

## 4. Espectrogramas

El análisis de señales de tiempo en el dominio de la frecuencia nos permite descubrir aspectos de la señal que serían muy difíciles o imposibles de observar en su representación temporal.

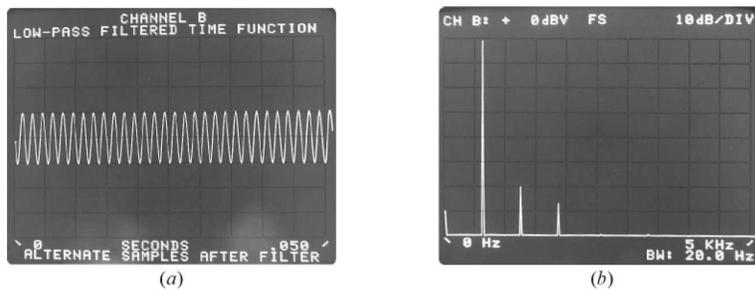


Figura 4.1: (a) Señal aparentemente sinusoidal. (b) Frecuencias dominantes de la señal.

Una señal que parece ser sinusoidal es mostrada en Figura 4.1a, sin embargo, en el dominio de la frecuencia vemos que existen tres componentes de esta señal (Figura 4.1b). Estas componentes quedan enmascaradas en el dominio del tiempo por una señal de gran amplitud.

El teorema de Fourier establece que toda señal en el dominio del tiempo es llevada al dominio de la frecuencia utilizando la transformada de Fourier (Figura 4.2).

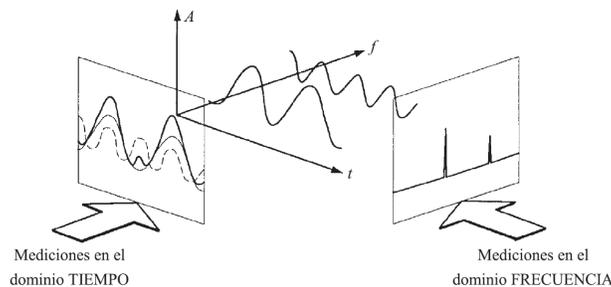


Figura 4.2: Descomposición de Fourier.

La transformada de Fourier está dada por:

$$X(\omega) = F(x(t)) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} x(t)e^{-i\omega t} dt \quad (4.1)$$

$$x(t) = F^{-1}(X(\omega)) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega)e^{-i\omega t} d\omega \quad (4.2)$$

con  $\omega = 2\pi f$ .

### 4.1. Espectro de una señal

Si se analiza una señal  $x(t)$  en el dominio de las frecuencias, la función  $X(f)$  representa el espectro de la señal.

Para que la representación sea inequívoca debemos tener la información de la magnitud y fase de la señal (Figura 4.3).

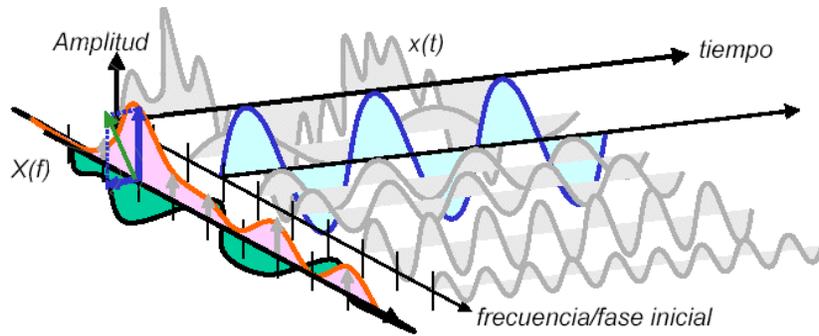


Figura 4.3: Representación de la señal.

#### 4.1.1. Señales Periódicas

Los ejemplos que hemos visto son con señales periódicas. Toda señal periódica en el dominio del tiempo puede ser escrita como la suma de senos y cosenos con diferentes frecuencias y amplitudes (series de Fourier).

$$x(t) = \frac{A_0}{2} + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \sin(n\omega_0 t) + \sum_{n=1}^{\infty} B_n \cos(n\omega_0 t)$$

con

$$A_0 = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) dt$$

$$A_n = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) \sin(\omega_0 n t) dt$$

$$B_n = \frac{2}{T} \int_0^T x(t) \cos(\omega_0 n t) dt$$

Un ejemplo está dado si consideramos la señal  $x(t) = A \cos(\omega_0 t + \phi)$ . La Figura 4.4 muestra la descomposición para la amplitud y la fase de esta señal.

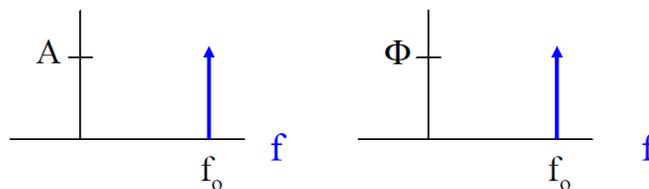


Figura 4.4: Descomposición de una señal con una frecuencia.

Para el caso más simple, en que la señal periódica es seno o coseno, se tiene:

$$F(\sin(\omega_0 t)) = F(\sin(2\pi f_0 t)) = \frac{1}{i} \delta(f - f_0) = -i \delta(f - f_0)$$

$$F(\cos(\omega_0 t)) = \delta(f - f_0)$$

de donde vemos que para señales periódicas el espectro de frecuencias son pulsos discretos (Figura 4.5)

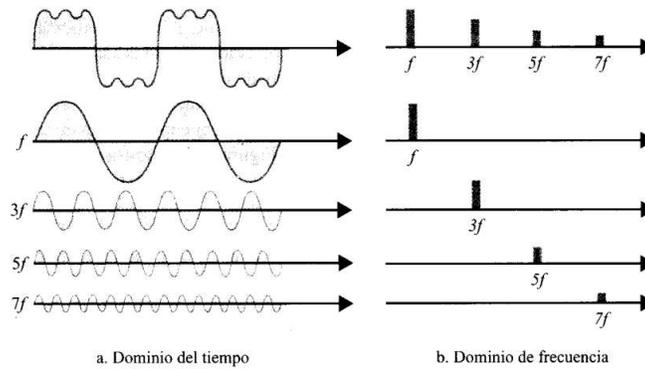


Figura 4.5: Pulsos discretos que provienen de señales periódicas.

#### 4.1.2. Señales No-Periódicas

Como los sismogramas, las señales no-periódicas no pueden ser descritas por series discretas de Fourier. Una señal no-periódica puede ser considerada como el caso especial de una señal periódica con un periodo infinito. Consideremos un espectro discreto de una señal periódica con periodo  $T_0$ . A medida que  $T_0$  aumenta,  $F_0$  disminuirá y las líneas espectrales sucesivas estarán más cerca unas de otras. En el límite, con el periodo tendiendo al infinito (es decir, cuando la señal se vuelve no-periódica) las líneas espectrales discretas se unen y forman un espectro continuo, como lo muestra la Figura 4.6.

Las ecuaciones de Fourier para una señal no-periódica (conocida como la transformada de Fourier) debe reflejar el hecho de que el espectro de frecuencias de una señal no-periódica es una función continua de la frecuencia.

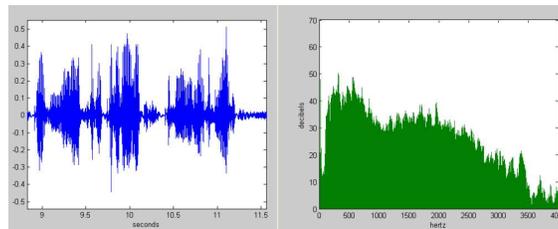


Figura 4.6: Espectro continuo de un señal no-periódica.

### 4.2. Análisis de tiempo - frecuencia

Las distribuciones de tiempo frecuencia mapean una señal unidimensional (tiempo) en dos dimensional (tiempo - frecuencia). La Figura 4.7 muestra un ejemplo de una distribución de tiempo - frecuencia.

Estas distribuciones nos dan la capacidad de describir la verdadera estructura de la señal cuando el contenido de frecuencia varía en el tiempo.

Las ondas sísmicas son no-estacionarias y tienen un alto contenido de frecuencias. Con la llegada de la primera señal sísmica un aumento rápido en la intensidad es observado y luego decrece lentamente.

El alto contenido de frecuencia nos indica que la señal depende de varios factores entre los que están el arribo de las diferentes fases sísmicas ( $P$ ,  $S$ , superficiales), la intensidad del movimiento del suelo, la magnitud del terremoto, los efectos de la fuente, la propagación de la señal y las condiciones/geometrías del suelo, entre otros.

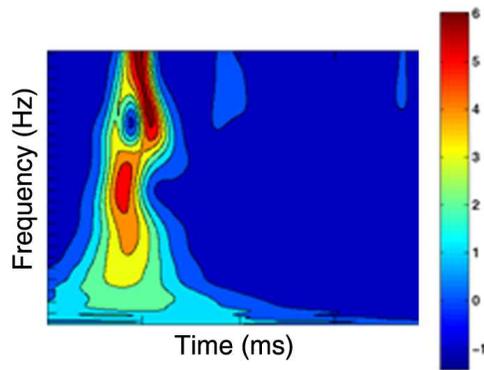


Figura 4.7: Análisis tiempo-frecuencia.

## 5. Sismología Volcánica

La sismología volcánica utiliza muchos términos y métodos conocidos en la sismología de terremotos. Además usa los mismos instrumentos de una propagación elástica y son usados para investigar la estructura de la subsuperficie y de la actividad del volcán. Sin embargo, existen diferencias en la física de la señal y en los métodos para analizarlas.

Las señales varían desde señales transientes parecidas a los terremotos hasta señales continuas de larga duración (tremores).

El uso de observaciones sismológicas en el monitoreo de erupciones volcánicas están justificadas ya que casi todas las erupciones sismológicamente monitoreadas han estado acompañadas por una anomalía sísmica. Sin embargo, el significado físico de los diferentes eventos sísmicos y su relación a la ascensión del magma no están bien entendidas. El extensivo uso de métodos sísmicos durante las últimas décadas ha mostrado que la sismología no puede ser la única herramienta para mejorar el conocimiento acerca de los procesos internos de la rápida ascensión del magma.

### 5.1. Clasificación y modelos de fuente de señales sísmicas-volcánicas

En este documento se usará la nomenclatura básica usada en la literatura. La mayoría de esta nomenclatura simplemente describe la apariencia y contenido de frecuencia de la señal, mientras otras implican una cierta información del mecanismo de fuente.

#### 5.1.1. Señales volcánicas-sísmicas transientes

##### 1. Eventos volcánicos-tectónicos profundos (VT-A) y someros (VT-B)

- a
- a) Eventos volcánicos-tectónicos profundos (VT-A): sus profundidades son menores a 2 km. Se caracterizan por tener una clara llegada de ondas  $P$  y  $S$  y por el contenido de altas frecuencias ( $>5$  Hz). Estos eventos también reciben el nombre de eventos de alta frecuencia (HF). La Figura 5.8 muestra un ejemplo de estos eventos. El nombre de estos eventos nos indica que el mecanismo de fuente es conocido, una falla causada por acumulación de estrés y un deslizamiento resultante sobre un plano de falla similar a la fuente tectónica.
  - b) Eventos volcánicos-tectónicos someros (VT-B): las profundidades son sobre los 1-2 km. Estos eventos muestran una llegada de la onda  $P$  ms clara que la  $S$ , en algunas oportunidades es hasta imposible detectar la llegada de la onda  $S$  (Figura 5.9). La banda espectral se mueve a más bajas frecuencias (1-5 Hz). Se piensa que estos eventos son causados en locaciones más someras y por lo tanto hay más scattering durante su propagación.

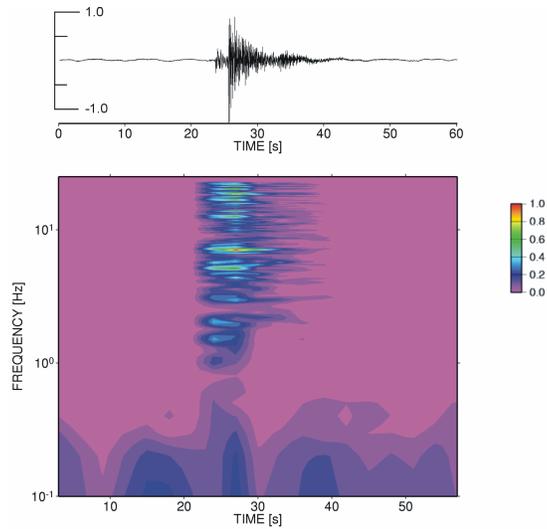


Figura 5.8: Evento tipo VT-A registrado en Mt. Merapi, Indonesia. Las llegadas de las ondas  $P$  y  $S$  son claramente visibles y tiene contenido de alta frecuencia y corta duración.

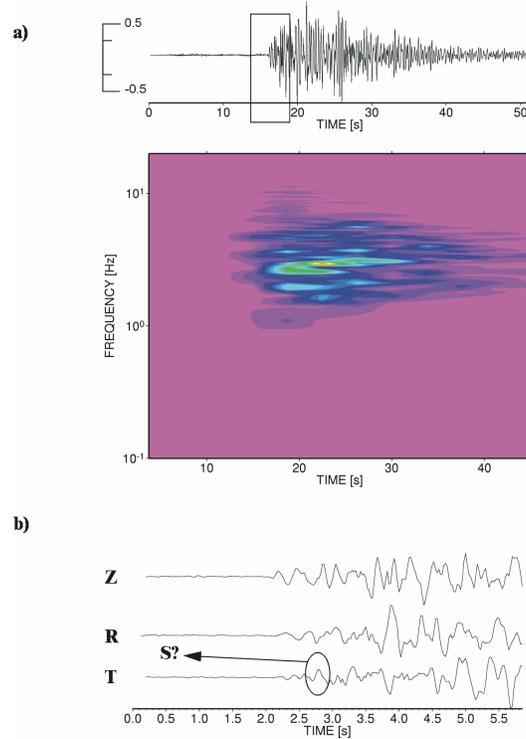


Figura 5.9: a) Típico ejemplo de un evento tipo VT-B durante una fase de alta actividad en el Mt. Merapi. Notar que el contenido de frecuencias está entre 1-10 Hz, con frecuencia dominante alrededor de los 3 Hz. b) Zoom a las tres componentes del mismo evento. Mientras la llegada de la  $P$  es claramente visible, no hay una clara llegada de la onda  $S$ .

## 2. Eventos de baja frecuencia (LF o largo periodo LP)

No muestran llegada de la *S*. El contenido de frecuencia está mayormente restringido a una estrecha banda de entre 1-3 Hz. La Figura 5.10 muestra un ejemplo. Estas fuentes están situadas a menudo en la parte superficial del volcán ( $\leq 2$  km). Estas locaciones son deducidas principalmente de curvas de amplitud-distancia; raramente por locaciones hipocentrales y por movimientos particulares. Algunos modelos de fuentes van desde una grieta cubierta y resonante cuando el magma asciende a la superficie; a la existencia de presiones transientes entre las mezclas de fluidos-gases causando resonancia en el magma mismo.

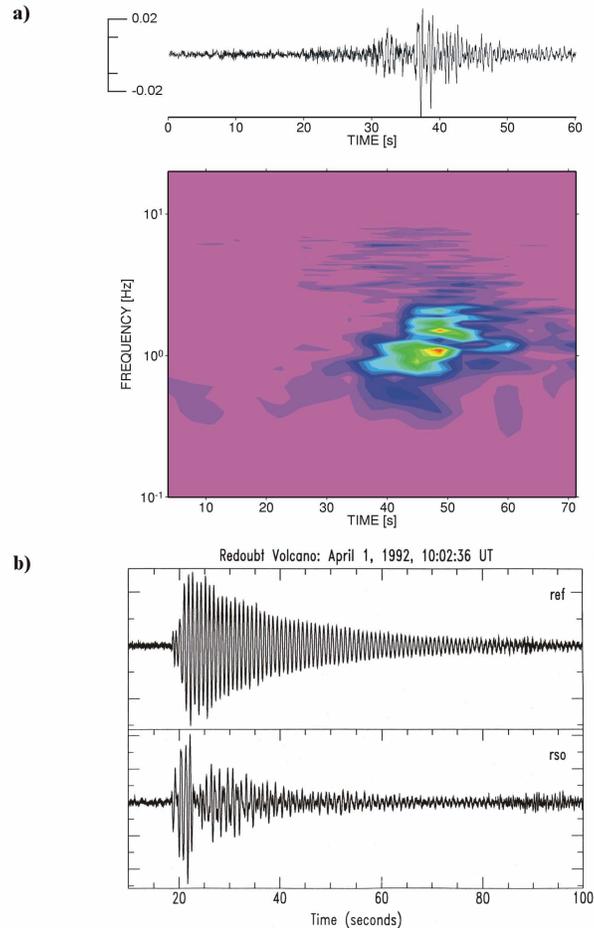


Figura 5.10: a) Ejemplo de un grupo de ondas de LF en el Mt. Merapi. Claramente la frecuencia dominante está alrededor de 1 Hz. b) Ejemplos del mismo evento LF registrado en dos sitios diferentes del volcán Redoubt, Alaska.

## 3. Eventos híbridos y multifase

El mecanismo de ambos está aún bajo estudio y además su ocurrencia podría ser un buen indicador de la inestabilidad de la lava altamente viscosa.

a) Eventos híbridos: algunos eventos comparten las características de la señal y frecuencia de los eventos LF y VT-(A y B). El nombre de híbrido nos da la idea de la mezcla de los mecanismos de fuente de

los dos tipos de evento. Se ha concluido que estos eventos reflejan una actividad muy somera asociada al crecimiento del domo. Una comparación entre eventos híbridos y de baja frecuencia es mostrada en la Figura 5.11.

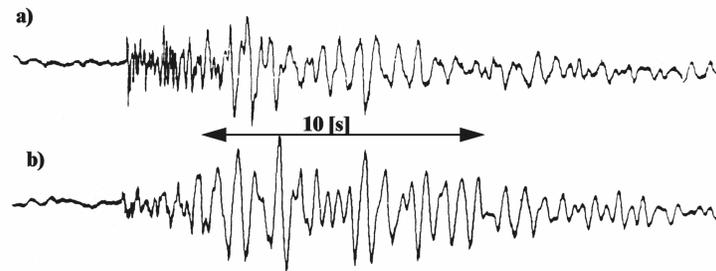


Figura 5.11: a) Evento híbrido. b) Evento VT-B. Las altas frecuencias al comienzo del evento híbrido es una característica típica de este tipo de evento, mientras que la última parte muestra similitud con los eventos VT-B.

b) Eventos multifase (MP): estos eventos también llamados eventos muchas fases (MP) tienen un contenido de frecuencia un poco más alto que los híbridos (3 a 8 Hz), pero están relacionados al crecimiento del domo a nivel muy superficial. La Figura 5.12 muestra un ejemplo.

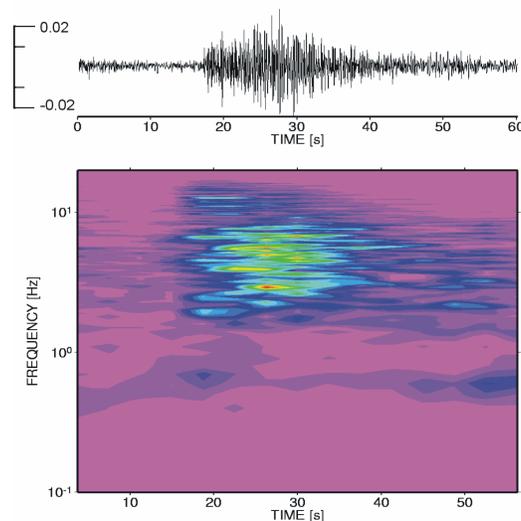


Figura 5.12: Evento MP registrado en el Mt. Merapi durante un fuerte formación del domo. La frecuencia está restringida entre 3-10 Hz. Este evento es similar a un evento VT-B, con una larga duración y baja amplitud.

#### 4. Explosiones, eventos de muy baja frecuencia (VLF) y de ultra baja frecuencia (ULF)

Las explosiones pueden ser identificadas por la ocurrencia de una onda de aire la cual es causada por un empuje sónico cuando el gas que se expande es acelerado en la salida de un ducto de ventilación (Figura 5.13).

Los eventos de muy baja frecuencia se caracterizan por tener un contenido de frecuencias de entre 0.1 y 0.01 Hz, mientras que los de ultra baja frecuencia menor a 0.01 Hz. Estos últimos han sido

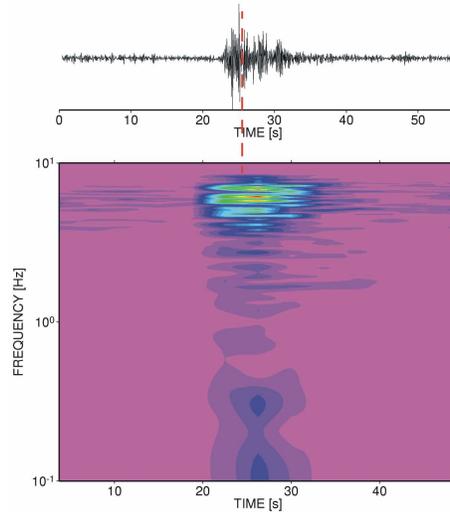


Figura 5.13: Explosión registrada en el volcán Stromboli, Italia. La línea roja punteada nos da un estimado de la llegada de la onda sónica también visible como altas frecuencias (amplitudes rojas) en el gráfico de tiempo-frecuencia alrededor de los 5 Hz.

observados en volcanes estrombolianos y son visibles en el campo cercano de las fuentes sísmicas con un espaciamiento proporcional a  $r^{-2}$ .

Recientemente se han hecho aproximaciones para investigar la dinámica de las diferentes fuentes de VLF y ULF usando análisis de tensor de momento sísmico.

### 5.1.2. Señales volcánicas-sísmicas continuas

La presencia de estas señales sísmicas continuas en los volcanes activos demuestra la más profunda diferencia entre terremotos tectónicos y sismología volcánica. Se sospecha que los mecanismos van desde efectos de superficie como avalanchas de rocas, remoción de masa o flujos de piroclásticos densos, a internos tales como el temblor volcánico. En alertas tempranas de erupciones los temblores son el parámetro más favorable.

Para estudiar las señales de temblores se dividirá en dos regímenes de flujo: viscosidad baja y alta.

#### 1. Baja viscosidad:

La mayoría de los volcanes basálticos monitoreados muestran una especie de apariencia cíclica de temblores volcánicos. Estas señales de temblores pueden durar entre minutos y meses, y en la mayoría de los casos, sus espectros están en una banda estrecha de entre 1 y 5 Hz. Algunas señales de temblores muestran variaciones de amplitud fuertes y pulsadas, las cuales son llamadas temblores golpeados, mientras que otros son cercanamente estacionarios sobre muchos días e incluso meses. Las similitudes comunes en el espectro de un temblor volcánico y un evento LF, e incluso eventos explosivos son otra importante observación que tiene que ser explicada cuando se busca los mecanismos de fuente. Algunos ejemplos son en el Monte Etna donde fluctuaciones fuertes de la amplitud de los temblores pueden estar asociadas a fuentes de lava en alguno de los cráteres; y en el volcán Bromo, temblores cíclicos donde la fluctuación en la amplitud puede estar relacionada con plumas de cenizas pesadas (Figura 5.14).

Estas observaciones hechas en diferentes volcanes con magma de baja viscosidad o una cantidad enorme de volátiles, sugieren una implicación de la interacción de gas y fluidos en la generación de los temblores volcánicos. Estas interpretaciones son respaldadas por observaciones en el contenido espectral.

#### 2. Alta viscosidad

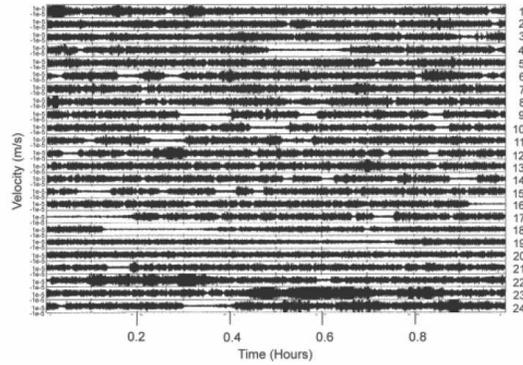


Figura 5.14: Tremor volcánico en el volcán Bromo durante una fase de alta actividad. Amplitudes grandes del tremor se correlacionan con la erupción de plumas de cenizas pesadas, mientras que amplitudes pequeñas del tremor aparecen durante emisiones de gas.

Observaciones sobre la ocurrencia y características de tremor volcánico se han hecho sobre volcanes con lava de alta viscosidad. Ejemplos de éstos son el volcán Semeru, en su espectro se observan más de 12 sobretonos lo que respalda la suposición de un medio resonante; y en el volcán Lascar, donde más de 30 sobretonos pueden ser identificados en las señales sísmicas.

Otras observaciones en los volcanes Montserrat y Merapi respaldan la hipótesis de una fuente repetitiva (Figura 5.15). Durante varios ciclos de aumento de actividad volcano-sísmica, se reconoce la transición desde eventos MP/híbridos a intervalos regulares a señales continuas de tremores.

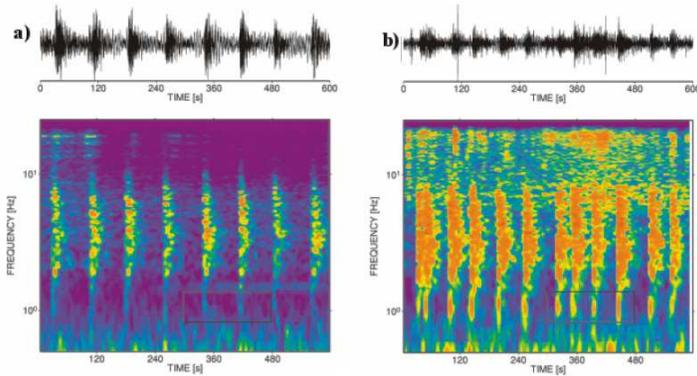


Figura 5.15: Secuencia de señales sísmicas en el volcán Merapi. a) eventos MP a intervalos regulares que se unen para formar un tremor. b) Luego de unas horas el tremor es reemplazado por una secuencia de eventos discretos con amplitudes ligeramente más grandes que las anteriores.