

Vigilancia del riesgo volcánico en Canarias. Isla de Lanzarote

J. FERNÁNDEZ¹⁾, R. VIEIRA¹⁾, A. P. VENEDIKOV^{1), 2)} AND J. L. Díez³⁾

1) Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM).
Fac. CC. Matemáticas, Ciudad Universitaria, 28040-Madrid, Spain.

2) Geophysical Institute.

Acad. G. Bonchev str., bl. 3, Sofia 1113, Bulgaria.

3) Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC).

José Gutierrez Abascal, 2. 28006-Madrid, Spain.

ABSTRACT: *One of the purposes of the research programs conducted by the Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM) and the National Museum of Natural Sciences (CSIC) in Canary Islands is the researching in phenomena that are volcanic eruption precursors. Lanzarote island has been selected like a laboratory to develop a methodology of volcano monitoring in Canary. In 1987 a geodynamic station was installed at the north of the island. We describe in this paper the results obtained and the stage of the researching.*

RESUMEN: *Uno de los propósitos de los proyectos de investigación desarrollados por el Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM) y el Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC) en Canarias es la investigación en fenómenos precursoros de actividad eruptiva. Se seleccionó Lanzarote como un laboratorio donde desarrollar una metodología de vigilancia de riesgo volcánico, instalándose en 1987 una estación geodinámica en la isla. Describimos en este artículo los resultados obtenidos y el estado de las investigaciones.*

1. RIESGO VOLCANICO EN LAS ISLAS CANARIAS

Las islas Canarias, situadas a menos de 100 km del continente Africano, están localizadas en la elevación continental y construidas como estructuras independientes. A pesar de encontrarse en un margen pasivo, son uno de los archipiélagos volcánicos con una mayor historia eruptiva (Araña, 1991). Entre 1500 y 1971 se han producido una docena de erupciones en las islas de Lanzarote, Tenerife y La Palma. Actualmente, la única manifestación superficial de procesos magmáticos son las anomalías térmicas residuales en estas islas y actividad fu-

marófica en la isla de Tenerife. En Lanzarote persisten anomalías térmicas superficiales asociadas a la erupción fisural de 1730-36 (Díez-Gil, 1992), y en La Palma, el enfriamiento del residuo de la erupción del volcán Teneguía en 1971.

Si exceptuamos la erupción fisural de 1730-36 en Lanzarote, las erupciones canarias son erupciones de magmas básicos, con fases eruptivas de flujos de lava con actividad stromboliana asociada, que origina unos pocos conos volcánicos, en cada una de ellas, y de duración limitada a pocas semanas. La separación temporal media entre erupciones es de 40 años. Esta actividad volcánica plantea un problema de riesgo volcánico moderado dada su persistencia en el tiempo, la alta densidad de población asentada en las islas y la actividad económica desarrollada en ellas. Este riesgo volcánico moderado en las Islas Canarias plantea la necesidad del desarrollo de programas de vigilancia para el seguimiento continuado de la actividad volcánica. Estos programas han sido desarrollados por diversos Organismos Nacionales en colaboración con los Organismos Internacionales correspondientes.

Dentro de los programas de investigación en vigilancia de riesgo volcánico desarrollados por el Instituto de Astronomía y Geodesia (CSIC-UCM) (en adelante IAG) en Canarias se planteó el establecimiento de un laboratorio para el desarrollo de metodología en vigilancia de actividad volcánica realizando el seguimiento de la muy reducida actividad actual. En este sentido se decidió el establecimiento de una Estación Geodinámica en Lanzarote (Vieira et al., 1991a) que actuara como tal laboratorio. La elección de Lanzarote se hizo en función de ser la única de las Islas con una erupción reciente (1730-36), fisural, de cierta entidad, alrededor de 1.3 km³ de material lávico emitido, y con manifestaciones volcánicas residuales importantes, anomalías térmicas superficiales de hasta 610 °C a 13 m de profundidad (Díez-Gil, 1992b). El establecimiento de la Estación Geodinámica de la Cueva de los Verdes, por el IAG, se inició en 1987.

Paralelamente ha venido realizándose la modelización de los principales efectos volcánicos en la isla como base teórica imprescindible para la comprensión de las observaciones realizadas. En una primera fase se modelizaron las últimas erupciones obteniéndose la geometría y profundidad de sus restos magmáticos a partir de sondeos MT, (García, 1985). Con estos resultados se pudieron modelar los efectos térmicos observados (Díez-Gil et al., 1987; Araña et al., 1984), llegándose a la comprensión teórica de su probable origen. Continuando con la modelización se han desarrollado modelos de los efectos geodésicos ligados a la actividad volcánica (deformaciones y variaciones de gravedad) (Fernández, 1992; Fernández and Rundle, 1993; Fernández et al., 1993a) basándonos en los trabajos de Rundle (1980, 1982). Como consecuencia de esta modelización se obtienen criterios para el diseño de la observación geodésica y los instrumentos y técnicas más adecuados, tanto en estaciones geodinámicas como en observación en campo, para el seguimiento de la actividad volcánica. Finalmente se han desarrollado los necesarios métodos para el tratamiento de datos, a partir de los métodos de análisis de mareas terrestres (Venedikov, 1966, 1984), idóneos para la vigilancia de actividad volcánica en una estación geodinámica diseñada a tal fin.

2. MODELO DE DEFORMACION, APLICACION A LANZAROTE

Necesitamos obtener las variaciones de gravedad y deformaciones originadas en la superficie terrestre por una intrusión magmática. Consideramos la existencia del campo gravitatorio, siendo el dominio donde se verifican las ecuaciones un semiespacio estratificado, de n capas planas y homogéneas, numeradas hacia el interior del medio, siendo la última un semiespacio infinito. En $(0,0,c)$ se sitúa una intrusión magmática esférica como fuente de perturbación. Por convenio se considera z positivo hacia el interior del medio, siendo por tanto el valor de g positivo. El considerar la estratificación existente en los modelos de Tierra es de gran importancia cuando existe variación en las propiedades elásticas de las diferentes capas (Fernández and Rundle, 1993). Al querer evaluar los efectos previos a una erupción, estado inicial de actividad volcánica, se considera un medio elástico.

Las ecuaciones que deben verificar el vector desplazamiento u y el potencial de perturbación ϕ en un espacio infinito, uniforme y elástico, en presencia de gravedad son (Love, 1911; Rundle, 1980):

$$\nabla^2 u + \frac{1}{1-2\sigma} \nabla \nabla \cdot u + \frac{\rho_0 g}{\mu} \nabla (u \cdot e_z) - \frac{\rho_0}{\mu} \nabla \phi - \frac{\rho_0 g}{\mu} e_z \nabla \cdot u = 0 \quad (1)$$

$$\nabla^2 \phi = -4\pi \rho_0 G \nabla \cdot u \quad (2)$$

donde ρ_0 es la densidad constante no perturbada, G la constante de gravitación, σ la constante de Poisson y μ la de rigidez. Rundle (1980) resuelve el sistema [1]-[2] primeramente en un espacio infinito y homogéneo, y utiliza las soluciones obtenidas para generar las correspondientes a un medio estratificado usando la técnica de matrices propagantes. La solución de las ecuaciones (1)-(2) para la superficie $z=0$ del medio estratificado quedan en la forma

$$u = M \int_0^\infty \{x_0^1(0)P_0 + y_0^1(0)B_0\} k dk \quad (3)$$

$$\delta g = -\frac{d\phi}{dz} = -M \int_0^\infty q_0^1(0)J_0(kr)k dk + \beta_0 u_z \quad (4)$$

donde $x_0^1(0)$, $y_0^1(0)$ y $q_0^1(0)$ son los núcleos de integración, que dependen de k y de las características del medio; P_0 y B_0 están dados en términos de la función de Bessel de primera clase, de orden cero $J_0(kr)$, r es la distancia en el plano $z=0$ del punto considerado a la proyección de la intrusión; y $\beta_0 = 4\pi G \rho_0$ siendo ρ_0 la densidad de la capa 1. Las expresiones explícitas para los distintos núcleos se pueden ver en Fernández (1992) y Fernández and Rundle (1993). Se demuestra un teorema de unicidad para esta solución (Rundle, 1982).

Las deformaciones y variaciones de gravedad producidas por una intrusión esférica en un medio estratificado son la suma de los calculados para un centro

de expansión y para una masa puntual (Rundle, 1982). Representamos el efecto de una masa puntual unitaria por φ y el efecto de un centro de expansión por χ . Las funciones φ y χ dependen de r , distancia radial, c , profundidad de la intrusión, y de los parámetros τ_c que definen el modelo de corteza (espesores de las capas, constantes de Lamé y densidades). El efecto total tiene la expresión

$$\varepsilon = M \cdot \varphi(r, c; \tau_c) + \frac{\text{pa}^3}{10^4} \cdot \chi(r, c; \tau_c). \quad (5)$$

donde M es la masa de la intrusión en Unidades de Masa (UM, 1 UM=10¹⁵ g). Una vez seleccionado el modelo cortical φ y χ dependerán únicamente de las variables r y c . Con los mismos supuestos considerados en Fernández et al. (1993a) (intrusión basáltica de densidad 2.8 g/cm³ y un incremento de presión $p=1000$ bares) (5) queda expresada como

$$\varepsilon = a^3 (11.73 \cdot \varphi(r, c; \tau_c) + 0.1 \cdot \chi(r, c; \tau_c)). \quad (6)$$

La expresión (6) nos da una estimación de efectos causados por una intrusión.

El modelo de velocidades de la corteza de la isla de Lanzarote consta de dos capas sobre el manto y tiene un espesor medio de 11.5 km (Banda et al, 1981). La isla se puede considerar por tanto un medio estratificado de dos capas sobre un semiespacio infinito. La asignación de parámetros elásticos y densidades usada es la obtenida en Fernández et al. (1993a). La aplicación del modelo de deformación al modelo de corteza de la isla de Lanzarote y la discusión de los resultados obtenidos, en cuanto a su uso para la planificación de la observación destinada a la vigilancia de riesgo volcánico se realiza en Fernández et al. (1993a), donde aparece de forma clara que las redes geodésicas usadas en medida de deformaciones son útiles en el caso de intrusiones someras, profundidad menor o igual a 4 km, o de radio muy grande (ver Figuras 1 y 2), siendo necesario disponer de estaciones geodinámicas en la isla. El uso de estaciones geodinámicas, con clinómetros de larga base, extensómetros y gravímetros permitiría, en base a los resultados teóricos, detectar intrusiones de casi cualquier tamaño desde la discontinuidad cortezamanto bajo la isla (aprox. 11.5 km). Sería ideal disponer de dos estaciones situadas en ambos extremos de la isla. El lugar más idóneo para la instalación de la segunda estación, complementaria a la situada desde 1987 en el norte de la isla, sería, por su actividad reciente y las facilidades existentes, el Parque Nacional de Timanfaya, donde en Febrero de 1993 se ha instalado ya un gravímetro en registro continuo (Fernández et al., 1993b). La observación en Estaciones Geodinámicas permitirá detectar las intrusiones, pero difícilmente permitirá resolver el problema inverso, es decir situar la intrusión y determinar sus propiedades (radio, masa y presión). Para esto último será necesario disponer de una red geodésica de observación GPS y una red gravimétrica que cubran toda la isla, realizándose reobservaciones periódicas en las mismas. La frecuencia de reobservación vendrá dada por la existencia o no de actividad, y de su magnitud en caso de existir.

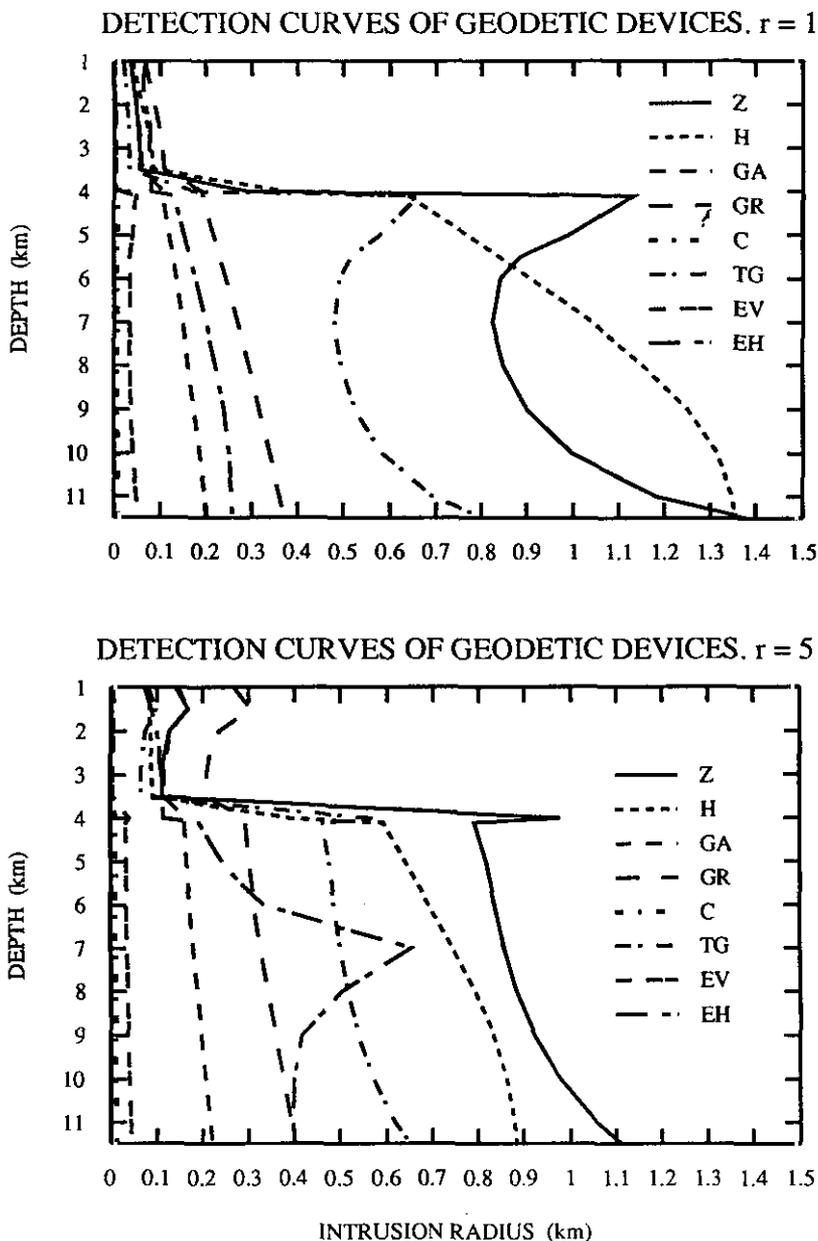


Figura 1. Curvas de detección para las diferentes técnicas e instrumentos geodésicos y valores de distancia radial en superficie a la intrusión de 1 y 5 km. Z, H representan métodos geodésicos útiles para medir deformación vertical y horizontal respectivamente; GA y GR gravímetros; C clinómetros, TG mareógrafos; EV y EH extensómetros verticales y horizontales. El área bajo las curvas representa estados de intrusión magmática (radio y profundidad) no detectable (Fernández et al., 1993a).

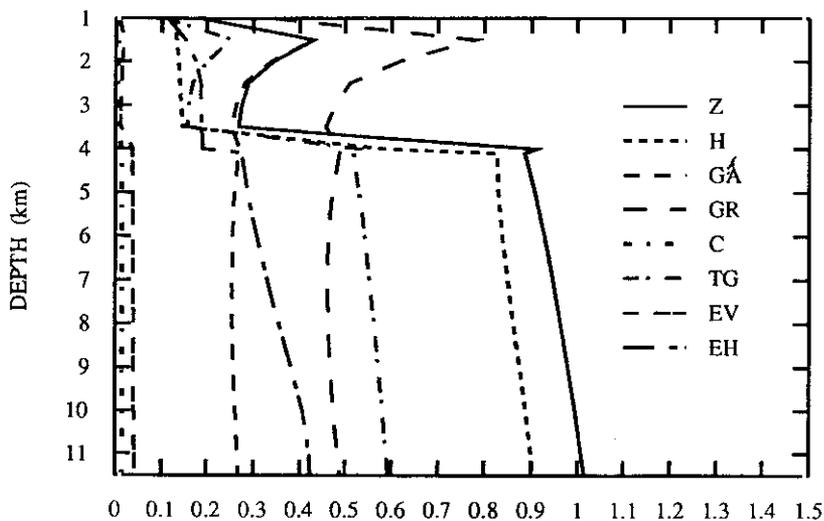
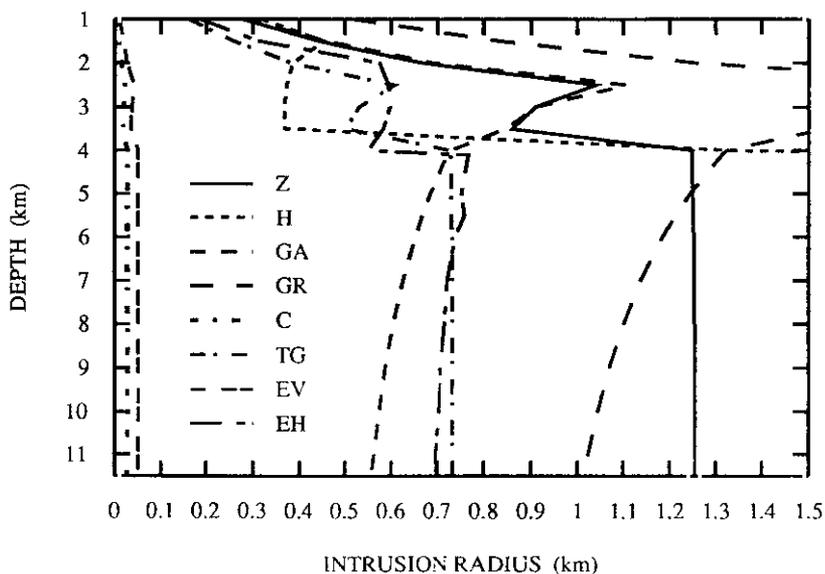
DETECTION CURVES OF GEODETIC DEVICES. $r = 10$ DETECTION CURVES OF GEODETIC DEVICES. $r = 30$ 

Figura 2. Curvas de detección para las diferentes técnicas e instrumentos geodésicos y valores de distancia radial en superficie a la intrusión de 10 y 30 km. Z, H representan métodos geodésicos útiles para medir deformación vertical y horizontal respectivamente; GA y GR gravímetros; C clinómetros, TG mareógrafos; EV y EH extensómetros verticales y horizontales. El área bajo las curvas representa estados de intrusión magmática (radio y profundidad) no detectable (Fernández et al., 1993a).

3. ESTACION GEODINAMICA DE LANZAROTE

Con el objetivo fundamental de contribuir a la vigilancia e investigación permanente de la dinámica actual de las islas que forman el Archipiélago Canario se decidió instalar una Estación Geodinámica en Canarias, entendiéndose por tal un centro de auscultación permanente en el que se fueran instalando sensores diversos que de forma complementaria pudieran facilitar información sobre el estado actual y la evolución temporal de los parámetros que definen la dinámica de la zona. Las diferentes razones explicadas anteriormente en el texto, la entusiasta colaboración del Cabildo Insular de Lanzarote, y las interesantísimas condiciones del túnel volcánico del volcán de La Corona, decidieron que Lanzarote fuese la isla donde se ubicara este centro de experimentación. Los objetivos científicos de esta estación podemos resumirlos en los siguientes puntos (Vieira et al., 1991b):

1. Investigar en aspectos de interés geodinámico y vigilancia de riesgo volcánico, considerando que la isla de Lanzarote es un lugar que puede ofrecernos información de gran interés, ya que aunque la isla registra una actividad moderada, esta puede alterarse en cualquier momento.

2. Investigaciones en mareas terrestre y oceánicas en los aspectos que en una isla de las características de Lanzarote tienen mayor interés: estudio de los efectos de origen oceánico, correlaciones marea terrestre-espesor de la corteza y marea-anomalías de flujo térmico, variaciones temporales y posibles modulaciones en los factores de amplitud y desfases de los armónicos de marea, validez o no de las Cartas de Schwiderski en la zona de las Islas Canarias, etc...

3. Investigación en instrumentación. El laboratorio es un lugar ideal para la instalación de todo tipo de instrumentos de medida de parámetros físicos para la comprobación y estudio de su comportamiento en una zona de actividad moderada, con vistas a su posterior aplicación en zonas de crisis.

En la Estación Geodinámica de Lanzarote (EGL) podemos distinguir cuatro módulos, tres de ellos situados en el interior del túnel volcánico:

A - El módulo principal localizado en el interior del túnel, en la zona denominada *Cueva de los Verdes*, situada aproximadamente a 1 km de la línea de costa y a unos 5 km del volcán de la Corona. En él están la mayor parte de los sensores instalados actualmente.

B - Un segundo módulo observacional situado en la parte del túnel donde se encuentra situado el centro turístico de *Jameos del Agua* del Cabildo Insular de Lanzarote, en el lago natural que se forma en la intersección del túnel con el océano, donde se observan las mareas con diferencias originadas por la forma, dimensión y conexión del tubo con el océano.

C - Un tercer módulo está localizado en la *Casa de los Volcanes*, centro turístico-cultural-científico del Cabildo. En él se encuentran los ordenadores conectados a los instrumentos instalados en los otros dos módulos. Existe comunicación telefónica, vía modem, entre estos ordenadores y los del IAG en Madrid.

D - El cuarto y último módulo está situado en el Parque Nacional de *Ti-manfaya*, en el suroeste de la isla, en el laboratorio de ICONA, justamente sobre una de las principales anomalías térmicas.

Los instrumentos instalados en la EGL, de forma permanente o temporal, son: tres clinómetros de larga base, dos péndulos horizontales y uno vertical, dos gravímetros LaCoste Romberg y un extensómetro en la Cueva de los Verdes; diversos mareógrafos en Jameos del Agua; un gravímetro en la Casa de los Volcanes; y un gravímetro en Timanfaya. Además se dispone de una serie de instrumentos que registran parámetros como son la humedad relativa, presión atmosférica y temperatura (ambiente, del agua y de la roca), necesarios para la corrección de las observaciones realizadas con los sensores anteriores y el estudio de las posibles correlaciones existentes.

4. PROCESO DE DATOS PARA LA DETECCIÓN DE PRECURSORES

Cuando existe una actividad volcánica de importancia, el problema de predicción inmediata parece generalmente resuelto, por ejemplo, en el famoso Observatorio Sacurajima (Kamo and Ishihara, 1989) se han observado anomalías muy rápidas y fuertes en las observaciones de marea que precedían directamente actividad volcánica.

La situación es diferente cuando existe una larga pausa, como es el caso de la Islas Canarias, donde se puede esperar una preparación del evento más tranquila y lenta. Por tanto, debemos poder detectar anomalías tanto importantes y rápidas como lentas y pequeñas en las observaciones de marea.

Normalmente se suelen separar las investigaciones en mareas de las investigaciones en otras deformaciones de la Tierra que están directamente relacionadas con fenómenos precursoros. Nuestro punto de vista es que ambos aspectos deben estudiarse en paralelo ya que están interrelacionados. La instrumentación y su instalación son idénticos, y en ambos casos hemos de investigar fenómenos muy delicados - mareas, ondas muy pequeñas, en el problema de deformación/predicción, anomalías muy pequeñas. En cualquier caso necesitamos observaciones realizadas de la forma más cuidadosa posible y con la máxima precisión. Otro aspecto en favor del uso de las observaciones de marea es que una buena determinación de la señal de marea puede ser de utilidad en la búsqueda de precursoros, por ejemplo usando el residuo obtenido al restar de la observación la marea modelada.

Siguiendo estas consideraciones, los programas de ordenador desarrollados están preparados para determinar:

- * Variaciones en las amplitudes y fases de marea.
- * Variaciones en el nivel de ruido/error (desviaciones estandar, errores medios cuadráticos).
- * Cambios en el comportamiento de la deriva.
- * Saltos o cambios repentinos en las curvas registradas.

En adición a esto, no está tampoco claro cual será la razón o la velocidad de variación. Para la determinación de una anomalía planteamos el esquema general reflejado en la Figura 3.

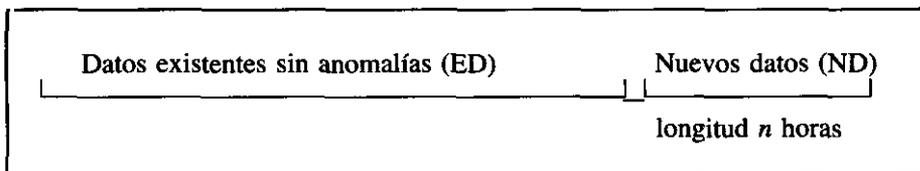


Figura 3

De una u otra forma, los datos existentes, ED, deben procesarse y compararse con una cierta cantidad de nuevos datos ND, digamos n horas. El objetivo es establecer si existe alguna variación anómala en los ND. Evidentemente, el número n dependerá de la magnitud y razón de la anomalía.

En función del orden de n podemos distinguir:

(SV) - Variaciones lentas, n es del orden de 720 (1 mes)

(DV) - Variaciones diarias, n es del orden de 48 (dos días)

(FV) - Variaciones rápidas (detectadas en tiempo real) n es una o unas pocas horas.

Las variaciones SV y DV se estudian dividiendo el registro en intervalos $Int(t)$ de igual longitud n . Esto puede hacerse siguiendo el esquema descrito en la Figura 4 o en la Figura 5. Los datos ND ocupan de forma total el último intervalo, es decir, la longitud n de ND es igual a la longitud de cada intervalo $Int(t)$.

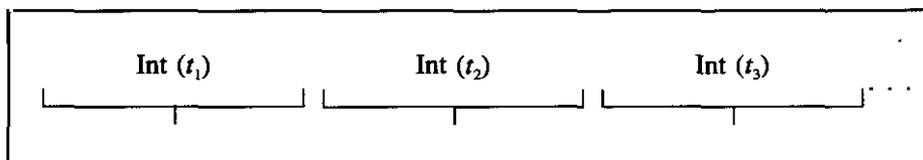


Figura 4. Intervalos de longitud n sin solapamiento.

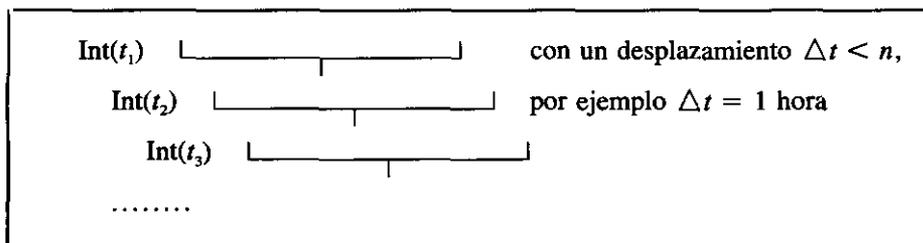


Figura 5. Intervalos de longitud n con solapamiento.

Para el estudio de variaciones FV usaremos el esquema descrito en la Figura 6. En él todos los datos ED se procesan. Cuando una nueva ordenada, Y_n se registra, es comparada con los datos ED. Se usan los datos ED para predecir una ordenada Y_p que es comparada con Y_n , obteniéndose un valor diferencia $\Delta = Y_n - Y_p$.

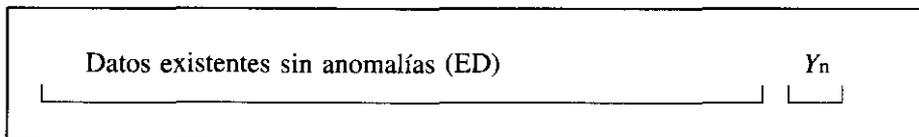


Figura 6. Estudio de variaciones rápida, ND es una única ordenada Y_n .

Si consideramos la clasificación anterior, parece ser que cubrimos todos los casos posibles. Los programas de ordenador desarrollados y aplicados por nosotros pueden detectar las siguientes anomalías o variaciones:

- (SV) Amplitudes y fases determinadas a través del análisis de $\text{Int}(t)$ de longitud n del orden de 720 horas y desplazamientos opcionales.
- (DV) Detectadas usando el filtrado de intervalos $\text{Int}(t)$ de longitud del orden de $n = 48$ horas.
- (D.1) Amplitudes y fases determinadas para cada $\text{Int}(t)$.
- (D.2) Deriva determinada a través del filtrado de $\text{Int}(n)$.
- (D.3) Ruido - errores medios cuadráticos determinados para $\text{Int}(n)$.
- (D.4) Ruido - residuos de valores filtrados para $\text{Int}(t)$.
- (FV.1) A través del análisis de todos los datos existentes se estiman los parámetros de marea. Entonces se calcula Y_p como señal de marea predicha. En este caso $\Delta = Y_n - Y_p$ estima la deriva+salto en Y_n .
- (FV.2) Y_p se predice como suma de marea+deriva usando todos los datos existentes, entonces Δ estima un salto en Y_n .
- (FV.3) Y_p se obtiene usando un filtro de predicción aplicado en un intervalo de varios días de longitud prediciendo el valor de Y_n . Nuevamente Δ estima un salto en Y_n .

Las variaciones de amplitud y fase se establecen aplicando un procedimiento de normalización simple (Toro et al., 1992). Esto hace posible usar datos sin calibración absoluta aunque son necesarias calibraciones relativas. Esto permite también la determinación de los parámetros de marea con intervalos de tiempo muy cortos.

5. CONCLUSIONES

En las investigaciones en vigilancia de riesgo volcánico en la zona de Canarias realizadas por el IAG y el MNCCNN se está desarrollando un metodología, cuyo primer paso es la aplicación de un modelo de deformación a la zona activa, o de posible actividad, considerada. Esto permite estudiar, a la vista de los resultados,

cuales son las técnicas e instrumentos geodésicos a utilizar en la vigilancia de actividad volcánica y posible predicción de riesgo.

El modelo teórico considerado (Rundle, 1980, 1982; Fernández y Rundle 1993), más realista que los tradicionalmente usados, que no suelen considerar ni la estratificación ni la existencia de gravedad, ha sido aplicado a la isla de Lanzarote (Fernández, 1992; Fernández et al., 1993a) dando como resultados más resaltables la necesidad de disponer de dos estaciones geodinámicas en puntos extremos de la isla, donde deben instalarse clinómetros de larga base; así como de disponer de redes geodésicas globales que permitan la resolución del problema inverso en caso de actividad.

Basándonos en los métodos y programas de análisis utilizados en mareas terrestres (Venedikov, 1966, 1984) se ha desarrollado programas de tratamiento de datos que permiten detectar tanto las grandes, como las pequeñas perturbaciones en las señales registradas, esperables en una zona de actividad moderada como Canarias. Estos programas de tratamiento de datos son la primera etapa para el proceso totalmente automático en tiempo real. Para ello se usarán los datos registrados en los sistemas de adquisición de datos conectados con los ordenadores.

En el aspecto observacional, se dispone actualmente de un gravímetro LaCoste Romberg, con método de cero, tres clinómetros de larga base (Water Tubes) (de 15, 10 y 40 m) y un extensómetro horizontal de 40 m en la Cueva de los Verdes y de un gravímetro LaCoste Romberg en Timanfaya. Se planea instalar otro clinómetro de larga base en Timanfaya, así como diseñar las redes geodésicas GPS y gravimétrica en la Isla.

AGRADECIMIENTOS

La investigación descrita se ha desarrollado en el marco de los proyectos PB91-0150 (CAICYT) y JOUG-004 (ES) JR, (Programa JOULE de la CEE). A. P. Venedikov es Profesor dentro del Programa de Sabáticos Complutense.

REFERENCIAS

- ARAÑA, V. (1991): *Canarian volcanism. Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 4, 13-24.
- ARAÑA, V., DíEZ-GIL, J.L.; OORTIZ, R.; YUGUERO, J. (1984): *Convection of geothermal fluids in the Timanfaya volcanic area (Lanzarote, Canary Islands)*. *Bull. Volcanol.* 47: 668-677.
- BANDA, E.; DAÑOBEITIA, J.J.; SURIÑACH, E. and ANSORGE, J. (1981): *Features of crustal structure under the Canary Islands*. *Earth Planet. Sc. Let.*, 55, 11-24.
- DíEZ-GIL, J. L. (1992a): *La Isla de Lanzarote*. En «Elementos de Volcanología». DíEZ-GIL, J.L. ed. Publicaciones del Excmo Cabildo Lanzarote, 241-250.
- DíEZ-GIL, J.L. (1992b): *Las anomalías térmicas superficiales de las Montañas del Fuego*. En «Elementos de Volcanología». DíEZ-GIL, J.L. ed.: Publicaciones del Excmo Cabildo Lanzarote, 251-260.

- DÍEZ-GIL, J.L.; ARAÑA, V.; ORTIZ, R.; and YUGUERO, J. (1987): Stationary convection model for heat transport by means of geothermal fluids in post-eruptive systems. *Geothermics* 15, 77-87.
- FERNÁNDEZ, J. (1992): Técnicas geodésicas y geodinámicas aplicadas a la investigación del riesgo volcánico en la isla de Lanzarote. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 149 pp.
- FERNÁNDEZ, J.; RUNDLE, J.B. (1993): Gravity Changes and deformation due to a magmatic intrusion in a multilayered crustal model. *J. Geophys. Res.* (En prensa).
- FERNÁNDEZ, J.; ARNOSO, J.; and VIEIRA, J. (1993a): Investigación en riesgo volcánico en Lanzarote. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid.* (En prensa).
- FERNÁNDEZ, J.; VIEIRA, R.; and DÍEZ, J.L. (1993b): On deformation model for volcano monitoring design in Lanzarote (Canary Islands). (Enviado a *J. Volcanol. Geoth. Res.*)
- GARCÍA, A. (1985): Modelos corticales a partir de sondeos magnetotéluricos. Aplicación a zonas volcánicas activas. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 193 pp.
- KAMO, K.; and ISHIHARA, K. (1989): A preliminary experiment on automated judgment of the stages of eruptive activity using tiltmeter records at Sakurajima, Japan. *IAVCEI Proceed. Volcanology*, 1, J.H.Latter (Ed.), *Volcanic Hazards*, Springer Verlag Berlin Heidelberg, 585-598.
- LOVE, A.E.H. (1911): *Some Problems in Geodynamics*. Cambridge University Press. New York.
- RUNDLE, J.B. (1980): Static Elastic-Gravitational Deformation of a Layered Half Space by Point Couple Sources. *J. Geophys. Res.*, 85, 5355-5363.
- RUNDLE, J.B. (1982): Deformation, Gravity, and Potential Changes Due to Volcanic Loading of the Crust. *J. Geophys. Res.*, 87, 10729-10744.
- TORO, C. DE; VENEDIKOV, A.P. and VIEIRA, R. (1993): On the study of the variations of the sensitivity of the tidal records. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres*. 116, 8546-8556.
- VENEDIKOV, A.P. (1966): Une méthode d'analyse des Marées terrestres à partir d'enregistrements de longueur arbitraires. *Acad. Royal Belg., Bull. Cl. Sci., T. LIII, fasc. 3, Bruxelles*, 463-485.
- VENEDIKOV, A.P. (1984): Analyse des enregistrements de marées terrestres. *Bulletin d'Information des Marées Terrestres*, 92, 1078-6120.
- VIEIRA, R.; FERNÁNDEZ, J.; TORO, C.; and CAMACHO, A.G. (1991a): Structural and oceanic effects in the gravimetric tides observation in Lanzarote. *Proc. XIth Int. Symp. Earth Tides. Helsinki, 1989. E. Schweizerbart'scheverlagsbuchhandlung*, 217-230.
- VIEIRA, R.; VAN RUYMBEKE, M.; FERNÁNDEZ, J.; ARNOSO, J. and TORO, C. (1991b): The Lanzarote underground laboratory. *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 4, 71-86.