

TÉCNICAS INSTRUMENTALES PARA LA VIGILANCIA DE VOLCANES ACTIVOS

R. Ortiz

Dpto. Volcanología. Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. c/ José Gutiérrez Abascal 2. 28006 Madrid

INTRODUCCIÓN

En los próximos capítulos se tratan en profundidad temas relacionados con el estudio instrumental de la actividad volcánica, limitándonos aquí a mostrar un esquema de las distintas metodologías en su conjunto y a hacer una introducción a las técnicas actualmente en desarrollo y de las que todavía no se tiene experiencia en el seguimiento de la actividad en volcanes, antes del desencadenamiento de una crisis. La bibliografía sobre técnicas instrumentales es escasa, siendo el libro más reciente el publicado por Scarpa y Tilling, en 1996 dedicado a la vigilancia y gestión del peligro volcánico.

Una erupción es un proceso en el cual se libera la energía contenida en el magma a la superficie de la Tierra, ya sea en la atmósfera o en el mar. La forma mayoritaria en la que esta energía está contenida en el magma es como energía térmica y su liberación se realiza en base a la expansión del gas contenido en el magma y por disipación térmica al ambiente. Antes de la erupción, el sistema magmático puede considerarse como un reservorio que se encuentra con una presión superior a la del medio que lo rodea; en caso contrario el magma no podría ascender y no se produciría erupción. Este sistema se encuentra en situación estable mientras la sobrepresión del reservorio sea menor que la tensión debida a la deformación de las rocas que lo rodean y sin alcanzar el punto de fractura. En estas circunstancias cualquier aumento de presión se traduce en un incremento de la deformación. En un volcán activo, aún en fase de reposo, se producen múltiples procesos asociados al movimiento de los fluidos magmáticos en el sistema o al reacondicionamiento del edificio volcánico. Muchos de estos procesos involucran niveles muy pequeños de energía, por lo que son difícilmente detectables.

En general, cuando el volcán está en reposo la mayor parte de la actividad se debe a la circulación de los gases a través del sistema de fracturas. Estos gases se mezclan con las aguas meteóricas, originando acuíferos geotérmicos más o menos desarrollados, fumarolas, fuentes termales y suelos calientes. La circulación de estos fluidos y especialmente los cambios de fase líquido – vapor, provocan la aparición de pequeños eventos sísmicos característicos que se conocen como temblores volcánicos (*tremor*). Los cambios de presión o el movimiento del magma provocan series de eventos sísmicos que rodean al sistema magmático. Los cambios en el interior del volcán, como la inyección de nuevo magma, el aumento de temperatura de los acuíferos o la entrada de agua en el sistema, provocan deformaciones del edificio volcánico y también incremento de la actividad sísmica. La dificultad radica en poder detectar estos fenómenos, identificar sus causas, establecer los pronósticos de evolución y con toda esta

información poder de manejar el semáforo del volcán. El cuadro 1 muestra los distintos tipos de fenómenos que ocurren en el volcán y las técnicas que se utilizan para estudiarlos.

Cuadro 1. Fenómenos físicos relacionados con la actividad volcánica

Ámbito	Proceso	Técnica empleadas en su estudio
Mecánica	Inyección de magma Cambios en la densidad	Gravimetría
	Deformación	Nivelación, redes geodésicas, extensómetros y clinómetros. GPS
	Fractura	Estudio de la sismicidad volcánica
Calor	Transmisión de calor	Termometría: suelos, fuentes termales, fumarolas.
	Termodinámica de gases	Análisis de gases en fumarolas Difusión del CO ₂
Electricidad	Modificación en el campo electromagnético natural en el entorno del volcán.	Medida del campo magnético
		Potencial espontáneo
	Cambios en las propiedades electromagnéticas	Resistividad: dispositivos dipolo-dipolo. Magnetotelúrica
Átomo	Radioactividad	Medida Radón

ACTIVIDAD SÍSMICA

El seguimiento de la actividad sísmica es la más antigua de las técnicas de vigilancia de volcanes, desarrollándose ya a principios del siglo XIX los primeros instrumentos para el estudio de los temblores del Vesubio. Hoy, la instrumentación de cualquier volcán empieza siempre por la instalación de un sismómetro, añadiéndose más instrumentación a medida que las posibilidades económicas lo permitan. Del centenar escaso de volcanes instrumentados que existen hoy, sólo unos pocos cuentan con algo más que no sea vigilancia sísmica. Esto se debe a varios factores. En primer lugar, el mayor desarrollo que presenta la sismología en todas las Universidades y Centros de Investigación, el menor costo aparente de la instrumentación sísmica y la mayor facilidad para realizar un análisis elemental de los datos obtenidos. Además, al existir más volcanes con instrumentación sísmica, nos encontramos con mayor abundancia de datos, con buenos ejemplos de cómo ha evolucionado la sismicidad antes, durante y después de una erupción. Por consiguiente, cuando se plantea la instrumentación de un nuevo volcán casi sólo se considera la instrumentación sísmica.

La actividad sísmica presente en un volcán activo es difícil de clasificar y depende de cada escuela (Minakami, 1974). En general, esta actividad, incluso en periodos de reposo, puede ser muy intensa, con una gran cantidad de eventos de poca magnitud (<2) y que suelen presentarse en enjambres. El aumento de la actividad del volcán lleva asociado también un incremento de la actividad sísmica, además de la ocurrencia simultánea de varios tipos de eventos. Incluso durante las fases más activas, los eventos suelen ser de moderada magnitud, aunque en la zona

puedan darse eventos de magnitud considerable asociados a otros procesos geodinámicos. La razón de la pequeña magnitud de los eventos asociados directamente con el volcanismo hay que buscarla en la escasa fracción de la energía disponible que puede liberarse como energía sísmica. Hay que tener también en cuenta que la capacidad de expansión de los gases disminuye con la presión. Ello implica que todos los eventos en los que intervenga la fase gaseosa deben ser superficiales y generalmente sólo registrados por estaciones muy próximas (figura 1). Esto ha dado origen a múltiples fórmulas para el cálculo de los diversos parámetros sísmicos.

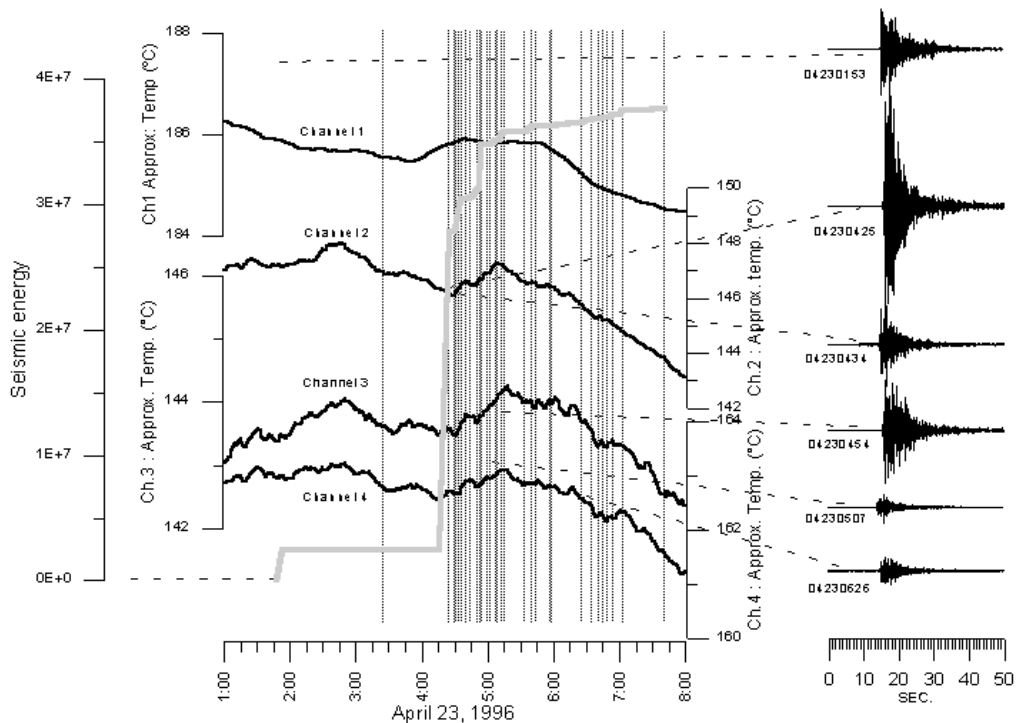


Figura 1. Los distintos procesos que tienen lugar en un volcán activo están relacionados entre sí. Para su comprensión debe hacerse un estudio conjunto, lo que requiere medir simultáneamente muchos parámetros. La figura muestra la actividad sísmica de Timanfaya (Lanzarote) y su relación con los cambios de temperatura de las anomalías térmicas. Esta actividad está asociada a la salida del gas por el sistema de fracturas de la erupción de 1730-36.

A fin de poder establecer comparaciones entre los eventos registrados en distintos volcanes, la *Commission on Volcano Geophysics* (IAVCEI) ha recomendado la utilización de una serie de fórmulas, en favor de la estandarización de los datos, aún a sabiendas de que en algunos casos puedan no resultar óptimas. La magnitud se calcula en función de la duración de los eventos mediante

$$M = 2.00 \log \tau + 0.0035 \Delta - 0.87$$

donde τ es la duración del evento en segundos y Δ la distancia epicentral en km (Lee y Steward, 1981). Esta fórmula es sencilla y fácil de utilizar. Sin embargo, cuando los eventos se superponen o se presentan eventos con coda anormal (*tremor, low frequency events, etc.*) hay que recurrir a una fórmula basada en la amplitud

$$M_L = \log A - \log A_0$$

donde M_L es la magnitud Richter local, A la semiamplitud (cero a pico) registrada en un sismómetro estándar Wood-Anderson y A_0 es la escala en función de la distancia R en kilómetros

$$-\log A_0 = \log R + 0.00301 R + 0.70$$

La utilización de esta fórmula requiere transformar los registros obtenidos en sus equivalentes en un Wood-Anderson ($T_0 = 0.8$, magnificación 2800, amortiguamiento 0.8). Cuando sólo se disponga de componente vertical, se asume que las componentes horizontales presentan una amplitud igual a la vertical.

Para los temblores volcánicos es preferible asignar el desplazamiento reducido (R. D.) definido en la forma (Aki y Koyanagi, 1981)

$$R.D. = \frac{A r}{2 \sqrt{2} M}$$

siendo R. D. el desplazamiento reducido (cm^2), A la amplitud del movimiento (cm), r la distancia a la fuente (cm) y M la magnificación a la frecuencia del temblor. Cuando en el registro se tengan evidencias de que se trata de ondas superficiales, se debe utilizar la siguiente fórmula en la que aparece la longitud de onda λ

$$R.D. = \frac{A \sqrt{\lambda r}}{2 \sqrt{2} M}$$

En algunos eventos sísmicos se produce también una onda sonora, especialmente cuando se trata de eventos superficiales y se está muy próximo al foco. Sin embargo, aquí nos referiremos sólo a ondas de presión que se originan en procesos volcánicos y cuyo espectro característico está casi totalmente contenido en el espectro sonoro. Este tipo de emisiones está asociada a la salida del gas a través de conductos, los cuales actúan a modo de resonadores (Seild et al., 1981; Schick et al., 1982). Este tipo de emisiones presenta un espectro muy complejo, en el que se superponen diversas fuentes y cada una de ellas puede emitir varios armónicos. Se admite que una fuente de orden 1 (monopolo) correspondería a un flujo unidimensional como sería un escape de vapor desde la

región considerada como fuente. Se puede considerar en muchos casos que un conducto volcánico se comporta como un tubo de órgano. En tal caso, su emisión será función de la longitud del tubo l y de la velocidad del sonido v_s

$$v_0 = \frac{v_s}{2l}$$

para tubos abiertos o cerrados por ambos extremos, o

$$v_0 = \frac{v_s}{4l}$$

cuando el tubo está sólo cerrado por un extremo.

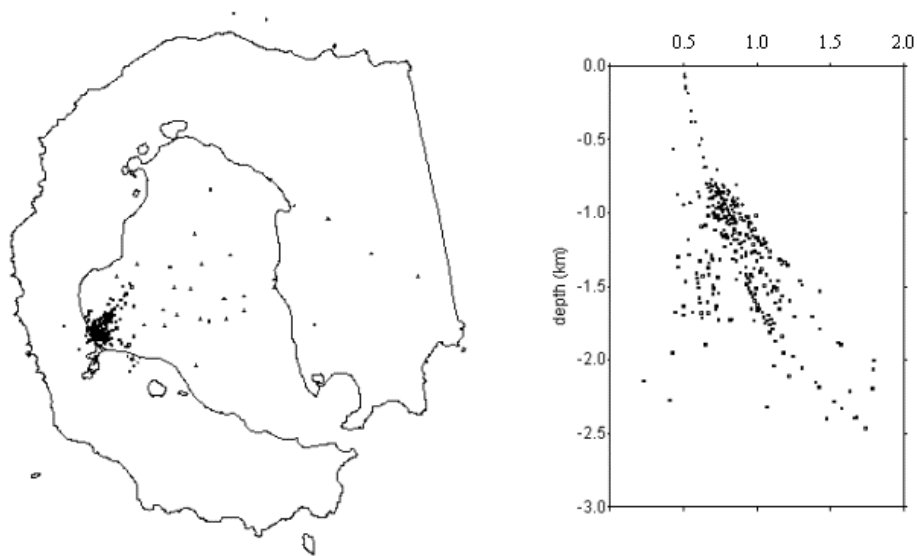


Figura 2. Localización de eventos sísmicos durante una crisis ocurrida en la isla Decepción (Antártida) en 1998-99.

La velocidad del sonido v_s debe calcularse para el fluido causante de la emisión acústica, teniendo en cuenta que se trata generalmente de una mezcla fluidizada de gas y vapor más pequeñas partículas sólidas. Para ello se puede aplicar la expresión

$$v_s = \sqrt{\gamma RT}$$

donde T es la temperatura absoluta de la mezcla y γ y R las constantes de la mezcla fluidizada, que se pueden calcular mediante

$$\gamma_m = \frac{C_p}{C_v} = \frac{C_p + x C_s}{C_v + x C_s}$$

$$R_m = \frac{R}{1 + x}$$

siendo x la fracción en peso de la componente no gaseosa, C_p y C_v los calores específicos a presión y volumen constante para la fase gaseosa, C_s el calor específico equivalente para las otras componentes y R es la constante del gas (constante universal de los gases dividida por el peso molecular).

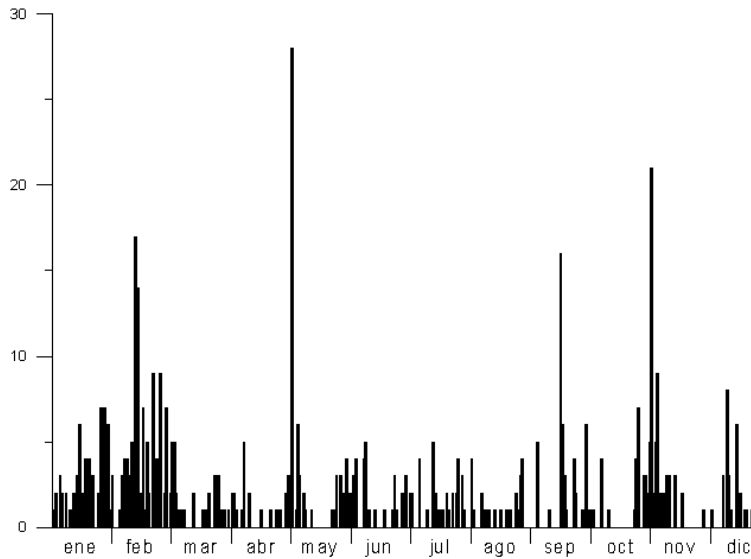


Figura 3. Estadística del número de eventos sísmicos ocurridos en el volcán Timanfaya (Lanzarote) durante 1999.

Hay que tener presente que estas expresiones corresponden al tubo de órgano ideal, pero proporcionan un grado de ajuste suficiente en muchos casos. El desconocimiento de la estructura y propiedades del medio en el aparato volcánico dificulta la aplicación de modelos más elaborados. La aplicación de métodos complejos de tratamiento de la señal permite obtener una mayor información a partir de los registros sísmicos (Seild et al., 1990). Además del contenido espectral de la señal es necesario conocer las variaciones que experimenta tanto temporales como espaciales.

La vigilancia sísmica de los volcanes parte por identificar claramente las pautas de la actividad sísmica durante la fase de reposo (línea de base) y controlar cuando esta actividad se va alejando de la línea de base, variando la distribución de los distintos tipos de eventos o la

aparición de nuevas familias, así como la relación con otros fenómenos (Ortiz et al., 1992). Las técnicas tradicionales para el análisis de la sismicidad volcánica son la localización de los eventos (figura 2), la energía liberada o RSAM, el análisis espectral y la estadística del número de eventos (figura 3). En algunos volcanes se han podido establecer pautas de evolución de la actividad sísmica como la mostrada en la figura 4 en la que los distintos tipos de eventos se presentan secuencialmente a lo largo de la reactivación del volcán hasta llegar a la fase eruptiva. Estos modelo podemos utilizarlos como orientación en el seguimiento de una crisis, pero nada garantiza que el volcán que estamos estudiando responda de forma parecida.

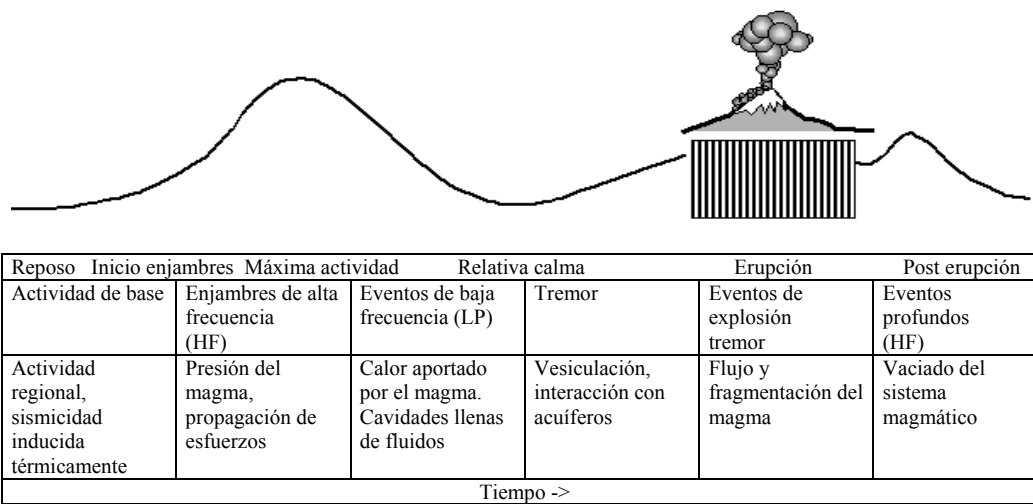


Figura 4. Modelo genérico para la evolución de los enjambres sísmicos propuesto por McNutt (1996).

DEFORMACIÓN

El control de la deformación es otra de las técnicas de vigilancia de volcanes más extendidas y eficaces. Es especialmente útil en volcanes donde las características del magma haga esperar grandes deformaciones. Hay que tener presente que la deformación varía con la distancia. Una aproximación elemental puede obtenerse considerando una cámara magmática esférica situada a una profundidad h , cuyo radio pasa de R a $R + dR$ (figura 5). Si aceptamos que el medio es ideal, el aumento de volumen debe mantenerse a cualquier distancia. En particular, en un punto de la superficie situado a una distancia x de la vertical de la cámara tendremos

$$4\pi R^2 dR = 4\pi(h^2 + x^2)(dh^2 + dx^2)^{1/2}$$

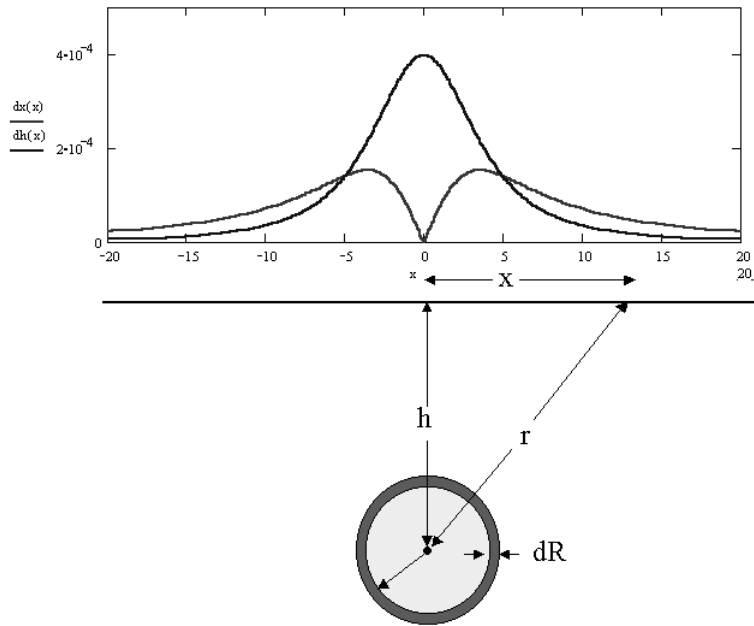


Figura 5. Modelo elemental para estimar la deformación provocada en superficie por una inyección magmática en una cámara esférica (modelo de Mogi).

En general, desconocemos cuales son las dimensiones de la cámara y lo que éstas han variado, pero si conocemos dh y dx en cada punto, podremos calcular dónde está el centro de la deformación (x y h). La deformación vertical viene dada por

$$dh = \xi \frac{R^2 dR}{(h^2 + x^2)^{3/2}} h$$

donde ξ es una constante (<1) que representa las propiedades elásticas de la corteza. El valor absoluto de la deformación horizontal viene dado por una expresión semejante

$$dx = \xi \frac{R^2 dR}{(h^2 + x^2)^{3/2}} |x|$$

dx tienen dirección radial y el máximo de deformación horizontal no está centrado sobre la fuente. Es importante realizar estos cálculos elementales para plantear la instalación de una red

de control de la deformación y situar los instrumentos en la zona donde se esperan las máximas deformaciones. La evolución temporal de la deformación nos puede dar indicación de si este centro cambia con el tiempo, es decir si se está produciendo un proceso de ascenso del magma. Otra situación parecida es cuando la deformación está ligada al ensanchamiento del conducto. La relación es similar a la anterior, aunque ahora la dependencia es lineal con la distancia. Ahora R es el radio del conducto y x la distancia al eje

$$2\pi R dR = 2\pi x dx$$

Basándonos en esta relación, la variación de la deformación con la distancia permite discriminar ambos fenómenos: deformación de la cámara o de los conductos de emisión. En el primer caso la deformación varía con el cuadrado de la distancia, es decir, una deformación de un metro a un kilómetro de distancia es de sólo una micra. En el caso del conducto sería de sólo un milímetro, y esto considerando el caso ideal. Por consiguiente, la aplicación de un método de control de la deformación para vigilancia de la actividad volcánica debe presentar una elevada precisión, difícil de conseguir por métodos geodésicos convencionales y que exige la utilización de instrumentos de muy alta resolución y una muy cuidada instalación sobre el terreno. Es importante destacar que la forma de la curva no varía si no existe desplazamiento del centro de presión o se superan los límites elásticos de las rocas de caja. Ello es muy importante a efectos de evaluación de la posibilidad inmediata de una erupción. Estas expresiones pueden referirse a presiones en el reservorio introduciendo los distintos coeficientes elásticos (Machado, 1974; Tryggvason, 1989). Modelos más evolucionados (Natale y Pingue, 1996) muestran que la deformación horizontal es menor que la pronosticada por el modelo elemental, mientras que existe una amplificación vertical del orden de h/R. El desconocimiento de la estructura del volcán o la presencia de importantes fracturas imposibilitan la aplicación práctica de los modelos más complejos.

Entre las técnicas tradicionales, la más extendida es el triángulo de nivelación (*dry-tilt*) consistente en nivelar periódicamente triángulos de aproximadamente 40 m de lado (figura 6) mediante un nivel y miras de alta precisión. Es importante diseñar los hitos de forma que las miras puedan colocarse exactamente en la misma posición. La deformación en microrradiares se calcula mediante las fórmulas prácticas (Yamashita, 1993)

$$\tau_N = \left[\left(\frac{-\cos \Phi}{X Y} \operatorname{sen}(\Phi - \Theta) \right) \Delta(Y - X) - \left(\frac{\cos \Theta}{X Z} \operatorname{sen}(\Phi - \Theta) \right) \Delta(X - Z) \right] 10^4$$

$$\tau_E = \left[\left(\frac{\operatorname{sen} \Phi}{X Y \operatorname{sen}(\Phi - \Theta)} \right) \Delta(Y - X) - \left(\frac{\operatorname{sen} \Theta}{X Z \operatorname{sen}(\Phi - \Theta)} \right) \Delta(X - Z) \right] 10^4$$

siendo τ_N y τ_E las componentes norte y este del vector de deformación, XY y XZ las longitudes de los lados del triángulo en metros, $\Delta(Y-X)$ y $\Delta(X-Z)$ las diferencias de nivelación en centímetros, obtenidas en dos campañas distintas entre los vértices Y, X y X, Z.

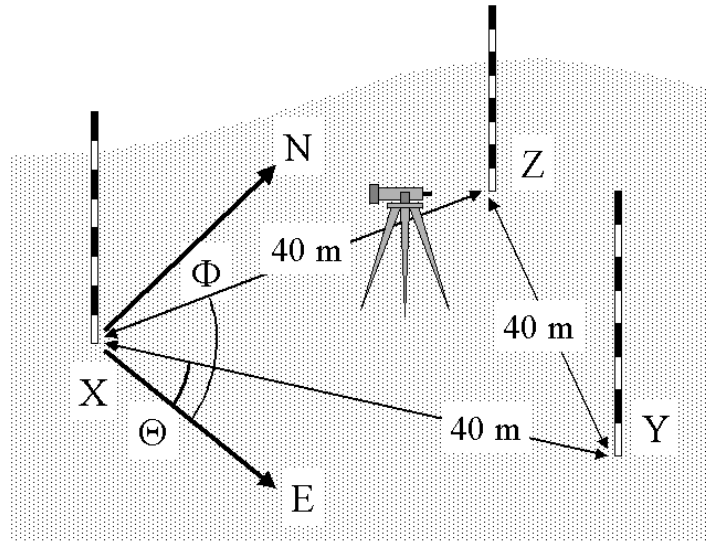


Figura 6. Triángulo de nivelación (dry-tilt). La longitud de los lados del triángulo es de aproximadamente 40 m. Esta distancia es un compromiso entre la precisión de las medidas y la realización práctica en terrenos volcánicos.

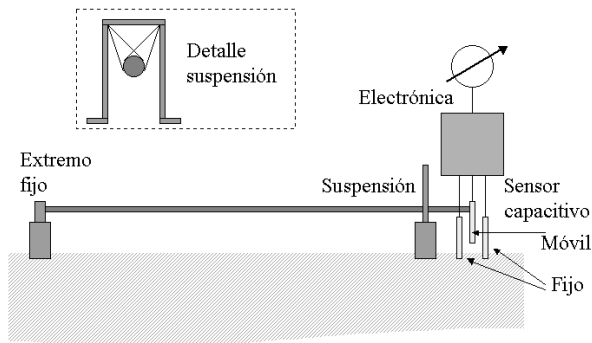


Figura 7. Esquema de un extensómetro de barra. Una barra está anclada por un extremo, mientras que el otro extremo está colgado de una suspensión que le permite desplazarse horizontalmente. En este extremo se dispone un sensor de desplazamiento (en la figura un sensor capacitivo diferencial).

Actualmente (figura 7), es posible disponer de sensores electrónicos para la medida de la deformación con sensibilidad suficiente para detectar estas pequeñas deformaciones (Van Ruymbeke y D'Oreye, 1991). Sin embargo el efecto de la temperatura, tanto sobre el instrumento como sobre el entorno, puede provocar variaciones más grandes que la deformación que

queremos medir. Otro problema, más difícil de corregir, es la deformación causada por la presencia de acuíferos superficiales, suelos helados o glaciares. Instalar los instrumentos en cuevas o pozos profundos, y un exhaustivo conocimiento de la estructura del volcán son el único camino para que los datos obtenidos reflejen los cambios de actividad del volcán. La medida de la deformación mediante técnicas GPS todavía no ha alcanzado la resolución necesaria para la vigilancia de volcanes a costos competitivos. Además, plantea los mismos problemas derivados de las variaciones de temperatura, del nivel de acuíferos o de la presencia de hielo.

La medida de la deformación mediante la aplicación de técnicas convencionales (nivelación de alta precisión, distanciómetros electrónicos, etc.) exige utilizar instrumentación muy costosa y elevados gastos para la operación de los técnicos en el campo para poder alcanzar las precisiones requeridas. En muchos volcanes, las condiciones del terreno no permiten emplazar los dispositivos geodésicos en las zonas donde se esperan las máximas deformaciones. Es conveniente combinar las medidas de la deformación con medidas gravimétricas y de esta forma poder caracterizar la fuente (Brown y Rymer, 1991). También se están tratando de desarrollar técnicas remotas para el control de la deformación, como puede ser la interferometría de imágenes radar obtenidas mediante satélites o aviones de alta cota.

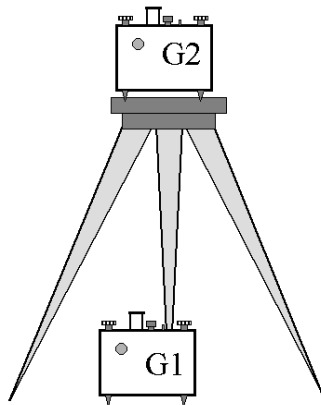


Figura 8. Aplicación del método del gradiente gravimétrico. Se utilizan dos gravímetros (es posible hacerlo también con uno solo). Midiendo a nivel de la superficie del suelo y a una cierta altura (el trípode). Hay que utilizar siempre el mismo dispositivo para evitar tener que introducir correcciones.

La gravimetría es otra técnica geodésica muy utilizada para el estudio de los volcanes activos. El problema sigue siendo poder discriminar los efectos superficiales de aquellos que tienen su origen en la actividad del volcán. Una posible solución es realizar periódicamente el levantamiento gravimétrico de todo el edificio volcánico, pero ello requiere además de recursos, mucho tiempo y no es factible hacerlo cuando el volcán entra en crisis. Otra solución es medir el gradiente gravimétrico en cada punto (figura 8) (Raymer, 1995). De esta forma poseemos una información suplementaria que nos permite caracterizar mejor la fuente de las posibles anomalías. Para una fuente plana e infinita se tiene

$$\frac{\Delta g}{\Delta h} = FAG + 2 \pi G \rho$$

y para una fuente esférica puntual

$$\frac{\Delta g}{\Delta h} = FAG + \frac{4}{3} \pi G \rho$$

donde FAG es el gradiente aire libre medido directamente, G la constante gravitacional universal ($6.672 \times 10^{-11} \text{ N m}^2 \text{ kg}^{-2}$) y ρ la densidad. Admitiendo una densidad estándar de 2600 kg m^{-3} , una elevación de 1 m supone un cambio de $-200 \mu\text{Gal}$. Evidentemente, hay que utilizar gravímetros de muy alta calidad, operados cuidadosamente para alcanzar las precisiones requeridas por este método.

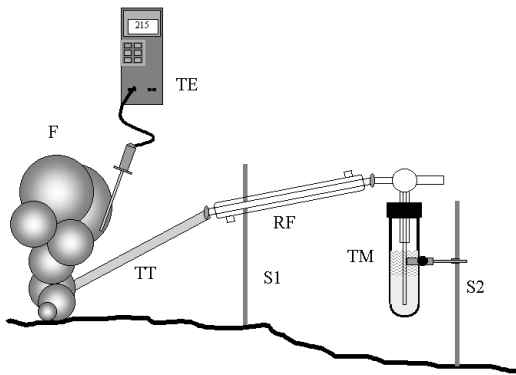


Figura 9. El estudio de los gases volcánicos implica todavía el muestreo manual de las emanaciones gaseosas. La figura muestra el dispositivo más ampliamente utilizado. F fumarola, TE termómetro, TT tubo titanio para muy altas temperaturas, RF refrigerante, S1 y S2 soportes, TM tubo de muestreo con una disolución alcalina para evitar las reacciones entre los distintos componentes de la muestra durante el tiempo que se tarda entre el muestreo y el análisis (Picardi y Cellini-Legittimo, 1982).

GASES

La composición química de las aguas o de los gases presentes en las emisiones de un volcán es un reflejo de su actividad. Los gases procedentes del magma circulan por el sistema de fracturas, interaccionando con los distintos acuíferos y saliendo a la superficie en forma de fumarolas o de fuentes termales. Es importante conocer que las composiciones que nosotros observamos no corresponden a la composición inicial sino que son el resultado de todo un largo proceso en el que también puede intervenir actividad de tipo biológico. Las técnicas actuales de vigilancia geoquímica de los volcanes parten de considerar que las emisiones gaseosas están en equilibrio cuando el volcán se encuentra en reposo. Cuando el sistema volcánico evoluciona, se produce un desequilibrio más o menos fuerte en la composición de los gases y este desequilibrio es el indicador de la actividad. Para ello, además de la composición química de los gases, debemos conocer la temperatura a la que se ha tomado la muestra.

El gas volcánico tiene como componentes, además del vapor de agua que es mayoritario, SO_2 , H_2S , CO_2 , CO , HCl , HF y otros en mucha menor concentración. De todos éstos el SO_2 y el CO_2 se consideran los componentes más significativos de la presencia de magma. Los volcanes andesíticos se caracterizan por mostrar una abundante emisión de cloro. Las posibles reacciones entre estos componentes permiten establecer las temperaturas de equilibrio de la mezcla y compararla con la temperatura de la fumarola (Chiodini y Cioni, 1989)

El problema de la utilización de los gases como indicadores de la actividad del volcán radica en la necesidad de la intervención humana para obtener las muestras (figura 9). El elevado carácter corrosivo de los gases volcánicos destruye en poco tiempo cualquier instrumento que se sitúe en la zona de emisión. El muestreo manual obliga a llegar a las zonas de emisión, exponiendo al personal a un elevado nivel de riesgo. Y en muchos volcanes, por la propia constitución del edificio volcánico, es imposible obtener una muestra significativa. Por ello se está haciendo un gran esfuerzo para la medida remota de la composición química de los gases volcánicos. Todos los instrumentos actualmente operativos parten de analizar el espectro de la luz solar cuando atraviesa la nube de gases y cenizas, comparando la intensidad en longitudes de onda que son absorbidas con otras próximas que no lo son (Stoiber et al., 1983). Actualmente se tiene bastante experiencia en la medida remota del SO_2 , aunque los resultados obtenidos en muchos casos no pasan de ser meramente cualitativos, pues el error introducido en la operación práctica del instrumento es muy grande. El desarrollo de la fotoelectrónica ha hecho posible que hoy estén disponibles sensores de infrarrojo lejano de bajo precio, que permiten desarrollar instrumentos para la medida del CO_2 de forma automática. Sin embargo, todavía no hay suficientes resultados para valorar esta técnica para la vigilancia de volcanes activos. También se están ensayando sensores de óxido metálico y semiconductores que son específicos para distintos gases (SO_2 , H_2S , HCl) que aunque presentan interferencias, pueden dar una idea de los cambios relativos en la composición de las fumarolas.

OTRAS TÉCNICAS

La actividad volcánica origina una serie de perturbaciones en el campo geomagnético. Los orígenes de estas perturbaciones son muy variados, desde procesos electroquímicos asociados a la circulación de fluidos por fracturas hasta grandes anomalías debidas a la presencia de un cuerpo a temperatura superior a la temperatura de Curie (Hurst y Christoffel, 1973). También es frecuente la aparición de zonas anormalmente conductoras asociadas a la circulación de fluidos o a la presencia de material fundido o deposición de sales conductoras. Actualmente existe un gran interés por la aplicación de métodos electromagnéticos en la vigilancia de volcanes, utilizando campos naturales como el campo magnético y el estudio de los potenciales eléctricos asociados a la circulación de fluidos sobre el edificio volcánico, o mediante campos creados artificialmente mediante la determinación de la estructura resistiva del volcán. Aunque la interpretación de estas anomalías es muy compleja, estos métodos se están extendiendo cada vez más para la vigilancia de volcanes, ya que son fenómenos fácilmente medibles con instrumentación electrónica sencilla. Sin embargo hay muy pocos resultados ya que son muy pocos los volcanes donde se han

implementado estas técnicas y en los que se hayan producido posteriormente erupciones importantes.

El seguimiento de las nubes de cenizas por su relevancia en el tráfico aéreo es otro tema que actualmente se está estudiando intensamente. El problema radica en que las finas partículas procedentes del volcán sirven de núcleo de condensación y se recubren de agua, por lo que la imagen que ofrecen es similar a las nubes habituales y los sistemas de radar no son capaces de discriminar adecuadamente. La combinación en tiempo real de la información meteorológica y la volcanológica permite en algunos casos desarrollar sistemas automáticos para la alerta automática de la presencia de cenizas en volcanes que exhiban pautas repetitivas (figura 10).

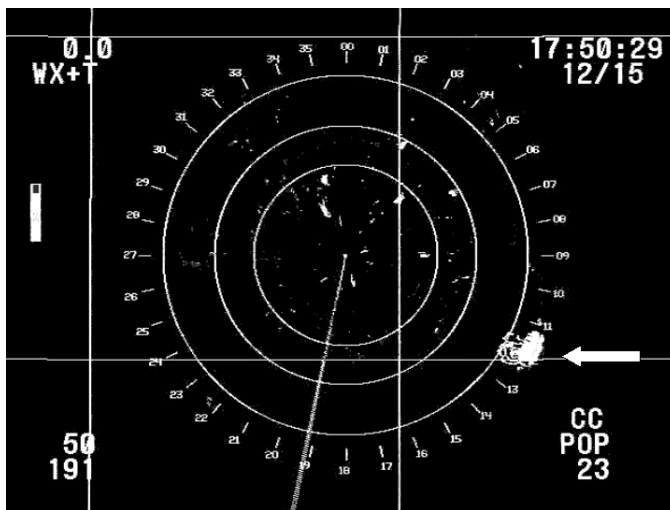


Figura 10. Imagen radar de una pequeña explosión ocurrida en el volcán mexicano Popocatepetl. El análisis de estas imágenes simultáneamente con la información sísmica permite la gestión de una alarma indicadora de la presencia de cenizas volcánicas en la zona y avisar automáticamente al aeropuerto. Cortesía CENAPRED México.

Igualmente, para volcanes en crisis o aquellos que presentan actividad persistente es importante contar con un sistema de cámaras que permita la vigilancia visual de la actividad del volcán en forma remota. Hoy es fácil conectar una cámara a un computador y recibir las imágenes en el observatorio (figura 11). Para poder obtener imágenes del volcán durante la noche también se está ensayando la utilización de cámaras infrarrojas.

En la actualidad se están desarrollando técnicas basadas en sensores remotos en satélites o aerotransportados. Sus aplicaciones incluyen, aparte de la cartografía tradicional de las formaciones volcánicas, la medida de temperaturas, el control de la deformación y el seguimiento de plumas volcánicas entre otras (Sabroux et al., 1990; Rothery, 1992). Algunos de estos sensores pueden ser aerotransportados, pudiéndose entonces trabajar a escalas mucho menores.

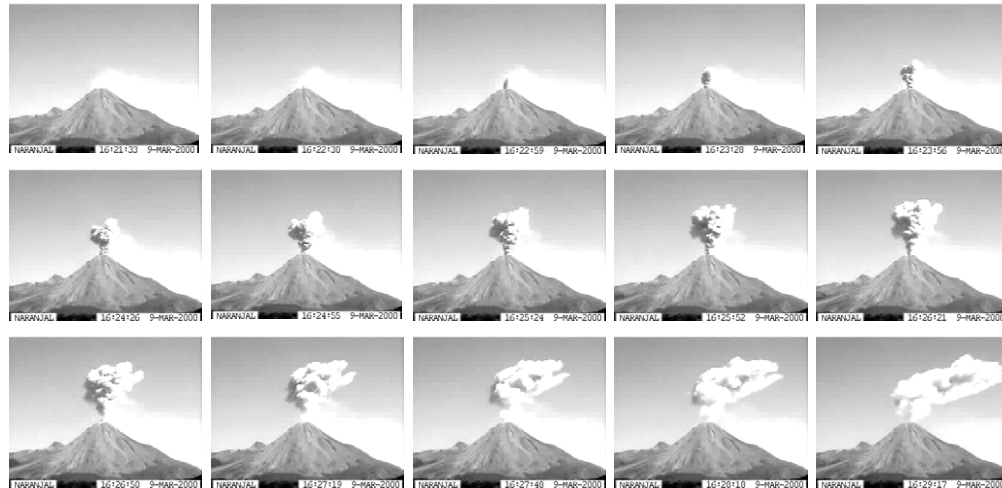


Figura 11. Secuencia de imágenes de una pequeña explosión ocurrida en el volcán mexicano Fuego de Colima. Está obtenida con un sistema de vídeo de baja velocidad y resolución (tres imágenes por minuto y solo 9 KByte por imagen). Cortesía Observatorio Volcanológico Universidad de Colima.

SISTEMAS DE TELEMETRÍA

Tan importante como adquirir los datos es que éstos lleguen al centro de procesado. Muchas tecnologías están hoy disponibles para la transmisión de datos, pero no todas ellas sirven para operar correctamente en volcanes activos. El agresivo ambiente y las temperaturas extremas constituyen una importante limitación, pero es el requerimiento de que el sistema siga funcionando cuando el volcán entra en crisis la limitación más importante. No se puede confiar ni en las conexiones telefónicas ni en las fuentes de energía convencionales, pues ambas fallan fácilmente en cuanto surge el menor problema. Esto exige el disponer de redes propias de comunicación, al menos para llevar los datos a un punto donde sea posible realizar el primer análisis, imprescindible para el seguimiento de la crisis. Por tanto sólo es posible utilizar enlaces radio, conexiones cable o enlaces vía satélite. Estos últimos tienen un costo elevado por el uso del segmento espacial, pero limitando el volumen de información a transmitir pueden resultar competitivos especialmente para el monitoreo de volcanes muy aislados o situados en zonas donde la saturación de los otros sistemas de comunicación sea muy elevada.

BIBLIOGRAFÍA

- ARAÑA, V.; ORTIZ, R. (1984). *Volcanología*. Rueda-CSIC Madrid: 528 pp.
- BROWN, G.; RYMER, H. (1991). *Microgravity monitoring at active volcanoes: A review of theory and practice*. Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Séismologie, **4** :279-304
- CHIODINI, G.; CIONI, R. (1989). *Gas geobarometry for hydrothermal systems and its application to some Italian geothermal areas*. Applied Geochemistry, **4**: 465-472

- HURST, A. W.; CHRISTOFFEL, D. A. (1973). *Surveillance of White Island Volcano. 1968-1972. Part 3.- Thermo magnetic effects due to volcanic activity*. N. Z. Jl. Geol. Geophys., **16**: 965-972
- LEE, W.; STEWART, S. (1981). *Principles and application of microearthquake networks*. Academic Press, New York: 293 pp.
- MACHADO, F. (1974). *The search for magmatic reservoirs*. En *Physical Volcanology*. Civetta, L.; Gasparini, P.; Luongo, G.; Rapolla, A. editores. Elsevier. Amsterdam: 255-273
- MINAKAMI, T. (1974). *Seismology of volcanoes in Japan*. En *Physical Volcanology*. Civetta, L.; Gasparini, P.; Luongo, G.; Rapolla, A. editores. Elsevier.. Amsterdam :1-27
- MCNUTT, S. R. (1996). *Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state of the art and case histories*. En *Monitoring and mitigation of volcano hazards*. Scarpa, R.; Tilling, R. I., editors. Springer-Verlag, Berlin: 99-146
- NATALE, G.; PINGUE F. (1996). *Ground deformation modeling in Volcanic areas*. En *Monitoring and mitigation of volcano hazards*. Scarpa, R.; Tilling, R. I., editors. Springer-Verlag, Berlin: 365-388
- ORTIZ, R.; CORREIG, A. M.; MUÑOZ M. L.; DIEZ-GIL J. L. (1992). *Aparent variation of coda-Q in the Phlegraean Fields (Italy) during the bradyseismic crisis of 1982-1984*. En *Progress In Volcanic Seismology*, P. Gasparini y R. Scarpa editores. Springer-Verlag. Heidelberg: 516-532
- PICARDI, G.; CELLINI-LEGITTIMO, P. (1982). *A sampling and chemical analysis procedure for fumarolic gases*. *Mikrochim. Acta.*: 159-167
- RAYMER, H. (1995). *Microgravimetry monitoring*. En *Monitoring active volcanoes*. McGuire, Kilburn, Murray, editors. UCL Press. Londres: 217-247
- ROTHERY, D.A. (1992). *Monitoring and warning of volcanic eruptions by remote sensing*. En *Geohazards. Natural and man-made*. McCall, Laming; Scott, (editores). Chapman & Hall, Londres: 227 pp.
- SCARPA, R.; TILLING, R. I., editores (1996). *Monitoring and mitigation of volcano hazards*. Springer-Verlag, Berlin: 841 pp.
- SABROUX, J.C.; VILLEVIELLE, A.; DUBOIS, E.; DOYOTTE, C.; HALBWACHS, M.; VANDEMEULEBROUCK, J. (1990). *Satellite monitoring of the vertical temperature profile of Lake Nyos, Cameroon*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **42**: 381-384
- SCHICK, R.; COSENTINO, M.; LOMBARDO, G.; PATANE, G. (1982). *Volcanic tremor at Mount Etna. A brief description*. En *Mount Etna volcano*. Romano, R. Editor. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, **23**: 191-196
- SEIDL, D.; KIRBANI, S.B.; BRÜSTLE, W. (1990). *Maximum entropy spectral analysis of volcanic tremor using data from Etna (Sicily) and Merapi (central Java)*. *Bull. Volcanol.*, **52**: 460-474
- SEIDL, D.; SCHICK, R.; RIUSCETTI, M. (1981). *Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin*. *Bull. Volcanol.*, **44**: 43-56
- STOIBER, R. E.; MALINCONICO, L. L.; WILLIAMS, S. N. (1983). *Use of correlation spectrometer at volcanoes*. En *Forecasting volcanic events*, Tazieff, y Sabroux editores. Elsevier. Amsterdam: 409-424
- TRYGGVASON, E. (1989). *Ground deformation in Askja, Iceland: its source and possible relation to flow of the mantle plume*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **39**: 61-71
- VAN RUYMBEKE, M.; D'OREYE, N. (1991) *Design and construction of instruments adapted to volcanic zones*. *Cahiers du Centre Européen de Geodynamique et de Séismologie*, **4** : 57-70

YAMASHITA, K. (1993). *Nivelación de montaje único para vigilar el desplazamiento vertical (inclinación) en los volcanes de los Cascades*. En *Vigilando volcanes: técnicas y estrategias empleadas por el personal del Observatorio Volcanológico Cascades 1980-90*. Ewert y Swanson editores, U.S. Geological Survey Bulletin. Cascades Volcano Observatory, Vancouver, U.S.A. :163-170