



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD SÍSMICA E
HIDROTERMAL DEL VOLCÁN LA MALINCHE,
MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
JOEL ANGULO CARRILLO

Director de Tesis:
Javier Francisco Lermo Samaniego
Instituto de Ingeniería

Ciudad Universitaria, Cd. Mx.

agosto 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

A mi familia:

A Jimena Mariel y Mónica quienes son mi motivación y mi motor de vida

A mis Padres por su ejemplo y por todo su apoyo incondicional

A mis hermanos y mis cuñadas que siempre están apoyándome en todo momento

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a la Universidad Nacional Autónoma de México, al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por brindarme la oportunidad de continuar estudiando

Al Instituto de Ingeniería de la UNAM y CEMIEGED por el apoyo y financiamiento para el desarrollo de este trabajo de investigación

A mi tutor M.C. Javier Francisco Lermo Samaniego por darme la oportunidad de pertenecer a su equipo de trabajo, por invitar al Dr. Anthony Finizola a subir al volcán La Malinche, por brindarme su apoyo y por su paciencia en la realización de este trabajo de tesis.

A el Dr. Anthony Finizola y Rachel Mazzuco por aceptar la invitación para venir a México, por transmitir sus conocimientos tanto en el campo como en la teoría, por sus consejos y por su gran aporte en este trabajo de investigación

A los integrantes del jurado: Dra. Alejandra Arciniega, Dr. Oscar Campos-Enríquez, Dr. Víctor Hugo Márquez por su tiempo y por haber compartido sus conocimientos para enriquecer este trabajo de tesis.

Al Director del Parque Nacional La Malinche Ing. Miguel Salinas Hernández y el personal de Ecología, Tlaxcala. A la Directora de la Estación Científica de La Malinche Margarita Martínez Gómez y sus colaboradores, Al director de protección civil Ing. Joaquín Pluma Morales. Al Sr. Julio Cesar y su familia por su apoyo en el trabajo de campo. A las comunidades de los alrededores de la Malinche por cuidar nuestras estaciones sismológicas

A mis compañeros y amigos del Instituto de Ingeniería quienes me acompañaron al campo; Nallely, Navil, Yanet, Roberto, Iván, Juan, Cristóbal, Alejandro, Christian, Roger, Erick, Rodrigo. Por aquellas buenas experiencias que pasamos en campo.

A mis compañeros y amigos del posgrado, a Jorge quien indirectamente me ha brindado un par de oportunidades en el ámbito laboral.

A David Escobedo, al departamento de geofísica de la Facultad de Ingeniería UNAM y a Jesús Sánchez por haber dado la oportunidad de realizar mediciones en el volcán La Malinche.

A Víctor Manuel y al departamento de geofísica de la Facultad de Ingeniería de la BUAP

A mis amigos porque siempre habrá una flecha donde reunirnos; un año más que festejar; porque algún día habrá reunión de tuercas y tornillos y una que otra rondana.

ÍNDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	2
1. INTRODUCCIÓN	3
1.1 Objetivo	4
1.2 Alcances	4
2. MARCO TEÓRICO	5
2.1 Volcán Activo	5
2.2 Monitoreo sísmico volcánico	5
2.3 Sismología Volcánica	6
2.3.1 Localización epicentral	8
2.3.2 Localización con más de tres estaciones	8
2.3.3 Localización con una estación	11
2.4 Potencial Espontáneo (SP)	14
2.4.1 Origen del Potencial Espontáneo	15
2.4.2 Anomalías de potencial Espontáneo SP	17
3. VOLCÁN MALINCHE	20
3.1 Geología	20
3.2 Estratigrafía	21
3.3 Historia Eruptiva	26
3.3.1 Etapa pre-Malinche	26
3.3.2 Etapa Malinche	26
3.4 Tectónica	30
3.4.1 Tectónica parte central de México	30
3.4.2 Tectónica alrededor de la Malinche	31
4. SISMICIDAD EN EL VOLCÁN LA MALINCHE	33
4.1 Adquisición de los datos	34
4.1.1 Redes Sismológicas	35
4.2 Procesamiento	38
4.2.1. Localización Hipocentral con una estación triaxial	39

4.2.2 Localización Hipocentral con más de tres estaciones	44
5. POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN LA MALINCHE	52
5.1. Adquisición de datos	52
5.1.1. Equipo a utilizar	52
5.1.2. Calibración y configuración de electrodos.	53
5.2. Procesamiento	56
5.2.1 Corrección por estación de referencia	56
5.2.2 Corrección por cierre	57
5.2.3 Corrección por fuente	59
5.2.4 Esquema de corrección de los datos de SP	60
5.3 Análisis de los datos de SP	62
5.4 Resistencia de Contacto	65
6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS	68
6.1 Sismicidad asociada al volcán	68
6.2 Identificación del sistema hidrotermal y rasgos estructurales	70
7. CONCLUSIONES	76
8. REFERENCIAS	78

RESUMEN

El volcán La Malinche se encuentra entre los estados de Puebla y Tlaxcala, es un volcán del Cuaternario cuya edad es de aproximadamente 49,000 años y su última erupción ocurrió hace 3,100 años; los estudios realizados con base en la geología y datación por radiocarbono descartan que este volcán esté en un estado inactivo, sin embargo, aún existe incertidumbre de su actividad. De forma particular para evaluar el estado del volcán y obtener un diagnóstico, se empleó un monitoreo sísmico y el método del Potencial Espontaneo (SP).

Desde 2012 se ha identificado sismicidad en el volcán, después de la instalación de la red sismológica del volcán la Malinche donde se han localizado sismos con magnitudes de coda entre 1.0 y 2.7, cuyas profundidades varían entre 4 y 12 kilómetros. Los mecanismos focales observados indican, por un lado, un fallamiento normal asociado a sismos profundos que son producto de un proceso tectónico, ya que la orientación de este mecanismo es paralela con el sistema de fallas del graben de Puebla, por otro lado, los sismos agrupados muestran fallas inversas asociados a fraturamiento de las rocas.

En los últimos años se ha propuesto emplear el método de Potencial Espontaneo (SP), con el objetivo de identificar sistemas hidrotermales que impliquen que un volcán está activo, en el sentido en el que se tiene la suficiente energía para generar vapor de agua. A partir de las mediciones de SP realizadas en perfiles desde la cumbre hasta los flancos inferiores, se han determinado dos zonas principales: (1) La parte superior del edificio volcánico donde se ha identificado un sistema hidrotermal, cuya extensión lateral comprende entre 1.5 y 2.5 km con respecto a la cumbre del volcán y (2) un sistema hidrogeológico, con una zona de recarga con filtración de agua fluvial hasta un acuífero en la parte externa del sistema hidrotermal.

La sismicidad observada y las anomalías del potencial espontaneo nos indican que el volcán está activo. Asimismo, el dinamismo de la falla que pasa por debajo del volcán, probablemente esté dando paso a un lento ascenso de fluidos volcánicos.

ABSTRACT

The Malinche volcano is located between the states of Puebla and Tlaxcala, it is a Quaternary volcano whose age is approximately 49,000 years and its last eruption occurred 3,100 years ago. The studies realized based on geology and radiocarbon dating discard that this volcano is in an inactive state, however, there is still uncertainty of its activity. In particular, to evaluate the state of the volcano and obtain a diagnosis, seismic monitoring and the Self Potential (SP) method were used.

Since 2012, seismicity has been identified in the volcano, after the installation of the seismic network of La Malinche volcano, where earthquakes have been located with magnitudes of between 1.0 and 2.7, whose depths vary between 4 and 12 kilometers. The observed focal mechanisms indicate, on the one hand, a normal faulting associated with deep earthquakes that are the product of a tectonic process, since the orientation of this mechanism is parallel with the fault system of the Puebla graben, on the other hand, the earthquakes grouped show inverse faults associated with fracturing of the rocks.

In recent years it has been proposed to use the self-potential (SP) method, with the objective of identifying hydrothermal systems that imply that a volcano is active, in the sense that it has enough energy to generate water vapor. From the measurements of SP made in profiles from the summit to the lower flanks, two main areas have been determined: (1) The upper part of the volcanic building where a hydrothermal system has been identified, whose lateral extension comprises between 1.5 and 2.5 km with respect to the summit of the volcano and (2) a hydrogeological system, with a recharge zone with fluvial water filtration to an aquifer in the external part of the hydrothermal system.

The observed seismicity and the anomalies of the self-potential indicate that the volcano is active. Likewise, the dynamism of the fault that passes under the volcano is probably giving way to a slow ascent of volcanic fluids.

1. INTRODUCCIÓN

El volcán La Malinche se localiza entre los estados de Puebla y Tlaxcala, en las coordenadas 19.23° Latitud Norte, 98.032° de Longitud Oeste, su altura es de 4461 msnm, se encuentra a 60 kilómetros del volcán Popocatepetl, a 35 kilómetros al noreste de la ciudad de Puebla y a 20 kilómetros de la ciudad de Tlaxcala, es un estratovolcán del Cuaternario de acuerdo con su datación, con una edad de más de 45 000 años y cuya última erupción ocurrió hace aproximadamente 3100 años (Castro-Govea y Siebe, 2007).

En una perspectiva general de la población alrededor de La Malinche, considera a este volcán como un cerro, una montaña o un volcán extinto, debido a la ausencia de un cráter central, erupciones y fumarolas en tiempos recientes. Es importante señalar que el desconocimiento de la actividad del volcán se debe principalmente a la poca información científica existente, sin embargo, La Malinche se ha considerado como un volcán activo potencialmente peligroso (Castro-Govea y Siebe, 2007).

Un volcán se reconoce activo; si hay manifestaciones de lava en la superficie o hay nuevas aportaciones de magma en su interior, Además de observarse, cambios en las propiedades físicas y químicas en el entorno, por lo tanto, presenta un alto potencial de producir nuevas erupciones (Castro-Govea y Siebe, 2007). Por otro lado, si se tiene el conocimiento de su historia eruptiva y si la última erupción se ha registrado dentro de un rango menor a los 10 000 años, se denomina activo. Algunos volcanes que no manifiestan actividad externa, sin embargo, mediante un monitoreo instrumental se establece que se consideran activos.

El proceso de evaluación del estado de un volcán, es a través de la observación y vigilancia sistemática, mediante diversos métodos visuales e instrumentales (Cifuentes, 2009). Este proceso se enfoca en detectar oportunamente cambios cuantitativos y cualitativos que son evidenciados por métodos geoquímicos y geofísicos (Macías, 2014), con el objeto de obtener un diagnóstico y un pronóstico temprano del volcán.

El monitoreo volcánico se integra usualmente por los métodos: visual, sísmico, geodésico, geoquímico y geofísico. Comúnmente el método que se emplea con mayor frecuencia es el método sísmico, instalando una red, compuesta por sensores de banda ancha, que permitan la identificación de señales sísmicas volcánicas y la localización de sismos vulcanotectónicos y asociados al ascenso de magma y vapor de agua.

Los métodos geofísicos eléctricos y potenciales se han empleado de manera intensiva en el estudio de regiones volcánicas a nivel mundial. Estas metodologías han permitido identificar efectos (electrocinéticos, termoeléctricos, etcétera) que operan como precursores de actividad volcánica (Zlotnicki and Nishida, 2003).

1.1 Objetivo

El presente trabajo de tesis tiene como objetivo principal determinar y obtener un diagnóstico del estado actual del volcán La Malinche.

- Se determinará un diagnóstico con base en un monitoreo sísmico, un análisis de la sismicidad en particular de los eventos VT y la metodología del potencial espontáneo.
- Determinar el origen de la sismicidad presente en el volcán La Malinche.
- Análisis de las anomalías obtenidas a lo largo de perfiles de potencial espontáneo, observando contrastes condicionados, por el movimiento de fluidos y por la presencia de fallas.
- Correlacionar los resultados obtenidos a partir de los métodos potenciales con el análisis de la sismicidad y determinar el estado de actividad actual del volcán.

1.2 Alcances

Para determinar que el volcán La Malinche está activo, este trabajo se centró en el uso de dos metodologías: un análisis de sismicidad y la identificación de un sistema hidrotermal y los rasgos estructurales del volcán a partir de mediciones del Potencial Espontáneo (SP).

El análisis sísmico corresponde a dos periodos de monitoreo: a) el primero concierne a la observación de las señales sísmicas registradas en la estación TX06 “Volcán Malinche” ubicada sobre el edificio volcánico, realizando una clasificación de señales con base en el análisis de su forma de onda y su contenido de frecuencia y localizando estos eventos empleando el método de polarización de onda P. b) el segundo periodo inicia con la instalación de una red temporal donde se tiene el objetivo de contar con un monitoreo más completo y por lo tanto, contar con una mejor localización de los eventos registrándose en 3, 4 y 5 estaciones.

A partir de mediciones de diferencia de potencial en mV entre dos puntos, se construye una curva del potencial en función de la distancia o bien de la altitud, cuya interpretación se basa en asociar estos parámetros con la actividad hidrotermal y zonas de alta permeabilidad ligadas a rasgos estructurales tales como fallas, límites de cráteres o calderas. Aun cuando se encontraron elementos suficientes con ambos métodos empleados, para determinar un diagnóstico positivo sobre la actividad de La Malinche, se recomienda un monitoreo sísmico volcánico con un mayor número de estaciones; así como una mayor cobertura espacial de mediciones de SP y adicionando mediciones de gas CO₂ y temperatura que puedan correlacionarse entre sí y obtener un diagnóstico con mayor precisión

2. MARCO TEÓRICO

2.1 Volcán Activo

En nuestro país existen más de 2 000 volcanes, de acuerdo con la Guía básica para la elaboración de atlas estatales y municipales de peligros y riesgos el Smithsonian Institution en el catálogo de los volcanes de México (Guevara et al., 2004), sin embargo, 68 volcanes y campos volcánicos son clasificados como Cuaternarios o recientes. Resaltan los volcanes que han mostrado actividad en el Holoceno, estos volcanes podrían clasificarse como activos con base en sus tasas eruptivas y sus magnitudes. De acuerdo con el Instituto de Geofísica de la UNAM y Macías (2012), se reconocen al menos 12 volcanes activos. Actualmente dos de ellos cuentan con un monitoreo completo y con un observatorio vulcanológico (de Colima y Popocatepetl), el resto cuentan con uno o ningún instrumento para el monitoreo que pretende ser de carácter permanente (Macías,2012).

Un volcán poligenético se reconoce activo: 1) Si se tiene el conocimiento de su historia eruptiva y se sabe que su última erupción ocurrió dentro de un rango menor a los 10 000 años; 2) si hay manifestaciones de magma en su interior o hay nuevas aportaciones de magma y además se observan fumarolas y cambios en las propiedades físicas y químicas en el entorno, por lo tanto, presenta un alto potencial de producir nuevas erupciones (Guevara et al., 2004; Castro-Govea y Siebe, 2007; Macías, 2012)

Algunos volcanes que no manifiestan actividad externa, pero si hay evidencia de actividad en su interior, obtenida mediante un monitoreo instrumental se consideran activos. El monitoreo volcánico tiene como objetivo principal determinar un diagnóstico del estado actual del volcán y un pronóstico temprano ante un proceso eruptivo.

2.2 Monitoreo sísmico volcánico

El monitoreo volcánico comienza con la instalación de al menos un sismógrafo (Gutiérrez, 2010). Un sistema de vigilancia debe ser capaz de localizar eventos con precisión y rapidez, ante una actividad volcánica. Una red sismológica debe contar con un número adecuado de estaciones. El arreglo de estaciones debe tener una cobertura en un amplio rango azimutal, con distancias entre uno y diez kilómetros desde la cima o cráter activo hasta las faldas del volcán (Zobin, 2012). Los registros digitales y/o analógicos deberán ser de la más alta calidad, mismos que se envían al centro de monitoreo, dada la descarga de datos en la zona de estudio por equipo de cómputo o bien por medio de un sistema de telemetría para realizar una clasificación de eventos, y posteriormente se obtiene su localización (epicentro, profundidad y magnitud).

La clasificación de las señales sísmicas consiste en caracterizar las señales por su origen, ya sea por el fracturamiento de las rocas o bien señales armónicas producto de una vibración generadas por el paso de fluidos y por explosiones (Gutiérrez, 2010; Zobin, 2012).

2.3 Sismología Volcánica

Un volcán es una manifestación característica de la interacción de actividad magmática con la superficie de la tierra (Chouet, 1996). La sismología volcánica es la ciencia que tiene como fin, explicar la dinámica del sistema magmático activo, así como, describir los procesos físicos de cada sistema magmático activo (Chouet, 1996). Los mecanismos de estos procesos se asocian con mecanismos dinámicos; movimientos de gas, resultado de la intrusión de cuerpos magmáticos, el ascenso de sistemas hidrotermales y movimientos sólidos que están en función del fracturamiento de las rocas emitiendo señales sísmicas intrínsecamente con la variación de la presión de poro y la temperatura (Chouet, 1996; Pantoja y Gómez 2004; Zobin, 2012; Ricci et al., 2015). La importancia del estudio de estas señales es el analizar su distribución espacial y temporal para investigar la estructura profunda del volcán, asociar las señales vinculadas con el ascenso de fluidos y pronosticar episodios eruptivos (Zobin, 2012).

La primera clasificación de señales volcánicas fue propuesta por Minakami en 1960 (Zobin, 2012), misma que se realizó con cuatro tipos de señales, de acuerdo con la localización, su relación con la erupción y la naturaleza del movimiento sísmico. La clasificación de Minakami ha sido una referencia básica para la clasificación de las señales sísmicas volcánicas a nivel mundial (Zobin, 2012). Sin embargo, otros vulcanólogos han propuesto clasificaciones con el objetivo de explicar los mecanismos de fuente sísmica (tales como Mc Nutt en 1996 y Chouet 1996) (Wasserman, 2002) y también generar modelos para el pronóstico temprano de erupciones volcánicas. Por lo tanto, es común encontrar en distintas bibliografías, numerosas clasificaciones enfocadas a diversos volcanes (Zobin, 2012).

A continuación, se describen algunas señales sísmicas de origen volcánico con base en las clasificaciones antes mencionadas, con el fin de proporcionar un contexto a las señales observadas en el volcán La Malinche.

Sismos Volcanotectónicos VT: Se caracterizan por tener arribos impulsivos de la fase P y la fase S es claramente identificada, el mecanismo de fuente se describe a partir de fallas de cizalla y por la acumulación de esfuerzos producto de la actividad magmática cuyo resultado es un plano de falla donde sus características son similares a las que presentan los eventos de origen tectónico (Wassermann, 2002, Zobin, 2012). Los sismos VT, son dominados por un contenido de frecuencia en un ancho de banda entre los 5- 8 Hz entre las fases P y S, seguido por un ancho de banda menor, superior a los 15Hz en la coda, estos valores son típicos para fuentes profundas a varios kilómetros y son fácil de distinguirlos (Chouet, 1996). Con frecuencia suelen aparecer enjambres de eventos VT que no siguen el mismo comportamiento al de las réplicas de un sismo tectónico.

Sismos de Periodo Largo LP (por sus siglas en inglés Long Period): Se caracterizan por no mostrar arribos claros de onda S y los inicios de la señal son de manera emergente. El contenido de frecuencia está restringido principalmente en una banda estrecha entre 1-3Hz (Wassermann, 2002). Son eventos sísmicos originados en procesos de fluidos resultado por

fluctuaciones de presión causadas por transporte de masa inestables (Chouet, 1996). Las fuentes sísmicas son someras suelen encontrarse en profundidades menores a los 2km (Wassermann, 2002).

Sismos Híbridos: Este tipo de eventos muestran características mixtas entre eventos VT y LP (Chouet, 1996). Su origen se atribuye a una posible combinación de mecanismos de fuente de ambos tipos de eventos (Wassermann, 2002). Un microsismo del tipo VT puede desencadenar un evento LP (Wassermann, 2002). Sus fases de P y S generalmente son impulsivas. El arribo de P es de alta frecuencia posteriormente aparece una señal similar en forma de onda, duración y contenido espectral, a los eventos de periodo largo (Chouet, 1996).

Tremor Volcánico: Es una señal armónica que puede durar entre minutos o meses. El contenido de frecuencia presenta una banda estrecha 1-5 Hz. Algunas señales de tremor presentan fuertes variaciones de amplitud, mientras otras son de carácter estacionario durante varios días o incluso meses (Wassermann, 2002). El mecanismo de fuente del tremor volcánico, está relacionado con procesos de desgasificación que se manifiestan en los sistemas abiertos del volcán. Los componentes líquidos y sólidos pueden ser de origen magmático o bien geotérmico dependiendo el tipo de vulcanismo presente (Chouet, 1996).

Explosiones: Son señales con arribos impulsivos con forma de onda similar a un evento VT y su amplitud está relacionada con la magnitud de las erupciones (Zobin, 2012). Estos eventos generan dos tipos de onda; por un lado, con la propagación de ondas a través del edificio volcánico y por el otro, es la llegada de las ondas de aire, u ondas de choque. Las explosiones se superponen a una señal de tremor de fondo y se identifican por el aumento brusco de la amplitud de la señal y un incremento de las frecuencias (Ibañez y Carmona, 2000; Ortega, 2015)

Sismos Tornillos: Este tipo de señales se identificaron por primera vez en el volcán Galeras en Colombia (Torres et al., 1996). Esta sismicidad se presenta principalmente en volcanes andesíticos el mecanismo de fuente se debe principalmente a emisores de gas, son señales armónicas resonantes al paso por un conducto o grieta, provocada por una presión transitoria aplicada por sobre un área de la misma (Alpala et al., 2013). Es decir, son una excitación impulsiva y resonante dentro del volcán, que depende de la posición de la presión transitoria y las condiciones del contorno en efecto del perímetro de la grieta o conducto (Torres et al., 1996). Este mecanismo de fuente puede asociarse a actividad magmática e hidrotermal en zonas activas (Kumagai & Chouet, 1999). Estas señales podrían clasificarse eventos de periodo largo LP y actúan como precursores de erupciones. Generalmente presentan frecuencias monocromáticas y presentan una frecuencia dominante y su contenido de frecuencias es entre 1 y 5 Hz (Ortega 2015).

2.3.1 Localización epicentral

Los sismos tectónicos y volcánicos se diferencian entre sí, por su distribución espacial y en magnitud. Los que tienen origen tectónico se localizan en márgenes continentales, o bien sobre el continente, sobre fallas geológicas activas. Un sismo tectónico presenta réplicas de magnitud menor al sismo principal y que se registrarán hasta algunos meses posteriores al evento.

Los sismos que se asocian a un volcán se localizan debajo o cerca de la estructura volcánica, asociados a la migración de magma hacia la superficie. Previo a una erupción la sismicidad volcánica generalmente se manifiesta en forma de enjambres sísmicos, con magnitud variable, no precisamente se tiene una magnitud menor a una magnitud principal (Mogi, 1962),

Para determinar la localización de un epicentro dada la ocurrencia de un sismo, se utilizan los tiempos del arribo de las fases de las ondas sísmicas registradas en un conjunto de estaciones distribuidas espacialmente a lo largo y ancho de una región con potencial de producir sismos o bien una región volcánica

2.3.2 Localización con más de tres estaciones

La localización epicentral generalmente es más precisa si una red dispone de más de tres estaciones sismológicas, y se tienen los tiempos de arribos de las ondas P y S de cada una de las señales registradas en cada una de las estaciones sismológicas. Para eventos locales el tiempo de origen se obtiene a partir del Diagrama de Wadati. El Diagrama es una recta donde la variable independiente corresponde a los valores de los arribos de la onda P en cada una de las estaciones, la variable dependiente pertenece a la diferencia de tiempo entre las fases P y S. El tiempo de origen del sismo es la intersección de la recta con el eje de las abscisas (Havskov and Ottemoller, 2010).

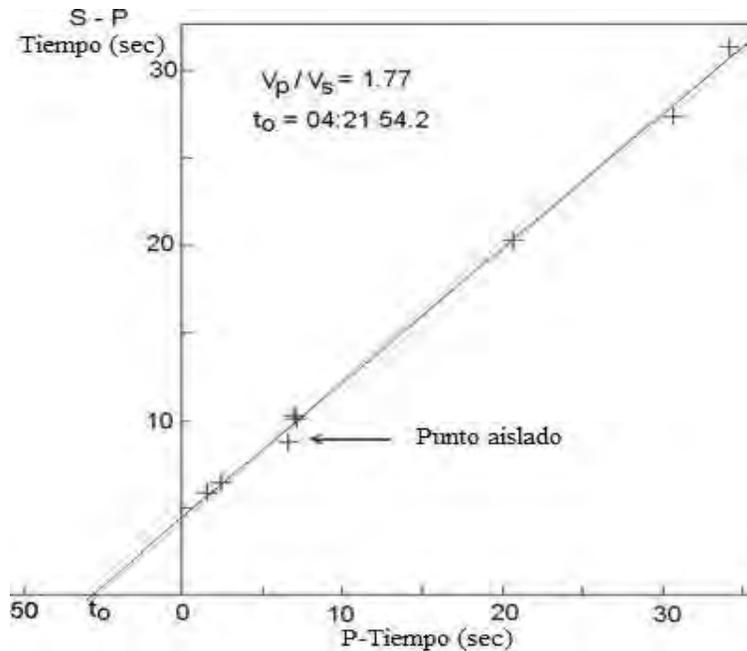


Figura 2.1. Diagrama de Wadati para determinar el tiempo de origen de un sismo, así como también el coeficiente de Poisson (imagen editada de Havskov and Ottemoller, 2010).

La pendiente de la recta está relacionada con el valor del coeficiente de Poisson.

$$m = \frac{V_P}{V_S} - 1 \quad (1)$$

Además de conocer los tiempos de arribos de las ondas P y S en el interior de la Tierra, es necesario determinar las distribuciones de velocidad en función de la profundidad de carácter regional. Una vez estimado el tiempo de origen y la diferencia de tiempo entre las fases P y S podemos calcular la distancia de cada una de las estaciones multiplicando la diferencia de tiempo por la velocidad del medio, y además considerando el coeficiente de Poisson (Herraíz, 1997).

$$D = \frac{V_P(T_s - T_p)}{\sqrt{3} - 1} \quad (2)$$

La ecuación (2) supone un coeficiente de Poisson de 0.25, valor que será considerado en la ecuación para estimar la magnitud de coda del sismo. La distancia del epicentro en cada una de las estaciones estima el tiempo de inicio del sismo y el tiempo de viaje de la onda (Havskov and Ottemoller, 2010).

Actualmente la localización sísmica se estima a partir de algoritmos matemáticos. Los parámetros iniciales corresponden a los tiempos de arribos y la localización de cada estación.

$$t_i^{arr} = t_i^{tra}(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 = t_i^{tra} + t_0 \quad (3)$$

Donde t_i^{tra} es el tiempo de viaje de las ondas sísmicas en función de la posición de una estación (x_i, y_i, z_i) , asumiendo un hipocentro (x_0, y_0, z_0) y un modelo de velocidades. La ecuación (3) presenta cuatro incógnitas, en principio sólo necesitamos cuatro observaciones de tiempo de tres estaciones para conocer el hipocentro y el tiempo de origen. Con frecuencia una localización se realiza con un número de estaciones mayor a tres, por lo que se tiene N observaciones de tiempo ($N > 3$) y por lo tanto hay N ecuaciones con N incógnitas y entonces el sistema de ecuaciones es sobre determinado. La solución global para resolver este sistema es obtener los residuales de tiempo entre los tiempos observados y los tiempos de viaje calculados (Havskov and Ottemoller, 2010).

$$r_i = t_i^{obs} - t_i^{tra} \quad (4)$$

Los tiempos de viaje en función de t_i^{tra} no es una función lineal en la ecuación (3). La no linealidad es evidente en un modelo 2D donde el tiempo de viaje t_i^{tra} para un punto (x, y) a una estación puede ser calculado como:

$$t_i^{tra} = \frac{\sqrt{(x - x_i)^2 + (y - y_i)^2}}{v} \quad (5)$$

Donde v es la velocidad del medio. El tiempo de viaje t_i^{tra} no está en escala lineal con X e Y , por lo que el problema no se resuelve con un conjunto de ecuaciones lineales. La solución es sencilla calculando los tiempos de viaje en un modelo 1D. El método consiste en realizar una búsqueda sobre una cuadrícula sobre todas las ubicaciones posibles. Para cada punto en la cuadrícula se tienen n ecuaciones de la forma (Havskov and Ottemoller, 2010):

$$r_i = t_i^{obs} - (t_i^{tra} + t_0) \quad (6)$$

La solución se obtiene a partir de encontrar los mínimos de la suma de los residuales cuadrados e de las n observaciones.

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (7)$$

La localización hipocentral sería entonces el punto con el mínimo residual medio entre los tiempos observados y calculados e . Para obtener la localización final se aplica un proceso iterativo hasta llegar a una solución matemática en función de e con el grado de exactitud requerido a partir del RMS de los residuales obtenidos (Herraíz, 1997; Havskov and Ottemoller, 2010).

La raíz media cuadrática RMS del residual $\sqrt{\frac{e}{n}}$ se emplea como una guía para saber qué tan exacta es la localización, es decir es un indicativo de la calidad del ajuste de los datos. Si los

residuales tienen valores similares, el RMS se aproxima al promedio de los residuales. Sin embargo, un RMS bajo no significa en automático una localización exacta (Havskov and Ottemoller, 2010).

2.3.3 Localización con una estación

Como ya se ha mencionado en la sección anterior, para localizar un sismo se necesitan como mínimo tres estaciones, sin embargo, también es posible hacerlo con una estación utilizando un sismógrafo de tres componentes. Las ondas P son polarizadas vertical y radialmente, por lo tanto, se puede estimar el azimut hacia el epicentro (Figura 1.2). El azimut será estimado a partir del ángulo resultante en sentido horario, entre la componente norte-sur y el vector de la componente radial P que se calcula a partir de las dos componentes horizontales del sismómetro, obteniendo el cociente de las amplitudes A_E/A_N , es decir que las componentes horizontales darán información del azimut o bien del back azimut (Thorne Lay y Wallace, 1995; Havskov y Ottemöller 2010).

$$\varphi = \tan^{-1} \frac{A_E}{A_N} \quad (8)$$

La relación de amplitudes entre las componentes horizontales puede ser usada entonces para encontrar la proyección de la onda P a lo largo del azimut hacia la fuente sísmica. En la componente norte-sur si el pulso es hacia arriba el sismo va en dirección de sur a norte, por otro lado, si el pulso es hacia abajo la propagación de ondas será de norte a sur. De forma similar se determina la dirección de propagación en función de la polaridad positiva o negativa (Havskov y Ottemöller, 2010).

Dado que es un sismo local, la distancia puede ser estimada asumiendo un sólido de Poisson, y se determina a partir de la diferencia de tiempo de arribo entre las fases P y S, así como se observa en la ecuación (9) (es muy similar a la ecuación (2) del apartado 1.3.2) (Lay and Wallace, 1995).

$$D = \frac{t_s - t_p}{\sqrt{3} - 1} \alpha \quad (9)$$

Existe una ambigüedad de 180° , con respecto la polaridad observada en la componente vertical donde esta puede ser positiva o negativa. La polaridad de los arribos de las ondas P debe emplearse para obtener el back azimut correcto. Si el arribo de P de la componente vertical es positivo, entonces el hipocentro se encontrará en sentido contrario al vector resultante obtenido a partir de la amplitud de las polaridades en las componentes radiales. Por otro lado, si este arribo es negativo este se encontrará en el sentido del vector resultante

de las amplitudes de las componentes radiales (Havskov y Ottemöller, 2010) (Ver Figura 1.2 y Tabla 1.1).

Tabla 2.1. Las diferentes polaridades y casos que se presentan con la combinación de arribos de onda P (Lay and Wallace, 1995; Havskov y Ottemöller, 2010).

Z	+	-	+	-	+	-	+	-
N	+	+	-	-	-	-	+	+
E	+	+	+	+	-	-	-	-
AZIMUT	180	0	0	180	0	180	180	0

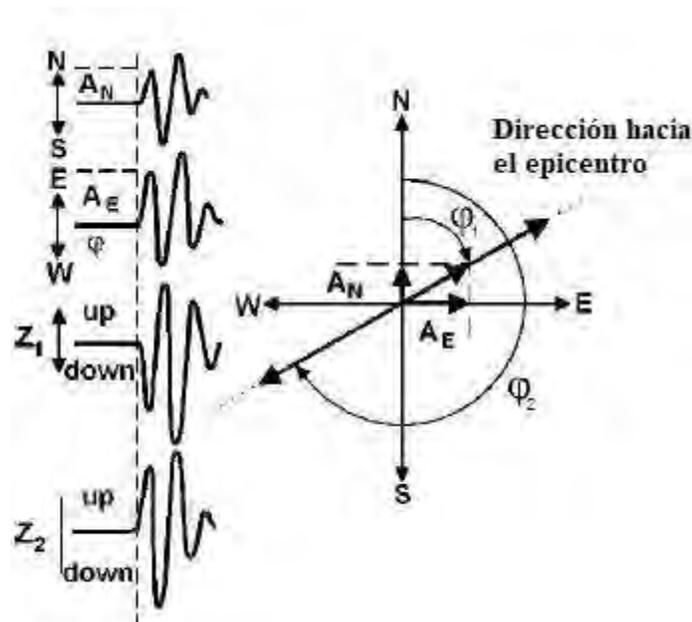


Figura 2.2. Método de polarización de onda P para estimar el azimut utilizando las amplitudes de las componentes horizontales (imagen editada de Havskov y Ottemöller 2010).

Asimismo, como se han generado algoritmos matemáticos iterativos para obtener la localización con más de tres estaciones también se han generado para localizar un sismo con una sola estación de tres componentes, obteniendo los tiempos de arribo de las fases P y S y las amplitudes de los arribos de onda P en las tres componentes, calculando el ángulo de incidencia y la velocidad aparente.

El ángulo de incidencia aparente i_{app} se calcula obteniendo la amplitud A_Z de la componente Z, y con las amplitudes de los arribos de la onda P de las componentes radiales:

$$A_R = \sqrt{(A_E^2 + A_N^2)} \quad (10)$$

Y el ángulo aparente se obtiene como:

$$i_{app} = \tan^{-1} \frac{A_R}{A_Z} \quad (11)$$

Sin embargo, el ángulo de incidencia real de la onda P es:

$$i_{real} = \sin^{-1} \left(\frac{v_p \sin(0.5 i_{app})}{v_s} \right) \quad (12)$$

Si se conoce el ángulo de incidencia i y la velocidad sísmica de V_P por debajo de la estación de observación es posible calcular la velocidad aparente V_{app} de esta fase sísmica con:

$$V_{app} = \frac{V_p}{\sin(i_{true})} \quad (13)$$

La relación de amplitud entre las componentes horizontales y vertical deben permanecer constantes, no sólo para la primera oscilación sino también para las siguientes de la misma fase, entonces se puede utilizar el método de correlación cruzada entre canales, para calcular automáticamente el back azimuth, así como también el ángulo de incidencia. Esto resulta ser más eficiente que el uso de las lecturas manuales de los primeros arribos de onda P (Havskov y Ottemöller, 2010).

De lo anterior sólo se ha estimado la dirección de la fuente sísmica. Para obtener el epicentro es necesario calcular la distancia a partir de la diferencia de los tiempos de arribos de las fases P y S, y asumiendo una velocidad constante y el origen del tiempo t_0 los tiempos de los arribos de las fases pueden ser escritos como:

$$t_p^{arr} = t_0 + \frac{\Delta}{V_P} \quad t_s^{arr} = t_0 + \frac{\Delta}{V_S} \quad (14)$$

Donde t_p^{arr} y t_s^{arr} son los tiempos de arribo para P y S y V_P y V_S son las velocidades de propagación de las ondas P y S y Δ es la distancia epicentral en kilómetros. Si el evento es no superficial, podría reemplazarse Δ por la distancia hipocentral. Despejando t_0 de (14) la distancia puede ser obtenida como:

$$\Delta = (t_p^{arr} - t_s^{arr}) \frac{V_P V_S}{V_P - V_S} \quad (15)$$

2.4 Potencial Espontáneo (SP)

La importancia de identificar y localizar sistemas hidrotermales reside en determinar el estado de actividad de un volcán (Finizola, et al., 2009; Barde-Cabusson et al., 2012). Un sistema hidrotermal es aquel que considera la interacción de al menos tres elementos: (1) una fuente de calor que generalmente es una cámara magmática o cuerpos intrusivos, (2) un acuífero, y (3) una formación litológica con una permeabilidad suficiente para almacenar agua meteórica filtrada desde la superficie (Figura 2.3).

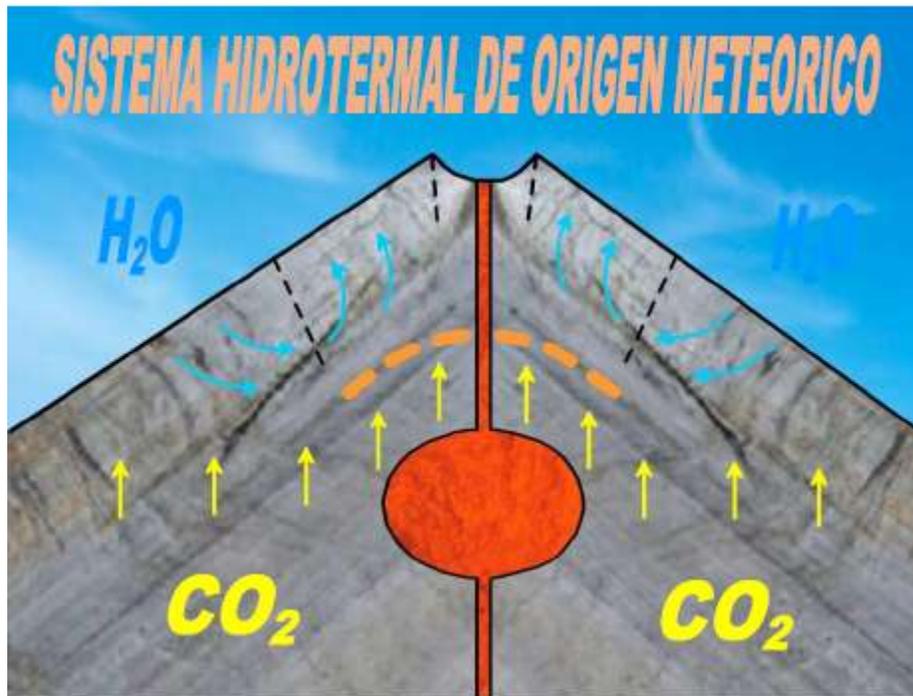


Figura 2.3. Sistema hidrotermal volcánico alimentado por la infiltración de agua de lluvia, cuya temperatura se eleva debido a la presencia de una cámara magmática o bien un cuerpo intrusivo. Es un indicador de la actividad en regiones volcánicas (Imagen tomada de Finizola).

Los precipitados químicos de sus aguas tienen un contenido mineralógico en el que predominan la sílice, carbonatos, sulfuros metálicos, óxidos y arcillas. Este contenido mineralógico depende ampliamente del tipo de roca que encajona el acuífero, la temperatura y el pH de las aguas termales debido a la presencia de los gases ácidos de origen magmático (Stoffregen, 1987; Hedenquist et al., 1994; Arribas et al., 1995; Pantoja y Gómez, 2004).

Un efecto importante de la circulación de fluidos hidrotermales, es la alteración de las rocas generando fenómenos de deformación de volcanes sin contribución de magma publicaciones (Borgia et al., 1992; Borgia, 1994; Merle y Borgia, 1996; Van Wyk de Vries y Borgia 1996; Van Wyk de Vries et al., 2001). La consecuencia a cualquier nivel de alteración o bien la

erosión de las rocas y la precipitación de los minerales tal como la arcilla, es modificar las características físicas de las rocas y aumentar la inestabilidad y el potencial de deslizamiento progresivo o de colapso catastrófico de los edificios volcánicos. Entonces estos cambios que se pueden registrar en los sistemas hidrotermales proporcionan información del estado general de la actividad volcánica (Finizola et al., 2009; Barde-Cabusson et al., 2009, 2012; Ricci et al., 2015).

Actualmente se han identificado sistemas hidrotermales o zonas activas en diversos volcanes del mundo. Los métodos que generalmente se emplean para identificar estos sistemas son: el potencial espontáneo mostrando anomalías positivas de varias centenas a miles de milivoltios (Finizola et al., 2004). El potencial espontáneo (SP por sus siglas en inglés self-potential), es un método de prospección eléctrica, que consiste en la medición de la diferencia del potencial en superficie entre dos puntos, donde el común denominador de la generación del SP es el flujo de agua subterránea por un medio poroso. Las anomalías de SP presentan diferentes mecanismos de origen, que sirven comúnmente para encontrar depósitos de oro, sulfuros, fallas geológicas, flujos de aguas subterráneas, campos geotérmicos y sistemas hidrotermales. La amplitud y distribución espacial está en función del tamaño de la fuente (Zlotnick y Nishida, 2003; Reynolds, 2011).

Este método fue ideado en 1830 por Robert Fox, en Inglaterra. En 1922 fue retomado por Schlumberger introduciendo electrodos no polarizados como una herramienta secundaria para la exploración de metales básicos, por lo que esta metodología tuvo un amplio uso en la minería (Reynolds, 2011). Su uso se ha extendido para resolver problemas de impacto ambiental, filtración de aguas subterráneas y en el mundo de la ingeniería civil. Desde 1970 el SP ha sido retomado para el estudio de los campos geotérmicos y en el estudio de volcanes, principalmente buscando relaciones entre estructuras geológicas y sistemas hidrotermales (Corwin y Hoover, 1979; Reynolds, 2011).

En la mayoría de los casos las grandes amplitudes positivas, por arriba de algunos cientos de mV son localizados en zonas de fallas activas y/o áreas con fumarolas, y las anomalías negativas de gran escala pertenecen también a estructuras volcánicas asociadas con sistemas hidrogeológicos (Zlotnick y Nishida, 2003).

2.4.1 Origen del Potencial Espontáneo

El potencial es generado por el flujo de agua, que actúa como un electrolito y como un solvente de diferentes minerales. Las tres formas de conducción eléctrica a través de las rocas son: por conducción dieléctrica, electrolítica y electrónica. La conductividad eléctrica depende de la porosidad de las rocas, la cantidad de agua que pasa entre los poros y el tamaño de los poros (Reynolds, 2011).

El mecanismo propuesto para explicar las anomalías del potencial espontáneo se basa en los efectos electrocinéticos y termoeléctricos. Para comprender estos efectos se presentó una ruta teórica con base en la termodinámica (Nourberecht, 1963; Zlotnick and Nishida, 2003), Los flujos \mathbf{J}_i (calor y corriente eléctrica) son inducidos por las fuerzas motrices \mathbf{X}_j (gradiente de temperatura, gradiente de presión y gradiente de diferencia de potencial). El flujo resultante se expresa como una combinación lineal de todas las fuerzas (llamadas ecuaciones termodinámicas del movimiento)

$$\mathbf{J}_i = \sum L_{ij} \mathbf{X}_j \quad (16)$$

L_{ij} son conductividades generalizadas y se llaman coeficientes de acoplamiento cruzado cuando $i \neq j$.

2.4.1.1 Acoplamiento Térmico

Si existe un gradiente de temperatura en las rocas, aparecerá un campo eléctrico. Este fenómeno es denominado efecto termoeléctrico (Corwin and Hoover, 1979; Zlotnick y Nishida, 2003).

Considerando los flujos acoplados de calor \mathbf{J}_T y la densidad de corriente eléctrica \mathbf{I}_T inducida por las fuerzas motrices: el gradiente de temperatura ∇T y el gradiente de potencial eléctrico (Zlotnick y Nishida, 2003). Esto se expresa de la siguiente manera:

$$\mathbf{J}_T = -\sigma \pi \nabla - \lambda \nabla T \quad (17)$$

$$\mathbf{I}_T = -\sigma \nabla \varphi - \theta \nabla T \quad (18)$$

Donde σ , λ , son las conductividades eléctricas y térmicas y π y θ son los coeficientes de Peltier y termoeléctricos. La ecuación 17 muestra el flujo de calor dado por el efecto de Peltier y la conducción termal. La ecuación (18) representan la densidad de corriente dada por la ley de Ohm y el efecto termoeléctrico (o efecto de Seebeck). $\nabla \Phi / \nabla T$ es llamado coeficiente de acoplamiento termoeléctrico Zlotnicki y Nishida, 2003.

2.4.1.2 Acoplamiento Electrocinético

Se denomina potencial electrocinético asociado al movimiento de un fluido a través de un medio poroso. Este proceso genera un gradiente de potencial a lo largo de la trayectoria de flujo, debido a la interacción entre el movimiento del fluido y la capa eléctrica en la superficie del poro (Overbeek, 1952; Zlotnicki and Nishida, 2003). El acoplamiento del volumen del flujo \mathbf{J}_E y la densidad de corriente eléctrica \mathbf{I}_E debido al gradiente de potencial eléctrico $\nabla \varphi$ y al gradiente de presión de poro ∇P se rigen por:

$$J_E = - (\kappa \epsilon \zeta / \eta) \nabla \phi - (K/\eta) \nabla P \quad (19)$$

$$I_E = - \kappa \sigma \nabla \phi - (\kappa \epsilon \zeta / \eta) \nabla P \quad (20)$$

Donde σ es la conductividad eléctrica, ϵ es la constante dieléctrica y η es la viscosidad del fluido en el poro, k corresponde a la porosidad y K es la permeabilidad del medio. ζ es la diferencia de potencial a través de la doble capa de Helmholtz. La ecuación (19) representa el efecto electro-osmótico y la ley de Darcy. La ecuación (20) se describe a través de la ley de Ohm y por el potencial electrocinético.

En estado de equilibrio, si la densidad de corriente I_E es igual a cero.

$$\nabla \phi / \nabla P = - \epsilon \zeta / \sigma \eta \quad (21)$$

$\nabla \phi / \nabla P$ es llamado el coeficiente de acoplamiento electrocinético. El potencial ζ comúnmente es negativo asociado a agua con valores de pH alto alrededor de 2 con incrementos negativos con el incremento del pH. El valor absoluto del potencial ζ aumenta negativamente cuando la concentración del electrolito disminuye y la temperatura aumenta.

2.4.2 Anomalías de potencial Espontáneo SP

En menos de cincuenta años el método de SP ha tomado una gran importancia para realizar exploración en zonas geotérmicas (Zhody et al., 1973) y en zonas volcánicas (Zablocki, 1976). Las anomalías de SP se obtienen a lo largo de arreglos de electrodos en perfiles que intersectan estructuras geológicas y áreas termales.

Las anomalías de SP que se encuentran en el campo de la minería, que constituye la primera aplicación del método de potencial espontáneo, presentan amplitudes de varios cientos de milivolts y muestran valores negativos en superficie (Fox, 1830; Barrus, 1882; Sato and Mooney, 1960). Generalmente estas anomalías son estables durante largos periodos. Este método se emplea en la prospección de sulfuros o de minerales metálicos tal como, magnetita y grafito. En este contexto las anomalías de SP son relacionadas a reacciones electroquímicas generadas por proceso de oxido-reduccion (Corry 1985; Kearey et al., 2002).

En el contexto del estudio de los volcanes activos el método de SP se emplea para identificar sistemas hidrotermales (Finizola et al, 2004). El mecanismo principal responsable para la generación de anomalías de SP, es el efecto electrocinético (Revil, 2002). Este efecto creado por un flujo descendente del agua en un medio poroso (Revil et al., 1999, 2007), en entornos puramente hidrogeológicos, producirá una anomalía de SP con valores negativos en superficie, en particular, se obtendrá una relación lineal e inversa entre los valores de SP y el espesor de la zona vadosa, es decir la diferencia de altitud entre la topografía y la zona saturada de agua (Fournier, 1989, Revil et al., 2005). No obstante, si este sistema hidrogeológico es perturbado por un aumento de la temperatura por una cámara magmática

o un cuerpo intrusivo, se generará una interface de vapor de agua-agua líquida relacionada a una anomalía positiva.

En volcanes activos, los perfiles de SP propuestos desde la cima hasta los flancos inferiores muestran habitualmente dos zonas principales: una determinada por el flujo del sistema hidrotermal, que con frecuencia se observa en la parte superior del edificio volcánico y por otro lado una zona sujeta a las circulaciones hidrogeológicas en los flancos del volcán (Sasai et al., 1997; Di Maio et al., 1998; Aubert et al, 2000; Finizola et al., 2002, 2004; Revil et al., 2008, 2011).

Estos sistemas hidrotermales que se manifiestan en superficie o poco profundos demuestran una buena correlación entre el SP y temperatura máxima (Finizola et al, 2003). Por lo que el método de SP se utiliza con frecuencia en volcanes activos para evidenciar sistemas hidrotermales y estimar su extensión (Finizola et al, 2002)

Las anomalías observadas en volcanes se muestran en un rango de amplitudes desde -2.7 [V] en el volcán Adagdak en Alaska (Corwin and Hoover, 1979) y mayor a +1.8 [V] en el Piton de la Fournaise (Zlotnicki et al., 1994; Michel and Zlotnicki, 1998). Es decir que diferentes tipos de volcanes dacíticos, andesíticos o basálticos pueden presentarse anomalías similares en amplitud.

De acuerdo con Ishido (2004) y Lénat, (2007) con base en la modelación de una curva de potencial espontáneo y considerando parámetros tales como la temperatura, la presión y el movimiento de los fluidos identificaron que el comportamiento y la forma geométrica del potencial espontáneo para regiones volcánicas activas adquiere la forma de una doble u “W”, donde implícitamente deberán estar identificadas la zona hidrogeológica y el sistema hidrotermal. La dinámica de un volcán con base en el estudio de potencial espontáneo es como se muestra en el esquema de la figura (2.4).

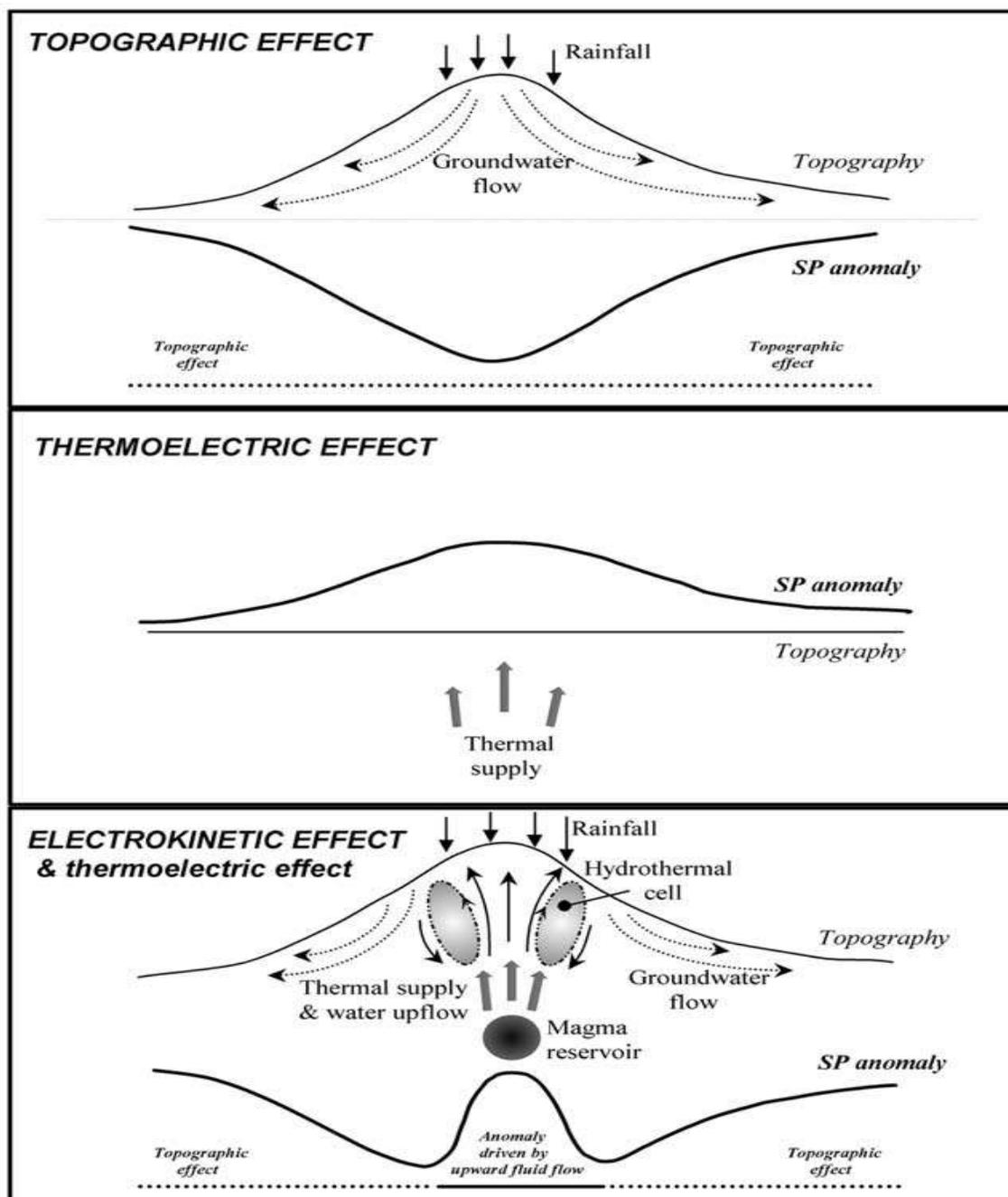


Figura 2.4. Esquema del comportamiento de las anomalías de potencial espontáneo en un volcán activo (Zlotnicki and Nishida, 2003).

3. VOLCÁN MALINCHE

El volcán Malinche es uno de los volcanes más altos de México, se ubica al oeste de los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl y al Este por el volcán Citlaltépetl o Pico de Orizaba (Demant, 1978; Castro-Govea y Siebe, 2007). Como ya se ha mencionado La Malinche comparte territorio con un total de 16 municipios entre los estados de Puebla y Tlaxcala, de los cuales 12 municipios pertenecen al estado de Tlaxcala y 4 al de Puebla.

La densidad poblacional que vive en un radio menor a 35 kilómetros de acuerdo con cifras del censo de Población y vivienda realizado por el INEGI en el año 2010, es de 2 878 310 personas, de los cuales 875 189 pertenecen a municipios del estado de Tlaxcala (74% del total de la población del estado) y 2 003 121 corresponden a municipios del estado de Puebla (34% del total de la población del estado).

Los estudios dedicados al volcán Malinche son pocos y en general se enfocan en el análisis geológico, geoquímico, petrológico y en remoción de masas; Vargas, (2009) se enfoca en evaluar el peligro de remoción de masas de las barrancas al poniente del volcán. Mooser et al. (1996), Lermo et al. (2012) y Becerra (2014) describen la geología y la tectónica en los alrededores de la Malinche. Estos trabajos han generado un gran aporte para la construcción de la historia eruptiva y para el análisis del riesgo. Sin embargo, aún existe la incertidumbre con respecto a su actividad.

Los primeros estudios geológicos efectuados fueron llevados a cabo a través del “Proyecto México”, de la Fundación Alemana para la Investigación Científica, durante la década de 1970-80 (Castro, 1999). Durante este periodo se efectuaron estudios petrológicos, geoquímicos, estratigráficos y de datación por radiocarbono.

Con base en estos estudios, Castro (1999 y Castro-Govea y Siebe 2007) en su tesis de maestría y doctorado, propone la historia eruptiva del volcán La Malinche realizando un levantamiento geológico y datación por radiocarbono.

3.1 Geología

El vulcanismo cuaternario fue emitido a través del fracturamiento y erupciones fisúales, tal como el campo volcánico Chichinautzin. La morfología describe conos y domos monogenéticos, volcanes poligenéticos (Popocatepetl, Iztaccíhuatl, Malinche, Pico de Orizaba, Nevado de Toluca, etcétera), calderas (Humeros), los cuales al unirse forman cadenas volcánicas y son evidencia de sendos fracturamientos tectónicos bajo de ellas (Lermo et al., 2012).

Los productos emitidos principalmente por el volcán La Malinche son: Depósitos piroclásticos y las lavas que varían fuertemente en tipo y composición; predominan los depósitos piroclásticos y las lavas de composición dacítica a andesítica, en el caso de los

estratovolcanes, las lavas basálticas a andesíticas-dacíticas en el caso de los conos monogenéticos que rodean al volcán (Castro, 2007, Lermo et al., 2012).

Al norte del Volcán Malinche las direcciones noreste-suroeste y noroeste-sureste, parecen haber estado controlado por el vulcanismo monogenético, de acuerdo con el lineamiento observado por estos volcanes. Algunos conos monogenéticos de composición basáltico-andesítico que rodean la ciudad de Apizaco, Tlaxcala, emitieron corrientes de lavas que cubrieron parcialmente las unidades anteriores (Lermo et al., 2012). Algunas estructuras que destacan en los alrededores de La Malinche son grandes cráteres y calderas cuyas emisiones lávicas y piroclásticas debieron haber contribuido a la estratigrafía de esta región (García-Palomo et al., 2002).

En la región oriente y sur de La Malinche en la Sierra Madre del Sur, se observan sierras plegadas formadas por secuencias con edades desde el Paleozoico hasta el Cretácico superior; destacan secuencias sedimentarias marinas con edades que comprenden desde el Jurásico superior hasta el Cretácico superior (Lermo et al., 2012).

3.2 Estratigrafía

La secuencia litológica descrita por Mooser et al. (1996), Martínez et al. (2007) y Lermo et al. (2012) En los alrededores de la Malinche comprende el periodo entre el Cretácico inferior hasta el reciente. En la figura 3.1 y figura 3.2 se muestra la columna estratigráfica y el mapa geológico donde se muestra la distribución de las unidades estratigráficas que se describen a continuación:

a) Secuencia Calizas del Cretácico Inferior (Ki)

Es la unidad más antigua, corresponde a una secuencia de calizas desarrolladas en ambientes de arrecife, estas rocas constituyen el cuerpo principal de la sierra de Soltepec. Al sur de La Malinche se identificaron calizas de arrecife, que fueron cubiertas por flujos piroclásticos Figura 3.2.

b) Areniscas, lutitas y margas del Cretácico superior (Ks)

Sobre la secuencia de calizas se encuentra capas medianas a delgadas formadas por areniscas y lutitas; estas rocas se observan en el frente de la Sierra de Soltepec y en el área de El Carmen Tequexquitla, Tlaxcala, sin embargo, sólo se observa en algunos afloramientos (Figura 3.2).

En la Sierra de Amoxoc al sur del volcán se presentan secuencias de calizas, margas, lutitas y areniscas en pliegues y cabalgaduras; en dirección hacia el sur se hace evidente un incremento paulatino de su edad.

El fin del Cretácico, marca un parteaguas geológico, los mares se retiran de la superficie continental y comienzan depósitos volcánicos y depósitos aluvio-fluvio-lacustres. Posterior a la Orogenia Laramide a principios del Terciario se formaron una serie de depósitos continentales representados por areniscas, conglomerados, limolitas, paleosuelos, tobas y lavas aisladas, asociados a la formación Balsas del Eoceno-Oligoceno.

c) Vulcanitas del Mioceno (Tomv)

En el Oligoceno-Mioceno se intensifica el vulcanismo en una franja paralela a la subducción de la Placa Farallón entre el sur de Tlaxcala y Puebla hay depósitos de vulcanitas (lavas y tobas), (Mooser et al, 1996, Lermo et al, 2012). Este vulcanismo es posible correlacionarlo con el de la Sierra Madre Occidental.

El Mioceno marca un cambio en el vulcanismo, finaliza el vulcanismo asociado a la sierra Madre Occidental e inicia el vulcanismo asociado con la subducción de la placa de Cocos y es el responsable del origen del Eje Neovolcánico.

d) Vulcanitas Ácidas del Plioceno (Tpiv y Tpsv)

Observados en la Sierra de Tlaxco, al noroeste de la Malinche donde existen evidencias de grandes cuerpos volcánicos que formaron eventualmente estructuras de calderas por las que fueron emitidos volúmenes importantes de lavas andesíticas oscuras y en algunos casos corresponde a masas de basaltos. Según Mooser et al. (1996) estas litologías están intercaladas con los depósitos lacustres del Plioceno.

e) Depósitos Lacustres del Plioceno (Tpl)

Esta intercalación entre las secuencias volcánicas del Plioceno se desarrollaron numerosas cuencas endorreicas someras, que dieron origen a grandes depósitos lacustres incluyendo arcillas, diatomitas, tobas arcillosas, travertinos y hasta algunas lavas aisladas localizadas en las cercanías con San Martín Texmelucan, Puebla en el poniente del volcán, hasta El Carmen Tequesquitla, Tlaxcala al oriente, (Mooser et al., 1996, Lermo et al., 2012).

f) Complejo Volcánico La Malinche (QVM)

Es un estratovolcán cuyo origen está ligado al vulcanismo ocasionado por la subducción de la placa de Cocos sobre la Placa Norteamericana. En esta estructura se observan dos elementos importantes, una caldera debajo del enorme cono volcánico más reciente, la cual está conformada por: toba lítica, andesitas, y dacitas del pleistoceno. Al pie del volcán se ubican extensos abanicos volcánicos que se extienden hasta las planicies aluvio-lacustres circundantes a la Malinche. (Martínez et al., 2007; Lermo et al., 2012).

g) Formación Tarango (T)

La Formación Tarango aflora en las Faldas del Complejo Volcánico la Malinche, constituida por flujos piroclásticos de composición intermedia a ácida, capas de pómez, depósitos fluviales y paleosuelos (Mooser et al., 1996; Lermo et al., 2012).

h) Vulcanitas Intermedias Básicas del Cuaternario (Qiv)

Esta unidad está presente en la zona de lomeríos y se compone por abanicos volcánicos, los cuales muestran rasgos morfológicos relativamente jóvenes, la litología corresponde a andesitas y basaltos, así como a rocas más ácidas (Mooser et al., 1996; Martínez et al., 2007).

i) Lavas y Tobas del Cuaternario (Qv)

En esta unidad se observan numerosos volcanes monogenéticos de composición basáltica ligados con magmas profundos que formaron pequeños conos y domos por los cuales se emitieron lavas formando campos volcánicos como el que sobreyace en los alrededores de la ciudad de Apizaco (Mooser et al., 1996; Lermo et al., 2012).

j) Depósitos Aluviales del Cuaternario (Qal y Ql)

La unidad más joven de la columna estratigráfica se compone por depósitos aluviales, fluviales y lacustres, que rellenaron parcialmente regiones bajas como fosas tectónicas y valles (Lermo et al., 2012).

ERA	Periodo	ÉPOCA	EDAD	Unidad Litológica	
CENOZOICO	Terciario	Neógeno Plioceno	Cuaternario		Qal: depósitos aluviales del Cuaternario
					Qv: vulcanitas del Cuaternario / Qvc: cono volcánico
					TQt; depósitos de talud
					QVM; Vulcanitas de la Malinche / T; Tarango de la Malinche
			Superior	Tpsv; Vulcanitas	
				TpL: Depósitos lacustres	
			Inferior	Tpiv; Vulcanitas	
MESOZOICO	Cretácico	Superior		Ks: Areniscas, lutitas y margas	
Inferior			Ki: calizas en estratos gruesos, medianos y delgados		

Figura 3.1. Columna estratigráfica en los alrededores de La Malinche.

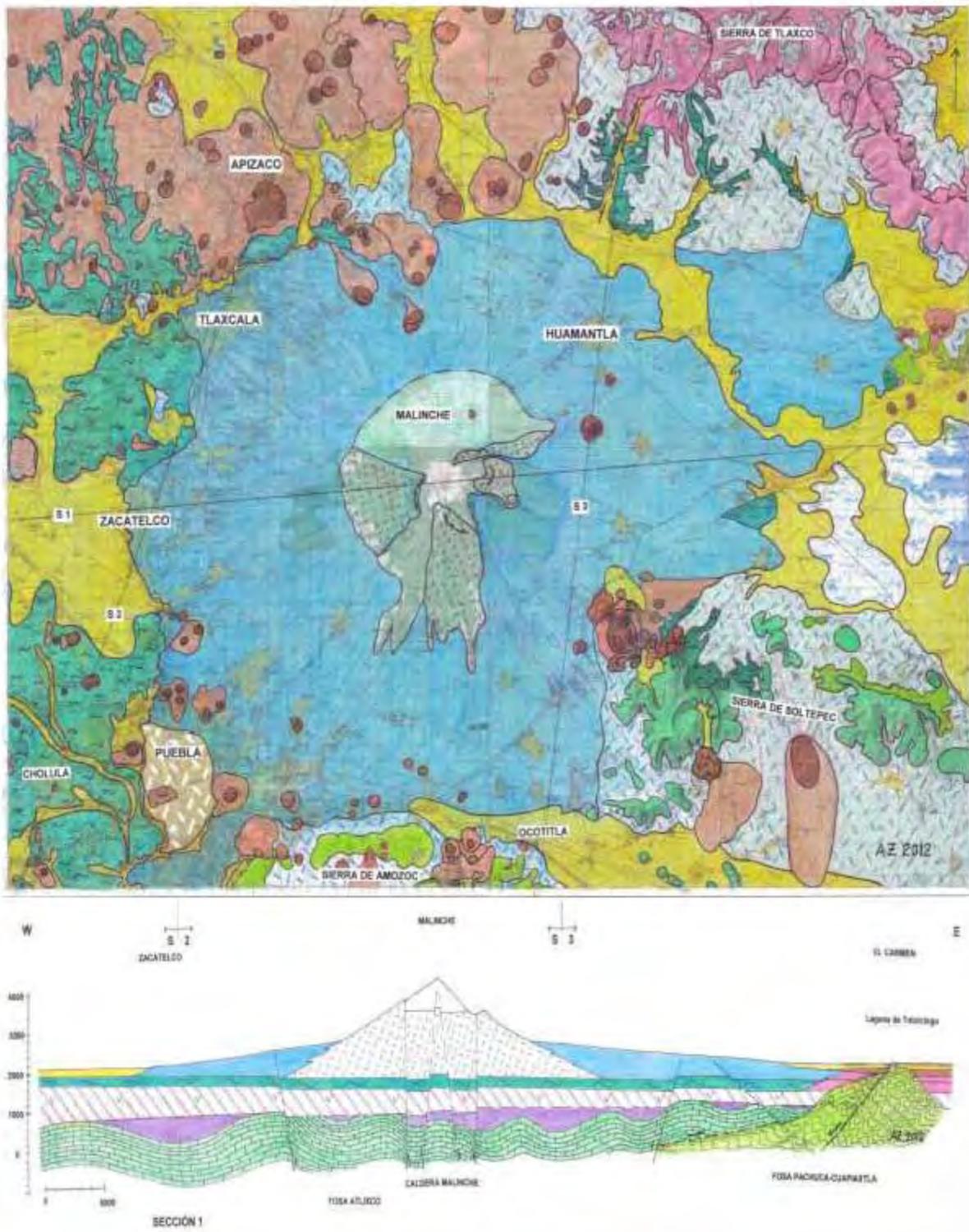


Figura 3.2. Geología del volcán La Malinche y sus alrededores. En la parte inferior del mapa se observa la sección geológica del volcán en un perfil este-oeste (E-W).

3.3 Historia Eruptiva

El volcán Malinche es un estratovolcán que se ha formado hace aproximadamente 49 000 años por la acumulación de varios estratos producidos por sus periodos eruptivos. Se caracteriza por presentar largos periodos de reposo y su actividad se considera fuertemente explosiva y efusiva, es decir forma domos de lava en la cima que son colapsados en periodos intermitentes por nuevas erupciones. La historia eruptiva se divide en dos etapas eruptivas, la primera denominada Pre-Malinche, y la segunda corresponde a la etapa Malinche que a su vez se subdivide en tres periodos que corresponden a erupciones que incluyen caída de pómez que se utilizan como horizonte índice (Figura 3.1) (Castro-Govea, 2007).

3.3.1 Etapa pre-Malinche

El periodo Pre-Malinche corresponde a la pómez Banquedano. Consiste en una unidad muy extensa al norte de la Malinche de caída de pómez; el depósito está constituido por fragmentos de lava andesítica/dacítica, se encuentra a 21 kilómetros al norte del volcán. En algunos afloramientos le sobreyace un depósito de flujo de cenizas, el cual se originó por el colapso de la columna eruptiva, estos afloramientos sólo se observan al norte de la Malinche (Figura 3.3).

En el mismo poblado de Banquedano otro depósito de caída sobreyace concordantemente a la unidad de flujo de la pómez antes mencionada. Este depósito parece estar asociado con la misma erupción de la Pómez Banquedano y de igual forma sólo se observa al norte de La Malinche (Castro, 2007). A la pómez Banquedano, le sobreyace un depósito de bloques y cenizas ubicado al noroeste a 12 kilómetros de la cima del volcán y está cubierto por un depósito de cenizas subyacente a la pómez Huamantla (Castro-Govea, 2007). En la figura 3.1 se puede observar esta unidad en color marrón oscuro.

3.3.2 Etapa Malinche

Esta etapa se subdivide en tres periodos que comprende desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno, En la figura 3.1 se observan la construcción del volcán La Malinche de acuerdo con sus fechamientos y los periodos que se les ha asignado.

3.3.2.1 Periodo 1

Comenzó con el emplazamiento de la *Pómez Huamantla* hace más de 45 000 años, esta unidad se compone de: un depósito de cenizas al cual le sobre yace un estrato de pómez de caída, por encima se encuentra un depósito de caída de ceniza. En la barranca al sur de la comunidad de Los Pilares se identificaron intercalaciones de Lahares que se formaron con la erupción (Castro, 2007).

A esta unidad de pómez, siguió una serie de depósitos de flujos piroclásticos de bloques y cenizas. En la ladera oriental aflora un depósito cuya edad de acuerdo con su datación es de $46\ 640 \pm 5\ 670/-3\ 290$ años A.P. Este depósito tuvo un alcance de 12 kilómetros aproximadamente hasta las laderas del cerro el Tintero (Castro, 2007).

En el poblado de San Miguel Canoa se fecharon tres depósitos cuyas edades son $45\ 800 \pm 2700$ años, $45\ 700 \pm 2\ 800/-2\ 000$ años y $43\ 900 \pm 3\ 600/-2\ 500$ A.P. Las distancias máximas de los depósitos varían entre los nueve y trece kilómetros (Castro, 2007).

Por la ladera occidental se obtuvo un fechamiento de $40\ 160 \pm 1\ 760/-1\ 440$ años A.P. Estos depósitos se localizaron a doce kilómetros de distancia. Al noroeste se obtuvo un fechamiento de $38\ 895 \pm 1\ 200$ años y alcanzó once kilómetros de distancia.

3.3.2.2 Periodo 2 (Pómez Malinche I)

Es una unidad de caída de pómez, corresponde a un horizonte índice sobre las laderas del volcán. Su emplazamiento probablemente ocurrió por trayectoria balística. La Pómez Malinche I posee una edad de $21\ 470 \pm 940 / -840$ años A.P. (Castro, 2007).

Esta secuencia continua con los depósitos de avalancha de escombros que se ubican en la ladera este y sur oeste. El mecanismo del emplazamiento de estos depósitos de avalancha aún es incierto. Sin embargo, para que estos depósitos se ubiquen en la ladera este y suroeste, se interpreta un evento tectónico como mecanismo generador de colapsos parciales del edificio volcánico. La edad de estos depósitos de avalancha de escombros es de $23\ 770 \pm 220$ años A.P (Castro, 2007). En la zona suroeste, esta se fechó en $20\ 950 \pm 180$ años A.P. Dadas las correlaciones estratigráficas y litológicas constituyentes, es probable que los depósitos observados en ambas laderas este y suroeste, estén relacionadas con el mismo evento, por lo tanto, su edad será igual o más reciente que 20,950 años A.P. La distancia máxima alcanzada es de trece kilómetros en la ladera sureste y diez y seis kilómetros en la ladera suroeste.

En la ladera poniente se encuentra un flujo de cenizas y pómez. La edad de esta unidad corresponde a $15,970 \pm 120$ años A.P. La distancia máxima a la que se puede encontrar este depósito es de 10 kilómetros (Castro, 2007).

3.3.2.3 Periodo 3 (Pómez Malinche II)

Consiste en una unidad estratificada, que se manifiesta en el sector norte del volcán. La Pómez Malinche II se compone de dos unidades de pómez de caída. La unidad inferior de la Pómez Malinche II está compuesta de lapilli y cenizas de pómez de composición andesítica. Esta unidad alcanza una distancia de seis kilómetros del volcán. La unidad superior es

identificada al sur del poblado de Los Pilares a 9 kilómetros al noroeste. La edad de esta unidad es: menor a los 12,060 años A.P. (Heine, 1975; Castro-Govea, 2007).

A la pómez Malinche II sobre yace flujos piroclásticos de bloques y cenizas de manera discordante compuesta de lapilli y bloques que fueron localizados a siete kilómetros.

A esta unidad le sobreyace de manera discordante un flujo de cenizas el cual de acuerdo con su datación presenta una edad entre $9\ 030 \pm 85$ y $8\ 645 +430/-405$ años A.P.

Posteriormente se identificaron dos unidades de depósitos de Lahar cuya edad es de $8\ 655+195/-190$ y $8\ 255 \pm 65$ años A.P. con un alcance de diez kilómetros de distancia

En el flanco noreste del volcán se identificó un flujo piroclástico de cenizas y pómez; esta unidad fue fechada en $8\ 065 \pm 105$ años A.P. y $7\ 430$ años A.P. Su alcance máximo fue de 10 kilómetros con respecto del volcán.

A altitudes superiores a los 2,700 msnm aflora ampliamente una unidad de caída de cenizas. Este depósito se compone principalmente de cenizas gruesas de pómez. La parte superior de esta unidad generalmente está erosionada y la cubre sólo el suelo actual del terreno y la escasa vegetación. Hacia el norte sobre yace a la unidad de caída un depósito delgado de flujo piroclástico de cenizas. Ambas unidades han sido fechadas en una edad aproximada de 3,100 años A.P. (Castro, 2007). Esta erupción se asocia con la probable formación de un domo en la cima. La textura del depósito de caída y el tamaño de las partículas apuntan hacia un origen cercano a la cima del volcán (Castro, 2007).

En la etapa Malinche se han registrado sólo tres erupciones plinianas (Castro y Siebe, 2007), de las cuales sólo la de edad intermedia se ha fechado en 21,470 años A.P. La más reciente tiene una edad entre 12,060 años y más vieja que 9,000 años A.P. (Figura 3.3).

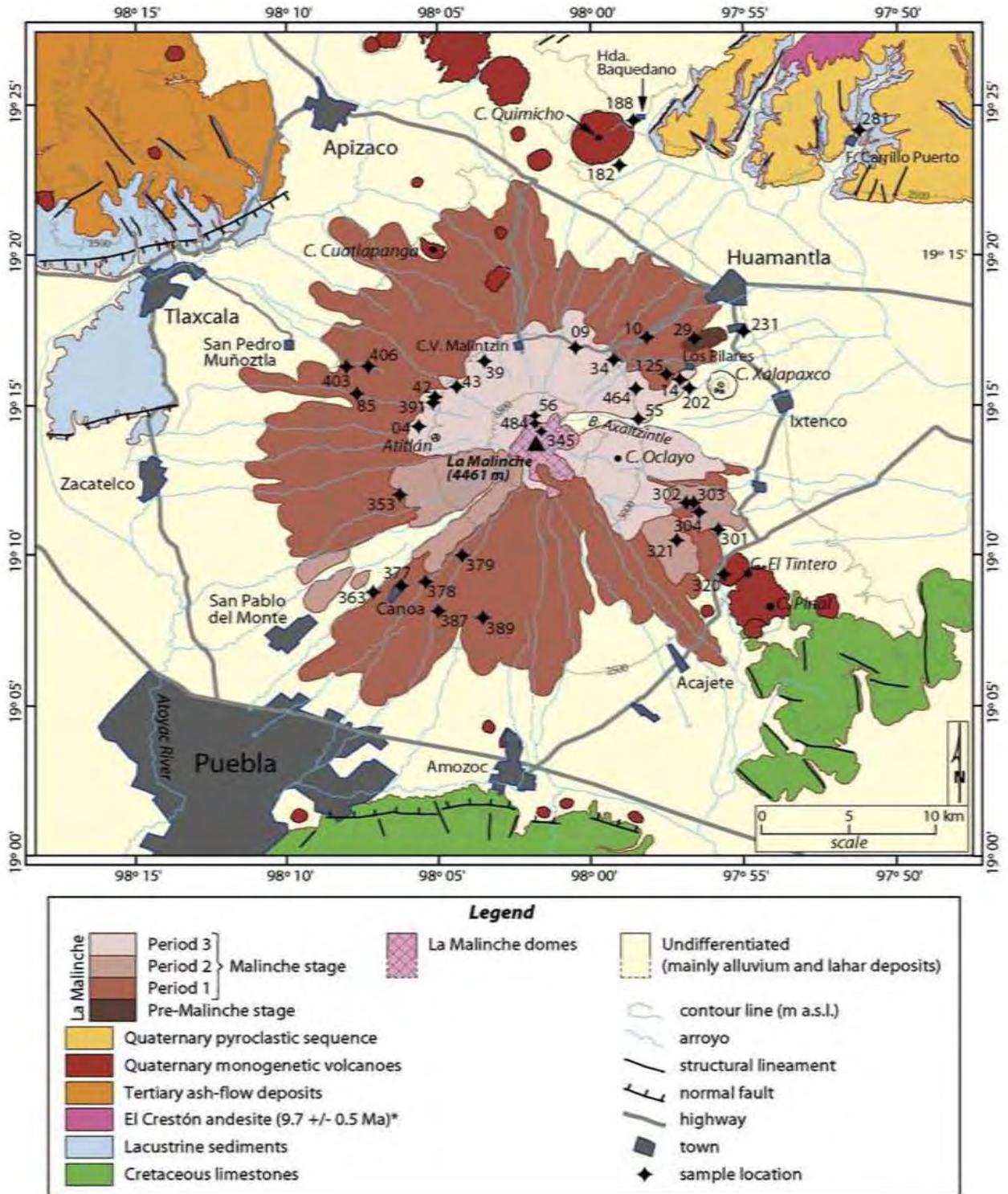


Figura 3.3. Historia eruptiva del volcán La Malinche (editada de Castro-Govea y Siebe, 2007).

3.4 Tectónica

El volcán La Malinche forma parte de la región centro-oriental de la provincia de la Faja Volcánica Trásmexicana que se extiende desde la costa del océano Pacífico, entre San Blas, Nayarit y Jalisco, y llega hasta estado de Veracruz. El origen de la faja se ha venido asociando con la subducción a lo largo de la Fosa Mesoamericana, en el cual la placa de Cocos subduce oblicuamente fragmentada con diferentes pendientes bajo la placa Norteamericana, dando origen a los magmas de esta provincia (Mooser, 1972; Demant, 1978; Martínez Bringas, 1998).

3.4.1 Tectónica parte central de México

La región centro-sur se encuentra afectada por tres sistemas de fallas regionales. Estos sistemas se describen a continuación del más antiguo al más reciente: sistema Taxco-Querétaro, La zona de Cizalla Tenochtitlán, y el sistema Este-Oeste.

El sistema Taxco-Querétaro es el más antiguo, se extiende desde el sur desde la ciudad de Taxco de Alarcón, Guerrero, y hasta la ciudad de Querétaro alcanzando aproximadamente 250 kilómetros de longitud y 30 kilómetros de ancho con una dirección preferencial NW-SE (Alaniz-Álvarez y Nieto Samaniego, 2007; Ramón, 2014). Las estructuras presentes a lo largo de este sistema de fallas son; falla Perales, la caldera de Amealco y el volcán Nevado de Toluca.

La Zona de Cizalla Tenochtitlán, sistema de fallas que abarca desde el área de Zihuatanejo-Petatlán hasta la parte norte de la Cuenca del Valle de México. La Cuenca de México está afectada por 14 fallas con orientación NE-SW (De Cserna et al., 1988). En los alrededores del Nevado de Toluca fue nombrado como el sistema de Fallas San Antonio. En el área de la Sierra de Las Cruces también está presente la zona de Cizalla Tenochtitlán, presentando un rumbo general N45°E a N65°E. Al norte de la zona Centro-Sur está afectada por la zona de Cizalla formando una serie de grabens y horts. Este sistema de fallas normales controla el vulcanismo y la deformación desde Toluca hasta la región de Apan (Ramón, 2014).

El sistema Este-Oeste, denominado así por su dirección preferencial, probablemente pertenezca a la zona de Fallas Chapala-Tula que se extiende aproximadamente unos 450 kilómetros desde el lago de Chapala hasta la parte norte de la Cuenca de México y posiblemente pertenezcan al sistema Acambay-Morelia. Este sistema tiene una edad del Mioceno Tardío aproximadamente 10 millones de años (Johnson y Harrison, 1990; Suter et al., 1991; Ramón, 2014).

En resumen, en la región Centro-Sur, se observan un conjunto de sistemas de fallas cuya orientación es E-W de norte a sur. Sistema Chichinautzin, semi-graben de Perales, graben de Acambay, graben de Nopala, graben del Mezquital, graben de Aljibes (Campos-Enríquez et

al., 2000, 2015). Estos sistemas forman una zona de extensión N-S con una longitud de más de 150 kilómetros de ancho que atraviesa la FVTM, asimismo estos sistemas han controlado el vulcanismo monogenético en la FTVM (Alanis-Álvarez et al., 1998, Campos-Enríquez et al., 2000, 2015; Ramón, 2014).

3.4.2 Tectónica alrededor de la Malinche

En los alrededores de la Malinche se encuentran un conjunto de fosas (Lermo et al., 2012). Al norte se ubica la fosa Pachuca-Cuapiaxtla-Pico de Orizaba, orientada en dirección NW-SE, el escalonamiento de esta fosa, probablemente pase por debajo de la Malinche. La fosa Atlixco orientada NE-SW se dirige desde esta población hasta la sierra de Tlaxco pasando por debajo del volcán afectando la sierra de Tlaxco. La fosa Izta-Malinche está orientada en la dirección E-W alineando a estos dos volcanes asociada a fallamiento reciente ya que hay presencia de sismicidad.

En los alrededores del volcán Malinche se han identificado sistemas de fallas que rigen la tectónica local: Al norte de La Malinche se pueden observar lineamientos en dirección norte-sur (Ver Figura 3.4). Los lineamientos orientados en dirección este oeste se localizan el norte, centro y sur del volcán La Malinche. Al norte se tiene la falla Tlaxcala, falla normal escalonada cuyo buzamiento es hacia el sur. En la parte sur se ubican las fallas Huejotzingo y Tepeaca, este par de fallas son de tipo normal, las cuales presentan un buzamiento hacia el sur. En la parte central del volcán se encuentra la falla Zacatelco, esta falla también es del tipo normal y su buzamiento es hacia el sur. Este sistema de fallas forma el Graben de Puebla, sistema en el cual se edifica el Volcán La Malinche (Figura 3.4) (Seele y Mooser, 1972; Mooser et al., 1996; Santoyo et al., 2005; Lermo y Bernal, 2006).

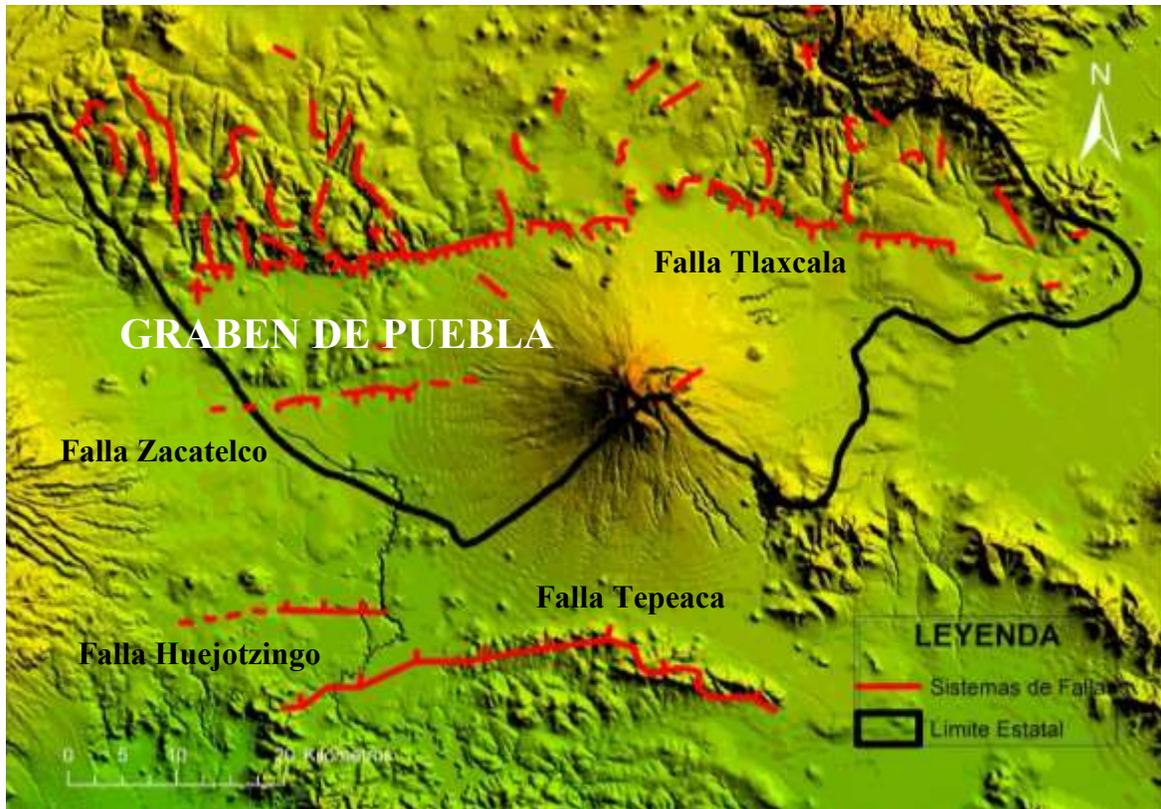


Figura 3.4. Tectónica del Estado de Tlaxcala, se muestra la ubicación del Graben de Puebla y las principales fallas que lo componen (Lermo y Bernal, 2006).

4. SISMICIDAD EN EL VOLCÁN LA MALINCHE

La tectónica del Estado de Tlaxcala está regida por el sistema de fallas del Graben de Puebla, sistema al cual se le reconoce como una de las fuentes sísmicas más representativas para el análisis del peligro sísmico en esta región. Así mismo, a este sistema de fallas se le atribuye el origen del volcán La Malinche.

Lermo y Bernal (2006) realizaron la zonificación sísmica del estado de Tlaxcala con base en el análisis de 45 sismos registrados entre 1984 y 2004 todos con magnitudes de duración (M_d magnitud de duración, Esta magnitud considera el tiempo desde el comienzo de la onda P hasta el punto donde el sismo alcanza el nivel del ruido (Mezcua y Martínez Solares, 1983)) $M_d < 4.0$. Los registros fueron obtenidos de las bases de datos del Sistema de Información Sismotelemétrica de México (SISMEX), el Servicio Sismológico Nacional (SSN) y la Red Sísmica del Valle de México operada por el Instituto de Ingeniería de la UNAM. El análisis sísmico, la distribución espacial de los eventos y los mecanismos focales, muestran que la mayor parte de la sismicidad registrada en esta región se debe en gran medida a la actividad del graben de Puebla (Figura 4.1).

De acuerdo con la distribución epicentral se dividió el estado en tres zonas; zonas de alta, mediana y baja sismicidad (Figura 4.1). La Zona I de alta sismicidad se ubicó en la región centro sur, esta actividad sísmica se asocia a la presencia del sistema de fallas cuya orientación es NE-SW y E-W y se concentran al extremo norte del graben de Puebla. En esta zona se ubica el volcán La Malinche, donde se localizaron sismos distribuidos de manera irregular en sus alrededores, principalmente asociados a las fallas Tlaxcala y Zacatelco.

La Zona II de media sismicidad se ubica en la parte NW del estado, abarcando una región de menor tamaño y donde además no se tiene la certidumbre de elementos tectónicos superficiales. La zona III de baja sismicidad que se caracteriza por no tener hasta el momento evidencia de sismicidad (Figura 4.1).

Lermo et. al. (2012), con base en estudios de zonificación sísmica, actualizó el catálogo histórico instrumental. Se consideraron 55 sismos iniciando con el sismo ocurrido el 6 de abril de 1959 entre las poblaciones de Cuapiaxtla, Tlaxcala y Lara Grajales, Puebla. En la actualización de este catálogo se incluyeron sismos que también fueron registrados por las redes sismológicas del estado de Puebla (RESEP) y por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS por sus siglas en inglés) (Figura 4.2).

A partir del estudio de la sismicidad en el graben de Puebla se consiguió apoyo del CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres) para instalar la Red Sismológica del Estado de Tlaxcala "RESET". Esta red tiene como objetivo monitorear el sistema de fallas del estado de Tlaxcala y los estudios sismológicos y de peligro para diseño sísmico. Esto se analiza para cinco ciudades del estado de Tlaxcala; ciudad capital Tlaxcala, Apizaco, Chiautempan, Huamantla y Zacatelco, estas ciudades cuentan con mayor densidad poblacional y además son las de mayor importancia económica para el estado de Tlaxcala y

de acuerdo con la zonificación sísmica, estas ciudades se ubican en la zona de mayor sismicidad (Figura 4.1) (Lermo y Bernal, 2006).

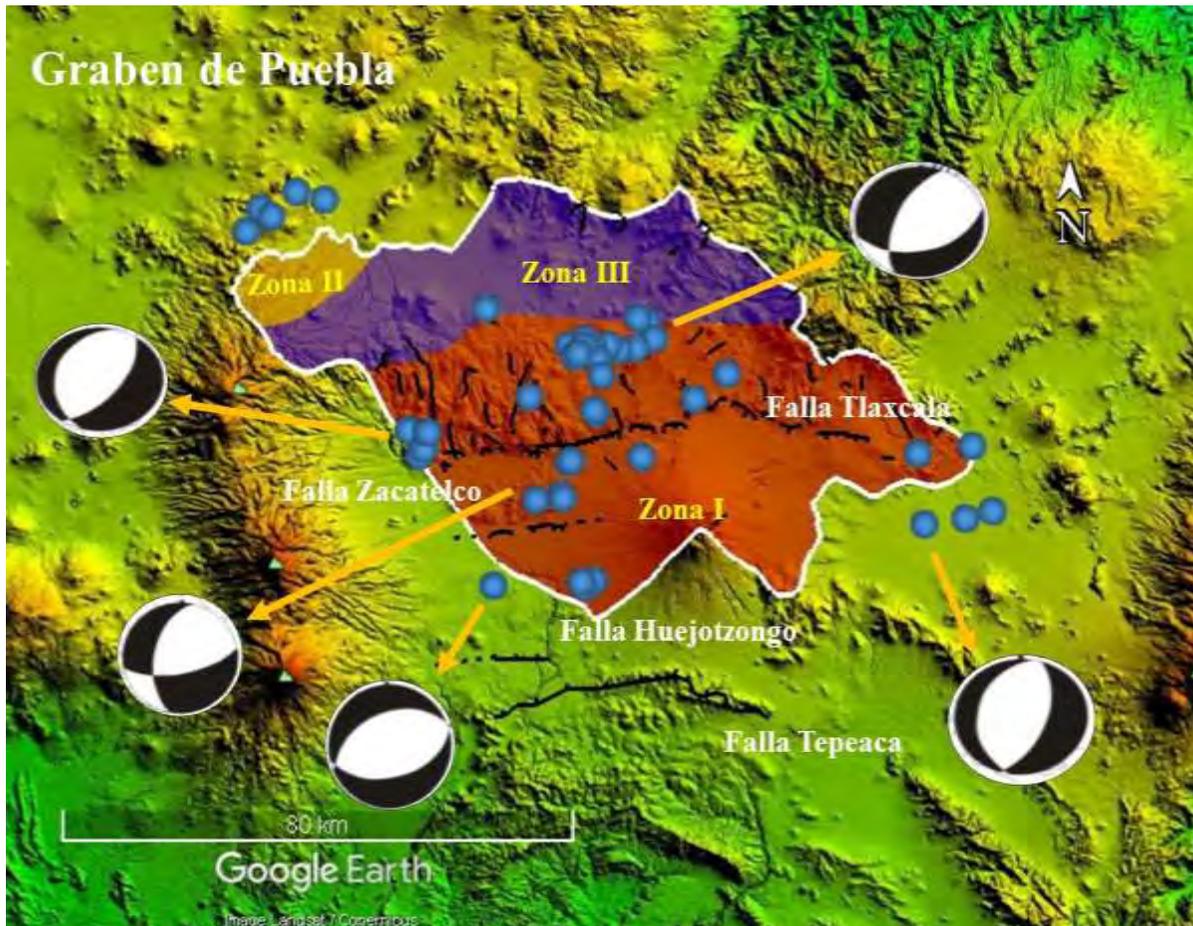


Figura 4.1. Zonificación sísmica del Estado de Tlaxcala; en la imagen se observan tres zonas, mismas que se determinaron en función de la distribución de la sismicidad observada (los sismos se muestran con puntos de color azul); Zona I en color rojo denominada de mayor sismicidad ocupa la mayor parte del estado y considera las fallas Tlaxcala y Zacatelco. La zona II en color amarillo se ubica al noroeste del estado de Tlaxcala y se considera zona de sismicidad moderada. Al norte en color azul se ubica la zona de baja o nula sismicidad. Asimismo, en la imagen se muestra el sistema de fallas denominado graben de Puebla en líneas de color negro (imagen editada de Lermo et al., 2006)

4.1 Adquisición de los datos

El análisis de la sismicidad del volcán La Malinche considera dos periodos; El primero inicia con la instalación de la Red Sismológica del Estado de Tlaxcala “RESET” y con la información obtenida de la misma y el segundo con la instalación de la Red Temporal del

Volcán La Malinche “RTVM”, las características de ambas redes y su distribución espacial se describen a continuación.

4.1.1 Redes Sismológicas

La “RESET” consta de seis estaciones de banda ancha (Tabla 4.1). La distribución espacial de las estaciones se estableció considerando la sismicidad histórica del estado de Tlaxcala el sistema de fallas considerando el graben de Puebla, así como otras de menor longitud localizadas al norte del estado y la zonificación sísmica del estado de Tlaxcala (Lermo y Bernal, 2006; Lermo et al., 2012) (Figura 4.2).

Una de las seis estaciones de la RSET se instaló sobre el volcán La Malinche (TX06 “Volcán Malinche”) en las coordenadas 19. 2573° Latitud Norte y 98.0282° Longitud Oeste a una altura de 3481 msnm con el objetivo de identificar señales características de sismicidad volcánica que proporcione información acerca del estado del volcán. Es importante señalar que este volcán no había sido instrumentado previamente a la colocación de esta red sismológica, por lo tanto, no se tenía conocimiento de actividad sísmica alguna en esta región.

Las estaciones sismológicas se componen por sismógrafos de banda ancha, y sólo la estación “TX01” cuenta, además con un acelerógrafo, todas ellas cuentan con un suministro de energía propio empleando paneles solares y baterías de ciclo profundo de 12V, a continuación, se muestran algunas características de la RESET en la tabla 4.1 y su distribución espacial en la figura 4.2.

A partir de la identificación y localización de algunos sismos en un primer periodo de monitoreo, se implementó una red temporal en el volcán La Malinche (RTVM). Esta red operó entre los meses de marzo y mayo de 2014, con el fin de aumentar el número de estaciones alrededor y sobre del volcán, y con ello contar con una mejor precisión en la localización epicentral. La distribución de las estaciones se estableció con el apoyo de las autoridades del Parque Nacional La Malinche, la coordinación de la Estación Científica La Malinche (UAT-UNAM), y voluntarios de las comunidades alrededor del albergue de La Malinche perteneciente al IMSS y voluntarios de la comunidad de Tepizilac que pertenece al poblado de San Isidro del Buen Suceso, municipio de San Pablo del Monte, Tlaxcala.

Se colocaron 4 sismómetros de banda ancha de la marca Guralp en su mayoría son modelo 6TD, 40TD, 40T-DM24, 40T-DAS y 40T-Taurus de la marca Kinematics, propiedad del Instituto de Ingeniería de la UNAM. Estas estaciones fueron instaladas en la periferia del volcán con una distancia entre ellas de entre 4.5 y 8km. Las primeras dos estaciones (ML01 y ML02) fueron ubicadas en las casetas 1 y 6 (al Oeste y Sureste del volcán respectivamente) que controlan el acceso al Parque Nacional Malinche. La tercera ML03 se ubicó en la Estación Científica La Malinche al Este del volcán. La cuarta ML04 se colocó al suroeste en la comunidad de Tepizilac en el poblado de San Isidro de Buen Suceso. Finalmente la estación ML04 fue reubicada al albergue La Malinche (IMSS) al noroeste del volcán

denominada ML05, en la figura 4.3 se muestra la distribución espacial de la RTVM y en la tabla 4.2 se muestran algunas características de la red.

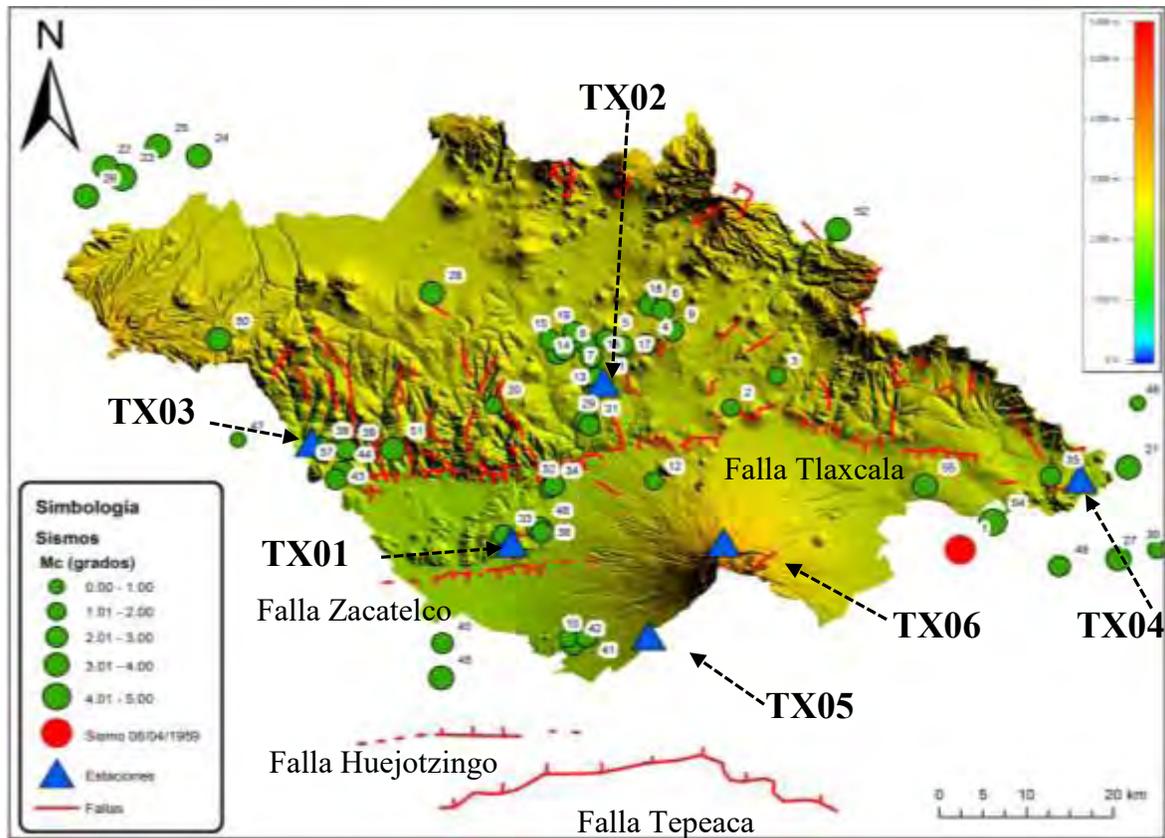


Figura 4.2. Sismicidad histórica del estado de Tlaxcala (sismos puntos en color verde y en color rojo el sismo cuyo epicentro fue ubicado en el poblado de Cuapixtla, Tlaxcala, este sismo destaca ya que ha tenido mayor impacto en el estado de Tlaxcala) y en la imagen se muestra la distribución espacial de las estaciones sismológicas de la RESET (triángulos de color azul) y el graben de Puebla con líneas de color rojo (imagen tomada de Lermo et al., 2012).

Tabla 4.1. Características de las estaciones sísmicas de la RESET, instaladas en el Estado de Tlaxcala, en la figura 4.2 se indican las estaciones con triángulos en color azul

ESTACIÓN ID	LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)	ELEVACIÓN (msnm)	LOCALIDAD
TX01	19.292354°	-98.247515°	2312	TLAXCALA
TX02	19.424599°	-98.152264°	2446	APIZACO
TX03	19.367776°	-98.453481°	2394	ATOTONILCO
TX04	19.328239°	-97.659008°	2361	EL CARMEN
TX05	19.156408°	-98.105366°	2677	SAN ISIDRO DEL BUEN SUCESO
TX06	19.258219°	-98.027942°	3491	MALINCHE

Tabla 4.2. Red Sismológica Temporal del volcán La Malinche, en la tabla se muestran sus coordenadas geográficas y su altitud en la que se encuentra, así como también el nombre de cada estación de acuerdo donde fue instalada.

ESTACIÓN ID	LATITUD GRADOS	LONGITUD GRADOS	ALTITUD MSNM	LOCALIDAD
ML01	19.225683	-98.108100	2840	CASETA1
ML02	19.185145	-97.962634	2877	CASETA6
ML03	19.244125	-97.990667	3138	ECM
ML04	19.182623	-98.088465	2817	TEPIZILAC
ML05	19.280318	-98.042638	3111	IMSS

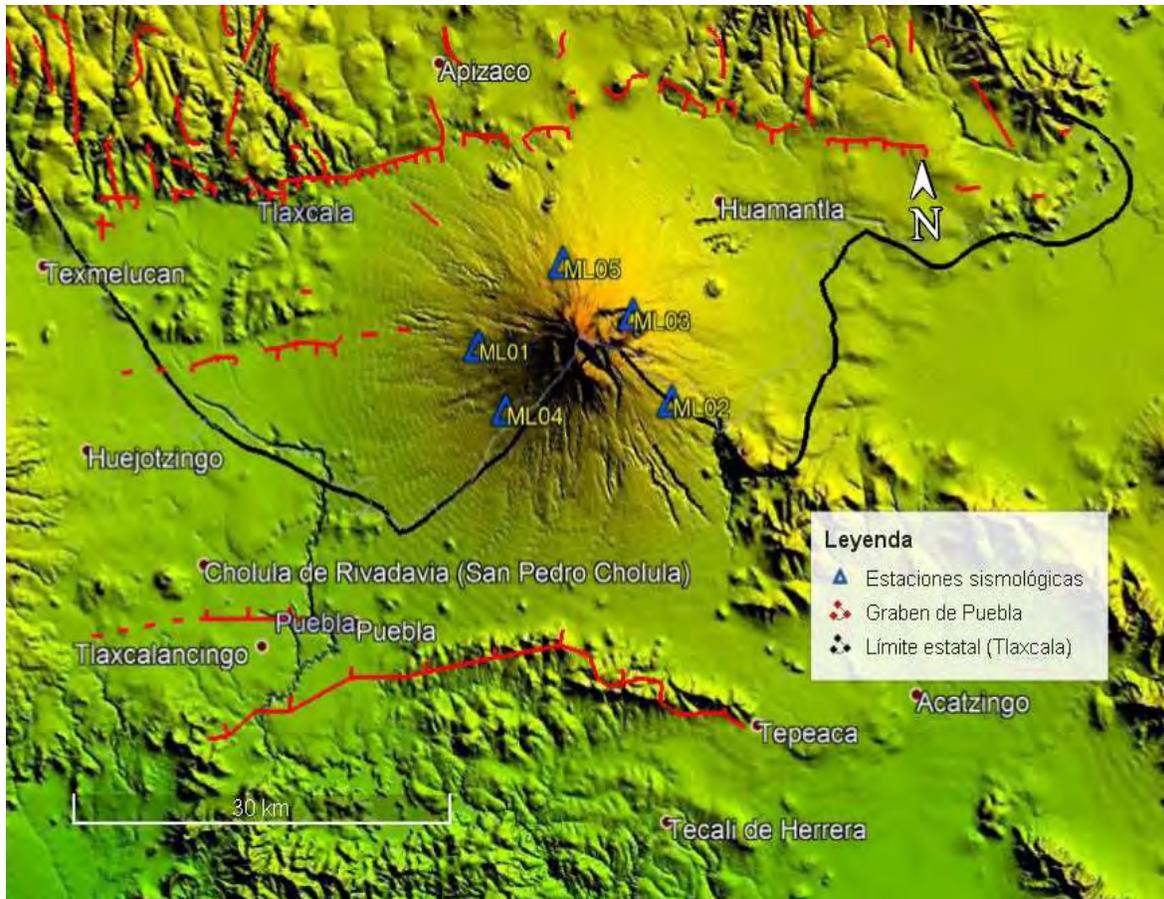


Figura 4.3. Distribución de las estaciones temporales instaladas sobre y a los alrededores del volcán

4.2 Procesamiento

En el procesamiento y la localización de los sismos registrados por la RSET y por la RTVM se consideran dos periodos de análisis:

El primero se enfoca en el periodo comprendido de septiembre de 2012 a febrero de 2014 donde la localización hipocentral se obtiene utilizando una sola estación de tres componentes, en este caso se emplearon los registros de la estación TX06 ubicada sobre el volcán en la parte norte del edificio volcánico. El segundo periodo de estudio comprende desde marzo de 2014 a hasta diciembre de 2016 sismos registrados y localizados por más de tres estaciones permanentes y temporales de las RESET y RTVM.

El procedimiento para el procesamiento y la localización de los sismos volcanotectónicos consiste en:

Recopilación de la información sísmica registrada por las estaciones de la RESET y la RTVM

Selección y clasificación de los sismos locales registrados en La Malinche para el primer periodo en una sola estación o y para un segundo periodo en más de tres estaciones, tomando como base la estación TX06, estación donde se han identificado el mayor número de eventos

Los sismos seleccionados registrados con una sola estación y con tres o más se integran en una base de datos para posteriormente obtener su localización hipocentral

Para obtener la localización se empleó el código SEISAN Versión 10 (Havskov and Ottemoller, 2012), el cual obtiene la localización hipocentral realizando una inversión con base en las lecturas de los tiempos de arribos de onda P y S y con una profundidad propuesta donde se espera pudieran producirse los sismos. Este programa utiliza como datos de entrada adicionales los nombres de las estaciones donde se registró el sismo, las coordenadas geográficas Latitud, Longitud y Altitud de cada estación, la duración total del sismo, una relación para este estudio se ha considerado un $V_p/V_s=1.73$, un modelo cortical de velocidades adaptado del volcán Popocatepetl (Valdez et al., 1995) (Tabla 4.3) y la ecuación para el cálculo de la magnitud de duración se empleó la propuesta por Chavacán et al., (2004), ecuación que también es empleada para localizar los sismos en el volcán Popocatepetl (Lermo et al., 2006).

Tabla 4.3. Modelo cortical de velocidades adaptado del volcán Popocatepetl.

ESPESOR	VELOCIDAD α
Km	Km/s
3.5	3.2
4.4	4.5
6.0	5.0
12.0	6.0

4.2.1. Localización Hipocentral con una estación triaxial

Como ya se ha descrito en el inciso anterior la localización hipocentral se realiza a partir de la inversión de los tiempos de arribo de P y S de las estaciones que han registrado el evento, esto regularmente se emplea para realizar una localización con tres o más estaciones, no obstante, el código también permite hacerlo empleando una sola estación con base en el método de polarización de onda P.

Para localizar estos eventos es necesario obtener un azimut con respecto al norte geográfico, realizando un análisis de polaridades en las componentes horizontales, donde las amplitudes de los arribos de la onda P juegan un papel importante. La distancia epicentral es obtenida a partir del modelo de velocidades y el tiempo entre las fases S-P. Una desventaja que tiene este método es la estimación de la profundidad ya que en algunos casos no hay resolución en la inversión y generalmente arroja la profundidad propuesta en el modelo inicial.

El primer paso para realizar la localización con una estación es identificar los primeros arribos de las fases P y S y la duración del sismo (Figura 4.7 A).

Enseguida se selecciona el sismograma de la componente vertical. Se elige una ventana con un filtro pasa bandas entre 0.5 y 25 Hz, donde se considere el arribo de la onda P y posteriormente se obtendrá un azimut.

Para determinar un buen resultado se deben considerar algunos elementos: el azimut debe ser coherente con la información sísmica y el coeficiente de reflexión deberá ser lo más alto posible y positivo (Figura 4.7 B).

En el primer periodo de estudio se han considerado 17 sismos que únicamente se registraron en la estación TX06 Volcán Malinche. En este periodo comprende los meses de septiembre de 2012 a febrero de 2014. Estos eventos han sido localizados mediante el método de polarización de onda P o bien localizados por una sola estación. A continuación, se muestran los parámetros hipocentrales de los sismos registrados en este primer periodo (Tabla 4.4).

En la figura 4.8A) se muestra la distribución espacial de estos 17 sismos, donde se observa que esta distribución notablemente es de manera dispersa sobre el edificio volcánico. Asimismo, se muestran dos perfiles el primero A-A' en la dirección Norte-Sur "N-S" y el segundo Este-Oeste "E-W" donde se observa la distribución espacial de los hipocentros con respecto a la profundidad donde se hace evidente que las profundidades alcanzadas van desde los 5.1 hasta los 7.1 kilómetros con respecto a la cima del volcán (Figuras 4.8B y 4.8C). De la misma manera se estimaron los elipses de error de localización para estos 17 eventos y se observan también a profundidad en los perfiles A-A' y B-B' donde se tienen errores de dos hasta cuatro kilómetros aproximadamente (Ver Figuras 4.8D y 4.8E).

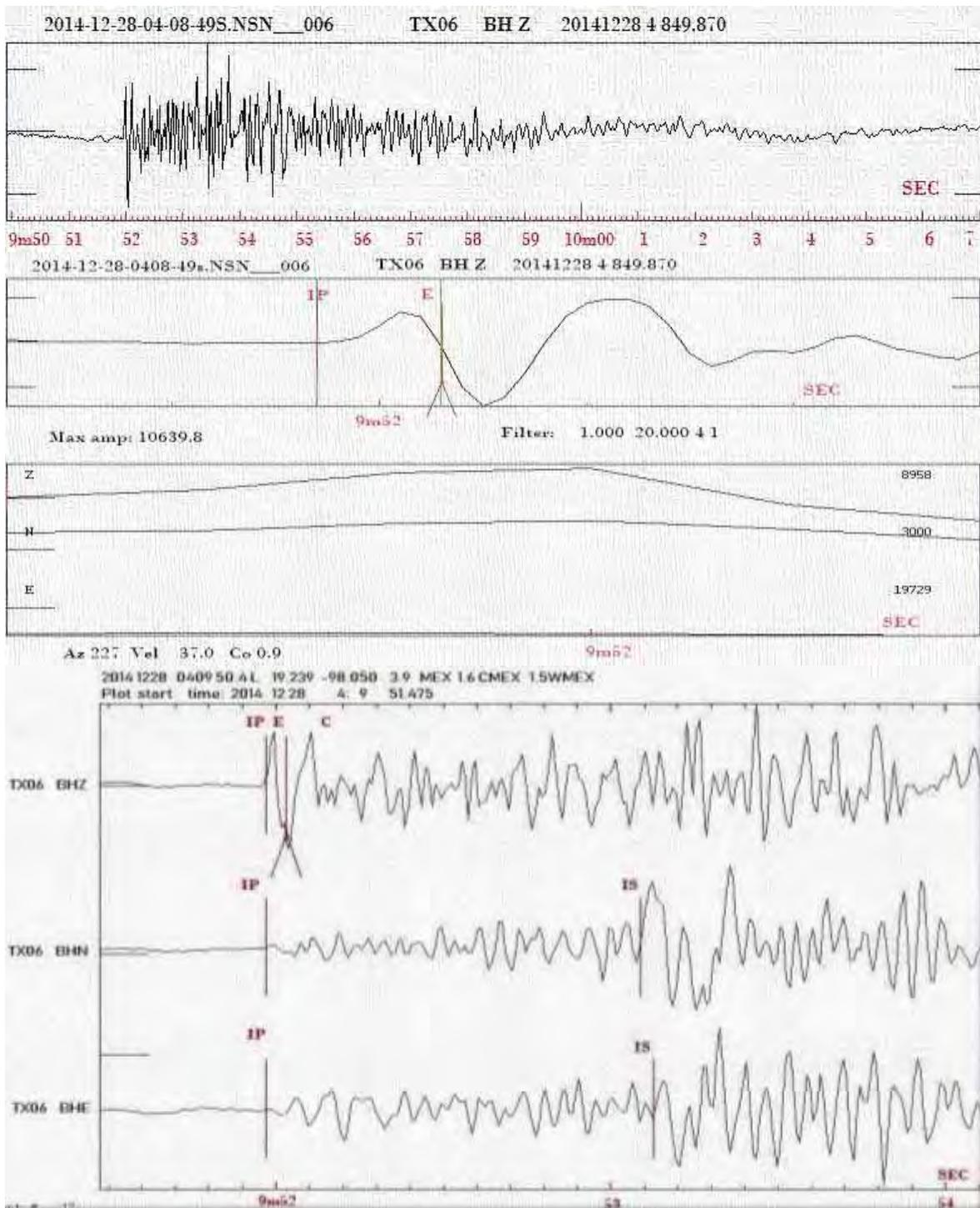


Figura 4.7. En la figura A observamos el picado de los arribos de las fases P y S y la coda estimar una magnitud de duración con base en la ecuación de magnitud M_d . En B se muestra la obtención del azimuth mediante el código SEISAN, en la parte inferior izquierda se observa el azimuth y el coeficiente de reflexión

Tabla 4.4. Parámetros hipocentrales de 17 sismos seleccionados, se trata de sismos con magnitudes pequeñas entre 0.7 y 2.0 cuyas profundidades van de 5.1 a 7.1 kilómetros.

Evento	Fecha DD/MM/AAAA	Hora HH:MM:SS	Latitud Grados	Longitud Grados	Prof Km	Mag Md	Azim
1	02/SEP/2012	08:11:25.00	19.237	-98.039	5.1	1.1	206
2	06/SEP/2012	21:43:21.40	19.230	-98.048	5.6	2.0	213
3	22/FEB/2013	18:46:37.20	19.208	-98.052	7.0	1.0	204
4	22/DIC/2013	06:10:34.71	19.228	-98.042	6.3	1.1	203
5	22/DIC/2013	18:25:44.90	19.220	-98.039	7.1	1.0	194
6	24/DIC/2013	11:19:05.61	19.225	-98.027	7.1	0.9	178
7	31/DIC/2013	22:05:15.54	19.235	-98.027	7.1	0.7	165
8	02/ENE/2014	19:19:16.70	19.241	-98.972	7.1	1.1	107
9	02/ENE/2014	19:21:59.68	19.214	-98.987	7.1	1.2	138
10	11/ENE/2014	03:50:28.62	19.219	-98.021	7.1	1.1	170
11	12/ENE/2014	08:10:34.81	19.226	-98.046	6.2	1.2	208
12	19/ENE/2014	08:00:09.89	19.202	-98.041	7.1	1.2	192
13	24/ENE/2014	22:36:04.35	19.220	-98.053	7.1	0.9	211
14	27/ENE/2014	12:09:02.66	19.244	-98.053	5.0	0.7	249
15	28/ENE/2014	00:32:03.82	19.227	-98.026	7.1	1.1	179
16	01/FEB/2014	17:39:46.89	19.228	-98.040	6.3	1.0	200
17	04/FEB/2014	20:49:04.49	19.211	-98.034	7.1	1.4	187

Estos 17 eventos son sismos pequeños con magnitudes de duración no mayores a $M_d=2.0$ y cuyas profundidades máximas son de 7.1 kilómetros. El método de polarización de onda P en particular presenta problemas al estimar la profundidad, si bien puede estimar una localización epicentral en latitud y longitud, sin embargo, para estimar la profundidad tienen que tomarse algunas consideraciones. En la tabla 4.4 se observa que siete de estos eventos presentan este problema teniendo una profundidad de 7.1 kilómetros (Figura 4.8B y 4.8C) y esto se relaciona con el azimut, cuando este es mayor a 200° el código estima una profundidad diferente a la propuesta en el modelo inicial.

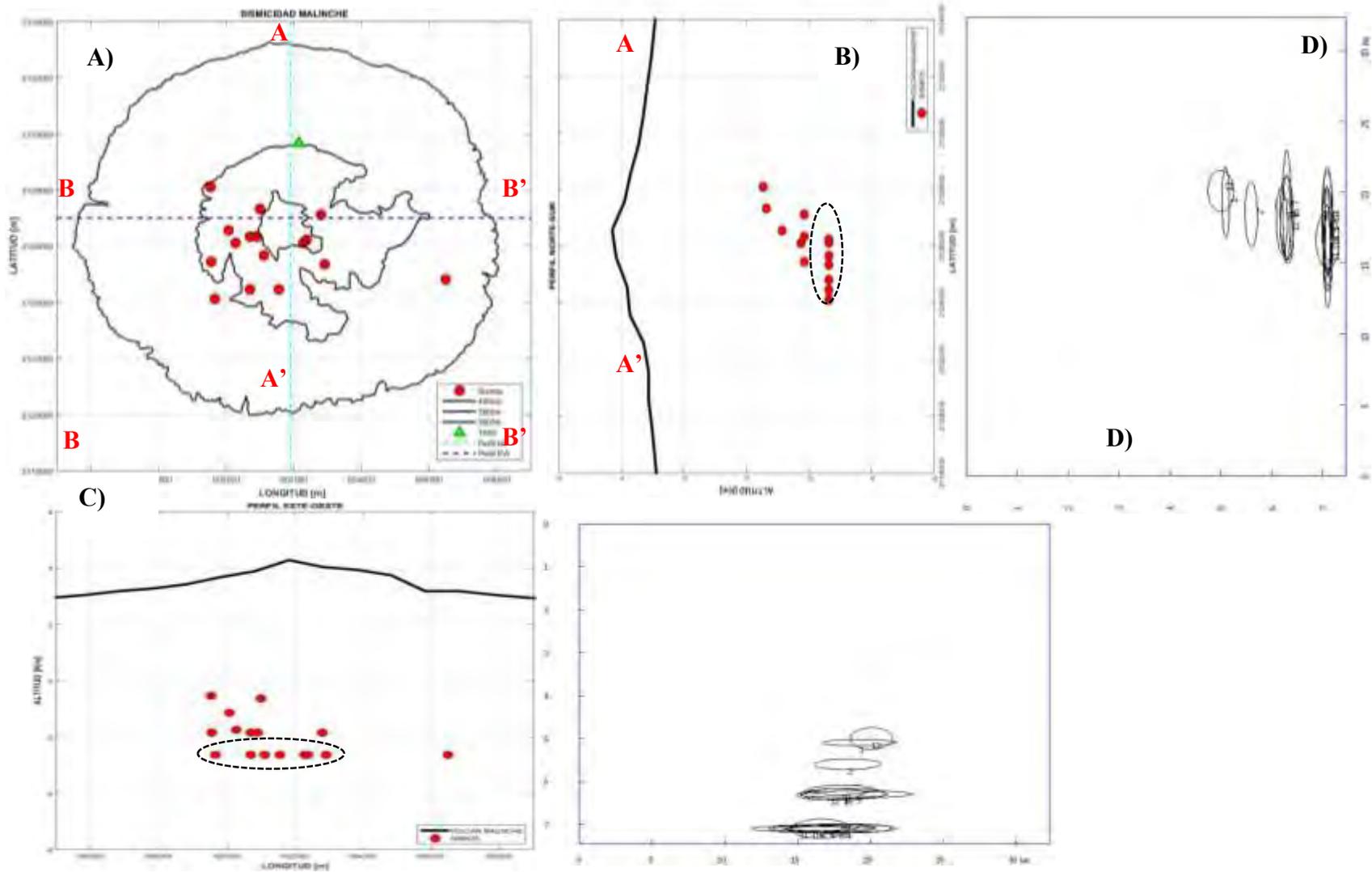


Figura 4.8. Localización hipocentral de los 17 eventos identificados. Los gráficos A, B y C, muestran la localización de estos eventos y los gráficos D y E corresponden a las elipses de error de cada evento.

4.2.2 Localización Hipocentral con más de tres estaciones

El segundo periodo de monitoreo en el volcán La Malinche comienza con la instalación de la RTVM a partir de marzo de 2014, por lo que ahora la base de datos se compone de registros de las estaciones de la RSET y de la RTVM. Una vez creada la base de datos de los sismos locales del volcán La Malinche, el siguiente paso es leer los tiempos de los arribos de las fases P y S de los eventos registrados en tres o más estaciones de la RSET y la RTVM. Los hipocentros se han obtenido empleando el código SEISAN (Havskov y Ottemoller, 2012), con base en la inversión de los tiempos de arribo leídos en cada uno de los sismogramas, en cada una de las estaciones donde se registró el evento.

Cada sismo a localizar debe contener las señales registradas en cada estación, el picado de los tiempos de las fases P y S y la duración del evento. En particular para el arribo de la fase P es necesario indicar la polaridad de la onda con el objetivo de obtener un mecanismo focal simple o compuesto. Además del tiempo el software utiliza como datos de entrada adicionales los nombres de las estaciones donde se registró el sismo, las coordenadas geográficas (Latitud, Longitud y Altitud) de cada estación, una relación V_p/V_s , y la ecuación para el cálculo de la magnitud de duración. El modelo cortical de velocidades fue adaptado del volcán Popocatepetl (Valdés et al., 1995), asumiendo que ambos volcanes se localizan en la región centro-oriente de la Faja Volcánica Transmexicana, y, además, comparten rasgos geológicos similares, por lo tanto, se asume que el modelo cortical se mantiene por debajo del edificio volcánico. En las figuras 4.9. y 4.10 muestra eventos localizados al poniente de la Malinche, el primero corresponde al mes de abril de 2014 y tres en el mes de julio de 2014.

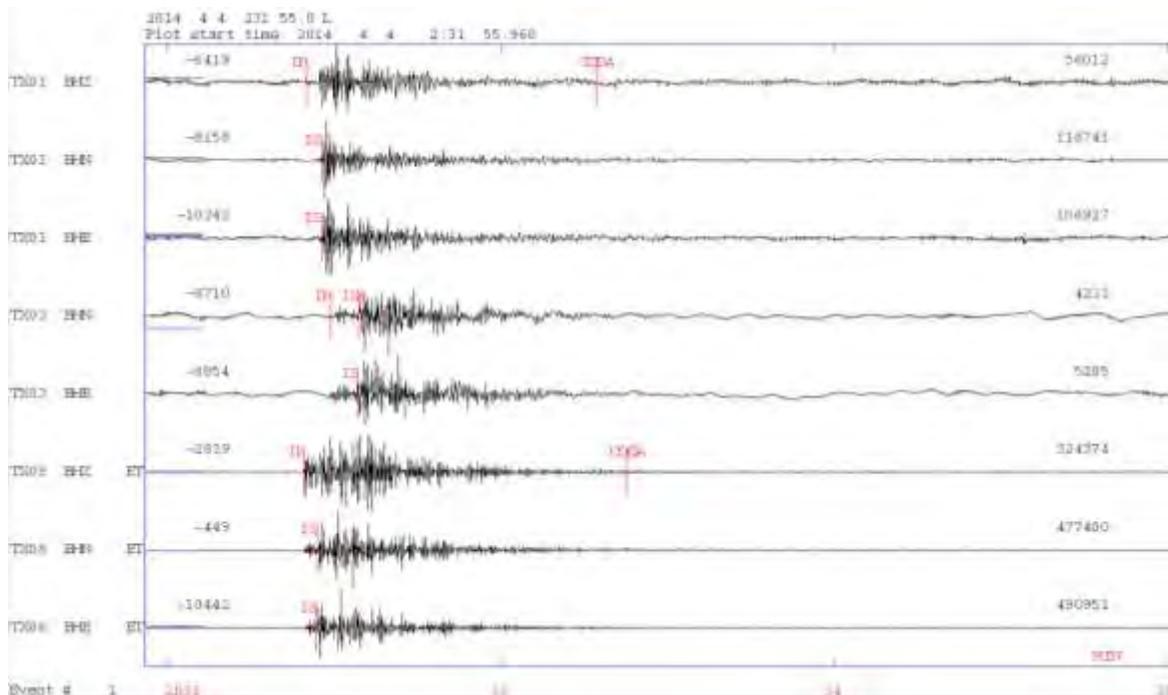


Figura 4.9. Sismo registrado el 4 de abril de 2014 en 3 estaciones de la RSET



Figura 4.10. Sismos ocurridos los días 22 y 25 de Julio de 2014 registrados dos de ellos en 6 estaciones y el último en 5 de la RSET y RTVM

Se han registrado hasta ahora 150 sismos de los cuales han sido localizados 121, los resultados se presentan a continuación:

Los 121 sismos localizados presentan profundidades entre 3.9 y 12.2 kilómetros de profundidad.

Las magnitudes de los sismos son del orden de 0.9 a 2.6 Md

Los errores de localización se encuentran entre los 4 y 3 kilómetros para sismos localizados con tres estaciones, mientras que los que se localizaron con 4 o más estaciones presentan errores con menos de dos kilómetros

El análisis de las formas de onda y los mecanismos focales compuestos obtenidos dan paso a la identificación de dos procesos de fuente sísmica. Los sismos profundos (entre 11 y 12 kilómetros) muestran un mecanismo focal con fallamiento normal alineado al sistema de fallas del graben de Puebla con origen tectónico, y los sismos con profundidades entre 5 y 7 kilómetros muestran mecanismos focales con falla inversa, indicando que esta sismicidad es relacionada con procesos de fracturamiento en el edificio volcánico asociado a un ascenso de magma.

Dado que los eventos son de carácter local, los errores de localización deben ser pequeños, en el análisis de sismicidad se han seleccionado los eventos que presentaron errores menores a cuatro kilómetros. Los parámetros hipocentrales se presentan en la tabla 4.5. En la tabla se puede observar que se han identificado un aumento en número de sismos entre los meses de diciembre y enero desde septiembre de 2012 hasta diciembre de 2016.

Tabla 4.5. Parámetros hipocentrales de los 121 sismos seleccionados y localizados en el volcán La Malinche. La Hora está en referencia con el meridiano de Greenwich (GMT)

EVENTO	FECHA AAAA/MM/DD	HORA HH:MM:SS	LATITUD GRADOS	LONGITUD GRADOS	PROF Km	MAG Md
1	2014 07 09	19:00:28.5	19.236	-98.043	6.5	1.4
2	2014 0722	10:19:21.4	19.244	-98.094	11.3	2.6
3	2014 0725	12:06:49.5	19.241	-98.093	11.5	2.7
4	2014 0725	13:54:12.7	19.238	-98.095	12.2	2.1
5	2014 0813	03:17:24.4	19.258	-98.036	6.2	1.5
6	2014 0815	04:11:57.6	19.267	-98.036	4.0	2.2
7	2014 0815	04:11:56.9	19.26	-98.030	7.1	2.7
8	2014 0819	12:06:49.2	19.268	-98.032	7.1	1.2
9	2014 0907	06:10:53.1	19.203	-98.038	4.8	2.2
10	2014 1013	01:28:28.4	19.216	-98.038	7.1	1.3
11	2014 1023	09:57:00.5	19.227	-98.066	5.6	1.3

EVENTO	FECHA AAAA/MM/DD	HORA HH:MM:SS	LATITUD GRADOS	LONGITUD GRADOS	PROF Km	MAG Md
12	2014 1212	11:00:26.9	19.225	-98.054	6.0	1.5
13	2014 1227	22:34:03.5	19.225	-98.049	6.1	1.0
14	2014 1227	23:12:37.3	19.252	-98.028	6.6	0.9
15	2014 1227	23:26:53.0	19.234	-98.048	4.9	1.5
16	2014 1228	02:30:26.2	19.223	-98.054	6.1	2.8
17	2014 1228	03:03:26.5	19.228	-98.031	6.7	1.8
18	2014 1228	03:24:07.0	19.229	-98.047	5.6	1.4
19	2014 1228	03:31:06.0	19.242	-98.056	7.1	1.4
20	2014 1228	04:09:50.4	19.237	-98.052	5.2	1.6
21	2014 1228	04:13:42.2	19.252	-98.056	6.7	1.2
22	2014 1228	04:21:41.6	19.225	-98.048	6.1	1.2
23	2014 1228	04:50:36.9	19.235	-98.047	5.2	1.5
24	2014 1228	04:55:07.6	19.234	-98.039	5.4	1.5
25	2014 1228	05:39:37.4	19.249	-98.057	6.4	1.2
26	2014 1228	06:05:33.5	19.236	-98.051	5.1	1.7
27	2014 1228	06:15:09.0	19.238	-98.032	5.9	1.1
28	2014 1228	06:29:43.7	19.226	-98.033	6.7	1.3
29	2014 1228	06:36:04.6	19.242	-98.054	5.3	1.4
30	2014 1228	07:11:44.5	19.234	-98.049	5.2	1.6
31	2014 1228	07:36:51.4	19.236	-98.051	5.0	1.3
32	2014 1228	07:44:34.2	19.246	-98.053	5.3	1.2
33	2014 1228	07:49:32.8	19.234	-98.048	5.1	1.7
34	2014 1228	08:02:23.9	19.237	-98.057	5.4	1.1
35	2014 1228	08:14:54.9	19.249	-98.056	6.7	1.0
36	2014 1228	08:22:50.6	19.237	-98.050	5.1	1.3
37	2014 1228	08:38:04.6	19.237	-98.050	5.0	1.6
38	2014 1228	08:50:08.4	19.262	-98.050	6.2	1.3
39	2014 1228	09:17:56.3	19.235	-98.048	5.6	1.8
40	2014 1228	09:31:29.1	19.234	-98.048	5.2	1.3
41	2014 1228	09:40:26.4	19.232	-98.051	5.3	1.4
42	2014 1228	09:47:45.7	19.213	-98.035	7.1	1.2
43	2014 1228	09:51:05.0	19.237	-98.051	5.1	1.4
44	2014 1228	10:01:59.1	19.231	-98.049	5.4	1.2
45	2014 1228	10:20:34.6	19.218	-98.025	7.1	1.8
46	2014 1228	10:31:45.5	19.232	-98.046	5.3	1.1
47	2014 1228	10:43:13.8	19.234	-98.041	5.6	1.0
48	2014 1228	10:53:45.6	19.242	-98.054	5.0	1.5
49	2014 1228	12:01:00.1	19.239	-98.053	4.8	1.4

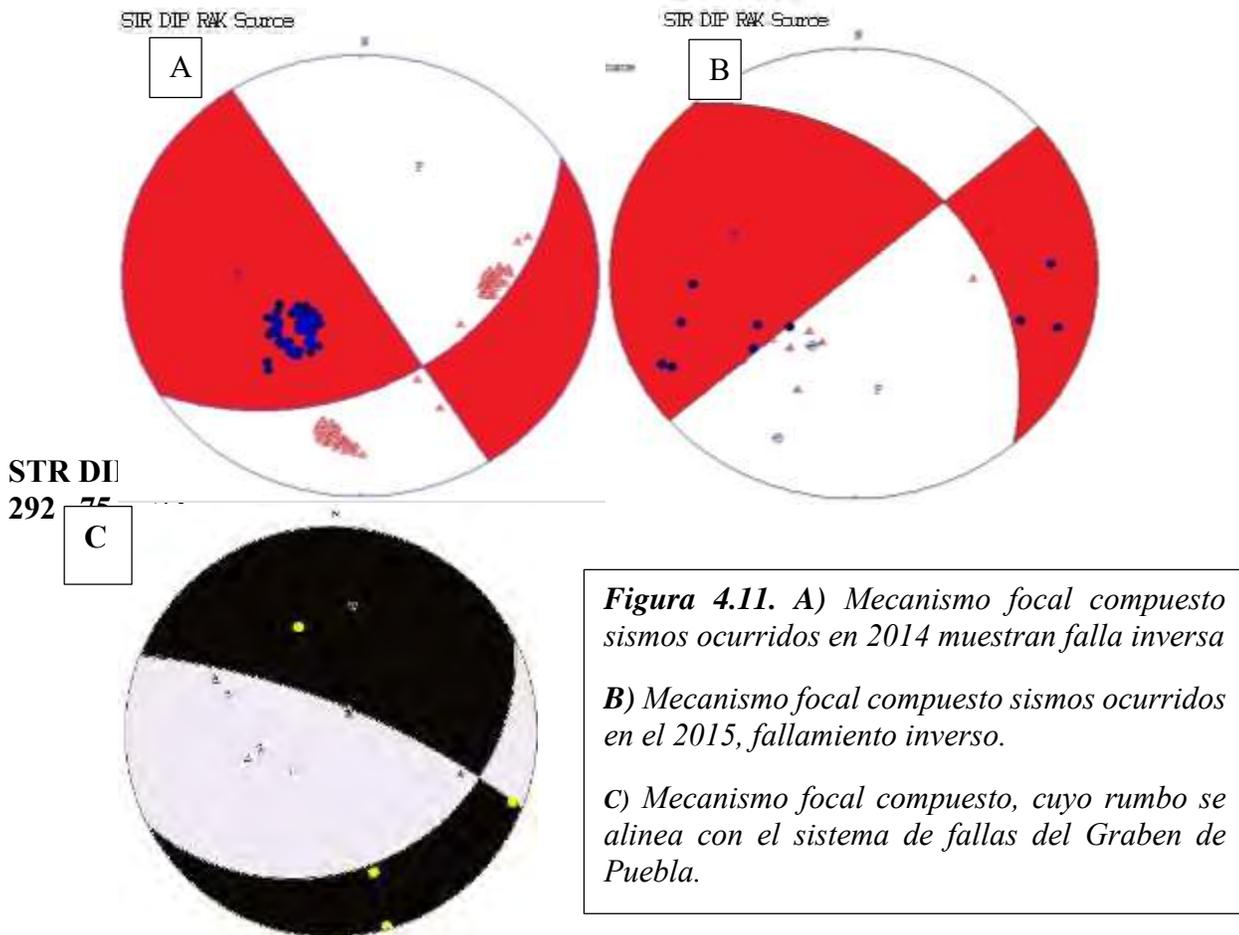
EVENTO	FECHA AAAA/MM/DD	HORA HH:MM:SS	LATITUD GRADOS	LONGITUD GRADOS	PROF Km	MAG Md
50	2014 1228	12:07:10.5	19.247	-98.051	5.4	1.2
51	2014 1228	12:36:13.0	19.243	-98.054	5.2	1.1
52	2014 1228	12:48:04.1	19.239	-98.051	5.1	1.6
53	2014 1228	12:57:46.5	19.237	-98.054	5.3	1.7
54	2014 1228	14:39:59.4	19.240	-98.053	5.0	1.5
55	2014 1228	14:58:13.0	19.235	-98.052	5.4	1.5
56	2014 1228	16:18:07.9	19.236	-98.035	5.3	1.8
57	2014 1228	17:07:01.1	19.237	-98.052	5.3	1.5
58	2014 1228	17:20:52.9	19.239	-98.051	5.1	1.6
59	2014 1228	17:38:55.8	19.236	-98.049	5.5	1.3
60	2014 1228	18:19:39.8	19.240	-98.055	5.0	1.7
61	2014 1228	1834 12.8	19.236	-98.049	5.1	1.8
62	2014 1228	1905 25.1	19.247	-98.053	5.5	1.2
63	2014 1228	1908 23.3	19.235	-98.056	6.6	1.3
64	2014 1228	2007 29.8	19.226	-98.031	7.1	1.7
65	2014 1228	2046 11.2	19.235	-98.038	5.4	1.6
66	2014 1228	2117 4.1	19.236	-98.053	5.1	2.0
67	2014 1228	2225 42.7	19.235	-98.053	7.1	1.8
68	2014 1228	2235 24.6	19.232	-98.049	5.5	1.5
69	2014 1228	2320 28.2	19.243	-98.054	5.3	1.4
70	2014 1228	2345 19.8	19.240	-98.059	7.1	1.3
71	2014 1229	0006 49.5	19.233	-98.051	5.4	1.2
72	2014 1229	0300 36.2	19.233	-98.050	7.1	1.5
73	2014 1229	0439 43.8	19.254	-98.046	7.1	1.0
74	2014 1229	0505 44.3	19.237	-98.052	4.9	1.4
75	2014 1229	0529 5.3	19.241	-98.030	6.7	1.4
76	2014 1229	0828 13.6	19.246	-98.053	5.3	1.7
77	2014 1229	0848 13.3	19.242	-98.054	5.2	1.5
78	2014 1229	0857 52.4	19.234	-98.045	5.1	1.3
79	2014 1229	0903 3.2	19.211	-98.031	6.8	1.5
80	2014 1229	0941 8.1	19.236	-98.036	5.8	1.2
81	2014 1229	1005 18.1	19.235	-98.041	5.3	1.2
82	2014 1229	1012 40.9	19.235	-98.046	5.1	1.5
83	2014 1229	1141 43.1	19.235	-98.048	5.0	1.1
84	2014 1229	1159 9.8	19.238	-98.056	6.4	1.8
85	2014 1229	1526 19.0	19.235	-98.047	5.2	1.4
86	2014 1229	1550 1.4	19.235	-98.046	5.3	1.0
87	2014 1229	1619 56.2	19.240	-98.056	6.8	1.2

EVENTO	FECHA AAAA/MM/DD	HORA HH:MM:SS	LATITUD GRADOS	LONGITUD GRADOS	PROF Km	MAG Md
88	2014 1229	2122 18.8	19.240	-98.050	4.8	2.0
89	2014 1229	2132 4.0	19.233	-98.055	7.1	1.9
90	2014 1229	2145 39.3	19.236	-98.055	7.1	1.9
91	2014 1229	2152 15.0	19.241	-98.054	5.3	1.9
92	2014 1229	2315 29.9	19.237	-98.050	5.0	1.6
93	2014 1230	0420 9.8	19.244	-98.054	5.2	1.6
94	2014 1231	0020 59.4	19.238	-98.053	5.1	1.5
95	2014 1231	0050 32.1	19.249	-98.053	5.8	1.2
96	2014 1231	0136 58.8	19.239	-98.052	5.0	1.5
97	2015 0101	0625 52.1	19.235	-98.050	5.2	1.2
98	2015 0101	06:48:37.0	19.246	-98.054	5.6	1.0
99	2015 0108	11:21:54.6	19.235	-98.051	8.0	2.2
100	2015 0120	12:23:48.0	19.220	-98.044	4.1	2.0
101	2015 0120	12:25:28.4	19.262	-98.030	7.0	1.9
102	2015 0207	23:38:45.0	19.251	-98.091	8.6	1.9
103	2015 0510	16:42:45.1	19.236	-98.050	3.9	1.9
104	2015 0523	06:21:00.4	19.278	-97.990	4.1	1.4
105	2015 0523	07:07:58.1	19.238	-98.059	6.0	1.6
106	2015 0523	14:42:26.6	19.236	-98.047	7.1	1.8
107	2015 0525	10:10:23.9	19.238	-98.058	5.2	1.1
108	2015 06 3	20:02:06.9	19.224	-98.034	7.1	1.5
109	2015 0612	02:26:10.5	19.228	-98.051	5.9	1.1
110	2015 0612	02:41:19.7	19.200	-98.040	4.0	1.9
111	2015 0621	12:33:06.2	19.225	-98.043	6.4	2.0
112	2015 0621	13:44:39.9	19.232	-98.059	6.3	1.8
113	2015 0709	17:58:50.8	19.223	-98.059	6.9	1.7
114	2015 0727	12:48:46.3	19.238	-98.052	5.2	1.2
115	2015 0820	02:45:37.0	19.231	-98.059	7.5	2.2
116	2015 1212	19:18:19.5	19.248	-98.040	5.2	1.2
117	2015 1219	03:33:05.3	19.222	-98.032	5.2	1.5
118	2015 1221	21:33:01.5	19.223	-98.047	6.6	1.2
119	2015 1228	05:35:09.8	19.235	-98.041	6.4	1.4
120	2015 1230	19:32:23.5	19.223	-98.057	7.1	1.3
121	2016 0119	10:04:44.4	19.220	-98.034	7.1	1.4

La distribución espacial de los 121 sismos se concentra al poniente de la cima del volcán con profundidades entre 3.9 y 7 kilómetros. Algunos de los hipocentros se observan dispersos, sin embargo, se han considerado ya que llevan la tendencia de los sismos agrupados (Figura

4.12). En este análisis sísmico se seleccionaron dos periodos para la obtención de mecanismos focales compuestos el primero corresponde a eventos registrados a lo largo del año 2014 y el segundo en el 2015. Ambos mecanismos muestran un fallamiento inverso con componente de transcurrancia, por lo tanto, estos sismos tienen origen debido a un cambio en el régimen de esfuerzos dado a un lento ascenso de magma.

De este grupo de sismos destacan tres de ellos que fueron registrados en julio de 2014 y se identificaron en 6 y 5 estaciones de ambas redes sísmicas, estos eventos se localizaron al poniente del edificio volcánico al norte de la estación ML01, de igual manera presentaron magnitudes de duración pequeñas entre 2 y 2.6 Md, sin embargo, estos eventos tienen profundidades del orden entre 11 y 12 kilómetros y sus errores de localización fueron alrededor de 1 kilómetro (Figura 4.12). De estos tres eventos se obtuvo un mecanismo focal compuesto del tipo normal cuyo rumbo se alinea con el sistema de fallas del graben de Puebla, por lo tanto, su fuente sísmica está asociada a un proceso tectónico dada su ubicación y análisis de forma de onda (Figura 4.11).



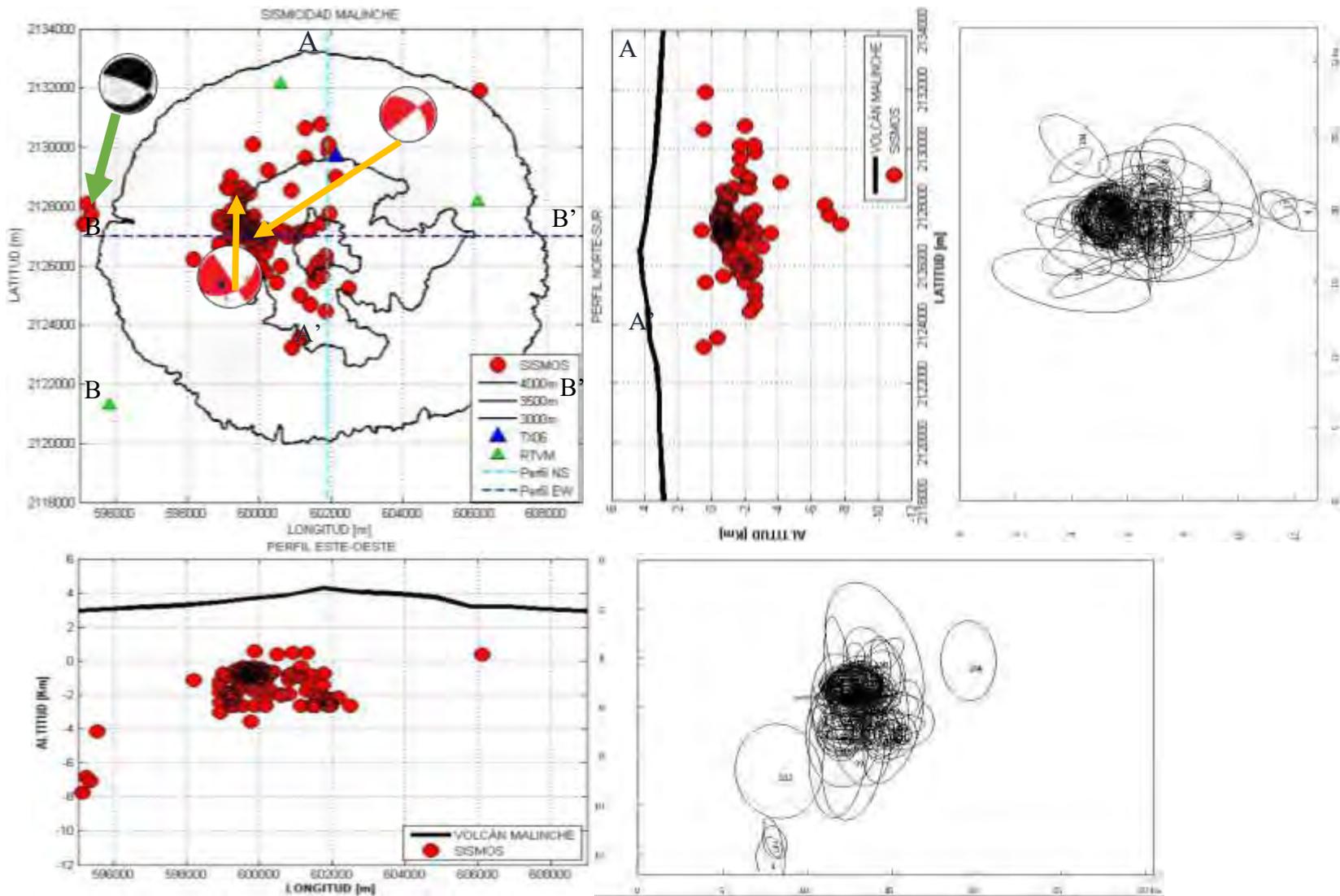


Figura 4.12. Distribución espacial de los hipocentros de los eventos registrados por la Red del Volcán Malinche “RTVM” y la Red Sismológica del Estado de Tlaxcala “RESET”, sismicidad que se ha identificado desde 2014 hasta 2016

5. POTENCIAL ESPONTÁNEO EN EL VOLCÁN LA MALINCHE

5.1. Adquisición de datos

Las mediciones en campo, se realizan en perfiles y con una configuración de electrodos determinada. Existen al menos tres tipos de configuraciones para la adquisición del potencial espontáneo tales como: Configuración del gradiente, configuración base fija o campo total y configuración multielectródica. Los tres dispositivos generan resultados positivos, sin embargo, la configuración de base fija, es la que mayor ventaja ofrece para el estudio de los volcanes.

5.1.1. Equipo a utilizar

El equipo necesario para llevar a cabo mediciones de potencial espontáneo consta de:

- Un multímetro de alta impedancia capaz de medir y apreciar la polaridad, de tensiones comprendidas entre 1 y millares de milivolts.
- Un par de electrodos de cobre (Cu/CuSO₄) no polarizables.
- Bobina de cable de cobre aislado con una longitud sugerida de 300 m.
- Sistema de Posicionamiento Global (GPS por sus siglas en Ingles)
- Martillo de Geólogo, o bien Picoleta de Jardín
- Libreta de campo
- Radios de comunicación
- Mochila de campo con material de campo (cinta de asilar, navaja, conectores, etc)

Generalmente para métodos de prospección eléctrica se emplean electrodos metálicos polarizables, sin embargo, para realizar mediciones de SP es necesario emplear electrodos no polarizables, la ventaja es reducir los efectos de los fenómenos de la polarización. Los electrodos que con frecuencia se emplean para estas metodologías son muy fiables en términos de deriva temporal, están formados por una barra de cobre inmersa en solución saturada de sulfato de cobre (Cu-CuSO₄), y todo ello dentro de un tubo de PVC (Gex, 1977; Perrier et al., 1997). En el extremo superior del tubo la barra de cobre deberá salir de uno a dos centímetros para poder realizar la medición. Este extremo deberá estar sellado por un tapón de caucho. Por otro lado, el extremo inferior del electrodo esta sellado por un tapón el cual debe ser microporoso (compuesto por una madera de baja permeabilidad), el cual se pone en contacto con el suelo. En la Figura 5.1 se muestra un esquema básico de sus componentes.



Figura 5.1. Esquema de los electrodos no polarizables tipo Cu/CuSO₄ ideales para emplear la técnica de SP.

5.1.2. Calibración y configuración de electrodos.

Una forma de calibrar el arreglo de electrodos, es realizar una prueba de offset entre los electrodos (la diferencia de potencial entre ellos debe ser inferior a ± 1 mV) (Figura 5.2). Durante el trabajo de campo es importante verificar la resistencia de contacto como un control de calidad de la medición de SP (Figura 5.2).

La configuración de electrodos de base fija funciona con dos electrodos A y B, consiste en colocar estaciones fijas de medida a lo largo del perfil definido. La estación fija o estación de referencia corresponde al electrodo A, al cual se le ha asignado arbitrariamente un potencial cero. La primera medición se realiza considerando una distancia de 20m, se ha demostrado que esta distancia es la adecuada para observar la circulación de fluidos y la importancia a nivel estructural que puede tener anomalías de longitud de onda corta entre 40 y 80m para distinguir elementos estructurales tales como fallas, límites de calderas, etcétera. (Finizola et al., 2002; Bennati et al., 2011). A esta distancia será colocado el electrodo B y medirá la diferencia de potencial entre el punto A y el punto B.

Para las siguientes mediciones se moverá el electrodo B considerando el mismo incremento en distancia hasta el término de las mediciones, es decir, el electrodo B, se colocará en la

medición 1 a 20m, la medición 2 a 40m, la 3 a 60m y así sucesivamente hasta llegar a 300m. Llegando a los 300m, que corresponde en nuestro caso a la longitud total del cable, el electrodo B se queda como electrodo fijo, y el electrodo A se vuelve electrodo móvil, por los próximos 300m del perfil. Este procedimiento de inversión entre electrodo A y B entre el electrodo fijo y móvil permite evitar el propagar ningún error de offset entre los electrodos ya que el offset se anula cada 600m.

Cada medición es localizada con precisión en coordenadas UTM X e Y empleando un GPS y las alturas obtenidas se corrigen empleando un modelo de elevaciones proporcionado por el INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía).



Figura 5.2. Trabajo de campo comienza con la estimación del offset, se elige un sitio con un potencial cero arbitrario, se realiza la medición cada 20m, y como control de calidad se mide la resistencia de contacto en (Ohm) y luego la medición de SP (en mV).

La campaña de medición de potencial espontáneo se desarrolló durante el mes de diciembre de 2016 y enero de 2017. Con un total de 3,159 estaciones de medición, con 20 metros de distancia entre ellas, correspondientes a 63,180 metros distribuidos en 8 perfiles, siete de ellos de forma radial con distancias entre 8 a 11 kilómetros, comenzando desde la cima del volcán, hasta llegar al pie del mismo. Un perfil adicional se realizó con una distancia de 18 kilómetros sobre la carretera que rodea al volcán, que va desde el poblado de San Isidro del Buen Suceso hasta la ciudad de Huamantla (Figura 5.3).

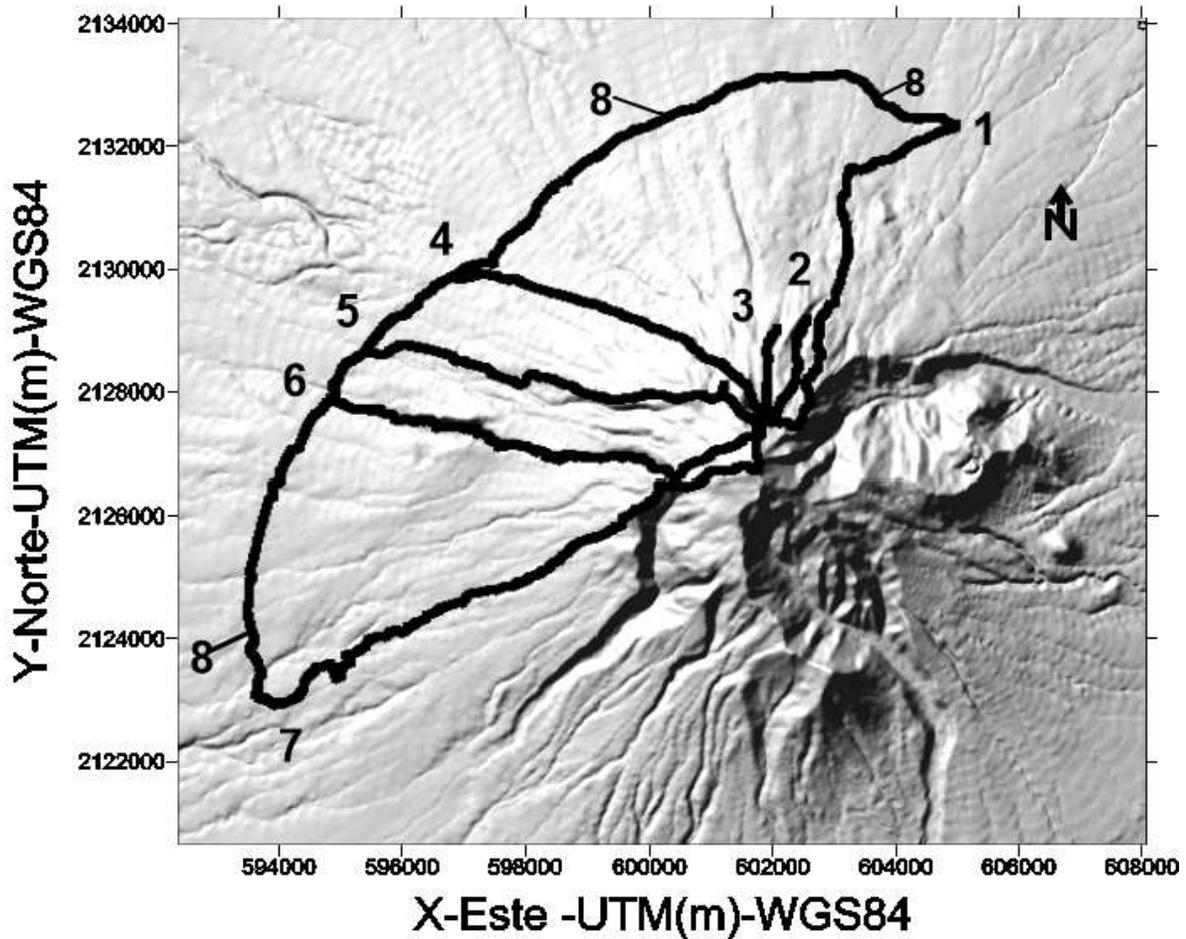


Figura 5.3. Distribución de los perfiles de SP que se desarrollaron en el volcán desde la cima hasta la carretera Puebla-Huamantla (Perfiles 1-7), misma donde se obtuvo el perfil 8.

5.2. Procesamiento

Para identificar las anomalías de SP en La Malinche, se propusieron perfiles de manera radial, colocando el potencial cero (estación fija) en la cumbre y se descendió por las laderas realizando las mediciones cuesta abajo hasta llegar al pie del volcán, alcanzando una distancia máxima entre 11 y 8 kilómetros.

Generalmente las mediciones se realizan formando perfiles cerrados al punto de inicio o conectados en ambos extremos a otros perfiles. El objetivo es evaluar y corregir la deriva temporal del potencial sufrida durante la adquisición, y debido a la influencia de los fenómenos externos (infiltración de agua de lluvia en el suelo).

Al término de la adquisición de los datos de SP se corrige considerando una estación de referencia única. Para obtener los valores de SP finales es necesario realizar correcciones: (1) Por referencia, (2) por cierre de perfiles (Barde-Cabusson and Finizola, 2013) y (3) por fuente, si y solo si fue medido sobre un cuerpo de agua. A continuación, se describen las correcciones.

5.2.1 Corrección por estación de referencia

Se corrige por referencia si a lo largo de un perfil de SP se han realizado más de un cambio de posición de los electrodos de referencia (electrodo fijo), en la Tabla 5.1 se observan los cambios de referencia marcados con una franja amarilla. Cada vez que existe un cambio de referencia, las mediciones comienzan de nuevo en un potencial 0 mV. Para conocer el potencial generado a lo largo del perfil, es necesario unir las diferentes partes del mismo perfil, condicionados por los cambios en los electrodos de referencia.

En la Tabla 5.1 se observa el proceso de corrección de los valores de SP por cambio de referencia. La columna H corresponde a los datos tomados en campo y la columna I a los datos corregidos por referencia. El cambio de referencia está marcado con las líneas amarillas. Las casillas H12 e I12, presentan un cambio de referencia, el valor del potencial correspondiendo a la última medición antes que el electrodo móvil se vuelve como electrodo fijo (“+118 mV”), está sumando hasta la siguiente referencia (siguiente línea amarilla, en H22). El potencial obtenido en la casilla I22 sucesivamente será desplazado a la siguiente sección hasta el nuevo cambio de referencia.

Número de casillas	Columna H SP (mV) - Campo	Corrección por referencia	Columna I SP (mV) - Corregido por Referencia
11	160	=160+0	160
12	118	=118+0	118
13	11	=11+ 118	129
14	93	=93+ 118	211
15	120	=120+ 118	238
16	107	=107+ 118	225
17	121	=121+ 118	239
18	138	=138+ 118	256
19	156	=156+ 118	274
20	88	=88+ 118	206
21	87	=87+ 118	205
22	48	=48+ 118	166
23	-11	=-11+ 166	155
24	-62	=-62+ 166	104
25	88	=88+ 166	254

Tabla 5.1. Cálculo para realizar la corrección por referencia (columna I) de los datos de SP tomados en el campo (columna H).

5.2.2 Corrección por cierre

Cuando tenemos perfiles cerrados, el valor del punto de cierre debe ser idéntico, es decir, que el valor de SP medido debe ser teóricamente el mismo. Sin embargo, esto no sucede así ya que existe perturbación ambiental durante el periodo en el que se hizo la primera y la última

medición. Esto se debe a cambios en la humedad del suelo, la temperatura, lluvia o bien por error instrumental, y se observa una diferencia en el punto de potencial medido inicialmente.

Para corregir esta deriva, el error de potencial de cierre se va distribuyendo homogéneamente en cada punto de medición hasta el cierre (Figura 5.4).

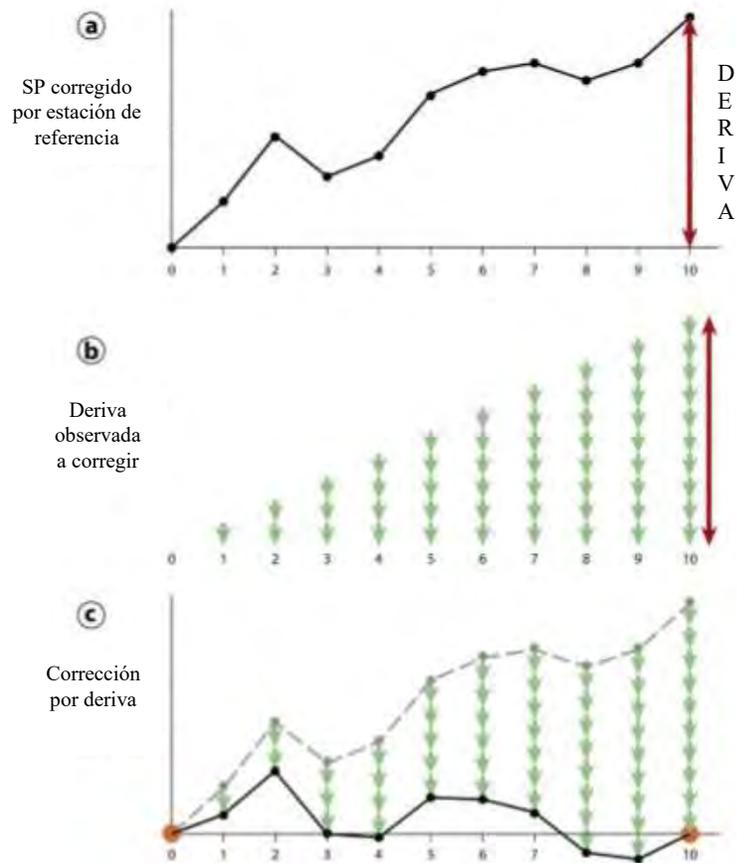


Figura 5.4. Corrección por cierre. Si los perfiles de SP cierran en algún punto (en la imagen en los puntos “0” y “10” son tomados en el mismo sitio), el cierre debería ser con el mismo valor de potencial, Sin embargo, esto no es así, por lo que hay que corregirlos por cierre repartiendo de forma homogénea en todos los puntos de medida el error de cierre (imagen editada de Barde-Cabusson and Finizola, 2013)

La ecuación de corrección por cierre es:

$$SP_C = SP_r - \left(\frac{\Delta SP}{N}\right) * n \quad 5.1$$

Donde:

SP_c Es el valor de SP corregido por cierre

SP_r Es el valor de SP corregido por referencia

ΔSP Es la deriva es decir la diferencia de SP en donde se va a realizar el cierre

N es el número total de datos a corregirse

n es el lugar del dato a corregirse

5.2.3 Corrección por fuente

Si hay alguna fuente (existencia un cuerpo de agua, manantial, arrollo, lago o mar) cerca de las mediciones lo ideal es realizar la primer y última medición en el mismo lugar. Por convención, el valor atribuido a la fuente es 0 mV y se considera una superficie equipotencial de referencia que además tiene un significado hidrogeológico, por lo menos localmente, como límite superior de un nivel impermeable saturado de agua (Barde-Cabusson and Finizola, 2013). Si la medición de la diferencia de potencial no fue realizada donde se colocó la base fija absoluta no es problema se considera el potencial obtenido en este punto. Esta corrección se realizará al final de todas las otras correcciones, a lo largo de todos los perfiles medidos en campo, con relación a un punto que se midió cerca de un manantial en el perfil 2. Es común en el volcán La Malinche encontrar manantiales de agua en alturas alrededor de los 3500 msnm, producto de la filtración de agua meteórica que escurre desde la cima del volcán.

En la figura 5.5 se observa dos segmentos de un perfil del conjunto de datos adquiridos en campo, el primer segmento corresponde a los puntos 1-23 (Columna E) y el segundo a los puntos del 214-231 (Columna E), en el punto 229 el potencial alcanzado y medido sobre del cuerpo de agua, corresponde a -607 mV. Por lo tanto, este valor corresponde al potencial cero. Entonces la corrección consistirá en sumar +607 mV a los datos corregidos por referencia de la columna I. La corrección final se manifiesta en la columna J de la hoja de cálculo ($J_i = I_i + 607$).

se observará un ΔSP , este último es el valor que consideraremos en la ecuación 5.1 para realizar la corrección por cierre o deriva en los perfiles 6 y 8. La segunda corrección se realizó entre los perfiles 6, 8 y 7 en sentido anti horario con el mismo procedimiento que se realizó con la corrección entre los perfiles 5, 6 y 7 (Figura 5.5).

Considerando la misma temática con la que se realizaron las correcciones anteriores, la tercera corrección se realizó con los perfiles 5, 4 y 8, considerando nuevamente el perfil 5 como de referencia y corrigiendo los perfiles 8 y 4 en sentido horario. La cuarta y última corrección se realizó entre los perfiles 4, 8 y 1 en sentido horario (Figura 5.6).

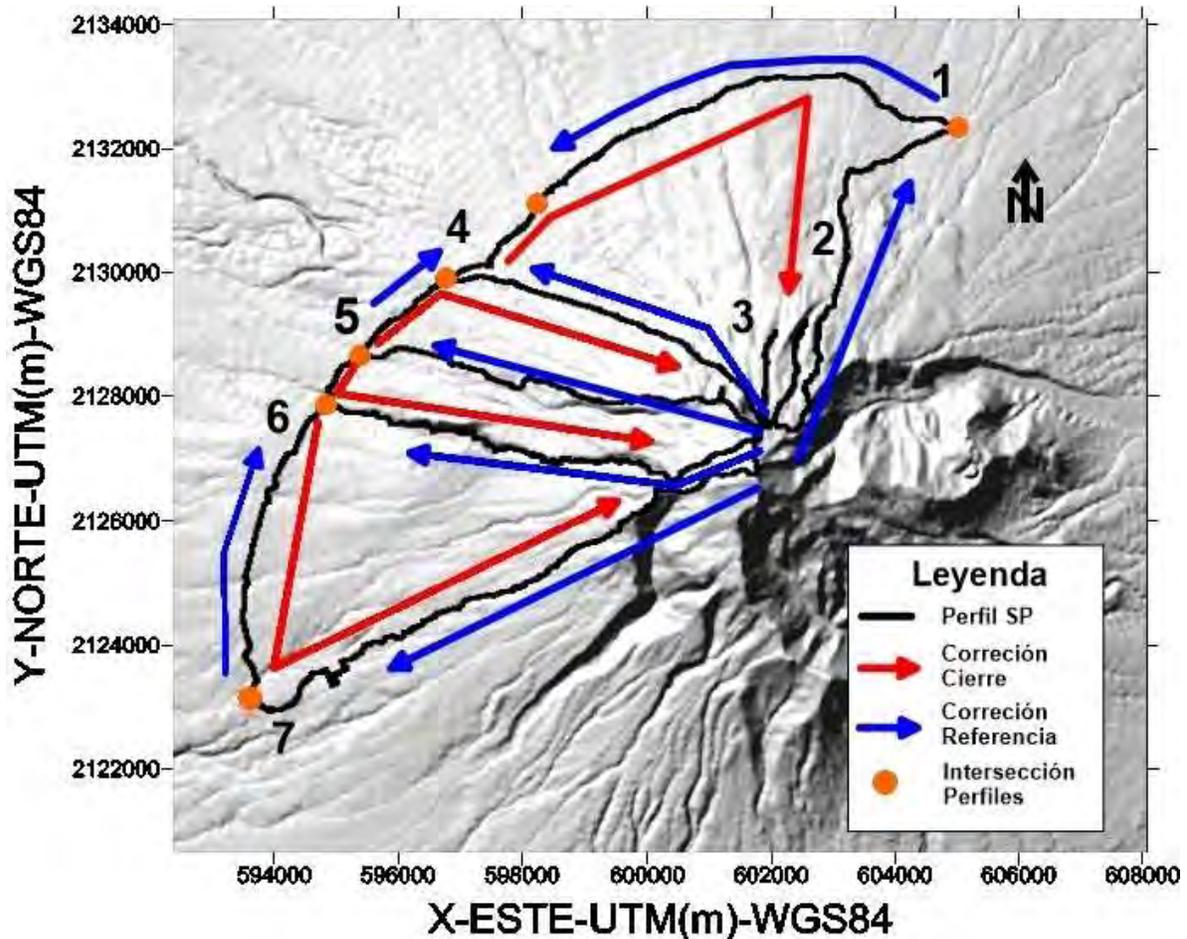


Figura 5.6. Esquema de corrección del potencial espontaneo en el volcán La Malinche. Las líneas en color negro representan los perfiles medidos en campo. Las flechas en color azul indican la dirección en la fueron realizadas las mediciones. Las flechas en color rojo ilustran la dirección como se realizó la corrección por cierre. Los puntos en color naranja muestran las intersecciones entre los perfiles.

5.3 Análisis de los datos de SP

Se obtuvieron mediciones de potencial espontáneo a la escala del Volcán La Malinche con el objetivo de identificar un sistema hidrotermal que nos permita determinar si este volcán está activo y, por otro lado, identificar algunos rasgos estructurales que se pueden definir a partir de las anomalías observadas. Como ya se mencionó en los apartados anteriores se han trazado 7 perfiles cuya cobertura se concentró principalmente en la parte norte y poniente del edificio volcánico. Esta limitación se debe principalmente a la morfología de esta estructura.

El área de investigación sobre el volcán fue entre 8 y 10 kilómetros y está limitado por la carretera que comunica el poblado de San Isidro del Buen Suceso, Tlaxcala y la ciudad de Huamantla, Tlaxcala, carretera donde se realizó el perfil 8 a lo largo de 18 kilómetros.

En los flancos del volcán se observan las variaciones más significativas de SP. Los valores obtenidos van desde los 1000mV hasta valores menores a los -2000mV, resaltando los perfiles 4 y cinco donde han alcanzado valores menores a los -1000 y -2000mV. Los valores máximos de SP se hacen evidentes tanto en la parte superior, como en la parte inferior del edificio volcánico. Dentro de los valores mínimos de amplitud observamos valores entre los 12mV y -273mV para los primeros tres perfiles. En la figura 5.7 observamos los valores de SP de los siete perfiles radiales obtenidos en La Malinche en función de la altitud en msnm.

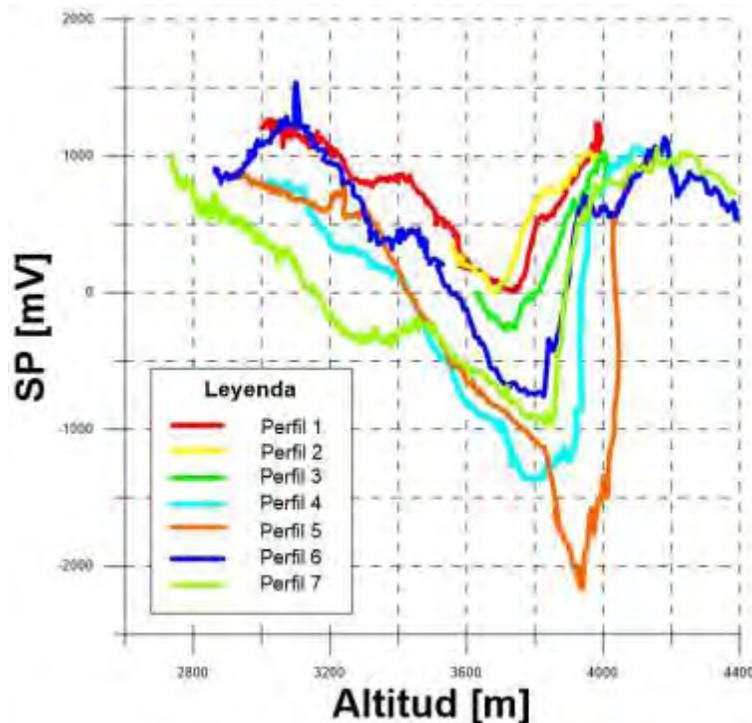


Figura 5.7. Anomalías observadas en los siete perfiles de SP la mayoría de estas presentan la forma de “V” característica principal de una transición de una zona hidrogeológica y un sistema hidrotermal.

Entre los perfiles podemos observar y mencionar algunas características, diferencias y patrones. La geometría de los perfiles presenta una forma de “V”. Esta forma es adquirida debido a los efectos topográficos, electrocinéticos y termoeléctricos (Zlotnicki and Nishida, 2003). Dentro de los perfiles particularmente del perfil 1 hasta el 7 se observan diferencias en amplitud en los valores mínimos, al norte se observan las menores amplitudes y en la parte oeste y sur oeste se observan las mayores amplitudes negativas.

Poniendo como ejemplo el perfil 5 (Figura 5.8) se realiza el siguiente análisis: A medida que la altitud aumenta, se aleja de las cargas positivas asociadas al acuífero y se observa un cambio considerable en la polarización de las cargas sobre los flancos del volcán a una altura entre los 3400 y los 4000 msnm, hasta alcanzar un punto mínimo. Continuando con el ascenso hacia la cumbre del volcán se observa nuevamente un cambio considerable en la polarización de las cargas hasta registrar nuevamente cargas positivas similares a las que se obtuvieron al pie del volcán, sin embargo, estas cargas, son asociadas a un cambio de temperatura del agua meteórica por convección (Ishido, 2004) e indican que debajo de esta zona existe la suficiente energía para convertir el agua en vapor (Finizola et al., 2004) por lo tanto, la presencia de las cargas positivas en la parte superior del volcán se asocian principalmente a la presencia de un sistema hidrotermal (Figura 5.8). El punto mínimo observado en la curva de potencial espontáneo corresponde a la transición entre la zona hidrogeológica y el sistema hidrotermal

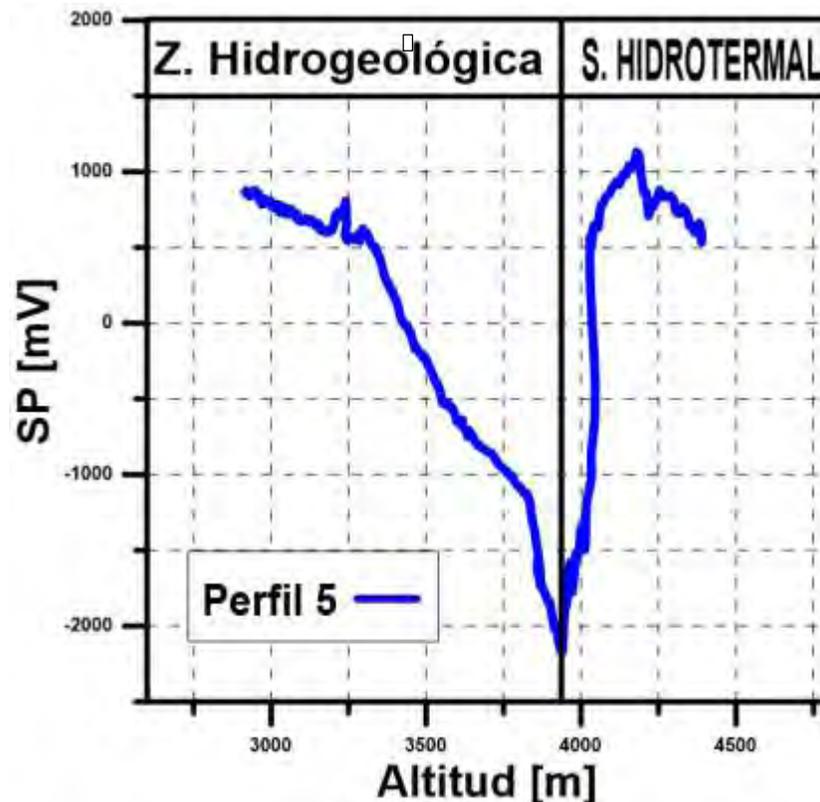


Figura 5.8. Variaciones de los valores de SP a lo largo del perfil 5 en función de la altitud.

En conjunto el aporte total de las mediciones de SP a lo largo de los 8 perfiles, ha permitido observar la distribución de las zonas identificadas y los límites que las define. En el mapa de SP (Figura 5.9) se observan puntos en color rojo estos pertenecen a los valores mínimos alcanzados en cada perfil radial, estos puntos indican la transición entre la zona hidrogeológica ubicada en la parte baja del volcán y el sistema hidrotermal ubicado en la parte superior. La línea discontinua en color blanco que une todos estos puntos bosqueja el alcance que tiene el sistema hidrotermal sobre el edificio volcánico.

Los valores mínimos de SP además de indicar el límite entre la zona hidrogeológica y el sistema hidrotermal, son asociados a rasgos estructurales. La limitación de los sistemas hidrotermales, son muchas veces asociados a zonas con mayor permeabilidad que corresponden a límites de calderas o cráteres antiguos (Finizola et al., 2002, 2004, Barde-Cabusson et al., 2009; Revil et al., 2008, 2011)

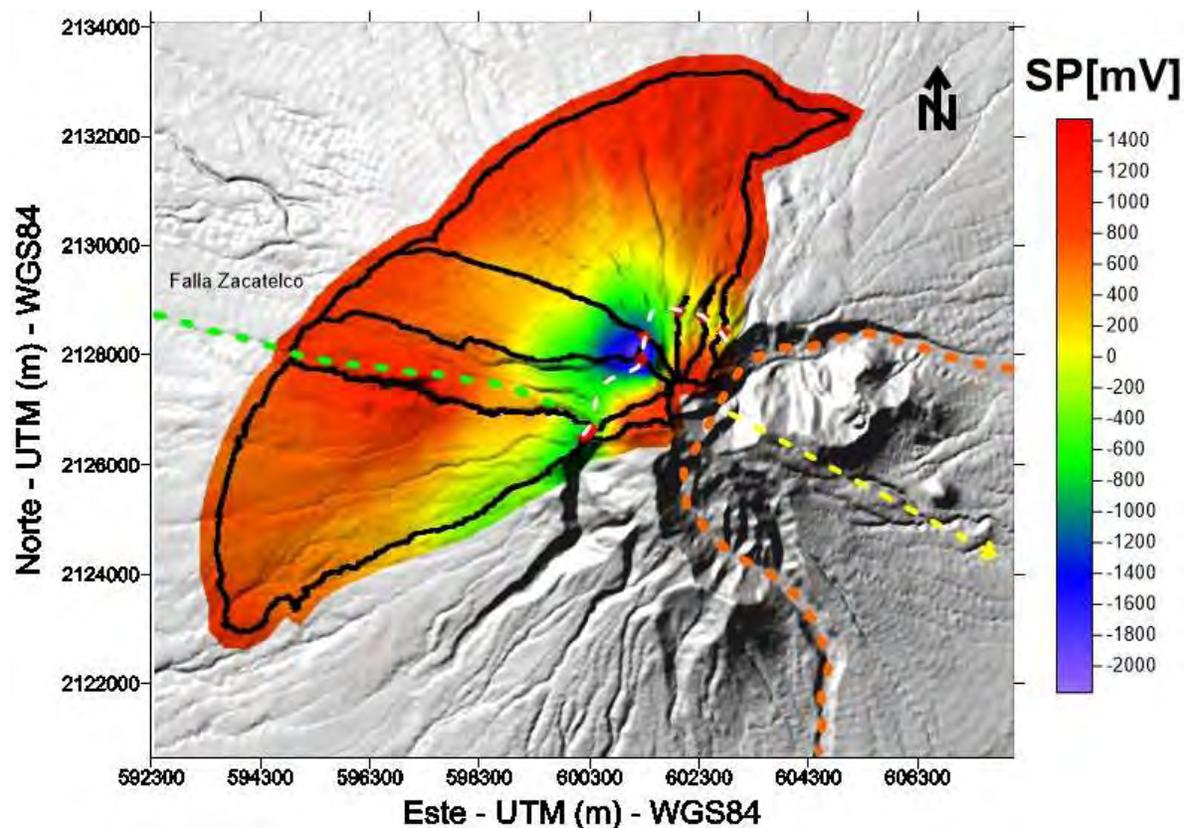


Figura 5.9. Mapa de SP del Volcán Malinche, en la imagen se observan anomalías correspondientes a los valores mínimos y máximos obtenidos a lo largo de 8 perfiles, distribuidos principalmente en la parte norte y poniente del volcán. Hacia la parte sureste se observa un colapso marcado por la línea verde punteada.

5.4 Resistencia de Contacto

La resistencia de contacto es la oposición al flujo de corriente en las conexiones eléctricas o en un circuito debido a las condiciones en la superficie de contacto (humedad, roca, porosidad, cavidades, presencia de arcillas, etcétera), si estas condiciones presentan una pobre o mala conexión, la resistencia de contacto tendrá un valor alto, por lo que, físicamente se encarga de buscar contactos pobres y discontinuidades en los componentes del circuito, como método preventivo.

Particularmente en el empleo del método del potencial espontaneo, la resistencia de contacto comúnmente solo se emplea como un control de calidad en las mediciones de diferencia de potencial, es decir, que esta cantidad, no es empleada como un parámetro físico para caracterizar el subsuelo. No obstante, si se consideran a un conjunto de observaciones de resistencia de contacto que difieren al resto de las demás bajo las mismas condiciones, esta propiedad física, se podría considerar como un parámetro de respuesta del subsuelo.

Durante la toma de datos a lo largo de los siete perfiles radiales sobre el volcán La Malinche entre las altitudes de 4200 y los 3700 metros sobre el nivel del mar se observó un cambio fuerte en los valores de resistencia de contacto, aun cuando el medio cumple con las condiciones óptimas de humedad y no habiendo problemas con las conexiones y los electrodos. Estos valores anómalos se observaron conforme avanzaban las mediciones del perfil a cada 20m hasta alcanzar los 80m y 100m de distancia en el tramo correspondiente de perfil, obligando a realizar un cambio prematuro en el electrodo fijo, para no afectar los valores de potencial espontaneo.

En las figuras 5.10 y 5.11 se muestran el comportamiento y la tendencia de las resistencias de contacto a largo de los siete perfiles, donde los valores de resistencia alcanzaron un valor máximo de 60000 k Ω (valor máximo medible con el multímetro empleado en campo), y en la figura 5. 11 se observa que los valores que comúnmente se observan en condiciones normales de humedad no son mayores a los 1000 k Ω . Es importante señalar que dentro de la distribución de los valores de resistencia sobre la zona de estudio los valores anómalos en la resistencia de contacto se encuentran dentro del límite superior donde se ha identificado el sistema hidrotermal (Figura 5.12).

Una forma de explicar los valores altos de resistencia en esta región se podría deber a un vacío en toda esta parte alta del volcán. Este vacío podría corresponder a la superficie de colapso observado hacia la parte sureste de La Malinche. En la Figura 5.11, es evidente que el perfil 7 muestra algunos valores entre 1000 y los 2000 k Ω , sin embargo, estos valores alcanzados pueden deberse a falta de humedad y no tendrían la misma fuente que los valores observados en la parte superior del volcán.

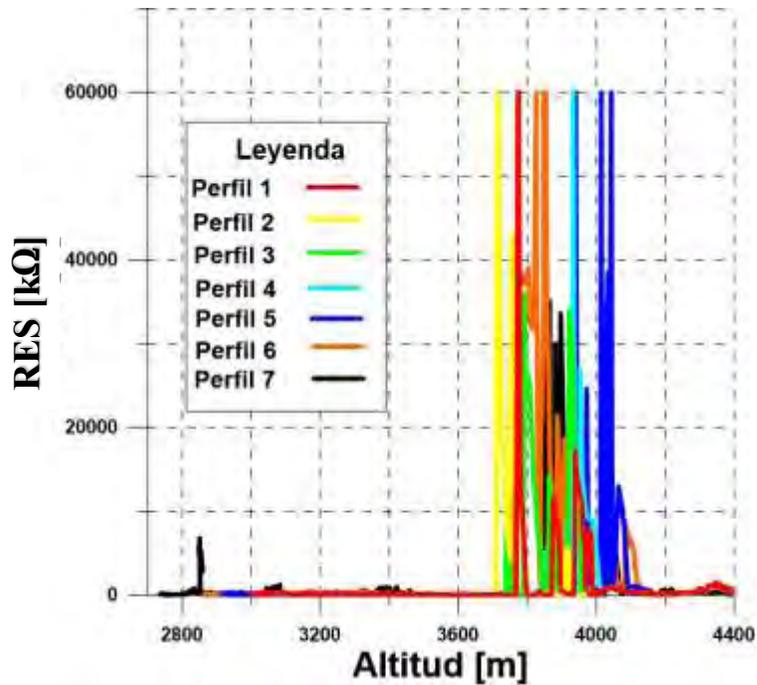


Figura 5.10. Comportamiento de los valores de resistencia de contacto a lo largo de los siete perfiles trazados en el volcán La Malinche. En la imagen se observa que entre los 4200 y 3700 metros de altura se observan los valores anómalos de resistencia, mismos que alcanzan valores máximos de hasta 60000 kΩ y que pueden estar asociados a un vacío provocado por el colapso en la zona sureste del volcán La Malinche.

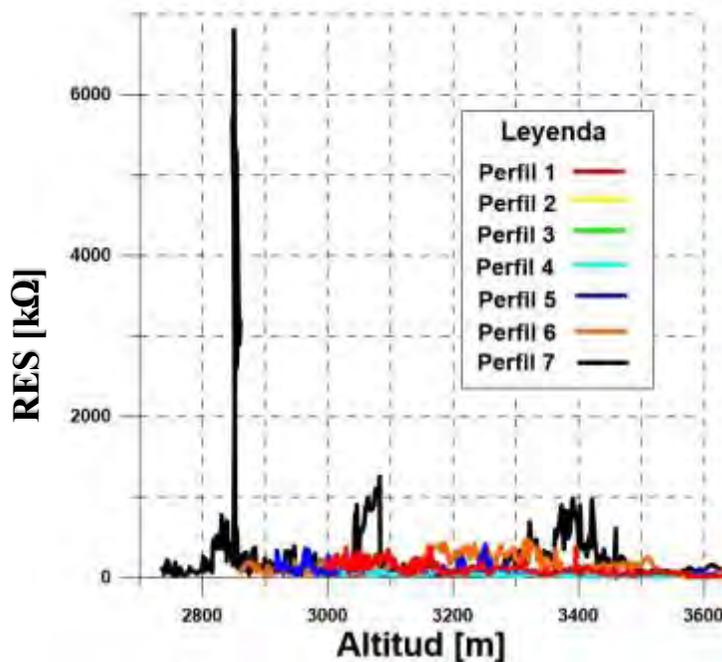


Figura 5.11. Comportamiento de los valores de la resistencia de contacto hacia al pie del volcán en la imagen se observa un acercamiento de la figura 5.10 para altitudes entre los 2600 y los 3600 m, valores que se esperarían se distribuyeran de la misma forma tanto en la parte superior como en la parte inferior.

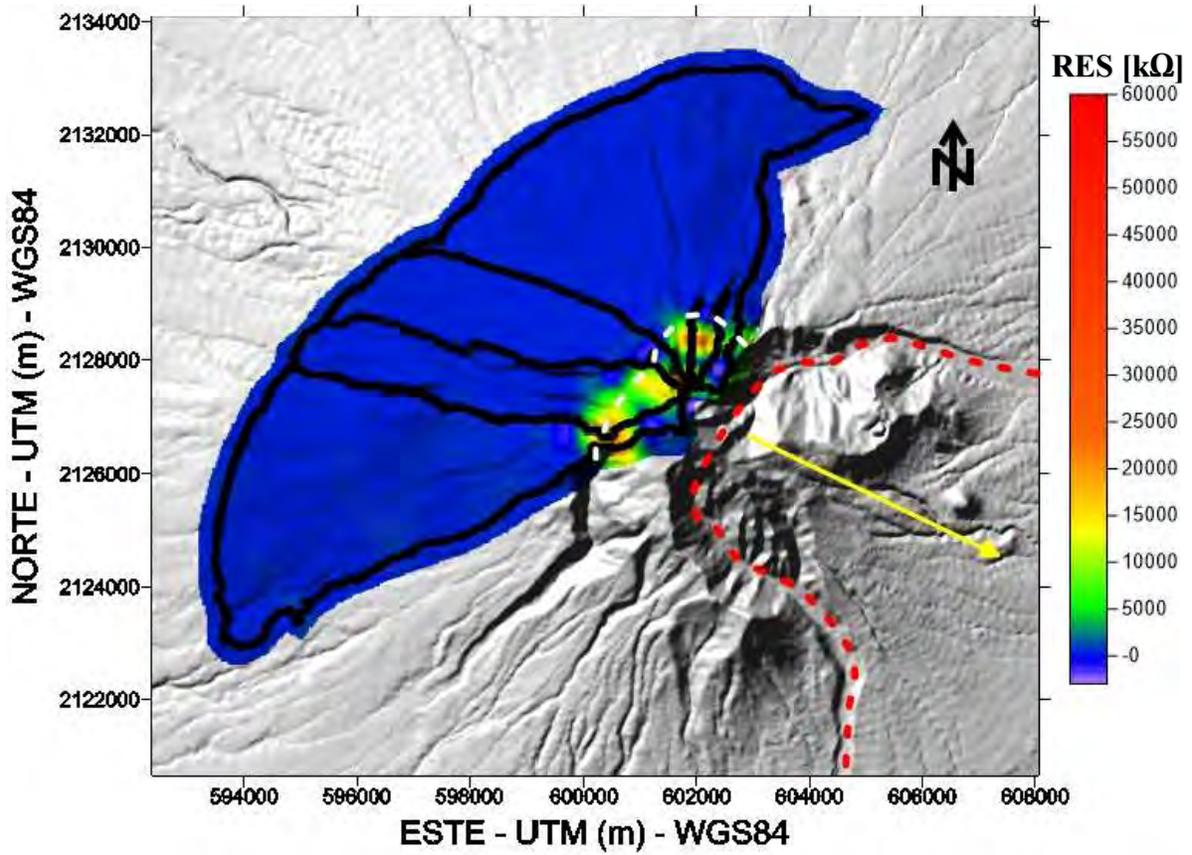


Figura 5.12. Mapa de resistencias de contacto sobre el volcán La Malinche, en la imagen se puede observar las anomalías de resistencia de contacto, donde, es evidente que las anomalías se ubican en la parte superior y se ubica dentro del límite de la antigua caldera y donde se identificó el sistema hidrotermal.

6. DISCUSIÓN DE RESULTADOS

6.1 Sismicidad asociada al volcán

La actividad sísmica presente en el volcán La Malinche se ha identificado desde septiembre de 2012 hasta 2016 y se han identificado alrededor de 171 eventos locales, tomando como estación de referencia la TX06 ubicada sobre el volcán. El periodo de monitoreo en el que se han identificado el total de estos eventos se ha dividido en dos etapas principales donde se seleccionaron y localizaron 137 sismos.

El primer periodo de monitoreo sísmico comprende de septiembre de 2012 hasta febrero de 2014, periodo en el que se han identificado 21 eventos de los cuales, solo se localizaron 17 con el método de polarización de onda P. Son sismos pequeños con magnitudes que se encuentran en el orden de 0.7 y 2.0 de Md, cuyas profundidades se encuentran entre 5.1 y 7.0 kilómetros.

Aun cuando los errores de localización son aceptables la distribución de estos eventos es dispersa, no obstante, se ha podido identificar de acuerdo con los Azimuts observados indican que la sismicidad se encuentra con mayor frecuencia al sur y suroeste de la estación TX06 “Volcán Malinche”. Una desventaja que presenta este método es la profundidad, ya que solo se enfoca en obtener el epicentro, sin embargo, el código SEISAN permite estimar una profundidad, pero, en algunos casos propone la profundidad del modelo inicial, es por ello que observamos alineamientos en profundidades cercanas a los 7 kilómetros.

El segundo periodo de monitoreo comienza en marzo de 2014 con la instalación de la Red Temporal del Volcán La Malinche, con el fin de mejorar la localización hipocentral. En este periodo se seleccionaron 121 sismos localizados con 3, 4 y 5 estaciones. Son sismos con magnitudes entre 0.9 y 2.0 de Md. Esta sismicidad presenta un agrupamiento entre 1 y 5 kilómetros al suroeste de la estación TX06, sin embargo, aún se observan eventos dispersos, pero en menor cantidad. Las profundidades observadas están en el orden de 3.9 y 7 kilómetros. De este conjunto de sismos fue posible obtener dos mecanismos focales compuestos, ambos muestran un fallamiento inverso con componente transición, aun cuando ambos muestran falla inversa estos muestran rumbos diferentes, por lo que, estos mecanismos pueden solo estar mostrando el fracturamiento de las rocas debido por la presencia de un sistema hidrotermal.

En la ladera poniente del volcán se han localizado 3 sismos que se llegaron a registrar hasta distancias de 45 kilómetros en las estaciones de las ciudades de Apizaco, Tlaxcala y Atotonilco cuyas magnitudes son de, 2.4, 2.5 y 2.2. en particular estos sismos son más profundos alcanzando hasta 11 y 12 kilómetros. De estos eventos fue posible obtener un mecanismo focal compuesto el cual inca una falla normal cuyo rumbo es en la dirección E-W.

De acuerdo con el mecanismo focal compuesto obtenido, es posible que esta sismicidad se asocie a una falla que pasa por debajo del volcán cuya orientación es E-W. Sánchez (2012) realizó un análisis tectónico del graben de Puebla con base en estudios de magnetometría aérea, en el estudio identifica cada una de las fallas del graben observadas en campo por el geólogo. Y por otro lado, en la imagen de intensidad magnética total, se observa un dipolo Magnético, el cual corresponde a la presencia de una falla que pasa por debajo del edificio volcánico (líneas punteadas en color negro), esta es la falla Zacatelco falla activa misma que ha dado paso a los procesos volcánicos.

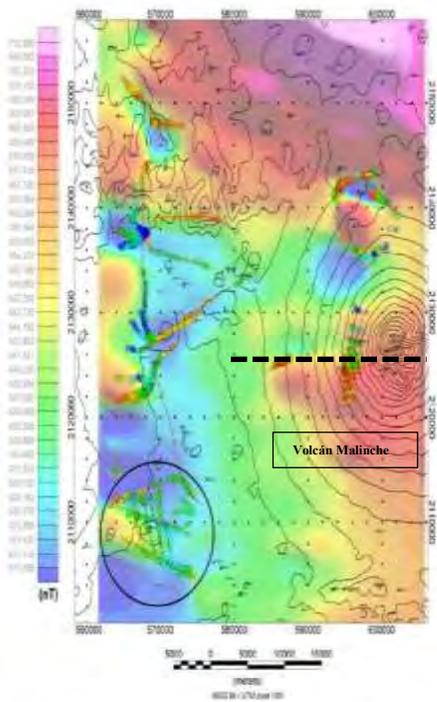


Figura 4.19. Delimitación de las soluciones de Euler sobre el mapa de IMT corregida por latitud.

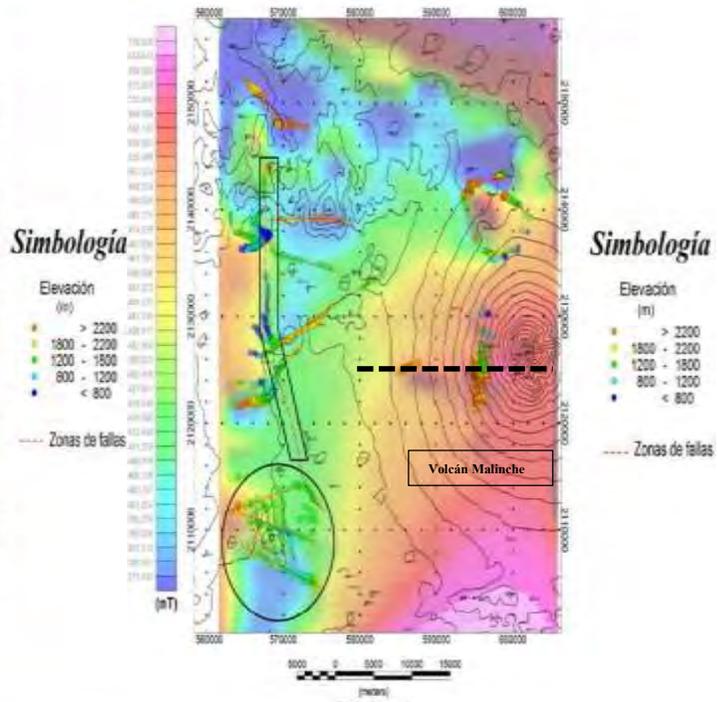


Figura 4.20. Delimitación de las soluciones de Euler sobre el mapa de Reducción al Polo.

Figura 6.1. Se muestran las imágenes de Intensidad Magnética Total (IMT), cuyo objetivo es describir el sistema de fallas del Graben de Puebla (Sánchez 2012), esta imagen, además muestra la anomalía (el cambio de coloración indica un cambio en la litología con base en las propiedades magnéticas del medio) que indica la existencia de una falla con rumbo E-O (Flores Márquez 2014), que posiblemente sea el motor de esta sismicidad.

La sismicidad observada sobre el volcán La Malinche desde septiembre de 2012 es predominantemente vulcanotectónico, Esta sismicidad se caracteriza por presentarse en enjambres particularmente en los meses de diciembre y enero donde se han podido identificar un número importante de eventos en comparación con el resto del año, esto para Dic-2013-Ene-2014, en Dic2014-Ene2015 particularmente donde se observaron mayor cantidad de eventos y Dic2015-Ene2016 (Figura 6.2). Son sismos pequeños cuyas fuentes sísmicas es el fracturamiento de las rocas dada la circulación y/o movimientos de fluidos a través de una falla geológica activa por debajo del edificio volcánico.

El comportamiento de las anomalías de SP sobre las laderas de un volcán activo generalmente adquiere la forma de “V” con pendientes simétricas. Este comportamiento está condicionado por el estado térmico de la parte interior del volcán, la humedad, la permeabilidad, y además el desplazamiento de las cargas, que está en función de los cambios topográficos, litológicos y estructurales.

Al pie del volcán se observaron valores máximos de SP positivos del orden de 1V, estos valores se pueden interpretar como la existencia de una zona hidrogeológica que corresponde a la acumulación del agua meteórica que se filtra por las laderas del volcán, la cual al estar el nivel freático somero este siempre presentará cargas positivas y esto se observa en cada uno de los perfiles al pie del volcán y se explican los valores mayores a los 500 (mV) sobre el perfil 8, que rodea al edificio volcánico (Figura 6.3).

En el perfil 8 además se observan rasgos estructurales interesantes, tales como fallas que se ubican de forma radial en el edificio volcánico y que los valores de potencial espontáneo hacen resaltar. Sánchez, (2012) localiza estas fallas mediante estudios de magnetometría estas fallas se observan en el flanco oeste del Volcán La Malinche. Entre los 4 y los 5 kilómetros de distancia se observa un cambio fuerte en los valores de potencial espontáneo, esta anomalía la podemos asociar a la falla Zacatelco, falla que probablemente pasa por debajo de La Malinche (Figura 6.3).

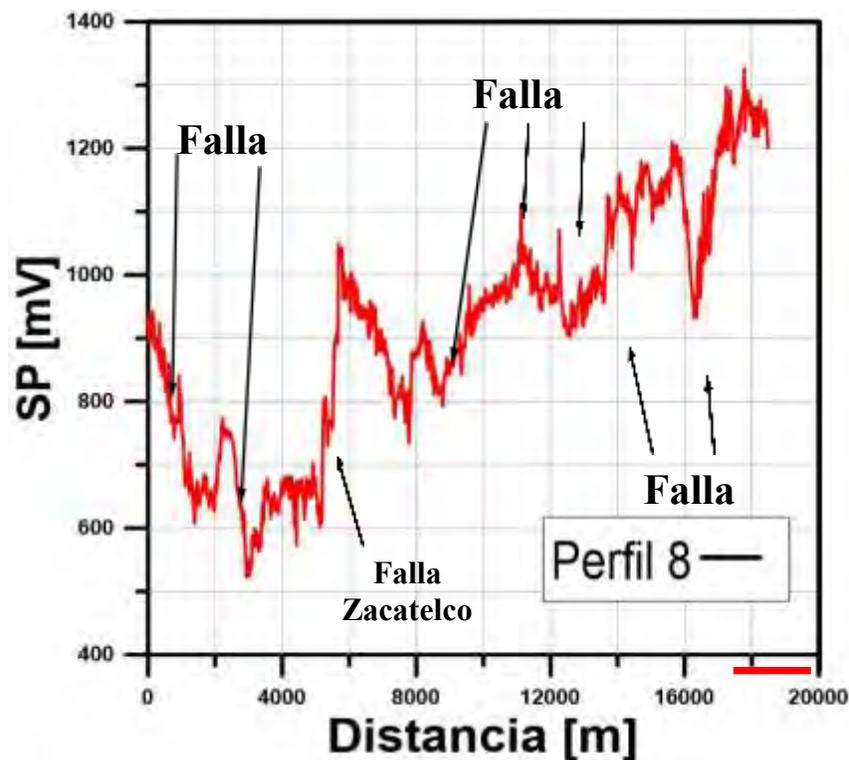


Figura 6.3. Perfil 8 se muestran rasgos estructurales de fallas alrededor del edificio volcánico, entre el que resalta la falla Zacatelco, entre los 4 y 5 kilómetros de distancia desde la parte suroeste hasta la parte norte.

Ante la variación de altitud debido a cambios ascendentes en la topografía del volcán las cargas positivas se alejan de la superficie y, por lo tanto, la posición se aleja de la zona hidrogeológica, hasta llegar a un mínimo negativo del orden de $-1V$. Posteriormente si se continua ascendiendo hasta alcanzar una distancia entre los 3800 y 4000 msnm sobre las radiales en las laderas del volcán, se observa un incremento en las cargas positivas hasta conseguir nuevamente un máximo positivo de igual manera del orden de $1V$. Este incremento en las cargas positivas se interpreta como la existencia de un sistema hidrotermal ascendente, debido al aumento de la temperatura del agua meteórica infiltrada por un cuerpo magmático que de acuerdo con la sismicidad observada pudiera encontrarse a más de 4 kilómetros de profundidad.

El punto mínimo negativo de SP observado sobre las laderas del volcán, indica los límites estructurales, por un lado, este punto va a delimitar el sistema hidrotermal ascendente y se observa a lo largo de los siete perfiles trazados sobre el edificio volcánico. Por otro lado, este mínimo negativo ha permitido identificar el límite de la antigua caldera de La Malinche mismo donde es evidente un cambio en la morfología del volcán, en la vegetación donde es evidente la erosión desde este punto hasta la cima del volcán, es probable que este cambio sea una consecuencia de la presencia del sistema hidrotermal y otros cambios como en algunos parámetros físicos medidos en campo tal como la resistencia de contacto. Este límite se muestra en la sección geológica cuya interpretación hace referencia a la caldera La Malinche y coincide con la curva de potencial espontaneo (Figura 6.4)

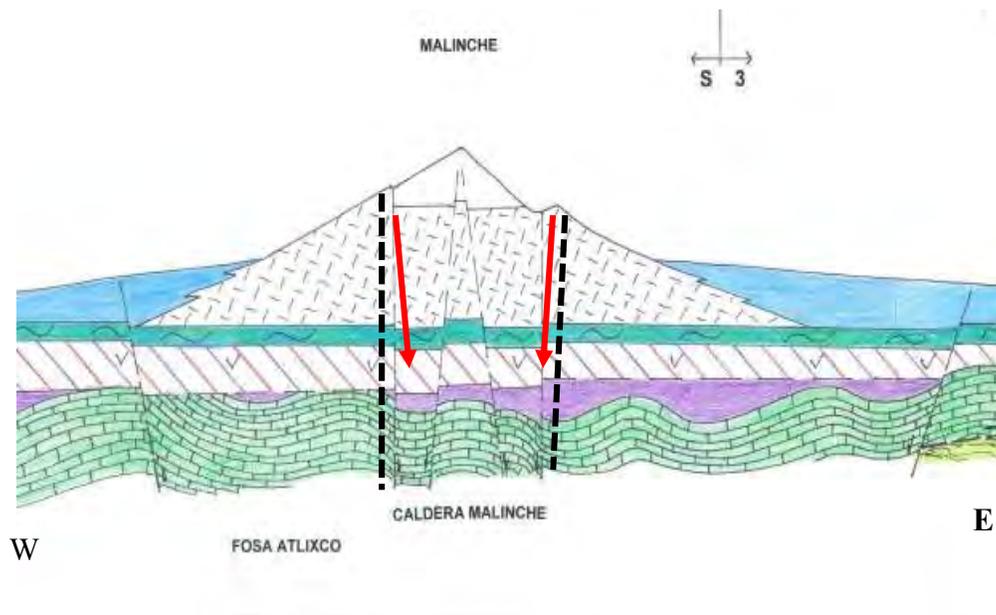


Figura 6.4. Segmento de la Sección Geológica cuya orientación es EW mostrada en el Capítulo 2. En la imagen se muestra la interpretación geológica del límite identificado a partir de las mediciones de potencial espontaneo y es evidente el colapso marcado con las líneas discontinuas verticales y flechas en color rojo.

La morfología adquirida por el volcán en la actualidad dada la última actividad volcánica, se debe al colapso que ha sufrido el cono, particularmente en la parte sur y sureste. Una hipótesis es que el colapso pudo haberse generado debido al debilitamiento de las rocas por el flujo de los sistemas hidrotermales en conjunto con las zonas de recarga de agua meteórica (Vezzoli et, al., 2009) y con el efecto de la presión litoestática, esta porción colapsa generando un cambio importante en la morfología del edificio volcánico. Sobre el edificio volcánico se puede determinar a través de los límites observados, a partir del potencial espontaneo y por los valores de resistencia de contacto, es decir, que el colapso coincide con las zonas de mayor permeabilidad (Figura 6.5). Ante la existencia de un sistema hidrotermal identificado en el límite de la antigua caldera y dado que ocurrió el colapso al suroeste, podría haber zonas debilitadas debajo de la construcción del cono posterior al límite de la caldera identificada, por lo que, el sistema hidrotermal y la zona de recarga de agua fluvial podría seguir erosionando las rocas provocando mayor debilidad, por lo tanto, toda esta zona donde se concentran los valores altos de resistencia de contacto podría traducirse en un peligro mayor en la continuación del colapso de la parte superior del cono hacia la parte sureste del volcán.

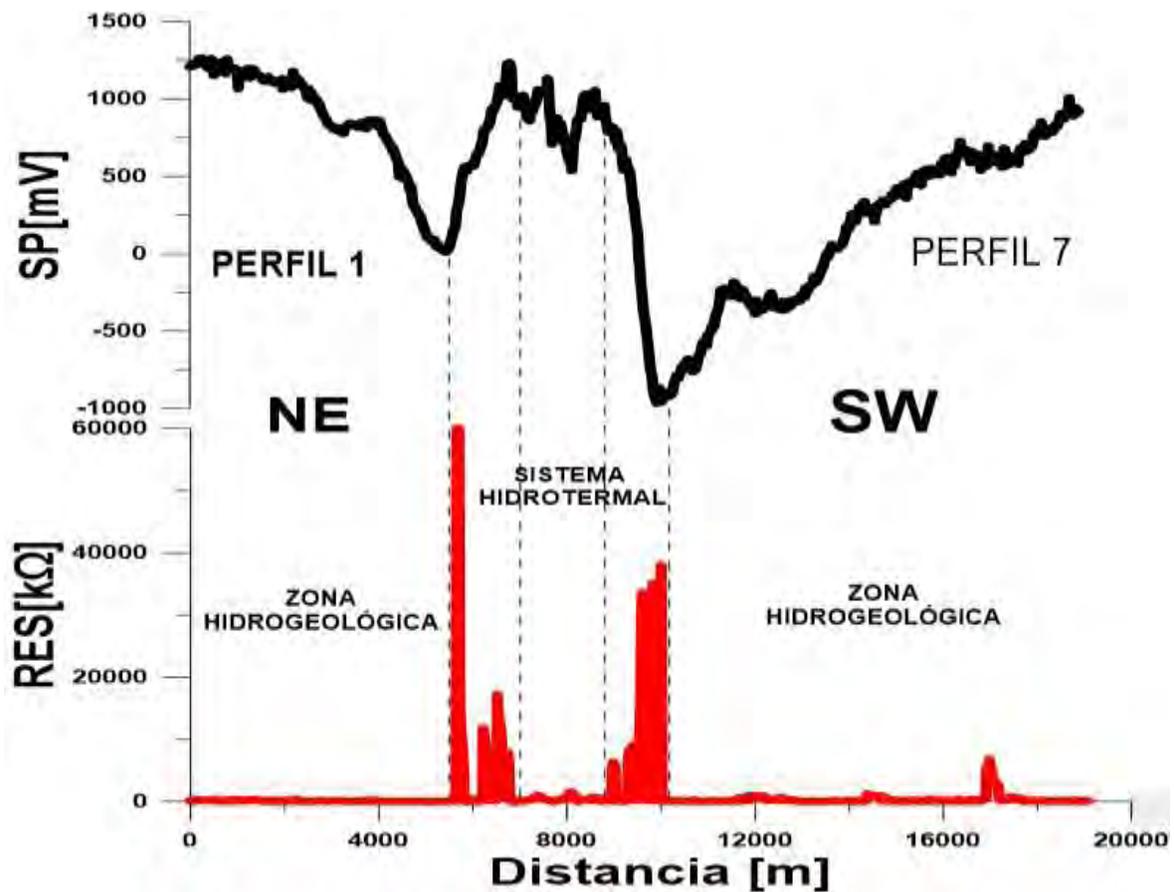


Figura 6.5. Comparación entre la curva de potencial espontaneo y el comportamiento de la resistencia de contacto, donde se puede observar que las zonas más permeables corresponden a las zonas con mayor permeabilidad, misma zona donde pudiera haber una mayor erosión del volcán y zona que podría colapsar.

La distribución espacial de la sismicidad de igual manera se ubica al oeste de la cima del volcán, por lo que, es evidente que la mayor parte del vulcanismo se esté desarrollando entre los 3 y 4 kilómetros de profundidad. Por lo tanto, si el vulcanismo en un futuro se manifestará a menores profundidades esta será coincidente con los valores mínimos del SP, y con el límite de la antigua caldera. Este límite definido por los valores mínimos de SP representa un riesgo de colapso, si el volcán llegará a reactivarse, podría generarse un colapso hacia el sur-este SE de esta zona delimitada por el SP (Figura 6.6).

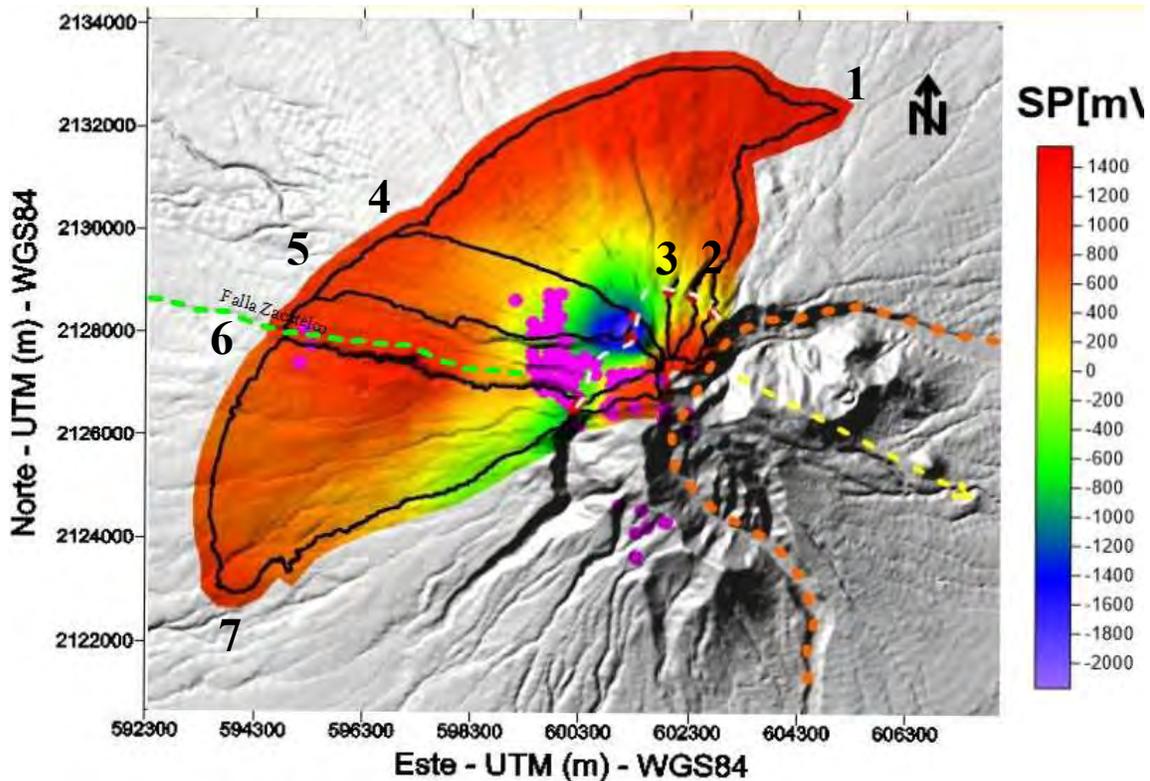


Figura 6.6. Distribución de la sismicidad sobre la malla obtenida por mediciones de SP

Ahora consideremos el perfil 1 cuya dirección tiene un rumbo entre N y NE y el perfil 7 con rumbo al SW, se puede asumir un perfil completo atravesando ambas laderas del volcán considerando los efectos topográficos, electrocinéticos y termoeléctricos, donde se observe la distribución de todo el potencial espontáneo distribuido a lo largo de los 16 kilómetros de distancia.

En la cima del edificio volcánico, de acuerdo con los valores de SP se define zona activa en la parte central, la anomalía de SP tendrá un comportamiento positivo y será independiente de las variaciones de la altura. En la misma anomalía se puede observar que el sistema hidrotermal tiene un límite aproximado de 3 kilómetros, lo que nos indica que en estos tres

kilómetros existe la suficiente energía para calentar un volumen de agua meteórica y este ascienda en forma de vapor de agua (Figura 6.7)

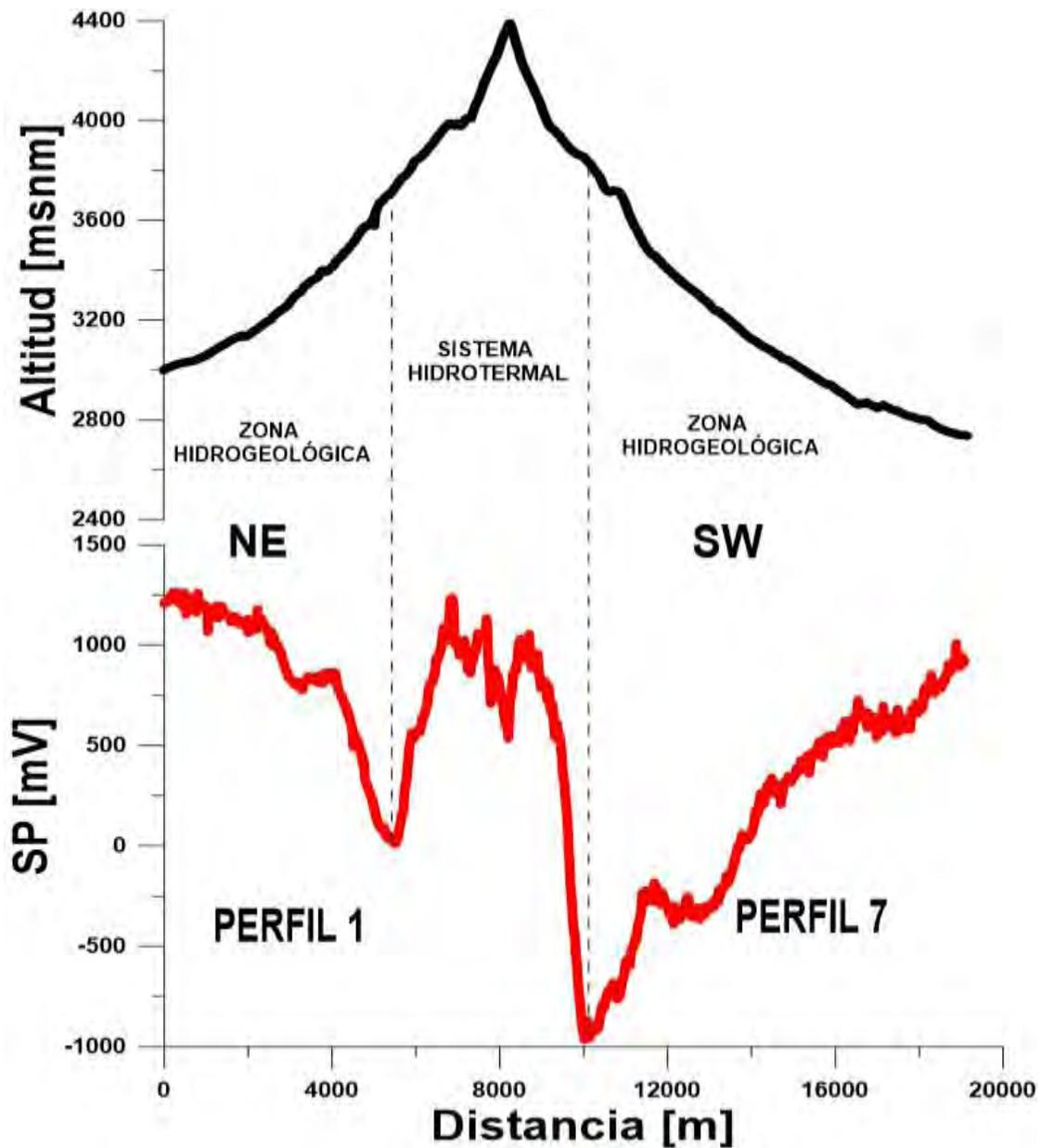


Figura 6.7. Esquema del comportamiento del potencial espontáneo en el Volcán La Malinche. La curva en color rojo corresponde a la diferencia de potencial donde se observa la zona de transición con los valores mínimos y la parte central que corresponde a un sistema hidrotermal. Asimismo, los valores mínimos nos indican la existencia de fallas que corresponden a un colapso en la antigua caldera.

7. CONCLUSIONES

La actividad sísmica registrada en el volcán La Malinche desde 2012 hasta 2016, y los datos obtenidos por las mediciones de potencial espontáneo en la parte norte y poniente del volcán y su relación con la tectónica regional y local ha permitido llegar a las siguientes conclusiones.

1.- A partir de la colocación de la Red Sismológica del Estado de Tlaxcala “RESET” desde el año 2012 y de la Red Temporal del Volcán La Malinche en el 2014, se ha podido identificar actividad sísmica en el volcán La Malinche. Esta sismicidad se caracteriza por presentarse en enjambres particularmente en los meses de diciembre y enero donde se han podido identificar un número mayor de eventos en comparación con el resto del año.

2.- La actividad sísmica en el volcán La Malinche es predominantemente vulcanotectónico, clasificados así con base en su forma de onda y contenido de frecuencia que se encuentra en una banda entre 5 y 10 Hz. La localización de mayoría de los sismos se concentra en la ladera poniente, son sismos pequeños sus magnitudes oscilan entre 1.0 y 2.0 magnitud de coda. Su distribución espacial es de forma agrupada, es decir, que estos sismos provienen de la misma zona. Se concentran entre los 4 y 7 kilómetros de profundidad y los sismos asociados a la tectónica suelen ser más profundos.

3.- El mecanismo de fuente de esta actividad sísmica se debe al fracturamiento de las rocas dado un cambio en el estado de esfuerzos, por la presencia de un sistema hidrotermal.

4.- De esta sismicidad resaltan tres sismos registrados los días 22, y 25 julio de 2014 cuyos epicentros fueron localizados al Oeste al pie del volcán con una profundidad de 11km, estos podrían no considerarse vulcanotectónicos sino tectónicos, su mecanismo focal compuesto indica una falla normal con rumbo E-W, Del mecanismo focal compuesto se puede asociar a la falla Zacatelco lo que indica que esta falla pasa por debajo del volcán.

5.- Se ha implementado la metodológica del potencial espontáneo en el volcán, se realizaron mediciones a lo largo de 8 perfiles, de los cuales 7 se realizaron de forma radial. Los valores de SP muestran claramente la transición de dos zonas principales:

- i. Una zona hidrogeológica producto del agua meteórica que genera un flujo descendiente y que se refleja en valores negativos para la curva de potencial espontáneo.
- ii. Un sistema hidrotermal producto del aumento en la temperatura del agua meteórica debido a la presencia de un cuerpo magmático en profundidad, produciendo un flujo ascendente reflejado en la curva valores positivos de SP en la parte central del volcán.
- iii. El valor mínimo de la curva de SP corresponde a la transición entre estas dos zonas y las encontramos principalmente sobre las laderas del volcán con altitudes entre los 3600 y 3700

msnm, es decir que para altitudes menores a 3600 msnm hasta el pie del volcán a 2600 msnm se encuentra la zona hidrogeológica y, por otro lado, alturas mayores a los 3700 msnm encontraremos la zona activa del volcán donde se encuentra el sistema hidrotermal.

- iv. Aun cuando el volcán carece de manifestaciones en superficie tales como fumarolas, las anomalías obtenidas con SP demuestran un comportamiento característico de volcán activo adquiriendo una forma de “V” a partir de los perfiles radiales realizados sobre las laderas del volcán. Esta forma adquirida en la curva de SP, es característica de volcanes estudiados en el mundo, aun cuando el vulcanismo es diferente en su composición las curvas presentan características similares en el comportamiento del SP, como por el ejemplo, los volcanes Misti de Perú (Finizola et al.,2004), Stromboli, Italia (Finizola 2002).
- v. El límite lateral de extensión del sistema hidrotermal identificado en La Malinche podría, correlacionarse con el límite de una posible caldera antigua
- vi. Los límites laterales de extensión de los sistemas hidrotermales indican generalmente zonas asociadas a límites estructurales tales como fallas, límites de calderas y cráteres, que constituyen zonas de mayor permeabilidad. En las curvas obtenidas en el volcán Malinche se evidencia el límite de una posible caldera antigua.
- vii. Las lecturas de resistencia de contacto se han considerado como una propiedad física del suelo y estos valores se han tomado en cuenta como anomalías, y se pueden interpretar como zonas de alta permeabilidad, esto como una consecuencia del colapso identificado en la parte sureste del volcán. Estas zonas permeables también podrían estar indicando el posible colapso de la parte superior del volcán.

6.- Estudios anteriores con base en la reconstrucción de la historia eruptiva de este volcán realizados por el Instituto de Geofísica de la UNAM, ya habían concluido que este es potencialmente activo dado que su última erupción ocurrió hace aproximadamente 3100 años. Ahora con un monitoreo temporal donde se han observado señales sísmicas, tales como sismos VT y sismos armónicos característicos a un volcán activo. Por otro lado, las anomalías de SP, demuestran un flujo ascendente característico de un sistema hidrotermal. Podemos concluir que el volcán la Malinche es un volcán activo.

8. REFERENCIAS

- Aguayo Eduardo, Trápaga Roberto. 1996. Geodinámica de México y minerales del mar. Fondo de Cultura Económica
- Alpala, R.; Makario, J.; Torres, R. & Cadena, O. 2013 Análisis de posibles fuentes generadoras de eventos sísmicos tipo “Tornillo” en el volcán Puracé, Colombia. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto. 22 p.
- Álvarez, R. 1975. Transcontinental faulting; evidence for superimposed subduction in Mexico. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 56, 1066
- Arribas A., Cunningham C., Rytuba J., Rye R., Kelly R., Podwysocki M., McKee E. and Tosdal R. 1995. Geology, geochronology, fluid inclusions, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold alunite deposit, Spain. *Economic Geology*. Vol. 90. pp 795-822
- Aubert, M., Dana I.N., Gourgaud, A. 2000. Internal structure of the Merapi Summit from self-potential measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 100, 337-343
- Barde-Cabusson S., Finizola A., Revil A. Ricci T., Piscitelli S., Rizzo E., Angeletti B., Balasco M., Bennati L., Byrdina S., Carzaniga N., Crespyi A., Di Gangi F., Morin J., Perrone A., Rossi M., Roulleau E., Suski B., Villeneuve N. 2009. New geological insights and structural control on fluid circulation in La Fossa cone (Vulcano, Aeolian Islands, Italy) *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 185 Pag. 231–245
- Barde-Cabusson., Finizola A., Peltier A., Chaput M., Taquet N., Dumont S., Duputel S. Guy A., Mathieu L., Saumet S., Sorbadère F., Vieille M. 2012. Structural control of collapse events inferred by self-potential mapping on the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 209–210, Pp 9-18
- Barus 1882. *Monographs. US. Geological Survey* Vol. III pp 309-367
- Becerra Torres Eduardo, 2014. Variabilidad petrográfica y geoquímica del magmatismo monogenético periférico al Volcán La Malinche. Tesis Licenciatura. UNAM
- Beniot, J.P.; McNutt, R. 1996. Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake warm duration *Annali di Geofisica*. Vol. XXXIX, n2 :221-230

- Borgia A., Ferrari L., Pasquarè G. 1992. Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature* volume 357, pages 231–235
- Borgia A. 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 99. Pp 17791-17804
- Carrasco Núñez, G., Gómez-Tuena, Lozano V., L. 1997. Geologic map of Cerro Grande volcano and surrounding area, central Mexico. Geological Society of America- Map and chart series MCH081.
- Castro-Govea Renato, Siebe Claus. 2007. Late Pleistocene-Holocene stratigraphy and radiocarbon dating of Malinche volcano, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 162, pp 20-42
- Castro-Govea Renato. 2009. Historia eruptiva reciente del Volcan La Malinche. Tesis Maestría. UNAM
- Chavacán, M., Lermo, J., Quintanar, L. 2004. Determinación de una escala de magnitud para temblores corticales en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano, en I Conf. Int. Peligrosidad e Ingeniería Sísmica, Universidad de Oriente, Santiago de Cuba, Cuba, CD.ROM.
- Chouet. 1996. Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting. *Nature* Vol. 380. pp 309-316
- Cifuentes Nava Gerardo 2009. Monitoreo geomagnético del volcán Popocatepetl. Tesis de Maestría. Instituto de Geofísica. UNAM
- Corwin, R.F. Hoover, D.B. 1979. The self-potential method in geothermal exploration. *Geophysics* 44-2, 226-245.
- Corry C. E. 1985. Spontaneous polarization associated with porphyry sulfide mineralization. *GEOPHYSICS*, 50(6), 1020-1034.
- De la Rosa Moreno F; Carlos M Valdés González; Carlos A Gutiérrez Martínez. Análisis de patrones sísmicos asociados a algunas explosiones y emisiones de ceniza importantes del volcán Popocatepetl, México. *Revista Geofísica; Ciudad de México* Num. 58 (Ene-Jun 2003):
- Demant, A. 1978. Características del Eje Neovolcánico Trásmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, v. 2-2, p. 172-187
- Di Maio, R., Mauriello, P., Patella, D., Petrillo, Z., Piscitelli S., Siniscalchi, A. 1998. Electric and electromagnetic outline of the Mount Somma-Vesuvius structural setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 82, 219-238

- Espinasa Pereña Ramón. 2012. Historia de la Actividad del Volcán Popoetépetl 17 años de erupciones. CENAPRED, México
- Finizola A., Sortino F., Lénat J-F., Valenza M. 2002. Fluid circulation at Stromboli volcano (Aeolian Islands, Italy) from self-potential and CO₂ surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 116, 1-2, 1-18
- Finizola A., Lénat J-F., Macedo O., Ramos D., Thouret J-C., Sortino F. 2004. Fluid circulation and structural discontinuities inside Misti volcano (Peru) inferred from self-potential measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.*, 135-4, 343-360,
- Finizola A., Aubert M, Revil A.,Schütze C., Sortino F. 2009. Importance of structural history in the summit area of Stromboli during the 2002–2003 eruptive crisis inferred from temperature, soil CO₂, self-potential, and electrical resistivity tomography. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 183 pp. 213–227
- Flores, L. R. 1978, Las posibles relaciones tectónicas entre la faja volcánica mexicana y una porción de la cuenca sedimentaria de Morelos- Guerrero: México D.F. Sociedad Geológica Mexicana. Convención Nacional.
- Flores Márquez Elsa Leticia, 2014. Comunicación personal
- Fournier, C. 1989. Spontaneous potentials and resistivity surveys applied to hydrogeology in a volcanic area: Case history of the Chaîne des Puys (Puy-de-Dôme, France), *Geophys. Prospect.*, 37, 647–668.
- Fox R. 1830. On the Electro-Magnetic Properties of Metalliferous Veins in the Mines of Cornwall. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Vol. 120 (1830), pp. 399-414
- Francis Peter, Oppenheimer Clive 2004. *Volcanoes*. Oxford University Press. USA
- García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G. y Mora J.C. 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica. Internacional*. 41-2, 133-150.
- Guevara Ortiz Enrique, Quaas Weppen Roberto, Fernández Villagómez Georgina, Zepeda Ramos Oscar, Gutiérrez Martínez Carlos Antonio, Martínez Bringas Alicia, Gómez Vázquez Ángel, 2004. Guía básica para la elaboración de atlas estatales y municipales de peligros y riesgos. México. Sistema Nacional de Protección Civil. México. Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED)

- Gutiérrez Jiménez Aarón Joseph 2010. Análisis de la sismicidad del Volcán Chichonal durante los periodos de junio de 2004 a mayo de 2005 y de enero a abril de 2008. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, UNAM
- Havskov Jens y Ottemöller Lars, 2010, Routine data processing in earthquake seismology, with sample data, exercises and software. Springer
- Hedenquist J. and Lowenstern J. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. Nature volume 370, pages 519–527
- Herraíz Sarachaga Miguel. 1997. Conceptos básicos de Sismología para ingenieros. CISMID
- Ibáñez, J. & Carmona, E. 2000. Sismicidad Volcánica. Serie: Casa de los volcanes número 7. Editores: Astiz M. Y García A. 269-282 p.
- Ishido T. 2004 Electrokinetic mechanism for the “W”-shaped self-potential profile on volcanoes. Geophysical Research. Vol., 31.
- Jackson D.B, Kauahikaua, J., 1987. Regional self-potential anomalies at Kilauea volcano: “volcanism in Hawaii” Chapter 40. US Geol. Surv. Prof. Pap. 1350, 947-959
- Kearey,P., Brooks,M., Hill,I., 2002. An Introduction to Geophysical Exploration.Blackwell. Science Ltd
- Kumagai, H. & Chouet, B. 1999. The complex frequencies of long period seismic events as probes of fluid composition beneath volcanoes. Geophysics Journal International, 138 p.
- Lénat, 2007. Retrieving self-potential anomalies in a complex volcanic environment: an SP/elevation gradient approach. Near Surface Geophysics, 161-170
- Lermo J. Bernal I. 2006. Zonificación Sísmica del Estado de Tlaxcala. Boletín de la sociedad Geológica Mexicana.
- Lermo J. Ismael E. Martínez J. Zúñiga A. Angulo J. (2012) Estudios Sismológicos y de peligro sísmico para el desarrollo de las normas técnicas complementarios para diseño por sismo del estado de Tlaxcala. Instituto de Ingeniería, UNAM
- Lesage Philippe, 2007. SEISMO_VOLCANALYSIS: Signal analysis tools for seismo-volcanic events. Université de Savoie, Chambéry, France Institut de Recherche pour le Développement, France. Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México
- Lockhart Andy, 2009. Basic SEISAN for volcano monitoring, USGS.

- Macías Vázquez José Luis 2014. Vulcanismo activo en México: Carencias y Perspectivas. Memorias de la Reunión Anual de Ciencias y Humanismo de la Academia Mexicana de Ciencias.
- Martínez Bringas Alicia 1998. Atenuación de ondas coda en el volcán Popocatepetl. Tesis Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Martínez Morales Manuel, Carlos Gutiérrez Ojeda, José Rafael Reyes Serrano, Ismael Mata Arellano, Luis Felipe Sánchez Díaz, Gerardo Antonio Ortiz Flores 2007. Estudio Hidrogeológico de la Porción Alfa del Acuífero Alto Atoyac Apizaco, Tlaxcala. IMTA
- McNutt, S.R. 1996. Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the-art and case histories. In "Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards" (R. Scarpa, and R. Tilling, Eds.). Springer-Verlag, Berlin, pp. 99_146.
- Mezcua, J. y J.M. Martínez Solares 1983. Sismicidad en el área Ibero-Mogrebí. Instituto Geográfico Nacional. Publicación Técnica N° 203. Madrid.
- Merle O., Borgia A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. Journal of Geophysical Research. Vol. 101 Pp 13805-13817
- Michel, S., Zlotnicki, J.1998. Self-Potential and magnetic surveying of La Fournise Volcano (Reunion Island): correlations wit faulting, fluid circulation, and eruption. J.Geophys. Res., B 103(8), 17845-17857.
- Mogi, K. 1962 Magnitude-Frequency Relationship for Elastic Shocks Accompanying Fractures of Various Materials and Some Related Problems in Earthquakes. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 40, 831-853.
- Mooser, F. 1972. The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics. Geof Inter., 55-70
- Mooser F., Montiel A. y Zúñiga A. 1996, "Nuevo mapa geológico de las cuencas de México, Toluca y Puebla" Subdirección de Construcción, Comisión Federal de Electricidad, México D.F
- Morrissey Meghan M., Mastin Larry G. 2000. Encyclopedia of Volcanoes Vulcanian Eruptions. 463-475
- M. Zobin Vyacheslav 2012. Introduction to Volcanic Seismology. ELSEVIER. México.
Quezada Reyes Aída, (2008). Análisis de la Sismicidad del volcán Popocatepetl durante la actividad eruptiva de noviembre de 2002 a febrero de 2003. Testis de Maestría. Instituto de Geofísica, UNAM

- Nourbehect, B.: 1963. Irreversible Thermodynamic effects in Homogeneous Media and Their Application in Certain Geoelectric Problems. PhD. Tesis, MIT, Cambridge.
- Novelo-Casanova D. A., A. Martínez-Bringas, C. Valdés-González. 2006. Temporal variations of Q_c^{-1} and b-values associated to the December 2000–January 2001 volcanic activity at the Popocatepetl volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 152 pag 347-358
- Orellana E. 1982. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo. Madrid
- Overbeek, J. 1952, Irreversible system, *Colloid Science*, Vol. 1. In H. R. Kruyt edition, Elsevier, New York, 389
- Ortega González Mayra Alejandra. 2015. Caracterización de sismos de tipo tornillo registrados durante la crisis del volcán Sabancaya 2013 y del volcán Ubinas 2014
- Pantoja Alor J., Gómez Caballero J. A. 2004. Los sistemas hidrotermales y el origen de la vida. *Ciencias*, No 75, octubre 2009, Facultad de Ciencias UNAM
- Ramón Márquez Víctor Manuel (2014). Estructura cortical somera de la faja volcánica transmexicana (sector centro oriental). Relaciones con terreno Guerrero y la sierra Madre Oriental (dominio continental) a partir de datos gravimétricos. Tesis Maestría. Instituto de Geofísica, UNAM
- Reynolds, John M. 2011. *An introduction to applied and environmental geophysics*. Oxford
- Revil A. Pezard P. Glover P. 1999. Streaming potential in porous media: 1. Theory of the zeta potential. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. Vol. 104., pp20.021-20.31
- Revil A., Hermitte D., Spangenberg E., Cochemé J. 2002. Electrical properties of zeolitized volcaniclastic materials. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 107, pp ECV 3-1-ECV 3-17
- Revil A., Leroy P., and Titov K. 2005. Characterization of transport properties of argillaceous sediments: Application to the Callovo-Oxfordian argillite. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 110.
- Revil, A., N. Linde, A. Cerepi, D. Jougnot, S. Matthaï, and S. Finsterle. 2007, Electrokinetic coupling in unsaturated porous media, *J. Colloid Interface Sci.*, 313, 315 – 327,
- Revil A. Finizola A, Piscitelli S, Rizzo E, Ricci T, Crespy A, Angeletti B, Balasco M., Barde S Cabusson, Bennati L., Bole`ve A., Byrdina S., Carzaniga N, Di Gangi F., Morin J, Perrone A., Rossi A, Roulleau E. and Suski B. 2008. Inner structure of La Fossa di Volcano (Volcano Island, southern Tyrrhenian Sea, Italy) revealed by high-resolution

- electric resistivity tomography coupled with self-potential, temperature, and CO₂ diffuse degassing measurements. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113.
- Revil A., Finizola A., Ricci T., Delcher E., Peltier A., Barde-Cabusson S., Avard G., Bailly T., Bennati L., Byrdina S., Colonge J., Di Gangi F., Douillet G., Lupi M., Letort J., and Tsang Hin Sun E. 2011. Hydrogeology of Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy) from the interpretation of resistivity tomograms, self-potential, soil temperature and soil CO₂ concentration measurements. *Geophysical Journal International* Vol.186, Pag. 1078–1094
- Ricci T., Finizola A. Barde-Cabusson S., Delcher E., Alparone S., Gambino S., and Milluzzo V. Hydrothermal fluid flow disruptions evidenced by subsurface changes in heat transfer modality: The La Fossa cone of Volcano (Italy) case study. *Geology*, 43-11, 959-962
- Sánchez Elizabeth 2012. Interpretación de datos gravimétricos y magnetométricos en las inmediaciones del volcán Popocatepetl. Facultad de Ingeniería, UNAM. Tesis de Licenciatura.
- Sasai, Y., Zlotnicki, J., Nishida, Y., Yvetot, P., Morat, P., Hurukami, H., Tanaka, Y., Ishikawa, Y, Koyama, S., Sekigushi, W., 1997. Electromagnetic monitoring of Miyake-Jima volcano, Izu-Bonin Arc, Japan: a preliminary report. *J. Geoman. Geoelectr.* 49, 1293-1316
- Sato M. and Mooney H. 1960. The electrochemical mechanism of sulfide self-potentials. *Geophysics*. Vol. 25, pp 226-249.
- Stoffregen R. and Alpers C. 1987 Woodhouseite and svanbergite in hydrothermal ore deposits: products of apatite destruction during advanced argillic alteration. *Journal of the Mineralogical Association of Canada* Vol.25, pp. 201-21
- Thorne Lay, Wallace Terry C. (1995). *Modern Global Seismology*. ACADEMIC PRESS. USA.
- Torres, R.A.; Gómez, D.M. & Gómez, M.L. (1996) – Unusual seismic signals associated with the activity at Galeras Volcano, Colombia, from July 1992 to September 1994. *Annali di Geofisica*, vol. 39, N. 2, March 1996, 299-310 p.
- Urrutia, J. F. y Del Castillo, L. (1977), Un modelo del Eje Neovolcánico Trásmexicano. *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 38, 18-28
- Van Wyk De Vries., Borgia A. 1996. The role of basement in volcano deformation. *Geological Society of London*. Vol. 110, pp95-110

- Van Wyk de Vries., Self S., Francis P., Keszthelyid L. 2001. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 105, Pp 225-247
- Vargas Venhumea Rosa María. 2009. Evaluación del riesgo por procesos gravitacionales en los barrancos occidentales del volcán Malinche, Tesis de Maestría. UNAM
- Vezzoli Luigina, Alessandro Tibaldi, Alberto Renzulli, Michele Menna, Stephanie Flude. 2009. Faulting-assisted lateral collapses and influence on shallow magma feeding system at Ollagüe volcano (Central Volcanic Zone, Chile-Bolivia Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 171. Pag. 137–159
- Wassermann, J. 2002. Volcano seismology. In Bormann, P. (ed) *Iaspei new manual of seismological observatory practice*. Potsdam, DEU: Geo Forschungs Zentrum Potsdam
- Zlotnicki J., Michel S., and Annen C. 1994. ‘Self-potential anomalies and convective systems on la Fournaise Volcano (Réunion Island, France), C.R. Acad. Sci. Paris 318.
- Zlotnicki Jaques, Nishida Yasunori. 2003. Review on morphological insights of self-potential anomalies on volcanoes. *Surveys in geophysics* 24: 291-338
- Zobin Vyacheslav M. (2012). *Introduction to volcanic Seismology*. ELSEIVER