

Observatorio Vulcanológico de Moquegua (Perú)

Origen, clasificación y análisis de las señales sismo-volcánicas.

Joseph Huanca Cardenas

Índice del artículo

[Origen, clasificación y análisis de las señales sismo-volcánicas.](#)

[Clasificación de Latter](#)

[Clasificación de Ibañez](#)

[Otras clasificaciones](#)

[Importancia del análisis espectral de señales sísmicas volcánicas](#)

[Material bibliográfico sobre sismología volcánica](#)



Los volcanes pueden ser estudiados a partir del análisis geológico, petrográfico, geoquímico y geofísico. La aplicación de métodos geofísicos para el estudio de los volcanes es importante porque permite obtener una imagen del interior del edificio volcánico y conocimiento sobre su dinamismo interno. El buen conocimiento de la estructura y del comportamiento interno de un volcán determinado, son dos aspectos que pueden resultar capitales en su vigilancia, sobre todo si entra en proceso de erupción.

El conocimiento del comportamiento interno de un volcán, es decir, conocer la dinámica interna de los fluidos, sus mecanismos de transporte, y el posible estado de esfuerzos locales (que puedan generarse como producto de la actividad volcánica), puede ser logrado a partir del análisis de las características de las señales sísmicas registradas en el volcán.

La actividad volcánica genera una gran variedad de señales sísmicas (sismos volcánicos) y esto es porque el medio donde se generan (en el interior del volcán) es por naturaleza bastante heterogéneo, anisótropo, presentando una serie de fallas y fisuras; esto hace que las señales

registradas en este tipo de ambiente sean diversas entre sí. Cada tipo de señal puede corresponder a diferentes mecanismos de la fuente, tales como: mecanismos de ruptura en un medio sólido, mecanismos de movimiento en medios fluidos o parcialmente fluidos.

Los eventos sísmicos han sido clasificados por Minakami (1969); Latter (1979, 1981); Schick (1981) entre otros siguiendo diversos criterios, tales como: forma y longitud de la señal, contenido espectral, localización de la actividad sísmica (estudios de las fuentes), periodo de actividad del volcán, etc.

Las señales sísmicas reflejan el mecanismo de la fuente que les dio origen y las propiedades del medio que atravesaron en su trayectoria. Tomando en cuenta que los volcanes son diferentes, las señales sísmicas volcánicas serán también diferentes. Es por esta razón que para la tipificación de las señales del volcán Misti, objeto de este trabajo, se ha revisado las clasificaciones realizadas por varios autores, tales como Minakami (1969), Latter (1979, 1981), Schick (1981). Ibañez (1997) propone una tipificación analizando las clasificaciones de los anteriores autores, y consigue a nuestro criterio, realizar una clasificación que de una manera general comprenda las señales sísmicas más comunes registradas en gran parte de los volcanes.

CLASIFICACIONES DE LOS SISMOS VOLCÁNICOS

En esta sección, se resumen las principales características de algunas de las propuestas, hechas en los últimos 35 años, para clasificar las señales sísmicas registradas en volcanes activos.

1. Clasificación de Minakami

Minakami (1969, 1974) propuso una clasificación de señales sísmicas volcánicas basándose en observaciones de señales registradas en el volcán Asama (Japón), Kilauea (Hawai), Monte Santa Helena (EEUU), Izu-Oshima (Japón), donde distinguió principalmente 4 tipos diferentes de sismos volcánicos: tipo A, tipo B, señales de explosiones y tremores volcánicos. Si bien esta clasificación ha servido como base para distinguir las señales sísmicas de origen volcánico, no debe perderse de vista que fue establecida prácticamente en base a sólo algunos de los volcanes japoneses.

1.1 Sismos tipo A

Los registros de los sismos tipo A tienen un aspecto similar a los de los sismos tectónicos poco profundos, con fases P y S claramente definidas. Estos eventos generalmente son registrados varios días antes de una manifestación volcánica en superficie (explosiones, emisiones fumarólicas), aunque su número decrece a medida que se acerca la erupción. Se presentan mayormente en enjambres y sus focos tienen profundidades entre 1 y 20 km. Su espectro está compuesto por frecuencias de más de 3 Hz (salvo que hayan sido atenuadas en el camino), llegando incluso a mayores de 10 Hz.

1.2 Sismos tipo B

Son señales de fase P emergente, su fase S es prácticamente imposible de discernir y generalmente se integran a ondas superficiales. Su hipocentro es bastante superficial, menor a 1 km por debajo del cráter. Frecuentemente aparecen como “enjambres” y su número aumenta a medida que se aproxima la erupción. Su espectro muestra picos dominantes entre 2 y 5 Hz.

1.3 Explosiones volcánicas

El origen de esta familia de señales sísmicas es superficial, al igual que los sismos tipo B, pero se caracterizan por tener amplitudes mucho más grandes estrechamente relacionadas a la intensidad eruptiva. Estos sismos superficiales son frecuentemente acompañados de una fase sonora.

1.4 Tremores volcánicos

Minakami (1974) menciona que los tremores volcánicos podrían consistir de una sucesión de sismos de tipo B o de tipo explosión; esta sucesión de sismos podría durar desde algunas decenas de segundos a varias horas.

Generalmente la fuente de los tremores volcánicos es superficial, de hecho su foco está a unos 20 km de profundidad, como en el caso del volcán Kilauea.

El contenido espectral está constituido de algunos picos bien marcados donde las frecuencias dominantes son inferiores a 5 Hz.

2. Clasificación de Latter

Latter (1979, 1981), trabajó con registros de los volcanes Ruapehu y Ngauruhoe en Nueva Zelanda para realizar su clasificación.

El criterio utilizado fue de clasificar las señales según las frecuencias dominantes observadas y el medio en que fueron generadas.

2.1 Sismos volcano-tectónicos

Este grupo lo conforman la totalidad de los sismos “tipo A” de la clasificación de Minakami (1969), cuyas frecuencias dominantes tienen valores iguales o mayores a 3 Hz, así como aquellos sismos “tipo B” a los que se les ha corregido la influencia del camino recorrido por la onda (atenuaciones, efectos de sitio, etc).

Estos sismos se generan en materiales o medios susceptibles de fracturarse, por un mecanismo instantáneo, por ejemplo cuando una súbita intrusión magmática produce la fractura de rocas. Los focos de este tipo de eventos son menores a 30 km de profundidad.

2.2 Sismos volcánicos

Los eventos clasificados como volcánicos por Latter (1981) engloba en general los sismos “tipo B” de Minakami (1969), los sismos generados por explosiones y los tremores.

La forma de onda de estos sismos es emergente con fase S imperceptible. Probablemente, son generados en un medio fluido o parcialmente fluido, y pueden estar asociados a mecanismos de desgasificación. También pueden estar asociados a fenómenos de explosión registrados a manera de enjambres (Latter, 1981) o a fenómenos producto de la intrusión del domo (Shimozuru et al., 1969).

Latter distingue tres categorías en función del contenido espectral:

Primera categoría: corresponde a sismos de “baja frecuencia” ($f < 2$ Hz), llamados también “sismos magmáticos”, pues se generan dentro (o muy cerca) del magma o en una zona de gases calientes.

Segunda categoría: corresponde a sismos de “frecuencias intermedias” ($2 < 3$ Hz). El lugar donde se originan es entre el magma y rocas solidificadas. Los sismos de esta categoría frecuentemente están asociados a tremores volcánicos.

La tercera categoría: esta constituida por sismos volcánicos de altas frecuencias, superiores a los 3 Hz. Estos sismos ocurren en el momento de las erupciones.

3. Clasificación de Schick

Para realizar esta clasificación, Schick (1981) se basó en la forma de onda de la señal y su contenido espectral, y a partir de esto propone un modelo de la fuerza que explicaría el mecanismo que produce tales señales. Esta clasificación trata de demostrar que existen 2 tipos (grosso modo) de mecanismos: (a) cuando el espectro de frecuencias es representado en escala logarítmica y que se puede fácilmente definir una “frecuencia coin” f_c entonces se dice que la señal ha sido generada en un medio frágil, y (b) cuando en el espectro, representado a escala lineal, se observa una o varias frecuencias dominantes, entonces la señal ha sido generada en un medio fluido.

Schick (1981) distingue 5 clases de señales:

3.1 Señales generadas por colapso de caldera

En este tipo de señales se distinguen nítidamente las fases P y S. Su espectro de frecuencia representada en una escala logarítmica muestra una similar o constante densidad espectral de amplitud hasta llegar a la “frecuencia coin” f_c , luego, esta densidad espectral disminuye rápidamente. Esta clase de espectro indica que el fenómeno se produce en presencia de un medio frágil (por ejemplo, fractura de rocas), y con un modelo de fuerza simple.

3.2 Señales generadas por una fractura de cizalla

Las señales muestran fases P y S bien marcadas pero de frecuencias más bajas que en el caso anterior, lo cual se traduce en una “frecuencia coin” f_c menor y una pendiente menos pronunciada. El modelo de fuerzas puede corresponder muy bien a un doble par de fuerzas.

3.3 Señales generadas por explosiones superficiales

La envolvente de la señal tiene forma de huso. Los espectros de estas señales pueden ser representadas en una escala lineal donde se evidencia una o varias frecuencias dominantes. El modelo de fuerza corresponde a un flujo unidireccional de los gases en un medio magmático.

3.4 Las señales generadas por una brusca variación de presión

Se parecen a las señales anteriores, sus espectros representados en escala lineal presentan también frecuencias dominantes, pero son mucho más fáciles de distinguir que en el caso anterior.

Las señales tipo B de Minakami y aquellas “señales de tipo volcánico de baja frecuencia” de Latter corresponden a los dos últimos (3 y 4) tipos de señal descritos.

3.5 Tremores causados por corrientes de magma

Son vibraciones continuas y estacionarias ocasionadas por flujos o corrientes unidireccionales, bi-direccionales o por turbulencia del magma.

4. Clasificación de Ibáñez

Ibáñez (1997) propone una clasificación siguiendo diversas nomenclaturas, como la clasificación de Minakami (1969), Latter (1979, 1981) y otros.

La clasificación propuesta por Ibáñez (1997) describe una serie de eventos que están basados en la forma de la señal sísmica y el contenido espectral. Esta nomenclatura es la más frecuente encontrada en bibliografía:

4.1 Sismos volcano-tectónicos

El comienzo de esta señal suele ser impulsivo (claras llegadas de la fase P) y es posible identificar la llegada de la onda S, por lo que es favorable trabajar con registrador de 3 componentes. Su contenido espectral es amplio, conteniendo frecuencias superiores a 10 Hz, y superando en algunos casos los 30 Hz.

La localización en profundidad de estos eventos suele presentar un amplio rango de profundidades, desde decenas de kilómetros hasta la misma superficie del edificio volcánico. La proyección en superficie de estos eventos, presenta una distribución muy variada en torno a un posible conducto, y también a lo ancho de todo el sistema volcánico.

La presencia de los sismos volcano-tectónicos es muy común en casi todos los ambientes volcánicos, independientemente del estado de actividad de la región. Es más, estos eventos a veces están presentes en ambientes volcánicos en reposo.

Sin embargo, hay que señalar también que si bien son frecuentes los casos de erupciones que fueron precedidas por un brusco aumento de actividad sísmica de este tipo, existen algunos

casos en los que no se produjo aumento significativo de la actividad sísmica (Beniot & McNutt, 1996).

4.2 Sismos de periodo largo

Los sismos de periodo largo (LP) o de baja frecuencia, carecen de fases iniciales definidas (presentan fases emergentes), por lo que resulta difícil determinar el momento exacto del inicio de la señal. Estas señales son típicas de ambientes volcánicos activos. Se caracterizan por presentar contenido espectral muy limitado, alrededor de 0.5 a 5 Hz. La duración de estos eventos suele variar entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto.

Algunos autores como Ferrazzini & Aki (1992) señalan que a menudo es posible encontrar eventos de periodo largo que vienen precedidos en su inicio por una señal energéticamente mas débil, pero cuyo contenido espectral contiene frecuencias más altas (>5 Hz).

La ocurrencia temporal de los sismos LP suele ser en forma de enjambre sísmico. Los enjambres de los sismos LP son una de las fuentes de información más útiles en la evaluación del comportamiento eruptivo futuro de un volcán, como fue el caso del volcán Pinatubo, donde se encontró enjambres como elementos precursores a la erupción (Chouet, 1996).

En el volcán Galeras (Colombia), se registraron señales sísmicas que, por sus bajas frecuencias, fueron clasificadas como sismos de periodo largo. Pero, sin embargo algunos autores (Gomez, D. & Torres R., 1997; Narváez et al., 1997), aludiendo a su forma de onda, los nombraron “eventos tornillo”.

El contenido espectral de este tipo de sismos es variable en otros volcanes; incluso varía en un mismo volcán ya que es posible encontrar diversos tipos de eventos de largo período dentro de un mismo edificio volcánico.

Estos eventos, debido a su forma de onda son bastante difíciles de localizar usando técnicas clásicas (Lahr et al. 1994).

4.3 Sismos híbridos

Estos sismos, figura 16, se caracterizan por presentar, en un comienzo, señales de altas frecuencias > 10 Hz, causado posiblemente, por una ruptura inicial, y seguidas por una señal parecida (en forma de onda, duración y contenido espectral), a la de los sismos de período largo. En la señal de altas frecuencias se pueden identificar las fases P y S; por lo que normalmente se les asocia con sismos pequeños.

La ocurrencia espacial y temporal de los sismos híbridos es muy similar a de los sismos de largo período; por tanto, aparecen asociadas a episodios pre-eruptivos inminentes (Ibáñez & Carmona, 2000).

4.4 Tremor volcánico

Es un tipo de evento sísmico que se caracteriza por producir señales sísmicas que conservan una amplitud constante por un largo periodo de tiempo: desde varios minutos hasta horas. Las características comunes de 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 influenciadas por las características de la erupción ni por la situación de las estaciones sísmicas.
- Por regla general, parece no existir una correlación entre la actividad volcánica visual y la envolvente del tremor. Un tremor fuerte no tiene porque estar relacionado con una fuerte actividad volcánica visual. En algunas ocasiones, se observa tremores intensos cuando la actividad eruptiva es rítmica. En cuanto a la relación entre el tipo de material volcánico emitido y los tipos de tremores 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 mas bajas. En los tremores 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 de tipo 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.

4.5 Explosiones volcánicas

Estos eventos sísmicos generan dos tipos de ondas: la primera asociada con la propagación en forma de ondas internas o superficiales de la explosión. La segunda es la llegada de lo que se conoce como ondas de aire, ondas sonoras y ondas de choque, que se propagan con una velocidad de propagación de 340 m/s.

La ocurrencia de eventos sísmicos producidos por explosiones volcánicas junto a los tremores, corresponden probablemente a las señales más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. Por ello, algunos eventos de explosión se presentan en los registros superpuestos a una señal de tremor.

5. Otras clasificaciones

En algunas zonas, como el volcán Galeras aparecen unos eventos que espectralmente podrían ser clasificados como eventos de período largo, pero algunos autores, entre ellos Gomez & Torres (1997) y Narváez et al (1997), aludiendo a su forma de onda, creen que estos eventos merecen su propia clasificación. Estos eventos han recibido el nombre de sismos “tornillo”.

5.1 Sismos Tornillo

Los denominados sismos tornillo son un tipo particular de eventos sísmicos de periodo largo registrado en volcanes andesíticos, como es el caso del volcán Galeras. Autores como: Torres R. & Gómez D. (2002), y otros, señalan que estos eventos han precedido la mayoría de erupciones y emisiones de gas del volcán Galeras, desde julio de 1992 hasta enero de 1995.

Los tornillos han aparecido durante diferentes fases de actividad volcánica. Ellos han ocurrido como precursores a corto plazo de erupciones de tipo Vulcaniano o de grandes emisiones de gas (volcán Galeras, Colombia, 1992-1993; volcán Asama, Japón, 1983), después de erupciones (volcán Tokachi, Japón, 1989), durante enjambres sísmicos (volcán Meakan, Japón, 1982); y durante estados de reposo (volcán Puracé, Colombia, 1994-1995; volcán Tarumi, Japón, 1970-1971, 1975; volcanes Ubinas y Misti, Perú, 1998, 2000) (Torres et al., 1996; Gómez & Torres, 1997; Metaxian, 1998; Llerena, 2003). Estos eventos se han presentado individualmente y como enjambres.

A continuación, se describen las principales características de los sismos tornillo, registrados en diferentes volcanes (Torres et al., 2002):

- La forma de onda es cuasi-sinusoidal, con un decaimiento exponencial relativamente lento de las amplitudes de la señal. Se presenta en los registros con largas duraciones en comparación con las amplitudes.
- El contenido espectral de esta señal es cuasi-monocromático resaltando uno o a lo sumo unos pocos picos espectrales agudos. El espectrograma muestra básicamente que el contenido de energía se concentra en una banda de frecuencias estrecha y constante en el tiempo a lo largo de la señal.
- Las frecuencias dominantes no son afectadas por la distancia epicentral o por el acimut, lo que indica un efecto de fuente. Los picos frecuenciales son, en la mayoría de los casos, diferentes entre volcanes, (Gómez & Torres, 1997).
- Algunos eventos muestran modulación de la amplitud. Normalmente, sus inicios son emergentes, y de vez en cuando algunos eventos tienen llegadas de fases ligeramente impulsivas.

MODELOS DE FUENTES SÍSMICAS VOLCÁNICAS

Los eventos sísmicos descritos en las secciones anteriores pueden ser agrupados en dos familias generales: Los sismos volcano-tectónicos y los sismos volcánicos. Los temblores forman parte de esta segunda familia. Los sismos volcano-tectónicos son el producto de mecanismos instantáneos en medios frágiles, mientras que los sismos volcánicos están asociados a mecanismos más lentos, donde intervienen medios fluidos: agua, gas, y/o magma, (Metaxian, 1994).

Ibáñez & Carmona (2000), hacen una breve descripción de los diferentes modelos de fuentes más aceptados para cada una de las clasificaciones anteriores, basándose en los criterios de Chouet et al. (1986, 1988 y 1996), Schick (1992) y otros. A continuación se resume las consideraciones de tales modelos de fuente:

Modelo de fuente de sismos volcano-tectónicos

El modelo mecánico de origen de los sismos producidos en medios elásticos es ampliamente aceptado: los esfuerzos (y deformaciones elásticas resultantes) se acumulan en una determinada región hasta que se supera el límite de resistencia del material, es entonces que se produce una fractura con movimiento súbito relativo de sus dos partes y se producen ondas sísmicas que se propagan en todas direcciones.

Ahora bien, en una zona volcánica la incógnita es saber, ¿cual sería el origen de esta acumulación de esfuerzos?. Se pueden considerar dos causas de la acumulación de esfuerzos a) debido a la transmisión de energía elástica como producto de una dinámica de la tectónica regional y b) por transmisión de energía elástica debido a la interacción con la dinámica de fluidos que están presentes en el sistema volcánico. La identificación del o de los procesos causales es muy importante porque va a permitir explicar si el origen de la sismicidad detectada es puramente tectónico, si está relacionado con la dinámica interna del volcán, o si es la combinación de ambos.

1. Modelo de fuente de sismos de periodo largo

Muchos ejemplos establecieron ya una relación entre la ocurrencia de sismos LP y erupciones volcánicas, tales como: volcán Asama, Japón (1958 y 1983), volcán El Chichon, México (1982), el volcán Rebut, Alaska (1989-1990), volcán Pinatubo, Filipinas (1991), (Chouet et al., 1994; Ibáñez & Carmona, 2000).

En un principio, muchos eventos de periodo largo eran clasificados como eventos de tipo B. Se les definió como eventos sísmicos muy superficiales y se pensaba que su contenido espectral observado se explicaba por los efectos de atenuación y la respuesta de sitio. Sin embargo, para varios volcanes se ha observado que en una misma zona, con el mismo instrumento y las mismas condiciones geológicas, aparecen diversos LP con diferente contenido espectral (Chouet, 1996; Ibáñez & Carmona, 2000).

Estudios recientes (Aki et al, 1981; Chouet, 1986, 1988, 1996, Nakano et al, 1998) proponen un nuevo modelo de fuente que se relaciona con la dinámica de fluidos existentes al interior de un volcán y pueden explicar el espectro de frecuencias observado. El reciente modelo de Chouet (1986, 1988 y 1996), es un “modelo de fracturas controladas por fluidos”. Según este modelo, los sismos de período largo se generan por resonancias en fracturas cerradas en sus extremos y rellenas de fluidos volcánicos (agua o magma) con un cierto nivel de gas disuelto en los fluidos, en donde ocurre un brusco y transitorio cambio de presión. Este transitorio de presión origina una perturbación que se propaga a lo largo de las fractura transmitiendo energía desde el fluido al entorno sólido que lo enclaustra, generando así las ondas sísmicas.

La frecuencia principal (pico espectral) y su anchura, proveen información acerca del tamaño de la fractura o cavidad que ha entrado en resonancia, así como del tipo de fluido (agua o magma) que la rellena (Nakano et al, 1998).

Una interpretación de estas señales, basándose en el modelo de Chouet (1996) ha permitido predecir la ocurrencia de erupciones explosivas en función de la evolución espacio-temporal de los sismos volcánicos de período largo (Ibáñez & Carmona, 2000). El asunto fundamental es determinar cuál es el fluido que rellena la fractura (agua o magma) y su contenido en gas, así como la evolución espacio-temporal y energética de la fuente.

2. Modelo de fuente de sismos híbridos

Las señales que presentan un inicio con altas frecuencias seguido de LPs, se conocen como híbridos. Estas vienen a ser entonces la suma de las formas de ondas de los sismos volcano-tectónicos y de los de período largo que ocurren en la misma región y simultáneamente. El modelo correspondería a una región fuente (una fractura) sellada y sometida a la presión de los fluidos volcánicos, en donde el aumento de presión de los fluidos lleva a la ruptura de la zona, produciéndose así el sismo (señal a altas frecuencias); inmediatamente esta fractura es rellenada de fluidos y resuena, produciendo así una señal monocromática en bajas frecuencias (señal LP).

En resumen, este modelo asume que existe una presión ejercida por los fluidos que rompe la región (fractura) y parte de estos fluidos se inyectan en la zona fracturada.

3. Modelo de fuente generadora de tremores volcánicos

Los tremores volcánicos son las señales sísmicas que más se han registrado en los ambientes volcánicos. Debido a la gran variedad de las formas de onda de estos eventos, se han propuesto una gran variedad de modelos de fuentes sísmicas. Sin embargo, la ausencia de fases sísmicas, que permitan la localización espacial de la fuente y su posible evolución, han limitado de manera importante el estudio de sus modelos de fuente.

La complejidad espectral de estos eventos requiere considerar también múltiples modelos de fuente concordantes con la clase de fenómenos.

Tremores con frecuencias altas (>6 Hz) son asociados a avalanchas, caídas de rocas o fuertes desgasificaciones en cráteres.

Tremores con frecuencias bajas (alrededor de 0.5 Hz), están asociados directamente al transporte de masa (básicamente magma), a oscilaciones en la cámara magmática, o hasta la resonancia de tipo "tubo de órgano" ocurrido en grandes conductos.

Finalmente, los tremores con frecuencias intermedias (entre 1 y 6 Hz), son los más frecuentes y para los cuales existen un gran número de modelos, y a su vez, el mayor desconocimiento, (Schick, 1992). Algunos modelos se han basado en desgasificaciones, fluctuaciones del gas, resonancias de conductos, etc. Los modelos de resonancia en conductos abiertos se han ido complicando según las estructuras de los edificios volcánicos, y aunque son capaces de

explicar numerosos episodios de tremor, a veces no pueden integrar datos sobre la reología de los fluidos y su dinámica (Ibáñez & Carmona, 2000).

Algunos resultados actuales que integran observaciones de tremor y LP muestran evidencias de que algunos tremores de algunas regiones volcánicas son la suma temporal de LP, (Almendros et al, 1997). En este caso, los posibles mecanismos generadores de tremores serían los mismos que generan a los LP, pero donde los fenómenos transitorios de presión son continuos en el tiempo y abarcan una región más extensa (Ibáñez & Carmona, 2000).

IMPORTANCIA DEL ANÁLISIS ESPECTRAL DE SEÑALES SÍSMICAS VOLCÁNICAS

Para clasificar convenientemente las señales sísmicas producidas en un volcán, éstas deben ser analizadas no sólo considerando sus formas de onda, sino que, por la complejidad de las fuentes y efectos de las heterogeneidades del material volcánico, es necesario complementar el análisis realizado en dominio del tiempo con procedimientos en el dominio de la frecuencia y así aprovechar la información contenida en el espectro de las señales sísmicas. Existen dos herramientas de cálculo apropiadas para analizar y representar una señal: el espectro y el espectrograma.

1. El espectro

El análisis del espectro de frecuencias es una herramienta muy útil y de uso muy extendido. El ejemplo de la senoide infinita que ve concentrada toda su energía en una sola frecuencia, la frecuencia de la senoide, es muy ilustrativo.

Si consideramos que la señal sísmica, en el dominio de tiempo puede ser expresada como la suma de n señales sinusoidales, cada una conteniendo una amplitud, frecuencia y fase determinada; es entonces posible llegar a diferenciar claramente los registros de señales sísmicas por su contenido espectral. Para este fin, la "Transformada de Fourier" es la principal herramienta disponible, la cual permite transformar una señal expresada en el dominio de tiempo, hacia una expresada en el dominio de frecuencias. Es decir que al aplicar la transformada de Fourier a las señales, será posible ver el contenido espectral que se busca.

2. El espectrograma o TFCP

En una señal sísmica de origen volcánico, el contenido espectral puede que no se mantenga estable a lo largo del tiempo. La utilidad de la herramienta denominada "espectrograma" consigue representar el espectro evolucionando en el tiempo. En realidad el nombre de la función matemática asociada a esta herramienta es la Transformada de Fourier a Corto Plazo (TFCP), nombre que viene del análisis que se efectúa sobre ventanas de soporte temporal finito.

El principio del espectrograma es dividir la señal en segmentos o tramos que se recubren parcialmente. Para cada uno de estos segmentos se calcula la Transformada de Fourier. El espectro resultante corresponde entonces al tiempo del centro de la ventana, y se representa

bajo un código de colores (donde las amplitudes más fuertes corresponden al rojo oscuro y las más débiles al violeta/azul claro). Un espectrograma no es más que la representación de la evolución espectral de la señal en función del tiempo, mediante la superposición (en el tiempo) de sucesivos espectros de duración menor a la señal total. De esta manera se tiene una idea del aspecto de la señal sísmica en un tiempo t determinado.

FUENTES DE RUIDO

La calidad de las señales sísmicas volcánicas registradas sobre un volcán puede verse afectada por otras vibraciones del suelo de poca energía que pueden ser consideradas como ruido.

Los orígenes del ruido sísmico pueden ser clasificados en dos tipos: natural y antrópico. Dependiendo de cual de estas dos fuentes sea de la que proviene el ruido, su comportamiento temporal y frecuencial es particular. Los fenómenos naturales generan ruidos por lo general más persistentes en el tiempo, en cambio aquellos generados por la actividad urbana ocurren en forma diaria, semanal, etc. De manera general, se puede establecer que la frecuencia de 1 Hz corresponde al límite entre los ruidos naturales y antrópicos. Teniendo en cuenta los diferentes estudios realizados acerca de este tema se puede resumir de manera general, en cuanto al ruido sísmico, que:

Las frecuencias menores de 0.5 Hz están asociadas a condiciones meteorológicas (tormentas, depresiones barométricas, etc) y oceánicas (oleaje, acción de las mareas, etc.) que ocurren a gran escala. Estas señales están compuestas principalmente por ondas Rayleigh en modo fundamental (Moreno & Alfaro, 2000; Bonnefoy-Claudet, 2004).

Las frecuencias próximas a 1 Hz están asociadas a vientos locales y a condiciones meteorológicas locales y/o regionales.

Las frecuencias mayores a 1 Hz están asociadas a la actividad humana (ruido urbano, acción de maquinarias, motores, explosivos, etc.). Estas señales estarían compuestas principalmente de ondas P, ondas Rayleigh y Love.

Por otro lado, la fuente de ruido puede estar situada cerca o lejos del sitio de observación.

INSTRUMENTACIÓN Y REGISTROS SÍSMICOS EN VOLCANOLOGÍA

El seguimiento de la actividad sísmica es una de las técnicas más antiguas de la vigilancia de volcanes activos. Ya desde principios del siglo XIX se desarrollaron los primeros instrumentos para el estudio de los sismos del volcán Vesubio (Ortiz R. et al., 2001). Hoy, la instrumentación de cualquier volcán activo empieza normalmente por la instalación de una estación sísmica, y posteriormente se añade estaciones u otra instrumentación de acuerdo a la situación del volcán y de los recursos disponibles.

En una estación sísmica, la elección del tipo del sensor sísmico o sismómetro que operará es importante porque los datos que se obtengan estarán en función de las características de dicho aparato. Entre los sensores actualmente utilizados tenemos:

1. Sensores de Periodo Corto

Este tipo de sismómetros se caracteriza por tener una respuesta en velocidad normalmente plana, en el rango de frecuencias entre 1 y 50 Hz. Su respuesta en frecuencias y sobre todo su rango dinámico hacen de este, el instrumento ideal para estudio de sismicidad local de magnitud moderada o baja, pero no para energías grandes debido a que se suele producir la saturación mecánica del instrumento.

2. Sensores de Banda Ancha

Aunque los sismómetros estándar usados sistemáticamente en volcanología corresponden a sensores con respuesta plana entre 1 y 50 Hz (rango de frecuencias que abarca a la mayor parte de las señales producidas en contexto volcánico), son frecuentes los casos de volcanes donde también ocurren sismos con frecuencias menores a 1 Hz, y por tanto al utilizar solo sismómetros de periodo corto se estaría perdiendo parte de la información. Para cubrir esta deficiencia, modernamente es mejor utilizar sensores de banda ancha.

Este tipo de sismómetro tiene una respuesta en frecuencia mucho más amplia que la anterior llegando a ser incluso desde 0.01 a 50 Hz, presentando además la ventaja de un mayor margen dinámico. Teóricamente, este tipo de instrumento resultaría ser el ideal para cualquier tipo de estudio, no sólo de sismología volcánica, sino también de sismología tectónica. Sin embargo, existe un punto desfavorable y es que el costo de estos instrumentos es elevado. También hay que señalar que son mucho más delicados y presentan un mayor volumen y peso, siendo estos puntos desfavorables cuando se trata del monitoreo en áreas inhóspitas como es el caso de los volcanes andinos.

Configuración de estaciones sísmicas

Una de las decisiones más importantes que se hace una vez identificado el sismómetro que se adapta mejor al tipo de estudio, es establecer la configuración de las estaciones sísmicas que se va a desplegar. Esta configuración estaría en función de lo que se desea estudiar.

1. Estación o estaciones de control

Se refiere a la instalación de una o varias estaciones sísmicas independientes entre si en una región determinada. Se maneja especialmente en la supervisión de volcanes muy alejados, a fin de contar con un mínimo de información acerca de la evolución de su actividad sismo-volcánica.

Las estaciones de control proporcionan información sobre la evolución de la actividad sísmica siendo normalmente usadas en la cuantificación y control temporal de la actividad sísmica.

En caso de instalar estaciones de control, es recomendable contar con sismómetros de tres componentes con el fin de ampliar el posible campo de estudios a ángulos de incidencia, polarización e incluso determinación precisa de fases sísmicas como P y S.

2. Red de estaciones sísmicas

Una red sísmica es un conjunto de estaciones sísmicas a lo largo de un territorio determinado, más o menos amplio, con sistemas comunes como tipo de instrumentos, tiempo y adquisición de datos. En una zona volcánica, la red se despliega alrededor del edificio volcánico.

Una buena cobertura de estaciones sísmicas puede ser la instalación de la red en dos escalas: a escala grande que se extiende en regiones no volcánicas (menores a 20 Km) y una red de menor escala con estaciones concentradas en los flancos y en la cima del volcán (Wassermann, 2001). Las redes sísmicas grandes son muy útiles para distinguir entre señales sísmicas del volcán y la actividad sísmica local o regional, como también son muy útiles para mejorar la precisión de localización de fuentes agudamente arraigadas de la actividad magmática. Para estudios detallados de las señales sísmicas volcánicas (red menor), la mayoría de las estaciones se deben poner cerca del centro de la actividad. Una o dos estaciones se deben instalar tan cerca como sea posible a la región volcánica activa (cráter). Otras estaciones se deben poner para asegurar una buena cobertura azimutal total. Si es posible, el espaciamiento de las estaciones debe ser comparable a la profundidad de la fuente para asegurar un buen control de la profundidad. Es bueno tener todas las partes de la esfera focal que rodea una fuente que se muestrearán por las estaciones sísmicas. Los mejores resultados son cuando la fuente está situada dentro de la red de estaciones sísmicas, lateral y vertical.

En el caso de este estudio, se ha obtenido los datos colocando una red de estaciones sísmicas de similares características a las de las redes menores. Estas estaciones fueron desplegadas sobre todo en el cono del volcán Misti. Se contó también con estaciones exteriores a esta red, a fin de comparar e identificar las señales sísmicas que no provenían de la actividad sísmica asociada al volcán, sino de la actividad tectónica regional.

3. La instalación de estaciones: aspectos generales

En la instalación de los equipos sísmicos hay que tener presente algunos aspectos relacionados a la elección del sitio, así como aspectos instrumentales relacionados con el nivel de amplificación y frecuencia de muestreo de las señales.

- Elección del sitio: se debe preferir en lo posible estructuras sólidas como coladas de lava y no zonas de depósitos piroclásticos o de rellenos de ceniza. En efecto, el suelo blando actúa como un potente filtro de la señal e introduce contenidos espectrales relacionados con la estructura que podrían enmascarar la información radiada por la fuente. Eventualmente se puede enterrar más o menos profundamente los sensores para

evitar capas superficiales meteorizadas. Se debe evitar la proximidad de barreras en las que el viento al chocar pueda producir un nivel de ruido alto.

- Nivel de amplificación: Es un compromiso que debe decidirse, pues si se coloca una alta amplificación se incrementa el rango de detectabilidad del instrumento, pero lo hace más sensible a la presencia de ruido. También, en caso de registrar una actividad sísmica más importante se corre el riesgo de tener señales saturadas, inutilizando así el registro. Con una amplificación baja se evitan estos problemas, pero el sistema se hace más sordo ante la actividad microsísmica que puede ser la más importante en muchas zonas volcánicas.
- Frecuencia de muestreo: la frecuencia de muestreo elegida condiciona la resolución temporal donde por ejemplo 100 muestras por segundo que significa una resolución de 10 ms es aceptado como adecuado en el registro de muchos volcanes, aunque podría ser cambiado a elección del operador.

MATERIAL BIBLIOGRÁFICO SOBRE SISMOLOGÍA VOLCÁNICA

RELACIÓN DE LIBROS:

Introducción a la Sismología Volcánica (inglés)

RELACIÓN DE TESIS:

Análisis de la actividad sísmica del Volcán Ubinas para el periodo Marzo - Abril de 1998. Edu Taipe Maquerhua

Análisis de la actividad sísmica del Volcan Sabancaya. Yaneth Antayhua

Características de la sismicidad observada en octubre 2001 en el volcan Misti (Sur del Perú). Patricia Llerena Luna

Características de las fuentes sísmicas en el volcán Tunhurahua. Indira Molina

RELACIÓN DE ARTÍCULOS:

Volcanes y sismicidad en la region del volcan sabancaya (Arequipa). Y. Antayhua, H. Tavera

Sismicidad Volcánica. J. Ibañez, E. Carmona

Riesgo volcánico. Editor científico Ramon Ortiz

Referencia: **Joseph Huanca Cardenas**