

SISMICIDAD VOLCÁNICA

J.M. Ibáñez, E. Carmona

Instituto Andaluz de Geofísica. Universidad de Granada. Campus de Cartuja s/n. 18071 Granada

INTRODUCCIÓN

El estudio de una región volcánica, desde el punto de vista sísmico, es importante porque nos permite conocer diferentes aspectos del sistema volcánico. Entre otros: la dinámica y los mecanismos de transporte de fluidos, los efectos o consecuencias derivadas de esa la dinámica y el posible estado de esfuerzos local y regional (mecanismos de fuente sísmica). Esto hace que las señales que se puedan registrar en este tipo de ambientes sean diversas entre sí, y algunas de ellas muy diferentes a las que se pueden esperar en un ambiente puramente tectónico. Es evidente que la comprensión, desde un punto de vista sísmico de una región volcánica, puede llegar a ser una tarea complicada, pero no por ello se debe hacer un mero estudio superficial, sino aprovechar al máximo los datos e instrumentos de los que se dispongan. Estos estudios llevan asociados la aplicación de conceptos y técnicas que en muchos casos no son exclusivas de la Sismología Volcánica, sino que son conceptos y técnicas generales de la Sismología aplicadas a zonas volcánicas. En general las técnicas de análisis y los instrumentos son comunes para cualquier tipo de señal (volcánica o tectónica), sin embargo, las diferencias radican precisamente en el tipo de señal y sobre todo en la fuente que las generan. Así, no debemos hablar de terremotos volcánicos o tectónicos, sino simplemente de terremotos, y su “apellido” está relacionado con la fuente que origina la acumulación de esfuerzos. En las regiones volcánicas activas tienen lugar otra serie de eventos sísmicos cuyo origen está relacionado con la dinámica de fluidos que está presente en las mismas. En este mismo contexto, la instrumentación sísmica tampoco se diferencia en gran medida entre aplicaciones volcánicas y tectónicas, aunque, como en los casos anteriores hay modificaciones para poder aplicarla al tipo de registro que se desea obtener, sobre todo en la forma de configurarlos (redes sísmicas convencionales o antenas sísmicas).

El estudio y análisis de una región volcánica usando datos sísmicos requiere: detección y registro de las señales, identificación y clasificación y, finalmente, un análisis cuantitativo de la misma. En este caso, se podrá obtener información de numerosos aspectos, como los parámetros de la fuente (posición, evolución espacio-temporal, cuantificación energética, física y naturaleza, etc.) y del medio (estructura de velocidad, atenuación, respuesta local, heterogeneidades, etc.). En este capítulo nos vamos a centrar en el aspecto de clasificación e identificación de las señales sísmicas más típicas registradas en ambientes volcánicos.

TIPOS DE EVENTOS SÍSMICOS

Un primer paso para poder estudiar la sismicidad de una región es la determinación y caracterización de los diversos tipos de señales que se pueden obtener para su posterior identificación con un tipo u otro de fuente. Esta caracterización está condicionada por el tipo de instrumento usado y el contenido espectral de nuestra señal. Por otra parte, el estado de actividad del volcán también condicionará el tipo de señal y su clasificación. Si el

sistema se encuentra con actividad exterior, esto es, manifestación atmosférica de la dinámica (explosiones, emisiones de gas, etc), entonces las señales registradas también mostrarán a este tipo de actividad (por ejemplo explosiones). Un factor importante a tener en cuenta es que las señales que estén directamente asociadas al movimiento de fluidos deben tener un periodo propio muy alto, como es de esperar de un fenómeno de transporte de masa. Por tanto, su registro se debe hacer usando sensores que registren anchos de banda muy grandes, con periodos de más de 1 minuto y un rango dinámico muy grande (24 bits). En general, el tipo de sensores que más se utilizan en ambientes volcánicos, debido sobre todo a su moderado coste y facilidad de despliegue y mantenimiento son los denominados de “corto periodo”, con respuesta plana entre 1 y 30 Hz.

A continuación, vamos a describir algunas señales típicas que se pueden registrar en un volcán, cuando el sismómetro es de corto periodo, atendiendo exclusivamente a su forma en el dominio del tiempo, aunque utilizaremos para su descripción la información relativa a su contenido espectral. También se hará una pequeña descripción de las zonas focales de estas señales dentro del entorno volcánico. Posteriormente, se hará una breve descripción de los posibles modelos de fuente, para finalizar con algunos apuntes que relacionan la dinámica del volcán y la aparición de este tipo de señales.

Terremotos volcano-tectónicos

Un terremoto ocurrido en un ambiente volcánico recibe el nombre de terremoto volcano-tectónico. El registro de un terremoto está

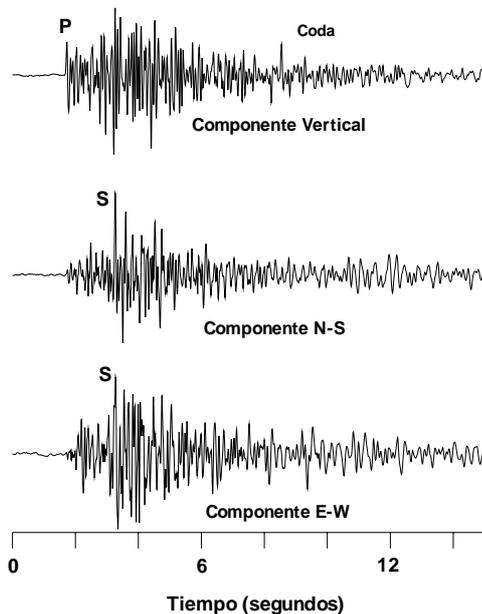


Figura 1. Un ejemplo de terremoto volcano tectónico registrado en la isla Decepción (Antártida) en las componentes vertical, N-S y E-W. Se puede apreciar la llegada de las ondas P y S, así como la coda

caracterizado por ser una señal de duración variable, desde los pocos segundos para los terremotos más pequeños, hasta algunos minutos para los más grandes. El comienzo de la señal suele ser más o menos impulsivo (llegada de la onda P) y es posible identificar la llegada de la onda S (especialmente si se tiene registro en tres componentes). En la figura 1 se presenta un ejemplo de terremoto volcano-tectónico registrado en la Isla Decepción (Antártida) en las tres componente (vertical, N-S y E-W), donde se aprecia la llegada impulsiva de la onda P, la de la onda S en las componentes horizontales, así como lo que se define como coda.

El contenido espectral es amplio, y es posible observar terremotos con espectros con frecuencias superiores a los 30 Hz. En la figura 2 se presenta un ejemplo del contenido espectral de un terremoto volcano-tectónico de la Isla Decepción. El

espectro se muestra a través de lo que se denomina espectrograma, esto es, una

representación a lo largo del tiempo de la evolución espectral del registro sísmico. Su forma

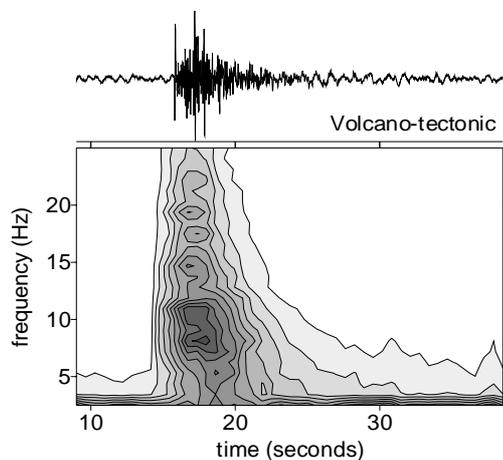


Figura 2. Un ejemplo del contenido espectral de un terremoto volcano-tectónico de la Isla Decepción (Antártida). Se puede apreciar como existe señal para frecuencias superiores a los 25 Hz.

de onda es característica, representada por las llegadas de los paquetes de las ondas P y S, así como la contribución de ondas superficiales y un decaimiento final en forma de exponencial decreciente que es la coda. Los terremotos que se presentan en zonas volcánicas, suelen ser de menor magnitud que los que se observan en zonas puramente tectónicas. No es común registrar terremotos con magnitudes superiores a 4.

La aparición de los terremotos en regiones volcánicas suele ser en forma de lo que se conoce como “enjambre sísmico”, esto es, una secuencia de numerosos terremotos agrupados en el tiempo, de tamaño similar y compartiendo una misma zona

epicentral. En la figura 3 presentamos un ejemplo de una hora de registro del volcán Timanfaya (Lanzarote), en donde se puede apreciar de manera clara un agrupamiento de la actividad sísmica en forma de enjambre.

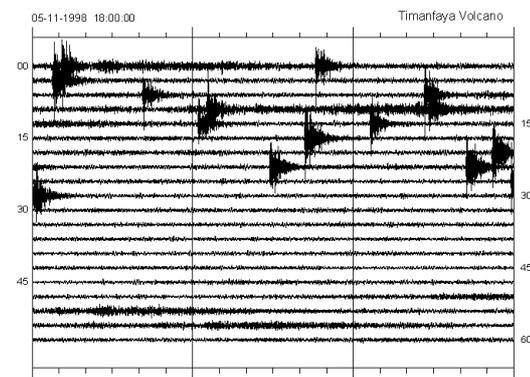


Figura 3. Ejemplo de una hora actividad sísmica en forma de enjambre registrado en el volcán Timanfaya (Lanzarote, Islas Canarias).

Espacialmente, los terremotos volcano-tectónicos se suelen presentar en un amplio rango de profundidades, desde las decenas de kilómetros, hasta la misma superficie del edificio volcánico. En su proyección en superficie, la distribución es muy variada, entorno a un posible conducto, pero también a lo ancho de todo el sistema volcánico. En estructuras caldéricas, se puede apreciar una distribución de la sismicidad en forma de anillo.

Temporalmente, este tipo de actividad sísmica se presenta de manera muy común en casi todos los ambientes volcánicos, independientemente del estado de actividad de la región. Es más, cuando la región a estudiar se encuentra en reposo, la presencia de los terremotos volcano-tectónicos representa el único síntoma de

actividad de la región (podemos ver claros ejemplos en zonas tan significativas como el Teide, Timanfaya -Islas Canarias- o Vesubio -Italia-). La aparición de enjambres sísmicos en el momento de una posible erupción resulta difícil de modelizar. Es cierto que

previamente a erupciones se ha observado un brusco aumento de la actividad sísmica, pero existen enjambres sin una relación aparente con una erupción, y existen erupciones sin aumento significativo de la actividad sísmica (Beniot y McNutt, 1996).

Eventos de largo periodo

Los denominados Eventos de Largo Periodo –L.P.– (también se suelen conocer como

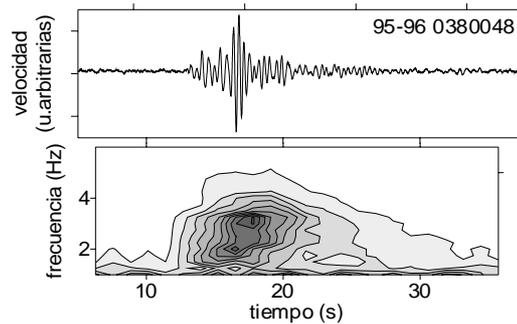


Figura 4. Un ejemplo de evento de largo periodo (LP) registrado en la isla Decepción. Obsérvese como su contenido espectral es mucho más limitado que el que presentan los terremotos de tipo volcánico-tectónico.

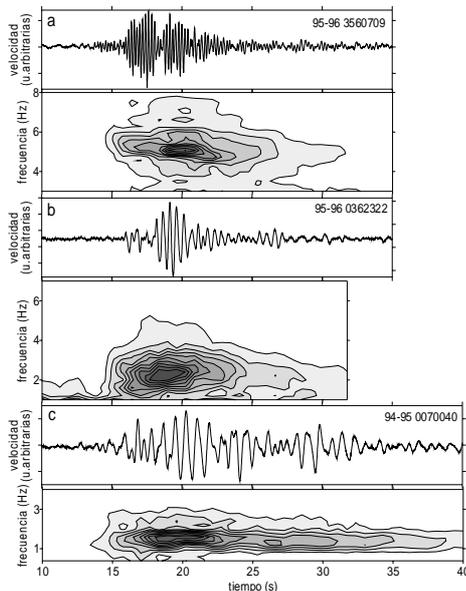


Figura 5. Tres ejemplos de diversos eventos de tipo LP, registrados en la Isla Decepción, en fechas muy similares y con el mismo tipo de instrumentos. Obsérvese como varían en el contenido espectral y en la forma de onda

Eventos de Baja Frecuencia –L.F.– o terremotos de tipo B) son señales típicas de ambientes volcánicos. Están caracterizados por tener una duración entre los pocos segundos hasta algo más de un minuto, y con un contenido espectral muy limitado a unas bandas de frecuencia relativamente estrechas ($0.5 < f < 5$ Hz). A menudo es posible encontrar eventos L.P. que aparecen precedidos por llegadas algo menos energéticas, a frecuencias algo mayores ($f > 5$ Hz), Ferrazzini y Aki (1992).

Su comienzo suele ser emergente, por lo que resulta muy difícil determinar el momento exacto del comienzo de la señal. No presentan llegadas definidas de ningún tipo de fase, ni P ni S, y su forma de onda es similar a un “huso de tejer”, tal como se observa en la figura 4. En algunas zonas, como en el volcán Galeras, aparecen unos eventos que espectralmente se podrían clasificar como eventos de largo periodo, pero que por su forma de onda han recibido un nombre más descriptivo, eventos “tornillo” (e.g. Gómez y Torres, 1997; Narváez et al., 1997), aludiendo a su forma de onda.

El contenido espectral de esta señal puede variar de volcán a volcán, e incluso dentro del mismo sistema volcánico. Por ejemplo, tal como se muestra en la figura 5, dentro de un mismo edificio volcánico es posible encontrar diversos tipos de eventos de tipo L.P.

Estos eventos, debido a su forma de onda y composición, son bastante difíciles de localizar usando técnicas clásicas. Lahr et al. (1994), estudiando el volcán Redoubt (Alaska), localizaron este tipo de eventos muy delimitados en el conducto volcánico y en la superficie, a una profundidad inferior al kilómetro. Sin embargo, también ha sido posible detectar señales parecidas a los L.P., a profundidades cercanas a los 20 km, como ha sido el

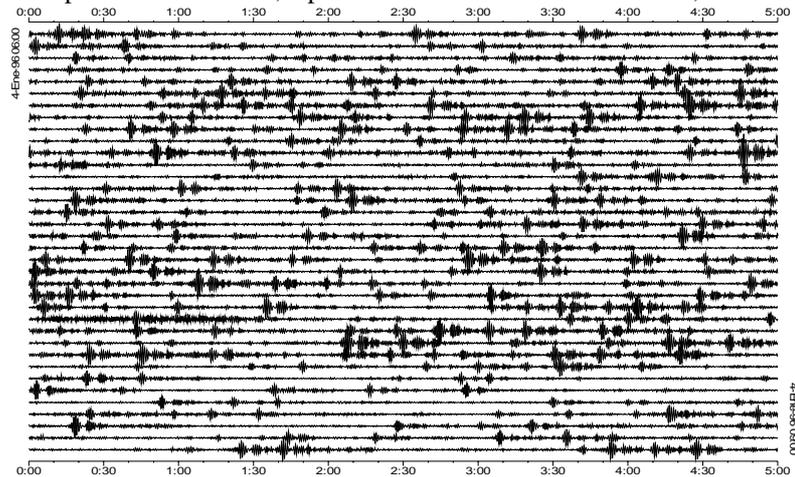


Figura 6. Un ejemplo de enjambre de eventos de tipo LP registrados en la Isla Decepción. Se muestra un registro de tres horas en donde se puede apreciar el elevado número de eventos detectados.

caso del volcán Pinatubo (Filipinas), o en Long Valley (California), Chouet comunicación personal.

La ocurrencia temporal de los eventos de tipo L.P. suele ser en forma de enjambre sísmico, a veces con un elevado número de eventos por hora, como se presenta en la figura 6. Se ha

podido observar (Chouet, 1996) que existe una muy fuerte relación entre la ocurrencia de enjambres de eventos de tipo L.P. y la presencia muy cercana de erupciones volcánicas. Además, en algunas regiones, como el caso del volcán Pinatubo, previo a la ocurrencia de eventos de tipo L.P. en superficie, aparecieron este mismo tipo de señales a gran profundidad, habiéndose usado como elementos precursoros de la posterior erupción (Chouet, comunicación personal).

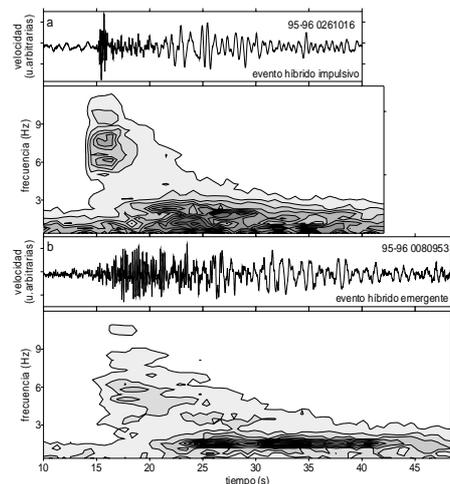


Figura 7. Dos ejemplos de eventos de tipo híbrido registrados en la Isla Decepción. Se puede comprobar la llegada inicial a altas frecuencias, más la señal similar a la de los eventos de tipo L.P.

Eventos híbridos

Este tipo de eventos tiene un comienzo caracterizado por señales a altas frecuencias, normalmente una amplia banda espectral (hasta más allá de 10 Hz), en donde se pueden identificar fases P y S, por

lo que normalmente se 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 período, figura 7. No debemos confundir los híbridos con eventos L.P. con una llegada en alta frecuencia inicial, como ya ha sido descrito en el párrafo anterior. Por regla general, la llegada en alta frecuencia de los híbridos debe presentar ondas P y S claras. Además, si estas señales a altas frecuencias son terremotos, cuando son registradas por una red sísmica convencional, deben presentar cambios en la dirección del primer impulso –se deberán observar diferentes polaridades para las llegadas de las ondas P, en función de las estaciones sísmicas (modelo de fractura de doble-par para los terremotos).

La presencia espacial y temporal de estas señales es muy similar a la ya descrita para los eventos de tipo L.P. Por tanto aparecen asociadas a episodios pre-eruptivos muy inminentes.

Tremor volcánico

El tremor volcánico es una señal sísmica caracterizada por mantener la amplitud constante

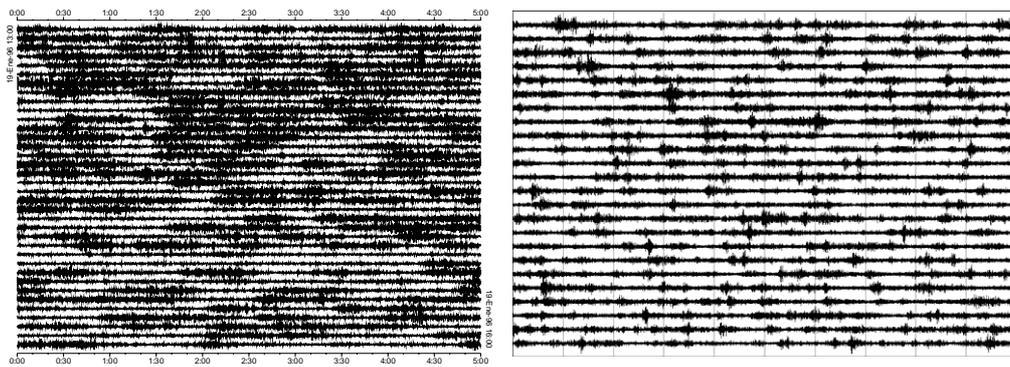


Figura 8. Dos ejemplos de registro de tremor volcánico. Izquierda, tres horas de tremor registrado en la Isla Decepción. Derecha, cuatro horas de tremor del Etna.

durante un largo período de tiempo (figura 8) que puede oscilar entre los varios minutos y

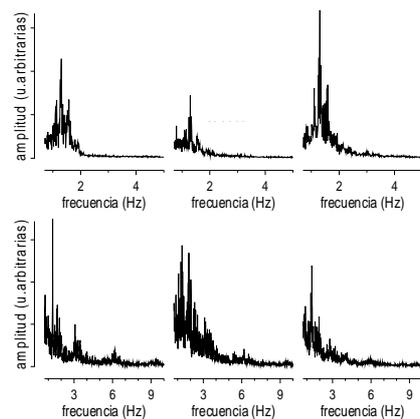


Figura 9. Ejemplos de espectros de tremor volcánico

las horas, con contenido espectral centrado en bandas de frecuencia relativamente estrechas.

A lo largo de los numerosos estudios sobre el tremor volcánico se han observado una serie de características comunes que a continuación se enumeran

- Su espectro está agudamente picado, mostrándose por regla general un pico dominante con algunos picos subdominantes (figura 9). Las frecuencias centrales de los picos dominantes son excepcionalmente estables y no suelen estar muy influenciadas por las características de la erupción. Muchas señales de tremor vienen precedidas

inicialmente por unas llegadas a altas frecuencias similares a las encontradas en algunos eventos de tipo L.P. (figura 10).

- No se puede identificar la presencia de llegadas de fases de tipo P o S. Algunos experimentos realizados con antenas sísmicas en volcanes como el Kilauea (Ferrazzini et al., 1991) han permitido caracterizar el campo de ondas del tremor como una superposición compleja de ondas superficiales de tipo Lg y Rg.

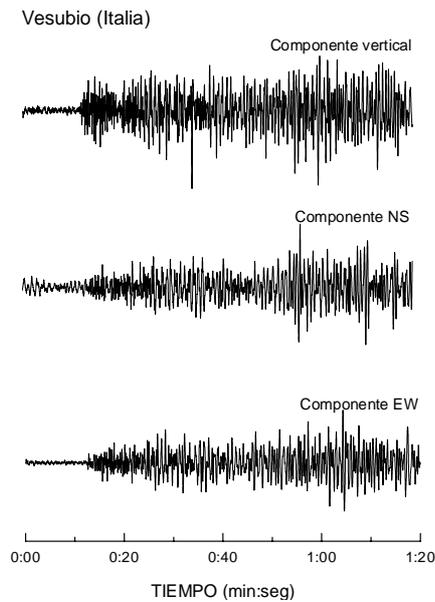


Figura 10. Un ejemplo de inicio de un tremor registrado en el volcán Vesubio (Italia). Se observa cómo el tremor comienza con señales a alta frecuencia

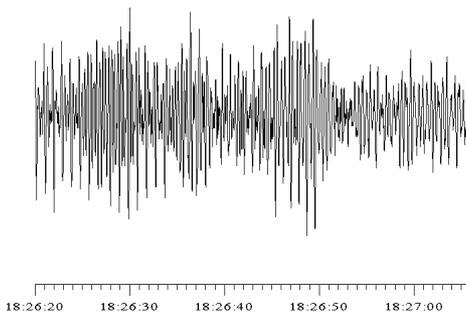


Figura 11. Un ejemplo de tremor del volcán Arenal (Costa Rica) donde se observa la modulación en amplitud debido a interferencias de dos señales con frecuencias muy parecidas.

no tiene por qué estar relacionado con una fuerte actividad volcánica visual, o una fuerte desgasificación no tiene por qué coincidir con un tremor fuerte. En algunas ocasiones, se observa tremor intenso cuando la actividad eruptiva es rítmica. En cuanto al tipo de

- Estudiando los patrones de polarización del tremor y de los eventos de tipo L.P. (por ejemplo Del Pezzo et al., 1992; Bianco et al., 1996) se ha comprobado que comparten patrones similares.

- No se suelen encontrar armónicos o sobretonos correspondientes a las frecuencias centrales de los picos espectrales. Sin embargo, en algunos volcanes donde hay dos conductos activos, como es el caso del volcán Arenal (Costa Rica), el tremor presenta modulaciones en amplitud debido a la interferencia de dos señales de tremor con frecuencias parecidas, tal como se muestra en la figura 11. Por otra parte, cuando el tremor es producto de una fuerte desgasificación en un conducto, si se pueden observar armónicos en el espectro (Ibáñez et al., 2000).

- Como regla general, las envolventes de la amplitud del tremor se pueden modelar o con soluciones de ecuaciones diferenciales no lineales o simplemente por funciones exponenciales.

- Las frecuencias centrales de los picos dominantes son especialmente estables y no suelen estar influenciadas por las características de la erupción (figura 12) 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

material emitido, las amplitudes del tremor están muy bien correlacionadas con las fuerzas de las erupciones de cenizas, vapor o gas, mientras que para erupciones de lava o flujos de lava, las amplitudes del tremor suelen ser más bajas. No se ha observado un desplazamiento en frecuencia de los picos espectrales durante los procesos eruptivos, afectando

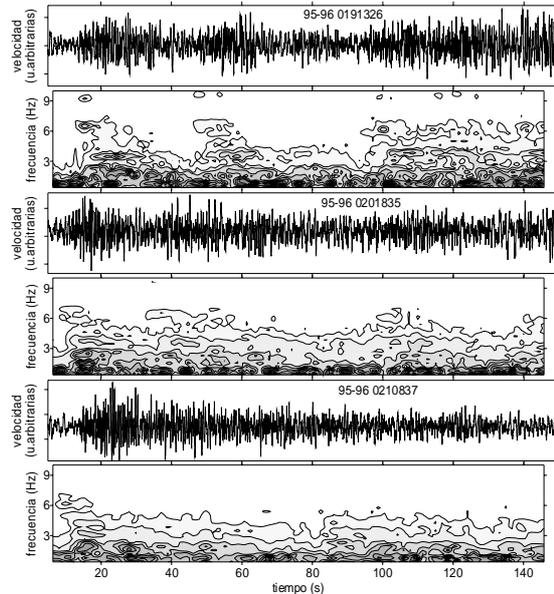


Figura 12. Un ejemplo de estabilidad del espectro del tremor registrado en la isla Decepción en tres momentos diversos de una crisis de tremor de tres días.

explosiones y pueden durar horas. Un tipo de señal parecida a ésta es la que aparece asociada a los géiseres. Esta señal posee un contenido espectral con frecuencias incluso superiores a 25 Hz.

T_I. Tremor volcánico a frecuencias intermedias (1-6 Hz). Pueden ser vibraciones de diversa duración, entre minutos a varias horas. En algunos volcanes el contenido espectral de este tipo de tremor está relacionado con el tipo de actividad. Así, en fases tranquilas el tremor puede estar centrado a bajas frecuencias (1 Hz) y en fases preeruptivas la frecuencia variar hasta el orden de los 3 Hz. Es evidente que estos cambios están relacionados con la fuente.

T_L. Tremor a bajas frecuencias (alrededor de 0.5 Hz o menos) que requiere sensores de banda ancha para poder ser registrados.

La localización espacial de la fuente del tremor resulta complicada debido a la ausencia de fases identificables. La aplicación de varias antenas sísmicas en una misma región ha permitido comenzar a dibujar espacialmente la localización de estas fuentes y su evolución espacial. La ocurrencia temporal del tremor es continua en cualquier fase eruptiva, pre y post.

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 región fuente.

- En algunos volcanes, como el Stromboli (Neuberg et al., 1994), parece existir una correlación entre la amplitud del tremor y los cambios en presión atmosférica, caída de lluvia y cargas de mareas marinas.

Atendiendo al contenido espectral del tremor éste se ha dividido muchas veces en varios subgrupos:

T_H. Tremor volcánico con contenido en altas frecuencias (> 6 Hz). A veces aparecen después de

Explosiones

Quizás las señales provenientes de explosiones en los edificios volcánicos corresponden, junto al temblor, a las señales sísmicas más características cuando se encuentra en marcha un proceso eruptivo. En este caso, las explosiones aparecen superpuestas a una señal de temblor

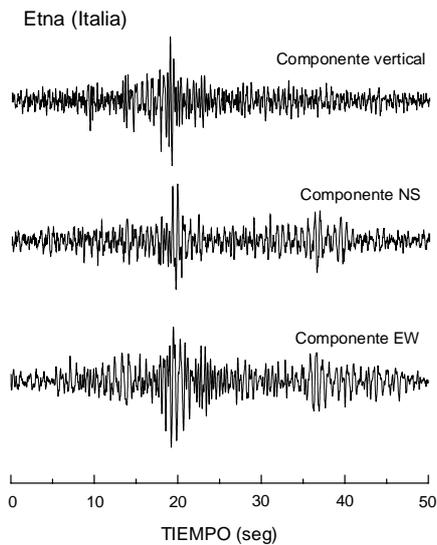


Figura 13. Un ejemplo de explosión del Etna que aparece superpuesta al temblor de fondo.

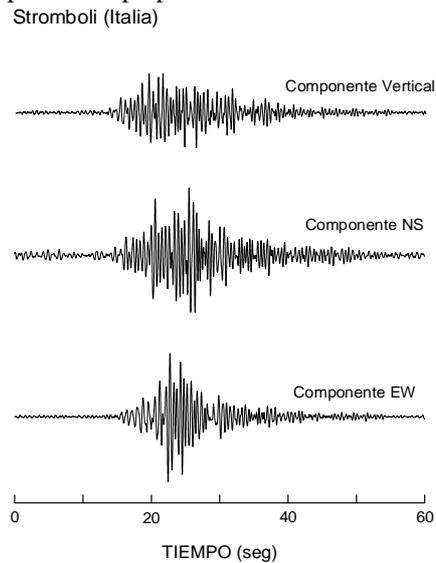


Figura 14. Un ejemplo de explosión en el volcán Stromboli.

de fondo (figura 13), y son identificables por el aumento brusco de amplitud de la señal y un incremento en las frecuencias de la misma. Por regla general, esta señal tiene al menos dos llegadas diferentes y claras. 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 de choque y ondas sonoras, con una velocidad de propagación clara de

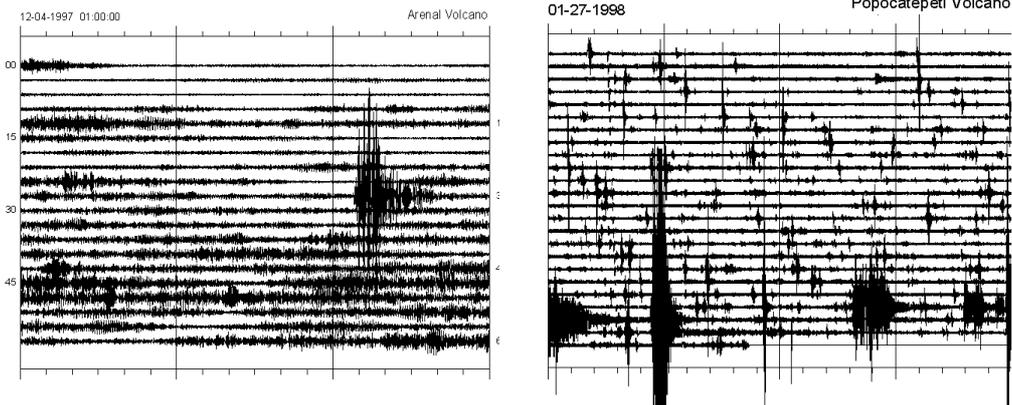


Figura 15. Dos ejemplos de registros en dos volcanes diferentes (Arenal, Costa Rica, a la izquierda y Popocatepec, México, a la derecha) en donde sobresalen las señales de varias explosiones.

340 m/s. Esta velocidad de propagación tan lenta y clara es la forma más fácil de poder identificar este tipo de eventos sobre los sismogramas cuando no ha sido posible distinguirlos en el momento de su ocurrencia.

En volcanes donde la actividad explosiva es continua, caso del volcán Stromboli (Italia), las explosiones producto de procesos de desgasificación suele ser la señal sísmica predominante. En la figura 14 se presenta un ejemplo de explosión. La onda de aire de dicha explosión corresponde a las señales más energéticas que se observan en la figura. En la figura 15 se presentan dos ejemplos de registros en volcanes explosivos, Arenal (Costa Rica) y Popo (México) en donde se observan diversos procesos explosivos sobre un tremor continuo de fondo.

MODELOS DE FUENTE

La determinación del origen de las señales y la mecánica de la fuente que se han presentado son un paso fundamental para poder entender la dinámica de los procesos que están teniendo lugar. Resulta más o menos evidente que las señales clasificadas como explosiones tienen un modelo claro, un brusco proceso de desgasificación (aumento de presión) en los conductos volcánicos. Pero aún así, este modelo simple no es capaz de explicar la complejidad de las señales. Por ejemplo, Chouet et al. (1997) en el volcán Stromboli encuentran que estos procesos no tienen lugar simplemente en la superficie, sino que se originan inicialmente a profundidades del orden del kilómetro, y luego se propagan a lo largo del conducto.

A continuación vamos a hacer un pequeño repaso descriptivo de los modelos más aceptados para cada una de las clasificaciones anteriores.

Modelo de terremotos volcano-tectónicos

En la actualidad, el modelo que trata de explicar la ocurrencia de los terremotos está bastante aceptado: la acumulación de esfuerzos en una determinada región; cuando se supera el límite de resistencia del material (punto de ruptura) esta zona se rompe liberando, en forma de ondas sísmicas, parte de la energía acumulada. La magnitud del terremoto está relacionado con las dimensiones de la zona rota (Lee y Steward, 1981). Una de las mayores incógnitas es saber cual es el origen de esta acumulación de esfuerzos. Podemos pensar por ejemplo en dos de ellos: a) Transmisión de energía como producto de una dinámica tectónica regional, b) Transmisión de energía debido a la interacción con la dinámica de los fluidos que están presentes en el sistema volcánico. La identificación de estas causas es muy importante para explicar si el origen de la sismicidad detectada es puramente tectónico, está relacionada con la dinámica del volcán o ambos. Este es un paso previo para usar la información sísmica como posible elemento predictor de la dinámica del volcán.

Modelos de fuente de eventos L.P.

La evolución de los modelos de fuente de este tipo de eventos está relacionada con el avance de lo que se conoce como sismología volcánica cuantitativa. Inicialmente, a muchos de los eventos descritos como L.P. eran clasificados como terremotos de tipo B; se explicaban como terremotos muy superficiales en donde los efectos de atenuación y la

respuesta de sitio modelizaban el contenido espectral. En la actualidad, esta explicación se va descartando. Por ejemplo, observando la figura 5, en una misma zona, con el mismo instrumento y mismas condiciones geológicas, aparecen diversos L.P. con diferente contenido espectral. Por tanto el efecto de camino no parece ser el condicionante fundamental para explicar las características espectrales de los L.P. y entonces parece lógico pensar en la influencia de la fuente.

En esta línea, los estudios de Chouet (1986, 1988) y resumidos en Chouet (1996), proponen un nuevo modelo de fuente para este tipo de señal que explica el contenido espectral y lo relaciona con la dinámica de los fluidos presentes en un volcán. El modelo se llama “modelo de fracturas controladas por fluidos”. En este modelo los eventos L.P. 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 ellas, en los que se produce un brusco transitorio de presión. Este transitorio de presión es el origen de la perturbación que se propaga a lo largo de la fractura transmitiendo energía desde el fluido al entorno sólido que lo confina, generando las ondas sísmicas. La frecuencia central del pico espectral de la señal y su anchura, aportan información sobre el tamaño de la fractura que resuena, y del tipo y dinámica del fluido que la rellena (Nakano et al., 1998; Ibáñez et al., 2000).

Este modelo, que no tiene por qué ser único ni universalmente válido, tiene la ventaja de integrar procesos de dinámica de los fluidos del volcán, su composición y explicar las observaciones de las señales producidas. Una interpretación de estas señales basándose en este modelo también ha permitido predecir la ocurrencia de erupciones explosivas en función de la evolución espacio temporal de los L.P. La cuestión fundamental es delimitar 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.

Modelos de fuente de los híbridos

Si se acepta la observación de que los híbridos son el producto de la suma de un pequeño terremoto y un evento de tipo L.P., con origen en la misma región, y ocurridos simultáneamente, entonces un posible modelo de fuente sería: en la región fuente (una fractura) sellada y sometida a presión de los fluidos volcánicos, el aumento de presión lleva a la ruptura de la zona, produciendo un terremoto. La fractura se rellena de fluido y la resonancia del mismo, según el modelo de los L.P. produce la señal monocromática en bajas frecuencias. Este modelo asume que existe una presión de fluidos que rompe la fractura y le inyecta un fluido.

Modelos de fuente para los tremores volcánicos

El tremor volcánico puede ser la señal que más se ha registrado en los ambientes volcánicos, y sobre la que probablemente se hayan realizado más modelos, tanto de su fuente como de su campo de ondas. Sin embargo, la ausencia de fases sísmicas que permitan la localización espacial de la fuente, y su posible evolución han limitado de manera importante estos modelos. Por otro lado, su variedad espectral también implica la necesidad de múltiples modelos de fuente. Así, por ejemplo, el tremor que se ha denominado T_H puede ser explicado como la señal asociada a avalanchas, caídas de rocas desde el frente de lava o fuertes desgasificaciones en algunos cráteres. Por otro lado, el

tremor clasificado como T_L , está asociado directamente al transporte de masa (básicamente magma), a oscilaciones del conjunto de la cámara magmática o incluso a resonancia de tipo “tubo de órgano” de grandes conductos.

El tipo de tremor que más se suele registrar es, sin embargo, el denominado T_I (entre 1 y 6 Hz) y sobre el que también existen más modelos y a su vez mayor desconocimiento (Schick, 1992). Algunos modelos se han basado en desgasificaciones, fluctuaciones del gas, resonancias de conductos, etc. Los modelos de resonancia de 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. Algunos resultados actuales que integran observaciones de tremor y L.P. muestran evidencias de que algunos tremores de algunas regiones volcánicas son la suma temporal de L.P. (Almendros et al., 1997). En este caso, los posibles mecanismos de tremor serían los mismos que los que generan los L.P., pero donde los transitorios de presión son continuos en el tiempo e integran una región más extensa (Ibáñez et al., 2000).

CONCLUSIONES

En el presente capítulo se ha hecho un repaso de algunos de los tipos de señales sísmicas típicas que pueden ser registradas en ambientes volcánicos, y especialmente en el rango del denominado corto periodo. Resulta evidente que la identificación y cuantificación de las mismas, así como su estudio estadístico, es importante para poder seguir e interpretar cual es la dinámica del volcán bajo estudio. Sin embargo, si esta clasificación y cuantificación no lleva asociada un estudio e interpretación en función de la fuente que lo produce, su utilidad queda muy limitada. Más aún, si el estudio se hace con la finalidad de interpretar la dinámica del sistema y su posible evolución, la sola clasificación y su interpretación estadística puede que no aporte ningún resultado significativo (ver por ejemplo las conclusiones del estudio de Beniot y MacNutt, 1996 o MacNutt, 1996). Si a este análisis se le añade la interpretación en términos de la fuente, entonces su utilidad se ve incrementada (por ejemplo Gil Cruz y Chouet, 1997 o Martinelli, 1997). Esto ha llevado incluso a poder predecir con gran precisión temporal la ocurrencia de erupciones, como el caso del volcán Redoubt en Alaska (Chouet et al., 1994) o del Pinatubo, Filipinas, (Chouet, comunicación personal).

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer la ayuda del Prof. Ramón Ortiz (CSIC) que nos ha cedido algunas de las figuras presentadas en este capítulo, sobre todo las relativas a los volcanes Arenal y Popocatepetl. Así, también agradecemos al Dr. Javier Almendros (IAG, Universidad de Granada) por cedernos el uso de algunas de sus figuras.

BIBLIOGRAFÍA

ALMENDROS, J.; IBÁÑEZ, J. M.; ALGUACIL, G.; DEL PEZZO, E.; ORTIZ, R. (1997). *Array tracking of the volcanic tremor source at Deception Island, Antarctica*, Geophys. Res. Lett., **24**: 3069-3072.

- BENIOT, J.P.; MCNUTT, R.; (1996). *Global volcanic earthquake swarm database and preliminary analysis of volcanic earthquake swarm duration*. *Annali di Geofisica*, vol **XXXIX**, n2: 221-230.
- BIANCO, F.; CASTELLANO, M.; MILANO, G.; VILARDO, G.; (1996). *Shear-wave polaritazion alignment on the eastern flank of Mt Etna volcano (Sicily, Italy)* *Annali di Geofisica*, vol **XXXIX**, n2: 429-444.
- CHOUET, B. A.; (1986). *Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method*, *Journ. Geophys. Res.*, **91**: 13967-13992.
- CHOUET, B. A.; (1988). *Resonance of a fluid-driven crack: radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor*, *J. Geophys. Res.*, **93**: 4375-4400.
- CHOUET, B. A.; (1996) *Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting*, *Nature*, **380**: 309-316.
- CHOUET, B.A.; PAGE, R.A.; STEPHENS, C.D.; LAHR, J.C.; POWER, J.A.; (1994). *Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989-1990), Alaska: their origin and use as a forecasting tool*, *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, **62**: 95-135.
- CHOUET, B.A.; SACCOROTTI, G.; MARTINI, M.; DAWSON, P.; DE LUCA, G.; MILANA, G.; SCARPA, R.; (1997). *Source and path effect in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano, Italy*, *Journ. Geophys. Res.*, **102**: 15129-15150.
- DEL PEZZO, E.; GODANO, C.; GORINI, A.; MARTINI, M.; (1992). *Wave polarization and location of the source of the explosion quakes at Stromboli volcano*, in *Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3)*, Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 279-296.
- FERRAZZINI, V.; AKI, K.; CHOUET, B. A.; (1991). *Characteristics of seismic waves composing hawaiian volcanic tremor and gas-piston events observed by a near-source array*, *Journ. Geophys. Res.*, **96**: 6199-6209.
- FERRAZZINI, V.; K. AKI; (1992). *Preliminary results from a field experiment on volcanic events at Kilauea using an array of digital seismographs.* En *Volcanic Seismology (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3)*, Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 168-189.
- GIL CRUZ, F.; CHOUET, B. A.; (1997). *Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras volcano, Colombia, in 1991*, *Journ. Volcan. Geotherm. Res.*, **77**: 121-158.
- GÓMEZ, D.M.; TORRES, R.A.; (1997). *Unusual low-frequency volcanic seismic events with slowly decaying coda waves observed at Galeras and other volcanoes*, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **77**: 173-193.
- IBÁÑEZ, J. M.; DEL PEZZO, E.; ALMENDROS, J.; LA ROCCA, M.; ALGUACIL, G.; ORTIZ, R.; GARCÍA, A. (2000). *Seismovolcanic signals at Deception Island volcano, Antarctica: wave field analysis and source modeling*, *Journ. Geophys. Res.* En Prensa
- LAHR, J.; CHOUET, B.A.; STEPHENS, C.; POWER J.; PAGE, R.; (1994). *Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt volcano, Alaska*, in *The 1989-1990 eruptions of Redoubt volcano, Alaska*, edited by T. Miller, and B.A. Chouet, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **62**: 137-151.
- LEE W.H.K.; STEWARD, S.W.; (1981). *Principles and applications of microearthquake networks*. Academic Press, Inc.: 293 pp.

- MARTINELLI, B. (1997). *Volcanic tremor and short-term prediction of eruptions*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **77**: 305-311.
- MCNUTT, S.R.; (1996). *Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: a review of the state-of-the- and case histories*, in *Monitoring and mitigation of volcano hazards*, Scarpa, Tilling (eds) (ed.), Springer-Verlag: 99-146.
- NAKANO, M.; KUMAGAI, H.; KUMAZAWA, M.;YAMAOKA, K.;CHOUET, B.A.; (1998). *The excitation and characteristic frequency of the long-period volcanic event: An approach based on an inhomogeneous autoregressive model of a linear dynamic system*, J. Geophys. Res., **103**: 10031-10046.
- NARVAEZ, L.; TORRES, R.A.; GÓMEZ, D.M.; CORTÉS, G.P.; CEPEDA, H.; STIX, J.; (1997). *"Tornillo"-type seismic signals at Galeras volcano, Colombia, 1992-1993*, J. Volcanol. Geotherm. Res., **77**: 159-171.
- EUBERG, J.; LUCKETT, R.; RIPEPE, M.; BRAUN, T.; (1994). *Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano*, Geophys. Res. Lett., **21**: 749-752.
- SCHICK, R.(1992). *Volcanic tremor: seismic signals of (almost) unknown origin*, in *Volcanic Seismology* (IAVCEI Proceedings in Volcanology 3), Aki, K., Gasparini, P. and Scarpa, R. (ed.), Springer-Verlag: 157-167.