

CAPÍTULO 2. MONITOREO Y ACTIVIDAD SÍSMICA DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL

2.1 Monitoreo del Volcán Popocatépetl

La vigilancia de un volcán consiste en la observación continua y permanente por medio de una instrumentación especializada, con la finalidad de detectar oportunamente alguna variación importante de su actividad, y de ser posible anticipar alguna condición anómala precursora de un proceso eruptivo, para que a su vez con esta información se tomen medidas de seguridad o en su caso se ponga en marcha un plan de emergencia, previamente establecido (Quass et al., 1995).

Los cambios físicos y químicos del sistema magmático bajo un volcán reflejan condiciones de intranquilidad en el sistema volcánico. Algunos de estos cambios pueden ser percibidos directamente por la población que vive en los alrededores del volcán, mientras que otros pueden ser detectados solo con el uso e instrumentos extremadamente sensibles. La vigilancia de un volcán puede hacerse ya sea por observación o instrumentalmente.

El monitoreo del volcán Popocatépetl, desde su reactivación, consiste principalmente de 4 aspectos y actualmente lo realiza el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) conjuntamente con el Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM):

- Monitoreo Visual
- Monitoreo Geoquímico
- Monitoreo Geodésico
- Monitoreo Sísmico

A continuación se hace una breve descripción de estas técnicas de monitoreo usadas en el Volcán.

2.1.1 Monitoreo Visual

Este monitoreo consiste en vigilar la actividad volcánica y se realiza mediante la observación a simple vista, con registros fotográficos o por medio de una videocámara, todo esto con la finalidad de observar señales visibles de deformación en el edificio volcánico, actividad magmática en el cráter o sus alrededores, aumento o disminución en la tasa de emisión de gases y cenizas, ocurrencia de lahares o derrumbes, entre otras.

Para el volcán Popocatépetl el monitoreo visual consiste principalmente de 2 cámaras de vigilancia marca Pelco, ubicadas en el cerro de Tlamacas y el Cerro de Alzomoni, cuyas imágenes son enviadas en promedio cada 45 segundos a través de un enlace de microondas a la estación central en el CENAPRED. La imagen del volcán se almacenaba las 24 horas en formato VHS y actualmente se almacena en formato DVD. En noviembre de 2007 comenzó a operar una tercera cámara de video ubicada en la población San Juan Tianguismanalco, Puebla, que transmite imágenes del flanco suroeste del volcán.

Las cámaras pueden ser operadas a distancia, lo cual permite detectar cualquier cambio visible, diferenciar las emisiones de gases o ceniza y determinar la altura y dirección de la pluma. También se cuenta con una cámara infrarroja en Alzomoni que captura imágenes que muestran las características térmicas del edificio volcánico y las emisiones del volcán.

Las imágenes aéreas del cráter son obtenidas por sobrevuelos realizados por la Dirección General de Carreteras Generales Federales de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes, con estas imágenes es posible observar domos de lava y estimar su volumen así como su evolución y observar las características morfológicas del volcán.

2.1.2 Monitoreo Geoquímico.

Todos los sistemas volcánicos tienen una zona de aguas y fluidos calentados, llamado el sistema geotérmico envoltura, que rodea al magma, fundido o solidificado, pero todavía caliente. Un aporte de magma nuevo o movimiento del ya existente dentro del edificio volcánico, puede resultar en el escape de gases distintivos hacia la atmosfera o a los fluidos en la envoltura geotérmica. Adicionalmente, perturbaciones en el régimen térmico y en los patrones de circulación hidrotermal pueden causar una interacción hasta cierto grado en el sistema geotérmico, tanto con la roca encajonate como con el régimen de aguas subterráneas. En última instancia tales efectos aparecen como cambios geoquímicos visibles o medibles instrumentalmente en la superficie del volcán, manifestándose como variaciones en la temperatura, composición y tasa de emisión de gases y fluidos descargados en fumarolas y manantiales (Banks et al., 1989).

Un monitoreo continuo en los parámetros de manantiales y lagos, como la temperatura, concentración de gases disueltos, conductividad, pH, entre otros pueden proporcionar información valiosa acerca de procesos relacionados con la actividad de un volcán (Carapezza y Federico, 2000).

Para el volcán Popocatépetl, desde 1995 se hace periódicamente un muestreo de 7 manantiales y estos se ubican en los estados de Puebla y Morelos: San Baltazar Atlimeyaya, Paleorío, Chihuahuita, Axocopan, Guadalupe Huexocoapan y el Bosque (Armienta et al., 2008). Del análisis continuo se ha observado que los cambios en la composición química de los manantiales están directamente relacionados con el aporte de gases volcánicos. La detección oportuna de variaciones en la concentraciones de elementos como el boro, iones como cloruros, sulfatos fluoruros y gases como el radón y el bióxido de carbono relacionados con la actividad volcánica, ha sido de gran utilidad en la evaluación de riesgos volcánicos (Armienta et al., 2002a).

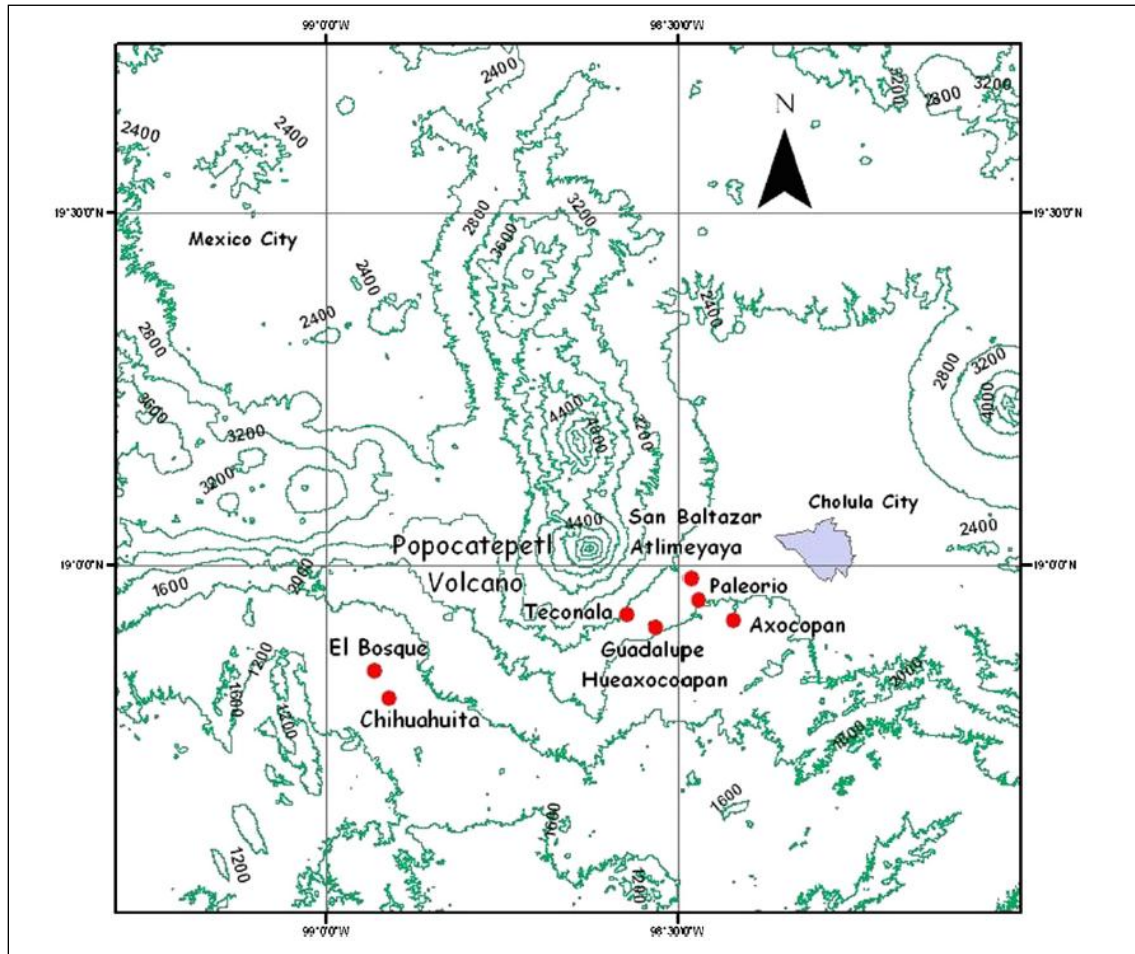


Figura 2.1 Ubicación de los manantiales en el volcán Popocatepetl. Tomado de Armienta et al., 2008.

También se realizan estudios a partir de las muestras de cenizas (Armienta et al., 2002b; Martín del Pozzo et al., 2008) y lixiviados (Armienta et al., 2002b) cuya composición química permiten conocer el grado de composición magmática y el estado de degasificación del magma (Martín del Pozzo et al., 1996; Armienta et al., 2002b) en diferentes etapas de actividad del volcán desde su reactivación.

2.1.3 Monitoreo Geodésico.

El monitoreo geodésico básicamente consiste en la medición de las deformaciones que el edificio volcánico sufre a consecuencia de los esfuerzos ejercidos desde el interior del volcán. Estos cambios en la estructura están asociados a la actividad volcánica, ya que reflejan la respuesta de procesos internos del volcán relacionados con el movimiento del magma. La deformación también puede estar relacionada a variaciones en la presión, provocando la deflación o inflación del volcán, así como también al paso de fluidos a través del sistema geotérmico del volcán.

La medición de la deformación se lleva a cabo a partir de métodos geodésicos convencionales tales como la inclinometría, la triangulación o la nivelación. En los últimos años se han incorporado a este tipo de monitoreo técnicas avanzadas de medición automatizada, que se realizan mediante sistemas de posicionamiento global (GPS) y EDM (Electronic Distance- Meter) o a través de InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar). Estas técnicas son muy utilizadas en distintos volcanes del mundo, incluido el Volcán Popocatépetl.

Para el volcán Popocatépetl se estableció una red de triangulación que consiste de 5 vértices (Las cruces, Tres amigos, Texcalco, Meseta y La Cruz) y dos vértices base, uno ubicado en el cerro de Tlamacas y el otro en el monumento de paso de Cortes. También desde 1996 se han operado continuamente 2 estaciones de GPS de doble frecuencia, POPN y POSW, en el flanco norte y suroeste del volcán, respectivamente. Estas estaciones tienen una precisión de 5-10 ppm en dirección vertical y 1 ppm en dirección horizontal. Además se tiene una estación ubicada en Tonantzintla a 35 km del cráter para monitorear la contribución tectónica regional a la deformación local en las series de tiempo. En 2001, adicionalmente, se instalaron 5 estaciones de una frecuencia, distribuidas en los flancos norte y oeste del volcán. Los receptores adquieren los datos a 1 Hz y la

información se envía a través de una red inalámbrica a la estación Alzomini y de allí se envían al Instituto de Geofísica (Cabral- Cano et al., 2008)

2.1.4 Monitoreo sísmico.

La vigilancia sísmica de los volcanes se lleva a cabo utilizando sismómetros de periodo corto y de banda ancha de 3 componentes, los cuales deben de estar distribuidos alrededor del edificio volcánico y sobre el cráter. Los sismógrafos detectan los movimientos en el interior de un volcán, por muy pequeños que estos sean. Las vibraciones del suelo, producidas por la fracturación de la roca o por el movimiento de fluidos magmáticos en el interior volcánico, generan señales sísmicas que son detectables por los instrumentos y estas señales pueden ser predecesoras de una actividad eruptiva importante. Es por ello que el monitoreo sísmico es de los más importantes en el monitoreo volcánico, ya que si un volcán está en proceso de reactivación, se generan señales sísmicas de varios tipos y pueden presentarse de pocos eventos por día a varios cientos de señales al día.

La red de monitoreo sísmico del volcán Popocatépetl actualmente consiste de 7 estaciones de periodo (1 Hz): Tlamacas (PPM), Juncos (PPJ), Tetexcaloc (PPT), Los Cuervos (PPQ), Colibrí (PPC), Chiquipixtle (PPX), y Canario (PPP), las 3 últimas estaciones también cuentan con sensores triaxiales de banda ancha. (Ver Figura 2.2).

Los sismómetros de banda ancha son triaxiales CMG-40T con digitalizador integrado. El rango de detección es de 30 segundos a 50 Hz, con excepción del STS-2, que registra de 120 segundos a 50 Hz y este se encuentra en Tlamacas. Las señales provenientes de estos sensores, son muestreadas de forma continua a 100 mps, convertidas a formato digital y transmitidas a la estación central de registro. La información de todas las estaciones es transmitida por telemetría a la estación central del CENAPRED.

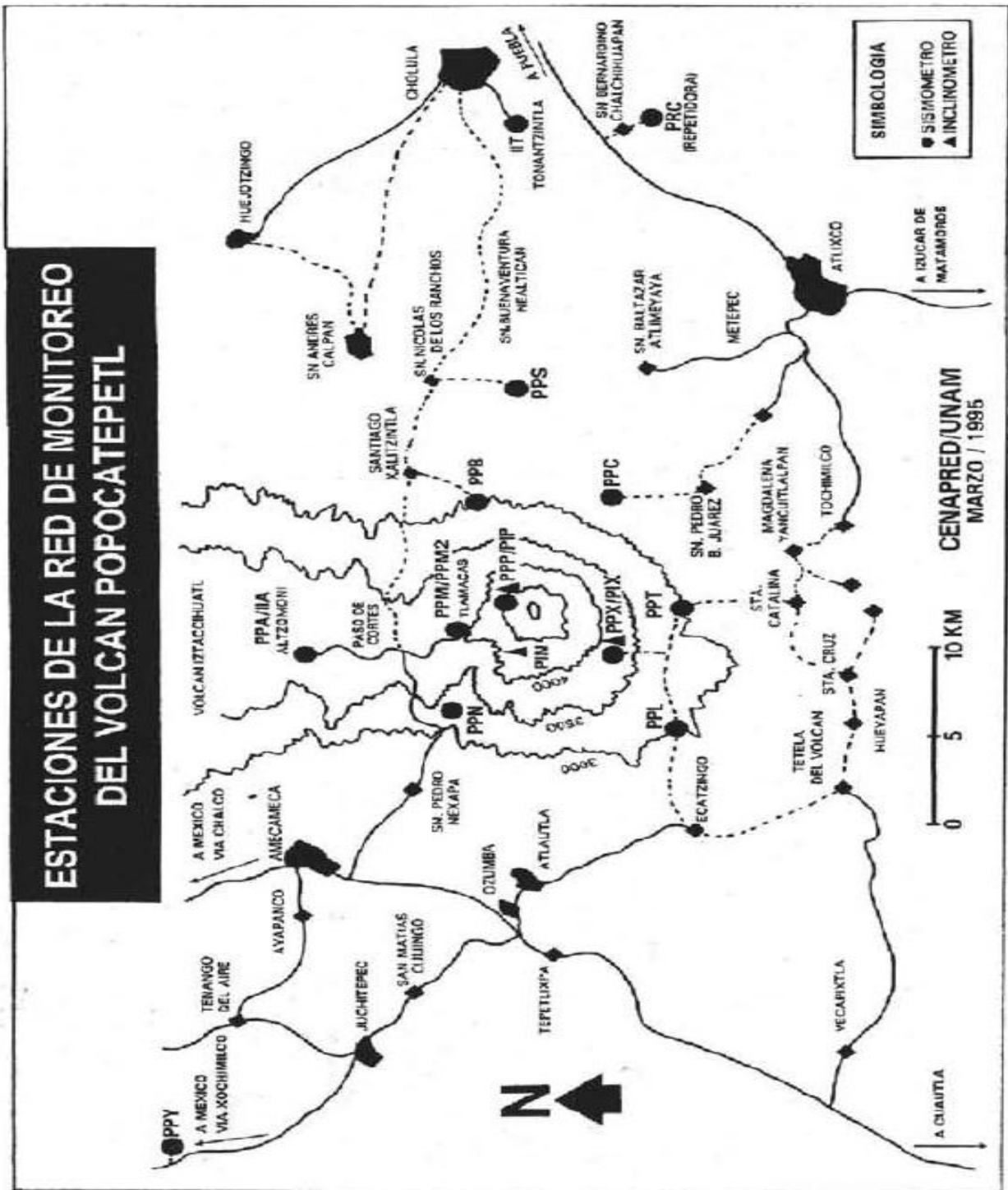


Figura 2.2- Red de monitoreo del Volcán Popocatepetl

2.2 Actividad sísmica en el volcán Popocatépetl

Es muy importante conocer todas las señales sísmicas que se desprenden de la actividad de un volcán, ya que con estas podemos entender mejor los procesos que se llevan a cabo dentro y fuera del edificio volcánico. Todos los volcanes activos son fuente de una gran variedad de señales sísmicas, las cuales se han clasificado de acuerdo a su forma de onda, contenido espectral y/o localización. Ibáñez (1997) afirma que las variaciones en la clasificación de las señales dependen del tipo de instrumento, las condiciones geológicas y el tipo de volcán. En la siguiente Tabla se presenta una breve clasificación que se le da a las señales sísmicas volcánicas, dependiendo del autor y del volcán:

Tabla 2.1. Comparación de las distintas clasificaciones de señales sísmicas por varios autores. Tomado de Molina (2001).

Molina (1999) Volcán Tungurahua (Adopta la de Power)	Minakami (1960, 1974) Volcanes Asama Y Sakurajima Dibble (1974) Ruapehu ^(a)	Latter^(b) (1979,1981) Volcanes Ruapehu y Ngauruhoe Ntepe y Dorel (1990) V. Stromboli	Power et al (1994) Volcán Redoubt	McNutt et al (1996) Mammoth Mountain	Otros Tipos Mount St Helens, V.N. del Ruiz, Soufriere Hills
Volcano-tectónico (VT)	Tipo A	Volcano-tectónico	Volcano-tectónico VT	Alta frecuencia HF	Alta frecuencia (Endo et al., 1981; Nieto et al., 1990), Tipo h (Malone et al., 1983)
Largo período (LP)	Tipo B	Volcánico	Largo período	Baja frecuencia LF	Baja frecuencia (Endo et al., 1981), Tipo M y Tipo L (Malone et al., 1983), Largo período (Nieto et al., 1990)
Híbrido (HB)	-	-	Híbrido	Frecuencia mixta	Híbrido (White, R., 1998), Media frecuencia
Tremor Volcánico	Tremor volcánico	Tremor volcánico (baja, media y alta frecuencia)	Tremor volcánico	Tremor volcánico	Tremor armónico, tremor espasmódico

A continuación se hace una breve descripción de las señales sísmicas asociadas al volcán Popocatépetl:

2.2.1. Eventos Volcano-Tectónicos

Los eventos volcano- tectónicos o también llamados eventos de alta frecuencia o eventos tipo A, son eventos que se asocian con el fracturamiento de la roca en respuesta a los esfuerzos asociados y se caracterizan por tener una señal de duración variable, con un arribo de la onda P más o menos impulsiva y se puede identificar el arribo de la onda S (Ibáñez et. al. 2000), estos eventos presentan frecuencias entre 5 y 15 Hz y ocurren a una profundidad de 1 a 15 Km. Su forma de onda es similar a los eventos tectónicos y pueden involucrar procesos de cizalla ligados a los esfuerzos inducidos por el movimiento del magma o fallas de tensión en la roca, causada por la contracción térmica debido al enfriamiento en la cercanía del cuerpo magmático en el interior del edificio volcánico. En la Figura 2.3 se muestra un evento volcano-tectónico registrado en el volcán Popocatépetl, con su respectivo espectrograma y su espectro de Fourier.

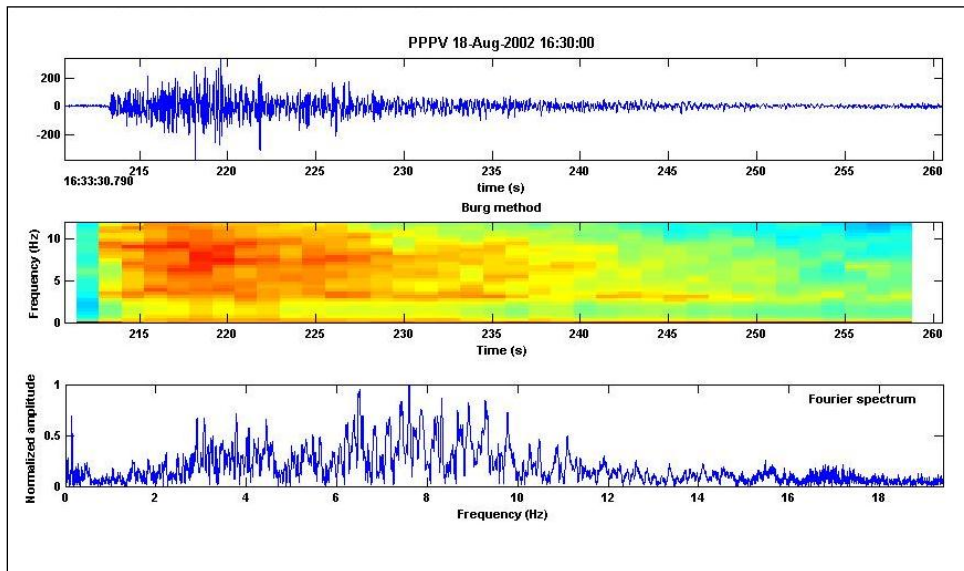


Figura 2.3- Evento volcano-tectónico registrado el 18 de agosto de 2002 a las 16:33 horas.

2.2.2. Eventos de largo periodo

Los eventos de largo periodo o eventos de baja frecuencia (o eventos tipo B) son señales típicas de volcanes activos, se originan en los cráteres o cerca de ellos y son extremadamente superficiales. Están caracterizados por tener una duración entre los pocos segundos hasta algo más de 1 minuto (Ibáñez, 2000), estos se atribuyen a la resonancia de grietas o conductos rellenos de fluidos inducidas por presiones en el fluido. Su comienzo generalmente es emergente por lo tanto no se puede definir con claridad el arribo de las ondas P y S. Su contenido espectral es limitado a bandas de frecuencias relativamente estrechas que van de 1 a 5 Hz, alcanzando una máxima amplitud entre los 2 y 3 Hz.

La ocurrencia temporal de los eventos tipo LP suelen ser en forma de enjambre sísmico, a veces con un elevado número de eventos por hora. Chouet (1996) observo que hay una muy fuerte relación entre la ocurrencia de enjambres de eventos de tipo LP y la presencia muy cercana de erupciones volcánicas. En la Figura 2.4 se presenta un evento de largo periodo registrado en el volcán Popocatépetl el día 16 de agosto del 2002 a las 00:02 horas.

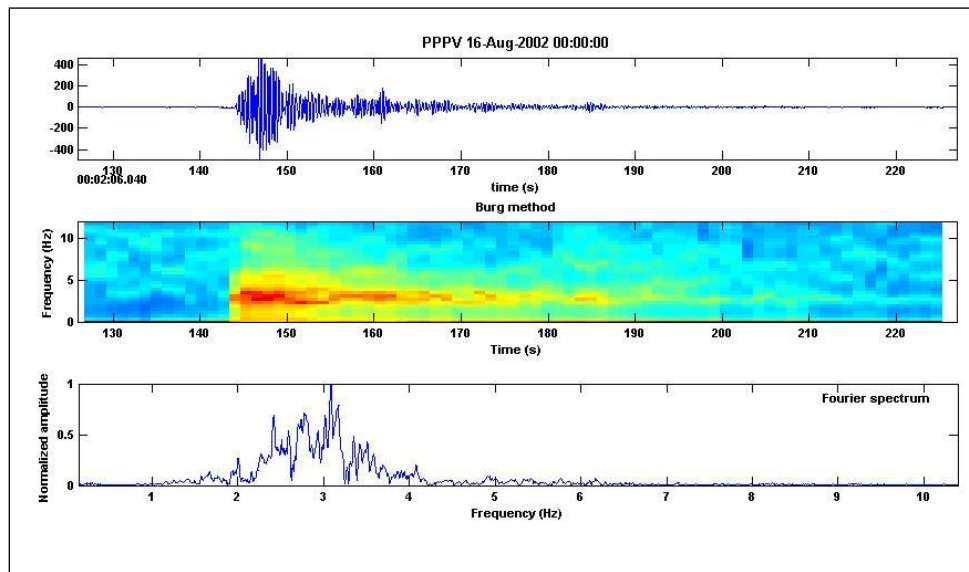


Figura 2.4- Evento de largo periodo registrado el 16 de agosto del 2002 a las 00:02 horas.

2.2.3 Eventos híbridos

Estos eventos tienen un comienzo caracterizado por señales de alta frecuencia, seguido de bajas frecuencias, normalmente con una amplia banda espectral (más de 10 Hz), en donde se pueden identificar las fases P y S, por lo que se le asocia a un pequeño terremoto. Después de la primera llegada aparece una señal muy similar en forma de onda, duración y contenido espectral a los eventos de largo periodo, no se debe confundir con un evento del tipo LP, con una llegada en alta frecuencia inicial. Por regla general la llegada en alta frecuencia de los híbridos debe presentar ondas P y S claras (Ibáñez et al., 2000). Las amplitudes de las ondas P y S son más pequeñas que los eventos volcano-tectónicos y la duración de la coda en todo el evento es menor a 150 segundos (Arámbula, 2002).

Su origen está basado en una fractura propiciada por altas presiones generadas por fluido o material magmático y es similar a la clasificación que hace Valdés (1995) de los eventos tipo H: donde se lleva a cabo el fallamiento se presentan las altas frecuencias, seguido de este proceso hay una intrusión de este mismo material el cual se inyecta en el conducto variando la presión dentro de este y así generando las bajas frecuencias, por eso es considerado como una mezcla de volcano-tectónico con LP.

2.2.4 Explosiones

Las explosiones son identificadas por el aumento brusco en la amplitud de la señal y un incremento en las frecuencias de la misma, por regla general tiene al menos 2 llegadas diferentes y claras, la primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es lo que se conoce como ondas de aire, ondas de choque y ondas sonoras con una velocidad de 340 m/s (Ibáñez & Carmona, 2000). En estos eventos la energía sufre una partición: una parte de la energía viaja a través del terreno como ondas sísmicas y la otra parte viaja como las ondas de aire. Estos eventos tienen una onda P de tipo emergente, las frecuencias dominantes se encuentran en la banda de 1 a 5 Hz y su duración es de aproximadamente de 40 segundos, en el caso del volcán Popocatepetl, en general, la duración es mayor a 40 s. Estas señales junto con el

tremor son las señales más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Las explosiones aparecen superpuestas a una señal de tremor de fondo (Ibáñez & Carmona, 2000). En la Figura 2.5 se muestra el registro de una explosión registrada en el volcán Popocatépetl el día 12 de marzo de 1999 a las 01:30 horas. También se puede ver su espectrograma y su espectro de Fourier.

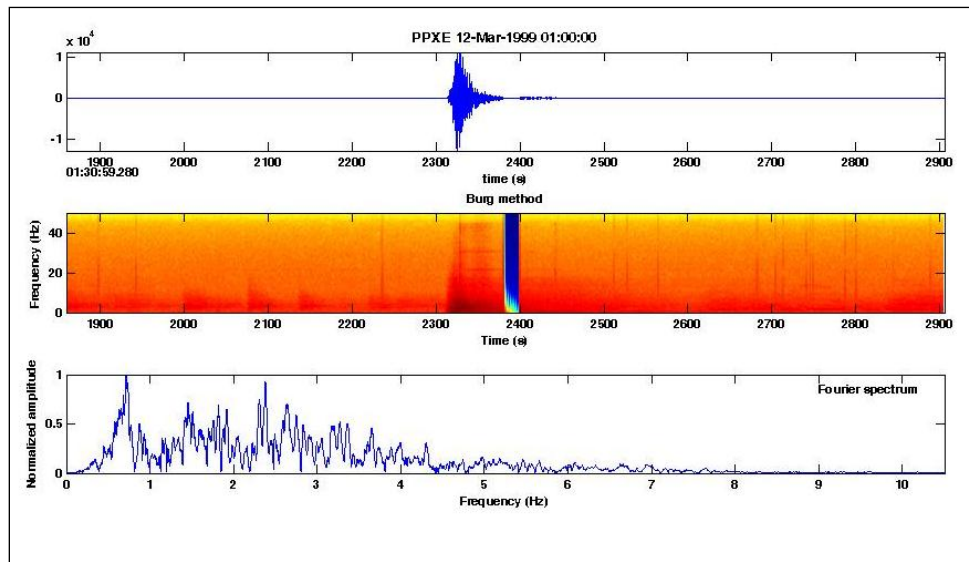


Figura 2.5- Explosión registrada en el volcán Popocatépetl el día 9 de marzo a las 01:30 horas.

2.2.5 Tremor volcánico

El tremor volcánico es una señal muy característica de volcanes activos. Este tipo de evento se caracteriza por producir señales sísmicas que conservan una amplitud constante por un largo periodo de tiempo, que van desde los pocos minutos hasta varias horas o incluso hasta varios días, con contenido espectral centrado en bandas de frecuencia relativamente estrechas (Ibáñez & Carmona, 2000).

Las características comunes a estos eventos son:

Su contenido espectral se centra en bandas de frecuencias relativamente estrechas con un pico dominante y algunos picos subdominantes. Las frecuencias centrales de los picos dominantes son particularmente estables y no suelen estar

influenciados por las características de la erupción ni por la posición de las estaciones sísmicas. Muchas señales de tremor vienen precedidas inicialmente por unas llegadas de alta frecuencia similares a las de un evento LP.

Por regla general, parece no existir una correlación entre la actividad volcánica visual y la envolvente del tremor. Un tremor fuerte no tiene que estar relacionado con una fuerte actividad volcánica visual. En algunas ocasiones, se observan temores intensos cuando la actividad eruptiva es rítmica. En cuanto a la relación entre el tipo de material volcánico emitido y los tipos de temores que se generan, las amplitudes del tremor están muy bien correlacionadas con la fuerza de las erupciones de ceniza, vapor o gas, mientras que para erupciones de lava o flujos de lava, las amplitudes del tremor suelen ser más bajas. En los temores no se ha observado un desplazamiento en frecuencia de los picos espectrales durante los procesos eruptivos, afectando simplemente a la amplitud de la señal, por lo que parece derivarse que la amplitud de la señal parece estar más relacionada con la fuerza de la erupción que con el tamaño de la fuente (Ibáñez & Carmona, 2000). No se puede identificar las llegadas de las fases P y S, por esta razón la localización espacial de estos eventos es complicada.

La ocurrencia temporal del tremor es continua en cualquier fase ya sea esta pre-eruptiva o post eruptiva.

En la Figura 2.6 se muestra el segmento de un episodio de tremor armónico registrado en el volcán Popocatépetl el día 16 de diciembre del 2000, en la estación Canario (PPP)

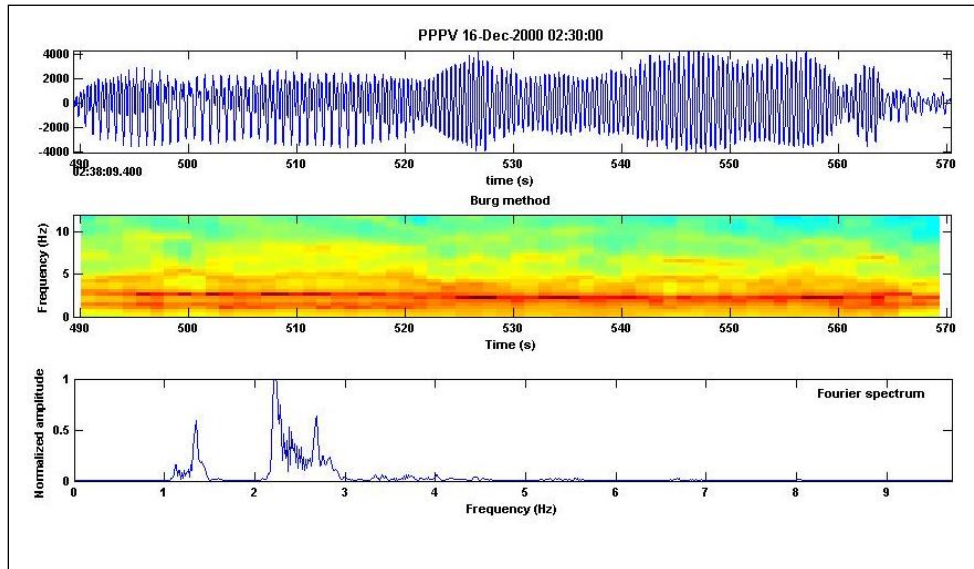


Figura 2.6- Segmento de tremor armónico registrado en el volcán Popocatépetl el día 16 de diciembre del 2000 a las 12:28 horas.