrapamiento de las ondas sísmicas dentro de un nivel con baja impedancia y ocasiona la amplificación de las frecuencias características (Rodríguez, 2007).

### 2.3.2 Amplificación dinámica

A este término se le conoce como efecto de resonancia, concepto que considera la velocidad de las ondas sísmicas ( $V_s$ ), el espesor de la capa ( $H$ ) y la frecuencia del suelo ( $f_n$ ), como lo muestra la ecuación 11:

$$f_n = \frac{V_s}{4H} \quad (11)$$

Basándonos en la teoría desarrollada por Haskell (1962), tiene como base la teoría unidimensional de propagación de ondas en medios estratificados. El modelo parte de la hipótesis de que el suelo se comporta de manera lineal para cualquier nivel de profundidad, comprende que son estratos horizontales lateralmente infinitos, por lo consecuente, descarta variaciones e irregularidades de forma lateral. Considera los estratos sobreyacentes sobre un semiespacio homogéneo.

A esto, se le puede sumar la incidencia vertical de las ondas  $S$ , polarizadas horizontalmente ( $SH$ ) y se puede simplificar el modelo estratigráfico real con un solo estrato infinitamente lateral, sin ser modificadas sus características, periodo dominante, velocidad de la onda  $S$  y densidad (Figura 3).

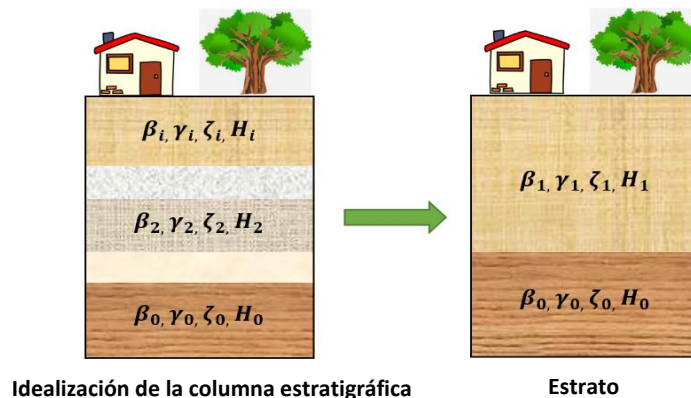


Figura 3.- Muestra 2 perfiles estratigráficos, el primero describe un modelo real o ideal con sus 4 parámetros principalmente;  $\beta_i$  velocidad de cortante  $S$ ;  $\gamma_i$  densidad del material;  $\zeta_i$  amortiguamiento del material;  $H_i$  espesor del estrato y el segundo realiza un estrato equivalente al idealizado.

El tiempo de viaje del  $i$ -ésimo estrato es  $\frac{H_i}{B_i}$  y el tiempo total de viaje  $T$ , para que llegue a la superficie es:

$$T = \sum \frac{H_i}{B_i} \quad (12)$$

Si utilizamos el perfil estratigráfico formado por un solo estrato con espesor  $H$ , donde  $H = \sum H_i$ , entonces la velocidad necesaria para que las ondas tengan el mismo tiempo de viaje es:

$$\beta = \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{\beta_i}} \quad (13)$$

La ecuación 13 se conoce como la velocidad media del estrato idealizado. De la solución de la ecuación de onda para incidencia vertical, el periodo predominante de vibración del medio.

$$T_0 = \frac{4H}{\beta} \quad (14)$$

A partir de la ecuación 14 podemos asumir que  $T_0 = \frac{4H}{\beta}$  es el medio estratificado idealizado, se sustituye por un estrato equivalente, donde se conservan los parámetros  $\beta$  y  $T_0$ .

Con esto decimos que si  $T_0$  es un parámetro que puede caracterizar el medio, es posible evaluar el efecto de sitio estimando su valor. Otro parámetro que se asocia al efecto de sitio, consiste en estimar el valor de la amplitud ( $A$ ) asociada a un  $T_0$ . En conjunto, esto se define como la máxima amplificación al movimiento de las partículas de un suelo blando con respecto a las del semiespacio.



## **CAPÍTULO 3**

### **ESTUDIOS REALIZADOS EN EL CAMPO**

En las últimas décadas, a nivel mundial, se han realizado estudios de exploración y aprovechamiento de los recursos energéticos contenidos bajo la superficie terrestre. La aceptación de los estudios geofísicos radica en la correlación entre los conocimientos de la geología, características del campo geotérmico y las técnicas geofísicas a emplear. En este capítulo se presentarán estudios realizados dentro de la caldera de Los Humeros.

#### **3.1 ESTUDIOS DE POZO**

Después de los estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos del campo geotérmico, en 1982 se perforó el primer pozo (Lermo et al., 2008), las pruebas de factibilidad resultaron variables para la explotación del vapor de agua. Los pozos inyectores I29, I38 se perforaron en 1993 y 1997, respectivamente y continúan en operación hasta la actualidad, adicionalmente se tienen perforados más de 40 pozos productores en diferentes lugares. Los pozos de producción se localizan en zonas donde el flujo de vapor es más abundante y las estaciones sísmicas se encuentran cercanas a los pozos para registrar la continua actividad sísmica (Arellano et al., 2000; Lorenzo, 2002) (Figura 4).

Los estudios llevados a cabo por López-Romero (2009), señalan que de acuerdo a los valores de la entalpía, medidos en el fondo de los pozos, la producción no ha sido afectada por la inyección. Antayhua (2007), estudió la influencia de la inyección en el estado de esfuerzos del campo, observando una relación estrecha, al analizar estadísticamente la cantidad de sismos producidos con las toneladas inyectadas de salmuera, llevando una estadística de datos continuos y discontinuos (apertura y cierre de pozos). Logró observar un aumento proporcional del número de sismos a los gastos de inyección; graficó la inyección de los pozos H29-H38 y observó un incremento y decremento proporcional en la relación del gasto de inyección en el pozo I29 y la cantidad de sismos detectados en la estación S05, durante enero de 1999 hasta la primera interrupción de la inyección en el 2003.

Los fluidos profundos, calientes y ácidos, no han podido ser explotados con éxito y algunos pozos han tenido que ser abandonados como resultado de la corrosión e incrustación de sus tuberías. La mayoría de los pozos presenta una alta entalpía y produce vapor saturado en el cabezal. Bajo estas circunstancias, es difícil reconstruir las concentraciones de los componentes en el yacimiento, debido a que temperaturas mayores a la de saturación provocan precipitación de algunos minerales en el yacimiento o en la tubería del pozo (CFE, 1998).

##### **3.1.1 POZO 43 (H-43)**

Se perforó en el segundo trimestre de 2007. Se localiza en la zona norte del campo, a 315m al SSE del pozo H-37 y a 378m al W-NW del pozo H-33, en las coordenadas

UTM X: 661240; Y: 2178060. Es un pozo vertical con una profundidad total de 220m. Su objetivo estructural fue interceptar la zona de fracturamiento asociada al sistema escalonado N-S (falla Malpais, Antigua y La Cuesta) así como la asociada al colapso de Los Potreros, de dirección NE-SW, que define la zona de interés de 1300 a 2200m de profundidad (Rocha et al., 2006).

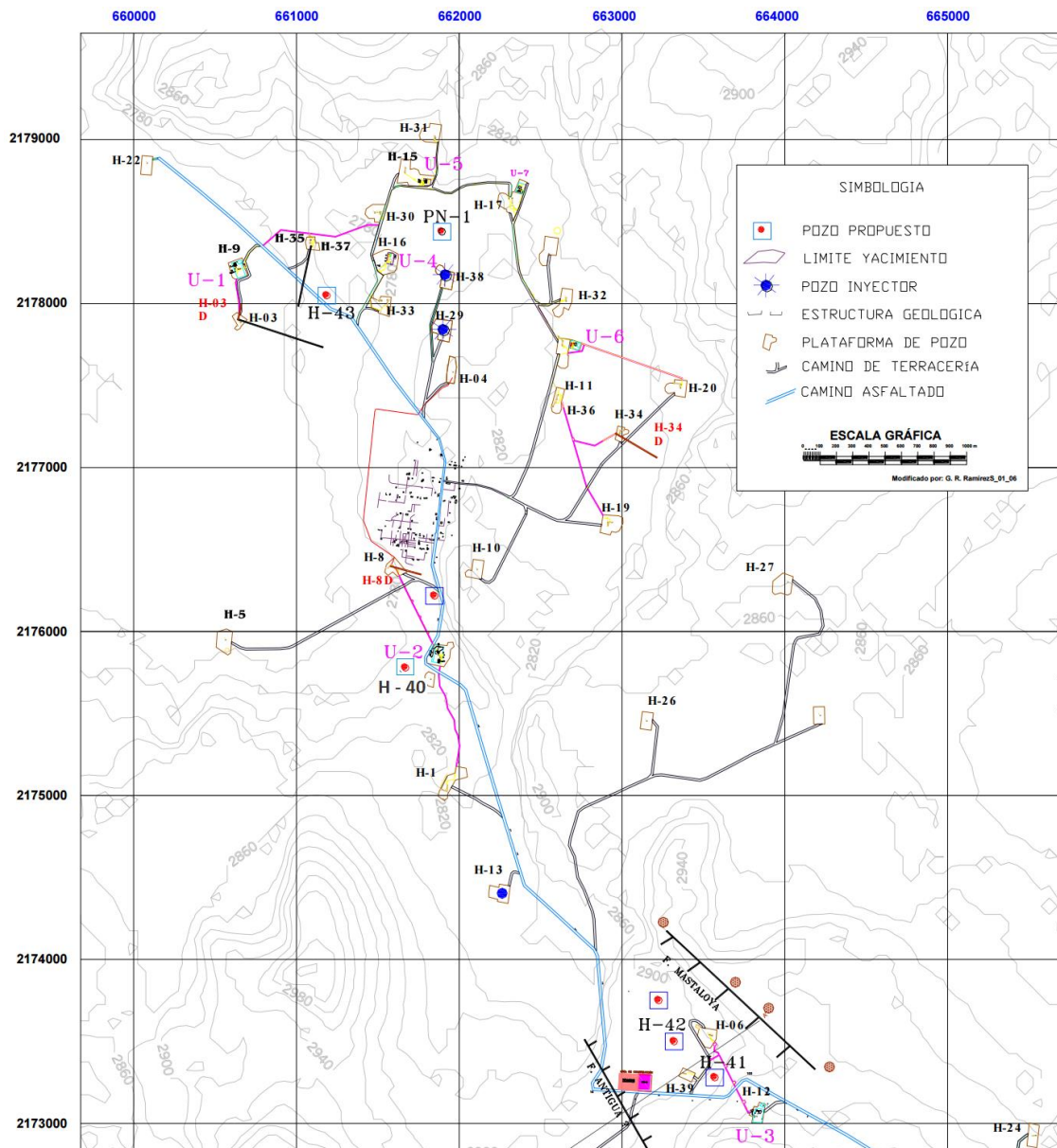


Figura 4.- Localización de pozos y Unidades Generadoras. En la parte superior observamos la ubicación en planta del pozo (H-43) y H-40 (Gutiérrez-Negrín et al., 1982).

Las rocas cortadas por el pozo corresponden a las unidades conocidas en el campo, pero es importante observar los desplazamientos de las unidades, lo cual se debe al comportamiento de las fallas (Figura 5). Durante el desarrollo de la perforación se obtuvieron 206 muestras de canal que fueron estudiadas al microscopio, detectándose la presencia de biotita o de mica blanca potásica (moscovita o pirofilita), lo cual podría indicar la presencia de fluidos ácidos (Viggiano, 2008).

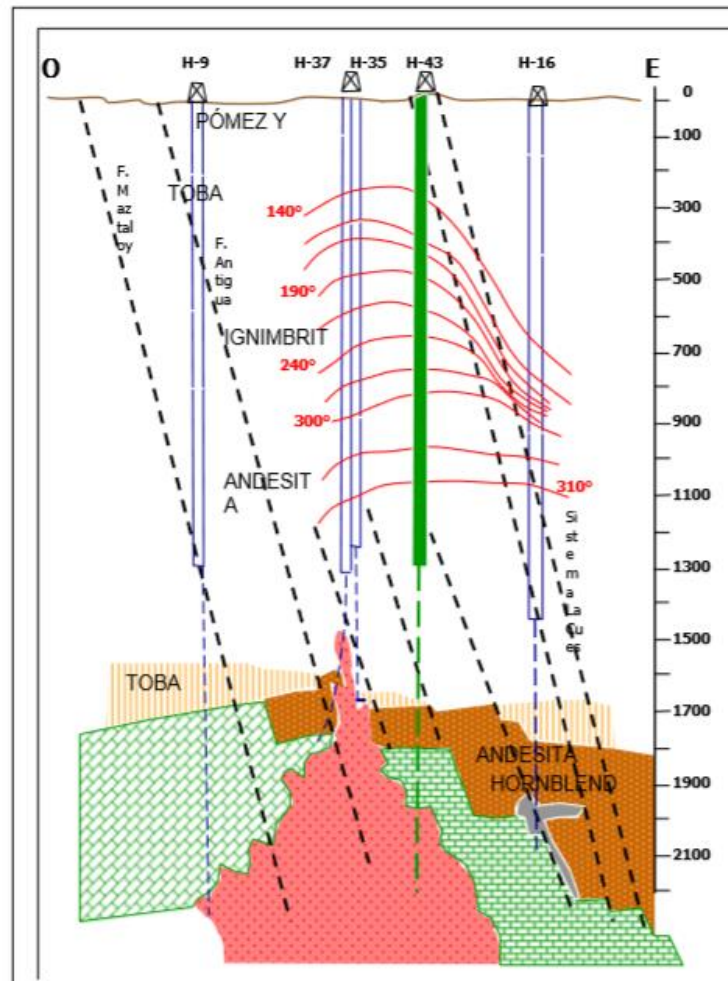


Figura 5.- El perfil en dirección O-E, presenta la profundidad de los pozos cercanos al pozo H-43 y la anomalía en aproximadamente a 1500m de profundidad (Rocha et al., 2006).

### 3.1.2 POZO 40 (H-40)

El pozo H-40 se perforó con objetivos de producción en 1997. Está localizado en la parte central del campo geotérmico a una altitud de 2795 m.s.n.m. en las coordenadas UTM X: 661763; Y: 2175710. Sin embargo, el pozo resultó incapaz de mantenerse fluyendo. Después de un periodo de monitoreo se evaluó su capacidad de aceptación para utilizarlo como pozo inyector, observándose que no aceptaba más de 5 toneladas por hora (t/h) de fluido. Por lo tanto, se decidió estimularlo mediante fracturamiento térmico con tres pruebas que se realizaron en octubre de 2005, logrando que el pozo llegara a aceptar hasta 100t/h, lo que permitió que el pozo fuera usado como inyector.

El pozo direccional tenía una profundidad originalmente programada de 2250m sin embargo, la herramienta tuvo problemas a 2226m, quedándose hasta ahí. Los resultados que se obtuvieron durante la perforación sugerían que el pozo sería un buen productor. Sin embargo, durante la etapa de calentamiento el pozo no manifestó presión en el

cabezal, de acuerdo con los registros de presión y temperatura, el fluido se encontraba lejos de las condiciones de saturación.

En la Figura 6, se muestra la columna litológica atravesada por el pozo, también se pueden ver los registros de temperatura corridos durante la perforación. Mediante ellos se identificaron tres zonas con probable aporte de fluidos: la primera de 1610 a 1720m, la segunda de 1770 a 1870m y la tercera de 1960 a 2120m. Además se identificaron pérdidas de circulación desde 10 hasta  $26 \frac{m^3}{h}$  a partir de los 1639m de profundidad (Armenta et al., 2007).

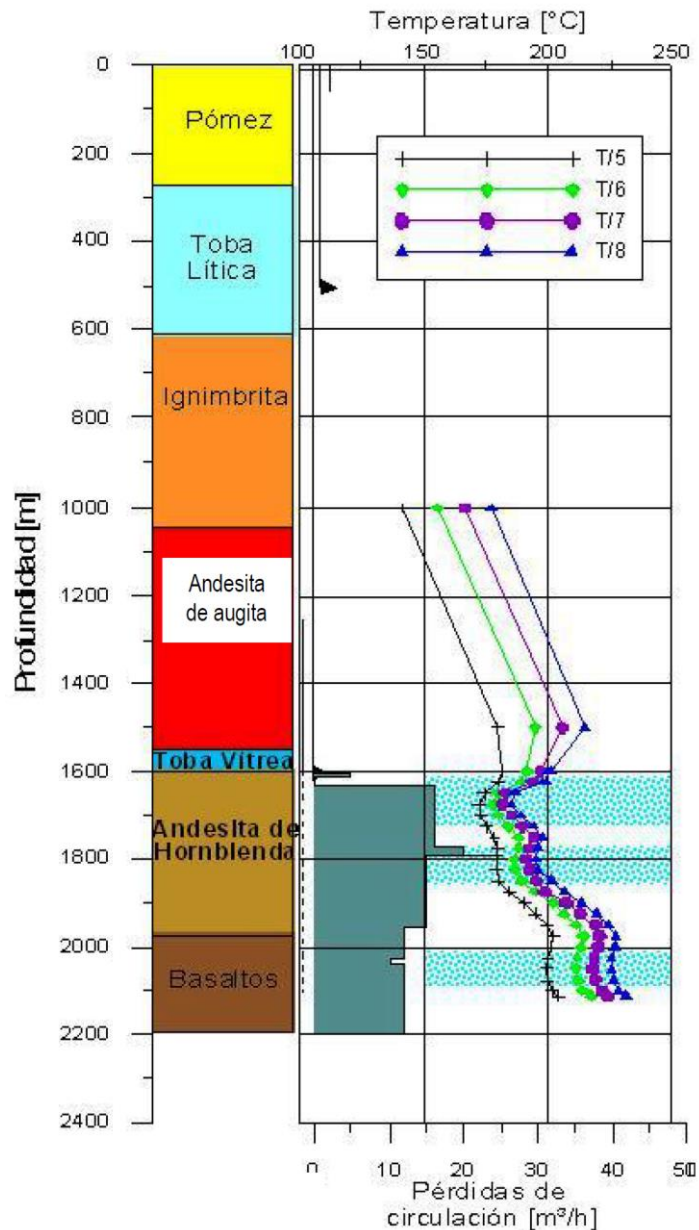


Figura 6.- El perfil en dirección O-E, presenta la profundidad de los pozos cercanos al pozo H43 y la anomalía en aproximadamente a 1500m de profundidad (Armenta et al., 2007).

### 3.2 PERFIL ESTRATIGRÁFICO

En el campo geotérmico se han realizado algunos modelos geológicos para entender la naturaleza del sitio y lo dinámico de sus depósitos (Viggiano y Robles, 1998; Torres-Rodríguez, 1995; Cedillo, 1997; Prol-Ledesma, 1998). En 1998 el grupo de técnicos de CFE decidió llevar a cabo una investigación para:

- 1.- Confirmar la existencia de más de un depósito en el sistema.
- 2.- Determinar las condiciones dinámicas, no perturbadas en los depósitos.

Ya con estos objetivos, la *Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos (GPG)* de CFE y el IIE, participaron en un proyecto para desarrollar una actualización de los modelos conceptuales, dentro del sistema geotérmico Los Humeros en condiciones de estado natural (Arellano et al., 1998).

Un estudio realizado por Arellano (2003) analiza los datos de 42 pozos perforados distribuidos dentro del campo geotérmico. Se obtuvo información de las presiones y la temperatura durante la perforación. Los cuales determinaron a profundidad las zonas permeables que caracterizan las áreas de depósito hidrotermal.

Cedillo (1997) muestra una sección de aproximadamente 7,000m de longitud con trayectoria NNW-SSE, siguiendo la línea de los pozos H-21, H-31, H-15, H-30, H-16, H-33, H-29, H-4, H-10, H-26, y H-6. Conforman 9 unidades litológicas con sus espesores, los principales sistemas de fallas y el basamento se encuentra ilustrado.

De acuerdo Cedillo (1997) y Arellano et al., (2000), el segundo evento dentro del campo, debió de ser de tipo explosivo por la gran cantidad de material volcánico expulsado. Este evento, habría vaciado parcialmente la cámara magmática y ocasionó el colapso de la estructura, dando origen a la caldera del campo geotérmico.

En las Figuras 7b y 7c, se presentan dos secciones estratigráficas orientadas en dirección N-S y E-O respectivamente, según la Figura 7a (modificada por Cedillo, 1997). Estas secciones de 7,000 y 6,000m respectivamente, resumen de manera detallada la geología del suelo del CGLH, tales como: la disposición de las 9 unidades estratigráficas, espesores, sistemas de fallas y topografía del basamento, uno superior formado por andesitas e ignimbritas y otro inferior compuesta por andesitas y basaltos que están separadas por una capa confinante (toba vítrea), que actúa como una barrera entre ellos (Antayhua, 2007).

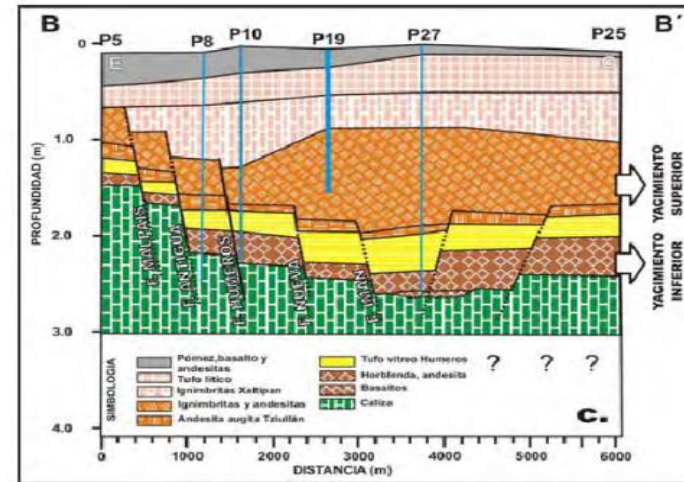
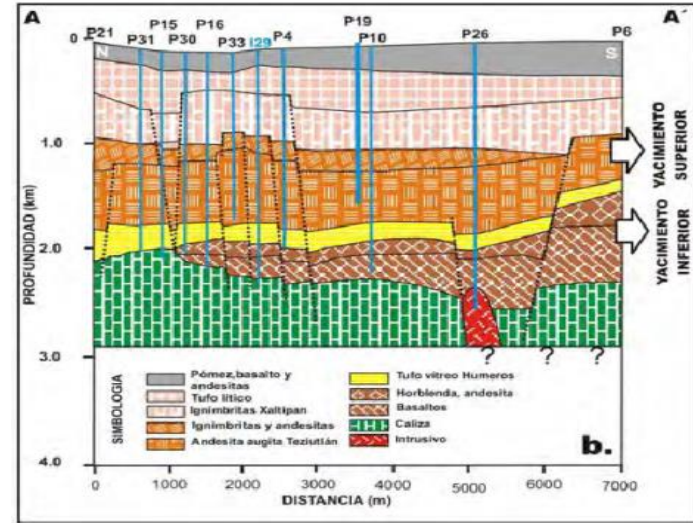
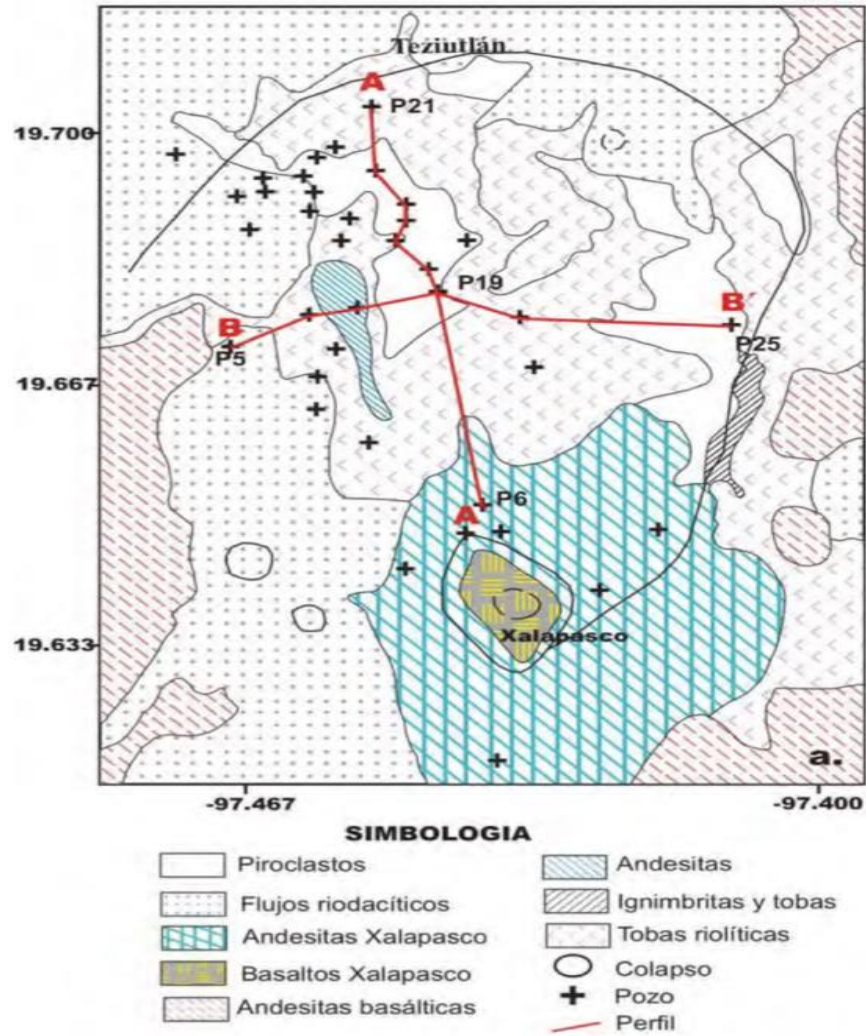


Figura 7.- Geología superficial y del subsuelo del campo geotérmico a) Principales productos volcánicos, b) y c). Perfiles estratigráficos en las direcciones N-S y E-O respectivamente (modificado de Arellano et al., 2000).

### 3.3 MODELO DE VELOCIDADES CON REFLEXIÓN SÍSMICA

Para determinar el modelo de velocidades, Hurtado (2001) analizó cuatro perfiles de reflexión sísmica realizados por COMESA (1998) en el campo geotérmico. Los perfiles están orientados en dirección N-S y E-O, con una longitud de 4,000m Hurtado (2001) mediante la metodología descrita por Dix (1995), obtuvo la velocidad de la onda P ( $V_p$ ) y la profundidad para las nueve unidades del campo propuestos por Cedillo (1997) y Arellano et al. (2000). En la Tabla 1 se muestra la profundidad y los valores de velocidad de las nueve capas.

Tabla 1.- Modelo de velocidades y profundidades propuestas por Hurtado (2001).

<b>Profundidad H (m)</b>	<b><math>V_p</math> (m/s)</b>
0	1240
240	1940
650	2850
1250	3540
1790	3690
1930	3900
2130	4140
2370	5180
30000	6000

### 3.4 PERFIL DE TEMPERATURA

La Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos (GPG) de la CFE y el IIE participaron en un proyecto para desarrollar un modelo conceptual actualizado del sistema geotérmico Los Humeros para las condiciones de estado natural (Arellano et al., 1998).

Arellano et al. (2003) utilizó las mediciones durante la perforación de los pozos para obtener información de los promedios de presión y temperatura, con la finalidad de determinar las profundidades de los pozos que penetran las zonas permeables donde las mediciones reflejan las condiciones reales del yacimiento.

Los pozos que muestran una dispersión (H-1, H-5, H-14 y H-25) probablemente se encuentren fuera del yacimiento explotable. Si estos pozos quedan fuera de consideración, una tendencia bien definida de la temperatura de los pozos se encuentra entre 1025 y 1600 m.s.n.m.

La Figura 8, muestra la distribución de la temperatura para la sección geológica. Los isotermas se determinaron por la temperatura de formación, obtenidas a partir del método esférico y considerando la profundidad correspondiente para cada pozo (Arellano et al., 2003). Se observa que el ascenso de los fluidos con mayor temperatura se presenta en la *zona de colapso*, que se extiende entre los pozos H-31 y H-4.

Las flechas llenas indican algunas zonas del yacimiento profundo, donde primero asciende vapor que a cierta profundidad se condensa y después fluye agua líquida en la dirección contraria.

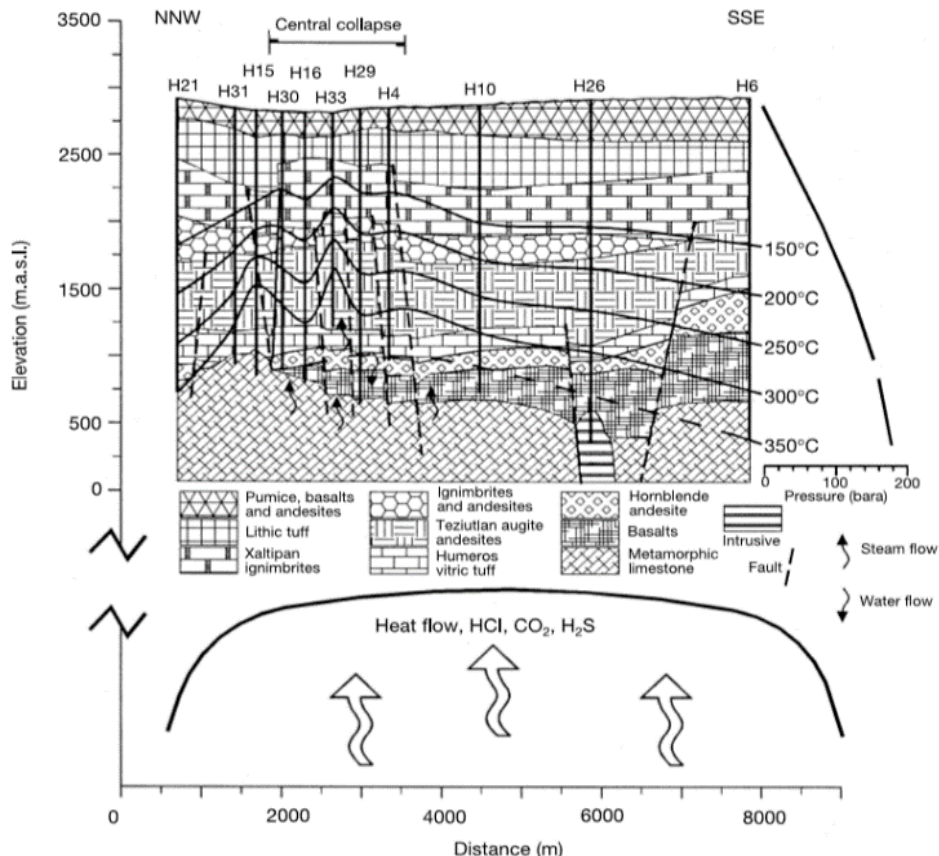


Figura 8.- Se observa un perfil a profundidad con la distribución de la temperatura en dirección NNW-SSE (Arellano et al., 2000).

### 3.5 DISTRIBUCIÓN DE LA SISMICIDAD

Ponce y Rodríguez (1977) realizaron un monitoreo sísmico en el campo geotérmico de Los Humeros antes de iniciar la explotación del recurso geotérmico. Ellos instalaron 3 estaciones sísmicas que operaron durante el mes de enero de 1997. Durante ese corto periodo de tiempo, las estaciones registraron 7 sismos locales, los mismos que fueron localizados en la periferia del campo geotérmico (fuera de la zona de explotación). De acuerdo a los autores, estos sismos podrían estar asociados a fallas tectónicas.



El campo geotérmico de Los Humeros cuenta con información sísmica desde el año 1994, debido a la ocurrencia del sismo del 25 de noviembre de 1994 a las 18:52 (hora GMT). Este sismo superficial (2000m) fue sentido en las ciudades de Teziutlán y Puebla con una intensidad de III en la escala de Mercalli Modificada (Fernández et al., 1996; reporte sísmico preliminar-SSN). Lermo et al. (1999a), realiza la relocalización del sismo de 1994. La información sísmica fue obtenida por un sismógrafo Sprengnethr MQ800 que fue instalado por CFE dos días después del sismo y estuvo operando hasta el 4 de enero de 1995.

Para CFE la ocurrencia de este sismo fue determinante para iniciar el monitoreo sísmico a partir de diciembre de 1997, con la instalación de una red compuesta de 6 estaciones y distribuidas alrededor del campo. A partir de entonces los estudios del comportamiento sísmico fueron realizados por Lermo et al. (1999a, 1999b, 2000, 2002, 2005), Lermo y Lorenzo (2003) y Lorenzo (2002, 2004).

En febrero del 2002, las estaciones sísmicas quedaron inoperativas temporalmente por problemas de seguridad, por la lejanía a la fuente sísmica y presencia de ruido en otras (Lermo y Lorenzo, 2003); por lo que fue necesario reubicar las estaciones con una mejor cobertura azimutal con respecto a la sismicidad y libre de ruido.

De 1997 a 2008 la distribución de la sismicidad, de acuerdo a su localización hipocentral, estuvo cerca de los pozos inyectoros I-29 e I-38, en la zona norte del campo Los Humeros. En febrero de 1999 la sismicidad tuvo aumento de ocurrencia en la zona sur del campo donde la sismicidad se distribuye principalmente a lo largo de la falla de los Humeros (Lermo et al., 2002).

Lermo (2015), realizó un estudio de relocalización de la sismicidad dentro del campo geotérmico. Seleccionó los mejores eventos sísmicos para el periodo de 1997-2016. El criterio para la selección de estos sismos consistió en tenerlos registrados en más de 5 estaciones y que los arribos de la onda *P* y *S* fueran claros. Se eligieron 250 sismos y se relocalizaron con el *software* SEISAN (Havskov y Ottemöller, 2008).

Los sismos se dividieron por zonas para separar las áreas sísmicamente activas dentro del campo. Se analizó la presencia de sismos a lo largo del tiempo, asociándolos con el inicio de operaciones de los pozos inyectoros y observando la variación en profundidad de cada uno de ellos (Figura 9).

La relocalización de los 250 eventos muestra la existencia de zonas con alta sismicidad dentro del campo geotérmico. Al comienzo de la red en 1997 la sismicidad se registró alrededor de los pozos de inyección 29 y 38 con una tendencia N-S y profundidades entre 2,000 y 5,000m. Posteriormente para la misma zona en 2009, la sismicidad no sobrepasaba los 4,000m de profundidad y de 2014 a la fecha, incluso es menos profunda llegando sólo a los 3,000m.

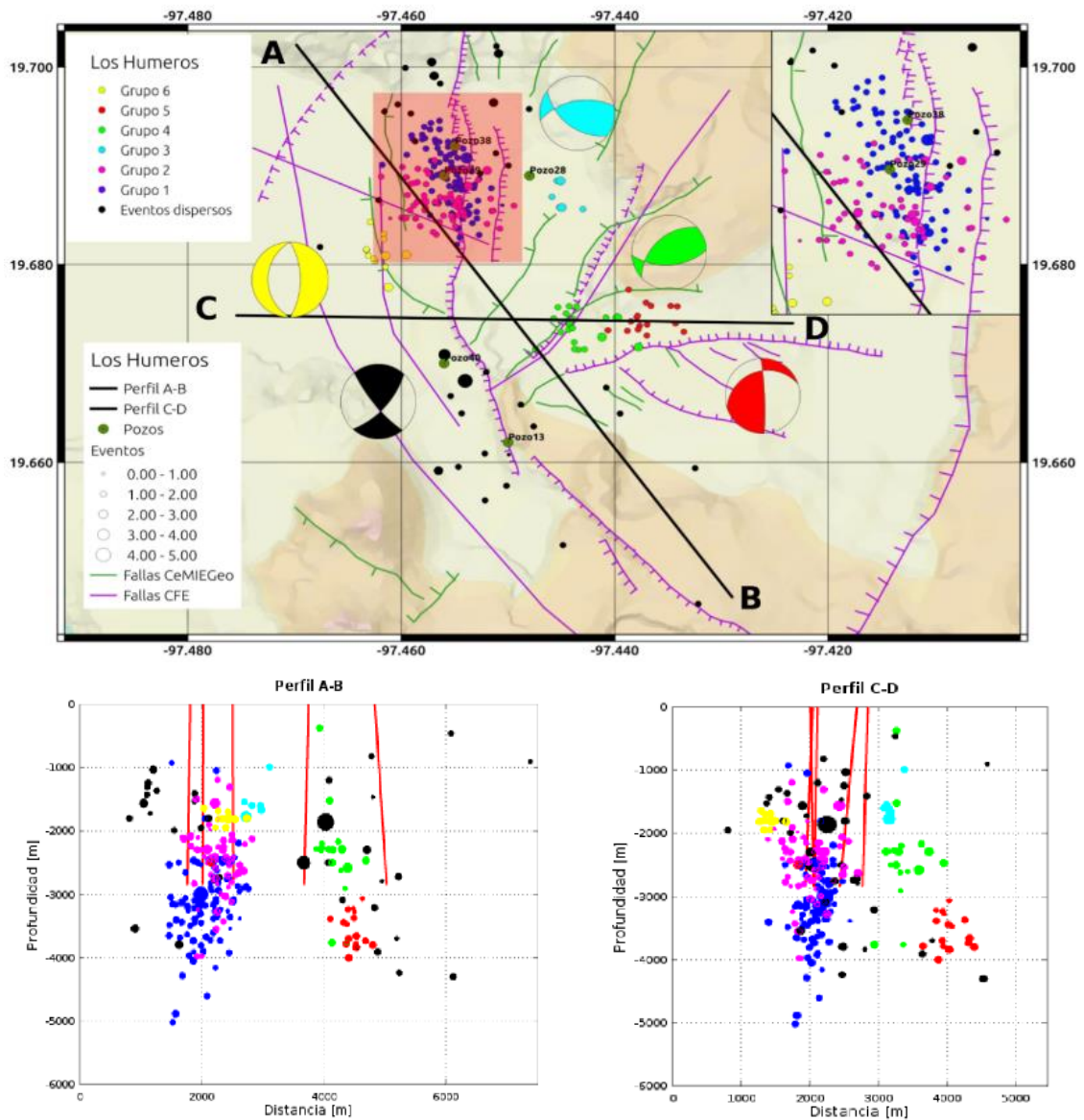


Figura 9.- Relocalización de 250 eventos seleccionados y representación de los sistemas de fallas encontrados en Los Humeros. Muestra los grupos de sismicidad en planta junto con los mecanismos focales y los perfiles A-B y C-D. Se analiza la sismicidad a profundidad Lermo (2015).

### 3.6 ATENUACIÓN SÍSMICA

Las ondas sísmicas se atenúan en la Tierra, su amplitud decrece a medida que se propagan. Las heterogeneidades de la litosfera terrestre actúan como elementos dispersores de las ondas primarias para producir ondas secundarias y son las causantes de las variaciones de los parámetros geofísicos obtenidos, entre ellos la atenuación de las ondas sísmicas.

La reflexión y transmisión de las ondas sísmicas a través de interfaces discretas reducen y atenúan sus amplitudes. Hay cuatro procesos principales que atenúan las ondas sísmicas: expansión geométrica, multi-trayectorias, dispersión y la anelasticidad. Los tres primeros

son procesos elásticos en los cuales la energía se conserva, en contraste con la anelasticidad que convierte la energía sísmica en calor.

En general, estos cuatro procesos principales pueden separarse en mecanismos de pérdida de energía lineales, en donde todas las frecuencias experimentan un decaimiento de energía con respecto al tiempo, con la pérdida exponencial y con el coeficiente de absorción que depende de  $Q$  según la expresión:

$$A(t) = A_0 e^{\frac{-\omega_0 t}{2Q}} \quad (15)$$

Se define el factor de calidad del oscilado como  $Q = \omega_0/\gamma$  donde  $\gamma$  es el coeficiente de amortiguamiento del pistón y la frecuencia de oscilación armónica es:

$$\omega = \omega_0(1 - 1/(4Q^2))^{1/2} \quad (16)$$

El inverso de  $Q$  es la función disipativa,  $Q^{-1}$ . La amplitud del desplazamiento de la ecuación 15 decae exponencialmente con el tiempo y su envolvente está dada por la Figura 10. Si  $Q$  es constante, la forma del decaimiento depende sólo de los parámetros del medio. Si el periodo del oscilador es mayor que su periodo natural, la amplitud decae

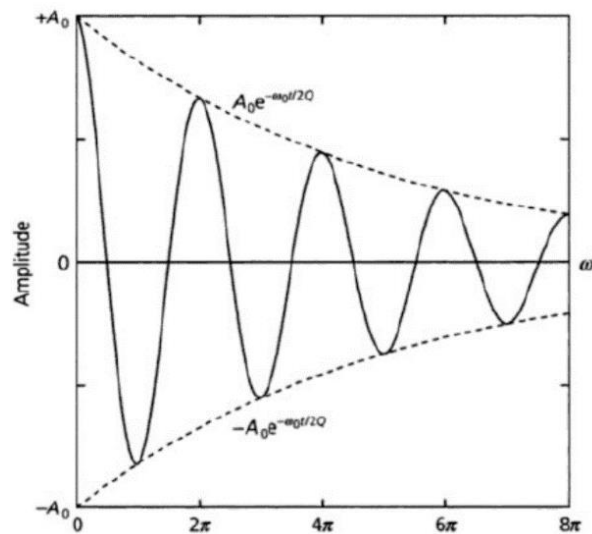


Figura 10.- Respuesta impulsiva del oscilador armónico amortiguado. (Stein et al., 2003).

exponencialmente. El cálculo del decrecimiento logarítmico de la oscilación amortiguada permite hallar una relación entre la amplitud de la oscilación y el factor de calidad.

Si la perturbación es una onda que incide en un oscilador, se puede estimar el decaimiento temporal de su oscilación en función de sus parámetros viscoelásticos. Si una onda se propaga una distancia dada por  $vt$ , se puede estimar su disminución de amplitud con la distancia a través de la expresión:

$$A(t) = A_0 e^{\frac{-\omega_0 r}{2vQ}} \quad (17)$$

Donde  $r$  es la distancia hipocentral y  $v$  es la velocidad de propagación de la onda. A los valores  $\omega_0/2Q$  y  $\omega_0/2vQ$  se los suele llamar coeficientes de atenuación temporal y espacial de la amplitud, respectivamente y se los denomina  $\gamma(\omega)$ .

Numerosos mecanismos de atenuación intrínseca se fundamentan en la presencia de microfracturas y poros en las rocas, rellenos total o parcialmente con fluidos, afectando a las velocidades de propagación de las ondas  $P$  y  $S$ .

Anderson y Hart (1978) asociaron la atenuación en el manto superior a procesos activados termalmente en los bordes de granos. Sato y Fehler (2012), aclaran la importancia de los mecanismos que varían con la profundidad, la temperatura, la presencia de fracturas, la geometría de las mismas y la presencia de fluidos. A partir de valores de  $Q$  obtenidos para ondas  $S$ . Aki y Richards (1980) otorgaron mayor credibilidad a la termoelasticidad de Savage (1974), cuya escala de heterogeneidad para granos de roca y fracturas resultaba en frecuencias dominantes para la atenuación del orden de las observadas.

Solomon (1972) enunció las tres dependencias principales de la distribución de  $Q_i$  en la Tierra:

- $Q_i$  varía con la profundidad, generalmente el  $Q$  en la astenósfera es un orden mayor que el de la litósfera suprayacente.
- $Q_i$  varía lateralmente, por gradientes de temperatura relativamente bajos que suelen asociarse a actividad tectónica.
- $Q_i$  varía con la frecuencia, en ese entonces se suponía sólo en la astenósfera.

Ryall y Ryall (1981), realizaron un estudio sobre la atenuación de las ondas  $P$  y  $S$  en la cámara magmática de la caldera en Long Valley, EU. Muestran que los sismos registrados en las 3 componentes de la estación (a) son muy distintos a los registrados en la estación (b). Para los eventos anómalos el comienzo de la onda  $S$  no es claro en ninguna de sus 3 componentes y toda la señal es caracterizada por periodos largos dominantes en comparación con los eventos normales (Figura 11).

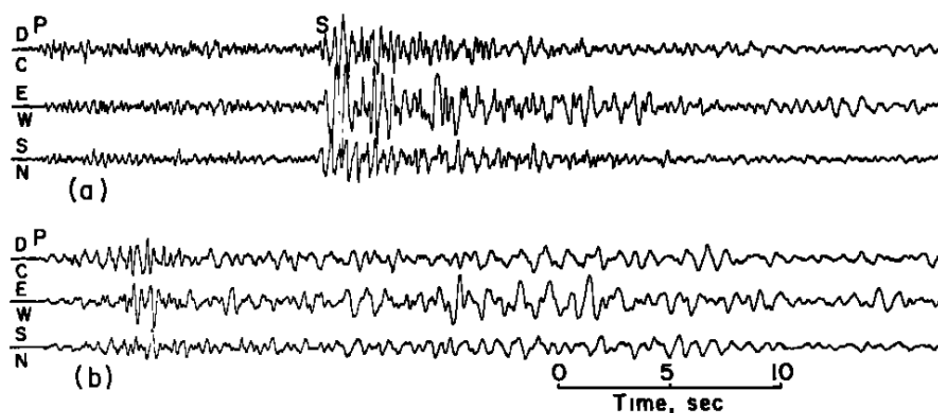


Figura 11.- Muestra el mismo evento con sus 3 componentes, en la estación a) se observan los arribos de las ondas  $P$  y  $S$ , en la estación b) sólo se observa el arribo de la onda  $P$  y el arribo de la onda  $S$  no se encuentran claro (Ryall y Ryall, 1981).

Ramos et al. (2016), analizan la trayectoria de 90 sismos registrados dentro del campo geotérmico Los Humeros. El análisis de las ondas *S* lo realiza al momento picar las trazas de los sismogramas pudiendo identificar, para cada evento, los arribos de las ondas *P* y *S*.

En la Figura 12, los puntos de color morado representan los hipocentros de los 90 sismos, cada uno muestra atenuación en el rayo de color amarillo hacia la estación. La relocalización de la sismicidad se analizó con un mínimo de 5 estaciones distribuidas dentro del campo geotérmico.

Se analizaron los 90 registros sísmicos atenuados. Los rectángulos de color rojo y azul muestran los registros de los sismos que no tienen un claro arribo de la señal *S* (Figura 13).

El estudio de atenuación sísmica se realizó con las componentes horizontales de los 90 sismos, las trayectorias ayudaron a determinar la ubicación de cuatro zonas donde existen alteraciones magmáticas de temperatura y ubicar nuevos pozos productores (Lermo, 2015).

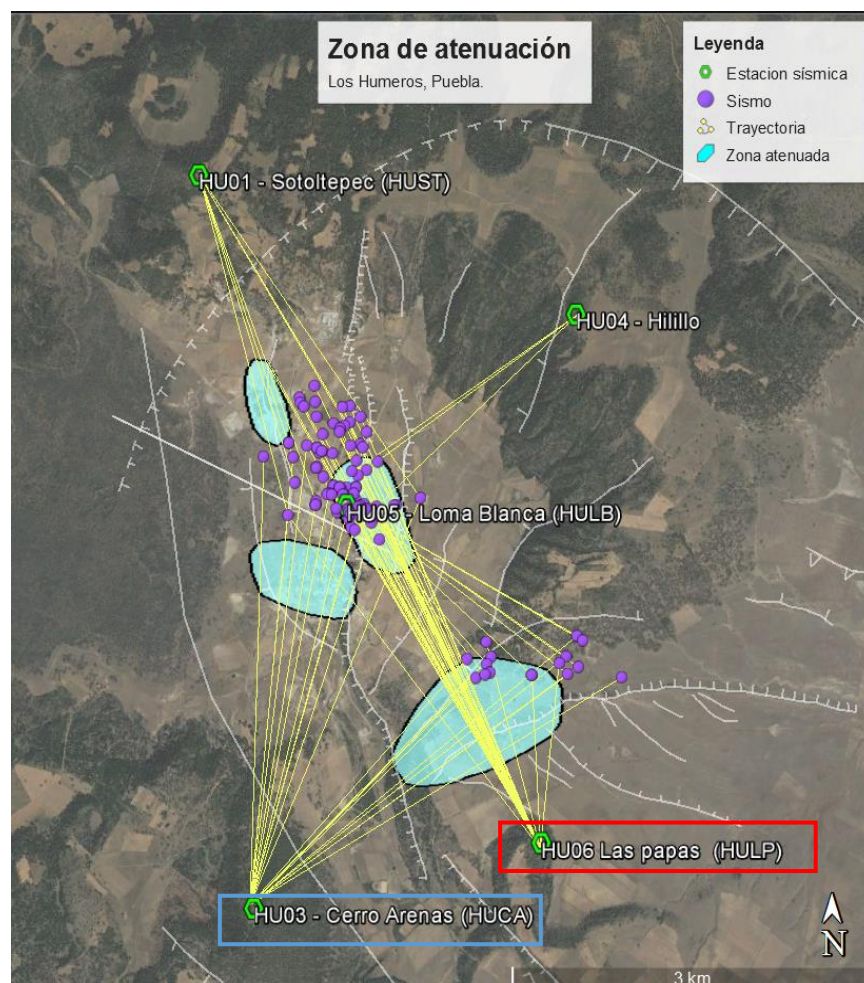


Figura 12.- Los puntos morados representan las sismicidad y los rayos de color amarillo muestran la trayectoria de la señal hacia las 5 distintas estaciones sísmicas descritas por Ramos et al. (2016).

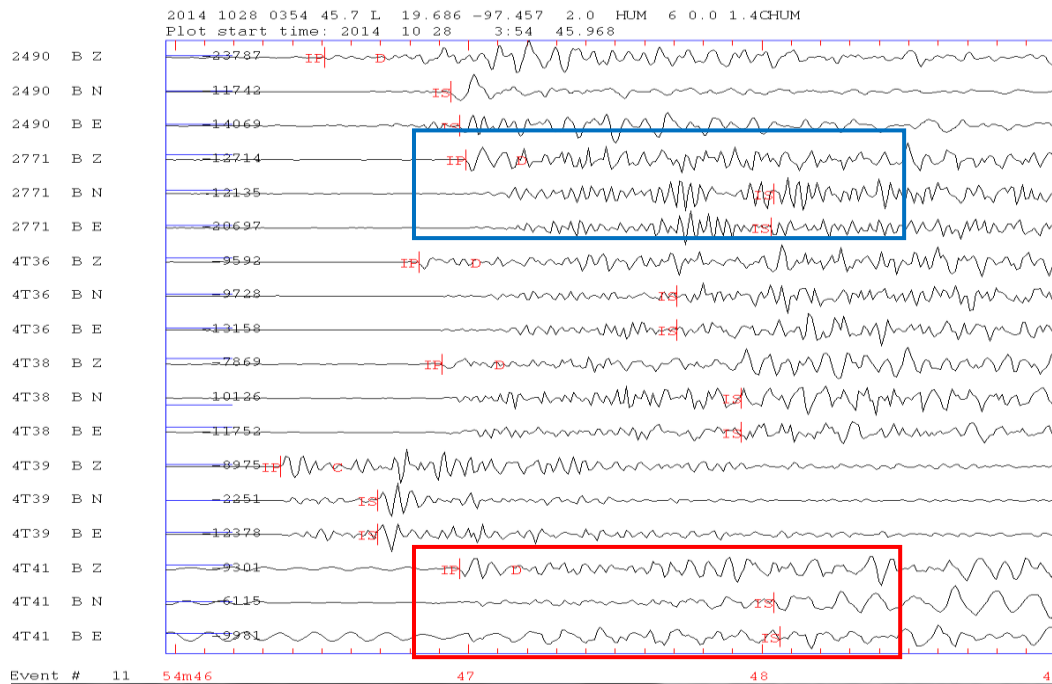


Figura 13.- Análisis de un sismo con diferentes trayectorias donde se observa la atenuación sísmica. Los recuadros muestran las 2 estaciones analizadas Lermo (2015).

### 3.7 ANÁLISIS ESPECTRAL DE RUIDO SÍSMICO

Durante las 2 décadas pasadas, muchas ciudades han crecido considerablemente con respecto al promedio mundial. Esas áreas urbanas se construyeron en su mayoría sobre sedimentos blandos y desafortunadamente un gran número están construidas en zonas sísmicas, destacando la necesidad de una evaluación cuidadosa y confiable del fenómeno de amplificación. Este tema ha sido tratado por científicos e ingenieros que desarrollaron técnicas que identifiquen las principales propiedades del sitio (frecuencia de resonancia y factor de amplificación) (Bonney-Claudet, 2006).

Estas técnicas pueden agruparse en 3 categorías:

La primera se basa en la simulación numérica y es complementada con geofísica clásica y herramientas geotécnicas. La segunda categoría consiste en medir directamente la respuesta del sitio sobre la base de los registros sísmicos en lugares estratégicos. La última categoría está basada en grabaciones de ruido ambiental, llegando a convertirse en una técnica popular en las últimas décadas, el método ofrece una herramienta práctica y de bajo costo para ser utilizada en áreas urbanas y rurales (Bonney-Claudet, 2006).

Nos centraremos en el análisis del ruido sísmico. Para ello, se han logrado desarrollar dos técnicas; el espectro en un sitio de referencia y la división de  $H/V$  (cociente espectral entre la componente horizontal y vertical), la técnica fue propuesta primero por Nogoshi y Igarashi (1971) y modificada por Nakamura (1989, 1996, 2000)

Majer y McEvelly (1979), realizaron una investigación con las observaciones sísmológicas para la evaluación del yacimiento geotérmico, estableció 13 estaciones en un arreglo aproximadamente lineal con sismógrafos verticales de periodo corto en el campo geotérmico Geysers en el norte de California. El estudio fue provocado por las detonaciones planificadas de dos fuentes explosivas a 8,000 y 18,000m al oeste del campo. Observa que los trayectos de viaje de la onda P resultan anómalos, presentando variaciones de velocidad, amplitud y forma de la onda. Encuentra que diferentes funciones de transferencia casi superficiales en dos sitios similares, pueden producir efectos extraños en la relación espectral.

Para las 12 estaciones obtiene su Transformada de Fourier y observa que la variación forma de onda P junto con los espectros de amplitud son máximas en el intervalo de 2–10Hz. Los espectros individuales muestran una pérdida de amplitud en la zona de producción. En la estación 1 y 12, el espectro no tiene una curva definida en altas frecuencias. Sin embargo, la mayoría de las estaciones en el campo geotérmico tienen un pico desarrollado en aproximadamente 10Hz, sugiriendo una variación de Q debajo de la zona de producción. Para reducir las grandes variaciones en las relaciones, se buscó un espectro de referencia alternativo comparando las variaciones de las estaciones 10 y 12 (Figura 14).

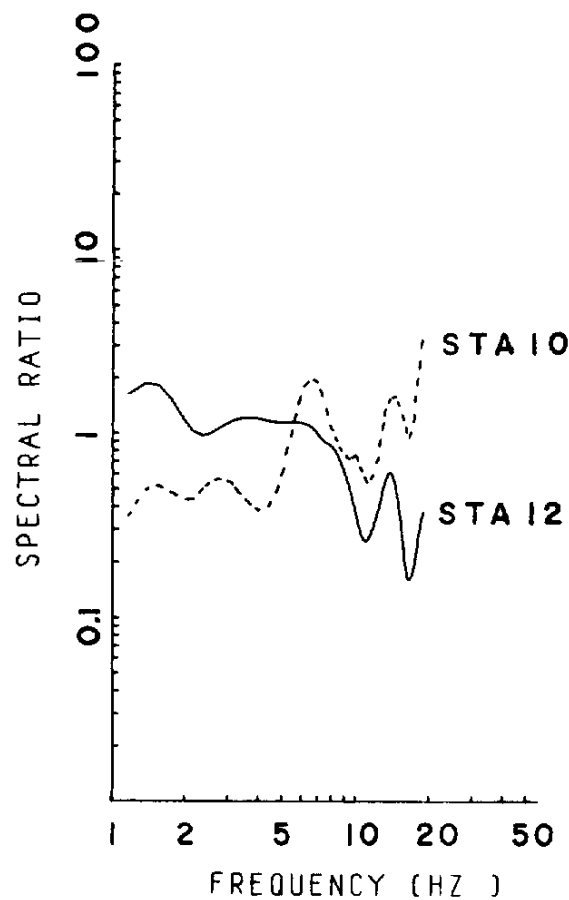


Figura 14. Variación de la amplitud del cociente espectral entre las estaciones 10 y 12 para el mismo sitio estratigráfico (Majer y McEvelly, 1979).

Okada (2003) establece que existe una variación temporal del Espectro de Fourier de acuerdo con fuentes naturales o culturales. Bonnefoy-Claudet (2004) también observó variaciones similares entre el registro de microsismos y los espectros de los microtremores registrados durante 2 meses en la cuenca de Grenoble (Alpes Franceses).

Destaca la variación de amplitud de los espectros de Fourier normalizados durante un periodo de 4 semanas. El análisis muestra que los microtremores de alta frecuencia (1 Hz) indican las variaciones diarias y semanales, vinculadas a actividades culturales, mientras que las variaciones de los microsismos de baja frecuencia no están vinculadas a actividades culturales.

El límite de 1 Hz no resulta ser universal, de acuerdo con Seo (1997) este factor depende de la geología, el límite entre microsismos y microtremores puede cambiar a lo largo de la frecuencia. En la cuenca profunda como la Ciudad de México, el comportamiento de los microtremores es menores a 1 Hz. Seo (1997) muestra el ruido sísmico en sus 2 direcciones horizontales registrados en la Ciudad de México. El primer punto se localizó en la zona del lago (SCT) el segundo en un sitio en roca (UNAM).

En el dominio del tiempo, las variaciones diurnas son evidentes en el sitio del sedimento en comparación con el sitio de roca. En el dominio espectral, las variaciones diurnas del contenido son evidentes en todo el rango de frecuencias en el sitio sedimentario, mientras que las variaciones diurnas aparecen en frecuencias superiores a 1 Hz en sitio de roca.

### **3.8 RESISTIVIDADES**

Aunque los primeros intentos de aplicación de los métodos eléctricos (prospección) se iniciaron a principios del siglo pasado, su empleo se debió principalmente a los trabajos de Schlumberger (1913), realizados sobre un yacimiento de sulfuros de Bor (Servia) mediante polarización inducida (González, 2003). Estos métodos se han extendido y diversificado. En general, se pueden dividir por el origen de los campos geotérmicos, en naturales, artificiales o por el tipo de corriente continua (campo constante) y alterna (campo variable).

La técnica permite estimar la resistividad eléctrica de las rocas que constituyen el subsuelo y su distribución, de tal manera que se puedan interpretar los cambios debidos a la presencia de agua subterránea y/o el contenido mineralógico que presentan las formaciones de roca.

El principio en el que se basa la aplicación de la prospección eléctrica está en las diferentes formas de conducción de la electricidad que tienen los materiales; es decir, la forma electrónica y la forma iónica o electrolítica. El primer caso ocurre en los minerales metálicos y el segundo caso sucede con los iones en suspensión que contienen los fluidos, estos se encargan de rellenar las rocas del subsuelo. En la naturaleza el primer caso de conducción es poco común ya que sólo tiene lugar en sitios donde existen



mineralizaciones del tipo metálico, mientras que el segundo caso de conducción es el más común donde el fluido principal es el agua.

Existen diversas formas de medir la distribución de las resistividades; entre ellos los métodos de corriente continua conocidos como Sondeos Eléctricos Verticales y Sondeos Electromagnéticos.

#### *Factores que afectan la conductividad eléctrica*

Los factores que afectan principalmente a la conductividad eléctrica (recíproco de la resistividad) son:

- I. Porosidad del suelo o roca.
- II. Conductividad de la humedad del suelo.
- III. Grado de saturación (fracción del espacio poroso lleno de humedad).
- IV. Temperatura.
- V. Presencia de arcillas (como alteración hidrotermal de la roca) con capacidad de intercambio catiónico de medio a alto (CIC).
- VI. Existencia de minerales secundarios por depositación hidrotermal.

A medida que los pozos geotérmicos se hicieron más abundantes, se hizo posible una comparación de la estructura de resistividad con los datos de pozos geológicos y geofísicos. Esta comparación mostró que la estructura de resistividades podría estar correlacionada con la mineralogía de alteración, que por otro lado, sólo refleja las condiciones térmicas del sistema geotérmico (Anderson et al., 2000).

Valencia (2012), realizó un estudio utilizando técnicas resistivas dentro del campo geotérmico de Los Humeros. Identificó horizontes de baja resistividad que puedan estar asociados con un yacimiento geotérmico, el cual se manifiesta comúnmente por sus bajos valores resistivos debido a la elevada temperatura y a los fluidos que contiene. Para realizar el estudio de campo se utilizó un equipo TerraTEM, el cual actuó como transmisor y receptor de las señales.

El levantamiento se realizó con el método Transitorio Electromagnético (TEM), se hicieron 93 TEM con separaciones de 500 metros entre ellos aproximadamente. Con la distribución se elaboraron 20 locales y 4 perfiles regionales. Se utilizaron los perfiles cercanos a la zona de estudio (NS1, NS2, WE1, WE2) (Figura 15).

Se muestran los 4 perfiles NS1, NS2, WE1 y WE2 en las cuatro Figuras 16, 17, 18 y 19, se midieron las resistividades dentro del campo geotérmico con profundidades mayores a los 2 km. Para este trabajo, sólo analizaremos lo que sucede dentro del recuadro azul, esta zona delimita el perfil N-S realizado por Valencia (2012).

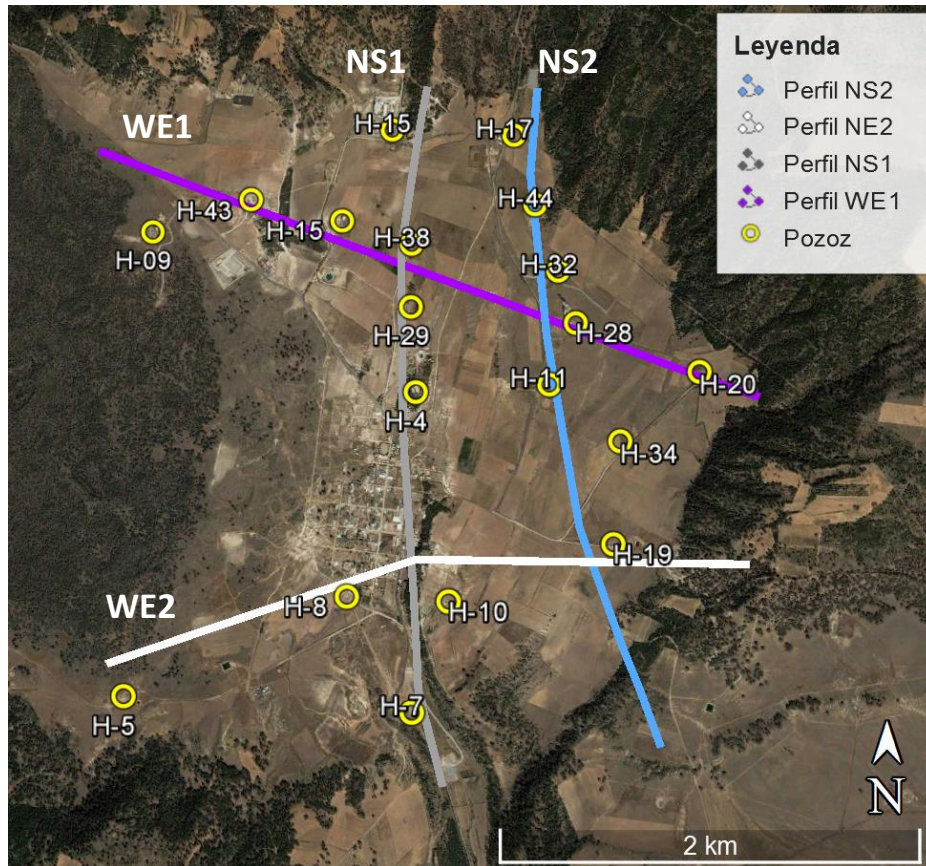


Figura 15.- Las 4 líneas de colores representan los 4 perfiles, de color amarillo los pozos utilizados por Valencia (2012).

### Clasificación de las Unidades Geoeléctricas

Se presentan las Unidades Geoeléctricas, sus clasificaciones y 4 perfiles realizados en campo con las características de la Tabla 2:

Tabla 2.- Zonificación Geo-resistiva

UNIDAD GEOELECTRICA	SUBUNIDAD GEOELECTRICA	INTERVALO DE RESISTIVIDAD [a.m.-m]	INTERPRETACION GEOFISICA
U1	U1a	20 a 100	Tobas pumicitas y/o basaltos fracturados, afectados por termalismo.
	U1b	100 a 250	Basaltos fracturados o alterados por termalismo y/o Tobas líticas.
	U1c	>250	Basaltos compactos, impermeables.
U2	U2a	1 a 20	Basaltos, tobas líticas o Ignimbritas, afectadas por termalismo.
	U2b	20 a 100	Tobas, riolitas y andesitas, afectadas por termalismo.
	U2c	100 a 400	Andesitas basálticas, basalto o granodiorita, afectadas por termalismo.
U3	U3	>400	Rocas volcánicas compactas o calizas poco fracturadas

## Perfil NS1

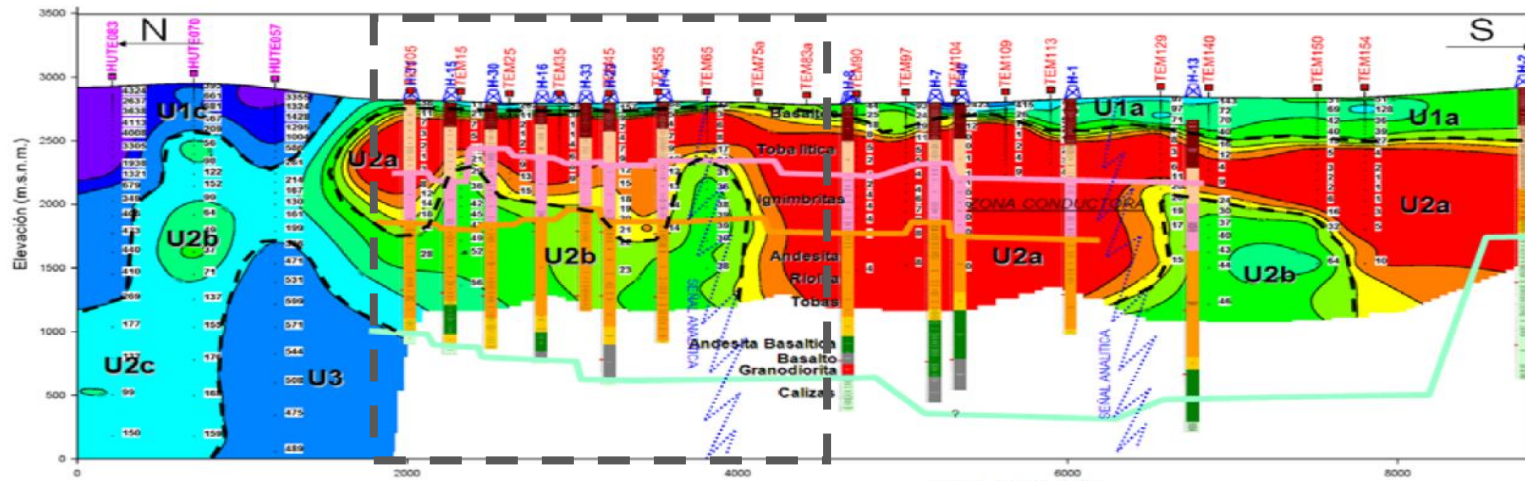


Figura 16.- Perfil de resistividades NS1, el recuadro gris representa la zona de estudio.

## Perfil NS2

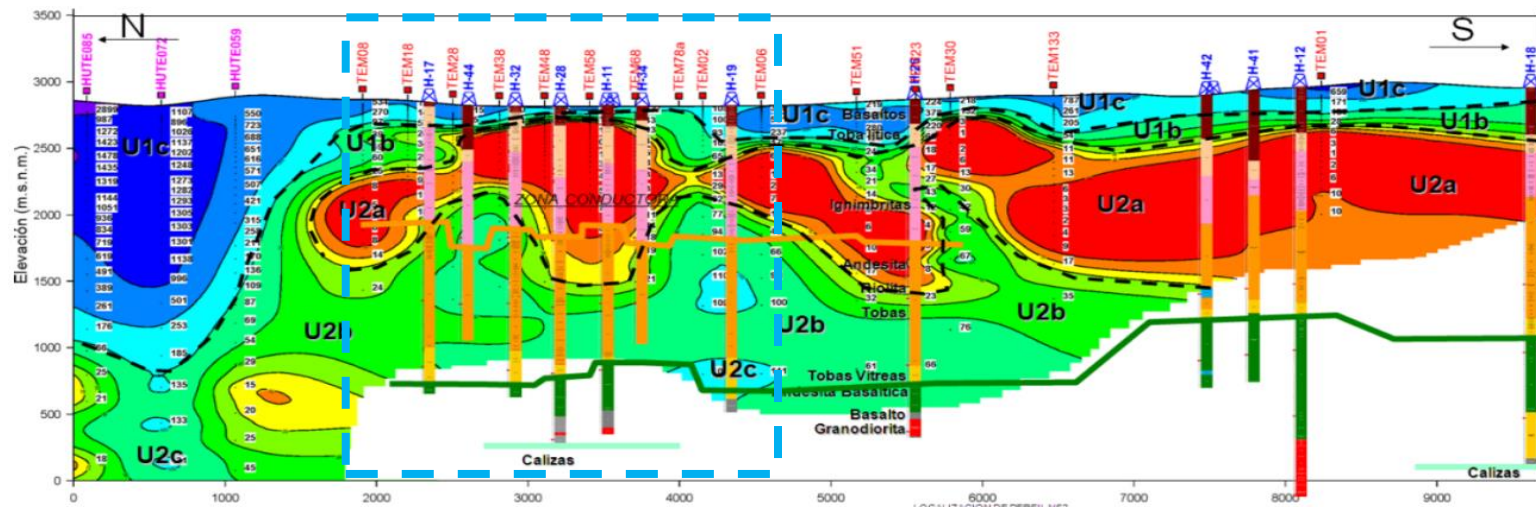


Figura 17.- Perfil de resistividades NS2, el recuadro azul representa la zona de estudio.



## CAPÍTULO 4

### PROCESADO Y OBTENCIÓN DE MODELOS

#### 4.1 MÉTODO SPAC

##### 4.1.1 Metodología

La teoría del método *SPAC* fue desarrollado por Aki (1957). Tiene como propósito estimar las características dinámicas de los estratos (modelo de velocidades). A partir de registros simultáneos de microtremores es posible obtener una velocidad de fase por medio del cálculo del coeficiente de correlación espacial.

Fue hasta la década de los 90's cuando el método fue retomado por varios investigadores japoneses entre ellos Okada y Matsushima (1989) y Miyakoshi et al. (1998). Estos investigadores han planteado diversas geometrías para la realización de sus arreglos. Chávez-García et al. (2005) ha propuesto que el método SPAC puede usarse sin restricción en la geometría del arreglo.

*El método tradicional* consiste en grabar arreglos instrumentales de forma triangular, formando pares de estaciones a diferentes azimuts, es posible estimar la velocidad de fase por el cruce de las ondas en los arreglos sin considerar la dirección de propagación de las ondas presentes, considerando que el campo de ondas dispersivas se propague a lo largo de una superficie libre.

Se emplea un arreglo con estaciones en forma circular (Figura 20). Con base en un punto central  $C(0,0)$  se colocan estaciones en un arreglo circular de  $r$  y ángulo  $\theta$ , para obtener las mediciones de los microtremores en los puntos del arreglo  $C(0,0)$  y  $X(r, \theta)$ . Dichos microtremores se representan como ondas armónicas de la componente vertical  $u(0,0,f,t)$  y  $u(r,\theta,f,t)$ , donde  $f$  corresponde a la frecuencia y  $t$  el tiempo.

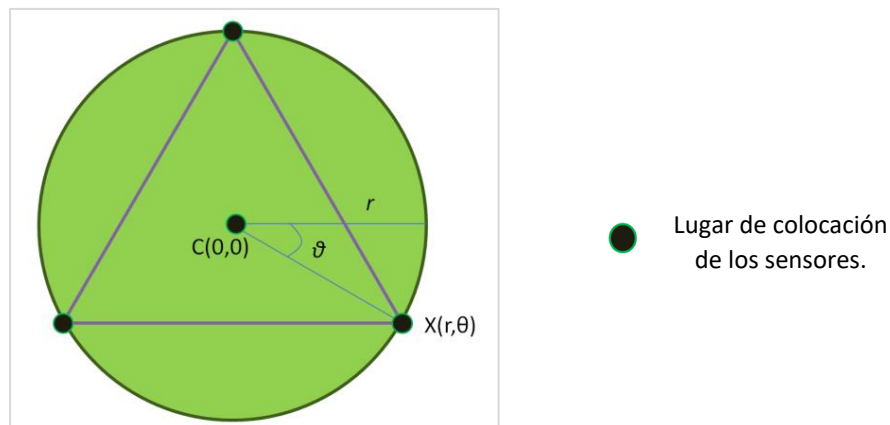


Figura 20.- Arreglo instrumental circular donde los vértices del triángulo son las estaciones de registro.

El campo de ondas se graba en las estaciones del arreglo, aceptando que la vibración ambiental es estacionaria y estocástica. A partir de esos datos se calculan las correlaciones para obtener las velocidades de fase de las ondas Rayleigh y con las distintas correlaciones se determina la curva de dispersión.

Con los registros de estas ondas, se pueden obtener funciones de correlación para los distintos pares de estaciones, en su conjunto nos permiten obtener un coeficiente de correlación y estimar un modelo de velocidades de fase que sea independiente de la dirección de propagación de las ondas, como se explica a continuación:

Definiendo la función de autocorrección del espectro de la estación central C (0,0), como:

$$\Phi(r,\vartheta,f) = \overline{u(0,0,f,t) \cdot u(r,\theta,f,t)} \quad (18)$$

Donde  $u(t)$  es el valor promedio en el dominio del tiempo. El coeficiente de autocorrelación espacial se define como el promedio de la función de autocorrelación en todos los sitios de observación del arreglo instrumental, esto es:

$$\rho(r,f) = \frac{1}{2\pi \cdot \phi(0,0,f)} \int_0^{2\pi} \phi(r,\theta,f) \cdot d\theta \quad (19)$$

Por tanto  $\phi(r,0,f)$  es la función de autocorrelación espacial en el centro C (0,0) del arreglo circular. A partir de la solución de la ecuación 18 se tiene:

$$\rho(r,f) = J_0(x) = J_0\left(\frac{2\pi fr}{C(f)}\right) \quad (20)$$

Entonces  $J_0\left(\frac{2\pi fr}{C(f)}\right)$  es la función de Bessel de primera especie y de orden cero y  $C(f)$  es la velocidad de fase o curva de dispersión en la frecuencia  $f$  (Figura 21).

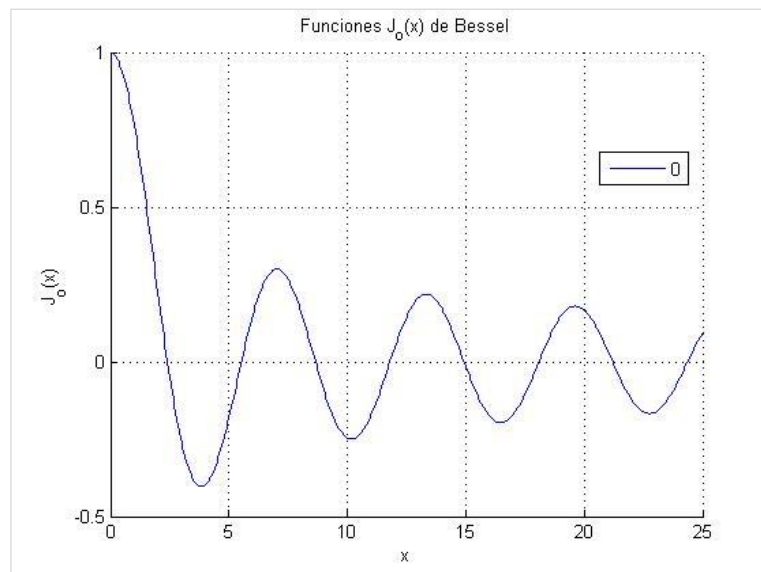


Figura 21- Función de Bessel de orden cero vale cero cuando la distancia  $x=2.4077...$

El coeficiente de autocorrelación espacial  $\rho(r,f)$  también puede ser calculado directamente en el dominio de las frecuencias, usando la Transformada de Fourier de los microtemores, empleando para ello la siguiente ecuación:

$$\rho(r,f) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \frac{Re[S_{cx}(f,r,\theta)]}{\sqrt{S_c(f) \cdot S_x(f,r,\theta)}} d\theta \quad (21)$$

Donde  $Re[S_{cx}(f,r,\theta)]$  significa la parte real del espectro de potencia cruzada de los microtemores  $S_c(f)$  y  $S_x(f,r,\theta)$ , son los espectros de potencia de los microtemores en los sitios  $C$  y  $X$  respectivamente y  $S_{cx}(f,r,\theta)$  es el espectro cruzado (cross spectrum) entre los dos sitios.

Igualando los argumentos de las funciones de Bessel de orden cero de la ecuación 20 y despejando la velocidad de fase  $C(f)$  se obtiene la siguiente ecuación:

$$C(f) = \frac{2\pi fr}{x} \quad (22)$$

Graficando el conjunto de valores de  $C(f)$  (*Velocidad de fase*), se obtiene una curva de dispersión de velocidad de fase, a la cual, se le aplica una inversión para obtener la estructura de velocidades de las capas del terreno.

De forma general el método funciona de la siguiente manera:

- I. Obtiene los espectros de potencia de los registros del arreglo de microtemores.
- II. Calcular los coeficientes de corrección entre las estaciones.
- III. Obtiene la velocidad de fase a partir de la función de Bessel de orden cero.
- IV. Concluye en un modelo de velocidades.

*El método lineal* desarrollado por Chávez-García et al. (2005) presenta una extensión del método SPAC, las curvas de dispersión de velocidad de fase fueron obtenidas desde los registros de datos de un arreglo sísmico temporal con una geometría muy irregular. La diferencia básica con respecto al método propuesto por Aki (1957) fue el sustituir el promedio azimutal requerido por el promediado temporal. Los buenos resultados obtenidos en ese trabajo llevaron a los autores a proponer arreglos de estaciones tan distintos como fuera posible en un círculo o en una línea de estaciones. Los resultados consiguieron liberar el método SPAC de las restricciones geométricas al que estaba sujeto.

#### 4.1.2 Procesado

Es importante mencionar que el método *SPAC* tiene limitaciones dentro de los campos geotérmicos, como se explicó en la metodología, la técnica considera que la vibración ambiental es de tipo estacionaria y estocástica.

Se utilizaron datos de 6 horas con un registro de 100 muestras por segundo (por lo que 30 min. equivalen a  $18 \times 10^4$  muestras), se hicieron las correlaciones entre pares de estaciones de la (RSTP). Para iniciar el procesado de los microtemores hay que tomar en cuenta que debemos partir de un mismo tiempo de referencia (tiempo de inicio), así como la duración del total de los registros.

El procesado se realizó en un programa llamado *GEOPSY versión 2.9.1*, donde se calcularon los espectros de potencia, la correlación cruzada y la obtención de los coeficientes de correlación.

Se realizó de la siguiente forma:

- a) Cargar los registros de microtemores de los sensores en coordenadas UTM (componente Z).
- b) Filtro Butterworth (pasa bandas) de 0.2 a la frecuencia de 1Hz.
- c) Ventaneo en tiempo de 100s.
- d) Traslape a la señal del 10% antes de ser procesada.
- e) Se realizan 5 procesos de 4 horas, con traslape de 15 minutos.
- f) Se calculan las correlaciones cruzadas de los registros para cada ventana señalada.
- g) Hacer un promedio de los coeficientes de correlación.
- h) Obtener una curva de velocidad de fase.

#### 4.1.3 Aplicación del método

Se utilizaron datos de 7 estaciones colocadas en distintas épocas, principalmente de los años 2011 y 2014 de la Red Sísmica Telemétrica Permanente de Los Humeros (RSTP).

Se realizaron 6 correlaciones dentro del campo geotérmico (Figura 22), se utilizó un tiempo de registro de 6 horas, aproximadamente 2,000 ventanas de 100s y las correlaciones se encuentran dispersas con diferentes estaciones dentro del campo.

La frecuencia para la cual encontramos el primer cero de las funciones ( $f_{pc}$ ), son dependientes de cada sitio y también son función de la distancia entre estaciones.

La teoría de SPAC predice que el argumento de la función tiene su primer cero cuando:

$$\left( \frac{2\pi f_{pc} r}{C(f_{pc})} \right) = 2.4047... \quad (23)$$

Despejando la velocidad y la frecuencia, obtenemos la longitud de onda que se escribe como  $\lambda = \frac{C(f_{pc})}{f_{pc}}$ , donde  $C(f_{pc})$  representa la velocidad de fase calculada y  $f_{pc}$  muestra la frecuencia donde la correlación presenta su primer cruce por cero. La profundidad de



investigación se obtuvo como  $H = \frac{\lambda}{3}$  diciendo que la longitud de las ondas Rayleigh se atenúan a razón de un tercio con respecto a la profundidad.

La relación que existe entre la distancia de las estaciones ( $r$ ) con la profundidad calculada ( $H$ ), se describe como  $H = 0.87r$ .

Se aplica la ecuación 22 para la correlación entre las estaciones D-G. Se conoce la distancia  $r$  de 3,110m, el valor de  $x$  es 2.4047, se obtiene el valor de  $f_{pc}$  en 0.31Hz y se estima la velocidad de fase en  $2,520 \frac{m}{s}$  aproximadamente. Conociendo los datos, se obtiene una profundidad ( $H$ ) calculada de 2,710m.

El procedimiento se realizó para las 6 correlaciones y se obtuvieron los siguientes valores, como lo muestra la Tabla 3 y la Figura 24.

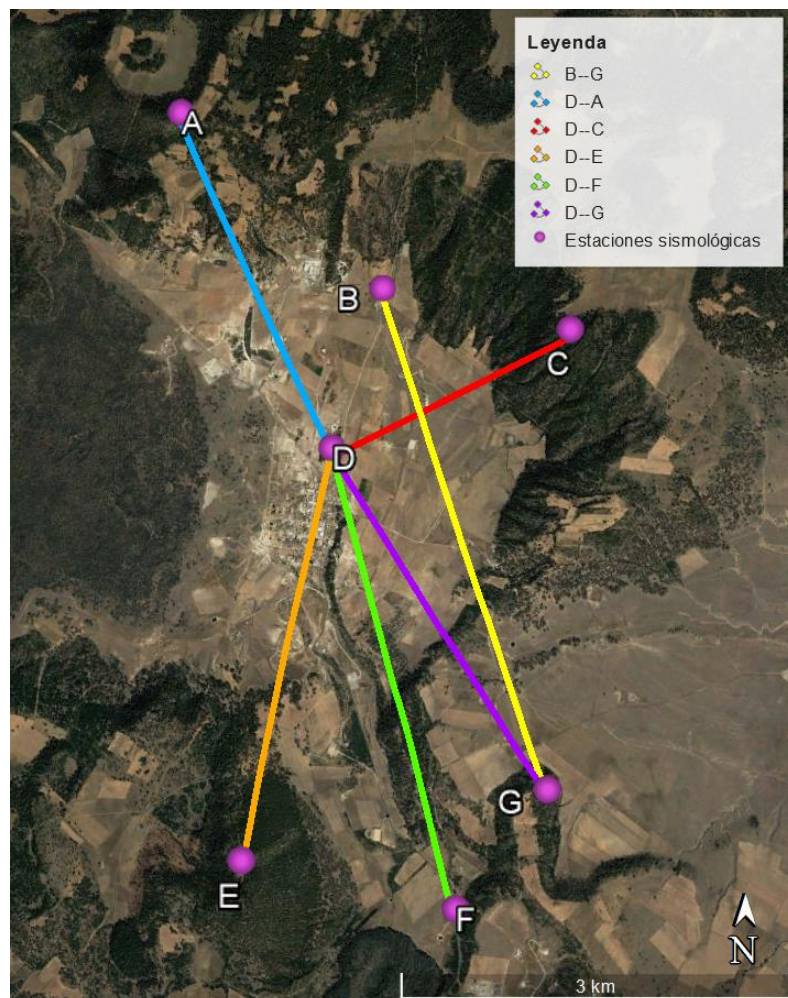


Figura 22.- Distribución de las 6 correlaciones en forma lineal dentro del campo geotérmico.

La Figura 23 muestra las correlaciones entre los pares de estaciones, se analizó el valor donde el argumento de la función tiene su primer cero.

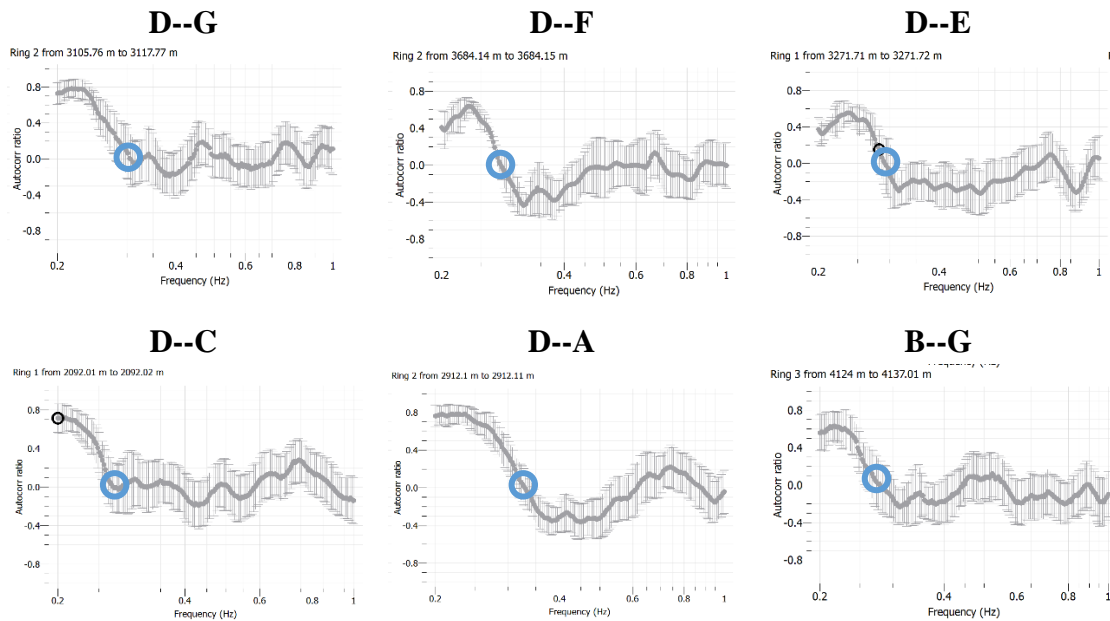


Figura 23.- Muestra la distribución de las 6 correlaciones entre pares de estaciones, aproximada a una función de Bessel. Los círculos azules muestra el cruce por cero de la función.

Tabla 3.- Muestra las 6 correlaciones y su análisis realizado

Correlación	Distancia [m]	Frecuencia [Hz]	Vs calculada [m/s]	$\lambda$ calculada	Profundidad calculada [m]	Distancia vs Profundidad calculada
D--G	3110	0.31	2520	8130	2710	0.87
D--F	3680	0.27	2600	9630	3210	0.87
D--E	3270	0.29	2480	8550	2850	0.87
D--C	2090	0.27	1470	5440	1810	0.87
D--A	2910	0.38	2890	7610	2540	0.87
B--G	4120	0.28	3010	10750	3580	0.87

## Velocidades Teóricas y Calculadas

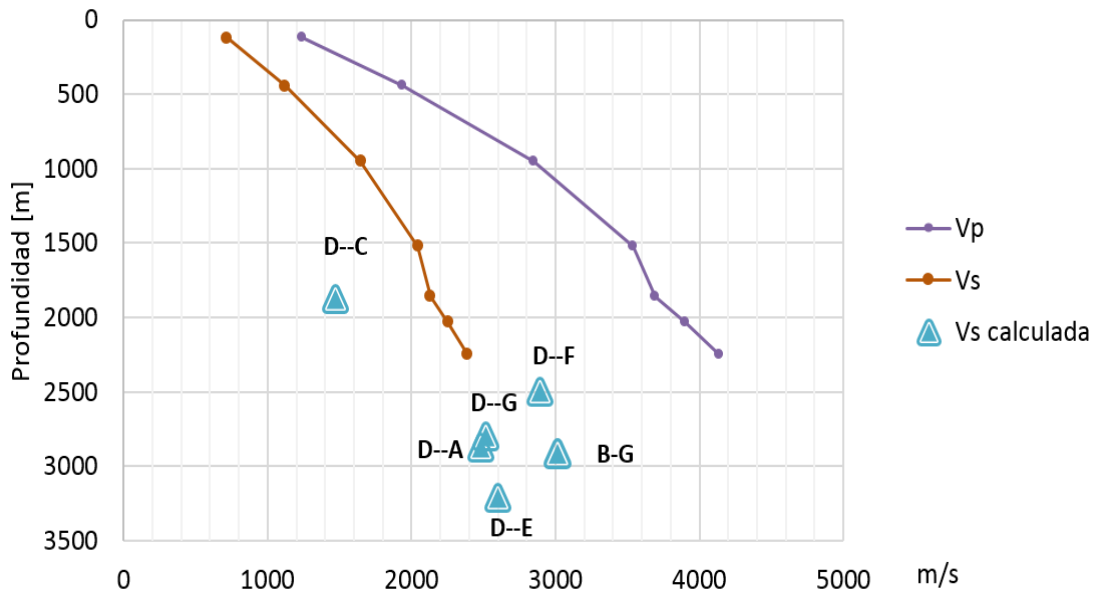


Figura 24.- Muestra de color morado la velocidad de onda P obtenida por Hurtado (2001) con respecto a la profundidad y la velocidad de ondas S obtenida con un Poisson de 0.25 para todo el intervalo. Los triángulos azules describen el comportamiento de Vs obtenidas con las correlaciones realizadas con el método SPAC.

### 4.1.4 Resultados

Las 6 correlaciones presentan una dispersión dentro de los rangos de frecuencia y velocidad. Existe una correlación aproximada a la función de Bessel de orden cero. La frecuencia, cuando la función de autocorrelación tiene su primer cero, permite definir con buena precisión la velocidad de fase tomando en cuenta la distancia entre receptores.

La Tabla 3 muestra los resultados obtenidos de las 6 correlaciones. Se observa que las  $f_{pc}$  van desde 0.27 hasta 0.38Hz dependiendo de la correlación, las velocidades varían entre 1,470 y 3,010  $\frac{m}{s}$  y las profundidades calculadas se localizan entre 1,810 y 3,580m desde la superficie.

La Figura 24, compara los resultados obtenidos en este trabajo con el estudio realizado por Hurtado (2001). Existe una tendencia entre las velocidades calculadas y las velocidades teóricas, pese a ello, existen variaciones de velocidades (Vs) en diferentes trayectorias y profundidades.

La correlación D—C, muestra un decaimiento de Vs respecto al modelo de velocidades y espesores descrito por Hurtado (2001).

## 4.2 MÉTODOS PARA EVALUAR LA TÉCNICA DE NAKAMURA

### 4.2.1 Método de la Media Cuadrática (MC)

El tratamiento de las señales sísmicas se continuó realizando con el *software* GEOPSY, por las siglas en inglés GEOPhysical Signal database for noise arraY processing (SESAME, 2005). Este *software* tiene entre sus funciones el cálculo del método H/V. Esta técnica consiste en estimar el cociente espectral de las componentes horizontales con respecto a las componentes verticales registradas en una sola estación (Nogoshi y Igarashi, 1971; Nakamura, 1989; Lermo y Chávez-García, 1993).

El algoritmo empleado por este programa para el cálculo del cociente H/V se compone de los siguientes pasos:

- I. Leer la señal de ruido ambiental por cada componente (N-S, E-O, Z).
- II. Seleccionar las ventanas de tiempo y filtrar para evitar señales transitorias.
- III. Cálculo y suavizado del espectro de amplitud de Fourier para cada ventana de tiempo.
- IV. Cálculo del espectro H promediando ambos espectros horizontales en cada ventana, utilizando el método estadístico de la media cuadrática (MC):

$$H(i) = \sqrt{\frac{H_N^2(i) + H_E^2(i)}{2}} \quad (24)$$

- V. Calcular la relación H/V para cada ventana:

$$\left[ \frac{H}{V} \right] (i) = \frac{H(i)}{Z(i)} \quad (25)$$

Donde  $i$  es el número de ventana calculada.

- VI. Calcular el cociente promedio de H/V:

$$\left[ \frac{H}{V} \right] = \frac{1}{n} \sum_1^n \left[ \frac{H}{V} \right] \quad (26)$$

Donde  $n$  es el número de ventanas calculadas.

Resumiendo, el cociente espectral obtenido por GEOPSY es el resultado de promediar todos los H/V, derivados a partir de la media cuadrática de las componentes horizontales entre la vertical de cada ventana de tiempo (a esta metodología se le denomina “MC”)

### 4.2.2 Método de Densidades Espectrales Direccionales (DED)

Sánchez-Sesma et al. (2011) han propuesto un método alternativo para el cálculo de la relación H/V. Estos retornan los primeros tres puntos anteriormente señalados, pero el cambio consiste en obtener la sumatoria de todos los espectros de amplitud de Fourier para cada una de las componentes horizontales y verticales, como se muestra en las siguientes ecuaciones:

$$E_N = \sum_1^i [H_N(i)]^2 \quad (27)$$

$$E_E = \sum_1^i [H_E(i)]^2 \quad (28)$$

$$E_Z = \sum_1^i [H_Z(i)]^2 \quad (29)$$

El cálculo del cociente espectral promedio H/V está dado por la siguiente ecuación:

$$\left[ \frac{H}{V} \right] = \sqrt{\frac{E_N + E_E}{E_Z}} \quad (30)$$

Este método difiere sustancialmente porque sólo realiza durante el cálculo un solo promedio espectral, también se tiene que multiplicar por un factor de ponderación para que cada ventana de tiempo sea de igual energía. Esta metodología es conocida como el método de las Densidades Espectrales Direccionales (DED).

### 4.2.3 Procesado

Se realizó el mismo procesamiento para los 29 puntos adquiridos en el campo, esta etapa se llevó a cabo con la ayuda del *software GEOPSY versión 2.9*. Este *software* presenta opciones de procesamiento como: tipo de filtrado, longitud de ventanas, tipos de suavizado de la curva H/V, tamaño de muestras, traslape entre otras.

Se utilizaron datos de 3 horas y un registro instrumental de 100 muestras por segundo (por lo que 30 min. equivalen a  $18 \times 10^4$ ), haciendo mediciones georeferenciadas.

Para la obtención de los coeficientes espectrales H/V con el *software* GEOPSY, fue necesario ingresar las componentes y los intervalos de muestreo.

Se realiza de la siguiente forma:

- a) Cargar los registros de microtemores de los sensores en coordenadas UTM (componente X, Y, Z).
- b) Filtro Butterworth (pasa bandas de 0.2 a 6Hz).
- c) Ventaneo en tiempo de 100T dependiente de la frecuencia.
- d) Un traslape a la señal del 10% antes de ser procesada.

- e) Algunas ventanas se remueven por presentar efectos transitorios.
- f) Tipo de suavizado Konno y Ohmachi.

#### **4.2.4 Aplicación del método**

El estudio se realizó en dos tiempos. En la primera etapa se registraron 30 puntos ubicados en la parte centro-sur del campo, medidos de tres arreglos *SPAC* con 10 sensores de medición simultáneos.

Los problemas técnicos, el equipo en campo y la adquisición de la señal, hicieron que los arreglos *SPAC* y la dispersión de la señal no resultaran satisfactorios y confiables. Se decidió analizar 14 datos que cumplieron con un registro mayor a 3 horas. En la segunda etapa, se midieron 15 puntos en la parte centro-norte del campo (Zona de pozos).

Se midieron un total de 29 puntos dentro de la caldera Los Humeros (Figura 25). En el Anexo 1 se muestran las señales con su correspondiente cociente espectral para las distintas zonas del campo geotérmico. Analizando la forma y las amplitudes de los cocientes, se agruparon las señales en *cuatro áreas*.

En la parte norte del campo, las frecuencias altas (mayores a 2Hz) se ven afectadas por las vibraciones locales de las Unidades Generadoras, los pozos de inyección, extracción y las zonas productoras de electricidad. Hay que evitar que las señales se vean afectadas por frecuencias transitorias que no representen una respuesta del sitio.

Los 29 puntos de medición se procesaron con el programa GEOPSY por separado y dividió el campo en *cuatro zonas*:

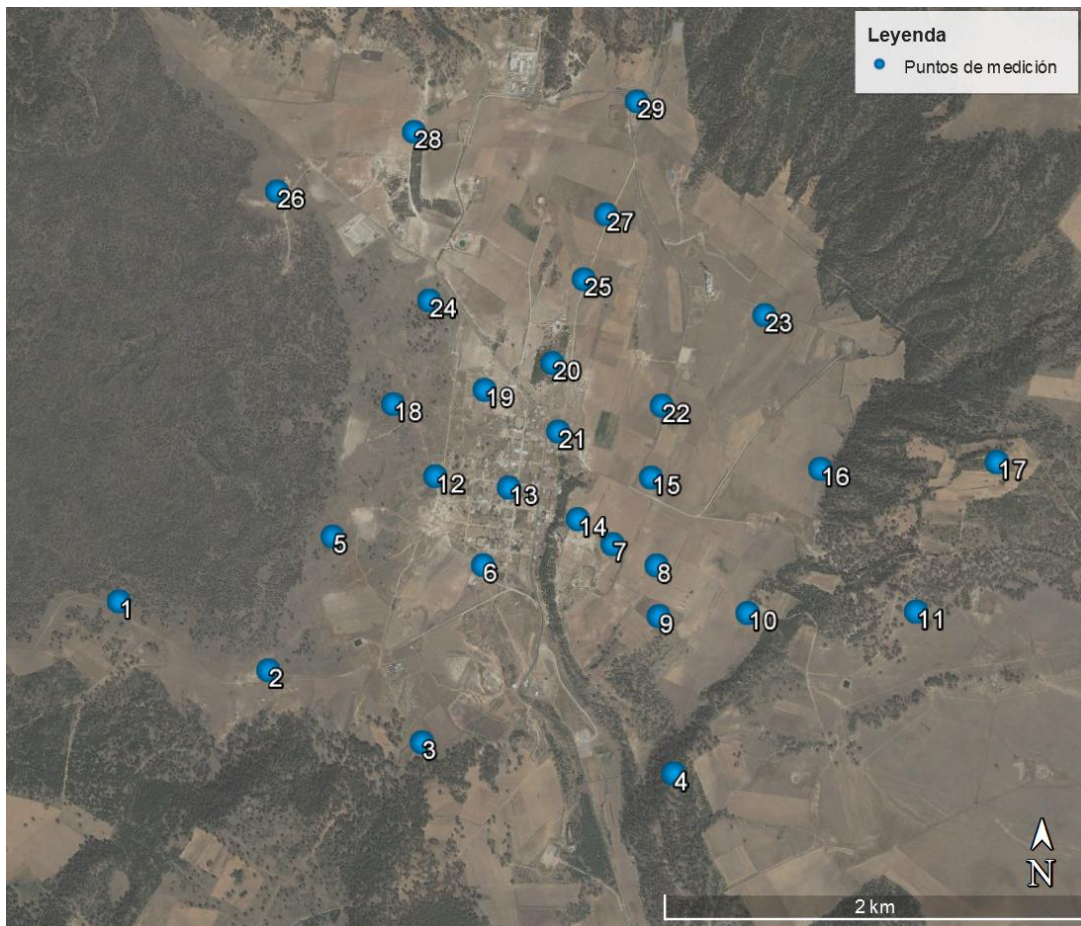


Figura 25.- En círculos de color azul muestran los 29 puntos de medición dentro del área de estudio.

### ➤ ZONA A

Se agruparon 7 señales pertenecientes a la *Zona A* del campo. Las señales representativas se graficaron de forma simultánea, las curvas de color y la curva promedio (color negro) muestran 3 picos.

Visualizando el rango de las frecuencias como profundidad, el pico profundo se encuentra en 0.34Hz, el pico intermedio a 0.64Hz y el pico somero en 1.1Hz (Figura 26).

Los 3 picos hacen una sola pendiente negativa, tiene una amplitud en bajas frecuencias, llamándole: *Zona de amplitud total*

## Cocientes Espectrales Zona A

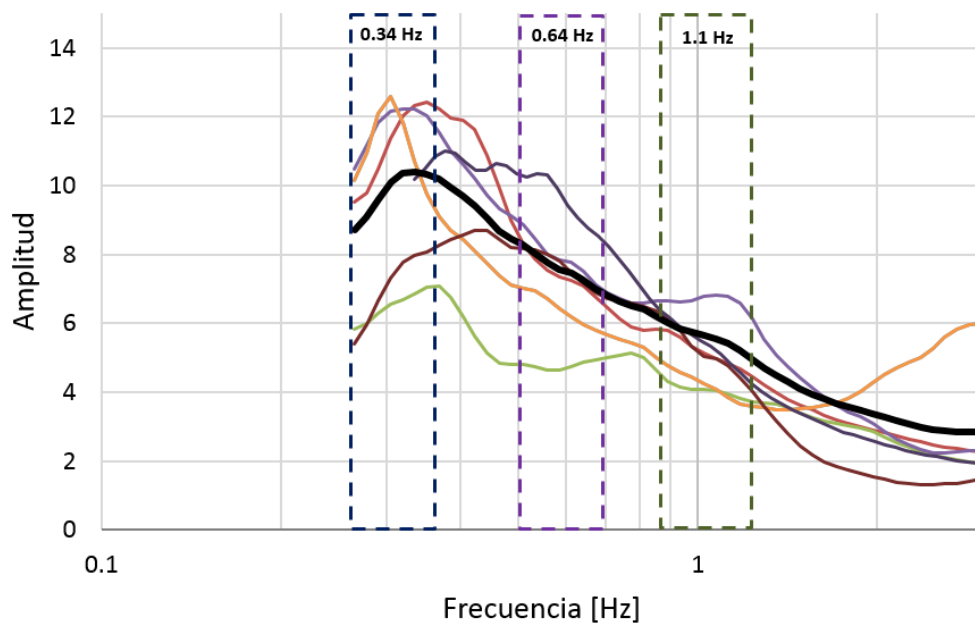


Figura 26.- Muestra las señales características de la Zona A, a cada rectángulo se le asocia 1 pico en ese rango de frecuencias, la señal promedio de color negro tiene 1 pendiente y su punto máximo está en 0.34Hz.

### ➤ ZONA B

Se agruparon 4 señales pertenecientes a la *Zona B* del campo. Las señales representativas se graficaron de forma simultánea, las curvas de color y la curva promedio (color negro) muestran tres picos.

Visualizando el rango de las frecuencias como profundidad, el pico del cociente espectral profundo se encuentra en 0.36Hz, el pico intermedio en 0.67Hz y el pico somero en 1.1Hz (Figura 27).

La señal promedio tiene una disminución de su amplitud en bajas frecuencias. Los 2 picos profundos presentan una pendiente positiva; consecuencia de las alteraciones de las rocas ocasionando cambios en la amplitud. El pico somero está en 1.1Hz, no presenta variación de la amplitud con respecto a la *Zona A*, llamándole: *Zona de amplitud somera*.



## Cocientes Espectrales Zona B

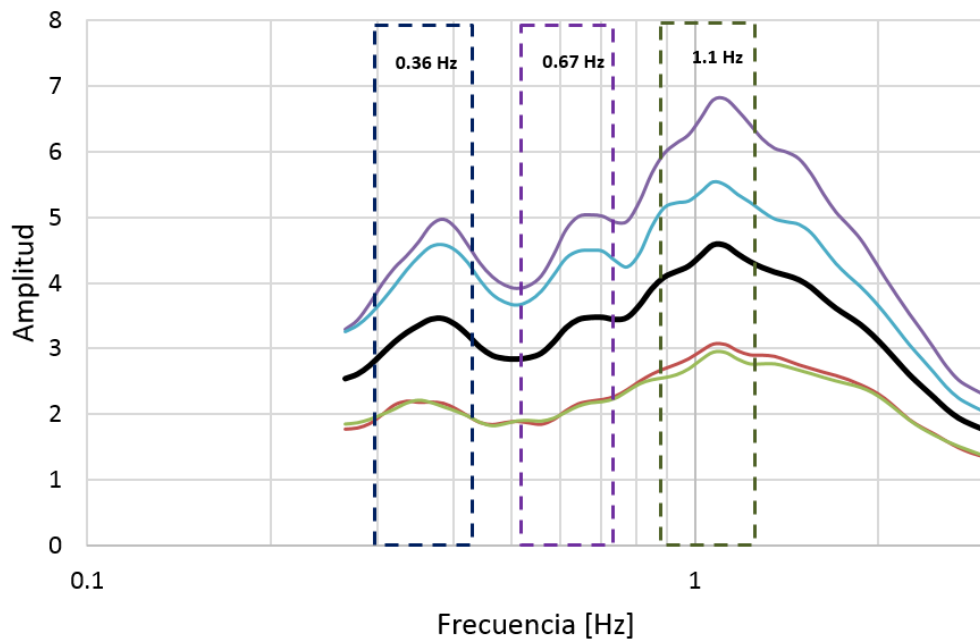


Figura 27.- Muestra las señales características de la Zona B, a cada rectángulo se le asocia 1 pico en ese rango de frecuencias, la señal promedio de color negro tiene 2 pendientes y su amplitud máxima está en 1.1Hz.

### ➤ ZONA C

Se agruparon 8 señales pertenecientes a la Zona C del campo. Las señales se graficaron de forma simultánea, las curvas de color y la curva promedio (color negro) muestran tres picos.

Visualizando el rango de las frecuencias como profundidad, el pico del cociente espectral profundo se encuentra en 0.36Hz, el cpico intermedio a 0.65Hz y el pico somero en 1.1Hz, El pico profundo presenta una baja amplitud con un promedio aproximado en tres (Figura 28).

Los cocientes espectral disminuyen su amplitud en todo el rango de frecuencias y presenta una sola pendiente negativa, se asocia a las alteraciones de la roca en lo profundo como en lo somero, llamándole: *Zona de no amplitud*.

## Cocientes Espectrales Zona C

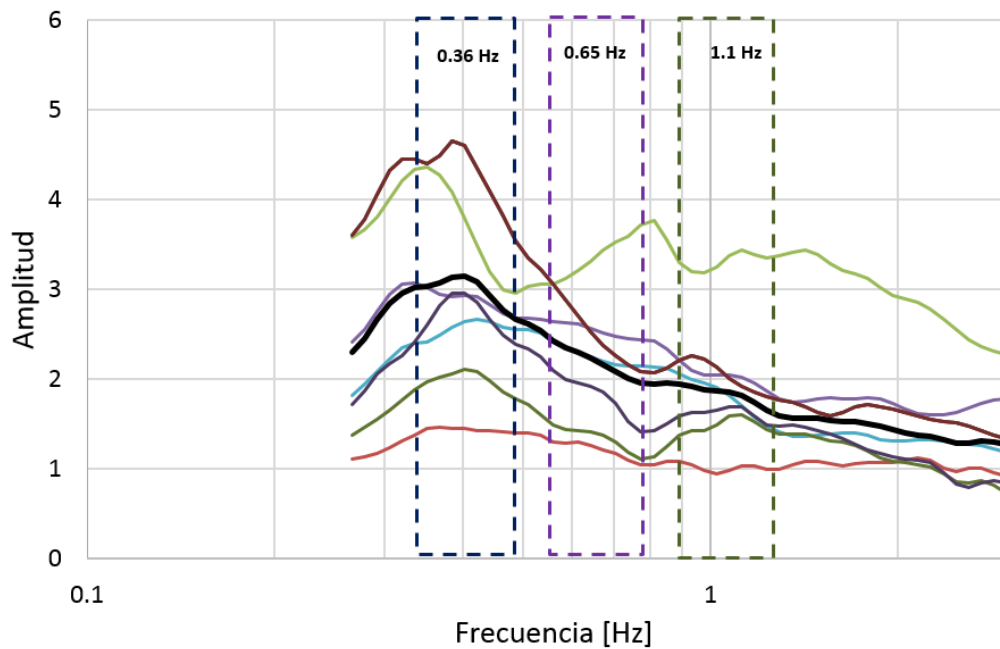


Figura 28.- Muestra las señales características de la Zona C, la curva promedio de color negro tiene una sola pendiente negativa, baja amplitud y a cada rectángulo se le asocia 1 pico en esa frecuencia.

### ➤ ZONA D

Se agruparon 10 señales pertenecientes a la *Zona D* del campo. Las señales se graficaron de forma simultánea, las curvas de color y la curva promedio (color negro) muestran dos picos (Figura 29).

Visualizando el rango de las frecuencias como profundidad, el pico profundo no existe, el pico intermedio se encuentra en 0.64Hz y el pico somero en 1.1Hz. Los cocientes presenta una pendiente negativa hasta los 0.64Hz y la señal en su totalidad tiene amplitudes bajas (menores a 2), llámádole: *Zona de ruptura*.

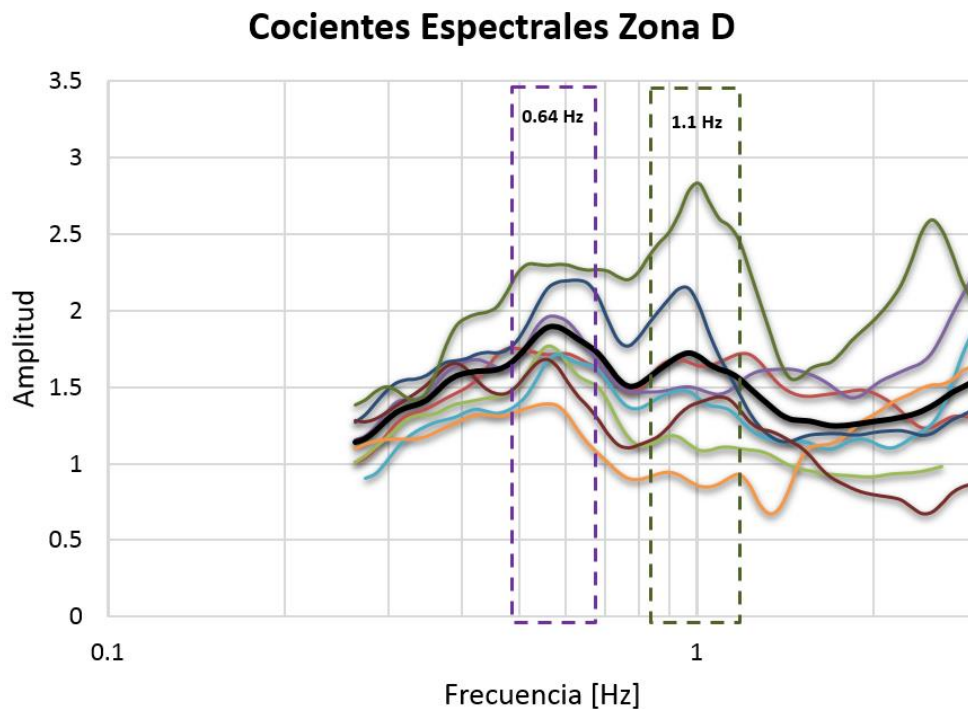


Figura 29.- Muestra las señales características de la Zona C, a cada rectángulo se le asocia 1 pico, la señal promedio de color negro presenta 2 pendientes, su punto máximo está en 0.64Hz y no presenta el pico profundo.

#### 4.2.5 Resultados

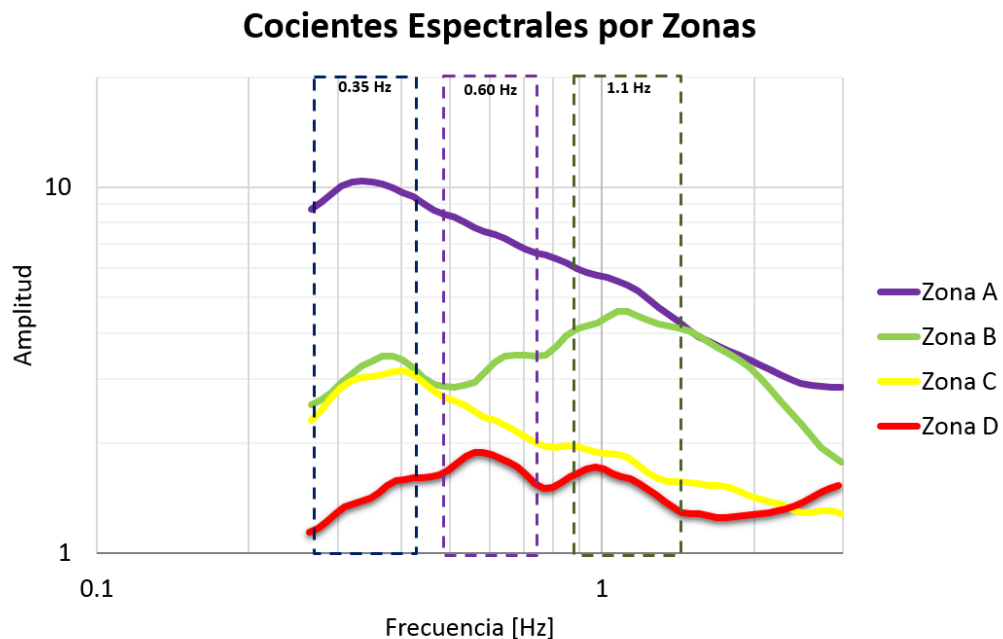
Las 4 zonas son diferentes porque tienen variaciones considerables en la amplitud (entre 1 y 11) e iguales porque los picos de los cocientes espectrales presentan una similitud en las frecuencias (0.35Hz, 0.64Hz y 1.1 Hz).

Observando los perfiles geológicos propuestos por Arellano et al. (2000) asumimos un campo geotérmico estratigráficamente horizontal. A pesar de ello, se observan diversas variaciones de amplitudes que se pueden clasificar en 4 zonas.

Para el estudio de un campo geotérmico, las variaciones de las amplitudes pueden ser resultado de las propiedades físicas que han modificado a la roca, en este caso, variaciones de fracturamiento, fluidos, atenuación, temperatura, entre otros. (Timur, 1977; Queheillalt y Wadley, 1998; Jaya et al., 2008; Aminzadeh et al., 2013).

La disminución de la amplitud de los cocientes espectrales presenta una relación con las variaciones en las componentes horizontales y verticales, haciendo que la amplitud de la señal disminuya en distintos rangos de frecuencia pero manteniendo los picos en las tres frecuencias mencionadas (Figura 30).

Observamos que la *Zona A* (azul) tiene amplitudes ascendentes desde el pico somero hasta el pico profundo. La *Zona B* (verde) presenta amplitudes ascendentes en el pico somero pero descende en el pico intermedio y profundo. La *Zona C* (amarillo) es un pico similar a la *Zona A* pero muy bajo en amplitud (3 aproximadamente) y la *Zona D* (rojo) no presenta respuesta del cociente espectral entre el pico profundo y el semiespacio, sólo se observan dos picos; intermedio y somero con amplitudes bajas (menores a 2).



*Figura 30.- Muestra los promedios de los cocientes espectrales de las 4 zonas. La señal azul tiene una amplitud mayor a 10 y tiene una sola pendiente negativa. La señal de color verde, amarillo y rojo muestran una disminución de las amplitudes a distintas profundidades.*

### 4.3 MAPAS DE ISOAMPLITUDES

La forma de interpretar el comportamiento del cociente espectral  $H/V$  dentro del campo geotérmico, consiste en analizar las amplitudes reales de los 29 puntos medidos en distintos intervalos de frecuencias (Anexo 1).

Para este análisis, se utilizaron todas señales que presentan una variación en su amplitud y se realizaron tres mapas, usando como referencia las frecuencias, en los 3 picos, 0.35Hz, 0.65Hz y 1.1Hz Figura 31, 32 y 33.

La superficie de color azul está asociada a la *Zona A* o *Zona de amplitud total*. El pico profundo presentan la mayor amplitud (10 aproximadamente).

El área de color verde se asocia a la *Zona B* o *Zona de amplitud somera*. El pico profundo presenta una disminución de la amplitud, sucede cuando existe una alteración de las

propiedades físicas y químicas de las rocas, mientras que el pico somero no presenta ese problema de alteración de amplitud en 1.1Hz.

### Mapa de isoamplitudes en 0.35 Hz

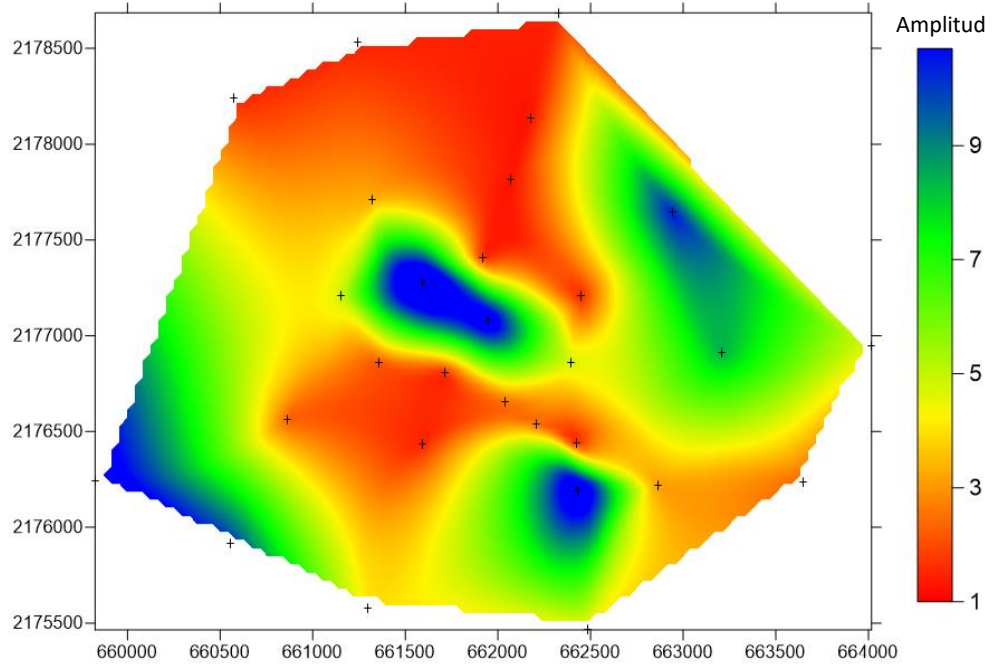


Figura 31.- El mapa de isoamplitudes muestra las 4 zonas dentro del campo geotérmico (rojo, verde, amarillo y azul), las cruces corresponden a los puntos de adquisición en 0.35Hz.

### Mapa de isoamplitudes en 0.65 Hz

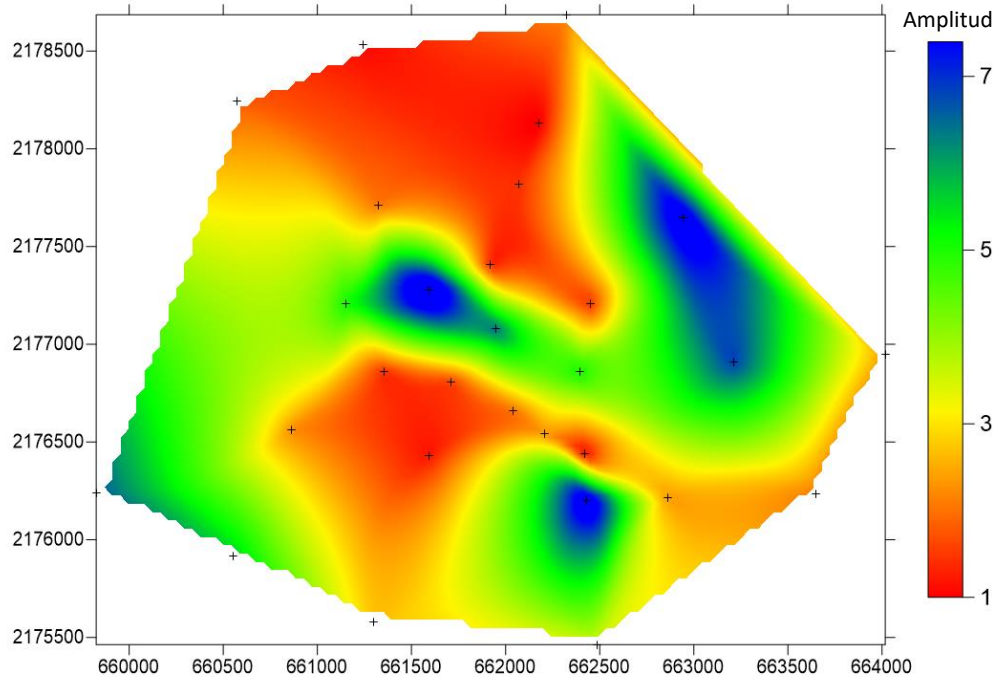


Figura 32.- El mapa de isoamplitudes muestra las 4 zonas dentro del campo geotérmico (rojo, verde, amarillo y azul), las cruces corresponden a los puntos de adquisición en 0.65Hz.

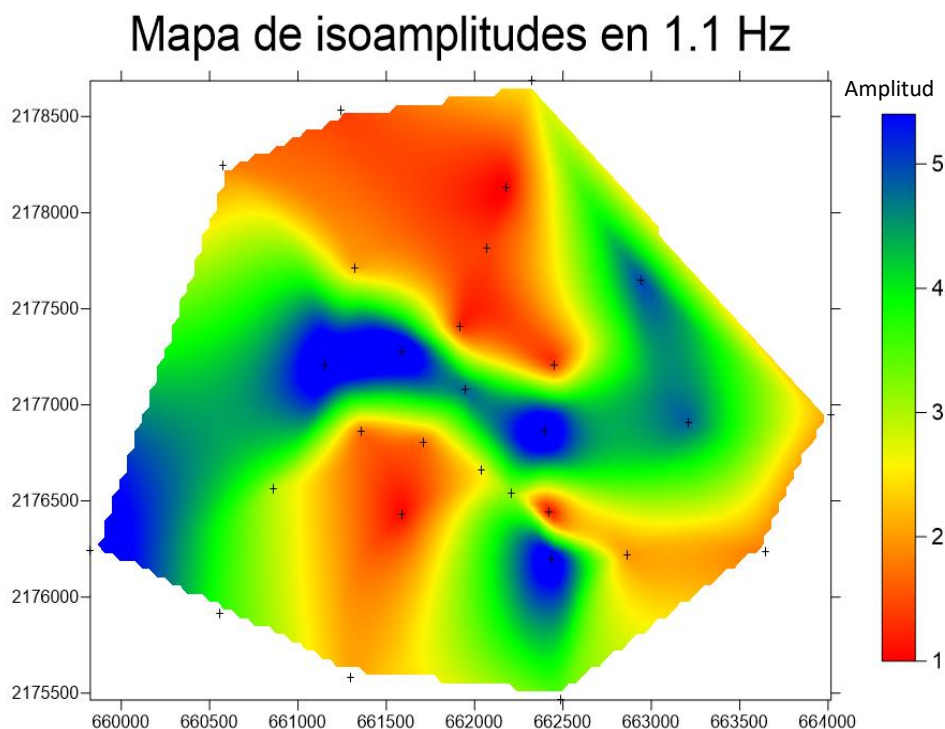


Figura 33.- El mapa de isoamplitudes muestra las 4 zonas dentro del campo geotérmico (rojo, verde, amarillo y azul), las cruces corresponden a los puntos de adquisición en 1.1Hz.

La zona de color amarillo se asocia a la *Zona C* o *Zona de no amplitud*. Esta disminuye en todo el rango de frecuencias, la variación indica el cambio de las propiedades físicas de lo somero a lo profundo dentro del campo geotérmico.

Y por último la zona de color rojo, se asocia a la *Zona D* o *Zona de ruptura*, la amplitud de la señal no es suficiente para contrastar en bajas frecuencias debido a la alteración de las rocas que modifica las componentes horizontales y verticales del terreno. El pico somero e intermedio se observa a pesar de la disminución de la amplitud de la señal.

#### 4.4 PERFIL DE ISOAMPLITUDES

Hasta ahora, ya conocemos el comportamiento de los cocientes espectrales en las 4 zonas y en las tres frecuencias. Se utilizó la unión de los tres mapas de isoamplitudes para obtener un perfil que describa el campo geotérmico a profundidad. Se analizan los 29 comportamientos de los cocientes a distintas frecuencias, utilizando el método *H/V* en superficie.

El perfil tiene una distancia aproximada de 3,500m lineales sobre la superficie ( $Z - Z'$ ) y se realizó con la misma escala de colores. El modelo utiliza los pozos existentes y los cocientes espectrales obtenidos con el método *H/V* (Figura 34). Usando los registros de

pozo y los estudios previos en el campo, se asoció el pico de 0.35Hz aproximadamente a 1,600m de profundidad.

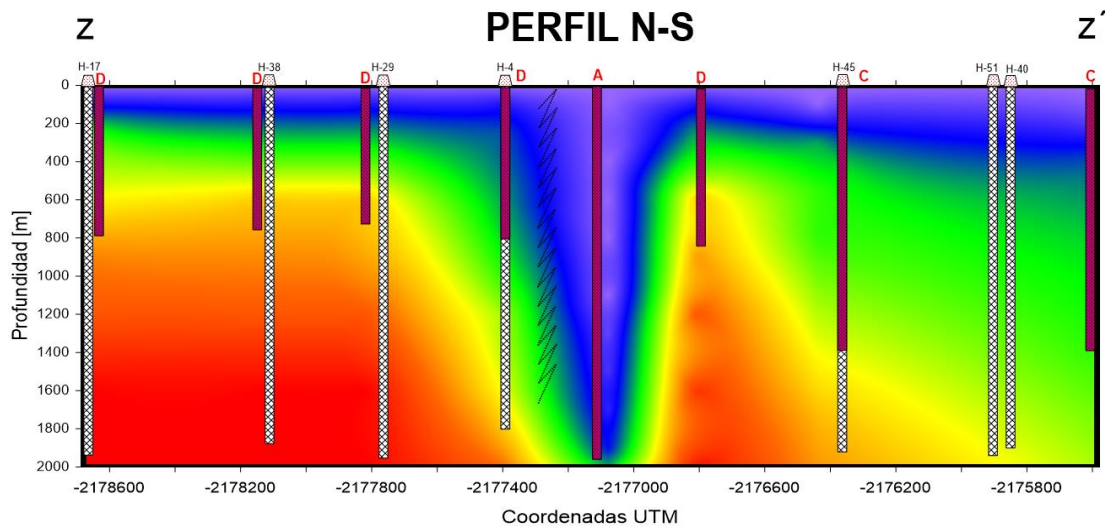


Figura 34.- Muestra el perfil a profundidad en dirección Z-Z'. El color rojo representa la zona de ruptura en la señal (roca alterada), el color azul la zona de amplitud total (roca sin alteración), las líneas grises representan los pozos perforados en la sección y las líneas rojas corresponden a la contribución de las señales en superficie.

# CAPÍTULO 5

## COMPARACIÓN Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

### 5.1 COMPARACIÓN DE RESULTADOS

Los 3 mapas de isoamplitudes muestran el comportamiento de los cocientes espectrales en diferentes frecuencias y en distintas áreas del campo. La comparación y la discusión de los resultados fueron analizados con los 3 mapas (0.35, 0.65Hz y 1.1Hz).

Para su validación, se correlacionaron los estudios previos con el análisis propuesto en este trabajo. Se añadieron los estudios como: el sistema de fallas, un perfil dirección NO-SE, los pozos de inyección y extracción (CFE, 2015), registros de temperatura medidos en pozo, la sismicidad acumulada en los últimos 20 años, el análisis espectral de ruido y 4 perfiles de resistividades que cruzan la caldera.

#### 5.1.1 Pozos y fallas

La Figura 35 muestra la ubicación de los puntos de adquisición, el sistema de fallas y la dirección del perfil (Z – Z’).

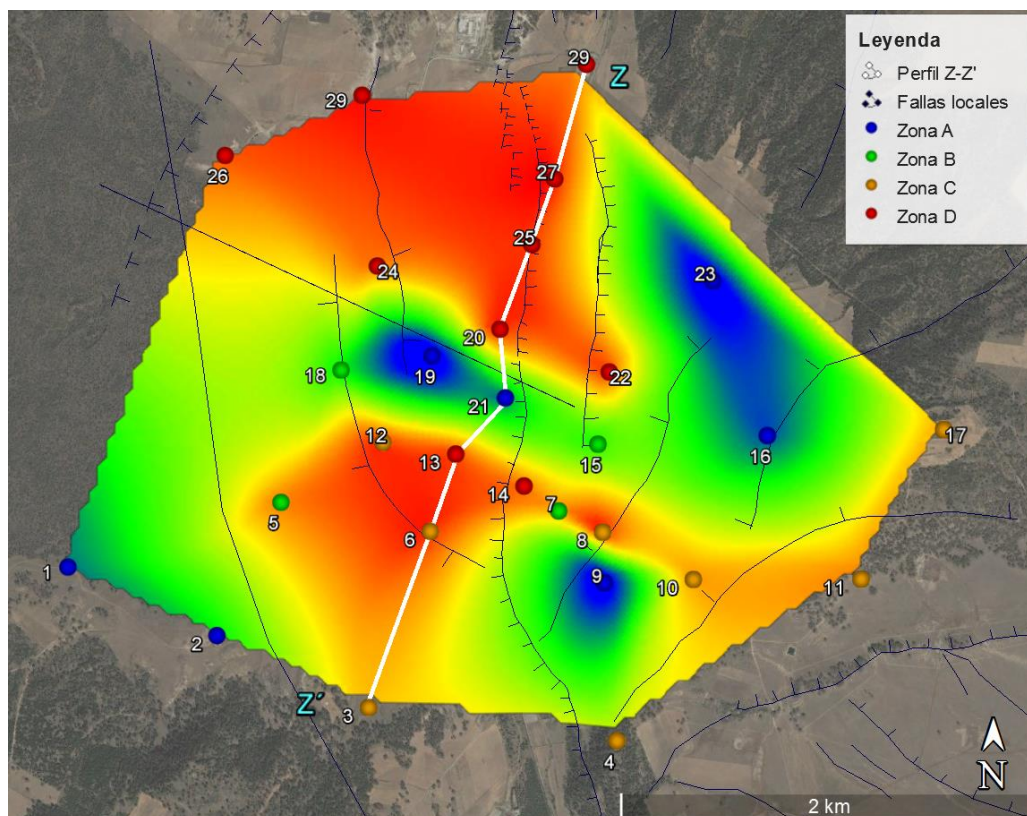


Figura 35.- Mapa de isoamplitudes en 0.65Hz, los círculos de colores representan los puntos de adquisición por zonas, las líneas de color negro son las fallas locales y la línea blanca el perfil Z-Z’.

Se analiza el mapa de isoamplitudes en 0.65Hz, los puntos de adquisición del 1-29 y las fallas locales existentes en la caldera de Los Humeros.



La Figura 36, ubica los 26 pozos de inyección y extracción que operan dentro del campo geotérmico. Los círculos de color negro (pozos) se ubican en la *Zona de ruptura (color rojo)*, *Zona de no amplitud (color amarillo)* y *Zona de amplitud somera (color verde)*. Ningún pozo se localiza en la área propuesta como *Zona de amplitud total (color azul)*, los mapas de isoamplitudes son útiles para analizar la zona de pozos a distintas profundidades.

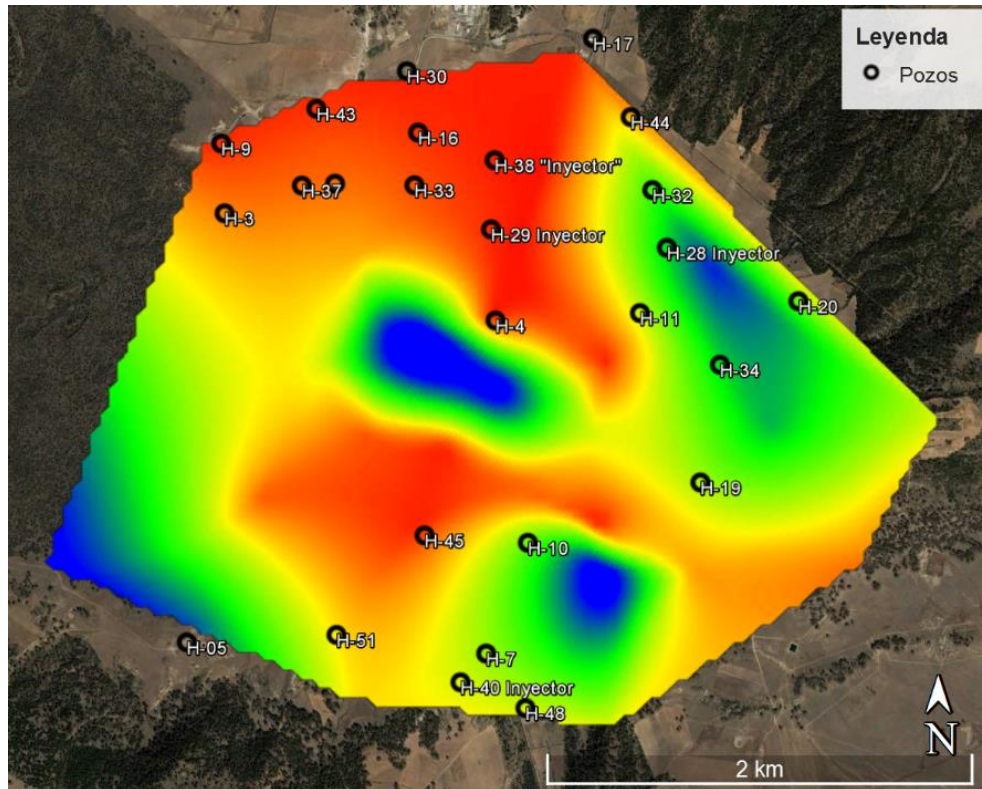


Figura 36.- Mapa de isoamplitudes en 0.65Hz, los círculos de color negro representan los pozos en operación (Lermo, 2015).

### 5.1.2 Perfil de temperatura

La Figura 38 evidencia un aumento de la temperatura entre los pozos H31, H30, H33, H4 en dirección NNW-SSE y empieza a descender a partir del pozo H4, H10, H26.

Se comparó el perfil de temperatura con los mapas realizados en planta, la relación entre ambos muestra una coherencia en superficie a diferentes profundidades (0.35Hz y 1.1Hz).

Las variaciones de temperatura obtenidas de los pozos H31, H30, H33, H4, H10 y H26 responden a las variaciones de los cocientes en la *Zona A*.

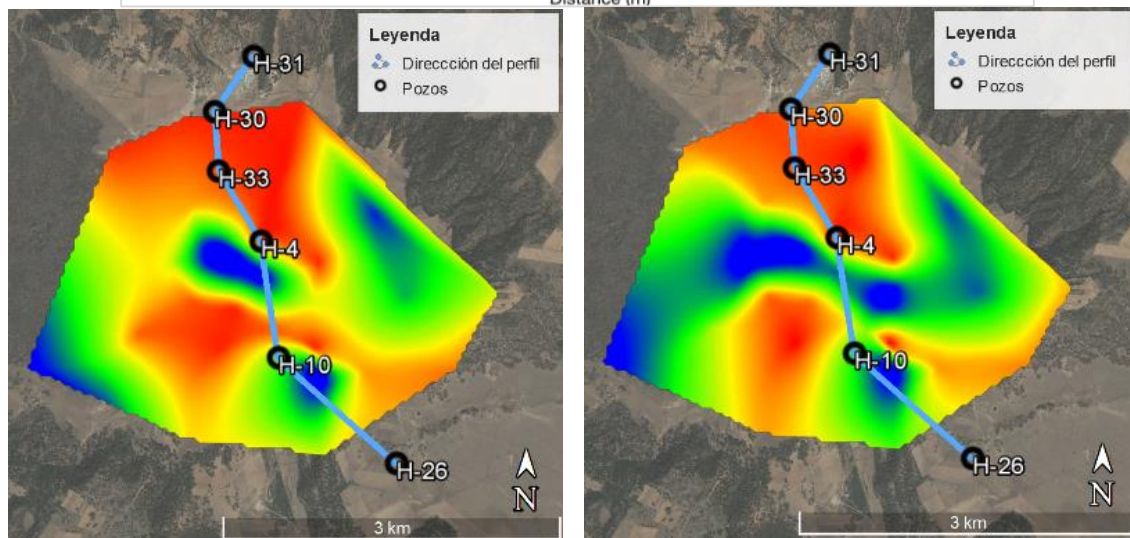
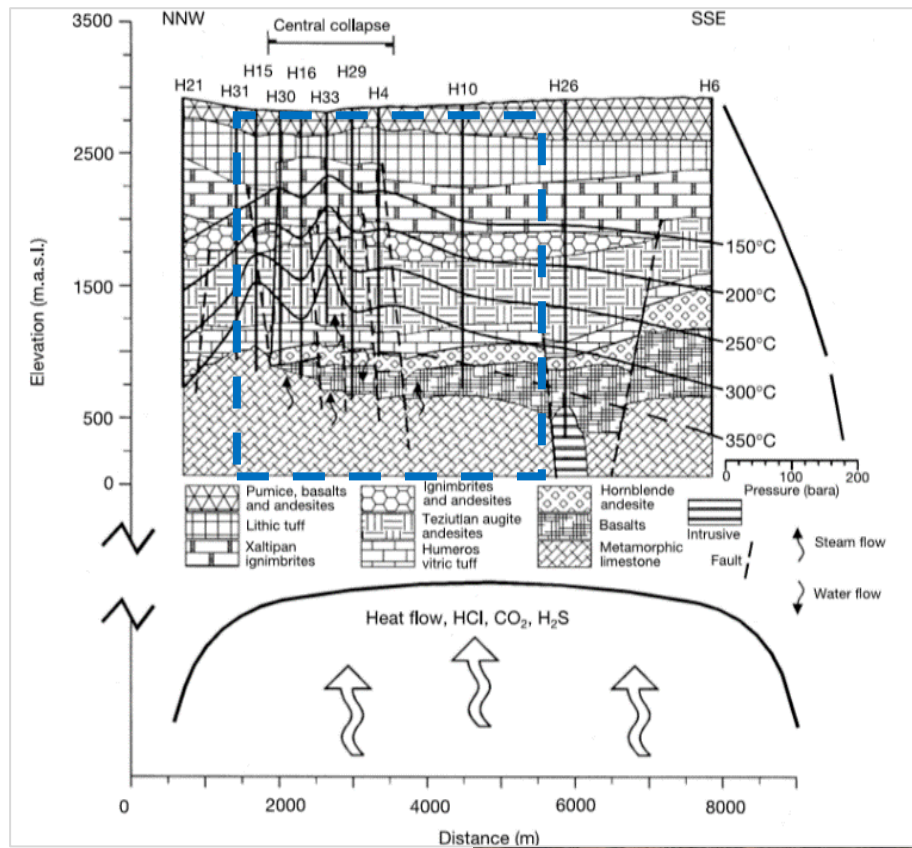


Figura 38.- La imagen superior muestra las variaciones de temperatura a profundidad, el recuadro azul representa la zona de los pozos H31, H30, H33, H4, H10 y H26 (Arellano et al., 2000). En el lado inferior izquierdo se presenta la ubicación de los pozos sobre el mapa de isoamplitudes de 0.35Hz (profundo) y en la parte inferior derecha el mapa de isoamplitudes de 1.1Hz (somero).

### 5.1.3 Distribución de la sismicidad

Lermo (2015) realiza un reprocesado de la sismicidad y utiliza los mejores 250 sismos registrados en la parte norte y sur de la caldera desde 1997 hasta 2016. Su localización se analizó con 5 estaciones de la RSTP.

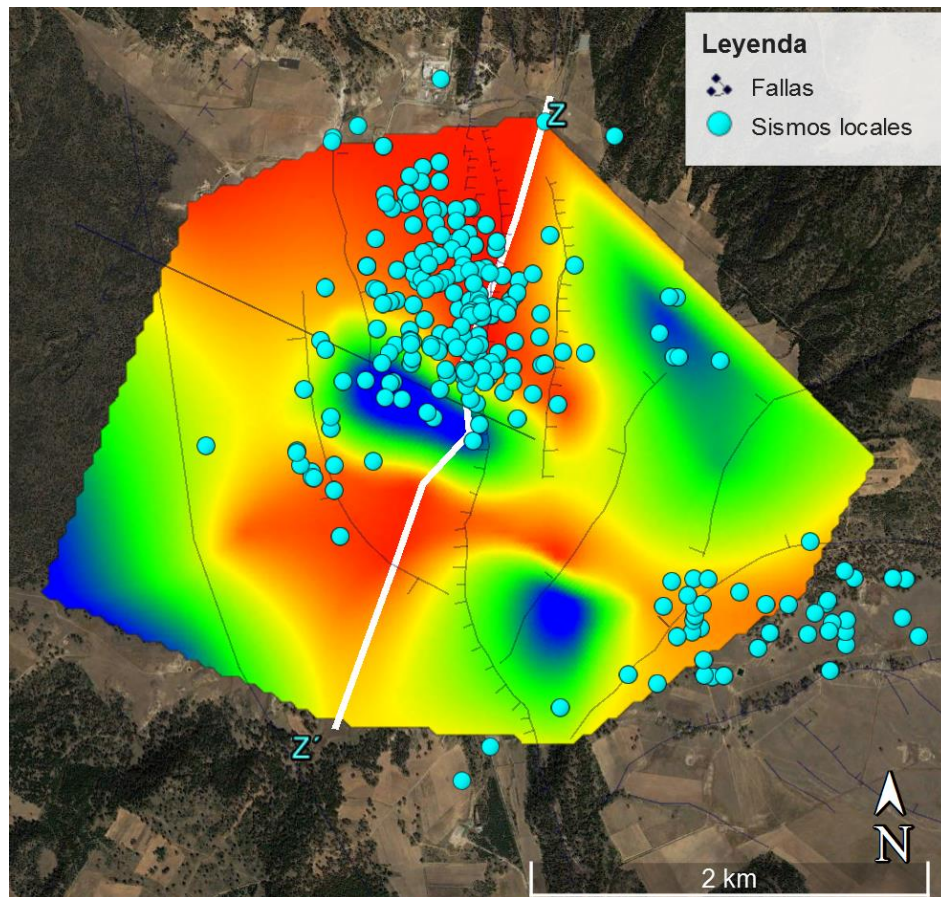


Figura 39.- Mapa de isoamplitudes en 0.65Hz, los puntos azules representan la sismicidad analizada con 5 estaciones, estos sismos se registraron durante los años de 1997 a 2015 y el punto azul fuerte muestra el más reciente sismo. Las líneas negras muestran el sistema de fallas locales del campo (Lermo, 2016).

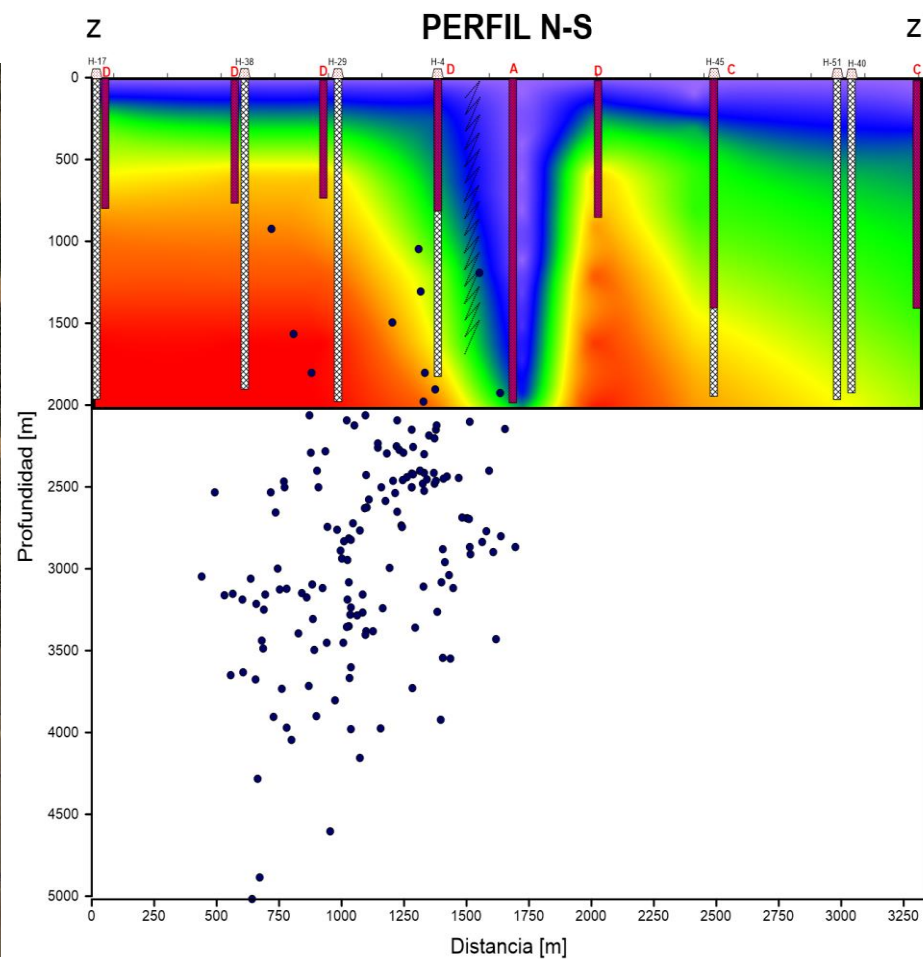


Figura 40.- Se observa con círculos la ubicación de la sismicidad dentro del perfil a profundidad. Se consideró un intervalo entre 1,000 y 5,000m.

La Figura 39 presenta la sismicidad en círculos de color azul, se ubica delimitada por las fallas, las *Zona de ruptura* y la *Zona de no amplitud* dentro del campo geotérmico. El mapa de isoamplitudes de 0.35Hz muestra una envolvente en la zona este-oeste de los epicentros y se ve delimitada por el sistema de fallas que encierran la zona con potencial geotérmico.

La Figura 40 une los 3 mapas de isoamplitudes en frecuencias y a profundidad, se realizó un perfil para describir el comportamiento del cociente espectral y las variaciones físicas de la roca hasta los 1,600m aproximadamente. La sismicidad se acumula entre los 2,300 y 2,600m..

#### **5.1.4 Atenuación sísmica**

Como se explicó en el Capítulo 3, Lermo (2015) presenta un análisis de atenuación con 90 sismos registrados en distintas épocas y diferentes estaciones en el campo geotérmico Los Humeros. Se analizaron 90 sismos dentro del campo y se observaron las trayectorias de viaje para obtener las áreas donde la señal sufre alteración. Los óvalos marcados de color azul muestran las zonas *anómalas* dentro del campo geotérmico (Lermo 2015).

La Figura 41, compara el mapa realizado a 1.1 Hz con las zonas de atenuación de color azul propuestos por Lermo (2015), las áreas se acoplan con los sitios rojos propuestos en los mapas de isoamplitudes, delimitando la *Zona de ruptura* (color rojo) y la *Zona de amplitud total* (color azul). El mapa aproxima las *anomalías* con los dos métodos aplicados.

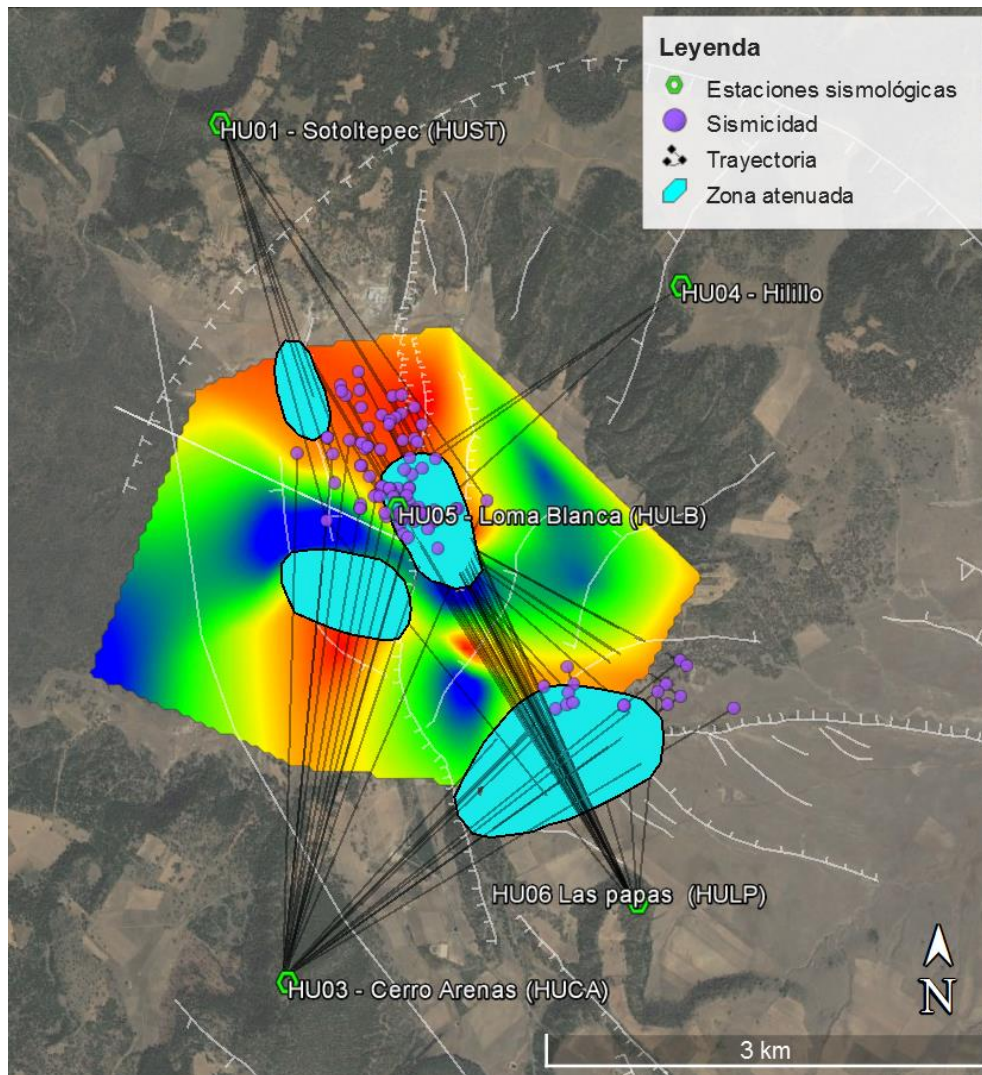


Figura 41.- Se comparan las zonas azules de atenuación propuestas por Lermo (2015) y el modelo de isoamplitudes a 1.1Hz. Los puntos morados son los sismos que se utilizaron para crear las trayectorias de viaje hacia las estaciones.

### 5.1.5 Análisis Espectral de ruido sísmico

Okada (2003) establece que existe una variación temporal del Espectro de Fourier dependiendo de las fuentes naturales o culturales. El análisis de Bonnefoy-Claudet (2004) muestra que los microtemores de alta frecuencia están asociados a las variaciones diarias y semanales vinculados a la actividad cultural, mientras que los de baja frecuencia no están vinculados a este tipo de actividades.

Se analizó el espectro de amplitud de 8 señales en 0.35Hz y se comparó el mapa de 0.35Hz con las estaciones que presentan el pico en el cociente espectral con sus componentes N-S, E-O y Z. Los registros 1, 19 y 23 pertenecientes para la Zona A; 15 y 18 corresponden a la Zona B-C y los puntos 13, 20 y 22 para la Zona D (Figura 42).

Se comparan los espectros de amplitud en las tres componentes de las 8 señales, como se observa en la Figura 43a. Las barras de amplitudes se separan por colores, haciendo referencia a las 4 zonas: verde (Zona B-C), azul (Zona A) y rojo (Zona D). Las componentes de color azul poseen las mayores amplitudes, siguiendo los puntos de color verde y por último las señales de color rojo que representan la menor amplitud.

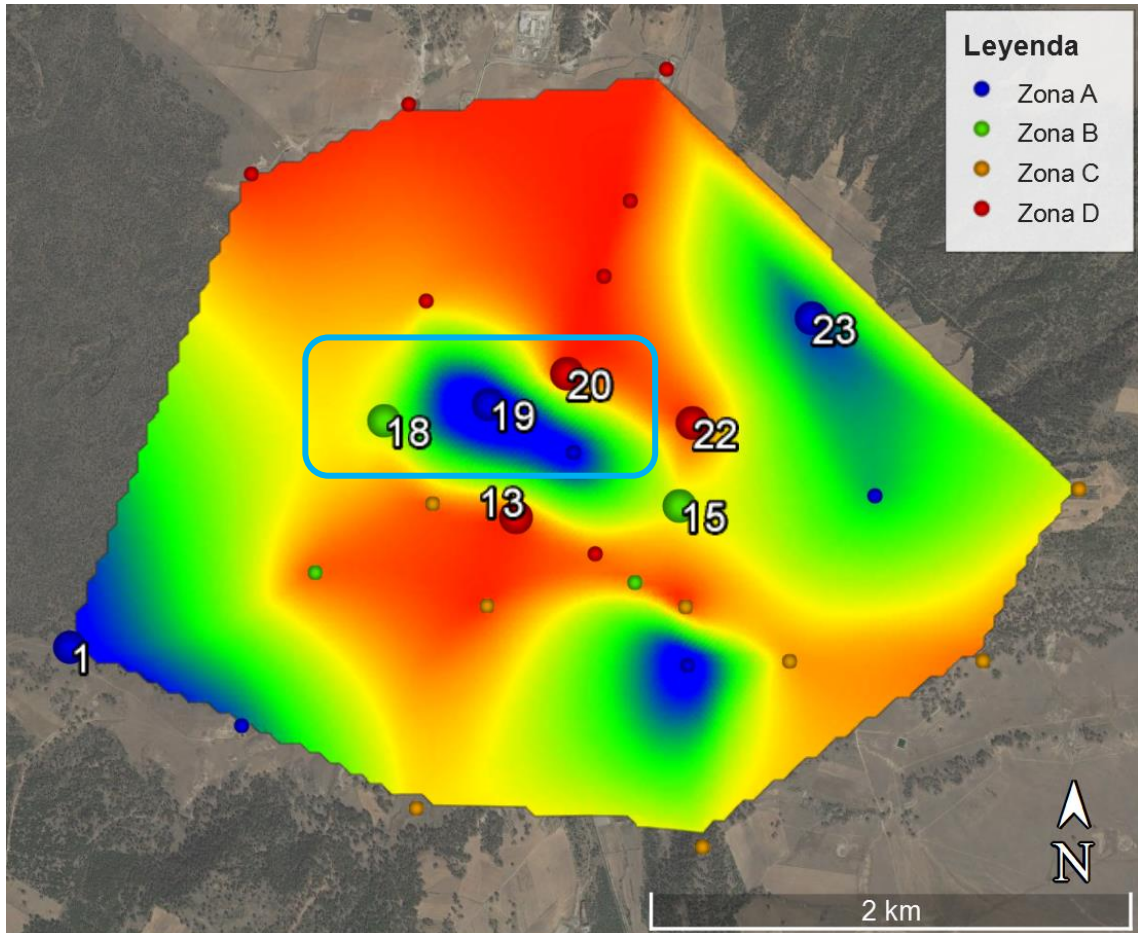


Figura 42.- Se utilizaron 8 registros para observar las variaciones dentro del campo (1, 13, 15, 18, 19, 20, 22 y 23) y en el rectángulo azul se observan 3 registros que representan las Zonas A (azul), B-C (verde) y D (rojo).

Los puntos de medición 18, 19 y 20 se encuentran a 500m de distancia entre ellas, el rectángulo azul de la Figura 42 representa la distribución de los puntos de adquisición en planta. La Figura 43b analiza las 3 componentes de los tres puntos de medición (18, 19 y 20), observando mayor variación de amplitudes en las componentes horizontales (N-S y E-O) que en las componentes verticales (Z).

Por último, se realiza el cociente espectral de las 3 señales en 0.35Hz y se compara su amplitud en distintos rangos de frecuencia, como lo muestra la Figura 43c.

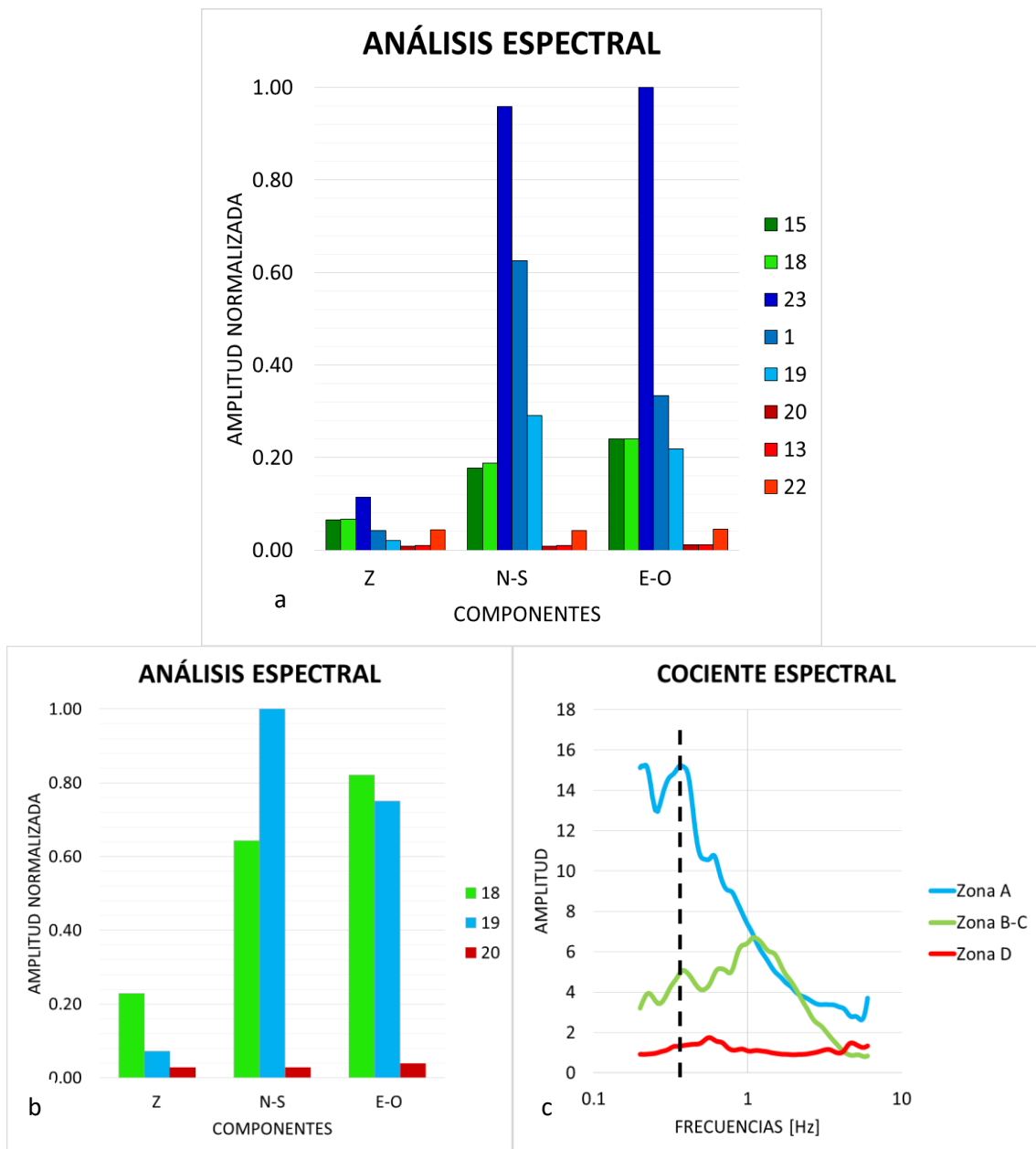


Figura 43.- a) En la parte superior se muestran los 8 registros con sus tres componentes (1, 13, 15, 18, 19, 20, 22 y 23), cada uno presenta sus amplitudes normalizadas. En la parte inferior izquierda b) se observan los 3 registros normalizados con sus tres componentes (18, 19 y 20) pertenecientes a la zona encerrada en el rectángulo azul, y en la parte inferior derecha c) el cociente espectral de los 3 puntos comparados en 0.35Hz.

### 5.1.6 Perfil de resistividades

Como se mostró en el Capítulo 3, Valencia (2012) realizó un estudio a partir de 4 perfiles de resistividades dentro del campo geotérmico, los cuales fueron analizados y comprados con los mapas de isoamplitudes obtenidos en este trabajo (Figura 44). La zona U2a, rojo-amarillo en los perfiles a profundidad (Valencia, 2012) y azul-verde en los mapas de isoamplitudes, representa la zona de mayor amplitud del cociente

espectral. Cuando no se observa una atenuación en la amplitud lo asociamos a la *Zona de amplitud total* y cuando empieza la atenuación la llamamos *Zona de amplitud somera*.

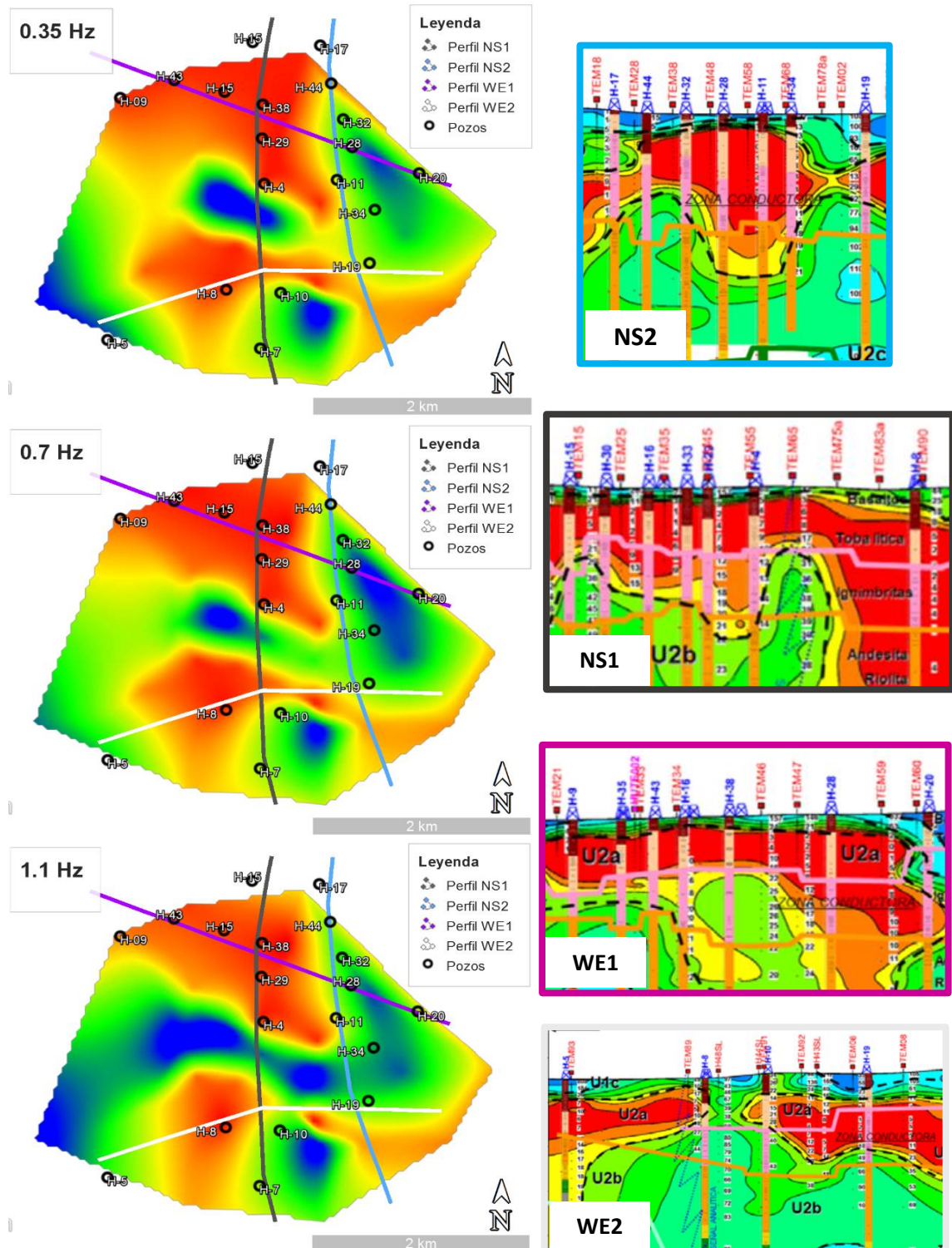


Figura 44.- En la parte izquierda se presentan los 3 mapas de isoamplitudes (0.35Hz, 0.65Hz y 1.1Hz) con 4 perfiles realizados en el estudio de Valencia (2012). En la parte derecha superior se encuentra el perfil NS2, le sigue el perfil NS1, posteriormente el perfil WE1 y por último el perfil WE2, a una profundidad de 1,600m (Valencia, 2012).



Los 4 perfiles realizados por Valencia (2012) tiene una coherencia a profundidad con los 3 mapas de isoamplitudes en 0.35Hz, 0.65Hz y 1.1Hz.

La zona U2b, verde en los perfiles resistivos (Valencia, 2012) y rojo-naranja en los mapas de isoamplitudes, es una zona de baja resistividad y muestra una disminución en la amplitud de los Espectros de Fourier. En algunas áreas no se observar el pico profundo y lo asociamos a la *Zona de no amplitud* y *Zona de ruptura*.

## **5.2 DISCUSIÓN DE RESULTADOS**

Los métodos de sismica pasiva (SPAC y H/V) han resultado ser técnicas alternativas para mostrar, bajo condiciones específicas, anomalías con potencial geotérmico.

Con el primer método (SPAC) se realizaron correlaciones entre pares de estaciones de la RSTP, obteniendo distintas velocidades de ondas de corte, usando el método teórico y calculado. La técnica tiene una buena correlación entre pares de estaciones a pesar de no obtener una curva de dispersión representativa del campo.

Usando el cociente espectral propuesto por Nakamura (H/V), se crearon mapas de isoamplitudes dividiendo el campo en 4 zonas dependientes de su forma y amplitud. El análisis espectral muestra 3 picos en las mismas frecuencias. Consideramos un campo geotérmico estratigráficamente horizontal pero variable en las amplitudes de los cocientes espectrales, obteniendo perfiles a profundidad medidos desde superficie.

Las variaciones de las amplitudes (en el cociente espectral H/V) son consecuencia de los cambios en las propiedades físicas de la roca, como lo pueden ser: alteraciones por lo fracturado del medio, flujos laterales y a profundidad, variaciones químicas, un gradiente de temperatura extremo, la presión de poro, la porosidad, entre otros. Las componentes N-S, E-O y Z disminuyen su amplitud en las zonas anómalas y los cocientes espectrales se modifican entre los rangos 0.3 y 1.1Hz.

Las 6 correlaciones muestran alteraciones puntuales de velocidad y no fue posible estimar una curva que represente la variación a profundidad del campo. Se hicieron correlaciones entre otros pares de estaciones con distancias menores de 1,600m sin obtener resultados consistentes en las correlaciones. Los tres mapas de isoamplitudes (0.35Hz, 0.65Hz y 1.1Hz) se validan con los estudios previos analizados dentro de la caldera.

Los pozos de extracción se ubican en las zonas de explotación actual del campo. La sismicidad (inducida y tectónica) favorece un ligero aumento en el fracturamiento en la zona anómala. Los perfiles de temperatura son coherentes a profundidad y las zonas de atenuación coinciden con las Zonas C-D propuestas en este trabajo. El análisis espectral relaciona la amplitud de los registros en las tres componentes y los perfiles eléctricos evidencian lo complejo que es el campo geotérmico a profundidad.

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente estudio tuvo como propósito aplicar los métodos de vibración ambiental dentro de un campo geotérmico. Para realizar este análisis se emplearon dos técnicas que utilizan el registro pasivo de datos sísmicos: SPAC y H/V. El registro de los datos para SPAC se realizó con la Red Sísmica Telemétrica Permanente de Los Hornos (RSTPLH) y para la técnica de cocientes espectrales se hicieron 29 mediciones dentro de la caldera y se utilizaron, de igual forma, sismógrafos Guralp 40TD de banda ancha.

Para el método SPAC se utilizó la RSTPLH y se observaron cambios en las velocidades de ondas de corte ( $V_s$ ) en función de las frecuencias, el análisis se realizó para diferentes profundidades. Posteriormente se calcularon los cocientes espectrales H/V y se obtuvieron las amplitudes características para cada sitio. Usando esta variación, se realizaron mapas de isoamplitudes observando las diferentes respuestas espectrales dentro de un campo geotérmico estratigráficamente homogéneo.

Se hicieron tres mapas de isoamplitudes en tres frecuencias diferentes (0.35, 0.65 y 1.1Hz), cumpliendo con el objetivo de este trabajo experimental. Los mapas muestran un comportamiento de la amplitud a diferentes profundidades del campo, logrando diferenciar las zonas con posible potencial geotérmico, como lo muestran las Figuras 31, 32 y 33. Estos mapas son validados con estudios previamente realizados en la zona, el comportamiento de las bajas amplitudes en el cociente espectral se asocia a las zonas anómalas descritas por diferentes trabajos. (Timur, 1977; Queheillalt y Wadley, 1998; Jaya et al., 2008; Aminzadeh et al., 2013).

El análisis realizado de los pozos (H-40 y H-43) describe un perfil geológico a 2,100m de profundidad. Estableciendo una correlación entre los distintos pozos se obtienen secciones con estratos estratigráficamente homogéneos y horizontales dentro del campo geotérmico. Se observa que la anomalía se encuentra a una profundidad de 1,600m desde la superficie, como lo muestra la Figura 7. Los perfiles de temperatura obtenidos de los pozos y la sismicidad asociada a las distintas fallas, son algunas de las evidencias existentes para el uso del recurso geotérmico (Figura 38 y 39). Estudios de atenuación y perfiles eléctricos muestran un comportamiento anómalo en la parte noroeste, central y al sureste de la caldera principal. Logrando correlacionar las áreas propuestas con los mapas realizados en este trabajo.

El estudio se realizó bajo la premisa de explorar diferentes aplicaciones de los resultados obtenidos con los métodos H/V y SPAC. Así como integrar los métodos con la intención de realizar posteriormente modelos 3D a profundidad. Se observó que estos métodos logran caracterizar, bajo ciertas restricciones, las zonas anómalas consecuencia de un campo geotérmico complejo y dinámico.

En conclusión, es recomendable utilizar sismógrafos de banda ancha y de tres componentes, ya que la aplicación de la técnica H/V requiere un análisis espectral en las tres direcciones. Así como realizar una adquisición de datos cuidadosamente para evitar señales transitorias que no permitan el aprovechamiento de los datos.

Para futuros análisis, se recomienda realizar un mallado de adquisición con separación de 500m y observar el comportamiento de los cocientes espectrales. Analizar las variaciones de velocidad, obtenidas con la técnica SPAC, en las zonas conocidas con potencial geotérmico. Se ha contemplado realizar dos campañas para medir 21 datos como mínimo, esto mejorará los mapas en áreas puntuales y delimitará los bordes de las *anomalías* identificadas (Figura 45).

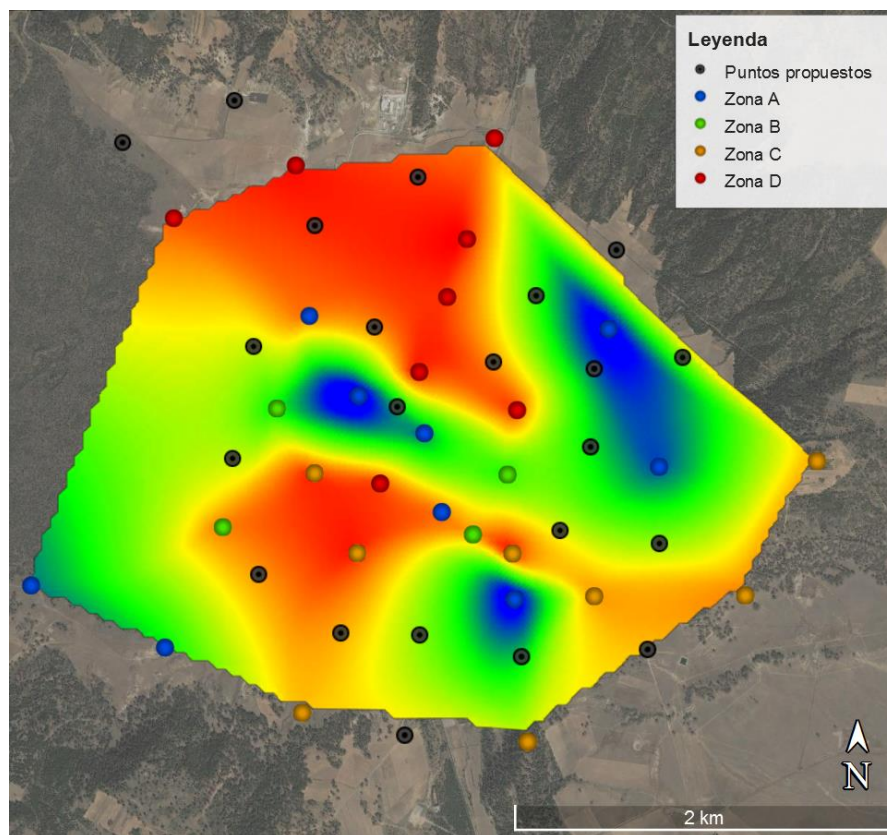


Figura 45.- Las círculos de colores representan los datos analizados, los círculos de color negro muestran los puntos recomendados para la adquisición de datos dentro del campo.

## REFERENCIAS

- Acerra, C., Aguacil, G., Anastasiadis, A., Atakan, K., Azzara, R., Bard, P. Y., ... y Bonnefoy-Claudet, S. (2004). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation.
- Aki, K. (1957). Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremores: *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 35, 415-457
- Aki, K., y Richards, P. G. (1980). *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, Vol. 1 WH Freeman & Co. New York.
- Aminzadeh, F., Tafti, T. A., y Maity, D. (2013). An integrated methodology for sub-surface fracture characterization using microseismic data: A case study at the NW Geysers. *Computers y Geosciences*, 54, 39-49.
- Anderson, D. L., y Hart, R. S. (1978). Attenuation models of the earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 16(4), 289-306.
- Anderson, E., Crosby, D., y Ussher, G. (2000). Bulls-Eye!-simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. In *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan*, May (pp. 909-914).
- Antayhua, Y. (2007). *Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros-Puebla (1997-2004), su relación con los pozos y la tectónica local*. Tesis de Maestría, UNAM, México.
- Arellano, V.M., García, A., Barragán, R.M., Izquierdo, G., Aragón, A., Nieva, D., Portugal, E., Torres, I. (1998). Desarrollo de un modelo básico actualizado del yacimiento de Los Humeros, Puebla. *Report IIE/11/11459/101/F for the Comisión Federal de Electricidad, Instituto de Investigaciones Eléctricas*, Temixco, Mor., 450 pp.
- Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M., Izquierdo, G., Aragón, A., y Pizano, A. (2000). Distribución inicial de presión y temperatura del campo geotérmico de Los Humeros. *Boletín del Instituto de Investigaciones Eléctricas-Comisión Federal de Electricidad*. Temixco, Mor.
- Arellano, V. M., García, A., Barragán, R. M., Izquierdo, G., Aragón, A., y Nieva, D. (2003). An updated conceptual model of the Los Humeros geothermal reservoir (Mexico). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 124(1), 67-88.
- Armenta, M. F., y Aguado, R. T. (2007). Fracturamiento térmico del pozo H-40 del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. *GEOTERMIA*, 11.
- Bard, P. Y. (1999). Microtremor measurements: a tool for site effect estimation. *The effects of surface geology on seismic motion*, Yokohama, Japan, 3, 1251-1279.
- Bertani, R. (2012). Geothermal power generation in the world 2005–2010 update report. *Geothermics*, 41, 1-29.
- Bonnefoy-Claudet, S., Cotton, F., y Bard, P. Y. (2006). The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review. *Earth-Science Reviews*, 79(3), 205-227.
- Cedillo, F. (1997). Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros. Puebla., *Internal report HU/RE/03/97, Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Residencia Los Humeros, Puebla*.
- CFE. (1998). Información general de los pozos del Campo Geotérmico Los Humeros, Puebla. *CFE, Informe interno s/n. Inédito*
- CFE. (2014). Informe Anual. Recuperado de <http://www.cfe.gob.mx>

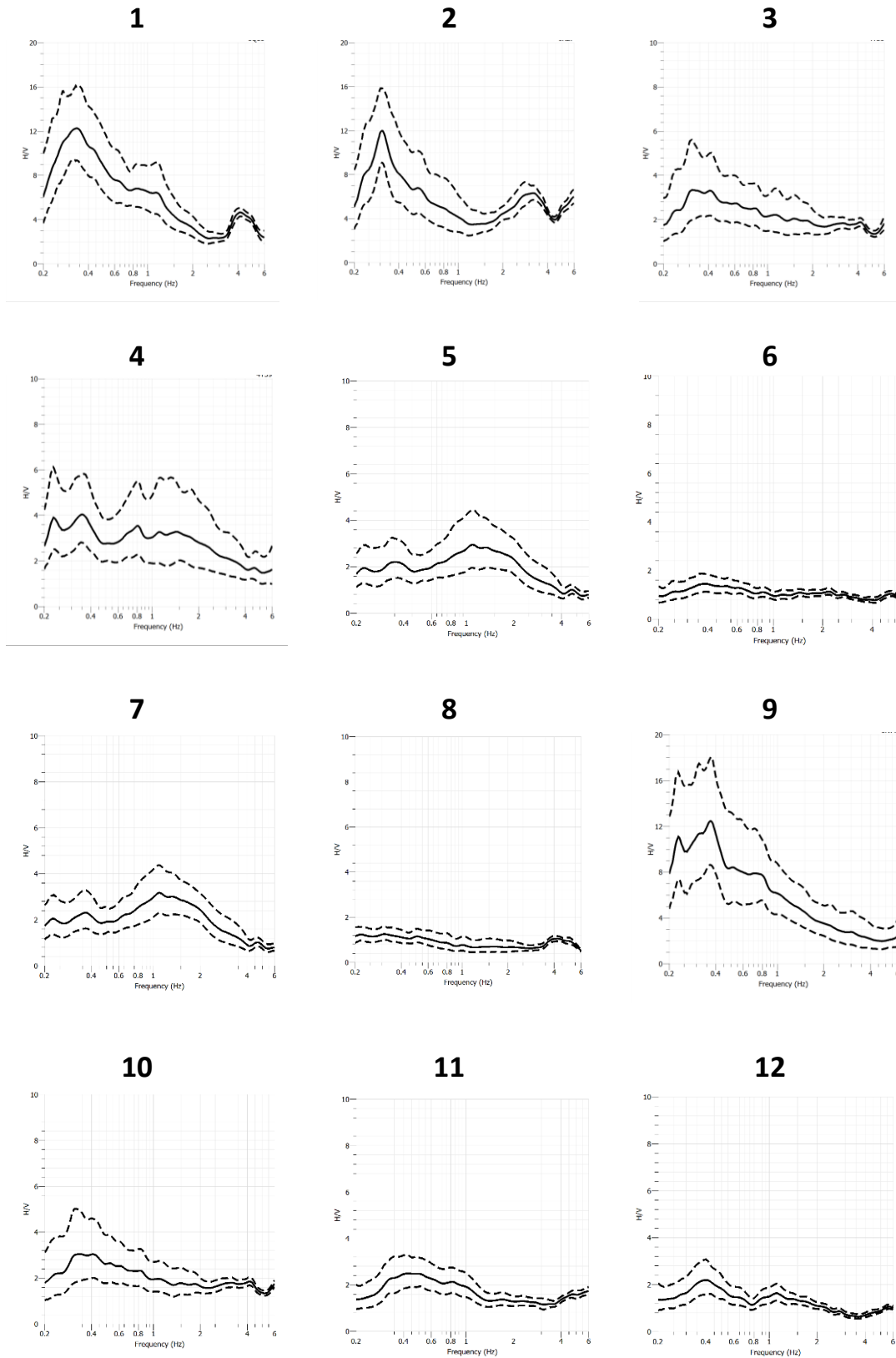
- Chávez-García, F. J., Rodríguez, M., y Stephenson, W. R. (2005). An alternative approach to the SPAC analysis of microtremors: exploiting stationarity of noise. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(1), 277-293.
- COMESA. (1998). Informe sismológico final (Vibrosismo). Sísmica 2D. Campo geotérmico de Los Humeros. *Informe: RHU-002/98*
- Dix, C. H. (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20(1), 68-86.
- Fernández, S., Uribe, A., Flores, J. C., y Gómez, R. (1996). Estudio sismológico en el área del temblor de Xalapa de 1920. *Memorias del VII Simposium de Geofísica y Exploración*, 365-370.
- González Orías, R. A. (2003). Geofísica Aplicada Práctica, Métodos Geoeléctricos Ed. *Geofisi-K Cs*, Bolivia.
- Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., y Urquiza, G. (2009). Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 26(2), 516-529.
- Gutiérrez-Negrín, L. C., Izquierdo-Montalvo, G., y Aragón-Aguilar, A. (2010). Review and update of the main features of the Los Humeros Geothermal Field, Mexico. In *Proceedings World Geothermal Congress 2010*, Bali, Indonesia.
- Havskov, J., y Ottemöller, L. (2008). SEISAN: The earthquake analysis software. For Windows, Solaris, Linux and MACOSX. Version, 8.
- Haskell, N. A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal of Geophysical Research*, 67(12), 4751-4768.
- Hurtado, A. (2001). Mecanismos focales y modelamiento (CMT) del sismo del 1ro de julio de 1999, campo geotérmico Los Humeros. *Informe Interno del Instituto de Ingeniería*.
- Kanai, K., Tanaka, T., y Osada, K. (1954). Measurement of the Microtremor 1. *Bull Earthquake Res Inst*, Tokyo Univ, 32, 199-210.
- Jaya, M., Shapiro, S., Bruhn, D., Huenges, E., & Flóvenz, Ó. (2008). Temperature-dependent fluid substitution analysis of geothermal rocks at in-situ reservoir conditions. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008. Society of Exploration Geophysicists*. (pp. 1774-1778).
- Lermo, J., y Chávez-García, F. J. (1993). Site effect evaluation using spectral ratios with only one station. *Bulletin of the seismological society of America*, 83(5), 1574-1594.
- Lermo, J., y Chávez-García, F. J. (1994). Are microtremors useful in site response evaluation? *Bulletin of the seismological society of America*, 84(5), 1350-1364.
- Lermo, J., Guerrero, J., Soto, J., Machorro, G. (1999a). Procesado e interpretación de datos sísmicos de la red sismológica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *XII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*
- Lermo, J., Soto, J., y Flores, J. (1999b). Procesado de datos sísmicos de la red del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Informe Técnico Final del Instituto de Ingeniería, UNAM a la CFE-Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos*
- Lermo, J., Hurtado, J., Soto, J., y Flores, J. (2000). Análisis de la sismicidad del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. *Informe Técnico Final del Instituto de Ingeniería, UNAM a la CFE-Gerencia de Proyectos Geotermoelectricos*
- Lermo, J., Soto, J., Lorenzo, C., Mijares, C., y Flores, J. (2002). Estudio de la sismicidad del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla Fase III. *Comisión Federal de Electricidad. Gerencia de proyectos termoelectricos-Departamento de Exploración. Informe Técnico: DEX-HU-02/2003*.

- Lermo, J., Lorenzo, C., Espirita, G., y Antayhua, Y. (2005). Sismicidad en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla. Instrumentación y operación de la Red Sismológica. *Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Departamento de Exploración. Informe Técnico: GF-HU-01-05*
- Lermo, J., Antayhua, Y., Quintanar, L., y Lorenzo, C. (2008). Estudio sismológico del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Parte I: Sismicidad, mecanismos de fuente y distribución de esfuerzos. *GEOTERMIA*, 25.
- Lermo, J. (2015). Monitoreo sísmico del campo geotérmico utilizando la red sísmica de Los Humeros (RSHU). *Segundo Informe. CEMIE-GEO*.
- Lorenzo, C. (2002). Reporte de la actividad sísmica registrada en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla durante el periodo enero 2001-abril 2002. *Informe Interno. Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Residencia de Estudios, C.F.E.* 20p.
- Lorenzo, C. (2004). Reporte de la actividad sísmica registrada en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla durante el periodo enero 2002-noviembre 2003. *Informe Interno. Gerencia de Proyectos Termoeléctricos-Residencia de Estudios, CFE*.
- Majer, E. L., y McEvilly, T. V. (1979). Seismological investigations at The Geysers geothermal field. *Geophysics*, 44(2), 246-269.
- Miyakoshi, K., Kagawa, T., y Kinoshita, S. (1998). Estimation of geological structures under the Kobe area using the array recordings of microtremors. *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Rotterdam, Balkema, 691-696.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Railway Technical Research Institute, Quarterly Reports*, 30(1).
- Nakamura, Y., U. T. A. K. A. (1996). Real-time information systems for hazards mitigation. In *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Nakamura, Y. (2000). Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12. In *World Conference on Earthquake Engineering, Aucland*.
- Nogoshi, M., y Igarashi, T. (1971). On the amplitude characteristics of microtremor (part 2). *J. Seismol. Soc. Japan*, 24(1), 26-40.
- Okada, H., y Matsushima, T. (1989). An exploration method using microtremors. A theory to identify Love waves in microtremors. In *Proc. of the 81st Society of Exploration Geophysicists of Japan Conf* (pp. 15-18).
- Okada, H., & Suto, K. (2003). *The microtremor survey method*. Society of Exploration Geophysicists.
- Ponce, L., y Rodríguez, C. (1977). Microearthquake activity associated to Los Humeros caldera, Mexico: Preliminary survey. *Geofísica Internacional*, 17(4).
- Prol-Ledesma, R. M. (1998). Pre-and post-exploitation variations in hydrothermal activity in Los Humeros geothermal field, Mexico. *Journal of volcanology and geothermal research*, 83(3), 313-333.
- Queheillalt, D. T., y Wadley, H. N. (1998). Temperature dependence of the elastic constants of solid and liquid Cd 0.96 Zn 0.04 Te obtained by laser ultrasound. *Journal of applied physics*, 83(8), 4124-4133.
- Ramos, E., Lermo, J., Antayhua, Y., Jiménez, N., y Machado, O. (2016) Relocalización de la sismicidad del campo geotérmico Los Humeros, Puebla y la relación contra la tectónica local y los pozos de inyección. Instituto de Ingeniería: *Cartel UGM*, Puerto Vallarta, México.
- Rodríguez, S. M. (2007). Caracterización de la Respuesta Sísmica de los Suelos. Aplicación a la ciudad de Barcelona. Barcelona, Cataluña: Universidad Politécnica de Cataluña.
- Rocha, V.S., Jiménez, E., y Arredondo, J. (2006). Propuesta para pozos de respaldo en el C. G. Los Humeros: H-41, H-42 Y H-43, *Informe – OGL-HM- 01/06*

- López-Romero, O. (2006). Actualización del modelo geoquímico de Los Humeros, Pue., México: Geotermia. *Revista Mexicana de Geoenergía*, 19(1), 23-32.
- Ryall, F., y Ryall, A. (1981). Attenuation of P and S waves in a magma chamber in Long Valley caldera, California. *Geophysical Research Letters*, 8(6), 557-560.
- Sánchez-Sesma, F. J., Rodríguez, M., Iturrarán-Viveros, U., Luzón, F., Campillo, M., Margerin, L., y Rodríguez-Castellanos, A. (2011). A theory for microtremor H/V spectral ratio: Application for a layered medium. *Geophysical Journal International*, 186(1), 221-225.
- Sato, H., Fehler, M. C., & Maeda, T. (2012). *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth* (Vol. 484). Berlin: Springer.
- Savage, J. C. (1974). Relation between P-and S-wave corner frequencies in the seismic spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America* 1621-1627.
- Seo, K. (1997). Comparison of measured microtremors with damage distribution. *JICA Research and Development project on Earthquake Disaster prevention*, 306-320.
- SENER. (2015). Prospectiva del Sector Eléctrico 5. 6. 2015-2029. Recuperado de [https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/44328/Prospectiva\\_del\\_Sector\\_Electrico.pdf](https://www.gob.mx/cms/uploads/attachment/file/44328/Prospectiva_del_Sector_Electrico.pdf)
- SESAME. (2005). Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations measurements, processing and interpretation.
- Shuey, R. T. (1985). A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, 50(4), 609-614.
- Solomon, S. C. (1972). Seismic-wave attenuation and partial melting in the upper mantle of North America. *Journal of Geophysical Research*, 77(8), 1483-1502.
- Stein, S., M. Wysession., y H. Houston. (2003). Books-An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. *Physics Today* 65-72.
- Torres-Rodríguez, M. (1995). Characterization of the reservoir of the Los Humeros, Mexico, Geothermal Field. *In Proceedings of the World Geothermal Congress* 3, 1561-1567.
- Timur, A. (1977). Temperature dependence of compressional and shear wave velocities in rocks. *Geophysics*, 42(5), 950-956.
- Valencia, R. (2012). *Estudio de resistividad electromagnética en zonas geotérmicas del cinturón volcánico Mexicano, área de estudio Los Humeros*, Tesis de licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Vázquez-Rosas, R. (2002). *Propuesta de microzonificación sísmica de la ciudad de Uruapan, Michoacán*. Tesis de licenciatura, UMSNH, Morelia, México.
- Viggiano, J. C., y Robles, J. (1988). Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla I: Sus usos como indicadora de temperatura y del régimen hidrológico. *Geotermia. Revista Mexicana de Geoenergía*, 4(1), 15-28.
- Yáñez García, C., Durán, S. G., y Vásquez, J. C. (1979). Geothermic exploration in the Húmeros-Derrumbadas area. *Geothermic Research Count. Trans*, 3, 801-803.

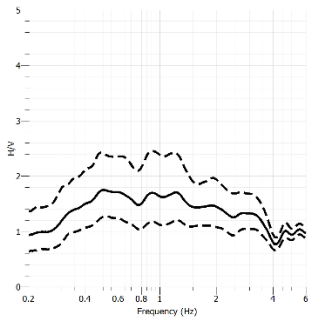
## ANEXO 1

Se muestran los cocientes espectrales de los 29 puntos, la Zona A está normalizada con una amplitud de 20, la Zona B y C en 10 y la Zona D en 5.

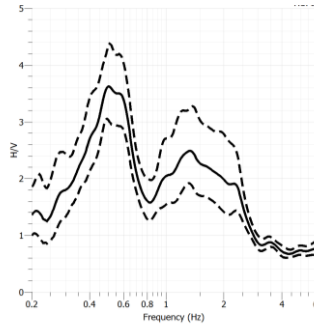




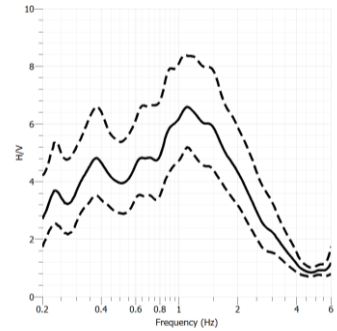
**13**



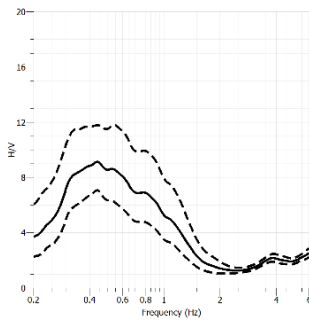
**14**



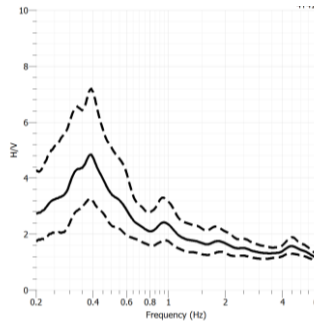
**15**



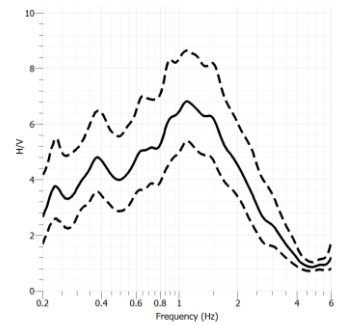
**16**



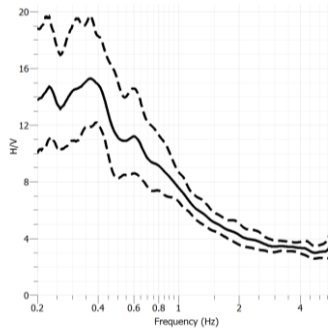
**17**



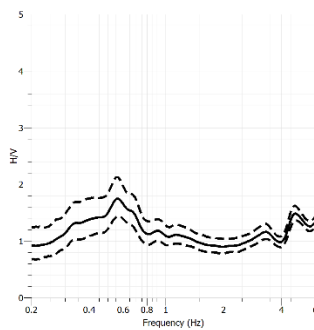
**18**



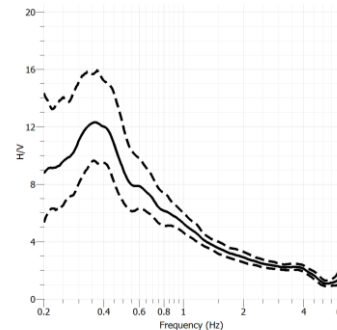
**19**



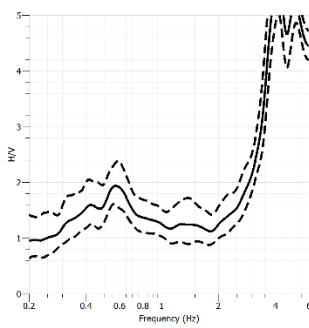
**20**



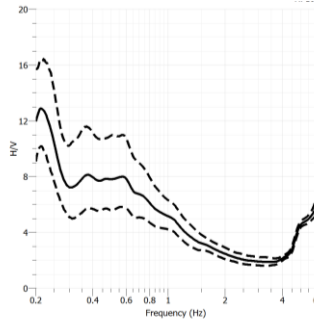
**21**



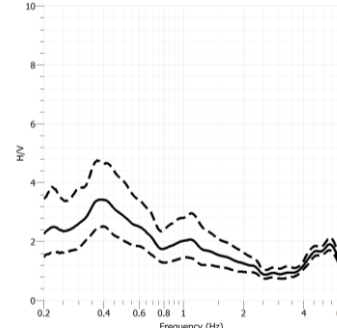
**22**



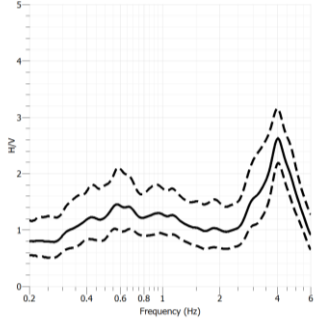
**23**



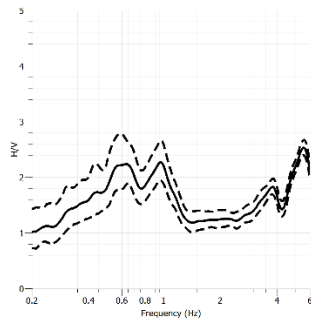
**24**



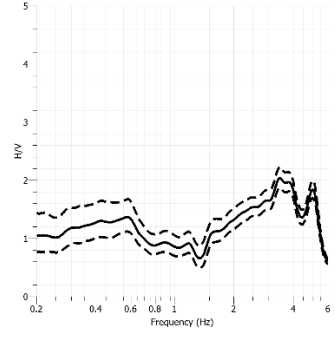
25



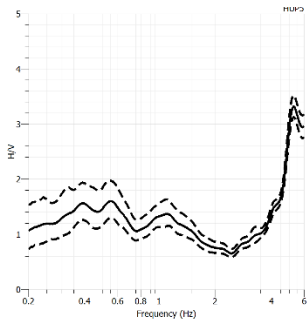
26



27



28



29

