

Hernández, P.A. (2013). La erupción volcánica de El Hierro: la importancia de vigilar los volcanes. En Afonso-Carrillo, J. (Ed.), *El Hierro: el nacimiento de un volcán*, pp. 133-176. Actas VIII Semana Científica Telesforo Bravo. Instituto de Estudios Hispánicos de Canarias. Puerto de la Cruz. 179 pp. ISBN 978-84-616-5651-6

5. La erupción volcánica de El Hierro: la importancia de vigilar los volcanes

Pedro A. Hernández

*Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN),
Antiguo Hotel Taoro, Parque Taoro 22, 38400 Puerto de la Cruz,
Tenerife, islas Canarias*

Desde 1997 el grupo volcanológico del ITER, ahora formando parte del Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), ha estado apostando por un enfoque multidisciplinar para la vigilancia volcánica de Canarias, que debe implicar el uso conjunto de técnicas geofísicas, geoquímicas y geodésicas. Desde el punto de vista científico, la reciente crisis sismo-volcánica de El Hierro ha supuesto una gran oportunidad para avanzar en el conocimiento sobre procesos de reactivación magmática y eruptivos en islas volcánicas oceánicas. También ha permitido demostrar, una vez más, la importancia de los gases volcánicos como herramienta para vigilar los volcanes, fuerza motriz de las erupciones volcánicas. Aunque todavía algunos volcanólogos postulan que prestar atención a los gases en la vigilancia volcánica de islas oceánicas como Canarias carece de importancia, los datos del INVOLCAN indican todo lo contrario.

A raíz del comienzo de la actividad sísmica anómala en julio de 2011, el INVOLCAN mejoró el programa de vigilancia volcánica en la isla de El Hierro incrementando en número de estaciones geoquímicas y geodésicas así como materializando un programa geoquímico de vigilancia volcánica en modo discreto mediante campañas de medida de gases en el ambiente superficial de la isla, muestreo y análisis de aguas en pozos y galerías, y seguimiento termográfico de la superficie del mar sobre el foco eruptivo al sur de La Restinga. Una de los objetivos prioritarios de este programa de vigilancia volcánica ha sido el seguimiento de la evolución temporal de la tasa de emisión de dióxido de carbono por el

edificio insular de la isla de El Hierro así como el seguimiento en modo continuo de la emisión difusa de dióxido de carbono y el gas radón. Así mismo se ha prestado interés especial a la medida y seguimiento de la emisión difusa del gas helio por la isla.

Los resultados obtenidos del programa geoquímico que el INVOLCAN ha materializado en El Hierro durante la reciente crisis volcánica (Julio 2011-Abril 2012) han mostrado la gran utilidad de los gases volcánicos en vigilancia volcánica. Tanto en el modo continuo como en el modo discreto, se han observado claras señales precursoras de cambios y pulsos en la energía del sistema volcánico y su relación con la dinámica eruptiva. Estos resultados han sido publicados recientemente en revistas científicas internacionales de prestigio validando el trabajo realizado por el INVOLCAN.

Introducción

Canarias es la única región del territorio español donde existe volcanismo activo, habiéndose registrado diecinueve erupciones volcánicas durante los últimos quinientos años (Romero, 1991a y 2000). La actividad volcánica histórica de Canarias se ha caracterizado principalmente por erupciones de tipo efusivo y por la formación de coladas de lavas y conos de cinder como consecuencia de la acumulación de piroclastos de caída. Los efectos ocasionados por algunas de las erupciones históricas de Canarias han llegado a repercutir intensamente en el desarrollo económico regional del área afectada y, por ende, sobre la comunidad insular. La última erupción volcánica en Canarias ha tenido lugar en la isla de El Hierro entre octubre de 2011 y marzo de 2012, con la erupción submarina ocurrida a 2 km al sur de la costa de La Restinga. Esta erupción volcánica ha sido la primera en la historia reciente de Canarias en ser monitorizada instrumentalmente y científicamente.

Desde 1997 el grupo volcanológico del ITER (Instituto Tecnológico de Energías Renovables), ahora formando parte del Instituto Volcanológico de Canarias (INVOLCAN), ha estado apostando por la materialización de un enfoque multidisciplinar para la vigilancia volcánica de Canarias, que debe implicar el uso conjunto de técnicas geofísicas, geoquímicas y geodésicas. Esta apuesta es una de las acciones que recomienda la comunidad científica y política internacional a través de la IAVCEI (International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior) y la UNESCO. En el caso concreto de El Hierro, desde el año 2003 el ITER-INVOLCAN ha hecho un esfuerzo en mejorar la vigilancia volcánica tanto desde el punto de vista de la geoquímica de gases como de la geodesia, tarea que se ha visto incrementada a raíz de la reciente crisis sismo-volcánica.

El programa geoquímico del INVOLCAN para la vigilancia volcánica en Canarias cuenta con un seguimiento y medida en modo continuo de parámetros de interés para la vigilancia a través de (i) una red geoquímica instrumental permanente impulsada en el año 1999 y compuesta por estaciones geoquímicas del ITER y de la Universidad de La Laguna (ULL). Esta red geoquímica está constituida por veinte estaciones: siete en Tenerife; cuatro en La Palma; ocho en El Hierro (Fig. 1) y una en Lanzarote y (ii) una red geodésica instrumental permanente impulsada en el año 2002 y compuesta por estaciones GPS del ITER, Gobierno de Canarias y la Universidad de Nagoya (Japón) (Sagiya *et al.*, 2012). Esta red geodésica está constituida por treinta y tres estaciones: once en Tenerife; tres en La Palma; siete en El Hierro (Fig. 1), una en La Gomera, cuatro en Gran Canaria, cuatro en Fuerteventura y tres en Lanzarote.

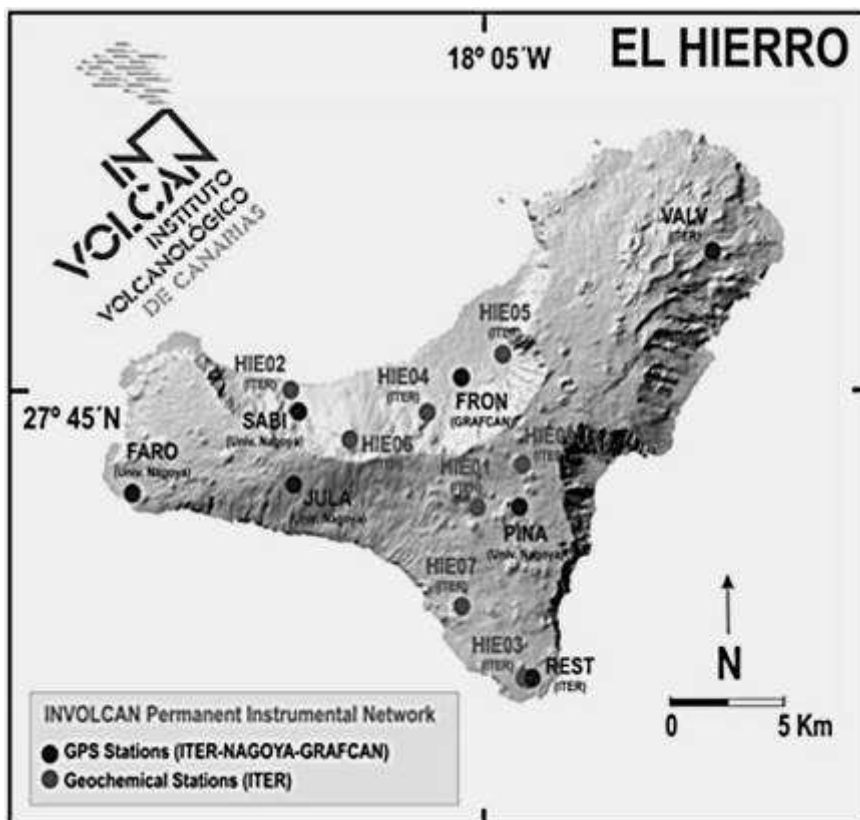


Fig. 1. Red instrumental geoquímica y geodésica permanente del INVOLCAN para la vigilancia volcánica en la isla de El Hierro.

Este programa cuenta también con un apartado sobre el seguimiento y medida en modo discreto de parámetros geoquímicos y geofísicos (temperatura principalmente) de interés para la vigilancia volcánica. Esta parte del programa sólo se ejecuta en las islas que han experimentado erupciones históricas en Canarias y/o que presentan indicadores de una actividad volcánica muy reciente: La Palma, El Hierro, Lanzarote y Tenerife.

En este artículo se mostrarán los resultados obtenidos tanto por la red geoquímica instrumental permanente instalada en la isla de El Hierro como por las campañas de campo en modo discreto realizadas en la isla entre julio de 2011 y abril de 2012. Estos resultados han evidenciado una clara y estrecha relación entre los cambios ocurridos en la actividad sismo-volcánica y en la emisión de gases volcánicos, habiendo sido claves para entender mejor el proceso volcánico que ha tenido y sigue teniendo lugar en la isla.

¿Por qué es importante el seguimiento y medida de los gases volcánicos?

Los volcanes se construyen y crecen por la acumulación de materiales alrededor de una fuente de emisión, ya sean materiales fragmentados conocidos como piroclastos, o bien lavas. Las explosiones volcánicas resultan del aumento súbito de volumen de los gases que se separan de los magmas cuando éstos ascienden a través de los conductos de un sistema volcánico y las erupciones volcánicas explosivas son gobernadas principalmente por los gases disueltos en el magma y la forma en que estos gases son separados del magma (exsolución) y liberados desde la cámara o reservorio magmático. Existe una amplia variedad de gases volcánicos contenidos en los magmas, y entre los más abundantes encontramos el vapor de agua (H₂O), el dióxido de carbono (CO₂) y el dióxido de azufre (SO₂). La medida y estudio de los gases volcánicos es muy importante ya que son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas (si no hubiera gas disuelto en el magma no habrían erupciones) y nos permite entender la dinámica del ciclo eruptivo (pre-, eruptivo y post-) ya sea con métodos directos o métodos indirectos.

Las emisiones gaseosas en los volcanes ocurren de forma visible a través de los cráteres activos y hervideros (fumarolas, plumas volcánicas) y de forma no visible, a través de los suelos que forman los cráteres y los flancos del volcán (Fig. 2).

Durante los últimos veinte años, diversos estudios han puesto de manifiesto que la magnitud de las emanaciones no visibles puede ser del mismo orden o incluso superar a la de las emanaciones visibles (Allard *et al.*, 1991; Chiodini *et al.*, 1996, 1998, 2001, 2007; Chiodini & Frondini,

2001; Brombach *et al.*, 2001; Frondini *et al.*, 2004; Granieri *et al.*, 2006; Fridriksson *et al.*, 2006, Mori *et al.*, 2001; Pérez *et al.*, 2004, 2011; Rogie *et al.*, 2000, 2001; Salazar *et al.*, 2001; Hernández *et al.*, 1998, 2001a,b,c, 2003, 2006). Estas emanaciones no visibles se denominan emanaciones “difusas”, debido a que tienen lugar a través de grandes extensiones de la superficie y no son perceptibles a simple vista, produciendo concentraciones anómalas de ciertos gases en los suelos del volcán.

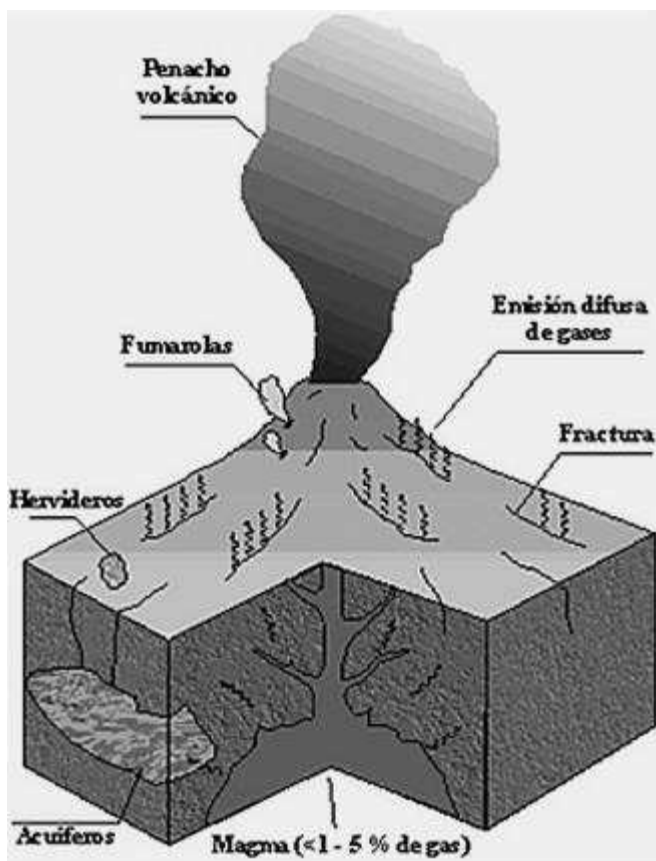


Fig. 2. Tipos de manifestaciones de gases presentes en un volcán.

En los últimos veinte años se ha demostrado que la desgasificación difusa a través del suelo de los flancos de un volcán es sensible a cambios en su actividad, y proporciona una herramienta muy útil y relativamente segura en las tareas de vigilancia volcánica (Hernández *et al.*, 2001b, 2012a, 2012b; Carapezza *et al.*, 2004; Cartagena *et al.*, 2004; Galindo *et al.*, 2004; Granieri *et al.*, 2006; Lopez *et al.*, 2004; Marrero *et al.*, 2008; Melián

et al., 2004, 2008, 2006, 2012; Mori *et al.*, 2002; Notsu *et al.*, 2005, 2006; Pérez *et al.*, 2004, 2012, 2013; Padrón *et al.*, 2012a, 2012b, 2008, 2013; Rogie *et al.*, 2001; Salazar *et al.*, 2004; Shimoike *et al.*, 2002). Los estudios de desgasificación difusa se han centrado principalmente en el CO₂ debido a que, después del vapor de agua, es la segunda especie gaseosa mayoritaria en los gases volcánicos y se caracteriza por su baja solubilidad en fundidos silicatados (Stolper & Holloway, 1988). El CO₂ en los gases volcánicos se considera una especie conservativa: cualquier variación en las proporciones relativas de otras especies respecto al CO₂ puede reflejar la aparición de procesos que están teniendo lugar en el sistema volcánico. Sin embargo, los estudios de desgasificación difusa de CO₂ presentan ciertos inconvenientes: en su camino de ascenso hacia la superficie, el CO₂ puede quedar retenido en los acuíferos presentes en la zona de interés, enmascarando así la verdadera magnitud de la desgasificación volcánica. Además, las emisiones difusas del CO₂ volcánico en superficie pueden presentar contaminaciones importantes de CO₂ procedente del aire y de los procesos biológicos que tienen lugar en el ambiente superficial de los volcanes (descomposición de materia orgánica, respiración de las raíces de las plantas, ...).

Recientemente, los estudios de geoquímica de gases volcánicos están prestando atención especial al gas Helio (He) ya que se considera un indicador geoquímico casi ideal (Pogorski & Quirt, 1981) por ser químicamente inerte, físicamente estable, muy poco soluble en agua en condiciones ambientales y prácticamente no absorbible. La presencia de anomalías de He en superficie está relacionada principalmente con la migración de fluidos de origen profundo controlada por las características tectónicas de la zona. En los estudios sobre los gases que forman la atmósfera del suelo, generalmente el contenido en gas helio se presenta como la diferencia con el contenido de helio en la atmósfera, 5230 ± 10 ppb (Holland & Emerson, 1990; Gluekauf, 1946). Los enriquecimientos de helio en la atmósfera del suelo asociados a la presencia de fallas o reservorios de hidrocarburos, sistemas hidrotermales o cámaras magmáticas, pueden ser del orden de los miles de ppb. Las concentraciones de gas helio en la atmósfera superficial del suelo proporcionan información sobre la localización y características de la fuente de gas y de la fracturación de la corteza terrestre (Jones & Drozd, 1983; Butt & Gole, 1985; Roberts & Roen, 1985; Reimer, 1990; Klusman, 1993; Lombardi *et al.*, 1993; D'Alessandro & Parello, 1997; Padrón *et al.*, 2003; Hernández *et al.*, 2004).

El manto terrestre se encuentra enriquecido en el isótopo ³He primordial, el cual está todavía emanando desde el interior de la Tierra hacia la superficie. Una de las principales ventanas de desgasificación de los gases mantélicos son los volcanes, los cuales son una importante fuente de ³He a la atmósfera. La relación ³He/⁴He en muestras naturales es muy variable, y oscila en un rango entre 10⁻⁹ y 10⁻⁴ aproximadamente (Polak *et al.*, 1975;

Ozima & Podoseck, 2002). Los valores más bajos de esta relación isotópica se deben a la producción radiogénica de ^4He , mientras que los mayores valores son debidos a la emisión mantélica. En medio de ambos extremos se encuentra al valor para el aire: $1,39 \times 10^{-6}$, según Farley & Neroda (1998). Estas amplias variaciones han convertido a la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ en un excelente indicador de la contribución mantélica en muchos ambientes geológicos (Polak *et al.*, 1975; Craig & Lupton, 1981; Sano *et al.*, 1984; Allard, 1992; Hilton *et al.*, 1993; Ozima & Podoseck, 2002).

Las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ de los fluidos terrestres pueden ser explicadas en términos de mezcla de tres principales orígenes o reservorios: (a) la atmósfera, con un valor de $1,39 \times 10^{-6}$; (b) radiogénico o cortical, con un valor aproximado de 10^{-8} ; y (c) el manto, con una relación aproximada de 10^{-5} . De forma más estricta, este último reservorio puede dividirse en tres tipos: (c₁) MORB (Mid-ocean Ridge Basalts) correspondientes a un manto poco profundo y más desgasificado, con valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ alrededor de 1.1×10^{-5} (Ozima & Zashu, 1983; Ozima & Podosek, 2002); (c₂) pluma, procedentes del manto inferior, menos desgasificado que el anterior, con valores superiores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ que puede superar 5×10^{-5} (Kaneoka & Takao-ka, 1980; Kurtz *et al.*, 1982); y (c₃) subducción, con valores inferiores a los anteriores (alrededor de 8×10^{-6}) debido a un aporte de ^4He radiogénico procedente de los sedimentos oceánicos (Nagao *et al.*, 1981; Torgensen *et al.*, 1982).

Pérez *et al.* (1994), estudiaron las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ en las descargas volcánico-hidrotermales de las islas Canarias, encontrando una muy buena relación entre los valores de esta relación isotópica y las edades de las islas, con los máximos valores medidos en las islas de La Palma y El Hierro. Este resultado indica que El Hierro y La Palma presentan en la actualidad una mejor conexión con la anomalía del manto terrestre responsable del vulcanismo canario, y por esta razón han sido seleccionadas como objetos del presente proyecto de investigación. La figura 3 muestra la correlación existente entre las edades de las islas y la emisión de ^3He .

Finalmente, entre los gases volcánicos sulfurosos, las emisiones de dióxido de azufre (SO_2) y de sulfuro de hidrógeno (H_2S) son las principales fuentes de azufre a la atmósfera (Bates *et al.*, 1992; Berner & Berner, 1996). El producto de azufre dominante liberado a la superficie terrestre es controlado por una compleja combinación de condiciones ambientales tanto en el interior como en el exterior del volcán. Estas condiciones incluyen la presión y la temperatura, el tipo de roca encajante, y las reacciones químicas que se producen entre las sustancias que contienen azufre. Durante los últimos treinta años, los flujos volcánicos de SO_2 se han medido usando el CORrelation SPEctrometer (COSPEC) y TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer). Estos detectores de luz ultravioleta (UV) han tenido un impacto enorme en el desarrollo de la vulcanología moderna,

permitiendo la valoración del flujo total global de volátiles de origen volcánico a la atmósfera (Allard *et al.*, 1994; Barrancos *et al.*, 2008; Hoff & Millan, 1981; Fischer *et al.*, 1994, 2002; Galle, 2003; Kazahaya *et al.*, 2004; Olmos *et al.*, 2007; Stoiber *et al.*, 1986; Taran *et al.*, 2002; Williams *et al.*, 1990). Recientemente se está utilizando un nuevo tipo de detector, el mini-DOAS, que representa una metodología analítica basada en la espectroscopía diferencial para determinar las emisiones de SO₂ en volcanes (Galle, 2003; Johansson *et al.*, 2009).

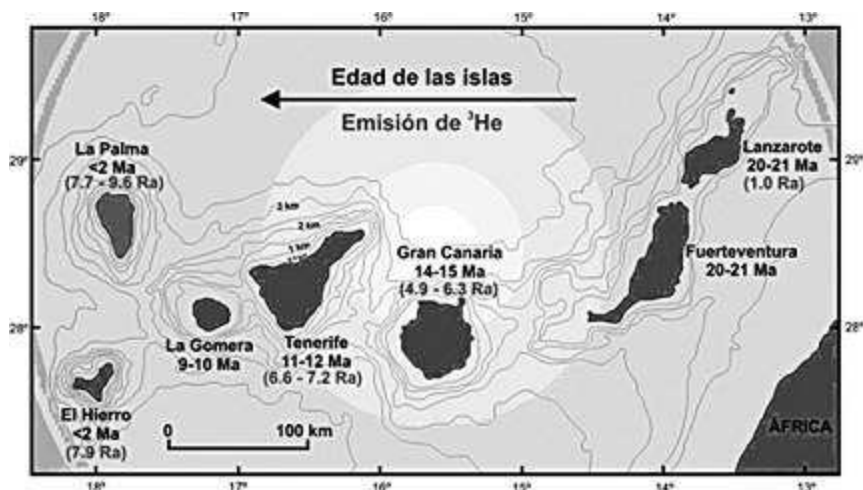


Fig. 3. Edades máximas medidas en el volcanismo emergido de las Islas Canarias y emisión de ³He, según Pérez *et al.*, 1994, siendo Ra = 1,39 x 10⁻⁶ la relación ³He/⁴He en el aire (Farley & Neroda, 1998). La isla de La Palma, donde se encuentra el volcán Cumbre Vieja muestra el mayor valor de esta relación isotópica medido en Canarias (Pérez *et al.*, 1994; Hilton *et al.*, 2000).

Principales características geológicas e hidrogeológicas de la isla de El Hierro

El Hierro es la isla más pequeña y suroccidental del archipiélago canario, con una superficie de 278 km². Representa la cima de un volcán en escudo elevándose desde el fondo del mar a una profundidad de 4000 m hasta un máximo de 1501 m sobre el nivel del mar. El Avance del Plan Hidrológico (1990) supuso un paso decisivo, tanto en el conocimiento de la geología de la isla como de sus características hidrogeológicas. Un resumen de este trabajo se publicó en 1995 bajo el título *El Agua en El Hierro* (Navarro & Soler, 1995). En él se describe la formación de la isla, la evolución del crecimiento insular, el deslizamiento de El Golfo y sus

consecuencias. Estudios posteriores han corroborado el trabajo y las conclusiones de los autores.

La principal característica volcánico-tectónica de la isla es la presencia de tres dorsales volcánicas principales (*rifts*) (Fig. 4). Desde el punto de vista geológico, la isla de El Hierro es la más joven del archipiélago canario, con rocas subaéreas datadas en 1,12 Ma (Guillou *et al.*, 1996).

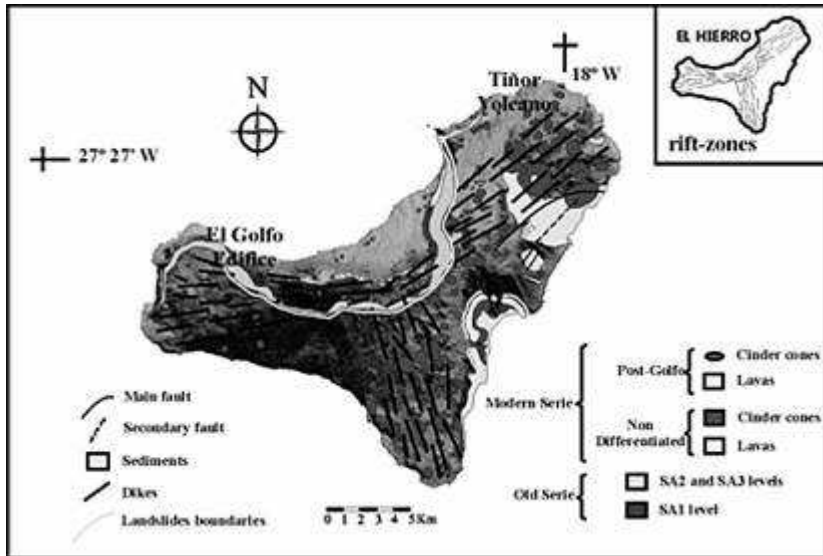


Fig. 4. Mapa volcano-estructural simplificado de la isla de EL Hierro (modificado de Navarro & Soler, 1995)

La datación radiométrica y estratigrafía magnética ha permitido una reconstrucción precisa de la evolución volcánica de la parte emergida de El Hierro (Guillou *et al.*, 1996; Carracedo *et al.*, 2001; Blanco-Montenegro *et al.*, 2008). Esta evolución puede resumirse en tres fases volcánicas principales: (i) el volcán Tiñor, (ii) el edificio El Golfo y (iii) el volcanismo tipo *rift* (Fig. 4). El volcán Tiñor, aflora en el flanco noreste de la isla, y corresponde a la primera etapa de crecimiento subaérea de El Hierro, entre 1,12 y 0,88 Ma. Posteriormente, entre 545 y 176 miles de años (ka) se desarrolla un nuevo edificio volcánico conocido como El Golfo, tras el derrumbe del edificio Tiñor que ocurrió alrededor de 882 ka, llenando el flanco NO formado por el colapso del volcán Tiñor. El edificio volcánico de El Golfo formó la mayor parte del grueso de la isla de El Hierro. El vulcanismo fisural aparece durante la última etapa de crecimiento de la isla, con la actividad simultánea de las tres dorsales volcánicas o *rifts* (Blanco-Montenegro *et al.*, 2008).

La actividad volcánica reciente en la isla de El Hierro ha tenido lugar preferentemente a lo largo de direcciones radiales, centrándose principalmente en las tres dorsales volcánicas con direcciones NE, S y SO respecto a la depresión de El Golfo. Antes de la erupción submarina ocurrida en 2011-2012 y durante los últimos 500 años (periodo histórico), Hernández Pacheco *et al.*, (1982), reportaron una sola erupción volcánica en 1793 en el oeste de la isla. La ocurrencia de esta erupción volcánica está actualmente cuestionada y se la asocia al edificio volcánico de Lomo Negro. Stroncik *et al.*, (2009) realizaron un estudio petrológico y termobarométrico de basanitas emitidas durante erupciones de conos volcánicos jóvenes situados a lo largo de los sectores submarinos de las tres dorsales volcánicas para reconstruir el sistema de alimentación y almacenamiento de magma debajo de la isla. Llegaron a la conclusión de que el magma parece almacenarse en pequeños cuerpos magmáticos intermitentes, pudiendo ser una característica común de las islas oceánicas alimentadas por penachos o plumas mantélicas con flujos relativamente bajos, resultando en una única fuente de magma limitada y periódica.

Respecto al sistema hidrológico de la isla de El Hierro, está caracterizado por la existencia de acuíferos costeros altamente explotados por la población y los usos agrícolas establecidos cerca del mar. Esto presenta una diferencia importante con respecto a otros tipos de acuíferos volcánicos. Las principales fuentes de aguas subterráneas corresponden a los depósitos basales a lo largo de la costa, que son muy escasos (Caldas & García, 1973). Las aguas basales se encuentran un poco contaminadas por el agua de mar, aunque el ión bicarbonato se encuentra en altas concentraciones sobre todo en la región occidental. En el caso de El Golfo de Frontera (Fig. 4), se encuentran formaciones geológicas más recientes y con mayor permeabilidad que favorecen la vulnerabilidad de la interfase agua dulce-agua de mar (Santamarta, 2006).

En El Hierro, las precipitaciones varían mucho dependiendo de la altitud, con un promedio anual estimado para toda la isla de 390 mm, y con una evapotranspiración que representa alrededor del 78% de la precipitación anual. En 1985, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1985) llevó a cabo un estudio hidrológico en la isla consistente en el análisis de 32 muestras de aguas subterráneas. Encontraron que la conductividad está estrechamente relacionada con la posición topográfica del lugar de extracción, con zonas montañosas caracterizadas por valores mínimos (150 $\mu\text{s/cm}$), y aguas ligeramente mineralizadas. Por el contrario, en zonas cerca de la costa, las aguas subterráneas superan los 1000 $\mu\text{s/cm}$, siendo en algunos casos altamente mineralizadas. Normalmente, la temperatura de las aguas subterráneas es menor en el centro de la isla y aumenta hacia la costa para llegar a los 19-23 °C, dependiendo de la temperatura media de la superficie. Sin embargo, en el extremo occidental

de la isla, se observa una anomalía térmica significativa, con el agua subterránea alcanzando hasta los 30 °C. Esta zona también se caracteriza por un alto contenido en bicarbonatos.

De acuerdo con el Plan Hidrológico Insular de El Hierro (PHIEH, 2002), el uso de las aguas subterráneas en la isla consiste en un total de 93 puntos de captación de aguas subterráneas, que incluyen pozos y galerías (49), pozos de control (30) y fuentes naturales (14). La figura 5 muestra la ubicación de los manantiales, así como los pozos y galerías productivas en la actualidad. Según el PHIEH, El Hierro consta de tres cuerpos principales de agua subterránea:

(I) Acuífero del Valle de El Golfo: A pesar de la homogeneidad geológica y la tasa de infiltración, en el Valle de El Golfo se pueden distinguir dos sectores con características químicas muy diferentes, sector Este con agua subterránea de buena calidad, y el Oeste, con aguas subterráneas con alto contenido de carbonatos y procesos de infiltración. Estas diferencias se deben a la infiltración de agua de alta calidad proveniente de la meseta de Nisdafe a través de la base de la pared oriental del Valle de El Golfo, la única zona en la que, por la orientación de los diques y las grietas abiertas, el valle está conectado con el resto de la isla (Fig. 5). Sin embargo, en el lado occidental del Valle de El Golfo, el agua procedente de las precipitaciones se infiltra en un sector con fuertes emisiones de CO₂ (vulcanismo en la cabecera del Valle de El Golfo), generando un aumento en el contenido de bicarbonatos.

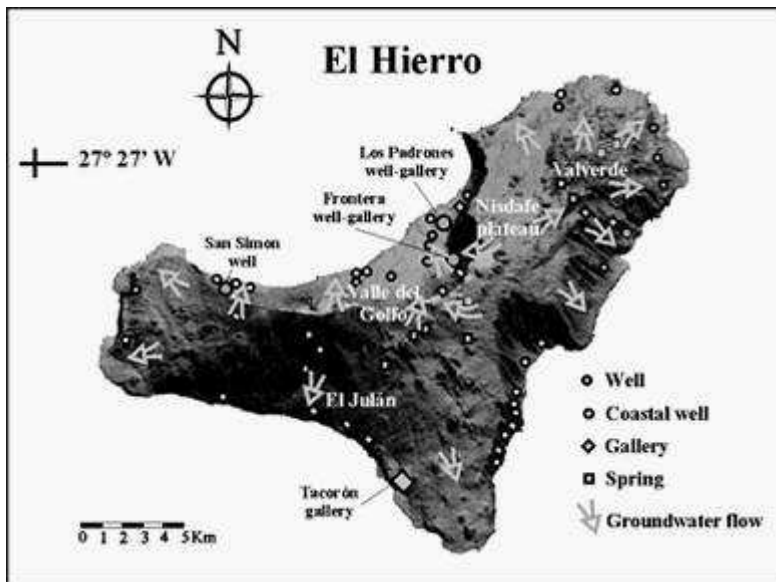


Fig. 5. Principales cuerpos de agua subterránea en la isla de El Hierro.

(II) Acuífero Valverde-Sector Occidental: El sector oeste es la zona de máxima infiltración, descargando agua subterránea en el Valle de El Golfo y siguiendo el camino marcado por los diques y fisuras a lo largo de la dorsal volcánica y cruzando el basamento sin descarga de CO₂ (Fig. 5). Este hecho hace que el agua subterránea en este sector esté casi libre de bicarbonatos. Sin embargo, la descarga de aguas subterráneas hacia el NE cruza una zona afectada por la emisión de CO₂ de origen profundo.

(III) Acuífero Julan-Sector Sur: Este área de recarga es la más pequeña, con una dirección de descarga hacia el sur. El contenido inicial de bicarbonatos aumenta al cruzar la zona de actividad volcánica más reciente, empeorando la calidad del agua. Por otro lado, la alta permeabilidad de la zona favorece la intrusión de agua de mar en las zonas de captación del agua a lo largo de la costa.

Cronología de la erupción submarina de 2011-2012

Desde los comienzos de esta crisis sismo-volcánica, el equipo científico del INVOLCAN ha redoblado sus esfuerzos en materia de vigilancia volcánica desplegando sobre el terreno una ingente cantidad de instrumentación y realizando numerosas campañas científicas de seguimiento y medida de parámetros de interés para la vigilancia volcánica que no se pueden obtener a través de redes instrumentales permanentes, así como toda la sabiduría adquirida por este grupo durante los últimos 15 años en los más de 20 países en los que ha prestado sus servicios, allá donde hay un volcán activo. Esta ingente cantidad de trabajo ha podido materializarse gracias al proyecto MAKAVOL “Fortalecimiento de las capacidades de I+D+i+d para contribuir a la reducción del Riesgo Volcánico en la Macaronesia (MAC/3/C161)” que está siendo cofinanciado por el programa de cooperación transnacional de la Unión Europea Madeira-Canarias-Azores (MAC 2007-2013) y a la colaboración de los Cabildos Insulares de Tenerife y El Hierro y la Universidad de La Laguna. El concienzudo estudio de la composición química e isotópica de los gases volcánicos, la fuerza motriz de las erupciones, a través del muestreo en miles de puntos a lo largo de estos meses, el seguimiento en modo continuo de la emisión difusa de gases y la observación precisa de las deformaciones del terreno gracias a la colaboración del Dr. Takeshi Sagiya, de la Universidad de Nagoya, Japón, llevó al equipo científico del INVOLCAN a la conclusión de que un proceso de reactivación magmática estaba en curso, y que éste podría culminar con una erupción volcánica.

Después de más de doscientos años de reposo, a finales de julio de 2011, las dos estaciones sísmicas desplegadas por el Instituto Geográfico Nacional (IGN) desde el inicio de la década de 1990, registraron un

incremento significativo en el número de terremotos de baja magnitud ($M < 2,5$), estando estos principalmente localizados al norte de la isla y a una profundidad entre 8 y 15 km, indicando el inicio de una actividad sismo-volcánica inusual en El Hierro. El catálogo de terremotos del IGN durante el período julio 2011-marzo 2012 incluye más de 12.000 eventos (Fig. 6), el mayor de magnitud 4,6 ocurrido el 11 de noviembre de 2011.

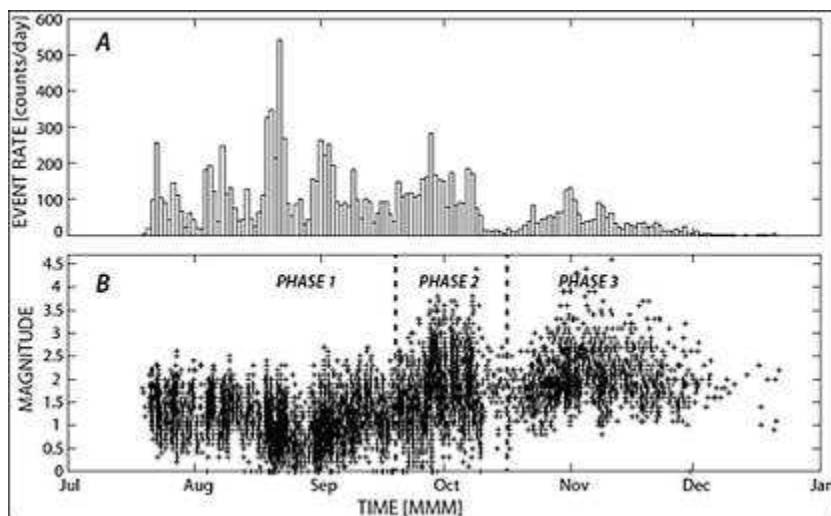


Fig. 6. (A) Número de terremotos diarios entre julio de 2011 y enero de 2012. (B) Distribución temporal de las magnitudes sísmicas entre julio de 2011 y enero de 2012. FASE 1, 2 y 3 están marcadas por líneas verticales gruesas y discontinuas (modificado de Ibañez *et al.*, 2012; Fuente original de los datos IGN).

Después de casi tres meses de intensa actividad sísmica, el 10 de octubre de 2011 a las 05:15 (UTC), el carácter dominante de la sismicidad cambió de terremotos discretos a tremor continuo, confirmándose el 12 de octubre de 2011 el comienzo de la erupción submarina por la aparición de una “mancha” en la superficie del mar a unos 2 km al sur de la pequeña localidad pesquera de La Restinga.

Algunos autores (De la Nuez Pestana, 2012; López *et al.*, 2012; Martí *et al.*, 2013) han publicado que la fecha del comienzo de la erupción fue el 10 de octubre debido a que es cuando comienza el tremor, confundiendo la existencia de tremor volcánico con el comienzo de una erupción. El tremor volcánico es una señal sísmica que puede durar horas e incluso días y que está relacionada con el movimiento de fluidos (magma, gases) dentro del volcán. El ascenso del magma desde varios kilómetros de profundidad hacia la superficie puede tardar horas o incluso días, produciendo este tipo de señal sísmica. En el caso de la erupción de El Hierro, el tremor volcánico

comenzó a registrarse el 10 de octubre, y muy probablemente el ascenso asísmico (no se registraron apenas sismos volcano-tectónicos) del magma tuvo lugar entre este día y el 12 de octubre, día en el que aparece la primera evidencia de la erupción submarina. Este fenómeno se ha observado en muchos volcanes del planeta, en especial el volcán Etna en Sicilia, Italia.

Jesús Ibañez (Ibañez *et al.*, 2012), realizaron un estudio de investigación en colaboración con científicos del ITER, y de las universidades de Alaska Fairbanks, Granada y Almería, de la sismicidad, centrado en el análisis y la evolución del parámetro b , que es la pendiente de la ecuación formulada por Richter en 1958 y que relaciona la frecuencia con la magnitud de los terremotos. En zonas de actividad tectónica, el valor de b es casi siempre cercano a 1,0; sin embargo, en áreas volcánicas, los valores de b son mayores, llegando incluso a 2,5. En este trabajo científico, publicado por la revista *Geophysical Journal International*, se ha agrupado la secuencia sísmica registrada durante la crisis sismo-volcánica de El Hierro en tres fases distintas, las cuales corresponden a clusters geográficos bien separados y de distintos regímenes sísmicos (Fig. 6). El valor medio estimado del parámetro b durante toda la serie sísmica ha sido de $1,18 \pm 0,03$, con una magnitud sísmica de 1,3 para todo el catálogo entre julio de 2011 y enero de 2012. Este estudio destaca las grandes diferencias encontradas en el parámetro b durante las fases inicial y final de la erupción submarina de El Hierro, así como que la actividad inicial pre-eruptiva estuvo caracterizada por valores de b cercanos a 2,25, mientras que en la fase tercera y final, este valor estuvo en torno a 1,25. El patrón temporal del valor b fue atípico y esencialmente inverso a lo que se esperaba y sugiere que durante la primera fase los terremotos reflejaron la migración del magma desde zonas del manto superior a profundidades cercanas a la corteza oceánica. El área donde el magma intruyó inicialmente en la corteza fue una zona de transición caracterizada por una alta fracturación, lo que favoreció que los valores iniciales del parámetro b fueran altos. Los terremotos de mayor magnitud registrados en la segunda fase parecen reflejar la relajación alrededor del reservorio de magma que alimentó la erupción, dando lugar por lo tanto a valores de b menores. Este estudio destaca que la casi ausencia de sismicidad superficial por encima de los 8 kilómetros días antes del comienzo de la erupción submarina el 12 de octubre de 2011 fue resultado del ascenso sísmico del magma por zonas de debilidad estructural. Sin embargo, las etapas posteriores de actividad volcánica se caracterizaron por una sismicidad más profunda y menor número de terremotos aunque de mayor magnitud. Esta fase parece haber representado la relajación de la roca encajante alrededor del reservorio magmático que alimentó la erupción.

Durante la erupción submarina, se produjo una amplia zona caracterizada por la decoloración del agua de mar (Fig. 7), con una gama de

colores desde el verde claro al marrón oscuro. Esta decoloración se debió a la intensa descarga de fluidos hidrotermales de alta temperatura, así como de gases magmáticos y fragmentos de lava humeante.



Fig. 7. Foto aérea de la zona de la erupción submarina al sur de La Restinga tomada desde un helicóptero de la Guardia Civil.

Desde el comienzo de este espectáculo natural, y durante los cinco meses que duró la erupción submarina, el personal científico del INVOLCAN, con la inestimable y profusa ayuda de la Unidad de Helicópteros de la Guardia Civil de la Zona de Canarias, ha sido los ojos a través de los que miles de personas en todo el planeta han podido seguir, de manera actualizada, el transcurrir del fenómeno. Fotografías que nos muestran un océano en ocasiones hirviente, en ocasiones trufado de vivos colores y formas circulares.

Respecto a la red geodésica permanente instalada en El Hierro (no se tratará en este artículo), registró entre agosto y finales de septiembre de 2011 una inflación significativa del terreno debajo de la isla de El Hierro, zona que concuerda con la ubicación de los epicentros de la sismicidad en el mismo período. Antes del comienzo de la erupción submarina el 12 de octubre, se registraron también señales geoquímicas precursoras de la erupción como respuesta a los cambios de esfuerzo/deformación ocurridos tanto a través de la red geoquímica instrumental permanente como de las campañas geoquímicas realizadas en modo discreto.

Metodología

El trabajo que en materia de vigilancia volcánica lleva realizando en la isla de El Hierro la División de Medio Ambiente del ITER (ahora formando parte del INVOLCAN) podemos clasificarlo en dos grupos: *Modo discreto* (mediante la realización de campañas de campo con centenares de medidas en toda la isla), y *Modo continuo* (mediante la instalación, puesta en funcionamiento y operación de estaciones automáticas geoquímicas).

Modo discreto

Desde 1998, el Grupo Vulcanológico del ITER ha monitorizado la emisión difusa de CO₂ de la isla de El Hierro. Debido a la inexistencia de emanaciones visibles de gas en el ambiente superficial de la isla, los estudios de desgasificación difusa se han convertido en la herramienta geoquímica más útil para vigilar la actividad volcánica en El Hierro.

El método utilizado para la medida del flujo difuso de CO₂ ha sido el de la “cámara de acumulación” (Parkinson, 1981). Para ello se seleccionaron unos 600 puntos de medida distribuidos lo más homogéneamente posible a lo largo del territorio insular. En cada campaña, los puntos de medida se localizan siempre con un GPS portátil ya que las coordenadas de los puntos son siempre las mismas. Las mediciones de flujo difuso de CO₂ se realizan in situ por medio de un sensor de infrarrojos no dispersivo (NDIR; analizador de CO₂ LICOR-800), con un rango de medición de 0 a 2000 ppm (Fig. 8). Las mediciones consisten en la colocación de la cámara de acumulación en el suelo, y obligar a hacer recircular el gas en un bucle cerrado entre la cámara y el analizador. En el ordenador de mano, se registra el aumento de la concentración de CO₂ en función del tiempo, lo que permite al operador calcular el flujo de difuso de CO₂ en cada punto de medida. Los resultados de flujo difuso de CO₂ de cada una de las campañas se utilizaron para construir los mapas de distribución espacial mediante una simulación secuencial Gaussiana (SGS) a través del programa sgsim (Cardellini *et al.*, 2003).

Así mismo, en cada punto de medida se midió la temperatura del suelo a 15 y 40 cm de profundidad por medio del termopar y se tomaron muestras de gas a 40 cm de profundidad (Fig. 9) para el posterior análisis de la composición química e isotópica.

En el período de verano de 2003, se realizó la primera campaña de emisión difusa de helio mediante el análisis del contenido de helio del gas de suelo en los 600 puntos de muestreo situados homogéneamente en toda la superficie de la isla. Desde el comienzo de la crisis sismo-volcánica entre 2011 y 2012, se han materializado otros catorce estudios de emisión de helio con la misma densidad de muestreo. Así mismo, se ha realizado un seguimiento regular de la relación isotópica ³He/⁴He en los gases disueltos

en el agua del pozo San Simón. La razón de este seguimiento es que el isótopo ^3He está considerado como el mejor trazador geoquímico de actividad magmática.



Fig. 8. Cayetano Guillén realizando medidas de flujo difuso de CO_2 mediante un equipo portátil.

Los datos isotópicos son siempre corregidos teniendo en cuenta la contribución atmosférica (Craig *et al.*, 1981) y fueron analizados en los laboratorios del Centro de Investigación Geoquímica de la Universidad de Tokio en Japón. El pozo San Simón, ubicado en el noroeste de la isla, ha demostrado ser un punto muy sensible debido a la interacción del CO_2 que emana de fuentes profundas del edificio volcánico. En cada punto de

muestreo, las muestras de gas del suelo se recogieron a 40 cm de profundidad utilizando una sonda de acero inoxidable, almacenado las muestras en recipientes previamente evacuados y analizando posteriormente la concentración de helio en un plazo de 24 horas por medio de un espectrómetro de masas cuadrupolar (QMS; modelo de Pfeiffer Omnistar 422). La precisión de la concentración de helio determinada por el instrumento se estima en ± 300 ppb. Los datos de concentración de helio del suelo se utilizan luego para estimar el flujo difusivo de helio en cada punto a través de la ley de Fick.



Fig. 9. Germán Padilla realizando la toma de muestras de gases en la atmósfera del suelo.

Modo continuo

Respecto al modo continuo, el 25 de septiembre de 2003 se instaló la primera estación automática de flujo difuso de CO_2 (HIE01) en los Llanos de Guillén (Fig. 10), donde se produce la intersección de los tres ejes volcánicos de la isla. Los estudios previos de flujo difuso de CO_2 indicaban que el lugar elegido para la instalación correspondía a una de las zonas con mayores valores de flujo difuso de CO_2 (Martínez-Zubieta, 2001; Padrón *et al.*, 2008b.) Una vez iniciada la crisis sismo-volcánica de 2011 y con el objetivo de reforzar la red de vigilancia que el INVOLCAN tenía desplegada en la isla, el 7 de octubre de 2011 se instaló una segunda estación geoquímica automática (HIE07) cerca de la ensenada de Tacorón, al sur la isla de El Hierro (Fig. 11), casi una semana antes del comienzo de la erupción submarina.



Fig. 10. Imagen de la estación geoquímica automática HIE01 en Llanos de Guillén.



Fig. 11. Imagen de la estación geoquímica automática HIE07 en Tacorón.

Ambas estaciones miden cada hora el flujo difuso de CO₂ y H₂S, así como las concentraciones de CO₂ y H₂S, contenido de agua del suelo y la temperatura atmosférica y parámetros ambientales como la velocidad y dirección del viento, temperatura del aire y la humedad, lluvia y la presión barométrica. Los parámetros meteorológicos se miden 1 m por encima del suelo y el contenido de agua del suelo y la temperatura del suelo se miden a 40 cm de profundidad, registrándose todos simultáneamente con las medidas de flujo de CO₂ y H₂S. Ambas medidas se realizan siguiendo el método de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981). Los flujos de CO₂ y H₂S en la HIE01 se midieron por medio de un LICOR Li-820 y un Dräger Polytron II, respectivamente. En el caso de la HIE07, los flujos de CO₂ y H₂S en la HIE01 se midieron por medio de un Dräger Polytron IRCO2 LPHASENSE y un sensor de H₂S-A1α, respectivamente. Todos los datos se almacenan en tarjetas de memoria SD y reenvían vía telemetría GSM a la sede del INVOLCAN.

Finalmente y con el objetivo de proporcionar un enfoque geoquímico multiparamétrico, en agosto de 2005 se instalaron dos estaciones geoquímicas, HIE02 en el pozo San Simón y HIE03 en La Restinga, para medir las actividades de ²²²Rn y ²²⁰Rn por medio de sensores de radón tipo SARAD RTM-2010-2 (Figs 12 y 13).

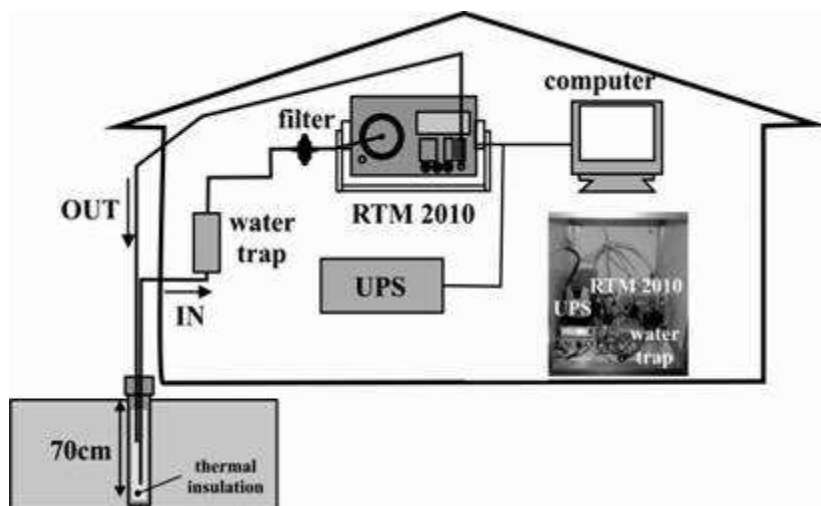


Fig. 12. Esquema de una estación geoquímica en modo continuo para la medida de las actividades de ²²²Rn y ²²⁰Rn en el suelo (modificado de Padilla *et al.*, 2013).

Siguiendo el esquema de la figura 12, el gas del suelo se recoge en una cámara cilíndrica de PVC de 75 cm de largo por 15 cm de diámetro, e

insertada a una profundidad de 75 cm en el suelo con sus paredes aisladas térmicamente para evitar la influencia de las fluctuaciones de temperatura del aire en las emisiones de radón del suelo. Se bombea gas de suelo (3 L/min) de forma continua a través de un tubo de poliamida al lugar donde se instala el sensor y después se envía de vuelta a la cámara cilíndrica de PVC. La trampa de agua se coloca antes que el sensor de radón para evitar la entrada de agua en el instrumento. La estación HIE02 (Fig. 13) y la HIE03 se encuentran a 18 y 2,2 km del foco de la erupción submarina. En ambas estaciones, el radón del suelo se mide sobre una base horaria.



Fig. 13. Imagen de la estación geoquímica automática HIE02 en el pozo San Simón.

Resultados e interpretación

En un ámbito global existen muchos sistemas volcánicos activos como el de la isla de El Hierro donde apenas existen o incluso no llegan a observarse manifestaciones de emanaciones de gases visibles al ojo humano (penachos, fumarolas, hervideros, etc); por lo tanto, los resultados de estos trabajos de investigación contribuyen a resaltar la importancia y la utilidad de los estudios de emisión difusa de gases volcánicos en los programas geoquímicos destinados al fortalecimiento de los trabajos de vigilancia volcánica.

Desde el comienzo de la actividad sísmica anómala en la isla de El Hierro en julio de 2011, el INVOLCAN se desplaza a El Hierro para reforzar las tareas de vigilancia volcánica haciendo énfasis en el modo

discreto. Se organizan varios grupos de trabajo de campo para materializar las tareas de toma de muestras de gases y medida del flujo difuso de CO₂ a lo largo de toda la geografía insular de la isla. Gracias a este esfuerzo de los miembros del INVOLCAN, se han podido obtener claras señales geoquímicas precursoras de los cambios energéticos del sistema, incluyendo el comienzo de la erupción. El INVOLCAN en todo momento mantuvo informado a la Dirección del Plan de Emergencia (PEVOLCA) comunicando vía interna todos los pronósticos relacionados con futuros cambios en la actividad. El programa de vigilancia que el INVOLCAN materializó en El Hierro ha demostrado la eficacia de vigilar desde un enfoque multidisciplinar los volcanes, haciendo especial énfasis a los gases, la fuerza motriz de las erupciones.

Algunos miembros de la comunidad científica española han cuestionado el trabajo que el equipo científico del ITER-INVOLCAN ha estado realizando en Canarias, llegando incluso a afirmar que *“Los gases apenas significan nada en este tipo de volcanismo. En la fase preeruptiva lo importante es la sismicidad y el abombamiento del terreno...”* (Carracedo, entrevista en *La Provincia*, 11.10.2011; [<http://comunidad.laprovincia.es/entrevista-chat/3235/Encuentro-digital/Juan-Carlos-Carracedo-/entrevista.html>]).

Según Carracedo, en zonas volcánicas como Canarias, prestar atención a los gases en la vigilancia volcánica carece de importancia. Sin embargo, el prestigioso volcanólogo Robert Tilling, a quien Carracedo siempre lo pone como su referente científico, afirma en el libro *“Eruptions of Hawaiian volcanoes—past, present, and future: U.S. Geological Survey”*, territorio volcánico con muchas similitudes al canario, que: *“The combination of seismic and ground-deformation monitoring has proved to be the most useful and reliable method in the short-term forecasting of Kilauea eruptions. However, some other techniques being developed or tested show promise and should increase future forecasting capabilities. These newer methods include the monitoring of changes in the composition and volume of volcanic gas emissions, such as sulfur dioxide, carbon dioxide, hydrogen, helium, and radon”*. Steve Sparks, expresidente de la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI), afirma en una publicación en 2003 (Sparks, 2003) que: *“Monitoring involves geophysical or geochemical techniques that detect magma movements and associated sub-surface interactions, and can record eruptive activity”*. Por lo tanto, resulta muy sorprendente que hoy en día algunos volcanólogos insistan en quitar importancia al uso de la geoquímica de gases como herramienta para la vigilancia volcánica en islas oceánicas.

Desde el comienzo de la actividad sísmica anómala en julio de 2011, se estuvieron realizando campañas de campo de forma continuada con objeto de tener una importación casi diaria de la tasa de emisión de CO₂. En la figura 14, se muestra la evolución temporal de la tasa de emisión difusa de

CO₂ y la energía sísmica liberada entre julio de 2011 y abril de 2012. Después de una tendencia descendente en la emisión difusa de CO₂, a partir del 29 de septiembre de 2011 comienza a registrarse un aumento brusco de la misma alcanzando su valor máximo entre el 10-11 de octubre del mismo año, uno o dos días antes del comienzo de la erupción submarina al sur de La Restinga, el 12 de octubre. Esta clara señal geoquímica precursora comenzó aproximadamente dos semanas antes del comienzo de la erupción, poniendo de manifiesto la importancia de vigilar los volcanes con métodos geoquímicos.

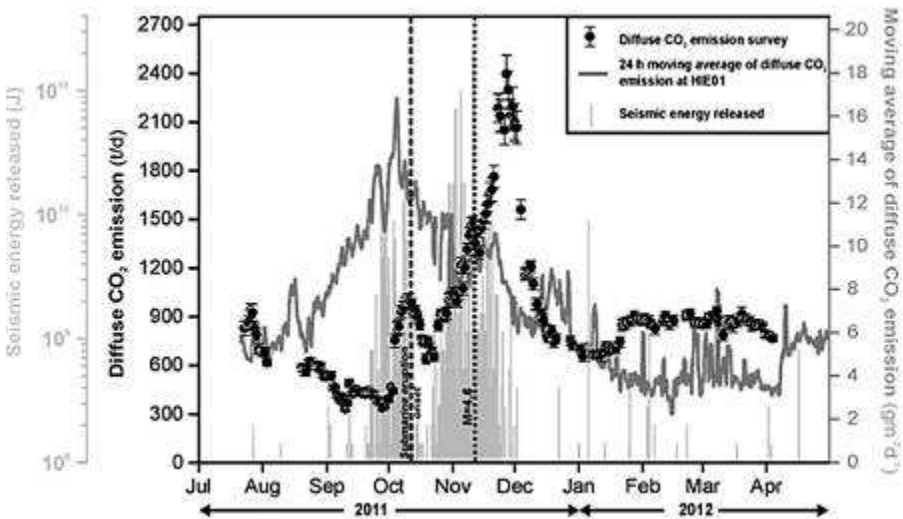


Fig. 14. Evolución temporal de la tasa de emisión difusa de CO₂ medida en la Isla de EL Hierro y evolución temporal de la emisión difusa de CO₂ medida en la estación geoquímica instrumental HIE01 entre julio de 2011 y abril de 2012 (fuente datos sísmicos del IGN).

Pasado el 11 de octubre, la tasa de emisión difusa de CO₂ vuelve a disminuir de forma continuada sin llegar nunca a valores previos al 29 de septiembre. El ascenso del magma, su descompresión en su viaje a la superficie y por consiguiente la exsolución de los gases disueltos en el magma (recordemos que el CO₂ después del H₂O es el principal componente gaseoso de los fundidos silicatados y se caracteriza por una baja solubilidad) son los procesos físicos que explican este aumento en la emisión difusa de CO₂. Cabe destacar que, aunque la mayoría de las medidas de flujo difuso de CO₂ se realizaron relativamente lejos del foco eruptivo, esta metodología geoquímica ha demostrado ser muy sensible a cambios de esfuerzos en el subsuelo de la isla.

Curiosamente, el IGN desplegó también un equipo técnico y humano para realizar medidas de flujo difuso de CO₂ en la isla de El Hierro. Su trabajo se limitó a cubrir áreas específicas de la isla, sin tener en cuenta la importancia de hacerlo en todo el territorio insular, más aún cuando el foco eruptivo ocurría fuera de la parte emergida de la isla. López *et al.* (2012) afirman que el IGN no fue capaz de encontrar una clara correlación entre la actividad volcánica pre-eruptiva y los datos gravimétricos y los geoquímicos, especialmente en lo que se refiere a datos hidrogeoquímicos. Si el IGN, organismo que tiene las competencias de vigilancia en este país encomendadas por un Real Decreto de reestructuración del Ministerio de Fomento del año 2004, hubiera actuado como un organismo integrador, las tareas de vigilancia volcánica durante la reciente crisis sismo-volcánica de El Hierro se podían haber realizado con más eficacia. La coordinación y el asesoramiento del IGN con el INVOLCAN (y otras instituciones y organismos públicos) hubieran sido decisivos debido a la larga y más que demostrada experiencia que en tareas de vigilancia volcánica mediante métodos geoquímicos tiene el grupo volcanológico del ITER (ahora formando parte del INVOLCAN).

Por otra parte, De la Nuez (2012), puso en duda la eficacia del trabajo que en geoquímica de gases ha realizado el INVOLCAN durante la crisis sismo-volcánica de El Hierro. Sin embargo, las afirmaciones (en cursiva) que realiza en su artículo pueden ser contundentemente refutadas:

1) *“El aumento significativo de la emisión difusa tiene lugar casi un mes después del inicio de la erupción, lo cual indica que este método no ha servido como señal precursora previa”*. Si nos fijamos en la figura 14, después del comienzo de la erupción submarina el 12 de octubre de 2011, se produce un descenso en la tasa de emisión difusa de CO₂ hasta aproximadamente el 19 del mismo mes, para seguidamente comenzar a incrementarse hasta llegar a los máximos valores de emisión de CO₂ durante todo este periodo, 2398 t/d el 27 de noviembre del mismo año. Este aumento espectacular en la tasa de emisión difusa de CO₂ no está relacionado con la erupción del 12 de octubre sino más bien con un aumento en la permeabilidad debido a la fracturación de la corteza producida por la intensa actividad sísmica ocurrida en noviembre. De hecho, el 11 de noviembre se registró el terremoto de mayor magnitud (M=4,6). Este aumento de permeabilidad se vio corroborado por un incremento en la componente cortical del gas helio como veremos más adelante. Ortiz *et al.* (2012) afirman que en noviembre de 2012 se produjo un segundo proceso eruptivo al norte de la isla de El Hierro, que resuelve algunos de los enigmas más importantes desde la ocurrencia del sismo de magnitud 4,6 (11 de noviembre de 2011). La desaparición repentina de la sismicidad en el norte de la isla se pudo deber a la apertura de una nueva boca eruptiva, proceso similar al que ocurrió con la sismicidad en el sur

después de la erupción en el Mar de Las Calmas. Por lo tanto, este pico en la emisión difusa de CO₂ puede ser además la evidencia geoquímica de este segundo proceso eruptivo al norte de la isla.

2) *“Del análisis del aumento de la señal de CO₂ se pueden realizar al menos dos deducciones; la primera de ellas es que el muestreo de principios de noviembre no parece similar ni equiparable a los muestreos anteriores, ya que el sistema de muestreo de CO₂ en suelos que se utiliza hace muy difícil que se puedan obtener centenares de muestras al día. La segunda deducción que se puede desprender del gráfico es que el máximo de CO₂ se obtiene cuando prácticamente no hay sismos, por lo que difícilmente se puede establecer una correlación entre la erupción-sismicidad y la emisión difusa de CO₂”.*

Igualmente De la Nuez (2012), pone de manifiesto su desconocimiento de cómo se realizan las campañas de medida de flujo difuso de CO₂. Con objeto de obtener un valor de la tasa de emisión difusa de CO₂ casi diario, cada día se computa la tasa de emisión con las 50-70 medidas que diariamente pueden hacerse en el campo. Con este sistema de rotación es posible estimar cada día la tasa de emisión de CO₂, y lógicamente no realizando 600 medidas diarias ya que logísticamente y humanamente es imposible. Respecto a la segunda deducción, ya fue explicada en el comentario anterior.

3) *“Para una explicación mas apropiada del aumento de la emisión difusa de CO₂ en noviembre, los datos de gases deberían contrastarse, además, con otros parámetros como presión atmosférica, temperatura o humedad del suelo, que podrían ayudar a explicar esas variaciones de CO₂ a lo largo del tiempo”.*

Variables meteorológicas como la presión atmosférica, o físicos del suelo como la temperatura y humedad no ejercen una influencia significativa en el flujo difuso de CO₂ como para explicar las variaciones que se observan en el flujo difuso de CO₂. En la figura 15 se representa la evolución temporal de la tasa de emisión difusa de CO₂ entre julio de 2011 y abril de 2012 en la isla de El Hierro y la presión barométrica registrada por la estación geoquímica automática HIE01. La presión barométrica (principal variable que afecta al flujo difuso de CO₂) no presenta variaciones significativas durante el periodo de estudio como para explicar un cambio en los valores de flujo en los 600 puntos de medida. Lo mismo ocurre con las otras variables como la humedad del suelo (variación de un 7% durante el periodo de estudio) y en la temperatura del suelo (variación entre 24 y 12 °C durante el periodo de estudio).

Finalmente, De la Nuez (2012) afirma en una de sus conclusiones: *“Por el contrario, el análisis de CO₂ difuso en suelos de toda la isla no ha mostrado resultados significativos en la predicción de la erupción, ni relación con la sismicidad, y requiere mas estudios para explicar la*

existencia del aumento de dicho gas justo cuando disminuye la sismicidad". Esta conclusión carece de fundamento científico. Si bien es cierto que cuando su artículo fue publicado los artículos del INVOLCAN no habían terminado el proceso de revisión y publicación, los trabajos de geoquímica de gases que el INVOLCAN ha realizado durante la crisis sismo-volcánica de El Hierro han servido para obtener las señales precursoras de la erupción y cambios de energía del sistema más claras, como así lo demuestran los informes internos enviados a la Dirección del Plan de Emergencias (PEVOLCA). Estas señales geoquímicas precursoras de cambios en la actividad volcánica, además se han obtenido tanto en el modo discreto (campañas de flujo difuso de CO₂ y He) como en modo continuo (series temporales de flujo difuso de CO₂ y H₂S así como de las actividades del gas radón y torón) y han sido publicadas en revistas científicas internacionales de prestigio (Pérez *et al.*, 2012, Padrón *et al.*, 2013, Padilla *et al.*, 2013), prueba inequívoca del trabajo científico de vigilancia volcánica bien hecho.

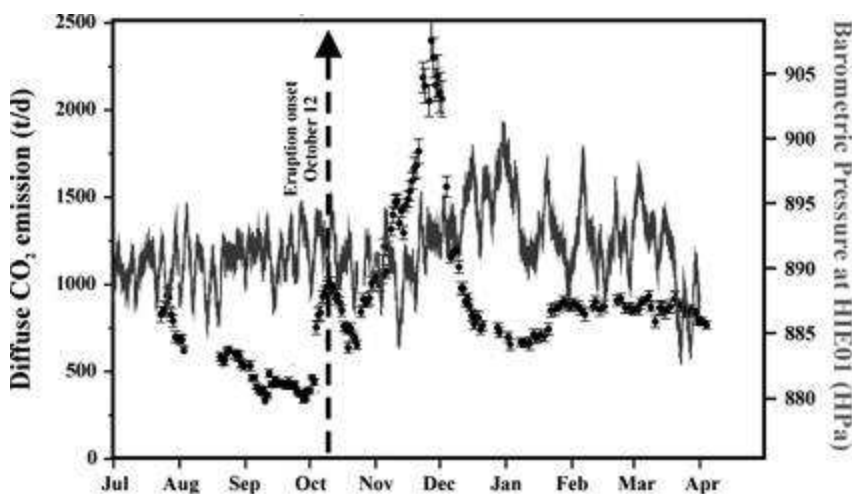


Fig. 15. Evolución temporal de la tasa de emisión difusa de CO₂ entre julio de 2011 y abril de 2012 en la isla de El Hierro y presión barométrica registrada por la estación geoquímica automática HIE01.

A diferencia del CO₂, el segundo componente mayoritario de los gases volcánicos y el más estudiado en los procesos de desgasificación difusa en sistemas volcánicos activos, las propiedades geoquímicas del helio presentan las ventajas de una menor interacción con las rocas circundantes y acuíferos en su movimiento hacia la superficie como consecuencia de su carácter noble o inerte y la baja solubilidad del helio en las aguas subterráneas.

El trabajo de investigación que el INVOLCAN ha materializado durante la crisis sismo-volcánica de El Hierro representa el primer estudio intenso y extenso de emisión difusa de helio realizado en un sistema volcánico activo insular que ha sido escenario de una erupción volcánica en su flanco submarino relativamente cerca de su costa. Los resultados de este trabajo científico, publicado en la revista científica *Geology* muestran el comportamiento geoquímico de la emisión difusa de helio por el sistema volcánico insular de El Hierro durante la reciente reactivación magmática, y más concretamente en relación a la erupción submarina ocurrida al sur de La Restinga (Padrón *et al.*, 2013).

Antes de la erupción submarina, se registró un incremento muy significativo de la emisión difusa de helio en el sistema volcánico insular de El Hierro que pasó de 11 ± 1 a 30 ± 2 kilogramos diarios (Fig. 16), así como cambios muy significativos en la fracción magmática de estas emanaciones. Para mediados de septiembre de 2011, unas cuatro semanas antes del inicio de la erupción submarina al sur de La Restinga, la emisión difusa de helio había ya experimentado un importante incremento, alcanzando los 24 ± 1 kilogramos diarios, así como en la firma isotópica del helio disuelto en las

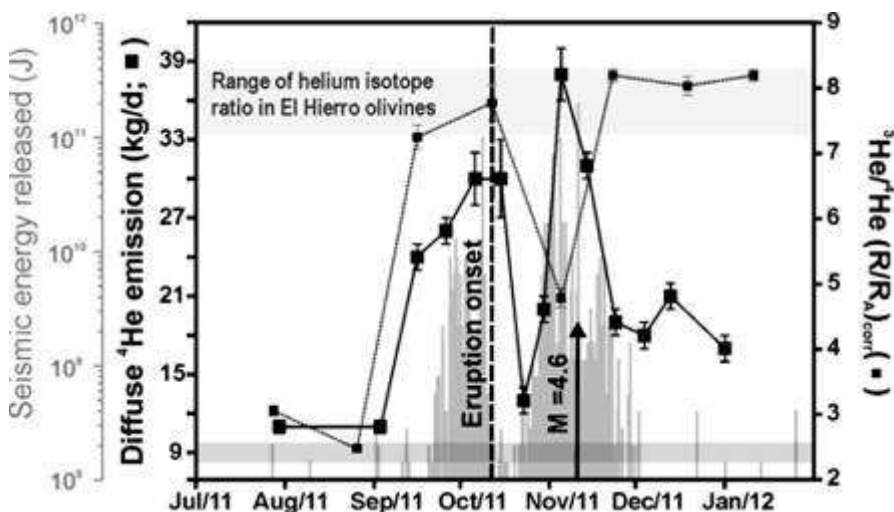


Fig. 16. Evolución temporal de la energía sísmica liberada (gris claro), emisión difusa de helio en toda la isla (cuadrados grandes) y la relación isotópica $^3\text{He}/^4\text{He}$ corregida en las aguas subterráneas del pozo San Simon (cuadrados pequeños). R_A indica la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ atmosférica. Los errores en los valores de emisión difusiva de helio son 1 sigma de 50 realizaciones equiprobables por SGS. La banda gris en la parte superior representa el rango de las relaciones $^3\text{He}/^4\text{He}$ medidas en fenocristales de olivino en lavas de El Hierro (Day & Hilton, 2011), 07.02 a 08.02 R_A (modificado de Padrón *et al.*, 2013).

aguas subterráneas de El Hierro que pasaron de valores $2,48 \pm 0,07$ Ra a $7,3 \pm 0,2$ Ra (Ra = relación isotópica del helio en al aire atmosférico). Estas observaciones son consistentes con una importante presión de gases volcánicos-magmáticos en el subsuelo y su posterior fuga a través de la superficie de la isla previamente al proceso eruptivo.

Las altas presiones de los gases volcánicos en el magma rodeado por una corteza menos deformada y fracturada podría ser responsable de la alta tasa de emisión de helio-magmático durante el primer segmento de la actividad que culminó con la erupción submarina, mientras que el segundo segmento, y debido a una extensa deformación de la corteza y por consiguiente una mayor fracturación, se produjo una disminución de la presión del gas en el magma y por consiguiente un aporte mucho menor de helio de origen magmático, tal y como se observa en la figura 17.

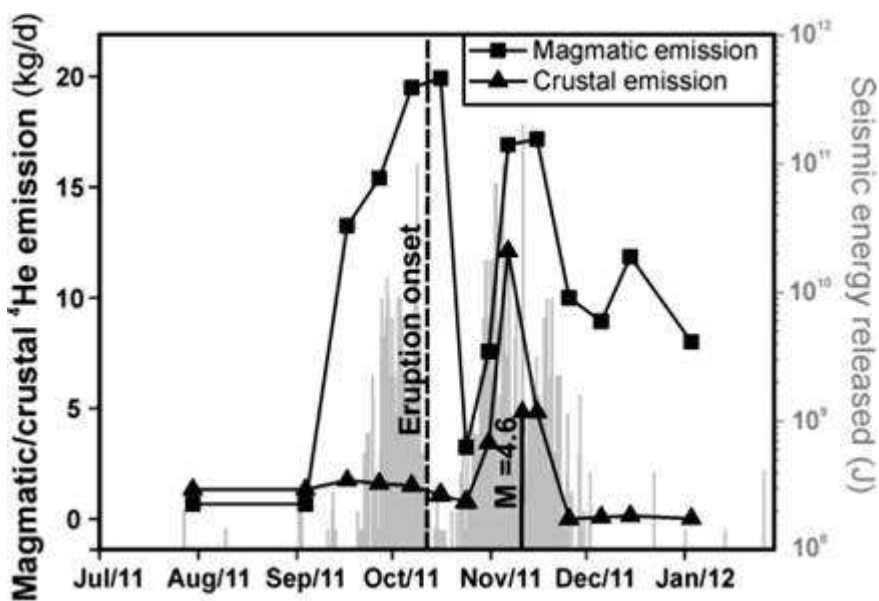


Fig. 17. Evolución temporal de las emisiones de helio magmáticas (cuadrados) y corticales (triángulos) entre julio de 2011 y febrero de 2012 y la energía sísmica liberada (barras de color gris claro, fuente IGN) (modificado de Padrón *et al.*, 2013).

La red permanente de estaciones geoquímicas que el ITER ya operaba en El Hierro logró detectar cambios significativos en la emisión difusa de CO₂ en la estación HIE01 antes de la ocurrencia de varios eventos sísmicos durante el año 2004. Estos cambios significativos en la emisión difusa de CO₂ se produjeron trece y nueve días antes la ocurrencia de dos eventos sísmicos de magnitud 2,3 y 1,7 el 23 de marzo y 15 de abril,

respectivamente, alcanzando un valor máximo de 51,1 y 46,2 $\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$, respectivamente, cinco y ocho días antes de los dos eventos sísmicos (Fig. 18).

La estación HIE01 fue trasladada posteriormente a otra localización cercana a la original (unos 400m) debido a problemas de conectividad. La red geoquímica instrumental fue ampliada más adelante a raíz de la crisis sismo-volcánica que comenzó en julio de 2011. Respecto al seguimiento en modo continuo del flujo difuso de CO_2 y H_2S en las estaciones HIE01 y HIE07, durante el período de reactivación volcánica, los valores de flujo difuso de CO_2 registrados en HIE01 oscilaron entre valores no detectables y $18,9 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, con un promedio de $8,0 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Desde el comienzo del periodo de observación al 10 de agosto de 2012, la serie temporal de flujo difuso de CO_2 se caracteriza por una baja variabilidad de los valores de flujo de CO_2 que muestran un valor medio de $5,6 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Del 10 al 17 de agosto, se observa un fuerte aumento en el flujo difuso de CO_2 , alcanzando un valor de $11 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Este pico en el flujo difuso de CO_2 se observó un día antes de la que se produjera la actividad sísmica más intensa en cuanto a número de eventos sísmicos durante el período de estudio, con 1863 eventos sísmicos entre el 18 de agosto y 23 de agosto de 2011.

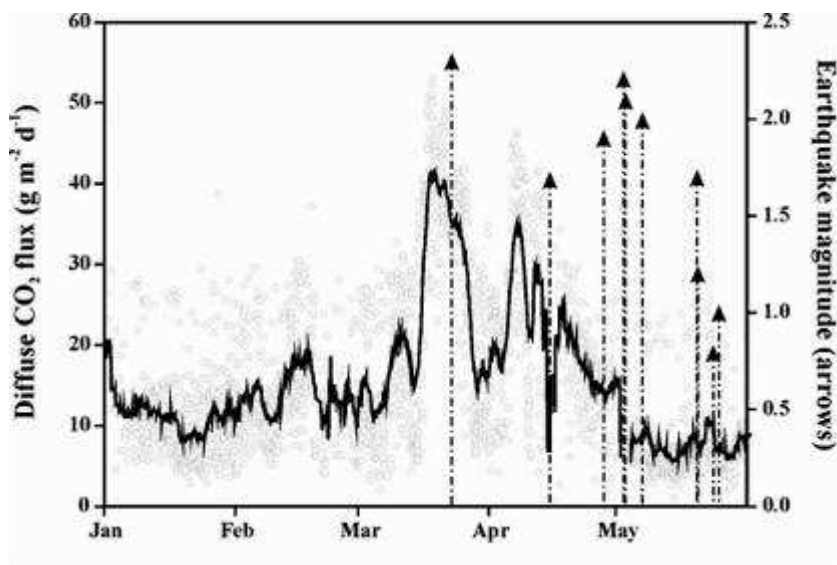


Fig. 18. Evolución temporal del flujo difuso de CO_2 en la estación geoquímica automática HIE01 entre enero y mayo de 2004 y sismos registrados durante este periodo (modificado Padrón *et al.*, 2007).

Más tarde, del 23 de agosto al 5 de octubre se observa un aumento continuo en la serie temporal flujo difuso de CO_2 , alcanzando el máximo

valor medido durante este estudio, $18,9 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. El pico se produce una semana antes del inicio de la erupción submarina al sur de la isla de El Hierro. Respecto a la estación HIE07, se observa un fuerte aumento en la emisión difusa de H_2S entre la instalación el 7 de octubre de 2011 y el comienzo del proceso eruptivo, con valores que oscilan entre <2 y $42 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. El comportamiento de la serie temporal H_2S de la estación HIE07 los días que precedieron a la erupción volcánica mostró variaciones semidiurnas, con máximos relativos medidos 18:00-20:00 horas. Estos valores máximos relativos aumentaron de 11, el 8 de octubre a las 19:00 horas, a $42 \text{ mg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, el 11 de octubre a las 19:00 horas.

En la figura 19 se muestra la evolución temporal del flujo difuso de CO_2 en la estación automática HIE01. Esta estación permitió detectar señales geoquímicas precursoras de la erupción submarina de El Hierro, 40 días antes de que se produjera. El interés de los resultados de este trabajo científico publicado recientemente por la revista internacional *Geophysical Research Letters* se debe a la detección en tierra de señales geoquímicas precursoras de una erupción volcánica ocurrida en el mar, por la red geoquímica instrumental permanente que el ITER-INVOLCAN tiene operativas en El Hierro desde 2003 para contribuir a la mejora y optimización de la vigilancia volcánica de la isla (Pérez *et al.*, 2012).

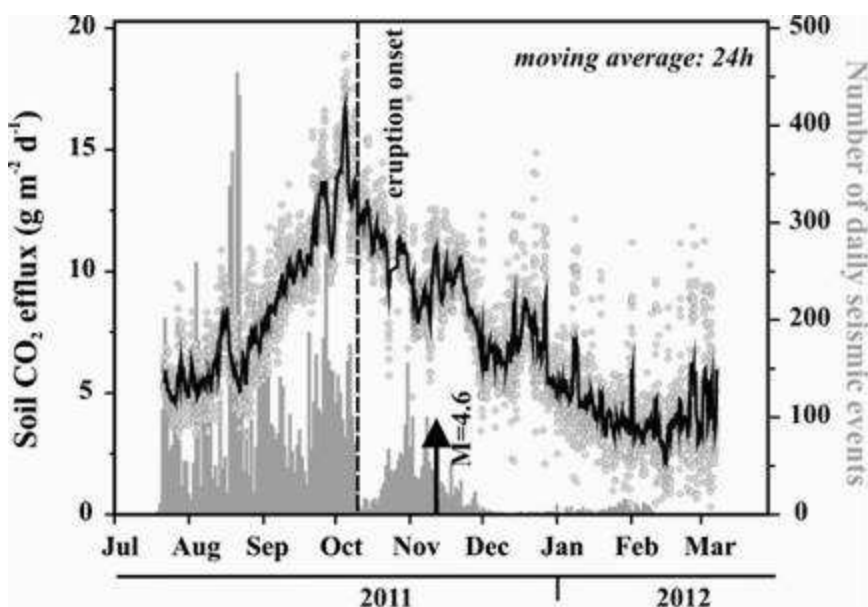


Fig. 19. Serie temporal del flujo difuso de CO_2 medido en la estación geoquímica instrumental HIE01. La media móvil corresponde a 24h. Datos sísmicos IGN (modificado de Pérez *et al.*, 2012).

La señal precursora detectada en esta estación consistió en el registro de un incremento paulatino desde una media móvil diaria de 5,4 gramos por metro cuadrado a finales de agosto de 2011, a 16,7 gramos de CO₂ por metro cuadrado el 5 de octubre de 2012, siete días antes de ocurrir la erupción submarina al sur de La Restinga y cinco días antes del registro de la señal de tremor volcánico.

Otra de las señales geoquímicas precursoras de la erupción submarina de El Hierro fue registrada por la estación geoquímica HIE07 situada en Tacorón a unos 4 kilómetros de distancia de la erupción submarina (Fig. 20). En este caso se registró una tendencia ascendente del flujo difuso de sulfuro de hidrógeno (H₂S) en la estación geoquímica HIE07 durante los cuatro días antes de ocurrir la erupción submarina con registros de valores de media móvil diaria de 7,9 miligramos por metro cuadrado (registrado el 8 de octubre de 2011) a una media móvil diaria de 20,0 miligramos por metro cuadrado (datos del 11 de octubre).

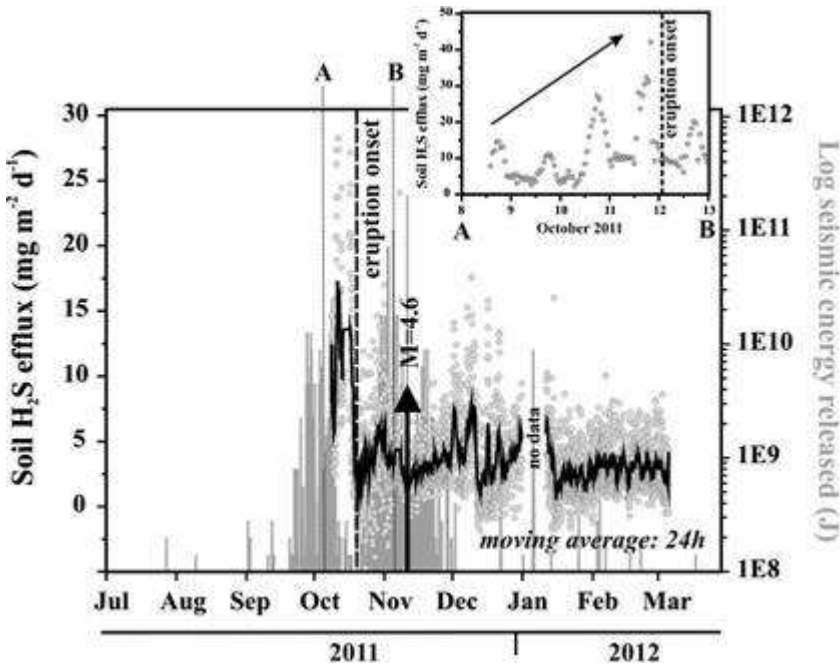


Fig. 20. Serie temporal del flujo difuso de H₂S medido en la estación geoquímica instrumental HIE07. La media móvil corresponde a 24h. Datos sísmicos IGN (modificado de Pérez *et al.*, 2012).

El análisis riguroso de los registros de emisión de gases y meteorológicos por la estación geoquímica HIE01 y la HIE07 mediante el filtrado de la señal utilizando un Análisis de Regresión Múltiple (ARM)

confirman que esta tendencia ascendente del flujo difuso de CO₂, durante más de cuarenta días antes de la erupción, así como la señal o pico de flujo difuso de H₂S previo al comienzo de la erupción, no estuvieron controlados por fluctuaciones de variables meteorológicas y sí por los cambios internos ocurridos en el sistema volcánico insular de El Hierro durante su fase pre-eruptiva (Fig. 21).

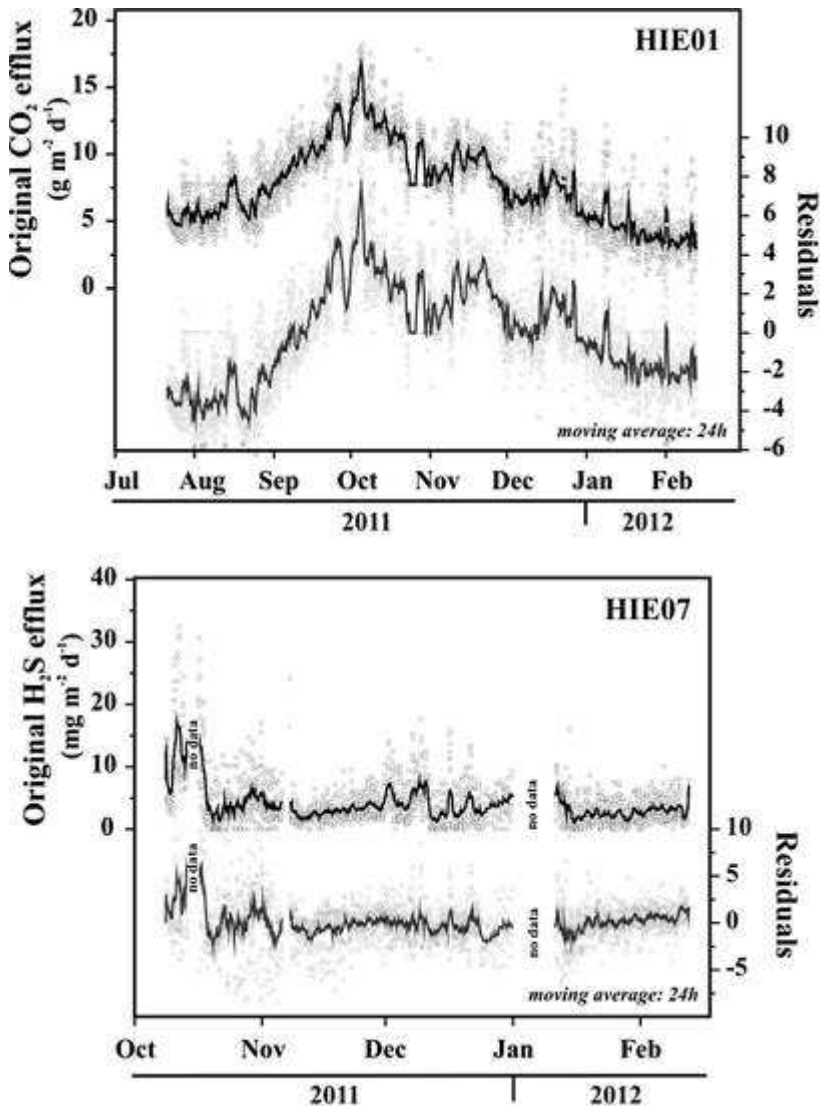


Fig. 21. Resultados del Análisis de Regresión Múltiple (ARM) aplicado a las series temporales del flujo difuso de CO₂ medido en HIE01 y del flujo difuso de H₂S medido en HIE07. La media móvil corresponde a 24h (modificado de Pérez *et al.*, 2012).

A diferencia de las señales geofísicas precursoras más evidentes de la reciente erupción submarina de El Hierro (la señal de tremor volcánico) registradas dos días antes del inicio de la erupción y cinco días antes de la aparición de material volcánico flotando en el mar, las señales geoquímicas precursoras de la erupción submarina de El Hierro llegaron a registrarse durante cuarenta días antes de ocurrir la misma, alcanzando su valor máximo siete días antes de la erupción submarina y quince días antes de la aparición de las “restingolitas”.

Respecto al seguimiento de la actividad de los gases radón y torón, entre el 15 de agosto y el 4 de octubre de 2011, la estación geoquímica HIE02 (Fig. 22) registró un incremento muy significativo de la actividad del gas radón (^{222}Rn) en el ambiente superficial, alcanzando un valor máximo de 16.460 Bq/m^3 ; muy superior al valor medio registrado por esta estación entre el 1 de julio y el 15 de agosto de 2011 (121 Bq/m^3). En el caso de la estación geoquímica HIE03 (Fig. 23) el valor máximo de actividad del gas radón (^{222}Rn) se registró el 3 de octubre de 2011 alcanzando los 1595 Bq/m^3 . Ambos picos de actividad de gas radón (^{222}Rn) se observaron ocho y nueve días antes del comienzo de la erupción submarina al sur de La Restinga.

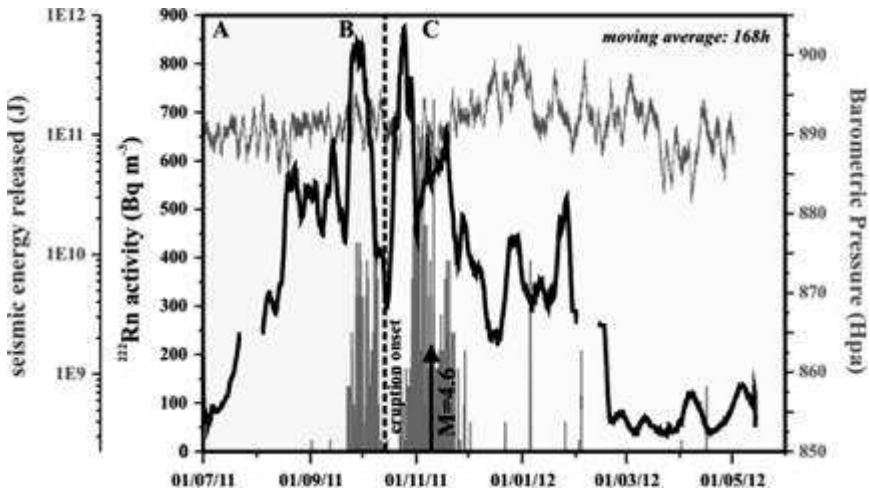


Fig. 22. Serie temporal de la actividad del gas radón medido en la estación geoquímica instrumental HIE02. La media móvil corresponde a 168h. Datos sísmicos IGN (modificado de Padilla *et al.*, 2013).

Según los autores de este trabajo publicado en *GCube*, el análisis estadístico de las variaciones temporales observadas en la actividad de gas radón (^{222}Rn) no son debidas a fluctuaciones de variables meteorológicas, y por el contrario, se encuentran estrechamente relacionadas con los cambios

observados en la energía sísmica liberada durante este periodo del proceso de reactivación magmática previo a la erupción submarina al sur de La Restinga (Padilla *et al.*, 2013).

Los procesos de fracturación de las rocas volcánicas como consecuencia de la actividad sísmica y la presión de los gases volcánicos en profundidad parecen haber sido los principales mecanismos responsables de estas emanaciones difusas de radón (^{222}Rn) anómalas registradas antes de la erupción submarina de El Hierro en el 2011. Por lo tanto, los resultados de este trabajo contribuyen a enfatizar el uso potencial de estas emanaciones difusas de gases nobles como el radón (^{222}Rn) para la vigilancia volcánica y la predicción de erupciones volcánicas.

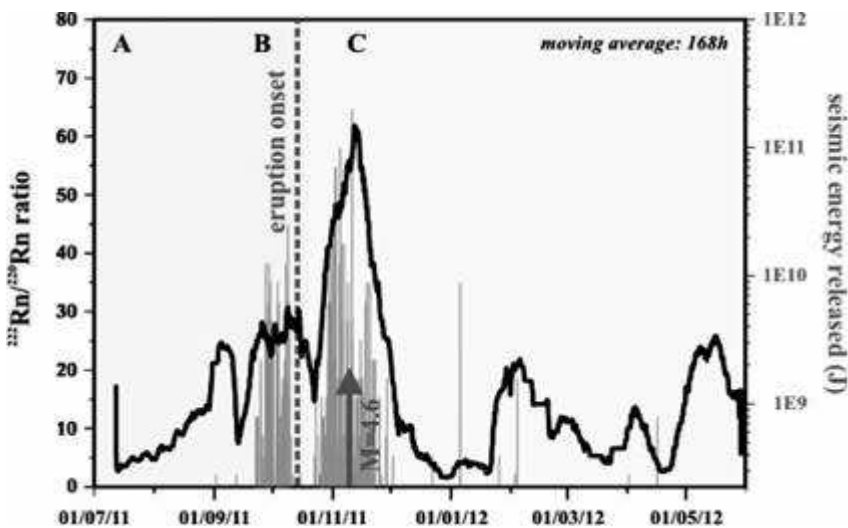


Fig. 23. Serie temporal de la actividad del gas radón medido en la estación geoquímica instrumental HIE03. La media móvil corresponde a 168h. Datos sísmicos IGN (modificado de Padilla *et al.*, 2013).

Conclusiones

Desde el punto de vista científico la reciente crisis sismo-volcánica de El Hierro ha supuesto una gran oportunidad para avanzar en el conocimiento sobre procesos de reactivación magmática y eruptivos en islas volcánicas. El programa geoquímico que el INVOLCAN ha materializado durante la reciente crisis sismo-volcánica de la isla de EL Hierro ha demostrado la importancia una vez más de vigilar los gases volcánicos, fuerza motriz de las erupciones volcánicas. Sin embargo, desde el punto de vista político-científico ha sido una oportunidad perdida para materializar las decisiones unánimes de las Cámaras Legislativas de nuestro país que

desde el año 2005 están instando a la Administración General del Estado, de la Comunidad Autónoma de Canarias y de los Cabildos Insulares a que todos los recursos humanos y técnicos destinados a la gestión científica del riesgo volcánico se agrupen bajo un mismo paraguas con la finalidad de maximizar los recursos públicos, y este paraguas es el INVOLCAN o Centro Nacional de Volcanología, dado que el riesgo volcánico se delimita sólo a Canarias.

Finalmente, el Instituto Geográfico Nacional (IGN), que desde que en 2005, en medio de la crisis sismo-volcánica de Tenerife, logró las competencias en vigilancia y alertas volcánicas en España por la vía de un Real Decreto de reestructuración del Ministerio de Fomento y no mediante uno específico para el riesgo volcánico, ha intentando limitar la actividad científica del grupo del ITER y ha bloqueado sistemáticamente la creación de un centro nacional de volcanología, ante la inacción del Ejecutivo Canario. La crisis sismo-volcánica de El Hierro pilló al IGN con una red sísmica de mínimos y sin estaciones geoquímicas ni geodésicas en la isla, amén de un personal, desde los cargos de responsabilidad, hasta los más bajos, sin experiencia en vigilancia volcánica.

Agradecimientos

En primer lugar agradecer al equipo humano del INVOLCAN coordinado por mi compañero y amigo Nemesio Pérez por su esfuerzo, dedicación y buen hacer durante la reciente crisis sismo-volcánica de El Hierro. Este trabajo de investigación fue financiado por el proyecto MAKAVOL del MAC 2007-2013 Programa de Cooperación Transnacional de la Unión Europea; por el proyecto HELIO ProID20100158 de la Agencia Canaria de la Sociedad de Investigación, Innovación e Información, Gobierno de Canarias; por el proyecto ALERTA y ALERTA II (financiado por INTERREG IIIB Azores-Canarias-Madeira), Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias en el marco del proyecto PI2001/025, y por el Cabildo Insular de Tenerife (España). También doy especialmente las gracias a Antonio Álvarez Díaz por proporcionarnos apoyo logístico y por su amistad, así como al Cabildo de El Hierro y el personal de la Seguridad y el Centro de Coordinación de Emergencias de la isla de El Hierro (CECOI). Finalmente y no por ello menos importante quiero agradecer en nombre de INVOLCAN a Julia Sisi y Dan Casado, por su tremenda hospitalidad, a Jesús Quintero y Magaly, del Ayuntamiento de El Pinar, a José Luis Peraza y Lola que siempre nos han acogido en su casa, a Francis de la Ferretería Morales en Frontera, a los dueños del Bar Restaurante La Salud por su inestimable ayuda y a los Apartamentos Casa Salmor, a quienes estamos infinitamente agradecidos. Finalmente, quiero reseñar especialmente nuestro agradecimiento a la colaboración, dedicación y buen hacer de los miembros de la Unidad de Helicópteros de la Guardia Civil de la Zona de Canarias, y de forma muy especial a Antonio Márquez, gran profesional y mejor amigo, quienes desde el General Jefe de la Zona hasta el último de sus pilotos o mecánicos, han apostado por este proyecto científico desde el primer momento, poniendo de su parte mucho más que

lo que el deber les exige, demostrado que la profesionalidad que distingue a todos los miembros de la Benemérita está más que justificada.

Referencias

- ALLARD, P. (1992). Global emissions of helium-3 by subaerial volcanism. *Geophys. Res. Lett.* 19 (14): 1479-1481.
- ALLARD, P., J. CARBONELLE, D. DAJLEVIC, J. LE BRONEC, P. MOREL, M.C. ROBE, J.M. MAURENAS, R. FAIVRE-PIERRET, D. MARTIN, J.C. SABROUX & P. ZETTWOOG (1991). Eruptive and diffuse emissions of CO₂ from Mount Etna. *Nature* 351: 387-391.
- ALLARD, P., J. CARBONELLE, N. MÉTRICH, H. LOYER & P. ZETTWOOG (1994). Sulphur output and magma degassing budget of Stromboli volcano. *Nature* 368: 326-330.
- BARRANCOS J., J.I. ROSELLÓ, D. CALVO, E. PADRÓN, G. MELIÁN, P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, M.M. MILLÁN & B. GALLE (2008). SO₂ emission from seven active volcanoes measured simultaneously by COSPEC and mini-DOAS. *Pure and Applied Geophysics*, Special Issue "Terrestrial Fluids, Earthquakes and Volcanoes: The Hiroshi Wakita vol. III" 165: 115-133.
- BLANCO-MONTENEGRO, I., I. NICOLOSI, A. PIGNATELLI *et al.* (2008). Magnetic imaging of the feeding system of oceanic volcanic islands: El Hierro (Canary Islands). *Geophysical Journal International* 173: 339-350.
- BROMBACH, T., J.C. HUNZIKER, G. CHIODINI, C. CARDELLINI & L. MARINI (2001). Soil diffuse degassing and thermal energy fluxes from the southern Lakki plain, Nisyros (Greece). *Geophys Res Lett.* 28: 69-72.
- BUTT, C.R.M. & M.J. GOLE (1985). Helium in soil and overburden gas as an exploration pathfinder – an assessment. *J. Geochem. Explor.* 24: 141-173.
- CALDAS, F. & V. PÉREZ GARCÍA (1973). Las aguas subterráneas de la isla del Hierro. *Anales de Edafología y Agrobiología* 32(1-2): 75-87.
- CARAPEZZA, M.L., S. INGUAGGIATO, L. BRUSCA & M. LONGO (2004). Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano: The Stromboli 2002–2003 eruptive events. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07620, doi:10.1029/2004GL019614.
- CARRACEDO, J.C., E.R. BADIOLA, H. GUILLOU, J. DE LA NUEZ & F.J. PÉREZ-TORRADO (2001). Geology and volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canary Islands. *Estud. Geol.* 57: 175-273.
- CARTAGENA, R., R. OLMOS, D.L. LÓPEZ, T. SORIANO, F. BARAHONA, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2004). Diffuse soil degassing of carbon dioxide, radon, and mercury at San Miguel volcano, El Salvador. In: Rose, W.I., J.J. Bommer, D.L. López, M.J. Carr & J.J. Major (eds), *Natural Hazards in El Salvador. Geol. Soc. Am.*, Special Paper. 375: 203-212.
- CHIODINI, G. & F. FRONDINI (2001). Carbon dioxide degassing from the Albani Hills volcanic region, Central Italy. *Chem. Geol.* 177: 67-83.
- CHIODINI, G., A. BALDINI, F. BARBERI, M.L. CARAPEZZA, C. CARDELLINI, F. FRONDINI, D. GRANIERI & M. RANALDI (2007). Carbon dioxide degassing at

- Latera caldera (Italy): Evidence of geothermal reservoir and evaluation of its potential energy. *J. Geophys. Res.* 112, B12204, doi:10.1029/2006JB004896.
- CHIODINI, G., R. CIONI, M. GUIDI, B. RACO & L. MARINI (1998). Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas. *Appl. Geochem.* 13: 543-552.
- CHIODINI, G., F. FRONDINI & B. RACO (1996). Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater. Vulcano Island (Italy). *Bull. Volcanol.* 58: 41-50.
- CHIODINI, G., F. FRONDINI, C. CARDELLINI, D. GRANIERI, L. MARINI & G. VENTURA (2001). CO₂ degassing and energy release at Solfatara volcano, Campi Flegrei, Italy. *J. Geophys. Res.* 106 (B8): 16213-16221.
- CRAIG, H. & J.E. LUPTON (1981). Helium-3 and mantle volatiles in the ocean and the oceanic crust. In: C. Emiliani (ed.), *The Sea*, Vol. 7, *The Oceanic Lithosphere*, 391-428, John Wiley, New York.
- D'ALESSANDRO, W. & F. PARELLO (1997). Soil gas prospection of He, ²²²Rn and CO₂: Vulcano Porto area, Aeolian Islands, Italy. *Appl. Geochem.*, 12, 213-224.
- DE LA NUEZ, J. (2012). La erupción submarina de La Restinga (El Hierro) *Boletín de la Real Sociedad Económica de Amigos del País de Tenerife* 1: 47-76.
- FARLEY, K.A. & E. NERODA (1998). Noble gases in the Earth's mantle. *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.* 26: 189-218.
- FISCHER, T., K. ROGGENSACK & P. KYLE (2002). Open and almost shut case for explosive eruptions: vent processes determined by SO₂ emission rates at Karymsky volcano, Kamchatka. *Geology* 30(12): 1059-1062.
- FISCHER, T.P., M.M. MORRISEY, M.L. CLAVACHE, D. GOMEZ, R. TORRES, J. STIX & S.N. WILLIAMS (1994). Correlations between SO₂ flux and long-period seismicity at Galeras volcano. *Nature* 368: 135-137.
- FRIDRIKSSON, T., B.R. KRISTJÁNSSON, H. ÁRMANNSSON, E. MARGRÉTAR-DÓTTIR, S. ÓLAFSDÓTTIR & G. CHIODINI (2006). CO₂ emissions and heat flow through soil, fumaroles, and steam heated mud pools at the Reykjanes geothermal area, SW Iceland. *Appl. Geochem.* 21: 1551-1569.
- FRONDINI, F., G. CHIODINI, S. CALIRO, C. CARDELINI, D. GRANIERI & G. VENTURA (2004). Diffuse CO₂ degassing at Vesuvio, Italy. *Bull. Volcanol.* 66: 642-651.
- GALINDO, I., G. MELIÁN, J.M.L. SALAZAR, P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, C. RAMÍREZ, M. FERNÁNDEZ, G.E. ALVARADO & H. SUMINO (2004). Emisión difusa de dióxido de carbono en el volcán Irazú, Costa Rica. *Rev. Geol. Am. Cent.* 30: 157-165.
- GALLE, B. (2003). A miniaturised ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: a new tool for volcano surveillance. *J. Volcan. Geotherm. Res.* 119(1-4): 241-254.
- GLUEKAUF, E. (1946). A microanalysis of helium and neon contents of air. *Proc. Roy. Soc. London*, A-185: 98-119.
- GRANIERI, D., M.L. CARAPEZZA, G. CHIODINI, R. AVINO, S. CALIRO, M. RANALDI, T. RICCI & L. TARCHINI (2006). Correlated increase in CO₂ fumarolic content and diffuse emission from La Fossa crater (Vulcano, Italy): Evidence of volcanic unrest or increasing gas release from a stationary deep magma body? *Geophys. Res. Lett.* 33: L13316.

- GUILLOU, H., J.C. CARRACEDO, F. PÉREZ-TORRADO & E. RODRÍGUEZ BADIOLA (1996). K-Ar ages and magnetic stratigraphy of a hotspot-induced, fast grown oceanic island: El Hierro, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 73: 141-155.
- HERNÁNDEZ, P.A., N.M. PÉREZ, J.M.L. SALAZAR, M. SATO, K. NOTSU & H. WAKITA (2000b). Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103: 425-438.
- HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, H. OKADA, T. MORI, M. SATO, F. BARAHONA & N.M. PÉREZ (2006). Diffuse emission of CO₂ from Showa-Shinzan, Hokkaido, Japan: a sign of volcanic dome degassing. PAGEOPH Topical Volume "Terrestrial fluids, earthquakes and volcanoes: The Hiroshi Wakita Volume I", 163: 869-882.
- HERNÁNDEZ, P.A., G. PADILLA, E. PADRÓN, N.M. PÉREZ, D. CALVO, D. NOLASCO, G. MELIÁN, J. BARRANCOS, S. DIONIS, F. RODRÍGUEZ & H. SUMINO (2012a). Analysis of long- and short-term temporal variations of the diffuse CO₂ emission from Timanfaya volcano, Lanzarote, Canary Islands. *App. Geochem.* 27(12): 2486-2499.
- HERNÁNDEZ, P.A., N.M. PÉREZ, T. FRIDRIKSSON, J. EGBERT, E. ILYINS-KAYA, A. THÁRHALLSSON, G. ÍVARSSON, G. GÍSLASON, I. GUNNARS-SON, B. JÓNSSON, E. PADRÓN, G. MELIÁN, T. MORI & K. NOTSU (2012b). Diffuse volcanic degassing and thermal energy release from Hengill volcanic system, Iceland. *Bull. Volcanol.* 74(10): 2435-2448.
- HERNÁNDEZ, P.A., G. NATALE, F. TSUNOMORI, K. SUGIYAMA, T. ITO, K. NOTSU, & H. OKADA (2000a). Preliminary results of diffuse emissions of CO₂ and fluid pressure gradient measurements at Tarumae volcano, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 27: 121-125.
- HERNÁNDEZ, P.A., G. NATALE, F. TSUNOMORI, K. SUGIYAMA, T. ITO, K. NOTSU, H. OKADA & N.M. PÉREZ (2001a). Preliminary results of diffuse emissions of CO₂ and soil gas pressure gradient measurements at Tarumae volcano, Japan. *Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 46: 121-125.
- HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, J.M. SALAZAR, T. MORI, G. NATALE, H. OKADA, G. VIRGILI, Y. SHIMOIKE, M. SATO, & N.M. PÉREZ (2001b). Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan. *Science* 292: 83-86.
- HERNÁNDEZ, P.A., K. NOTSU, M. TSURUMI, T. MORI, M. OHNO, Y. SHIMOIKE, J. SALAZAR & N.M. PÉREZ (2003). Carbon dioxide emissions from soils at Hakkoda, north Japan. *J. Geophys. Res.* 108(B4): 2210.
- HERNÁNDEZ, P.A., N.M. PÉREZ, J.M. SALAZAR, S. NAKAI, K. NOTSU & H. WAKITA (1998). Diffuse emissions of carbon dioxide, methane, and helium-3 from Teide volcano, Tenerife, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* 25: 3311-3314.
- HERNÁNDEZ, P.A., N.M. PÉREZ, J.M.L. SALAZAR, M. REIMER, K. NOTSU & H. WAKITA (2004). Radon and helium in soil gases at Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 131: 59-76.
- HERNÁNDEZ, P.A., J.M. SALAZAR, Y. SHIMOIKE, T. MORI, K. NOTSU & N.M. PÉREZ (2001c). Diffuse emission of CO₂ from Miyakejima volcano, Japan. *Chem. Geol.* 177: 175-185.

- HERNÁNDEZ PACHECO, A. & M.C. VALS (1982). The historical eruptions of La Palma Island (Canarias), *Arquipelago, Rev. Univ. Azores. Ser. C. Nat.*, 3: 83-94.
- HILTON, D.R., K. HAMMERSCHMIDT, S. TEUFEL & H. FRIEDRICHSEN (1993). Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120: 265-282.
- HILTON, D.R., C.G. MACPHERSON & T.R. ELLIOTT (2000). Helium isotope ratios in mafic phenocrysts and geothermal fluids from La Palma, the Canary Islands (Spain): Implications for HIMU mantle sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64(12): 2119-2132.
- HOFF, R.M. & M.M. MILLAN (1981). Remote SO₂ measurements using COSPEC. *J. Air Pollut. Control Assoc.* 31: 381-384.
- HOLLAND, P.W. & D.E. EMERSON (1990). The global helium-4 content of near surface atmospheric air. In: *Geochemistry of gaseous elements and compounds*, Theophrastus Pub. S.A., Athens.
- IBÁÑEZ, J.M., S. DE ANGELIS, A. DÍAZ-MORENO, P. HERNÁNDEZ, G. ALGUACIL, A. POSADAS & N. PÉREZ (2012). Insights into the 2011–2012 submarine eruption off the coast of El Hierro (Canary Islands, Spain) from statistical analyses of earthquake activity. *Geophys. J. Int.* 191: 659–670.
- IGME (Instituto Geológico y Minero de España). (1985). *Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España*. 1985 ed.
- JOHANSSON, M., B. GALLE, Y. ZHANG, C. RIVERA, D. CHEN & K. WYSER (2009). The dual-beam mini-DOAS technique-measurements of volcanic gas emission, plume height and plume speed with a single instrument. *Bull. Volcanol.* 71(7): 747-751.
- JONES, V.T. & R.J. DROZD (1983). Prediction of oil or gas potential by near-surface geochemistry. *AAPG Bull.* 67(6): 932-952.
- KANEOKA, I. & N. TAKAOKA (1980). Rare gas isotopes in Hawaiian ultramafic nodules and volcanic rocks: constrains on genetic relationship. *Science* 208: 1366-1368.
- KAZAHAYA, K., H. SHINOHARA, K. UTO, M. ODAI, Y. NAKAHORI, H. MORI, H. IINO, M. MIYASHITA & J. HIRABAYASHI (2004). Gigantic SO₂ emission from Miyakejima volcano, Japan, caused by caldera collapse. *Geology* 32: 425-428.
- KLUSMAN, R.W. (1993). *Soil gas and related methods for natural resource exploration*. Wiley, New York, 483 pp.
- KURTZ, M.D., W.J. JENKINS & S.R. HART (1982). Helium isotopic systematic of oceanic islands and mantle heterogeneity. *Nature* 297: 43-47.
- LÓPEZ, C. *et al.* (2012). Monitoring the unrest of El Hierro (Canary Islands) before the onset of the 2011 submarine eruption. *Geophys. Res. Lett.* 39: L13303, doi:10.1029/2012GL051846.
- LÓPEZ, D.L., L. RANSOM, N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ & J. MONTE-RROSA (2004). Dynamics of diffuse degassing at Ilopando Caldera, El Salvador. In: Rose, W.I., J.J. Bommer, D.L. López, M.J. Carr & J.J. Major (eds), *Natural Hazards in El Salvador. Geol. Soc. Am., Special Paper* 375: 191-202.
- MARRERO, R., C. LÓPEZ, L. DINA, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2008). Carbon dioxide discharged through the Las Cañadas aquifer, Tenerife, Canary Islands.

- In "Terrestrial fluids, earthquakes and volcanoes: The Hiroshi Wakita Volume II", *Pure Appl. Geophys.* (PAGEOPH) 165: 147-172.
- MARTÍ, J., V. PINEL, C. LÓPEZ, A. GEYER, R. ABELLA, M. TÁRRAGA, M.J. BLANCO, A. CASTRO & C. RODRÍGUEZ (2013). Causes and mechanisms of the 2011-2012 El Hierro (Canary Islands) submarine eruption. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, doi:10.1002/jgrb.50087.
- MARTÍNEZ-ZUBIETA, A. (2001). Desgasificación difusa de dióxido de carbono, radón y metano en El Hierro, Islas Canarias. Master Thesis. Universidad de La Laguna, pp. 82.
- MELIÁN, G., F. TASSI, N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, F. SORTINO, O. VASELLI, E. PADRÓN, D. NOLASCO, J. BARRANCOS, G. PADILLA, F. RODRÍGUEZ, S. DIONIS, D. CALVO, K. NOTSU & H. SUMINO (2012). A magmatic source for fumaroles and diffuse degassing from the summit crater of Teide volcano (Tenerife, Canary Islands): geochemical evidence for the 2004-05 seismic-volcanic crisis. *Bull. Volcanol.* 74(6), 1465-1483.
- MELIÁN, G. (2008). Emisión difusa de dióxido de carbono y otros volátiles en el volcán Poás, Costa Rica, América Central. Tesis Doctoral. Universidad de La Laguna, 442 págs.
- MELIÁN, G., I. GALINDO, N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, J.M.L. SALAZAR, M. FERNÁNDEZ, C. RAMÍREZ, R. MORA & G. ALVARADO (2004). Emisión difusa de hidrógeno en el volcán Poás, Costa Rica. *Rev. Geol. Am. Cent.* 30: 167-177.
- MELIÁN, G., R. MARRERO, D. NOLASCO, J. BARANCOS, D. CALVO, N.M. PÉREZ, I. GALINDO, P.A. HERNÁNDEZ & W. STRAUCH (2006). Diffuse CO₂ emission dynamics and relation to the eruptive cycle at Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America. 300th Anniversary Volcano International Conference Commemorating the 1706 Arenas Negras Eruption, Garachico, Tenerife, Canary Islands, Spain. Poster.
- MORI T., K. NOTSU, P.A. HERNÁNDEZ, J.M.L. SALAZAR, N.M. PÉREZ, G. VIRGILI, Y. SHIMOIKE & H. OKADA (2002). Continuous monitoring of soil efflux of volcanic CO₂ from the summit region of Usu volcano. *Japan. Bull. Volcanol. Soc. Jpn.* 47: 339-345.
- MORI, T., P.A. HERNÁNDEZ, J.M. SALAZAR, N.M. PÉREZ & K. NOTSU (2001). An in-situ method for measuring CO₂ flux from hydrothermal fumaroles. *Chem. Geol.* 177: 85-99.
- NAGAO, K., N. TAKAOKA & O. MATSUBAYASHI (1981). Rare gas isotopic composition in natural gases of Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 53: 175-188.
- NAVARRO, J.M. & C. SOLER (1995). *El agua en EL Hierro*. Cabildo Insular de EL Hierro, 97 pp.
- NOTSU, K., T. MORI, S. CHANCHAH DO VALE, H. KAGI & T. ITO (2006). Monitoring quiescent volcanoes by diffuse CO₂ degassing: case study of Mt. Fuji, Japan. *Pure Appl. Geophys.* 163: 825-835.
- NOTSU, K., K. SUGIYAMA, M. HOSOE, A. UEMURA, Y. SHIMOIKE, F. TSUNOMORI, H. SUMINO, J. YAMAMOTO, T. MORI & P.A. HERNÁNDEZ (2005). Diffuse CO₂ efflux from Iwojima volcano, Izu-Ogasawara arc, Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 139: 147-161.

- OLMOS, R., J. BARRANCOS, C. RIVERA, F. BARAHONA, D.L. LÓPEZ, B. HENRÍQUEZ, A. HERNÁNDEZ *et al.* (2007). Anomalous Emissions of SO₂ During the Recent Eruption of Santa Ana Volcano, El Salvador, Central America. *Pure and App. Geophys.* 164(12): 2489-2506.
- ORTIZ, R., M. BERROSO, S. DE LA CRUZ-REYNA, J.M. MARRERO & A. GARCÍA (2012). Seismic evidence of a second submarine eruption in the north of El Hierro Island. EGU2012-1807.
- OZIMA, M. & F.A. PODOSEK (2002). *Nobel Gas Geochemistry*, 2nd Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 286 pp.
- OZIMA, M. & S. ZASHU (1983). Noble gases in submarine pillow volcanic glasses. *Earth Planet. Sci. Lett.* 62: 24-40.
- PADILLA, G., P.A. HERNÁNDEZ, E. PADRÓN, J. BARRANCOS, N.M. PÉREZ, G. MELIÁN, D. NOLASCO, S. DIONIS, F. RODRÍGUEZ, D. CALVO & I. HERNÁNDEZ (2013). Soil gas radon emissions and volcanic activity at El Hierro (Canary Islands): The 2011-2012 submarine eruption. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, doi: 10.1029/2012GC004375 (in press).
- PADRÓN E., P.A. HERNÁNDEZ, T. TOULKERIDIS, N.M. PÉREZ, R. MARRERO, G. MELIÁN, G. VIRGILI & K. NOTSU (2008b). Diffuse CO₂ emission rate from Pululahua and the lake-filled Cuicocha calderas, Ecuador. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* Special Issue, Ecuadorian Andes Volcanoes. 176: 163-169.
- PADRÓN E., G. MELIÁN, R. MARRERO, D. NOLASCO, J. BARRANCOS, G. PADILLA, P.A. HERNÁNDEZ & N.M. PÉREZ (2008a). Changes on diffuse CO₂ emission and relation to seismic activity in and around El Hierro, Canary Islands. *Pure and Applied Geophysics*, Special Issue "Terrestrial Fluids, Earthquakes and Volcanoes: The Hiroshi Wakita vol. III" 165: 95-114.
- PADRÓN E., N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, H. SUMINO, G. MELIÁN, J. BARRANCOS, D. NOLASCO & G. PADILLA (2012a). Helium emission at Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands. *Chem. Geol.* 312-313: 138-147.
- PADRÓN E., N.M. PÉREZ, P.A. HERNÁNDEZ, H. SUMINO, G. MELIÁN, J. BARRANCOS, D. NOLASCO, G. PADILLA, S. DIONIS, F. RODRÍGUEZ, I. HERNÁNDEZ, D. CALVO, M.D. PERAZA & K. NAGAO (2013). Diffusive helium emissions as a precursory sign of volcanic unrest. *Geology* 41(5): 539-542. doi:10.1130/G34027.1.
- PADRÓN, E., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, T. TOULKERIDIS, G. MELIÁN, J. BARRANCOS, G. VIRGILI, H. SUMINO & K. NOTSU (2012b). Fumarole/plume and diffuse CO₂ emission from Sierra Negra caldera, Galapagos archipelago. *Bulletin of Volcanology* 74(6): 1509-1519.
- PADRÓN, E., D.L. LÓPEZ, M.I. MAGAÑA, R. MARRERO & N.M. PÉREZ (2003). Diffuse degassing and relation to structural flow path at Ahuachapán geothermal field, El Salvador. *Geotherm. Res. Council Trans.* 27: 325-330.
- PARKINSON, K.J. (1981). An improved method for measuring soil respiration in the field. *J. Appl. Ecol.* 18: 221-228.
- Pérez N.M. & P.A. HERNÁNDEZ (2007). Earthquake forecasting research in active volcanic areas by means of diffuse CO₂ emission studies. In: Sen, P. & N.K. Das (eds.), *Geochemical Precursors for Earthquakes*. pp: 94-103. Macmillan Advanced Research Series.

- PÉREZ N.M., P.A. HERNÁNDEZ, E. PADRÓN, R. CARTAGENA, R. OLMOS, F. BARAHONA, G. MELIÁN, P. SALAZAR & D.L. LÓPEZ (2006). Anomalous diffuse CO₂ emission prior the January 2004 short-term unrest at San Miguel volcano, El Salvador, Central America. PAGEOPH Topical Volume "Terrestrial fluids, earthquakes and volcanoes: The Hiroshi Wakita Volume I", 163: 883-896.
- PÉREZ, N.M., G.D. PADILLA, E. PADRÓN, P.A. HERNÁNDEZ, G.V. MELIÁN, J. BARRANCOS, S. DIONIS, D. NOLASCO, F. RODRÍGUEZ, D. CALVO & Í. HERNÁNDEZ (2012). Precursory diffuse CO₂ and H₂S emission signatures of the 2011–2012 El Hierro submarine eruption. *Canary Islands, Geophys. Res. Lett.* 39, L16311, doi:10.1029/2012GL052410.
- PÉREZ, N.M., P.A. HERNÁNDEZ, G. MELIÁN, D. NOLASCO, J. BARRANCOS, G. PADILLA, D. CALVO, F. RODRÍGUEZ, S. DIONIS & G. CHIODINI (2013). An increasing trend of diffuse CO₂ emission from Teide volcano (Tenerife, Canary Islands): geochemical evidence of magma degassing episodes. *J. Geol. Soc.* (in press).
- PÉREZ, N.M., J.M.L. SALAZAR, P.A. HERNÁNDEZ, T. SORIANO, D.L. LÓPEZ & K. NOTSU (2004). Diffuse CO₂ and ²²²Rn degassing from San Salvador volcano, El Salvador, Central América. In: Rose, W.I., J.J. Bommer, D.L. López, M.J. Carr & J.J. Major (eds), *Natural Hazards in El Salvador. Geol. Soc. Am.*, Special Paper 375: 227-236.
- PÉREZ, N.M., H. WAKITA, S. NAKAI, Y. SANO & S.N. WILLIAMS (1994). ³He/⁴He isotopic ratios in volcanic hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity. *Mineral. Mag.*, 58A: 709-710.
- POGORSKY, L.A. & G.S. QUIRT (1981). Helium emanometry in exploring for hydrocarbons: part I. In: *Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas II- South*. Methodist Univ. Press., pp. 124-135.
- POLAK, B.G., V.I. KONONOV, I.N. TOLSTIKHIN, B.A. MAMYRIN & L.V. KHABARIN (1975). The helium isotopes in thermal fluids. In: Johnson, A.I. (ed.), *Terrestrial and Chemical Problems of Thermal Waters*, Publication No. 119, pp. 15-29. Grenoble: International Association of Hydrological Science.
- REIMER, G.M. (1990). Helium soil-gas survey of the Crowpoint area, New Mexico: evaluation of the regional distribution. In: *Geochemistry of gaseous elements and compounds*, Theophrastus Pub. S.A., Athens.
- ROBERTS, A.A. & J.B. ROEN (1985). Near-surface helium anomalies associated with faults and gas accumulations in western Pennsylvania. *U.S. Geol. Survey open file report* 85-546.
- ROGIE, J.D., D.M. KERRICK, G. CHIODINI & F. FRONDINI (2000). Flux measurements of nonvolcanic CO₂ emission from some vents in central Italy. *J. Geophys. Res.* 105: 8435-8445.
- ROGIE, J.D., D.M. KERRICK, M.L. SOREY, G. CHIODINI & D.L. GALLOWAY (2001). Dynamics of carbon dioxide emission at Mammoth Mountain, California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 188: 535-541.
- ROMERO, C. (2000). Actividad volcánica histórica en las islas Canarias. En *Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica*. pp 115-128. Eds. Cient:

- Mar Astiz y Alicia García. Serie Casa de Los Volcanes. Servicio publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote. Madrid.
- ROMERO, C. (1991). *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. Consejería Política Territorial del Gobierno de Canarias. Tenerife. Dos volúmenes, 1407 pp.
- SAGIYA, T., J. BARRANCOS, D. CALVO, E. PADRÓN, G. PADILLA, P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ & J. M.P. SUÁREZ (2012). Crustal deformation during the 2011 volcanic crisis of El Hierro, Canary Islands, revealed by continuous GPS observation. *Japan Geoscience Union Meeting 2012*. SVC50-12:104:5-23-16:45-17:00.
- SALAZAR, J.M.L., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, G. MELIÁN, J. ÁLVAREZ & K. NOTSU (2001). Diffuse emission of carbon dioxide from Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America. *Geophys. Res. Lett.* 28: 4275-4278.
- SALAZAR, J.M.L., P.A. HERNÁNDEZ, N.M. PÉREZ, R. OLMOS, F. BARAHONA, R. CARTAGENA, T. SORIANO, D.L. LÓPEZ, H. SUMINO & K. NOTSU (2004). Spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing at Santa Ana-Izalco-Coatepeque volcanic complex, El Salvador, Central America. In: Rose, W.I., J.J. Bommer, D.L. López, M.J. Carr & J.J. Major (eds), *Natural Hazards in El Salvador. Geol. Soc. Am. Special Paper 375*: 135-146.
- SANO, Y., Y. NAKAMURA, H. WAKITA, A. URABE & T. TOMINAGA (1984). Helium-3 emission related to volcanic activity. *Science* 224: 150-151.
- SANTAMARTA, J.C. (2006). El agua en la isla de El Hierro. Desalación versus captaciones subterráneas. Ponencia III; Modelos de Gestión del agua. Actas Congreso Internacional del Agua. Universidad de Sevilla, Sevilla.
- SHIMOIKE, Y., K. KAZAHAYA & H. SHINOHARA (2002). Soil gas emission of volcanic CO₂ at Satsuma-Iwojima volcano, Japan. *Earth Plan. Space* 54: 239-247.
- SPARKS, R.S.J. (2003). Forecasting volcanic eruptions. *Earth Plan. Sci. Lett.* 210: 1-15.
- STOIBER, R.E., S.N. WILLIAMS & B.J. HUEBERT (1986). Sulfur and halogen gases at Masaya caldera complex, Nicaragua: total flux and variations with time. *J. Geophys. Res.* 91:12215-12231.
- STOLPER, E. & J.R. HOLLOWAY (1988). Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 87: 397-408.
- STRONCIK, N.A., A. KLÜGEL & T.H. HANSTEEN (2009). The magmatic plumbing system beneath El Hierro (Canary Islands): constraints from phenocrysts and naturally quenched basaltic glasses in submarine rocks. *Contrib. Mineral Petrol.* 157: 593-607.
- TARAN, Y., J. GAVILANES & A. CORTES (2002). Chemical and isotopic composition of fumarolic gases and the SO₂ flux from Volcán de Colima, México, between the 1994 and 1998 eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 117: 105-119.
- TILLING, R.I., C. HELIKER & D.A. SWANSON (2010). Eruptions of Hawaiian volcanoes - past, present, and future: U.S. Geological Survey. *General Information Product 117*, 63 p.

- TORGENSEN, T., J.E. LUPTON, D. SHEPPARD & W. GIGGENBACH (1982), He isotope variations in the thermal areas of New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12: 283-298.
- WILLIAMS, S.N., N.C. STURCHIO, M.L. CALVACHE, R.F. MENDEZ, A.C. LONDONCO & N.P. GARCÍA (1990). Sulfur dioxide from Nevado del Ruiz volcano, Colombia: total flux and isotopic constraints on its origin. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 42: 53-68.