



A P O R T A C I O N E S R E C I E N T E S E N
VOLCANOLOGÍA
2 0 0 5 - 2 0 0 8

Editores científicos
Elena González Cárdenas
Estela Escobar Lahoz
Rafael Becerra Ramírez
Rafael Ubaldo Gosálvez Rey
Javier Dóniz Páez

A P O R T A C I O N E S R E C I E N T E S E N
VOLCANOLOGÍA
2 0 0 5 - 2 0 0 8



Editores científicos

Elena González Cárdenas
Estela Escobar Lahoz
Rafael Becerra Ramírez
Rafael Ubaldo Gosálvez Rey
Javier Dóniz Páez



APORTACIONES RECIENTES EN
VOLCANOLOGÍA
2 0 0 5 - 2 0 0 8

Edita:

Centro de Estudios Calatravos
C/Arzobispo Cañizares, 6
13270 Almagro, Ciudad Real
(Castilla-La Mancha.- Spain)

Editores científicos

Elena González Cárdenas
Estela Escobar Lahoz
Rafael Becerra Ramírez
Rafael Ubaldo Gosálvez Rey
Javier Dóniz Páez

Prólogo:

Eduardo Martínez de Pisón Stampa

Diseño y maquetación:

Sobrino, comunicación gráfica

ISBN: 978-84-614-1025-5

Depósito legal: CR 417/2010

Fotomecánica, impresión y encuadernación:

Gráficas Garrido, S.L., Ciudad Real

Fecha de la presente edición: mayo de 2010

Impreso en España – Printed in Spain

© de los textos: sus autores

© de las imágenes: sus autores

© de la edición: Centro de Estudios Calatravos

Los contenidos recogidos en esta edición, tanto gráficos como de texto, son responsabilidad en exclusiva de los autores firmantes de cada artículo, los editores declinan cualquier tipo de responsabilidad por uso indebido de fuentes.

Queda prohibida la reproducción, en todo o en parte, de esta obra por cualquier medio o procedimiento y el almacenamiento o transmisión de sus contenidos en cualquier soporte sin permiso previo y por escrito de los titulares de los derechos.



... La mañana de la partida puso bien en orden su planeta. Deshollinó cuidadosamente los volcanes en actividad. Poseía dos volcanes en actividad. Era muy cómodo para calentar el desayuno de la mañana. Poseía también un volcán extinguido. Pero como decía el principito, "¡no se sabe nunca!" deshollinó, pues, igualmente el volcán extinguido. Si se deshollinan bien los volcanes, arden suave y regularmente, sin erupciones. Las erupciones volcánicas son como el fuego de las chimeneas. Evidentemente, en nuestra tierra, somos demasiado pequeños para deshollinar nuestros volcanes. Por eso nos causan tantos disgustos."

"El Principito". A. de Saint-Exupéry

El volcanismo es la manifestación sobre la superficie de la Tierra de los procesos que se producen en el interior de un cuerpo celeste plenamente vivo y en continuo proceso de evolución. Las erupciones volcánicas han despertado la curiosidad de sus habitantes desde diferentes puntos de vista. El hombre científico se ha acercado al conocimiento de los volcanes para intentar explicar su génesis, la espectacularidad de sus erupciones, su papel en la dinámica de este pequeño planeta atrapado en el campo gravitatorio de una, también pequeña estrella. De ese conocimiento adquirido a lo largo de siglos de observación, de estudio, de aplicación de métodos y técnicas día a día mejoradas, de vigilancia, el hombre científico ha llegado a poder predecir si un volcán va a entrar en erupción, la forma en que esta se va a desarrollar, los peligros que de ella pueden derivarse y el riesgo para vidas y haciendas de los que viven en el entorno de la montaña.

El hombre, primitivo colonizador, que a lo largo de milenios, vivía y trabajaba junto al volcán, aprendió a conocerlo como a un dios, a veces protector que le regalaba una buena tierra para cultivar y una benéfica lluvia, a veces cruel que assolaba sus campos y poblados con fango y fuego. En territorios de naturaleza pródiga y a menudo destructora, cuna de culturas, el hombre y su entorno –el volcán– aprendieron a convivir en una delicada armonía, en un ajustado equilibrio que el devenir de los tiempos terminó, desafortunadamente, por romper.

La Volcanología es en la actualidad una ciencia multidisciplinar, en la que confluyen científicos y profesionales que proceden de diversas áreas de conocimiento y actividad.

A finales del verano de 2008, un nutrido grupo de personas nos dimos cita en Almagro para hablar y debatir de volcanes en el ámbito de la IV Reunión de la Red Española de Volcanología. Geólogos, geofísicos, geógrafos, geomorfólogos, edafólogos, educadores, directores y gestores de espacios naturales, ecólogos y técnicos medioambientales, divulgadores..., decidimos hacer llegar a la sociedad el resultado de nuestros debates en un volumen en el que se recogieran las entonces últimas aportaciones que ese conjunto de profesionales habíamos hecho a la Volcanología de nuestro país. Al cabo de dos años ese volumen ve la luz.

Se organiza en cinco grandes capítulos, dedicados al Volcanismo de la Península Ibérica, Islas Canarias, Riesgos geológicos y geotécnicos, Reducción del riesgo volcánico y Volcanes y Medio Ambiente, prologados por el prestigioso geógrafo Eduardo Mar-

tínez de Pisón e introducidos por dos grandes expertos de la materia: Vicente Araña y Joan Martí.

La publicación de "Últimas aportaciones en Volcanología, 2005-2008" no hubiera sido posible sin la ayuda prestada por organismos e instituciones que, desde el primer momento aceptaron nuestras propuestas de trabajo. Por ello desde estas líneas agradecemos profundamente su apoyo a la Asociación para el Desarrollo del Campo de Calatrava, a la Universidad de Castilla-La Mancha, al Ministerio de Ciencia y Tecnología y a las administraciones regionales, provinciales y locales. Y, por supuesto, a todos los autores que de forma desinteresada han dado cuerpo con sus contribuciones a esta obra, editada gracias a la implicación del Centro de Estudios Calatravos, así como a los diseñadores de la misma, que la han dotado de una sinestésica armonía.

Editores científicos
Almagro, 2010

"En abril de 1944, después de haber sacudido la tierra durante varios días y vomitado torrentes de lava, el volcán se apagó. Y no se apagó poco a poco sino de repente; la frente envuelta en un sudario de nubes lanzó un gran grito y súbitamente el frío de la muerte petrificó sus venas de fuego.

El dios de Nápoles, el tótem del pueblo napolitano estaba muerto.

Un lúgubre silencio pesaba sobre la ciudad enlutada; la voz de Nápoles, la antigua y noble voz del hambre, de la piedad, del dolor, de la alegría, del amor, aquella voz ronca, alegre, sonora y triunfante, la voz de Nápoles, se había callado.

Y si alguna vez los fuegos del poniente, el reflejo plateado de la luna o un rayo del sol levante parecían inflamar el blanco fantasma del volcán, un grito agudo, como el de una parturienta, se elevaba en la villa. Todo el mundo se precipitaba a las ventanas, se lanzaba a la calle, se abrazaba llorando de júbilo, transportado por la esperanza de que la vida hubiese vuelto, por milagro, a animar las venas exhaustas del volcán y aquella nota sangrienta del sol poniente, aquel reflejo de la luna, o aquella tímida claridad del alba fuese el anuncio de la resurrección del Vesubio. Pero pronto la decepción y la rabia sucedían a aquella vana esperanza; la muchedumbre, separando sus manos juntas en una actitud de oración, levantaba los puños amenazadores o hacía ademanes obscenos al volcán, mezclando las súplicas y los lamentos a los insultos.

–¡Ten piedad de nosotros, maldito!, ¡Hijo de puta, ten piedad de nosotros!– ...

Una tarde, era el mes de abril, vimos en los flancos del volcán una larga hilera de llamas rojizas que subían hacia el cráter. Preguntamos a un pescador qué eran aquellas luces. Eran una procesión llevando al Vesubio ofrendas votivas para apagar su rencor y suplicarle que no abandonase a su pueblo".

"La Piel". Curzio Malaparte.

ÍNDICE GENERAL

PRÓLOGO

Eduardo Martínez de Pisón Stampa

11

INTRODUCCIÓN

LA VOLCANOLOGÍA ESPAÑOLA UNA PERSPECTIVA HISTÓRICA

Vicente Araña Saavedra

17

LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA A NIVEL INTERNACIONAL

Joan Martí Molist

29

LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN ESPAÑA. VOLCANISMO PENINSULAR

37

LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN ESPAÑA. LAS ISLAS CANARIAS

125

RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN TERRENOS VOLCÁNICOS

233

RIESGO VOLCÁNICO

269

VOLCANES, RECURSOS NATURALES Y MEDIO AMBIENTE

329

PRÓLOGO

Eduardo Martínez de Pisón Stampa
Catedrático Emérito de Geografía Física
UAM

Con frecuencia se ha incluido la geografía de los volcanes en la de las montañas, como un caso particular por el aislamiento del cono, cuya dimensión puede ser destacable, o por su inclusión en una cordillera como en el caso de los Andes, aunque con su dinamismo y actividad propios y con su forma y roquedo peculiares, pero montaña al fin, al menos en sentido orográfico y cultural. No obstante, también ha tenido su propia geografía, derivada de su acusada personalidad natural, su capítulo apropiado, que ha introducido matices en tal concepto orográfico. E incluso popularmente, por ejemplo en Canarias, la "montaña" es el cono, pero el "volcán" es todo el material y todo el paisaje eruptivo, piroclastos, coladas, esparcidos por el relieve sin forma de montaña. También en la tradición se ha identificado el volcán con la erupción y el enigma de uno radicaba en el de la otra.

La ciencia se ha ocupado de los volcanes por su estructura, composición, dinamis-mos, relieves, elementos y paisajes, revelando la complejidad, articulación e interés de esa personalidad física tan marcada. El entendimiento de los volcanes constituye, por tanto, una especialidad y también una lógica para explicar un fenómeno terrestre de primera entidad. Pero esa especialidad ha tenido que ser múltiple, puesto que requiere perspectivas convergentes y sumas de conocimientos, a la vez que se vincula a una pluralidad de efectos naturales y sociales.

Si hay algo que tenga sus raíces hundidas en nuestra cultura clásica es el volcán. Sus modelos míticos son el Etna, el Vesubio y los Campos Flegreos. También el volcán en los confines de los periplos antiguos, que parcialmente puede asociarse al Teide. Y ambos perduraron en el tiempo muy largamente y fueron usados como referencias de modo permanente. Pero fue la gran catarata de conocimientos de la naturaleza americana traída por los cronistas de Indias la que desembarcó en Europa nuevas observaciones volcánicas y un afán por reinterpretar sus causas, materias, dinamis-mos, formas y significados, tanto con datos de primera mano como con teorías generales, que tomaron o dejaron las viejas ideas, aún vigentes entonces, de Aristóteles. Luego, las construcciones científicas de Kircher sobre el Mundo Subterráneo y sus exploraciones en los volcanes italianos, condujeron a la teoría del tejido ígneo del interior terrestre con lo que denominó conjunto de "pirofilacios", como una gran oficina o máquina planetaria

en sistema completo, desde un fuego central a una red de cámaras, cavernas, conductos y volcanes. Las ideas sobre la constitución del globo terrestre no faltaron entonces, como las expuestas por Descartes del fuego central de una estrella enfriada, antigua hipótesis desde Alberto Magno, renovada, que incluían necesariamente el origen de las montañas, dinanismos vinculados del interior y de la corteza y, lógicamente, los volcanes. Habrá que esperar al plutonismo, como de todos es sabido, para el proceso de reajuste moderno de la geología volcánica, pero hay un viaje de un geógrafo en ese momento de cambio que es especialmente significativo en lo exploratorio, en lo científico y en lo cultural, dentro de ese proceso renovador: el de Humboldt por las regiones equinociales, iniciado con su ascensión al Teide y su interpretación de sus materiales, formas y paisajes, y seguido por una consideración general sobre la universalidad y relaciones de conjunto del fenómeno volcánico. Esas son nuestras raíces. Todo el gran progreso posterior en la ciencia de los volcanes, hasta la moderna concepción dinámica global del planeta, arranca de esos pasos primeros. En conjunto, es la historia de un esfuerzo de la inteligencia y del rigor. Por eso, su estudio no puede separarse de la fascinación.

Aunque hay que añadir, en este escenario, que la erupción contribuye no poco a tal fascinación y que sus relatos e imágenes, además de sus análisis, siempre han dado lugar a emoción, estética, interrogantes sobre el aparente caos y, claro está, pavor. Por otro lado, si hay la fuerza de una norma en la naturaleza, ésta se revela de modo contundente en el volcán: su estudio es exigente y pone en juego todos los grandes dinanismos terrestres, la constitución de la corteza y la configuración rápida y renovada de paisajes. Si esto no corresponde a una faceta atractiva de la ciencia ¿cuál habrá?

Además, el volcán está asociado a la variabilidad del territorio, por supuesto geológicamente, también como forma de relieve, como incidencia en la hidrografía, como factor en el clima, como soporte de vegetación, como recurso humano. Sus repercusiones geográficas son múltiples y más si es activo. En este caso, las culturas lo asocian inevitablemente a la catástrofe inevitable, con numerosos ejemplos históricos, también en la raíz de nuestra civilización y en muchas otras de los pueblos repartidos por el mundo. Hasta las religiones expresan su respuesta al volcán y su símbolo como manifestación de la fuerza sin medida. Hoy, en un mundo de la precaución razonable, ese temor a la catástrofe pone en marcha iniciativas de seguimiento, ensayos de predicción y prácticas de protección civil. Se alternan los hábitos y las alertas, se excitan y se duermen las vigilancias, pero el volcán entretanto sigue trabajando en silencio. El científico también.

Y no olvidemos, finalmente, que el volcán ha sido un gran motor de cultura, con un cuerpo propio de libros, poemas, tratados, análisis, descripciones, viajes, relatos de erupciones, pinturas, que recorre Europa sin cesar desde la antigüedad clásica a hoy, repitiéndose y renovándose constantemente. Hay un ciclo cultural del volcán, un museo y una biblioteca, además de un laboratorio. Todo ello en conjunto anima a continuar en la labor y en el fervor que la mantiene. Que esta obra, que publica los trabajos ya de una *IV Reunión de la Red Española de Volcanología*, procedentes del rigor y de la continuidad en el esfuerzo por comprender la Tierra en una de sus manifestaciones más interesantes, reavive también el entusiasmo por contribuir a entender su fuerza. Aquí hay voluntad y amplitud de investigación, a la vez particular y común desde distintas perspectivas, y, sobre todo, método y calidad de resultados. Se puede decir que, sin duda, sus autores han contribuido, cada vez con más brío y solvencia, a que el ciclo del saber siga avanzando.



Erupción del volcán Chinyero. Tenerife, 1909. Cortesía del Cabildo Insular.

“Eran las dos y media de la tarde y yo me hallaba labrando unos trillos, y sentí temblar la tierra bajo mis pies. Dio una vez un hurrido que yo miré el cielo creyendo que pasaba algún gran bando de palomas... Entonces vinieron unos pastores de Las Manchas y todos dijeron: ‘Vamos a marcharnos que de esto tiene que dimanar algo malo’. En ese momento reventó el volcán”.

Relato de José Hernández. Testigo del comienzo de la erupción. 1909.

LA VOLCANOLOGÍA ESPAÑOLA UNA PERSPECTIVA HISTÓRICA

THE SPANISH VOLCANOLOGY. AN HISTORICAL OVERVIEW

Dr. Vicente Araña Saavedra

Volcanólogo del Museo Nacional de Ciencias Naturales
CSIC

INTRODUCCIÓN

Este texto se limita a presentar algunos aspectos relevantes de la Volcanología española, descartando los estudios realizados por extranjeros en nuestro territorio. Incluyo algunas reflexiones personales, y por lo tanto subjetivas, fruto de los muchos años (desde 1965) de estrecha relación profesional con el tema. Tratándose de una revisión histórica, he procurado enmarcarla en la situación internacional de cada momento, destacando los hechos que, en mi opinión, han supuesto un primer paso o un impulso trascendente –culminado o no– para el conocimiento de nuestro volcanismo, y el progreso de nuestra Volcanología. He obviado la cita nominal de personalidades vivas, especialmente si se encuentran en activo.

Sin dejar de lado la España peninsular, casi toda la exposición se centra en las Islas Canarias, una de las áreas volcánicas más interesantes –si no la más– del Planeta.

En principio, tras unos breves antecedentes, se parte de la siguiente secuencia cronológica:

- 1.- La Ilustración, Los Naturalistas (siglos XVIII y XIX) **Carlos Gimbernat y Francesc Bolós**.
- 2.- Los precursores de la moderna Volcanología (primera mitad del siglo XX) **Lucas Fernández Navarro y Eduardo Hernández-Pacheco**.
- 3.- La ERA FUSTER y sus secuelas (segunda mitad del siglo XX) **José María Fuster** y sus discípulos.

ANTECEDENTES

En cualquier historia de la Volcanología, el único nombre "hispano" que aparece es el de **Séneca**; posiblemente, ahí termine para algunos la aportación española al estudio de los volcanes. Sin embargo, el desarrollo de esta Ciencia en nuestro país, tendríamos que calificarlo de notable en los últimos cuarenta años, pese a la carencia de erupciones desde 1971.

Tras **Séneca**, y aunque no podamos calificarlos como precursores, debemos recordar las descripciones de fenómenos volcánicos que hicieron muchos españoles que descubrían y conquistaban el Nuevo Continente en los siglos XVI y XVII, cuando en Europa todavía no se ocupaban seriamente de estos menesteres. Curiosamente, alguna de estas descripciones se han revelado de gran utilidad en los estudios recientes del volcanismo americano.

Siglo XVIII

En el siglo XVIII ya encontramos algunos hitos de la Volcanología española. En primer lugar la erupción de las Montañas de Fuego o Timanfaya en Lanzarote (1730-1736). Esta ha sido una de las mayores erupciones basálticas conocidas por el hombre, y tuvo también su "Plinio" en el cura de Yaiza, **D. Andrés Lorenzo Curbelo**. Casi por las mismas fechas (1735-1746) tiene lugar la famosa "Expedición al Perú" de **Ulloa y Jorge Juan**, en cuyos apuntes aparecen dibujos del Cotopaxi en erupción.

En 1753 se crea el Real Gabinete de Historia Natural con **Ulloa** como primer director. Esta entidad, que ha

evolucionado hasta el actual Museo Nacional de Ciencias Naturales (MNCN), ha sido, tanto la depositaria de los fondos de grandes expediciones, como la impulsora de los estudios relacionados con el vulcanismo.

En 1754, **Ulloa y Jorge Juan** fundan el Real Observatorio de la Armada en San Fernando, Cádiz, poniendo las bases de la Geofísica en España.

A mediados del siglo XVIII nace en Europa la Volcanología actual: **Guetard** (1751) identifica volcanes en Auvernia, **Desmarest** (1763) reconoce el origen ígneo de los basaltos y termina con la pugna Plutonismo–Nep-tunismo; finalmente **Dolomieu** (1788) asocia el proceso eruptivo con la presencia de gases en el magma. Por otra parte, **Hamilton** dedica varios años al estudio del Vesubio en erupción (1764-1776) y presenta sus resultados en la Royal Society de Londres. A nuestros efectos, el siglo termina con la erupción del Chahorra en las faldas del Teide (1798), que por muy poco no coincidió con la estancia de **Humboldt** en Tenerife durante su famoso viaje (1799-1804) en el que realizó importantes observaciones sobre el vulcanismo Andino.

Siglo XIX

Mal siglo si tenemos en cuenta que prácticamente se abre y cierra con las mayores catástrofes eruptivas históricas: Tambora (1815) y Krakatoa (1883). En Canarias sólo se registra la pequeña erupción de 1824 en Lanzarote, sin mayores consecuencias.

Mal siglo también para España tras la guerra napoleónica y el sucesivo reinado de Fernando VII. No obstante habría que señalar aquí la actuación de los proto-volcanólogos. El primero, **Javier Bolós** (1773-1844), naturalista olotino que ya a fines de la centuria anterior había identificado el vulcanismo catalán de La Garrotxa, aunque no publicó sus observaciones hasta 1820. El segundo, también considerado como primer geólogo catalán, fue **Carlos Gimbernat** (1768-1834). Este eminente naturalista de gran prestigio en Europa, fue ante todo un hombre de su tiempo que, aunque nombrado Vicedirector del MNCN, no quiso saber nada de su país natal, siendo su mayor anhelo obtener la nacionalidad bávara. Bajo la protección del Rey de Baviera estuvo en Nápoles varios años (1818-1821) estudiando al Vesubio, de cuyas lavas envió muestras a diversas instituciones españolas, lo que le confiere esta categoría de proto-volcanólogo hispano.

Interesante también fue la “Expedición Científica Americana” (1862-1865) organizada por el MNCN. Se

estudiaron los volcanes de Ecuador, pero antes se había detenido en Tenerife y subido al Teide.

Las primeras referencias a las formaciones volcánicas de la Península, en su conjunto, por un autor nacional, se deben a **Mestre** (1844) en el marco de las memorias del Bol. Oficial de Minas, que acompañaban la edición del Mapa Geológico de España. Las publicaciones sobre vulcanismo canario de carácter científico tienen que esperar a los trabajos de **Salvador Calderón** y **Arana** entre 1874 y 1883.

Hay dos eventos importantes en este siglo que influirán más tarde en el desarrollo de la Volcanología española. En 1870 se crea el Instituto Geográfico Nacional y en 1871 nace la Sociedad Española de Historia Natural (RSEHN); es la sociedad científica más antigua de España, aunque no sería declarada “Real” y de utilidad pública hasta 1903.

La sequía científica hispana se pone más de manifiesto si tenemos en cuenta los estudios y publicaciones sobre el vulcanismo canario entre 1820 y 1870 de eminentes naturalistas europeos como **Webb**, **Berthelot**, **von Buch**, **Lyell**, **Fritsch**, **Reiss**, **Hartung**... Esta “invasión” científica europea decimonónica estaba justificada por la situación estratégica de Canarias en el paso Europa–África–América y por el interés de su patrimonio natural. Un siglo después se acentuarían estas visitas de colegas extranjeros, facilitadas además por la benignidad climática y las comunicaciones.

Hoy continúan siendo mayoría los nombres foráneos que aparecen como estudiosos del vulcanismo canario en revistas internacionales, unas veces colaborando con grupos españoles, pero otras sin el menor control, creando problemas de competencia en algunas ocasiones.

Siglo XX (1900-1936)

En el primer cuarto de este siglo se pusieron las bases para el predominio, durante muchos años, de la visión petrológica casi exclusiva de los procesos volcánicos. Poco después de que **Wegener** (1912) intuyese la deriva continental, **Daly** (1914) realiza su estudio sobre las rocas ígneas y su origen; inmediatamente **Holmes** (1916) aborda la génesis mantélica de los magmas y **Bowen** (1928) la evolución/diferenciación magmática, que ya había planteado **Darwin** casi cien años antes en su estancia en las islas Galápagos.

En su rápido desarrollo, la petrología ígnea ya estaba íntimamente ligada a la geoquímica, que había experimentado un notable progreso tecnológico desde que **Kennedy** (1805) realizase el primer análisis químico

“completo” de un basalto. La posición dominante de los petrólogos en el estudio de los volcanes, no quiere decir que la volcanología “física” estuviese abandonada y, en la Asamblea de la IAVCEI de 1939 se presentó el primer “Mapa y Cálculo de Volcanes Activos”.

Luis Solé Sabarís, reconocido historiador de la Geología española, ha manifestado que la etapa 1906-1936 coincide con el máximo esplendor del Museo Nacional de Ciencias Naturales. En mi opinión, este período puede ya considerarse como el primer ciclo de la moderna Volcanología en España. Está ligado a dos nombres preeminentes en nuestro patrimonio científico nacional e internacional: **Lucas Fernández Navarro** y **Eduardo Hernández Pacheco**, que tienen un antecedente próximo en el citado **Calderón** y unos sucesores inmediatos en **Isidro Parga Pondal** (Geoquímica), **Francisco Hernández Pacheco** (Geografía-Geología) y **Maximino San Miguel de la Cámara** (Petrología). Todos ligados al MNCN.

Intentaremos una síntesis cronológica de este período:

- 1905 – La Real Soc. Esp. Hª Natural (RSEHN) constituye una comisión para el estudio del NE de Africa, incluida Canarias.
- 1906 – **Eduardo Hdez. Pacheco** realiza su Estudio Geológico de Lanzarote, que publicaría (1909) en el boletín de la RSEHN.
- 1907 – **Lucas Fdez. Navarro** (con **Calderón** y **Cazurro**) publica su estudio sobre los volcanes de Gerona.
- 1908 – **Lucas Fdez. Navarro** publica sus “observaciones” sobre la isla de El Hierro.
- 1910 – **Lucas Fdez. Navarro** publica su estudio sobre la reciente (1909) erupción del Chinyero en Tenerife.
- 1917 – **Maximino San Miguel** publica en alemán su “Volcanismo en España”.
- 1918 – **Lucas Fdez. Navarro** publica sus estudios en Gomera.
- 1919 – **Lucas Fdez. Navarro** publica la primera síntesis sobre la constitución del archipiélago canario y también el primer trabajo específico sobre el volcanismo histórico de Canarias.
- 1924 – **Lucas Fdez. Navarro** es el primero que publica en el Bull. Volcanologique (nº 2), presentando sus “Datos sobre el volcanismo Canario”.
- 1926 – En el marco del Congreso Internacional de Geología celebrado en Madrid, se organizan excursiones a Canarias y La Garrotxa. La primera dirigida por **Lucas Fdez. Navarro** y la segunda por **Maximino S. Miguel** y **Marcet Riba**.

1927 – **Eduardo Hdez. Pacheco** publica un estudio sobre la región volcánica central de España.

1932 – **Francisco Hdez. Pacheco** publica su espléndida monografía sobre el Campo de Calatrava.

1935 – **Isidro Parga Pondal** publica, en una monografía del MNCN, su tesis doctoral sobre el “Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la península Ibérica”.

1936 – **Maximino San Miguel** publica su monumental “Estudio de las rocas eruptivas de España”, que había sido premiado (1933) por la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.

Finalmente, en este período debe reseñarse que en 1915 se crea en Bruselas la IUGG al unirse las Asociaciones Internacionales de Geodesia, Sismología, Meteorología, Geomagnetismo y Electricidad, Oceanografía Física y Volcanología. La de Hidrogeología se adscribiría en 1922. La IUGG se integraría en la ICSU en 1931. Consecuentemente, en 1922 se crea en España la Comisión Nacional de Geodesia y Geofísica con su correspondiente Sección de Volcanología, que es la interlocutora oficial de nuestro país en el ámbito científico internacional de la Volcanología, representado por la IAVCEI (Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra).

Siglo XX (1949-2000)

Tras el paréntesis de la Guerra Civil española y la segunda contienda mundial, iniciamos este período con la erupción del Nambroque (o San Juan) en la isla de La Palma el año 1949. Generalmente, en los países desarrollados, las erupciones recientes han supuesto un revulsivo y un aldabonazo en la conciencia social, que ha impulsado el progreso de la Volcanología nacional. Para ello se requiere que el fenómeno volcánico tenga cierta gravedad y la existencia de una masa crítica en el ámbito científico capaz de aprovechar la, por otra parte, dramática circunstancia de una erupción.

La erupción del Nambroque fue relativamente importante, sobre todo a nivel local, pero en España no existía una infraestructura volcánica que desarrollar. Quizá la única consecuencia indirecta fue la instalación (1952) en Tenerife, por parte del IGN, del primer sismógrafo y de un mareógrafo. Esta iniciativa culminaría en 1964 con la instalación del Centro Geofísico de Canarias, desarrollando tareas de sismicidad y geomagnetismo. Se enviaron a La Palma técnicos del IGN y del IGME. Estos técnicos (**Romero Ortiz** y **Bonelli**) elaboraron un prolijo informe sobre

el proceso eruptivo, que se editó en 1951 a propuesta de la Sección de Volcanología al pleno de la Comisión Española de Geodesia y Geofísica. También se realizaron otros estudios, como el que publicaron (1952) –en castellano– en el Bull. Volcanologique, **Fuster**, **San Miguel (Alfredo)** y **Martel**. Estos autores ya venían trabajando con otros petrólogos en el volcanismo peninsular, y también en el canario (**Martel**), norteafricano (**San Miguel**) y de Guinea (**Fuster**).

En 1939 se crea el Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) con el Instituto Lucas Mallada. En el mismo Organismo, en 1941, se crea el Instituto de Geofísica. Ambos centros se disolvieron en 1979, integrándose este último en el nuevo Instituto de Geología, constituido con una parte del Lucas Mallada y manteniendo su sede en el MNCN.

El decenio 1960-1970 va a ser decisivo tanto en España, como a nivel internacional. En 1960 **Hess** formula la expansión oceánica que **Le Pichon**, **Morgan**, **Wilson** y otros desarrollarán como Tectónica de Placas en este decenio. En 1964 **Mc Donald** y **Katsura** publicaban su estudio geoquímico de las rocas basálticas de Hawai. Pero lo más importante fue la implicación de la comunidad científica en el "Proyecto Internacional del Manto Superior". Lamentablemente, España no se sumó oficialmente a esta iniciativa que concluiría unificando los criterios que han definido la moderna Geología.

Lo ocurrido en España durante este decenio, supone el inicio de lo que denominamos "ERA FUSTER", ya que fue el Profesor **José María Fuster Casas** (1923-2000) quien crea y consolida la actual Volcanología española. Intentaremos exponerlo en una secuencia cronológica.

1962 – La investigación unipersonal del ciclo anterior, tiene que dar paso a las tareas de equipo y esto es lo que prepara el Prof. **Fuster** llevando a sus alumnos de 4º curso de C. Geológicas a una excursión de prácticas por Tenerife y Gran Canaria, acompañado por **Telesforo Bravo**, eminente naturalista canario, con el que ya había iniciado una fructífera colaboración.

1963 – **Fuster** dirige un proyecto para el estudio del volcanismo en el Levante peninsular con un primer equipo de jóvenes investigadores–petrólogos. Éste, y sus sucesivos equipos de colaboradores, se estructuran en los departamentos de Petrología y Geoquímica, tanto del Ito. Lucas Mallada (CSIC), como de la Facultad de Ciencias Geológicas (UCM), que serían prácticamente la única referencia española de investigación volcano-

lógica hasta finales del siguiente decenio, que podría ser considerado como la etapa más fecunda de la ERA FUSTER.

1965-1967 – **Fuster**, con un equipo parcialmente renovado, dirige el proyecto CAYCIT "Estudio litológico aplicado de las islas Canarias y de las regiones volcánicas de la Península".

1965 – **Fuster** organiza en Madrid un Coloquio sobre el "Manto Superior" que es, prácticamente, la única manifestación en España de este proyecto internacional.

1965 – **Fuster** y colaboradores inician las publicaciones sobre Canarias. Ya ha conseguido crear un Laboratorio de Geoquímica que pronto se convertiría en uno de los mejores de su especialidad en Europa, con una destacada producción en cantidad y calidad de su análisis de rocas canarias.

1967 – **Fuster** lidera el grupo de trabajo sobre "Volcanología de las Islas del Atlántico Central" creado en la XIV Asamblea General de la IUGG.

1968 – Simposio de la IAVCEI en Canarias organizado por **Fuster** y su equipo. Se publican las memorias y mapas litológicos 1:100.000 de Fuerteventura, Lanzarote, Gran Canaria y Tenerife. En años sucesivos se impulsará con el plan MAGNA la publicación por el IGME de la cartografía geológica de Canarias 1:25.000 y 1:50.000, ya iniciada en 1967.

Organizar este Simposio con un equipo joven e inexperto, fue un riesgo, cuyo esfuerzo se vio coronado por el éxito, que supuso un reconocimiento de la comunidad científica especializada en el estudio de los volcanes. A partir de aquí, el equipo de **Fuster** desembarca en revistas internacionales, reuniones científicas y colaboraciones con grupos de otros países, por lo que algunos miembros completan su formación en el extranjero.

En 1971 entró en erupción el volcán Teneguía en la isla de La Palma. **Fuster** improvisa un protocolo de actuación y realiza con su equipo –que incluía miembros de la Universidad de la Laguna– el seguimiento de la erupción junto a sismólogos del IGN y sin participación extranjera, salvo un pequeño grupo francés que se ocupó del análisis de gases. Los resultados de esta actuación se publicaron en un número especial de Estudios Geológicos que demoró excesivamente su aparición (1974).

Es quizá este el momento de resaltar la importancia de la Revista Estudios Geológicos como referente de obli-

gada consulta para conocer la evolución de los estudios hispanos sobre el volcanismo canario y peninsular. En ella se publicaron las numerosas Tesis doctorales dirigidas por Fuster hasta 1980 y en casi todos sus números desde 1965 se encuentran artículos sobre este tema. Por supuesto que otras revistas científicas españolas, especialmente Geogaceta desde 1986, acogen trabajos “volcanológicos” que inicialmente fueron difundidos básicamente en publicaciones de la RSEHN y del MNCN:

Entre las secuelas de la erupción del Teneguía, vale la pena detenerse a comentar los primeros pasos que se dieron para la creación de un Centro de Investigación Volcanológica en Canarias, proyecto que periódicamente se disuelve y reaparece. Los antecedentes coinciden con las erupciones del Siglo XX en Canarias. Ya, tras la de Chinyero (1909), **Lucas Fdez. Navarro** se sorprendía, y avergonzaba como español de que no hubiese un Observatorio Volcanológico en las faldas del Teide –en 1912 se crearía el Observatorio de Hawai y el Vesuviano ya existía desde 1847–. Tras la erupción de 1949 en La Palma, los medios de comunicación volvieron a hacerse eco profusamente de la necesidad de un Centro de esta naturaleza en Canarias. Finalmente, parece que otro impulso lo dio el mismísimo General Franco durante la erupción del volcán Teneguía (1971), o poco después.

Oficialmente, fue a principios de 1973 cuando la Sección de Volcanología de la Comisión Española de Geodesia y Geofísica propuso al Pleno de esta Institución la creación de un “Centro de Estudios Volcanológicos en Canarias”. Esto culminó con la creación de una Ponencia “ad hoc” nombrada por la Presidencia del Gobierno. Tras distintas peripecias, en 1975 se presenta el informe final de esta ponencia con un detallado plan que recogía estructura, objetivos, sede y subsedes, presupuesto, etc. Los Cabildos Insulares apoyan el proyecto y se comprometen facilitando suelo y el 50% de los gastos. El personal sería aportado por las instituciones implicadas directamente y que se coordinarían al efecto: CSIC, IGN y ULL. El IGN ya estaba desarrollando su “Observatorio Geofísico de Tenerife” y el CSIC se proponía crear en Canarias una “Sección de Volcanología” adscrita al Ito. Lucas Mallada. La financiación estatal se contemplaría en el marco del IV Plan de Desarrollo (1976-1979). Obviamente **Fuster** estuvo al frente de todas estas iniciativas, presidiendo la Ponencia formada por media docena de miembros de los que soy el único superviviente.

Un artículo sobre el “estado de la volcanología” que me publicaron en la Revista Arbor, a mediados de 1976,

terminaba con esta frase: “un cúmulo de circunstancias ha hecho inviable, hasta el momento, el proyectado Centro de Investigación Volcanológica en Canarias”. De estas circunstancias se hablaba en el último informe que me solicitó el Cabildo de Tenerife sobre el estado de la cuestión; destacaba los frecuentes cambios en la altas esferas de las distintas Administraciones e Instituciones implicadas que frustraban los sucesivos expedientes favorables, obligando a reiniciarlos; la confusa dependencia orgánica del Centro; las dificultades presupuestarias para la investigación en general; ceguera, desconocimiento y desinterés de algunos sectores implicados y decisivos; amén de los crónicos problemas de competencia científica, regional, política e incluso personal. Por otra parte se iniciaba la transición dictadura–democracia y la Volcanología debía esperar mejor ocasión para resolver sus iniciativas.

La “Sección de Volcanología” del CSIC, tampoco pudo sacarla **Fuster** adelante, aunque hubo una oportunidad a fines de 1976 cuando, en un conato de reestructuración del CSIC, aparece como uno de los Centros del proyectado “Instituto Nacional de Ciencias de la Tierra”; pero en 1977 cambia la Presidencia del CSIC y puede darse por terminado este primer intento. Hubo otro intento (1980), ya sin la participación de **Fuster**, que cuajó en un convenio firmado entre los presidentes del CSIC y del Cabildo de Tenerife, por el que el Cabildo cede unos locales en el antiguo edificio del Hospital Civil (junto al entonces Museo de Ciencias Naturales) donde el Instituto de Geología del CSIC, recientemente creado en Madrid, instala su “Estación Volcanológica” que, tras muchas vicisitudes, es hoy un Departamento del Instituto de Productos Naturales y Agrobiología de Canarias con sede en La Laguna.

El decenio 1970-1980 está marcado por el “Proyecto Geodinámico Internacional” en el que ya se contempla la mitigación de los efectos catastróficos de las erupciones. España participa oficialmente y su Comisión Nacional se constituye en 1972 con especial protagonismo de **Fuster** y su equipo. Este mismo año la UNESCO define el concepto de “riesgo”.

Se inicia la crisis del petróleo y el auge de las energías alternativas, celebrándose en Pisa, en 1970, el Simposio de las Naciones Unidas sobre la Energía Geotérmica. Esta temática amparará la financiación de la investigación volcanológica (1970/73 **Fuster** dirige el proyecto CAICYT “Evaluación de las posibilidades de energía geotérmica en España”) y auspiciará el que la “Volcanología” aparezca por primera vez en las estructuras de la Universidad (1971 – Curso de doctorado en la UCM: “Aspectos volcanológicos

de la energía Geotérmica”) y en el CSIC (1975 “Laboratorio de Volcanología y Geotermia” en el Instituto Lucas Mallada). En 1977 se perforó un Sondeo Geotérmico en Lanzarote, que alcanzó 2.700 m de profundidad, con datos negativos para la producción, pero interesantes para el conocimiento del sustrato insular y del inicio del volcanismo en las Canarias Orientales.

Es un hecho que en el ámbito de la Volcanología, como en el de otros campos culturales, existen áreas de influencia y colaboración. Por afinidad cultural parece que España debería concentrarse en Europa e Hispanoamérica. En este sentido hay que interpretar como una primera apertura al exterior los meses que el Prof. **Fuster** pasó en la Universidad de Costa Rica el año 1973. También la edición del primer libro editado en España (1974) dedicado al “Volcanismo, Dinámica y Petrología de sus Productos” tuvo una especial acogida en los países americanos de habla hispana, como lo tuvo también el siguiente (Volcanología, 1984) que ya abordaba esta ciencia multidisciplinar con una visión más amplia y actualizada. Aunque la fuerte colaboración con volcanólogos hispanoamericanos y europeos se intensifica y consolida más tarde, parece lógico considerar los antecedentes citados.

En 1975 se produce el cambio político en España. No tardarían en producirse también cambios en la política científica y universitaria, que sin duda influirán en el fondo y en las formas de desarrollar y liderar la Volcanología en nuestro país, aunque no podemos establecer relaciones directas. Una curiosidad es que en 1975 se crea la Compañía de Minas de Olot S.A. para intensificar la explotación de los materiales volcánicos de La Garrotxa. Como reacción, nace una Comisión para la protección de esta zona volcánica, con una componente política y trascendencia social en el ámbito nacionalista catalán. En cualquier caso, de esa iniciativa viene la importante labor volcanológica que hoy se desarrolla en el gerundense Parque Natural de los Volcanes.

Independientemente de los citados cambios, en 1979 llega como catedrático a la Universidad de la Laguna el Prof. **Eduardo Martínez de Pisón**, que impulsará la Geografía Física en su vertiente volcanológica con especial atención al volcanismo histórico en Canarias y a la Geomorfología Volcánica. Esta última disciplina se potenciará posteriormente en las universidades Complutense y Autónoma de Madrid y en la de Castilla-La Mancha.

El año 1979 es también clave, porque se escinde el equipo de **Fuster**, dividiéndose la estructura administrativa unitaria en la que venía operando, a la vez que surgen

otros grupos ajenos a la petrología, como el ya citado de geografía física y la incorporación de la geofísica que venían exigiendo las corrientes dominantes en la Volcanología internacional.

En 1981 **Fuster** lee su discurso de ingreso en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales: “Evolución geodinámica del Archipiélago Canario”, insistiendo en lo que ya había expuesto en una versión anterior (1977). Venía a decir que las carencias en el estudio del volcanismo canario se centraban en Geofísica, Oceanografía y Geocronología. Esta última fue la que intentó abordar con colaboradores de la Universidad de La Laguna y los que permanecieron en el Dpto. de Petrología del Insto. de Geología Económica, nuevo Centro mixto UCM-CSIC. Se hizo también un esfuerzo por introducir la onerosa geoquímica isotópica, pero en esta época ya se estaban abandonando los laboratorios de geoquímica tradicional en los pequeños grupos de investigación, que comenzaron a utilizar los servicios concentrados en pocos Centros de referencia internacional. La Geofísica se impulsó en el Dpto. de Volcanología del nuevo Instituto de Geología, creado en el CSIC, como el de Geología Económica, tras la disolución del Insto. Lucas Mallada. La Oceanografía tardaría varios años en incorporarse con un grupo del IEO y su buque oceanográfico Hespérides (1986, Proyecto Teide y 1998, Estudio de la Zona Económica Canaria), bastante después de que buques oceanográficos extranjeros batiesen los fondos marinos canarios, aunque sin la necesaria conexión con especialistas en el volcanismo insular.

Esta sectorización en el estudio del volcanismo canario se refleja en la memoria presentada (1981) a la CEGG por los distintos grupos de trabajo. Otra temática de la moderna Volcanología (el riesgo) va a ser también prioritaria en el Instituto de Geología del CSIC que, entre 1979 y 1982, desarrolla el proyecto CAICYT: “Evaluación del riesgo volcánico en Canarias”.

Se iniciaban los años 80 con cierto retraso –como siempre– en la evolución metodológica de nuestra Volcanología. Afortunadamente y, al igual que había pasado en los 60 con la petrología–geoquímica, alcanzamos rápidamente un nivel destacado, pese a los escasos medios humanos y materiales disponibles. Fuimos capaces de desarrollar software e instrumentación que se implantaría en áreas volcánicas de varios países, iniciando incluso líneas experimentales y modelización. Adelantando acontecimientos, intentaré resumir en la siguiente cronología, muy simplificada e imprecisa, esta evolución metodológica de la Volcanología hispana hasta convertirse a fines

del S. XX en una ciencia multidisciplinar que, –además de potenciar la línea “vigilancia/riesgo”– conecta con ramas de Sociología, Historia, Arqueología...

Hasta 1936: Geología “descriptiva”
Desde 1940: Petrología–Geoquímica
Desde 1970: Geofísica
Desde 1980: Geografía Física
Desde 1985: Geodesia–Gravimetría
Desde 1990: Gases
Desde 1995: Modelización

El proyecto internacional de la década 1980-1990 es el de “La Litosfera” que concierne expresamente a la Volcanología. Esta vez si estamos presentes y con participación activa desde el principio en las principales actividades, lobbies e iniciativas a nivel internacional como las que indico a continuación:

1981 – Constitución en la IAVCEI del grupo de trabajo para la “Mitigación de catástrofes volcánicas” (En 1987 ya había participación española activa en otros tres grupos de trabajo, algo impensable en el decenio anterior).

1982 – Creación del WOVO (Organización Mundial de Observatorios Volcanológicos).

1983 – Constitución de la Comisión UNESCO/IAVCEI para definir volcanes de alto riesgo.

1985 – Crisis y catástrofe del Nevado del Ruiz (Colombia).

1987 – Creación en la Fundación Europea de las Ciencias (ESF) de la Red Volcanológica Europea y del EVOP (European Volcanological Program, 1987-1992).

La activa participación en el EVOP con representantes de otros seis países europeos (Italia, Francia, Reino Unido, Alemania, Grecia y Portugal) nos va a permitir homologarnos y progresar dentro de Europa que, junto a los EEUU y Japón, lideraba la Volcanología mundial. En España, los mayores resultados se verán en la siguiente década, pero ya comenzamos a tener eco social e institucional que se refleja en los siguientes hechos:

1981 – Se crean en el CSIC las tres primeras plazas con la denominación de “Volcanología”, entrando el primer geofísico en la plantilla del recién creado Instituto de Geología, que pronto (1984) desaparecería integrado en el MNCN, donde persiste, por poco tiempo ya según parece, el Dpto. de Volcanología.

1983 y 1984 – Seminarios sobre Volcanología en la UIMP (el último ha sido el año 2006). Curiosamente, la Uni-

versidad española, sigue sin crear –ni siquiera en la nueva ULPGC– un departamento o una cátedra de Volcanología. Ni siquiera se contempla como asignatura troncal en ningún curso de las universidades canarias, aunque en 1986 se impartía en Barcelona el primer curso de doctorado de la Universidad española.

1986 – Que la Geofísica ya estaba plenamente incorporada a la Volcanología española, lo prueba la edición de un número especial de la veterana “Anales de Física” dedicado a la “Física de los fenómenos volcánicos”. Otra evidencia es que la primera expedición española a la Antártida, también en este año, la realiza un equipo del Dpto. de Geología del MNCN/CSIC para el estudio volcanológico con métodos geofísicos de la Isla Decepción, colaborando con la base antártica Argentina.

Muy importante, por la trascendencia y prestigio que ha adquirido fue la creación en este año del Laboratorio Geodinámico de Lanzarote, que hoy cuenta con la más moderna instrumentación aportada por centros de varios países y controlada por el Ito. de Astronomía y Geodesia del CSIC/UCM, incorporado poco antes a la investigación volcanológica Canaria, especialmente en el ámbito de la geodesia y la gravimetría, que se ampliaría progresivamente para culminar con la utilización de técnicas espaciales.

1988 – Creación de la “Casa de Los Volcanes” por el Cabildo de Lanzarote, con la colaboración y gestión científica del Dpto. de Volcanología del MNCN/CSIC. Se trata de un Centro de divulgación volcanológica de prestigio mundial con más de 2.500 m² dedicados a exposiciones que reciben más de un millón de visitantes al año y cuya estructura está siendo imitada en otros países con áreas volcánicas activas. También cumple funciones de apoyo a la investigación volcanológica y a la vigilancia de la actividad volcánica en Canarias, manteniendo la instrumentación y la central de datos del citado Laboratorio de Geodinámica. Este Centro fue ampliado y consolidado el año 2002, confirmando el compromiso del Cabildo de Lanzarote con la Volcanología española, como fue reconocido por la Asociación Española de Científicos que le otorgó su Placa de Honor en 2003, recibiendo el mismo reconocimiento de la IAVCEI en 1997.

La Casa de los Volcanes, es la sede de cursos, seminarios, congresos y reuniones científicas organizados por diversos grupos de trabajo, nacionales e internacionales. Edita una serie de volúmenes (9 hasta

2008), dedicados a diversos temas relacionados con la Volcanología, además de folletos, guías y material didáctico. En colaboración con miembros del CSIC, este centro lidera importantes proyectos de investigación en Canarias, como una línea de divulgación científica en el Proyecto Interreg (2002-2005) sobre "Volcanismo de la Región insular Macaronésica".

No podemos olvidar que esta tarea de divulgación, se realiza también en otras instituciones que organizan seminarios y editan folletos, elaboran documentales, colaboran en programas de TV y radio, etc. En especial debemos citar algunas iniciativas del DG de Protección Civil y la proyección de museos de la naturaleza y centros de interpretación como el MNCN (Exp. temporales e itinerantes y fondos); M. de la Naturaleza y el Hombre (Tenerife); M. Canario (Gran Canaria), Parques: Timanfaya, Teide, La Garrotxa; Centro Volcán S. Antonio (La Palma) e itinerario volcán Mña. Colorada (Lanzarote).

En este año se celebra el primer simposio sobre volcanismo en el II Congreso Geológico de España. Este tipo de reuniones nacionales dedicadas específicamente a la Volcanología sólo se venía realizando, en las Asambleas de Geodesia y Geofísica, organizadas por su Sección de Volcanología desde 1974. En cuanto a reuniones internacionales, el Simposio sobre Calderas de la EGS (Barcelona 1989) es el primero en celebrarse desde la reunión de la IAVCEI en Canarias, en 1968.

1989 – Se organiza en Lanzarote el "Meeting on Canarian Volcanism" auspiciado por la ESF. Reúne a 150 participantes entre los que está más de medio centenar de españoles directamente implicados en el estudio de los volcanes, es decir la práctica totalidad de nuestra comunidad científica, que no ha vuelto a reunirse con tal unanimidad.

1990 – El Cabildo de Tenerife crea el "Instituto Tecnológico y de Energías Renovables" que introduce las técnicas analíticas de emanaciones gaseosas en la vigilancia del volcanismo canario.

También este año se traslada a Lanzarote, con sede en su Casa de Los Volcanes, el "Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica" patrocinado por la UNESCO y la IAVCEI, y organizado por el Dpto. de Volcanología del MNCN/CSIC con la colaboración de varios grupos de España y otros países. Este prestigioso curso alcanzó la décimo octava edición en 2005 y por él han pasado como profesores los mejores especialistas, y entre sus alumnos se encuentra hoy la

mayoría de los líderes de la Volcanología iberoamericana. Actualmente el curso está en una etapa de transición y parece enfocarse hacia un seminario sobre el volcanismo de las islas Atlánticas con la alternancia de sedes en estos archipiélagos.

El decenio 1990-2000 es declarado por la ONU el de la prevención y mitigación de los desastres naturales (IDNDR). En este marco se consigue, no sin dificultades y sin ningún apoyo político, que el Teide fuese seleccionado como uno de los 15 "Volcanes de la década" y uno de los 5 "Volcanes Laboratorio europeos". Finalizado el decenio se reconoció que los estudios realizados en el Teide estaban entre los que habían cumplido mejor y con más eficacia los objetivos para los que se habían seleccionado estos pocos volcanes en todo el mundo.

Entre 1993 y 1996 se desarrolló el "Proyecto Teide". Fue uno de los primeros grandes proyectos del Programa Marco Europeo I+D, dirigido por un español y con participación mayoritaria de científicos de nuestro país. Lo realizaron 200 investigadores de 30 Centros de 10 países. Fue ampliamente multidisciplinar, con 9 subproyectos y 8 proyectos asociados. Su financiación se elevó a unos 200 millones de pesetas de la época. En sucesivos Programas Europeos continuó el liderazgo español, por distintos compañeros y grupos de trabajo, aumentando el prestigio internacional de algunos sectores de nuestra volcanología, porque, bien es verdad, no todos se incorporaron a la dura lucha que supone mantenerse al alto nivel de la exigente competencia internacional.

En 1995 se celebran las Primeras (ya van por la IV) Jornadas Internacionales de Volcanología en Olot. Esta es la última referencia en mi reseña histórica a este tipo de eventos, porque por estas fechas ya constituían una actividad frecuente. Se multiplican los talleres, seminarios, reuniones científicas, cursos, etc., nacionales e internacionales organizados especialmente en Canarias, donde acaba de celebrarse (2008) el último Congreso Geológico de España con una lógica relevancia de la Volcanología ... al menos de "una parte". Hay que pensar que –afortunadamente– a estas alturas del siglo XX, "una parte" del conjunto de "volcanólogos" (admitiendo la palabra, para entendernos) es ya numerosa. En el Directorio de Volcanólogos Europeos elaborado por la ESF en 1991, figuraban 127 italianos, 93 franceses, 35 ingleses, 34 islandeses, 25 portugueses, 20 griegos y 31 españoles. Hoy debemos superar el centenar agrupados (s.e.u.o.) en los siguientes Organismos e Instituciones:

CSIC = IGE = UCM (Fac. Geología)
CSIC = IAG = UCM (Fac. Matemáticas)
CSIC = MNCN / Dep. Volcanología
CSIC = IJA / Dep. Riesgos Naturales
CSIC = IRNAC / Estación Volcanológica
CSIC = Casa Volcanes = Cabildo Lanzarote
CSIC = Lab. de Geodinámica = UCM = Cab. Lanzarote
Universidad (Geografía) = ULL, ULPGC, UCM, UCLM...
Universidad (Petrología) = ULL, ULPGC, UCM, B, Z...
Universidad (Geofísica, Geodesia) = UCM, B, G, C, V, Bu...
IGN, IGME, IEO, ROA
ITER = Cabildo Tenerife
P.V. La Garrotxa, P.N. Timanfaya, P.N. Teide

En 1996 ocurre un hecho que parecía trascendental, pero que no lo ha sido tanto al discurrir el tiempo: Se publica en el BOE la Directriz Básica de Protección Civil sobre Riesgo Volcánico. En su cumplimiento se constituye la "Comisión para el seguimiento y evaluación de los fenómenos volcánicos en Canarias". Esta Comisión, que se reuniría anualmente, era el lugar de encuentro de los científicos y técnicos especialistas en investigación y vigilancia (CSIC, IGN, ITER y ULL) con las autoridades y técnicos de Protección Civil estatales y autonómicos. Una comisión así no existía desde la que se creó coyunturalmente tras el famoso terremoto de Mayo de 1989, sentido en Gran Canaria y Tenerife.

Entramos ya en una época en la que comienza a desarrollarse el difícil, pero necesario, diálogo entre Volcanología y Protección Civil. En 1977 se lee la primera tesis doctoral (UCM) sobre Riesgo Volcánico y se crea en el CSIC la Red Intercentros de Investigación Volcanológica, que intentaba coordinar al menos a los volcanólogos de este Organismo. Se firma un acuerdo para el mantenimiento de esta Red (y su instrumentación en Canarias) con el Gobierno Autónomo Canario, que por primera vez se implica oficialmente en la Vigilancia Volcánica.

La preocupación de la Sociedad por los problemas que pueden crear sus volcanes comienza a manifestarse de muchas maneras, una de las cuales es la primera reunión de "Cities on volcanos" (Roma, 1998), cuya próxima edición tendrá lugar en Tenerife (2010). Otra podría ser la Asociación Europea de Ciudades y Territorios Volcánicos (2006) en la que Lanzarote ocuparía una Vicepresidencia y en el mismo orden de sensibilidad social podríamos citar la selección del proyecto español "living with volcanos" como uno de los "Proyectos del mundo" en la Expo 2000 de Hannover.

Siglo XXI

En el año 2000 fallece el profesor **Fuster**, que se había jubilado de su cátedra en 1993, aunque nunca abandonó su actividad investigadora, no sólo en Volcanología, sino en todos los campos de la petrología ígnea.

El nuevo siglo comienza con una seria advertencia al anunciarse (2001) en los medios de comunicación un posible tsunami que se originaría por gigantescas avalanchas en la isla de La Palma. Este disparate desencadenó una alarma que puso de manifiesto la carencia de una estructura oficial y científicamente sólida para dar respuesta inmediata y unitaria a cualquier inquietud derivada del desconocimiento del fenómeno volcánico canario en la Sociedad, Autoridades y Medios de Comunicación. Pese a sus esfuerzos, volvió a mostrarse poco operativa la renovada Sección de Volcanología en la reestructurada CEGG. Otra regulación en el 2007 está por concretarse.

El año 2004 se inicia una crisis volcánica en el Teide, que crea la lógica alarma en la población, coincidiendo con un cambio político en la administración, que condujo a improvisaciones. Se demostró una vez más que los científicos carecen de una estructura en la que unificar criterios y decisiones. Afortunadamente el proceso volcánico no desembocó en una erupción y las actuaciones han podido reconducirse hacia medidas y trabajos claramente positivos, que demostrarán su eficacia en futuras ocasiones.

Tras la crisis –y no sé si como consecuencia de la misma– tanto el IGN como el IGME, especialmente el primero, potencian sus Centros en Canarias. Asimismo, el IGN asume reglamentariamente competencias en vigilancia de volcanes y el IGME impulsa sus estudios sobre riesgo volcánico (Volcanten).

Toca ya comentar los intentos de asociacionismo en el ámbito de la Volcanología española, tanto académico, como abierto a sectores más amplios de la sociedad que se interesan por los volcanes en cualquiera de sus facetas científicas y culturales. En el 2003 se convoca una reunión en Olot (2003) para constituir la Red Española de Volcanología (REV), que parece consolidarse en la siguiente reunión (Lanzarote 2004). En Tenerife (2007) se celebra otra reunión en la que nace la "Sociedad Española de Volcanología". En Almagro, Ciudad Real (2008) se han convocado conjuntamente tanto la IV Reunión de la REV como la Asamblea de la SEV, en las que espero sean útiles estas reflexiones que presenté en su conferencia inaugural.

Volviendo atrás, conviene recordar el valor de nuestros volcanes como Patrimonio Natural y Cultural que debemos proteger y divulgar, además de estudiar, conocer

y vigilar. Todos sabemos que el primer Parque Nacional se declaró en los EEUU para proteger el paisaje y las manifestaciones volcánicas de Yellowstone (1872) y en el mismo siglo XIX se crearon otros en EEUU y Nueva Zelanda. Hoy casi todas las áreas volcánicas del planeta están protegidas, lo cual minimiza claramente el riesgo en esas regiones. Como ejemplo próximo recordamos que el mayor Parque Nacional de Francia está en el terreno volcánico de la Auvernia.

En España se creó el P.N. del Teide en 1954 en el marco de la Ley de Parques de 1916; con una legislación posterior se creó el P.N. de Timanfaya en 1974. La recalificación y los nuevos patronatos (1981) de los P.N. canarios introdujeron normas para impulsar y controlar los estudios volcanológicos en los mismos. En 1982 se crea el Parque Natural de La Garrotxa y en 1987 el de Cabo de Gata, mientras que algunos volcanes del Campo de Calatrava, tienen también alguna forma de protección. La Legislación Canaria de 1987 y 1994 afecta al 40% del suelo insular con 145 espacios protegidos, gran parte de ellos por su valor volcanológico.

No querría concluir sin una reflexión sobre la impresión que la Sociedad tiene de nuestra profesión. Por ello reconforta terminar esta revisión histórica con un hito como la declaración del P.N. del Teide como Patrimonio de la Humanidad el año 2007. Los volcanólogos sabemos que sin nuestros logros (volcán de la Década, volcán Laboratorio Europeo, Proyecto Teide, Tesis doctorales y numerosos estudios) ese reconocimiento hubiese sido problemático, por lo que lo entendemos también como un homenaje –aunque no sea explícito– a nuestra labor, que también ha sido reconocida a nivel internacional y basta como ejemplo las recientes elecciones a la Secretaría General de la IAVCEI.

En cuanto al reconocimiento Institucional, no parece que hayamos merecido el de la Administración en el ámbito de la política científica, aunque sí en las Instituciones Canarias Autonómicas y de Cabildos, que en cuatro ocasiones han distinguido con honores a miembros de nuestra comunidad de volcanólogos.

El reconocimiento popular es más difícil de valorar –sólo se trasmite un creciente interés en los medios de comunicación– y habrá que esperar su acogida tras nuestro comportamiento en futuras crisis eruptivas y nuestra participación en tareas de divulgación y educación ciudadana.

EPÍLOGO

Cerca ya de mi retiro profesional, acepté la invitación para preparar a vuelo pluma, con mis reflexiones, recuerdos y alguna documentación, esta charla inaugural de la IV Reunión de la Red Española de Volcanología. Espero que al menos sirva para que las nuevas generaciones de volcanólogos españoles –y de aficionados a los volcanes– sepan de donde venimos y puedan orientar el futuro de esta ciencia, hoy multidisciplinar, con un mejor conocimiento de sus orígenes en España. Los ciclos suelen ser generacionales (20-30 años) y generalmente se solapan unos años, salvo por la desaparición prematura del líder o por circunstancias traumáticas como nuestra Guerra Civil. Aquí se ha considerado un ciclo precursor o pre-guerra (1906-1936) y una ERA FUSTER que comprende el segundo ciclo (1960-1985), donde se crea la Volcanología actual, y un tercer ciclo (1980-2000) en el que **Fuster** ya no controlaba o lideraba todos los grupos, que sí estaban formados mayoritariamente por sus discípulos y colaboradores. Este tercer ciclo ya toca a su fin, mientras comienza un cuarto en el cambio de siglo, que ya no tendrá como referencia inmediata a **Fuster** y que, aunque haya comenzado, está por definir.

La información aquí sintetizada, ya la tiene la mayoría de los veteranos que hoy pertenecen a nuestra comunidad volcanológica, que tal vez discrepe de mis puntos de vista y que, sin duda, encontrará omisiones involuntarias y errores en fechas y nombres, que espero puedan disculpar y corregirse en futuras reseñas, de nuestra Volcanología, protagonizada y contada por otros colegas.

Por lo tanto, continuará ...



Saint Pierre. Fotografía gentileza de Leboullanger.

“Le Gouverneur vient de nommer una commission à l’effet d’étudier les caractères de l’éruption volcanique de la Montagne Pelée. Cette commission est composée de MM. Le lieutenant-colonel Gerbault, Mirville, pharmacien, Léonce, sous-ingénieur colonial de Ponts-et-Chaussées, Doze et Landes, professeurs de sciences naturelles ou Lycée de saint-Pierre”.

Les Colonies, diario de Saint-Pierre, 7 de mayo de 1902.

LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA A NIVEL INTERNACIONAL

THE INTERNATIONAL VOLCANOLOGICAL INVESTIGATION

Joan Martí Molist

Secretario General de la IAVCEI

Instituto de Ciencias de la Tierra Jaume Almera, CSIC, Barcelona

INTRODUCCIÓN

El estudio de los volcanes, sus procesos, productos, y formas, constituye el eje fundamental de la volcanología. Esta rama de las Ciencias de la Tierra ha avanzado significativamente en las últimas décadas, pasando de ser una ciencia estrictamente geológica dedicada al estudio de la petrografía y petrología de las rocas volcánicas, a convertirse en una ciencia multidisciplinar dedicada al estudio de los mecanismos que generan y controlan las erupciones

volcánicas y a su predicción y prevención con el fin de reducir su riesgo asociado. Una multitud de disciplinas científicas, desde las estrictamente geológicas como la petrología o la estratigrafía hasta otras más aplicadas como la geofísica o la estadística, componen hoy el núcleo de la volcanología, lo que implica que esta ciencia deba ser abordada por equipos integrados por multitud de especialistas procedentes de disciplinas muy diversas (Fig. 1).

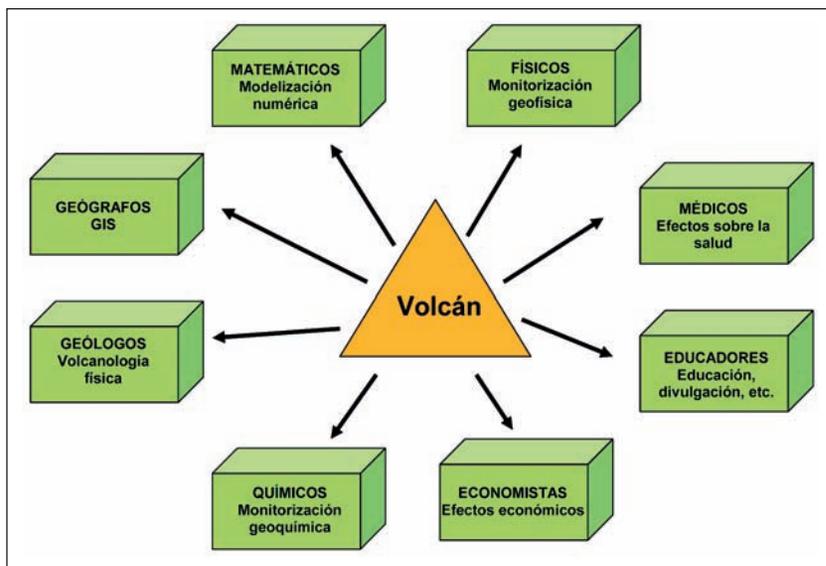


Figura 1. ¿Quiénes trabajan actualmente en Volcanología?

Además de su carácter eminentemente científico, la vulcanología moderna tiene también un carácter social y aplicado derivado de su directa implicación en la reducción del riesgo. La sociedad actual es cada vez más vulnerable a los peligros naturales, entre los cuales se sitúan las erupciones volcánicas, por lo que es imprescindible tener en cuenta la existencia de este tipo de procesos en la planificación territorial y en aspectos relacionados con la globalización de nuestra sociedad, ya que las consecuencias de los posibles impactos derivados de una erupción volcánica pueden tener consecuencias socio-económicas y ambientales a nivel de todo el planeta. Por esta razón, los programas dedicados a financiar la investigación vulcanológica exigen cada vez más su implicación en la salvaguarda de nuestra sociedad. Estos programas siguen hoy en día pautas y principios similares tanto a nivel nacional como internacional, por lo que es importante redefinir lo que entendemos por vulcanología (Fig. 2).

¿QUÉ SE ENTIENDE POR VOLCANOLOGÍA A NIVEL INTERNACIONAL?

El objetivo principal de la vulcanología actual a nivel internacional es la reducción del riesgo (Fig. 2), e incluye cualquier aspecto relacionado con el estudio de los volcanes y/o de sus productos que esté directa o indirectamente enfocado al análisis de la peligrosidad, a la reducción del riesgo, o al impacto de los volcanes en el medio ambiente. De esta forma, la vulcanología a nivel internacional, y la financiación que de ello se deriva, se restringe principalmente al estudio de las zonas volcánicas activas o de aquellas antiguas que pueda aportar información para entender el volcanismo activo. También debemos considerar los estudios sobre procesos o terrenos volcánicos con una relación directa a beneficios económicos

(kimberlitas, geotermia, gas, petróleo, depósitos minerales).

Un concepto cada vez más introducido en la vulcanología y en el estudio de los otros riesgos y peligros naturales es el multiriesgo (Fig. 3). Este es el concepto que los últimos años más ha condicionado la definición de los programas de financiación a nivel internacional, como es por ejemplo el caso 7º Programa Marco de Unión Europea, actualmente vigente, o de los últimos programas de la National Science Foundation en Estados Unidos. Simplemente se trata de estudiar los procesos naturales peligrosos no como procesos aislados sino como procesos que pueden actuar de forma encadenada siendo unos generadores de otros

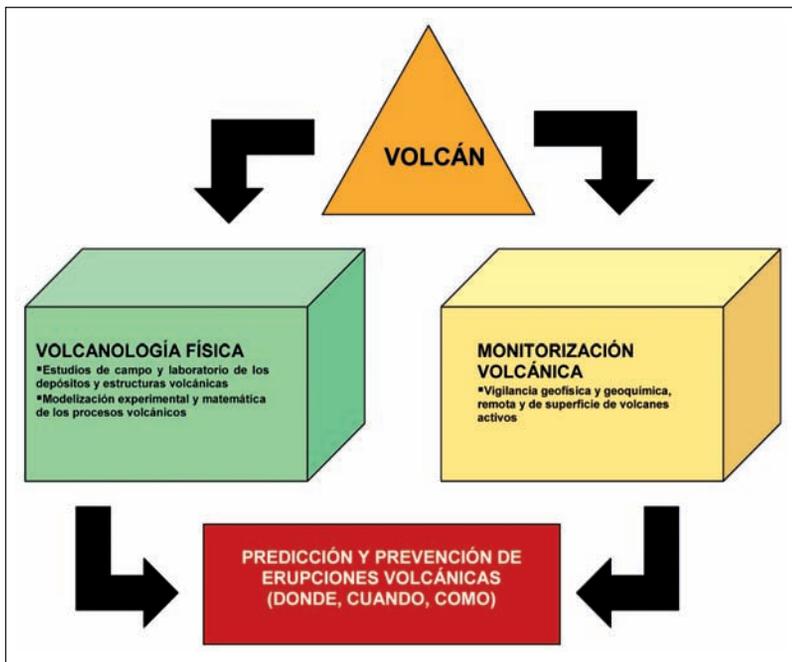


Figura 2. Esquema representando la estructura de la vulcanología moderna a nivel internacional.

y sumando sus efectos sobre el entorno afectado, multiplicando así las consecuencias de los mismos. Los volcanes pueden generar deslizamientos, terremotos, inundaciones, tsunamis, etc, además de los propios peligros derivados directamente de las erupciones. A su vez, los terremotos o deslizamientos de ladera pueden generar en ocasiones erupciones volcánicas. De esta manera, un peligro natural no puede considerarse de forma aislada

co a todos los estratos de las sociedades afectadas. Las personas deben conocer a fondo el entorno donde viven, sus ventajas y peligros, y esto solamente se puede lograr con buenos programas educativos y de difusión. Los gobernantes y gestores deben ser conscientes de lo que representa vivir en una zona volcánica activa y tomar las medidas de prevención necesarias para minimizar el posible riesgo, siendo la más importante la educación.

LA FINANCIACIÓN DE LA VOLCANOLOGÍA

Desgraciadamente la financiación que recibe la vulcanología en general es insuficiente, muy por detrás de otros riesgos naturales como terremotos o inundaciones. La razón es, en parte, la menor frecuencia con la que se producen los desastres volcánicos en comparación con otros desastres naturales, pero también el desconocimiento generalizado de que la actividad volcánica es pronosticable, y con ello se desentiende el hecho de que la prevención es siempre mucho más económica que la restitución y la recuperación. Como ejemplo de esta precariedad generalizada en la financiación vulcanológica basta hacer una comparación entre la financiación que reciben los estudios relacionados con la vulcanología frente al total de estudios en Ciencias de la Tierra, y entre los estudios dedicados al riesgo volcánico frente a otros riesgos naturales, en España y otros países.

País o región	Fuente de financiación	Porcentaje
España	PN I+D	5,00%
Europa	7ª P M	4,00%
Italia	Protección Civil	24,00%
Japón	(Financiación nacional)	27,00%
EEUU	NSF	14,00%

Tabla 1.

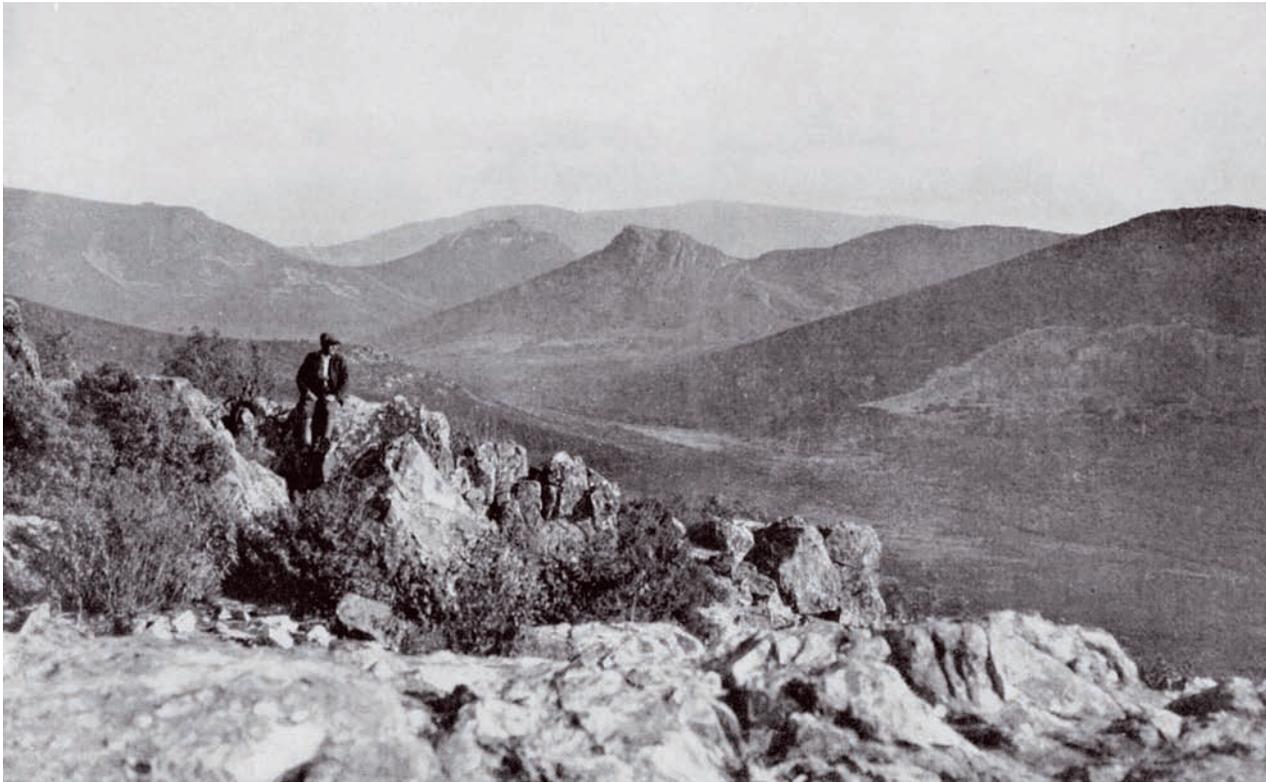
EL PRESENTE Y LOS RETOS FUTUROS DE LA IAVCEI

La Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI) es la agrupación científica que representa a la vulcanología a nivel internacional. Esta asociación es una de las ocho que integran la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG), el orga-

nismo internacional más importante con referencia a las Ciencias de la Tierra. La IAVCEI tiene entre sus objetivos el estudio de los problemas relacionados con los volcanes y los procesos volcánicos actuales y pasados y con la química del interior de la Tierra, fomentar y coordinar la investigación y la cooperación a nivel internacional en estos temas, informar y asesorar a las autoridades correspondientes sobre la importancia de disponer de sistemas de vigilancia y planes de prevención adecuados relacionados con la actividad volcánica, y organizar la discusión y publicación de los resultados científicos derivados de la investigación vulcanológica. En este sentido, la IAVCEI como responsable de la investigación vulcanológica a nivel internacional y de su aplicación al beneficio de la sociedad, persigue dejar de ser únicamente una asociación científica para dotarla de un valor social relevante. Asimismo, se plantea para un futuro inmediato otros retos importantes como evaluar el estado actual de preparación frente a la amenaza volcánica a nivel mundial, promocionar el conocimiento y concienciación vulcanológica en los países en desarrollo, en particular África y Asia, fomentar la colaboración científica internacional como medio para reducir el desequilibrio regional en el conocimiento y en el acceso a tecnología, y fomentar la aplicación de protocolos de actuación y niveles de equipamiento y conocimiento básico en todas las regiones con volcanismo activo.

CONCLUSIONES

La Vulcanología es una de las ciencias que presenta una mayor evolución dentro de las Ciencias de la Tierra en los últimos años y seguirá evolucionando a medida que avance el conocimiento científico y tecnológico en su ámbito de actuación y aplicación. El crecimiento y desarrollo de la sociedad actual, su globalización y su nivel de dependencia tecnológica, la han convertido en una sociedad altamente vulnerable frente a los procesos naturales peligrosos, en particular los derivados de la actividad volcánica. En este sentido la comunidad vulcanológica internacional, a través de la IAVCEI, persigue la concienciación generalizada sobre este problema, intentado elaborar programas de reducción del riesgo basados en el hecho de que la actividad volcánica es perfectamente pronosticable y que una buena preparación frente a este fenómeno es la mejor garantía para reducir su posible impacto.



Zona quebrada del Campo de Calatrava constituida por serratas y cerros de cuarcitas ordovícicas. Fotografía de F. Hernández-Pacheco, 1932.

"Las gentes de la región siempre, al hablar de este accidente, dicen que se produjo de repente y acompañada de gran ruido, y que desde lejos pudo verse durante mucho rato una gran nube de polvo y humo que salió acompañada por fuerte viento de la grieta. En todas las zonas cercanas a Cabezo Segura la tradición cuenta siempre el mismo relato y de aquí el nombre de Cerro Hundido o Hendido con que se le denomina".

Relato popular recogido por Francisco Hernández Pacheco. 1932.

LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN ESPAÑA. VOLCANISMO PENINSULAR

CONTRIBUCIONES

La investigación en Petrología y Geoquímica de rocas volcánicas en España /39.

José López-Ruiz.

Modelos petrogenéticos y geodinámicos para el volcanismo de Campo de Calatrava /45.

José María Cebriá y José López-Ruiz.

Emisión Difusa de CO₂ en el Campo de Calatrava, Ciudad Real /51.

David Calvo, José Barrancos, Germán Padilla, Marianela Brito, Rafael Becerra-Ramírez, Rafael Gosálvez, Elena González, Estela Escobar, Gladys Melián, Dácil Nolasco, Eleazar Padrón, Rayco Marrero, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez.

Dinámicas eruptivas en el complejo volcánico de Cerro Gordo, Campo de Calatrava (España) /57.

Elena González, Rafael Becerra-Ramírez, Rafael Gosálvez, Estela Escobar.

Evidencias de actividad hidromagmática holocena en el volcán Columba. Campo de Calatrava (España) /67.

Elena González, Rafael Gosálvez, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar.

Estudio de la sinterización de los basaltos del Campo de Calatrava /75.

Anselmo Acosta, Mónica Aineto, Isabel Iglesias, Raquel Soriano.

Consideraciones Hidrogeológicas sobre el Campo de Calatrava (Ciudad Real) /83.

Alberto Benítez-Navío y Antonio Pulido-Bosch.

El trabajo reciente de los geógrafos en el volcanismo del Campo de Calatrava /91.

Elena González, Rafael Gosálvez, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar.

Depósitos de flujos de spatter en el volcán Cerro Gordo. Región volcánica del Campo de Calatrava, (España) /97.

Elena González, Rafael Becerra-Ramírez, Rafael Gosálvez, Estela Escobar.

Evolución de la emisión de CO₂ en La Sima. Campo de Calatrava (Ciudad Real, España) /101.

Rafael Gosálvez, Rafael Becerra-Ramírez, Elena González, Estela Escobar.

Utilización del material eruptivo en la Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España) /105.

Estela Escobar, Elena González, Rafael Becerra-Ramírez, Rafael Gosálvez.

Análisis morfométrico de los volcanes de la cuenca media del río Jabalón. Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España) /111.

Rafael Becerra-Ramírez, Elena González, Javier Dóniz, Rafael Gosálvez, Estela Escobar.

Emisión difusa de CO₂ en el sistema volcánico de Olot, Girona /117.

Pedro A. Hernández, Nemesio Pérez, Emili Bassols, Llorenç Planagumá, Gladys Melián, Eleazar Padrón, Dácil Nolasco, Rayco Marrero, Germán Padilla, José Barrancos.

LA INVESTIGACIÓN EN PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS EN ESPAÑA

José López-Ruiz

Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. Madrid

RESUMEN

La investigación en petrología y geoquímica de rocas volcánicas tiene en España una larga tradición y ha producido publicaciones muy significativas.

Desde principios de los años setenta, cinco grupos de trabajo abordan de forma sistemática este tipo de investigaciones, bien como objetivo esencial o complementario de sus trabajos. Dos de estos grupos se localizan en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid (DPG-UCM) y el resto en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (DCT-UZ), en la Estación Volcanológica de Canarias (EVC) y en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (DG-MNCN), estos dos últimos pertenecientes al CSIC.

Las regiones volcánicas en las que fundamentalmente han trabajado los grupos más arriba mencionados han sido las islas Canarias y las neógeno-cuaternarias de la península (Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, Calatrava y Ampurdán-Selva-Garrotxa). También se ha abordado el magmatismo pérmico inferior a jurásico medio de la Cordillera Ibérica y el permotriásico de la Cordillera Pirenaica. Mas recientemente se han iniciado trabajos en las islas de Cabo Verde y Azores y en el cinturón volcánico mexicano.

La mayoría de las investigaciones llevadas a cabo por estos grupos en las regiones citadas han aparecido publicadas en revistas internacionales. Un resumen de la labor realizada, así como las referencias de los artículos publicados, se pueden encontrar en los libros *The Geology of Spain* y *Geología de España*, editados recientemente por la Geological Society of London y por el Instituto Geológico y Minero de España y la Sociedad Geológica de España, respectivamente.

Los grupos de trabajo que en nuestro país cultivan estas disciplinas, así como el número de investigadores que los integran, no han aumentado prácticamente en los últimos treinta años. Si a este casi nulo crecimiento añadimos la edad de una parte importante de los investigadores que integran estos grupos, tendremos que concluir que las investigaciones petrológico-geoquímicas de rocas volcánicas tienen en España un futuro problemático.

Palabras clave: Petrología, Geoquímica, rocas volcánicas.

ABSTRACT

Petrology and Geochemistry research on volcanic rocks has a long tradition in Spain and has produced a good number of significant publications.

Since the early seventies, five working groups have developed this kind of research on a regular basis, either as their main target or as a complementary line of research. Two of these groups are located in the Department of Petrology and

Geochemistry of the Complutense University of Madrid (UCM–DPG) and the rest in the Department of Earth Sciences at the University of Zaragoza (DCT–UZ), in the Estación Volcanológica de Canarias (EVC), and in the Department of Geology at the National Museum of Natural Sciences (DG–MNCN), these last two belonging to the Spanish National Research Council (CSIC).

The volcanic regions in which these groups have worked more actively have been the Canary Islands and the Neogene–Quaternary regions of Spain (Cabo de Gata–Mazarrón–Cartagena, Calatrava and Ampurdán–Selva–Garrotxa). They have also addressed the Lower Permian to Middle Jurassic magmatism of the Iberian Ranges and the Permian–Triassic one of the Pyrenees. More recently some of the above mentioned groups have begun work on the islands of Cape Verde and the Azores, and on the Mexican volcanic belt.

Most of the research carried out by these groups in all the regions mentioned above have been published in international journals. A summary of this work, as well as references to the most relevant articles, may be found in the books *The Geology of Spain* and *Geología de España* recently published by the Geological Society of London and the Geological and Mining Institute of Spain (IGME) and the Geological Society of Spain, respectively.

The teams that have developed this kind of research in our country as well as the number of researchers who join them, have not increased in almost thirty years. If we consider the age of a significant part of the researchers and the near-zero growth of the research groups, we must conclude that the future of Petrology and Geochemistry research on volcanic rocks in Spain is seriously compromised.

Key words: Petrology, Geochemistry, volcanic rocks.

INTRODUCCIÓN

Los caracteres mineralógicos y petrológicos que exhiben las rocas volcánicas de una región suministran información sobre la secuencia de cristalización de los magmas y las condiciones de presión y temperatura bajo las que ésta tiene lugar. A su vez, los datos geoquímicos permiten establecer precisiones sobre la composición mineralógica y química de la fuente, y definir los procesos de evolución que experimentan los líquidos desde su segregación de la zona de generación hasta su ascenso a niveles superficiales. Si el modelo petrogenético así obtenido se integra con los datos geológicos, tectónicos y geofísicos disponibles sobre la región volcánica estudiada, se puede establecer el marco geodinámico en el que se ha desarrollado el volcanismo.

En los apartados que siguen se revisan brevemente las investigaciones realizadas por los grupos de abordan actualmente de forma sistemática trabajos en estos dos campos de las Ciencias de la Tierra. En la última parte se pone de manifiesto el futuro tan problemático que tienen este tipo de investigaciones en nuestro país.

GRUPOS DE TRABAJO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA DE ROCAS VOLCÁNICAS ACTUALMENTE EXISTENTES Y ÁREAS QUE HAN ESTUDIADO

En España las investigaciones petrológicas y geoquímicas de rocas volcánicas tienen una larga tradición y han producido publicaciones muy significativas. Por ejemplo, la Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de M. San Miguel de la Cámara titulada *Estudio de las rocas eruptivas de España*, en la que se revisa y se recoge toda la información disponible hasta 1936 sobre estas rocas, constituye una obra de una envergadura colosal. Esta Memoria, para cuya realización el autor revisó unas 10.000 muestras, examinó más de 4.000 láminas delgadas y realizó un buen número de microfotografías, debería representar una obra de consulta obligada para las nuevas generaciones de petrólogos. Otra publicación de esta misma época que merece ser destacada es la monografía sobre el *Quimismo de las manifestaciones magmáticas cenozoicas de la Península Ibérica* de I. Parga–Pondal, publicada en 1935 en la Serie Geológica del Museo Nacional de Ciencias Naturales, y que constituyó la Tesis Doctoral del autor. Más recientemente, las cuatro monografías sobre *Lanzarote*, *Fuerteventura*, *Gran Canaria* y *Tenerife*, publicadas en 1968, con motivo de la celebración en las Islas Canarias de un Simposio de la

Asociación Internacional de Volcanología y de Química del Interior de la Tierra, representaron asimismo un hito importante, ya que con ellas se inició el estudio vulcanológico, petrológico y geoquímico de un área singular, bajo una perspectiva moderna.

Desde principios de los años setenta, cinco grupos de trabajo abordan en España de forma sistemática investigaciones petrológico-geoquímicas en rocas volcánicas, bien como objetivo esencial o complementario de sus trabajos. Dos de estos grupos se localizan en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad Complutense de Madrid (DPG-UCM) y el resto en el Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Zaragoza (DCT-UZ), en la Estación Volcanológica de Canarias (EVC) y en el Departamento de Geología del Museo Nacional de Ciencias Naturales (DG-MNCN), estos dos últimos pertenecientes al CSIC. Aunque la mayoría de los investigadores que forman parte de cada uno de estos grupos pertenecen al departamento indicado, también forman parte de algunos de ellos investigadores de otros departamentos y/o centros. Así p. ej. uno de los grupos del DPG-UCM está integrado asimismo por investigadores del Departamento de Edafología y Geología de la Universidad de La Laguna y el de la EVC cuenta con investigadores de la Universidad de Las Palmas, del MNCN y del CNRS francés.

Debe de ser resaltado que estos cinco grupos de trabajo proceden directa o indirectamente del originado a finales de los años sesenta en los Departamentos de Petrología y Geoquímica de la entonces Sección de Geológicas de la Facultad de Ciencias de la UCM y del desaparecido Instituto Lucas Mallada del CSIC. Este hecho es fácilmente explicable ya que el grupo-madre llegó a tener en este período un potencial humano y una infraestructura instrumental equivalentes al mejor grupo europeo.

Las regiones volcánicas en las que fundamentalmente han trabajado los grupos más arriba mencionados han sido las islas Canarias y las neógeno-cuaternarias de la península (Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, Calatrava y Ampurdán-Selva-Garrotxa). También se ha abordado el magmatismo pérmico inferior a jurásico medio de la Cordillera Ibérica y el permo-triásico de la Cordillera Pirenaica. Más recientemente se han iniciado trabajos en las islas de Cabo Verde y Azores y en el cinturón volcánico mexicano. Esencialmente, las lavas y rocas asociadas del vulcanismo subaéreo de las islas Canarias y la evolución temporal de esta actividad magmática, así como las rocas submarinas, intrusivas, etc. que integran los com-

plejos basales de las citadas islas, han sido intensamente estudiadas por los dos grupos del DPG-UCM y por el de la EVC. A su vez, la génesis de las lavas de las regiones neógeno-cuaternarias de la península y el contexto geodinámico en el que se ha generado este vulcanismo, han sido los objetivos prioritarios del grupo del DG-MNCN. Finalmente, los magmatismos de la Cadena Ibérica y de la Cordillera Pirenaica han centrado la atención preferente del grupo de la UZ. En proyectos más recientes uno de los grupos del DPG-UCM ha comenzado a estudiar los aspectos petrológico-geoquímicos de las rocas de Cabo Verde, el de la UZ los de las Azores y el del DG-MNCN ha iniciado la modelización geoquímica del vulcanismo monogenético del área de Michoacán-Guanajuato, en el cinturón volcánico mexicano.

PUBLICACIONES REALIZADAS

La mayoría de las investigaciones realizadas por estos grupos en las regiones citadas han aparecido publicadas en revistas internacionales (fundamentalmente *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *Lithos*, *Chemical Geology*, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *Journal of Petrology*, *Geology*, *Geological Magazine* y *Bulletin of the Geological Society of America*) y en libros y monografías de prestigiosas editoriales extranjeras. No obstante, algunos trabajos destacables también han sido publicados en revistas españolas (sobre todo en *Estudios Geológicos* y en *Geogaceta*). Un resumen de la labor realizada por cada uno de los grupos de trabajo considerados en las áreas que han estudiado, así como una extensa relación de las publicaciones llevadas a cabo, se pueden encontrar en los libros *The Geology of Spain* y *Geología de España*, editados recientemente por la Geological Society of London y por el Instituto Geológico y Minero de España y la Sociedad Geológica de España, respectivamente.

Dos de los grupos de trabajo localizados en Madrid han dedicado alguna atención a divulgar los caracteres petrológicos y geoquímicos de las rocas de las regiones de Calatrava y de Cabo de Gata-Mazarrón-Cartagena, así como a discutir el contexto tectonomagmático en el que se han originado ambos vulcanismos. Un ejemplo de esta labor de divulgación se puede encontrar en el número monográfico que dedicó a *Los Volcanes* la revista *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*. En este volumen, además de considerar los aspectos que aquí nos ocupan, se trataron fundamentos conceptuales y experiencias e ideas didác-

ticas sobre los volcanes. Sin embargo, el grupo que más intensamente ha desarrollado la divulgación es sin duda el de la EVC. De entre las publicaciones más recientes de esta naturaleza llevadas a cabo por dicho grupo merecen ser destacadas las monografías *Los Volcanes del Parque Nacional del Teide*, editada por el Ministerio de Medio Ambiente, dentro de la colección dedicada a los Parques Nacionales, y *El Volcán Teide*, editada por Caja Canarias.

El grupo del DG–MNCN ha contribuido asimismo a divulgar la metodología que se utiliza para la modelización de los procesos petrogenéticos. En un número especial de la revista *Estudios Geológicos* dedicado a la *Modelización numérica de procesos geoquímicos de alta y baja temperatura*, se desarrollan ampliamente las ecuaciones que describen el comportamiento de los elementos traza y de los isótopos estables y radiogénicos en la fusión parcial, la diferenciación por cristalización y la mezcla, y se discute cómo se lleva a cabo la modelización de cada proceso. En sendos Apéndices se incluyen una serie de problemas resueltos, para hacer más fácilmente comprensible esta metodología de trabajo.

FUTURO DE LAS INVESTIGACIONES PETROLÓGICO–GEOQUÍMICAS DE ROCAS VOLCÁNICAS EN ESPAÑA

Los grupos de trabajo que en nuestro país cultivan la petrología y la geoquímica de rocas volcánicas no han aumentado en los últimos treinta años. Asimismo el número de miembros que integran cada uno de estos grupos ha permanecido constante o experimentado un muy ligero aumento en el mismo período de tiempo. Esto implica que los nuevos investigadores que se han incorporado al sistema científico lo han hecho en grupos que centran su actividad en otras rocas (p. ej. granitoides) o en otros temas (p. ej. medioambiente). Esta situación es concordante con el descenso progresivo que se observa en el número de artículos que se publican en las revistas internacionales del área sobre petrología y geoquímica de rocas ígneas. Este conjunto de hechos, unido a la edad de una parte importante de los investigadores que integran estos grupos, sugiere que las investigaciones petrológico-geoquímicas de rocas volcánicas tienen en España (como en otros países) un futuro problemático.

En nuestro país esta situación es algo paradójica ya que resulta difícil de encontrar una variedad petrológica, una heterogeneidad geoquímica y un contexto geodiná-

mico tan complejo, como el que presentan dentro de las islas oceánicas el archipiélago canario y dentro del volcanismo intraplaca la región de Cabo de Gata–Mazarrón–Cartagena. Si a este hecho se añade la extensión e importancia que tiene en nuestra península el paleovolcanismo (especialmente el de los ciclos varisco y alpino), debemos de pensar que no son la pobreza ni la banalidad de los afloramientos, lo que explica el escaso desarrollo que han experimentado los grupos de trabajo que se centran en este tipo de investigaciones. En cualquier caso, parece evidente que desde hace algunos años la petrología–geoquímica de rocas volcánicas no es muy atractiva para las jóvenes generaciones de científicos, probablemente porque la moda también afecta a las Ciencias de la Tierra.

REFERENCIAS

- Carracedo, J. C. (Coordinador) (2006): *Los volcanes del Parque Nacional del Teide. El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife*. Organismo Autónomo Parques Nacionales, Ministerio de Medio Ambiente, Madrid, 388 pp.
- Carracedo, J. C., Rodríguez Badiola, E., Guillou, H., Paterné, M., Scaillet, S., Pérez-Torrado, F. J., Paris, R., Rodríguez González, A. y Sergio Socorro, J. (2006): *El Volcán Teide. Volcanología, Interpretación de Paisajes e Itinerarios Comentados*. Caja Canarias, Tenerife, 431 pp.
- Fúster, J.M., Fernández Santín, S. y Sagredo, J. (1968): *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Lanzarote*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 177 pp.
- Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E. y López-Ruiz, J. (1968): *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Fuerteventura*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 239 pp.
- Fúster, J.M., Hernández-Pacheco, A., Muñoz, M., Rodríguez Badiola, E. y García Cacho, L. (1968): *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Gran Canaria*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 243 pp.
- Fúster, J.M., Araña, V., Brandle, J.L., Navarro, M., Alonso, U. y Aparicio, A. (1968): *Geología y Volcanología de las Islas Canarias. Tenerife*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid, 218 pp.
- Gibbons, W. y Moreno, M. T. (eds.) (2002): *The Geology of Spain*, Geological Soc. London, 649 pp.
- López-Ruiz, J. y Astudillo, J (Coordinadores): (1994): "Modelización numérica de procesos geoquímicos de alta y baja temperatura". *Estudios Geológicos*, 50, 291-418.
- Parga-Pondal, I. (1935). *Quimismo de las manifestaciones cenozoicas de la Península Ibérica*. Trabajos Museo Nac. Ciencias Naturales, Serie Geológica, 39, 174 pp.
- Pujadas, A. (Coordinador). (1999): Los Volcanes. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7, 185-288.
- San Miguel de la Cámara, M. (1936): *Estudio de las rocas eruptivas de España*. Mem. Acad. Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, Serie Ciencias Naturales, 6, 660 pp.
- Vera, J. A. (ed.). (2004): *Geología de España*. Soc. Geológica de España – Inst. Geológico y Minero de España, Madrid, 890 pp.

MODELOS PETROGENÉTICOS Y GEODINÁMICOS PARA EL VOLCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA

José María Cebriá y José López–Ruiz

Departamento de Geología. Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC. Madrid

RESUMEN

La región volcánica de Campo de Calatrava es una de las principales áreas de volcanismo alcalino de la Península Ibérica. Desde el punto de vista geoquímico su estudio por parte de equipos españoles ha permitido tanto la completa caracterización de los tipos petrológicos, como establecer su evolución temporal. Asimismo, el carácter primitivo de la mayor parte de las lavas y su generación mediante progresivas tasas de fusión parcial a partir de una fuente mantélica homogénea, ha permitido la elaboración de modelos petrogenéticos cuantitativos de gran precisión. En la actualidad, el estudio geoquímico de las lavas de Campo de Calatrava se centra en aspectos de detalle (p.ej. sistemas isotópicos, xenolitos mantélicos) que empiezan a ser abordados también por grupos extranjeros. Sin embargo, los mayores avances se centran en la integración de los datos/modelos geoquímicos con otros de tipo geológico y geofísico, para el desarrollo de un modelo geodinámico general para el conjunto del volcanismo Cenozoico Europeo.

Palabras clave: Geoquímica, Modelos petrogenéticos, Elementos traza, Isótopos, Volcanismo alcalino, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The Volcanic region of Campo de Calatrava is one of the main alkaline volcanic areas of the Iberian Peninsula. Its geochemical study has been carried out by Spanish research groups, allowing a complete characterization of the petrologic types, their evolution in time and the calculation of precise petrogenetic models. At present, the geochemistry of the lavas from Campo de Calatrava is focused on specific issues, such as the study of some isotopic systems and mantle xenoliths, which are starting to be performed also by foreign research teams. However, the major advancements are expected to arise from the integration of the geochemical data/models into general geodynamic models for the Cenozoic European volcanism.

Keywords: Geochemistry, Petrogenetic modeling, Trace elements, Isotopes, Alkaline volcanism, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN

El estudio de las rocas volcánicas de Campo de Calatrava utilizando una metodología moderna comenzó a abordarse en los trabajos relacionados con la Tesis Doctoral de Ancochea (1982). Estos trabajos permitieron caracterizar geoquímicamente (elementos mayores y traza, e isótopos de Sr) y establecer la edad (K/Ar) de los tipos petrológicos identificados en trabajos anteriores (Hernández-Pacheco, 1932). Tras un lapso de 10 años, se retoma el estudio geoquímico de este volcanismo (Cebriá, 1992) como base para el desarrollo de nuevas metodologías de cálculo petrogenético a partir de datos geoquímicos (Cebriá y López-Ruiz, 1996). Esta aproximación permitió cuantificar los parámetros del proceso de fusión parcial e identificar las características del manto fuente, así como integrar estos resultados en un modelo geodinámico para la región volcánica (López-Ruiz *et al.*, 1993). La publicación de estos resultados a nivel internacional, permitió que el volcanismo de Campo de Calatrava comenzara a ser integrado en modelos geodinámicos del volcanismo Cenozoico europeo, hasta entonces ignorado en dicho contexto (ver p.ej. Wilson y Downes, 1991; Hoernle *et al.*, 1995).

A continuación se describen de forma sucinta los principales resultados de la modelización petrogenética realizada para las rocas volcánicas primitivas de esta región y los modelos geodinámicos actualmente en desarrollo dentro del contexto del volcanismo Cenozoico europeo.

MODELO PETROGENÉTICO

La aplicación del método propuesto por Cebriá y López-Ruiz (1996) para la modelización de procesos de fusión parcial no modal a partir de fuentes mantélicas homogéneas, permitió confirmar que la composición de los basaltos primitivos (Ni > 200 ppm y Mg# > 65) del Campo de Calatrava podía ser explicada por la fusión parcial de una fuente mantélica lherzolítica fuertemente enriquecida en elementos traza incompatibles. Sin embargo, la novedad de dicho método reside en su capacidad para cuantificar los parámetros del proceso de fusión parcial a partir de la inversión de las ecuaciones que definen dicho mecanismo, mediante la resolución de un sistema de ecuaciones no-lineales, y partiendo de un conjunto muy restringido de parámetros conocidos o asumidos.

Los resultados obtenidos para las melilitas, nefelinitas y basaltos olivínicos de Campo de Calatrava suge-

rían en primer lugar un rango de fusión relativamente más amplio de lo que se había asumido hasta la fecha, con tasas de fusión que aumentan desde el 5% (melilitas) hasta el 17% (basaltos olivínicos), y en segundo lugar que la fuente mantélica debía corresponder a una fuente sublitosférica homogénea de tipo lherzolítico con >1% de granate y ~2% de flogopita, y enriquecida en elementos traza entre 3 y 18 veces los valores condríticos. El volcanismo potásico (leucititas) que coexiste con el resto de lavas de la región, se interpreta mediante bajas tasas de fusión a partir de una fuente mantélica diferente (litosférica), fuertemente enriquecida en algunos elementos, aunque por sus características no es posible precisar con certeza los parámetros del proceso de fusión.

El volcanismo de Campo de Calatrava, junto al resto de las regiones volcánicas alcalinas neógeno-cuaternarias peninsulares, forma parte de un evento magmático basáltico alcalino que se desarrolla en Europa durante el Cenozoico (Fig. 1). Desde el punto de vista geoquímico, el volcanismo en Calatrava es análogo al de Eifel en Alemania, donde dominan los términos basálticos subsaturados que coexisten con lavas potásicas (leucititas) volumétricamente minoritarias.

La proyección de los datos isotópicos de Sr–Nd–Pb de las regiones volcánicas europeas donde coexisten lavas sódicas y potásicas (esto es, Macizo Central francés, Eifel y Calatrava), puso de manifiesto (Cebriá y Wilson, 1995) una distribución en abanico de los datos, que parten de composiciones altamente heterogéneas representadas por las lavas potásicas y convergen en una composición común similar a la observada en basaltos de islas oceánicas (OIB). Esta distribución sugiere que el quimismo de las lavas europeas resulta de la interacción de un componente sublitosférico común (el denominado *European Asthenospheric Reservoir*, EAR) con componentes potásicos de origen litosférico regionalmente heterogéneos (Cebriá y Wilson, 1995). Los caracteres geoquímicos del EAR sugieren que su origen puede estar relacionado con una pluma mantélica, lo que está apoyado por la existencia de una zona de baja velocidad sísmica generalizada en la base de la litosfera (p.ej. Hoernle *et al.*, 1995) y que puede ser interpretada como una anomalía térmica positiva de unos 200°C, respecto al manto circundante.

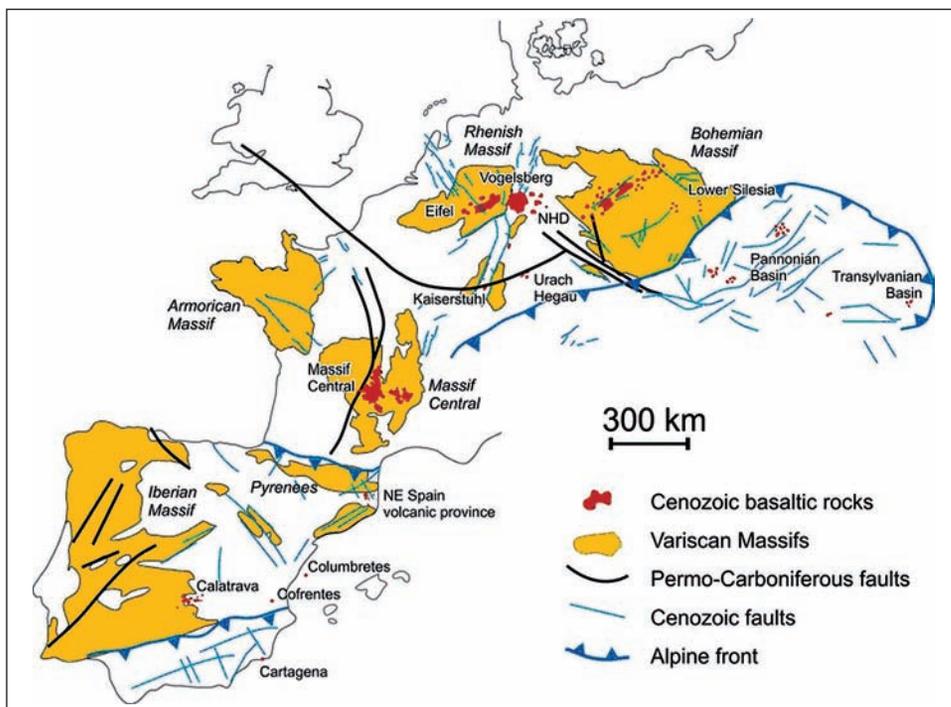


Figura 1. Distribución de las regiones volcánicas cenozoicas europeas.

MODELO GEODINÁMICO

Las observaciones anteriores tienen importantes implicaciones geodinámicas. Desde los trabajos iniciales de Ziegler (1992) se considera que el volcanismo cenozoico en Europa responde a eventos extensionales generalizados (el llamado "rift europeo"), en el que la participación de material de tipo pluma se había descartado, debido a la ausencia de las evidencias comúnmente asociadas a la presencia de plumas mantélicas de origen profundo (p.ej. importante volumen de magmas, deformación asociada de la litosfera, etc.) Sin embargo, el modelo petrogenético antes expuesto y el desarrollo de tomografías sísmicas de detalle (p.ej. Granet *et al.*, 1995; Ritter *et al.*, 2001) sugieren que el EAR ha participado en la generación de la mayor parte de las lavas primitivas y que su fusión responde a procesos extensionales localizados (consecuencia de la evolución tectónica de cada región), que han provocado el ascenso de diapiros mantélicos de pequeño tamaño.

Si como se ha interpretado, el EAR corresponde a material de tipo pluma, y se descarta la presencia de plumas activas de origen profundo en el ámbito europeo, queda

por determinar la fuente de dicho reservorio. El modelo propuesto por Oyarzun *et al.* (1997), sugiere que éste puede proceder de la Pluma del Atlántico Central (*Central Atlantic Plume, CAP*), que tras la apertura del Atlántico se canalizó hacia el NE, formando la capa de baja velocidad que se ha identificado recientemente bajo la litosfera europea. Sería a partir de esta capa química y térmicamente anómala desde donde partirían las inestabilidades mantélicas también identificadas mediante tomografía sísmica.

Finalmente, la modelización geoquímica cuantitativa de los procesos petrogenéticos que han intervenido en cada una de las regiones volcánicas europeas, está permitiendo actualmente establecer los mecanismos de interacción entre los magmas que derivan directamente del EAR y los de origen litosférico. Así, se sugieren dos modos principales de interacción: 1) "Entrainment", o contaminación de los magmas tipo EAR durante su ascenso con los que se producen en el manto litosférico, y 2) Metasomatismo del manto litosférico con los magmas de tipo EAR. A partir de los resultados obtenidos hasta la fecha, parece que la segunda situación es la más común

en las regiones volcánicas europeas. Por lo que respecta a Calatrava, la mayor parte de los datos geoquímicos sugieren que nos encontramos en uno de los pocos casos en los que los magmas de tipo EAR apenas han sufrido modificaciones debidas a la interacción con el manto litosférico suprayacente.

En resumen, el estudio geoquímico del volcanismo alcalino de Campo de Calatrava se encuentra a un nivel similar al que se desarrolla en el resto de regiones volcáni-

cas del "ritf europeo". Por sus características, representa además un excelente laboratorio para la elaboración de modelos petrogenéticos basados en datos geoquímicos, cuya integración en los esquemas geodinámicos que actualmente se proponen para el volcanismo cenozoico europeo, está permitiendo establecer importantes precisiones acerca de la participación relativa de las fuentes litosféricas y sublitosféricas en el volcanismo de intraplaca continental.

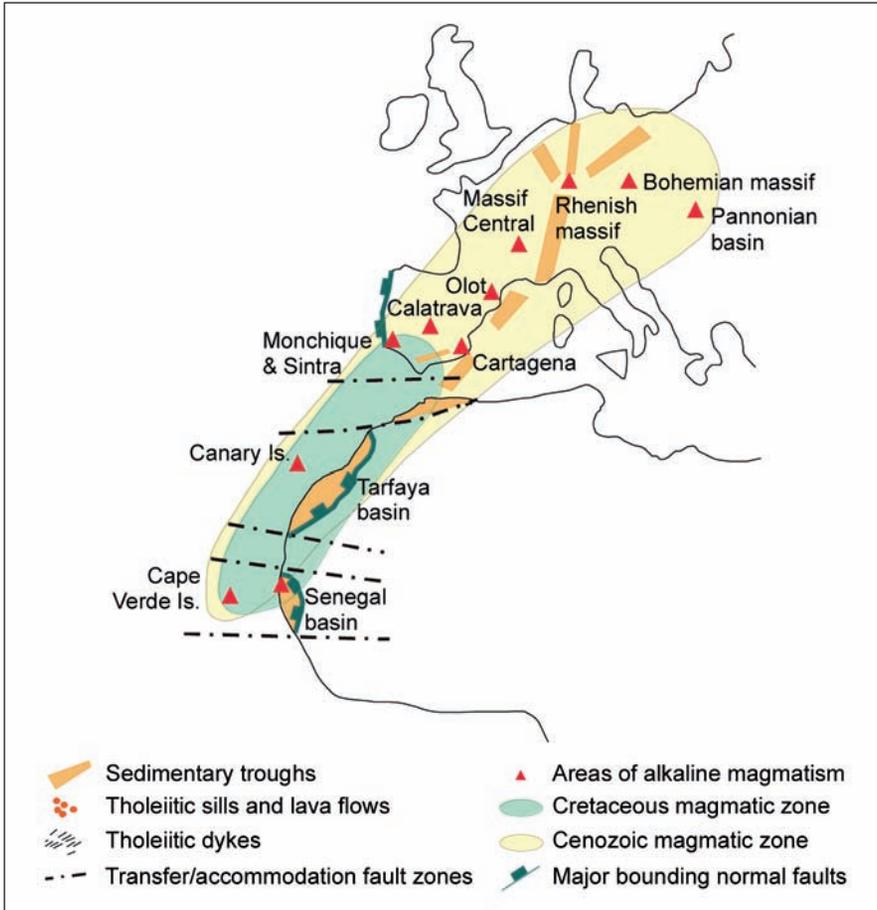


Figura 2. Distribución del volcanismo alcalino del Cretácico al Cenozoico según el modelo de evolución propuesto en Oyarzun *et al.* (1997).

REFERENCIAS

- Ancochea, E. (1982): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 675 pp.
- Cebriá, J.M. (1992): *Geoquímica de las rocas basálticas y leucititas de la región volcánica de Campo de Calatrava, España*. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid, 314 pp.
- Cebriá, J.M., López-Ruiz, J. (1996): "A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, Central Spain". *Geochim. Cosmochim. Acta.* 60, 1355-1366.
- Cebriá, J.M., Wilson, M. (1995): *Cenozoic mafic magmatism in Western/Central Europe: A common european asthenospheric reservoir?* Terra Nova Abs.Sup. 7, 162.
- Granet, M., Wilson, M., Achauer, U. (1995): "Imaging a mantle plume beneath the French Massif Central". *Earth Planet. Sci. Letters.* 136, 281-296.
- Hernández-Pacheco, E. (1932): *Estudio de la región volcánica central de España*. Memorias de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 3, 1-236.
- Hoernle, K., Zhang, Y.S., Graham, D. (1995): "Seismic and geochemical evidence for large-scale mantle upwelling beneath the eastern Atlantic and western and central Europe". *Nature.* 374, 34-39.
- López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblas, M. Oyarzun, J., Hoyos, M., Martín, C., (1993): "Cenozoic intra-plate volcanism related to extensional tectonics at Calatrava, central Iberia". *J. Geol. Soc. London.* 150, 915-922.
- Oyarzun, R., Doblas, M., López-Ruiz, J. Cebriá, J.M., (1997): "Opening of the central Atlantic and asymmetric mantle upwelling phenomena: Implications for long-lived magmatism in western North Africa and Europe". *Geology.* 25, 727-730.
- Ritter, J.R.R., Jordan, M., Christensen, U.R. Achauer, U., (2001): "A mantle plume below the Eifel volcanic fields, Germany". *Earth Planet. Sci. Letters.* 186, 7-14.
- Wilson, M., Downes, H. (1991): "Tertiary-Quaternary extension-related alkaline magmatism in western and central Europe". *J. Petrol.* 32, 811-849.
- Ziegler, P.A., (1992): "European Cenozoic rift system". *Tectonophysics.* 208, 91-111.

EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ EN EL CAMPO DE CALATRAVA, CIUDAD REAL

David Calvo¹, José Barrancos¹, Germán Padilla¹, Marianela Brito¹, Rafael Becerra-Ramírez², Elena González², Rafael Gosálvez², Estela Escobar², Gladys Melián¹, Dacil Nolasco¹, Eleazar Padrón¹, Rayco Marrero¹, Pedro A. Hernández¹ y Nemesio Pérez¹

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). Tenerife, Islas Canarias

² Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

La región volcánica del Campo de Calatrava constituye una de las tres zonas de volcanismo reciente más importantes de la Península Ibérica. Durante el mes de Septiembre de 2007 se realizó una campaña geoquímica de gases para evaluar la distribución espacial del flujo difuso de CO₂ y calcular la tasa de emisión difusa de CO₂ en tres zonas del Campo de Calatrava. La emisión total difusa de CO₂ estimada fue de 1678 ± 58 t d⁻¹ para un área de 758 km². Los resultados muestran la existencia de una fracción endógena en el CO₂ emitido en forma difusa.

Palabras clave: Calatrava, emisión difusa, CO₂.

ABSTRACT

The Campo de Calatrava volcanic fields, makes altogether with Olot, Girona, and Cabo de Gata, Almería, one of the three main volcanic fields in the Iberian Peninsula. During September 2007, a gas geochemistry field work was performed to evaluate the spatial distribution of CO₂ efflux and estimate the total CO₂ output from the three surveyed areas. The total CO₂ output was estimated in 1678 ± 58 t d⁻¹ for an area of 758 km². Results show the existence of an endogenous fraction in the CO₂ emitted in a diffuse form.

Keywords: Calatrava, emisión difusa, CO₂.

INTRODUCCIÓN

La región volcánica del Campo de Calatrava ocupa un área aproximada de 5.000 Km², localizados en su totalidad en la provincia de Ciudad Real, contabilizándose más de 300 centros de emisión, algunos de ellos muy bien conservados.

El Campo de Calatrava se caracteriza por la presencia de dos ejes volcánico-estructurales, el mayor con orientación NW-SE, y uno más pequeño con orientación NE-SW, que han dado lugar a un volcanismo característico de intraplaca, con magmas muy ricos en CO₂ y de carácter alcalino (Fig. 1). Este volcanismo se habría desarrollado

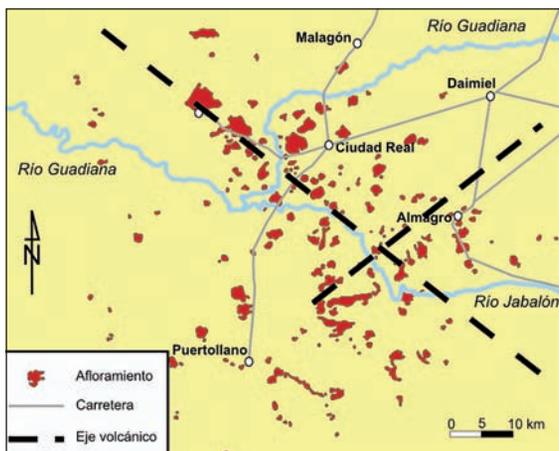


Figura 1. Distribución de los afloramientos de la región volcánica de Calatrava y principales ejes volcano-estructurales (modificado de Ancochea, 1982).

según últimos estudios desde el Mio-Plioceno al Holoceno en un marco geológico condicionado por la importante presencia de macizos cuarcíticos de edad Ordovícica (Ancochea, 1982; Cebriá y López-Ruiz; 1995 y 1996). Recientemente, González *et al.*, (2007), han encontrado, mediante análisis radiométricos realizados a restos orgánicos contenidos en el paleosuelo del volcán Columba, edades absolutas de 6560 ± 130 y 6590 ± 200 BP, lo que corresponderían a una actividad eruptiva propia de edad holocena.

Finalmente, la presencia de anomalías térmicas y gravimétricas (Bergamín, 1986), así como las observadas en estudios relacionados con el sondeo surgente de Granátula de Calatrava (inéditos) sugieren la presencia actual de masas magmáticas en proceso de desgasificación y enfriamiento bajo algunas zonas del Campo de Calatrava, así como fisuras eruptivas semiactivas (Rodríguez y Barrera, 2002).

En este contexto, el grupo de volcanología del Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) de Tenerife, realizó una campaña de investigación a lo largo del mes de Septiembre de 2007, con la finalidad de estimar la emisión difusa de CO_2 en un área aproximada de 700 km^2 , en su mayoría perteneciente al sector sur oriental del Campo de Calatrava, zona con una importante presencia de descarga de gases a través de los manantiales localizados a lo largo de estos pagos.

METODOLOGÍA

En la campaña de trabajo del Campo de Calatrava, se seleccionaron aproximadamente 1.700 puntos de medida para un área de unos 758 km^2 siguiendo criterios de accesibilidad y geológicos. De estos 1.700 puntos, se seleccionaron 70 representativos del total para el muestreo de gases en el ambiente superficial del suelo a 40 cm de profundidad. La composición química de estas muestras se analizó mediante micro-cromatografía de gases. La emisión difusa de CO_2 se evaluó siguiendo la metodología de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981) y utilizando un sensor LICOR Li-800 y un RIKEN 411^a para las medidas de flujos altos en la zona denominada La Sima. Este instrumento posee un límite de detección de $0,5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Los valores obtenidos de flujo difuso de CO_2 fueron corregidos con los valores de temperatura y presión ambiente tomados en cada punto, para transformar concentraciones volumétricas en concentraciones máscas. Se asume un error del 10% basado en la variabilidad de las réplicas realizadas en el laboratorio. Para la realización de los mapas de distribución espacial de los valores medidos de flujo de CO_2 se utilizó una Simulación Gaussiana como método de interpolación mediante el programa GSLIB (Deutsch y Journel, 1998).

RESULTADOS

Las medidas del flujo difuso de CO_2 variaron entre valores por debajo del límite de detección del instrumento y $324 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ en la zona de La Sima próxima a la localidad de Granátula de Calatrava. Con el objeto de distinguir la existencia de diferentes poblaciones geoquímicas en el conjunto de datos de flujo y evaluar la posible aportación al flujo de CO_2 de diferentes reservorios geoquímicos, se realizó el análisis estadístico-gráfico siguiendo la metodología descrita por Sinclair, (1974). Se obtuvieron tres poblaciones geoquímicas perfectamente diferenciadas (Fig. 2), población I o de fondo con un valor medio de $2,1 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y representando el 99,1% del total de datos y una población III o pico con un valor medio de $250,2 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y representando un 0,2% del total de los datos. Esta población es representativa de emisiones anómalas de origen profundo en el sistema volcánico de Calatrava. Respecto al análisis de las muestras de gases, en la Tabla 1 se presenta un resumen estadístico de los resultados. Se observa como en algunos puntos se

llegó a medir valores de concentración (He: 8,05 ppm; H₂: 45,5 ppm; CO₂: 2,6%) superiores a los del aire, indicando un claro enriquecimiento de gases de origen más profundo.

(ppm)	He	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂
Media	5,01	3,58	199506	778965	4,1	1605
Desv. Est.	2,32	10,50	2077	4670	6,3	3439
Curtosis	-1,58	17,82	-0,88	-0,20	29,4	41
Mínimo	1,70	0,63	195064	769504	1,3	468
Máximo	8,05	45,5	202416	789622	46,4	26461

Tabla 1. Resumen estadístico descriptivo de los resultados del análisis de la composición química de las muestras de gases recogidas en el suelo. Los valores están expresados en ppm.

Para la realización de los mapas de distribución espacial del flujo difuso de CO₂ y el cómputo global de la emisión de CO₂ se han tenido en cuenta las tres áreas seleccionadas por separado. En las Figs. 3, 4 y 5 se muestran los mapas de distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en las zonas A, B y C, respectivamente, obtenidos con el método de SGS. La emisión total de CO₂ en las tres zonas de estudio se estimó en 2492 t d⁻¹ con una desviación estándar de 282 t d⁻¹.

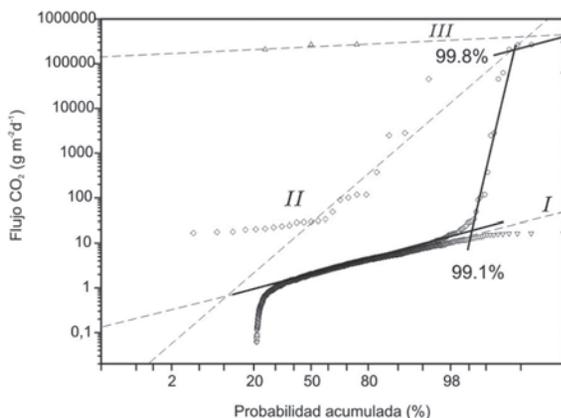


Figura 2. Separación estadística-gráfica de los valores de flujo difuso de CO₂ medidos en el Campo de Calatrava, Septiembre 2007.

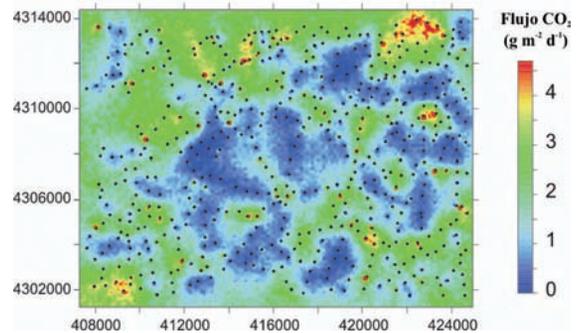


Figura 3. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en el sector A, Campo de Calatrava.

Las zonas con emisiones anómalas de CO₂ podrían tener su origen en una importante desgasificación de un cuerpo magmático profundo y su llegada a la superficie, relacionarse con sistemas de fracturas que afectan al zócalo paleozoico, permitiendo el ascenso de gases a través de las mismas y que saldrían a la superficie a lo largo de una amplia extensión del Campo de Calatrava, bien sea a través de este tipo de localizaciones, bien sea a través de los numerosos manantiales y fuentes en la zona, y que deben ser tenidos en cuenta por la gran cantidad de gases que emiten algunos de ellos.

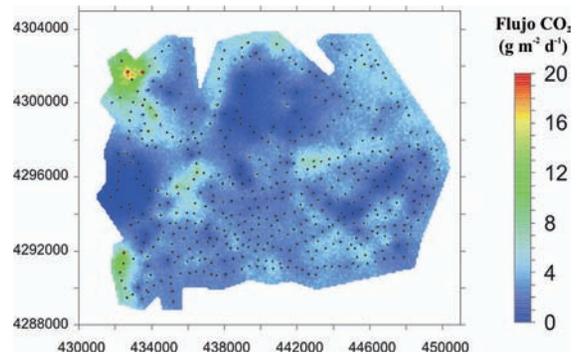


Figura 4. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en el sector B, Campo de Calatrava.

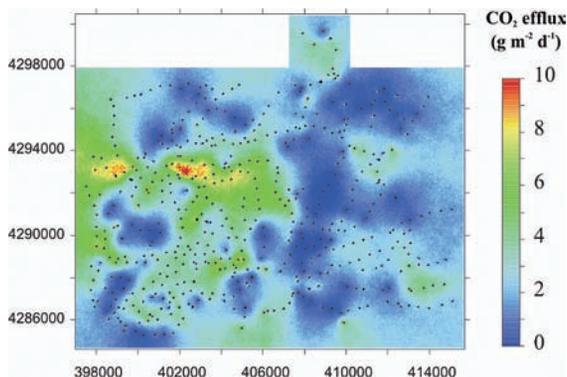


Figura 5. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en el sector C. Al NW del mismo se encuentra La Sima, zona donde se encontraron las mayores emisiones de CO₂ de todas las zonas estudiadas.

Con el objeto de comparar los resultados obtenidos en este estudio con otros sistemas volcánicos pertenecientes al volcanismo intracontinental europeo como West Eiffel y Laacher See en Alemania, Chain des Puys en Francia y Olot en España, hemos utilizado como parámetro geoquímico el múltiplo del valor medio de la población de fondo (B) (ver Tabla 2), ya que es el más representativo de la emisión difusa de CO₂ procedente del sistema volcánico-hidrotermal. Si comparamos los resultados obtenidos se observa que Calatrava presenta el mayor valor del múltiplo de la población pico ó anómala (P) respecto a la de fondo geoquímico (B), con un valor de 119993, seguido del lago Laacher See en Alemania. Estos dos sistemas volcánicos son los únicos que presentan manifestaciones

visibles en superficie (hervideros y burbujeo de gases de origen endógeno), lo que evidencia para el Campo de Calatrava la existencia de masas magmáticas más someras en proceso de desgasificación y enfriamiento y de una mayor energía del sistema volcánico-hidrotermal, así como fisuras eruptivas semiactivas que favorecen el ascenso de gases, entre ellos el CO₂, a la superficie.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a la financiación del Ministerio de Educación y Ciencia al proyecto VOLATM-CO₂ con ref. CGL2005-07509.

Sistema	Nº puntos	Área (Km²)	B (gm²d⁻¹)	P (gm²d⁻¹)	P (xB)	Emisión (t d⁻¹)
West Eiffel (Alemania)	1234	656	15,1	81	5,4	18692
Lago Laacher See (Alemania)	146	2,5	7,0	9049	1291	35
Chaîne des Puys (Francia)	679	287	19,1	129	6,8	6658
Olot (España)	369	128	26,8	148	5,5	4659
Calatrava (España)	1717	758	2,7	323983	119993	2492

Tabla 2. Comparativa de los estudios realizados por el ITER en varios sistemas del volcanismo intracontinental europeo.

REFERENCIAS

- Ancochea, E. (1982): *Evolución espacial y temporal del vulcanismo reciente de España Central*. Tesis Doctoral, Univ. Complutense, Madrid. Colección Tesis Doctorales, 203/83. 675 pp.
- Bergamín, J.F. (1986): "Prospección gravimétrica del Campo de Calatrava (Ciudad Real)", *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, Vol. IV, pp.185-202.
- Cebriá, J.M., and López-Ruiz, L. (1995): "Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: The late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain)". *Lithos* 35, 27-46.
- Cebriá, J.M., y López-Ruiz, L. (1996): "A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain". *Geochim. Cosmochim. Acta*. 60. No. 8, 1355-1366.
- Deutsch, C.V. Journel, A.G. (1998): *GSLIB. Geostatistical Software Library and Users Guide, 2nd Ed.* Oxford University Press, New York, 369 pp.
- González, E., Gosálvez, R., Becerra, R., y Escobar, E., (2007): "Actividad eruptiva holocena en el campo de Calatrava (volcán Columba, Ciudad Real, España)". En: Lario, J. y Silva, P.G. (editores), *Contribuciones al estudio del período cuaternario*. Aequa. Ávila. pp. 143-144.
- Parkinson, K.J., (1981): "An improved method for measuring soil respiration in the field". *J. Appl. Ecol.* 18, 221-228.
- Rodríguez, M.A. & Barrera, J.L. (2002): "Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo Neogeno del campo de Calatrava, Ciudad Real (España)". *Geogaceta*, 32, 39-42.
- Sinclair, A.J. (1974): "Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs". *J. Geochem. Exploration*, 3: 129-149.

DINÁMICAS ERUPTIVAS EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE CERRO GORDO, CAMPO DE CALATRAVA (ESPAÑA)

Elena González, Rafael Becerra–Ramírez, Rafael Ubaldo Gosálvez, Estela Escobar
Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

El Campo de Calatrava es una unidad natural situada en el Centro de la provincia de Ciudad Real (Meseta Meridional española) en la que se han producido erupciones volcánicas a lo largo del Mio–Plioceno y del Cuaternario, en una temporalidad comprendida entre 8,6 ma. y 5200 BP. Las erupciones se organizan en varias etapas y son tanto efusivas como estrombolianas, si bien, la interferencia del magma con agua ajena al sistema volcánico ha propiciado el desarrollo de eventos freáticos y freatomagmáticos. Bajo la denominación de Campo de Calatrava oriental se integra un territorio del que forman parte el extremo este del anticlinal del Tirteafuera (Macizo de Calatrava), la cuenca anticlinal de Valenzuela–Almagro, y la cuenca sinclinal de Aldea del Rey–Moral de Calatrava. En este espacio se llevan a cabo erupciones dinámica y cronológicamente similares a las desarrolladas en el resto de la región volcánica, aunque es aquí donde se han reconocido eventos holocenos y donde las manifestaciones latentes (anomalías térmicas y gravimétricas) son más intensas.

Palabras clave: Dinámicas eruptivas, Cerro Gordo, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The Campo de Calatrava is a natural region located in Ciudad Real province (Spanish Southern Plateau) where volcanic eruptions have occurred throughout the Mio–Pliocene and Quaternary, in a temporality between 8,6 ma. and 5200 BP. Rashes are organized in several stages and are therefore strombolian as effusive, but the interference of magma with water outside the volcanic system has facilitated the development of phreatic and phreatomagmatic events. Under the name of Eastern Campo de Calatrava integrates a territory that includes the eastern end of the anticline Tirteafuera (Macizo de Calatrava), the basin Almagro–Valenzuela, anticline and synclinal basin of Aldea del Rey–Moral de Calatrava. In this space are carried out chronologically eruptions and dynamics similar to those in the rest of the volcanic region, although it is recognized here Holocene events and demonstrations where latent (heat and gravity anomalies) are more intense.

Keywords: Eruptive dynamics, Cerro Gordo, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN

El Campo de Calatrava es una unidad natural situada en el Centro de la provincia de Ciudad Real (Meseta Meridional española) en la que se han producido erupciones volcánicas a lo largo del Plioceno y del Cuaternario, en una temporalidad comprendida entre 8,6 ma. y 5200 BP. Las erupciones se organizan en varias etapas y son tanto efusivas como estrombolianas, si bien, la interferencia del magma con agua ajena al sistema volcánico ha propiciado el desarrollo de eventos freáticos y freatomagmáticos. El paisaje del Campo de Calatrava se resuelve en una sucesión de amplias cuencas enmarcadas por serratas cuarcíticas rotas por importantes procesos de fracturación. Tanto en el ámbito de dichas cuencas como sobre los niveles de cumbres y en los espacios de piedemonte de estas sierras paleozoicas se emplazan edificios volcánicos formados por derrames lávicos y conos de piroclastos con cráteres que en la mayoría de las ocasiones están colmatados por efusiones póstumas de lava. Junto a estos edificios se sitúan amplios y profundos mares rodeados por anillos de tobas o elevados murellones cuarcíticos, rotos por la potencia de las explosiones. Buena parte de estos mares, en condiciones climáticas favorables, albergan láminas de agua, y dan lugar al desarrollo de uno de los humedales más extensos del centro y sur de España. Estos mares han albergado láminas de agua en las que se han desarrollado unos ecosistemas específicos en los que no se han producido grandes cambios ambientales a lo largo del tiempo. En el Campo de Calatrava se han localizado paleosuelos con edades del Holoceno medio, fosilizados por depósitos volcánicos. Los restos orgánicos contenidos en ellos han aportado una valiosa información, no solo sobre la edad de las últimas erupciones en la zona, sino también sobre sus características paleoambientales, al menos en el sector oriental.

EVOLUCIÓN ERUPTIVA EN CERRO GORDO

El Volcán Cerro Gordo se sitúa sobre la crestería cuarcítica que forma el flanco sur que separa el anticlinal erosionado de Almagro-Valenzuela (Domo de Almagro) de la compleja cuenca sinclinal de Granátula. El edificio volcánico se genera en varias erupciones magmáticas e hidromagmáticas de las que resulta un conjunto formado en la actualidad por un cono de piroclastos coronado por un cráter cimero, y un maar denominado "Barranco Varondillo" (Fig. 1).

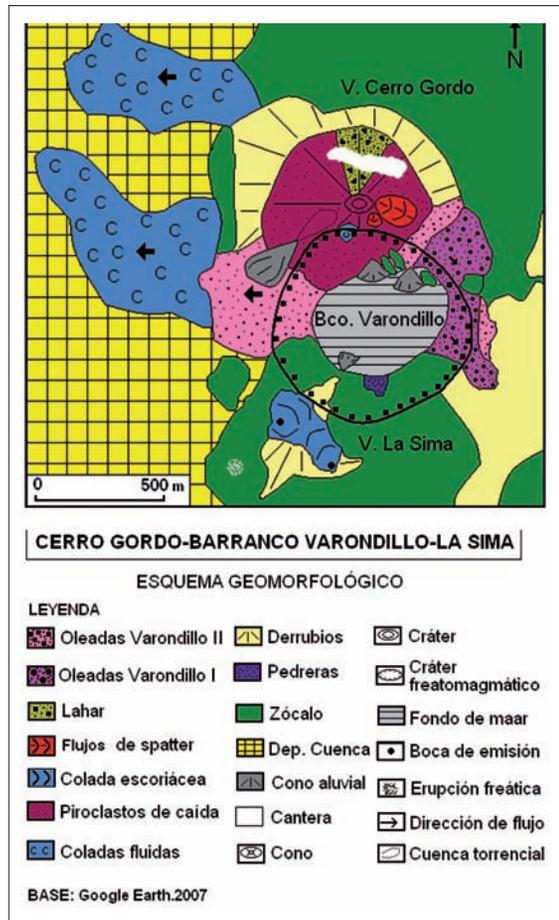


Figura 1. Geomorfología del conjunto volcánico Cerro Gordo-Barranco Varondillo, La Sima.

Las primeras erupciones en el conjunto volcánico de Cerro Gordo se inician con explosiones freatomagmáticas que dan lugar a un maar abierto en el nivel de cumbre de la sierra. En estas erupciones se generan oleadas piroclásticas, algunas muy húmedas, en las que la presencia de agua líquida es muy abundante. Esto induce la formación de flujos fangosos que soportan y arrastran importantes volúmenes de clastos heterométricos de cuarcita, que dan como resultado unos depósitos donde se observan facies laháricas (González *et al.*, 2008). Sobre este primitivo maar, se inicia una erupción de carácter estromboliano en la que se emiten piroclastos finos, vesiculados, negros (Fig. 2), sin trazas de soldadura, que dan forma a un edificio cónico, disimétrico, de cuyo cráter en herradura, abierto al SSW salen lavas fluidas que permiten el desarrollo de una amplia colada que, bifurcada en dos ramas

por un espigón cuarcítico, se emplaza hacia el interior de la cuenca de Valenzuela, alcanzando una longitud que supera los dos kilómetros, llegando a 700 m de anchura máxima. Otra colada, de la que en la actualidad solo podemos observar sus tramos iniciales, se derrama por la ladera meridional. Petrográficamente las coladas negras de Cerro Gordo están constituidas por Nefelinita olivínica. Estas coladas presentan estructura interna esferoidal con formación de bolos, pasando hacia la parte superior a formas de autorechificación que portan bombas (Fig. 3).



Figura 2. Piroclastos de caída.

A esta erupción estromboliana le sigue una fase explosiva de carácter freatomagmático, en la que se abre el gran cráter de "Barranco Varondillo" y en la que se generan oleadas piroclásticas, cuyos depósitos forman un anillo de tobas, hasta el momento bien conservado, rodeando la depresión explosiva. Los depósitos de estas erupciones recubren al cono preexistente, alcanzando potencias que superan la veintena de metros. La profundidad máxima visible del maar es de 80 m, su forma es ligeramente elíptica, su diámetro mayor es de 1.300 m y la altura del

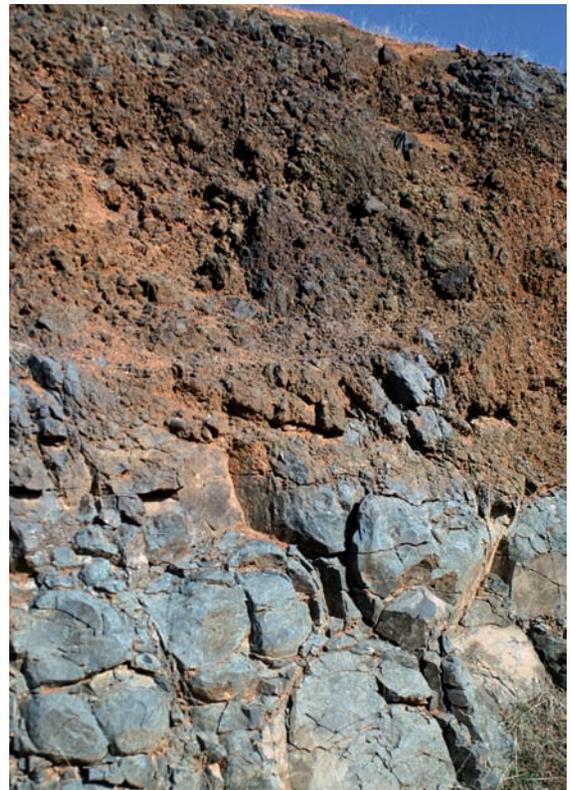


Figura 3. Colada fluída.

reborde de tobas se sitúa en 40 metros. Se inicia esta fase con la emisión de piroclastos de caída que contienen bloques aislados de cuarcita, de hasta un metro de eje mayor. A continuación se produce el emplazamiento de las sucesivas oleadas piroclásticas que dan lugar a depósitos en los que se observan formas de fondo propias de flujos de alta energía, así como de depósitos brechoides, que alternan formando una secuencia rítmica. Estas explosiones modifican sustancialmente la forma del edificio. El cráter en herradura es destruido, así como buena parte de la colada basáltica meridional. Las laderas y la cima del cono quedan recubiertas de clastos de cuarcita de tamaño variado. Los piroclastos tienen ahora un color rosado que los diferencia netamente de los emitidos en las erupciones estrombolianas previas. Potentes depósitos de flujos fangosos densos, que identificamos como lahares, se desarrollan en la ladera septentrional dando lugar a depósitos de alrededor de 4 metros de potencia (González *et al.*, 2008).

Las últimas erupciones en Cerro Gordo son marcadamente efusivas con desarrollo de fuentes de lava que se emiten desde el pequeño cráter cimero reconocible en

la actualidad. Depósitos de spatter recubren la parte superior y la ladera oriental del volcán. Puntualmente, sus características les permiten fluir, desarrollando buenos ejemplos de lóbulos superpuestos.

DEPÓSITOS DE FLUJO DE LAS PRIMERAS ERUPCIONES FREATOMAGMÁTICAS

Depósitos freatomagmáticos

El Maar del Barranco Varondillo (38° 49' 23" N / 3° 44' 37" W) forma parte del complejo volcánico de Cerro Gordo. Tiene una extensión de 8.500 m² y una profundidad máxima, medible, de 80 m. Su eje mayor es de 1.260 m y el menor de 1.010 m. El sustrato geológico está constituido por cuarcitas y areniscas ordovícicas. En el entorno del maar de Varondillo se localizan importantes depósitos de oleadas piroclásticas que se disponen formando anillos discontinuos, y con un grado de conservación aceptable, generado en dos erupciones freatomagmáticas.



Figura 4. Conjunto volcánico de Cerro Gordo–Barranco Varondillo–La Sima.

Los depósitos de oleadas generados en el primer evento freatomagmático, "Varondillo I", tienen un marcado carácter húmedo con un predominio de las formas de fondo masivas y planares. Las relaciones agua/magma son óptimas al inicio de la secuencia explosiva, propiciando una intensa fragmentación del magma y de la roca de caja, dando lugar a depósitos formados por material extremadamente fino, intensamente litificado, con formas de fondo masivas. A medida que avanza el proceso eruptivo, las relaciones agua/magma cambian, permitiendo la formación de flujos en los que existe abundante agua líquida en el momento de su deposición (González *et al.*, 2008). En estas fases, es común la formación de pequeños canales (Fig. 5) y de claros niveles de escorrentía interna con arrastres y depósitos de las partículas de menor tamaño contenidos en el flujo. (Fig. 6).



Figura 5. Canales en U de los depósitos de oleadas.



Figura 6. Niveles de escorrentía.

Los contactos entre los diferentes depósitos de flujo están marcados por niveles finos de carbonatos. Este contacto es claramente erosivo en algunos puntos del afloramiento (Fig. 7), observándose el desarrollo de una delgada capa de meteorización de apenas 5 mm de potencia media, lo que sugiere un intervalo temporal dilatado entre la primera erupción freatomagmática de Varondillo y su continuación posterior. Los depósitos de oleada de esta primera erupción sólo afloran en el borde E y NE del actual maar, estando sepultados por coladas lávicas y piroclastos de caída en el resto.

Depósitos laháricos

Los flujos finales en esta primera etapa eruptiva de Cerro Gordo están caracterizados por un elevado contenido en agua que dan lugar a depósitos tipo lahar, brechoides, masivos y caóticos, (González, 1997), (González *et al.*, 2008 y 2009) formados por bloques de cuarcita y de basalto, con escasa matriz, entre los que se han formado delgados canales lineales de circulación de agua y arrastre de material fino.



Figura 7. Nivel erosivo con carbonato.

DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS Y LAHÁRICOS DE MINA SAN CARLOS

Depósitos de piroclastos

Cerro Gordo, como otros notables edificios volcánicos del Campo de Calatrava, está sujeto a derechos de explotación minera, lo que ha permitido la apertura de una importante cantera dedicada a la extracción de material para la fabricación de cemento. Los cortes llevadas a cabo (Fig. 8) permiten visualizar la estructura interna de los depósitos de piroclastos de caída y de flujo que conforman el cono, así como los derivados del desarrollo de un corto lahar en la ladera norte.

En la base de los cortes afloran piroclastos de caída negros, pertenecientes a la primera erupción estromboliana de Cerro Gordo. Le sigue un tramo en el que alternan

piroclastos de caída con depósitos de pequeña potencia de oleadas piroclásticas. En todo este tramo es abundante la presencia de grandes bloques de cuarcita que deforman notoriamente los niveles de piroclastos (Fig. 9 y 10). En el tramo final se sitúa un depósito de lahar, el suelo actual y los deshechos de la explotación.



Figuras 9 y 10. Deformación por carga en depósitos freato-magmáticos.

Depósitos laháricos

Se localiza en la vertiente norte del cono de Cerro Gordo (Fig. 11). Es un depósito de 4 m de potencia media formado por una matriz fangosa, de tonos claros, que engloba clastos heterométricos de cuarcita y basalto, orientados en el sentido del flujo, así como lapilli armados, rodados y recubiertos de una película de barro que se sitúan junto a clastos cuarcíticos rodados y facetados tamaño grava, también empastados por barro, en la base de la forma-



Figura 8. Depósitos de piroclastos en las cortas de Mina San Carlos.

ción. Se emplaza sobre unos delgados niveles de piroclastos hidromagmáticos que alternan con depósitos de caída estrombolianos, de tonos claros.



Figura 11. Detalle del depósito de lahar.

LÓBULOS DE FLUJOS DE SPATTER

La última erupción magmática de Cerro Gordo se caracterizó por la emisión de fuentes de lava y la rápida formación de grandes acumulaciones de spatter en la ladera sudoriental, que descendieron como flujos lávicos calientes, formando lóbulos que se superponen a los piroclastos de caída (lapilli, escorias y spatter antiguo) que la forman (Fig. 12 y 13). En erupciones efusivas con lavas fluidas y una adecuada presencia de gas, se pueden desarrollar fuentes de lava que emiten tasas elevadas de piroclastos que caen al suelo calientes, siendo rápidamente cubiertos por nuevos aportes, lo que permite mantener temperaturas elevadas en el interior del apilamiento de spatter. Cuando se alcanzan unas condiciones críticas, los piroclastos aglutinados pueden dar lugar a la formación de lavas clastogénicas y comenzar a fluir por las pendientes (Wolff & Sumner, 2000), (Sumner *et al.*, 2005). En numerosas erupciones efusivas se han relatado la formación de flujos de spatter. En los volcanes del Campo de Calatrava son frecuentes las acumulaciones de spatter de diversa entidad (H. Pacheco, 1932), (González, 1997), (González *et al.* 2009). Además se constata la presencia de conetes de escorias (spatter conos) desarrollados en breves eventos eruptivos, generados a lo largo de fisuras, abiertas en los flancos de las sierras paleozoicas, que forman pequeños amontonamientos de material escoriáceo aglutinado y spatter fuertemente soldado, construyendo estos pequeños edificios volcánicos, como es el caso del

afloramiento eruptivo de La Sima (Becerra, 2007 y Becerra *et al.*, 2009) y de la fisura del entorno de Casas de Ciruela.



Figura 12. Lóbulos de spatter.



Figura 13. Frente del depósito.

En la ladera sudoriental de Cerro Gordo se han identificado depósitos de spatter de color pardo-rojizo (Figs. 12 y 13), asociados a fuentes de lava emitidas desde el cráter central que forman lóbulos superpuestos con frentes abruptos de alrededor de 4 m de potencia en las partes de mayor acumulación. En el depósito inferior se distingue una capa basal, de 90 cm de alto (Fig. 14), de lava clastogénica con un bandeado de flujo bien definido. Sobre esta capa basal, en suave transición o de forma neta, se disponen los clastos de spatter y escorias soldadas, con tamaño centimétrico y decimétrico. En los depósitos de los lóbulos superiores los fragmentos de spatter tienen un tamaño menor, consecuencia de un posible aumento en los contenidos de gas de la fuente de lava. Niveles y lentejones de lavas clastogénicas se distribuyen por todo el conjunto del depósito. Las erupciones en Cerro Gordo finalizan con emisiones de fuentes de lava, a través del

cráter cimero que descargan importantes volúmenes de spatter que se acumula en su borde nororiental. Las propiedades del spatter, su alta temperatura en el momento de la deposición, el peso de los depósitos acumulados y la plasticidad de los mismos, le permitió fluir ladera abajo y desarrollar una morfología lobulada y aterrazada que crecía a medida que el material se acumulaba en las partes más altas de la misma. A su vez, la parte superior del depósito, en enfriamiento progresivo por el contacto con la Atmósfera, se agrietó y resquebrajó creando una morfología superficial enlosada y fracturada (Fig. 18).



Figura 14. Capa basal de lava clastogénica.



Figura 15. Niveles de lava clastogénica.

Se distinguen dos episodios principales de flujo que dan lugar a la formación de dos depósitos en forma de abanico con el ápice orientado hacia el punto de emisión, y un frente neto vertical. Lavas clastogénicas forman acumulaciones de base que han podido actuar como niveles de deslizamiento, favoreciendo el movimiento del conjunto; así como bandas y lentejones de este material distribuidos por todo el depósito.



Figura 16. Flujos de spatter. Ladera oriental.

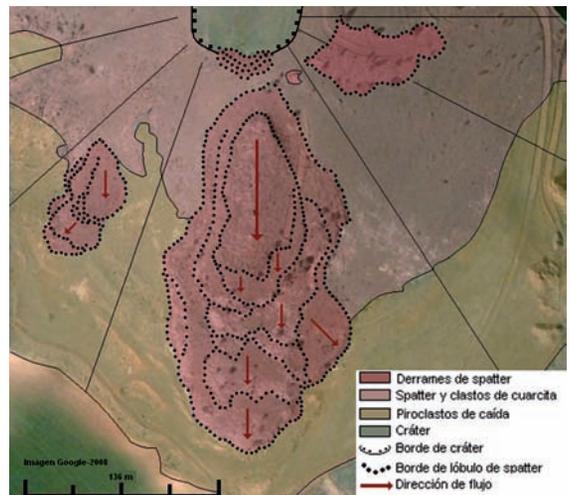


Figura 17. Cartografía de los flujos de spatter.

En la parte superior del cono de Cerro Gordo, y hasta media ladera, se localizan mantos de spatter que en función de la dinámica de la fuente de lava, de las características de los clastos, y de las condiciones de los apilamientos, no han tenido capacidad de fluir, mostrándose como depósitos de piroclastos soldados.



Figura 18. Superficie enlosada de los lóbulos de spatter.

DEPÓSITOS FREATOMAGMÁTICOS DE BARRANCO VARONDILLO

A la erupción estromboliana que construye el primitivo cono de Cerro Gordo le sigue una fase explosiva, de carácter freatomagmático, en la que se abre el maar de "Barranco Varondillo". En esta erupción se emiten oleadas piroclásticas fundamentalmente secas que generan depósitos con formas de fondo planares, y puntualmente flujos de alta energía con formación de dunas y antidunas (Fig. 19).



Figura 19. Depósitos de flujo de alta energía.



Figura 20. Depósitos de brecha explosiva.

CONCLUSIONES

Cerro Gordo es un volcán en el que se han reconocido erupciones en las que han tenido lugar eventos magmáticos e hidromagmáticos, a lo largo del Pleistoceno. El resultado de esta actividad ha sido la formación de dos maares generados en erupciones freatomagmáticas. Entre las erupciones freatomagmáticas que abren los maares de Varondillo I y II, se produce un evento magmático que emite las coladas fluidas que se derraman hacia el sur y hacia el oeste y levanta el cono de piroclastos de Cerro Gordo. El último episodio es puramente magmático con la emisión desde un cráter cimero de fuentes de lava que acumulan una importante cantidad de spatter capaz de fluir por la ladera suroriental del volcán.

REFERENCIAS

- Adaro S.A. (1993): *Programa LEADER: Inventario de recursos naturales no renovables del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. CEDER Campo de Calatrava. P.I.P. 251 pp.
- Ancochea, E. (1983): *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España central*, Madrid, UCM, 675 pp.
- Becerra-Ramírez, R. (2007): *Aproximación al estudio de los volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las Técnicas de Análisis Morfométrico*. Proyecto de investigación. ETS Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos. UCLM. Inédito.
- Becerra-Ramírez, R., González, E., Gosálvez, E., Escobar, E. (2008): "Facies laháricas en los depósitos de oleadas piroclásticas del Barranco Varondillo, (Campo de Calatrava, España)". En: *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*. Cádiz, SEG, Universidad de Cádiz.
- Becerra-Ramírez, R. González, E., Gosálvez, E., Escobar, E. (2009) : «Morphologie des cônes pyroclastiques de la vallée moyenne de la rivière Jabalón. Région volcanique du Campo de Calatrava (Espagne)» *Annals. Geographical Series*. Valahia University of Targoviste.
- González, E. (1997): "Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del domo de Almagro), Ciudad Real". En: *Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real*. Cuenca, 161-200.
- González, E. *et al.* (2009): "Dépôts de lahar aux volcans de Cerro Gordo et Columba. Campo de Calatrava, (Espagne)". *Annals. Geographical Series*. Valahia University of Targoviste.
- Hernández-Pacheco, F. (1932): *Estudio de la Región Volcánica central de España*. Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, y Naturales. Madrid. 235.
- Poblete, M.A. (1995): *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Ed. Universidad de Oviedo y JCCM, Oviedo. 467 p.
- Sumner, J.M. *et al.* (2005): "Spatter". En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 142. Pp. 49-65.
- Wolff, J.A. Sumner, J.M. (2000): "Lava fountains and their products". En: Sigurdsson, H. (Ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. Pp. 321-329.

EVIDENCIAS DE ACTIVIDAD HIDROMAGMÁTICA DE EDAD HOLOCENA EN EL VOLCÁN COLUMBA, CAMPO DE CALATRAVA (ESPAÑA)

Elena González, Rafael Ubaldo Gosálvez, Rafael Becerra-Ramírez, Estela Escobar
Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

El Campo de Calatrava es una comarca situada en el centro de la provincia de Ciudad Real en la que se han producido erupciones volcánicas a lo largo del Plioceno y del Cuaternario. Recientes investigaciones nos han permitido datar eventos explosivos en el Holoceno Medio para el volcán Columba.

Palabras clave: Campo de Calatrava, Holoceno, Volcanismo reciente.

ABSTRACT

Campo de Calatrava is a region located in the center of the province of Ciudad Real, where volcanic eruptions have occurred throughout the Pliocene and Quaternary. Recent investigations have allowed us to date explosives events in the middle Holocene at Columba volcano.

Keywords: Campo de Calatrava, Holocene, recent Volcanism.

INTRODUCCIÓN

El volcán Columba se sitúa en el curso medio del río Jabalón (38°-45'-30" N / 3°-47'-00" W) en la margen izquierda del embalse de Vega del Jabalón. En sus inmediaciones y formando claros alineamientos se localizan hasta una docena de edificios volcánicos generados en erupciones magmáticas y freatomagmáticas. Tiene una extensión en torno a las 400 ha, 5.000 m de perímetro, un diámetro de la base del cono de 1.700 m y una altura relativa de 100 m sobre el entorno circundante.

ERUPCIONES Y EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA

Se trata de un edificio volcánico poligénico que está formado por un cono de piroclastos de caída, basálticos, vesiculados y de tamaño grueso, coronado por un doble cráter alargado en la dirección NE/SW, de 345 m de largo y 175 de ancho, con una extensión de 4 ha. De este cráter se han derramado coladas fluidas hacia el N, NE y W, así como una colada escoriácea de escaso recorrido.

Columba forma parte de un complejo volcánico que ha tenido erupciones en varias etapas, separadas por largos períodos de reposo, dando lugar a una secuencia que se inicia en el Mioceno Superior con los eventos freatomagmáticos prerruscinienses del maar de Vega

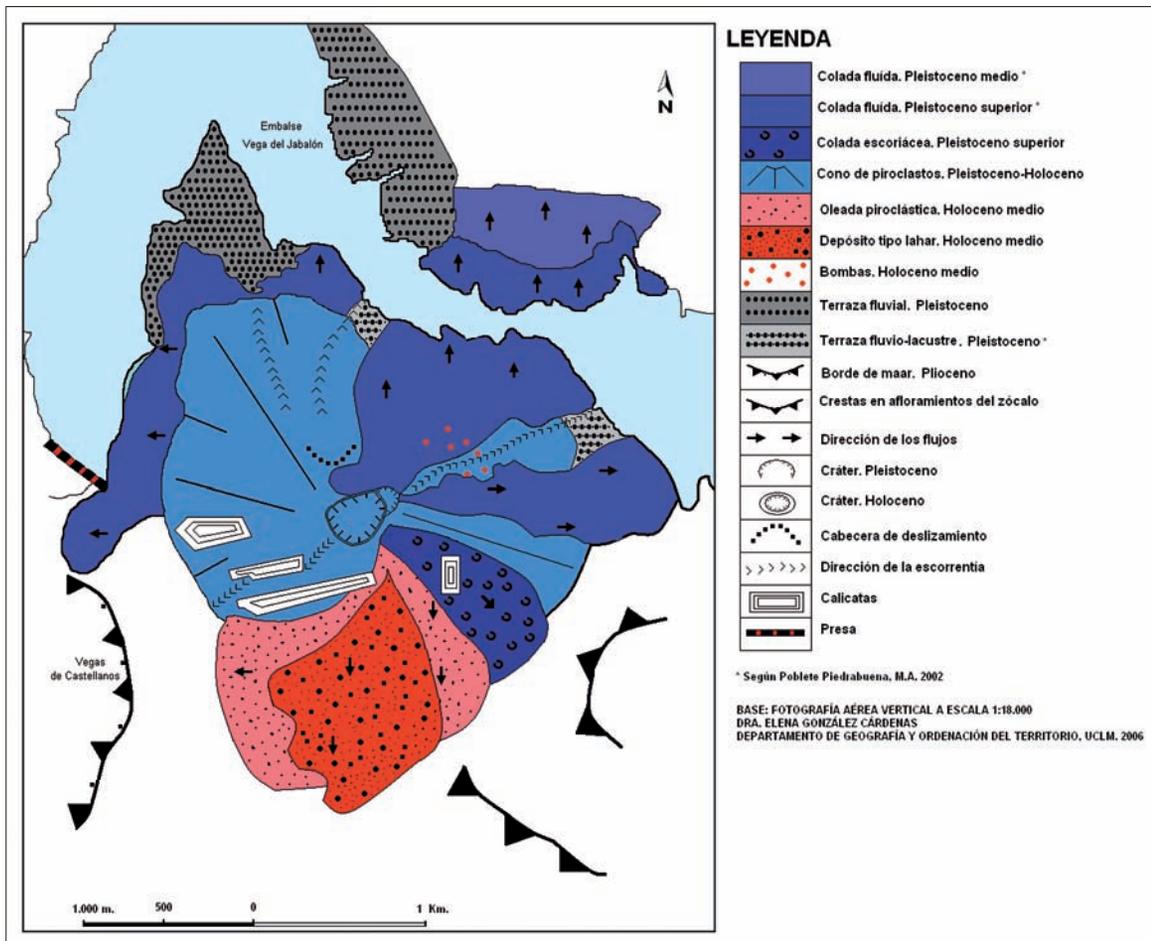


Figura 1. Geomorfología del volcán Columba.

de Castellanos (Poblete y Ruiz, 2002), que continúan en Columba con procesos efusivos en el Pleistoceno Medio y Superior, los cuales represan en dos ocasiones la corriente del río Jabalón. Este represamiento da lugar a la formación de superficies encharcadas que ocuparon una extensión y una posición muy similar a la actual del embalse de Vega del Jabalón. A lo largo del Pleistoceno Superior el volcán se ve sometido a un proceso de erosión que se caracteriza por la meteorización de los materiales que lo constituyen, y por la formación de vaguadas radiales, de las que las más importantes se localizan en las vertientes noroeste y sureste. Es en estas vaguadas donde las formaciones edáficas alcanzan su máximo desarrollo con espesores del orden de los cuarenta centímetros.

La actividad eruptiva ha sido intensa en este espacio a lo largo de todas las etapas definidas para el Campo de

Calatrava. Es aquí donde se sitúa la única anomalía térmica superficial documentada históricamente en la región volcánica, y es también aquí donde la presencia de gases magmáticos en el subsuelo ha dado lugar a la emisión de cantidades excepcionales de CO₂ asociadas a la perforación de sondeos para obtener agua de riego en diversas localidades del entorno (Los Cabezos en 1987, Añavete en 2000 y El Rosario en 2001, entre otros).

DEPÓSITOS ANALIZADOS Y EDADES ABSOLUTAS

Los trabajos de campo llevados a cabo en el sector oriental de la región volcánica, han permitido localizar un paleosuelo, asociado a la existencia de una antigua vaguada que había sido fosilizado por depósitos de oleadas piro-

clásticas. La existencia de esta formación edáfica y de moldes de vegetación perfectamente conservados en los que se presuponían restos orgánicos posiblemente carbonizados, llevaron a proceder a la recogida de muestras del suelo y de los moldes vegetales, y a su posterior tratamiento en laboratorio. Las muestras han sido tomadas en zonas internas del nivel edáfico, siendo convenientemente protegidas para evitar procesos de contaminación. Las pruebas de laboratorio de las mismas han sido realizadas en el Ångström Laboratory del Department of Engineering Sciences, de la Universidad de Upsala (Suecia).

Para determinar la procedencia del material analizado se ha comparado el resultado obtenido con los reflejados en la tabla número 1. La edad convencional fijada para la muestra de materia orgánica se ha calibrado siguiendo el método del Quaternary Isotope Laboratory de la Universidad de Washington, utilizando el programa CALIB, versión 5.0.

Material	$\delta^{13}\text{C}\text{‰ PDB}$
PDB tipo	0
Colágeno (dietas de C ₃) y celulosa de la madera	-20±2
Gramíneas (fotosíntesis C ₃) Grafito y carbón	-23±3
Madera fósil y carbón vegetal	-24±3
Madera reciente y carbón vegetal	-25±3
Fronosas, trigo, paja y cañas	-27±2
Turba y humus	-27±3

Tabla 1. Fraccionamiento isotópico de diferentes sustancias.

Los datos resultantes de los análisis llevados a cabo, aplicando la técnica AMS para la datación con C¹⁴, señalan edades experimentales inferiores a 7000 BP para estos restos de materia orgánica, contenida en el paleosuelo desarrollado sobre los materiales que han formado el cono del volcán Columba. Esto supone un considerable avance en la investigación sobre la edad de las erupciones en esta región volcánica, puesto que sitúa las habidas en el volcán Columba como plenamente holocenas, mientras

que las dataciones absolutas más recientes en otras áreas del Campo de Calatrava, (Gallardo, 2002 y 2006) remiten a 700.000 años atrás, es decir, al Pleistoceno Medio.

La secuencia de materiales en los depósitos de Columba (Figs. 2 y 3) está formada de muro a techo por las siguientes unidades: a) superficie brechificada de una colada lávica, b) paleosuelo pardo-rojo (Fig. 4), poco evolucionado, con un alto contenido de arcillas que engloba clastos basálticos oscuros y heterométricos (bloques y cantos) con abundantes vacuolas de salida de gas. Su potencia media es de 40 cm, c) depósitos de oleadas piroclásticas húmedas que evolucionan, a techo, a facies con menor contenido de humedad, que dan lugar a un depósito de más de 2 metros de potencia media, d) depósito procedente de un flujo fangoso identificado como un lahar asociado a un evento freático. A techo de la secuencia se encuentra la zona de alteración de este depósito, y un suelo actual poco potente con la formación de caliches.

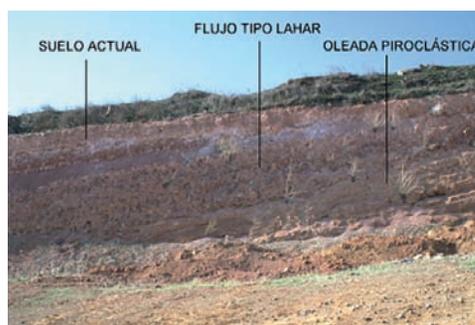


Figura 2. Secuencia de los depósitos.

Referencia	Código	Edad lab.	Resultados C ¹⁴ BP	Edad calibrados cal BP 2σ	$\delta^{13}\text{C}\text{‰ Calibrada cal BP}$	Material PDB
Paleosuelo	Ua-24799	6560±130	5724-5297 (99,5%) 5243-5231 (0,5 %)	5510	-26,7	Carbón vegetal/Humus
Moldes vegetales	Ua-33366	6590±200	5900-5202 (96,7%) 5175-5070 (0,3%)	5551	-25,7	Carbón vegetal

Tabla 2. Datación con C¹⁴ y edad calibrada.



Figura 3. Depósitos en la ladera de Columba.



Figura 4. Paleosuelo.

Paleosuelo

La formación edáfica tiene una potencia media de 40 cm. Se desarrolla sobre basalto olivínico en una colada a la que se le supone una edad de Pleistoceno Superior, relacionada con las edades definidas para las coladas de Columba por Poblete y Ruiz (2002). Esta colada presenta una superficie escoriácea por procesos de autobrechificación, con concentraciones de carbonato que penetra en profundidad hasta cubrir toda la potencia visible de la misma, en el sector en el que se ha realizado el estudio. El paleosuelo está formado in situ por alteración directa del sustrato lávico y por aportes de ladera (Monturiol *et al.*, 1970). Se trata de un suelo poco desarrollado cuya evolución quedó interrumpida bruscamente por el recubrimiento del depósito de oleada piroclástica. Su estructura es prismática, propia de los suelos ricos en arcilla, obser-

vándose una densa red de grietas. Su color es pardo-rojizo, presentando aspecto de buena aireación y buen drenaje. En la formación se contienen numerosos clastos de basalto, en los que predomina el tamaño canto y bloque. No se observan horizontes de concentración de carbonato cálcico, ni la presencia del mismo en concreciones o impregnando las grietas del suelo. Se definiría como un suelo rojo (andosol) generado en procesos de rubefacción (horizonte B textural), en el contexto de un clima cálido y lluvioso (Dorado *et al.*, 1999), (García *et al.*, 1986) de edad Saltoniense (Pleistoceno Superior-Holoceno).

Oleadas piroclásticas

Las oleadas piroclásticas se emiten desde el cráter cimero y descienden por la ladera sureste del cono, adaptándose a la topografía previa a la erupción. Presentan formas de fondo planares. Están constituidas por fragmentos juveniles de basalto y por cuarcita de la roca de caja, de tamaño milimétrico y menor (fracción ceniza) compactada. En la base del depósito se desarrolla una banda de unos 10 cm. de potencia media, húmeda, masiva y compacta, de una gran dureza que erosiona el sustrato, se adapta a las irregularidades de la superficie brechificada de una colada lávica, y engloba líticos accidentales de basalto, muy vesiculados y heterométricos, arrancados de la misma y de la superficie del cono sobre la que se desliza. Puntualmente aparecen en contacto con esta capa basal restos de moldes de vegetación. Donde el depósito no está protegido por el lahar que erosionó su superficie, se han generado rellenos actuales de carbonatos en las delgadas grietas de asiento y desecación que se ordenan en una red ortogonal.

Se han identificado, al menos, tres claros niveles de cenizas de tonos claros (Fig. 5) intercaladas en los depósi-

tos de oleada. La potencia del primero y último nivel es de alrededor de 10 cm. Siendo la del intermedio claramente menor.



Figura 5. Nivel de ceniza intercalado en las oleadas de Columba.

Flujo de fango

Sobre los depósitos de las oleadas piroclásticas descritos, se emplaza un depósito (Fig. 6) constituido por clastos heterométricos de basalto, englobados en una matriz arcilloso-arenosa, fangosa donde la presencia de carbonatos y oxidaciones es muy abundante. Este depósito que asociamos al desarrollo de un pequeño lahar, tiene en sus tramos proximales una potencia media de aproximadamente dos metros. En su movimiento, el lahar arrasa el inicio del depósito de oleadas piroclásticas, erosionando su parte superior, formando claros canales y englobando fragmentos de la misma. El flujo sigue una dirección análoga a la de las oleadas, aunque ocupa un espacio menor (50 Ha) marcándose netamente su línea de detención, a unos 100 m de la carretera de la presa del embalse de Vega del Jabalón, donde da origen a la presencia de una pequeña colina redondeada, que forma un lóbulo elevado 10 metros sobre la superficie de la oleada. Interpretamos este depósito como el resultado de la emisión de un flujo de material muy húmedo y denso, que se comporta en su movimiento y emplazamiento como un lahar, dando lugar a un depósito masivo con líticos heterométricos, algunos de tamaño bloque, orientados en la dirección del flujo. Entre los depósitos de oleadas piroclásticas y el lahar se localiza una pequeña franja de meteorización, arrastrada por el paso del flujo de fango, cuyo tamaño real es difícil de precisar dado el proceso de remoción que ha sufrido. En la vertiente norte del cono se han localizado (Fig. 6)

bombas, de un material análogo al del depósito descrito, que al chocar con la superficie del terreno se resquebrajan quedando separados los clastos basálticos y los restos de matriz. Dan lugar a la formación de cráteres de impacto con tamaños que oscilan entre 80 y 200 cm de eje.



Figura 6. Depósito de lahar.



Figura 7. Bomba con cráter de impacto.

Fracción	%	
Bloques	18,63	
Cantos	38,95	
Gravas	17,44	
Arenas	24,18	Gruesas 78,35
		Medias 14,92
		Finas 6,7
Limos	0,22	
Arcillas	0,58	

Tabla 3. Granulometría del depósito tipo lahar.

Dadas las trazas de alteración de los clastos y la matriz de este depósito, análogas a las que se observan en las bombas que encontramos en la zona alta y media de la ladera norte de Columba, podríamos interpretar que una

buena parte de él está formado por el relleno del cráter en el que, tras la primera explosión freatomagmática, se habría desarrollado una formación lagunar en la que se producirían periódicas variaciones del nivel de la lámina de agua, e incluso su desecación, lo que justificaría el grado de alteración de líticas y matriz, así como la presencia de carbonatos (González *et al.*, 2008).

La existencia de lagunas en el Campo de Calatrava ocupando fondos de cráteres de explosión es un hecho en la actualidad, constatado por González *et al.* (2000), (Gosálvez, 2000 y 2003; y González y Gosálvez, 2004) siempre que los condicionantes climáticos lo han hecho posible. La formación de esta laguna sería la responsable del segundo evento hidrovulcánico, generado por un calentamiento de su agua, lo que daría lugar a una erupción freática. En esta erupción se produciría la proyección de las bombas localizadas en la ladera norte. Asimismo se formaría el lahar desarrollado a expensas de un rápido enfriamiento del vapor generado en la erupción y del vaciamiento de la laguna. La corriente se comportaría como un mudflow desde su inicio.

Moldes de vegetación

En la parte superior del paleosuelo, mezclado con éste por el arrastre y los movimientos turbulentos del flujo piroclástico, aparecen “planchas” de tamaño variable y color pardo claro, con formas predominantemente cilíndricas y puntualmente ramificadas y filamentosas (Fig. 8) Se trata de cilindros de longitud indeterminada y diámetros que llegan hasta 3,5 cm, predominando el rango 0,5-1,5 cm. Cuando se presentan ramificaciones, éstas suelen tener un diámetro inferior al tronco principal. Su aspecto nos llevan a identificar estos moldes con vegetación herbácea (*Typha* o *Scirpus lacustris*) y puntualmente con una



Figura 8. Molde de vegetación.

Anality	Calibration status	Compound formula	Concentration (%)	Calculation method
		CO ₂	35,410	Fixed
Na	Calibrated	Na ₂ O	0,037	Calculated
Mg	"	MgO	2,835	"
Al	"	Al ₂ O ₃	4,926	"
Si	"	SiO ₂	17,596	"
P	"	P ₂ O ₅	0,002	"
S	"	SO ₃	0,020	"
K	"	K ₂ O	0,621	"
Ca	"	CaO	34,303	"
Ti	"	TiO ₂	0,804	"
Mn	"	MnO	0,052	"
Fe	"	Fe ₂ O ₃	3,094	"
Ni	"	NiO	0,007	"
Rb	"	Rb ₂ O	0,004	"
Sr	"	Rb ₂ O	0,053	"
Y	"	Y ₂ O ₃	0,004	"
Zr	"	ZrO ₂	0,010	"
Nb	"	Nb ₂ O ₅	0,002	"
Ba	"	BaO	0,022	"

Tabla 4. Composición mineralógica de los moldes de vegetación.

vegetación leñosa perteneciente a las especies zonales del entorno.

Se ha llevado a cabo un análisis de una muestra de estos moldes para conocer su composición y la concentración mineralógica de óxidos. El análisis ha sido realizado en el Laboratorio de Mineralogía Aplicada (IRICA) de la Universidad de Castilla–La Mancha. Los resultados del mismo (Tabla 4) señalan una masiva presencia de dióxido de carbono y de Calcio con concentraciones en torno al 35 por ciento, seguidas de la de anhídrido silícico con más del 17 por ciento. Óxidos de Aluminio, Magnesio y Hierro también están presentes aunque con concentraciones menores.

CONCLUSIONES

Los reconocimientos de campo llevados a cabo nos han permitido identificar en las laderas del volcán, un paleosuelo fosilizado por una oleada piroclástica señalada en trabajos anteriores (Poblete y Ruiz, 2002), un depósito fangoso, tipo lahar que se emplaza sobre el depósito de oleada piroclástica y moldes de vegetación, generados y

arrastrados por el flujo piroclástico, ubicados en la parte superior del paleosuelo, en el contacto con la capa basal del flujo piroclástico. Análisis radiométricos de estos restos orgánicos y de los contenidos en el paleosuelo fosilizado por este flujo piroclástico, realizados en el Ångström Laboratory del Department of Engineering Sciences, de la Universidad de Upsala (Suecia), empleando la técnica del AMS (Accelerated Mass Spectrometer) nos han proporcionado edades absolutas de 6560 ± 130 y 6590 ± 200 BP, lo que nos permite datar actividad eruptiva de edad holocena para el volcán Columba.

El resultado de los análisis realizados a estos moldes y a la materia orgánica contenida en el paleosuelo nos han llevado a identificar eventos explosivos de corta duración en el Holoceno Medio. Estas erupciones tendrían una edad inferior a 5510 cal BP (Tabla 2), dado que sus depósitos fosilizan el nivel edáfico y los restos de vegetación de los que se han obtenido las muestras tratadas. La existencia de paleosuelos y depósitos de oleadas similares al descrito, en otras localizaciones de la región, donde se ha señalado la presencia de materia orgánica susceptible de ser datada con C^{14} , así como las cronologías relativas que hemos señalado en otras formaciones volcánicas del este del Campo de Calatrava, a las que atribuimos (González *et al.*, 2007) junto con otros autores (Poblete y Ruiz, 2007) una edad finpleistocena, nos impulsa a seguir con la investigación iniciada y llegar a definir una posible fase eruptiva tardía, de carácter explosivo, hidromagmática, en el Holoceno Medio, para la zona oriental de la región volcánica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo de investigación ha sido financiado por la Universidad de Castilla-La Mancha en el marco del proyecto: "Análisis y datación de paleosuelos de edad finpleistocena y holocena vinculados al volcanismo del Campo de Calatrava". Agradecemos a los Drs. Zamorano y Macías, de la UNAM, y al Dr. Martí, del CSIC, sus valiosas aportaciones de campo.

REFERENCIAS

- Dorado, M. Valdelomillos, A. Ruiz, M.B. Gil, M.J. Bustamante, I. (1999): "Evolución climática durante el holoceno en la cuenca alta del Guadiana (Submeseta Sur Ibérica)". *Cuaternario y Geomorfología*, V.13, Números 1-2, pp. 19-32.
- Gallardo, J.L. *et al.* (2002): "Secuencia magnetoestratigráfica y edad de los materiales volcánicos y sedimentarios de Poblete (Ciudad Real)" *Geogaceta*, nº 32, pp. 35-38.
- Gallardo, J.L. (2006): "Efectos tectónicos recientes en el Campo de Calatrava deducidos de los datos paleomagnéticos del volcanismo neógeno", en *Geogaceta*, 39; pp. 35-38.
- García, M., Morla, C., Ruiz, B., Sainz, H. (1986): "Contribución al conocimiento del paisaje vegetal holoceno en la submeseta sur ibérica: análisis polínico de sedimentos higroturbosos en el Campo de Calatrava (Ciudad Real, España)". *Quaternary Climate in Western Mediterranean*. F. López Vera editor. U.C.M. pp. 189-204.
- González, E. *et al.* (2000): "Los geosistemas lagunares de origen volcánico del Campo de Calatrava: funcionamiento y dinámica reciente". *Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad*. SEG, UCM.
- González, E., Gosálvez, R.U. (2004): "Nuevas aportaciones al conocimiento del hidrovulcanismo en el Campo de Calatrava". *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. SEG, CSIC. Madrid. pp. 71-81.
- González, E., Gosálvez, R., Becerra, R., Escobar, E. (2007): "Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba. Ciudad Real, España)". En: *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario*. AEQUA, Ávila, 143-144.
- González, E., Gosálvez, R., Becerra, R., Escobar, E., Redondo, M. (2008): "Condiciones medioambientales en el Holoceno medio del Campo de Calatrava oriental (Ciudad Real, España): Resultados preliminares". *IV Congreso Nacional de Biogeografía*, Ávila.
- Gosálvez, R.U. (2000): "Los humedales del Campo de Calatrava (Ciudad Real) como espacios receptores de Biodiversidad". En: *Actas del I Congreso Español de Biogeografía*. Girona, UB-UG-AGE.
- Gosálvez, R.U. (2003): *Las lagunas de la región volcánica del Campo de Calatrava: Delimitación, Inventario y Tipología*. Proyecto de investigación financiado por la Consejería de Ciencia y Tecnología de la JCCM, (inédito).
- Monturiol, F. *et al.* (1970): "Los paleosuelos rojos en las formaciones cuaternarias del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". *Geogaceta*, 12, pp. 1-10.

- dad Real)". *Anales de Edafología y Agrobiología*, vol. 7-8, pp.548-573.
- Poblete, M.A. y Ruiz, J.(2002): "Morfología volcánica y dinámica fluvial en el valle medio del Jabalón (Campo de Calatrava Oriental)" en: *Estudios recientes en Geomorfología: patrimonio, montaña, dinámica territorial* SEG, Universidad de Valladolid, pp 465-475.
- Poblete, M.A. y Ruíz, J. (2007): "Revisión de la edad del volcanismo en la región volcánica central de España: Evidencias geomorfológicas de actividad volcánica cuaternaria" En LARIO, J. y SILVA, G. (eds). *Contribuciones al estudio del período cuaternario*, Aequa, Ávila. Pp. 163-164 y póster.

ESTUDIO DE LA SINTERIZACIÓN DE LOS BASALTOS DEL CAMPO DE CALATRAVA

Anselmo Acosta, Mónica Aineto, Isabel Iglesias, Raquel Soriano

Grupo de Mineralogía Aplicada Universidad de Castilla–La Mancha, Ciudad Real

INTRODUCCIÓN

El basalto es la variedad más común de roca volcánica. Se trata de una roca extrusiva de color negro o negro-verdoso consolidada durante el enfriamiento en la superficie de las coladas de lava volcánica fundida. En el transcurso del enfriamiento se suelen desarrollar fases minerales olivínicas, piroxénicas (augita) o plagioclasas, normalmente con textura micro/criptocristalina. La composición química de los basaltos presenta un contenido en SiO_2 menor del 53% por lo que se encuentran clasificados como rocas básicas.

Dada su elevada dureza, el basalto se utiliza principalmente como árido de machaqueo para uso como balasto o zahorras en construcción de vías ferroviarias y carreteras. Los basaltos son también materias primas ampliamente utilizadas sobre todo en Centroeuropa y en Rusia por la industria vítrea y vitrocerámica (Beall *et al.*, 1976), para obtener una amplia gama de productos. El tratamiento térmico del basalto tanto por sinterización como por fusión, permite la obtención, entre otros, de plaquetas vitrocerámicas para pavimentos, recubrimientos internos de tuberías para conducción de materiales abrasivos, piezas conformadas para la industria, obtención de fibra basáltica, esmaltes cerámicos, etc.

LA ZONA VOLCÁNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA

La región volcánica del Campo de Calatrava, denominada también como Región Volcánica Central Española, constituye, junto con la de Olot, en Gerona y la de Cabo de Gata, en Almería, una de las tres zonas de volcanismo reciente más importantes de la Península Ibérica. Esta región está situada entre los Montes de Toledo y Sierra

Morena con una extensión total de unos 5.000 Km^2 , e incluye unos 240 edificios volcánicos situados, en su mayor parte, en la comarca del Campo de Calatrava. El origen de estos volcanes está fechado entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno Inferior, entre 8,7 y 1,75 millones de años, y predominan en ellos las rocas básicas o ultrabásicas de tipo basalto–olivino (Ancochea, 1997).

Los distintos tipos de erupción volcánica dan lugar a distintas morfologías de volcanes. Los volcanes cúpula corresponden a erupciones de tipo hawaiano; los mixtos se originan en erupciones estrombolianas, mientras que los maares, surgen como consecuencia de erupciones explosivas que se producen al entrar en contacto el magma caliente con niveles freáticos. Los piroclastos expulsados por estas erupciones forman un anillo en torno a una depresión central, cuyo fondo queda por debajo del nivel del suelo circundante, a veces ocupado por lagunas temporales (González, 2000). En la región volcánica del Campo de Calatrava, los maares son el tipo de edificio volcánico más abundante, alguno de los cuales puede alcanzar un diámetro de 1,5 km (Poblete, 1991). Existe además en esta área una actividad hidrotermal remanente como demuestran los denominados “hervideros” o fuentes termales de baja temperatura, que burbujan debido a la presencia de CO_2 . Las rocas que se han generado en estas erupciones son mayoritariamente basaltos, y es posible encontrarlos en diversas variedades en cuanto a composición y textura.

Las variedades de textura porfídica masiva constan de una matriz microcristalina augítica, en la que pueden encontrarse fenocristales de olivino. Pueden darse también plagioclasas, feldespatoideos, melilita y vidrio en proporciones variables. También se ha detectado la presencia de fases zeolíticas y aragonito. En lo que se refiere a sus aplicaciones, las variedades masivas se han empleado hasta

fechas recientes en la obtención de adoquines para la pavimentación de calles. Su principal aplicación actual es la obtención de áridos de trituración, y en especial, para la obtención de balasto para el tren de alta velocidad.

Las variedades de textura escoriácea son rocas piroclásticas de baja densidad con superficie porosa, tipo piedra pómez. Se encuentran en masas constituidas por fragmentos de tamaño variable; desde masas de grano muy fino (cenizas) hasta cúmulos de grandes bloques. Estos materiales son explotados industrialmente como puzolanas. También se puede encontrar una mineralización que ha dado lugar a depósitos sedimentarios ricos en manganeso y manganeso-cobalto ligada a la actividad hidrotermal volcánogénica existente en esta zona. Estos yacimientos fueron objeto de explotaciones intermitentes en el pasado. (Crespo *et al.*, 1995 y 1997).

Existen numerosos estudios geológicos y petrogénicos sobre los yacimientos de la zona del Campo de Calatrava, así como estudios geoquímicos de algunos de los basaltos procedentes de estos yacimientos (López Ruiz *et al.*, 1993; Ancochea *et al.*, 1982). Sin embargo, hasta el reciente trabajo sobre la fusión y desvitrificación del basalto de la cantera El Arzollar de Ciudad Real (Acosta *et al.*, 2005), no se habían publicado estudios orientados a evaluar la idoneidad de los basaltos de estos yacimientos como materia prima para la industria vítrea y vitrocerámica similares a los existentes referidos a basaltos procedentes de las zonas de Cataluña o las Islas Canarias. (Queralt, *et al.*, 1992; Vicente *et al.*, 1990; Rincón *et al.*, 1999).

En este estudio se presentan las propiedades de una serie de muestras basálticas procedentes de diversos puntos de la zona volcánica del Campo de Calatrava, incluyendo no solo su caracterización físico-química y mineralógica, sino también el estudio su comportamiento frente a la temperatura, en el proceso denominado de sinterización.

EL PROCESO TÉRMICO DE SINTERIZACIÓN

La sinterización es un proceso de obtención de materiales a partir de materias primas en polvo conformadas mediante prensado en moldes. El material en verde ya conformado es tratado posteriormente a temperaturas por debajo de la temperatura de fusión para que densifique y se consolide la estructura. (Kingery *et al.*, 1976).

En la Fig. 1 se presenta el esquema de las distintas etapas de transformación del material durante el trata-

miento térmico de sinterización, en las que se suceden secuencialmente los siguientes efectos: en la primera etapa, la porosidad es elevada, las partículas tienden a unirse aumentando el contacto entre sus bordes. En la segunda etapa comienzan a formarse y a crecer cuellos o puentes de enlace entre las partículas a través de mecanismos de flujo viscoso. En esta etapa los poros que antes eran abiertos, comienzan a cerrarse, y su forma cada vez se hace más redondeada. En la última etapa la porosidad aislada es predominante, el tamaño de poros disminuye aumentando la densificación de la pieza (German, 1996; Kang, 2005).

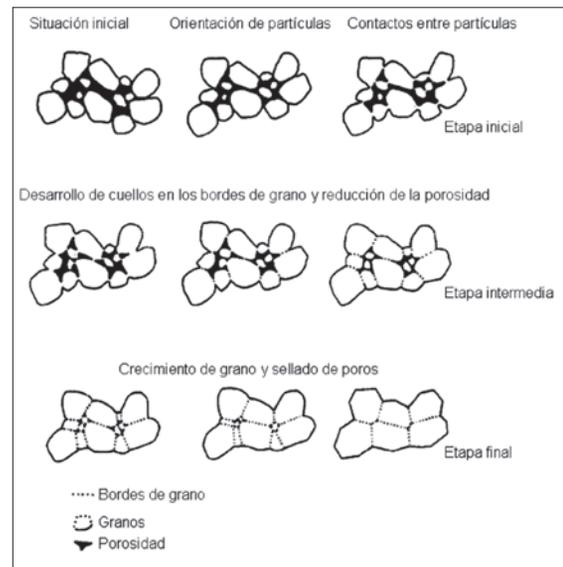


Figura 1. Etapas del proceso de sinterización.

La sinterización de un material depende directamente de su composición química y mineralógica, que influyen directamente en su comportamiento frente al calor, pero también influyen otros factores que hay que considerar al diseñar el proceso en su conjunto (Kuang *et al.*, 1997):

- Tamaño de partícula. En general si el tamaño de partícula es pequeño la sinterización es activa. Hay mayor fuerza impulsora y más caminos de difusión (más cuellos y bordes de grano).
- Forma y topografía de las partículas. La sinterización será más efectiva si se da un alejamiento de la forma esférica y se aumenta la rugosidad, puesto que habrá mayor número de contactos al aumentar el área superficial específica.

- **Temperatura.** Los mecanismos de transporte de materia están activados térmicamente y dependen de la temperatura de forma exponencial, luego al aumentar la temperatura aumentan los cambios que se dan en la sinterización.
- **Tiempo de sinterización.** Durante el tiempo de sinterización, los poros tienden a formas esféricas, eliminando prioritariamente sus formas de ángulos agudos y las uniones entre granos de polvo sufren un incremento paulatino.
- **La presencia de impurezas.**
- **Presión de compactación.** Al aumentar la presión de compactación la densidad en verde de la pieza es mayor, al reducirse el volumen por el mejor acoplamiento y a la deformación plástica de las partículas. A mayor densidad, el contacto entre las partículas aumenta y se favorece la sinterización.

El proceso de producción de un sinterizado debe comprender las siguientes etapas:

- Preparación de las materias primas mediante molienda hasta tamaños de partícula por debajo de 150 μm .
- Mezclado de componentes con la dosificación ajustada para lograr la aparición de fases líquidas en las proporciones idóneas que permitan la densificación de las piezas sin llegar a deformarse.
- Conformado mediante prensado de las materias primas para adoptar la forma de la pieza.
- Tratamientos térmicos para lograr la densificación de la pieza sinterizada. Estos tratamientos se dan a temperaturas por debajo del punto de fusión de los materiales, y suelen ser las temperaturas propias de un proceso cerámico.

Utilización de las materias primas basálticas del Campo de Calatrava

En la zona volcánica del Campo de Calatrava en la provincia de Ciudad Real existen cuatro explotaciones de rocas basálticas en las que se extrae el material para que una vez machacado y clasificado sea utilizado como áridos, balasto o zahorras en la obra pública; en una de ellas, también se extrae material volcánico poroso de tipo puzolánico. El elevado ritmo de explotación de las canteras basálticas ha producido un incremento en los residuos que generan estas instalaciones; residuos que proceden por un lado, del polvo mineral originado en la molienda de las rocas, y por otro, de los rechazos que no cumplan los exigentes estándares de calidad definidos por los plie-

gos de condiciones técnicas aplicables a estos productos. En estas canteras se acumulan los rechazos que no cumplen las especificaciones requeridas en forma de áridos finos y polvo. El control y manipulación para la acumulación de estos rechazos en la propia cantera produce un grave perjuicio económico y un no menos grave impacto medioambiental.

La alternativa de la sinterización se presenta, en consecuencia, como una solución sostenible para la utilización de los materiales de rechazo de las canteras basálticas, al tiempo que ofrece la posibilidad de hacer rentable una explotación con un menor volumen de material extraído, al ser los sinterizados materiales de mayor valor añadido.

MATERIALES

Los materiales utilizados en el estudio fueron muestras de basalto tomadas en los afloramientos correspondientes a las cuatro explotaciones de materiales basálticos actualmente activas en la provincia de Ciudad Real.

Nomenclatura	Procedencia del Basalto
BARZ	Cantera de El Arzollar (Ciudad Real)
BBAL	Cantera de Ballesteros de Calatrava
BENC	Cantera La Encomienda
BBOL	Cantera de Bolaños de Calatrava

Tabla 1. Materias primas basálticas.

ANÁLISIS Y RESULTADOS

Composición química

Para medir la composición química de las muestras estudiadas se ha utilizado un espectrómetro de FRX capaz de determinar los elementos que componen la muestra. La tabla 2 (ver pág. siguiente), muestra la composición química de mayoritarios de los basaltos estudiados.

Conocida la composición de la roca se pueden evaluar a priori sus posibilidades como materia prima vitrocerámica mediante la aplicación del modelo de Gingsberg (Queral, 1992). Este modelo teórico pone el énfasis en el papel estructural de los distintos grupos iónicos en el fundido, agrupándolos en tres grupos o índices: el índice SIAL integrado por los cationes formadores de red (SiO_2 y Al_2O_3), el índice CAFEM, compuesto por los modifica-

%	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	PPC
BARZ	39,26	10,48	11,99	0,19	9,74	13,76	2,98	0,75	3,18	1,29	0,11	5,47
BBAL	45,93	16,03	11,38	0,2	5,02	9,85	4,15	1,11	2,71	0,75	0,03	2,4
BENC	34,92	13,47	11,77	0,2	9,31	15,12	3,79	1,03	3,21	2,49	0,05	4,15
BBOL	45,63	15,73	11,16	0,2	4,67	10,2	3,76	1,05	2,67	0,8	0,03	3,74

Tabla 2. Composición química de basaltos del Campo de Caltrava.

dores de red (CaO, MgO, FeO y Fe₂O₃) y el índice ALK, correspondiente a los cationes intersticiales o alcalinos (Na₂O y K₂O).

Una vez calculados los valores correspondientes a estos tres índices, se representa en un diagrama triangular como el de la Fig. 2, la composición del material objeto de estudio. Las composiciones más idóneas para obtener materiales vitrocerámicos se hallan encuadradas en el área comprendida entre los valores del 60% y 70% del índice SIAL.

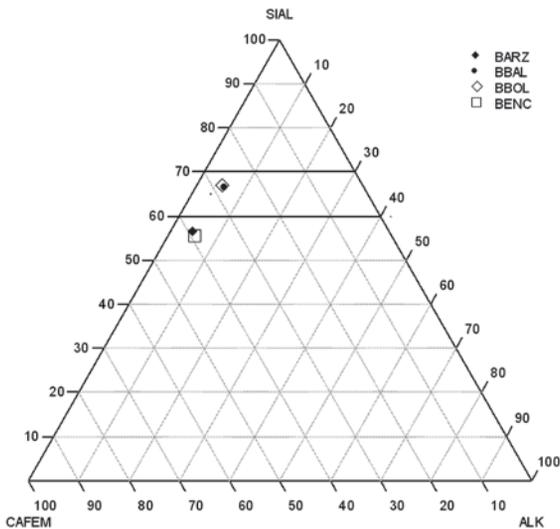


Figura 2 Triángulo de Gingsberg de composiciones vitrocerámicas.

Composición mineralógica

Mediante la técnica analítica de la difracción de rayos X se han identificado las fases minerales presentes en la estructura interna de las muestras. Las fases minerales encontradas en cada uno de los basaltos estudiados se recogen en la Tabla 3.

BARZ	BBAL	BENC	BBOL
Augita	Augita	Augita	Augita
Olivino	Anortita	Olivino	Anortita
Analcima		Diópsido	Diópsido

Tabla 3. Composición mineralógica de los basaltos.

Estudio del comportamiento térmico por microscopía de calefacción

Al calentar una materia prima, los materiales pueden experimentar diferentes transformaciones físicas y químicas que dan lugar a una variación progresiva de la forma del material desde la contracción hasta la deformación total producida cuando éste funde.

La microscopía de calefacción [Hot Stage Microscopy (HSM)], es una técnica que permite determinar de forma aproximada la evolución de la viscosidad de un material con la temperatura. Su fundamento se basa en la observación de los cambios morfológicos experimentados por una pequeña probeta cilíndrica fabricada con el material pulverizado y prensado. La probeta es calentada dentro de un pequeño horno, en el que se alcanzan temperaturas del orden de 1.500°C montado en un banco óptico que permite, a través de una cámara, grabar imágenes de la misma a intervalos de tiempo o temperatura prefijados, recogiendo simultáneamente las correspondientes lecturas de temperatura del termopar sobre el que está colocada la probeta.

De todas las imágenes grabadas se seleccionan las que se ajustan mejor a una serie de puntos característicos: sinterización, reblandecimiento, esfera, media esfera y fusión, que están definidos por unos determinados valores dimensionales de las probetas. Según diversos autores (Pascual *et al.*, 2001; Scholze, 1962), estos puntos característicos se pueden correlacionar con valores fijos de viscosidad tal como se muestra en la Fig. 3.

Los valores de temperatura para cada punto fijo de viscosidad pueden variar en función de las condiciones en

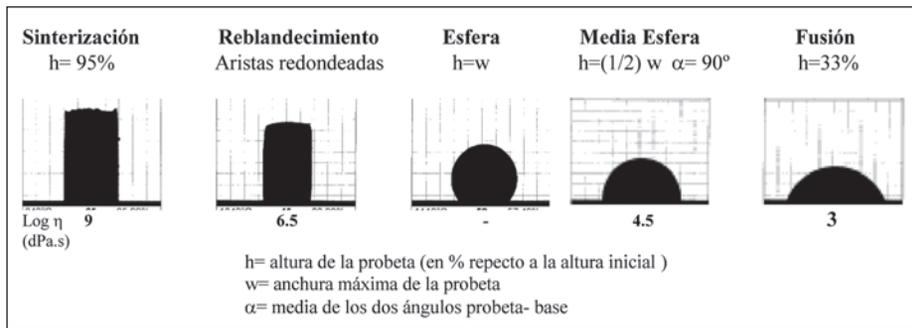


Figura 3. Puntos característicos y su valor de logaritmo de viscosidad correspondiente.

que se lleva a cabo el experimento, por lo que la correlación entre la temperatura a la que se observa una determinada forma geométrica y la viscosidad correspondiente, es posible establecerla sólo cuando se lleva a cabo el análisis con un tamaño de partícula muy fino y a velocidad de calentamiento lenta, en atmósfera de aire.

La representación de la variación de la altura de la probeta frente a la temperatura da origen a la curva de sinterización del material. Tomando la altura inicial un valor 100% como referencia, cuando el material contrae al incrementarse la temperatura, la altura de la probeta disminuye tomando valores por debajo de 100. Aunque no se trata de una curva de viscosidad propiamente dicha, la curva de sinterización permite evaluar de forma aproximada el comportamiento viscoso de un material.

La curva de sinterización de los materiales estudiados se muestra en la Fig. 4. Puede observarse que todas las muestras presentan curvas muy similares, lo que indica que las diferencias en composición entre los basaltos no afectan a su comportamiento viscoso en función de la temperatura.

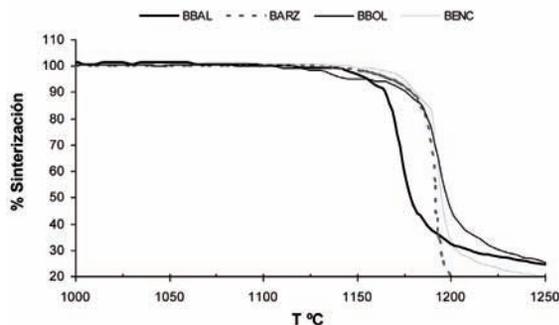


Figura 4. Curvas de sinterización de los basaltos medida mediante HSM.

Los puntos característicos obtenidos de cada basalto mediante la técnica de microscopía de calefacción se muestran en la Tabla 4.

	Sinterización	Ablandamiento	Esfera	1/2 Esfera	Fusión
BARZ	1150	1175	-	1185	1195
BBAL	1155	-	-	1180	1190
BENC	1175	1185	-	1195	1200
BBOL	1145	1165	-	1200	1210

Tabla 4. Puntos característicos de los basaltos obtenidos por HSM.

Elaboración de sinterizados y estudio de las curvas de gresificación

Una vez estudiado el comportamiento térmico del material, se obtuvieron sinterizados a través del procedimiento que se explica a continuación:

1º Preparación y acondicionamiento de las materias primas. Todas ellas, previamente secadas a 110°C, fueron molidas con un molino de ágata y tamizadas hasta lograr un tamaño de partícula inferior a 160 micras.

2º Conformado de las pastillas. Para ello se utilizó una prensa hidráulica en la que se compactó el material pulverizado en un molde de forma cilíndrica de 40 mm de diámetro. La presión de compactación elegida para la elaboración de las pastillas fue de 100 bares, presión a la cual el número de huecos que quedan entre las partículas es más reducido y se da un mejor acoplamiento entre los granos, lo que favorece el proceso de la sinterización.

3º Sinterización de las piezas. La temperatura de sinterización y de ablandamiento indicadas anteriormente en los ensayos de microscopía de calefacción delimitan las temperaturas de trabajo mínimas y máximas para lograr la dosificación del material sin llegar a la deformación, se eligió el rango comprendido entre 1.050-1.150°C para efectuar los tratamientos térmicos en las pastillas.

4º Los materiales sinterizados fueron enfriados lentamente en el interior del horno hasta temperatura ambiente, y posteriormente, se procedió a la determinación de la contracción por cocción y la absorción de agua en 24 horas.

A la vista de los gráficos de la Fig. 5 se aprecia que los basaltos de las muestras BARZ, BBOL y BBAL presentan un comportamiento similar en la sinterización, con valores de absorción de agua mínimos a temperaturas de sinterización entre 1.100 y 1.125°C, mientras que el BBAL sinteriza a temperaturas más altas.

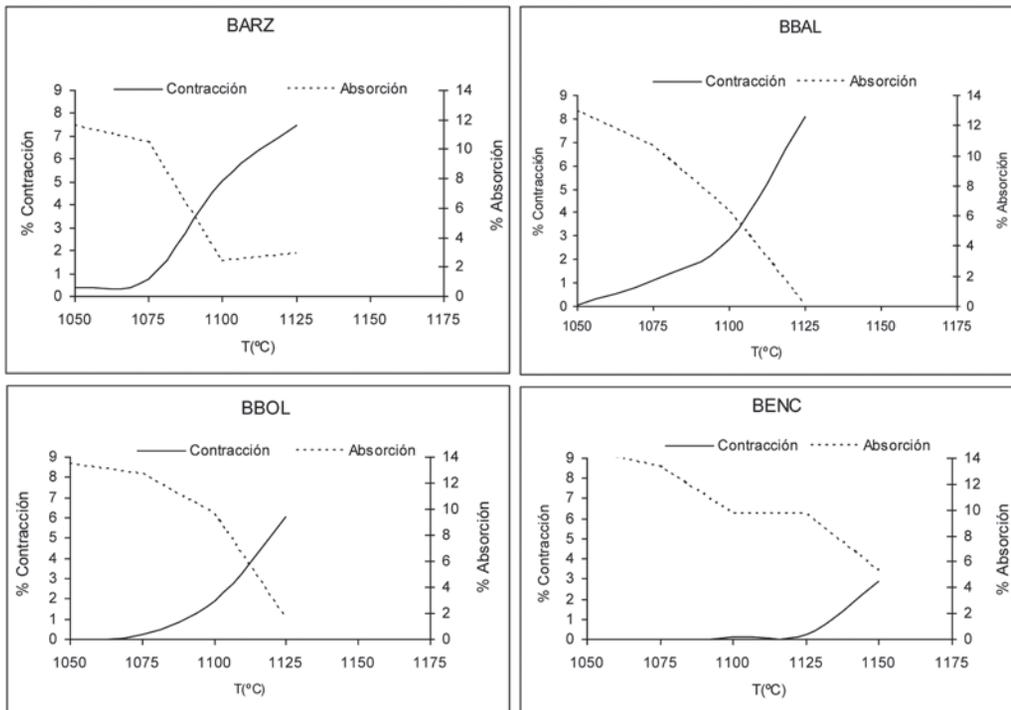
Figura 5. Estudio de los sinterizados de basalto del Campo de Calatrava: Curvas de gresificación.

CONCLUSIONES

La obtención de productos sinterizados a partir de basaltos es una alternativa para la utilización de materiales basálticos que facilita la explotación más sostenible de los recursos naturales, potenciando producción de materiales en menor volumen y mayor valor añadido al tiempo que brinda la posibilidad de utilización de materiales de rechazo que actualmente se acumulan provocando impactos paisajísticos.

La posibilidad de obtención de un producto sinterizado a partir de materias primas procedentes de diferentes canteras asegura un suministro para la producción en el supuesto caso del cese de actividades extractivas en alguna de las explotaciones.

Los valores de contracción por cocción y absorción de agua obtenidos a distintas temperaturas, se dibujaron los diagramas de gresificación de los sinterizados, en los que se pone de manifiesto el paralelismo entre el aumento de la contracción y la disminución de la absorción de agua al elevarse la temperatura de los tratamientos térmicos. A partir de estos diagramas, se puede deducir el rango óptimo de temperaturas de obtención de los sinterizados.



REFERENCIAS

- Acosta, A., Rincón, J.M., Aineto, M. (2005): "Estudio de la fusión y desvitrificación de un basalto del Campo de Calatrava". En: XXV Reunión de la Sociedad Española de Mineralogía, Alicante. *Macla* 3, 17-19.
- Ancochea, E. (1997): "La región volcánica central española". En: Higuera, P., Sánchez, C. (eds). XVII Reunión Científica de la SEM. Itinerarios Geológicos. Ed. UCLM, pp.27-33.
- Ancochea, E., Ibarrola E. (1982): "Caracterización geoquímica del vulcanismo de la región volcánica central española". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.(Geol)*, 80, 57-88.
- Beall, G.H., Ritter, H.L. (1976): "Basalt Glass-ceramics" *Am. Ceram. Soc. Bull* 55, 579-82.
- Crespo, A.; Lunar, R. (1997): "Yacimientos de manganeso cobaltífero del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". En: Higuera, P., Sánchez, C. (eds). XVII Reunión Científica de la SEM. Itinerarios Geológicos. Ed. UCLM, pp. 55-88.
- Crespo, A.; Lunar, R.; Oyarzun, R.; Doblás, M. (1995): "Unusual case of hot springs-related Co-rich Mn mineralization in Central Spain: The Pliocene Calatrava deposits". *Econ. Geol.*, 90, 433-437.
- García Verduch, A.(1981): "Materiales obtenidos a partir de rocas y escorias fundidas" *Jornadas de Ciencia Básica*, Ed. A. Mata, Universidad de Oviedo, pp. 229-264.
- German, R.M. (1996): *Sintering Theory and Practice*. New York: John Wiley and Sons.
- González Cárdenas, E. (1991): "El Relieve" en F. Pillet, ed., *La provincia de Ciudad Real I Geografía*. Diputación Provincial de Ciudad Real, Ciudad Real.
- Kang, Suk-Joong L. (2005): *Sintering* (1st ed.), Oxford: Elsevier, Butterworth Heinemann.
- Kingery, W. David; Bowen, H. K. & Uhlmann, Donald R. (1976): *Introduction to Ceramics* (2nd ed.), John Wiley & Sons, Academic Press.
- Kuang X.; Carotenuto G.; Nicolais L. (1997): "A Review of Ceramic Sintering and Suggestions on Reducing sintering Temperatures" *Advanced Performance Materials* 4 (3) 257-274.
- López Ruiz, J., Cebriá, J.M., Doblás, M., Oyarzun, R., Hoyos, M., Martín, C. (1993): "The late Cenozoic Alkaline Volcanism of the Central Iberian Peninsula (Calatrava Volcanic Province Spain): intraplate volcanism related to extensional tectonics". *Journal of the Geological Society* 150, 915-922.
- Pascual, M. J., Pascual, L., Durán, A. (2001): "Determination of the viscosity-temperature curve for glasses on the basis of fixed viscosity points determined by hot stage microscopy", *Phys. Chem. of Glasses*, 42, (1), 61-66.
- Poblete, M.A., (1991): "Los volcanes del Campo de Calatrava" en: J.A. González Martín (coord.), *Guía de los espacios naturales de Castilla-La Mancha*. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Toledo.
- Queral, I., De la Fuente, C. (1992): "Materiales petrúrgicos" en *Recursos minerales de España*, J. García Guinea y J. Martínez Frías (coord.), ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp 703-714.
- Queral, I., De la Fuente, C. (1992): "Yacimientos minerales españoles de interés vitrocerámico y petrúrgico" en *Recursos minerales de España*, J. García Guinea y J. Martínez Frías (coord.), ed. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, pp. 715-727.
- Rincón, J.M., Cáceres, J., González Oliver, C.J., Russo, D.O., Petkova, A., Hristov, H. (1999): "Thermal and sintering behaviour of basalt glasses and natural basalt powders" *Jour. Thermal Anal. and Calorim.* 56, 931-38.
- Scholze, H. (1962): "Influence of viscosity and surface tension on hot-stage microscopy measurements on glasses". *Ver. Dtch. Keram Ges.* 391, 63-68.
- Vicente-Mingarro, I., Callejas, P., Rincón, J.M. (1990): "Caracterización de Basaltos canarios como materia prima para la fabricación de vidrio y materiales vitrocerámicos" *Ciencia y Tecnología de materiales cerámicos y vítreos*. Ed. Faenza editrice ibérica y SECV, Castellón.

CONSIDERACIONES HIDROGEOLÓGICAS SOBRE EL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL)

Alberto Benítez–Navío¹ y Antonio Pulido–Bosch²

¹ Confederación Hidrográfica del Guadiana, Ciudad Real

² Departamento de Hidrogeología. Universidad de Almería

RESUMEN

El Campo de Calatrava, como consecuencia del gran número de edificios volcánicos que lo jalonan, es una región cuya hidrogeología es compleja. Las aguas subterráneas tienen características hidrogeoquímicas muy diversas. Así, por ejemplo, en el caso de los hervideros, se observan altas mineralizaciones, gases disueltos, temperaturas mayores a las medias termométricas anuales, etc. Muy próximos a ellos puede haber manantiales cuyas aguas son de excelente calidad para el abastecimiento, con muy bajas conductividades y sin ningún signo de carácter hidrotermal. Para la comprensión global de la hidrogeología del Campo de Calatrava es necesario definir su Delimitación Hidrográfica, en la cual están integradas catorce subcuencas sedimentarias. Dicha delimitación se compara en este artículo con la delimitación de la Masa de Agua y con la de la Unidad Hidrogeológica. A continuación se hace una breve descripción de la hidrogeoquímica de 102 muestras de agua, a las que posteriormente, dada la existencia de aguas termales en la zona, se les aplica una serie de geotermómetros distintos, cuyos resultados se comparan entre sí.

Palabras clave: Campo de Calatrava, Hidrogeología, volcanes.

ABSTRACT

Campo de Calatrava, as a result of numerous volcanoes along it, is a region whose hydrogeology is complex. Groundwater hydrogeochemical characteristics are very different. For comprehensive understanding of the hydrogeology of the Campo de Calatrava is necessary to define its Delimitation Hydrographical, which are integrated fourteen sedimentary basins. This definition is compared in this article with the delimitation of the water body and that of the Hydrogeological Unit. The following is a brief description of the Hydrogeochemistry of 102 water samples, which were subsequently given the existence of hot springs in the area, was granted a number of different geotermómetros and the results are compared with each other.

Keywords: Campo de Calatrava, Hydrogeology, volcanoes.

INTRODUCCIÓN

El Campo de Calatrava tiene una extensión aproximada de 2.700 km², y está ubicado en una franja comprendida entre los Montes de Toledo al Norte y Sierra Morena al Sur. Al Oeste queda delimitado por sierras cuarcíticas, mientras que por el Este sus límites son más difusos, sin casi solución de continuidad con la extensa llanura que ocupa el acuífero mioceno de la Mancha Occidental.

En esta área existen numerosos edificios volcánicos y determinadas manifestaciones hidrogeológicas curiosas, algunas aparentemente relacionables con manifestaciones volcánicas, como la descripción siguiente de 1547 *"...en la dehesa vieja de esta villa... a vista deste pueblo esta un cerro que llaman el cerro la sima, donde por entre unas peñas guifeñas salen unas flamas calientes a manera de como cuando se ha quemado una calera que ya no sale humo ni llamas, sino que esta mostrando el fuego que hay dentro, el cual calor sale por entre las dichas peñas, oliendo al crivite de cuando en cuando, como quien lo tira con cohetes y al tiempo que sale aquella flama y calor, en el sentido del hombre le priva de entendimiento y esto tiene tanta fuerza que si en el barranco por donde sale meten dentro un perro luego da aullidos y estornudos y se cae temblando muerto y cualquier animal y aves que se llegan luego las mata. El tiempo de agosto es más recio y cuando llueve mientras no se gasta el agua esta hirviendo como caldera al fuego que se oye a mas de veinte pasos...no se sabe decir que sea"* –Relaciones Topográficas de Felipe II– (tomado de González Cárdenas, 2001).

El volcanismo latente ocasiona la existencia, desde el punto de vista hidrogeoquímico, de una gran variedad de aguas, con una distribución espacial aparentemente muy aleatoria. Es frecuente encontrar aguas muy distintas en sondeos o manantiales muy próximos entre sí, y a la inversa aguas muy similares a grandes distancias, sin que pueda darse una explicación sencilla a estos hechos.

Establecer detalladamente la relación con el volcanismo de fenómenos tales como son la existencia de los hervideros, y de captaciones cuyas aguas que además de tener una mineralización alta y gases disueltos presentan temperaturas más elevadas que las que cabe esperar de la media termométrica anual, no solo tiene interés para un mejor entendimiento de la hidrogeología de la zona, sino también para el conocimiento del volcanismo del Campo de Calatrava.

GEOLOGÍA

En el Campo de Calatrava los afloramientos más antiguos que aparecen son fundamentalmente de edad paleozoica, abundando las cuarcitas y las pizarras. Parte del paleozoico queda cubierto por capas sedimentarias más modernas, rellenando las áreas más bajas. Afloran solo las sierras paleozoicas. Estas sierras delimitan gran parte de la región, y a su vez configuran distintas cuencas sedimentarias. Dichas cuencas van a tener gran importancia para entender de forma global la hidrogeología del Campo de Calatrava. Las cuencas están rellenas de muro a techo por:

1. Una formación detrítica basal (Poblete, 1995), que según este autor podría interpretarse como una facies distal de abanicos aluviales depositados mediante mecanismos fluviales, fechada entre la transición del Mioceno Superior al Plioceno Inferior. Esta formación detrítica sería la primera capa del relleno sedimentario, compuesta de cantos cuarcíticos, gravas, arenas, conglomerados, fangos variolados y areniscas con cementos ferruginosos. Los espesores son variables, abarcando desde pocos metros hasta 25 o 30 metros, dependiendo de las zonas.
2. Depósitos diversos de origen volcánico, intercalados con los siguientes depósitos descritos a continuación, originados por la presencia de conos volcánicos piroclásticos estrombolianos, de coladas lávicas basálticas, de depósitos freatomagmáticos, de oleadas piroclásticas húmedas o secas, cenizas, bombas, lapilli, etc. Sus edades son miopliocenas, pliocuaternarias, pleistocenas, e incluso según últimas investigaciones, holocenas, Gonzalez *et al.*, 2007. Sus espesores, al igual que en el caso anterior son muy variables
3. Pueden aparecer niveles de lutitas rojizas, arcillas de diversos colores, alternando con margas, arenas y calizas. Los niveles calizos y margosos inferiores corresponden al Plioceno Inferior (rusciniense), con espesores de hasta 70 metros en la zona de Alcolea. Sobre este nivel estarían las calizas y margas del plioceno superior, rellenando depresiones originadas por mecanismos relacionados con la actividad volcánica. La importancia de este último nivel es escasa, puesto que la zona que ocupan tiene una extensión superficial pequeña.

DELIMITACIÓN HIDROGRÁFICA DEL CAMPO DE CALATRAVA

Podría considerarse como un primer antecedente de delimitación hidrográfica la basada en los valles de ríos y arroyos que propusiera Hernández-Pacheco (1932), para quien el Campo de Calatrava comprende el valle del río Tirteafuera al Sur; el del Jabalón, en la parte central; el del Guadiana, en el área más septentrional, y al Este el del Pellejero.

Teniendo en cuenta las características geológicas citadas anteriormente, podría establecerse una delimitación hidrográfica del Campo de Calatrava. Dicha delimitación se obtendría a partir de cada una de las subcuencas sedimentarias, extendiendo dicha área a la subcuenca hidrográfica correspondiente (Fig. 1). El número de subcuencas asciende a catorce, alineadas de suroeste a noroeste.

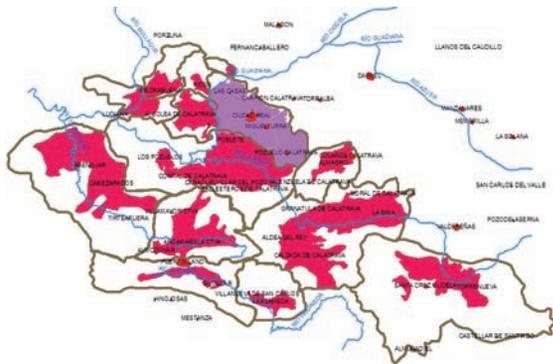


Figura 1. Delimitación de las subcuencas miopliocenas, coloreadas en color Burdeos (en violeta la de Ciudad Real). En marrón se señala el límite correspondiente de la subcuenca hidrográfica superficial vertiente.

En las Figs. 2 y 3 se esquematiza de forma simplificada, mediante unos croquis, el funcionamiento hidrogeológico, concretado para cada una de las subcuencas definidas. Su integración totaliza toda el área que comprende el Campo de Calatrava. Con estos esquemas se pueden establecer balances hídricos.



Figura 2. Esquema en planta de los flujos naturales entrantes y salientes en una subcuenca sedimentaria del Campo de Calatrava.

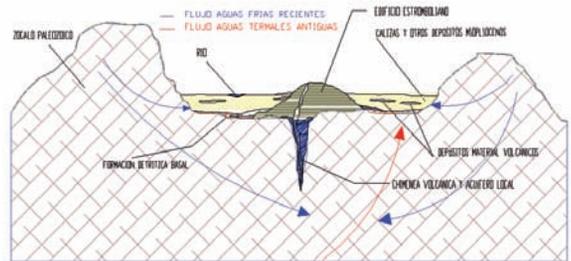


Figura 3. Esquema simplificado del funcionamiento hidrogeológico conjunto del zócalo paleozoico y de las cuencas sedimentarias miopliocenas. Es característico del Campo de Calatrava encontrar edificios volcánicos que forman acuíferos locales. El acuífero sedimentario será punto de encuentro de las aguas superficiales de los ríos con las del acuífero paleozoico, con las de circulación más profunda de carácter termal y con las que tienen su origen en las precipitaciones o infiltración reciente.

COMPARACIÓN DE LA DELIMITACIÓN HIDROGRÁFICA CON LA UNIDAD HIDROGEOLÓGICA 04.05 Y CON LA MASA DE AGUA DEL CAMPO DE CALATRAVA

Todo el roquedo cuarcítico, y en general todo el zócalo paleozoico, debe considerarse como parte integrante, aunque diferenciada, de la Unidad Hidrogeológica, o de las Masas de Aguas Subterráneas del Campo de Calatrava, como finalmente han dado en llamarse según la evolución de la normativa, que conlleva la aparición y aplicación de la Directiva Marco del Agua. Esta Directiva 2000/60/CE, entró en vigor el 23 de Diciembre de 2000, y en ella se introdujo el término "masa de agua", que es un volumen claramente diferenciado de aguas subterráneas de un acuífero o acuíferos, definiendo adicionalmente acuífero como una o más capas subterráneas de roca o de otros estratos geológicos que tienen la su-

ficiente porosidad y permeabilidad para permitir ya sea un flujo significativo de aguas subterráneas o la extracción de cantidades significativas de aguas subterráneas. La delimitación de las masas de agua es fundamental en la futura gestión de las aguas, tanto subterráneas como superficiales, y es obligado realizarla por cada uno de los Estados Comunitarios, según figura en el artículo 5 de la Directiva Marco La "Horizontal guidance document on the application of the term of "water body" in the context of the Water Framework Directive", aprobada en Copenhague en noviembre de 2002, considera que la identificación de masas de agua ha de estar basada principalmente en criterios geográficos e hidrológicos. En todos los casos la delimitación de las masas de agua subterránea debe permitir establecer el estado cuantitativo y químico de las aguas. No obstante, el grado de subdivisión del agua subterránea en masas de agua es competencia de los Estados, que decidirán en base a las características particulares de sus cuencas Hidrográficas. Algunas veces hay que renunciar al beneficio de una adecuada descripción del estado del agua frente a la necesidad de evitar una excesiva fragmentación de los acuíferos en un elevado número de masas de agua, lo cual puede dificultar excesivamente la gestión. De todos modos, las masas de agua no tienen una delimitación permanente, y se trata de un proceso iterativo condicionado al cumplimiento de los objetivos de la Directiva, revisable con cada nuevo Plan Hidrológico.

Con anterioridad a la delimitación de las masas de agua subterránea, las áreas territoriales para la gestión de las aguas subterráneas eran las Unidades Hidrogeológicas. El Reglamento de la Administración Pública del Agua y de la Planificación Hidrológica R.D. 927/88, en el apartado segundo del artículo 2, define la Unidad Hidrogeológica como uno o varios acuíferos agrupados a efectos de conseguir una racional y eficaz administración del agua. La delimitación de las Unidades Hidrogeológicas se materializó en los Planes Hidrológicos de las cuencas hidrográficas. Basta observar la Fig. 4 para deducir que en la Unidad Hidrogeológica 04.05 no es factible establecer balances hidráulicos, no pareciendo por tanto ser ésta una delimitación hidrogeológica adecuada para la gestión de las aguas subterráneas. Una delimitación hidrográfica sin embargo permite estudiar cada una de las subcuencas independientemente, establecer balances y además analizar las transferencias y las relaciones entre ellas. Las diferencias más notables entre la Masa de Agua del Campo de Calatrava y la Delimitación Hidrográfica

son; al sur la inclusión en ésta segunda de las subcuencas de los ríos Ojalén y Fresnedas; al este, fundamentalmente, la inclusión de la subcuenca de Santa Cruz de Mudela y la exclusión de parte del aluvial del Jabalón, que en la Masa de Agua se agrega justo hasta la localidad de Valdepeñas; al oeste la Delimitación Hidrográfica incluye la subcuenca del río Tirtafuera, la de Piedrabuena, así como otras subcuencas que son parcialmente consideradas en la Masa de Agua; al norte, sin embargo, la Delimitación no incluye la zona de rañas.

La Masa de Agua no se ajusta exactamente a las cuencas vertientes, pero presenta una mayor coincidencia que la Unidad Hidrogeológica.

HIDROGEOQUÍMICA

Uno de los principales objetivos que ha sido planteado es profundizar en el conocimiento de las diferentes especies de aguas involucradas en la hidrogeología de las diversas subcuencas que se han delimitado, recopilando para ello resultados analíticos procedentes de distintas fuentes.

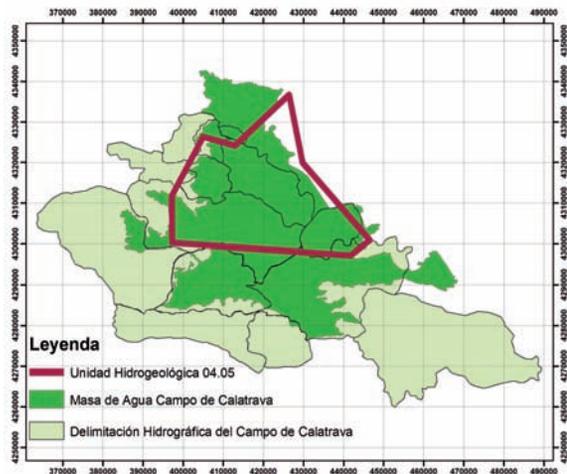


Figura 4. Unidad hidrogeológica U.H. 04.05, poligonal en rojo, superpuesta a las delimitaciones de las Subcuencas Hidrográficas y a la Masa de Agua del Campo de Calatrava.

Los tipos de aguas encontrados tras clasificar estos resultados analíticos son: bicarbonatadas cálcicas, bicarbonatadas magnésicas, cloruradas sódicas, cloruradas magnésicas y sulfatadas cálcicas. Predominan en cantidad las aguas bicarbonatadas, seguidas de las sulfatadas, y son menos frecuentes las cloruradas.

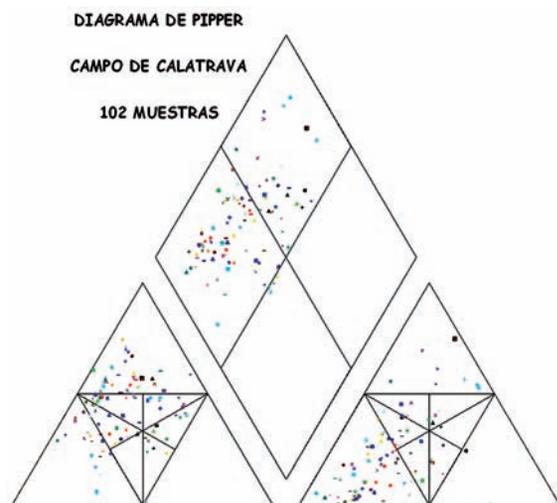


Figura 5. Diagrama de Piper conjunto de 102 muestras pertenecientes del Campo de Calatrava.

Los análisis isotópicos realizados y consultados, concuerdan con el hecho de que las aguas cloruradas sódicas corresponderían a aquellas que tienen un período de circulación más largo, con elevados tiempos de residencia y por tanto mayor interacción con las rocas. Las bicarbonatadas estarían posiblemente ligadas a procesos en los que el CO_2 , producto de la actividad volcánica, interviene enriqueciendo las aguas en bicarbonatos. Finalmente, las aguas sulfatadas serían la que podrían tener una vinculación más directa con el volcanismo de la zona, y con la presencia de gases sulfurados, salvo en aquellos casos donde el alto contenido de sulfatos tiene un origen litológico, como sucede en el río Jabalón.

APLICACIÓN DE GEOTERMÓMETROS

Se han aplicado las ecuaciones de los geotermómetros en todas las muestras del apartado anterior, sin que se hayan obtenido resultados concluyentes, siendo necesario continuar investigando en este terreno.

Con la finalidad de realizar una clasificación inicial de muestras de aguas de origen geotermal, fueron utilizados por primera vez diagramas triangulares por Giggenbach, 1988 y por Giggenbach y Goguel, 1989.

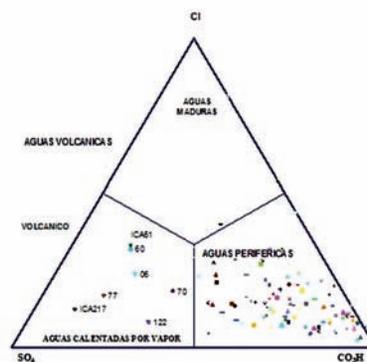


Figura 6. Diagrama de Giggenbach Goguel.

Se ha empleado uno de dichos diagramas para las muestras del Campo de Calatrava, (Fig. 6), puesto que en algunos casos, como por ejemplo sucede en el balneario de Fuencaliente, y en los hervideros de Villar del Pozo, la temperatura del agua está por encima algunos grados de la temperatura ambiente.

Hay puntos en la Fig. 6 que pertenecen a aguas que podrían, según dicho gráfico, ser de origen volcánico. En concreto el ICA 217, corresponde a un sondeo en la zona de Torralba de Calatrava, donde es frecuente que se den fenómenos de emisión de gases similares a los que se dieron en el chorro de Granátula, aunque a pequeña escala.

Combinando la rápida respuesta de los geotermómetros de potasio magnesio con la lenta de los de sodio potasio, mediante un gráfico triangular Giggenbach (1988), Fig. 7, proporcionó un medio para determinar el grado de equilibrio alcanzado por el agua con las rocas.

Las muestras procedentes de aguas geotermales profundas quedan en las zonas de total equilibrio. Las aguas bicarbonatadas, en algunos casos aparecen como que han alcanzado un equilibrio parcial, mientras otras ricas en CO_2 y aguas ácidas están situadas cerca del vértice del magnesio, denominándose las aguas inmaduras. Para este último tipo de aguas obtendremos valores irreales de los geotermómetros sodio potasio, mientras que los obtenidos con los geotermómetros magnesio sodio podrían ser aún válidos, al menos para el caso de que las aguas no sean demasiado ácidas. El gráfico de la Fig. 7 permitirá distinguir entre aguas a las que podremos aplicarles los geotermómetros de disoluciones iónicas, valorar si se ha producido un equilibrio en profundidad a altas temperaturas, así como evaluar los efectos de mezcla y reequilibrio de un gran número de muestras.

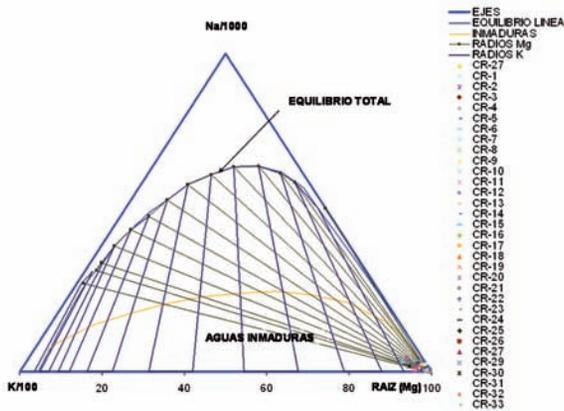


Figura 7. Diagrama de Giggenbach y Goguel.

Para las muestras consideradas, que han sido objeto de estudio, la representación de todas ellas, figura VII, se sitúa en el campo de aguas inmaturas. Por lo tanto, no serán válidos en general los geotermómetros Na/K, y el resto de geotermómetros iónicos habrán de tomarse con reservas, aunque podría intentarse tener en consideración los de Mg/K, al tratarse en la mayoría de los manantiales de aguas con dióxido de carbono disuelto. Las muestras cuyas temperaturas superan para este último geotermómetro los 70°C, presentan una buena coincidencia con las aguas consideradas más antiguas de acuerdo con los resultados de su bajo contenido en tritio y corresponden a las más mineralizadas.

CONSIDERACIONES FINALES

El Campo de Calatrava es una zona que presenta una gran variedad de aguas, con características hidrogeoquímicas muy diferenciadas. Además se dan fenómenos de singular interés, como son la existencia de los hervideros, acompañados de emanaciones de gases y elevación de la temperatura del agua. Todo ello está muy probablemente ligado al volcanismo. Se pretende continuar investigando para llegar a comprender mejor esta relación, y así lograr un conocimiento más profundo de la hidrogeología e hidrogeoquímica del Campo de Calatrava, sin perder la perspectiva global, para lo cual es necesario tener en cuenta su estructura de subcuencas, la cual permite establecer una Delimitación Hidrográfica, con la que se podrán realizar balances hídricos y se facilitará una primera aproximación para la realización de modelos regionales de los flujos de agua subterránea.

REFERENCIAS

- Alvarez Chain, M., et al., (1976): *Comportamiento hidrogeológico de algunas formaciones Volcánicas de la provincia de Ciudad Real. Servicio Geológico de Obras Públicas, s.p.*
- Common Implementation Strategy for the Water Framework Directive (2000/60/EC) (2003): *Identification of water bodies*. Horizontal guidance document on the application of the term "water body" in the context of the Water Framework Directive. pp 21.
- Directiva Marco del Agua. (2000): *Directiva 2000/60/CE, del Parlamento Europeo y del Consejo, de 23 de octubre de 2000, por la que se establece un marco comunitario.*
- Estudio General de la Demarcación Hidrográfica del Guadiana (2007): *Resolución de la Dirección General del Agua por la que se anuncia la apertura del período de consulta pública de los documentos iniciales del proceso de planificación hidrológica correspondientes a las demarcaciones hidrográficas del Guadalquivir, Segura, Júcar y la parte española de las demarcaciones de Hidrográficas del Miño-Limia, Norde, Duero, Guadiana y Ebro*. BOE nº 177 de 25 de julio de 2007, de actuación en el ámbito.
- Giggenbach, W.F. (1988): "Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators". *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 2749-2765. de la política de aguas. DOUE nº 327 de 22/12/2000. pp 73.
- Giggenbach, W.F. and Goguel R.L. (1989): *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. Report No. CD 2401. Department of Scientific and Industrial Research. Chemistry Division. Petone, New Zealand.
- González, E. (2001): *Los Volcanes de la cuenca de Morál-Calzada de Calatrava: El maar de Granátula*. Il ciclo e conferencias de la A.C. Oretum.
- González, E. et al. (2007): "Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba, Ciudad Real, España)". *Contribuciones al estudio del periodo cuaternario*. AEQUA, Ávila. pp. 143-144.
- Hernández-Pacheco, F. (1932): *Estudio de la región volcánica central de España*. Mem. Acad. Ciencias Exact. Fis. Nat, 3, 235 pp.
- I.G.M.E. (1980): *Estudio de las manifestaciones termales de Ciudad Real, orientadas a su posible explotación como recursos geotérmicos, s.p.*
- Plan Hidrológico de la cuenca del Guadiana (1998): aprobado por Real Decreto 1664/1998 de 24 de julio, por

- el que se aprueban los Planes Hidrológicos de cuenca. BOE nº 191 de 11/08/1998.
- Poblete, M.A. (1995): *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Oviedo, 467 pp.
- Reglamento de la Administración Pública el Agua y de la Planificación Hidrológica (1988), aprobado por Real Decreto 927/1988, de 29 de julio. B.O.E. 31/08/1988.
- Salas, R. (1999): *Evaluación de recursos en las Unidades Hidrogeológicas 04.03 Consuegra-Villacañas, 04.05 Ciudad Real y 04.07 Bullaque*. Estudio de la Dirección General de Obras Hidráulicas y Calidad de las Aguas, Confederación Hidrográfica del Guadiana. sp.
- Sánchez, A. *Estudio inicial para la identificación y caracterización de las masas de agua subterránea de las cuencas intercomunitarias*. Ministerio de Medio Ambiente. Secretaría General para el Territorio y la Biodiversidad. Dirección General del Agua. sp.
- Sánchez, J. et al., (1997): *La importancia de los niveles acuíferos presentes en los materiales metamórficos con porosidad secundaria para el abastecimiento de pequeñas poblaciones y explotaciones agrarias y ganaderas: un ejemplo concreto en la provincia de Ciudad Real (España)*. I Congreso de Ingeniería Civil, Territorio y Medio Ambiente.
- VV.AA. (1988): *Mapa geológico y Memoria explicativa de la hoja nº 785 Almagro a escala 1:50.000. Segunda Serie*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- VV.AA. (1988): *Mapa geológico y Memoria explicativa de la hoja nº 784 Ciudad Real, a escala 1:50.000. Segunda Serie*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- VV.AA. (1989): *Mapa geológico y Memoria explicativa de la hoja nº 789 Casas del Río, a escala 1:50.000. Segunda Serie*. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- VV.AA. (1999): "Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Temáticas guías y manuales". IGME. ISBN: 84-7840-465-1. pp 387-405.
- Yelamos, JG., et al. (1999): "Hidrogeoquímica y microbiología en los hervideros del Campo de Calatrava (Ciudad Real)". Geogaceta nº 26 (1999, 115-118).

EL TRABAJO RECIENTE DE LOS GEÓGRAFOS EN EL VOLCANISMO DEL CAMPO DE CALATRAVA

Elena González, Rafael Ubaldo Gosálvez, Rafael Becerra–Ramírez , Estela Escobar
Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

Presentamos las líneas de investigación de los geógrafos que han trabajado y trabajan en la actualidad, en el volcanismo del Campo de Calatrava, los resultados generales obtenidos y el trabajo desarrollado por el grupo de investigación geomorfológica y biogeográfica del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Castilla–La Mancha.

Palabras clave: geomorfología volcánica, biodiversidad, edad del volcanismo, geógrafo.

ABSTRACT

We present the research of geographers who have worked and work today in the volcanism of Campo de Calatrava, their overall performance and the work done by the research group of the geomorphological and biogeographical of the Department of Geography and Land Planning of University of Castilla–La Mancha.

Keywords: volcanic geomorphology, biodiversity, volcanism age, geographer.

INTRODUCCIÓN

Los trabajos de geógrafos en relación al volcanismo del Campo de Calatrava son muy recientes. Hasta la década de los años setenta, cuando se pone de manifiesto el interés por los procesos geomorfológicos asociados a la actividad eruptiva, la investigación del volcanismo del Campo de Calatrava era realizada fundamentalmente por geólogos y orientada a cuestiones relacionadas con su origen, dinámica, y con la las características del magma emitido. Muñoz Jiménez, realiza su tesis doctoral sobre Los Montes de Toledo, y en ella reconoce algunas posibles formas eruptivas marginales (Laguna de los Cuatro

Morros) relacionadas con el sistema volcánico calatravo. En 1986, se publica, dentro de la serie: Guía Física de España, el volumen dedicado a los volcanes cuyos autores son Carmen Romero, Francisco Quirantes y Eduardo Martínez de Pisón. En él se dedica un capítulo –Volcanes entre llanuras y serratas– al Campo de Calatrava, en el que se relatan brevemente sus características, se describen cinco edificios volcánicos, y se trazan unos itinerarios por los principales centros eruptivos.

Los primeros estudios geomorfológicos, extensos, realizados sobre Campo de Calatrava y los Montes de Ciudad Real, con el objetivo de analizar su paisaje y elaborar el mapa geomorfológico de las comarcas de Los

Montes-Campo de Calatrava, son realizados por J. L. García Rayego (1985, 1993, 1994, 1995) bajo la dirección de J. Muñoz Jiménez. De ellos, destaca su Tesis Doctoral, leída en 1993, "*Los paisajes naturales de la Comarca de Los Montes-Campo de Calatrava*". En ella se describen dichas comarcas, desde el punto de vista morfológico y estructural, definiendo finalmente una serie de unidades y paisajes geomorfológicos, entre los cuáles se encuentra delimitado el Campo de Calatrava, en base a criterios morfológicos y estructurales. Finalmente se elabora el mapa geomorfológico de este territorio, donde se recogen las formas básicas de los volcanes del Campo de Calatrava.

M. A. Poblete Piedrabuena, es un referente en el estudio del relieve calatravo a partir de la elaboración de su tesis doctoral titulada *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)* de 1995, dirigida por el gran impulsor de los estudios de geomorfología volcánica en España, Eduardo Martínez de Pisón. En este trabajo se estudian los volcanes del centro de la región volcánica, y se define la morfología de los cráteres hidroexplosivos y de los volcanes magmáticos, realizándose diferentes esquemas, geomorfológicos y bloques interpretativos. Las dos principales aportaciones de su estudio están referidas, al establecimiento de una clasificación para los edificios volcánicos, basada a su génesis, dinámicas eruptivas, morfología y materiales expulsados; a la vez que se propone una nueva cronología para el volcanismo del Campo de Calatrava dividiendo las fases eruptivas en cinco etapas.

Otros trabajos de referencia obligada a la hora de estudiar la geomorfología volcánica en el Campo de Calatrava son los realizados por la geógrafa E. González Cárdenas y su grupo de investigación que han centrado sus investigaciones en el análisis geomorfológico de los edificios eruptivos. Destacan las aportaciones en defensa del paisaje volcánico de la provincia de Ciudad Real (1991), la elaboración de diversos esquemas geomorfológicos de la zona (1990, 1991, 1996, 1997, 1998, 2000, 2002), los trabajos relacionados con el estudio del hidromagmatismo calatravo (1992, 2002) y las investigaciones morfológicas de diferentes campos volcánicos de la región (1997, 2001, 2003, 2005). El grupo ha trabajado en colaboración con otros investigadores, en publicaciones dedicadas al estudio del relieve de la provincia de Ciudad Real y de los complejos lagunares del Campo de Calatrava como González Cárdenas y Sánchez González (1990), González Cárdenas y Mur Rioja (1995), González Cárdenas y García Rayego (2001), González Cárdenas y Gosálvez Rey (2004).

Finalmente son destacables las aportaciones de R. U. Gosálvez Rey, cuyas investigaciones se centran en el estudio de las lagunas del Campo de Calatrava, emplazadas en cráteres freatomamgáticos, dedicando buena parte de las mismas al estudio de la biodiversidad de este humedal, a su delimitación y a la confección de un inventario de las lagunas que lo integran (Gosálvez Rey, 2003), R. Becerra Ramírez, que centra su investigación actual en la morfometría de los volcanes magmáticos monogénicos del Campo de Calatrava, y E. Escobar Lahoz, acerca de la utilización de los materiales volcánicos por el hombre.

La constitución del grupo de Investigación "Geomorfología, Territorio y Paisaje en regiones volcánicas" (GEO-VOL), supone un respaldo al trabajo realizado por geógrafos de la UCLM.

PROYECTOS Y CONTRATOS DE INVESTIGACIÓN FINANCIADOS

Cartografía Geomorfológica

- Cartografía geomorfológica del contacto Sierra Morena-Mancha-Campo de Calatrava, CAICYT, 1987-1990.
- Cartografía Geomorfológica del área de contacto: Sierra Morena-La Mancha en el sector Almagro-Viso del Marqués. UCLM, 1987.
- Cartografía Geomorfológica de las formaciones volcánicas del Campo de Calatrava. Ayuntamiento de Ciudad Real, 1988.

Geomorfología Volcánica

- Inventario Geomorfológico y Biogeográfico de las lagunas de origen volcánico del Campo de Calatrava. JCCM, 2000.
- Aproximación al estudio de los volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las Técnicas de Análisis Morfométrico. JCCM, 2007.
- Dinámicas Eruptivas, formas y depósitos fluviales asociados en el volcán Columba. Campo de Calatrava (España) UCLM, 2001.
- Análisis de los depósitos de oleadas piroclásticas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). UCLM. 2003.

Biogeografía y paisaje

- Espacios naturales de la provincia de Ciudad Real: Inventario, clasificación paisajística y ordenación. JCCM, 2002.

- Atlas de Turismo Rular y de Ecoturismo de Castilla-La Mancha. Ministerio de Ciencia y Tecnología. 2002.
- Las lagunas de la región volcánica del Campo de Calatrava: delimitación, inventario y tipología. JCCM. 2003.
- Guía didáctica y divulgativa de los volcanes del Campo de Calatrava. Mancomunidad de Municipios del Campo de Calatrava, 2004.
- Rutas autoguiadas GPS-GPRS para el destino turístico "Tierra de Caballeros y Tablas de Daimiel". Mancomunidad de Municipios Tierra de Caballeros y Tablas de Daimiel, 2007.
- El Guadiana y sus afluentes como eje vertebrador en el entorno del destino turístico "Tierra de Caballeros y Tablas de Daimiel": Elaboración de rutas turísticas en torno a valores medioambientales. Mancomunidad de Municipios Tierra de Caballeros y Tablas de Daimiel, 2008.

Edad del volcanismo

- Estudio de los paleosuelos de edad pleistocena vinculados a los edificios volcánicos del Campo de Calatrava (España), UCLM. 2005.
- Análisis y datación de paleosuelos de edad finipleistocena y holocena del Campo de Calatrava (España) UCLM, 2006.

Proceso actuales

- Determinación de las emanaciones difusas de CO₂ en el Campo de Calatrava (España). UCLM, 2007.
- Determinación de la emisión de CO₂ en la Sima: Sistema volcánico del Campo de Calatrava (España). UCLM, 2008.
- Evaluación de la emisión de CO₂ y de las modificaciones hidrotermales en pozos y manantiales del sistema volcánico del Campo de Calatrava, y su relación con actividad sísmica reciente. UCLM-FEDER, 2008.

TESIS DOCTORALES

- El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real). M. A. Poblete Piedrabuena, Universidad Complutense. Director: Eduardo Martínez de Pisón.
- Las lagunas de la región volcánica del Campo de Calatrava: delimitación, inventario y tipología. R.U. Gosálvez Rey, Universidad de Castilla-La Mancha. Directores: Elena González, Máximo Florín.
- Aproximación al estudio de los volcanes magmáticos de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de

las Técnicas de Análisis Morfométrico. R. Becerra Ramírez, Universidad de Castilla-La Mancha. Directores: Elena González, Javier Dóniz.

BIBLIOGRAFÍA PRODUCIDA

Obras generales

- García, J.L. (1995): *Los paisajes naturales de la Comarca de Los Montes-Campo de Calatrava*, Ciudad Real. BAM, 453 pp.
- González, E. (1996): Geografía Física. Los volcanes del Campo de Calatrava. En: *Ciudad Real y su provincia*. GEVER, Sevilla, pp. 1-133.
- González, E. Gosálvez, R. Escobar, E. (2006): Volcanes del Campo de Calatrava. Asociación para el desarrollo del Campo de Calatrava. Ciudad Real.
- Poblete, M.A. (1995): *El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)*. Oviedo, 467 pp.

Cartografía Geomorfológica

- García, J.L. (1994): *Mapa Geomorfológico de la comarca de Los Montes-Campo de Calatrava a escala 1:200.000*. Madrid, UCLM.
- González, E. y Sánchez, E. (1990): *Geomorfología de los afloramientos hercínicos del sur de Ciudad Real. I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, pp. 27-37.

Geomorfología Volcánica

- Becerra-Ramírez, R. (2007): Aproximaciones al estudio de los volcanes monogénicos de la región volcánica del Campo de Calatrava a través de las técnicas de análisis morfométricos. DEA. (inédito).
- Becerra-Ramírez, R., González, E., Gosálvez, R., Escobar, E. (2009): *E. Morphologie des cônes pyroclastiques de la vallée moyenne de la rivière Jabalón. Région volcanique du Campo de Calatrava (Espagne)* Annals. Geographical Series. Valahia University of Targoviste.
- González, E. (1992): Aspectos geomorfológicos del volcanismo hidromagmático del Campo de Calatrava. En: *Estudios de Geomorfología en España*. Murcia, pp. 569-583.
- González, E. (1996): Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco suroriental del Domo de Almagro) Ciudad Real. En: García, J.L. y González, E. (editores científicos) *Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real*. UCLM, pp. 163-200.

- González, E. (1997) Aspectos geomorfológicos del edificio volcánico de Manóteras. Lavándula, nº 0, pp. 27-30.
- González, E. (2002) Depósitos de oleadas basales y su papel en el relieve volcánico del Campo de Calatrava (España). En: *Estudios recientes en Geomorfología, patrimonio, montaña y dinámica territorial*. Universidad de Valladolid, pp. 455-465.
- González, E. (2003): Geomorfología de los edificios volcánicos del borde occidental del Campo de Calatrava: la Cubeta de Piedrabuena. En: *Piedrabuena. Espacio Histórico y Natural*. UCLM, Diputación Provincial y Ayuntamiento de Piedrabuena. pp. 402-420.
- González, E. Gosálvez, R. U. Escobar, E. Becerra, R. (2008): Facies laháricas en los depósitos de oleadas piroclásticas de "Barranco Varondillo". Campo de Calatrava, España. En: *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*. Cádiz SEG.
- Poblete, M.A. (1989): Contribución al estudio Geomorfológico de las costras ferromanganesíferas del Campo de Calatrava (Ciudad Real). En: *XI Congreso Nacional de Geografía*. Vol II. pp. 326-335.
- Poblete, M.A. (1991): Morfología de los cráteres explosivos pliocenos del Campo de Calatrava (Ciudad Real) subcuencas de Corral y Alcolea. *Ería* nº 26, pp. 179-198.
- Poblete, M.A. (1997): Evolución y características geomorfológicas del sector central del Campo de Calatrava. En: *García, J.L. y González, E. (editores científicos) Elementos del Medio Natural de la provincia de Ciudad Real*. JCCM, pp. 123-150.
- Poblete, M.A. (2000): Geomorfología volcánica y evolución eruptiva del bajo valle del Ojailén (alto Jándula, Sierra Morena oriental). En: *Geomorfología para el Tercer Milenio*. SEG y UCM.
- Poblete, M.A. (2002): Morfología volcánica y dinámica fluvial en el valle medio del Jabalón (Campo de Calatrava oriental). En: *Estudios recientes en Geomorfología: Patrimonio, montaña, dinámica territorial*. SEG, Universidad de Valladolid, pp. 465-475.
- Poblete, M.A. (2004): Geomorfología del conjunto volcánico de la Sierra de La Atalaya de Calzada (SE del Campo de Calatrava, Ciudad Real) En: *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. SEG y CSIC. Madrid, pp. 91-91.
- Romero, C. et al. (1985): *Los volcanes. Guía Física de España*, Madrid, Alianza Editorial, 256 pp.
- Sánchez González, E. (1986): El reborde septentrional

de Sierra Morena entre Calzada de Calatrava y Valdepeñas: Estudio de Geografía Física. Memoria de Licenciatura, UCM, Madrid (inédita).

Dinámicas eruptivas

- Becerra, R. González, E. Gosálvez, E. Escobar, E. (2008): Facies laháricas en los depósitos de oleadas piroclásticas del Barranco Varondillo, (Campo de Calatrava, España). En: *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*. Cádiz, SEG, Universidad de Cádiz.
- González, E. (1996): Erupciones hidromagmáticas en el borde occidental del Macizo de Calatrava (España). El volcán del Rinconcillo. En: *IV Reunión Nacional de Geomorfología*. Cuadernos del Laboratorio Xeológico de Laxe, nº 21, pp. 281-295.
- González, E. et al. (2009): *Dépôts de lahar aux volcans de Cerro Gordo et Columba. Campo de Calatrava, (Espagne)*. Annals. Geographical Series. Valahia University of Targoviste.
- Poblete, M.A. (1993): Morfología y secuencias eruptivas del cráter explosivo de La Posadilla (Campo de Calatrava, Ciudad Real), *Ería*, nº 30, pp. 51-59.
- Poblete, M.A. (1995): Características morfoesruptivas del cráter explosivo de El Pardillo (Campo de Calatrava, Ciudad Real). En: *III reunión Nacional de Geomorfología*. Vol. I, pp. 55-62.

Biogeografía y paisaje

- Escobar, E. (2008): Utilización del material eruptivo en la región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España) En: *IV Reunión de la Red Española de Volcanología*. Comunicación-póster.
- González, E. Mur, M.J. (1991): El deterioro del paisaje volcánico del Campo de Calatrava. En: *XII Congreso Nacional de Geografía*. Valencia, pp. 33-40.
- González, E. Mur, M.J. (1995): El PGOU como instrumento para la protección del Medio Natural. En: *XIV Congreso Nacional de Geografía*. Salamanca.
- González, E. et al. (2000): Los geosistemas lagunares de origen volcánico del Campo de Calatrava: funcionamiento y dinámica reciente. En: *Geomorfología para el Tercer Milenio y Sociedad*. SEG y UCM.
- González, E. y García, J.L. (2001): Humedales del Campo de Calatrava. En: *Humedales de Ciudad Real*. Esganos, pp. 34-43.
- González, E. (2005): El medio Natural en el municipio de Torralba de Calatrava. En: *Jornadas monográficas so-*

bre Torralba y su entorno (2003-2004). Ayuntamiento de Torralba de Calatrava, pp. 15-29.

- González, E. Gosálvez, R. U. Escobar, E. Becerra, R. (2007): Condiciones medioambientales en el Holoceno medio del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España) Resultados preliminares. En: *Actas del IV Congreso Nacional de Biogeografía*. Ávila.
- Gosálvez, R.U. (1998): Análisis zoogeográfico de las lagunas volcánicas del Campo de Calatrava a partir del censo de aves acuáticas invernantes (enero 1998). En: *Actas del XXI encuentro de Jóvenes Geógrafos*. Barcelona, AJG-UAB.
- Gosálvez, R.U. (2000): Los humedales del Campo de Calatrava (Ciudad Real) como espacios receptores de Biodiversidad. En: *Actas del I Congreso Español de Biogeografía*. Girona, UB-UG-AGE.
- Gosálvez, R.U. (2001): Cambios observados en la ornitocenosis de los humedales del Campo de Calatrava (Ciudad Real) a través de los censos invernales de aves acuáticas. En: *Actas del XVII Congreso de Geógrafos Españoles*. U. de Oviedo, CECODET-AGE-GEA.
- Gosálvez, R.U. (2002): Factores ambientales que determinan la distribución de las aves acuáticas invernantes en las lagunas del Campo de calatrava (Ciudad Real). En: *Anuario Ornitológico de Ciudad Real 1995-2001*. Torralbo Ed. Ciudad Real.
- Gosálvez et al. (2007): Valoración ornitológica de las lagunas del Campo de Calatrava en un hidropereodo húmedo (julio 1997-junio 1998). En: *Anuario Ornitológico de Ciudad Real 2004-2005*. Casas, Arredondo y López-Jamar, Eds. Pp. 133-157.
- Poblete, M.A. (1991): Los volcanes del Campo de Calatrava. En: *Guía de los espacios Naturales de Castilla-La Mancha*. JCCM, pp. 499-517.

Edad del volcanismo

- González, E. y Gosálvez, R.U. (2004): "Nuevas aportaciones al conocimiento del hidrovulcanismo en el Campo de Calatrava". *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*. SEG, CSIC. Madrid. Pp. 71-81.
- González, E., Gosálvez, R., Becerra, R., Escobar, E. (2007): Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (volcán Columba. Ciudad Real, España). En: *Contribuciones al estudio del periodo Cuaternario*. AEQUA, Ávila, 142-144.
- Poblete, M.A. y Ruíz, J. (2007): "Revisión de la edad del volcanismo en la región volcánica central de España: Evidencias geomorfológicas de actividad volcánica

cuaternaria" En LARIO, J. y SILVA, G. (eds). *Contribuciones al estudio del periodo cuaternario*, Aequa, Ávila. Pp. 163-164 y póster.

Proceso actuales

- Becerra, R. Gosálvez, R.U. González, E. Escobar, E. (2008): Análisis morfométrico de los volcanes de la cuenca media del río Jabalón. Región Volcánica del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España) En: *IV Reunión de la Red Española de Volcanología*. Comunicación-póster.
- González et al. (2008): Evolución en la emisión de CO₂ en La Sima. Campo de Calatrava (Ciudad Real, España). En: *IV Reunión de la Red Española de Volcanología*. Almagro. Comunicación en formato póster.
- Poblete, M.A. (1992): Las últimas manifestaciones asociadas al volcanismo del Campo de Calatrava (Ciudad Real): Los manantiales termales. *Cuadernos de la sección de Historia-Geografía, Homenaje a Félix María Ugarte*, nº 20, pp. 187-201.

CONCLUSIONES

La investigación llevada a cabo por geógrafos en el Campo de Calatrava, ha permitido tener un conocimiento de las características paisajísticas, biogeográficas y geomorfológicas de la región volcánica. También es destacable la investigación realizada en el ámbito de la utilización de las rocas volcánicas por los habitantes de esta zona, que está permitiendo, en colaboración con arqueólogos, llegar a relacionar etapas de asentamiento de población con afloramientos volcánicos y con actividad eruptiva reciente. Así mismo, se están estableciendo las relaciones hombre-volcán en el ámbito etnográfico. Los trabajos geomorfológicos y morfométricos llevados a cabo y en realización en la actualidad, han aportado y están aportando una valiosa información sobre las tipologías eruptivas, los materiales emitidos, su relación con formas y formaciones de génesis no volcánica, y con la presencia de paleosuelos. De forma directa e indirecta, estos trabajos están llegando a conclusiones novedosas en relación a la edad del volcanismo calatravo, muy especialmente a la actividad eruptiva de edad holocena.

DEPÓSITOS DE FLUJOS DE SPATTER EN EL VOLCÁN CERRO GORDO. REGIÓN VOLCÁNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

Elena González, Rafael Becerra–Ramírez, Rafael Ubaldo Gosálvez, Estela Escobar
Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

Tradicionalmente se atribuían a procesos de emisión de domos formados por lava muy viscosa, a unas formas de relieve formadas por notables amontonamientos de lava sobre los conductos de emisión, que en la región se conocen con el nombre de “castillejos”. Trabajos posteriores están demostrando que el origen de estas formas debe vincularse a una notable actividad de fuentes de lava, generadas por un magma básico, muy fluido y con importante presencia de gas. Así se han generado volúmenes elevados de spatter, presentes en la totalidad de edificios volcánicos vinculados a erupciones efusivas.

Palabras clave: fuente de lava, spatter, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

Traditionally attributed processes issuing lava domes formed by highly viscous, some land forms formed by high accumulations of lava on emission vents in the region known as the “castillejos”. Further work is demonstrating that the origin of these forms to be linked to a notable of lava fountains activity generated by a basic magma, very smooth and with significant presence of gas. This has generated high volumes of spatter present in all buildings associated with volcanic eruptions effusive.

Keywords: lava fountains, spatter, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Cerro Gordo (38°49'13"N/3°44'37"W) se eleva sobre la crestería cuarcítica de la Sierra de Granátula. Se trata de un edificio poligénico generado en erupciones freatomagmáticas y estrombolianas, con fases efusivas, en las que se han emitido importantes volúmenes de piroclastos que han formado un conjunto volcánico múltiple cuyo cono de 118 m de altura está coronado por un

pequeño cráter. La última erupción magmática de Cerro Gordo se caracterizó por la emisión de fuentes de lava y la rápida formación de grandes acumulaciones de spatter en la ladera suroriental que descendieron, como flujos lávicos calientes, formando lóbulos que se superponen netamente a los piroclastos de caída, (lapilli, escorias y spatter antiguo) que la forman. En erupciones efusivas con lavas fluidas y una adecuada presencia de gas, se pueden desarrollar fuentes de lava que emitan tasas ele-

vadas de piroclastos que caen al suelo calientes, siendo rápidamente cubiertos por nuevos aportes, lo que permite mantener temperaturas elevadas en el interior del apilamiento de spatter. Cuando se alcanzan unas condiciones críticas los piroclastos aglutinados pueden dar lugar a la formación de lavas clastogénicas y comenzar a fluir por las pendientes (Wolff y Sumner, 2000), (Sumner *et al.*, 2005). En numerosas erupciones efusivas se han relatado la formación de flujos de spatter.

En los volcanes del Campo de Calatrava son frecuentes las acumulaciones de spatter de diversa entidad (H. Pacheco, 1932), (González, 1996). Además se constata la presencia de conetes de escorias (*spatter cones*) desarrollados en breves eventos eruptivos generados a lo largo de fisuras, abiertas en los flancos de las sierras paleozoicas, que forman pequeños amontonamientos de material escoriáceo aglutinado y spatter fuertemente soldado, construyendo estos pequeños edificios volcánicos, como es el caso del afloramiento eruptivo de La Sima (Becerra, 2007), de la fisura del entorno de Casas de Ciruela (Fig. 1), y de la alineación de los castillejos de La Bienvenida.



Figura 1. Spatter en la fisura eruptiva de Casas de Ciruela.
Figuras 2 y 3. Lóbulos de spatter en la ladera de Cerro Gordo.

METODOLOGÍA

Se ha llevado a cabo un reconocimiento de campo del territorio de trabajo, cotejando los recorridos a pie con ortoimágenes y fotografía aérea vertical a diferentes escalas.

Se ha realizado un análisis detallado del afloramiento para determinar el tamaño del spatter, la potencia del depósito, la presencia de lavas clastogénicas y las huellas internas de flujo.

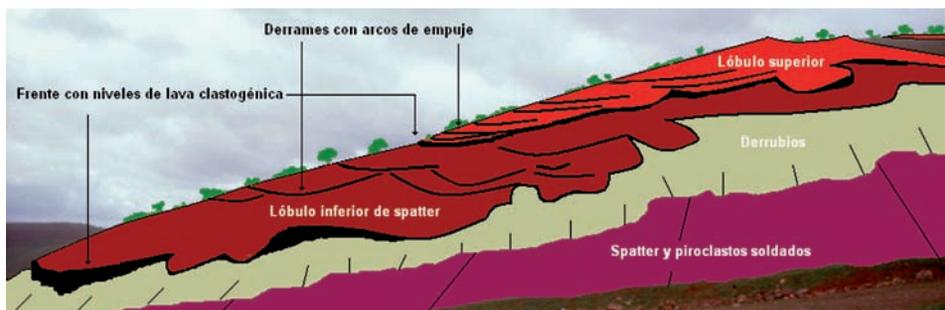
Se ha procedido a la elaboración de una cartografía geomorfológica de Cerro Gordo y de los depósitos de flujos de spatter.

RESULTADOS

En la ladera suroriental de Cerro Gordo se han identificado depósitos de spatter de color pardo-rojizo, asociados a fuentes de lava emitidas desde el cráter central que forman lóbulos superpuestos con frentes abruptos de alrededor de 4 m de potencia en las partes de mayor acumulación (Figs. 2 y 3).

En el depósito inferior se distingue una capa basal, de 90 cm de alto, de lava clastogénica con un bandeo de flujo bien definido. Sobre esta capa basal, en suave transición o de forma neta, se disponen los clastos de spatter y escorias soldadas con tamaño centimétrico y decimétrico.

En los depósitos de los lóbulos superiores los fragmentos de spatter tienen un tamaño menor, consecuencia de un posible aumento en los contenidos de gas de la fuente de lava.



Niveles y lentejones de lavas clastogénicas se distribuyen por todo el conjunto del depósito.

CONCLUSIONES

Las erupciones en Cerro Gordo finalizan con emisiones de fuentes de lava, a través del cráter cimero que descargan importantes volúmenes de spatter que se acumula en su borde nororiental. Las propiedades del spatter, su alta temperatura en el momento de la deposición, el peso de los depósitos acumulados y la plasticidad de los mismos, le permitió fluir ladera abajo y desarrollar una morfología lobulada y aterrazada que crecía a medida que el material se acumulaban en las partes más altas de la misma. A su vez, la parte superior del depósito, en enfriamiento progresivo por el contacto con la Atmósfera, se agrietó y resquebrajó creando una morfología superficial enlosada y fracturada.

Se distinguen dos episodios principales de flujo que dan lugar a la formación de dos depósitos en forma de abanico con el ápice orientado hacia el punto de emisión, y un neto frente vertical.

Lavas clastogénicas (Fig. 4) forman acumulaciones de base que han podido actuar como niveles de deslizamiento, favoreciendo el movimiento del conjunto; así como bandas y lentejones de este material distribuidos por todo el depósito.

En la parte superior del cono de Cerro Gordo, y hasta media ladera, se localizan mantos de spatter que en función de la dinámica de la fuente de lava, de las características de los clastos, y de las condiciones de los apilamiento, no han tenido capacidad de fluir, mostrándose como depósitos de piroclastos soldados.



Figura 4. Nivel basal de lava clastogénica.

REFERENCIAS

- Becerra-Ramírez, R. (2007): *Aproximación al estudio de los Volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las Técnicas de Análisis Morfométrico*. Trabajo de Investigación-Doctorado, UCLM, Inédito. Ciudad Real, 215 pp.
- González, E. (1996): "Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco sur-oriental del domo de Almagro)". En: VV.AA.: *Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real*. UCLM, Ciudad Real, 163-200.
- Hernández Pacheco, F (1932): *Estudio de la Región Volcánica central de España*. Memoria de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas, y Naturales. Madrid. 235 p.
- Sumner *et al.* (2005): "Spatter". En: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142. 49-65.
- Wolff, J. Sumner, J. (2000): "Lava Fountains and their products" En: *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego. 321-330.

EVOLUCIÓN DE LA EMISIÓN DE CO₂ EN LA SIMA. CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

Rafael Ubaldo Gosálvez, Rafael Becerra–Ramírez, Elena González, Estela Escobar
Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

Desde el siglo XVIII, se constatan pruebas documentales sobre la existencia de una anomalía termo–gaseosa, en el sector oriental del Campo de Calatrava. Esta “fumarola” no ha sido objeto de estudio detallado hasta fechas muy recientes, particularmente a partir del terremoto de 5’1 en la escala de Richter, con epicentro a 60 km al NE del salidero de gas, dado el importante incremento en las emisiones de CO₂.

Palabras clave: emisión de CO₂, anomalía térmica, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

Since the XVIII century, there is documentary evidence of the existence of a thermo–gas anomaly in the eastern sector of the Campo de Calatrava. This “fumarole” has not been the subject of study until very recently, particularly after the earthquake of 5’1 in Richter scale, with epicenter 60 km NE of leaks of gas, given the significant increase in emissions CO₂.

Keywords: CO₂ emission, thermal anomaly, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

El salidero de gas de La Sima (38°49’13”N/3°44’37”W) se abre en las cuarcitas que forman la ladera noroccidental de la Sierra de Granátula. Se emplaza sobre un fractura de dirección NW/SE, en un entorno marcado por lineamientos volcánicos, fallas (Fig. 1) y fracturas eruptivas semiactivas (Calvo *et al.*, 2008). Al SW de un pequeño volcán efusivo, de la misma denominación (Becerra, 2007). Esta “fumarola” ha tenido un funcionamiento dilatado y continuado en el tiempo, aunque con variaciones sustan-

ciales en su comportamiento. En el siglo XVI se relata su existencia de la siguiente manera (González, 1997): “... en la dehesa vieja de esta villa... a vista deste pueblo esta un cerro que llaman el cerro la sima, donde por entre unas peñas guifeñas salen unas flamas calientes a manera de como cuando se ha quemado una calera que ya no sale humo ni llamas, sino que esta mostrando el fuego que hay dentro, el cual calor sale por entre las dichas peñas, oliendo al crivite de cuando en cuando, como quien lo tira con cohetes y al tiempo que sale aquella flama y calor, en el sentido del hombre le priva de entendimiento y esto tiene

tanta fuerza que si en el barranco por donde sale meten dentro un perro luego da aullidos y estornudos y se cae temblando muerto y cualquier animal y aves que se llegan luego las mata. El tiempo de agosto es más recio y cuando llueve mientras no se gasta el agua esta hirviendo como caldera al fuego que se oye a mas de veinte pasos...no se sabe decir que sea."

Hasta mayo de 2007 los valores "normales" de emisión de CO₂ en La Sima se mantenían en torno a 30.000 ppm. A partir del sismo del 12 agosto de 2007, con epicentro en Pedro Muñoz (Ciudad Real), una intensidad de 5,1, una duración de 10 segundos y una profundidad de 6 Km, estos valores se sitúan por encima de las 200.000 ppm, apreciándose trazas de emisión de H₂S, HCl y metano. Se registran cantidades habituales de radón, superiores a 180.000 Bq/m³, siendo la presencia de O₂ inferior al 7%.



Figura 1. Salidero de gas de La Sima.

METODOLOGÍA

Se ha llevado a cabo una medición sistemática de las emisiones de CO₂ iniciada, a raíz de la presencia en el Campo de Calatrava de un equipo de volcanólogos del ITER que realizó una campaña de investigación a lo largo del mes de Septiembre de 2007, para estimar la emisión difusa de dióxido de carbono, principalmente en el sector sur oriental de la región volcánica. Se ha utilizado un medidor Telaire, con sensores para los volátiles indicados, así como para registrar su temperatura de emisión, relacionando las lecturas obtenidas para depurarlas con la presión atmosférica y la temperatura del aire en la zona. La duración de la primera campaña de toma sistemática de muestras ha sido de 12 meses (septiembre de 2007 a agosto de 2008).

RESULTADOS

En la actualidad los niveles térmicos del salidero son poco significativos si bien, de forma puntual, se producen leves incrementos que nunca han elevado la temperatura de los gases por encima de 30°C. La Sima consta de dos pequeñas depresiones (Fig. 1) a las que atribuimos un origen explosivo, relacionado con calentamiento y vaporización de agua subterránea o por una especial acumulación de gas. Los gases, fundamentalmente CO₂, salen en el interior y en la periferia de la depresión mayor, teniendo poco significado en la de menor tamaño. Hasta agosto de 2007, los valores obtenidos eran inferiores a 30.000 ppm, y sólo se obtenían en un punto de emisión. Con posterioridad al terremoto de 5,1 grados, producido en Pedro Muñoz el 12 de agosto de 2007, los valores se incrementaron de forma brusca, manteniéndose en una clara progresión hasta la actualidad, aumentando a cinco el número de salideros con deterioro evidente de la vegetación circundante y muerte por axfisia de animales (Figs. 2, 3 y 4).



Figura 2. Orlas y puntos de emisión de CO₂.



Figuras 3 y 4. Animales muertos por inhalación de CO₂.

CONCLUSIONES

- En el Campo de Calatrava está documentada históricamente (1572) una anomalía superficial, térmica y gaseosa que ha mantenido su funcionamiento (emisión continuada de CO₂) hasta la actualidad.
- Los valores de CO₂ medidos en La Sima se han mantenido habitualmente en torno a 3 %, concentrándose la emisión de gas en un único punto.
- A partir de agosto–septiembre de 2007, los porcentajes de elevan bruscamente, manteniendo valores sostenidos que oscilan entre 15 y 20 %.
- Una hipótesis de futuro trabajo, relacionaría el incremento en los valores de CO₂ con la sacudida sísmica de 5,1 registrada en Pedro–Muñoz el 12 de agosto de 2007.
- Para poder realizar una investigación que relacione sismos con cambios en los valores de emisión de CO₂, mediante un convenio de colaboración suscrito entre la UCLM y el ITER se va a instalar en La Sima una estación geoquímica para el seguimiento y medida en modo continuo de flujo difuso de dióxido de carbono. Así

mismo, y mediante la firma de un segundo convenio UCLM-IGN, se va a instalar una red sísmica para poder asociar micro–sísmicidad con variaciones en la emisión de gases.

REFERENCIAS

- Becerra Ramírez, R. (2007): *Aproximación al estudio de los Volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las Técnicas de Análisis Morfométrico*. Trabajo de Investigación–Doctorado, UCLM, Inédito. Ciudad Real, 215 pp.
- Calvo *et al.* (2008): "Emisión Difusa de CO₂ en el Campo de Calatrava, Ciudad Real". En: IV Reunión de la REV. Libro de resúmenes. Pp. 11-15.
- González, E. (1996): "Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco sur-oriental del domo de Almagro)". En: VV.AA.: Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real. UCLM, Ciudad Real, 163-200.
- Rodríguez, M.A., Barrera, J.L. (2002): Estructuras paleosísmicas en depósitos hidromagmáticos del vulcanismo Neogeno del Campo de Calatrava, Ciudad Real (España). *Geogaceta*, 32, 39-42.

UTILIZACIÓN DEL MATERIAL ERUPTIVO EN LA REGIÓN VOLCÁNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

Estela Escobar, Elena González, Rafael Ubaldo Gosálvez, Rafael Becerra-Ramírez,
Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

RESUMEN

Los habitantes del Campo de Calatrava se han servido, tradicionalmente, de los materiales emitidos por los volcanes. Hasta finales del siglo XIX, la utilización de las rocas volcánicas se orientaba hacia la construcción de viviendas de poca calidad, así como para refuerzo de basamentos en edificios singulares, iglesias y castillos. Los piroclastos se empleaban en los tapiales, y donde escaseaba otro material más adecuado, para la fabricación de adobes.

Palabras clave: rocas volcánicas, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The people of the Campo de Calatrava has been used traditionally for its constructions the volcanic material. Until the late nineteenth century, the volcanic rocks were used for housing of low quality and for strengthening foundations in buildings, churches and castles. The pyroclasts were used in the "tapiales" and where scarce material more suitable for the manufacture of bricks.

Keywords: volcanic rocks, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

La Región Volcánica del Campo de Calatrava se caracteriza por la combinación de tres elementos morfoestructurales:

- Zócalo: predominan cuarcitas, esquistos, pizarras...
- Cuencas sedimentarias: calizas, margas y materiales del zócalo erosionados, volcanitas, depósitos de ladera y aluviales.
- Volcanismo: basaltos, melilitas, limburgitas, nefelinitas y leucitas.

En el Campo de Calatrava podemos distinguir:

- Volcanes en escudo (*shields volcanoes*): generados en erupciones efusivas con emisión abundante de coladas lávicas muy fluidas y amontonamientos de escorias, jirones de lava y plastrones aglutinados y fuertemente soldados.
- Conos de piroclastos (*cinder cones*): construidos tras erupciones estrombolianas con emisión de abundante material piroclástico, escoriáceo. En ocasiones, estas erupciones han emitido coladas fluidas o viscosas.

- Cráteres de explosión (*explosive craters*), Maares: abiertos tras eventos explosivos de carácter hidromagmático motivado por la interacción agua–magma a lo largo del proceso eruptivo.
- Coneletes de escorias (*spatter cones*): pequeños amontonamientos de material escoriáceo como consecuencia de fisuras eruptivas (depósitos de spatter).

OBJETIVO Y METODOLOGÍA

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio etnogeomorfológico, interrelacionando aspectos tanto bióticos como abióticos: litología, clima, herencia histórica y cultural...

Método de trabajo de investigación

- Cartografía: topográficos y geológicos (1:50.000), foto aérea, etc.
- Verificar con trabajo de campo.
- Identificar tipo de erupción y el material emitido.
- Recorrido urbano y/o rural (del área de estudio).
- Bibliografía histórico-cultural.
- Elaboración de fichas detalladas.

RESULTADOS:

UTILIZACIÓN DEL MATERIAL VOLCÁNICO

Patrimonio Histórico-Cultural

El Campo de Calatrava: Es un conjunto de tierras repobladas, organizadas y administradas por la Orden de Calatrava durante los siglos XII al XV.

La presencia humana se remonta a mucho antes.

Asentamientos del Paleolítico, razones:

- Cercanía a cursos de agua o zonas de encharcamiento.
- Zonas de paso o estratégicas.
- Lugares propicios para asegurarse el sustento (caza y recolección).

Existen lugares funcionales: cazaderos, zonas de recolección, zonas de obtención y realización de útiles, etc.

Concentración de hallazgos en el Paleolítico inferior y medio, seguido de un vacío poblacional en el Paleolítico superior que en algunos lugares está motivado por falta de campañas arqueológicas.

El material volcánico aparece como señal de identidad en muchos de los pueblos que configuran el Campo de Calatrava.

"Los diversos materiales eruptivos que, salpicados y con mayor o menor extensión, recubren a las formaciones geológicas de la región central de la provincia de Ciudad Real, son objeto desde hace ya bastante tiempo, de una intensa explotación. Pero no solo el hombre ha buscado los materiales duros, o sea los constituidos por las coladas basálticas, sino que también ha aprovechado los materiales térreos constituidos por los antiguos mantos de cenizas y lapillis, es decir, por los pequeños materiales eruptivos de proyección". F. Hernández Pacheco. (1932) Estudio de la región volcánica central de España.

1.– Yacimiento Ntra. Sra. de Oreto–Zuqueca, Oretum.

Situado en Granátula de Calatrava, junto al embalse de Vega del Jabalón, presenta las siguientes características:

- Asentamiento continuado desde el siglo IV A.C. (mundo ibérico) hasta el XII D.C.
- A partir del siglo VI D.C. aparecen registrados edificios realizados con rocas volcánicas.
- Las coladas basálticas e son utilizadas para la construcción de grandes sillares que serán reutilizados a medida que se iba ampliando su ocupación, hasta el siglo XII.
- Junto al yacimiento se encuentra un puente romano en el que encontramos: Piedra Jabaluna, sillares diversos de basalto, oleada piroclástica, lapillis, junto con otros líticos.



Figura 1. Ermita de Oreto-Zuqueca.

2.– Ermita del Santo Cristo de la Clemencia (XVI- XVII).

Se encuentra en el municipio de Valenzuela de Calatrava, y en ella encontramos los siguientes materiales: lapilli soldados, bloques de oleadas piroclásticas, costras ferruginosas de origen hidrotermal, e incluso una pila de agua

bendita realizada exclusivamente con material de oleada piroclástica.



Figura 2 (a la izquierda). Ermita del Cristo de la Clemencia y pila de agua bendita.

Figura 3 (abajo). Sacro Convento Castillo de Calatrava la Nueva.



3.– Sacro Convento Castillo de Calatrava La Nueva. Perteneciente al municipio de Aldea del Rey, de época medieval, siglo XIII. Se trata de una impresionante fortaleza encuadrada en un cerro de cuarcitas, a 936 m de altitud. El material volcánico está presente en la totalidad de Calatrava la Nueva. Los arcos de las puertas de las dependencias del Castillo están realizadas con lapilli soldados de color rojizo; en la parte del Convento estos lapilli aparecen intercalados con otros lapilli soldados cementados con carbonatos.

Explotación minera

En la actualidad, en torno al 20% de los edificios volcánicos, se encuentran gravemente alterados por los procesos de explotación en minas y canteras. Esta actividad ha provocado un continuo deterioro. El proceso poco a poco se ha ido convirtiendo en un gran expolio por parte de concesiones mineras nacionales, que gravemente están modificando el paisaje y la morfología de algunos de los mejores ejemplos de edificios volcánicos de la zona, y

posiblemente de la Península, por su alto valor científico, como en el caso del volcán de Cerro Gordo (Fig. 4), donde literalmente se están “comiendo” el edificio.

Figura 4. Cantera en Cerro Gordo.



De las antiguas canteras situadas en el entorno de Argamasilla de Calatrava, se extraía basalto del que se obtenía adoquines utilizados para pavimento de viales, así como para la construcción de escalinatas.



Figuras 5. Calle adoquinada.



Figura 6. Escalinata.

REFERENCIAS

Becerra-Ramírez, R. (2007): Aproximación al estudio de los volcanes de la región volcánica del Campo de Calatrava a través de las técnicas de análisis morfométricos. Trabajo de investigación de doctorado. Inédito. UCLM.

González, E., Gosálvez, R., Escobar, E. (2006): *Guía divulgativa: volcanes del Campo de Calatrava*. Ed. Asociación para el Desarrollo del Campo de Calatrava. Ciudad Real.

Hernández Pacheco, F. (1932): *El estudio de la región volcánica central de España*. Madrid, Memoria de la Academia de C. Ex. Fis. y Nat. 235 pp.

<http://www.uclm.es/profesorado/egcardenas/>

ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE LOS VOLCANES DE LA CUENCA MEDIA DEL RÍO JABALÓN. REGIÓN VOLCÁNICA DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA)

Rafael Becerra–Ramírez¹, Javier Dóniz Páez², Elena González¹, Rafael Gosálvez¹, Estela Escobar¹

¹ Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

² Escuela de Turismo Iriarte. Universidad de La Laguna, Tenerife

RESUMEN

Los análisis morfométricos aplicados al estudio de los volcanes cuentan con una trayectoria de más de 30 años; sin embargo, en España se han utilizado muy recientemente y de forma sistemática para Tenerife (Dóniz, 2004) y Campo de Calatrava en Ciudad Real (Becerra, 2007). En este trabajo se aplican técnicas de análisis morfométrico para caracterizar parte de los volcanes magmáticos calatravos, ver su validez y determinar diferencias morfológicas y morfométricas.

Palabras clave: análisis morfométrico, conos piroclásticos, Campo de calatrava.

ABSTRACT

Morphometric analysis in the study of volcanoes have a history of more than 30 years; however, in Spain have been used most recently and systematically to Tenerife (Dóniz, 2004) and Campo de Calatrava in Ciudad Real (Becerra, 2007). In this paper we apply techniques to characterize morphometric analysis of magmatic volcanoes Calatravos see its validity and determine morphological and morphometric differences.

Keywords: morphometric analysis, cinder cones, Campo de Calatrava.

ÁREA DE ESTUDIO

La aplicación de estos análisis se ha llevado a cabo en el sector sur-oriental de la región volcánica, Hoja MTN50 81 1 (Moral de Calatrava), en el que se ha aplicado el estudio a 13 conos de piroclastos (Fig. 1).

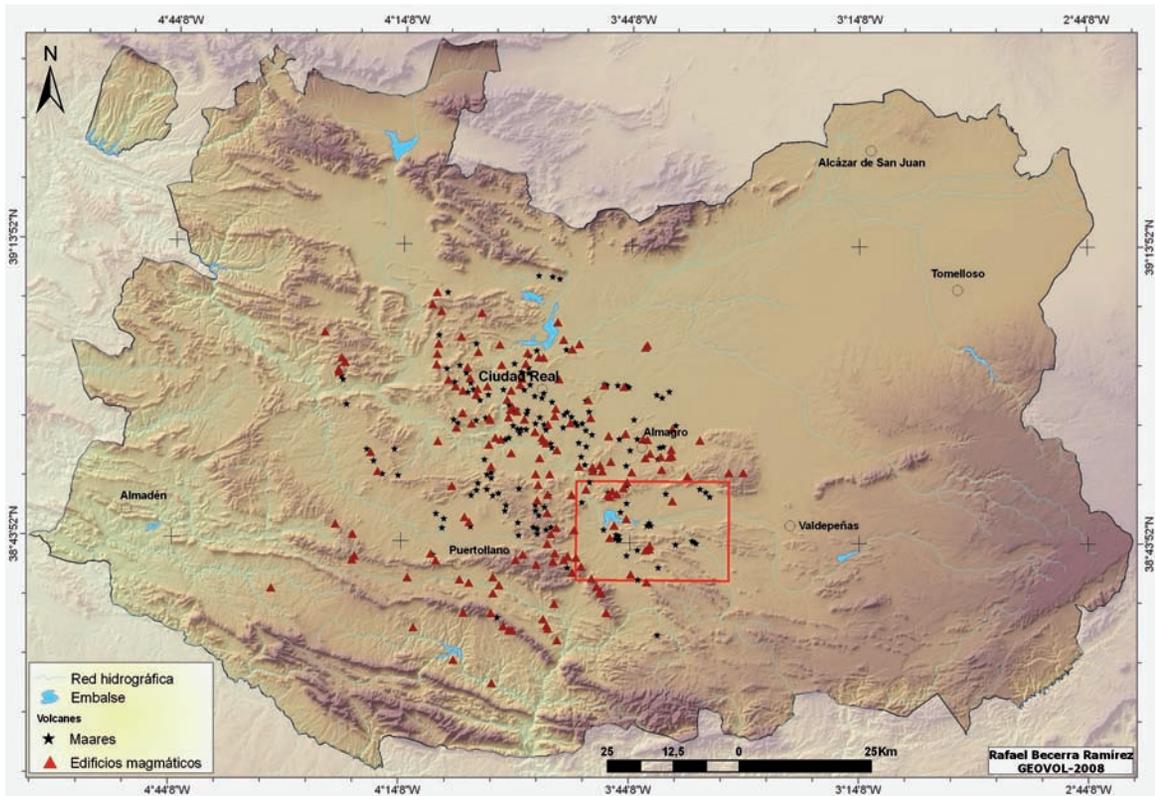


Figura 1. Área de aplicación de técnicas morfométricas. (Elaboración propia).

EL MÉTODO: ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

Se ha trabajado con la metodología propia de los estudios geomorfológicos y de los análisis morfométricos.

La morfología de cada volcán se determinó mediante sus parámetros morfométricos (Fig. 2), tal y como establecen autores como Porter (1972), Settle (1979), Wood (1980) o Dóniz (2004 y 2009) entre otros. Se tomaron mediciones de la altura del cono (A_{co}), del diámetro del edificio volcánico (D_{co}) y del cráter (D_{cr}), la profundidad del cráter (P_{cr}), la pendiente máxima del cono (P°), la superficie (km^2) y el volumen (km^3). Además, se obtuvieron diferentes correlaciones morfométricas: A_{co}/D_{co} , D_{cr}/D_{co} y la elongación del edificio. Se calculó el índice de separación (I_s) (Wood, 1980; Dóniz, 2004); y el índice

de agrupamiento (I_A) (Dóniz, 2004 y 2009). Y por último, se determinó el grado erosión por incisión torrencial que afecta a cada cono.

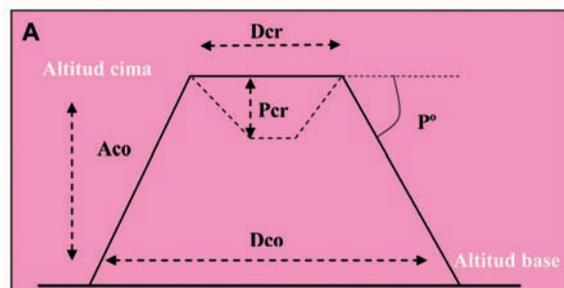


Figura 2. Parámetros morfométricos.

RESULTADOS

Distribución espacial

La densidad de los volcanes de la zona estudiada es de 0.036 conos/km². Los índices de separación y agrupamiento indican que estamos ante campos volcánicos abiertos propios de áreas continentales, concordando con las medias obtenidas para campos volcánicos como el de Michoacán-Guanajuato en México (Hasenaka & Carmichael, 1985). En la Fig. 3 observamos la distribución de los aparatos eruptivos en función de su ubicación topográfica.

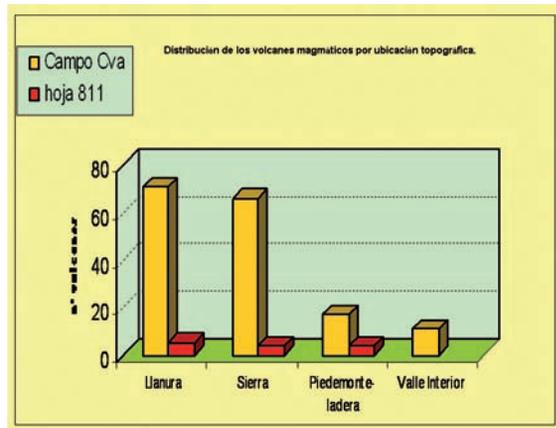


Figura 3. Ubicación topográfica de los edificios eruptivos del área de estudio y la comparación con el total del Campo de Calatrava.

Volcanes monogénicos vs. poligénicos

Trabajos geomorfológicos previos (González, 1996; González *et al.*, 2007; Becerra, 2007) han determinado diferentes fases eruptivas en algunos volcanes de esta región (Columba o Cerro Gordo), lo que demostraría su carácter

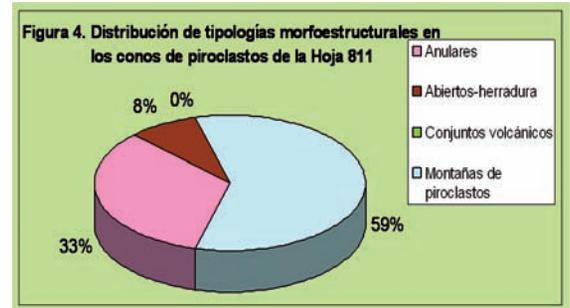
Parámetros	MONOGÉNICOS	POLIGÉNICOS
Altura cono (m)	27,43	94,50
Superficie Km ²	0,543	0,830
Diámetro cono (m)	711,64	934,13
Diámetro cráter (m)	124,50	228,88
Prof. cráter (m)	1,43	23,50
Elongación cono	1,10	1,09
Elongación cráter	1,19	1,18
Pendiente (grados)	8,5	17,75
Volumen Km ³	0,005041	0,035530

Elaboración propia

poligénico. Este hecho queda reflejado en las características morfométricas de los mismos (Tabla 1).

Tipología morfológica

Se tomó como referencia la realizada por Dóniz (2004) para los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Fig. 4).



- Volcanes Monogénicos: se adaptan bien a las tipologías de *volcanes anulares* (V. Cabeza del Encinar y V. Fournier) y *montañas de piroclastos* (Cazalla, Capa Lobos, Cerrillos del Sapo, Cabezuelo, Boca del Campo, Cerro Negro y Las Cuevas).

- Volcanes poligénicos, se pueden adaptar a los tipos de *volcanes anulares* (Columba y La Cornudilla), *volcanes abiertos en herradura* (Cuevas Negras) y *conjuntos volcánicos múltiples* (Cerro Gordo), aunque no se correlacionan de forma eficaz.

Tamaño-envergadura de los edificios volcánicos calatravos

Tres parámetros definen la envergadura o tamaño de un cono: altura, superficie y volumen (Dóniz, 2004; Dóniz *et al.*, 2006). Cada volcán fue clasificado en grande, mediano o pequeño (Tabla 2), en sus parámetros de altura, superficie y volumen. Según estos criterios existen diferencias entre los volcanes monogénicos y los poligénicos, los primeros son de tamaño pequeño (70% de su total), mientras que los segundos son todos de tamaño grande, lo que refleja su complejidad frente a los monogénicos (Tabla 3).

Tamaño envergadura	Altura (m)	Superficie Km ²	Volumen Km ³
Grande	≥90	≥0.5	≥0.04
Mediano	90 <- ≥40	0.5 <- ≥0.1	0.04 <- ≥0.01
Pequeño	< 40	<0.1	<0.01

Tabla 2

Tamaño	MONOGÉNICOS	POLIGÉNICOS	Total
Grande	0	3	3
Medio	2	1	3
Pequeño	7	0	7
Total	9	4	13

Tabla 3

Tablas 2 y 3. Tamaño–envergadura de los conos de piroclastos estudiados.

El modelado torrencial

Para el análisis del modelado torrencial de los aparatos eruptivos se han identificado, delimitado y medido los cauces labrados sobre los conos de los mismos (Tablas 4-5). El mayor número de cauces labrados sobre los volcanes poligénicos, está en relación con su edad, su ubicación topográfica en sectores accidentados y su mayor tamaño. Esto implica una mayor superficie expuesta a los procesos de erosión torrencial, tal y como han puesto de manifiesto otros autores (Wood, 1980).

Tablas 4 y 5

Tabla 4. Incisión torrencial en volcanes MONOGÉNICOS				
	Nº Cauces	I. Frec.Ncau/Skm ²	Lcau (m)	Dens. Dren Lcau/Skm ²
TOTAL	22	–	7400	–
MEDIAS	3,14	7,04	1057,14	2131,04
MEDIANA	3,00	5,15	852,00	2023,71
Tabla 5. Incisión torrencial en volcanes POLIGÉNICOS				
TOTAL	44	–	13873	–
MEDIA	11	16,60	3468,25	4007,98
MEDIANA	11,5	18,10	4001	3723,64

CONSIDERACIONES FINALES

- Se ha corroborado la validez de las técnicas de análisis morfométrico en el estudio morfológico de una parte de los volcanes calatravos.
- Existe la necesidad de extrapolar este estudio a la población completa de edificios volcánicos de esta región, para comprobar qué pauta siguen los volcanes calatravos desde el punto de vista morfológico.
- Se ha determinado la gran complejidad de los volcanes calatravos, tanto desde el punto de vista de su morfología como de su génesis (monogénesis vs. poligénesis).
- Los volcanes monogénicos se ajustan bien a la tipología morfológica de Dóniz (2004 y 2009). Necesidad de una nueva metodología para el estudio de los volcanes poligénicos.
- En el Valle Medio del río Jabalón predominan los edificios volcánicos monogénicos, ubicados en zonas de llanura, con morfologías tipo montañas de piroclastos, de tamaño pequeño y con escaso reflejo morfológico de la esorrentía superficial en su cono, debido a su mayor edad relativa.

REFERENCIAS

- Becerra-Ramírez, R. (2007): *Aproximación al estudio de los Volcanes de la Región Volcánica del Campo de Calatrava a través de las Técnicas de Análisis Morfológico*. Trabajo de Investigación-Doctorado, UCLM, Inédito. Ciudad Real, 215 pp.
- Becerra-Ramírez, R., Dóniz, F.J., González, E. (2008): "Aplicación del análisis morfológico a los volcanes del extremo Sur-Oriental de la Región Volcánica del Campo de Calatrava, (Ciudad Real, España)". En: Benavente, J. y Gracia, F.J. (eds), *Trabajos de Geomorfología en España 2006-2008*, Ed. SEG, pp 21-24.
- Dóniz Páez, F.J. (2004): *Caracterización Geomorfológica del Volcanismo Basáltico Monogénico de la Isla de Tenerife*. Tesis Doctoral, U. de La Laguna Tenerife, 397 pp.
- Dóniz Páez, F.J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medioambiente, Ayuntamiento de Los Realejos, 240 pp.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén, C., García-Cacho, L., (2006): "Propuesta metodológica para el cálculo y clasificación del tamaño de los volcanes basálticos monogénicos: el ejemplo de Tenerife (Canarias, España)". Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España. Publicación CD. ISBN: 84-8320-373-1.
- González, E. (1996): "Secuencias eruptivas y formas de relieve en los volcanes del sector oriental del Campo de Calatrava (Macizo de Calatrava y flanco Sur-Oriental del domo de Almagro)". En: VV.AA.: Elementos del Medio Natural en la provincia de Ciudad Real. UCLM, Ciudad Real, 163-200.
- González, E., Gosálvez, R.U., Becerra, R. y Escobar, E. (2007): "Actividad eruptiva holocena en el Campo de Calatrava (Volcán Columba, Ciudad Real, España)". En Lario, J. y Silva, G. (eds). Contribuciones al estudio del período cuaternario, Aequa, Ávila, 143-144.
- Hasenaka, T. & Carmichael, I. (1985). "A compilation of location, size and geomorphological parameters of volcanoes of Michoacan-Guanajato Volcanic Field, Central Mexico". *Geofísica Internacional*. 24-4; 577-607.
- Porter, S. (1972): "Distribution, morphology and size of cinder cones on Mauna Kea volcano, Hawaii". *Geological Society of America Bulletin*, 83, 3607-3612.
- Settle, M. (1979): "The structure and emplacement of cinder cone fields". *American Journal of Science*, 279, 1089-1107.
- Wood, C.A. (1980): "Morphometric analysis of cinder cone degradation". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 137-160.

EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ EN EL SISTEMA VOLCÁNICO DE OLOT, GIRONA

Pedro A. Hernández¹, Nemesio Pérez¹, Emili Bassols², Llorenç Planagumà², Gladys Melián¹, Eleazar Padrón¹, Dácil Nolasco¹, Rayco Marrero¹, Germán Padilla¹, José Barrancos¹

¹ División de Medio Ambiente Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) Tenerife

² Parque Natural de la Zona Volcánica de La Garrotxa Girona

RESUMEN

La región volcánica de La Garrotxa (Olot) constituye una de las tres zonas de volcanismo reciente más importantes de la Península Ibérica. Con el objetivo de estimar la tasa de emisión difusa de CO₂ y evaluar la distribución espacial del flujo en la zona de estudio, en agosto de 2007 se realizó una campaña geoquímica de gases en el sistema volcánico de Olot. La emisión total difusa de CO₂ estimada fue de $4.659 \pm 102 \text{ t d}^{-1}$ para un área de 128 km^2 . Los resultados muestran la existencia de una fracción endógena en el CO₂ emitido en forma difusa.

Palabras clave: Olot, emisión difusa, CO₂.

ABSTRACT

La Garrotxa volcanic region (Olot) makes one of the three main volcanic fields in the Iberian Peninsula. With the aim of estimate the total CO₂ output and evaluate the spatial distribution of CO₂ efflux from the studied area, during August 2007 a gas geochemistry field work was performed at Olot volcanic system. The total CO₂ output was estimated in $4.659 \pm 102 \text{ t d}^{-1}$ for an area of 128 km^2 . Results show the existence of an endogenous fraction in the CO₂ emitted in a diffuse form.

Keywords: Olot, diffuse emission, CO₂.

INTRODUCCIÓN

El campo volcánico Catalán (CVC) constituye, por las características petrológicas de sus rocas neógeno–cuaternarias, uno de los rasgos singulares de la geología del nordeste de la Península Ibérica. Estos materiales se encuentran repartidos en tres zonas volcánicas: Empordà, Selva y Garrotxa (Fig. 1).

En la zona de la Garrotxa, conocida como campo volcánico de Olot, se reconocen unos 40 edificios volcánicos repartidos entre la cuenca alta del río Fluvià y la cuenca media del río Ter (Pallí y Pujadas, 1999). El vulcanismo que forma el CVC es de tipo intraplaca, asociado a fenómenos de tectónica distensiva los cuales provocan la formación de un rift embrionario en el interior de la placa Eurasiática (Araña *et al.*, 1983). Esta estructura se extiende

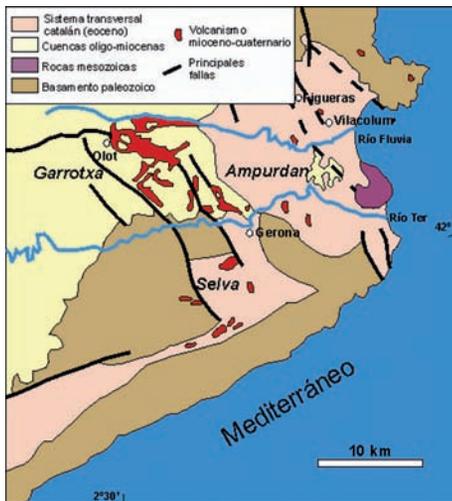


Figura 1. Mapa geológico simplificado de la región volcánica del NE de España (modificado de Guérin *et al.*, 1986).

de a lo largo de 1.100 km, desde la fosa del Rin hasta el sudeste de la Península Ibérica, y se mantiene activa desde el final del Eoceno hasta la actualidad (Ziegler, 1992). En efecto, durante el neógeno y el cuaternario, el Mediterráneo occidental se ve afectado por una actividad volcánica del CVC empieza en el Neógeno y perdura hasta tiempos relativamente recientes, hace tan solo 9.500 años (Guerin *et al.*, 1985). Los magmas que dan origen al vulcanismo del CVC son, esencialmente, de composición básica con predominio de los basaltos sobre las basanitas con leucita o analcima (Tournon, 1969; Araña *et al.*, 1983; López-Ruiz y Rodríguez-Badiola, 1985). Estos magmas ascenderían en forma de bolsas desde el manto hasta alcanzar la superficie.

El objetivo de este trabajo de investigación es realizar un estudio de emisión difusa de CO₂ en el ambiente superficial del sistema volcánico de Olot con el fin de estimar la emisión total de este gas a la atmósfera por el área de estudio e investigar la relación existente entre la distribución espacial de anomalías de flujo difuso de CO₂ y las características volcano-estructurales del área.

MÉTODOS ANALÍTICOS

En la campaña de trabajo realizada en el sistema volcánico de Olot, Girona, se seleccionaron 371 puntos de medida para un área de unos 128 km² (Fig. 2) siguiendo criterios geológicos y de accesibilidad. La emisión difusa

de CO₂ se evaluó siguiendo la metodología de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981) y utilizando un sensor LICOR Li-800 para las medidas de la concentración de CO₂. Este instrumento posee un límite de detección de 0,5 g m⁻² d⁻¹. Los valores obtenidos de flujo difuso de CO₂ fueron corregidos con los valores de temperatura y presión ambiente tomados en cada punto, para transformar concentraciones volumétricas en concentraciones másicas. Se asume un error del 10% basado en la variabilidad de las réplicas realizadas en el laboratorio. Para la realización de los mapas de distribución espacial de los valores medidos de flujo de CO₂ se utilizó una Simulación Gaussiana como método de interpolación mediante el programa GSLIB (Deutsch y Journel, 1998).

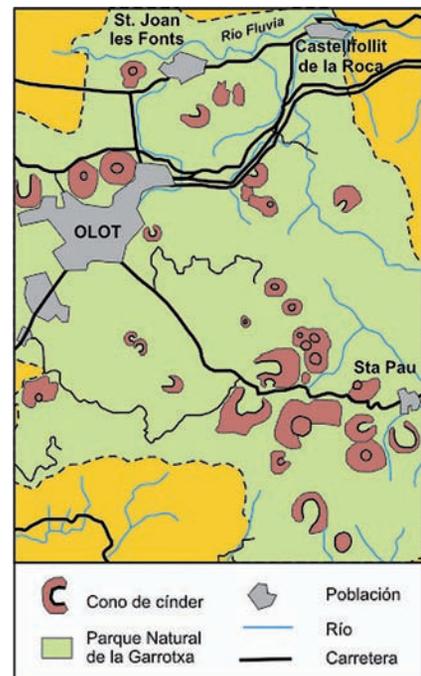


Figura 2. Mapa geológico simplificado correspondiente al área de estudio (modificado de Pallí y Pujadas, 1999).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En el estudio realizado en la región volcánica de Olot y más concretamente en el parque natural de La Garrotxa, se seleccionaron 480 puntos de medida distribuidos a lo largo de un área seleccionada de 128,1 km² (Fig. 2), siempre dependiendo de la accesibilidad al lugar. De estos 371 puntos, se seleccionaron 20 representativos del

total para el muestreo de gases en el ambiente superficial del suelo a 40 cm de profundidad. La composición química de estas muestras se analizó posteriormente mediante micro-cromatografía de gases. En la Tabla 1 se muestra un resumen estadístico-descriptivo de estos resultados.

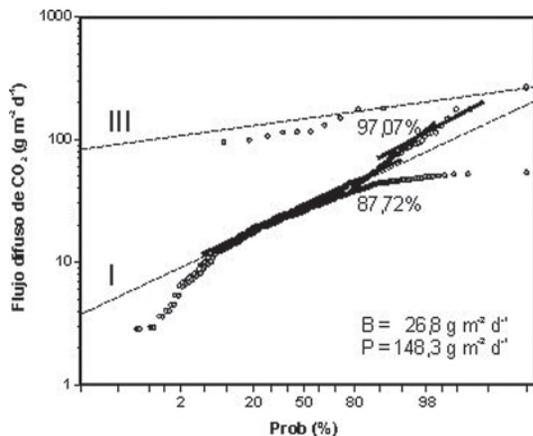


Figura 3. Gráfico de frecuencia acumulativa de datos de flujo difuso de CO₂ (g m⁻² d⁻¹).

Respecto a los valores medidos de flujo difuso de CO₂, variaron entre 2,9 y 266,5 g m⁻² d⁻¹. Con el objeto de investigar la existencia de diferentes poblaciones geoquímicas en el total de los datos de flujo difuso de CO₂, se realizó un análisis estadístico-gráfico (Fig. 3; Sinclair, 1974). Se identificaron dos poblaciones geoquímicas bien diferenciadas, fondo o background (I) y pico (III), con valores medios de 26,8 g m⁻² d⁻¹ y 148,3 g m⁻² d⁻¹, respectivamente, y representando el 87,72% y 2,97% del total de los datos. En la mayor parte de la zona de estudio se midieron valores correspondientes a la población de fondo (Fig. 4).

La distribución espacial del flujo difuso de CO₂ muestra la existencia de dos áreas con valores anómalos alineadas en dirección NW-SE, siendo la principal la localizada a sur donde se encuentra la mayor concentración de conos de escoria, entre ellos los volcanes Croscat y Santa Margarida. En estas dos áreas se llegaron a medir en varios puntos valores superiores a los 100 g m⁻² d⁻¹, valor superior al típico producido por actividad biológica en suelos con vegetación. La distribución espacial de estos valores anómalos parece indicar un posible control estructural en la desgasificación difusa de CO₂ en la zona de estudio.

Con el objeto de calcular la emisión total de CO₂ a la atmósfera por este sistema volcánico, construimos el mapa de contorno de flujo de CO₂ mediante la aplicación

de una simulación Gaussiana secuencial (SGS) con el programa sgsim. La emisión total difusa de CO₂ estimada fue de 4659 ± 102 t d⁻¹.

	He	H ₂	O ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂
Media	24,28	5,3	199484	782272	11,7	2442
Desv. Est.	11,08	10,6	814	7673	42,4	6820
Curtosis	-1,48	19,4	2,95	14,8	19,9	19,7
Mínimo	9,16	1,1	197260	751658	0,0	472
Máximo	38,91	50,2	200773	786447	191,6	31356

Tabla 1. Resumen estadístico descriptivo de resultados del análisis de la composición química de las muestras de gases recogidas en el suelo. Valores expresados en ppm.

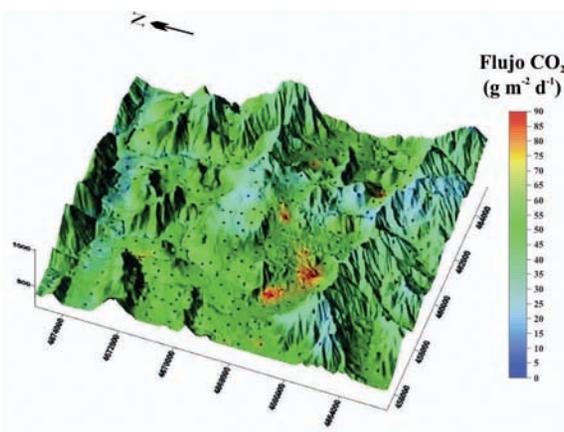


Figura 4. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en la zona de estudio del campo volcánico de Olot, Girona, año 2007.

Con el objeto de comparar los resultados obtenidos en este estudio con otros sistemas volcánicos pertenecientes al volcanismo intracontinental europeo como West Eiffel y Laacher See en Alemania, Chain des Puys en Francia y Campo de Calatrava en España, hemos utilizado como parámetro geoquímico el múltiplo del valor medio de la población de fondo P(xB) (ver Tabla 2), ya que es el más representativo de la emisión difusa de CO₂ procedente del sistema volcánico-hidrotermal. De esta comparación observamos que el valor P(xB) de Olot (5,5) es similar a los obtenidos para Chain des Puys y West Eiffel, en los que los valores de la población pico o anómala no se diferencian mucho de la población de fondo. Esto no ocurre en los casos de Calatrava y lago Laacher See. Estos dos sistemas volcánicos son los únicos que presentan manifestaciones

visibles en superficie (hervideros y burbujeo de gases de origen endógeno), lo que sugiere la existencia de masas magmáticas más someras en proceso de desgasificación y enfriamiento y de una mayor energía del sistema volcánico-hidrotermal. En el caso del sistema volcánico de Olot (La Garrotxa), los relativos bajos valores de la población pico respecto a los del fondo pudieran ser reflejo de un proceso de desgasificación mucho menor debido a magmas más desgasificados, más profundos y/o la existencia de fisuras eruptivas menos activas que dificultan el ascenso de gases, entre ellos el CO₂, a la superficie.

Sistema	Nº puntos	Área (Km ²)	B (gm ⁻² d ⁻¹)	P (gm ⁻² d ⁻¹)	P (xB)	Emisión (t d ⁻¹)
West Eifel (Alemania)	1234	656	15,1	81	5,4	18692
Lago Laacher See (Alemania)	146	2,5	7,0	9049	1291	35
Chaîne des Puys (Francia)	679	287	19,1	129	6,8	6658
Olot (España)	369	128	26,8	148	5,5	4659
Calatrava (España)	1717	758	2,7	323983	119993	2492

Tabla 2. Comparativa de los estudios realizados por el ITER en varios sistemas del volcanismo intracontinental europeo.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a la financiación del Ministerio de Educación y Ciencia al proyecto VOLATM-CO₂ con ref. CGL2005-07509. Los autores de esta ponencia agradecen al personal de Can Jordà y del parque natural de La Garrotxa su ayuda durante la realización de este trabajo.

REFERENCIAS

- Araña, V.; Aparicio, A.; Martín Escorza, C.; García Cacho, L.; Ortiz, R.; Vaquer, R.; Barberl, F.; Ferrara, G.; Albert, J. y Gassiot, X. (1983): "El volcanismo neógeno-cuaternario de Cataluña: caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos". *Acta Geológica Hispánica*, 18: 1-17.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 2nd Ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Guerín, G.; Benhamou, G. y Mallarach, J.M. (1985): "Un exemple de fusió parcial en medi continental. El vulcanismo cuaternari de Catalunya". *Vitrina*, 1: 19-26.
- López-Ruiz J. y Rodríguez-Badiola E. (1985): "La región volcánica Mio-pleistocena del NE de España". *Estudios geológicos*, 41: 105-126.
- Pallí L., y Pujadas A. (1999): *El Campo volcánico Catalán Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7 (3) *Monográfico: Los Volcanes*.
- Parkinson, K.J., (1981): "An improved method for measuring soil respiration in the field". *J. Appl. Ecol.* 18, 221-228.
- Sinclair, A.J., (1974): "Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs". *J. Geochem. Exploration*, 3: 129-149.
- Tournon, J. (1969): "Les roches basaltiques de la province de Gerona (Espagne); basanites à leucite et basanites à analcime". *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr.*, 92: 376-382.
- Ziegler P.A. (1992): "European Cenozoic rift system". *Tectonophysics*, 208: 91-111.



Volcán Teneguía. Fotografía de E. González Cárdenas.

"Esta erupción, de tipo estromboliano, se produce a lo largo de una fisura con orientación nord-noroeste, sur-sureste con, aproximadamente 150 metros de largo. Expulsa continuamente gas y bombas. La colada que es muy viscosa, corre lentamente."

A cerca de la erupción del Teneguía, 1971. Dr. Telesforo Bravo.

LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN ESPAÑA. LAS ISLAS CANARIAS

CONTRIBUCIONES

Investigación volcanológica en Canarias: Los estudios de Geomorfología Volcánica (periodo 2000-2008) /127.

Javier Dóniz Páez y Carmen Romero.

La Contribución del IGME a la Investigación Volcanológica en Canarias /133.

Inés Galindo.

Investigación volcanológica en Tenerife (periodo 2004-2008) /137.

Alicia García.

Geomorfología de los volcanes de Orchilla y de la erupción fisural del NE. (El Hierro, Islas Canarias) /141.

Rafael Becerra-Ramírez, Javier Dóniz Páez y Cayetano Guillén Martín.

Emisión difusa de CO₂ por el volcán Timanfaya. Lanzarote, Islas Canarias /151.

German Padilla, David Calvo, Bárbara Hernández, Wilhelm Othoniel, Pedro A. Hernández, Gladys Melián, Rayco Marrero y Nemesio Pérez.

Monitorización de la emisión difusa de CO₂ en la dorsal NO de Tenerife (periodo 2000-2008). Islas Canarias /155.

Eleazar Padrón, Pedro A. Hernández, Gladys Melián, Nemesio Pérez, David Calvo, José Barrancos, Germán Padilla, Dácil Nolasco, Inés Galindo, Nemesio Pérez.

Emisión difusa de helio por el volcán Cumbre Vieja. La Palma, Islas Canarias /159.

Eleazar Padrón, Pedro A. Hernández, Gladys Melián, Nemesio Pérez.

Deformación e inestabilidad potencial del volcán Teide (Tenerife, Islas Canarias): Datos actuales y trabajos futuros /163.

Álvaro Márquez.

Geoquímica de las fumarolas del volcán Teide. Tenerife, Islas Canarias /167.

Gladys Melián, Franco Tassi, Eleazar Padrón, Dácil Nolasco, Nemesio Pérez, Pedro Hernández, Rayco Marrero, David Calvo, Germán Padilla, José Barrancos, Margarita Díaz.

Geomorfología volcánica de la Reserva Natural Especial del Malpaís de Güimar (Tenerife, Islas Canarias) /173.

Javier Dóniz Páez.

Geomorfología de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Islas Canarias) /181.

Javier Dóniz Páez.

Avalanchas volcánicas /205.

Luis García-Cacho.

Programa Geodésico del ITER para la vigilancia volcánica en Canarias /225.

Takeshi Sagiya, José Barrancos, David Calvo, Dácil Nolasco, Gladys Melián, Eleazar Padrón, Germán Padilla, Marga Díaz, Rayco Marrero, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez.

INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN CANARIAS: LOS ESTUDIOS DE GEOMORFOLOGÍA VOLCÁNICA (PERIODO 2000/2008)

Javier Dóniz Páez¹, Carmen Romero²

¹ Escuela de Turismo Iriarte, Universidad de La Laguna, Tenerife

² Dpto. de Geografía, Universidad de La Laguna, Tenerife

RESUMEN

En este texto se recogen las líneas de investigación y los principales resultados obtenidos por el equipo de investigación de geomorfología volcánica del Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna, financiados a través de convenios, contratos y proyectos de investigación realizados en Canarias, en colaboración con otros equipos de investigación e instituciones.

Palabras clave: Geomorfología volcánica, volcanismo histórico, volcanismo reciente, Canarias.

ABSTRACT

This text details the scientific interests as well as the main results obtained by the Volcanic Geomorphology research group based in the Department of Geography at the University of La Laguna (Canary Islands, SPAIN). The group's activities have been funded by agreements, contracts and research projects carried out in the Canary Islands in close collaboration with other scientific crews and institutions.

Keywords: Volcanic geomorphology, volcanic history, recent volcanism, Canary Islands.

ANTECEDENTES

Los volcanes constituyen un fenómeno morfogenético de gran dinamismo, con repercusiones geomorfológicas importantes y un reorganizador de la fisonomía de los territorios en los que tiene lugar. La geografía española cuenta con paisajes volcánicos espléndidos y de gran personalidad, concentrados en poco pero significativos lugares (Canarias, Calatrava, Olot, SE peninsular –Columbretes hasta Alborán–). Sin embargo, el volcanismo de canarias es único en el contexto español por su dilatada historia eruptiva, su continuidad temporal, su amplitud

espacial, su carácter aún activo y por la diversidad de formas resultantes.

La geomorfología volcánica es una de las líneas de investigación de incorporación y consolidación más tardía en la geomorfología española. Aunque existen trabajos previos descriptivos sobre algún aspecto de los volcanes españoles, es a partir de 1970 cuando surgen los estudios interpretativos sobre los procesos eruptivos, las formas y la articulación espacial de éstas. En este sentido, son pioneras las investigaciones del profesor Martínez de Pisón en las islas, donde se inician y consolidan los estudios actuales españoles de Geomorfología Volcánica. A partir de

1980 y bajo el impulso y la dirección de Martínez de Pisón la geomorfología volcánica adquiere un importante auge y se consolida como línea de investigación en la Universidad Española, donde existen varios grupos de trabajo. El análisis pormenorizado tanto de los grupos como de sus investigaciones hasta el año 2000 han sido tratados por C. Romero (2001).

LA GEOMORFOLOGÍA VOLCÁNICA: LÍNEAS DE TRABAJO Y PRINCIPALES RESULTADOS

Se analizan los estudios desarrollados por el equipo de investigación de geomorfología volcánica del Departamento de Geografía de la Universidad de La Laguna durante el periodo 2000-2008, tanto de manera independiente como en colaboración con otros equipos de investigación (MNCN-CSIC, UG-IAG, UCLM), y financiados a través de convenios, contratos y proyectos de investigación. A continuación se indican líneas de trabajo, ámbitos espaciales de actuación, principales resultados obtenidos (Fig. 1) y aplicaciones.

a. Volcanismo histórico y sismicidad no instrumental

Esta línea cuenta con una larga trayectoria de más de 20 años. En la actualidad se continúa perfeccionando el registro documental de las erupciones históricas de Lanzarote, Tenerife y La Palma (Romero, 2000; Romero *et al.*, 2006 a; Romero y Beltrán, 2007; Romero *et al.*, 2008 a) y la elaboración del catálogo de la sismicidad no instrumental (Romero, 2004). Todos estos trabajos profundizan y afinan en el conocimiento de las manifestaciones volcánicas históricas de las islas y los precursores asociados, lo que es de vital importancia en la definición de escenarios eruptivos similares a los acaecidos durante el periodo histórico.

b. Geomorfología en paisajes volcánicos

Se trata de la línea de investigación más arraigada y con mayor número de resultados. En estos últimos ocho años los trabajos se han centrado en las islas de Tenerife, Lanzarote y El Hierro. La gran variedad de aparatos eruptivos y estructuras volcánicas resultado de un amplio abanico de dinámicas eruptivas, de edades y de materiales imponen los temas de análisis (Romero, 2001). En este sentido, los estudios realizados, tanto de morfología estructural como de procesos y formas de modelado, se centran en los volcanes basálticos monogénicos (Amado *et al.*, 2008; Becerra *et al.*, 2007; Carmona *et al.*, 2008 a; Dóniz

2000, 2001 a y b, 2002 a y b, Dóniz 2004 a y b, 2005 a, 2006; Dóniz y Coello, 2004 a; Dóniz *et al.*, 2005; Dóniz *et al.*, 2006 a y b; Dóniz y Romero, 2007; Dóniz *et al.*, 2007 a; Dóniz *et al.*, 2008 a; Romero *et al.*, 2006 b y c; Romero *et al.*, 2007 a; Romero *et al.*, 2008 b), los domos volcánicos (Romero *et al.*, 2006 d), los volcanes hidromagmáticos (García-Cacho y Romero, 2000 a; Romero *et al.*, 2007 b; Carmona *et al.*, 2008 b), los volcanes submarinos (García-Cacho y Romero, 2000 b; Palomo *et al.*, 2000; Romero *et al.*, 2000) las grandes estructuras volcánicas (Dóniz *et al.*, 2002; Romero *et al.*, 2000 b; Romero y Quirantes, 2005; Romero y Dóniz, 2005), análisis y diseño de cuencas hidrográficas en islas volcánicas y caracterización de las precipitaciones (Marzol *et al.*, 2006 a; Romero *et al.*, 2004, 2006 e y f) y trabajos de síntesis (Romero, 2003).

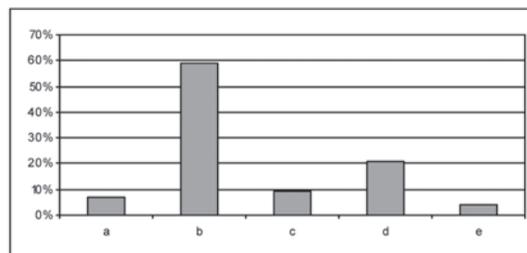


Figura 1. Porcentajes de producción en cada una de la líneas de investigación.

c. Peligros y riesgos geomorfológicos en terrenos volcánicos

Se han abordado dos tipos de peligros y sus correspondientes riesgos: volcánicos y aluviales. Los primeros se han centrado en el volcanismo basáltico monogénico de Tenerife, estableciendo el modelo de volcán más habitual y los peligros que conlleva (Dóniz *et al.*, 2008 b) y realizando mapas de densidad de volcanes y de población, que al correlacionarlos entre si aportan información de las áreas potencialmente más peligrosas y de aquellas de mayor riesgo (Dóniz, 2004 b; Dóniz y Coello, 2004 b). En los segundos se han caracterizado y cartografiado cada uno de los abanicos detríticos recientes y activos de la isla de El Hierro, estableciendo niveles de peligrosidad y de riesgo (nulo, bajo, medio y alto) en función de la frecuencia y magnitud de los eventos torrenciales y de los daños reales y potenciales (Marzol *et al.*, 2006 b; Romero y Dóniz, 2008). Tanto en un caso como en el otro la aplicación de estos trabajos es evidente. La obtención del *volcán tipo* de la historia eruptiva reciente de Tenerife permite tanto introducirlo como un elemento más en la mode-

lización de escenarios eruptivos de la isla, como base para extrapolar su metodología al resto del Archipiélago o, incluso, a otros territorios volcánicos. Por su parte, el conocimiento de cómo funcionan y evolucionan los abanicos detríticos herreños, permite diseñar estrategias de ordenación de los espacios inmediatos, que minimizen el impacto de éstos. Asimismo se ha llevado a cabo la elaboración de un manual de buenas prácticas para la gestión del riesgo a escala local (Pérez *et al.*, 2008).

d. Gestión y planificación territorial

La mayoría de los trabajos están vinculados con la realización de informes para diferentes administraciones con el objetivo de aportar criterios y argumentos, que las mismas emplearan de cara a la planificación de estos territorios. Los ámbitos espaciales afectados son las islas de Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, La Palma y El Hierro. (Beltrán *et al.*, 2006; Beltrán *et al.*, 2006; Beltrán y Dóniz, 2008; Dóniz, 2004 c y d, 2005 b; Dóniz *et al.*, 2003; Dóniz y Hernández, 2004-2005; Dóniz *et al.* 2004-2005; Romero *et al.*, 2003; Romero *et al.*, 2004-2005; Yanes *et al.*, 2005; Yanes *et al.*, 2006; Yanes *et al.*, 2007). Es evidente que se trata de una línea de investigación eminentemente aplicada.

e. Patrimonio geomorfológico

Línea de trabajo muy reciente cuyo objetivo es la caracterización de los valores científicos, culturales y de uso y gestión de determinados elementos geomorfológicos, que sirvan como criterio subjetivo a la hora de tomar decisiones sobre la gestión y usos de los mismos (Coello *et al.*, 2006; Dóniz *et al.*, 2007 b; Dóniz y Coello, 2007).

La evolución de la producción científica del grupo de geomorfología volcánica de La Laguna no es lineal y progresiva (Fig.2) y está determinada por acontecimientos puntuales. La producción media es de 8,4 trabajos/año, con mínimos de 3 trabajos/año entre el 2001 y 2003 y máximos de 15 trabajos/año en 2006. El descenso y mantenimiento desde el año 2001 hasta 2003 están determinadas por la elaboración del libro del relieve de Lanzarote (Romero, 2003) y la lectura de la Tesis Doctoral de Dóniz (2004 b). Los descensos en el año 2005 por la elaboración del libro del paisaje de Garachico (Romero y Beltrán 2007), así como numerosos informes técnicos que centranban la mayor parte del tiempo. Mientras que en el año 2008 puesto que no ha terminado el año, porque muchos de los trabajos están en prensa.

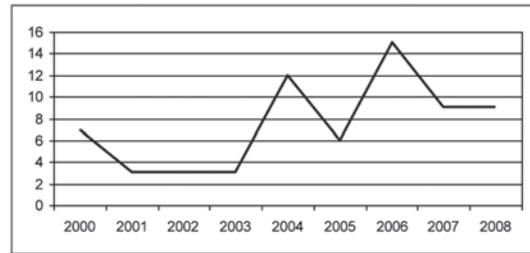


Figura 2. Evolución temporal de los trabajos (2000-2008).

BIBLIOGRAFÍA

- Amado P., Aparicio A., Dóniz J., García A y Romero C. (2008): "Deformación de cráteres y distribución de los cinder cones en el NO de Tenerife". 6ª Asamblea Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica. pp. 329-330.
- Becerra, R., Guillén, C., Dóniz, J. (2007): "Erupción basáltica fisural al NE del volcán monogénico de Orchilla, El Hierro, Canarias. Caracteres geomorfológicos". En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del período cuaternario. Aequa. Ávila. pp. 133-134.
- Beltrán, E., Romero, C. Dóniz, J. (2004): "El paisaje natural de un espacio costero de una isla oceánica volcánica subtropical (El Tamaduste, El Hierro, Islas Canarias, España)". IX Reunión Internacional Volcán de Colima. Colima. Méjico.
- Beltrán, E., Romero C., Dóniz, J. (2006): "Un ejemplo de ordenación territorial de los usos tradicionales en los territorios volcánicos recientes: Sabinosa (El Hierro, Islas Canarias)". III Congreso Español de Biogeografía. País Vasco. 2006. pp. 37-42.
- Beltrán, E. y Dóniz, J. (2008): *Campos de lava y excavaciones naturales. Bases ecológicas para la gestión de los tipos de hábitat de interés comunitario presentes en España (Directiva 92/43/CEE)*. Informe inédito 100 pp.
- Carmona, J., García, A., Romero, C., Dóniz, J. (2008 a): "New evidences of a double hydrological system in Lanzarote (Canary Islands)". 6ª Asamblea Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica. pp. 109-110.
- Carmona, J., Romero, C., Dóniz, J., García, A. (2008 b): "Characterization of hydromagmatic deposits from Montaña Escachada tuff ring (Tenerife, Canary Islands): stratigraphy and geological evolution". 6ª Asamblea Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica. pp. 209-210.

- Coello, E., Romero, C., Dóniz, J., Guillén, C. (2006): "El volcán de Arafo (erupción de 1705 en Tenerife)". *Sures-te*, 8, pp. 93-95.
- Dóniz, J. (2000): "Rasgos morfológicos de los volcanes recientes de Montañas Negras en Santiago del Teide". *Polígonos*. 10. pp. 155-165.
- Dóniz, J. (2001 a): "La remodelación torrencial de los edificios volcánicos basálticos simples de Tenerife". *Actas del XVII Congreso Nacional de Geografía*. Oviedo. pp. 154-158.
- Dóniz, J. (2001 b): "La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)". *Cuaternario y Geomorfología*. 15 (3-4). pp. 125-129.
- Dóniz, J. (2002 a): "Aproximación a la degradación de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife a través de las técnicas morfométricas". En Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J., Morales, C. y Ortega, M. (eds). *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología. Patrimonio, montaña, dinámica territorial*. SEG. Dpto. Geografía UV. Valladolid. pp. 445-454.
- Dóniz, J. (2002 b): "El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife". *Papeles de Geografía*. 35. pp. 101-114.
- Dóniz, J. (2004 a): "Estudio geomorfológico del volcán basáltico monogénico de Montaña Grande, en Güímar. (Tenerife, Islas Canarias)". *Sureste*, 6, pp. 58-67.
- Dóniz, J. (2004 b): "Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife". Tesis Doctoral. Dpto. Geografía, U. La Laguna.
- Dóniz, J. (2004 c): *Estudio sobre el paisaje geomorfológico de la isla de La Palma: La cuenca hidrográfica de Franceses. La Palma. Estudio detallado de Impacto Ecológico para el Proyecto Galería Telesforo Bravo*. Garafía. La Palma. 35 pp + Anexo Cartográfico.
- Dóniz, J. (2004 d): *Estudio espeleomorfológico del tubo volcánico de Montaña del Castillo en el término municipal de Candelaria. Ayuntamiento de Candelaria*. Tenerife. 40 pp + Anexo Cartográfico.
- Dóniz, J. y Hernández, J. (2004-2005): *Informe del paisaje natural de los ENP del Malpaís Chico y Malpaís Grande en Fuerteventura*. Cabildo Insular de Fuerteventura. 100 pp + Anexo Cartográfico.
- Dóniz, J., Beltrán, E., Romero, C., Arozena, M. (2004-2005): *Informe Técnico sobre el medio natural, vegetación, fauna y clima del litoral y la costa del área del Pozo de la Salud de Sabinosa, isla de El Hierro*. Subproyecto Olitora. Interreg III.B. Empresa encargada Reyes Febles Acosta. Valverde, El Hierro. 30 pp Anexo Cartográfico.
- Dóniz, J. (2005 a): "Los campos volcánicos basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Canarias, España)". *Estudios Geográficos*, 66 (259), pp. 461-480.
- Dóniz, J. (2005): *Informe sobre el relieve de Tacoronte para el PGOU de Tacoronte*. 70 pp + Anexo Cartográfico.
- Dóniz, J. (2006): "Estudio de la erosión de los volcanes basálticos monogénicos de El Cerrillar, Guamasa y Enmedio, en el Parque Nacional de Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias, España)". *Boletín de la AGE* 42, pp. 285-301.
- Dóniz, J., Armas Ayala, V., Romero, C. (2002): "Unidades geomorfológicas del macizo volcánico antiguo de Famara (Lanzarote, Islas Canarias)". En Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado, M. (eds). *Aportaciones a la geomorfología de España en el tercer milenio*. IGME. Vol. 7. Ministerio de Ciencia y Tecnología. Madrid. pp. 385-394.
- Dóniz, J., Beltrán Yanes, E., Romero, C. (2003): "La cartografía geomorfológica y biogeográfica como base para el establecimiento de la diversidad paisajística de El Tamaduste. (El Hierro, Islas Canarias)". VIII Seminario Internacional Forum UNESCO. U. de La Laguna. Tenerife.
- Dóniz, J. y Coello de la Plaza, E. (2004 a): "Evolución geomorfológica del conjunto volcánico subhistórico de Montaña Cascajo en la dorsal de Bilma-Abeque (Tenerife, Islas Canarias)". *Investigaciones Geográficas*, 35. pp. 151-164.
- Dóniz, J. y Coello de la Plaza, E. (2004 b): "Notas geográficas sobre el riesgo asociado al volcanismo basáltico monogénico en Tenerife (Islas Canarias, España)". En Benito, G. y Díez, A. (2004) *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología*. SEG. pp. 519-531.
- Dóniz, J., Beltrán, E., Romero, C. (2005): "Geomorphic and biogeographical diversity in volcanic coastal areas: Tamaduste (Hierro, Canary Islands)". *Forum, Unesco*. pp. 141-149.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén Martín, C., García-Cacho, L. (2006 a): "El uso de técnicas morfométricas para la clasificación geomorfológica de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Canarias, España)". En Pérez Alberti, A. y López Bedoya, J. (eds): *Geomorfología y territorio*, U. Santiago de Compostela. pp. 723-739.
- Dóniz, J., Romero, C., Guillén, C., Coello, E. y García, L. (2006 a): "Propuesta metodológica para el cálculo y clasificación del tamaño de los volcanes basálticos monogénicos: el ejemplo de Tenerife (Canarias, España)".

- Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España. Publicación CD. ISBN: 84-8320-373-1.
- Dóniz, J. y Coello, E. (2007): "Geomorfología del tubo volcánico de Montaña del Castillo (Tenerife, Canarias, España)". Cuaternario y Geomorfología, 21 (3-4), pp. 149-154.
 - Dóniz, J. y Romero, C. (2007). "Gully erosion on cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain)". En: Casalí, J y Giménez, R. (eds). Progress in gully erosion research. Universidad Pública de Pamplona. pp. 40-41.
 - Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., García-Cacho, L., García, A., Sánchez, N. (2007 a): "Morfometría, morfología, tectónica y distribución espacial de los volcanes monogénicos del estratovolcan de Pico Viejo (Tenerife, España)". En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del período cuaternario. Aequa. Ávila. pp. 137-138.
 - Dóniz, J., Coello, E., Romero, C., Guillén, C. (2007 b): "Valoración del patrimonio geomorfológico del tubo volcánico de montaña del Castillo (Tenerife, Canarias)". Minius, XV, pp. 85-96.
 - Dóniz, J., Romero, C., García-Cacho, L., Carmona, J. García, A. (2008 a): "La morfometría de los cinder cones en la clasificación del volcanismo de flanco: discusión de nuevos datos en la isla de Tenerife (España)". 6ª Asamblea Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica. pp. 235-236
 - Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L., García, A. (2008 b): "Morphological and statistical characterisation of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain)". J. Volcanol. Geother. Res. 173 (3-4), pp. 185-195.
 - García-Cacho y L. Romero, C. (2000 a): "Fenómenos hidromagmáticos en Lanzarote". En Mar Astiz y Alicia García (Ed). Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. pp. 153-162.
 - García-Cacho y L. Romero, C. (2000 b): "Volcanismo submarino en las Islas Canarias". Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. pp. 141-152.
 - Marzol, V., Yanes, A., Romero, C., Brito de Azevedo, E.; Prada, S., Martins, A. (2006 a): "Características de la precipitación en las islas de la Macaronesia (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde)". XIXème Colloque de la Association Internationale de Climatologie. París (Francia).
 - Marzol, V.; Yanes, A.; Romero, C.; Brito de Azevedo, E.; Prada, S., Martins, A (2006 b): "Los riesgos de las lluvias torrenciales en las islas de la Macaronesia (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde)". V Congreso de la Asociación Española de Climatología (España).
 - Palomo, C., Acosta, J., Herranz, P., Muñoz, A., Vaquero, M., Araña, V., García Cacho, L., Romero, C., Pérez Carrillo, F. (2000): "Morphological evidences of the shaping of the sea floor west and north of the Canaries due to bottom water dynamics". 2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Lagos (Algarve, Portugal). Libro de resúmenes, S15-17, pp. 665-666.
 - Pérez, S., Romero, C., Dorta, P., Simancas, M. (2008): "Inseguridad colectiva y autoprotección: propuesta de un método para la gestión del resigo a escala local". En Galindo, I. Laín, L. Llorente, M. (eds). El estudio y gestión de los riesgos geológicos, IGME, 12, pp. 189-194.
 - Romero, C (2000): "Actividad volcánica histórica en las Islas Canarias". En Mar Astiz y Alicia García (Ed). Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. pp. 115-128.
 - Romero, C. (2001): "Geomorfología en paisajes volcánicos". En Gómez-Ortiz y Gonzáles (eds). Evolución reciente de la geomorfología española (1980-2000). SEG, pp. 69-96.
 - Romero, C. (2003): *El relieve de Lanzarote*. Cabildo de Lanzarote. 242 pp.
 - Romero, C. (2004): *Sismicidad no instrumental histórica*. IGN. Informe inédito.
 - Romero, C., García-Cacho, L., Araña, V., Yanes, A y Felpe-to, A. (2000 a): "Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes". Journal of Volcanology and Geothermal Research. 103. pp. 105-119.
 - Romero, C., Yanes, A., García Cacho, L. (2000 b): "El macizo de Anaga". En Mar Astiz y Alicia García (Ed). Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. Servicio de Publicaciones del Excmo. Cabildo Insular de Lanzarote. pp. 183-192.
 - Romero, C., Yanes, A., Marzol, V. (2004): "Caracterización y clasificación de las cuencas y redes hidrográficas en islas volcánicas atlánticas (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde)". IV Congreso Ibérico de Gestión y planificación del Agua. Tortosa, Tarragona.
 - Romero, C. y Dóniz, J. (2005): "Los relieves volcánicos españoles". En Martín-Serrano, A. (Ed). Mapa geomorfológico de España y del margen continental, escala 1:1.000.000. Ministerio de Educación y Ciencia. IGME. pp. 159-172.

- Romero, C. y Quirantes, F. (2005): "Mapa Geomorfológico de Canarias". Mapa geomorfológico de España. Escala 1:1.000.000. Ministerio de Educación y ciencia, Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- Romero, C., Beltrán, E., Dóniz, J. (2003): *Informes para la redacción de los Planes Parciales de los Polos Turístico-Ambientales de Las Puntas, La Restinga, El Tamaduste y el Pozo de la Salud, y de El Matorral de la isla de El Hierro*. Área, Oficina de Urbanismo y Arquitectura. Madrid. 150 pp + Anexo Cartográfico.
- Romero, C., Arozena, M., Beltrán, E., Dóniz, J. (2004-2005): *Asistencia Técnica para la realización de un proyecto piloto de paisaje en Lanzarote: intervenciones en espacios naturales de canteras y roferos*. Paisagem. Interreg III B. Área S.L. 100 pp + Anexo Cartográfico.
- Romero, C., Dóniz, J., Coello de la Plaza, E., Guillén, C., Pérez-Lozao, M. (2006 a): "The impact of 1706 Arenas Negras eruption at Garachico. A study from ancient engravings (Tenerife, Canary Islands, Spain)". Abstract. 300th Anniversary Volcano International Conference Commemorating the 1706 Arenas Negras Eruption Garachico, Tenerife, Canary Islands, SPAIN.
- Romero, C., Dóniz, J., García, L y Amado, P. (2006 b): "Significado Volcanológico de los Depósitos de Spatter de la Erupción Volcánica de 1730-1736 de Timanfaya (Lanzarote. Canarias. España)". Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España. Publicación CD. ISBN: 84-8320-373-1.
- Romero, C., Dóniz, J., Coello de la Plaza, E., Pérez-Lozao, M., Guillén, C., García-Cacho, L. (2006 c): "The size of cinder cones: comparison of the basaltic monogenetic volcanoes of Tenerife and La Palma (Canary Islands, Spain)". Abstract. 300th Anniversary Volcano International Conference Commemorating the 1706 Arenas Negras Eruption Garachico, Tenerife, Canary Islands, SPAIN.
- Romero, C., Dóniz, J. y García, L. (2006 d): "Elementos morfológicos y disposición estructural del sistema domático de Montaña Blanca – Montaña Rajada – Arenas Blancas del estratovolcán Teide". 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España.
- Romero, C., Yanes, A., Marzol, V. (2006 e): "Las áreas arreicas en la organización hídrica de las islas volcánicas atlánticas (Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde)". En Pérez Alberti, A. y López Bedoya, J. (eds): Geomorfología y territorio. U. Santiago de Compostela. pp. 697-709.
- Romero, C., Yanes, A., Marzol, V. (2006 f): "Incidencia del relieve en el endorreísmo de las islas volcánicas atlánticas de Azores, Madeira, Canarias y Cabo Verde". V Congreso Ibérico de Geomorfología. Faro (Portugal).
- Romero, C. y Beltrán, E. (2007): *La erupción de Arenas Negras. Garachico, 1706. Evolución de un paisaje volcánico*. Consejería de Medio Ambiente y Ordenación Territorial. Gobierno Autónomo de Canarias. Santa Cruz de Tenerife.
- Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillén, C., Coello, E. (2007 a): "Los hornitos y coneletes de escorias del Echadero de los Camellos en Timanfaya: rasgos morfológicos y estructurales". En: Lario, J. Silva, G. Contribuciones al estudio del período cuaternario. Aequa. Ávila. pp. 171-172.
- Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillén, C., Coello, E. (2007 b): "Nuevas evidencias acerca del origen hidromagmático del conjunto volcánico Caldera Blanca y Risco Quebrado (Lanzarote, Islas Canarias)". En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del período cuaternario. Aequa. Ávila. pp. 169-170.
- Romero, C., Beltrán, E., Dóniz, J., Coello de la Plaza, E., Guillén, C., Pérez-Lozao, M. (2006 a): "The impact of 1706 Arenas Negras eruption at Garachico. A study from ancient engravings (Tenerife, Canary Islands, Spain)". J. Volcanology and Geothermal Research (submitted).
- Romero, C. y Dóniz, J. (2008): *Cartografía geomorfológica de los abanicos detríticos activos de la isla de El Hierro (Canarias, España)*. 12 pp + 26 fichas + cartografía. Informe inédito, IGME.
- Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., García, A. (2008 b): "Nuevas observaciones sobre el mecanismo de emplazamiento de flujos pahoehoe en la erupción Timanfaya, 1730-1736 (Lanzarote, España)". 6ª Asamblea Luso Espanhola de Geodesia e Geofísica. pp. 203-204.
- Yanes, A., Marzol, V., Romero, C. (2005): "La incidencia de los temporales marinos en la ordenación del litoral de Tenerife". Tendencias recientes en geomorfología. Servicio de publicaciones de la Universidad de Las Palmas de Gran Canaria. pp. 75-79.
- Yanes, A., Marzol, V., Romero, C. (2006): "Characterization of sea storms along the coast of Tenerife, The Canary Islands". Journal Coastal Research. 48, pp. 124-128.
- Yanes, A., Marzol, V., Romero, C. (2007): "Temporales marinos de Tenerife: propuesta tipológica". En Gómez Pujol, L. y Fornos, J: Investigaciones recientes (2005-2007) en Geomorfología litoral. Ed. Univ. Balears. CSIC-UIB, MEDEA, SEG. 233. pp. 147-151.

LA CONTRIBUCIÓN DEL IGME A LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN CANARIAS

Inés Galindo
Instituto Geológico y Minero de España IGME

RESUMEN

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha contribuido a la investigación volcanológica en Canarias aportando principalmente la cartografía geológica y datos estratigráficos, petrológicos, geocronológicos, etc. Actualmente, el IGME trabaja en el desarrollo de metodologías para el análisis de la peligrosidad volcánica con el fin de obtener cartografías de peligrosidad volcánica que sean de utilidad para la ordenación del territorio y la planificación de emergencias. Además, se está comenzando a desarrollar una línea de investigación en volcano-tectónica cuyos resultados ayudarán a comprender los procesos que tienen lugar en el interior del sistema volcánico.

Palabras clave: peligrosidad, cartografía, modelo.

ABSTRACT

The Spanish Geological Survey (IGME) has contributed to the volcanological research in the Canary Islands supplying the geological maps and stratigraphic, petrological and geochronological data. Nowadays, IGME is developing new methodologies for the volcanic hazards analysis in order to obtain different maps of volcanic hazards that useful for land management and emergency planning. In addition, IGME is developing a new research line focused in volcano-tectonics. This research line will contribute to the knowledge of the processes that take place inside the volcanic system.

Keywords: hazard, mapping, model.

INTRODUCCIÓN

El conocimiento de la geología de las áreas volcánicas es fundamental para poder conocer el estado de los sistemas volcánicos y predecir su posible actividad y comportamiento futuro. Los estudios geológicos permiten reconstruir la actividad pasada de los volcanes mediante el reconocimiento e interpretación de las secuencias de

sus productos eruptivos y con ello proporcionan los datos básicos para establecer modelos de comportamiento futuro y determinar la peligrosidad y posible impacto de los fenómenos eruptivos sobre el entorno socio-económico.

El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) ha desarrollado mapas geológicos, geomorfológicos y tectónicos de las islas Canarias a diferentes escalas, incluyendo en sus memorias análisis geoquímicos, estructura-

les, geocronológicos, etc. La incorporación de las nuevas tecnologías de Sistemas de Información Geográfica (SIG) ha permitido un gran avance en el tratamiento de la información y la realización de cartografías, así como en la personalización de documentos cartográficos en función de las necesidades del usuario. Esto ha permitido disponer de una cartografía geológica digital continua y homogénea.

EL ANÁLISIS DE LA PELIGROSIDAD VOLCÁNICA A LARGO PLAZO

Durante los últimos años, el Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos del IGME ha comenzado a desarrollar trabajos enfocados al análisis de la peligro-

sidad volcánica. Un ejemplo es el proyecto VOLCANTEN, en el que se ha propuesto el uso de una metodología específica para la cartografía de peligrosidad volcánica de Tenerife a escala 1:25.000 (Fig. 1). Este tipo de estudios pretende definir una metodología unificada y consensuada para el análisis integrado de la peligrosidad volcánica.

Uno de los principales aspectos a tener en cuenta en el análisis de la peligrosidad volcánica es la gran cantidad y variedad de datos necesarios. Por este motivo, es fundamental la creación de una base de datos integrada en un SIG, que permita el almacenamiento, organización, tratamiento, actualización, consulta y difusión de la información a los diferentes usuarios. El SIG incluye datos cartográficos, petrológicos, estratigráficos, hidrogeológicos, estructurales, cronológicos, fotografías, referencias, etc. La integración de la información en el SIG facilita

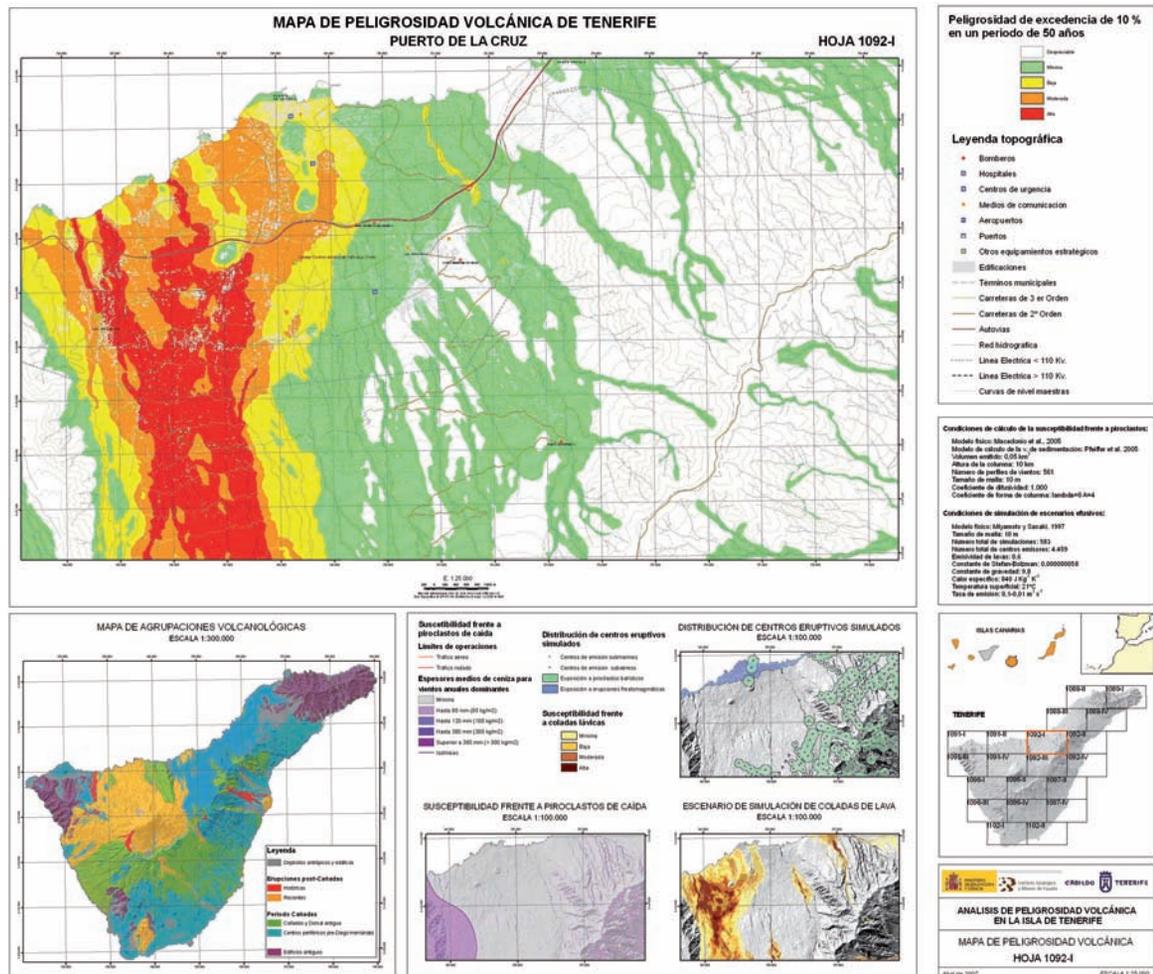


Figura 1. Versión impresa de una hoja del mapa de peligrosidad volcánica de Tenerife a escala 1:25.000.

además la consulta de los estudios realizados contribuyendo a evitar la redundancia de las investigaciones y la duplicidad de datos.

Por otro lado, hay que definir y consensuar las metodologías más adecuadas para la estimación de parámetros como el volumen de lavas, la tasa de emisión, la distribución de piroclastos, etc.; así como el tipo y detalle de los modelos físicos que son necesarios para la simulación de los distintos procesos volcánicos. Además, se debe trabajar en el desarrollo de modelos numéricos mejorados, más rápidos y para los distintos procesos volcánicos.

El objetivo final del análisis integrado de la peligrosidad volcánica es obtener mapas multipeligro que lleguen a reflejar los distintos procesos volcánicos peligrosos de forma visual sencilla y fácil de entender.

FUTUROS TRABAJOS: LOS ESTUDIOS VOLCANO-TECTÓNICOS

El IGME está planteando nuevos proyectos para realizar estudios de la estructura volcano-tectónica de las Islas Canarias. Estos trabajos son fundamentales para investigar las direcciones estructurales que pueden favorecer el ascenso del magma y de los gases volcánicos en futuras erupciones y/o durante periodos de reactivación inter-eruptivos. También proporcionan información sobre la evolución y estado actual del campo de esfuerzos regional y local, los factores que controlan la propagación de las fisuras eruptivas, etc. La información tectónica es además básica en los estudios hidrogeológicos y de geotermia.

El modelado de fenómenos volcánicos basado en datos volcano-tectónicos es una de las líneas de investigación más innovadoras en el campo de la volcanología actualmente. Desde el IGME se quiere potenciar el uso de modelos numéricos y analógicos con el fin de comprender las causas y efectos de procesos volcánicos a gran y pequeña escala. El objetivo es desarrollar modelos que permitan cuantificar los procesos para la obtención de parámetros necesarios en el análisis de peligrosidad volcánica, ya que estos datos son de muy difícil obtención a partir de observaciones de campo. La implementación de modelos numéricos en el SIG podría mejorar y agilizar los trabajos.

CONCLUSIONES

Aunque las investigaciones del IGME en el ámbito de la volcanología en Canarias han estado históricamente limitadas a la cartografía geológica, actualmente se están desarrollando nuevas líneas de investigación enfocadas principalmente al análisis de la peligrosidad volcánica a largo plazo y al estudio de los procesos volcano-tectónicos.

INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN TENERIFE (PERIODO 2004/2008)

Alicia García

Departamento de Volcanología del Museo Nacional de Ciencias Naturales, CSIC, Madrid

RESUMEN

En este trabajo se presenta la investigación realizada en Tenerife tras la ocurrencia de la crisis sismovolcánica de 2004, financiada por varios proyectos y en la que han participado diversas instituciones internacionales y un equipo de más de cien investigadores. Todo ello ha supuesto la adquisición de nueva y valiosa información que permitirá realizar un seguimiento y evaluación de la situación actual del sistema volcánico central de Tenerife. La aplicación de nuevas técnicas de análisis de las series temporales ha puesto en evidencia la existencia de un proceso de inestabilidad volcánica, proceso que continúa en la actualidad.

Palabras clave: Tenerife, Teide, precursores.

ABSTRACT

In this work the research carried out in Tenerife, after the occurrence of 2004 seismovolcanic crisis is presented. This investigation has been supported by several research projects and it has been developed by different international institutions involving more than one hundred of researchers. New and valuable information have been acquired to allow the monitoring and evaluation of the present state of the central volcanic system of Tenerife Island. The application of new techniques of time serial data exposes the existence of a reawakening process.

Keywords: Tenerife, Teide, precursors.

ANTECEDENTES

Tradicionalmente se admite que la actividad sísmica y la deformación son precursores de la actividad volcánica. En los últimos años, se han propuesto modelos de evolución de estos indicadores que permiten definir un nivel de actividad y predecir el momento de inicio de la erupción (Carniel *et al.*, 2007 a; Vila *et al.*, 2006). Igualmente, se han establecido métodos que permiten construir diagra-

mas de probabilidad de distintos escenarios eruptivos. La conjunción de ambas metodologías constituye la base de la gestión de crisis volcánicas. Estas técnicas se han utilizado con éxito en las últimas erupciones de los volcanes Tungurahua (Ecuador), Villarrica (Chile) y Stromboli (Italia), (Carniel *et al.*, 2007 b; Ortiz *et al.*, 2003; Tárraga *et al.*, 2006 a,b).

Uno de los problemas que existe en la llamada tradicionalmente Vigilancia de Volcanes radica en que los

instrumentos utilizados, su distribución y, especialmente, el análisis de datos no resultan adecuados para la valoración de precursoros. Sin embargo, son muchas las erupciones, incluso catastróficas, que aparentemente han ocurrido sin precursoros claramente identificados antes de la erupción. El problema, pues, es la necesidad de identificar de manera precisa las señales precursoras y su evolución desde los primeros momentos de la reactivación del volcán, aún en condiciones muy desfavorables de la relación señal ruido. Considerando el volcán como un sistema físico dinámico, cualquier serie temporal asociada a él, contendrá información relacionada al estado del mismo. Las modernas técnicas de análisis de sistemas dinámicos posibilitan poner de manifiesto cualquier cambio en su estado y establecer el correspondiente pronóstico de evolución. En estos últimos años, se ha producido un cambio muy importante en la valoración de los indicadores de la actividad volcánica, sustituyéndose el uso de elementos discretos por el análisis de señales continuas, considerando que éstas contienen elementos que definen el estado del sistema volcánico.

A primeros de 2004, la aparición de una actividad sísmica en el sector norte y oeste de la isla (flancos N y NO del Teide) motiva la declaración de alerta por parte de Protección Civil. El Ministerio de Educación y Ciencia propone y financia el proyecto TEGETEIDE y su continuación en el METOTEIDE. En estos proyectos, se han realizado varias actuaciones geofísicas y geodésicas con el objeto de obtener nueva información geodinámica. Además, se han desarrollado e implementado técnicas de análisis de datos en tiempo real, lo que permite, por una parte, mejorar la calidad de los registros y, por otra, obtener de una manera rápida y efectiva resultados científicos, labor que representa un punto crucial en casos de control de riesgo.

ESTADO ACTUAL DE LA INVESTIGACIÓN

Sistema TISS

La ejecución de los mencionados proyectos significó la generación de un sistema de interpretación de información secuencial con funciones de servidor y banco de datos operando en tiempo real. Este sistema (Teide Information Seismic Server, TISS) ha funcionado de manera ininterrumpida durante 3 años siendo la efectividad del bloque conjunto de dos servidores del 100%. La operatividad del sistema permitió la obtención de series temporales auxiliares cuyos objetivos han sido la obtención de

características del volcán, que reflejan el comportamiento general del sistema dinámico estudiado. Esta operación permitió anticipar manifestaciones externas de actividad sismovolcánica (García *et al.*, 2006), y demostrar que la técnica es útil para la determinación de pre-alarmas en casos de reactivación de sistemas volcánicos (Vila *et al.*, 2006).

Análisis Dinámicos

Se ha puesto en marcha como herramienta de pronóstico el análisis dinámico de las señales sísmicas continuas. La evaluación se ha realizado en varios volcanes activos: Villarrica, Tungurahua, Stromboli y Teide. Se han aplicado diferentes metodologías con el fin de identificar fenómenos precursoros de la ocurrencia de un evento volcánico, ya sea una erupción, como en Tungurahua y Villarrica, una fase paroxística en Stromboli o sismos volcano-tectónicos en el Teide. Una de las metodologías aplicadas es el método de pronóstico por fallo de material o FFM (Voight, 1988). Se ha desarrollado un algoritmo original que automatiza el método FFM lo que ha permitido hacer una aplicación del método de forma automática con el fin de pronosticar futuros eventos volcano-tectónicos en el volcán Teide. Otras metodologías que se han aplicado para identificar posibles precursoros en la señal sísmica, se basan en el estudio de la evolución temporal de diferentes parámetros dinámicos (Tárraga, 2007). Ello, ha conducido a los siguientes resultados:

- a. La actividad sísmica se ha clasificado en dos círculos concéntricos de 25 y 75 km centrados en el Teide, con características diferentes. Los eventos localizados en el círculo interior –que ocupa casi toda la isla– se presentan generalmente en enjambres con pequeñas magnitudes, con profundidades mayoritariamente entre 4 y 5 km, y la distribución del parámetro *b* de Richter es bilobular con un pico alrededor de 1 (actividad controlada tectónicamente) y otro alrededor de 2 (actividad de origen volcánico).
- b. El análisis del ruido sísmico muestra que el sistema presenta pautas predictivas, es decir, la actividad sísmica viene precedida por cambios en las características dinámicas del ruido sísmico. Este fenómeno se aprecia en la evolución de la energía sísmica en determinadas bandas de frecuencia, en el espectro mínimo, en los parámetros autorregresivos y en el variograma (Carniel *et al.*, 2006 b; Vila *et al.*, 2008).
- c. El promedio de la energía sísmica liberada aumenta progresiva y moderadamente desde 2004.

Estos indicadores muestran inequívocamente que existe un proceso volcánico en marcha y cuyo seguimiento es muy importante dado que el Teide está considerado como un volcán de muy alto riesgo de acuerdo con el manual USGS (Ewert *et al.*, 2005).

Deformación

La deformación en un área volcánica activa se considera un precursor evidente de una posible erupción. En Tenerife se ha realizado un diseño específico completo de vigilancia geodésica para el sistema volcánico del Teide de acuerdo con la experiencia adquirida en otros trabajos en áreas volcánicas activas (Berrocoso *et al.*, 2005). Ello ha supuesto un estudio de los antecedentes geodésicos de la zona, una aproximación teórica y una realización práctica de diversas redes para cubrir controles específicos de la respuesta geodésica en la vigilancia volcánica. Se ha obtenido un primer modelo de deformación horizontal a partir de observaciones de satélites del sistema GPS en las estaciones de la red que permitirá el estudio de relaciones entre la actividad tectónica regional y la actividad volcánica.

Mapa de anomalías magnéticas

Se han realizado campañas magnéticas marinas (ROA, 2005) y un vuelo magnético de alta resolución en la isla de Tenerife (INGV-CSIC, 2006). Como resultado se ha obtenido un mapa de anomalías magnéticas que presenta nuevas y fuertes características magnéticas de los elementos tectónicos más importantes de la isla. Este nuevo mapa muestra, además, la presencia de fuentes magnéticas emplazadas en la corteza superior de Tenerife, asociadas a la compleja historia volcánica de la isla (García *et al.*, 2007).

Microgravedad

Se han realizado varias campañas de microgravimetría iniciadas en el periodo de incremento de actividad sísmica de 2004. Los cambios de gravedad indican que esta situación va acompañada de incrementos de masa en superficie aunque sin deformación aparente y cuyo origen es una migración de fluidos profundos (Gottsmann *et al.*, 2006).

CONCLUSIONES

Tras la crisis sismovolcánica de 2004 en Tenerife, se ha iniciado una investigación encaminada, por un lado, a una mejor caracterización cortical de Tenerife y, por otro, a la evaluación continua del estado del sistema volcánico central de la isla. La hipótesis de partida es la reactivación del sistema volcánico de Tenerife, hecho constatado por las investigaciones y resultados obtenidos recientemente, mencionados en *Antecedentes y Estado Actual de la investigación*. La investigación realizada se confirma como pertinente y fundamental por ser la primera ocasión en la que se puede seguir en nuestro país un proceso de inestabilidad de un sistema volcánico que puede o no culminar en una erupción. Además, la implementación de una herramienta ya evaluada, permitirá establecer automáticamente el nivel de actividad del volcán y gestionar un sistema de alertas útil para las instituciones responsables de la vigilancia volcánica en España.

REFERENCIAS

- Berrocoso, M., García-García, A., Martín-Dávila, J., Catalán-Morollón, M., Astiz, M., Ramírez, M. E., Torrecillas, C., Enríquez de Salamanca, J. M., (2005): "Geodynamical Studies on Deception Island: DECVOL and GEODEC projects". En: *Antarctica: Contributions to Global Earth sciences*, Springer-Verlag, Berlin. pp. 281-286.
- Carniel, R., Tárraga, M., Barazza, F., García, A. (2007 a): "A dynamical Analysis of the Interaction between tectonic events and seismic noise at Las Cañadas volcanic Caldera, Tenerife, Spain". *Bulletin of Volcanology*. DOI 10.1007/s00445-007-0193-7.
- Carniel, R., Tárraga, M., Jaquet, O., Ortiz, R., García, A. (2007 b): "The seismic noise at Las Cañadas volcanic caldera, Tenerife, Spain: Persistence characterization, and possible relationship with regional tectonic events". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*; DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2007.12.044.
- Ewert, J.W., Guffanti, M., Murray, T. L. (2005): *An Assessment of Volcanic Threat and Monitoring Capabilities in the United States: Framework for a National Volcano Early Warning System NVEWS*. U.S. Geological Survey. OPEN-FILE REPORT 2005-1164.
- García, A., Vila, J., Ortiz, R., Macià, R., Sleeman, R., Marro, J.M., Sanchez, N., Tárraga, M., Correig, AM (2006):

- "Monitoring the reawakening of Canary Islands' Teide volcano". EOS, 87, nº 6: 61-72.
- García, A., Chiappini, M., Blanco–Montenegro, I., Carlucio, R., D'Ajello Caracciolo, F., De Ritis, R., Nicolosi, I., Pignatelli, A., Sánchez, N., Boschi, E. "High resolution magnetic anomaly map of Tenerife, Canary Islands". Annals of Geophysics (in press).
- Gottsmann, J., Wooller, L., Martí, J., Fernández, J., Camacho, A., González, P., García, A., Rymer, H. (2006): "New evidence of the reawakening of Teide volcano". Geophysical Research Letters 33, L20311, doi:10.1029/2006GL027523.
- Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sánchez, N., Tárrega, M. (2003): "Villarrica volcano (Chile): Characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method". Journal Geothermal and Volcanological Research, 269. pp.1-13.
- Tárrega, M., Carniel, R., Ortiz, R., García, A., Moreno, H. (2006 a): "A dynamical analysis of the seismic activity of Villarrica volcano (Chile) during September–October 2000". Chaos, Solitons and Fractals. doi: 10.1016/j.chaos.2006.10.062.
- Tárrega, M., Carniel, R., Ortiz, R., Marrero J.M., García, A. (2006 b): "On the predictability of volcano–tectonic events by low frequency seismic noise analysis at Teide–Pico Viejo volcanic complex, Canary Islands". Natural Hazards and Earth System Sciences, 6. pp. 365-376.
- Tárrega, M. (2007): *Análisis dinámicos de series volcánicas. Estudio de los volcanes Villarrica, Tungurahua, Stromboli y Teide*. Servicio de Publicaciones de la Universidad Complutense de Madrid. 205 pp.
- Vila, J., Macia, R., Kumar, D., Ortiz, R., Moreno, H., Correig, A. M. (2006): "Analysis of the unrest of active volcanoes using variations of the base level noise seismic spectrum". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 128. pp. 11-20.
- Vila, J., Ortiz, R., García, A., Macià, R., Kumar, D., Tárrega, M., Sleeman, R., Correig, A. M. "Near–Real Time Analysis of Seismic Data of Active Volcanoes: Software Implementations of Time Sequence Data Analysis". Natural Hazards and Earth System Sciences, (submitted).
- Voight, B. (1988): "A method for prediction of volcanic eruptions". Nature, 332, 10. pp. 125-130.

GEOMORFOLOGÍA DE LOS VOLCANES DE ORCHILLA Y DE LA ERUPCIÓN FISURAL DEL NE. (EL HIERRO, ISLAS CANARIAS)

Rafael Becerra-Ramírez¹, Javier Dóniz Páez², Cayetano Guillén Martín³

¹ Grupo Investigación GEOVOL. Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. UCLM. Ciudad Real

² Escuela Universitaria de Turismo Iriarte, Universidad de La Laguna, Tenerife

³ Cabildo Insular de Tenerife. Güímar

RESUMEN

El sector de Orchilla, localizado al O de la isla de El Hierro, representa un importante ejemplo de volcanismo basáltico reciente de edad Holocena. Durante la erupción que configuró el volcán de Orchilla se construyeron, a la vez, multitud de formas volcánicas menores con dinámicas y comportamientos efusivos. Estos eventos emitieron materiales piroclásticos, que cubrieron los conos volcánicos previos, y lavas que contribuyeron a la formación de la Isla Baja de Orchilla. En la zona NE del volcán basáltico monogénico de Orchilla destacamos la existencia de una erupción de carácter fisural muy importante, ya que representa un laboratorio natural para estudiar los procesos, dinámicas y formas que generan este tipo de eventos volcánicos. Los más importante de esta erupción son los depósitos de spatter, los hornitos y las coladas de lavas emitidas, que son propias de erupciones hawaianas (magmas de baja viscosidad, altas temperaturas y bajo contenido en gases). Este complejo morfovolcánico posee elementos morfológicos muy peculiares para ser considerado en sí mismo como Monumento Natural.

Palabras clave: geomorfología volcánica, volcán basáltico monogénico, El Hierro, Canarias.

ABSTRACT

The sector of Orchilla, located to the W of El Hierro represents an important example of Holocene volcanism. During this eruption, a lot of volcanic vents were constructed with explosives dynamics and effusive behaviours. This vents emitted pyroclastic material, which covered the previous cinder cones and lava flows that had contributed to the formation of "isla baja" of Orchilla. A remarkable eruption in this zone is the fissure eruption to the NE of the monogenetic volcano of Orchilla. This fissure eruption represents a true natural laboratory to study the processes, dynamics and forms that generate this type of events. The most outstanding in this eruption are the spatter deposits, the hornitos and lava flows emitted which are typical forms of Hawaiian eruptions, with low viscosity magmas, high temperatures and low gas content. This morphovolcanic complex, posses peculiar morphologic elements to be considered by themselves a Natural Monument.

Keywords: volcanic geomorphology, cinder cone, El Hierro, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

Los paisajes volcánicos de reciente creación ofrecen una oportunidad única para estudiar los rasgos morfológicos originales de los conjuntos volcánicos, al mismo tiempo que permiten valorar las repercusiones fisonómicas de los iniciales procesos de desmantelamiento. Esto permite, por un lado, establecer la dinámica morfoeruptiva de los volcanes y, por otro, analizar la evolución geomorfológica de los mismos. Unos y otros aportan ideas de cómo son y cómo evolucionan este tipo de manifestaciones eruptivas. La información obtenida del estudio geomorfológico es de vital importancia para determinar el tipo de peligros y los riesgos potenciales derivados de los mismos, pero también la geodiversidad derivada de los volcanes.

La isla de El Hierro es la más occidental y pequeña de Canarias (280 km²) y la principal característica es su juventud geológica (Fig. 1). La isla cuenta con unos 174 volcanes basálticos monogénicos cuaternarios, que conservan mayoritariamente sus rasgos morfológicos originales. La mayoría de estos edificios (95,83%) están agrupados en campos volcánicos (occidental=33 edificios, nororiental=72 volcanes y meridional=60 conos), definidos a partir de buffers con SIG's (Fig. 2), con caracteres volcanológicos similares, pero con número de conos y organizaciones espaciales diferentes (Guillén, 2004).

En el sector de Orchilla, ubicado en el campo volcánico occidental de El Hierro, se localizan los volcanes basálticos monogénicos objeto de este trabajo (Fig. 3). Este campo cuenta con el menor número de volcanes simples; sin embargo, la mayoría de ellos se relaciona con el volcanismo holoceno y subhistórico de la isla, se articula según disposiciones principales ENE-OSO, poseen rasgos morfológicos diferentes (conos anulares, abiertos en herradura, múltiples...) y envergaduras que oscilan entre conos de tamaño mediano hasta muy pequeños (Guillén, 2004).

De los 33 volcanes de esta parte de El Hierro, el volcán monogénico de Orchilla y la erupción fisural al NE del mismo, constituyen manifestaciones eruptivas de génesis y dinámicas más o menos sencillas, pero morfológicamente muy complejas. El conjunto morfovolcánico resultante se ubica en la parte media (erupción fisural) y baja (volcán de Orchilla) de un paleoacantilado, previamente sepultado por las coladas de lava procedentes de volcanes ubicados a mayor altitud (M. Quemada, M. Toscones, M. Banco, etc.) Por tanto, corresponde al volcanismo reciente post-acantilamiento de la isla, responsable de la formación, junto con otros, de la isla baja de Orchilla, sin duda unos de los paisajes volcánicos recientes más emblemáticos de la isla de El Hierro.

El acantilado en el sector occidental de La Dehesa es interrumpido por la formación de la isla baja de Orchilla.



Figura 1. Ortoimagen del Archipiélago de las Islas Canarias.

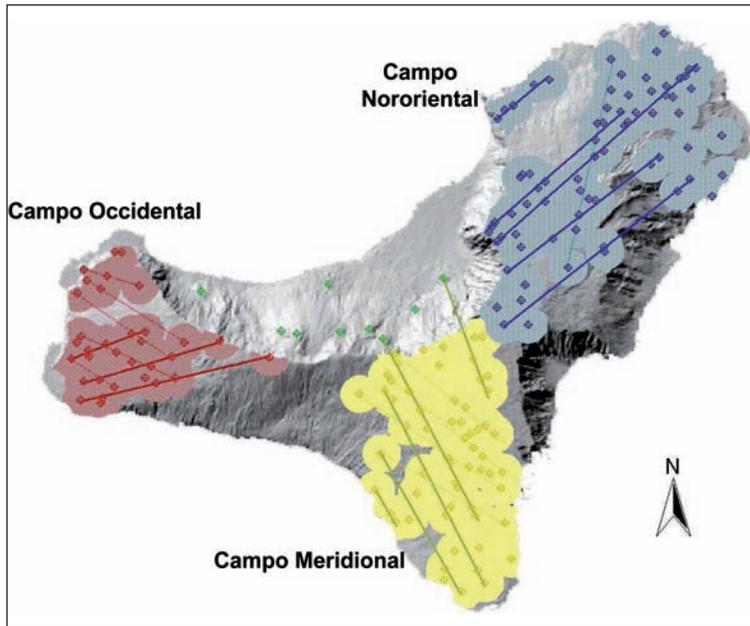


Figura 2. Campos volcánicos existentes en El Hierro, según Guillén (2004).

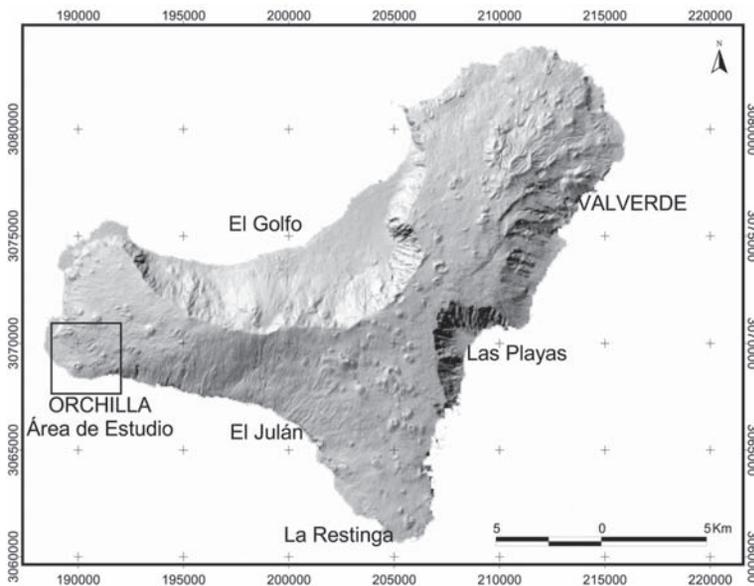


Figura 3. Localización del sector de Orchilla al oeste de la isla de El Hierro.

Las lavas saltan y sepultan el antiguo cantil convirtiéndolo en un acantilado inactivo, donde todavía hoy se aprecia su trazado. La isla baja se prolonga a lo largo de unos 3 km de longitud desde la playa de Los Negros, al SO, hasta la Laja de Orchilla, al NE, y supone un avance de la línea de costa de 2 km.

La diversidad de formas y procesos reconocidos (cartografía topográfica 1:25.000, geológica 1:25.000, foto-

grafía aérea 1:18.000 y trabajo de campo) lo convierten en un verdadero laboratorio natural para estudiar las formas y los procesos volcánicos generados durante las erupciones basálticas monogénicas recientes emplazadas en la costa de una isla oceánica volcánica y subtropical.

En líneas generales, lo más llamativo de todo el conjunto morfológico es: el volcán doble de Orchilla, la erupción fisural del NE, los depósitos de spatter (cone-



Figura 4. Ortoimagen aérea del conjunto morfológico de la Isla Baja de Orcilla: 1) Volcán doble de Orcilla; 2) Erupción fisural del NE; 3) Coneletes de spatter y hornitos; 4) Coladas de lava. Fuente: GRAFCAN.

tes, hornitos, etc.), los importantes derrames lávicos de morfologías superficiales diversas y, además, los procesos y las formas de erosión y acumulación (marinos, eólicos, dinámica de vertiente y torrenciales) que afectan a los aparatos volcánicos y a las coladas de lava.

CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA

Complejo morfológico de Orcilla

El volcán de Orcilla, que representa la máxima cota de la plataforma lávica costera, es el elemento morfológico más emblemático de este sector, pero tan sólo imprimió retoques parciales en la construcción de isla baja y en la prolongación de la actual línea de costa.

La erupción de Orcilla se desarrolló en el cruce de varias fracturas, una principal NNE-SSO y otra secundaria NNO-SSE, generando un conjunto eruptivo complejo en el que se pueden individualizar: el edificio principal múltiple,

tiplé de morfología anular; todo el conjunto de hornitos y coneletes escoriáceos que se prolongan hacia el NE del cono principal y los que orlan su base suroriental y sus diferentes derrames lávicos (Dóniz y Becerra, 2008).

La erupción de Orchilla generó varios edificios volcánicos de dinámicas eruptivas, morfologías y envergaduras diferentes (Becerra *et al.*, 2007; Dóniz y Becerra, 2008).



Figura 5. Vista general del Volcán de Orchilla.

EL EDIFICIO VOLCÁNICO MÚLTIPLE DE ORCHILLA

El cono muestra una planta subcircular de morfología anular asimétrica, ligeramente alargada en dirección NE-SO y dos cráteres cerrados de diferente envergadura. El edificio posee una altura de 190 m y unos diámetros mayor y menor de 576 m y 379 m respectivamente. El cráter mayor, localizado hacia el SW, posee unos 160 metros de diámetro y unos 70 m de profundidad, mientras que la segunda boca eruptiva, ubicada hacia el NE, dispone de dimensiones inferiores con unos 100 m de diámetro mayor y 50 m de profundidad.

Se trata de un cono compuesto por materiales de proyección aérea (lapilli, bombas, cenizas, escorias, jirones, plastrones...) y algunas coladas de lava interestratificadas. En líneas generales, el cono presenta una forma simple tan sólo interrumpida por la presencia de construcciones menores. El rasgo morfológico más llamativo son sus dos cráteres anulares.

El **cráter principal**, localizado al SSO, está compuesto por escorias, plastrones y escasa presencia de lapilli, con entrantes y salientes y en el que se reconocen varios niveles estructurales que indican diferentes momentos explosivos; incluso se reconoce un embudo de explosión anidado que marca el final de la actividad en esta boca eruptiva.

El **cráter menor**, localizado al NNE, es menos complejo morfológicamente que el anterior. Está compuesto por piroclastos, con un mayor predominio de lapilli y en el que se reconocen diferentes entrantes y salientes y los niveles estructurales. Por sus menores dimensiones, por su fondo menos escarpado, por el aspecto menos joven y por el mayor predominio de lapilli, posiblemente procedente de la última fase explosiva del cráter principal, es posible afirmar que su actividad cesó antes que en el cráter mayor, lo que no implica que pudiesen funcionar de forma coetánea.

Estos rasgos geomorfológicos indican dinámicas eruptivas de tipo explosivo, aunque la presencia de coladas es un indicio de que se produjeron derrames lávicos procedentes de los cráteres.

En general, los **procesos de modelado** que más repercusiones morfológicas imprimen en el edificio principal y en los cráteres son los de dinámica de vertientes, con presencia de conos y taludes de derrubios que tapizan sus paredes y los eólicos con la formación de ripples y pequeñas dunas. En menor medida están los asociados a la escorrentía superficial, con presencia de pequeños barrancos y debris flows, muy característicos de este tipo de volcanes (Dóniz *et al.*, 2009).

LOS EDIFICIOS VOLCÁNICOS MENORES VINCULADOS A LA ERUPCIÓN DEL VOLCÁN DE ORCHILLA

Se trata de una docena de **construcciones escoriáceas** cuya impronta en el paisaje es poco significativa, pero de gran importancia morfológica. Estos pequeños volcanes se edifican a partir de aglutinados de escorias, jirones y plastrones de lava fuertemente soldados entre sí (spatter). Este hecho determina que todos ellos posean rasgos morfológicos muy semejantes, pero con variaciones específicas fruto de su particular historia eruptiva, reflejándose tanto en su tamaño como en su morfología de detalle.

Estos depósitos de spatter parecen estar vinculados tanto a fuentes de lava de erupciones máficas, como a la deposición de piroclastos félsicos de carácter alcalino (Sumner *et al.*, 2005). En ambos casos, se trata de explosiones volcánicas que ocurren en un conducto eruptivo abierto, lo que determina la fragmentación y proyección al aire de un magma poco viscoso y muy desagregado, que da lugar a piroclastos de gran plasticidad, en origen calientes, que durante la deposición y emplazamiento se sueldan unos a otros por procesos de compactación,

aglutinación y coalescencia (Sumner *et al.*, 2005) (Fig. 6-a).

Es necesario diferenciar los **coneletes que orlan la base meridional** del cono principal, de la fisura de hornitos y coneletes nororiental. Los primeros se gestan a partir de una fractura de rumbo NNO-SSE, que coincide con la directriz secundaria que construyó el volcán de Orchilla, pueden alcanzar los 20-25 metros de altura, poseen plantas circulares y de morfología anular, están contruidos por plastrones soldados (Fig. 6-b) y poseen fondos planos recubiertos por lapilli, posiblemente procedente de la fase final explosiva del cráter mayor del cono principal de Orchilla, lo que indica que su construcción fue previa a la de la boca eruptiva. Desde sus bases se abren fisuras por las que se emiten coladas de lavas pahoehoe, de escasa potencia, con numerosos tubos y canales y con una gran gama morfológica de detalle (cordadas, tripas, drapeadas, etc.)

Los hornitos y coneletes de la fisura nororiental se articulan en torno a una fractura de rumbo NNE-SSO abierta en el flanco NNE de Orchilla, que coincide con la principal del edificio mayor, de unos 500 m y en la que se reconocen unos ocho edificios menores, uno de ellos es un conelete y el resto son hornitos con raíz. Todos poseen dimensiones menores que los anteriores, con alturas máximas de 15 m. La fractura salva un desnivel de unos 100 metros y esto se refleja en la especialización dinámica de sus bocas eruptivas (Fig. 6-d). Los cráteres ubicados a mayor altura se centran en procesos de desgasificación con emisión de productos tipo spatter que van edificando los hornitos y coneletes anulares o abiertos en herradura; mientras que los emplazados a menor cota, se especializan en la emisión de lavas, de manera que es habitual la asociación boca-canal y/o tubo volcánico.

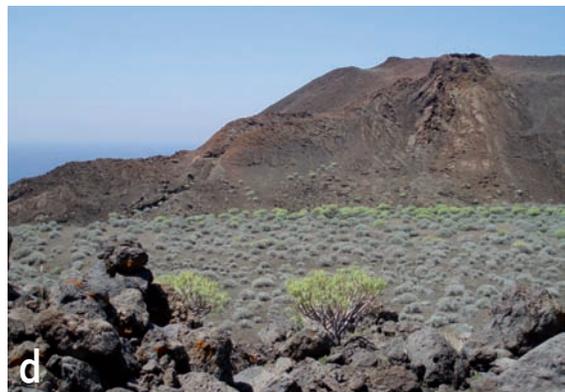


Figura 6 (columna derecha, de arriba abajo). a) Depósitos tipo spatter; b) coneletes escoriáceos de la base sur; c y d) hornitos con raíz de la fisura nororiental.

Todas estas edificaciones desarrollaron comportamientos de carácter efusivo, con la emisión de lavas muy fluidas de morfología pahoehoe, por lo que se configurarían como los verdaderos centros de emisión lávica en la erupción.

Por sus menores dimensiones, los procesos de modelado son menos visibles, aunque se reconocen aquéllos propios de la dinámica de vertientes.

LAS COLADAS DE LAVA DE ORCHILLA

Las emisiones de lava se producen, casi exclusivamente, desde los hornitos y coneletes de spatter. En conjunto, la erupción emitió volúmenes lávicos importantes que se dirigieron hacia al NE, E, SE y S, a favor de la máxima pendiente y alcanzando el mar, donde en la actualidad, junto con las restantes emisiones de los volcanes previos, están acantiladas.

En general, la morfología superficial de las lavas es pahoehoe, aunque puntualmente y por evolución de éstas, se reconocen morfologías más caóticas tipo aa. La diversidad de formas pahoehoe es el rasgo más característico, reconociéndose tubos, jameos, canales, cordadas, drapeadas, bulbosas, tripas, etc. Internamente, se puede observar múltiples coladas de lavas de escasa potencia, de lo que se deduce que la emisión fue continua y repetitiva a lo largo de la erupción.

En la actualidad los rasgos más significativos desde el punto de vista del modelado son: la presencia de un barranco (El Estancadero) en el sector NE del campo lávico, que evacua las aguas procedentes del sector de La Dehesa y que tapiza parcialmente la superficie lávica de depósitos aluviales y el acantilamiento de las mismas.

La erupción fisural de NE del Volcán de Orquilla

Esta fisura eruptiva se localiza al NE del volcán monogénico de Orquilla descrito anteriormente. La erupción volcánica se prolonga a lo largo de una fractura, transversal a las curvas de nivel, de dirección ENE-OSO, con una diferencia en altura inferior a los 30 metros y de aproximadamente 350 m de longitud (Fig. 7). A lo largo de la fisura efusiva es posible reconocer más de 25 pequeñas bocas eruptivas asociadas a 16 hornitos de tamaño y morfología diferentes.

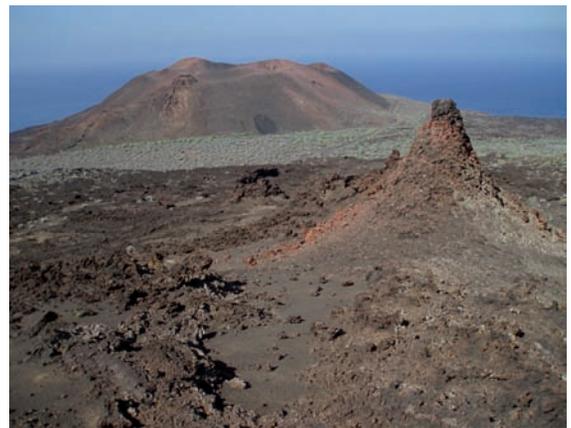


Figura 7: Erupción basáltica fisural al NE del Volcán Orquilla. Arriba, vista general; abajo, detalle de los hornitos.

Es difícil establecer la secuencia cronoestratigráfica de esta erupción con las lavas y edificios recientes que la rodean; ya que sus lavas están, en algunos sectores, cubiertas por depósitos de barranco que impiden establecer su recorrido espacial. Sin embargo, en el campo se observa cómo los productos de esta erupción se superponen a las lavas emitidas desde M. Toscones, y que los piroclastos del volcán de Orquilla tapizan parcialmente los hornitos y lavas de esta fisura, de lo que se deduce que es posterior a M. Toscones y anterior al conjunto de Orquilla.

Por el tipo de productos emitidos (spatter y lavas pahoehoe), la erupción desarrolló comportamientos eruptivos muy homogéneos de carácter efusivo. Estos materiales se asocian generalmente a manifestaciones eruptivas de carácter hawaiano, con magmas de bajas viscosidades, bajo contenido en gas y altas temperaturas (Romero *et al.*, 2006). Las construcciones más características de este tipo de manifestaciones volcánicas son los

hornitos con raíz. Estos pequeños volcanes se edifican a partir de aglutinados de escorias, jirones y plastrones de lava fuertemente soldados entre si.

La mayor parte de los hornitos muestran un escaso desarrollo en planta, aunque muy irregulares, y, por el contrario, presentan un alzado de relativa importancia. En la mayoría de las ocasiones, los hornitos configuran pequeños torreones de gran verticalidad, que no suele superar los 10 m de altura, perforados por chimeneas cilíndricas, abiertas y profundas, y coronados por bóvedas marcadas.



Figura 8. (En esta página) Diferentes tipos de Hornitos desarrollados en la fisura NE.

Todos estos hornitos desarrollaron comportamientos eminentemente efusivos, con la emisión de lavas muy fluidas de morfología pahoehoe. Sólo en aquellas edificaciones más complejas se puede advertir cierta especialización dinámica de sus bocas eruptivas. Los cráteres ubicados a mayor altura se centran en procesos de desgasificación con emisión de productos tipo spatter que van edificando los hornitos; mientras que los emplazados

a menor cota, se especializan en la emisión de lavas, de manera que es habitual la asociación boca–canal y/o tubo volcánico, como ocurría en el caso de los procesos fisurales asociados al volcán de Orchilla. Aunque la diferencia altitudinal entre los extremos de la fractura es escasa (<30 m), también se observa cierta especialización de los hornitos, siendo dinámica y morfológicamente más complejos desde el OSO al ENE.

Sin duda, al tratarse de una erupción de carácter eminentemente efusivo, son importantes los derrames lávicos emitidos desde los diferentes centros de emisión. En general, las lavas se vertieron en dirección SO superponiéndose unas a otras, con forma de abanico, con recorridos de poco más de 1 km y de escasa potencia. Éstas, saltan un paleoacantilado de escasa altura y llegan hasta el mar pero, en la actualidad, están acantiladas. Lo más característico del campo de lavas de esta erupción es la morfología superficial de detalle de las mismas (Fig. 9-a) y el tapizado parcial de su superficie por depósitos de barranco que rompen su continuidad espacial (Fig. 9-b). Se trata de lavas pahoehoe (cordadas, bulbosas, tripas, drapadas), con multitud de tubos y canales lávicos, jameos, hundimientos y túmulos, que al agrietarse funcionaron como pequeñas bocas de resalida.

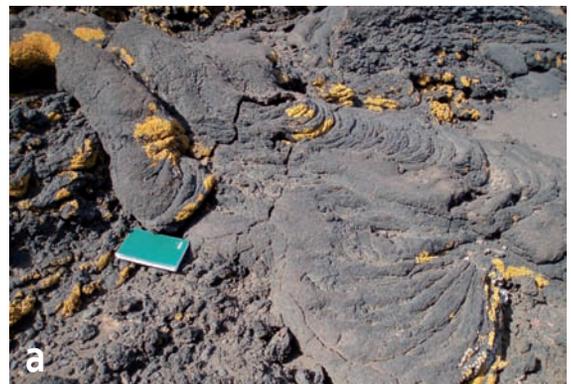
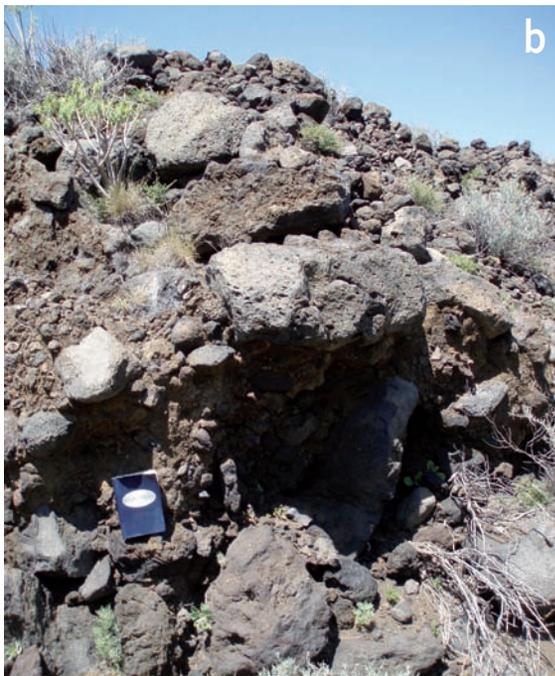


Figura 9. a) En la columna derecha, detalles de las lavas; b) sobre estas líneas, depósitos de barranco.

CONCLUSIONES

- El conjunto morfovolcánico generado en la isla baja de Orchilla constituye uno de los mejores ejemplos de volcanismo basáltico reciente de la isla de El Hierro, junto a otros: Restinga o Tamaduste (Dóniz *et al.*, 2005).
- Las diferentes erupciones generaron multitud de formas volcánicas muy variadas y propias de dinámicas eruptivas distintas, que denotan la elevada geodiversidad de estos territorios y el importante patrimonio geomorfológico que los caracteriza (Dóniz, 2009).
- El volcán de Orchilla es fruto de comportamientos de tipo estromboliano violento, mientras que los hornitos y coneletes adosados al mismo y los de la fisura NE responden a dinámicas de tipo hawaiano, con etapas de fuente lávica. Este hecho supone una especialización dinámica de los cráteres, propia de erupciones con cierta complejidad morfoeruptiva.
- Los productos emitidos (piroclastos, spatter y lavas) construyen edificios volcánicos, decenas de cráteres, y hornitos con raíz y sin raíz, así como numerosas lenguas de lava.
- Los hornitos descritos en el conjunto morfovolcánico funcionaron como centros de emisión de gases, piroclastos y lavas, existiendo una cierta especialización en aquellos conjuntos en los que la diferencia altitudinal es relativamente importante. Los hornitos más altos se especializan en la emisión de gases y piroclastos, mientras que los hornitos de cotas más bajas se especializan en la emisión de abundantes coladas de lava.
- En la actualidad el conjunto morfovolcánico de Orchilla y la fisura NE están dentro de ENP del Parque Rural de Frontera, pero posee elementos geomorfológicos singulares y de gran valor paisajístico, para constituir un Monumento Natural por sí mismo.

AGRADECIMIENTOS

Estos trabajos se han desarrollado gracias a las ayudas de investigación de la JCCM (FPI-06/094) y de la UCLM (AT-473). Además, los resultados preliminares se presentaron en la XII Reunión Nacional de Cuaternario (2007) y en la X Reunión Nacional de Geomorfología (2008).

REFERENCIAS

- Becerra, R., Guillén, C. Dóniz, J. (2007). "Erupción basáltica fisural al NE del volcán monogénico de Orchilla, El Hierro, Canarias. Caracteres geomorfológicos". En Lario, J. y Silva, G. (eds). *Contribuciones al estudio del período cuaternario*, Aequa, Ávila, 133-134.
- Dóniz Páez, J. (2009). "Patrimonio geomorfológico de los volcanes basálticos monogénicos de La Caldera de Gairía-Malpaís Chico y el Malpaís Grande en la isla de Fuerteventura (Canarias, España)". *Nimbus*, 23-24, 89-103.
- Dóniz, J., Beltrán, E., Romero, C. (2005). "Geomorphic and biogeographical diversity in volcanic coastal areas: Tamaduste (Hierro, Canary Islands)". *Forum*, Unesco, 141-149.
- Dóniz, J. y Becerra, R. (2008): "Estudio geomorfológico del volcán basáltico monogénico de Orchilla (El Hierro, Canarias)". En: J. Benavente y F.J. Gracia: *Trabajos de Geomorfología en España (2006-2008)*. SEG, Cádiz. Pp. 33-36.
- Dóniz Páez, J., Romero Ruiz, C., Coello de la Plaza, E., Criado, C. (2009). "Características geomorfológicas de los debris flows recientes del volcán basáltico monogénico de Montaña Roja (Tenerife, Canarias, España)". In Romero Díaz, A. Belmonte, F. Alonso, F. López-Bermúdez, F. (Eds.) *Avances en estudios sobre desertificación*. Editum. Universidad de Murcia, 469-472.
- Guillén, C. (2004). *Morfometría de los conos basálticos monogénicos de El Hierro*. Trabajo de fin de curso, inédito, Anexo cartográfico + 47 p.
- Romero, C., Dóniz Páez, J., García, L., Amado, P. (2006). "Significado volcanológico de los depósitos de Spatter de la erupción volcánica de 1730-1736 de Timanfaya (Lanzarote. Canarias. España)". *Proceedings 5ª AHPGG*. Sevilla. España. Publicación CD.
- Sumner, JM., Balke, S., Matela, R., Wolff, J.A. (2005). "Spatter". *J. Volcanol. Geother. Res.*, 142, 49-65.

EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ POR EL VOLCÁN TIMANFAYA. LANZAROTE, ISLAS CANARIAS

German Padilla¹, David Calvo¹, Bárbara Hernández¹, Wihelmo Othoniel², Pedro A. Hernández¹, Gladys Melián¹, Rayco Marrero¹ y Nemesio Pérez¹

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

² Facultad de Biología, Universidad de la Laguna. Tenerife

RESUMEN

Lanzarote ha experimentado dos erupciones históricas en los siglos XVIII y XIX que cubrieron más de un 25% de la superficie total de la isla. Con el objeto de evaluar la emisión difusa de CO₂ por el sistema volcánico de Timanfaya, en 2006 y 2007 se realizaron dos estudios de desgasificación difusa cubriendo un área de 252 km². En promedio la emisión difusa total estimada fue de 71,3 t d⁻¹. Sin embargo, las tasas de emisión total, 0,4 y 0,2 t d⁻¹ km⁻² respectivamente, son inferiores a otras regiones más activas del archipiélago canario.

Palabras clave: Lanzarote, Timanfaya, CO₂ emisión.

ABSTRACT

Lanzarote had experienced two historical eruptions in the XVIII and XIX centuries, which covered more than 25% of the total surface of the island. With the aim to evaluate the diffuse CO₂ emission from Timanfaya volcanic system, in 2006 and 2007 two CO₂ efflux surveys were carried, covering an area of 252 km². The average value of total diffuse CO₂ emission output was 71,3 t d⁻¹, however the CO₂ emission rates, 0,4 and 0,2 t d⁻¹ km⁻², respectively, were lower than other from more active volcanic system in Canary Islands.

Keywords: Lanzarote, Timanfaya, CO₂ emission.

INTRODUCCIÓN

Lanzarote es la isla más septentrional y oriental del Archipiélago Canario, situada a 125 km del continente africano y a 14 km al Noreste de la isla de Fuerteventura (Fig. 1). En los siglos XVIII y XIX Lanzarote experimentó dos erupciones históricas, la erupción de Timanfaya (1730-1736) y la erupción del Tinguatón (1824), caracterizadas ambas

por la formación de múltiples conos alineados cuyas coladas cubrieron una superficie de 200 km².

A pesar de la presencia de una importante anomalía térmica en la zona sureste de la isla (Parque Nacional de Timanfaya), con valores de temperatura en torno a los 100°C en superficie y 600°C a 13 m de profundidad, la isla carece de manifestaciones visibles de gases en superficie. Por esta razón, el estudio de la emisión difusa de gases

se convierte para este tipo de sistemas volcánicos en una herramienta primordial para el estudio y seguimiento de la actividad volcánica (Hernández *et al.*, 2001). El análisis químico e isotópico de las emanaciones asociadas a esta anomalía térmica refleja una ausencia de componente endógeno en las mismas siendo la firma isotópica del He la del aire atmosférico (Pérez *et al.*, 1992; Pérez *et al.*, 1994).

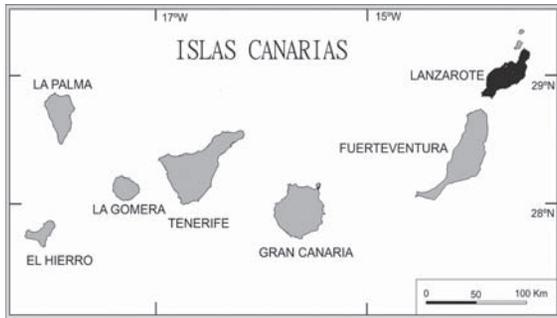


Figura 1. Mapa de localización de la isla de Lanzarote.

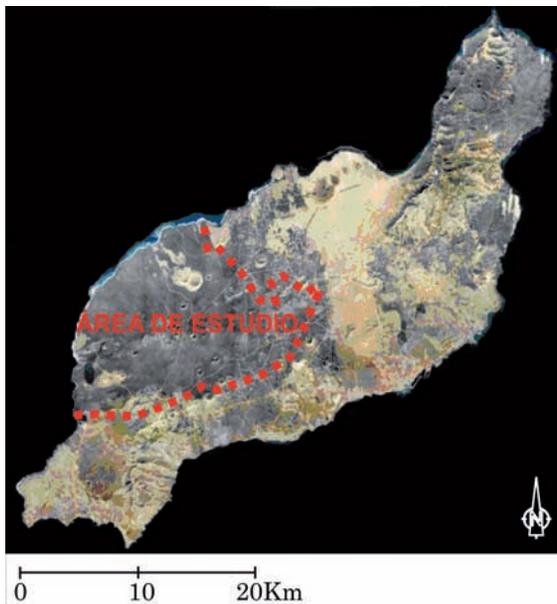


Figura 2. Mapa de localización de la zona de estudio en la isla de Lanzarote.

Los estudios de desgasificación difusa para la vigilancia volcánica se centran mayoritariamente en el CO₂ debido a que es el componente mayoritario de los gases volcánicos, después del vapor de agua (Gerlach y Graeber, 1985), y a su facilidad de escape hacia la superficie, debido a su baja solubilidad en magmas silicatados.

METODOLOGÍA

La División de Medio Ambiente (ITER) desarrolla dentro del marco del programa de vigilancia volcánica de las Islas Canarias un programa geoquímico en modo discreto en la isla de Lanzarote, consistente principalmente en la realización de campañas de flujo difuso de CO₂ en el ambiente superficial del sistema volcánico de Timanfaya. Desde el año 2006, se han realizado dos estudios de desgasificación difusa de CO₂ en Timanfaya; octubre de 2006 y septiembre de 2007. En ambas campañas se realizó un número similar de medidas de flujo (400) con una distribución espacial similar atendiendo a las características volcano-tectónicas y de accesibilidad de la zona y en un área de estudio de unos 252 km² (Fig. 2), de los cuales aproximadamente 150 corresponden al interior del Parque Nacional. En cada uno de los puntos de muestreo, además de las medidas de flujo de CO₂, también se ha medido la temperatura del suelo mediante un termopar, insertando una sonda a 15 cm de profundidad. Las medidas de flujo de CO₂ se realizaron *in situ*, mediante el empleo de un espectrofotómetro infrarrojo no dispersivo (NDIR) portátil LICOR Li-800 y siguiendo el método de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981) que permite estimar el flujo difuso de CO₂ a partir de la pendiente obtenida entre la concentración del CO₂ y el tiempo. Con los datos obtenidos, se realiza un estudio estadístico gráfico de los datos, con la elaboración de mapas de distribución espacial de CO₂ y de la temperatura del suelo mediante el empleo de técnicas de geoestadística basados en un algoritmo de simulación gaussiana (Sequential Gaussian Simulation, SGS) y utilizando un modelo de variograma esférico.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En las dos campañas realizadas se observa que los valores de flujo difuso presentan un rango comprendido entre valores por debajo del límite de detección hasta un valor máximo estimado de 2,2 g m⁻² d⁻¹. Con los datos obtenidos en cada una de las campañas se realizaron los mapas de distribución espacial de las anomalías de flujo difuso de CO₂ para la zona de estudio (Fig 2). La distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en Timanfaya (Fig. 3) muestra que la mayor parte del área de estudio presenta valores muy bajos, en torno a 0,8 g m⁻² d⁻¹. Los valores más altos de flujo de CO₂ se localizan en la parte norte

del área de estudio, con valores puntuales de hasta $2,2 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En la parte central del área de estudio se observan también valores puntuales relativamente altos de flujo de CO_2 . Los valores de flujo de CO_2 medidos en el año 2006 (Fig. 3) son muy similares a los medidos durante la campaña de campo de 2007, centrándose los valores más altos en las zonas norte y centro. Es interesante destacar que los valores de flujo medidos son similares a los valores de fondo de otros sistemas volcánicos de Canarias, como el Hierro, La Palma o Tenerife. En base a estos mapas se ha estimado la emisión total de CO_2 a la atmósfera por el área de estudio, obteniéndose un valor de emisión total de CO_2 de $97,1 \text{ t d}^{-1}$ y $45,6 \text{ t d}^{-1}$ para las campañas de 2006 y 2007, respectivamente. Estos valores son muy inferiores al obtenido durante la campaña de 1999, de 2.600 t d^{-1} , debido muy probablemente a una incorrecta metodología instrumental utilizada así como

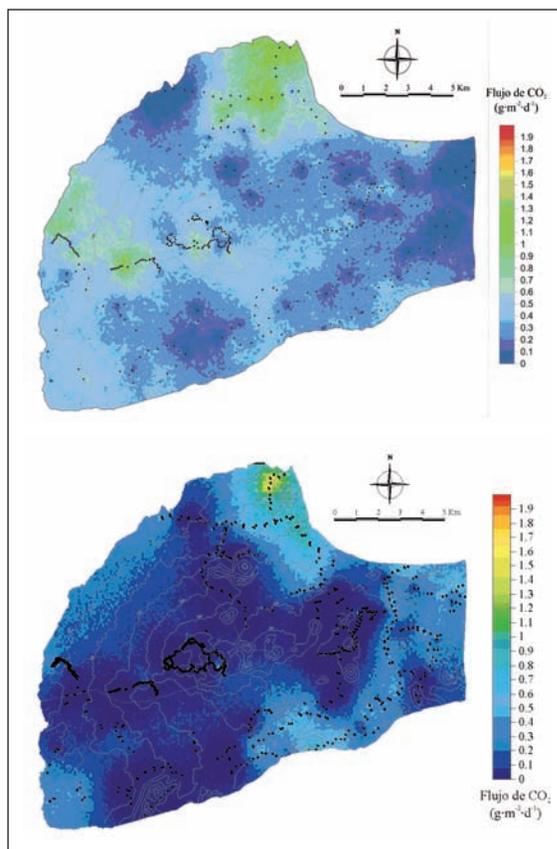


Figura 3. Distribución espacial de la emisión difusa de dióxido de carbono en el sistema volcánico de Lanzarote, año 2006 y 2007.

a los métodos geoestadísticos. Comparando con otras zonas del archipiélago canario (Tabla 1), se observa que los valores de la emisión de CO_2 por unidad de área en Timanfaya son inferiores a las encontradas en diferentes sistemas volcánicos del Archipiélago. El monitoreo de la emisión de CO_2 en forma continua, mediante la instalación de una estación automática en el sistema volcánico de Timanfaya, podría ser una importante herramienta geoquímica para la vigilancia y seguimiento de la actividad volcánica en la Isla.

Sistema volcánico	Area (km ²)	ΦCO_2 total (t d ⁻¹)	ΦCO_2 (t d ⁻¹ km ⁻²)	Referencia
Timanfaya 1999, Lanzarote	252	2666	10,6	Meneses et al., 1999
Timanfaya 2006, Lanzarote	252	97,1	0,39	Este abstract
Timanfaya 2007, Lanzarote	252	45,6	0,18	Este abstract
Cumbre Vieja, La Palma	220	950–2350	4–11	Padrón et al., 2007 a
El Hierro	278	572–1551	2–6	Martínez-Zubieta, 2001 Padrón et al., 2006 c
Las Cañadas, Tenerife	92	52	0,6	Galindo, 2005

Tabla 1. Resumen de la emisión de CO_2 en diferentes sistemas volcánicos de Canarias.

AGRADECIMIENTOS

Estos trabajos han sido desarrolladas gracias a la financiación de la Consejería de Presidencia, Justicia y Seguridad del Gobierno de Canarias y el apoyo prestado por el Parque Nacional de Timanfaya.

REFERENCIAS

- Galindo, I. (2005): *Estructura Volcano-Tectónica y Emisión Difusa de Gases de Tenerife (Islas Canarias)*. Universidad de Barcelona. 350 pp.
- Gerlach, T.M. y Graeber, E.J. (1985): "Volatile budget of Kilauea volcano". *Nature* 313. pp. 273-277.
- Hernández, P., Notsu, K., Salazar, J., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N. (2001): "Carbon dioxide degassing by Advective Flow from Usu Volcano", Japón. *Science*, 292 pp, 83-86.

- Martínez-Zubieta, A. (2001): *Desgasificación difusa de dióxido de carbono, radón y metano en El Hierro Islas Canarias*. Tesina. Univ. de La Laguna, S/C de Tenerife. 82 pp.
- Meneses, W., Martín, A., Suárez, D., Salazar, J., Pérez, N., Hernández, P. (1999): "Spatial distribution of soil CO₂ flux in and around Timanfaya volcano, Lanzarote, Canary Islands, Spain". AGU Fall Meeting 1999, San Francisco, USA. EOS, Trans., Am. Geophys. Union 80, (46), F1150.
- Padrón, E., Pérez, N., Hernández, P., Melián, G., Marro, R., Notsu, K. (2007 a): "Dynamics of diffuse carbon dioxide emission from Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands". Remitido al JVGR.
- Padrón, E., Plata, A., Sandoval, J., Gonzalez, G., Melián, G., Hernández, P., Pérez, N. (2006 c): "Evolución temporal de la emisión difusa de dióxido de carbono por los sistemas volcánicos de El Hierro y Cumbre Vieja, Islas Canarias". Asamblea Hispano Portuguesa de Geofísica y Geodesia, Presentación oral. 30 Enero al 3 de febrero de 2006. ISBN: 84-8320-373-1.
- Parkinson K. J. (1981): An improved method for measuring soil respiration in the field. *Journal of Applied Ecology* 18, pp. 221-228.
- Pérez, N.M., Wakita, H., Nakai, S., Sano, Y., and Williams, S.N., (1994): "³He/⁴He isotopic ratios in volcanic-hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity". *Mineral. Mag.* 58^a. pp. 709-710.

MONITORIZACIÓN DE LA EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ EN LA DORSAL NO DE TENERIFE. (PERIODO 2000/2008), ISLAS CANARIAS

Eleazar Padrón¹, Pedro A. Hernández¹, Gladys Melián¹, David Calvo¹, José Barrancos¹, Germán Padilla¹, Dácil Nolasco², Inés Galindo², Nemesio Pérez¹

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

² Instituto Geológico y Minero de España

RESUMEN

En este trabajo presentamos los resultados obtenidos de 37 campañas de flujo difuso de CO₂ realizadas en la Dorsal Noroeste de Tenerife. Las campañas de campo fueron realizadas entre los años 2000 y 2008 con el fin de evaluar las variaciones espaciales y temporales del flujo difuso de CO₂ y su relación con la actividad sismo-volcánica de la isla de Tenerife. Los valores medidos de flujo difuso variaron entre no detectados y 141 g m⁻² d⁻¹, mientras que la emisión total de CO₂ varió entre 52 y 867 t d⁻¹. Las variaciones temporales observadas en la emisión de CO₂ no parecen estar enmascaradas por factores externos, sino más bien relacionadas con los cambios en la actividad sísmica. Estas observaciones sugieren que la causa más probable de los cambios observados en la emisión total de CO₂ sea el movimiento de magma en el subsuelo de la isla de Tenerife.

Palabras clave: Dorsal noroeste, flujo difuso de CO₂, actividad volcánica.

ABSTRACT

We report the results of 37 soil CO₂ efflux surveys at the North West Rift zone of Tenerife island. The surveys were carried out from 2000 to 2008 to evaluate the temporal and spatial variations of CO₂ efflux and their relationships with the volcanic-seismic activity at Tenerife. Soil CO₂ efflux values ranged from non-detectable up to 141 g m⁻² d⁻¹ and total CO₂ emission rates ranged between 52 and 867 t d⁻¹. Temporal variations in the total CO₂ output do not seem to be masked by external caused variations, showing a temporal correlation with the onsets of seismic activity. Subsurface magma movement is suggested for the observed changes in the total output of diffuse CO₂ emission.

Keywords: NW Dorsal, CO₂ diffuse flow, volcanic activity.

INTRODUCCIÓN

Tenerife es la mayor de las islas Canarias y la única, junto con Gran Canaria, que ha desarrollado un complejo volcánico central caracterizado por la erupción de magmas diferenciados. Las principales características morfológicas y estructurales de Tenerife son la caldera de Las Cañadas, donde se encuentra el estrato volcán Teide–Pico Viejo y el sistema de tres dorsales basálticas Dorsal Noroeste (DNO) (Fig. 1), Dorsal Noreste y Dorsal Norte–Sur (Ablay and Martí, 2000).

La isla de Tenerife ha permanecido en estado de calma volcánica y sísmica desde la erupción en 1909 del Chinyero. Desde que el IGN registra la actividad sísmica en Canarias, los sismos han ocurrido en casi su totalidad fuera de la isla de Tenerife, siendo interpretados como consecuencia de estrés tectónico regional (Mezcua *et al.*, 1992). Sin embargo y a partir de la mitad de 2001, el número de terremotos de baja magnitud dentro y fuera de Tenerife empezó a ser registrado por la Red Sísmica del IGN. A partir de abril de 2004 se produjo un cambio en el comportamiento de la actividad sísmica, produciéndose un aumento significativo en el número de sismos ocurridos dentro de Tenerife, principalmente entre la DNO y Pico Viejo (Fig. 2).

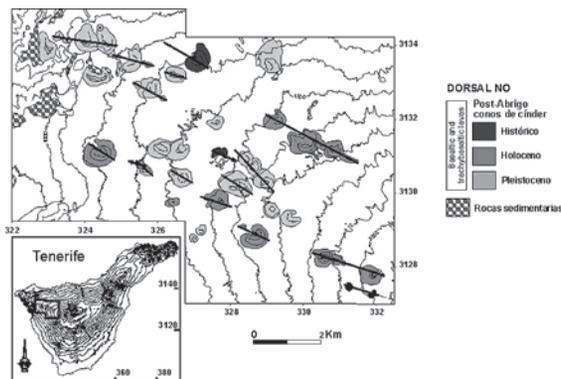


Figura 1. Mapa estructural de la DNO, Tenerife (modificado de Galindo, 2005).

Algunos de estos sismos fueron sentidos por la población de la zona. La actividad sísmica empezó a disminuir a finales de 2004. Algunos autores han sugerido la intrusión de magma debajo de la DNO como posible responsable de la actividad sísmica anómala (Almendros *et al.*, 2007). Esta "crisis" sísmo-volcánica fue precedida por señales precursoras geoquímicas y geofísicas (Marrero *et al.*,

2005; Pérez *et al.*, 2004, 2005, 2007). Debido a que la actividad sísmica anómala entre el 22 y 29 de abril de 2004 estuvo concentrada principalmente entre la DNO y Pico Viejo, el ITER intensificó la monitorización geoquímica en modo discreto en la DNO para detectar posibles cambios en la emisión difusa de CO₂ relacionados con el incremento anómalo en la actividad sísmica.

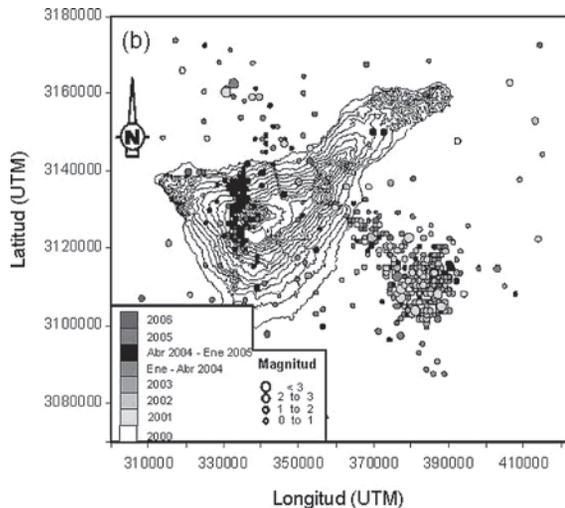


Figura 2. Mapa de la isla de Tenerife con los epicentros de sismos para el periodo 2000-2006 (Fuente IGN).

MÉTODOS ANALÍTICOS

Desde el año 2000, el grupo volcanológico del ITER está monitorizando en modo discreto la emisión difusa de CO₂ en la DNO de Tenerife, se trata de una de las estructuras volcánicas más jóvenes de la isla y con mayor probabilidad de experimentar una erupción volcánica en el futuro (Galindo 2005, 2006). Debido a la inexistencia de emanaciones visibles en la DNO, los estudios de emisión difusa son la herramienta geoquímica más útil para monitorizar la actividad volcánica en esta zona. La metodología utilizada para la medida del flujo difuso ha sido la cámara de acumulación (Parkinson, 1981). Los puntos de medida fueron seleccionados en función de las características volcano estructurales y de accesibilidad, con un espaciamiento medio de unos 200 m. Las medidas se realizaron mediante un sensor de IR no dispersivo LICOR-800, el cuál se conecta a una PDA con un programa específico que nos permite calcular y cuantificar el flujo difuso de CO₂. Para verificar y comprobar la reproducibilidad de las me-

didias se realizó previamente en el laboratorio un test de calibración obteniéndose un $\pm 10\%$ para un rango de $10\text{--}35.000\text{ g m}^{-2}\text{ d}^{-1}$.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Desde el año 2000, se han realizado 37 campañas de flujo difuso de CO_2 en la DNO como parte del Programa Geoquímico del ITER en modo discreto para la vigilancia volcánica en la isla de Tenerife. En cada campaña se han realizado aproximadamente unas 350 medidas, con valores medidos de flujo entre no detectados por los instrumentos de medida y $141\text{ g m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Con el objeto de distinguir la existencia de diferentes poblaciones geoquímicas en cada uno de los estudios realizados, se ha aplicado el método estadístico gráfico de Sinclair (1974), obteniéndose la existencia de distribuciones bimodales que reflejan diferentes orígenes para el CO_2 . En aquellas zonas donde se han medido valores relativamente altos de flujo de CO_2 , el mecanismo de transporte advectivo es el principal responsable de la emisión de CO_2 a la superficie, mientras que aquellas zonas caracterizadas por valores de fondo, el mecanismo responsable es el difusivo. A partir de los datos de flujo de CO_2 se realizaron los mapas de contorno para cada una de las campañas usando la Simulación Gausiana Secuencial (Deutsch y Journel, 1998). Para evaluar la evolución temporal de la emisión difusa de CO_2 por la DNO y su relación con la actividad sismo-volcánica, hemos considerado las tasas de emisión total de CO_2 por cada una de las campañas. Para cuantificar la tasa de emisión se han realizado 100 simulaciones para cada campaña siguiendo el mejor modelo de variograma. Las anomalías observadas están bien correlacionadas con las principales características estructurales del área de estudio. El valor medio de emisión de fondo fue asumido como aquel representativo del valor de corte con un nivel de confianza de $\pm 2\text{ t d}^{-1}$. Posteriormente se calculó el valor medio de fondo de todas las poblaciones geoquímicas obteniéndose un valor de $1,70\text{ g m}^{-2}\text{ d}^{-1}$. Asumiendo un valor medio de la superficie estudiada de 75 km^2 , obtenemos que la emisión de CO_2 de fondo es de $127\text{ t d}^{-1} \pm 18\text{ t d}^{-1}$, valor de corte para diferenciar aquellas emisiones anómalas. De los resultados obtenidos se observan valores anómalos de emisión, 399 t d^{-1} y 402 t d^{-1} , que se corresponden con las campañas realizadas en abril y mayo de 2004, respectivamente. Este periodo coincide

con el comienzo de la crisis sismo-volcánica de Tenerife y el pico en intensidad sísmica.

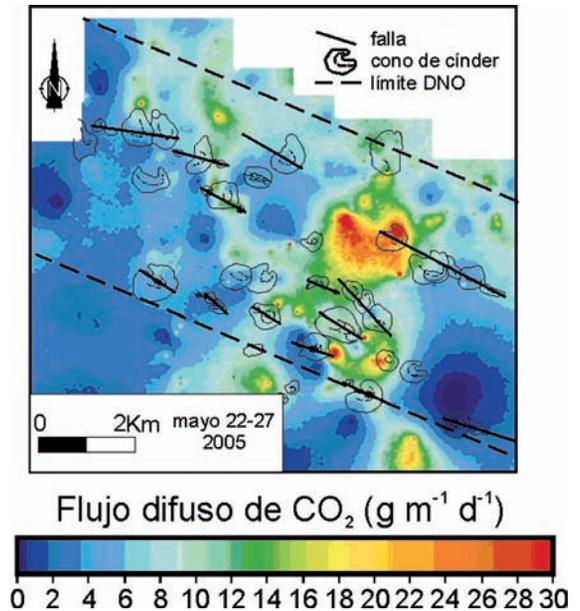


Figura 3. Mapa de flujo de CO_2 de la DNO, campaña 20, mayo de 2005.

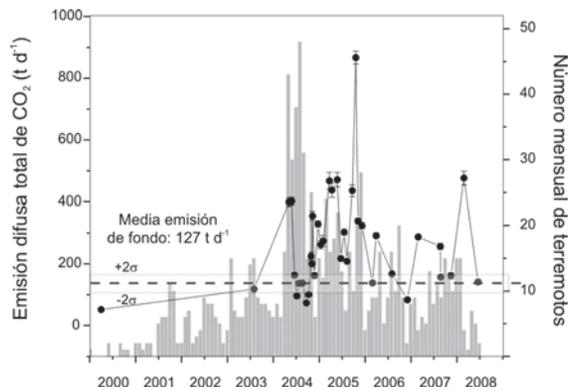


Figura 4. Evolución temporal de la emisión de CO_2 para el periodo de estudio 2000-2008. El histograma representa el número de terremotos mensuales. La línea discontinua representa el valor medio de la emisión de fondo de CO_2 .

Sin embargo, si comparamos la evolución temporal de la emisión de CO_2 con la actividad sísmica mensual, observamos la existencia de picos de emisión en abril-mayo de 2004, marzo-mayo y octubre de 2005. Coinciden con picos de actividad sísmica. Estas observaciones junto con otras realizadas por otros autores (Almendros et

al., 2007) sugieren la intrusión de magma a unos 13-15 km debajo del flanco NO de Pico Viejo en abril–mayo de 2004 como la causa más probable de las variaciones observadas tanto en la emisión de gases de la DNO como en la sismicidad.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen al grupo de estudiantes de la Universidad de La Laguna, Tenerife, por su ayuda en los trabajos de campo. Así mismo, quieren agradecer al Servicio de Protección Civil del Ayuntamiento de Santa Cruz de Tenerife por proporcionar dos vehículos durante las campañas realizadas en el año 2004 así como a los gobiernos municipales de La Guancha, Garachico, El Tanque, Santiago del Teide y Guía de Isora por su apoyo logístico. Este trabajo ha contado con la cofinanciación del Cabildo Insular de Tenerife, Gobierno de Canarias y proyectos ALERTA I y ALERTA, así como del programa europeo INTEREG IIIB de las Islas Canarias, Madeira y Azores.

REFERENCIAS

- Ablay, G.J. y Marti, J. (2000): "Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide–Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103 (1-4), pp. 175-208.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Carmona, E., Zandomenighi, D. (2007): "Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160, pp. 285-299.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G., (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 2nd ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Galindo, I. (2005): *Estructura volcánotectónica y emisión difusa de gases de Tenerife*. Ph.D. thesis, Universidad de Barcelona.
- Galindo, I., Soriano, C., Martí, J., Pérez, N. (2005): "Graben structure in the Las Cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands): implications for active degassing and insights on the caldera formation". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 144 (1-4), pp. 73-87.
- Parkinson, K.J. (1981): "An improved method for measuring soil respiration in the field". *J. Appl. Ecol.* 18, pp. 221-228.
- Marrero, R., Salazar, P., Lopez, D., Hernández, P.A., Pérez, N.M. (2005): "Hydrogeochemical monitoring for volcanic surveillance at Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abstr.* 7, 09928.
- Pérez, N.M., Hernández, P.A., Lima, N., Melián, G., Galindo, I., Padrón, E., Marrero, R., Salazar, P., Gómez, L., González, P., Coello, C., Pérez, V. (2004): "Reducing volcanic risk in the Canary Islands: are we doing the homework?". Abstracts of the International Symposium "Reducing Volcanic Risk in Islands", June 2-6, Tenerife, Canary Islands, Spain.
- Pérez N.M., Melián G., Galindo I., Padrón E., Hernández P.A., Nolasco D., Salazar P., Pérez V., Coello C., Marrero R., González, Y., Barrancos, P.J. (2005): "Premonitory geochemical and geophysical signatures of volcanic unrest at Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abst.*, Vol. 7, 09993.
- Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G., Marrero, R., Nolasco, D., Barrancos, J., Hernández, P.A. (2007): "Precursory subsurface ^{222}Rn and ^{220}Rn degassing signatures of the 2004 seismic crisis at Tenerife, Canary Islands". *Pure & App. Geophys.* 164, DOI 10.1007/s00024-007-0280.
- Sinclair, A.J. (1974): "Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs". *J. Geochem. Exploration*, 3: 129-149.

EMISIÓN DIFUSA DE HELIO POR EL VOLCÁN CUMBRE VIEJA. LA PALMA, ISLAS CANARIAS

Eleazar Padrón, Pedro A. Hernández, Gladys Melián, Nemesio Pérez

División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

Cumbre Vieja es el último episodio en la evolución volcánica de la isla de La Palma y presenta tres ejes volcánico-estructurales. Debido a que no presenta emisiones visibles de gases, los estudios de desgasificación difusa son una herramienta muy útil en las tareas de vigilancia volcánica, siendo el He un trazador geoquímico ideal en este tipo de estudios. En las tres campañas de geoquímica de gases realizadas en los suelos de Cumbre Vieja, los resultados indican un excelente control estructural de la emisión de He a través de los suelos de Cumbre Vieja.

Palabras clave: emisión difusa, helio, Cumbre Vieja.

ABSTRACT

Cumbre Vieja is the last episode in the volcanic evolution of La Palma and its main volcano-structural feature is the presence of three volcanic-rift zones. Since it does not show any visible gas emanations, diffuse degassing studies are a very useful tool in the volcanic surveillance program, being He an ideal geochemical tracer in these studies. At the three soil helium studies carried out at Cumbre Vieja, the results indicate an excellent structural control of the helium emission through the soils of Cumbre Vieja.

Keywords: diffuse emission, helium, Cumbre Vieja.

INTRODUCCIÓN

La Palma (730 km²) está situada al noroeste de las Islas Canarias y, junto con El Hierro, es la isla más joven de este archipiélago (Fig. 1). Desde hace 1 millón de años la actividad volcánica se ha concentrado en la zona sur de la isla, donde se ha generado el volcán Cumbre Vieja (220 km²) (Fig. 2). Este volcán es el que ha presentado mayor actividad eruptiva reciente en las Islas Canarias, con seis

eventos en los últimos 500 años, el más reciente en 1971 (volcán Teneguía).

Cumbre Vieja presenta una forma alargada a lo largo de la dirección N-S debido a la presencia de una dorsal volcánica principal en esta dirección (Fig. 3). Existen, además, conos volcánicos a lo largo de las direcciones N-S y N-E, lo que sugiere la presencia de otros dos ejes volcánicos estructurales (Fig. 3). Cumbre Vieja no presenta emanaciones gaseosas visibles, lo que convierte los estudios

de desgasificación difusa en una herramienta muy útil en el programa de vigilancia volcánica del ITER en Cumbre Vieja.

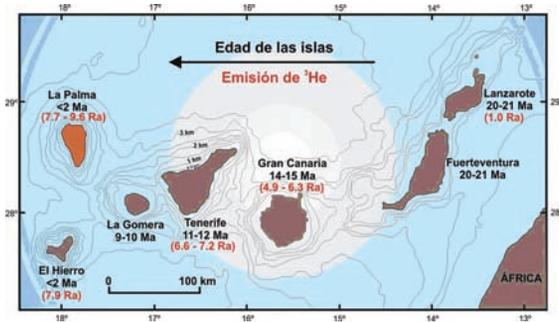


Figura 1. Edades máximas medidas en el volcanismo emergido de las Islas Canarias (Carracedo *et al.*, 2001) y emisión de ^3He , (Pérez *et al.*, 1994). La isla de La Palma, donde se encuentra el volcán Cumbre Vieja muestra el mayor valor de esta relación isotópica medido en Canarias y se destaca en color naranja.

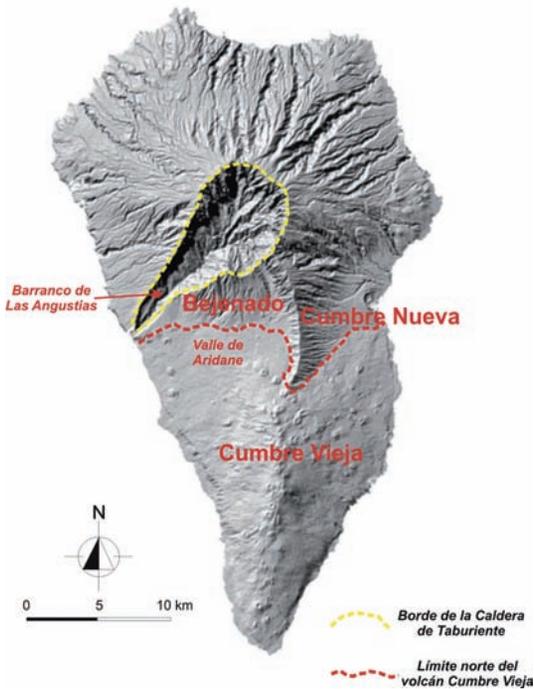


Figura 2. Modelo digital del relieve de la isla de La Palma (GRAFCAN). Se destacan el borde de la Caldera de Taburiente y el límite norte del volcán Cumbre Vieja.

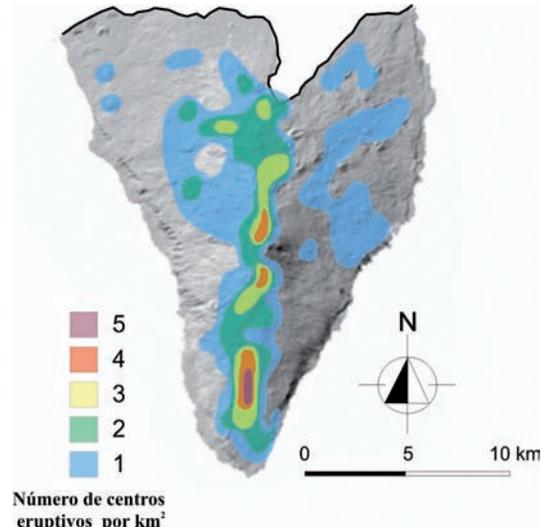


Figura 3. Densidad de centros eruptivos en Cumbre Vieja. Se puede observar la presencia del eje volcano-estructural principal N-S en el que se concentran la mayoría de los centros de emisión (modificado de Carracedo, 1994).

Los estudios de desgasificación difusa de helio han sido utilizados en estudios de predicción de terremotos (Reimer, 1984; King, 1986) y de vigilancia volcánica (Barberi y Carapezza, 1994), debido a que es un trazador geoquímico ideal (químicamente inerte, físicamente estable y prácticamente insoluble en agua en condiciones normales). El hecho de que La Palma presente la mayor relación isotópica $^3\text{He}/^4\text{He}$ medida en las Islas Canarias (9,68 R/R_A , Pérez *et al.*, 1994; donde R_A es la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ en la muestra y R_A es la relación en el aire, Fig.1) sugiere la necesidad de estimar la distribución espacial de helio en la zona volcánicamente activa de la isla. En este trabajo se presentan los resultados de los tres estudios de desgasificación difusa de helio realizados en Cumbre Vieja en los años 2002, 2003 y 2004.

METODOLOGÍA

En cada uno de los años de estudio 2002, 2003 y 2004 se seleccionaron alrededor de 600 puntos distribuidos uniformemente en toda la superficie de Cumbre Vieja. En cada punto se utilizó una sonda metálica de acero inoxidable de unos 3 mm de diámetro interno introducida en el suelo a unos 40 cm de profundidad para extraer una muestra de gas. Las alícuotas de gas se introdujeron en

un vial sellado relleno de agua destilada. El contenido en helio en las muestras de gases tomadas en el ambiente superficial de los suelos de Cumbre Vieja se analizó mediante un espectrómetro de masas tipo cuadrupolar Pfeiffer Omnistar 422 con una rango de masas entre 0 y 200 u.m.a. El cálculo teórico del flujo difuso de helio se realizó a través de la ecuación general de transporte de gases (Etiope y Martinelli, 2002). Para medir el gradiente de presión en cada punto, se insertó una sonda metálica a 40 cm de profundidad y se midió la diferencia de presión entre el gas del suelo y la atmósfera exterior mediante un transductor de presión modelo SETRA 239. La porosidad del suelo se estimó de forma indirecta a partir de los datos granulométricos medidos en una campaña previa realizada en el año 1997 en la cual se aplicó el Método de Bouyoucos. La porosidad eficaz y la permeabilidad hidráulica se calcularon a partir de los datos granulométricos (Custodio y Llamas, 2001). Los mapas de distribución espacial de ΔHe así como de flujo difuso de He se realizaron mediante simulación Gausiana secuencial (sGs) a través de 200 simulaciones equiprobables (Deutsch y Journel, 1998).

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

La gran mayoría de las concentraciones de helio estimadas (94% de los datos) exceden la concentración en aire y varían entre -1174 ppb y 6689 ppb, por lo que se puede concluir que existe una importante contribución endógena en la emisión de este gas. La distribución espacial de la componente difusiva de los datos de emisión calculados guarda una estrecha relación con la distribución espacial de la concentración de helio (Fig. 4) en los tres estudios realizados. Asimismo, la distribución espacial de los datos de la componente advectiva de la emisión en cada año es muy coincidente con la distribución espacial de los datos de gradiente de presión. En los tres estudios realizados, se observó que los mayores valores de emisión en la componente difusiva se localizan a lo largo del eje volcano-estructural principal N-S, y, principalmente, en la zona de intersección de los tres ejes estructurales de Cumbre Vieja (Fig. 4). El eje volcano-estructural principal de Cumbre Vieja N-S, conforma la principal estructura de desgasificación difusa de He en el volcán. La excelente correlación observada entre la distribución espacial de los valores de emisión difusa de He y las características volcano-estructurales de Cumbre Vieja, demuestran que

la monitorización de la tasa de emisión de este gas es una herramienta muy útil para evaluar su grado de actividad volcánica.

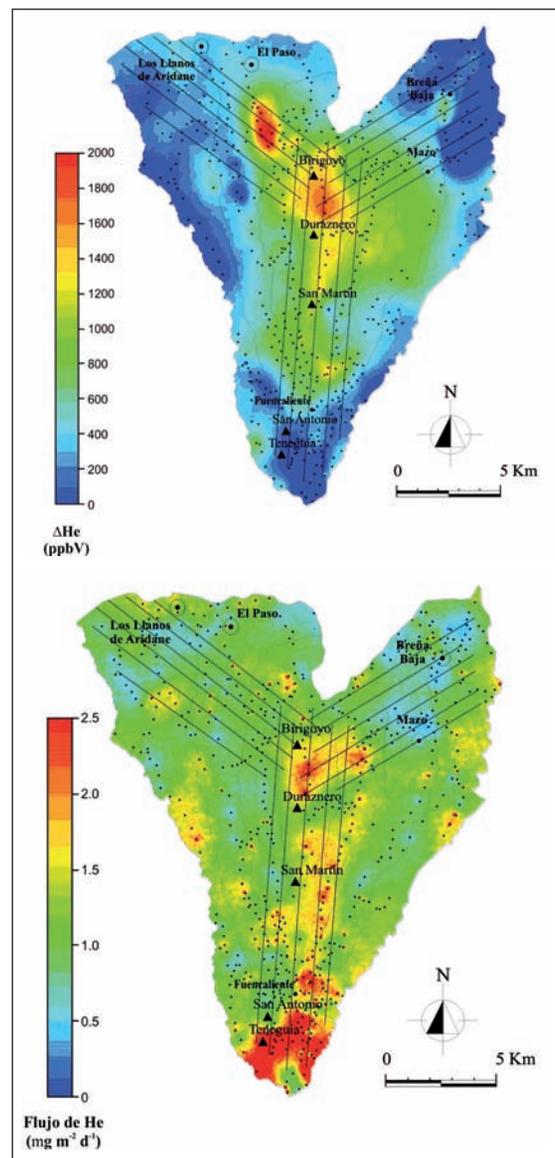


Figura 4. Distribución espacial de los valores de concentración de helio en el ambiente superficial de los suelos de Cumbre Vieja medidos en el año 2003 (arriba) y distribución espacial de los valores de emisión difusa de este gas medidos en el año 2002 (abajo).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado gracias a la cofinanciación del Cabildo Insular de La Palma, Gobierno de Canarias, los proyectos ALERTA y ALERTA II (INTERREG IIIB Açores–Madeira–Canarias) y el proyecto PI2001/025 (Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias).

REFERENCIAS

- Barberi, F. y Carapezza, M.L. (1994): "Helium and CO₂ soil gas emissions from Santorini (Greece)". *Bulletin of Volcanology*, 56: 335-342.
- Carracedo, J.C. (1994): "The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 60: 225-241.
- Carracedo, J.C., Badiola, E.R., Guillou, H., De La Nuez, J. y Pérez Torrado, F.J. (2001): "Geology and Volcanology of La Palma and El Hierro, Western Canaries". *Estudios Geológicos*, 57: 175-273.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (2001): *Hidrología subterránea*, 2ª edición, Tomo I. Ed. Omega. ISBN: 84-282-0447-0, 1157.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 369 pp., Oxford Univ. Press, New York.
- Etioppe, G. y Martinelli, G. (2002): "Migration of carrier and trace gases in the geosphere: an overview". *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 129 pp: 185-204.
- King, C.V. (1986): "Gas geochemistry applied to earthquake prediction: an overview". *Journal of Geophysical Research*, 65: 165-176.
- Pérez, N.M., Wakita, H., Nakai, S., Sano, Y., Williams, S.N. (1994): "³He/⁴He isotopic ratios in volcanic–hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain: implications on the origin of the volcanic activity". *Mineralogical Magazine*, 58A: 709-710.
- Reimer, G.M. (1984): "Prediction of Central California earthquakes from soil–gas helium fluctuations". *Pure and Applied Geophysics*, 122: 369-375.

DEFORMACIÓN E INESTABILIDAD POTENCIAL DEL VOLCÁN TEIDE (TENERIFE, ISLAS CANARIAS): DATOS ACTUALES Y TRABAJOS FUTUROS

Álvaro Márquez

Área de Geología. Universidad Rey Juan Carlos, Madrid

RESUMEN

Existen evidencias geológicas de una deformación asimétrica del volcán Teide debida a la existencia de un núcleo de alteración hidrotermal en su interior. Esa deformación puede comprometer la estabilidad estructural futura del edificio, por lo que una completa evaluación y monitorización de los riesgos asociados al volcán pasa por futuros estudios geológicos, geofísicos y geodésicos integrados que permitan profundizar en el conocimiento del origen, edad, extensión y evolución de la deformación del volcán.

Palabras clave: Teide, deformación, inestabilidad.

ABSTRACT

There are geological evidences of asymmetrical deformation on Teide volcano due to the presence of a weak hydrothermally altered core. This deformation can compromise structural volcano stability in the future, and therefore a complete hazard assessment of Teide volcano require future integrated geological, geophysical and geodetic studies which allow a more detailed understanding of the origin, age, extent and evolution of volcano deformation.

Keywords: Teide, deformation, instability.

INTRODUCCIÓN

El volcán Teide (Tenerife) es el único estratovolcán activo del Archipiélago Canario. Está enclavado en el interior de la Caldera de Las Cañadas, una depresión asimétrica abierta hacia el Norte resultante de la destrucción del Edificio Cañadas, un gran estratovolcán previo que cubrió el centro de Tenerife, con una larga y compleja historia de fases de crecimiento y destrucción.

Los materiales volcánicos del Teide (ej., Ablay y Martí, 2000; Carracedo *et al.*, 2007) han sido emitidos tanto por

el complejo volcánico principal, formado por dos centros superpuestos (Teide y Pico Viejo) con unos 1300 m de altitud sobre su base y un tamaño de unos 8 x 5 km, como por los conos de escorias y domos–coladas desarrollados en la base del edificio principal y en el interior de la Caldera de Las Cañadas. Son mayoritariamente coladas de lava que rellenan el Valle de Icod al Norte, y parcialmente la Caldera de Las Cañadas, llegando a desbordar su límite Norteste fluyendo por el vecino Valle de La Orotava. Las últimas erupciones en el Teide fueron una erupción de flanco en Pico Viejo en 1798, y la que desarrolló el exten-

so campo de lavas negras desde la cumbre (663-943 AD; Carracedo *et al.*, 2007). Contemporánea con la actividad del Teide también se ha desarrollado actividad volcánica en los adyacentes rifts de La Dorsal y Santiago, con varias erupciones históricas en ellos (1704-05, 1706, 1909). El Teide mantiene actividad fumarólica continua, al menos desde el siglo XV a la actualidad.

En el año 2004 una serie de sismos localizados en el centro de Tenerife reactivaron en la comunidad científica el interés por la monitorización de la actividad del volcán y la comprensión de los procesos tecto-volcánicos en la zona, de cara a una mejor gestión de los riesgos naturales. Como contribución a los estudios sobre los riesgos asociados al volcán Teide, en este trabajo se pretende presentar el conjunto de datos existentes actualmente sobre la posible inestabilidad gravitatoria del edificio, y plantear posibles metodologías de trabajo futuras para su comprensión y seguimiento.

DEFORMACIÓN DEL VOLCÁN TEIDE: DATOS ACTUALES

Los grandes edificios volcánicos pueden sufrir procesos de deformación interna, tanto de origen puramente gravitacional como asociados a otros procesos tecto-volcánicos (e.g., intrusión de diques o domos), los cuales pueden comprometer la estabilidad del volcán, provocando el deslizamiento de parte de sus flancos, de un modo continuo y/o catastrófico. Uno de los procesos clave en la estabilidad estructural de grandes estratovolcanes es la "expansión" (*spreading*) del edificio (ver Borgia *et al.*, 2000). La presencia de materiales de baja resistencia en el sustrato o interior del volcán, puede provocar que la carga que ejerce éste llegue a deformar estos materiales, lo cual a su vez puede inducir la deformación (expansión) del volcán. Cuando esta expansión se produce de forma asimétrica en el volcán, puede inducir el colapso lateral del sector afectado. En estos casos, aparecen estructuras de deformación distintivas en el volcán antes de su colapso catastrófico: grabens en la zona de cumbres; flancos con geometrías cóncavo-convexas; y/o pliegues, cabalgamientos o fallas en dirección en la base del edificio (p.ej., Van Wyk de Vries *et al.*, 2000).

El volcán Teide presenta materiales de baja resistencia tanto en su sustrato como en su interior. En la zona de cumbres existe una amplia zona en la que los materiales del volcán han sido fuertemente alterados hidrotermal-

mente. Datos geofísicos (p.ej., Aubert y Kieffer, 1998; Araña *et al.* 2000) indican la existencia de un volumen importante de rocas alteradas hidrotermalmente en el interior del edificio. En la zona de cumbres existen asimismo una serie de escarpes topográficos, algunos afectando a las rocas alteradas y otros cortando coladas posteriores, que han sido interpretadas recientemente (Márquez *et al.*, 2008) como un sistema de fallas normales definiendo un graben aproximadamente E-W (Fig. 1). Asimismo, los flancos NW y NE del volcán muestran unas geometrías cóncavo-convexas (Fig. 1), similares a las desarrolladas en volcanes que sufren procesos de expansión gravitatoria asimétrica (ver Márquez *et al.*, 2008). El conjunto de flancos deformados y graben en la cumbre parece indicar que el edificio sufre una deformación por expansión asimétrica, similar a la de otros volcanes que se deforman por la presencia de un núcleo de rocas alteradas hidrotermalmente y con baja resistencia.

Por otra parte, en las galerías para la explotación de aguas subterráneas existentes en el Valle de Icod se observa, bajo la secuencia de lavas del Teide, una potente brecha polimíctica de matriz arcillosa, conocida localmente como "mortalón" y que muestra un comportamiento claramente plástico en las galerías que la intentan perforar (p.ej., Bravo, 1962). Aunque aún existe controversia sobre si esa brecha está presente en la totalidad del interior de la Caldera de Las Cañadas, las diversas reconstrucciones existentes y las distintas teorías sobre el origen de la caldera (p.ej., Martí *et al.*, 1997; Cantagrel *et al.*, 1999), sitúan esa brecha al menos bajo la mitad norte del edificio principal. Actualmente, no parecen existir evidencias claras de que este sustrato sufra deformación por el efecto de la carga del volcán, ya que la prueba más clara de este proceso sería la deformación compresional de estos materiales del sustrato en el frente submarino de las lavas del Teide, y los datos de geofísica marina existentes no parecen mostrar este tipo de estructuras (Márquez *et al.*, 2008).

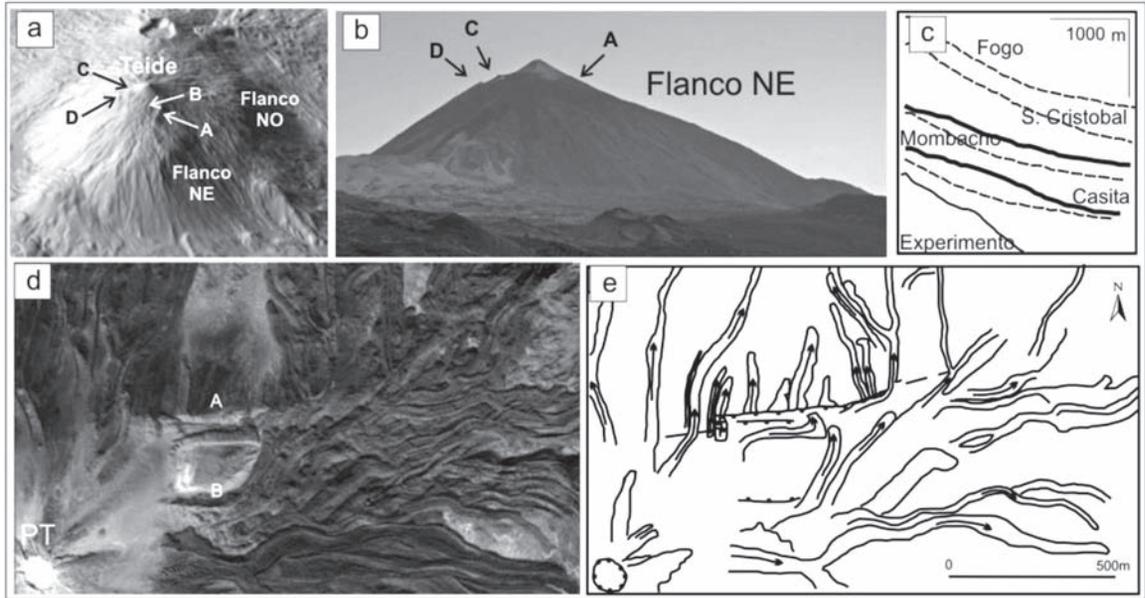


Figura 1. Evidencias de deformación por expansión (*spreading*) asimétrica del volcán Teide. a) Vista 3D del Teide mostrando los flancos deformados del NW y NE y la zona E-W de la cumbre delimitada por dos escarpes principales (A y D) buzando hacia el interior del edificio. b) Fotografía del Teide mostrando la geometría cóncavo-convexa de su flanco NE. Se pueden ver también los escarpes principales (A, C y D) de la zona de cumbres. c) Perfiles topográficos de ejemplos conocidos de volcanes con flancos estables (líneas discontinuas) e inestables (líneas continuas) mostrando la geometría cóncavo-convexa. Se puede observar la similitud del flanco NE del Teide en b) con los flancos inestables de los volcanes Casita y Mombacho (Nicaragua). d) Fotografía aérea (Google Earth) de la zona de cumbre del Teide mostrando los dos escarpes de dirección E-W (A y B) al NE del cono (PT). e) Interpretación estructural mostrando cómo los escarpes cortan a algunas coladas de lava. (Figura modificada de Márquez *et al.*, 2008).

TRABAJOS FUTUROS:

ORIGEN, EDAD, EXTENSIÓN Y SEGUIMIENTO DE LA DEFORMACIÓN

Las importantes implicaciones que tienen las evidencias existentes de una posible deformación gravitatoria asimétrica del Teide para la estabilidad gravitatoria del volcán, y el consiguiente peligro de un deslizamiento catastrófico de su flanco Norte, motivan que el estudio de estos procesos deba ser tenido en cuenta para una evolución completa de los riesgos naturales de la zona. Al menos cuatro aspectos importantes son susceptibles de estudios futuros para una mejor comprensión de la deformación del volcán y sus implicaciones: 1) origen, 2) edad, 3) extensión y 4) seguimiento.

Aunque las evidencias actuales parecen apuntar a un origen de la deformación del volcán por su expansión gravitatoria (Márquez *et al.*, 2008), se requieren estudios estructurales de campo más detallados de las estructuras de deformación detectadas y del conjunto del volcán, para intentar caracterizar esas estructuras y el campo de esfuerzos asociado. Además, sería interesante caracterizar geomecánicamente los materiales del volcán y definir mediante técnicas geofísicas de forma más precisa la geometría del núcleo hidrotermal, para poder realizar modelos análogos y numéricos de la deformación del edificio (ver p.ej., Cecchi *et al.*, 2005). Los estudios estructurales de campo son fundamentales también para

determinar la edad de los materiales afectados por las estructuras de deformación y así intentar determinar la edad de la deformación. En este sentido, profundizar en los estudios geodésicos es clave para intentar determinar si el edificio se está deformando en la actualidad y cuál es la geometría de esa deformación. Así, aunque los trabajos de InSAR clásicos no detectaron deformación activa en el Teide (Fernández *et al.*, 2003), resultados preliminares de nuevas técnicas de InSAR avanzadas (Spinetti *et al.*, 2007) sí parecen mostrar una deformación actual del volcán. Los datos de GPS diferencial o nivelación podrían añadir una contribución fundamental para delimitar la geometría real de esa deformación. Los datos geodésicos son también clave para determinar la extensión de la deformación y la hipotética relación de la deformación del edificio con la de los rift. De nuevo aquí surge como clave la combinación de los datos (geodésicos) con los modelos. Por último, la combinación de datos geológicos, geodésicos y geofísicos es esencial para poder hacer un seguimiento de la deformación del edificio, y separar sus efectos de otros procesos tecto-volcánicos posibles en la zona, como ascensos de magma o activaciones del sistema hidrotermal.

REFERENCIAS

- Ablay, G. y J. Martí, (2000): *J. Volc. Geoth. Res.*, 103, 175-208.
- Araña, V. *et al.* (2000): *J. Volc. Geoth. Res.*, 103, 43-64.
- Aubert, M. y G. Kieffer (1998): *R. C. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Plan.*, 326, 87-92.
- Borgia, A. *et al.* (2000): *Ann. Rev. Earth Plan. Sci.*, 28, 539-570.
- Bravo, T. (1962): *Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. (Secc. Geológica)*, 60, 93-108.
- Cantagrel, J.M. *et al.* (1999): *Geology*, 27, 739-742.
- Carracedo, J.C. *et al.* (2007): *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119, 1027-1051.
- Cecchi, E., B. *et al.* (2005): *Bull. Volcan.*, 67, 72-91.
- Fernández, J. *et al.* (2003): *J. Volc. Geoth. Res.*, 124, 241-253.
- Martí, J., *et al.* (1997) *Geology*, 25, 879-882.
- Márquez, A. *et al.* (2008): *Geophys. Res. Lett.* doi: 10.1029/2007GL032625.
- Spinetti, C. *et al.* (2007): Proc. "Envisat Symposium 2007", Montreux, Switzerland.
- Van Wyk de Vries, B. *et al.* (2000): *Geology*, 28, 167-170.

GEODINÁMICA DE LAS FUMAROLAS DEL VOLCÁN TEIDE (TENERIFE, ISLAS CANARIAS)

Gladys Melián¹, Franco Tassi², Eleazar Padrón¹, Dácil Nolasco¹, Nemesio Pérez¹, Pedro Hernández¹, Rayco Marrero¹, David Calvo¹, Germán Padilla¹, José Barrancos¹, Margarita Díaz¹

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

² Department of Earth Sciences, Florencia, Italia

RESUMEN

El pico del Teide es el único lugar donde existen manifestaciones visibles de gases volcánicos en las Islas Canarias. Desde 1999 se recogen y analizan de forma periódica muestras de gases fumarólicos del Teide con el fin de realizar un seguimiento de su composición química e isotópica con fines de vigilancia volcánica. Los resultados indican que las descargas magmático-hidrotermales del volcán Teide tienen una fuerte componente hidrotermal. Entre los años 2004 y 2006 se han observado variaciones significativas en su composición relacionadas posiblemente con la crisis sismo-volcánica de 2004 que descartan la hipótesis de reactivación volcánica del sistema Teide.

Palabras clave: Teide, fumarolas, gases.

ABSTRACT

Summit of Teide is the only place of the Canaries where visible geothermal emanations occur in the form of fumaroles. Since 1999, a periodic sampling and analysis of fumarolic gases has been performed to monitor the chemical and isotopic composition and contribute to the Volcanic Surveillance Program in Tenerife. Results indicate that magmatic-hydrothermal discharges from Teide volcano have a strong hydrothermal component. Significant secular variations observed between 2004 and 2006 suggest a relation with the seismic-volcanic crisis of 2004 although volcanic reactivation of Teide is rejected.

Keywords: Teide, fumaroles, gases.

INTRODUCCIÓN

El volcán Teide (3.718 m) está localizado en la parte central de la isla de Tenerife (Fig. 1a), en la intersección de tres dorsales o ejes estructurales. En su cráter sumital existen numerosas fumarolas (Fig. 1b) de baja temperatura (81-85°C) debido a la existencia de un sistema magmático-hidrotermal en profundidad.

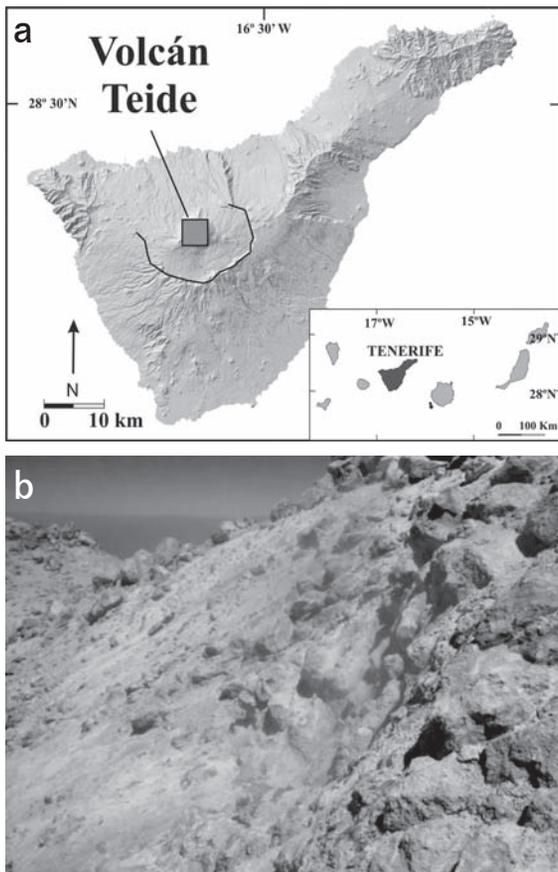


Figura 1. (a) Localización del volcán Teide, Tenerife, Islas Canarias. (b) Campo de fumarolas en el interior del cráter del Teide.

El estudio y seguimiento de la composición química de los gases volcánicos es de vital importancia en los programas multidisciplinarios de vigilancia volcánica ya que variaciones significativas en su composición, así como en sus niveles de emisión pueden estar relacionadas con cambios en la actividad volcánica (Matsuo, 1960; Giggenbach y Matsuo, 1991; Symonds *et al.*, 1994; Giggenbach, 1996; Hernandez *et al.*, 2001; Carapezza *et*

al., 2004). Con el objeto de monitorizar la composición química e isotópica de las descargas magmático-hidrotermales del volcán Teide, el ITER desde el año 1999 realiza un muestreo regular del gas fumarólico y de la temperatura de las fumarolas. Este trabajo ha servido para caracterizar la composición química e isotópica de los gases fumarólicos del Teide, comparar los resultados obtenidos con los estudios realizados por otros autores (Cioni *et al.*, 1985; Albert-Bertrán *et al.*, 1990) y establecer la línea base de la composición química durante periodos de actividad inter-eruptivos. Así mismo ha servido de gran utilidad para descartar hipótesis barajadas por varios autores de una reactivación del volcán Teide a raíz de la crisis sismo-volcánica de 2004 (García *et al.*, 2006; Pérez y Hernández, 2007).

METODOLOGÍA

El ITER lleva realizando desde 1999 el muestreo regular de los gases fumarólicos del Teide con una periodicidad mensual. Este muestreo se realiza siguiendo principalmente la metodología descrita por Giggenbach (1975), consistente en el empleo de ampollas de vidrio tipo PI-REX de aproximadamente 300 cc de capacidad (Fig. 2) con 40 mL de solución caústica de NaOH 5N a las que se les hace vacío con el objeto de retener los gases ácidos condensables (CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl , HF , NH_3 , HBr y B) en la fase líquida y los no condensables (H_2 , O_2 , He , CO , CH_4 , C_2H_6 , Ar , N_2) en la fase gas. También se realiza el muestreo de condensado volcánico para el análisis del pH, conductividad y contenido de aniones y cationes.



Figura 2. Muestreo de gases fumarólicos siguiendo la metodología descrita por Giggenbach (1975).

La composición química de los gases volcánicos se analiza mediante diferentes metodologías. Los gases no retenidos en la disolución alcalina (no reactivos) se analizan por cromatografía de gases (cromatógrafo de gases Varian 3800), mientras que los disueltos en la fase acuosa son analizados por cromatografía iónica (Dionex DX500), electrodos de ión selectivo y valoraciones ácido-base, dependiendo de la especie en cuestión. La medida *in situ* de la temperatura de los gases de las fumarolas se realiza mediante un termopar.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los gases volcánicos procedentes de las descargas magmático-hidrotermales del volcán Teide están compuestos principalmente por H₂O (68-83% V) seguido por el CO₂ (85-99% de la fracción seca) y de un resto constituido por N₂, CH₄, H₂, He, O₂, Ar, He, H₂S, SO₂ y CO₂. Durante el período de estudio, la temperatura medida en las fumarolas del Teide ha estado en torno a los 85°C, la cual corresponde a la temperatura de ebullición del agua a 3.718 m, y sólo manifiesta pequeñas variaciones debidas a cambios en la presión barométrica. En la Fig. 3 se muestra un diagrama triangular de los contenidos relativos de CO₂, St y HCl de las fumarolas del Teide así como de otras muestras de gases tomadas en diversos puntos del archipiélago canario. Puede observarse que los gases de origen volcánico en Canarias presentan una composición química típica de gases hidrotermales, con un alto contenido de CO₂ y un bajo contenido de HCl y St.

El estudio de la composición química de los gases volcánicos nos permite clasificar a su vez los gases en meteóricos, magmáticos y corticales dependiendo a su vez del asentamiento tectónico de los volcanes (Giggenbach, 1996). Siguiendo el diagrama triangular de la composición relativa de N₂, He y Ar (Fig. 4), observamos que los gases fumarólicos del Teide y de otros puntos del archipiélago canario caen dentro del triángulo delimitado por los reservorios típicos del manto, aire y aire saturado en agua. En general, presentan bajas relaciones N₂/Ar típicas de volcanismo de islas oceánicas no asentadas en zonas de convergencia de placas (andesíticas). La relación N₂/Ar en la atmósfera permite identificar las muestras que presentan contaminación atmosférica, mientras que la relación N₂/He es usada para distinguir las muestras derivadas del manto o las típicas de arcos volcánicos. Otras muestras presentan una importante contaminación at-

mosférica, como son las de Teneguia en La Palma y Timanfaya en Lanzarote, con relaciones N₂/Ar de 84,2 y 84,5 respectivamente, siendo la relación N₂/Ar en el aire atmosférico 84 (Pérez *et al.*, 1992).

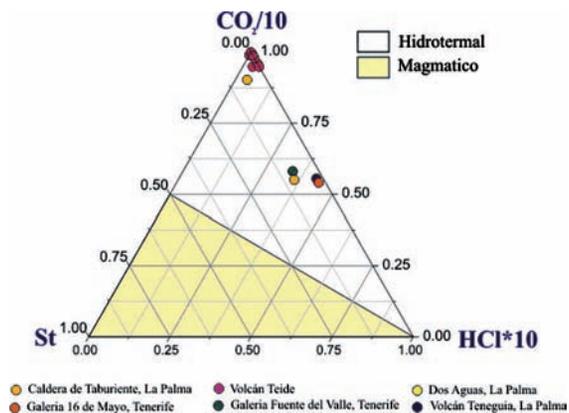


Figura 3. Diagrama triangular del contenido relativo de HCl-CO₂-St en las descargas magmático-hidrotermales del volcán Teide y de otros gases muestreados en otros puntos del archipiélago canario (Pérez *et al.*, 1992).

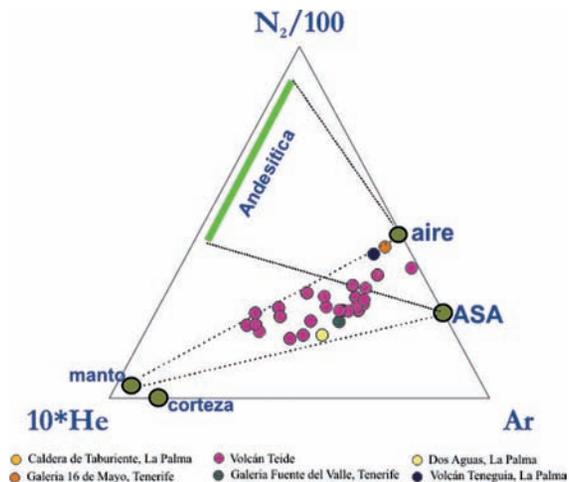


Figura 4. Diagrama triangular del contenido relativo de He-N₂-Ar en las descargas magmático-hidrotermales del volcán Teide y de otros gases muestreados en otros puntos del archipiélago canario (Pérez *et al.*, 1992).

El seguimiento de la composición química de las descargas magmático-hidrotermales del Teide nos ha permitido identificar variaciones temporales relacionadas con la crisis sismo-volcánica de 2004. Aunque estas variaciones junto a otras observaciones realizadas en las relaciones

isotópicas $^3\text{He}/^4\text{He}$ y la temperatura de las fumarolas no son significativas como para considerar una posible reactivación del sistema magmático–hidrotermal del Teide (Pérez *et al.*, 2005, 2006; Pérez y Hernández, 2007), si son indicativas de que el movimiento de magma ocurrido en el subsuelo de la isla de Tenerife en 2004 postulado por diversos autores (Almendros *et al.*, 2007) pudiera haber afectado a las condiciones físico–químicas y termodinámicas del sistema magmático–hidrotermal del Teide.

En la Fig. 5 se muestra la evolución temporal de los contenidos de HCl, H_2S , SO_2 , He, H_2 y CO durante el periodo 2003-2008. Puede observarse como entre el año 2004 y 2006 se produce un incremento significativo en los contenidos relativos de estos gases. Los cambios de esfuerzos ocurridos en el subsuelo de la isla de Tenerife debidos a la intrusión de magma postulada posiblemente hayan sido responsables de las variaciones observadas en la composición de las fumarolas. Sin embargo, descartamos totalmente la hipótesis de intrusión de magma en la cámara fonolítica del Teide ya que durante todo el periodo de estudio no se ha observado variación significativa alguna tanto en la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ como en la temperatura y el contenido en SO_2 , que aunque estos últimos son superiores en el periodo 2004-2006, no son lo suficientemente altos como para apoyar esa hipótesis.

Con el objeto de determinar la temperatura y presión del sistema magmático–hidrotermal del Teide en profundidad, hemos aplicado cálculos geotermométricos y geobarométricos basados en la composición química y temperatura de las fumarolas del Teide. Los cálculos de geotermometría se han realizado basándonos en el geotermómetro de D'Amore y Panichi (1980) que tiene en cuenta los contenidos de CO_2 , CH_4 y CO (Fig. 6b). Los resultados indican que la temperatura de equilibrio estimada para el sistema magmático–hidrotermal del Teide durante el periodo de estudio ha variado entre 200 y 350° C, encontrándose los mayores (280-350° C) durante el año 2005. Es interesante indicar que esta variación significativa en la temperatura coincide en el tiempo con los mayores cambios observados en la composición química de las fumarolas. Respecto a los cálculos geobarométricos, hemos estimado la presión del sistema en profundidad basándonos en el trabajo publicado por Chiodini y Marini (1998) y teniendo en cuenta las presiones parciales de CO_2 y H_2O . Los resultados indican que la presión total del sistema magmático–hidrotermal del Teide es de aproximadamente 44 bares (Fig. 6b).

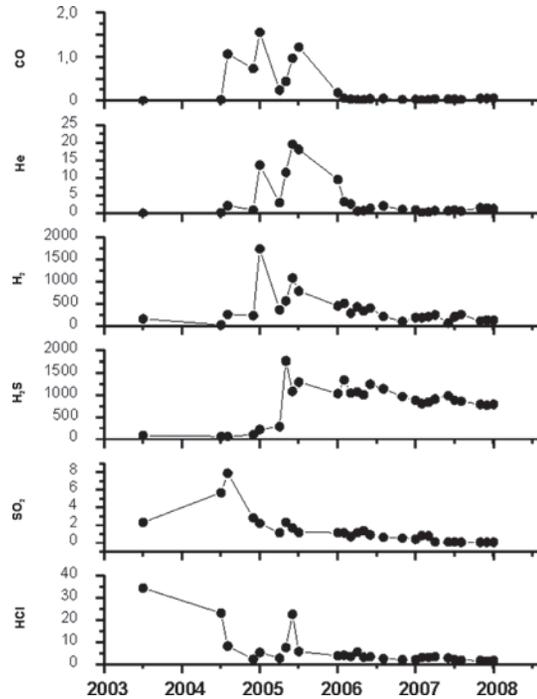


Figura 5. Variaciones en la composición química de las descargas magmático–hidrotermales del volcán Teide durante el periodo 2003-2008. La composición química está expresada en $\mu\text{mol}/\text{mol}$.

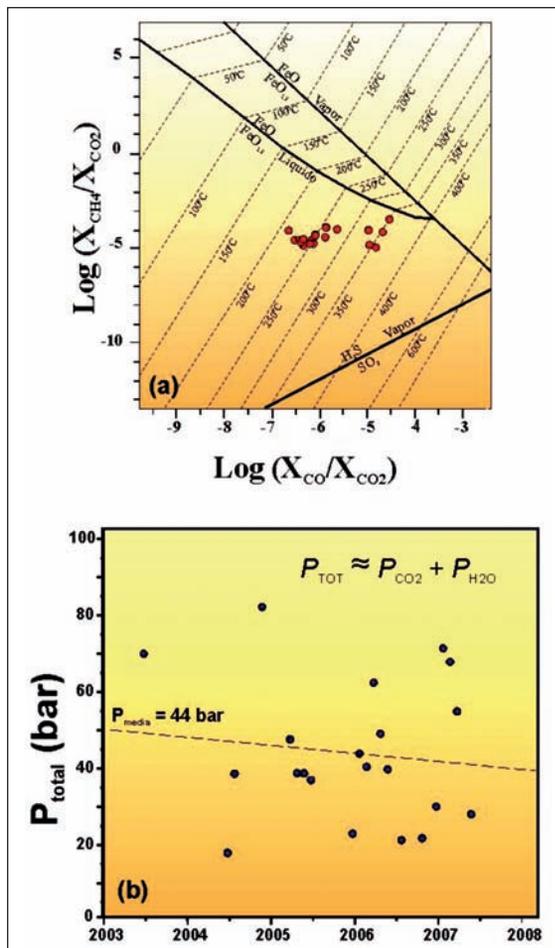


Figura 6. (a) Geotermometría y (b) geobarometría aplicada al sistema magmático-hidrotermal del volcán Teide a partir de la composición química de los gases fumarólicos del Teide.

La composición química de las descargas magmático-hidrotermales del volcán Teide son típicas de sistemas volcánicos con una fuerte componente hidrotermal, aunque sin embargo existe una clara componente magmática en el proceso de desgasificación como lo muestra la composición química e isotópica de los gases fumarólicos del Teide (Pérez *et al.*, 1992). El seguimiento y medida de la composición química de los gases de las fumarolas es una herramienta muy útil para el programa de vigilancia volcánica del volcán Teide ya que nos permite detectar variaciones de las condiciones de P y T del sistema en profundidad ante posibles crisis volcánicas en el futuro.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha podido realizar gracias al programa de vigilancia volcánica co-financiado por el Cabildo Insular de Tenerife y el Gobierno de Canarias, Programa INTERREG IIB Açores-Madeira-Canarias. También agradecer al Parque Nacional del Teide, Teleférico del Pico del Teide S.A. y a ICONA por su colaboración durante el desarrollo de este trabajo.

REFERENCIAS

- Alber-Beltrán, J., Araña, V., Diez, J., Valetin, A. (1990): "Physical-chemical conditions of the Teide volcanic system (Tenerife, Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 43, 321-332.
- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Carmona, E., Zandomenighi, D. (2007): "Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160, 285-299.
- Carapezza, M., Inguaggiato, S., Brusca, L., Longo, M. (2004): "Geochemical precursors of the activity of an open-conduit volcano: The Stromboli 2002-2003 eruptive events". *Geoph. Res. Lett.* 31, L07620, doi: 10.1029/2004GL019614.
- Chiodini, G. y Marini, M. (1998): "Hydrothermal gas equilibria: The H₂O-H₂-CO₂-CO-CH₄ system. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 62 (15), 2673-2687.
- Cion, R., Ferrara, G., Valentin, A., Araña V. (1985). In: *Mecanismos eruptivos y estructuras profundas de volcanes españoles e italianos* (ed. V. Araña) 69-78.
- D'Amore, F. y Panichi, C. (1980): "Evaluation of deep temperatures by a new gas geothermometer". *Geochim et Cosmochim. Acta* 44, 549-556.
- García, A., Ortiz, R., Marrero, J. M., Sánchez, N., Tárraga, M., Vila, J., Correig, A. M., Macià, R., Sleeman, R., (2006): "Monitoring the reawakening of Canary Islands Teide volcano". *EOS American Geophysical Union Transactions*, 87(6), 61, 65.
- Giggenbach, W. (1975): "A simple method for the collection and analysis of volcanic gas samples". *Bull. Volcanol* 39, 132-145.
- Giggenbach, W., Matsuo, S. (1991): "Evaluation of results from Second and Third IAVCEI Field Workshops on Volcanic Gases, Mt Usu, Japan, and White Island, New Zealand". *Appl. Geochem.* 6, 125-141.

- Giggenbach, W.F. (1996): "Chemical Composition of Volcanic Gases. En: Scarpa, R., Tilling, R.T. (Eds.), Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards". Springer, Berlin, pp. 221-256.
- Hernández, P., Notsu, K., Salazar, J., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N. (2001): "Carbon dioxide degassing by Advective Flow from Usu Volcano, Japón". *Science*, 292, 83-86.
- Matsuo, S. (1960): "The origin of volcanic gases". *J. Earth Sci. Nagoya*. 8, 222-245.
- Perez, N., Sturchio, N., Williams, S., Coello, J. (1992): III Congreso Geológico de España, Tomo I, 463-467.
- Pérez, N.M., Melián, G., Galindo, I., Padrón, E., Hernández, P. A., Nolasco, D., Salazar, P., Pérez, V., Coello, C., Marrero, R., González, Y., Barrancos, P.J. (2005): "Premonitory geochemical and geophysical signatures of volcanic unrest at Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abst.*, Vol. 7, 09993.
- Pérez, N. M. y Hernández, P. A. (2007): "Comment on the Recent Unrest at Canary Islands' Teide Volcano?". *EOS American Geophysical Union Transactions*, 88, p. 46.
- Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G., Marrero, R., Nolasco, D., Barrancos, J., Hernández, P.A., (2007): "Precursory subsurface ^{222}Rn and ^{220}Rn degassing signatures of the 2004 seismic crisis at Tenerife, Canary Islands". *Pure & App. Geophys.* 164, DOI 10.1007/s00024-007-0280.
- Symonds, R., Rose, W., Bluth, J., Gerlach, T. (1994): "Volcanic gas studies: methods, results and applications". In: *Volatiles in magma*, published by Mineral Society of America, M. Carrol & J. Holloway (eds), *Reviews in Mineralogy* 30, 1-66.

GEOMORFOLOGÍA VOLCÁNICA DE LA RESERVA NATURAL ESPECIAL DEL MALPAÍS DE GÜÍMAR (TENERIFE, ISLAS CANARIAS)

Javier Dóniz Páez

Escuela de Turismo Iriarte. Universidad de La Laguna, Tenerife

RESUMEN

Las investigaciones sobre la evolución de las formas de relieve se han convertido en uno de los temas centrales de los análisis geomorfológicos. Los paisajes volcánicos de reciente creación ofrecen una buena oportunidad para estudiar la dialéctica que se establece entre los rasgos morfológicos originales y los procesos iniciales de dismantelamiento posteruptivos, a la vez que permiten evaluar tanto las transformaciones fisiognómicas de los volcanes como su dinámica geomorfológica.

Este trabajo tiene como objetivo el estudio geomorfológico del volcán de Montaña Grande I y su campo lávico, poniendo de manifiesto la diversidad de formas volcánicas, tanto estructurales como de modelado, del mismo.

Palabras clave: Geomorfología, Montaña Grande, Tenerife.

ABSTRACT

Investigations into the evolution of forms of relief have become a central theme of the geomorphological analysis. The newly created volcanic landscapes offer a good opportunity to study the dialectic which is established between the original morphological features and processes of dismantling post-eruptive, both to assess both the physiognomic transformation of volcanoes as its geomorphological dynamics.

This work aims to study the geomorphology of Montaña Grande I volcano lava field, highlighting the diversity of volcanic forms, both structural and modeling it.

Keywords: Geomorphology, Montaña Grande, Tenerife.

INTRODUCCIÓN

El volcán de Montaña Grande I (270 msnm) se localiza en las proximidades del litoral suroccidental del Valle de Güimar en el dorso meridional de la dorsal de Pedro Gil. Es un edificio de unos 170 metros de altura ubicado sobre una

plataforma costera de rasgos topográficos relativamente homogéneos, que desciende suavemente hacia el mar, alcanza los 100 m de desnivel y dispone de una superficie aproximada de unos 3 Km². La altitud y la altura de Montaña Grande I la convierten en el relieve más destacado de todo el litoral del Valle.

El edificio volcánico y las coladas emitidas por el mismo forman parte del malpaís de Güímar (Fig. 1), que constituye desde 1994 una Reserva Natural Especial, aunque su protección legal es anterior con la Ley de Espacios Naturales de Canarias de 1987 con la categoría de "Paraje Natural de Interés Nacional". Las Reservas corresponden a figuras de protección creadas para proteger espacios naturales y sus ecosistemas, que por su importancia y singularidad merecen ser protegidos. El malpaís es un lugar de gran interés geomorfológico, alberga una de las mejores expresiones del cardonal-tabaibal tinerfeño y, además, cuenta con una formidable riqueza florística y faunística (Esquivel *et al.*, 1995).

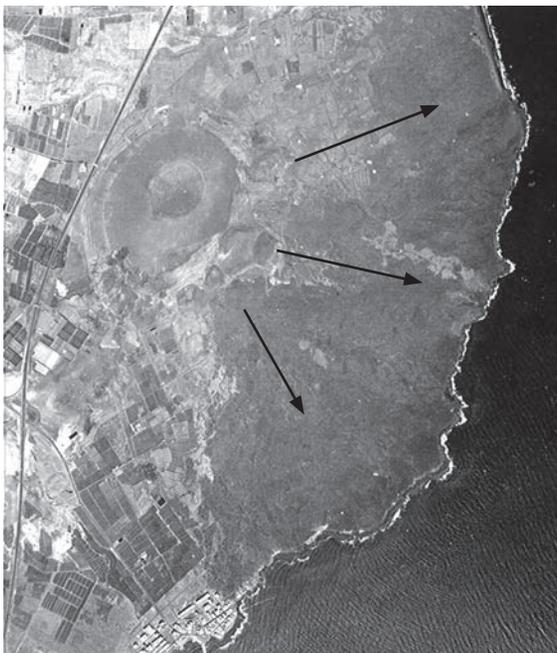


Figura 1. Fotografía aérea de Montaña Grande I y sus correspondientes derrames lávicos emitidos fundamentalmente desde su base.

La naturaleza del magma que ha originado el aparato volcánico y las corrientes lávicas asociadas al mismo, pertenecen a materiales de carácter basáltico olivínico-augítico muy cristalinos, de tipo escoriáceo y de textura porfídica (IGME, 1978). Este conjunto eruptivo se ha edificado sobre materiales pleistocénicos previos pertenecientes a la Serie III y de naturaleza diversa, bien corresponden a piroclastos basálticos finos o a tobas pumíticas (IGME, 1978).

La erupción volcánica cuaternaria responsable de la edificación de Montaña Grande I y de su campo lávico se enmarcan dentro de la Serie IV, coincidiendo con las manifestaciones volcánicas holocenas más recientes acaecidas en la isla, con anterioridad a las subhistóricas o las que han tenido lugar en fechas históricas. El paroxismo se encuadra, por tanto, en un espacio en el que a pesar de su gran antigüedad (en la pared de la ladera de Güímar se reconocen materiales de edad Miocena), la actividad volcánica ha tenido un gran protagonismo en los últimos milenios, convirtiéndose en uno de los principales factores responsables de las transformaciones fisonómicas del Valle de Güímar.

EL CONJUNTO VOLCÁNICO DE MONTAÑA GRANDE I

Rasgos morfológicos

La dinámica eruptiva de esta erupción es de tipo mixto –explosiva y efusiva–, y dio lugar a la construcción de un cono volcánico simple, de tipo puntual, cerrado, simétrico y de rasgos anulares de cuya base, y disponiéndose en forma de abanico abierto hacia el mar, sale la superficie lávica que conforma el malpaís (Beltrán *et al.*, 1999).

EL APARATO VOLCÁNICO: EL CONO Y EL CRÁTER

Se trata de un edificio que, aunque se desarrolla sobre una fractura de dirección NE-SO y que presenta algunos elementos que ponen de manifiesto su estrecha vinculación con disposiciones estructurales de tipo fisural, posee una morfología que recuerda a las erupciones de tipo central. El aparato volcánico se alinea en la misma dirección que los conjuntos eruptivos de Montaña Grande II, III y IV, Hoya del Cerco y Montaña de los Guirres, a lo largo de una fractura de unos 2,8 kilómetros de longitud (Fig. 2). Si tenemos en cuenta que excepto Montaña Grande I, los restantes edificios volcánicos son anteriores, ésta correspondería a una segunda fase de emisión a partir de una fractura ya abierta por la que surgirían todos los volcanes recientes de esta zona del Valle de Güímar.

Se trata por tanto, de un sistema de fracturas simples con desarrollo longitudinal, en el que la construcción de conos sencillos de tipo puntual es consecuencia de la concentración de la actividad volcánica en un tramo concreto de la fisura en momentos eruptivos distintos.

Es una construcción que tiene una forma externa similar a un cono truncado. Este aparato posee una altura

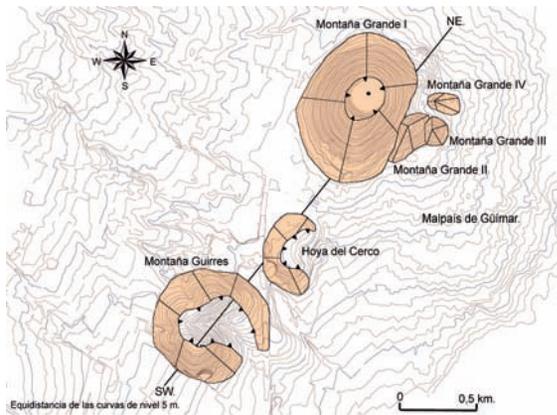


Figura 2. Esquema estructural de los volcanes recientes del litoral del Valle de Güimar. Elaboración: Javier Dóniz, Enrique Coello, Cayetano Guillén y Judit Rojas.

de 170 m, un perímetro de 2,7 km, un eje mayor y menor de 1 y 0,67 km respectivamente, planta subelíptica, pendientes externas acusadas que han favorecido su destrucción posteruptiva, 30° , y superficies y volúmenes en torno a los $0,54 \text{ km}^2$ y $0,046 \text{ km}^3$ respectivamente. El cráter en embudo de planta subcircular posee unos 300 metros de eje mayor por 250 m de diámetro menor y una profundidad de 87 metros.



Figura 3. Vista parcial del conjunto volcánico de Montaña Grande I.

Constituye un aparato de morfología anular, ligeramente alargado al NE, más elevado hacia el SO y formado a partir de materiales de proyección aérea tipo escorias y lapilli. Esta mínima disimetría está relacionada con la dirección dominante del soplo del viento durante la erupción, que propició la acumulación de los piroclastos en este sector del cono, conformando un pequeño campo de lapilli en la base suroccidental de M. Grande I, que se

superponen y recubren parcialmente al edificio abierto en arco de Hoya del Cerco y su correspondiente campo de lapilli. Confirman este hecho, por un lado, la elongación subcircular del cráter que nos permite pensar que no hubo una inclinación suficientemente importante del conducto eruptivo que fuese responsable del mayor crecimiento del cono en el sector suroccidental y tampoco una asimetría de las bocas eruptivas. Y, por otro, el que en la actualidad el viento dominante sopla en la misma dirección, lo que queda patente en el porte abanderado de la vegetación de esta zona del cono. Este aspecto tuvo claras repercusiones socioeconómicas, puesto que muchos de los bancales abandonados se localizan sobre este campo de lapilli. Además, las huellas morfológicas de las tradicionales extracciones de áridos, hoy afortunadamente interrumpidas, tanto de M. Grande I como de Hoya del Cerco, se encuentran en los flancos suroccidentales de los edificios.

En los flancos del cono existe una gradación de los materiales en función de su tamaño, ello es resultado de una doble dinámica: primero, durante el desarrollo del paroxismo los productos de mayores dimensiones y posiblemente más inestables rodaron pendiente abajo por efecto de la gravedad; y segundo, finalizada la erupción, los procesos de asentamiento de los materiales volcánicos y la dinámica gravitatoria, serían los responsables de que actualmente los productos que edifican el cono sean tanto más finos cuanto más cercanos a la cima del mismo. Tal es así, que en la proximidades del borde del cráter y apoyadas sobre un cejo rocoso de escorias soldadas y bombas volcánicas más o menos continuo (en el que se intercala un pequeño nivel lávico de unos 50 centímetros de espesor por unos 5 ó 6 metros de ancho, relacionado con las emisiones de lava procedentes desde el cráter explosivo) sólo visible en el flanco occidental del edificio, se observan planchas cementadas de materiales pulverizados tipo tobas de cenizas que buzan divergentemente hacia los flancos del aparato volcánico.

La homogeneidad fisonómica de los flancos del edificio queda parcialmente alterada por la presencia de arenas eólicas de color gris que tapizan gran parte del dorso oriental y meridional del cono. Éstas son transportadas por el viento desde la playa de la Entrada, al sur del caserío del Socorro y, atravesando parte del campo lávico, llegan a la base del cono e inician su ascenso por los flancos del mismo de un modo similar a las *dunas trepadoras*. Fisonómicamente el nivel altitudinal de las arenas viene dado por la presencia de gramíneas psanmófilas (*Hypa-*

rhenia hirta y *Cenchrus ciliaris*) que cubren los flancos del cono (Fig. 4).



Figura 4. La línea dibujada en el flanco oriental de M. Grande I. Indica el nivel alcanzado por las arenas.

El cráter en embudo del cono es resultado de una actividad fundamentalmente explosiva. Sus más de 85 metros de profundidad lo convierten en uno de los cráteres de este tipo más importante de la isla. Está compuesto por el apilamiento y superposición de escorias que hacia la cima aparecen soldadas a modo de plastrones lávicos en las que se intercalan bombas volcánicas. Las escorias también afloran hacia la mitad de las paredes internas del cráter; lo cual es indicativo de que las etapas explosivas finales, responsables de tapizar parcialmente las paredes de la boca eruptiva, así como su borde, fueron mucho menos violentas que las que dieron lugar al impresionante embudo explosivo.

Aunque es cierto que se trata de un edificio joven y bien conservado, las remodelaciones posteruptivas también están presentes; de éstas, la acción antrópica es responsable de las modificaciones más importantes en la fisonomía del aparato eruptivo. Los efectos morfológicos de la dinámica de vertiente, el viento y la arroyada se observan en el desalojo de los productos volcánicos más groseros de los flancos del cono y las paredes internas de la boca eruptiva, originando taludes escoriáceos que tapizan el fondo del cráter y que se acumulan en la base del edificio dando lugar a pequeños conos de derrubios escoriáceos. Tras la retirada de estos productos quedan películas de materiales más finos, en ocasiones *edafizados*, y ocupados por la vegetación sobre los que actúa la escorrentía generando pequeños reguerillos e incisiones torrenciales con una longitud media en torno a los 120 metros y una densidad de drenaje e índice de frecuencia

de 0,67 km de cauce/km² y 5,57 barrancos/km² respectivamente.

Aunque en la actualidad el edificio volcánico y el malpaís asociado al mismo forman parte de una Reserva Natural Especial (Decreto Legislativo 1/2000, BOC nº 60 15/5/2000), el uso histórico de este espacio ha sido económicamente poco rentable. Sin embargo, las huellas territoriales de su uso por parte del hombre quedan reflejadas en la piconeras del flanco SO de M. Grande I, que han provocado un impacto geográfico irremediable, y eso pese a que en su abandono actual, aparecen inmersas en la dinámica natural y están siendo sepultadas por taludes de lapilli y escorias fruto de la dinámica de vertiente. De los otros usos, igualmente abandonados, destacan los bancales que bordean la base del cono y las conducciones de agua localizadas a mitad del edificio y que servían para el regadío de los cultivos de la zona. Actualmente, uno de los impactos visuales más significativos es la red de senderos que atraviesan el aparato volcánico con motivo de la celebración de la Romería del Socorro que tiene lugar el siete de septiembre. A pesar de todo ello se trata de un edificio volcánico bastante bien conservado.

LA SUPERFICIE LÁVICA: EL MALPAÍS

Las lavas emitidas desde la base de Montaña Grande I reciben el nombre de malpaís. En Canarias, bajo esta denominación se hace referencia a una superficie lávica reciente, que conserva sus rasgos morfológicos superficiales originales, constituidos por pedazos irregulares, de bordes quebrados y vesiculados, en conjunto caótico, con diferente grado de calado y de tránsito difícil. Si bien es cierto que la morfología superficial predominante de las lavas es de este tipo; también lo es, la presencia de aquellas con superficies lisas, continuas y fácilmente transitables, por lo que la denominación de malpaís no es del todo correcta.

La emisión de las lavas se produce a través de varias fisuras efusivas basales localizadas en los flancos orientales y meridionales de M. Grande I. Este modo de emitir las corrientes lávicas es propio de erupciones basálticas de tipo mixto, desarrolladas sobre superficies topográficas previas escasamente inclinadas, en la que se edifican conos centrales de alturas considerables, de manera que, la presión del magma para ascender y salir a la superficie no es lo suficientemente importante y no alcanza el cráter, generando entonces grietas en la base del edificio por las cuales se derraman los materiales fluidos a favor de la pendiente (Fig. 5).



Figura 5. Fotografía aérea del volcán basáltico de la Poruña en Chile, obsérvese la emisión de las lavas con una longitud de unos 8 km a través de fisuras efusivas basales muy similares a las del malpaís de Güimar. Fotografía: Peter Francis 1993.

Montaña Grande I emitió varios derrames lávicos procedentes de fisuras efusivas basales. Estas corrientes ocupan el territorio con una tendencia a superponerse, si bien es cierto que al no disponer cada una de ellas del mismo volumen de lavas, no cubren siempre a las anteriores, ni tampoco los relieves previos. Un ejemplo llamativo lo constituye el cono de piroclastos de Montaña de la Mar—que según el mapa geológico corresponde a una acumulación de lavas basálticas de la Serie III (IGME, 1978)—. Este edificio constituido por lapilli, escorias soldadas y bombas volcánicas conforma un islote en el mar de lavas de M. Grande I, cuyas emisiones lo bordearon e incluso lo atraviesan, presumiblemente, por una escotadura inicial en su cráter. En su flanco sur, los restos de este edificio piroclástico están acantilados lo que es indicativo de hasta donde batían las olas con anterioridad a la erupción de M. Grande I; incluso, por su proximidad actual al mar éste pudo desarrollar fases hidrovulcánicas cuyas huellas morfológicas podrían estar sepultadas bajo las lavas del malpaís.

A lo largo de las proximidades del frente lávico y a la misma altitud que Montaña de la Mar, se reconoce un ligera ruptura de pendiente de varios metros de altura en el que las lavas aa de M. Grande I se precipitan y que podría coincidir con la antigua línea de costa, lo que implica por tanto, que las lenguas lávicas de la erupción de M. Grande I, no sólo llegaron al mar, sino que ganaron terreno al mismo ampliando la superficie del malpaís previo y, por consiguiente, de la isla.

Otros afloramientos anteriores que sobresalen en el manto lávico son tres acumulaciones piroclásticas ba-

sálticas de la Serie III, con recubrimientos parciales de pumitas y niveles de encalichamiento. El buzamiento de los estratos de cada uno de estos afloramientos y la disposición semicircular que dibujan, parecen indicar que son los restos de un antiguo edificio volcánico abierto al este, cuyo flanco ONO está parcialmente destruido y sepultado por la construcción de M. Grande I. Ésta habría reutilizado una fractura previa alineándose con todos los aparatos eruptivos explosivos recientes de esta plataforma del Valle. A su vez, el área deprimida que generan las montañas Grande II, III y IV, en relación con el corte de los estratos y con el buzamiento de los mismos, insinúan que ésta podría corresponder con el cráter del primitivo cono volcánico. Cierto o no, en su interior alberga la fisura efusiva oriental de M. Grande I responsable de la emisión de las lavas centrales del malpaís. Asociada a la misma, y común al resto de salideros, existe una construcción esoriácea de varios metros de potencia formada por el apilamiento de plastrones lávicos fluidos, relacionadas con las emisiones póstumas del paroxismo volcánico.

Se trata de coladas basálticas, fluidas, con disposición en abanico y con una morfología superficial rica en formas de detalle. Dentro del malpaís podemos reconocer los dos tipos morfológicos más característicos de las emisiones lávicas: las *aa* y las *pahoehoe*. Las primeras, caracterizadas por una superficie caótica, compuesta por bloques heterométricos, angulosos e irregulares, generalmente calados, resultan de la fragmentación de la costra enfriada por el desprendimiento de los gases y por el propio movimiento de la colada, que origina en su interior velocidades diferenciales (Romero, 1992), son las predominantes y es el tipo de lava que corresponde estrictamente al término de malpaís. Las *pahoehoe*, relacionadas con un menor contenido en gases y mucho más fluidas que las *aa* tienden a circular bajo una costra ya solidificada pero plástica, generando una gran variedad de morfologías superficiales tipo pliegues, cuerdas, tripas, bulbosas, losas, etc.

La distribución de ambos tipos de superficies lávicas no es aleatoria, existen modificaciones en la morfología superficial de las mismas tanto desde la base del cono hasta el mar, como en su perfil transversal. Este hecho responde al proceso evolutivo lógico de las lavas en muchos volcanes basálticos, que consiste en el paso gradual de las emisiones *pahoehoe* hacia las *aa*, incluyendo una amplia gama de morfologías de transición. De este modo, las lavas *pahoehoe* se localizan fundamentalmente en el área central del malpaís, mayoritariamente aso-

ciadas a grietas de resalida a medida que se alejan de los centros de emisión basales, y en las proximidades a los centros de emisión, mientras que las *aa* lo hacen en los bordes del abanico lávico y en su frente.

Como ya hemos comentado, las lavas fueron emitidas a través de fisuras eruptivas ubicadas en la base de M. Grande I. Se reconocen, al menos, tres tramos de ella localizadas desde la base suroccidental del cono a la nor-oriental. Aunque no dispongan de continuidad espacial cabe suponer que estos salideros, individualizados y con momentos efusivos temporalmente heterogéneos, pertenecen a un único proceso eruptivo responsable de la apertura de la grieta volcánica pero con concentración de la actividad en tres tramos concretos. En las proximidades de las fisuras existen acumulaciones de varios metros de altura de lavas escoriáceas, relacionadas con las etapas finales de expulsión de las lavas y asociadas a bajas tasas de emisión, permitiendo la acumulación de las mismas en las proximidades de las fisuras. Cerca de los puntos de emisión los lapilli han cubierto parte de la superficie lávica, lo que significa que los estadios finales de la erupción de M. Grande I desarrolló comportamientos explosivos de tipo moderado, del resto no sabemos que etapas –explosivas o efusivas– se iniciaron antes o después, aunque lo normal en este tipo de erupciones mixtas es un funcionamiento simultáneo, máxime cuando sus respectivos centros de emisión están espacialmente separados.

Las lavas *pahoehoe* son de escasa potencia, 5-20 cm, y poco calado pero con una variedad morfológica superficial enorme: en losas o planchas, tripas, cordadas, etc. Durante su circulación, en ocasiones, la cobertera se rompe en bloques cuya potencia no va más allá de los 20 cm originando superficies con morfologías de fragmentos groseros que distan mucho de las típicas lavas en bloques. También es posible reconocer en su superficie la presencia de túmulos, tubos y microtubos volcánicos de dimensiones variables, jameos cuyos techos se desplomaron mientras aún circulaba por su interior la lava empastando sus paredes internas de rebabas, o respiraderos de desgasificación con un orificio circular de pocos centímetros de profundidad. Frente a esta diversidad de formas, las lenguas *aa* se caracterizan por su relativa homogeneidad. Destaca la presencia de canales lávicos y muros laterales de enfriamiento y las enormes diferencias, sobre todo, en el tamaño de los fragmentos que oscilan desde los 10-15 cm hasta los 50 cm, que son responsables de grados de calado de la superficie rocosa igualmente diversos.

Las transformaciones más importantes en las lavas del malpaís están relacionadas, por un lado, con la erosión marina, y por otro, con las escasas actividades humanas. El litoral del malpaís está totalmente acantilado exceptuando la zona de la playa de la Entrada, una playa de cantos heterométricos con una berma de unos dos metros de altura, por donde penetran las arenas empujadas por los alisios que cubren parte del malpaís y de los flancos del cono. La altura de cantil oscila entre los 2 y 10 metros aproximadamente, posee una verticalidad acusada mantenida por la abrasión marina responsable de la sucesión de grutas, bufaderos, arcos y el ensanchamiento de su red de diaclasas, ligada a la propia disyunción columnar de las coladas basálticas. La erosión marina actúa a través de todos ellos y de los numerosos tubos volcánicos que constituyen puntos de debilidad del frente costero. Hacia el interior del malpaís la erosión del mar se refleja a través de los procesos de tafonización asociados a la corrosión marina causados por la maresía.

La continuidad del sustrato rocoso con falta total de suelo y el constante azote de un fuerte viento cargado de sal y localmente de arenas, unido a unas condiciones climáticas difíciles (Beltrán *et al.*, 1999), y que en la actualidad forme parte de la red de espacios naturales protegidos de Canarias, junto con que el grado de aprovechamiento humano haya sido mínimo –protagonizado por un pastoreo invernal, una agricultura inicialmente de cereales de secano y luego de tomates y plátanos en regadío cuyas parcelas se localizan en las márgenes del malpaís y en los terrenos más antiguos que afloran en su interior junto con otro tipo de aprovechamiento extensivos (Beltrán *et al.*, 1999)–, permiten que el malpaís se encuentre en un estado de conservación relativamente bueno. Sin embargo, en la actualidad el malpaís está seriamente amenazado por la expansión del polígono industrial y del núcleo del Puertito de Gúímar al norte y sur respectivamente.

Las consecuencias geomorfológicas

Como sucede con otros volcanes recientes, su aparición ha supuesto una perturbación local de la dinámica natural del paisaje. Desde el punto de vista geomorfológico, el desarrollo de una erupción volcánica implica la creación de nuevas formas de relieve, a su vez, M. Grande I ha supuesto una reorganización de la red hidrográfica, obturando barrancos previos o bloqueando el drenaje de otros localizados en su área de influencia (Barrancos de la Piedra Gorda o de Badajoz por ejemplo). Por otro lado,

la consecuencia inmediata de su aparición es la remodelación de la línea de costa, puesto que sus lavas han sido capaces de ampliar la superficie del Valle.

CONCLUSIONES

El conjunto volcánico de Montaña Grande I está compuesto por un edificio volcánico y sus correspondientes derrames lávicos y campos de lapilli. Es un cono monogénico de naturaleza basáltica constituido, fundamentalmente, por escorias y lapilli. Dispone de morfología anular, planta simétrica ligeramente elongada y cráter central con una profundidad de las más importantes de la isla de Tenerife, desde el que se emiten cortas lenguas de lava; aunque los volúmenes lávicos más importantes proceden de fisuras ubicadas en la base del cono. El paroxismo que originó todo este conjunto volcánico desarrolló comportamientos explosivos y efusivos de rasgos estrombolianos.

El paisaje geomorfológico de este complejo volcánico constituye un magnífico ejemplo de la variedad morfológica propia de los volcanes recientes en la isla de Tenerife y un lugar apropiado para llevar a cabo catálogos geomorfológicos. En este caso concreto, junto con otros elementos propios del paisaje natural, la diversidad, rareza, fragilidad, representatividad o singularidad de formas volcánicas de detalle, desempeñaron un papel clave en su denominación actual como Reserva Natural Especial.

REFERENCIAS

- Beltrán, E., Ríos, J., Arozena, M. (1999): "El papel de la morfología superficial de las coladas lávicas en las características de la vegetación del Malpaís de Güimar (Tenerife. I. Canarias)". Homenaje al profesor Juan Vilá Valentí. El seu mestratge en la geografia universitaria. Universidad de Barcelona. Colección homenaje. 15. 783-799.
- Castellano, A. (1996): *Cartografía Geomorfológica del Valle de Güimar*. Memoria de Licenciatura. Departamento de Geografía. Facultad de Geografía e Historia. Universidad de La Laguna. 168 pp.
- Dóniz Páez, J.; Armas Ayala, V. y Romero, C. (1999): "Organización espacial de la actividad eruptiva en la dorsal volcánica de Pedro Gil (Tenerife, Islas Canarias)". Actas del XVI Congreso Nacional de Geografía. Tomo I. Málaga. pp. 81-89.
- Dóniz Páez, J. (2000): "Rasgos morfológicos de los volcanes recientes de Montañas Negras en Santiago del Teide". Polígonos. 10. 155-165.
- Dóniz Páez, J. (2001 a): "La remodelación torrencial de los edificios volcánicos basálticos simples de Tenerife". Actas del XVII Congreso Nacional de Geografía. Oviedo. pp. 154-158.
- Dóniz Páez, J. (2001 b): "La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)". Cuaternario y Geomorfología. 15 (3-4). 125-129.
- Dóniz Páez, J. (2002 b): "Aproximación a la degradación de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife a través de las técnicas morfométricas". En Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J., Morales, C. y Ortega, M. (eds). Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología. Patrimonio, montaña, dinámica territorial. SEG. Dpto. Geografía UV. Valladolid. 445-454.
- Dóniz Páez, J. (2002 c): "El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife". Papeles de Geografía. 35. 101-114.
- Dóniz Páez, J. (2004): *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Tesis Doctoral. Departamento de Geografía. Universidad de La Laguna. Tenerife. 396 pp.
- Dóniz Páez, J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto. de Los Realejos, 219 pp.
- Esquivel, J., García, H., Redondo, C., García, I., Carralero, I. (1995): *La Red Canaria de Espacios Naturales Prote-*

- gidos. Viceconsejería de Medio Ambiente. Gobierno de Canarias. S/C Tenerife. 412 p. + anexo cartográfico.
- Francis, P. (1993): *Volcanoes, a planetary perspective*. Clarendon Press. Oxford. 443 pp.
- Inbar, M., Lugo-Hubt, J., Villers, L. (1994): "The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, México, 1943-1990". *Geomorphology*. 9. 57-76.
- Romero, C. (1992): *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife*. ACT. Santa Cruz de Tenerife. 265 pp.

GEOMORFOLOGÍA DE LOS VOLCANES BASÁLTICOS MONOGÉNICOS DE LA ISLA DE TENERIFE, CANARIAS

Javier Dóniz Páez

Escuela de Turismo Iriarte. Universidad de La Laguna, Tenerife

"... ver volcanes debía ser, para Humboldt, algo así como ver archivos para un historiador ..."

Cioranescu

RESUMEN

Los volcanes basálticos monogénicos constituyen las formas más comunes producidas por el fenómeno volcánico subaéreo (Wood, 1980 a), aún así, el interés que han despertado en la comunidad científica es inmensamente menor que el derivado de otras estructuras y procesos eruptivos. Sin duda, ello está relacionado con su menor impronta paisajística y con los bajos índices de peligrosidad que supone una erupción de estas características (Dóniz, 2004 a).

Palabras clave: volcanes basálticos monogénicos, Tenerife.

ABSTRACT

Cinder cones are the most common phenomenon caused by subaerial volcanic, (Wood, 1980 a) Even then, the interest they have aroused in the scientific community is vastly lower than that derived from other structures and eruptive processes. Undoubtedly this is related to its lowest mark in the landscape and the low risk posed by a rash of these characteristics (Dóniz, 2004 a).

Keywords: cinder cones, Tenerife.

INTRODUCCIÓN

En la última década, el número de trabajos y de publicaciones que tratan específicamente el estudio de los volcanes monogénicos de naturaleza basáltica ha ido en progresivo aumento (Dóniz, 2004 a y Romero y Dóniz, 2005). Este hecho guarda una estrecha relación con la introducción de técnicas y herramientas específicas para

su análisis y con sus repercusiones en la activación de sistemas volcánicos mucho más complejos con elevados índices de peligrosidad, y presumiblemente de riesgo.

Existen múltiples definiciones sobre los volcanes basálticos monogénicos (*cinder cones*, *scoria cones*). Cada una de ellas aporta datos de interés sobre la caracterización morfológica de este tipo de estructuras volcánicas. Este tipo de volcanes se elaboran durante un sola

fase eruptiva, involucran un tipo de magma (Cas y Wright, 1987), poseen un sistema de conductos simple que es el empleado durante esa única fase, que puede durar desde varios días a varios años (Dóniz, 2001) y están asociados a ambientes tectónicos de extensión (Takada, 1994). En general, se trata de conos de piroclastos formados por la acumulación de depósitos de caída soldados o no, con formas simétricas e irregulares y de diferente tamaño (lapilli, bombas, bloques, escorias, depósitos de spatter, cenizas, etc.), xenolitos y lavas interstratificadas (Dóniz *et al.*, 2008 a). Los piroclastos se disponen formando capas de diferente potencia que varían desde varios centímetros hasta pocos metros. Estos conos y las lavas emitidas incluyen desde basaltos olivínicos, basaltos olivínico-piroxénicos y basaltos alcalinos con olivino, (Wood, 1980 a, 1980 b; Vespermann y Schmincke, 2000; Dóniz, 2004 a; Calvari y Pinkerton, 2004; Martin y Németh, 2006; Bertotto *et al.*, 2006; Valentine y Keating, 2007; Valentine *et al.*, 2007; Dóniz *et al.*, 2008 a).



Figura. 1. Volcanes monogénicos del Etna–Italia (arriba) y La Palma–Canarias, erupción del Teneguía en 1971.

LOS VOLCANES BASÁLTICOS MONOGÉNICOS DE TENERIFE

Al igual que sucede en otras regiones volcánicas, tanto insulares como continentales, los volcanes basálticos monogénicos constituyen las formas más comunes del fenómeno eruptivo subaéreo de Canarias. Asimismo, la memoria histórica sobre erupciones de los isleños está relacionada con este tipo de volcanes, ya que en los últimos 500 años sólo se tiene constancia documental sobre estas manifestaciones eruptivas en las islas de La Palma, Tenerife y Lanzarote (Romero, 1991).

Por lo tanto, los volcanes monogénicos son, para la mayoría de los canarios, señas de identidad y ejemplos de su patrimonio natural y cultural. Este hecho queda reflejado en las diversas formas de convivencia y explotación que los isleños han hecho de este tipo de volcanes, que son únicas en el mundo.

Tal y como se ha comentado, para Canarias en general y para Tenerife en particular, los trabajos científicos centrados en los volcanes basálticos monogénicos ha ido en progresivo aumento. El análisis de este tipo de estructuras desde la óptica geomorfológica cuenta con una trayectoria de relativa importancia que cuenta con más de 30 años. Las primeras publicaciones existentes datan de principios de 1970 (Martínez de Pisón y Rolando, 1972) y tienen su continuidad a partir de fines de 1970, con la publicación de trabajos referidos a la reconstrucción de las erupciones históricas del Archipiélago (Romero, 1991 y 1992). Más recientemente, los trabajos morfológicos de volcanes monogénicos han adquirido un desarrollo notable, sobre todo en relación con la incorporación de nuevas herramientas de análisis como la morfometría (Dóniz, 2004 a; Dóniz y Coello, 2004 a). Sin embargo, ello no implica que no se continúen con los estudios geomorfológicos tradicionales acerca de este tipo de edificios volcánicos y sus productos en diferentes islas de Canarias (Becerra *et al.*, 2007; Dóniz, 2000, 2002 a, 2004 b; Dóniz y Coello 2004 b, 2007; Dóniz *et al.*, 2005; Dóniz *et al.*, 2007 a; Romero *et al.*, 2006 a, 2007).

Rasgos geológicos generales de Tenerife

Tenerife constituye la isla más extensa (2.034 Km²) y elevada de Canarias (3.718 m). Ocupa una posición central en el Archipiélago y está caracterizada por su complejidad volcanológica. La construcción de Tenerife es resultado de la acumulación de materiales volcánicos de diferente naturaleza (básica, ácida e intermedia) a lo largo



Figura 2. Volcanes basálticos monogénicos de Canarias (de arriba a abajo: Tenerife, El Hierro, Lanzarote y Fuerteventura).

de un dilatado período de tiempo (Fig. 3). Los materiales volcánicos subaéreos más antiguos (*Old basaltic series*) se encuentran en los macizos de Anaga (NW), Teno (NE) y Roque del Conde (S), con edades que varían desde los 12 Ma en el Roque del Conde a los 7 Ma en la base de Anaga (Ancochea *et al.*, 1990). Estos macizos representan las principales etapas de volcanismo en escudo (Thirlwall *et al.*, 2000), se construyeron a partir de episodios eruptivos fisurales de baja energía y de dinámica estromboliana y/o hawaiana y de naturaleza predominantemente basáltica, donde destacan los basaltos ankaramíticos, basaníticos y alcalinos (Fuster *et al.*, 1968); aunque también pueden reconocerse materiales sálicos. Estos macizos volcánicos antiguos están constituidos por la superposición de tongadas de coladas de lava, de hasta 1.000 metros de potencia, con intercalaciones de piroclastos y atravesadas por diques.

Hace unos 3 Ma, la actividad volcánica se trasladó a la zona central de la isla (Cañadas series) (Edificio Cañadas) (Martí *et al.*, 1994), sin embargo, no queda únicamente restringida a este sector puesto que también afectó de manera esporádica y puntual a los macizos de Anaga (Volcán de las Rosas) y Teno (Volcanes de El Palmar, Tierra del Trigo, Taco, Aregume, etc.). En este período las manifestaciones volcánicas y los productos resultantes son mucho más heterogéneos. La dinámica de las erupciones oscila entre el tipo estromboliano, estromboliano violento y pliniano y la naturaleza de los materiales es tanto básica como ácida, destacando entre estos últimos las traquitas y las fonolitas (Fuster *et al.*, 1968).

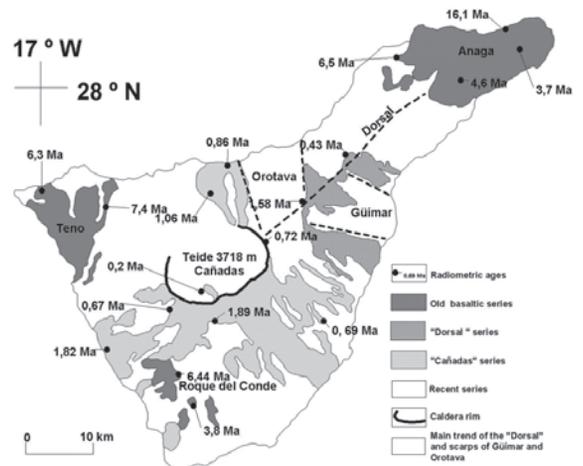


Figura 3. Mapa geológico de Tenerife (modificado de Ancochea *et al.*, 1990).

Simultáneamente a la construcción de el Edificio Cañadas se inicia la edificación de la dorsal de Pedro Gil (Dorsal series), durante un corto intervalo de tiempo que oscila entre 0,83-0,78 Ma (Ancochea *et al.*, 1999), como consecuencia de un volcanismo fisural esencialmente basáltico. El Complejo Central, al igual que las construcciones previas, posee una forma lineal y configura una estructura compleja fruto de la superposición de diferentes edificios. Las manifestaciones volcánicas iniciales fueron basálticas, 1,9-1,8 Ma (Ancochea *et al.*, 1989), para ir progresivamente evolucionando hacia sálicas, intermedias e incluso peralcalinas (Araña, 1971); la mayoría de las erupciones que originaron el Conjunto Cañadas fueron de tipo explosivo, cuyas evidencias pueden reconocerse en los productos sálicos (piroclastos de caída, oleadas y coladas piroclásticas) depositados en la vertiente meridional de Tenerife (Cañadas Series) (Bryan *et al.*, 1998).

Tras la desaparición del Edificio Cañadas, bien por procesos múltiples de colapso vertical (Araña, 1971; Martí *et al.*, 1994; Martí *et al.*, 1997; Martí y Gudmundsson, 2000), bien por procesos de deslizamiento (Watts y Masson, 1995; Ancochea *et al.*, 1999...), se forma la Caldera de las Cañadas, con un perímetro de 27 km y un diámetro de 16x9 km. La actividad volcánica postcaldera en Las Cañadas se concentra en la parte norte de la misma con la edificación de los estratovolcanes de Pico Viejo y del Teide, cuyas culminaciones están separadas sólo por una distancia de 2,5 km. En estos estratovolcanes fisurales se yuxtaponen, imbrican y superponen materiales diversos fruto de erupciones de dinamismos igualmente diferenciados que ponen de manifiesto su compleja evolución geológica (Ablay y Martí, 2000) y geomorfológica (Martínez de Pisón y Quirantes, 1981). Los productos emitidos desde los estratovolcanes rellenan la depresión y tapizan parte de la vertiente norte de la isla.

Paralelamente a la construcción de Pico Viejo-Teide y al relleno de La Caldera de las Cañadas, en el resto de Tenerife (*Recent series*) se producen numerosas erupciones que construyen centenares de volcanes basálticos monogénicos de formas fisurales, con dinamismos eruptivos de tipo hawaiano, estromboefusivos y estromboexplosivos y cuyos productos recubren la práctica totalidad del relieve previo, originando varios campos de volcanes (Fig. 5) que caracterizan el paisaje geomorfológico de gran parte del territorio insular. Cada uno de los campos volcánicos (Teno, Pedro Gil, Bilma, Teide y San Lorenzo-Las Galletas) disponen de rasgos topográficos, geológicos, geomorfológicos, volcanológicos y evolutivos similares; sin embar-

go poseen un número de conos, densidades de edificios/km², distancias de separación entre volcanes e índices de agrupamiento de conos diferentes (Dóniz, 2005).

Geomorfología de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife

En la isla existen unos 297 edificios basálticos monogénicos (Dóniz, 2004), sin embargo, los afloramientos volcánicos característicos de este tipo de aparatos eruptivos en la isla es muy superior. Este hecho denota, junto con las extensas superficies ocupadas por los materiales básicos, la importancia de volcanismo de esta naturaleza en el conjunto de Tenerife. Aún así, al igual que sucede a nivel internacional, los estudios generales dedicados a este tipo de fenómeno eruptivo han sido relativamente escasos y sólo en casos específicos, como el volcanismo histórico (Romero, 1992; Beltrán, 2000, etc.), las investigaciones han sido fecundas.

El estudio geomorfológico de los conos de escorias implica el análisis de la distribución tempo-espacial de los volcanes y de los rasgos morfológicos estructurales y de los derivados de los procesos de desmantelamiento.

1. La edad de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife.

De los 297 volcanes monogénicos que configuran la población total de Tenerife, sólo se poseen dataciones absolutas de unos 43 edificios eruptivos, lo que implica el 14,48% de los volcanes de este tipo de la isla (Fig. 4). De ellos, 30 conos (69,77%) se han elaborado en los últimos 10 Ka (Holocenos) y los 13 restantes (30,23%) son Pleistocenos.

Los métodos y técnicas empleados en la datación de los volcanes han sido diversos: C¹⁴, K/Ar, paleomagnetismo y fuentes históricas. Estas últimas abarcan los últimos 500 años, es decir desde la época de la conquista de las Islas Canarias, producida entre 1402 y 1496.

Temporalmente, el intervalo que abarcan las dataciones de los volcanes basálticos monogénicos es de unos 791 mil años, que oscila entre los 791 ka de Montaña Birnagen, en extremo NE de Pedro Gil, hasta el año 1909 del volcán Chinyero, cuando tuvo lugar la última erupción en la isla de Tenerife. Sin embargo, es interesante destacar como la mayoría de los volcanes datados, el 72,09%, corresponden a los últimos 10 Ka, pertenecientes al Holoceno; y que sólo el 13,95% del total de los edificios eruptivos posee edades por encima de los 100 Ka. En general, de los 43 volcanes monogénicos datados, 37 aparatos (86,04%) dispone de edades inferiores a los 50 Ka.

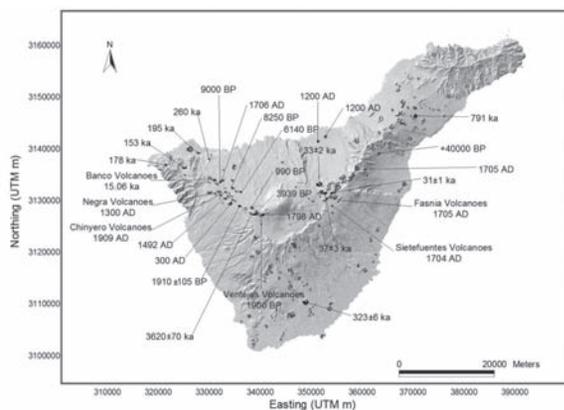


Figura. 4. Distribución de los volcanes datados de Tenerife (Fuente: Carracedo et al., 2006). Elaboración propia.

Espacialmente, por morfoestructuras, la mayoría de las dataciones se han llevado a cabo en la dorsal de Bilma (39,53%), seguida de Pedro Gil (34,88%), Edificio Central-Teide (16,28%) y, por último, el macizo de Teno (9,31%). Este hecho no es de extrañar, ya que en las tres primeras es donde se concentra más del 95% de los edificios basálticos monogénicos recientes (Dóniz, 2004 a). Entre todas, destacan las dorsales de Bilma y Pedro Gil, ya que entre ambas suman más del 74% de los volcanes monogénicos datados. La menor atención, desde el punto de vista cronológico, de los conos del Edificio Central-Cañadas-Teide, se debe al mayor protagonismo que han suscitado todas las cuestiones referidas a la génesis, evolución y cronología del primitivo Edificio Cañadas y de los estratovolcanes de Pico Viejo-Teide.

Aunque es cierto que los volcanes monogénicos de unas morfoestructuras y otras parecen haber convivido en el tiempo, en líneas generales y según los datos cronológicos disponibles, es posible establecer algunas tendencias. En primer lugar, que los volcanes de Teno son los más antiguos, ya que los más recientes datan de hace unos 153 ka (volcán del Palmar). En segundo lugar, que los edificios eruptivos del interior de Las Cañadas y vinculados a los flancos de los estratovolcanes son los más recientes, ya que los más antiguos datan de hace unos 3.939 años (M. Chío). En tercer lugar, que los conos volcánicos de la dorsal de Bilma son más jóvenes que los de Pedro Gil, ya que los de mayor edad datan de hace unos 15,06 ka (Montañas del Banco). Y, por último, que las erupciones históricas han abierto sus cráteres en las cumbres del alto Tenerife, manteniendo estrechas conexiones estructurales con el Complejo Teide-Cañadas (Romero, 1991 y 1992).

2. Distribución y organización espacial del volcanismo basáltico monogénico de Tenerife.

Analizando la distribución y organización espacial de los volcanes monogénicos de Tenerife se pone de manifiesto la existencia de marcados contrastes territoriales. Estos contrastes están determinados por la presencia de áreas en las que se concentra la mayoría de los conos volcánicos que alternan espacialmente con zonas en las que éstos son escasos o, incluso, están prácticamente ausentes (Fig. 5).

La mayor parte de los edificios eruptivos aparecen formando agrupaciones volcánicas más o menos densas y compactas y de gran desarrollo lineal definiendo en conjunto tres grandes *bandas estructurales (rifts)* que cruzan la isla desde el NE hacia el SW, desde el NW hacia el SE y aparentemente desde el sector central hacia el sur. Fuera de estas bandas, la presencia de edificios volcánicos es sensiblemente menor (18 conos), hasta el punto de que muchas áreas de la isla se caracterizan por la ausencia total de conos volcánicos.

El mayor número de conos (122) se concentra en la banda de dirección NE-SW que se inicia en el área de La Laguna y se prolonga hasta el sector central de la isla a lo largo de unos 40 km, constituyendo, por ello, la franja de mayor desarrollo longitudinal. Con un menor número de aparatos volcánicos (69), con menores altitudes medias y menor desarrollo longitudinal (menos de 29 km) la banda de rumbo NW-SE que se extiende desde Teno hasta las faldas de Pico Viejo es la que se encuentra mejor definida estructural y morfológicamente. Por último, la banda meridional, que se extiende desde el Pico de Guajara hacia el Sur, es la peor definida desde el punto de vista estructural. Con una aparente organización de los volcanes según un rumbo N-S, los rasgos que posee están en realidad determinados por la articulación de los distintos conjuntos volcánicos en torno a un sistema de fracturas ortogonales de mayor complejidad, definido por varias directrices de distinto rumbo (NE-SW, NNE-SSW y NW-SE). Constituye una franja de menor desarrollo longitudinal (unos 25 km de N a S) pero, en contrapartida, de mayor amplitud transversal (con unas anchuras que alcanzan unos 20 km), que es el resultado del emplazamiento de sus 88 conos volcánicos de forma menos compacta y más abierta.

Las palpables diferencias espaciales existentes entre estas tres grandes bandas estructurales están determinadas por la vinculación de los conos volcánicos a una única o varias directrices tectónicas. Así, tanto en la franja nororiental como en la noroccidental, los conos se articulan en

torno a un rumbo predominante que contrasta notablemente con la organización estructural a partir de varias directrices ortogonales entre sí de los aparatos eruptivos de la banda meridional. Estos contrastes en la articulación de los conos de las tres franjas están condicionados, a su vez, por razones de tipo genético y morfoestructural. En los dos primeros casos los sistemas eruptivos constituyen, en realidad, estructuras volcánicas de mayor rango jerárquico cuyo carácter esencial está controlado por su crecimiento a partir de una única línea tectónica. La franja meridional, por el contrario, aunque se vincula espacialmente con una estructura volcánica, como es el dorso del antiguo Edificio Cañadas, genéticamente no forma parte de la misma, constituyendo, en realidad, un campo de volcanes *sensu stricto* que se superpone a dicha estructura.

La continuidad espacial, pero también geológica, estructural y morfológica de los volcanes que configuran cada una de las bandas estructurales plantea problemas de cara a la delimitación geográfica de los distintos sistemas volcánicos existentes en la isla. Este problema puede resolverse, al menos parcialmente, analizando la organización y distribución espacial de estos aparatos volcánicos basálticos en relación con los grandes conjuntos morfoestructurales en los que se emplazan (Dóniz, 2005). En este sentido, cada una de las grandes morfoestructuras isleñas (macizos antiguos, dorsales o el conjunto central Teide–Cañadas) determina unos rasgos cronoespaciales y morfológicos específicos de sus conjuntos eruptivos, permitiendo la definición (*sensu lato*) de los distintos campos de volcanes que las integran.

Es evidente que la totalidad del volcanismo monogénico, actualmente reconocible, de Tenerife se desarrolla, pues, asociado a las grandes morfoestructuras poligénicas de la isla; por este motivo, el análisis de la distribución espacial de los mismos se lleva a cabo en relación con cada una de estas construcciones volcánicas complejas. Existe una clara influencia del marco morfoestructural en la disposición espacial de cada uno de los edificios y conjuntos eruptivos del territorio insular que se manifiesta a través de sus caracteres topográficos. Pero además, la relación entre los volcanes monogénicos y su marco morfoestructural va más allá de este simple hecho, puesto que son estos volcanes los que condicionan, a su vez, el propio desarrollo de las estructuras en las que se insertan. Por ello, las manifestaciones eruptivas de carácter simple pueden ser encuadradas generalmente como un elemento morfológico más de las construcciones complejas, convirtiéndose en una unidad característica de las mismas.

En la isla se pueden identificar varios campos de volcanes, que a grandes rasgos coinciden con las grandes morfoestructuras volcánicas complejas de la isla (macizos volcánicos antiguos, dorsales volcánicas y estratovolcán) con número, densidades, distancias de separación e índices de agrupamiento diferentes, pero con rasgos volcanomorfológicos comunes (Dóniz, 2005) (Tabla 1 y Fig. 5).

Ahora bien, no todos los campos de volcanes definidos muestran el mismo tipo de relación con su marco morfoestructural, de modo que los sistemas volcánicos presentes en ellos no siempre están constituidos por el mismo número de aparatos eruptivos, ni éstos últimos tienen siempre el mismo significado morfológico. En una primera aproximación se observan marcadas diferencias entre los campos de volcanes ligados a las estructuras poligénicas donde afloran los materiales más antiguos de Tenerife y los que se relacionan con morfoestructuras de construcción reciente.

Analizando el número de conos volcánicos presentes en cada una de las grandes morfoestructuras de la isla se pone de manifiesto la elevada concentración de los mismos (284 conos de los 297) en las estructuras más recientes, puesto que éstas engloban al 95,62% de los edificios de Tenerife; lo que no es de extrañar dado su carácter aún activo y el hecho de que sean estos espacios los que alojan a todas las erupciones subhistóricas e históricas producidas en la isla. Por el contrario, los dos macizos antiguos de Teno y Anaga se caracterizan por el escaso número de conos volcánicos, ya que estos suponen sólo el 4,38% del total insular, concentrándose la mayoría de ellos en el ámbito de Teno (12 de los 13).

El mayor número de centros eruptivos (unos 123) se localiza en la dorsal de Pedro Gil, lo que supone al 41,42% de la isla, seguido por el Conjunto Central, donde se desarrollan unos 115 edificios volcánicos, es decir, un 38,38% del total –repartidos entre los 20 conos del Teide (6,73%) y los 94 aparatos de las Bandas del Sur (31,65%)– y, por último, los que se inscriben en la dorsal de Abeque (46 conos) que, sorprendentemente, sólo suponen el 15,48% de la población total de conos de Tenerife.

Campos volcánicos	Número conos	Densidad conos por km ²	Distancia separación conos m	Índice agrupamiento conos m	Directriz predominante
Teno	12	0,11	1460	900	NW-SE
Pedro Gil	123	0,24	752,28	177,6	NE-SW
Bilma	46	0,24	668	206,4	NW-SE
Teide	20	0,14	747,25	155,2	NW-SE
Galletas	94	0,11	925,28	281,6	NW-SE y NE-SW
Total	295	0,14	836	295	NW-SE y NE-SW

Tabla 1. Principales valores morfométricos de los campos volcánicos Tenerife (Dóniz, 2005).

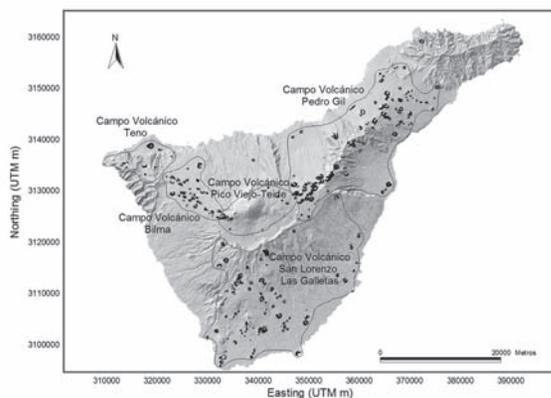


Figura 5. Diferentes campos volcánicos de Tenerife (Dóniz, 2005).

3. Morfología de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife.

Tradicionalmente sólo se hace referencia a dos grandes categorías morfológicas: los conos anulares cerrados y los conos en herradura. Sería conveniente señalar que la idea simplificada de este tipo de formas volcánicas descansa, en muchas ocasiones, en la consideración de que los conos volcánicos tienen, en origen, una morfología anular, de modo que, todos aquellos edificios eruptivos que no poseen esta forma corresponden a erupciones en las que ha existido algún tipo de perturbación (inclinación conducto eruptivo, sistema de fracturación, fases eruptivas contrastadas, acción del viento, pendiente, etc.). No obstante, es evidente para cualquier investigador que trabaje en geomorfología volcánica que los aparatos

eruptivos pueden adquirir morfologías no siempre tan sencillas. En los trabajos exhaustivos y más pormenorizados dedicados al análisis de este tipo de edificios volcánicos se ponen de manifiesto las patentes variaciones en la forma, en el tamaño y en la evolución de los edificios volcánicos monogénicos de naturaleza basáltica; tal es así que es posible afirmar que cada volcán muestra una morfología propia que lo diferencia del resto.

Los volcanes han sido objeto de diversas tipologías y sistematizaciones. Según Thouret (1999) las clasificaciones clásicas de las formas volcánicas estaban basadas en el tipo de actividad, el magma y los productos emitidos. Estas sistematizaciones se han mejorado progresivamente en base a una mayor diversificación en los criterios utilizados para llevarlas a cabo. Por ello, además de los indicadores de clasificación clásicos de las estructuras volcánicas (basados en: el tipo de dinámica, la correlación entre la actividad eruptiva y la forma resultante, el tamaño y la topografía, la actividad y la composición química, entre otros); destaca el empleo de diversos parámetros como los rasgos morfométricos, la génesis, el estilo eruptivo y el tipo de materiales, la duración del paroxismo (Francis, 1993), la interferencia de procesos y la organización espacial, el tipo de fractura y comportamiento dinámico (Romero, 1991), el ambiente tectónico (Takada, 1994), etc.

Debido a la profusión de formas y la gran diversidad morfológica constatada (propia de este tipo de edificaciones eruptivas), es necesario realizar una primera clasificación geomorfológica de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife, máxime cuando la sistematización de este tipo de estructuras eruptivas se convierte en uno de los principales objetivos para la geomorfología volcánica (Thuoret, 1999). Para llevar a cabo la clasificación de los volcanes monogénicos de Tenerife se utilizarán, de manera combinada, tanto datos cuantitativos derivados de las técnicas morfométricas como otros de carácter cualitativo, con el fin de obtener diferentes tipos morfológicos que sinteticen y reúnan en una misma categoría morfoestructural los rasgos geomorfológicos más significativos de los volcanes simples de la isla.

Según la sistemática de Rittmann (1963) los conos de piroclastos serían clasificados como edificios centrales simples, caracterizados por una débil cantidad de magma expulsado y con emisión de fluidos a altas temperaturas y de naturaleza basáltica. Según estos caracteres las formas resultantes de estas manifestaciones volcánicas iniciales poseerían una gran monotonía geomorfológica,

de ahí que en ciertas ocasiones se las denomine erróneamente como edificios simples haciendo referencia a la escasa complejidad morfoestructural, cuando el calificativo de *simple* se refiere a que son construidos durante un único período activo o a que son construidos por un solo tipo de magma. Aunque es cierto que los rasgos morfológicos de este tipo de conjuntos eruptivos en Tenerife responde a múltiples caracteres comunes (naturaleza fundamentalmente básica del magma, elevada fluidez de los materiales emitidos, acomodación a fracturas esencialmente lineales, predominio de los materiales lávicos sobre los piroclásticos, etc.), una observación más o menos detallada de los mismos pone de manifiesto su riqueza geomorfológica, no pudiendo ser analizados siguiendo la tipología de Rittmann, ya que esta sólo abarca los tipos estructurales volcánicos más importantes.

Por tanto, teniendo en cuenta lo expuesto con anterioridad y ante la imposibilidad de aplicar algunas tipologías previas, para la clasificación que se propone se han seleccionado los trece parámetros morfométricos que mejor definen la forma general del edificio volcánico y se ha realizado una clasificación morfológica basada en los mismos. De estos 13 índices morfométricos unos están referidos expresamente al cono volcánico (altura, volumen, superficie, diámetro mayor del cono, eje menor del cono, diámetro medio del cono, pendiente del volcán y elongación del edificio volcánico) y otros se concentran en los rasgos cratéricos (diámetro mayor del cráter, eje menor del cráter, diámetro medio del cráter, profundidad del cráter y elongación de cráter) (Dóniz, 2004 a y Dóniz *et al.*, 2006 a). De cada uno de los parámetros morfológicos se han tomado los valores medios, máximos y mínimos (Tabla 2). El análisis conjunto de estos datos morfométricos revela, en un primer momento, resultados interesantes de cara a la morfología de los volcanes monogénicos de la isla de Tenerife.

El análisis más o menos exhaustivo de los parámetros morfológicos recogidos en la Tabla 2 pone en resalte, a priori, las enormes variaciones existentes entre el promedio y los índices máximos y mínimos. La diversidad de datos obtenidos pone en evidencia diferencias morfológicas y de tamaño entre unos conos y otros de la isla. De este modo, a través de los valores morfométricos de la Tabla 2 se pone de manifiesto la existencia tanto de conjuntos eruptivos de planta y cráteres muy alargados como de otros que muestran una fisonomía anular, tanto conos con cráteres bien definidos como sin ellos (nº de cráteres), tanto edificios simples como múltiples (varios

Parámetro	Media	Máximo	Mínimo
Altura (m)	102	445	5
Volumen cono (km ³)	0,0151	0,1473	0,000005
Sup. cono (km ²)	0,219	1,081	0,001
D. mayor cono (m)	537,47	1390	50
D. menor cono (m)	403,21	1080	40
D. medio cono (m)	470,34	1190	45
Pendiente cono	25,80	86,20	4,79
Elongación cono*	1,47	14,89	1
Número cráteres	1,39	10	sin cráter
D. mayor cráter (m)	331	930	4
D. menor cráter (m)	188	680	3
D. medio cráter (m)	259,57	730	3,5
Prof. cráter (m)	84,07	435	3
Elongación cráter*	2,03	13,5	1

Tabla 2. Morfometría: valores medios, máximos y mínimos de los conos basálticos monogénicos de Tenerife.

cráteres y elongación de la planta junto con datos de tipo cualitativo como la existencia de plantas festoneadas), tanto aparatos intensamente desmantelados como sin apenas retoques (pendiente de los flancos y profundidad del cráter) e incluso tanto la existencia de edificios de gran envergadura como de otros cuya superficie apenas alcanza los 10 m² y cuyo volumen se establece en torno a los 5 m³.

3/1. Clasificación morfológica: los tipos morfológicos.

Por lo tanto, teniendo en cuenta, por un lado, el análisis de los parámetros morfométricos y, por otro, los aspectos particulares de cada conjunto eruptivo como forma, asociación y disposición de los distintos conos volcánicos y como número, geometría y disposición de los cráteres; se establecieron cuatro grupos morfológicos: conos anulares (A), edificios abiertos en herradura (B), construcciones múltiples (C) y acumulaciones de piroclastos sin cráter aparente (D). Dos de estos grupos (A y B) se subdividen, a su vez, para obtener un total de siete categorías morfológicas (1, 2, 3...) (Fig. 6).

Los volcanes cerrados anulares (A): El análisis morfológico y morfométrico de los conos anulares de Tenerife pone de manifiesto que estos edificios corresponden, habitualmente, a conos muy sencillos cuyos rasgos esenciales están en relación con el carácter más o menos circular de su planta y la existencia de cráteres cerrados.

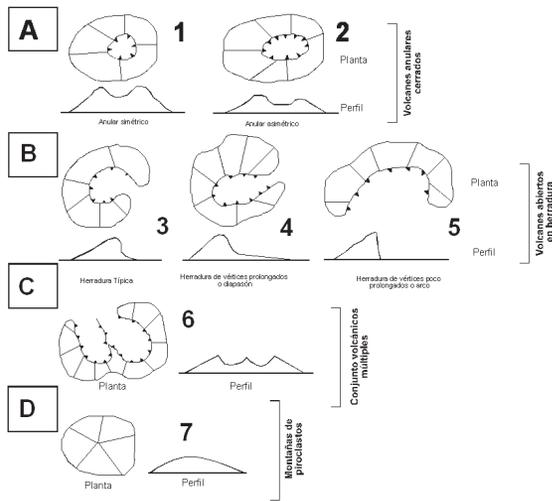


Figura 6. Esquema de la planta y el perfil de los edificios eruptivos simples según su tipología morfológica (Dóniz, 2004 a).

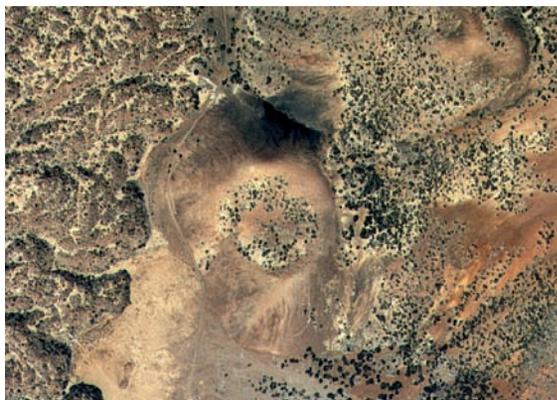


Figura 7. Fotografías aéreas de volcán anular simétrico (arriba) y anular asimétrico.

El carácter anular y la forma cerrada del cráter se explica siempre en función de múltiples factores: el ángulo con que son expulsados los materiales piroclásticos, la escasa dispersión de los productos de proyección aérea, la geometría del conducto eruptivo, la concentración de la actividad eruptiva de carácter explosivo en un punto de la fractura volcánica, la especialización del comportamiento dinámico de las bocas cratericas, la sucesión de las etapas dinámicas (explosivas y efusivas) a lo largo del período activo y la topografía del área de asentamiento de los volcanes.

Se trata de volcanes de morfología anular, con dorsos habitualmente homogéneos, lo cual no significa que su perfil transversal sea siempre simétrico. Aunque estos edificios pueden presentar varias bocas eruptivas, su carácter y su fisonomía anular está directamente relacionada con el hecho de que la mayor parte de la actividad explosiva se concentra en un tramo concreto de la fractura eruptiva, dando lugar a la existencia de un único cráter (anular simétrico), o varios coalescentes de morfología en embudo (anular asimétrico). Estos cráteres principales muestran, por tanto, plantas mayoritariamente circulares o ligeramente elípticas. Ocasionalmente, sin embargo, los conos anulares cerrados pueden poseer bocas eruptivas que se localizan en la base externa del aparato volcánico y que muestran un comportamiento predominantemente efusivo, correspondiendo a fisuras efusivas basales no asociadas a morfologías de tipo craterico.

Los volcanes en herradura (B): Aparentemente los edificios en herradura muestran rasgos morfológicos muy simples, por lo que es habitual compararlos con los conos de tipo anular. Ahora bien, como veremos, la diversidad morfológica de este tipo de construcciones volcánicas es, con diferencia, mucho más rica que la que presenta los conos anulares.

El carácter distintivo de este tipo de edificios es que corresponden a construcciones que siempre carecen de una parte del dorso, por lo que sus cráteres principales están abiertos. Poseen plantas circulares o alargadas que están en relación con su edificación a partir de uno o más centros emisores. Están, al igual que los conos anulares cerrados, edificados a partir de productos de proyección aérea con intercalaciones de materiales lávicos, aunque estos últimos en mayor proporción que en aquéllos.

La carencia de un sector del dorso del edificio puede ser consecuencia de su falta de construcción o de su destrucción como resultado de la emisión de coladas. Tanto

en uno como en otro caso, el carácter abierto de los mismos está en relación con la actuación de varios factores: el soplo del viento durante la erupción, la pendiente del área de asentamiento del cono, la alternancia de fases explosivas y efusivas y la inclinación del conducto eruptivo.

Dado la cantidad de factores que parecen intervenir en la forma de los conos en herradura, la variedad morfológica que muestra este tipo de edificios es amplia. En un intento de clasificar esta aparente heterogeneidad se ha establecido una sistematización morfológica y morfométrica, tal y como ya señalamos, que permite diferenciar las variaciones morfológicas más llamativas de los volcanes abiertos en herradura. Esta sistematización está basada en factores tales como mayor o menor simetría de la planta del edificio, configuración de los cráteres y de los dorsos y tamaño y forma de la escotadura que rompe sus flancos. Siguiendo estos criterios se han establecido un total de tres subtipos de volcanes con morfología en herradura: los volcanes en herradura típica, los volcanes en herradura arqueados y los volcanes en herradura de vértices prolongados o en diapasón (Fig.8).

Los conos en herradura típica (146) suponen el 71,22% de los edificios volcánicos de esta categoría morfológica, seguida de los volcanes en arco (20%) y los abiertos en diapasón (8,78%). En relación con esta categoría morfoestructural, dentro del conjunto de Tenerife es interesante resaltar tres hechos interesantes. En primer lugar, que los conos en herradura típica suman el 49,15% del total de los volcanes de la isla de Tenerife, lo que implica que este subtipo morfológico agrupa el mayor número de conos no sólo de los de herradura, sino también del resto de los grupos morfológicos de la isla, siendo, por tanto, la morfología más representativa del volcanismo basáltico monogénico de Tenerife. En segundo lugar, que los volcanes en herradura de vértices prolongados (diapasón) constituyen la subcategoría menos representativa, no sólo de los aparatos eruptivos abiertos en herradura, sino del total de Tenerife (6,06%), lo que significa que se trata de la morfología menos repetida de la isla. Por último, que los volcanes en arco con 41 edificios suponen en torno al 13,80% del total de los aparatos eruptivos basálticos monogénicos de Tenerife, situándose en segundo lugar en cuanto al subtipo morfológico más representativo de la isla.

Los volcanes múltiples (C): No todos los conos volcánicos de la isla de Tenerife se han edificado a partir de un único cráter puntual o de varios alargados, abiertos o cerrados

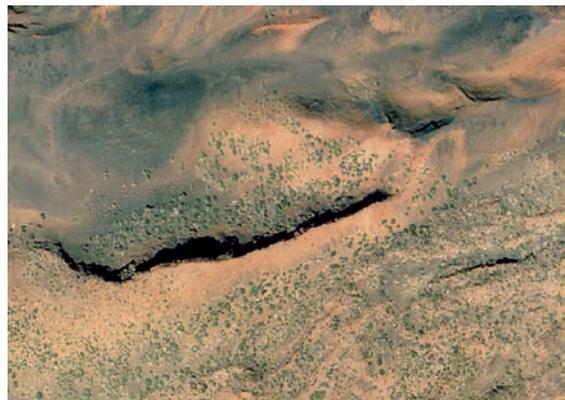
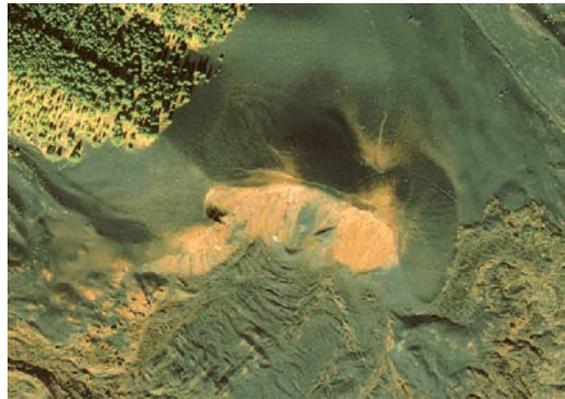


Figura 8. Fotografías aéreas de los tres tipos de volcanes en herradura: típica (arriba), arco (centro) y diapasón (abajo).

y tampoco han dado lugar a edificios anulares cerrados o abiertos en herradura de rasgos tan sencillos. Unos 19 edificios (que suponen el 6,38% del total de conos recientes de la isla) se han construido como consecuencia de la asociación, imbricación y yuxtaposición de dos o más conos volcánicos y de la existencia de varias bocas eruptivas.

Los resultados obtenidos del análisis del número de cráteres según los diferentes tipos morfológicos ponen de manifiesto que los conos múltiples son los únicos edificios volcánicos que *siempre* poseen más de un centro de emisión, contando con un número variable que oscila entre tres, como mínimo, y diez, como máximo. Este gran número de bocas eruptivas determina la construcción de edificios volcánicos de elevada complejidad morfológica; complejidad que se manifiesta a través de la existencia de dorsos festoneados, de plantas de geometría irregular y de cráteres de geometría, dinámica eruptiva y morfología variada a lo largo de la fractura volcánica. Este tipo de volcanes disponen por tanto, de formas mucho más irregulares que la de los conos anulares o en herradura.

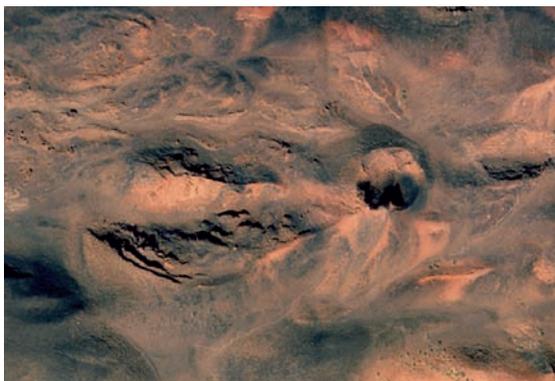


Figura 9. Fotografías aéreas de volcanes basálticos monogénicos múltiples.

Evidentemente, estos rasgos morfológicos dependen de la combinación de múltiples factores. Ahora bien, dado que la planta adoptada por estos conos depende directamente de los caracteres del sistema de fracturas utilizado, este factor puede ser considerado como uno de los principales responsables de la morfología de los volcanes múltiples. El análisis del sistema de fracturación de los conos de este tipo de Tenerife evidencia su construcción a partir de fracturas simples de gran desarrollo longitudinal y dispuesto bien de forma paralela o bien de forma transversal a las curvas de nivel. Junto a este factor, interviene de manera decisiva la organización y los caracteres de la dinámica eruptiva a lo largo de la fractura volcánica.

La caracterización morfológica de los conos múltiples de Tenerife permite, además, señalar que su complejidad es tanto mayor cuanto menor es la concentración de la actividad volcánica a lo largo de la fractura y cuanto mayor es la diferencia en altura de los distintos cráteres que se disponen a lo largo de la misma.

Las montañas de piroclastos (D): En ocasiones encontramos construcciones volcánicas en las que el cráter no es visible. Estos edificios de plantas más o menos circulares y de dorsos continuos y con pendientes suaves, están compuestos por la acumulación de materiales de proyección aérea (fundamentalmente lapilli, bombas y escorias, con escasas cenizas interestratificadas).

Las acumulaciones piroclásticas sin cráter aparente no siempre corresponden a aparatos eruptivos en sentido estricto, aunque evidentemente su formación está siempre relacionada con el desarrollo de erupciones volcánicas. En realidad, su génesis no obedece siempre al mismo modelo constructivo y evolutivo. Las observaciones morfológicas realizadas en el Archipiélago Canario indican la existencia, al menos, de tres modelos diferentes: bien corresponden a conos volcánicos antiguos erosionados que han perdido el cráter, bien corresponden a acumulaciones de piroclastos de caída generadas durante la erupción, o bien se trata de pequeñas colinas previas al paroxismo que han sido recubiertas por los productos de proyección aérea durante la erupción.

En la isla de Tenerife, dada la frecuente localización de las montañas de piroclastos en las proximidades de conjuntos eruptivos más recientes, la génesis más común de este tipo de construcciones eruptivas parece responder fundamentalmente al tercer modelo. Ahora bien, con independencia respecto a su origen, estas construcciones se caracterizan por poseer plantas subelípticas, con valo-



Figura 10. Fotografías aéreas de montañas de piroclastos.

res medios en torno a 1,34 y con localizaciones preferentes en sectores de topografía poco accidentada.

Aplicando esta sistematización a los 297 volcanes basálticos monogénicos de Tenerife, se observa que no todos los tipos morfoestructurales están igualmente representados en el conjunto de la isla (Fig. 11). Los conos en herradura son los más numerosos con 205 edificios, seguidos de los 39 edificios anulares cerrados, las acumulaciones de piroclastos con 34 y por último los 19 volcanes múltiples. Estos datos ponen de manifiesto que en Tenerife, las dos grandes categorías morfológicas definidas tradicionalmente (conos anulares y en herradura), suman más del 82% de los volcanes de estas características. Ahora bien, si consideramos que la mayor parte de los edificios volcánicos basálticos de la isla de Tenerife se han generado a partir de erupciones fisurales, resulta llamativo el escaso número de volcanes que pueden encuadrarse dentro de la categoría de volcanes múltiples. Evidentemente este hecho está en relación con que mu-

chos conos generados a partir de erupciones de marcados caracteres fisurales disponen de formas generales que no son propias de los edificios volcánicos múltiples tal y como han sido definidos aquí y que, por tanto, se encuadran en otras categorías morfológicas.

Asimismo, el porcentaje mayoritario de volcanes abiertos en herradura en relación con los de morfología anular puede explicarse teniendo en cuenta los rasgos topográficos previos de las áreas de asentamiento de conos y coladas; de ello se desprende la estrecha relación entre la topografía y la forma de los edificios eruptivos (Dóniz, 2001) para todas las categorías morfoestructurales.

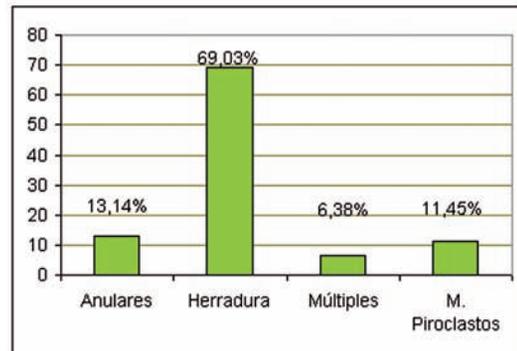


Figura 11. Porcentaje de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife según tipos morfológicos (Dóniz, 2004 a).

La distribución espacial de los conos volcánicos según su tipo morfológico parece poner de manifiesto la clara influencia que los rasgos orográficos tienen en la forma final que adquieren los aparatos volcánicos monogénicos. De este modo, cuando la topografía es homogénea y no presenta pendientes y desniveles acusados, los volcanes más característicos son los de rasgos anulares o en herradura circular y subcirculares, con uno de sus flancos más elevados como consecuencia de una mayor acumulación de los piroclastos por la acción continua del viento durante la erupción. Por el contrario, si la topografía muestra desniveles más o menos acusados, los centros eruptivos predominantes son aquellos de cráteres abiertos, con plantas disimétricas y alargadas a favor de la máxima pendiente.

3/2. El tamaño de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife.

El tamaño de los volcanes basálticos monogénicos está en relación con multitud de factores tanto propios al fenómeno volcánico, como ajenos al mismo. Entre los pri-

meros, destaca el carácter de la erupción, la duración del período activo, el volumen de material emitido, las tasas de emisión y el tipo de material volcánico que construye los conos, entre otros, que pueden provocar, o no, un mayor crecimiento de los edificios eruptivos. A diferencia de los factores directamente relacionados con el proceso volcánico, los condicionantes externos tienden a disminuir el tamaño de los aparatos eruptivos tras el cese de su actividad y entre ellos, el principal responsable son las condiciones ambientales imperantes donde se instalan los aparatos eruptivos, junto con la edad de los mismos, que pueden ralentizar o acelerar los procesos de desmantelamiento de los volcanes.

En líneas generales, no existen clasificaciones del tamaño de los volcanes basálticos monogénicos y son pocas las sistematizaciones morfométricas existentes en las que se hace referencia a la envergadura que poseen este tipo de edificios volcánicos (Dóniz, 2004 a). De los pocos autores que tradicionalmente clasifican las estructuras volcánicas en función de su tamaño destacan Richard J. Pike con una publicación en 1978 y R. Wood en 1979. Estas clasificaciones están más relacionadas con cuestiones de tipo genético, dinámico y morfológico que con la envergadura y el tamaño de las construcciones volcánicas (Dóniz *et al.*, 2006 b).

La relativa simplicidad morfológica de los volcanes basálticos monogénicos los convierte en ideales para aplicar técnicas morfométricas y establecer su tamaño (Dohrenwend *et al.*, 1985; Romero *et al.*, 2006 b). Para la clasificación de la envergadura de este tipo de volcanes se han elegido los parámetros morfométricos y morfológicos que mejor y con mayor fiabilidad evidencian y expresan la envergadura y el tamaño de los edificios volcánicos (altura, volumen y superficie). De ellos, hemos optado por la elección de la altura como el indicador guía, puesto que al establecer las correlaciones de Pearson entre la altura y el volumen y entre la altura y la superficie, éstas están siempre por encima del 70%; lo cual significa que ambos parámetros (volumen y superficie) evolucionan al mismo tiempo que lo hace la altura (Dóniz, 2001 y 2004 a; Dóniz *et al.*, 2006 b; Dóniz *et al.*, 2008 b).

El cálculo de cada uno de estos índices morfométricos es relativamente sencillo y está condicionado tanto por la topografía del área donde se instalan los conos, como por la morfología de los mismos. Para cada parámetro morfométrico se establecieron intervalos que permiten agruparlos en tres grupos: altura (grande, mediana y pequeña), volumen (grande, medio y pequeño) y super-

ficie (grande, media y pequeña). Ello, a priori, nos permitiría clasificar a los conos volcánicos en tres categorías de tamaño: grandes, medianos y pequeños (Tabla 3) (Dóniz, 2004 a). Ahora bien, al analizar los datos conjuntos para el caso de Tenerife, se observó que no todos los parámetros de cada edificio quedaban englobados en el mismo intervalo, existen, por ejemplo, conos muy altos, de gran volumen y mínima superficie.

Tamaño	Altura (m)	Volumen (km ³)	Superficie (km ²)
Grandes	>200	>0,1	>0,5
Medianos	>100 ≤200	≥0,01 ≤0,1	≥0,2 ≤0,5
Pequeños	≤100	<0,01	<0,2
Misceláneos	–	–	–

Tabla 3. Relación de los parámetros e intervalos utilizados para establecer el tamaño de los volcanes simples de Tenerife (Dóniz, 2004 a).

En este sentido, para que un volcán pueda ser incluido en uno u otro grupo debe cumplir necesariamente dos de los tres requisitos exigidos. Aún así, habrá conos que no podrán ser incluidos en ninguna de las tres categorías de tamaño, en este caso habría que añadir un cuarto grupo para integrar a los volcanes que poseen valores diferentes de altura, de volumen y de superficie y que no presentan dichos parámetros en el mismo intervalo, a la que denominamos miscelánea y que correspondería a la categoría de edificios volcánicos inclasificables.

Aplicando el método propuesto para el conjunto de conos basálticos monogénicos de Tenerife, los 297 edificios volcánicos analizados para la isla muestran valores medios que podrían ser interpretados, en un primer momento, como índices asociados a volcanes monogénicos de tamaño medio. Un análisis pormenorizado de cada uno de los conos pone de manifiesto que los volcanes de gran tamaño tan sólo suponen el 6,73% del total con 20 aparatos volcánicos, los conos de mediana envergadura el 30,97% con 92 edificios y, por último, los volcanes pequeños con 182 suman el 61,28% de la población total de la isla. De lo que se desprende que sólo tres volcanes estarían incluidos en la categoría de misceláneos y, por tanto, demuestra sobradamente la validez de este método ya que sólo el 1,02% de la población total de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife no se les puede clasificar según su envergadura, aunque se aproximan a los de tamaño medio (Fig. 12).

Según los datos anteriores, los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife pueden clasificarse como vol-

canes de tamaño pequeño, incluso, si sumamos los conos correspondientes a los intervalos de envergadura menores (medianos y pequeños), el porcentaje obtenido supera el 92% del conjunto de conos de la isla, de lo que se deduce, obviamente, que los edificios volcánicos simples de Tenerife son de tamaño medio-pequeño.

En líneas generales, existe cierta correlación entre el tamaño de los volcanes monogénicos de naturaleza basáltica de Tenerife y su edad, su localización y sus rasgos morfológicos. En este sentido, los edificios volcánicos tienden a ser más grandes cuanto mayor edad posean, cuanto más contrastados son los rasgos topográficos de los relieves previos sobre los que se emplazan y cuanto mayor sea su complejidad morfológica. Ello significa que cuanto más recientes son los aparatos volcánicos y más homogéneos son los caracteres fisiográficos de los sectores donde se instalan y sus rasgos morfológicos, menor tiende a ser también su tamaño.

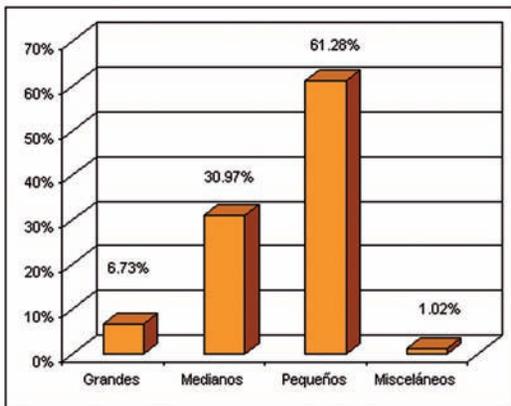


Figura 12. Clasificación del tamaño de los conos de Tenerife según su porcentaje (Dóniz, 2001 y 2004 a; Dóniz et al., 2006 b).

Estos rasgos parecen estar en relación tanto con la magnitud de las erupciones, que parece haber decrecido con el tiempo, como con el grado de desmantelamiento de los edificios volcánicos. La existencia de volcanes antiguos, muy desmantelados, pero que conservan aún un gran tamaño significa que su construcción se llevó a cabo a partir de erupciones de gran magnitud; de igual modo, volcanes recientes de pequeño tamaño (y no afectados por la erosión) ponen de manifiesto su edificación a partir de erupciones de menor envergadura.

3/3. Los procesos y las formas de modelado en los volcanes monogénicos de Tenerife.

Los conos volcánicos monogénicos son resultado de fases constructivas rápidas, que oscilan entre días y años; y etapas erosivas que progresan a ritmos diferentes y durante largos intervalos temporales. La erosión de estos volcanes es un proceso natural que se inicia tras el cese de la actividad eruptiva.

Los factores que regulan la erosión son: la morfología de los volcanes, el tipo y distribución del material, su edad, la topografía y los rasgos del área de emplazamiento, el ambiente morfoclimático, etc. Independientemente de los factores que intervienen en la erosión de los conos monogénicos, los autores individualizan dos etapas (Romero, 1991; Inbar et al., 1994). La primera, se produce tras el cese de la erupción asociada el enfriamiento y asentamiento de los materiales, e independientemente de las condiciones ambientales. En la segunda, la erosión de los edificios eruptivos está en relación con el ambiente morfoclimático donde se instalan los volcanes.



Figura 13. Formación de barrancos en el dorso (arriba) y taludes de escorias en el cráter de volcanes monogénicos de Tenerife (abajo).

Varios son los procesos que erosionan los volcanes y múltiples las formas que generan. Hopper y Sheridan (1998) señalan que los principales procesos y formas de desmantelamiento en este tipo de construcciones son los barrancos y los procesos aluviales y coluviales (Fig. 13); aunque no son los únicos. A continuación se caracterizan de manera breve cada uno de los procesos y de las formas de erosión y acumulación presentes en conos volcánicos de Tenerife.

– *Los procesos y las formas ligadas a la dinámica de vertiente*: son los únicos que no dependen del sistema morfoclimático puesto que se producen en las primeras etapas de destrucción de los edificios volcánicos y son reconocibles en cada uno de los pisos morfodinámicos. De este modo, los conos y taludes de derrubios constituyen las formas de modelado más comunes en los edificios eruptivos.

Los taludes detríticos formados por gravedad no se diferencian ni en perfil, ni en su planta, ni en la disposición de los clastos de cualquier otro tipo de depósitos generado por acciones gravitacionales directas. La única diferencia es que no precisan de la fase previa de fragmentación de los materiales, sino sólo de la pérdida de cohesión de éstos.

Los taludes generados en los conos volcánicos constan también de tres sectores. Los *cejos cratéricos o vertientes superiores de los dorsos*, constituyen las áreas fuentes y corresponden a los sectores de pendientes más acentuadas. En la mayoría de los casos no constituyen ámbitos de meteorización, sino simplemente sectores de alimentación pues el material volcánico ya está fragmentado. El *talud*, ubicado por debajo de los cejos cratéricos o de las vertientes superiores de los conos, dispone de desarrollos de altura variables en función de la altura del cono, la pendiente, el tamaño y la forma de los piroclastos. Finalmente, *área de enlace basal* que conecta el talud con la vertiente suele corresponder a la base del cono o al sector de menor profundidad de los cráteres. Evidentemente existe una selección granulométrica de los materiales eruptivos rodados a lo largo de la vertiente, siendo tanto mayores cuanto más próximos al área de enlace basal se encuentren.

Las acciones gravitacionales poseen una localización temporal y espacial preferentes, son tanto más activas cuanto más jóvenes son los edificios eruptivos y son más comunes en los cráteres que en los dorsos, pues aquéllos poseen pendientes más acentuadas y están orlados por cejos que actúan como áreas fuente.

– *Los efectos del viento*: los vientos más regulares que se registran en la isla son los alisios. Son vientos regulares en su velocidad y suficientes como para provocar el desplazamiento de parte de los materiales de proyección aérea sueltos y de granulometría fina (lapilli, cenizas...) de los edificios volcánicos. La deflación eólica provoca una selección de los productos a mover siendo los más pequeños y menos compactos los elegidos, es por ello por lo que las huellas de la acción del viento se lleva a cabo, sobre todo, en los lapilli, que constituyen uno de los materiales de proyección aérea más finos (< 2 cm), más fácilmente transportables y más vulnerables ante las acciones del viento.



Figura 14. Formación de *ripples* en el cráter de un cono en Tenerife (arriba) y en el dorso de un volcán de Lanzarote, tras el paso de la tormenta tropical Delta (abajo).

La forma característica de este agente de transporte es la ordenación de los piroclastos en líneas paralelas que siguen la dirección del viento, y que son resultado de la

retirada de los lapilli y el abandono de las escorias más gruesas y cohesionadas (Beltrán, 2000). También son abundantes los campos de *ripples* (Fig. 14) enlazados que aparecen en los dorsos y cráteres del edificio volcánico o en los mantos de lapilli próximos al centro de emisión o, la creación de superficies pedregosas tipo "reg" (nunca con presencia de cantos ventifactos) como consecuencia del barrido superficial de los materiales finos en los sectores cimeros de los conos expuestos a los vientos.

Las formas originadas por la energía eólica, al igual que las de gravedad, también poseen una localización tempo-espacial concreta. Por ello, los conos afectados son siempre recientes o con recubrimientos de lapilli procedentes de volcanes muy próximos de edad también muy reciente y siempre con índices de recubrimiento vegetal bajos. En el interior de los edificios las formas eólicas se localizan en los cráteres, pero fundamentalmente en los dorsos expuestos a los vientos dominantes y en los sectores cimeros del volcán, afectando siempre a áreas donde no se precisa la desagregación granular previa.

– *Las formas debidas a la acción del hielo:* en la alta montaña tinerfeña se detecta la presencia de un sistema morfogenético periglacial (Fig. 15) cuyos efectos morfológicos se dejan sentir por encima de los 1.800 metros de altitud, pero que en ocasiones puede descender hasta los 1.500 m (Quirantes *et al.*, 1994), en situaciones de orientación y umbría muy favorables. Las precipitaciones relativamente escasas, irregulares y de gran intensidad, junto con las bajas temperaturas, los fuertes contrastes térmicos diarios, una insolación elevada, la escasa humedad relativa y las frecuentes heladas nocturnas, son los responsables de la morfodinámica periglacial en la isla.

La combinación entre las periódicas y frecuentes heladas nocturnas y la humedad en la superficie del terreno, proporcionan una gran eficacia erosiva al hielo en el alto Tenerife que da lugar a un gran abanico de formas crionivales. Estas heladas se producen habitualmente durante el invierno y la primavera y centrados fundamentalmente en los meses de diciembre a marzo.

Las formas de modelado derivadas del hielo que se observan en los conos de la isla son las propias de los procesos de gelifracción o crioclastia y de desnivación. Entre ellas están los numerosos reguerillos de soliflucción, los suelos poligonales, los suelos estriados (Fig. 16), los *piprake*, las pequeñas guirnaldas, los conos de derrubios gelifractados, los flujos de derrubios, los enlosados de piedras, etc.



Figura 15. Volcanes monogénicos de las cumbres de Tenerife nevados.

Evidentemente, los fenómenos periglaciares disponen de una localización espacial muy concreta y precisa (el alto Tenerife); sin embargo, los podemos reconocer indistintamente tanto en conos muy recientes como antiguos. Del mismo modo, sobre los conos, las formas derivadas del trabajo morfológico del hielo y la nieve se ubican, indiferentemente, en los flancos y cráteres de los volcanes, aunque es cierto que algunas formas son predominantes de afloramientos rocosos, algunas de zonas llanas y otras requieren de superficies más accidentadas. Con toda probabilidad, las formas de modelado derivadas de los procesos periglaciares son las que menor impronta morfoespacial desencadenan en los conos basálticos monogénicos de Tenerife. Se trata, por tanto, sólo de formas de retoque de la fisonomía del volcán, pero con un significado geomorfológico notable.



Figura 16. Polígonos (arriba) y suelos estriadados (abajo) en volcanes de la alta montaña de Tenerife.

– *La erosión del mar*: al igual que las remodelaciones periglaciares, las relacionadas con la acción marina poseen una localización espacial concreta, sin embargo, a diferencia de éstas y de las derivadas de los procesos de gravedad y eólicos, poseen una gran incidencia morfológica sobre un número reducido de conos localizados en el litoral.

La acción del mar sobre los flancos de los aparatos eruptivos simples genera la aparición de cantiles con morfologías de rasgos específicos, con escasas alturas inferiores a 40 metros y de notable verticalidad (Fig. 17). Estos pequeños escarpes marinos constituyen acantilados funcionales actualmente; no obstante, en ocasiones al pie de los mismos se extienden plataformas de abrasión que aparecen y desaparecen con las oscilaciones de la marea y que frenan, en cierto modo, la abrasión marina. En estas edificaciones piroclásticas y dado el carácter permeable y poco resistente de los materiales de proyec-

ción aérea, se reconocen otras formas relacionadas con los fenómenos químicos como las huellas de la taffonización, las oquedades y los surcos.

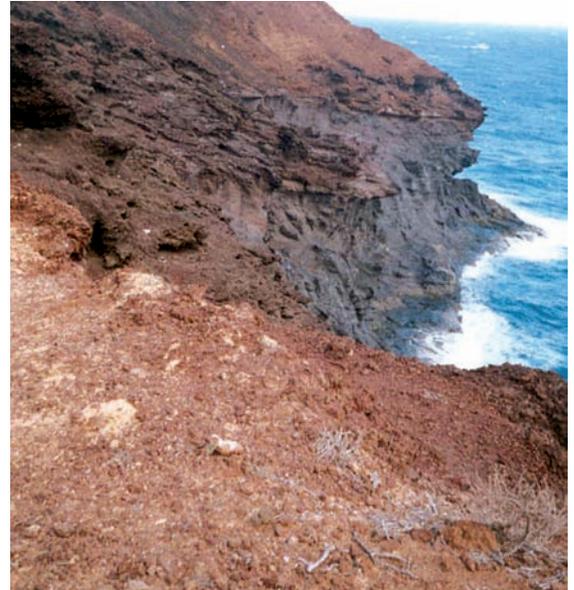


Figura 17. Acantilado vertical y arqueado sobre el volcán de Abades.

Pese a la homogeneidad geomorfológica de este tipo de acantilados, existen ciertas diferencias entre los cantiles de unos y otros edificios que están más en relación con los rasgos morfoestructurales originales de los edificios que con el tipo de material piroclástico y que se manifiestan fundamentalmente en su trazado. De este modo, los conos con cráteres abiertos al mar poseen cantiles marinos de disposición arqueada (Montañas Aguja y Abades, Fig. 17), mientras que los escarpes que se labran directamente sobre los dorsos de los conos tienden a presentar trazados de carácter más o menos rectilíneos (Montaña Roja, Bocinegro, etc.)

– *El desmantelamiento torrencial*: Tenerife, actualmente, no dispone de cursos de agua permanente. El drenaje de la isla se articula a partir de barrancos de cabeceras amplias y canales de desagüe estrechos, profundos y de funcionamiento esporádico. Las situaciones de inestabilidad atmosférica que originan este modelado son las borrascas del NW y del SW. En Tenerife caen en torno a 300 mm/año repartidos entre los meses de otoño y primavera. La erosión torrencial es resultado de aguaceros violentos, de gran intensidad horaria y de gran energía.

Durante este tipo de precipitaciones se alcanzan valores superiores a los 100 mm/24 horas, y a partir de los 50 mm/día poseen repercusiones geomorfológicas (Marzol, 1988).

Evidentemente, dada la elevada incoherencia y el alto grado de porosidad propio de los materiales de proyección aérea que edifican los aparatos volcánicos, la capacidad de filtración de los mismos es tan elevada que tiende a impedir la escorrentía. Por ello algunos autores señalan que para que la escorrentía pueda afectar a estos conos es necesaria la formación previa de suelos (Strahler *et al.*, 1989). Ahora bien, no siempre es preciso que los procesos de meteorización originen un suelo cuyos finos colmaten los intersticios entre los piroclastos para que la erosión torrencial tenga efectos fisonómicos sobre el aparato eruptivo; basta con que existan niveles de finos correspondientes a fases de alta explosividad o de escorias soldadas más o menos potentes en las capas superficiales, o que se desarrollen detritus rocosos desprendidos de alteraciones iniciales de los piroclastos para que se produzca la escorrentía. Esa misma incoherencia inicial de los materiales de proyección aérea, junto con la existencia de pendientes más o menos pronunciadas, son también responsables del mayor o menor grado de erosión que presentan los conos. Tal es así, que en algunos conjuntos volcánicos históricos de Tenerife (Fasnía o Garachico pertenecientes a los paroxismos de 1705 y 1706 respectivamente) se observan, incipientes estructuras en *parasol* en los dorsos o incisiones torrenciales de disposición paralela tanto en los dorsos como en los campos de lapilli, relacionadas con el trabajo morfológico de las aguas superficiales. Esto no es de extrañar ya que los procesos de transformación morfológica más efectivos sobre los volcanes están asociados al desarrollo de eventos torrenciales (Dóniz, 2001, 2002 b, 2004 a, 2006; Dóniz y Romero, 2007).

De los 297 conos basálticos monogénicos de Tenerife, el 78,12% están incididos. El sistema hidrogeográfico de estos 232 edificios está constituido por unos 1266 cauces, cuya longitud total está en torno 222 km, lo que significa que existe un promedio de unos 5,45 barrancos/cono; no obstante, este dato esconde diferencias sustanciales, pues existen centros eruptivos que llegan incluso a los 43 barrancos, presentando algunos más de 20 cauces por cono, frente a aquéllos que sólo disponen de uno. La longitud media de las incisiones torrenciales es de unos 960 metros de barranco/cono (con máximos de 8,16 Km en Montaña de Las Vacas y mínimos de 60 m en las Mon-

tañas de Machado y de Ofra). La densidad de drenaje y el índice de frecuencia medio de los cursos fluviales que disecan los conos es 3,39 Km de cauce/km² y 20,71 cauces/km² respectivamente.

Ahora bien, dejando de lado aquellos conos que disponen de un único cauce, en general obtenemos una tendencia decreciente en relación al porcentaje de volcanes según el número de incisiones torrenciales labradas sobre los mismos, es decir, que a medida que aumentan los barrancos excavados en los edificios eruptivos éstos disminuyen en número; así, aquéllos con más de 20 *talwegs* sólo suponen el 4,74%, los que cuentan entre 11-20 nevaduras torrenciales suman el 10,35%, mientras que los que poseen entre 2-10 implican el 66,38% del total de los volcanes incididos.



Figura 18. Formación de barrancos en conos volcánicos tinerfeños.

Los barrancos desarrollados sobre los volcanes de la isla se localizan tanto en los flancos como en los cráteres de los edificios eruptivos. Ahora bien, por la propia configuración topográfica de los cráteres, éstos son los sectores

más idóneos para el establecimiento de los barrancos. Por ello, las barranqueras incididas en las bocas son las primeras en formarse, ya que los cráteres actúan como pequeñas cuencas de recepción recogiendo las aguas de escorrentía de sus paredes internas y canalizándolas hacia el fondo del cráter para su posterior evacuación.

Según los modelos clásicos, las morfología de los volcanes en cono truncado, determina que las barranqueras que se labran sobre sus dorsos adquieran trazados radiales; sin embargo, el estudio de los barrancos en los dorsos de los volcanes monogénicos de Tenerife pone de manifiesto que su disposición no siempre es radial, sino que responde a patrones lineales y afectan al cono de manera disimétrica en relación con factores como puede ser la pendiente de las áreas de asentamiento de los volcanes. Parece existir cierta correlación entre la edad de los aparatos eruptivos, el ambiente morfoclimático y la formación de barrancos. En este sentido cuanto más antiguo son los volcanes y cuanto más húmedo sea el sistema morfodinámico que los afecta, mayor presencia de barrancos.

Volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife: patrimonio geomorfológico y Espacios Naturales Protegidos

En los apartados anteriores se han descrito, de manera general, las características geomorfológicas más significativas de los volcanes basálticos monogénicos tinerfeños, incluso se ha señalado que constituyen señas de identidad de los habitantes de la isla. Hecho esto, es necesario valorar este tipo de construcciones volcánicas desde la óptica del patrimonio natural, concretamente se pretende evaluarlos como patrimonio geomorfológico. La metodología utilizada ya ha sido empleada por otros autores en espacios naturales protegidos (Serrano y Trueba, 2005, 2006; Serrano *et al.*, 2006 y Serrano *et al.*, 2007) y está basada en la valoración de los elementos geomorfológicos teniendo en cuenta sus valores intrínsecos o científicos, añadidos o culturales y de uso y gestión (Serrano *et al.*, 2006).

Los valores científicos o intrínsecos (génesis, morfología, dinámica, cronología, litología y estructura) se refieren a los propios del Lugar de Interés Geomorfológico (LIG) y su valor se expresa entre 0 y 10 para cada uno de ellos, siendo la puntuación total máxima obtenida de 100. Los añadidos se refieren a aquéllos valores culturales y ambientales (paisajística y estética, elementos culturales, didáctica, científica y turística) que condicionan y

enriquecen a los científicos, la puntuación máxima es de 70, pero se expresan de 0 a 10. Tanto para los primeros como para los segundos se emplea un sistema binario. Por último, los valores de uso y gestión (accesibilidad, fragilidad, vulnerabilidad, intensidad de uso, etc.) evalúan los componentes territoriales y su potencial uso, aplicándose tres valoraciones: Alta=potencial de uso que garantiza su conservación, Media=potencial de uso con gestión adecuada y Baja=imposibilidad de uso sin gestión adecuada y potencial deterioro (Serrano y Trueba, 2005 y Serrano *et al.*, 2006).

En nuestro caso, la particularidad concreta es que, dado el elevado número de volcanes con morfologías variadas, con múltiples elementos y con índices de conservación diferentes, no se han identificado distintas unidades morfológicas y se han valorado independientemente cada uno de los lugares de interés geomorfológico (LIG), tal y como lo han desarrollado otros autores (Serrano y Trueba, 2005 y Serrano *et al.*, 2006); ni tampoco han podido ser agrupados en una sola unidad como lo han hecho otros (Dóniz *et al.*, 2007); siendo muy difícil hacer una valoración del patrimonio geomorfológico de los conos basálticos monogénicos de Tenerife. Por este motivo, y salvo que se realice el estudio de un aparato eruptivo o de un conjunto reducido de edificios volcánicos, en cuyos casos si podría aplicarse la metodología propuesta por Serrano y González-Trueba (2005); a continuación se hace una valoración general del patrimonio geomorfológico de este tipo de construcciones eruptivas y su vinculación con los Espacios Naturales Protegidos de la isla Tenerife.

La valoración del patrimonio geomorfológico ha pasado por varias etapas, desde una etapa *conservacionista* donde primó la monumentalidad y los elementos geomorfológicos, pasando por otra *biologicista* en la que las especies y los ecosistemas desempeñan el papel fundamental, hasta la actualidad, donde lo principal es el carácter sostenible de los Espacios Naturales Protegidos –ENP– (Serrano y Trueba, 2005). Los ENP son declarados en función de una compleja combinación de valores naturales y culturales que definen un paisaje, un medio natural, un ecosistema o un hábitat para especies de valor singular (Serrano y Trueba, 2005).

La Ley 12/1194, de 19 de diciembre, de Espacios Naturales de Canarias, contempla varias categorías de ENP: parques (naturales y rurales), reservas naturales (integrales y especiales), monumentos naturales, paisajes protegidos y sitios de interés científico. En la legislación canaria los valores geomorfológicos se plantean bien como

el soporte de hábitats, ecosistemas y paisajes, o como elementos esenciales del medio natural. En la legislación sólo se hace referencia explícita a aspectos geológicos y geomorfológicos en los parques, las reservas y los monumentos, y es precisamente en estas tres categorías de protección donde encontramos los volcanes basálticos monogénicos protegidos de Tenerife. En las dos primeras (parques y reservas), los volcanes constituyen el geotopo sobre el que se desarrollan comunidades animales (aves marinas) y vegetales (cardonal-tabaibal, pinar, fayal-brezal, etc.) representativas de determinados hábitats y ecosistemas insulares (Fig. 19), mientras que los catalogados como Monumentos Naturales, lo son por sus características geológicas y geomorfológicas.



Figura 19. Volcanes de Garachico, erupción de 1706 (arriba) y Chinyero, erupción de 1909 (abajo) pertenecientes a la Reserva Natural Especial del Chinyero, cuyo hábitat objeto de protección es el pinar.

Independientemente de su inclusión dentro de los ENP, el valor geomorfológico de los volcanes basálticos monogénicos es incuestionable, no sólo porque representan las formas eruptivas que más reiteradamente aparecen en el paisaje volcánico, o por su papel en el desarrollo de ecosistemas y hábitats singulares en el contexto insular; sino por la amplia gama de morfologías (conos, hornitos, cráteres, fisuras, *spatter*, charcas lávicas, lenguas de lava, embudos de explosión, etc.) que ponen de manifiesto su complejidad volcanomorfológica y por su vinculación histórica con determinados aprovechamientos y actividades humanas (extracción de áridos, cuevas, construcciones, etc.), que le otorgan una componente cultural que es necesario tener presente para entender a estos volcanes como señas de identidad de los tinerfeños.

REREFENCIAS

- Ablay, G. y Martí, J. (2000): "Stratigraphy, structure, and volcanic evolution of the Pico Teide–Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands". *J. Volcanol. Geother. Res.* 103, 175-208.
- Ancochea, E., Fúster, J., Ibarrola, E., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, M., Jamond, C., Cendreras, A. (1989): "Cronostratigrafía de las series de Tenerife". EST Meeting on Canarian Volcanism. Casa de los volcanes. Lanzarote. 116-123.
- Ancochea, E., Fúster, J., Ibarrola, E., Cendreras, A., Coello, J., Hernan, F., Cantagrel, M., Jamond, C. (1990): "Volcanic evolution of the island of Tenerife (Canary Islands) in the light of new K-Ar data: *J. Volcanol. Geother. Res.* 44, 231-249.
- Ancochea, E., Huertas, M., Cantagrel, M., Coello, J., Fuster, J., Arnaud, N., Ibarrola, E. (1999): "Evolution of the Canadas edifice and its implications for the origin of the Canadas Caldera Tenerife, Canary Islands". *J. Volcanol. Geother. Res.* 88, 177-199.
- Araña, V. (1971): "Litología y estructura del Edificio Cañadas, Tenerife". *Est. Geol.* 27, 95-135.
- Becerra, R., Guillén, C., Dóniz, J. (2007): "Erupción basáltica fisural al NE del volcán monogénico de Orchilla, El Hierro, Canarias. Caracteres geomorfológicos". En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del período cuaternario. Aequa. Ávila. 133-134.
- Beltrán, E. (2000): *El paisaje natural de los volcanes históricos de Tenerife*. Fundación Canaria Mapfre–Guanarteme. 39. Las Palmas de Gran Canaria. 274 pp.
- Bertotto, G., Bjerg, E., Cingolani, C. (2006): "Hawaiian and Strombolian style monogenetic volcanism in the extra-Andean domain of central–west Argentina". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 158: 430-444.
- Bryan, S., Martí, J., Cas, R. (1998): "Stratigraphy of the Bandas del Sur Formation: an extracaldera record of quaternary phonolitic explosive eruptions from the Las Cañadas edifice, Tenerife (Canary Islands)". *Geol. Mag.* 135 (5), 05-636.
- Calvari, S. y Pinkerton, H. (2004): "Birth, growth and morphologic evolution of the 'Laghetto' cinder cone during the 2001 Etna eruption". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 132: 225-239.
- Carracedo, J., Badiola, E., Guillou, H., Scillet, S., Paterne, M., Pérez Torrado, F., Paris, R., Fra–Paleo, U., Hansen, A. (2006): "Geocronología e historia volcánica del complejo volcánico del Teide y las dorsales de Tenerife". En: Los volcanes del Parque Nacional del Teide: El Teide, Pico Viejo y las dorsales activas de Tenerife. Organismo Autónomo de Parques Nacionales. Madrid. 69-97.
- Cas, R. y Wright, J., (1987): "Volcanic Successions: Modern and ancient". Allen y Unwin. London.
- Dohrenwend, J., Wells, S., Turrin, B. (1986): "Degradation of Quaternary cinder cones in the Cima volcanic field, Mojave Desert, California". *Geol. Soc. Am. Bull.* 97, 421-427.
- Dóniz, J. (2000): "Rasgos morfológicos de los volcanes recientes de Montañas Negras en Santiago del Teide". *Polígonos.* 10. 155-165.
- Dóniz, J., (2001): "La influencia de la topografía en las características morfológicas y morfométricas de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife (Islas Canarias)". *C&G,* 15 (3-4), 125-129. (<http://tierra.rediris.es/CuaternarioyGeomorfologia/>).
- Dóniz, J. (2002 a): "El volcanismo basáltico de la dorsal de Pedro Gil en la isla de Tenerife". *Papeles de Geografía.* 35. 101-114.
- Dóniz, J. (2002 b): "Aproximación a la degradación de los volcanes basálticos monogénicos de Tenerife a través de las técnicas morfométricas". En: Serrano, E., García de Celis, A., Guerra, J., Morales, C., Ortega, M. (Eds), *Estudios recientes (2000-2002) en geomorfología. Patrimonio, montaña, dinámica territorial.* SEG, Dpto. Geografía UV, Valladolid, pp. 445-454.
- Dóniz, J. (2004 a): *Caracterización geomorfológica del volcanismo basáltico monogénico de la isla de Tenerife*. Unpublished D.Ph Thesis, Department of Geography, University of La Laguna, Spain.
- Dóniz, J. (2004 b): "Estudio geomorfológico del volcán basáltico monogénico de Montaña Grande, en Güímar. (Tenerife, Islas Canarias)". *Sureste.* 58-67.
- Dóniz, J. (2005): "Los campos volcánicos basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Canarias, España)". *Estud. Geogr.* 66 (259), 461-480. (<http://www.ieg.csic.es/>).
- Dóniz, J. (2006): "Estudio de la erosión de los volcanes basálticos monogénicos de El Cerrillar, Guamasa y Enmedio, en el Parque Nacional de Las Cañadas del Teide (Tenerife, Canarias, España)". *Boletín de la AGE* 42, 285-301.
- Dóniz J. y Coello de la Plaza, E. (2004 a): "Notas geográficas sobre el riesgo asociado al volcanismo basáltico monogénico en Tenerife (Islas Canarias, España)". En Benito, G. y Díez, A. (2004) *Riesgos Naturales y Antrópicos en Geomorfología.* VIII Reunión Nacional de Geomorfología. SEG. 519-531.

- Dóniz, J. y Coello de la Plaza, E. (2004 b): "Evolución geomorfológica del conjunto volcánico subhistórico de Montaña Cascajo en la dorsal de Bilma-Abeque (Tenerife, Islas Canarias)". *Investigaciones Geográficas*. 35. 151-164.
- Dóniz, J., Beltrán, E., Romero, C. (2005): "Geomorphic and biogeographical diversity in volcanic coastal areas: Tamaduste (Hierro, Canary Islands)". *Forum. Unesco*. 141-149.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén Martín, C., García Cacho, I. (2006 a): "El uso de técnicas morfométricas para la clasificación geomorfológica de los volcanes basálticos monogénicos de la isla de Tenerife (Canarias, España)". En Pérez Alberti, A. y López Bedoya, J. (eds): *Geomorfología y territorio, Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología*. Universidad de Santiago de Compostela. 723-739.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello de la Plaza, E., Guillén, C., García-Cacho, L., (2006 b): "Propuesta metodológica para el cálculo y clasificación del tamaño de los volcanes basálticos monogénicos: el ejemplo de Tenerife (Canarias, España)". *Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Sevilla. España. Publicación CD. ISBN: 84-8320-373-1.
- Dóniz, J. y Coello, E. (2007): "Geomorfología del tubo volcánico de Montaña del Castillo (Tenerife, Canarias, España)". *Cuaternario y Geomorfología*, 21 (3-4), 149-154.
- Dóniz, J., Romero, C. (2007): "Gully erosion on cinder cones of Tenerife (Canary Islands, Spain)". En: Casalí, J y Giménez, R. (eds). *Progress in gully erosion research*. Universidad Pública de Pamplona. 40-41.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., García-Cacho, L., García, A., Sánchez, N. (2007 a): "Morfometría, morfología, tectónica y distribución espacial de los volcanes monogénicos del estratovolcán de Pico Viejo (Tenerife, España)". En: Lario, J. y Silva, G. *Contribuciones al estudio del período cuaternario*. Aequa. Ávila. 137-138.
- Dóniz, J., Coello, E., Romero, C., Guillén, C. (2007): "Valoración del patrimonio geomorfológico del tubo volcánico de Montaña del Castillo (Tenerife, Canarias)". *Minius*, XV, 85-94.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L., García, A. (2008 a): "Morphological and statistical characterization of recent mafic volcanism on Tenerife (Canary Islands, Spain)". *J. Volcanol. Geother. Res.* 10.1016/j.jvolgeores.2007.12.046.
- Dóniz, J., Romero, C., Coello, E., Guillén, C., Sánchez, N., García-Cacho, L., García, A. (2008 a): "Size of cinder cones: the case of Tenerife (Canary Islands, Spain)". *Geomorphology*. In press.
- Dóniz Páez, J. (2009): *Volcanes basálticos monogénicos de Tenerife*. Concejalía de Medio Ambiente, Ayto. de Los Realejos, Tenerife, 219 pp.
- Francis, P. (1993): *Volcanoes, a planetary perspective*. Clarendon Press. Oxford. 443 pp.
- Fúster, J., Araña, V., Brandle, J., Navarro, M., Alonso, U., Aparicio A. (1968): *Tenerife*. Ed. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid.
- Hooper, D. y Sheridan, M. (1998): "Computer-simulation models of scoria cone degradation". *J. Volcanol. Geother. Res.* 83, 241-267.
- Inbar, M., Lugo-Hubp, J., Villers, L. (1994): "The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, México, 1943-1990". *Geomorphology*. 9, 57-76.
- Martí, J. y Gudmundsson, A. (2000): "The Las Cañadas caldera (Tenerife, Canary Islands): an overlapping collapse caldera generated by magma-chamber migration". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103, 161-173.
- Martí, J., Mitjavila, J., Araña, V. (1994): "Stratigraphy, structure and geochronology of the Las Cañadas Caldera (Tenerife, Canary Islands)". *Geol. Mag.*, 131, 715-727.
- Martí, J., Hurlimann, M., Ablay, G.J., Gudmundsson, A. (1997): "Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands". *Geology*, 25, 879-882.
- Martin, U. y Németh, K. (2006): "How Strombolian is a 'Strombolian' scoria cone? Some irregularities in scoria cone architecture from the Transmexican Volcanic Belt, near Volcán Ceboruco, (Mexico) and Al Haruj (Libya)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 155: 104-118.
- Martínez de Pisón, E. y Higes Rolando, V. (1972): "La escala del tiempo en la evolución geomorfológica del aparato eruptivo del Teneguía". *Estudios Geográficos*, pp. 363-378.
- Martínez de Pisón, E. y Quirantes, F. (1981): *El Teide. Estudio Geográfico*. Editorial Interinsular Canaria, S/C de Tenerife.
- Marzol, V. (1988): *La lluvia: un recurso natural para Canarias*. Servicio de publicaciones de la Caja General de Ahorros de Canarias nº 30. Santa Cruz de Tenerife. 220 pp.
- Pike, R. (1978): "Volcanoes on the inner planets: some preliminary comparisons of gross topography". *Porc. Lunar Planet. Sci. Conf.* gth, 3239-3270.

- Quirantes, F. y Martínez de Pisón, E. (1994). "El modelado periglacial de Canarias". En Ortiz, A., Simón, F. y Salvador, F. (ed). Periglacialismo en la Península Ibérica, Canarias y Baleares. Monografías de la S.E.G. 203-216.
- Rittmann, A. (1963): *Les volcans et leur activité*. París: Masson, 461 p.
- Romero, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas de Canarias*. Gobierno de Canarias. SC Tenerife.
- Romero, C. (1992): *Estudio geomorfológico de los volcanes históricos de Tenerife*. ACT. SC Tenerife.
- Romero, C. y Dóniz, J. (2005): "Los relieves volcánicos españoles". En: Martín Serrano, A. (Ed). Mapa geomorfológico de España y del margen continental. Ministerio Educación, IGME, Madrid, pp. 157-172.
- Romero, C., Dóniz, J., García, L., Amado, P. (2006 a): "Significado Volcanológico de los Depósitos de Spatter de la Erupción Volcánica de 1730-1736 de Timanfaya (Lanzarote. Canarias. España)". Proceedings 5ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Sevilla. España. Publicación CD. ISBN: 84-8320-373-1.
- Romero, C., Dóniz, J., Coello, E., Guillén, C., Pérez-Lozao, M., García-Cacho, L. (2006 b): "The size of cinder cones: comparison of the basaltic monogenetic volcanoes of Tenerife and La Palma (Canary Islands, Spain)". 300th Anniversary Volcano International Conference Commemorating the 1706 Arenas Negras Eruption. Garachico, Tenerife, Canary Islands, Spain. Abstracts.
- Romero, C., Dóniz, J., García Cacho, L., Guillén, C., Coello, E. (2007): "Los hornitos y coneletes de escorias del Echadero de los Camellos en Timanfaya: rasgos morfológicos y estructurales". En: Lario, J. y Silva, G. Contribuciones al estudio del período cuaternario. Aequa. Ávila. 171-172.
- Serrano, E. y González Trueba, J. (2005): "Assessment of geomorphosites in natural protected areas: the Picos de Europa National Park (Spain)". *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 3, 197-208.
- Serrano, E. y González Trueba, J. (2006): "La valoración del patrimonio geomorfológico en espacios naturales protegidos. Su aplicación al Parque nacional de los Picos de Europa". Actas XIX Congreso Nacional de Geografía, Santander.
- Serrano, E., Ruiz, P., Arroyo, P., González Trueba, J. (2006): "Lugares de interés geomorfológico. Inventario y valoración aplicada al área de Tiermes Caracena (Provincia de Soria)". En Pérez Alberti, A. y López Bedyoya, J. (eds): *Geomorfología y territorio*, Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología. Universidad de Santiago de Compostela. 963-976.
- Serrano, E., Ruiz, P., Arroyo, P. (2007): "Geodiversity assessment in a rural landscape: Tiermes-Caracena area (Soria, Spain)". *Geografía Física y Cuaternario*. in press.
- Strahler, A. (1989): *Geografía Física*. Ediciones Omega S.A. Séptima edición. Barcelona. 767 p.
- Takada, A. (1994): "The influence of regional stress and magmatic input on styles of monogenetic and polygenetic volcanism". *J. Geophys. Res.* 99 (B7), 13563-13573.
- Thirlwall, M., Singer, B., Marrier, G. (2000): "³⁹Ar-⁴⁰Ar ages and geochemistry of the basaltic shield stage of Tenerife (Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 103, 247-297.
- Thuoret, J. (1999): "Volcanic geomorphology an overview". *Earth science reviews*. 47, 95-131.
- Valentine, G. y Keating, G. (2007): "Eruptive styles and inferences about plumbing systems at Hidden Cone and Little Black Peak scoria cone volcanoes (Nevada, U.S.A.)". *Bull. Volcanol.* 70: 105-113.
- Valentine, G., Krier, D., Perry, F., Heinken, G. (2007): "Eruptive and geomorphic processes at the Lathrop Wells scoria cone volcano". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 161: 57-80.
- Vespermann, D. y Schminke, H. (2000): "Scoria cones and tuff rings". In: Sigursson, H., (ed) *Encyclopedia of volcanoes*. Academic Press. Usa. 331-343.
- Watts, A. y Masson, D. (1995): "A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands". *J. Geophys. Res.*, 100, 24487-24498.
- Wood, C. (1979): "Monogenetic volcanoes of the terrestrial planets". *NHB-Stop*, 119, Smithsonian Institution, 2815-2840.
- Wood, C. (1980 a): "Morphometric evolution of cinder cones". *J. Volcanol. Geother. Res.* 7, 387-413.
- Wood, C. (1980 b): "Morphometric analysis of cinder cone degradation". *J. Volcanol. Geother. Res.* 8, 137-160.

Luis García-Cacho

Científico Titular del Museo Nacional de Ciencias Naturales. CSIC. Madrid

INTRODUCCIÓN

Un método frecuente y rápido para valorar el interés despertado por los temas de investigación en la comunidad científica consiste en elegir una o más palabras adecuadas, e indagar en Internet con un buen buscador, y... ¡Listo! No obstante, el uso simple de los buscadores generalistas no siempre es el procedimiento más eficaz. Es preciso usar herramientas de búsqueda específicas para calibrar mejor los resultados.

Así por ejemplo, para garantizar eficacia y concreción en la exploración de palabras como "avalancha volcánica" ("volcanic debris avalanche") podemos usar el buscador "SCIRUS" de Elsevier (se recomienda por ajustarse al ámbito de publicaciones científicas de gran prestigio). El resultado arroja más de 19.000 citas totales, más de 1.200 citas en revistas y **más de 700 referencias preferentes** en páginas web de reconocido prestigio.

...Podemos asegurar, por tanto, la importancia de términos como "debris" y "avalanche" en publicaciones científicas. Se pone de manifiesto la relevancia de las avalanchas volcánicas hasta el punto de ser objeto (y objetivo de estudio) en muchos trabajos de investigación realizados por grupos de trabajo en los que se encuadran científicos y especialistas de acreditada trayectoria, dedicados a mejorar el conocimiento de estos procesos naturales potencialmente peligrosos (ver bibliografía recomendada). Todos los contenidos expuestos en este trabajo son accesibles con mayor profundidad a lo largo de numerosas páginas en Internet. En consecuencia, además del seguimiento bibliográfico que se propone al final, siempre será recomendable una paciente navegación para ampliar muchas interesantes pinceladas que limitaciones de espacio impiden su desarrollo en estas páginas.

CONCEPTOS Y DEFINICIONES

De entrada, una breve definición de "debris avalanche" en el marco del volcanismo planetario. Es necesario tener claro desde el principio el significado y diferencias netas entre "procesos de avalancha volcánica" y "depósitos de avalancha volcánica" que, necesariamente vinculados, no son la misma cosa.

¿Qué es un "debris avalanche"?

Se resalta en negrita la que, en nuestra opinión, parece ser la más cabal, breve y precisa definición del proceso que nos ocupa:

"A debris avalanche is a large-scale (commonly > 10⁶m³) and rapid (up to 150m/s) collapse of a part of a volcano" (Ui, 1987; Takarada *et al.*, 1999).

Se estima innecesaria la traducción. Un poco más adelante veremos algunos otros caracteres que matizan y complementan esta definición.

En lo que sigue aceptaremos como equivalentes en significado la expresión en castellano "avalancha volcánica" y las expresiones en inglés "debris avalanche", "rockslide-avalanche", "volcanic landslide", "debris flow". Asimismo, la condición de entorno fundamental en este tipo de procesos es que están esencialmente controlados por la gravedad terrestre: son colapsos gravitacionales, otra cosa distinta es que su origen esté asociado e impulsado por la dinámica eruptiva (explosiones paroxísmicas) y/o por factores de desestabilización estructural del edificio volcánico.

En un sentido más estricto, son colapsos gravitacionales sectoriales en grandes edificios volcánicos. Cuando se disparan, se inicia el desplazamiento de grandes volúmenes de rocas que, alcanzando grandes velocidades, arrasan todo a su paso. Una vez detenidas y emplazadas, constituyen un depósito de avalancha característico. Sólo

cuando el material se ha detenido, es cuando existe un depósito de avalancha formal y concluyente.

UN EJEMPLO PARADIGMÁTICO

La erupción del 18 de mayo de 1980 del volcán St. Helens indujo un acontecimiento volcánico sorprendente. Grandes porciones masivas del flanco norte del volcán colapsaron repentina y violentamente desplazándose pendiente abajo, con una velocidad de 35 m/s, durante 10 minutos. Alcanzaron una distancia de 28 kilómetros. Este **colapso de gran magnitud**, unido a la **rapidez de desplazamiento** y **emplazamiento** de buena parte del edificio volcánico original, **es una avalancha volcánica en sentido estricto** (Ui, 1987). El colapso precedió a una enorme erupción.

El seguimiento detallado de los precursores eruptivos del volcán St. Helens iniciado meses antes de la explosión y del colapso, y el seguimiento en tiempo real de estas últimas etapas, permitió conocer todos los rasgos y pormenores del evento. Constituye un ejemplo casi perfecto de "avalancha volcánica filmada" estudiada en sus menores detalles. (Es preciso considerar la situación geográfica del volcán, el estudio a que estaba siendo sometido por importantes grupos de investigación y el fuerte apoyo financiero y de medios propios de la infraestructura de investigación de los EEUU). Se recomienda hacer una búsqueda por "St. Helens". Son numerosos y muy ilustrativos los cortes de película en los que se puede ver "en directo" las etapas y resultados finales de una avalancha volcánica ligada a una erupción muy violenta.

El depósito de avalancha así generado está constituido por clastos de roca machacados, molidos, pulverizados... que engloban a otros bloques mayores en los que se puede identificar rasgos estructurales y estratigráficos del área fuente de la avalancha. En el caso del volcán St Helens alcanzan tamaños máximos de 170 m (Voight *et al.*, 1981). Además, el estudio minucioso de estos depósitos reveló que los grandes bloques de la avalancha habían rotado horizontalmente y no verticalmente (Mimura *et al.*, 1982). Esta observación sugiere que **un bloque de avalancha volcánica no rueda cuesta abajo, sino que resbala sobre el sustrato**. Es importante destacar que el movimiento no es esencialmente turbulento. Los bloques "flotan" como corchos en un flujo de partículas menores (matriz).

FACTORES DESENCADENANTES

Los volcanes activos son estructuras dinámicas en evolución constante. Su ciclo vital está jalonado por episodios de inestabilidad en los flancos y por colapsos laterales. En general, las avalanchas volcánicas están vinculadas a esta inestabilidad obligada por el rápido crecimiento y desarrollo del volcán. En consecuencia, es importante conocer los factores o agentes de desestabilización estructural del edificio volcánico (en cualquier momento de su desarrollo). La acción conjunta y/o singular de estos factores favorece el desmantelamiento erosivo "convencional" pero, si deviene en un colapso gravitacional sectorial, una parte del edificio se pone en movimiento y se traduce en avalancha y, finalmente, en depósito de avalancha. Se han citado los siguientes, sin orden de prelación, y su influencia es obvia en todos los casos.



Figura 1.

- 1. Efectos climáticos. Lluvias torrenciales. Grandes avenidas.
- 2. Fuertes pendientes periféricas del edificio volcánico.
- 3. Inyección repetitiva de mallas de diques. Inducen deformaciones.
- 4. Importantes cargas superficiales.
- 5. Expansión lateral del edificio en grandes estratovolcanes.
- 6. Fuertes contrastes litológicos (alternancia competente/incompetente).
- 7-8. Movimientos verticales del basamento volcánico (subsistencia).
- 9-10. Sismicidad volcánica y tectónica. Fallas activas.
- 11. Variaciones del nivel del mar (erosión periférica y acantilamiento).
- 12. Sobrepresiones por intrusión y colapso de domos.
- 13. Erupciones paroxísmicas explosivas en estratovolcanes.

Recientemente, McGuire añade a los anteriores otro factor. Según este autor la causa más frecuente en la génesis de avalanchas volcánicas serían los efectos compresivos provocados por intrusiones próximas, que aumentan la presión de vapor en acuíferos confinados. Finalmente, la orientación del régimen tectónico puede condicionar y determinar la dirección del colapso (Lagmay *et al.*, 2000; McGuire, 1996; Siebert, 1984).

ELEMENTOS ESTRUCTURALES

Las siguientes figuras ilustran esquemáticamente los elementos estructurales fundamentales que forman parte de un paisaje volcánico en el que se ha desarrollado un proceso de avalancha a partir de un edificio volcánico ya constituido. En primer lugar se pone de manifiesto el orden de magnitud kilométrico del recorrido de la avalancha, y los constituyentes geométricos (fallas laterales del colapso) y componentes (megabloques y matriz) de carácter esencial en este entorno (Fig. 2).

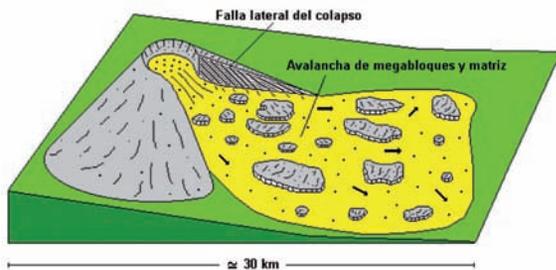


Figura 2.

En estos procesos se calcula que la velocidad media del desplazamiento conjunto de bloques y matriz, puede ser superior a los 300 km/h. (en el dibujo tardaría unos 6 minutos en recorrer los 30 km).

En la Fig. 3 se representa una vista en planta (parte superior) y un corte longitudinal (parte inferior) del paisaje característico tras el desarrollo de una avalancha volcánica, por colapso lateral de un volcán.

Las avalanchas volcánicas son esencialmente secas en su origen pero pueden (suelen?) transitar frontal y lateralmente a mudflows y lahares si incorporan a su masa un componente acuoso importante (Smith y Fritz, 1989). Con frecuencia se originan depósitos marginales y frontales de tipo "levée" muy mal clasificados. Otro carácter típico debido al gran tamaño de los bloques es la formación de pequeñas cuencas de tipo lagunar a lo largo y an-

cho del depósito de avalancha, posteriormente rellenas de finos bien estratificados (ver imágenes de la avalancha Roque Nublo más adelante).

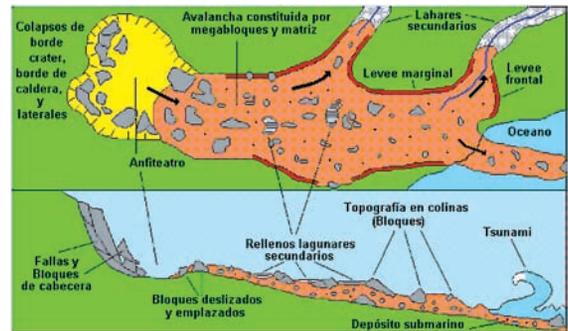


Figura 3.

OTROS ATRIBUTOS Y PECULIARIDADES

Así pues, para entender las avalanchas volcánicas es importante conocer con la mayor precisión posible sus caracteres y las diferencias netas entre los procesos generadores y el emplazamiento de los depósitos. Ambos están condicionados casi en exclusiva por la acción de la gravedad terrestre sobre construcciones volcánicas previas, de rápido crecimiento y por tanto potencialmente inestables.

Un flujo piroclástico y un flujo volcánico de fango (lahares y grandes avenidas *sensu lato*), son también fenómenos en los cuales los materiales fluyen pendiente abajo y se depositan a distancia variable del volcán. Sin entrar en las peculiaridades que los caracterizan, ambos fenómenos se diferencian de las avalanchas en algunos aspectos fundamentales. Un flujo piroclástico es un flujo caliente constituido principalmente de material del origen magmático, mientras que **una avalancha volcánica no es un flujo caliente** y está constituido por una matriz, muy variable en proporción y granulometría, y por materiales consolidados, no esenciales y/o accesorios o accidentales. El medio de transporte de un flujo volcánico de fango es agua, mientras que una avalancha volcánica es "seca", nunca se satura con agua, aunque admita la entrada de agua cuando fluye pendiente abajo y pueda incorporar pequeños porcentajes. En cualquier caso, parece que el agua no desempeña un papel esencial como medio de transporte o fluidificación en el comportamiento de una avalancha volcánica, aunque este tema es

controvertido según los modelos propuestos. Si en el trayecto se incorpora un volumen acuoso suficiente, los términos distales de la avalancha (quizá también en zonas marginales) pueden evolucionar hacia procesos de tipo lahárico con depósitos y caracteres distintos y peculiares.

Es frecuente el uso del concepto "avalancha" como sinónimo de depósito". No obstante, "depósito" será siempre el resultado final del colapso. Estos colapsos están constituidos por rocas y capas de rocas que previamente ocupaban zonas apicales (cratéricas) y/o las partes más elevadas del edificio volcánico. Durante su desplazamiento y emplazamiento final se van generando caracteres del depósito variables según la distancia recorrida (más rotos cuanto más lejos). No obstante, los megabloques deslizados suelen conservar su estructura original, como por ejemplo restos de coladas, estratificación, diques sin raíces, etc. aún a pesar de haber recorrido decenas de kilómetros.

En general conservan su posición original pero con frecuencia están inclinados (muy raramente volcados). Muchos de sus componentes aparecen rotos o presentan estrías de fricción con orientación y desarrollo muy diverso (basales, laterales, rotacionales, etc). Es importante también que el volumen calculable para todo el material desalojado (emplazado) debe ser coherente con el volumen de la depresión en forma de silla de montar (o de anfiteatro) que deja atrás el material deslizado.

Todos estos caracteres han servido para identificar más de 200 depósitos de avalanchas que ocurrieron en el pasado geológico. Tantos depósitos indican que las grandes avalanchas se producen con una frecuencia muy alta y que constituyen un factor de riesgo muy importante que se suma al de la actividad volcánica.

Siguiendo a Ui (1987) los depósitos de avalancha consisten en bloques y matriz. Los bloques son unidades de mayor tamaño que preservan la estructura de la fuente. La matriz rodea o engloba a los bloques y está consti-



Figura 4. Cortesía del USGS. Harry. Glicken, 1982

tuida por aglomerados granulares muy mal clasificados. Suele presentar moldes de restos vegetales (troncos de árboles) que son incorporados al depósito durante el desplazamiento. En este paisaje existe una topografía característica con numerosas colinas (en la foto hummocks de Mt. Shasta). Estas colinas reflejan los restos del edificio colapsado en forma de grandes bloques (megabloques) empastados en la matriz.

EL COEFICIENTE DE FRICCIÓN APARENTE μ

Es el cociente H/L donde H es el desnivel entre el punto de desprendimiento de la masa rocosa colapsada (cota más alta del camino recorrido por la avalancha) y la cota del punto final del depósito, y L la distancia recorrida por la avalancha proyectada sobre la horizontal del punto final del depósito (Heim, 1882, 1932; Hsu, 1975).

Los depósitos de avalancha se caracterizan por poseer un **coeficiente de fricción aparente bajo**. El coeficiente de fricción aparente es menor en los grandes depósitos de avalancha (efecto volumen y distancia recorrida).

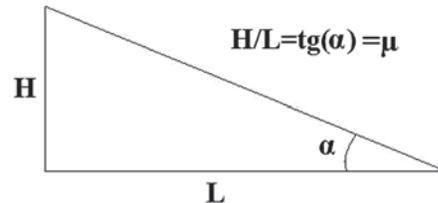


Figura 5.

Un coeficiente de fricción aparente es igual al coeficiente de fricción aceptado para rocas (0,6) con la condición de que:

- 1. El coeficiente de fricción es constante durante el movimiento.
- 2. La energía cinética de la avalancha se pierde solamente por fricción.
- 3. El camino recorrido es la trayectoria mínima.

El coeficiente de fricción aparente empírico se utiliza como un indicador de la fluidez del colapso puesto que se obtiene fácilmente y da una información significativa (Hsü, 1975).

Sin embargo, el coeficiente de fricción aparente (H/L) es demasiado pequeño cuando se intenta explicar por los modelos convencionales. El coeficiente de fricción

para rocas se asume comúnmente que está próximo a 0,6 (Hsü, 1975), mientras que el coeficiente de fricción aparente observado para la avalancha del Mt. St. Helens fue de 0,09 (Voight y otros., 1983). De igual forma, en el caso de la avalancha del Roque Nublo (ver más adelante) el rango de valores calculados es $0,069 < \mu < 0,09$.

¿Por qué una avalancha volcánica muestra un coeficiente de fricción aparente tan pequeño? ¿La incorporación de agua al proceso provoca un efecto de lubricación que influye en valores más bajos del coeficiente?

Es preciso considerar también que a partir de un cierto punto del recorrido de la avalancha, su avance (y su emplazamiento final como depósito) puede estar muy condicionado por factores topográficos preexistentes que canalizan, desvían o frenan la masa que se desplaza. Dependiendo de la energía con la que se “enfrenta” a estos obstáculos, la avalancha se detendrá antes o, por el contrario, será capaz de superar umbrales topográficos importantes (incluso superiores a 100 m de altura, García Cacho *et al.*, 1986).

Como se apunta un poco más adelante, se han sugerido muchos modelos mecánicos y se han discutido muchas vías para explicar las características de las avalanchas, pero hasta el momento ninguno es capaz de explicar plenamente el proceso (Shaller y Smith–Shaller, 1996).

AVALANCHAS VOLCÁNICAS Y NO VOLCÁNICAS

En la Fig. 6 se muestran comparativamente los perfiles topográficos reconstruidos de ejemplos muy significativos de avalanchas volcánicas y de avalanchas no volcánicas. Con este procedimiento gráfico se ponen de manifiesto las diferencias geométricas entre ambos tipos. Quizá lo más importante a destacar sea la mayor distancia recorrida por las avalanchas volcánicas y el desarrollo en ellas de un sistema de fracturas en forma de “cuchara” (de trazos en la imagen) sobre las que se produce el deslizamiento. En las avalanchas no volcánicas no existen estos planos (el movimiento es esencialmente turbulento) y las distancias recorridas son menores.

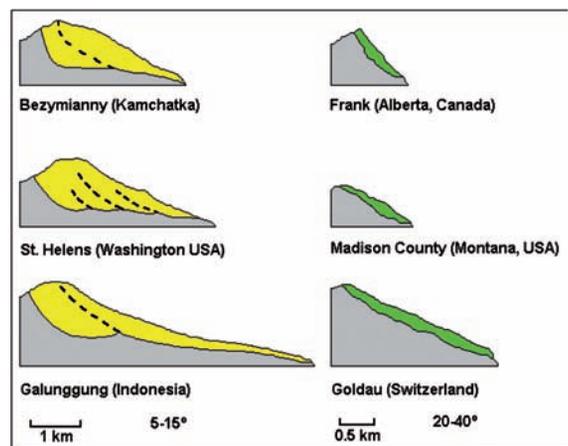


Figura 6.

En la siguiente figura se puede observar el distinto campo de proyección de las avalanchas volcánicas y de las no volcánicas cuando se utilizan como parámetros de comparación los valores de H y L en ambos grupos.

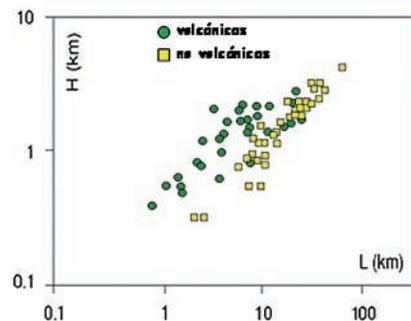


Figura 7.

MODELOS

Se han propuesto muchos modelos mecánicos para explicar la cinemática de las avalanchas volcánicas, algunos de los cuales han sido recopilados y categorizados por Shaller y Smith–Shaller (1996). Estos autores los agrupan en tres categorías intentando explicar sus caracteres comunes:

- a. Modelos de fluidificación
- b. Modelos de lubricación basal
- c. Modelos de pérdida de masa

El grupo “a” asume que los clastos que forman las avalanchas volcánicas se mueven de forma similar como las moléculas se mueven en un fluido, y por lo tanto dan a las avalanchas volcánicas la apariencia de un cuerpo que fluye. Hsü (1975) sugiere un mecanismo de flujo basado en el flujo de partículas propuesto por Bagnold (1954).

El flujo de partículas es un flujo cuyo movimiento global está dominado no por el flujo del fluido intersticial sino por la colisión de las partículas sueltas que van suspendidas en el flujo. Hsü propuso que el polvo denso de las rocas machacadas actúa como fluido intersticial, y que es el constituyente de la matriz de la avalancha.

Davies (1982) sugiere que la avalancha se fluidifica por una alta tasa de fluidificación mecánica basal, basándose también en el modelo de flujo de partículas propuesto por Bagnold (1954). La fluidificación mecánica se produce cuando interviene alta energía sobre un material granular, lo que aumenta la presión de contacto entre granos individuales, de modo que se separan estadísticamente, dando lugar a una dilatación del conjunto. Davies indica también que el efecto de volumen está causado por la expansión de la avalancha fluida cuando se deposita.

El grupo “b” trata de justificar los pequeños valores que, en general, se obtienen para el coeficiente de fricción aparente. Estos modelos sugieren que existe un elemento de lubricación bajo los bloques. Cuando los bloques se deslizan a cierta velocidad, y saltan sobre las irregularidades del sustrato se genera un colchón de aire bajo ellos. Esta capa de aire favorece el resbalamiento minimizando el efecto de la fricción con el terreno (Shreve, 1968 a, b).

El grupo de modelos “c” denominados como de pérdida de masa, proponen que el bajo coeficiente de fricción aparente es consecuencia de la pérdida de masa y de velocidad de la avalancha durante su desplazamiento y emplazamiento. El modelo propuesto por Van Gassen y Cruden (1989) se categoriza bajo este grupo. Los mode-

los de este grupo se diferencian de los dos grupos anteriores porque asumen que el material se deposita durante el recorrido.

Se han propuesto otros modelos considerando que son flujos Bingham (Voight *et al.*, 1983; etc.). En ellos la avalancha se comporta como un fluido Bingham (un cuerpo rígido flota en un entorno laminar comportándose como un líquido debido al “strong shear stress”)

Finalmente, es obligada la consideración del primer modelo simple publicado por Ui *et al.*, (1986 b) para explicar la dinámica de las avalanchas. Este modelo se caracteriza por su sencillez y simplicidad y, a pesar de ello, no ha perdido vigencia, pues, a la par que claro e inteligible para no especialistas, suele dar resultados coherentes cuando se trata de alcanzar una aproximación a las condiciones cinemáticas de avalanchas volcánicas antiguas, de las que con frecuencia se carece de datos estructurales obtenibles mediante la observación directa de los materiales del depósito, pues buena parte del mismo ha desaparecido por erosión. Sin embargo, los datos que proporciona el modelo son verosímiles y se ajustan (aproximan) a los obtenidos en avalanchas recientes en las que se dispone de mayor volumen de información.

El modelo de T. Ui parte de la reconstrucción especulativa del edificio volcánico usando los más o menos escasos restos periféricos. Es preciso seleccionar una trayectoria arbitraria de la avalancha, y establecer un recorrido total desde el área de la fuente hasta el final visible del depósito. Se asume que todo el material de la avalancha se origina en y desde la cima del edificio, cuya altura aproximada es preciso conocer (o calcular). Los parámetros sucesivos de las distancias parciales recorridas por la avalancha (pendientes y cotas) se leen directamente en el mapa topográfico siguiendo el camino seleccionado para la avalancha (trayectoria). Dicho en términos más sencillos se trata de reconstruir el perfil topográfico seguido por la avalancha.

Las condiciones de entorno del proceso son las de un **colapso gravitacional** a lo largo de la **topografía preexistente** partiendo de una **velocidad inicial cero**. Se acepta que el movimiento de la avalancha está controlado por la fricción con el sustrato y está caracterizado por un **coeficiente de fricción aparente (μ) constante** (Hsü, 1975). Se elige un valor de μ de tal forma que el valor de la **velocidad sea cero en el extremo distal del depósito**, cuando y donde la avalancha se detuvo (Una aproximación más refinada se puede desarrollar cuando se dispone de más datos sobre el movimiento de la ava-

lancha, Voight *et al.*, 1983, sin embargo, estos datos no son accesibles en avalanchas antiguas, que requieren del uso del modelo más simple). Un factor quizá importante, aunque ausente en este modelo, es la posible influencia del agua incorporada a la avalancha en su recorrido. Sin embargo, al parecer la implicación del agua solo es significativa en términos distales de la avalancha.

A lo largo de este **perfil topográfico**, considerando el principio de conservación de la energía en un sistema gravitacional ($g = 9,81 \text{ m/s}^2$) sometido a esfuerzos de fricción, y aplicando la ecuación general del movimiento, se puede calcular fácilmente la velocidad en cada punto del recorrido. Los valores de aceleración y de los tiempos de llegada de la avalancha a lo largo del perfil, son igualmente accesibles.

Los parámetros y ecuaciones expresados a continuación adquieren su pleno significado un poco más adelante en estas páginas, cuando se aplican al estudio del modelo cinemático de la avalancha volcánica del Estratovolcán Roque Nublo.

Ecuación general del movimiento aplicada a una masa M que resbala por un plano inclinado de ángulo θ :

$$M \cdot \alpha = M \cdot g \cdot \sin \theta - \mu \cdot M \cdot \cos \theta \quad (1)$$

$$V = V_0 + \alpha \cdot t \quad (2)$$

$$S = V_0 t + 1/2 \alpha \cdot t^2 \quad (3)$$

Donde **g** : aceleración de la gravedad
 μ : coeficiente de fricción aparente ($\tan \theta$)
 θ : ángulo de la pendiente
 α : aceleración
S : distancia recorrida
V : velocidad después de t segundos
 V_0 : velocidad inicial
M : masa

Resolviendo eq. (3) para t :
$$t = \frac{-V_0 + \sqrt{V_0^2 + 2 \cdot \alpha \cdot S}}{\alpha} \quad (4)$$

Sustituyendo t en (2) :
$$V = \sqrt{V_0^2 + 2 \cdot \alpha \cdot S} \quad (5)$$

Resolviendo (1) para α y sustituyendo ésta en (4) y (5), se obtienen t y V en cada punto recorrido por la masa M.

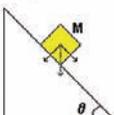


Figura 8.

AVALANCHAS VOLCÁNICAS EN GRAN CANARIA

La avalancha del estratovolcán Roque Nublo

La siguiente figura es una imagen esquemática en 3D de los principales afloramientos de la llamada Formación Roque Nublo en la isla de Gran Canaria (Fúster *et al.*, 1968). Durante el segundo ciclo magmático de Gran Canaria (entre 5 y 3 Ma) el Estratovolcán Roque Nublo (ERN) adquirió su desarrollo casi total, alcanzó una al-

tura de 2.500-2.600 m y esparció cerca de 100 km^3 de productos sobre un área superficial por lo menos de 250 km^2 . En el último estadio de crecimiento del ERN, y probablemente en conexión con la génesis paroxísmica de la caldera explosiva del ERN (García Cacho *et al.*, 1991; Anguita *et al.*, 1991) y con un desarrollo asimétrico del estratovolcán que incrementó la inestabilidad gravitacional de la cara sur del edificio volcánico, un sector del mismo sufrió un desplome gravitacional de importancia significativa. El estudio minucioso del terreno confirmó que el desplome fue acompañado por una gran avalancha: el Depósito de Avalancha del Estratovolcán Roque Nublo (DAERN) integrado principalmente por facies de bloques.

Las características de los afloramientos a lo largo del recorrido de la avalancha permiten distinguir entre depósitos proximales, intermedios y distales. La avalancha ($3\text{-}4 \text{ km}^3$) se movió hacia el SW, girando hacia el S, y finalmente hacia el SSE. Un parte del depósito (constituida principalmente por grandes megabloques) permaneció muy cerca del área fuente. A medio camino, a lo largo del recorrido, la avalancha fue canalizada por paleovalles amplios y escarpados. En las áreas más distales, el DAERN se abre en forma de abanico, alcanzando una distancia de 28-30 kilómetros.

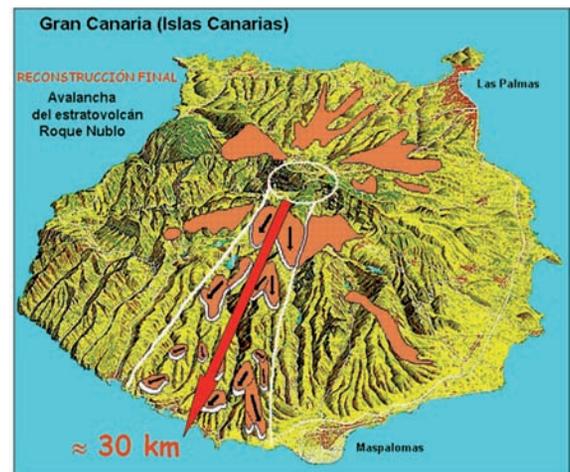


Figura 9.

En las siguientes fotografías se muestran los elementos estructurales fundamentales de la avalancha y de su depósito. Se han referido a la posición que ocupan en los dibujos esquemáticos anteriormente mostrados para facilitar su situación espacial dentro del proceso. Así, en la

imagen a continuación se aprecia el contacto por falla entre porciones del edificio estratificado (*in situ*) y los restos caóticos rotos (desplazados).

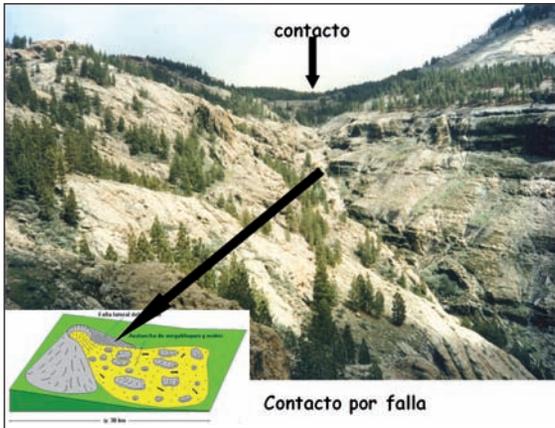


Figura 10.

La topografía en colinas (hummocks) se evidencia a continuación por la imbricación de los megabloques en un sector de la avalancha en posición proximal e intermedia respecto del origen de la misma.

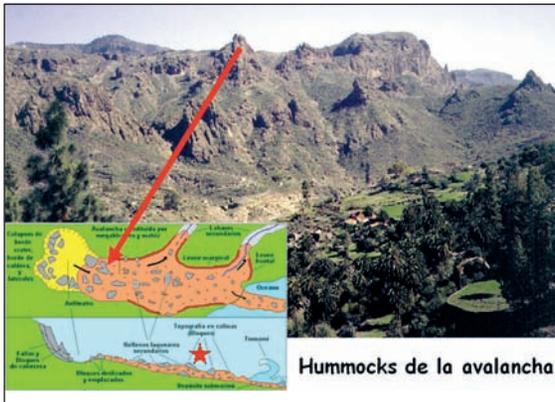


Figura 11.

A continuación, se exponen una serie de ejemplos de los diferentes tipos de estrías generadas durante el transporte. Vemos una sección plana vertical correspondiente a la falla de contacto, en la que se aprecian las estrías de fricción, cuya dirección y buzamiento marcan el sentido del movimiento del desplazamiento de la avalancha (flecha roja).



Figura 12.

A continuación se pueden ver tipos de estrías asociadas al movimiento de los grandes bloques. Si éstos se fracturan mediante planos verticales (en general transversales a su mayor alargamiento) los sistemas de estrías son verticales y conjugados con otros en ángulos agudos, indicando los reajustes entre porciones de un mismo megabloque.



Figura 13.

Otro ejemplo muy característico es el originado por las fricciones entre bloques que en el desplazamiento giran uno respecto a otro dando lugar a estrías en disposición curvada.



Figura 14.

Otro tipo corresponde a las estrías de la base de los megabloques, originadas por la fricción con el substrato sobre el que se desplazan.



Figura 15.

Otras estructuras menos frecuentes son los “diques sin raíz”. Representan el desplazamiento de porciones enteras del edificio volcánico original, situadas sobre un substrato en el que no encuentran su vía de ascenso la malla de diques que transportan.

De forma muy ocasional, la imbricación de los grandes megabloques englobados en una matriz de granulometría muy diversa, a su vez cementada por facies de materiales finos, puede llegar a definir pequeñas cuencas endorreicas susceptibles de ser colmatadas por niveles de sedimentos lagunares de finos muy bien estratificados. En el depósito de la avalancha Roque Nublo se localizó este tipo de materiales en las áreas intermedias de la avalancha, precisamente en donde número e imbricación de megabloques es mayor.

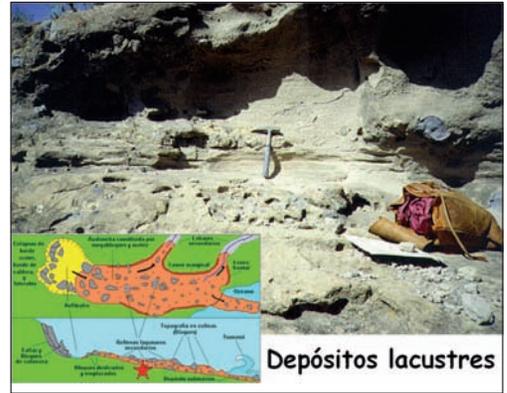
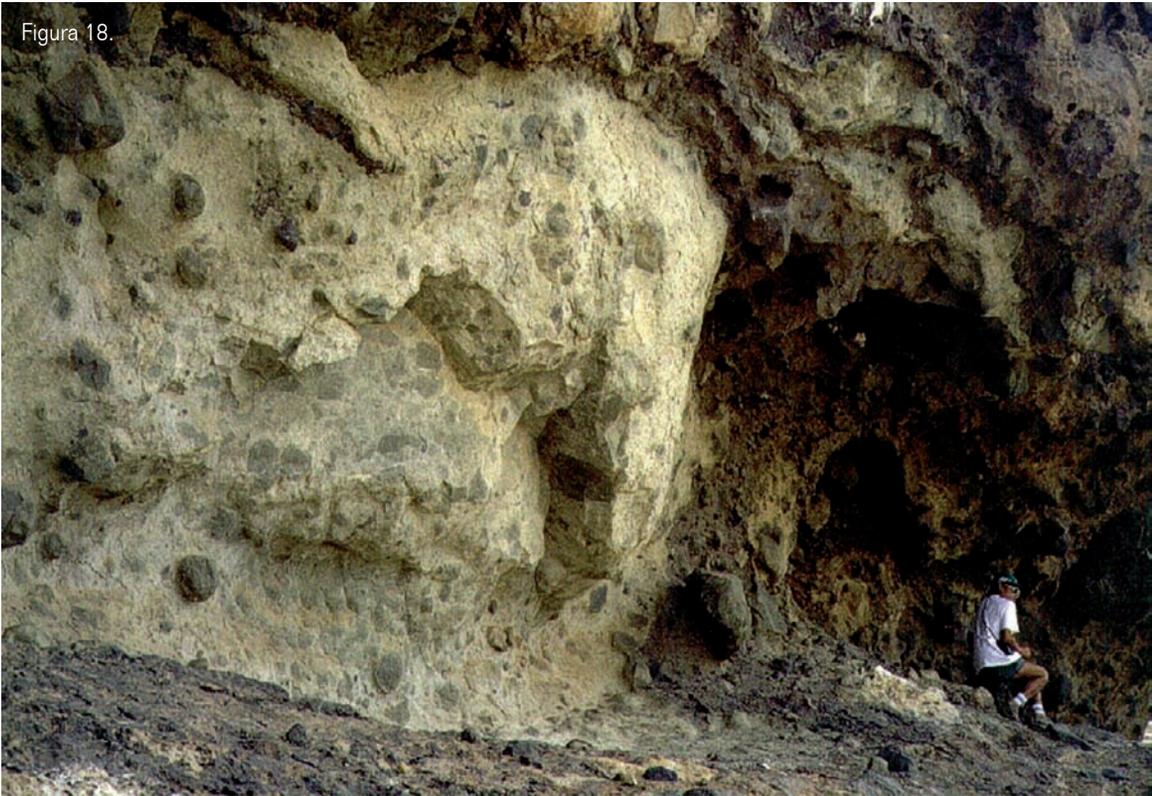


Figura 17.



Figura 16

Figura 18.



En la avalancha Roque Nublo los megabloques de mayores dimensiones se localizan en las áreas proximales a las zonas apicales del estratovolcán. Pueden superar los 500 m de eje mayor. Este valor supera los máximos registrados en este tipo de depósito (Ui, 1983). Suelen presentar un sistema de fracturas subparalelas de sub-verticales a cilíndricas en la base, generadas durante el transporte del megabloque y orientadas a 90° de la dirección del movimiento. Las palmeras de la imagen sirven de escala (Fig. 16).

En contraste, en los términos más distales del depósito (>15 km del origen y hasta el mar) los materiales están más rotos y tienen apariencia ruinoso y cavernosa, no se ven estrías, los megabloques no superan los 60 m de diámetro y la presencia de lahares y de levées marginales sugiere la presencia de agua que pudo favorecer un desplazamiento y emplazamiento en forma de amplio abanico a pesar de que la dinámica de la avalancha estaba atenuada después de un largo camino recorrido (Fig. 18).

MODELO MATEMÁTICO SIMPLE PARA LA AERN

El modelo cinemático simplificado citado en páginas precedentes, permite entender el movimiento del DAERN. El modelo se basa en la reconstrucción especulativa del edificio, basada a su vez en los escasos restos periféricos del DAERN. Se seleccionó un recorrido arbitrario de la avalancha, con una longitud total de 28 kilómetros desde el área fuente (cima del ERN). Con estas estimaciones es posible calcular la velocidad en cada punto ($VM = 90 \text{ m/s}$) y otros parámetros que demuestran que el DAERN es muy similar a otras avalanchas volcánicas bien conocidas.

En la Fig. 19, el **gráfico "a"** representa el perfil topográfico seguido por la avalancha. El **gráfico "b"** representa la variación de la velocidad a lo largo del camino elegido. El **gráfico "c"** expresa los tiempos de llegada a lo largo del recorrido así como el tiempo total hasta que se detiene (28 km en 5,5 m. a una velocidad media de 300 km/h.

También es posible calcular un rango de tiempos de llegada y de curvas de velocidad (en **gráfico "d"**) considerando que la altura máxima del edificio estuvo entre 2.100 y 2.700 m (no se conoce exactamente porque fue

na parte ha desaparecido por erosión). En consecuencia, el coeficiente de fricción aplicable al cálculo toma valores entre $0,069 < \mu < 0,09$. Con estos valores las variaciones del tiempo de llegada son insignificantes. Las variaciones de la velocidad de la avalancha (representadas en "d") son de ± 15 m/s y las velocidades medias son virtualmente idénticas para tiempos similares.

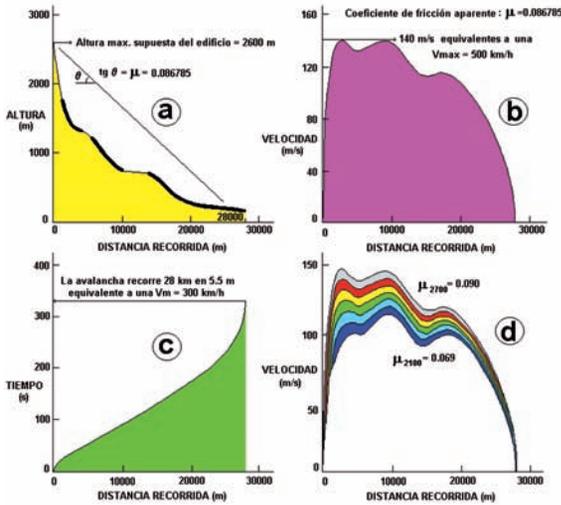


Figura 19.

LA ARN ENTRE LAS MÁS IMPORTANTES

A continuación, en la Fig. 20"a" se representa el coeficiente de fricción aparente (H/L) frente al volumen del depósito, y en la Fig. 20"b" la relación entre la máxima altura (H) y la máxima distancia recorrida (L) de la ARN comparada con otras avalanchas.

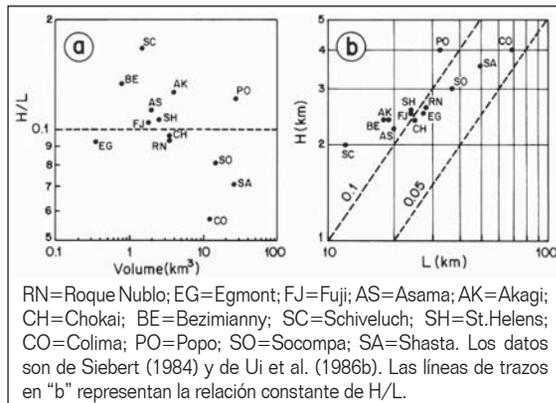


Figura 20.

RN=Roque Nublo; EG=Egmont; FJ=Fuji; AS=Asama; AK=Akagi; CH=Chokai; BE=Bezimianny; SC=Schiveluch; SH=St.Helens; CO=Colima; PO=Popo; SO=Socompa; SA=Shasta. Los datos son de Siebert (1984) y de Ui et al. (1986b). Las líneas de trazos "b" representan la relación constante de H/L.

La Fig. 21 permite establecer comparaciones con otras avalanchas bien conocidas frente a las que la ARN se ajusta linealmente. En definitiva, todos estos datos permiten considerar a la Avalancha Roque Nublo en el mismo grupo que otras importantes avalanchas.

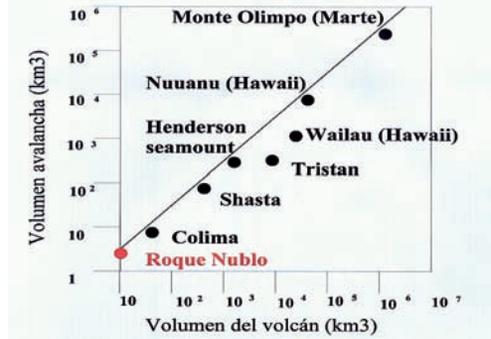


Figura 21.

Finalmente, enfrentando volúmenes de avalanchas conocidas y las edades de las mismas, se representa de forma tentativa la posición teórica que ocuparían los dos procesos de avalanchas canarias aquí citadas (Fig. 22).

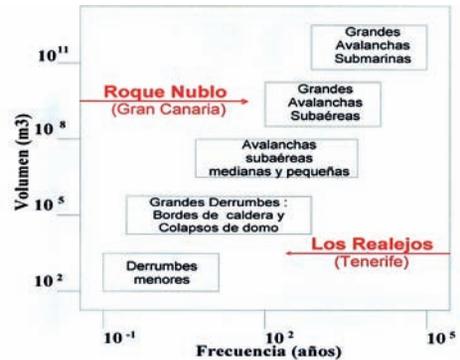


Figura 22.

AVALANCHAS DE DERRUBIOS ROCOSOS EN TENERIFE

Esta imagen 3D en falso color del Valle de La Orotava (Fig. 23), ilustra sobre la posición de los tres “anfiteatros” y los correspondientes depósitos de avalanchas de escombros (rojo, azul y verde) generados por colapsos gravitacionales sucesivos en la pared occidental del Macizo de Tigaiga.

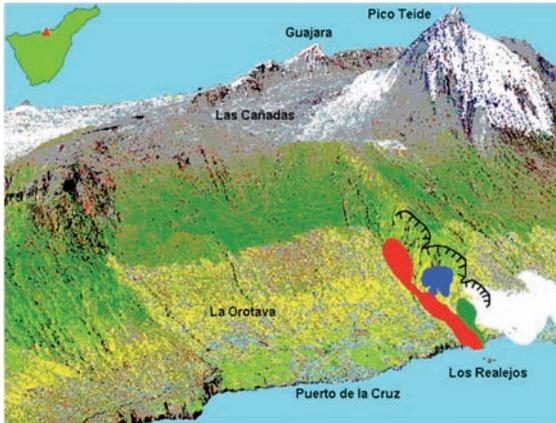


Figura 23. Anfitratros en Macizo de Tigaiga (Los Realejos). Valle de La Orotava, Tenerife.

Una imagen real (Google Earth, Fig. 24) de esta misma pared, a pie de página, permite apreciar el detalle geomorfológico del área estudiada. A diferencia de lo ocurrido con la ARN, en este caso los procesos de avalancha no están vinculados a un edificio volcánico en sentido estricto. Las condiciones de entorno son las mismas pues se trata de colapsos gravitacionales. Pero aquí el área fuente inestable es el margen de una estructura de apilamiento de materiales, con pendientes más suaves. La no vinculación directa con un centro eruptivo dificulta todavía más cualquier especulación con el disparador de los tres colapsos.

El macizo de Tigaiga es una estructura tabular de carácter poligénico, recortada por un escarpe a lo largo de toda su vertiente oriental, y formada por el apilamiento de coladas de diversa naturaleza entre las que se intercalan niveles piroclásticos. Al pie de este escarpe afloran una serie de materiales, descritos por primera vez como un depósito de debris-avalanche por V. Araña (1971), cuya área fuente estaría situada en algún punto indeterminado de la pared de Tigaiga.

La morfología del escarpe con varios anfiteatros bien definidos en el borde es el primer indicio de la existencia de colapsos parciales en este sector del Macizo de Tigaiga. En efecto, parecen probables mecanismos

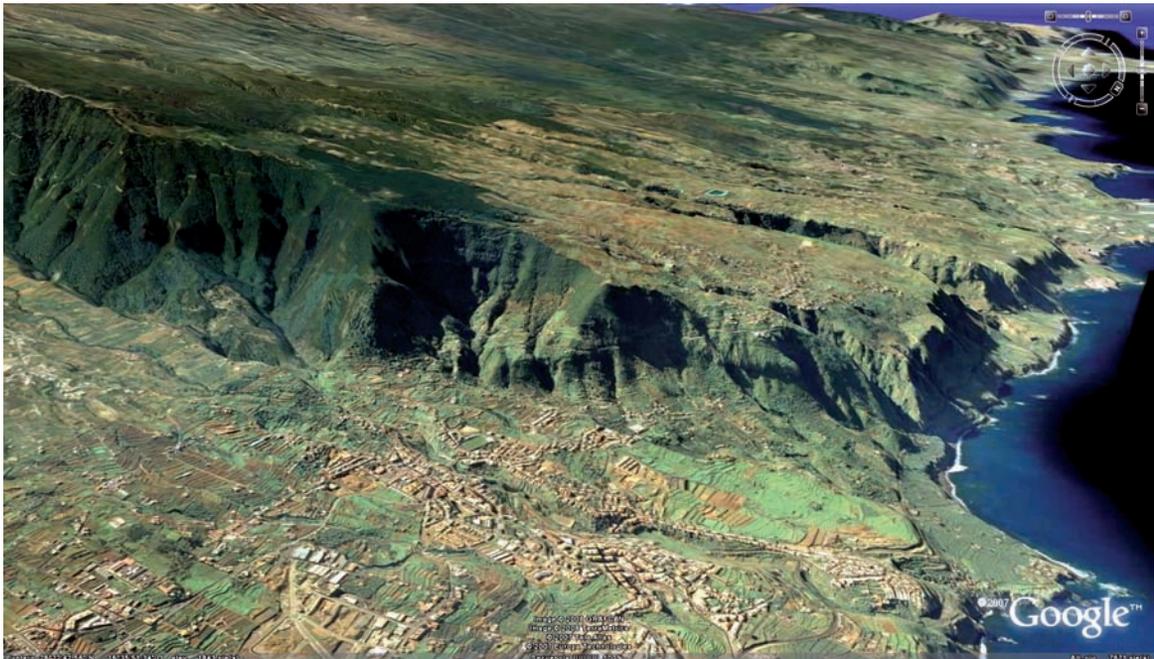


Figura 24. Panorámica de los anfiteatros de la pared occidental de Tigaiga.

de deslizamiento a lo largo de planos “en cuchara” o rotacionales siguiendo pautas aproximadas a las de las Figs. A, B y C.

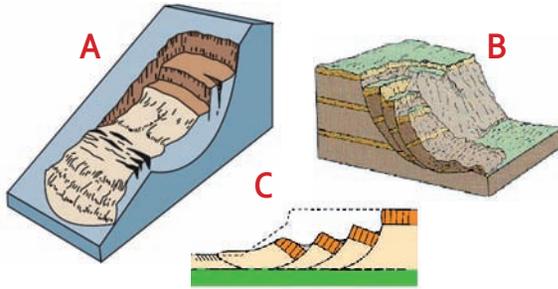


Figura 25.

En 1998, Bellido *et al.* relacionan las grandes cicatrices existentes en el sector norte del escarpe con procesos de desestabilización de laderas y con la generación de dichas avalanchas. Efectivamente, los testimonios de esos desprendimientos sólo aparecen en un tramo del escarpe comprendido entre el Risco de Miguel y El Lance y en el

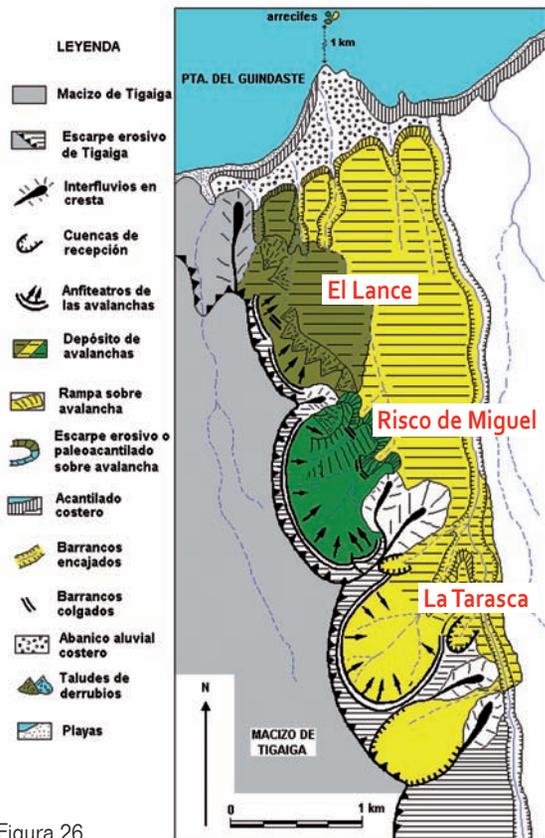


Figura 26.

sector situado en su base, que discurre entre La Lora y San Vicente, entre los 500 m y los 90 m de altitud respectivamente (Ver croquis morfológico del escarpe de Tiguaiga en la Fig. 26).

La existencia de estas dos depresiones en herradura bien definidas en el tramo medio de la pared y la de un arco abierto en su límite norte, contrasta notablemente con el marcado carácter lineal que adopta el escarpe en el resto de su trazado.

Las depresiones de **El Risco de Miguel** y **La Tarasca** poseen morfologías que recuerdan a las generadas por procesos de debris avalanche: tienen diámetros en torno a 1 km por lo que están dentro del intervalo característico establecido por Siebert (1984) para las áreas fuentes de los depósitos de avalanchas volcánicas secas, paredes internas escarpadas, profundidades superiores a los 600 metros y aberturas amplias en los sectores de salida. Por el contrario, **El Lance** se dispone como un amplio arco que no llega a configurar un anfiteatro cerrado. Situado en la periferia septentrional del macizo, carece, por tanto, de la morfología típica de estas depresiones y parece corresponder a un proceso de desestabilización de ladera de menor entidad.

Al pie de todo este tramo del escarpe, la topografía del fondo del Valle de La Orotava se resuelve a modo de una rampa que desciende suavemente hacia el mar, constituida por una acumulación caótica de materiales de diversa naturaleza y muy heterométricos (desde algunos centímetros hasta decenas de metros) englobados en una matriz fina de naturaleza variable y con escaso grado de cementación. La presencia de megabloques, de restos vegetales englobados en el depósito, de restos de bloques que presentan estructuras en jigsaw (puzzle), etc, nos permiten identificarlo como un depósito de avalancha.

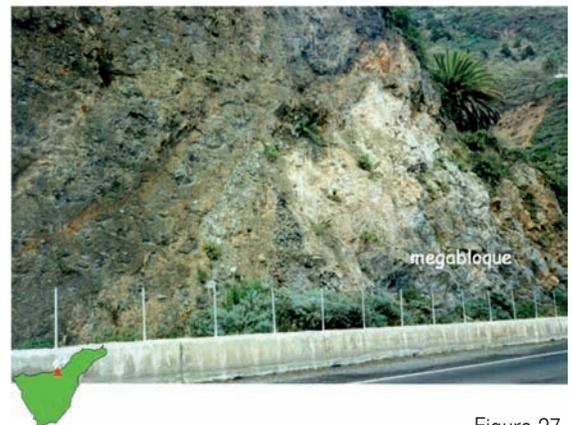


Figura 27.

La existencia de un depósito de caracteres similares en el interior del circo de La Tarasca, que se encuentra colgado a modo de terraza a unos 80 m por encima del nivel general de la rampa, permite afirmar la existencia de al menos, dos etapas de generación de avalanchas de distinta edad.

La falta de referencias morfológicas superficiales, su enmascaramiento por materiales piroclásticos y la intensa erosión y antropización del territorio nos impiden inferir el trazado, el área total ocupada y los límites de cada uno de los depósitos. No obstante, es posible afirmar que el trazado y el recorrido de las distintas anchas estuvieron siempre controlados por la topografía previa y que el área afectada por las mismas estuvo limitada, en parte, a la presencia del antiguo barranco de La Calera.

Pero además, el desarrollo de un acantilado marino en el frente del depósito actual evidencia que su emplazamiento se llevó a cabo más allá de los límites costeros y que el área afectada fue mayor a la visible en la actualidad.



Figura 28.

El detonante causante de estas avalanchas no está claro, aunque es evidente que los colapsos no están directamente asociados a ningún tipo actividad volcánica, puesto que nos encontramos en una estructura tabular antigua en la que no existen centros de emisión reconocibles. La particular inestabilidad del macizo en este sector puede relacionarse, quizás, con la alternancia de niveles piroclásticos y potentes coladas lávicas intensamente diaclasadas (Siebert, 1984).

De ello se deduce que no todos los depósitos de avalancha producidos en áreas volcánicas dependen de la actividad eruptiva (Uj, 1989). Las avalanchas generadas en estructuras volcánicas relativamente antiguas corresponden a procesos de vertientes que se asocian a la inestabilidad estructural edificio afectado, de modo que,

mientras que los depósitos resultantes guardan grandes similitudes con los generados directamente sobre edificios volcánicos recientes y asociados con la actividad eruptiva, la forma de los circos difiere, en algunos aspectos, de los rasgos típicos de los formados en edificios volcánicos recientes.

Teniendo en cuenta los caracteres morfológicos de este ámbito podemos establecer tentativamente un complejo esquema evolutivo: Generación en el Pleistoceno medio del cauce de La Calera en la base de la pared de Tigaiga; primer proceso de avalancha debido a la desestabilización de la ladera provocada por el drenaje del barranco y subsiguiente desplome (generación del circo de La Tarasca y del depósito de avalancha), obturación del cauce; reapertura de la red al pie del circo y erosión del depósito de La Tarasca, que queda colgado en el interior del circo; generación de las avalanchas del Risco de Miguel y El Lance durante una situación de carácter regresivo (Würm I o II) y nueva obturación del Barranco de La Calera. Tras la formación de estos depósitos se produce una acumulación detrítica aguas arriba del depósito del Risco de Miguel y el recubrimiento del sector por piroclastos ácidos; posteriormente se lleva cabo la incisión torrencial de la avalancha a partir de los barrancos generados en los circos. Reapertura final, con cambio de trazado, del barranco de La Calera y acantilamiento del sector costero de la avalancha en fase transgresiva. En fases más recientes se lleva a cabo la generación (Würm IV) de los abanicos aluviales detríticos de la Punta del Guindaste a partir de la removilización de los materiales de la avalancha y su incisión y acantilamiento, durante la transgresión Flandriense (Palacios, 1990).

AVALANCHAS SUBMARINAS EN CANARIAS

Parece obligado hacer algunas consideraciones sobre colapsos gravitacionales masivos en el entorno submarino del Archipiélago ya que en último término son procesos equivalentes a los subaéreos. No obstante, estos procesos submarinos poseen caracteres de entorno muy peculiares y tan diferentes que requieren una particular atención y tratamiento en su estudio (campañas con buques oceanográficos, coordinación de equipos multidisciplinares, etc.) y una mayor amplitud para su exposición que la disponible en esta ponencia. En consecuencia, aquí solo se aportan las ideas más importantes, los problemas planteados, y un breve apunte sobre el estado de conocimiento alcanzado.

Las Islas Canarias son la manifestación subaérea de un prolongado proceso eruptivo iniciado desde el fondo oceánico. Excluyendo cualquier consideración sobre hipótesis genéticas y sus pormenores (que aquí exceden espacio y objetivos) nos limitaremos a aceptar que cada isla representa la parte emergida de escudos volcánicos insulares submarinos de mayor extensión y volumen (la parte emergida representa quizá como mucho el 10% del total del edificio levantado desde el fondo del océano) todos ellos generados en un marco geodinámico peculiar.

Parece aceptado que en la periferia sumergida de las islas y en las zonas donde el talud insular submarino es más inestable y presenta pendientes más acusadas, es donde se originan colapsos gravitacionales submarinos similares a los subaéreos, pero, claro está, con las peculiaridades propias del medio acuoso (se obvia aquí todo el cuerpo de conocimiento relativo al desarrollo de cañones submarinos, corrientes erosivas, etc.) No obstante, el transporte de las avalanchas y el emplazamiento de los materiales del depósito, salvando las diferencias propias del medio, debe realizarse de forma muy similar a las avalanchas volcánicas subaéreas.

Existen trabajos en los que se aborda el desarrollo de grandes avalanchas submarinas que se inician en áreas insulares emergidas, llegan a la costa, se sumergen, y se emplazan en los fondos marinos a distancias muy variables, a veces enormes. Se han aportado como pruebas de estos procesos la interpretación de la morfología en forma de circo o anfiteatro como la cicatriz dejada por el colapso, pero no siempre es así. La idea no parece demasiado concluyente si el anfiteatro es angosto en su salida al mar y abierto en la cabecera (forma de embudo?) y los datos sobre volúmenes implicados son, si no imposibles, muy difíciles de calcular o normalmente se carece de datos fiables comparativos sobre volúmenes y los modelos matemáticos que expliquen el proceso de forma numérica parecen limitados, escasos y con amplias incertidumbres.

Independientemente de la posición del origen o área fuente, las avalanchas volcánicas submarinas plantean problemas añadidos nada fáciles de resolver. A diferencia de las avalanchas volcánicas subaéreas, no se puede acceder a los depósitos bajo el agua. El difícil cálculo de espesores y volúmenes complican la modelización dinámica. Es obligado el uso de técnicas geofísicas indirectas, de altos costes económicos (sonar, magnetismo, sísmica, etc.) instaladas en buques oceanográficos que realicen campañas oceanográficas de sobre extensas áreas del fondo oceánico.

Por otra parte, a lo ya dicho se suma la cita en el entorno del área de influencia del Archipiélago Canario de **enormes** debris-flows submarinos, con extraordinarios recorridos (más de 600 km).

Tomando en consideración todo este amplio abanico de situaciones, en las líneas que siguen se aportan muy breves comentarios y unas citas bibliográficas muy seleccionadas, sobre el entorno volcánico submarino de Canarias y sus avalanchas que, en nuestra opinión, pueden servir para ilustrar al lector sobre la problemática que plantean estos estudios y que sean un punto de partida para el interesado. Las citas no tienen orden de prelación, ni de relevancia. Ni están todas ni son todas; solo sirven para percibir una idea contrastada de los problemas.

Así, **Romero et al.** (2000) identifican la presencia de volcanes submarinos en el entorno N y S de Tenerife y establecen para ellos el mismo control tectónico que en áreas emergidas, según directrices volcano-tectónicas NW-SE y NE-SW.

Parece extraño que, a excepción del anterior, en todos los trabajos consultados se obvian los criterios geomorfológicos y morfométricos para identificar volcanes submarinos (volcanic seamounts) tanto si están vinculados, o no están vinculados, a las avalanchas submarinas.

En un ejercicio comparativo a gran escala, **Neil et al.** (2002) establecen semejanzas y diferencias con Hawaii (¿) a pesar de ser dos marcos tectovolcánicos manifiestamente diferentes.

Hurlimann et al. (1999) eligen el Valle de La Orotava para presentar un modelo numérico que explique la avalancha (¿?) de La Orotava. Concluyen que el modelo presentado no es definitivo y que, principalmente, tiene un propósito conceptual.

Hurlimann et al. (2004) examinan los rasgos morfológicos y geológicos del Valle de la Orotava como posible anfiteatro cicatriz de una gran avalancha (¿y el depósito?). Consideran que los rasgos elegidos, finalmente no parecen concluyentes.

Masson et al. (1998) Mediante sonar de alta resolución identifican el Canary Debris Flow a profundidades de 4.000 m y con más de 600 km de desarrollo. Sacan conclusiones sobre mecanismos de disparo y de emplazamiento de los depósitos.

Finalmente, se recomienda buscar en Internet, en las mismas páginas ya reseñadas (Google y You Tube), videos sobre "**erupciones submarinas**". Los resultados permiten visualizar películas cortas que ilustran sobre el "**estilo submarino**" acerca de cómo se desplazan bajo el agua "**diver-**

tos tipos de flujos". Una vez más, se cumple el viejo aforismo sobre el valor de las imágenes sobre las palabras...

AGRADECIMIENTOS

Todos los trabajos de campo y de gabinete acometidos en Tenerife durante el estudio de los depósitos del Macizo de Tigaiga se hicieron en colaboración con Carmen Romero y con Verónica Armas, miembros a la sazón del Departamento de Geografía de la Facultad de Geografía e Historia de la Universidad de La Laguna. Su contribución a este trabajo (y a otros muchos en común) constituye la base fundamental para el mejor conocimiento de los procesos de avalanchas subaéreas de esta isla. Sus enseñanzas, su espíritu crítico y sobre todo su amistad son mi mejor recuerdo de este capítulo de nuestros andares en la investigación volcanológica.

REREFENCIAS

- Armas, V., Romero, C., García Cacho, L. (2001): "Significado morfológico de los depósitos volcanoclásticos y detríticos del Valle de La Orotava". Ed. F. Manero. En "Espacio natural y dinámicas territoriales" Homenaje al Dr. Jesús García Fernández. pp. Inicial-final: 195-206. Valladolid. Editorial: Universidad de Valladolid. ISBN: 84-8448-016-X.
- Anguita, F. y García Cacho, L.,(1989): "Una avalancha volcánica en el estratovolcán Roque Nublo". ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote. Vol. Abstracts: p. 146.
- Anguita, F., García Cacho, L., Araña, V., Colombo, F. (1989): "Field Trip to Gran Canaria. The last episodes of the Roque Nublo Stratovolcano evolution: Caldera and Sector Avalanche". ESF Meeting on Canarian Volcanism. Lanzarote. Field Guide, 21 pp.
- Anguita, F., García Cacho, L., Colombo, F., Gonzalez, A., Vieira, R. (1991): "Roque Nublo Caldera: A New Stratocone Caldera in Gran Canaria, Canary Islands". J. Volcanol. Geotherm. Res. 47, 45-63.
- Araña, V. (1971): "Litología y estructura del edificio Cañadas, Tenerife (Islas Canarias)". Estudios Geológicos 27, 95-137.
- Araña, V. and Ortiz, R., (1990): "The Canary Islands: Tectonics, Magmatism and Geodynamic Framework". In: Extensive Magmatism and Structural Setting. A. Kampunzu and P. Lubala (eds.). Springer Verlag, Heidelberg, 209-249.
- Bagnold, R. A. (1954): "Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear". Proc. R. Soc. Lond. A 225, 49-63.
- Brey, G. and Schmincke, H.U., (1980): "Origin and diagenesis of the Roque Nublo Breccia (Petrology of Roque Nublo Volcanics, 11)". Bull. Volcanol. 43, 15-33.
- Carrasco-Núñez, G., James W. Vallance, William I. Rose (1983): "A voluminous avalanche-induced lahar from Citlaltépetl volcano, Mexico: Implications for hazard assessment". Journal of Volcanology and Geothermal Research Volume 18, Issues 1-4, October 1983, 135-150.
- Carrasco-Núñez, G., Díaz-Castellon, R., Siebert, L., Hubbard, B., Sheridan, M., Rodríguez, S.R. (2006): "Multiple edifice-collapse events in the Eastern Mexican Volcanic Belt: the role of sloping substrate and implications for hazard assessment". J Volcanol Geotherm Res, 158: 151-176.

- Crandell, D.R., Miller, C.D., Glicken, H.X., Christiansen, R.L., Newhall, C.G. (1984): "Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California". *Geology* 12, 143-146.
- Davies, T.R.H., (1982): "Spreading of rock avalanche debris by mechanical fluidization: Rock Mechanics". v. 15, pp. 9-24.
- Day S. J., Carracedo, J. C., Guillou, H., Gravestock, P. (2001): "Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability?" *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Volume 106, Issues 1-2, 1, pp. 39-51.
- Füster, J.M., Hernández-Pacheco, A., Muñoz, M., Rodríguez, E., García Cacho, L. (1968): *Geology and Volcanology of the Canary Islands. Gran Canaria*. Inst. "Lucas Mallada", C.S.I.C., 243 pp.
- García Cacho, L., Díez-Gil, J. L., Araña, V. (1986): "A large volcanic debris avalanche in the Pliocene Roque Nublo Stratovolcano, Gran Canaria, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 29, Issues 1-4, September, pp. 231-243.
- García Cacho, L., Anguita, F., Araña, V., Barberi, F., Díez-Gil, J., Ortiz, R., Sbrana, A. (1987): "Una nueva perspectiva de la Formación Roque Nublo (Gran Canaria)". *Bol. Geol. Min.*, 98, pp. 859-863.
- Gee, M. J. R., Masson, D. G., Watts, A. B., Mitchell, N. C. (2001): "Offshore continuation of volcanic rift zones, El Hierro, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 105, Issues 1-2, pp. 107-119.
- Gerrard, J. (1990): "Mountain environments: an examination of the physical geography of mountains". Cambridge, Mass.: The Mit Press. 317 pp.
- Glicken, H., Voight, B., Janda, R.j. (1981): "Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano". IAVCEI Symp. Arc Volcanism, Tokyo and Hakone. Vol. Abstracts, pp. 109-110.
- Hoernle, K., Tilton, G., Schmincke, H.U. (1991): "Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands". *Earth Planetary Sc. Let.* 106, pp. 44-63.
- Hsü, K.J. (1975): "Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rock falls". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, pp. 129-140.
- Hürlimann, M. J., García-Piera, O., Ledesma, A. (1999): "Causes and mobility of large volcanic landslides: application to Tenerife, Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* Volume 94, Issues 1-4, pp. 105-134.
- Hürlimann, M., Martí, J., Ledesma, A. (2004): "Morphological and geological aspects related to large slope failures on oceanic islands The huge La Orotava landslides on Tenerife, Canary Islands". *Geomorphology*, 62, 3-4, 143-158.
- François Legros (1994). "The mobility of long-runout landslides. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*". Volume 63, Issues 3-4, November, pp. 217-229.
- P. Llanes, A., Muñoz, A., Muñoz-Martín, J., Acosta, P., Herranz, A., Carbó, C., Palomo&ZEE (2003): "Working Group. Morphological and structural analysis in the Anaga offshore massif, Canary Islands: fractures and debris avalanches relationships". *Marine Geophysical Researches* 24: 91-112.
- Mehl, K.W. and Hans-Ulrich Schmincke. (1999): "Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 94, Issues 1-4, December 1999, pp. 105-134.
- Mangas, J., Pérez-Torrado, F.J., Massare, D., and Clocciati, R. (1993): "Phonolitic origin of Roque Nublo ignimbrites of Gran Canaria (Canary Islands, Spain) from clinopiroxene melt inclusion studies". *Eur. J. Mineral.* 5, 97-106.
- Masson, D.G., Harbitz, C.B., Wynn, R.B., Pedersen, G., Løvholt, F. (2006): "Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction". *Philosophical Transactions of the Royal Society*. Volume 364, Number 1845.
- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R. and Huhnerbach (1998): "The Canary Debris Flow: Source area morphology and failure mechanisms". *Sedimentology* 45, 411-432.
- Masson, D.G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., T. P. "Le Bas and M. Canals. (2002): Slope failures on the flanks of the western Canary Islands". *Earth-Science Reviews* Volume 57, Issues 1-2, pp. 1-35.
- McDougal, I. and Schmincke, H.U. (1977): "Geochronology of Gran Canaria. Canary Islands: Age of shield building volcanism and other magmatic phases". *Bull. Volcanol.* 40, 57-77.
- McGuire, W.J., and Pullen, A.D., (1989): "Location and orientation of eruptive fissures and feeder-dykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional tectonic stress regimes". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 38, 325-344.
- McGuire, W.J., Pullen, A.D. and Saunders, S.J. (1990): "Recent dyke-induced large-scale block t movement

- at Mount Etna and potential slope failure". *Nature*, 343, 357-359.
- Mehl, K.W. and Schmincke, H.U., (1990): "The Pliocene Roque Nublo debris avalanche breccia on Gran Canaria (Canary Islands)". *International Volcanological Congress, IAVCEI. Mainz. Vol. Abstracts.*
- Nakamura, K. (1977): "Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – Principle and proposal". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2, 1-16.
- Neil C. Mitchell, Douglas G. Masson, Anthony B. Watts, Martin J. R. Gee and Roger Urgeles. (2002): "The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands: *Journal of Volcanology and Geothermal Research. Volume 115, Issues 1-2, 15. Pages 83-107.*
- Palacios, D. (1999): "The origin of certain wide valleys in the Canary Islands". *Journal of Volcanology and Geothermal Research Volume 94, Issues 1-4, December, Pages 135-167.*
- Pérez-Torrado, F.J. (1990): "Roque Nublo non-welded ignimbrite: A type of ignimbrite in Gran Canaria (Canary Islands, Spain)". *International Volcanological Congress, IAVCEI. Mainz. Vol. Abstracts.*
- Pérez-Torrado, F. J. (1992): *Volcanoestratigrafía del Grupo Roque Nublo. Gran Canaria.* Tesis Doctoral. Univ. de Las Palmas de Gran Canaria. Fac. Ciencias del Mar. Dpto. de Física. 510 pp.
- Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling T.W. (1986): *Numerical Recipes. The Art of Scientific Computing.* Cambridge Univ. Press. Cambridge. 818 pp.
- Romero Ruiz, C., L. García-Cacho, V., Araña, A., Yanes Luque, Felpeto, A. (2000): "Submarine volcanism surrounding Tenerife, Canary Islands: implications for tectonic controls, and oceanic shield forming processes". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103 (1), pp. 105-119.
- Shaller, P. J. and Smith-Shaller, A. (1996): "Review of proposed mechanisms for sturzstroms (long-runout landslides)". In *Sturzstroms and Detachment Faults*, edited by P. L. Abbott and D. C. Seymour, pp. 185-202, S. Coast Geol. Soc., Santa Ana, Calif.
- Schmincke, H.U. (1976): "The geology of the Canary Islands". In: G. Kunkel (Editor), *Biogeography, and Ecology of the Canary Islands.* W. Junk, The Hague, pp. 67-184.
- Schmincke, H.U. (1990): *Geological Field Guide of Gran Canaria.* Pluto Press. Witten. 212 pp.
- Shreve, R.L. (1968): "The Blackhawk Landslide". *Geol. Soc. Am. Spec. Paper 108*, Boulder.
- Siebert, L. (1984): "Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22, 163-197.
- Siebert, L. (1988): "Structural collapse of volcanoes: large volcanic debris avalanches in North and Central America. Costa Rica". *Volcanism Workshop, Smithsonian Institution and Skyland, Virginia, November 14-18, 1988*, 10 pp.
- Siebert, L., Glicken, H., Ui, T. (1987): "Volcanic hazards from Bezymianny and Bandai type eruptions". *Bull. Volcanol.* 49, 435-459.
- Siebert, L., Glicken, H., Kienle, J. (1988): "Debris avalanches, lateral blasts and tsunamis: volcanic hazards at Mount St. Augustine, Alaska". *Proc Kagoshima International Conference on Volcanoes*, pp. 452-455.
- Siebert, L., Glicken, H., Kienle, J. (1989): "Debris avalanches and lateral blasts at Mount St. Augustine, Alaska". *Nat Geogr Res*, 5(2): 232-249.
- Siebert, L. (1992): "News and views: Volcano hazards—threats from debris avalanches". *Nature*, 356: 658–659.
- Siebert, L. (1993): "Large volcanic debris avalanches: Characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions". *Journal of Volcanology and Geothermal Research Volume 59, Issues 1-2*, 35-46.
- Siebert, L. (1996): "Hazards of large volcanic debris avalanches and associated eruptive phenomena". In: Scarpa R and Tilling RI (eds) *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards.* Berlin: Springer-Verlag, 541-572.
- Siebert, L. (2002): "Landslides resulting from structural failure of volcanoes": in Evans, SG and De Graff J V, eds., *Catastrophic landslides: Effects, Occurrence, and Mechanisms: Geol Soc Amer Rev Eng Geol*, 15: 209-235.
- Siebert, L. (2005): "Collapsing Volcanoes [title unilaterally and incorrectly changed by editors to "Blown Away"]". *Natural History*, 115(8): 50-55.
- Siebert, L., Alvarado, G.E., Vallance, J.W., van Wyk de Vries, B. (2006): "Large volume volcanic edifice failures in Central America and associated hazards". in: Rose, WI, Bluth, GJS, Carr MJ, Ewert JW, Patino LC, Vallance JW, (eds.) *Volcanic Hazards in Central America.* *Geol Soc Am Spec Pap*, 412: 1-26.
- Ui, T. (1983): "Volcanic dry avalanche deposits – Identification and comparison with non volcanic debris stream deposits". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 18, 135-150.
- Ui, T. (1989): "Discrimination between debris avalanches and other volcanoclastic deposits". *Volcanic Hazards.*

- IAVCEI Proceedings in Volcanology 1. (J.H. LatterEd.). SpringerVerlag, Berlin, Heidelberg. 201-209.
- Ui, T. and Glicken, H., (1986): "Internal structural variations in a debris-avalanche deposit from ancestral Mount Shasta, California, USA". Bull. Volcanol. 48, 189-194.
- Ui, T., Kawachi, S., Neall, V.E. (1986 a): "Fragmentation of debris avalanche material during flowage—evidence from the Pungarew Formation, Mount Egmont, New Zealand". J. Volcanol. Geotherm. Res. 27, 255-264.
- Ui T. (1988): "Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits". Journal of volcanology and Geothermal Research Volume 35, Issue 4, 335-348.
- Ui, T., Yamamoto, H., Suzuki-Kamata, K., (1986 b): "Characterization of debris avalanche deposits in Japan". J. Volcanol. Geotherm. Res. 29, 231-243.
- Ui, T., Hiroshi Yamamoto and Keiko Suzuki-Kamata. (1998): "Characterization of debris avalanche deposits in Japan". Journal of Volcanology and Geothermal Research Volume 83, Issues 1-2, pp. 141-165.
- W. Van Gassen and D. M. Cruden (1989): "Momentum transfer and friction in the debris of rock avalanches". Can. Geotech. J. 26(4): 623-628.
- Voight, B., Janda, R.j., Glicken, H., Douglass, P.M. (1983): "Nature and mechanics of the Mount St. Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980". Geotechnique, 33, 243-273.

PROGRAMA GEODÉSICO DEL ITER PARA LA VIGILANCIA VOLCÁNICA EN CANARIAS

Takeshi Sagiya¹, José Barrancos², David Calvo², Dácil Nolasco², Gladys Melián², Eleazar Padrón², Germán Padilla², Marga Díaz², Rayco Marrero², Pedro A. Hernández² y Nemesio Pérez²

¹ Research Center for Seismology, Volcanology and Disaster Mitigation.

Graduate School of Environmental Studies Nagoya University Furo-cho, Chikusa-ku, Nagoya Japan.

² División de Medio Ambiente Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife, Islas Canarias

RESUMEN

Considerando la actividad sísmo–volcánica anómala registrada en la isla de Tenerife entre abril y octubre de 2004, y la existencia de en ese momento de una red de vigilancia geoquímica, se instaló una red permanente de antenas GPS compuesta por 7 en Tenerife, 1 en La Palma y otra en el Hierro. Actualmente se prevé la instalación de 2 antenas GPS más en La Palma, 2 más en El Hierro y otra en Tenerife. Esta red ha sido instalada por el ITER en colaboración con la Universidad de Nagoya, Japón. En este trabajo se presentan el tipo de antenas instaladas, su distribución y los resultados preliminares obtenidos desde el 29 de mayo hasta 2008.

Palabras clave: GPS, Tenerife, Teide.

ABSTRACT

Considering the anomalous seismic activity in Tenerife island from April to October, 2004, and simultaneously to the use of other monitoring techniques, a permanent GPS network composed by 7 stations has been set up around the Teide volcano and 1 at El Hierro island and 1 at La Palma island. Actually this network is increasing 2 more for EL Hierro, 2 for La Palma and 1 to Tenerife. This network has been installed by ITER in collaboration with the Nagoya University, Japan. We present the stations equipment, distribution and the preliminary results obtained from May 29th to 2008.

Keywords: GPS, Tenerife, Teide.

INTRODUCCIÓN

El Archipiélago canario está formado por un grupo de siete islas. El origen de las islas sigue siendo objeto de debate, pero estudios recientes apuntan a la hipótesis de un origen tipo "punto caliente" con algún tipo de actividad tectónica (Pérez *et al.*, 1996; Anguita Hernán, 2000).

Sin embargo, existen otras cuestiones como: a) ¿cómo es el estado actual de actividad sismovolcánica de cada isla?, b) ¿el reciente estado de actividad de Tenerife ha sido el indicador de actividad que ha afectado a todo el archipiélago?, c) ¿existen interrelaciones de esta actividad entre las islas?. Todas estas cuestiones se podrían aclarar con la existencia y mejora de la red geodésica de Canarias (Fig. 1) así como de otras técnicas de investigación.

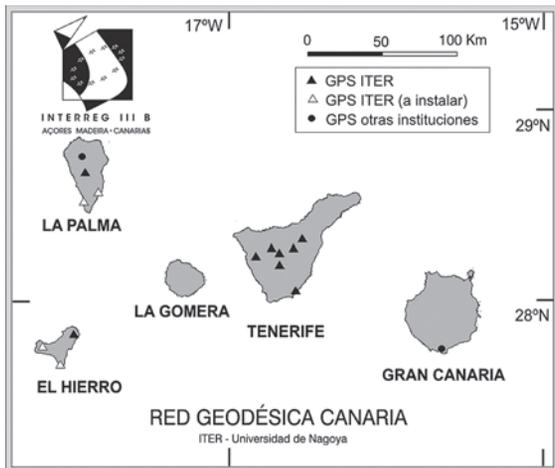


Figura 1. Distribución de la Red Geodésica Canaria.

CRISIS VOLCÁNICA EN TENERIFE DURANTE 2004

Hasta comienzos de 2004 la actividad sísmica entorno a Tenerife siempre se había producido entre Tenerife y Gran Canaria, debido principalmente al reflejo del estrés tectónico. En cualquier caso, en abril de 2004 comenzó una actividad sísmica anómala justo en la dorsal noroeste de Tenerife. Aunque las magnitudes de los sismos registrados no fueron grandes (el mayor evento fue de M2,9), algunos terremotos si se hicieron sentir entre la población debido a su poca profundidad, y dada la proximidad al volcán de algunos residentes, la ansiedad fue creciendo entre los mismos.

La Fig. 2 (arriba) muestra la ubicación de los epicentros de los terremotos ocurridos entre abril de 2004 y febrero de 2006 alrededor de la isla de Tenerife (datos obtenidos del Instituto Geográfico Nacional). En la Fig. 2 (abajo), se representan los sismos acumulados para ese mismo periodo, en las proximidades de Tenerife y bajo la dorsal (en el recuadro) pudiéndose observar un pico de actividad a mediados de 2004. Sin embargo, la actividad sísmica continúa y puede reactivarse en el futuro. Por tanto es necesaria una monitorización de la actividad volcánica.

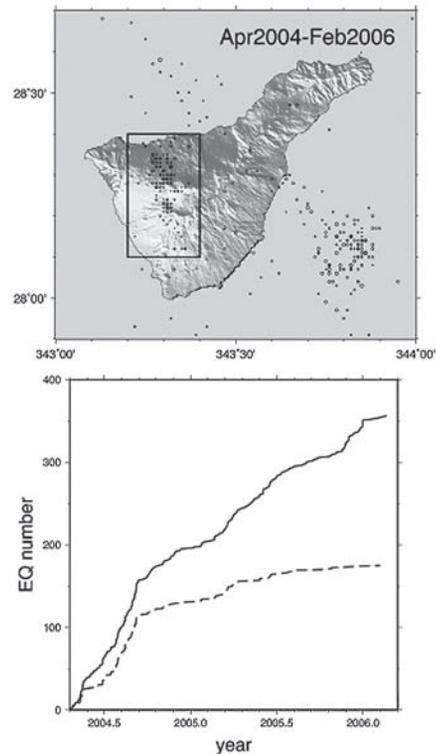


Figura 2. (arriba) Mapa de la actividad sísmica en las cercanías de Tenerife entre abril de 2004 y febrero de 2006, en el recuadro se marca la zona de la dorsal noroeste. (abajo) Número de sismos acumulados para el mismo periodo (línea continua para todas las cercanías y discontinua para la zona de la dorsal noroeste).

RED GEODÉSICA DE CANARIAS Y ANÁLISIS DE DATOS

En respuesta a la crisis volcánica en Tenerife de 2004, el ITER junto con la Universidad de Nagoya, establecieron una red GPS en modo continuo para las islas Canarias. Esta red ha consistido de 8 estaciones en Tenerife (ahora sólo operan 7), una en La Palma y otra en El Hierro. Cada receptor está configurado para guardar la fase y el código cada 30 segundos. Éstos poseen un periodo máximo de almacenamiento de 45 días para los del ITER y 22 días para los de la universidad de Nagoya. En la actualidad ya se pueden descargar 4 de ellos en tiempo real por FTP. El procesado se realiza tres semanas después de cada día registrado.

Todos los datos de GPS se transforman en el formato estándar independiente de intercambio de datos (RINEX). Después se analizan los datos para calcular las coordenadas precisas de cada día mediante el uso de software Bernese versión 4.2. La estrategia de transformación que se sigue es la siguiente. Se calculan la coordenada diariamente con el marco de referencia ITRF2000 (Altamimi *et al.*, 2002). A tal fin, se analizan los datos de 4 estaciones de referencia, Madrid-Robledo (MADR), San Fernando (SFER), Villafranca (Villa) y Maspalomas (MAS1), de la Internacional GNSS Service (IGS) de red. Se aplica la solución final proporcionada por el IGS para los datos de los satélites GPS en órbita y los parámetros de IERS Boletín A para la rotación de la tierra. Los datos de la doble diferencia de fase se forman a partir de la línea-base compuesta de las estaciones GPS y todas ellas se combinan para formar una sola red. Entonces, se pueden resolver los datos de la doble-diferencia de fase usando la técnica QIF (Quasi-Ionosphere-Free) (Hugentobler *et al.*, 2001).

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En la Fig. 3 se muestran los resultados obtenidos para las estaciones GPS de Canarias. De entre todas ellas, cabe resaltar aquellas en las que aparecen señales de deformación. Estas tres estaciones son TEIT (situada en el pico del Teide), PORT (ubicada en el Portillo) y VALV (dispuesta en Valverde). a) TEIT, la coordenada de GPS mostró un deslizamiento gradual de unos 10 mm hacia el sur sobre el 11 de noviembre de 2005. A pesar de este cambio significativo, no hay más observación es en otras señales

relacionadas, por lo que es necesario continuar el seguimiento por un mayor periodo de tiempo para examinar la estabilidad de la monumentación, efectos meteorológicos, y algunos otros factores como posible causa de este desplazamiento. b) VALV, muestra un movimiento gradual hacia el suroeste a partir de principios de 2006. Una posible especulación es que podría representar un movimiento asociado con un deslizamiento. Una de las razones de esta especulación es que la estación está situada en el flanco sureste de la dorsal noreste de la isla. c) PORT, mostró otro cambio gradual de 10 mm en la dirección SSE sobre finales de febrero de 2006. Al parecer, no fue un cambio temporal, sino un cambio permanente. Por lo tanto, el cambio puede ser atribuido a los daños a montar la antena causados por las nevadas, el suelo congelado, o fuerte viento sobre la estación. Sin embargo, no se ha podido identificar que parte del montaje de la antena se ha visto afectado, pues todo parece correcto. En este caso, también es posible que los procesos del subsuelo como la actividad volcánica sean los responsables de los cambios, pero tal proceso debe ser muy superficial y no debido a un proceso magmático, porque sólo este sitio se ha visto afectado.

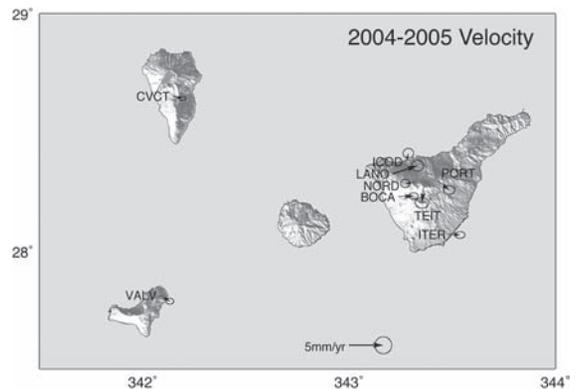


Figura 3. Mapa de formaciones detectadas en las estaciones que conforman hasta ahora, y durante el periodo de estudio que se muestra aquí, la Red Geodésica Canaria.

TRABAJOS FUTUROS

El ITER desea mantener estas estaciones de vigilancia de GPS, así como de expandir esta red. Hay proyectados 5 vértices geodésicos más en Canarias, dos en La Palma, dos en El Hierro y uno en Tenerife. Este estudio es la apuesta para la reducción del riesgo volcánico no sólo

en Tenerife, sino también en otras islas que se consideran activas como La Palma y El Hierro. También se realiza un esfuerzo para la formación personal investigador en el extranjero en el campo de microgravimetría.

REFERENCIAS

- Altamimi, Z., Sillard, P., Boucher, C. (2002): "ITRF2000: A new release of the International Terrestrial Reference Frame for earth science applications" *J. Geophys. Res.*, 107, doi: 10.1029/2001JB000561.
- Anguita, F., Hernán, F. (2000): "The Canary Islands origin: a unifying model". *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 1-26.
- Hugentobler, U. S. Schaer, and P. Fridez, (2001): *Bernese GPS Software version 4.2*. University of Berne, 515 pp.
- Pérez, N.M., Nakai, S., Wakita, H., Hernández, P.A., Salazar, J.M.L. (1996): "Helium-3 emission in and around Teide volcano, Tenerife, Canary Islands, Spain". *Geophysical Research Letters*, 23, 35.



Vista desde el mirador de El Carmen. Fotografía de Elena González Cárdenas.

“Por la noche llegamos a Garachico. El aspecto de esta ciudad, antiguamente muy floreciente, es tan singular como triste. Los roques de la lava que la destruyó están como suspendidos sobre las casas, que apenas pueden formar una especie de calle en esa superficie desigual.”

Leopold von Buch. Descripción física de las Islas Canarias, 1836.

RIESGOS GEOLÓGICOS Y GEOTÉCNICOS EN TERRENOS VOLCÁNICOS

CONTRIBUCIONES

Problemática geotécnica de los materiales volcánicos de Canarias y su relación con los riesgos geológicos /235.

Luis I. González de Vallejo.

Los grandes deslizamientos de flanco en Tenerife /239.

Mercedes Ferrer, Julia Seisdedos, Luis I. González de Vallejo y Juan J. Coello.

La geotecnia en terrenos volcánicos: situación en Canarias /243.

Luis E. Hernández Gutiérrez y José A. Rodríguez Losada.

Investigation of active volcanoes using remote sensing /249.

Vasile Loghin.

Researches concerning the andosols from the Romanian Carpathians /257.

Stefan Ispas.

PROBLEMÁTICA GEOTÉCNICA DE LOS MATERIALES VOLCÁNICOS DE CANARIAS Y SU RELACIÓN CON LOS RIESGOS GEOLÓGICOS

Luis González de Vallejo

Ingeniería Geológica. Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid

RESUMEN

Se presentan en esta comunicación los principales problemas geotécnicos asociados a los materiales volcánicos de Canarias y su relación con los riesgos geológicos más frecuentes en las Islas Canarias.

Palabras clave: rocas volcánicas, riesgos geológicos, Canarias.

ABSTRACT

The main geotechnical problems of the volcanic materials of the Canary Islands are presented, as well as their relationship with the geological hazards of these volcanic islands.

Keywords: volcanic rocks, geological hazards, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN

Los suelos y rocas volcánicas presentan una serie de características que dan lugar a una problemática específica en relación con sus propiedades y comportamiento geotécnico, tanto por su origen como por la influencia de los procesos característicos que actúan en el medio volcánico (González de Vallejo *et al.*, 2006 y 2007).

Muchos de los problemas están relacionados con las discontinuidades de diverso origen que afectan a los materiales: origen térmico, por enfriamiento y retracción (disyunción vertical, columnar, poligonal, radial, subhorizontal y esferooidal), tectónico (fallas, fracturas y diaclasas), intrusivo (diques, pitones, etc.), gravitacional (grietas de tracción, fracturas de colapso, superficies de deslizamiento, etc.), y discontinuidades correspondien-

tes a superficies de contacto entre formaciones lávicas de origen deposicional o de origen erosivo.

Por otro lado, en las islas volcánicas se presentan unos determinados riesgos geológicos que condicionan el comportamiento geotécnico de los materiales y afectan al proyecto y construcción de las infraestructuras y edificaciones.

PROBLEMAS GEOTÉCNICOS DE LOS MATERIALES VOLCÁNICOS

Los principales problemas geotécnicos que afectan a los diferentes tipos de materiales volcánicos son los siguientes:

Coladas de lava

- Baja fiabilidad al extrapolar los datos de investigaciones *in situ* de alcance superficial, lo que implica la necesidad de realizar un mayor número de investigaciones que en los materiales no volcánicos.
- Limitaciones en la aplicación e interpretación de métodos geofísicos.
- Las juntas verticales abiertas pueden dar lugar a problemas de estabilidad y filtraciones.
- Las coladas de lava sobre niveles blandos pueden ocasionar problemas de inestabilidad en taludes.
- La presencia de cavidades y tubos puede provocar colapsos en los materiales que forman el techo de dichas cavidades.
- Pueden producirse descalces por erosión diferencial de las capas de basaltos y escorias.
- Tobas, aglomerados, ignimbritas y depósitos de flujos piroclásticos.
- Colapso en aglomerados y tobas de baja densidad.
- Las ignimbritas y las tobas presentan procesos de meteorización y desvitrificación que generan minerales esmectíticos expansivos.
- Las fracturas abiertas verticales en ignimbritas causan problemas de estabilidad y filtraciones.
- Materiales abrasivos para la maquinaria.
- Deformación plástica a largo plazo.

Depósitos piroclásticos

- Materiales de muy baja densidad.
- Altas deformaciones en cenizas y lapillis por compactación de partículas y por fracturación.
- Colapsabilidad en cenizas.
- Materiales fácilmente erosionables formando suelos.

Suelos

- Baja resistencia en limos y limos arcillosos.
- Alta expansividad en arcillas de composición esmectítica y moderada a baja en arcillas de composición ha-loysítica.
- Condiciones desfavorables frente a la compactación.

LOS RIESGOS GEOLÓGICOS EN CANARIAS DE INCIDENCIA GEOTÉCNICA

Además del riesgo asociado a las erupciones volcánicas y a los fenómenos hidro-meteorológicos adversos, que no se tratan en este trabajo, existen otros procesos geológicos activos que pueden constituir riesgos y deben tenerse en cuenta en los estudios del territorio y en los proyectos de infraestructuras y edificaciones. Los principales son la sismicidad y los movimientos del terreno, tanto los que se refieren a la inestabilidad de taludes y laderas como los fenómenos de colapso y hundimiento.

Las Islas Canarias están situadas dentro de una región de sismicidad baja a moderada. La Norma Sismorresistente específica para Canarias unas aceleraciones del terreno muy bajas y que no implican adoptar medidas de diseño antisísmico. Otras consideraciones y estudios (González de Vallejo *et al.*, 2006) estiman que dichas aceleraciones están infravaloradas, al menos en un 50%, y que deben tenerse en cuenta las amplificaciones sísmicas debidas al efecto sitio (García Mayordomo *et al.*, 2007).

Los procesos de inestabilidad de laderas son los más extendidos y frecuentes, tanto deslizamientos de materiales blandos o alterados como desprendimientos rocosos. Entre los factores que condicionan los procesos de deslizamiento se encuentran:

- Pendientes moderadas a elevadas.
- Presencia de materiales alterados y suelos, y de niveles débiles de tobas, cenizas, etc.
- Presencia de agua en las laderas.

La mayor parte de los movimientos están asociados a periodos de precipitación intensa o la presencia de agua en las laderas.

De todos los procesos de inestabilidad presentes en Canarias, los más frecuentes son los desprendimientos de rocas. Su ocurrencia está asociada a lluvias intensas y a temporales en zonas costeras, a laderas rocosas de pendientes elevadas, que son particularmente importantes en zonas con escarpes acantilados, y en masas coluviales con bloques rocosos. Los factores que condicionan la formación de desprendimientos son:

- Presencia de coladas de lava fracturadas, con bloques independizados.
- Alternancia de lavas y piroclastos, donde la erosión diferencial de los materiales más blandos deja sin sustento a los bloques columnares de lava.

- Materiales con elevado grado de fracturación y alteración.
- Taludes con alto grado de inclinación.

Otros de los procesos que pueden constituir riesgos son los colapsos y hundimientos de tubos volcánicos y cavidades. La presencia de cavidades en los materiales volcánicos de tipo lávico es relativamente frecuente. Su origen puede deberse a la adaptación de las corrientes de lava a irregularidades topográficas, a huecos dejados por los fluidos en el interior de las coladas, a la presencia de gases asociados al flujo o a fenómenos de enfriamiento diferencial.

El techo de los tubos o cavidades puede hundirse cuando el proceso de enfriamiento de las coladas concluye y se forman grietas de retracción. El colapso también puede ocurrir después de un largo tiempo, como consecuencia de la pérdida paulatina de resistencia de los materiales que forman el techo de las cavidades. Estos procesos de hundimiento dependen de la potencia de las lavas sobre el hueco y de sus características mecánicas, y de las dimensiones y profundidad de las cavidades, aunque por lo general son superficiales.

Los tamaños de las cavidades varían desde algunos dm³ hasta varios m³, formando cuevas. Su aparición puede dar lugar a problemas geotécnicos de inestabilidad asociados a cargas en cimentaciones y excavaciones.

CONCLUSIONES

Con respecto a la problemática geotécnica

- El origen efusivo y las condiciones particulares de los materiales volcánicos les confieren un comportamiento geomecánico que difiere del de los materiales no volcánicos.
- Los procesos de intrusión de diques dan lugar a discontinuidades que afectan a la resistencia de las rocas y a sus condiciones hidrogeológicas.
- La anisotropía y heterogeneidad de los macizos rocosos junto con su organización espacial irregular determinan cambios bruscos de espesor y una desigual continuidad. Estas circunstancias condicionan las investigaciones *in situ* y la caracterización geomecánica de las rocas, con dificultades e incertidumbres cuando se trata de establecer perfiles de representativos del terreno.
- A pesar de estas condiciones desfavorables, la mayoría de los macizos rocosos que conforman las islas Canarias tienen propiedades resistentes muy elevadas debido a la

rugosidad de sus superficies de contacto, forma irregular y empaquetado de sus partículas y excelentes condiciones de drenaje.

Con respecto a los riesgos geológicos

- En relación con la sismicidad es necesario una revisión de la Norma Sismorresistente para Canarias, además de considerar los efectos locales.
- En relación con los movimientos de ladera deben ser tenidos muy en cuenta para cualquier actuación sobre el territorio, principalmente en la vertiente norte de las islas, y su alcance puede afectar a cualquier excavación que se realice.
- Los desprendimientos son muy frecuentes en las zonas mas pendientes y escarpadas y constituyen un importante riesgo, debiendo proceder a adoptar medidas de control.
- Los hundimientos y colapsos son de importancia geotécnica y pueden afectar a la seguridad y estabilidad de las construcciones.
- Los fenómenos hidro-meteorológicos adversos, no incluidos en esta comunicación, son de gran incidencia en la generación de deslizamientos, avalanchas, "aluviones", etc., y causan daños importantes.

REFERENCIAS

- García-Mayordomo, J., Insua, J.M., González de Vallejo, L. I. (2007): "Análisis preliminar del efecto sitio en La Laguna (Tenerife)". 3^{er}. Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica. Memorias. CIMNE (Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería). Barcelona.
- González de Vallejo, L.I., García-Mayordomo, J., Insua, J.M. (2006): "Probabilistic seismic-hazard assessment of the Canary Islands". Bull. of the Seismological Society of America, Vol. 96, No. 6, pp. 2040-2049.
- González de Vallejo, L.I., Hijazo, T., Ferrer, M., Seisdedos, J. (2006): *Caracterización geomecánica de los materiales volcánicos de Tenerife*. Instituto Geológico y Minero de España. Serie: Medio ambiente.
- González de Vallejo, L.I., Hijazo, T., Ferrer, M., Seisdedos, J. (2007): "Geomechanical characterization of volcanic materials in Tenerife". In: Volcanic Rocks. Malheiro and Nunes, Eds.) pp. 21-28. Taylor & Francis / Balkema.

LOS GRANDES DESLIZAMIENTOS DE FLANCO EN TENERIFE

Mercedes Ferrer¹, Julia Seisdedos¹, Luis I. González de Vallejo², Juan J. Coello³

¹ Instituto Geológico y Minero de España (IGME)

² Universidad Complutense de Madrid

³ Consejo Insular de Aguas de Tenerife

RESUMEN

Los mega–deslizamientos prehistóricos de Güímar y La Orotava, en Tenerife, destacan por sus espectaculares rasgos morfológicos entre más de 20 descritos en Canarias. A pesar de ser procesos asociados al crecimiento y evolución de los edificios volcánicos, los factores que los condicionan y desencadenan no están únicamente relacionados con grandes erupciones o terremotos, como mayoritariamente se ha venido postulando.

Palabras clave: paleo–deslizamientos, Tenerife, Canarias.

ABSTRACT

Güímar and La Orotava prehistoric mega–landslides, in Tenerife island, have spectacular morphological features. Despite being processes associated with the growth and evolution of volcanic buildings, the factors that influence and trigger them are not only linked to major eruptions or earthquakes. Factors such as the geomechanical characteristics of the submerged volcanic materials, the effects of volcanic activity on materials, the ratio of growth and height of volcanic buildings are key factors in the occurrence of these large mass movements.

Keywords: paleo-landslides, Tenerife, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN

Muchos de los mayores volcanes del planeta han sufrido grandes deslizamientos de flanco. Estos procesos a escala geológica, de cientos de kilómetros cúbicos, se consideran los mayores deslizamientos ocurridos, y forman parte de los ciclos de crecimiento y evolución de los edificios volcánicos.

La teoría de los grandes deslizamientos en islas volcánicas fue aceptada unánimemente por la comunidad científica a raíz de la identificación de los depósitos de deslizamiento en los fondos oceánicos alrededor de las islas, asociando estos depósitos descritos como grandes avalanchas rocosas, de cientos o miles de kilómetros cúbicos de volumen a la ocurrencia de mega–deslizamientos masivos de flancos volcánicos.

En el caso de Tenerife, además de haberse identificado en el fondo oceánico grandes extensiones de depósitos movilizados (Watts and Masson, 2001), se cuenta con el registro de las galerías excavadas en la isla para abastecimiento de agua, en cuyo interior se ha identificado una formación conocida localmente con el nombre de *mortalón*, que ha sido interpretada como parte de los depósitos de los deslizamientos (Coello 1973; Navarro y Coello 1989).

A pesar de la importancia y magnitud de estos procesos de inestabilidad, son escasas hasta ahora las investigaciones encaminadas a analizar y explicar su ocurrencia desde el punto de vista geomecánico, atribuyéndose con frecuencia su desencadenamiento a grandes erupciones o terremotos.

En esta comunicación se resumen algunos de los puntos desarrollados en un proyecto de investigación IGME-CICYT (2005-2007) centrado en la investigación geológica-volcanológica, el análisis de los mecanismos de inestabilidad y la modelización geomecánica de los grandes paleo-deslizamientos de Tenerife.

RASGOS MORFOLÓGICOS DE LOS DESLIZAMIENTOS DE GÜÍMAY LA OROTAVA

De los diversos deslizamientos prehistóricos descritos en la isla de Tenerife, destacan los de Güímar y La Orotava. Sus rasgos más característicos en tierra son la presencia de grandes escarpes laterales (hasta 500 m de desnivel) y de cabecera, así como las depresiones generadas por los deslizamientos, posteriormente rellenas de materiales volcánicos.

Los valles de Güímar y La Orotava, con una anchura de entre 9 y 12 km, presentan vergencias prácticamente opuestas, ESE y NNW respectivamente. Sus cabeceras coinciden en la Cordillera Dorsal, principal zona de *rift* de la isla, con dirección NE, y alcanzan alturas máximas de 1700-2200 m.

Las características geomorfológicas de ambos valles son singulares. Destaca su simetría y las diferencias de cota entre los escarpes y la parte central (~500 m). En los escarpes afloran materiales pre-deslizamiento (Pleistoceno Inf.) y las pendientes son muy elevadas (>35°). Las depresiones generadas por los deslizamientos fueron rellenas por materiales post-deslizamiento (Pleistoceno Med. y Sup.) que actualmente tienen pendientes suaves (<15°).

A partir de los datos batimétricos (Instituto Español de Oceanografía) y los modelos digitales del fondo oceánico se han identificado igualmente rasgos morfológicos submarinos que denotan la ocurrencia de los deslizamientos (canales de deslizamiento con escarpes laterales, grandes abanicos de depósitos, etc).

Una descripción de las características morfológicas de los deslizamientos y las zonas deslizadas, y de los materiales involucrados en los deslizamientos, se presenta en Ferrer *et al.* (2007).

FACTORES DETERMINANTES EN LA INESTABILIDAD DE LOS FLANCOS VOLCÁNICOS

La investigación llevada a cabo en el marco del proyecto arriba indicado ha permitido establecer una serie de conclusiones con respecto a los factores que juegan un papel determinante en la inestabilidad de los flancos de grandes edificios volcánicos. Factores como las características geomecánicas de los materiales volcánicos sumergidos, los efectos de la actividad volcánica sobre los materiales previamente depositados, el ratio de crecimiento y la altura de los edificios son factores decisivos en la ocurrencia de estos grandes movimientos de masa. A continuación se resumen los más significativos.

Propiedades geomecánicas de los materiales

Los materiales que forman las partes emergida y sumergida del edificio volcánico presentan unas características mecánicas que son el resultado tanto de su origen geológico como de su evolución a lo largo de la historia de la isla. En este sentido son de destacar aspectos como el grado de fracturación, compactación y alteración de las coladas basálticas que mayoritariamente constituyen los flancos emergidos del edificio dorsal, donde se ubican los deslizamientos estudiados. Los procesos asociados al vulcanismo, como la alteración hidrotermal y la intrusión de diques, son definitivos en la evolución de las propiedades de estos macizos rocosos volcánicos.

Cabe destacar la presencia de los materiales fragmentarios submarinos, denominados frecuentemente hyaloclastitas, por sus características mecánicas y bajas propiedades resistentes. Estos materiales, sobre los que se asienta el edificio emergido, han sido escasamente estudiados. En Tenerife afloran puntualmente, apareciendo muy alterados, fracturados y con numerosos planos de *sliksides*.

Geometría y altura del edificio volcánico

La altura del edificio y la pendiente de sus flancos son factores determinantes en la magnitud y la distribución de las fuerzas debidas al peso y, por tanto, del estado tensional del edificio. En la reconstrucción paleogeográfica pre-deslizamientos llevada a cabo para el edificio de la dorsal en Tenerife, se han obtenido alturas máximas de unos 3.500 m, y se han realizado análisis de la influencia de la altura y la pendiente en la estabilidad de los flancos.

Procesos geológicos propios del medio volcánico

Ya se ha indicado la importancia de los procesos asociados al vulcanismo en las características mecánicas y resistentes de los materiales, destacando en este sentido la intrusión de diques y la alteración hidrotermal. Los efectos del primero dan lugar a la apertura de discontinuidades y fracturación de los macizos rocosos, debilitando así su estructura geológica; los efectos de la alteración se traducen finalmente en una reducción sustancial de la resistencia de los materiales. Ambos procesos actúan con mayor intensidad en la parte central del edificio volcánico.

Factores desencadenantes

Los factores anteriormente descritos inciden globalmente en las condiciones y características resistentes y mecánicas de los materiales que forman los edificios volcánicos, y por tanto en sus condiciones de estabilidad. Otros factores que pueden actuar "puntualmente" bajo el punto de vista temporal, como las erupciones explosivas y los terremotos de determinada magnitud, suponen la aparición de fuerzas de gran intensidad que, si el edificio se encuentra en condiciones cercanas al equilibrio, pueden desencadenar finalmente las roturas totales o parciales de flanco.

Estos factores han sido modelizados y analizados para el caso de los deslizamientos de la dorsal de Tenerife, habiéndose obtenido mecanismos y modelos de rotura concordantes con los datos y observaciones de campo.

CONCLUSIONES

- Los grandes deslizamientos de flanco volcánico forman parte de los ciclos de evolución (crecimiento/destrucción) de los edificios insulares, no constituyendo procesos únicos y aislados. En el caso de Tenerife, han ocurrido cada varios cientos de miles de años.

- Los materiales volcánicos presentan unas características resistentes y mecánicas particulares como consecuencia de su origen y de los procesos propios del medio volcánico.

- Estas características de los materiales que forman los flancos sumergido y emergido son definitivas para las condiciones de estabilidad de los mismos.

- La altura y pendientes del edificio volcánico son, asimismo, factores determinantes en la distribución de las fuerzas que tienden a la inestabilidad.

- La ocurrencia de erupciones o de terremotos podría finalmente desencadenar las roturas totales o parciales de flanco.

REFERENCIAS

- Coello, J. (1973): "Las series volcánicas en subsuelos de Tenerife". *Estudios Geológicos* XXVII, 491-512.
- Ferrer, M., Seisdedos, J., González de Vallejo, L.I., Coello, J.J., Casillas, R., Martín, C., Navarro, J.M. (2007): "Volcanic mega-landslides in Tenerife (Canary Islands, Spain)". In: *Volcanic Rocks*. Malheiro and Nunes (eds.). Taylor & Francis / Balkema. pp. 185-194.
- Navarro, J.M. and Coello, J. (1989): "Depressions originated by landslide processes in Tenerife". *European Science Foundation Meeting on Canarian Volcanism*, Cabildo Insular de Lanzarote. Abstract, 231-234.
- Watts, A.B. & Masson, D.G. (2001): "New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands". *Bul. Volcanol.* 63, 8-19.

LA GEOTÉCNICA EN TERRENOS VOLCÁNICOS: SITUACIÓN EN CANARIAS

Luis E. Hernández Gutiérrez¹, José A. Rodríguez Losada²

¹ Consejería de Obras Públicas y Transportes. Gobierno de Canarias.

² Dpto. Edafología y Geología. Universidad de La Laguna

RESUMEN

Las propiedades litológicas de los terrenos canarios son muy conocidas por los numerosos estudios geológicos realizados en las islas. Sin embargo, esto contrasta con una literatura muy escasa sobre las propiedades geotécnicas de dichos materiales, lo que dificulta la labor de los especialistas en geotecnia. La Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias ha realizado varios estudios de las propiedades geotécnicas de los materiales volcánicos de Canarias, así como una cartografía geotécnica. Estos proyectos permitieron elaborar la Guía de Planificación y Realización de Estudios Geotécnicos para la Edificación en Canarias.

Palabras clave: Propiedades geotécnicas, litotipos, unidades geotécnicas.

ABSTRACT

Lithologic properties of terrains in the Canary Islands are very well known due to a great number of studies. However publications about geotechnical properties of the volcanic rocks are scarce. The Regional Ministry of Works and Transports of the Government of the Canary Islands has recently carried out some studies about the geotechnical properties of volcanic rocks and has made a geotechnical map. These projects have led to publish the Guide for Geotechnical Studies for Building in the Canary Islands.

Keywords: Geotechnical properties, lithotypes, geotechnical units.

INTRODUCCIÓN

El terreno es el soporte físico de las construcciones y en consecuencia el primer objetivo de atención de arquitectos e ingenieros. Un adecuado conocimiento del mismo ha permitido la permanencia de edificios y monumentos a lo largo de siglos, pero la no consideración de sus características, ha supuesto la ruina de construcciones y, aún

hoy día, es una de las principales causas de problemas de la construcción en todo el mundo. Estas circunstancias se complican todavía más cuando se trata de terrenos volcánicos, dada su complejidad en cuanto a su disposición espacial y a la heterogeneidad de los materiales. Además, la singularidad de las formaciones geológicas de las Islas Canarias, no permite extrapolar los estudios realizados en otras partes del territorio peninsular.

Una de las peculiaridades del Archipiélago Canario que lo diferencia del resto del territorio continental es la de presentar una litología constituida mayoritariamente por materiales y estructuras volcánicas. Desde esta perspectiva, Canarias se constituye en uno de los mejores y más completos laboratorios vulcanológicos naturales que existen en todo el mundo. Distintas sucesiones de emisiones lávicas originadas en erupciones efusivas y estrombolianas, así como emisiones piroclásticas originadas en erupciones explosivas (plinianas, freatoplinianas, vulcanianas), configuran en todo el Archipiélago Canario un paisaje dominado en su mayoría por lavas de diferente naturaleza y depósitos piroclásticos de composiciones muy variadas prácticamente desde los inicios de la actividad volcánica subaérea del archipiélago y que se remontan, sin contar toda la historia previa de crecimiento submarino de las islas, al Mioceno Inferior–Medio, es decir, a hace 20 millones de años aproximadamente.

Esta característica peculiar ha condicionado de manera sustancial la actividad constructiva de los habitantes de las islas en términos de utilización de los recursos más inmediatos y al alcance de sus manos y en este sentido, los materiales volcánicos han sido desde siempre, no solo materia prima para construcciones locales sino el único asentamiento posible de todas las construcciones en Canarias.

SITUACIÓN ACTUAL DE LA GEOTECNIA EN CANARIAS

Antecedentes y causas

Las Islas Canarias siempre han despertado gran interés entre los estudiosos de las ciencias de La Tierra, por lo que, en su corta historia, han sido muchos los estudios realizados sobre vulcanología, geoquímica, petrología, etc. Sin embargo, la prolífica bibliografía sobre estos temas contrasta con la escasez de información escrita sobre geotecnia de terrenos volcánicos, lo que dificulta enormemente la actividad de los profesionales de la materia.

Además, en Canarias estos profesionales se encuentran con otras dificultades, derivadas de la naturaleza volcánica de los materiales, entre las que cabe destacar: el desconocimiento de los materiales volcánicos por parte de los técnicos responsables de realizar los estudios geotécnicos; la distribución caótica y heterogeneidad de los materiales; la baja calidad de los trabajos de reconocimiento geotécnico (prospección) debido a la dificultad de

operar en este tipo de terrenos; las singularidades geotécnicas propias de materiales de baja densidad y alta vesicularidad (colapso mecánico); la presencia de cavidades de difícil detección (tubos volcánicos); etc.

Sin duda que las dificultades expuestas son la causa de la proliferación de informes geotécnicos de mala calidad que, en muchos casos, no aportan la información geotécnica necesaria para los proyectos constructivos y son el origen de muchos problemas en las obras.

Por otro lado, se viene observando que el desconocimiento del medio físico por parte de los distintos agentes que participan en el proceso constructivo, contribuye sustancialmente a generar malas prácticas en la realización de excavaciones, desmontes, aprovechamiento de materiales, ejecución de terraplenes, etc, que también influyen en la calidad final de las obras.

Sin embargo, existen otros aspectos positivos, que se podrían considerar como bondades de la situación de la geotecnia en Canarias, como son: la extensa información geológica; la existencia de macizos rocosos de elevada resistencia; la inversión en proyectos de investigación geotécnica de la Consejería de Obras Públicas y Transportes; el programa de formación complementaria (jornadas, cursos, etc.) del Área de Laboratorios y Calidad de la Construcción.

Proyectos geotécnicos

Ante la falta de datos geotécnicos contrastados sobre terrenos volcánicos como herramienta de referente en los estudios geotécnicos en Canarias, la Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias, ha realizado varios proyectos cuyo objeto es la caracterización de los materiales volcánicos y la zonificación del territorio insular en unidades geotécnicas.

El primero de estos proyectos, titulado “Estudio de caracterización de las rocas volcánicas de Canarias” tuvo como objetivo fundamental desarrollar una base de datos con características físico-químicas de las rocas volcánicas canarias, en base a su comportamiento geomecánico, para consulta e información de referencia en todas las obras de ingeniería civil y construcciones tanto de carácter público como privado, estableciéndose una correlación sistemática entre parámetros geoquímicos y propiedades mecánicas, sin olvidar la influencia que determinados agentes químicos ejercen en parámetros físicos de interés en el campo de la Mecánica de Rocas y considerando aspectos tan importantes como las cargas que deben y pueden soportar los macizos rocosos.

El segundo de los proyectos, denominado “Caracterización geotécnica de los piroclastos canarios débilmente cementados” fue realizado por el Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX) del Ministerio de Fomento, mediante un convenio firmado con la Consejería de Obras Públicas del Gobierno de Canarias. Los piroclastos débilmente cementados son materiales volcánicos cuyas propiedades participan, a la vez, de las propias de los suelos y de las propias de las rocas, presentando un comportamiento muy complejo y difícil de analizar, que requería de un estudio específico.

Finalmente, se llevó a cabo el proyecto de “Elaboración de los mapas de zonificación geotécnica de las Islas Canarias”. La zonificación geotécnica de Canarias se ha reflejado en una serie de mapas a escala 1:25.000, tomando como base la cartografía geológica digital del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Sobre esta base geológica digitalizada, se representaron todos los puntos correspondiente a las estaciones geomecánicas realizadas en cada una de las islas. Dichas estaciones incluían datos de localización GPS, geológicos y geotécnicos. Los puntos así representados permitieron asignar propiedades geotécnicas a las unidades geológicas de la cartografía geológica. Se asoció cada polígono de la cartografía geológica a una de las unidades geotécnicas definidas previamente y cuyas características geotécnicas coincidiesen con las de las litologías. Finalmente un proceso de fusión de polígonos permitió definir los polígonos correspondientes a las unidades geotécnicas representadas en los mapas de zonificación. Las unidades así obtenidas quedaron representadas en forma de polígonos SIG cuyas trazas cartográficas se obtuvieron mediante la fusión de los polígonos correspondientes a unidades geológicas cartografiadas en los mapas del IGME.

La investigación geotécnica en Canarias no se reduce únicamente a la realizada por la Consejería de Obras Públicas y Transportes; además, en la última década, han sido importantes los estudios realizados por las universidades canarias y por el IGME, entre los que merece ser destacado los realizados por este último en el campo de los grandes deslizamientos.

RESULTADOS Y APLICACIONES

Litoteca de Canarias

Como resultado de los proyectos anteriores, existe actualmente una extensa base de datos sobre propiedades

físico-mecánicas y geoquímicas de los materiales volcánicos de Canarias, a disposición de los profesionales de la geotecnia así como para otros interesados del sector docente e investigador. Esta base de datos puede ser consultada en las instalaciones del Área de Laboratorios y Calidad de la Construcción, donde se encuentra ubicada la “Litoteca de Canarias”, que recoge un importante muestrario de rocas de las islas con presencia de aquellas que forman parte de la mencionada base de datos. Además, se realizó la siguiente clasificación de materiales en litotipos:

LITOTIPOS (ROCAS)			
BASALTOS (B)	OLIVÍNICO-PIROXÉNICOS (OP)	VACUOLARES (V)	B-OP-V
	PLAGIOCLÁSICOS (PL)	MASIVOS (M)	B-OP-M
	AFANÍTICOS (AF)	VACUOLARES (V)	B-PL-V
	ESCORIÁCEOS (ES)	MASIVOS (M)	B-PL-M
		MASIVOS (M)	B-AF-V
		B-AF-M	
		B-ES	
TRAQUIBASALTOS			TRQB
TRAQUITAS (TRQ)			TRQ
FONOLITAS (FON)			FON
IGNIMBRITAS (IG)	SOLDADAS		IG-S
	NO SOLDADAS		IG-NS
LITOTIPOS (PIROCLASTOS)			
PIROCLASTOS BASÁLTICOS	LAPILLI (LP)	SUELTO (S)	LPS
	ESCORIAS (ES)	CEMENTADO (T)	LPT
		SUELTO (S)	ESS
	CENIZAS BASÁLTICAS (CB)	CEMENTADO (T)	EST
SUELTO (S)		CBS	
	CEMENTADO (T)	CBT	
PIROCLASTOS SÁLICOS	PÓMEZ (PZ)	SUELTO (S)	PZS
	CENIZAS SÁLICAS (CS)	CEMENTADO (T)	PZT
		SUELTO (S)	CSS
	CEMENTADO (T)	CST	

Tabla 1. Clasificación de materiales en litotipos.

Con esta clasificación se pretendió ordenar la gran variedad de materiales presentes en Canarias, a fin de lograr una simplificación en grupos de similares características litológicas y geotécnicas, que facilitara la labor e interpretación de profesionales de la construcción, sean o no expertos en petrología ígnea. Las propiedades geotécnicas estudiadas corresponden a parámetros de uso frecuente en ingeniería del terreno, como son: peso específico, resistencia a compresión simple, módulo de Young, resistencia a tracción, etc. Algunos gráficos resumen de estas propiedades se presentan a continuación (Fig. 1).

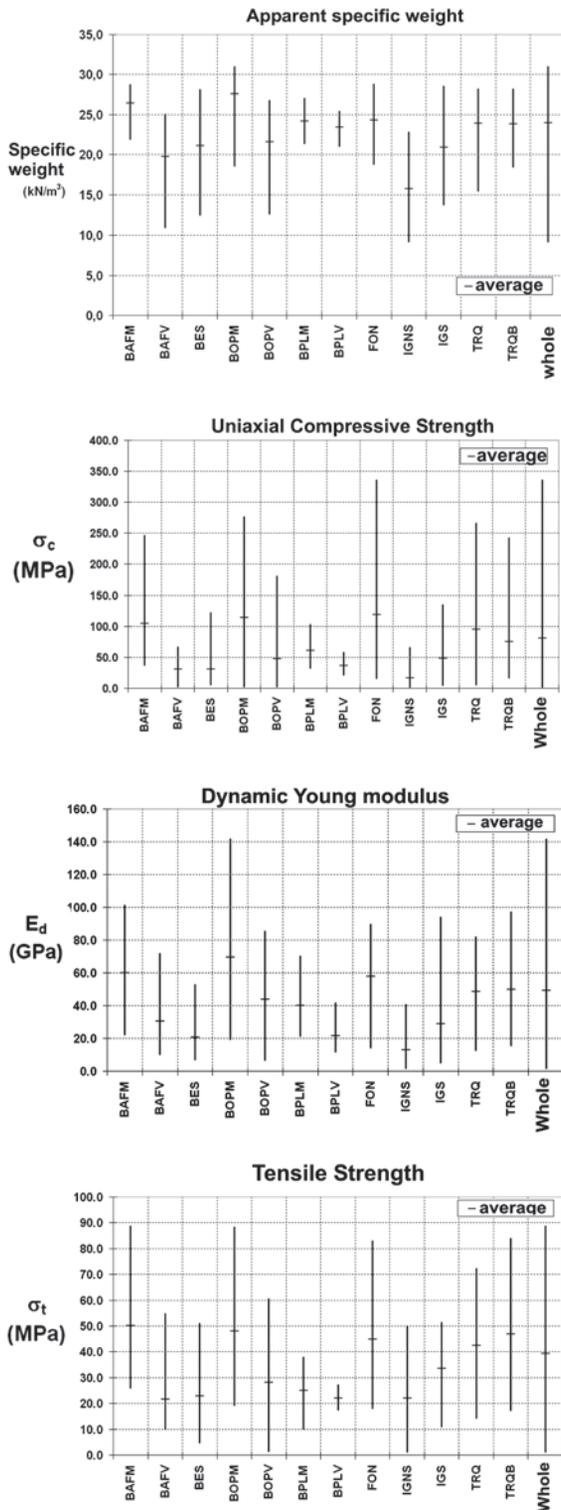


Figura 1.

Guía de Estudios Geotécnicos para Edificación

Con toda esta información geotécnica fue posible redactar la Guía para la Planificación y Realización de Estudios Geotécnicos para Edificación en la Comunidad Autónoma de Canarias, muy demandada por el sector ante la obligatoriedad de cumplir con los requisitos impuestos por el nuevo Código Técnico de la Edificación (CTE), de reciente incorporación a nuestro ordenamiento jurídico.

La Guía es un documento consensado y válido que va dirigido a los distintos agentes que intervienen en el proceso edificatorio, en el que se articula la metodología adecuada básica para la planificación de los reconocimientos geotécnicos preceptivos en los proyectos de edificación, así como para la redacción de los estudios geotécnicos correspondientes, de acuerdo con la normativa vigente (CTE).

Esta Guía permite, por un lado, contratar adecuadamente un estudio geotécnico a una empresa especializada y por otro, establece las pautas a seguir por dicha empresa para realizar adecuadamente la investigación geotécnica y elaborar el informe geotécnico en base a los datos obtenidos de prospecciones y ensayos, con un contenido mínimo que satisfaga los requerimientos del proyectista en cuanto a información sobre condiciones y propiedades del terreno de cimentación.

Para facilitar el manejo de la Guía a los distintos agentes del proceso de la edificación, se ha organizado el contenido de la misma en tres partes atendiendo al interés que cada una de ellas pueda despertar en los usuarios del documento.

Parte 1ª. - Zonificación geotécnica de la Comunidad Autónoma de Canarias. En esta parte se introduce la metodología y criterios para la zonificación del territorio insular en unidades geotécnicas de comportamiento geomecánico similar. Así, se han considerado, con las limitaciones que la escala y naturaleza de los materiales permiten, áreas de comportamiento geotécnico más o menos homogéneo que, a efectos de planificación del reconocimiento geotécnico, tendrán el mismo tratamiento. Estas unidades geotécnicas han sido a su vez clasificadas dentro de los grupos de terreno que define el CTE.

Parte 2ª. - Reconocimiento del terreno. Es el conjunto de actividades destinadas a determinar las características del terreno de apoyo, cuyos resultados quedarán reflejados en el estudio geotécnico. En esta parte se establece la intensidad y alcance del reconocimiento geotécnico de acuerdo con los preceptos recogidos en el CTE.

Parte 3ª.- Pliego de recomendaciones de estudios geotécnicos. Recoge las especificaciones mínimas de las actuaciones o métodos de investigación a emplear en el desarrollo de Proyectos de Estudios Geotécnicos para edificación en la Comunidad Autónoma de Canarias conforme a la normativa estatal (CTE). Además, contempla el contenido mínimo del estudio geotécnico y la confirmación del mismo antes de la ejecución de la obra.

Finalmente, se incluyen los siguientes anejos: glosario de términos aplicados a materiales volcánicos de Canarias; clasificación de los materiales volcánicos de Canarias; correlaciones entre propiedades físico-mecánicas de materiales volcánicos.

Nuevos proyectos

Una vez concluida la Guía para edificación, parece oportuno abordar otro de los campos en que la geotecnia en Canarias precisa de actualización e innovación, como es el de las obras públicas. En la actualidad el Pliego General de Prescripciones Técnicas para Obras de Carreteras y Puentes (PG3) precisa de un tratamiento especial que recoja las singularidades de los terrenos volcánicos de Canarias, por lo que la Consejería de Obras Públicas y Transportes centrará sus esfuerzos financieros en esta área.

Además, por parte del IGME se pretende continuar con la investigación de los grandes deslizamientos, esta vez en un proyecto de mayor envergadura, que sin duda aportará valiosísima información geotécnica para las islas.

AGRADECIMIENTOS

A la Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias que financió los proyectos cuyos datos se recogen en esta ponencia y a la Universidad de La Laguna por su participación en dichos proyectos.

REFERENCIAS

- CEDEX–Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias (2007): "Caracterización Geotécnica de los Piroclastos Canarios Débilmente Cementados".
- Consejería de Obras Públicas, Vivienda y Transporte de la Región de Murcia (2007): Guía de Planificación de Estudios Geotécnicos para la Edificación en la región de Murcia Adaptada al Código Técnico en la Edificación.
- Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias (2005): *Estudio de Caracterización Geotécnica de las Rocas Volcánicas de las Islas Canarias*.
- Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias (2008): *Mapas de Zonificación Geotécnica de las Islas Canarias*.
- González de Vallejo, L., Ferrer, M. (2006): *Caracterización Geomecánica de los materiales volcánicos de Tenerife*. Servicio de publicaciones del IGME. 148 pp.
- Ministerio de Fomento (2006): *Código Técnico de la Edificación*. CTE. Documento Básico SE-C. Seguridad Estructural. Cimientos.
- Rodríguez-Losada, J.A., Hernández-Gutiérrez, L.E., Lomoschitz, A. (2007): Geotechnical features of the welded ignimbrites of the Canary Islands. Proceedings of ISRM Workshop W2 on Volcanic Rocks. Ponta Delgada 14-15 de julio, pp. 29-33.
- Serrano González, A. (1996): "Jornadas sobre Cimentaciones y Riesgos geotécnicos en Terrenos de Origen Volcánico". Algunos Problemas geotécnicos en las Construcciones en Terrenos Volcánicos.

INVESTIGATION OF ACTIVE VOLCANOES USING REMOTE SENSING

Vasile Loghin
Valahia University of Târgoviște, Romania

ABSTRACT

Active volcanoes represent a risk for the environment and for mankind, on a local, regional and global scale. The Earth observation satellites involved in the supervising of active volcanic areas are numerous and belong to different categories: METEOSAT, GOES; NOAA, LANDSAT, SPOT; ERS, RADARSAT, JERS; ENVISAT, TERRA, AQUA; GPS, Galileo, Glonass. The sensors used to collect information on active volcanoes are varied: sensors in Visible, in Thermal Infrared (Thermal IR), sensors in hyperfrequencies (RADAR), spectrometers. The products obtained by means of processing, analyzed in order to extract information, are: monospectral or multispectral images (multichannel color composite images), in natural or false colors; radar images, interferograms, Digital Elevation Model, graphs.

Keywords: active volcanoes, volcanic edifices, volcanic eruption, remote sensing.

RESUMEN

Los volcanes activos representan un riesgo para el medio ambiente y para la humanidad, a nivel local, regional y mundial. Los satélites de observación de la Tierra que participan en la supervisión de zonas volcánicas activas son numerosos y pertenecen a categorías diferentes: METEOSAT, GOES, NOAA, LANDSAT, SPOT, ERS, RADARSAT, JERS, ENVISAT, TERRA, AQUA; GPS, GALILEO, GLONASS. Los sensores utilizados para recolectar información sobre volcanes activos son variados: sensores en espectro visible, en térmica de infrarrojos (IR térmico), sensores en hiperfrecuencias (RADAR), espectrómetros. Los productos obtenidos por medio de tratamiento, analizados con el fin de extraer información, son los siguientes: monoespectrales o imágenes multiespectrales (color multicanal compuesta imágenes), en colores naturales o falso color; imágenes de radar, interferograms, Modelo Digital de Elevación, gráficos.

Palabras clave: volcanes activos, edificios volcánicos, erupciones volcánicas, sensores remotos.

INTRODUCTION

Active volcanoes represent a risk for the environment and for mankind, on a local, regional and global scale.

About 1.500 potentially active volcanoes are situated on the most dynamic folded lines and dislocation lines of the Earth's crust, related to the convergent and divergent plate boundaries: the Fiery Ring of the Pacific, the three Mediterranean seas, the Great East African Rift (Rift Valley), the Mid-Atlantic Rift, the rifts of the Indian Ocean.

Their research, motivated by scientific and security reasons, takes place systematically within the Global Volcanism Program. It comprises, complementarily, an in situ observations component – The Global Volcanism Network, Volcanic Ash Advisory Centers – and a spatial observations component – Committee on Earth Observation Satellites, Disaster Management Support Group (Volcanic Hazard Assessment), Space Volcano Observatory (SVO), a project managed by the European Space Agency (ESA), the Argeos System of the network called Collecte Localization Satellite (CLS).

The Earth observation satellites involved in the supervising of active volcanic areas are numerous and be-

long to different categories: METEOSAT, GOES; NOAA, LANDSAT, SPOT; ERS, RADARSAT, JFRS; ENVISAT, TERRA, AQUA; GPS, Galileo, Glonass.

The sensors used to collect information on active volcanoes are varied: sensors in Visible, in Thermal Infra-red (Thermal IR), sensors in hyperfrequencies (RADAR), spectrometers.

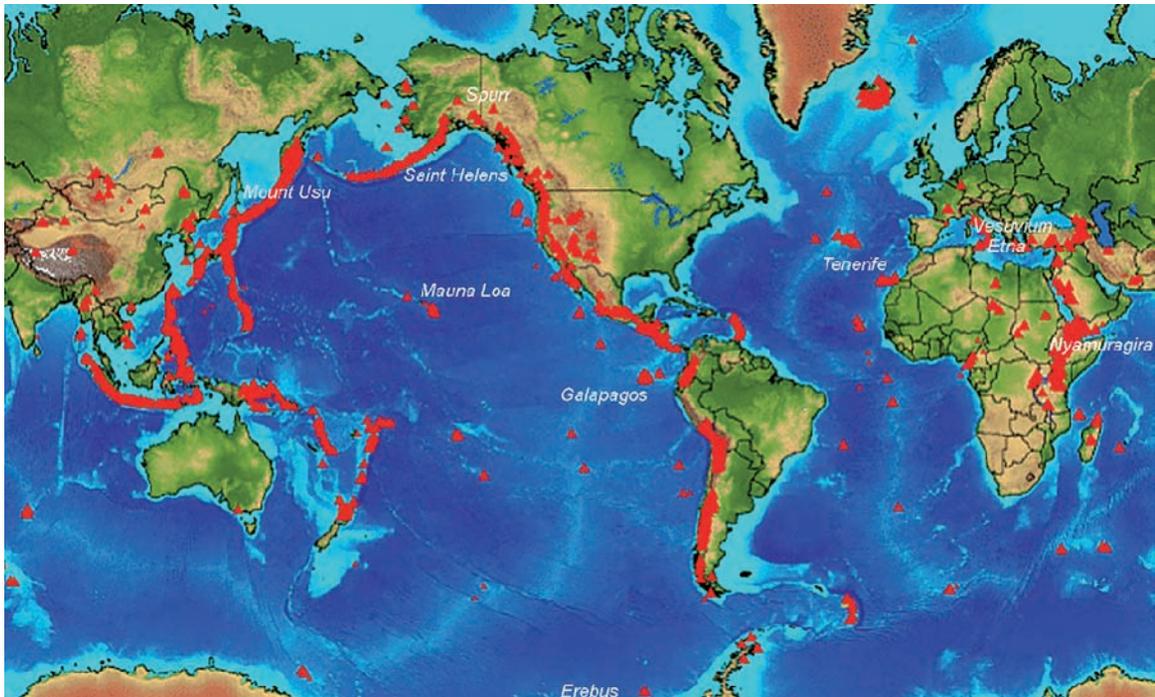
The techniques applied:

Multispectral techniques, SAR (Synthetic Aperture Radar), InSAR (Interferometric SAR) and DIFSAR (DIFerential SAR) techniques, as well as the techniques for Digital Elevation Model (DEM) generation.

The products obtained by means of processing, analyzed in order to extract information, are: monospectral or multispectral images (multichannel color composite images), in natural or false colors; radar images, interferograms, Digital Elevation Model, graphs.

The main problems one can investigate using remote sensing are:

1. Observing and mapping active volcanoes' relief, especially modifications generated by different eruptions;



"Volcanoes of the World" Map (http://www.volcano.si.edu/world/find_regions.cfm).

2. Volcanic activity monitoring, in order to formulate forecasts and risk alerts or for volcanic hazard assessments;
3. Monitoring volcanic impact on environment and habitat.

In this paper we will present, synthetically, only the first two of these issues.

OBSERVING AND MAPPING ACTIVE VOLCANOES' RELIEF

Observing volcanic edifices, morphological types of active volcanoes

The volcanic edifices' architecture is well rendered by spatial images. They allow as well a geomorphological mapping of the cones, of the craters and of the hydroerosion relief.

a) Stromboli type Volcano



Stromboli Volcano. SPOT Image (www.maps.yahoo.com).



El Misti Volcano, Peru. (www.visibleearth.nasa.gov).

This three-dimensional perspective view was taken with Terra Satellite (13 July, 2001) and created from Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER), Digital Elevation Model combined with a simulated natural color ASTER image.

- 4.582 meters.
- Major eruption in the 15th century and five minor eruption in 20th century.
- Cone sectioned by gullies, channels of lava flows and mud flows from the summit snowfield in the event of an eruption.

b) Caldera type volcano *Tenerife Caldera*

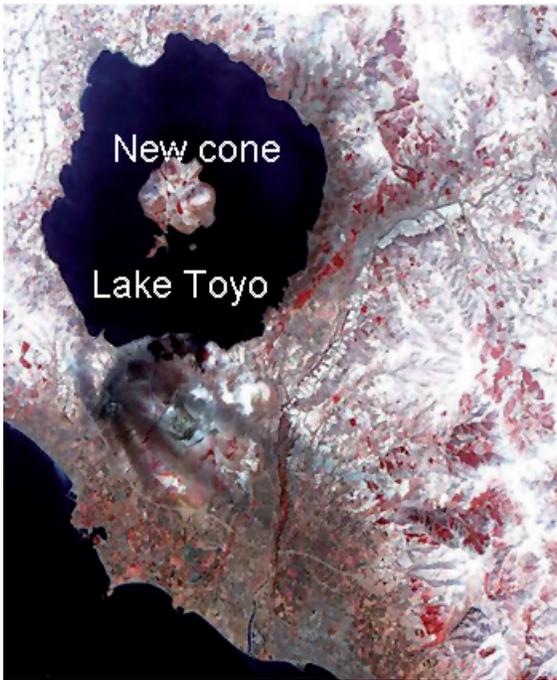


España. Isla de Tenerife (Caldera type). Divergent gully erosion and lava flows generated a typical relief: barrancos and planezes (www.maps.yahoo.com).



Mapping Tenerife volcano based on satellite image (SPOT).

Mount Usu Caldera



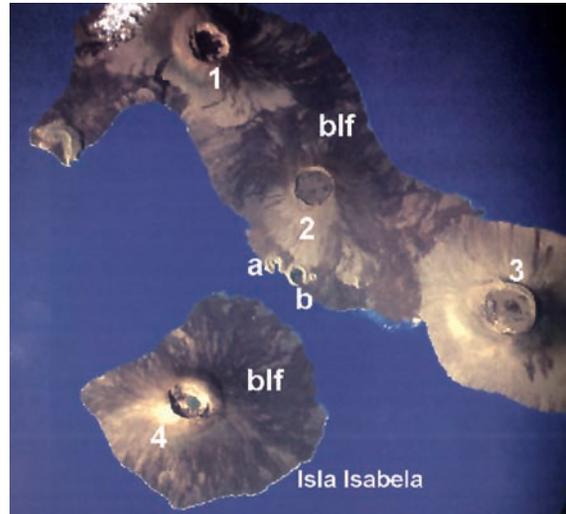
Mount Usu Volcano (Caldera with Lake Toyo), Hokkaido, Japan. ASTER Image (Terra Satellite) This false color infrared image of Mt. Usu Volcano is dominated by Lake Toyo, an ancient volcanic caldera. On the south shore is the active Usu Volcano. (www.visibleearth.nasa.gov).

Santorini Caldera



Caldera Santorini (Marine Caldera). NASA Images Image Globe, 2008.

The volcanic edifices' architecture is well rendered by spatial images



They allow as well a geomorphological mapping of the cones, of the craters and of the hydroerosion relief. The volcanoes of the Galapagos Islands (taken from *Orbite, Les astronautes de la NASA photographient la Terre*, Editions Minerva, 1997; Jay Apt, Michael Helfert, Justin Wilkinson, National Geographic Society). On can observe: main volcanic cones and craters (1, 2, 3, 4); secondary volcanic cones and craters (2 a, 2 b); basaltic lava flows (blf) The astronauts on board the spaceships Gemini (the 60's), Apollo (the 60's), Strylab (1973-1974), Endeavour (1994) used high-tech photo cameras: Hasselblad (with a 70mm objective lens), Linhof Aero Technika (250-90), Nikon F4 (35-55) and very sensitive films: Kodak Ektachrome 64, Fuji. The digitization following film scanning took place at Johnson Spatial Center (Texas, USA).

MONITORING OF VOLCANIC ACTIVITIES

Detecting the signs forecasting an eruptive phase

DETECTING THE DEFORMATIONS OF THE TOPOGRAPHIC SURFACE OF THE VOLCANIC EDIFICE USING SAR, INSAR AND DIFSAR TECHNIQUES

The use of radars in remote sensing allowed for the development of SAR (Synthetic Aperture Radar), InSAR (Interferometric SAR) and DIFSAR (Differential SAR) techniques, which produce better quality information.

The measurements taken from spatial platforms using radars concern the modifications that affect the

configuration of the topographic surface during the period prior to a volcanic eruption. Thus, the ERS-1 (1992) and ERS-2 (2000) recordings highlight superficial deformations in the Vesuvium – Somma volcanic complex. The technique applied is differential SAR interferometry (DIFSAR). The results show that the volcano is affected by a subsidence phenomenon concentrated in the central cone (which is the Vesuvium itself) and at the basis of the Somma edifice. The subsidence rate has been of -0,6 to -0,8 cm/year, which means a cumulated value of about -5 cm for the period of observation 1992-2000 (Lanari, R. *et al.*, 2003). These data, together with the geophysical outdoors measurements indicate a volcanic eruption in the near future. (www.eurimage.com).



Vesuvium ERS 1 - SAR.

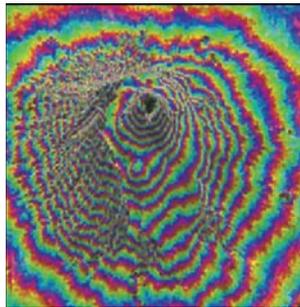
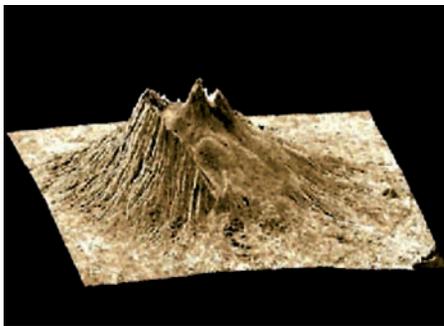


Image Interferogram.



Digital Elevation Model. (www.eurimage.com).

DETECTING THERMAL EMISSIVITY MODIFICATIONS IN THE VOLCANIC AREA / THERMAL ANOMALY PERSISTENT OR TRANSIENT

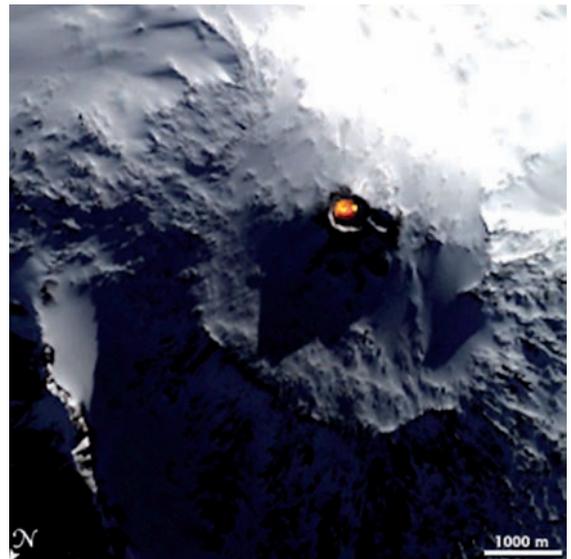
It is possible to detect the thermal anomalies by remote sensing and by combining the thermal images and radar images.

- Thermal + VIS.
- Thermal + Radar (3D) (ASTER).

Volcanic eruptions monitorin

The monitoring of volcanic eruption viewed:

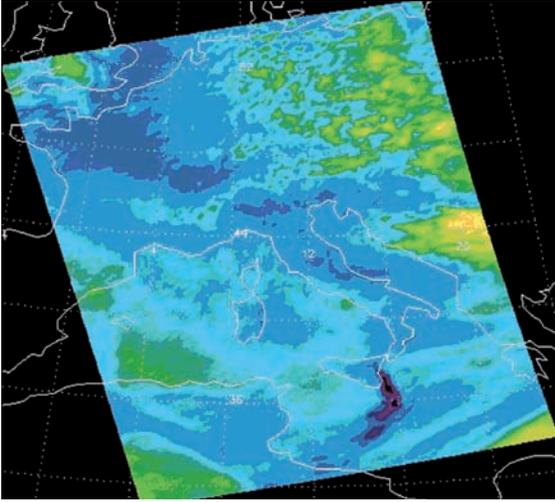
- Lava temperature in the crater and in the streaking flows on the cone / hotspots from lava flow (VIR).



Erebus Volcano (www.visibleearth.nasa.gov).

On 7 May 2004, NASA EO-1 (Earth Observing-1) satellite detected heat emission from Erebus Volcano lava lake. The satellite has been reprogrammed automatically to obtain more observations. This image combines nighttime thermal data (yellow and orange) of Erebus's lava lake with a photo-like image of the volcano.

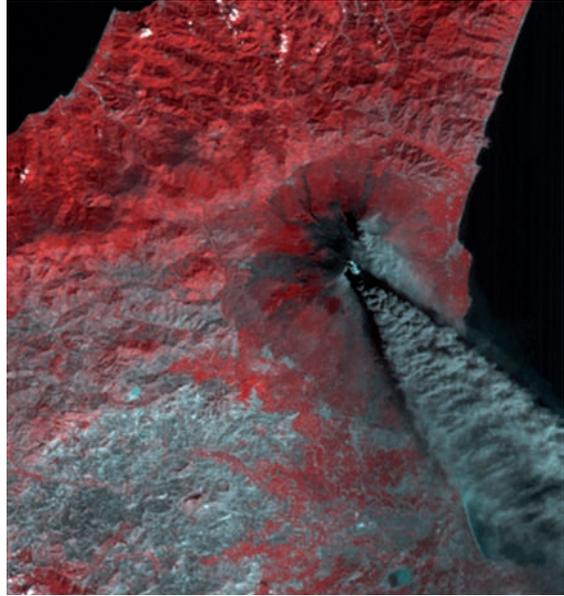
- Ash and gas clouds: masses and composition (water vapors, SO₂, CO₂)/ ash clouds (VSH) / volcanic ash plumes.



Etna (eruption: October 26, 2002) (www.visibleearth.nasa.gov).

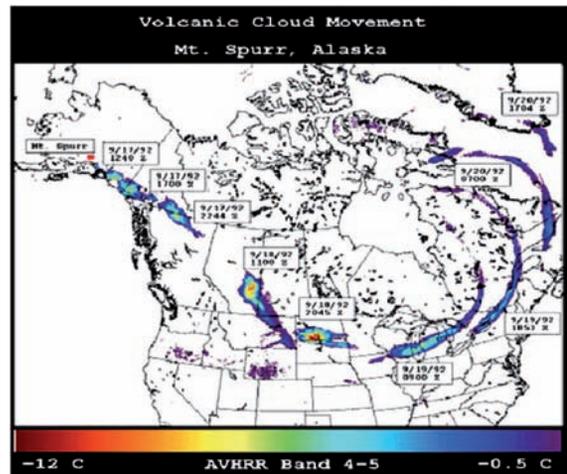
The Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) instrument on the NASA Aqua spacecraft (October 25, 2002) provides an excellent means to study the evolution of the structure of the sulphur dioxide (SO₂) plume emitted from volcanoes. These data also demonstrate that AIRS can be used to obtain the total mass of SO₂ injected into the atmosphere during a volcanic event (SO₂ plume in shades of purple and black). Both AIRS channels are sensitive to water vapor, but one of the channels is also sensitive to SO₂.

- Transport and dispersion of volcanic ash (altitude, direction, speed, affected geographical area).



Etna (eruption, 26 October 2002) (www.visibleearth.nasa.gov).

In the false color image (October 30, 2002) combining channels 4 NIR and 3 Red of the WIFS (IRS-1D satellite), the smoke and dust thrown into the atmosphere are clearly visible. One can notice the ash dispersion in the central and in a secondary crater.



Ash movement generated by Mt. Spurr eruption (Alaska) has been observed by NOAA satellite (AVHRR band 4-5), between 19-20/09/1992 (www.ssd.noaa.gov/VAAC/ARCHIVE/GFX/stma).

- Formulation and transmission of volcanic alerts; volcanic hazard/impact evaluation NOAA Satellite and Information Service comprises services like:
 - Volcanic Ash Advisories (VAA): Current Volcanic Ash Advisories, Post Volcanic Ash Advisory Archives (1999-2006).
 - Volcanic Graphics and Imagery (Volcanic Ash Forecast Transport and Dispersion Model Graphics).

CONCLUSIONS

Active volcanoes present a major risk for the environment and for human settlements.

Their investigation takes place in the global frame system, which included terrestrial stations, photogrammetry and remote sensing.

Remote sensing is an important segment in this system.

The data is used in volcanic risk management in different phases: *eruption prediction and alert, eruption and impact, crisis management*.

REFERENCES

www.visibleearth.nasa.gov
www.ssd.noaa.gov/VAAC/ARCHIVE/GFX/stma
www.eurimage.com
http://www.volcano.si.edu/world/find_regions.cfm
www.maps.yahoo.com

RESEARCHES CONCERNING THE ANDOSOLS FROM THE ROMANIAN CARPATHIANS

Stefan Ispas

Valahia University from Târgovite, Romania

ABSTRACT

Most of the andosols in Romanian are spread in the volcanic mountains in The Eastern Carpathians. The volcanic eruptions occurred in the neogene. The volcanic relief, mostly destroyed by erosion, still has volcanic cones, craters and plateaus.

The spreading of the andosols in the volcanic mountains in Romania is very discontinuous; they prevail between the heights of 1.300-1.400 m.

The pedogenetic factors, especially the rock and the climate, determined the formation of a short soil profile (usually less than 70-80 cm), that frequently presents a skeleton, sometimes even from the surface. The type of the morphology of the soil profile is: Au - A/R - R.

The soil has the next properties: the pH in the NaF does not decrease under 10,1; a high capacity of water-holding, and the permeability and the air porosity are very well; the apparent density is less than 0,85 g/cm³; a very big total capacity of cationic exchange, often over 100 me / 100 g soil.

Depending on the environmental conditions in which they develop, the andosols have a series of morphological characteristics and physical-chemical properties, which allowed the separation of the following subtypes: dystric, eutric, umbric, mollic, cambic, lithic and histric.

Keywords: andisols, andosols, mountains volcanics, amorphous material, apparent density, humus.

RESUMEN

La mayoría de los Andosoles, en Rumanía, se distribuyen en el macizo volcánico de los Cárpatos orientales. Las erupciones volcánicas ocurrieron en el Neógeno. El relieve volcánico se encuentra, en su mayoría, muy afectado por la erosión, todavía se conservan conos volcánicos, cráteres y mesetas.

La difusión de la Andosoles en las montañas volcánicas en Rumania es muy discontinua, prevaleciendo entre las alturas de 1.300-1.400 m.

Los factores pedogenéticos, especialmente la roca y el clima, determinan la formación de un pequeño perfil del suelo (por lo general menos de 70-80 cm), que con frecuencia se presenta como un suelo esquelético, a veces incluso en superficie. El tipo de la morfología del perfil del suelo es: Au - A / R - R.

El suelo tiene la siguiente propiedades: el pH en NaF nunca está por debajo de 10,1; una alta capacidad de retención de agua, buena permeabilidad, porosidad y aireación la densidad aparente es inferior a 0,85 g / cm³, una gran capacidad total de intercambio catiónico, a menudo más de 100 mi / 100 g suelo.

Dependiendo de las condiciones ambientales en que se desarrollan, los Andosoles tienen una serie de características morfológicas y físico-químicas, que permiten la separación de los siguientes subtipos: dísticos, eútricos, úmbricos, mólicos, cambicos, líticos y histricos.

Palabras clave: andisoles, andosoles, macizo volcánico, amorfo material, densidad aparente, humus.

INTRODUCTION

The andosols were studied and named for the first time in Japan in 1947 and introduced in 1968 in the list of soils of FAO. In the American classification (USDA Soil Taxonomy, 1999), they form the andisols class.

In the Romanian Soil Taxonomy System (SRTS), 2003, the andosols are included in the andisols class and are defined as soils characterized by the prevailing of the amorphous material in a horizon of at least 30 cm, starting from the first 25 cm from the surface.

Spreading. Most of the andosols in Romania are spread in the volcanic mountains in The Eastern Carpathians: Gutâi, Bible, Bârgu, Climani, Gurghiu and Harghita. They can also be met in much more limited areas in The Western Carpathians, in Vldeasa Massif from The Apuseni Mountains.

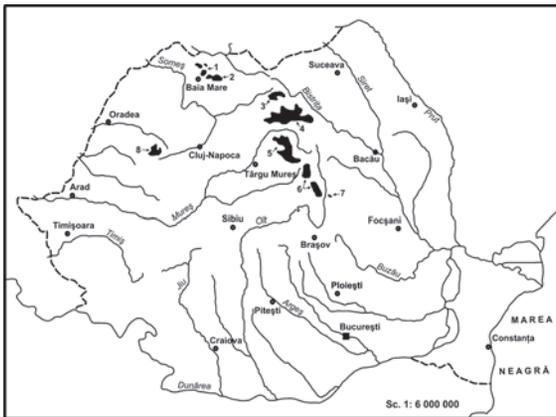


Figura 1. The spreading areas of the andosols in Romania.

The Eastern Carpathians: 1.- Gutâi Mountains; 2.- Bible Mountains; 3.- Bârgu Mountains; 4.- Climani Mountains; 5.- Gurghiu Mountains; 6.- Harghita Mountains; 7.- Ciomadu Mountain.

The Western Carpathians: 8.-Vldeasa Mountains Gutâi, Bible, Bârgu, Climani, Gurghiu and Harghita Mountains are situated in the western side of The Eastern

Carpathians and represent the longest, and the most complex volcanic mountain range in Romania and also in Europe. The volcanic eruptions occurred in the neogene and spread from North to South. According to some research (Schreiber, 1994) done in the Southern side of the volcanic range (Harghita Ciomadu), the last volcanic eruptions were prolonged until the middle pleistocene.

The heights of these mountains basically vary between 1.400 and 1.800 m. Only Climani Mountains, that reach 2.100 m, have an alpine character.

The volcanic relief, mostly destroyed by erosion, still has volcanic cones, craters and plateaus. In the Southern extremity of the volcanic range, in the crater of Ciomadu cone (1.301 m), which was better maintained, there is a lake, called St. Ana, the only volcanic lake in Romania. The necks appear from place to place, because of the bigger resistance of the rocks to erosion.



Figura 2. Volcanic cone in Ciomadu eruptive complex. (The South-Eastern extremity of the volcanic area in The Eastern Carpathians).

Neogene volcanic eruptions also occurred in the Northern side of The Western Carpathians, in the Apuseni Mountains, but these eruptions had a much more limited proportion; that's why the andosols are met in restricted areas in Vldeasa Massif.

The spreading of the andosols in the volcanic mountains in Romania is very discontinuous; they prevail between the heights of 1.000 and 1.300-1.400 m. At lower

heights, andosols mix with the andic subtypes of the cambisols (Rânoveanu, 2001), and at higher heights they change into spodosols. We must underline that in The Romanian Soil Taxonomy System (2003), there are not different andic subtypes for the soils from the spodosols class at the superior limit.



Figura 3. The crater of Ciomadu cone and St. Ana volcanic lake.

CONDITIONS AND PROCESSES OF FORMATION

The formation of the andosols in Romania is connected with the existence of the precursor materials resulted from the weathering of the effusive eruptive rocks (especially andesites and pyroclastic rocks), which are very frequent in the area of the volcanic mountains in The Eastern Carpathians. The chemical composition of andesites consists in silicon (50-64%), aluminium (16-24%), iron, calcium, magnesium, sodium, etc. Most of the andesites are oversaturated with SiO_2 and Al_2O_3 . The presence of volcanic glass and feldspars in the mass of the rock, as well as the presence of silicon and aluminium, determines the pedogenetic process of andosolization, specific to the soils formed on the volcanic rocks (Prepelic, 1991).

The very discontinuous relief, specific to the mountain areas, is dominated by the slopes of the volcanic cones, which have different inclinations and aspects.

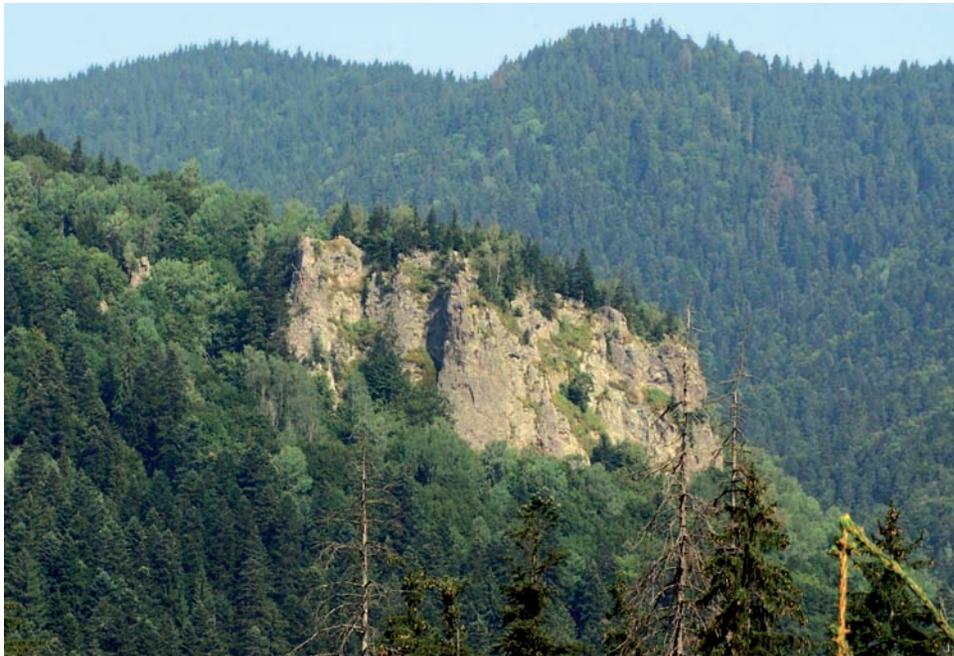


Figura 4. Neck in the Southern side of Harghita Mountains.

The climate is moderate–continental, strongly influenced by the relief and the oceanic masses from West and is wet (medium annual precipitations of 900-1.200 mm) and cold (medium annual temperatures of 2-6°C). The ground water does not have an influence in the formation of andosols.

The vegetation is represented by beech forests, better represented on the Western versants of the volcanic mountains. The mixed forests (beech and conifers) reach 1.200 m; above this altitude, the conifer forests prevail. Within the secondary meadows, we notice different grassy associations, consisting in: *Agrostis tenuis*, *Festuca rubra*, *Deschamsia caespitosa*, *Nardus stricta*, *Calamagrostis arundinacea*, *Vaccinium myrtillus* etc.

Because of the specific rocks from which they are formed (un-crystallized or partially crystallized magmatic effusive rocks), clayey minerals do not result any more after the weathering; amorphous colloidal materials, such as allophanes and imogolite, result after the weathering; they will prevail, at least in one of the horizons of the soil profile, that becomes an andic horizon. These materials bring to the soil a series of features, such as: high capacity of cationic and anionic exchange, very high water-holding capacity, low apparent density etc.; these features sustain vegetation development.

The organic debris issued from woody or grassy vegetation slowly decomposes in conditions of cold and wet climate, resulting a humus that is dominated by fulvic acids.

The amorphous material adsorbs the fulvic acids and forms complex compounds with a high stability. As a result, the mineralization or the migration of the organic compounds from these complexes is much reduced, which determines humus accumulation in a big quantity.

The cold and wet climate determines the depletion of bases and the strong acidity of the soil profile. Ana Conea and Ghinea (1974) consider that humidity interferes in a more active way than temperature in a cryic temperature regime in the modification of some features of the andosols.

The structure of the profile. The pedogenetic factors, especially the rock and the climate, determined the formation of a short soil profile (usually less than 70-80 cm), that frequently presents a skeleton, sometimes even from the surface. The type of the morphology of the soil profile is: Au - A/R - R.

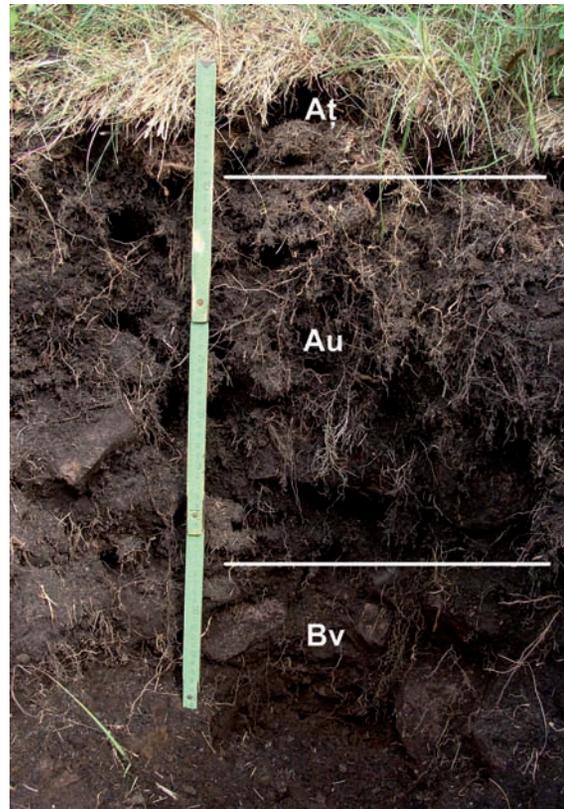


Figure 5. Andosol profile in Harghita Mountains.

The superior horizon is more than 20-25 cm thick (Au) or less than 20 cm thick (Ao), has a dark colour and presents grainy and friable aggregates. The superior horizon can very seldom be represented by an Am. Within the soils that lie under the forest vegetation, there usually is an organic horizon (O) over horizon A, in which vegetal debris, which are changing into humus, are accumulated. For the soils that lie under the grassy vegetation, a fallow horizon (Ac) is specific over horizon A.

Horizon A is followed by an intermediate horizon, usually A/R, of 20-30 cm thick, having colours specific to a dark horizon, at least in the superior side. A Bv horizon appears instead of A/R horizon on less inclined surfaces in more favourable conditions for the soil formation process.

The precursor rock R (andesites or pyroclastic rocks, more or less weathered) generally appears at the basis of the soil profile.

Properties. Intermediate to coarse texture, not varying depending on the profile; unstructured or grainy aggregates very weakly developed, very easily friable; pressing

the soil material, one can notice the greasy touch and the tixotropic character.

After the research done by Prepelic (1991), the allophanes contents can vary between 7 and 45%; the highest values were registered in the inferior side of horizon A and in horizon B.

Dorothea Edelstein-Heller and her co-workers (1974) mention that a content of allophanes between 18 and 23% is enough, in the bioclimatic conditions of The Eastern Carpathians, to offer an andic character to the soil. At this content of allophanes, the pH in the NaF does not decrease under 10,1.

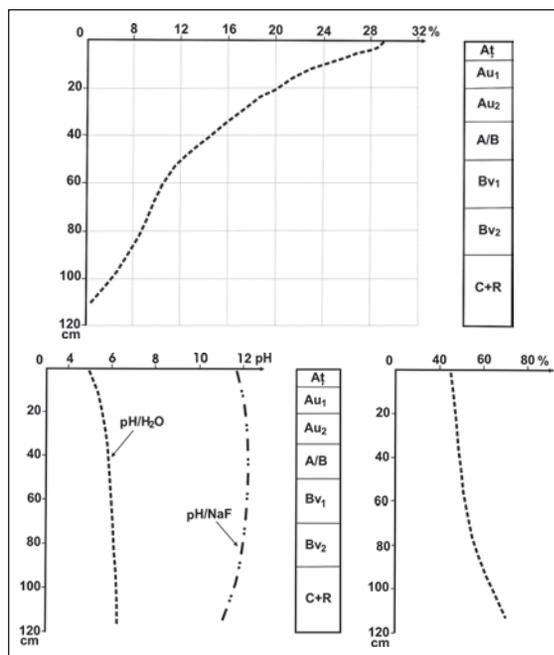


Figura 6.

The graphical representation of some physical and chemical features of the cambic Andosol (profile 14 – Piatra Fântânele, Bârgu Mountains), presented at the XVI-th National Conference for The Soil Science, Suceava, August, 23-rd 28-th, 2000.

- The texture
- The apparent density
- The reaction of the soil solution
- The degree of base saturation
- The humus content

Because of the presence of the amorphous material, the soil has a high capacity of water-holding, and the per-

meability and the air porosity are very well; the apparent density is less than 0,85 g/cm.

The humus content is excessively high (sometimes over 15-20%) and it is, mostly, of oligotrophic mull type.

The very little dimensions of the mineral particles determine a very big total capacity of cationic exchange, often over 100 me / 100 g soil.

There is a very high acidity in horizon A (pH in the water=4) and a weakly-moderate acidity at the basis of the soil profile (pH in the water=5,0-6,8). Generally, the more acid the soil reaction is, the more the soil profile is situated at the superior side of the area of andosols spreading.

After the saturation degree in bases, these soils are included in the category of the oligomesobasic-oligobasic soils (V under 50%). The high depletion of bases of these soils formed on neutral precursor rocks is determined by the high leaching of the soil profile in the conditions of the percolative moisture regim specific to the area. The intense bioaccumulation in horizon A determines higher values of the saturation degree in the bases at the level of this horizon.

The reduced content of exchangeable Al (0,4-4,0 me) is characteristic to the andosols. The active Al (extracted in oxalate) registers maximum values in horizons A/B and Bv (1,3-4,0%), and the Al connected to the organic matter (complexate) is maximum in horizon A (1,0-2,0%). Prepelic- *et al.* (1986, 1991) noticed a strong dependence of phosphate retention depending on the content in Al oxalate. Thus, at values higher than 1,5% of Al oxalate, until maximum values of about 4%, the phosphate retention slowly increases, reaching values of 95-100%.

Because of the acid, wet and cool environment, the microbiologic activity is reduced, and the nutritive substances can not be released from the organic reserve of the soil.

Subtypes. Depending on the environmental conditions in which they develop, the andosols have a series of morphological characteristics and physical-chemical properties, which allowed the separation of the following subtypes (SRTS, 2003):

- The dystric andosols present a saturation degree in bases lower than 53%, at least in the horizon from surface, as a result of the very acid precursor materials on which they were formed. The soil profile: Au- A/R -R (C).
- The eutric andosols present a saturation degree in bases higher than 53%, at least in the horizon from surface, and the horizons: Au or Ao-A/R-R (C) can be separated in the structure of the soil profile.

It is more difficult to recognize the dystric or eutric andosols in the field; this is realized only after effectuating the chemical analyses.

- The umbric andosols were formed at higher altitudes, generally over 1.200 meters, in conditions of colder and wetter climate, which favours the formation of horizon Au. The type of the profile morphology is: Au-A/R-R (C).
- The mollic andosols present a horizon Am and they were formed on the precursor materials resulted after the weathering of the magmatic rocks with basic character (basalts). They are spread at lower altitudes (1.000-1.200 meters) and, because of the more qualitative humus, they represent the most fertile subtype of the andosols. The soil profile is formed from the following succession of horizons: Am-A/R -R (C).
- The cambic andosols are the most spread and they are characteristic for the slopes with a more reduced inclination; in this situation, the soil formation is produced on a bigger depth, which sustains the formation of horizon Bv. As a result, the soil profile is a little deeper than in the case of other subtypes and it is formed from horizons:
Au or Ao-Bv-or R (C)
- The lithic andosols have a short profile, inside which the precursor rock appears between 20 and 50 centimetres. These andosols are met on the more inclined slopes and they associate with the skeleton-like andosols and even with lithosols. The type of the soil profile is: Au or Ao-AR-R.

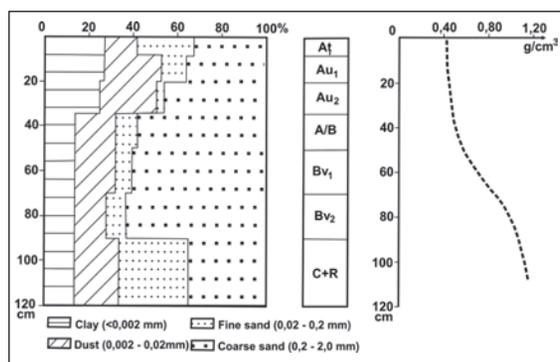


Figura 7.

The graphical representation of some physical and chemical features of the cambic Andosol (profile 14–Piatra Fântânele, Bârgu Mountains), presented at the XVI-th National Conference for The Soil Science, Suceava, August, 23-rd - 28-th, 2000.

- The texture
- The apparent density
- The reaction of the soil solution
- The degree of base saturation
- The humus content

Because of the presence of the amorphous material, the soil has a high capacity of water–holding, and the permeability and the air porosity are very well; the apparent density is less than 0,85 g/cm.

The humus content is excessively high (sometimes over 15-20%) and it is, mostly, of oligotrophic mull type.

The very little dimensions of the mineral particles determine a very big total capacity of cationic exchange, often over 100 me/100 g soil.

There is a very high acidity in horizon A (pH in the water = 4) and a weakly–moderate acidity at the basis of the soil profile (pH in the water = 5,0-6,8). Generally, the more acid the soil reaction is, the more the soil profile is situated at the superior side of the area of andosols spreading.

After the saturation degree in bases, these soils are included in the category of the oligomesobasic–oligobasic soils (V under 50%). The high depletion of bases of these soils formed on neutral precursor rocks is determined by the high leaching of the soil profile in the conditions of the percolative moisture regim specific to the area. The intense bioaccumulation in horizon A determines higher values of the saturation degree in the bases at the level of this horizon.

The reduced content of exchangeable Al (0,4-4,0 me) is characteristic to the andosols. The active Al (extracted in oxalate) registers maximum values in horizons A/B and Bv (1,3 - 4,0%), and the Al connected to the organic matter (complexate) is maximum in horizon A (1,0-2,0%). Prepeliță *et al.* (1986, 1991) noticed a strong dependence of phosphate retention depending on the content in Al oxalate. Thus, at values higher than 1,5% of Al oxalate, until maximum values of about 4%, the phosphate retention slowly increases, reaching values of 95-100%.

Because of the acid, wet and cool environment, the microbiologic activity is reduced, and the nutritive substances can not be released from the organic reserve of the soil.

Subtypes. Depending on the environmental conditions in which they develop, the andosols have a series of morphological characteristics and physical–chemical

properties, which allowed the separation of the following subtypes (SRTS, 2003):

- The dystric andosols present a saturation degree in bases lower than 53%, at least in the horizon from surface, as a result of the very acid precursor materials on which they were formed. The soil profile: Au-A/R-R (C).
- The eutric andosols present a saturation degree in bases higher than 53%, at least in the horizon from surface, and the horizons: Au or Ao-A/R-R (C) can be separated in the structure of the soil profile.

It is more difficult to recognize the dystric or eutric andosols in the field; this is realized only after effectuating the chemical analyses.

- The umbric andosols were formed at higher altitudes, generally over 1.200 meters, in conditions of colder and wetter climate, which favours the formation of horizon Au. The type of the profile morphology is: Au- A/R-R (C).
- The mollic andosols present a horizon Am and they were formed on the precursor materials resulted after the weathering of the magmatic rocks with basic character (basalts). They are spread at lower altitudes (1.000-1.200 meters) and, because of the more qualitative humus, they represent the most fertile subtype of the andosols. The soil profile is formed from the following succession of horizons: Am-A/R-R (C).
- The cambic andosols are the most spread and they are characteristic for the slopes with a more reduced inclination; in this situation, the soil formation is produced on a bigger depth, which sustains the formation of horizon Bv. As a result, the soil profile is a little deeper than in the case of other subtypes and it is formed from horizons:

Au or Ao-Bv-or R (C)

- The lithic andosols have a short profile, inside which the precursor rock appears between 20 and 50 centimetres. These andosols are met on the more inclined slopes and they associate with the skeleton-like andosols and even with lithosols. The type of the soil profile is: Au or Ao-AR-R.
- The skeleton-like andosols have over 75% skeleton on the soil profile which, depending on the environmental conditions, can present the following succession of horizons: Au or Ao-AR or Bv-R.
- The histic andosols have horizon O or T at the surface, whose thickness can vary between 20 and 50 centimetres. As a result, the type of the soil profile can be: O or T-Au-AR-R (C).

Fertility and use. The andosols are considered soils with a good fertility for the forest vegetation. As a direct consequence, some of the most representative coniferous forests in Romania are met in the area of the volcanic mountains in The Eastern Carpathians. Frequent tree-falls are produced because of the soil friability, as well as because of the strong winds. These soils are also used with good results as natural pastures and hay-fields. The relief and the climate do not allow other agricultural uses.



Figura 8. Forest of spruce fir with falling trees by the wind.

These soils can be improved by applying liming materials (they are acid soils), organic and mineral fertilizers (especially phosphorus, taking into account that the phosphorus in the soil is blocked by the hydrated oxydes of iron and aluminium). In some situations, it is necessary to take some measures to prevent the degradation of the soil because of the erosion processes.

REFERENCES

- Conea, Ana, Ghinea, P. (1974): "Soluri formate pe roci vulcanice (Soils formed on volcanic rocks)", Anal. I.S.C.P., vol XL, Bucureti.
- Dorothea Edelstein–Heller, Ruxandra Atanasescu, Elena Stoica, Letitia Țigănaș, Maria Constantinescu, Constandina Nedelcu i Erna Călinescu, (1974): "Caracterizarea chimica unor soluri formate pe materiale vulcanice din Carpacii Orientali (The chemical characterization of some soils formed on volcanic materials in The Eastern Carpathians)", Anal. I.S.C.P., vol XL, Bucureti.
- Florea, N., Munteanu, I. (2003): *Sistemul Român de Taxonomie a Solurilor (The Romanian Soil Taxonomy System)*, Ed. Estfalia, Bucureti.
- Prepeliță, V., Florea, N., Lucia Vlad, Adriana Grigorescu, (1986): "Asupra criteriilor de diagnostic ale andosolurilor i solurilor andice din Muncii Carpaci (About the diagnosis criteria of the andosols and andic soils in The Carpathians)". Anal. ICPA, vol. XLVII, Bucureti.
- Prepeliță, V. (1991): *Contribucii la cunoaterea solurilor din Muncii Harghita, în vederea valorificrii optime a potencialului lor productiv (Contributions at the knowledge of the soils in Harghita Mountains, with the goal of the optim valorification of their productive potential)* (Rezumatul tezei de doctorat), Universitatea Transilvania din Brasov.
- Rânoveanu, I. (2001): "Regionarea pedogeoclimatic_ a Muncilor Climani Gurghiu Harghita (The pedogeographical distribution of Climani, Gurghiu, Harghita Mountain)". Lucrurile celei de a XVI-a Conf. naț. șt. sol., vol. II, nr. 30B, Secc. V, Geneza, clasificarea i cartografierea solurilor, Edit. Univ. Al. I. Cuza, Iai.
- Rânoveanu I., Rducu Daniela, Lupacu Gh., (2000): "Caracterizarea profilelor de sol, Profil nr.14 Piatra Fântânele, Andosol cambic (The characterization of the soil profiles, Profile no.14 Piatra Fântânele, Cambic andosol)", în Ghidul excursiilor celei de a XVI-a Conf. nac. t. sol., Suceava 23-28 august.
- Rusu, E. (1999): "Muncii Bârgului, studiu fizico-geografic (The Bârgului Mountains, physical geographic study)" Edit. Univ. A.I. Cuza, Iai.
- Schreiber, W. E. (1994): "Muncii Harghita. Studiu geomorfologic (The Harghita Mountains. Geomorphological Study)", Edit. Academiei Române, Bucureti.



La lava corta la carretera. Fotografía de A. Benítez Tugores. Gentileza de: Fondo de Fotografía Histórica (FEDAC).

“Como el brazo de lava avanzaba ladera abajo hacia el mar, era claro que, a menos que se detuviera, cortaría la carretera asfaltada que nos unía con el sur y el lado Este de la Isla, donde está la capital. Y no se detuvo sino que avanzaba en dirección a Las Manchas, un barrio de El Paso. Para el momento en que estaba a pocos metros de la carretera, autoridades del lado Oeste y del lado Este se despidieron con un apretón de manos, y a los pocos minutos el brazo de lava pasó sobre la carretera y nos dejó por años sin esa vía”.

Relato de Carlos M. Padrón, vecino de Las Manchas y testigo de la erupción del volcán de San Juan.

CONTRIBUCIONES

Reducción del riesgo volcánico /271.

Grupo de volcanología del Instituto Geográfico Nacional.

Sistema de vigilancia volcánica del IGN en tiempo real, y campañas de densificación de datos /275.

Grupo de volcanología del Instituto Geográfico Nacional.

Instituto Volcanológico de Canarias: una apuesta urgente e inaplazable de la sociedad española para contribuir a la reducción del riesgo volcánico y al desarrollo de la investigación volcanológica en España /279.

Nemesio M. Pérez, Juan Acosta, Susana Briz, Ramón Capote, Juan Jesús Coello, Emilio Custodio, Antonio Eff-Darwich, Mercedes Ferrer, Luis García, Elena González, Luis González, Pedro A. Hernández, Jesús Ibáñez, Marceliano Lago, Santiago Leguey, José López, Eduardo Martínez de Pisón, Modesto Montoto, Mercedes Peinado, José A. Rodríguez, Carmen Romero, Antonio Santana, Carmen Solana, Luis Suárez.

Canarias, una ventana volcánica en el Atlántico: un programa educativo para contribuir a la reducción del riesgo volcánico en Canarias /283.

Fátima Rodríguez, David Calvo, Rayco Marrero, Gladys Melián, Eleazar Padrón, Dacil Nolasco, José Barrancos, Germán Padilla, Marga Díaz, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez.

Emisión de H₂O, CO₂, SO₂, H₂S y HCl por el volcán Masaya, Nicaragua /287.

Susana Briz, José Barrancos, Inés Fernández, Guillermo Santana, Nemesio Pérez, Pedro Hernández y Wilfried Strauch.

Programa geoquímico del ITER para la vigilancia volcánica en Canarias /291.

Pedro A. Hernández, Eleazar Padrón, Nemesio M. Pérez, Gladys Melián, Dácil Nolasco, Rayco Marrero, José Barrancos, Germán Padilla, David Calvo, Fátima Rodríguez y Margarita Díaz.

Medidas de emisión de gases por sensores ópticos remotos en el volcán Teide, Tenerife /297.

José Barrancos, Konradin Weber, José I. Roselló, Eleazar Padrón, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez.

Emisión difusa de CO₂ por el lago volcánico Laacher See, Alemania /301.

Pedro A. Hernández, Nemesio Pérez, Konradin Weber, Christian Fischer, Kai Bothe, Michael Laue, Rainer Mebus, Hirochika Sumino, Gladys Melián, Eleazar Padrón.

Implementation of a temperature monitoring network as a tool for geo-dynamical studies in the Canary Islands, Spain /307.

Antonio Eff-Darwich, Pedro Hernández, Eleazar Padrón, Rayco Marrero, Nemesio Pérez.

The effect of seismic activity on high angular resolution astronomy: site testing for the future European Extremely Large Telescope E-ELT /311.

Antonio Eff-Darwich, Begoña García-Lorenzo, Luciana Bonatto, Luis E. Hernández-Gutierrez, Ronaldo Viñas, José A. Rodríguez-Losada, Luis González de Vallejo, Casiana Muñoz-Tuñón.

Portal web AVCAN.ORG: Una ventana informativa sobre la actividad volcánica en Canarias /317.

Víctor Tapia, Fernando Raja.

Grupo de volcanología del Instituto Geográfico Nacional (IGN)

RESUMEN

El objetivo fundamental de cualquier estudio de riesgo es la mitigación o reducción del mismo. Para lograr medidas efectivas de mitigación del riesgo volcánico, tanto a medio/largo plazo como a corto plazo (en situación de crisis) deben realizarse avances en distintos ámbitos tanto del conocimiento científico como del desarrollo tecnológico. En general, puede decirse que estos avances deben centrarse en tres aspectos fundamentales: (a) investigación, (b) pronóstico y (c) actuación.

Palabras clave: investigación, pronóstico, educación.

ABSTRACT

The primary goal of any study about risk is its mitigation or reduction. In order to be effective on volcanic risk mitigation, both in the medium / long-term and short-term (in crisis), some progresses in various fields of scientific knowledge and on technological development should be achieved. In general, progress should focus on the following topics: (a) research, (b) forecast and (c) action.

Keywords: research, forecasting, education.

INTRODUCCIÓN

Para conseguir una efectiva mitigación del riesgo volcánico es preciso realizar avances en tres ámbitos principales:

(a) La **investigación** más directamente relacionada con el riesgo volcánico tiene que ver, por una parte, con el conocimiento de la dinámica de los sistemas magmáticos y procesos eruptivos y por otra con los estudios detallados, en cada zona volcánica activa, de su actividad eruptiva re-

ciente. El primer aspecto permite conocer en qué circunstancias se puede desencadenar un determinado proceso eruptivo, mientras que el segundo permite evaluar la probabilidad de ocurrencia de los distintos procesos y, sobre todo, cuantificar sus características principales, de forma que puedan acotarse los parámetros de entrada de los modelos de simulación numérica de procesos eruptivos.

(b) El **pronóstico**, en sentido amplio, debe responder a las preguntas de dónde, cuándo e incluso cómo va a te-

ner lugar la próxima erupción. Para responder a las dos primeras preguntas es evidente que es preciso disponer de datos aportados por las redes multiparamétricas de seguimiento de la actividad volcánica. Además de la información aportada por la sismicidad volcánica, la medida de la deformación y de los gases, cada vez cobran más importancia técnicas como la medida de la deformación por interferometría radar por satélite, variaciones en el campo electromagnético, etc. Pero además de aumentar el número de técnicas usadas para el seguimiento de la actividad volcánica, también se están realizando grandes avances en cómo tratar los datos para generar una alerta temprana. Así, temas muy en boga en la actualidad y, previsiblemente en el futuro, son la elaboración de árboles de probabilidades y teoría de precursores.

Dentro de este apartado de pronóstico se incluyen también los mapas de peligrosidad y escenarios de riesgo, que responden a la cuestión de cómo se desarrolla la erupción. A pesar de la falta de una metodología estándar para la elaboración de los mapas de peligrosidad volcánica, en los últimos años se está poniendo de manifiesto la importancia del uso de los modelos numéricos para la simulación del área afectada por los productos de una erupción de determinadas características. Esto implica que para cada uno de los peligros esperables en un área volcánica activa es preciso disponer de un modelo de simulación numérica de dicho proceso y de una caracterización de la erupción esperable en términos de los parámetros de entrada requeridos por el modelo. Estos mismos modelos de simulación pueden ser empleados para la elaboración de escenarios de riesgo, donde se simulan todos los peligros esperables en una única erupción.

Otro tema de fundamental importancia para el análisis del riesgo volcánico es el estudio de la vulnerabilidad de determinados elementos a distintos peligros volcánicos.

(c) La **actuación** para la mitigación del riesgo comprende tanto medidas a corto plazo como a medio/largo plazo. A corto plazo, las medidas más frecuentes son la evacuación y la intervención activa sobre los productos de la erupción. Las medidas a medio y largo plazo son más variadas, desde estrategias de ordenación del territorio, basadas en los mapas de peligrosidad volcánica de la zona, a la construcción de medidas estructurales de protección frente a flujos o normativas para la reducción de la vulnerabilidad de edificios. Otro aspecto fundamental

de las medidas a medio/largo plazo es la educación de la población, que redundará en la efectividad de todas las medidas mitigadoras a corto plazo.

La actividad principal del Instituto Geográfico Nacional (IGN) dentro de la mitigación del riesgo volcánico, se centra en el seguimiento en tiempo cuasi-real de los diversos indicadores de la actividad volcánica y la elaboración de escenarios y mapas de peligrosidad de los distintos procesos eruptivos esperables.

SEGUIMIENTO DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

En el año 2004 se inició el diseño de la red multiparamétrica de seguimiento de la actividad volcánica de la isla de Tenerife (descrito en otra comunicación del mismo grupo en este volumen).

Gran parte de la información obtenida por la red sísmica se muestra en tiempo cuasi-real en la página web de Volcanología del IGN: (http://www.fomento.es/MFOM/LANG_CASTELLANO/DIRECCIONES_GENERALES/INSTITUTO_GEOGRAFICO/Geofisica/volcanologia/).

La página tiene dos partes principales bien diferenciadas: vigilancia volcánica y volcanismo general, además de un apartado de varios. En la primera parte de vigilancia volcánica se muestran los productos de la Red de Vigilancia Volcánica: información sobre los terremotos localizados ocurridos en las Islas Canarias en los últimos 10 días de magnitud mayor o igual a 1,5, el catálogo y los boletines sísmicos donde se puede realizar una explotación de todos los terremotos, y una sección para visualizar los datos sísmicos en la cual se puede ver los datos de una estación de cada isla, tanto en su forma de onda como su espectrograma, actualizados cada hora. Los datos de estación CCAN (situada en la pared de la caldera de Las Cañadas) pueden visualizarse en tiempo cuasi-real actualizados cada 5 minutos (Fig. 1). Dentro de este bloque también existe un formulario para la petición de datos, y diferentes secciones donde se da información sobre los datos geomagnéticos y geodésicos.

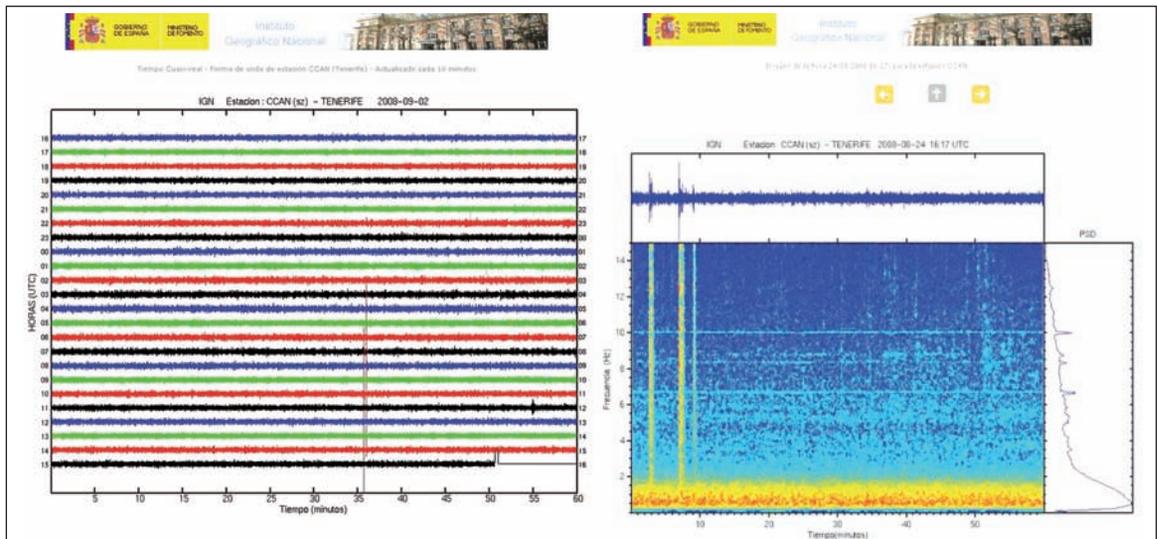


Figura 1. Ejemplos de señales sísmicas: izquierda, forma de onda de la estación CCAN de las últimas 24 horas (02-02-2008) y derecha, espectrograma de una hora de la estación CCAN (24-08-2008 16 GMT).

En la segunda parte de la página se hace una descripción del fenómeno volcánico en general y de las Islas Canarias en particular, dando información sobre las erupciones volcánicas históricas y sobre la peligrosidad y el riesgo volcánico.

MAPAS DE PELIGROSIDAD Y ESCENARIOS DE RIESGO

Un mapa de peligrosidad es aquél que muestra la probabilidad de cada punto del espacio de ser afectado por un determinado fenómeno durante un intervalo temporal determinado. En el caso del riesgo volcánico, puesto que en la mayoría de los casos son múltiples los peligros que deben ser considerados, cada uno de ellos debe ser considerado individualmente.

Para cada peligro esperable es preciso definir el área de posible localización de los futuros centros eruptivos y cuantificar sus características principales.

Con estos datos y un modelo físico apropiado, se realizan múltiples simulaciones numéricas que, combinadas, permiten obtener el mapa de probabilidad final (ver, por ejemplo, en la Fig. 2 (ver página siguiente), un mapa de peligrosidad de caída de cenizas para la isla de Tenerife en el que se han considerado los datos de viento de 1997 a

2007). Este esquema general es válido tanto para mapas de peligrosidad a corto plazo como a medio/largo plazo, con la diferencia de que en el primer caso se tienen en cuenta los datos aportados por el sistema de vigilancia volcánica. Estos datos pueden tanto acotar el área fuente como aportar información acerca de las características de la erupción esperable.

Un escenario de riesgo representa los peligros volcánicos esperables de una erupción determinada, generalmente con un único centro eruptivo (Fig. 3, ver página siguiente). La utilidad principal de los escenarios eruptivos es, en situación de crisis, su uso como ayuda a la toma de decisiones.

En otras situaciones se emplean para el ensayo y análisis cuantitativo de medidas mitigadoras del riesgo tales como evacuaciones o como punto de partida para la evaluación de las pérdidas esperables durante una erupción.

Los conceptos actuales de escenarios y mapas de peligrosidad han pasado de mapas estáticos a mapas dinámicos en continua elaboración, puesto que deben incluir cualquier nuevo dato significativo procedente de estudios de erupciones pasadas y las constantes mejoras en los modelos de simulación numérica empleados para su elaboración.

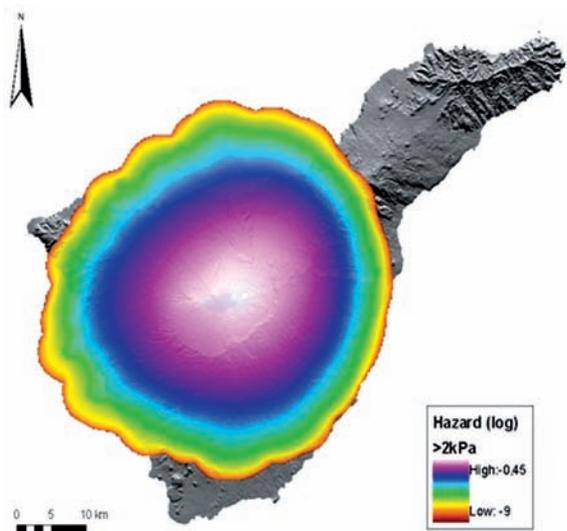


Figura 2. Ejemplo de mapa de peligrosidad de carga de más de 2 kPa de cenizas para una erupción subpliniana semejante a la erupción de Montaña Blanca, con posibles centros de emisión situados en el entorno del complejo Teide–Pico Viejo y datos de viento desde 1997 a 2007.

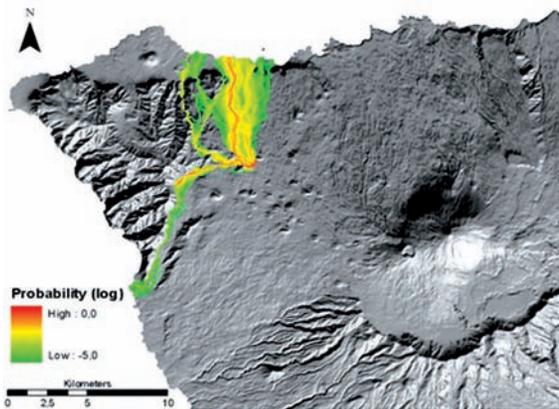


Figura 3. Ejemplo escenario de riesgo para coladas de lavas basálticas con el centro de emisión situado en la dorsal NW-SE.

SISTEMA DE VIGILANCIA VOLCÁNICA DEL IGN EN TIEMPO REAL, Y CAMPAÑAS DE DENSIFICACIÓN DE DATOS

Grupo de volcanología del Instituto Geográfico Nacional (IGN)

RESUMEN

Tras la crisis sismo–volcánica que tuvo lugar en Tenerife en 2004, el IGN asume la responsabilidad de la vigilancia volcánica en España, por su experiencia en la vigilancia geofísica y geodésica. El primer cometido fue el diseño de un sistema de vigilancia volcánica multiparamétrico para la isla de Tenerife, actualmente en proceso de instalación. Este proyecto se extenderá al resto de las islas volcánicamente activas, con las modificaciones necesarias para su adaptación.

Palabras clave: vigilancia, multiparamétrico, tiempo real.

ABSTRACT

After the 2004 Tenerife's seismo–volcanic crisis, responsibility of volcano monitoring in Spain was given to IGN, due to its experience in geophysical and geodetical monitoring. The primary concern was to design a multiparametric volcano monitoring system for Tenerife, nowadays in the process of implantation. This project will be expanded to the rest of the canarian active islands, with pertinent modifications.

Keywords: monitoring, multiparametric, real time.

INTRODUCCIÓN

Tras la crisis sísmica que comenzó en la isla de Tenerife en abril de 2004, y la asunción de la función de vigilancia volcánica del Instituto Geográfico Nacional (Real Decreto 1476/2004 de 18 de junio: La Dirección General del Instituto Geográfico Nacional (IGN) ejerce las siguientes funciones: " la observación, vigilancia y comunicación de la actividad volcánica en el territorio nacional y determinación de los riesgos asociados"), se ha iniciado una nueva línea de trabajo, la Vigilancia y Alerta Volcánica, amplian-

do las labores de los diferentes Servicios de Red Sísmica, Geodesia, Geomagnetismo y Gravimetría, así como del Centro Geofísico de Canarias.

Desde entonces, el IGN ha realizado el diseño de un Sistema de Vigilancia y Alerta Volcánica y está llevando a cabo su implantación, primero en la isla de Tenerife para luego extenderse al resto de las islas volcánicamente activas.

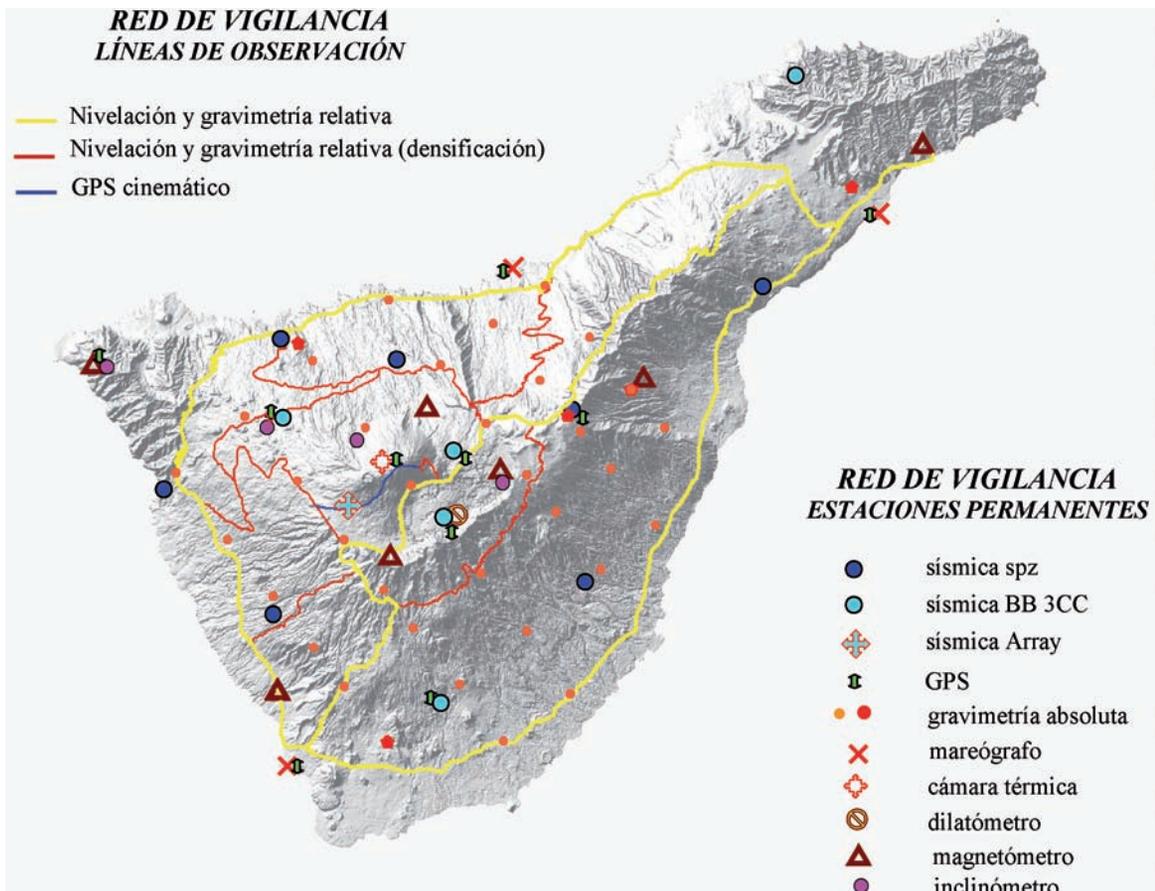


Figura 1. Proyecto inicial de Red de Vigilancia Volcánica para la isla de Tenerife del Instituto Geográfico Nacional.

El Sistema de Vigilancia diseñado está constituido por varios elementos:

- Estaciones geofísicas y geodésicas, tanto de adquisición y tratamiento en tiempo real, como para su despliegue en campañas.
- Sistema de comunicaciones y de procesamiento y análisis de datos que permita realizar un seguimiento continuado de los cambios de los parámetros físicos asociados a la actividad volcánica.
- Sistema de generación de mapas de peligrosidad a corto plazo y de simulación de escenarios posibles.
- Sistema de información y gestión (protocolos de actuación) imprescindibles en la alerta temprana.

Vamos a describir el estado actual de los trabajos de implantación de la red de vigilancia volcánica, tanto de lo ya instalado, como de las actuaciones inmediatas.

ESTACIONES MULTIPARAMÉTRICAS EN TIEMPO REAL EN TENERIFE

Actualmente existen operativas (transmitiendo datos en tiempo real, procesándose y analizándose sus datos por programas automáticos con tiempos de respuesta que permitan la generación de alerta sísmica y volcánica) las siguientes estaciones para cada tipo de red:

- Red Geodésica: 3 mareógrafos y 5 estaciones GPS permanentes.
- Red Sísmica: 3 estaciones de corto periodo y componente vertical, 6 de banda ancha y 3 componentes, de las cuales 3 tienen transmisión VSAT y 3 GPRS.
- Red Geomagnética: se ha complementado el Observatorio de Güímar con transmisión de datos GPRS.

Asimismo, están en proceso de instalación, las nuevas estaciones con diseño multiparamétrico, transmisión y procesamiento en tiempo real:

– LAS CAÑADAS.

1 estación sísmica de banda ancha 3 componentes, la estación sísmica de corto periodo actual de CCAN que servirá de referencia en el tiempo, 1 magnetómetro, 1 estación GPS permanente, 1 dilatómetro.

– GALERÍA DE RÍO DE GUÍA

1 inclinómetro, 1 array sísmico lineal de alta y baja frecuencia, 1 estación GPS permanente.

– FORTALEZA

1 array sísmico de alta frecuencia con 4 estaciones en configuración de estrella, 1 cámara de control visual, 1 estación GPS permanente.

– PICO DEL TEIDE

1 cámara térmica en el IR, 1 estación GPS permanente.

– PARADOR

1 cámara de control visual, 1 estación GPS, 1 gravímetro.

En alguna de estas estaciones se está finalizando el proyecto de obra, tras la obtención de la licencia municipal y calificación territorial correspondiente y en otras sin embargo, se está pendiente todavía de los pertinentes permisos administrativos.

INFRAESTRUCTURA DE OBSERVACIÓN TEMPORAL

Todo sistema de vigilancia volcánica, ha de incluir unas infraestructuras que sirvan de marco a campañas de densificación y a las redes de vigilancia en tiempo real, así como instrumentación para densificación en caso necesario. En el caso de Canarias, el IGN cuenta con:

- 307 Km en la Red de Nivelación de Alta Precisión en Tenerife.
- 150 Km de la Red de Nivelación de Alta Precisión señalizados en la Palma.
- 5 pilares de observación de gravedad absoluta en Tenerife (para medida con el gravímetro FG-5).
- 10 estaciones sísmicas digitales portátiles (banda ampliada, corto periodo, 3 CC).
- 4 sistemas de adquisición digital y transmisión GPRS.
- 2 magnetómetros de protones portátiles.
- 2 gravímetros de medida relativa.
- 1 espectrofotómetro de campo.

DESARROLLO DE CAMPAÑAS

Como apoyo para la interpretación de los datos adquiridos en tiempo real, y ampliación del conocimiento del fenómeno volcánico, se han realizado campañas de adquisición de datos geodésicos y geofísicos en los siguientes campos:

- Microgravimetría.
- Potencial espontáneo.
- Caracterización sísmica de estaciones de densificación.
- Caracterización geológica.

Estas campañas se desarrollan en colaboración con instituciones extranjeras de prestigio en cada una de las técnicas.

OTRAS ACTUACIONES

- Se ha dotado del personal científico-técnico necesario a estos servicios; el IGN obtuvo 18 nuevas plazas de personal laboral, de las cuales 10 plazas corresponden a titulado superior, que se han incorporado en el 2007. Este personal contribuye a la instalación, mantenimiento y análisis de los datos de este sistema de vigilancia volcánica, posibilitando estancias formativas en centros extranjeros de prestigio.
- Dentro del marco del convenio suscrito con el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, el IGN recibe el asesoramiento del CSIC en el diseño, implementación e interpretación de datos de la red de vigilancia volcánica.
- Se ha iniciado un proceso de formación científico-técnica en Volcanología dentro del plan de becas del Ministerio de Fomento.
- Puesta en marcha de dos centros nodales de recepción, análisis y difusión de los datos (Tenerife, Madrid) con iguales capacidades, lo que permitirá redundancia de datos y máxima operatividad de funcionamiento.

El IGN está respondiendo con la máxima responsabilidad y prontitud en el cumplimiento de la importante tarea de ser, en España, el organismo estatal encargado del establecimiento del sistema de vigilancia volcánica y la alerta temprana.

Para ello no ha escatimado esfuerzo ni recursos; en estos momentos la unidad de vigilancia volcánica cuenta

con 23 técnicos cualificados y se han invertido, desde el 2004, más de 2M de euros en su establecimiento.

Si bien sería deseable agilizar alguno de los pasos que se nos imponen en la consecución de nuevos permisos de instalación, en estos momentos no hay duda que existe un sistema de vigilancia volcánica real, operativo, y de 24 horas los 365 días al año, que aunque es más robusto en la isla de Tenerife, se irá extendiendo al resto de las Islas Canarias.

AGRADECIMIENTOS

Queremos expresar nuestro agradecimiento a las siguientes unidades y entidades por su valiosa aportación y colaboración a nuestro trabajo: Red Sísmica Nacional y Sub. Gen. de Aplicaciones Geográficas (IGN), CSIC, Cabildo de Tenerife, Parque Nacional del Teide, INGV, UNAM, CENAPRED, EOST-Estrasburgo, Universidad de La Reunión.

INSTITUTO VOLCANOLÓGICO DE CANARIAS

UNA APUESTA URGENTE E INAPLAZABLE DE LA SOCIEDAD ESPAÑOLA
PARA CONTRIBUIR A LA REDUCCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO
Y AL DESARROLLO DE LA INVESTIGACIÓN VOLCANOLÓGICA EN ESPAÑA

Nemesio M. Pérez¹, Juan Acosta Yepes², Susana Briz Pacheco³, Ramón Capote del Villar⁴, Juan Jesús Coello Bravo⁵, Emilio Custodio Gimena⁶, Antonio Eff-Darwich⁷, Mercedes Ferrer Gijón⁸, Luis García-Cacho⁹, Elena González Cárdenas¹⁰, Luís González de Vallejo⁴, Pedro A. Hernández¹, Jesús Ibáñez Godoy¹¹, Marceliano Lago San José¹², Santiago Leguey Jiménez¹³, José López Ruiz⁹, Eduardo Martínez de Pisón¹³, Modesto Montoto San Miguel¹⁴, Mercedes Peinado Moreno¹⁵, José A. Rodríguez Losada⁷, Carmen Romero Ruiz⁷, Antonio Santana Santana¹⁶, Carmen Solana¹⁷ y Luis Suárez Ordóñez¹⁸

¹ Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

² Instituto Español de Oceanografía (IEO), Madrid

³ Universidad Europea de Madrid (UEM)

⁴ Universidad Complutense de Madrid (UCM)

⁵ Consejo Insular de Aguas de Tenerife

⁶ Universitat Politècnica de Catalunya (UPC) Barcelona

⁷ Universidad de La Laguna (ULL), Tenerife

⁸ Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Madrid

⁹ Museo Nacional de Ciencias Naturales (CSIC), Madrid

¹⁰ Universidad de Castilla–La Mancha (UCLM), Ciudad Real

¹¹ Instituto Andaluz de Geofísica, Universidad de Granada

¹² Universidad de Zaragoza (UNIZAR)

¹³ Universidad Autónoma de Madrid (UAM), Tres Cantos

¹⁴ Universidad de Oviedo (UNIOVI)

¹⁵ Universidad de Salamanca (USAL)

¹⁶ Universidad de Las Palmas de Gran Canaria (ULPGC)

¹⁷ University of Portsmouth, United Kingdom

¹⁸ Ilustre Colegio Oficial de Geólogos (ICOG), Madrid

RESUMEN

El Instituto Volcanológico de Canarias (IVC) será una pieza fundamental de la sociedad Española que contribuirá al desarrollo de la volcanología y la reducción del riesgo volcánico en Canarias; la única zona del territorio nacional expuesta al peligro volcánico según la Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico en España. A pesar de importantes declaraciones unánimes sobre el IVC realizadas por el Senado Español y Parlamento de Canarias, el IVC sigue sin ser una realidad.

Palabras clave: Canarias, riesgo volcánico, IVC.

ABSTRACT

The Instituto Volcanológico de Canarias (IVC) will be tremendously beneficial for the Spanish society since it will contribute to enhance volcanological research in the country and to reduce the volcanic risk in the Canaries; the only region of the Spanish territory exposed to volcanic hazard according the Spanish Civil Protection regulations. Despite important statements unanimous by the Spanish Senate and the Canary Islands Parliament, the IVC is still not a reality.

Keywords: Canary Islands, volcanic hazard, CVI.

INTRODUCCIÓN

La Directriz Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico en España, aprobada por el Consejo de Ministros el 19 enero de 1996 (BOE, 1996), describe y delimita que la única zona del territorio nacional expuesta a la amenaza o el peligro volcánico es la Comunidad Autónoma de Canarias. Evidencias claras de esta realidad es que Canarias es la única parte del territorio nacional que ha experimentado erupciones volcánicas durante los últimos 500 años (Fig. 1) (Romero, 1991, 2000; Araña, 1992; Carracedo *et al.*, 1992); siendo la más reciente la ocurrida en La Palma en 1971. Por lo tanto y a pesar de que Canarias se encuentra expuesta a diversos riesgos naturales, el riesgo volcánico es el riesgo natural bandera de esta Comunidad; es el que nos diferencia del resto del territorio nacional (Sansón Cerrato, 1995).

A pesar de la existencia de esta Directriz Básica desde 1996, la ciudadanía española posee una muy baja percepción del riesgo volcánico en España. Son muchas y diversas las pruebas que evidencian esta realidad (Pérez, 2006 a, 2006 b), pero entre ellas fundamentalmente se podrían enumerar dos: (1) aún no se han elaborado ni el Plan Estatal y ni el Plan Especial de la Comunidad Autónoma Canaria de Emergencias sobre el Riesgo Volcánico requerido desde 1996 por la Directriz Básica, y (2) aún no se ha puesto en marcha el IVC solicitado por numerosos miembros de la comunidad científica Española desde hace muchísimos años (Fernández Navarro, 1911; Fúster *et al.*, 1985; Allard *et al.*, 2005; Pérez, 2006 b; Pérez *et al.*, 2007), y requerido por unanimidad en el Senado y el Parlamento de Canarias a finales de 2005 y principios de 2006, respectivamente, instando al Estado y al Gobierno Autónomo de Canarias a su creación y puesta de forma urgente e inaplazable (BOCG, 2005; BOPC, 2006).

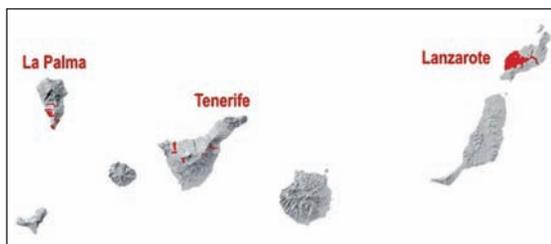


Figura 1. Erupciones volcánicas históricas de Canarias.

DECLARACIÓN UNÁNIME DEL SENADO ESPAÑOL SOBRE EL IVC

La puesta en marcha del IVC, con las funciones descritas en las declaraciones unánimes del Senado Español y Parlamento de Canarias, es una apuesta de la sociedad española con una carga inconmesurable de sentido común y de responsabilidad pública, que además contribuirá a una mayor concienciación de la ciudadanía española sobre el riesgo volcánico así como impulsar la investigación volcanológica en España. La declaración unánime del Senado Español fue la primera declaración institucional de importancia realizada el pasado 2 de noviembre de 2005, y la misma dice lo siguiente:

- 1.- El Senado manifiesta la necesidad de la creación del Instituto Volcanológico de Canarias (IVC) como un ente autónomo participado por todas las Administraciones Públicas con competencia en protección civil ante riesgo volcánico, así como, si lo desean, las Universidades Públicas de Canarias.
- 2.- El Instituto Volcanológico de Canarias (IVC) tendrá funciones en los siguientes ámbitos:
 - a) La elaboración de los mapas de peligrosidad volcánica de Canarias, con la finalidad de realizar una zonificación del territorio en función de la peligrosidad volcánica.

b) El diseño, la operación y el mantenimiento de un programa de vigilancia volcánica multidisciplinar que incluya el uso de técnicas geofísicas, geoquímicas y geodésicas para mejorar la detección e interpretación de señales de alerta temprana sobre futuras crisis volcánicas que pudieran ocurrir en Canarias.

c) La puesta en marcha de un equipo vulcanológico capaz de asumir la gestión científica de las crisis volcánicas que puedan ocurrir en nuestro territorio, y eventualmente en el extranjero, especialmente en aquellos países con los cuales existen fuertes lazos culturales e históricos.

d) La colaboración con los servicios de Protección Civil con la finalidad de optimizar los planes de emergencia ante el riesgo volcánico, y de promover y ejecutar un programa formativo sobre el fenómeno volcánico para los cuerpos de seguridad.

e) La elaboración y ejecución de programas educativos sobre los fenómenos volcánicos destinados a la población escolar, los municipios, etc., en colaboración con las autoridades implicadas (Consejería de Educación, Cultura y Deportes del Gobierno de Canarias, Cabildos Insulares y Ayuntamientos).

f) Además, y se deberán potenciar líneas de investigación y de formación de personal técnico e investigador en esta materia.

3.- La sede del Instituto Vulcanológico de Canarias estará ubicada en Tenerife, con subse-des en las islas con mayor peligrosidad volcánica. Cada una de las administraciones aportará al Instituto Vulcanológico de Canarias los recursos humanos y técnicos, que actualmente destina a dichas funciones.

4.- El IVC es una responsabilidad urgente e inaplazable, que ha de entrar en funcionamiento cuanto antes.

ACCIONES REALIZADAS PARA LA PUESTA EN MARCHA DEL IVC

Hasta la fecha ninguna de las administraciones ha materializado acciones significativas para cumplimentar las decisiones unánimes del Senado Español y Parlamento de Canarias. La única acción realizada hasta la fecha ha sido la entrega por parte del Gobierno de Canarias de un borrador de los estatutos del IVC a los Cabildos Insulares así como a las Universidades Públicas Canarias. Otras instituciones como la Federación Canaria de Municipios (FECAM) han solicitado, mediante escritos remitidos a

ambas administraciones, la materialización de las decisiones unánimes sobre el IVC realizadas en el Senado y Parlamento de Canarias. Diversos miembros de la comunidad científica hemos reiterado públicamente su necesidad, y recientemente los autores de este artículo hemos remitido una carta a la Ministra de Ciencia e Innovación del Gobierno de España y al Presidente del Gobierno de Canarias solicitando la creación urgente e inaplazable así como proporcionando sugerencias para impulsarlo. Paralelamente a esta solicitud, se ha promovido recientemente un Manifiesto Ciudadano por el IVC que por ahora cuenta con el apoyo de más de 1.500 firmas (<http://www.institutovolcanologicodecanarias.org>) que pronto será remitido a ambas administraciones.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de esta ponencia agradecen al Senado Español y Parlamento de Canarias las declaraciones unánimes sobre el IVC realizadas en ambas cámaras legislativas por su contribución al desarrollo de la investigación vulcanológica y la reducción del riesgo volcánico en España.

REFERENCIAS

- Allard, P. y 115 firmas adicionales de la comunidad científica nacional e internacional (2005): "El Instituto Vulcanológico de Canarias (IVC): una tarea inaplazable". EL DÍA, 1 de diciembre, p. 34, <http://www.eldia.es/2005-12-01/vivir/vivir4.htm>.
- Araña, V. (1992): "El archipiélago Canario". En: Elementos de Vulcanología (Ed. José Luis Diez Gil), Serie de la Casa de los Volcanes, Cabildo Insular de Lanzarote, 2, 223-234.
- BOCG (2005): "Enmienda transaccional de los grupos parlamentarios en el Senado, por la que se insta al Gobierno a la creación del Instituto Vulcanológico de Canarias (IVC)". Boletín Oficial de Las Cortes Generales, Senado, Serie I, No. 345, pp. 5-6. <http://www.senado.es/legis8/publicaciones/pdf/senado/bocg/lo345>. PDF.
- BOE (1996): "Directiva Básica de Planificación de Protección Civil ante el Riesgo Volcánico". Boletín Oficial del Estado, nº 55, 4 de marzo de 1996.
- BOPC (2006): "Proposición No de Ley 6L/PNL-0179 sobre la creación del Instituto Vulcanológico de Canarias (IVC)". Boletín Oficial del Parlamento de Canarias, VI

- Legislatura, nº 65, 8-9, <http://www.parcn.es/pub/bop/6l/2006/065/bo065>. PDF.
- Carracedo, J. C., García, M., Jiménez M. J., Pérez, N.M. (1992): "El riesgo volcánico en España". 1^{er} Congreso Iberoamericano sobre Técnicas Aplicadas a la Gestión de Emergencias sobre Riesgos Naturales. Valencia, p. 4. <http://www.crid.or.cr/digitalizacion/pdf/spa/doc5007/doc5007-contenido>. PDF.
- Fernández Navarro, L. (1911): "Erupción volcánica del Chinyero, en noviembre de 1909". Anales de la Junta para la ampliación de estudios e investigaciones. Tomo V. Memoria 1^a. Madrid.
- Fuster, J. M., Cendrero, A., Cariacedo, J. C., Herraiz, M., García, O., Sánchez, M., Benito, F., y Serrano, T. (1985): "La catástrofe de Colombia". Cuadernos de Protección Civil, Noviembre–Diciembre, 9-12.
- Pérez N. M. (2006 a): "La reciente crisis sismovolcánica de Tenerife, Islas Canarias: un foro de desencuentro entre científicos, medios de comunicación y administraciones públicas". 5^a Asamblea Hispano–Lusa de Geodesia y Geofísica, Sevilla, 30 enero–3 Febrero, 2006.
- Pérez, N. M. (2006 b): "Instituto Volcanológico de Canarias: ¿quién lo está frenando?" EL DÍA, 3 de noviembre, p. 34, <http://www.eldia.es/2006-11-03/vivir/vivir8.htm>.
- Pérez, N. M. y 32 firmantes más (2007): "Instituto Volcanológico de Canarias: 100 años de I+D (Ignorancia + Desidia)". Diario de Avisos, 1 de noviembre, <http://www.diariodeavisos.com/diariodeavisos/content/237687/>.
- Romero, C. (1991): *Las manifestaciones volcánicas históricas del Archipiélago Canario*. S/C Tenerife, Consejería de Política Territorial. Gobierno de Canarias. Sta. Cruz de Tenerife. Dos volúmenes, 1.407 pp.
- Romero, C (2000): "Actividad volcánica histórica en las islas Canarias". En Curso Internacional de Volcanología y Geofísica Volcánica. pp. 115-128. Edits. Cientfs: Mar Astiz y Alicia García. Serie Casa de Los Volcanes. Servicio publicaciones del Cabildo Insular de Lanzarote. Madrid.
- Sansón Cerrato, J. (1995): "La protección civil ante el riesgo de erupciones volcánicas". En: Riesgo Volcánico (Ed. Ramón Ortiz), Serie Casa de los Volcanes, Cabildo I.

CANARIAS, UNA VENTANA VOLCÁNICA EN EL ATLÁNTICO

UN PROGRAMA EDUCATIVO PARA CONTRIBUIR
A LA REDUCCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO EN CANARIAS

Fátima Rodríguez, David Calvo, Rayco Marrero, Gladys Melián, Eleazar Padrón, Dacil Nolasco, José Barrancos, Germán Padilla, Marga Díaz, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez

División de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) Tenerife

RESUMEN

Canarias es la única zona del territorio Español donde se han registrado erupciones volcánicas durante los últimos 500 años; siendo la última la ocurrida en 1971 en La Palma (volcán Teneguía). La reciente crisis sismo-volcánica de 2004 ocurrida en Tenerife puso en evidencia la carencia de diversas actuaciones que la sociedad española debe materializar para contribuir a la reducción del riesgo volcánico en Canarias (Pérez, 2006). Entre estas actuaciones se encuentra la de informar y educar a la ciudadanía sobre el fenómeno volcánico, y para cubrir esta necesidad nace recientemente el programa educativo "Canarias: una ventana volcánica en el Atlántico".

Palabras clave: Canarias, volcanes, educación.

ABSTRACT

The Canary Islands is the only region of Spain where volcanic eruptions had occurred during the last 500 years. The last eruption did occur at La Palma (Teneguía volcano) in 1971. The recent 2004 Tenerife's seismic-volcanic crisis showed clearly the lack of diverse actions by the Spanish society for reducing volcanic risk in the Canary Islands (Pérez, 2006). Among these actions was to inform and educate about the volcanic phenomenon to the residents, and to cover this need the educative program "Canaries: a volcanic window in the Atlantic" was recently born.

Keywords: Canary Islands, volcanoes, education.

OBJETIVO DEL PROGRAMA EDUCATIVO

El programa educativo "Canarias: Una ventana volcánica en el Atlántico" desarrollado por el Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) con el apoyo del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Instituto Español de Oceanografía (IEO), la Academia Canaria de Seguridad del Gobierno de Canarias, la Federación Ca-

naría de Municipios (FECAM) y la Fundación Telesforo Bravo-Juan Coello se materializa desde el pasado mes de marzo de 2008. La finalidad de este programa educativo diseñado para toda la ciudadanía residente en Canarias es la de sensibilizar y educar a la población que reside en estas islas sobre el fenómeno volcánico, contribuyendo a que la ciudadanía disponga de un mejor y mayor conocimiento de su entorno geológico así como de las implica-

ciones que los procesos geológicos ligados al fenómeno volcánico podrían tener sobre la sociedad. Este programa educativo fortalecerá sin duda alguna los esfuerzos destinados a la reducción del riesgo volcánico en Canarias, dado que uno de los pilares básicos sobre los que debe sostenerse cualquier Plan de Emergencia de Protección Civil sobre el Riesgo Volcánico es informar y educar a la población de los peligros volcánicos a los que se encuentran expuestos.

CONTENIDO DEL PROGRAMA EDUCATIVO

El contenido de este programa educativo lo constituyen tres unidades didácticas sobre el fenómeno volcánico. Las dos primeras unidades didácticas se fundamentan en la proyección de dos videos editados por la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI) y la Organización de las Naciones Unidas para el Desarrollo de la Educación, la Ciencia y la Cultura (UNESCO) –(1) Comprendiendo los Peligros Volcánicos y (2) Reduciendo el Riesgo Volcánico– para posteriormente generar un debate entre los asistentes sobre el contenido de los mismos. La tercera unidad didáctica es una presentación *power point* sobre el fenómeno volcánico en Canarias que ha sido editada por científicos–técnicos del Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), el Instituto Geológico y Minero de España (IGME), el Instituto Español de Oceanografía (IEO), la Fundación Telesforo Bravo–Juan Coello, la Universidad de La Laguna (ULL) y la Universidad Complutense de Madrid (UCM).

¿CÓMO SE DESARROLLA EL PROGRAMA EDUCATIVO?

El programa educativo “Canarias: Una ventana volcánica en el Atlántico” tiene previsto estar presente en todos los municipios de Canarias, incluyendo el núcleo poblacional de la Isla La Graciosa, a lo largo de este año 2008, coincidiendo con la celebración del Año Internacional del Planeta Tierra. Se imparte todos los martes, miércoles y jueves en dos ó tres municipios de Canarias a partir de las 19:00 ó 20:00 horas con la finalidad de desarrollar una unidad didáctica por día y para que puedan asistir la mayor parte de los ciudadanos como consecuencia de su horario laboral. Con la finalidad de llevar a buen término dicho programa se ha desarrollado una hoja de ruta que

engloba el contacto con el Ayuntamiento de cada municipio, la confirmación del evento y el lugar de exposición, el envío de los carteles informativos y el seguimiento del proceso de divulgación por parte de los Ayuntamientos, siendo el cronograma de actuación el siguiente:

(4) 8 Semanas antes de impartir el programa en el municipio seleccionado.

Se contacta con los ayuntamientos para informarles del programa educativo. Se les comunica vía fax y teléfono la intención de materializar el programa educativo en sus respectivos municipios y se les explica la finalidad del mismo.

(3) 6 Semanas antes de impartir el programa en el municipio seleccionado.

Se contacta con los ayuntamientos para acordar y confirmar el lugar y la hora donde se impartirá el programa educativo. Se elaboran los carteles informativos específicos para la divulgación del programa en cada uno de los municipios.

(2) 2 Semanas antes de impartir el programa en el municipio seleccionado.

Se entregan los carteles a los ayuntamientos en soporte informático para proceder a su reproducción y divulgación por parte de los mismos en su término municipal (colegios, asociaciones de vecinos, oficinas municipales, etc.)

(1) 1 Semana antes de impartir el programa en el municipio seleccionado.

Se realiza un seguimiento y verificación de la divulgación realizada por los ayuntamientos. Se envía una nota de prensa a los medios de comunicación a través del Gabinete de Prensa del Cabildo Insular de Tenerife para divulgar y anunciar dónde estará presente el programa educativo durante la próxima semana.

(0) Semana cuando se imparte el programa en el municipio seleccionado.

Se desplazan a los municipios el personal del ITER que ejecuta el programa educativo. Se entregan a los ayuntamientos un cuestionario con diversas cuestiones relativas al proceso de divulgación llevado a cabo en el municipio.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Hasta la fecha el programa educativo “Canarias: una ventana volcánica en el Atlántico” ha estado presente en 39 de los 89 municipios de Canarias: Adeje, Arafo, Arico,

Arona, Buenavista, Candelaria, El Tanque, Garachico, La Guancha, Guía de Isora, La Matanza, La Orotava, Puerto de la Cruz, Santa Úrsula y Santiago del Teide (Tenerife); Agaete, Agüimes, Aldea de San Nicolás, Artenara, Gáldar, Ingenio, Mogán, San Bartolomé de Tirajana, Santa Lucía y Tejeda (Gran Canaria); Alajeró y Vallehermoso (La Gomera); Antigua y Betancuria (Fuerteventura); Tias, Tinajo y Yaiza (Lanzarote); Barlovento, El Paso, Fuencaliente, Mazo y San Andrés y Sauces (La Palma); Frontera y Valverde (El Hierro).

El grado de asistencia y participación de la ciudadanía en este programa educativo ha sido diferente en cada uno de los municipios en los que se ha impartido. A pesar de ello se pueden realizar ciertas observaciones:

- En general se ha detectado una mayor asistencia al programa educativo en aquellos municipios dónde el respectivo Ayuntamiento ha realizado una mayor y mejor labor de divulgación del evento.
- En algunos municipios y a pesar de una amplia labor de divulgación por parte del Ayuntamiento, la asistencia ha sido extremadamente baja o nula reflejando el poco interés de los ciudadanos de determinados municipios por el fenómeno volcánico.
- En los municipios de la Isla de Tenerife es dónde se ha registrado una mayor asistencia y participación de los ciudadanos, muy probablemente como consecuencia de la cercanía en el tiempo de la crisis sismovolcánica del 2004.
- La mayor parte de los ciudadanos que asisten y participan en el programa educativo son personas mayores de 25 años; por lo tanto, refleja el interés y la necesidad de materializar este programa educativo destinado a la ciudadanía en su conjunto y no sólo delimitado a la población en edad escolar.
- Resaltar la presencia de los diversos colectivos de seguridad de ámbito municipal (policía local, bomberos, protección civil, etc.)



Figura 1. Nemesio Pérez y David Calvo impartiendo el programa educativo “Canarias: una ventana volcánica en el Atlántico” en los términos municipales de La Orotava, Tenerife (arriba) y Betancuria, Fuerteventura (abajo).

AGRADECIMIENTOS

Los autores de esta ponencia agradecen al Instituto Geológico y Minero de España (IGME), Instituto Español de Oceanografía (IEO), Academia Canaria de Seguridad (Gobierno de Canarias), Federación Canaria de Municipios (FECAM), Fundación Telesforo Bravo–Juan Coello, y Cabildo Insular de Tenerife el apoyo a este programa educativo.

REFERENCIAS

Pérez, N. M. (2006): “La reciente crisis sismovolcánica de Tenerife, Islas Canarias: un foro de desencuentro entre científicos, medios de comunicación y administraciones públicas”. 5ª Asamblea Hispano–Lusa de Geodesia y Geofísica, Sevilla, 30 enero–3 Febrero.

EMISIÓN DE H₂O, CO₂, SO₂, H₂S Y HCl POR EL VOLCÁN MASAYA, NICARAGUA, AMÉRICA CENTRAL

S. Briz¹, J. Barrancos², I. Fernández³, Guillermo Santana⁴, N. M. Pérez², P. A. Hernández², Wilfried Strauch⁵

¹ Universidad Europea de Madrid (UEM), Madrid

² Environmental Research Division, ITER, Tenerife

³ Universidad Carlos III de Madrid

⁴ Universidad de La Laguna

⁵ INETER, Managua

RESUMEN

El riesgo volcánico es una de las amenazas más comunes del planeta. La vigilancia volcánica de las emisiones gaseosas es una herramienta fundamental para la predicción de erupciones. Durante la campaña de medidas realizada por el ITER en el volcán Masaya, se analizaron buena parte de los gases volcánicos de interés mediante técnicas extractivas y la técnica de detección remota OP-FTIR. Los resultados obtenidos, y su comparación con otros resultados previos, contribuyen significativamente al seguimiento del volcán Masaya y a entender los procesos que tienen lugar su interior.

Palabras clave: Open-Path FTIR (OP-FTIR), gases volcánicos, Masaya.

ABSTRACT

Volcanic risk is one of the most common threats of the Earth. Volcanic surveillance of gas emissions is a fundamental tool for eruptions prediction. During the measurement campaign carried out by ITER in Masaya volcano, most of the volcanic gases were analyzed by OP-FTIR remote sensing and extractive techniques. The obtained results, and their comparison to other previous results, will help significantly to the follow-up of Masaya volcano and to understand the processes that take place in the volcanic system.

Keywords: Open-Path FTIR (OP-FTIR), volcanic gas, Masaya.

INTRODUCCIÓN

Ya en el año 2000, se estimaba que más de 500 millones de personas en el planeta estaban en riesgo volcánico (Tilling, 1993). El desarrollo demográfico aumenta este ries-

go. Por este motivo, la vigilancia volcánica orientada a la predicción de erupciones es imprescindible para minimizar los efectos de las erupciones y salvar muchas vidas.

Las proporciones relativas de las diferentes especies gaseosas emitidas por los volcanes dan información no

sólo sobre el tipo de magma, sino también de procesos que pueden derivar en erupciones (Giggenbach, 1996; Oppenheimer, 2002). Por este motivo, las emisiones gaseosas son indicadores que pueden informar del riesgo de erupción. Sin embargo, la toma de muestras de gases volcánicos es una tarea que puede llegar a ser muy arriesgada que no permite continuidad. Así, los sensores ópticos remotos se erigen como una herramienta muy valiosa en la monitorización de gases volcánicos. La técnica de teledetección infrarroja de gases por espectrorradiometría FTIR, es una técnica muy versátil que se ha venido utilizando desde la década de los noventa para la observación de gases volcánicos con excelentes resultados en numerosos volcanes, entre ellos Masaya (Stoiber, 1986, Notsu, 1993 y Horrocks, 1999).

La caldera Masaya (11.984oN, 86.161oW) es un volcán tipo escudo de (11 x 6) km², que se formó a partir de erupciones plinianas basálticas prehistóricas (6.500 a.c.). En ella, el cráter Santiago presenta una elevada actividad con una emisión continua de gases.

El objetivo de este trabajo es obtener las proporciones de los distintos gases volcánicos a partir de la técnica OP-FTIR, utilizada en Masaya durante la campaña de medidas realizada por el ITER (Instituto de Tecnologías y Energías Renovables, Tenerife) en el periodo del 3 al 10 de diciembre de 2006. La comparación con los valores obtenidos por otros grupos de investigación contribuirá significativamente al seguimiento de la actividad del volcán.

INSTRUMENTACIÓN

Las técnicas de detección remota de gases aportan varias ventajas frente a las técnicas extractivas más clásicas: disminuyen el riesgo de la toma de muestras y mejoran su representatividad. La técnica OP-FTIR además añade otra ventaja importante: con un solo instrumento se pueden detectar gran cantidad de gases simultáneamente.

En la campaña realizada en Masaya, se utilizó un sistema Open Path MIDAC FTIR, unido a un telescopio Newtoniano de 10", que opera en la región espectral entre 400 y 4500 cm⁻¹ (2,2–25 m) con una resolución espectral de 0,5 cm⁻¹. Como fuente IR se utilizó una resistencia de carburo de silicio (1560 K) (Fig. 1).

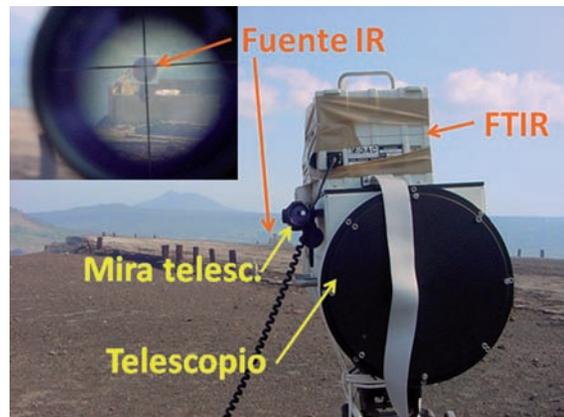


Figura 1. Sistema OP-FTIR. La fuente IR aparece ampliada en el recuadro según es vista por la mira telescópica.

La energía emitida por la fuente es analizada por el FTIR en función de la longitud de onda. Los gases presentes entre la fuente de energía IR y el FTIR absorben parte de esa energía. La posición de las líneas de absorción nos informa de los gases presentes, la profundidad y anchura de la línea, sobre la concentración de los mismos (Fig. 2).

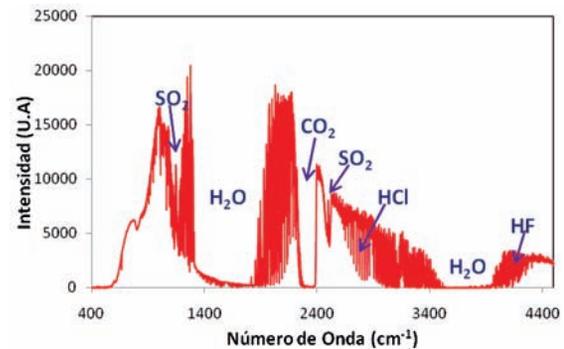


Figura 2. Espectro medido con el sistema OP-FTIR. En él se pueden apreciar las líneas y bandas de absorción de los gases volcánicos.

También se realizaron medidas simultáneas con un multisensor desarrollado por WESTSYSTEMS (Italia) e ITER (España), con capacidad para medir CO₂, H₂O, HCl, H₂S y SO₂. Este sistema de medida extractivo se situó junto al cráter y en las proximidades del sistema OP-FTIR.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En los espectros medidos con el sistema OP-FTIR se detectaron los siguientes gases: CO_2 , H_2O , CO , CH_4 , N_2O , SO_2 , HCl y HF . Sin embargo, no se detectó H_2S , por encontrarse en concentraciones inferiores al límite de detección. Por el contrario sí se pudo detectar y cuantificar H_2S mediante un detector electroquímico incorporado en un equipo multisensor portátil. En las siguientes gráficas (Fig. 3) se muestra la comparación de las ratio CO_2/SO_2 y HCl/SO_2 obtenidas mediante las dos técnicas de medida. También se incluye la proporción $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ calculada con los datos del sistema multisensor, y la ratio HF/SO_2 obtenida a partir de las medidas OP-FTIR.

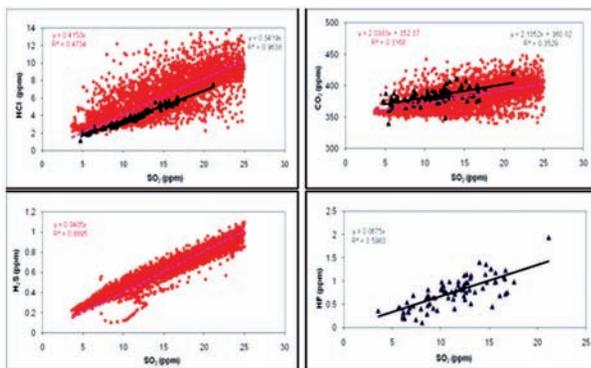


Figura 3. Ratios HCl/SO_2 , CO_2/SO_2 obtenidas mediante OP-FTIR (triángulos negros) y multisensor (círculos rojos). La relación $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_2$ sólo pudo calcularse con el sistema multisensor, mientras que HF/SO_2 sólo pudo medirse con el sistema OP-FTIR.

En ellas se aprecia claramente la correlación entre los gases de origen volcánico: SO_2 , HCl , HF y H_2S . También puede observarse una correlación entre el CO_2 y el SO_2 , si bien es menor. El término independiente de la línea de tendencia está relacionado con la concentración en el ambiente. El mismo comportamiento se detectó en

el H_2O . Para los otros gases no se encontró correlación. Las ratios calculadas en esta campaña de medidas se han comparado con las obtenidas en campañas anteriores en Masaya con la misma técnica OP-FTIR (Horrocks, 1999), (Duffell, 2003). Los resultados se muestran en la Tabla 1.

Las ratios calculadas en los años 1998 y 1999 están asociadas a un periodo de estabilidad del volcán. Los valores del año 2001 se corresponden con las observaciones realizadas antes y después de la pequeña erupción explosiva del 23 abril de 2001. Las ratios obtenidas en 2006 superan claramente los valores asociados al periodo de reposo, pero no llegan a las magnitudes observadas en 2001. Estos valores son consistentes con la actividad del volcán durante diciembre de 2006, cuando se abrió una nueva boca incandescente y se observó una fuerte emisión de gases, pero sin alcanzar la emisión de rocas y cenizas que ocurriera en la pequeña erupción de 2001. El aumento de las ratios, junto con el de la actividad, puede interpretarse a partir de interacción hidrotermal.

La técnica OP-FTIR, por sus ventajas y versatilidad, se erige como una técnica muy valiosa para el estudio de las emisiones gaseosas y la vigilancia volcánica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se realizó gracias a la financiación y el apoyo del Cabildo Insular de Tenerife a través del proyecto Teide 2005 así como a la Universidad Europea de Madrid, la Universidad Carlos III y el Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER).

Ratio	1998*	1999*	2000 (Abril)**	2001 (Abril)**	2001 (Mayo)**	2006
SO_2/HCl	1.57 ± 0.05	1.68 ± 0.05	1.784 ± 0.003	4.589 ± 0.009	6.9	2.9 ± 0.2
HCl/HF	4.5 ± 0.2	4.5 ± 0.2	6.09 ± 0.04	6.17 ± 0.04	6.7	6 ± 3
SO_2/HF	7.2	7.7	11.06 ± 0.06	29.6 ± 0.2	33	17 ± 8
CO_2/SO_2	2.5 ± 0.2	2.3 ± 0.2	1.5 ± 0.4	2.9 ± 0.2	---	2 ± 1

Tabla 1. Ratios molares calculados con la técnica OP-FTIR en diferentes campañas: *(Horrocks, 1999), **(Duffell, 2003) e ITER (2006).

REFERENCIAS

- Duffel, H. J., Oppenheimer, C., Pyle, M., Galle, B., McGonigle, A. J. S., Burton, M. R. (1999): "Changes in gas composition prior to minor explosive eruption at Masaya Volcano, Nicaragua". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 126, 327-339.
- Giggenbach, W.F. (1996): "Chemical composition of volcanic gases". In: *Monitoring and Mitigation of Volcanic Hazards*, edited by Scarpa, R. and Tilling, R. I. Springer-Verlag, 221-256.
- Horrocks, I., Burton, M., Francis, P., Oppenheimer, C. (1999): "Stable gas plume composition measured by OP-FTIR spectroscopy at Masaya Volcano, Nicaragua 1998-1999". *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3497-3500.
- Oppenheimer, C., Edmonds, M., Francis, P., Burton, M. (1999): "Variation in HCl/SO₂ gas ratios observed by Fourier transform spectroscopy at Soufrière Hills Volcano, Montserrat". *The Eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*.
- Gruitt, T.H. & Kokellar, B. P. (Eds) (2002): "Geological Society". London, *Memoirs*, 21, 621-639.
- Notsu, K., Mori, T., Igarachi, G., Tohjima, Y., Wakita H. (1993): "Infrared spectral radiometer: A new tool for remote measurement of SO₂ of volcanic gas". *Geochemical Journal*, 27, 361-366,
- Stoiber, R. E. and Williams, (1986): "S. N. Sulfur and halogen gases at Masaya caldera complex, Nicaragua: total flux and variations with time". *J. Geophys. Res.*, 91, 12.215-12.321.
- Tilling, R. I. and Lipman P.W. (1993): "Lessons in reducing volcano risk". *Nature*, 364, 277-280.

PROGRAMA GEOQUÍMICO DEL ITER PARA LA VIGILANCIA VOLCÁNICA EN CANARIAS

Pedro A. Hernández, Eleazar Padrón, Nemesio M. Pérez, Gladys Melián, Dácil Nolasco, Rayco Marrero, José Barrancos, Germán Padilla, David Calvo, Fátima Rodríguez y Margarita Díaz
División de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

El Programa Geoquímico del ITER para la vigilancia volcánica de las islas Canarias se divide en dos modos: discreto y continuo. El modo discreto consiste en la realización periódica de campañas de campo de emisión de gases que cubren los principales sistemas volcánicos de La Palma, El Hierro, Lanzarote y Tenerife. El modo continuo consiste en la monitorización de once estaciones en Tenerife, cuatro en La Palma y tres en el Hierro. En la actualidad, existen 6 estaciones de flujo de H_2S y CO_2 , 9 de radón, 5 sondas multiparamétricas en aguas subterráneas, 4 QMS y una para medir la composición química de las fumarolas del Teide.

Palabras clave: programa geoquímico, Canarias, vigilancia volcánica.

ABSTRACT

The Geochemical Program for the volcanic surveillance in the Canary Islands carried out by the ITER, can be split in two main modes: discrete and continuous. Discrete consists mainly on soil gas surveys carried out periodically covering all the volcanic systems of La Palma, El Hierro, Lanzarote and Tenerife. Continuous consists on the monitoring of eleven geochemical stations in Tenerife, four in La Palma and three in El Hierro. At present, the Continuous Geochemical Network has 6 H_2S and CO_2 efflux stations, 9 radon stations, 5 groundwater multiparameter stations, 4 QMS stations and one to measure the composition of Teide fumaroles.

Keywords: geochemical program, Canary Islands, volcanic monitoring.

OBJETIVOS

Durante la década de los ochenta, la comunidad científica y política internacional a través de la IAVCEI y de la UNESCO realizó esfuerzos muy importantes para la reducción del riesgo volcánico en áreas volcánicamente activas del planeta. Entre estos esfuerzos divulgaron un

paquete de acciones básicas para avanzar en la reducción del riesgo volcánico, entre ellas la puesta en marcha de programas de vigilancia y predicción volcánica multidisciplinar. Hasta 1997 Canarias carecía de un enfoque multidisciplinar para su vigilancia volcánica, dado que sólo disponía del uso de técnicas geofísicas convencionales de seguimiento (sismógrafos). Desde entonces, los Cabildos

Insulares de Tenerife, La Palma y El Hierro apoyan esta iniciativa del ITER, conscientes de la carencia de un enfoque multidisciplinar en la vigilancia volcánica en Canarias y de la necesidad de mejorar y optimizar el sistema de alerta temprana ante el fenómeno volcánico. El ITER ha invitado también a participar en esta apuesta al Cabildo Insular de Lanzarote y al Gobierno de Canarias. Esta detección temprana resulta ser de una gran importancia para los sistemas de Protección Civil, que son los usuarios finales de los resultados que derivan de la vigilancia y los únicos responsables de declarar el nivel de alerta volcánica ante la ciudadanía y ejecutar el plan de emergencia sobre el fenómeno volcánico. Gracias a este esfuerzo, el ITER proporcionó las primeras señales precursoras de la crisis sismo-volcánica de 2004 en Tenerife (Pérez *et al.*, 2004, 2005, 2007 b; Salazar *et al.*, 2004, 2005; Padrón *et al.*, 2006; Pérez y Hernández, 2007 a, 2007 b) (Fig. 5) y de la actividad sísmica anómala registrada en El Hierro y sus alrededores en el 2004 (Pérez y Hernández, 2007 a; Padrón *et al.*, 2008).

Actualmente, el Programa Geoquímico de vigilancia volcánica en Canarias del ITER cuenta con (a) un seguimiento y medida en modo continuo de parámetros de interés para la vigilancia a través de una red geoquímica instrumental permanente, y (b) un apartado sobre el seguimiento y medida en modo discreto de parámetros geoquímicos de interés para la vigilancia volcánica, el cuál 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 (Pérez y Hernández, 2008).

MODOS CONTINUOS

El modo continuo consta de una red de estaciones geoquímicas automáticas para la medida y seguimiento del flujo y la composición química e isotópica de gases así como de parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas (Fig. 1). En función del tipo de estación geoquímica, la Red Geoquímica Instrumental del ITER consta de:

- 1.- 6 Estaciones para la medida y seguimiento del flujo difuso de CO_2 y H_2S .
- 2.- 3 Estaciones para la medida y seguimiento de la composición química e isotópica de los gases disueltos en las aguas subterráneas.
- 3.- 5 Estaciones para la medida y seguimiento de la actividad del gas radón en suelos.

- 4.- 10 Estaciones para la medida y seguimiento de la conductividad, pH y temperatura de las aguas subterráneas.
- 5.- 1 Estación para la medida y seguimiento de la composición química de los gases fumarólicos del Teide.

En la Fig. 1 se muestra la localización de las estaciones geoquímicas que forman la Red Instrumental del ITER y en la Fig. 2 una imagen de la estación en modo continuo EHI01 para la medida del flujo difuso de CO_2 , situada en los Llanos de Guillén, isla de El Hierro.

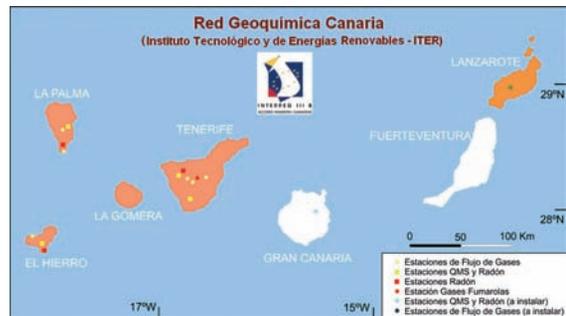


Figura 1. Red Geoquímica Instrumental permanente del ITER en Canarias.



Figura 2. Estación geoquímica EHI01 para medida de flujo de gases. Llanos de Guillén, isla de El Hierro.

Respecto a las estaciones que registran la composición química e isotópica de los gases disueltos en las aguas subterráneas, se utilizan espectrómetros de masas tipo cuadrupolar (QMS) y espectrómetros alfa tipo electrostático que nos permiten realizar un seguimiento de parámetros geoquímicos de interés (He/CO_2 , CO_2/O_2 , $\text{N}_2/^{36}\text{Ar}$, $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, N_2/O_2 , $\text{He}/^{222}\text{Rn}$, etc.) para la vigilancia volcánica (Fig. 3).



Figura 3. Estación geoquímica TFE03 localizada en la galería San Fernando, Santiago del Teide, Tenerife, para el seguimiento y medida de gases disueltos en aguas subterráneas mediante QMS y espectrómetro alfa.

En cuanto a la estación geoquímica para el seguimiento y medida de las relaciones existentes entre los principales componentes de los gases volcánicos (H_2O/CO_2 , CO_2/H_2S , H_2S/SO_2 , CO_2/SO_2 , etc.) emitidos por las fumarolas existentes en el interior del cráter del Teide se muestra una imagen en la Fig. 4.



Figura 4. Estación geoquímica para el seguimiento y medida de ratios de los principales componentes de los gases volcánicos emitidos por la actividad fumarólica del Pico del Teide.

El resto de las estaciones geoquímicas, no representadas en la Fig. 1, lo conforman diez sondas multiparamétricas que realizan un registro del pH y conductividad de las aguas subterráneas.

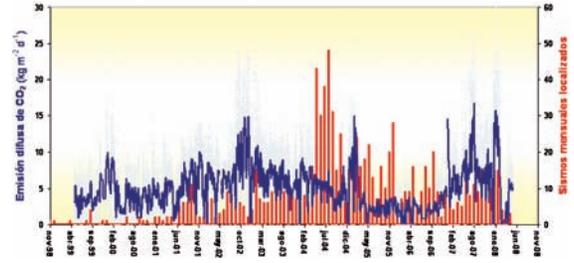


Figura 5. Serie temporal de la emisión difusa de CO_2 medida en la estación TFE01 localizada en el cono sumital del Teide y sismicidad mensual localizada registrada en Tenerife (barras verticales rojas). La línea azul indica la media móvil del flujo difuso de CO_2 .

MODO DISCRETO

Dada la carencia de manifestaciones visibles de emanaciones de gases volcánicos, el mayor esfuerzo de este programa en modo discreto se centra en la monitorización de las emanaciones difusas o no visibles que tienen lugar en los sistemas volcánicos y que son principalmente de dióxido de carbono (CO_2); el segundo componente mayoritario de los gases volcánicos y muy poco soluble en fundidos silicatados (Stolper y Holloway, 1988). En el modo discreto se ejecutan las siguientes acciones:

- 1.- Realización periódica de campañas de emisión de gases y volátiles en el ambiente superficial de los suelos de los principales sistemas volcánicos de Canarias.
- 2.- Muestreo y análisis periódico de las descargas magmático-hidrotermales del Teide.
- 3.- Análisis físico-químico de las aguas procedentes de 18 galerías situadas en el noroeste de la isla de Tenerife (Marrero *et al.*, 2005).

En lo referente a las campañas de emisión de gases y volátiles, en Tenerife, y dependiendo del sistema volcánico, las campañas de campo se realizan con diferente periodicidad: anual en el cono sumital del Teide y en las dorsales NE y NS, cuatrimestral en la dorsal NW y mensual en el interior del cráter del Teide. Respecto a las islas de La Palma, El Hierro y Lanzarote, las campañas de campo se realizan con una periodicidad mensual en los sistemas volcánicos de Cumbre Vieja, Isla de El Hierro y Timanfaya.

En el caso hipotético de que una reactivación volcánica en Canarias generara un penacho volcánico, el programa geoquímico del ITER en modo discreto dispone de recursos humanos y técnicos (sensores ópticos remotos tipo COSPEC y miniDOAS), con una amplia experiencia en diversos volcanes activos (Olmos *et al.*, 2007; Barrancos *et al.*, 2008), que permitirían evaluar la emisión de dióxido de azufre (SO₂). De igual modo se podría evaluar la tasa de emisión de otros volátiles (H₂O, CO₂, HCl, etc.) mediante el uso combinado del COSPEC y miniDOAS con otros sensores ópticos remotos o con un multisensor (Weber *et al.*, 2006; Barrancos *et al.*, 2007).

AGRADECIMIENTOS

El programa geoquímico del ITER ha sido financiado por los Cabildos Insulares de Tenerife, La Palma y El Hierro, el Gobierno de Canarias y los proyectos ALERTA I y ALERTA, así como del programa europeo INTEREG IIIB Azores–Madeira–Canarias. Los autores de este trabajo agradecen al Parque Nacional del Teide y Timanfaya, Teleférico Pico del Teide, Comunidades de aguas de Amargavinos, San Fernando y Fuente del Valle, El Almagre, San Fernando de Arico y Hoya de la Leña, así como a los Ayuntamientos de Los Realejos, Garachico, El Tanque, Guía de Isora y Santiago del Teide por su colaboración en el programa geoquímico del ITER.

REFERENCIAS

- Barrancos, J., Roselló, J. L., Calvo, D., Padrón, E., Melián, G., Hernández, P. A., Pérez, N. M., Millán, M. M., Galle, B. (2008): "SO₂ emission from seven active volcanoes measured simultaneously by COSPEC and miniDOAS". *Pure and Applied Geophysics*, DOI 10.1007/s00024-007-0290-8.
- Marrero, R., Salazar, P., Lopez, D., Hernández, P.A., Pérez, N.M. (2005): "Hydrogeochemical monitoring for volcanic surveillance at Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abstr.* 7, 09928.
- Padrón *et al.* (2006): "Pulsos de emisión de radón y dióxido de carbono en superficie y actividad sísmica reciente en Tenerife, Islas Canarias". 5ª Asamblea Hispano-Lusa de Geodesia y Geofísica, Sevilla, España.
- Padrón, E., Melián, G., Marrero, R., Nolasco, D., Barrancos, J., Padilla, G., Hernández, P. A., Pérez, N. M. (2008): "Changes on diffuse CO₂ emission and relation to seismic activity in and around El Hierro, Canary Islands". *Pure App. Geophys.*, 164, DOI 10.1007/s00024-007-0281-9.
- Pérez, N.M., Hernández, P.A., Lima, N., Melián, G., Galindo, I., Padrón, E., Marrero, R., Salazar, P., Gómez, L., González, P., Coello, C., Pérez, V. (2004): "Reducing volcanic risk in the Canary Islands: are we doing the homework?". Abstracts of the International Symposium "Reducing Volcanic Risk in Islands", June 2-6, Tenerife, Canary Islands, Spain.
- Pérez, N.M., Melián, G., Galindo, I., Padrón, E., Hernández, P.A., Nolasco, D., Salazar, P., Pérez, V., Coello, C., Marrero, R., González, Y., Barrancos, P.J. (2005): "Premonitory geochemical and geophysical signatures of volcanic unrest at Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abst.*, Vol. 7, 09993.
- Pérez, N. M. and Hernández, P. A. (2007 a): "Earthquake forecasting research in active volcanic areas by means of diffuse CO₂ emission studies". In *Geochemical Precursors for Earthquakes*, Eds. Prasanta Sen and Nisith K. Das. Macmillan Advanced Research Series, 94-103.
- Pérez, N. M. and Hernández, P. A. (2007 b): "Comment on the Recent Unrest at Canary Islands' Teide Volcano?". *EOS American Geophysical Union Transactions*, 88, p. 46.
- Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G., Marrero, R., Nolasco, D., Barrancos, J., Hernández, P.A., (2007 b): "Precursory subsurface ²²²Rn and ²²⁰Rn degassing signatures of

- the 2004 seismic crisis at Tenerife, Canary Islands". *Pure App. Geophys.* 164, DOI 10.1007/s00024-007-0280.
- Pérez, N. M. and Hernández, P. A. (2008): "La vigilancia volcánica en España: una apuesta crucial para la reducción del riesgo volcánico". En: Galindo Jiménez I., Lain Huerta, L. y Llorente Isidro, M. (Eds.) *El estudio y la gestión de los riesgos geológicos*. Publicaciones del Instituto Geológico y Minero de España. Serie. Medio Ambiente. Riesgos Geológicos N°12. 159-174. Madrid
- Salazar, P. *et al.* (2004): "Continuous monitoring of CO₂ and H₂S emission in a fumarole from Teide Volcano, Tenerife, Canary Island". IAVCEI General Assembly 2004.
- Salazar, P. *et al.* (2005): "Secular variations of soil H₂S efflux at Teide volcano, Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abstr.*, Vol. 7, 10096.
- Stolper, E. and Holloway, J.R. (1988): "Experimental determination of the solubility of carbon dioxide in molten basalt at low pressure: *Earth. Plan. Sci. Lett.* 87, 397-408.
- Weber, K. *et al.* (2006): "Ground-based remote sensing of gas emissions from Teide volcano (Tenerife, Canary Islands, Spain): First results". *Proc. SPIE*, 6362.

MEDIDAS DE EMISIÓN DE GASES POR SENSORES ÓPTICOS REMOTOS EN EL VOLCÁN TEIDE, TENERIFE, ISLAS CANARIAS

José Barrancos¹, Konradin Weber², José I. Roselló³, Eleazar Padrón¹, Pedro A. Hernández¹, Nemesio Pérez¹

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) Tenerife

² Department of Environmental Measurement Techniques University of Applied Sciences (FHD), Düsseldorf

³ Fundación Centro de Estudios Ambientales del Mediterráneo, Valencia

RESUMEN

Con el objetivo de conocer la tasa de emisión de SO_2 del cráter del Teide, se realizaron medidas, en modo estacionario, con COSPEC y miniDOAS. Los resultados indicaron que la tasa de emisión de SO_2 estaba por debajo del límite de detección de los equipos. En septiembre de 2005 se realizó una segunda tentativa, en este caso DOAS y TDL, con sistemas capaces de medir concentraciones de SO_2 y CO_2 en la atmósfera en el interior del cráter. Tras excluir la contribución de CO_2 de la atmósfera, la proporción estimada SO_2/CO_2 ($0,7 \cdot 10^{-5}$) es ligeramente similar a los observados al ratio SO_2/CO_2 las fumarolas ($2 \cdot 10^{-5}$).

Palabras clave: CO_2 , SO_2 , Teide, volcán.

ABSTRACT

With the aim to investigate SO_2 emission rates from the summit crater of Teide volcano, COSPEC and miniDOAS measurements were performed in a stationary mode. The obtained results indicate that SO_2 emission rates were lower than the detection limit. A second attempt was performed in September 2005, DOAS and TDL systems were able to measure SO_2 and CO_2 concentrations of the atmosphere inside the crater. After excluding the CO_2 contribution from the atmosphere, the estimated SO_2/CO_2 ratio by means of ORS inside the crater ($0,7 \cdot 10^{-5}$) are slightly similar to the observed SO_2/CO_2 ratio in the fumarole's gases ($2 \cdot 10^{-5}$).

Keywords: CO_2 , SO_2 , Teide, volcano.

INTRODUCCIÓN

El sistema volcánico del Teide (3.717 m) se encuentra localizado en la parte central de la isla del Tenerife formando parte del complejo Teide–Pico Viejo, en la intersección de las 3 zonas de rift o ejes volcano–estructurales de la

isla (Fig. 1). La actividad visible en forma de fumarolas presente en el volcán Teide se encuentra principalmente localizada en el cono sumital, donde se pueden observar varias fumarolas de baja temperatura (81–85 °C) ubicadas principalmente en la zona N del cráter.

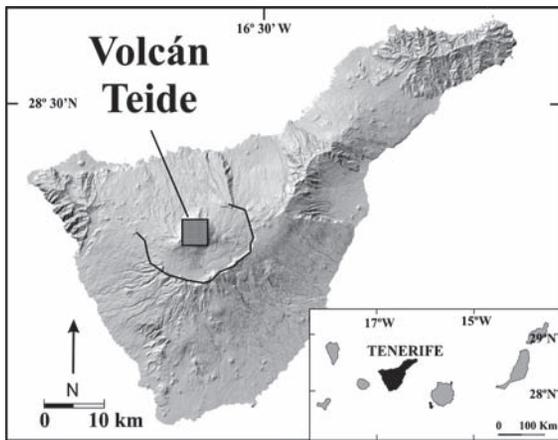


Figura 1. Localización del volcán Teide, Tenerife, Islas Canarias.

Los sistemas volcánicos emiten importantes cantidades de gases y volátiles a la atmósfera a través de manifestaciones visibles como penachos, fumarolas, y hervideros. El estudio de la emisión y de la composición química de gases y volátiles nos proporciona parámetros geoquímicos muy útiles para el seguimiento de la actividad volcánica, ya que los gases son la fuerza motriz de las erupciones (Chiodini *et al.*, 1996; Hernández *et al.*, 2001; Hirabayashi *et al.*, 1982; Giggenbach, 1987). Los estudios de emisión de gases se han centrado principalmente en el CO_2 ya que, después del agua, es el componente mayoritario de los gases. Además, los volcanes emiten a la atmósfera otros muchos gases como el SO_2 , HCl , HF , H_2 , S_2 , H_2S , CO , etc. (Symonds *et al.*, 1994; Giggenbach, 1996). Desde la década de los 90 se vienen realizando toma de muestras de las fumarolas del Teide, hasta entonces, los estudios previos (Pérez *et al.*, 1992) no habían constatado la presencia de SO_2 . Los estudios de estos gases, durante décadas, se ha venido realizando mediante la toma de muestras directamente de las fumarolas, hervideros, lava, etc. En la actualidad, una novedosa generación de instrumentos llamados Sensores Ópticos Remotos (SOR) permiten conocer estos parámetros geoquímicos sin la necesidad de tomar la muestra *in situ*.

METODOLOGÍA

Para llevar a cabo este estudio, se realizaron tres. La primera se llevó a cabo en enero de 2005 con el uso de COSPEC y miniDOAS. En este caso, ambos SOR, se usaron

en posición estática (trípode). Estos sistemas permiten la detección sólo de un componente al mismo tiempo en esta metodología, y pese que el COSPEC fue desarrollado durante los años 70 y el miniDOAS sobre el 2000, los dos tienen un límite de detección inferior a 3 ppm-m. Durante los meses de agosto y septiembre de 2005 y 2006 se realizaron sendas campañas utilizando TDL y UV-DOAS, para la medida de flujo difuso de CO_2 y SO_2 en el ambiente interior del cráter del Teide. El UV-DOAS, posee un telescopio de 4,5 pulgadas, una red de difracción más optimizada y un detector más sensible. Opera entre 240 y 680 nm y, además de UV principalmente, también trabaja en visible (Kerstin, L., 2002). Tanto la fuente como el detector se encuentran el mismo equipo, y el haz se irá conduciendo por uno o varios reflectores a lo largo del path o camino óptico. El TDL, pese a que sólo detecta un componente al mismo tiempo, se puede modificar a voluntad la longitud del láser entre 700 y 2.000 nm. Opera en la región del infrarrojo próximo y utilizado mayoritariamente para detectar CO_2 , H_2S , CH_4 , NH_3 y HF (Baxter *et al.*, 2000). Para detectar simultáneamente CO_2 y SO_2 se usaron dos TDL alineados en las mismas direcciones.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

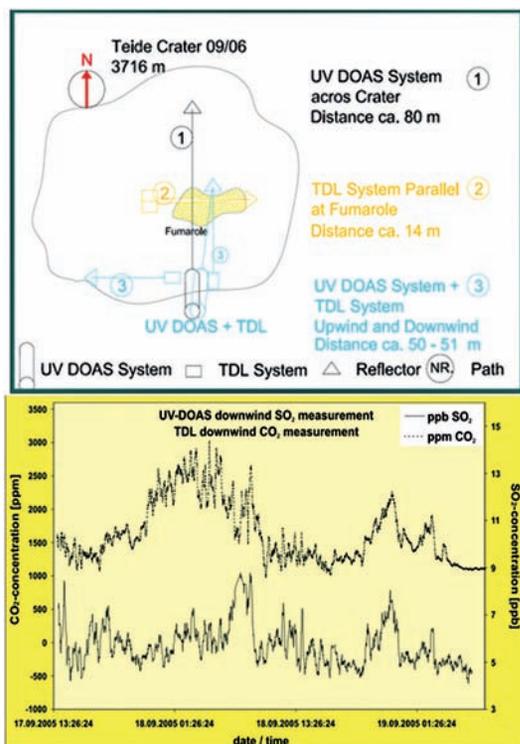
En la primera campaña con SOR de enero de 2005, con COSPEC y miniDOAS, los resultados revelaron que las concentraciones en la atmósfera del interior del cráter del Teide estaban por debajo del límite de detección establecido por el utilizado en la metodología de análisis e instrumentos. Entre agosto y septiembre de 2005 y 2006 se repitieron las campañas, en este caso se utilizaron DOAS y TDL, detectores capaces de medir concentraciones bajas de SO_2 y CO_2 de la atmósfera interior del cráter. Esta atmósfera interior es una combinación de aire atmosférico y de las fumarolas. Para la realización de este estudio, y con el conocimiento de la dirección predominante del viento, se seleccionaron dos caminos ópticos para la toma de medidas (Fig. 2).

La proporción estimada SO_2/CO_2 por SOR en el interior del cráter fue de $0,7 \cdot 10^{-5}$, similar a los ratios observados SO_2/CO_2 en las fumarolas $2 \cdot 10^{-5}$ por análisis en laboratorio. El estudio para obtener la tasa de emisión de CO_2 en las fumarolas del Teide se realizó por medio de un método de gas (Mori *et al.*, 2001). Las ligeras diferencias de estos dos cocientes observados podría deberse a la existencia de una fuente adicional de CO_2 de la atmósfera

en el interior del cráter, las emisiones difusas de CO_2 . En la Fig. 3 se pueden comprobar los valores típicos registrados durante la campaña de 2005.

Los valores observados mediante SOR muestran una tasa de emisión promedio de CO_2 de $5,6 \pm 0,2 \text{ kg}\cdot\text{d}^{-1}$. Si asumimos la existencia de 100 fumarolas en el cono sumital del Teide, la tasa de emisión de CO_2 asociados a emanaciones visibles se estima en $0,5 \text{ t}\cdot\text{d}^{-1}$. Esta tasa de emisión de CO_2 es de dos órdenes de magnitud inferior a la tasa de emisión observada de origen difuso de CO_2 en septiembre de 2005, que fue de $15 \text{ t}\cdot\text{d}^{-1}$.

La tasa de emisión a través de las fumarolas del cono sumital del Teide de SO_2 , conocidos los ratios SO_2/CO_2 por SOR, se estima entre $5,7\cdot 10^{-6}$ y $1,6\cdot 10^{-5} \text{ t}\cdot\text{d}^{-1}$. Estas estimaciones en la tasa de emisión de SO_2 son muy inferiores a los observados de forma continua en volcanes activos, de 2,6 a $4000 \text{ t}\cdot\text{d}^{-1}$ (Andrés y Kasgnoc, 1998).



Figuras 2 y 3. Esquema de la disposición de los equipos en el interior del cráter del Teide (arriba). Valores registrados de SO_2 y CO_2 en el cráter del Teide del 17 al 19 de septiembre de 2005 (abajo).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha podido realizar gracias al programa de vigilancia volcánica co-financiados por el Cabildo Insular de Tenerife y el Gobierno de Canarias y a los proyectos ALERTA y ALERTA II co-financiados por la iniciativa comunitaria INTERREG IIB Azores-Madeira-Canarias. También agradecer al Parque Nacional del Teide y a ICONA por su colaboración durante el desarrollo de este trabajo.

REFERENCIAS

- Andres *et al.* (1998): "A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions". *Journal of Geophysical Research* 103: 25,251-25,261.
- Baxter, G., Payne, M., Austin, B., Halloway, C., Haub, J., He, Y., Milce, A., Nibler, J., Orr, B. (2000): "Spectroscopic diagnostics of chemical processes: applications of tunable optical parametric oscillators". *Applied Physics B Lasers and Optics*, Volume 71, pp. 651-663.
- Chiodini, G., Frondini, F., Raco, B. (1996): "Diffuse emission of CO_2 from the Fossa crater. Vulcano Island (Italy)". *Bull. Volcanol.* 58, 41-50.
- García *et al.* (2006): "Monitoring the Reawakening of Canary Islands' Teide Volcano". *EOS, Transactions, American Geophysical Union*, 87, 61-72.
- Gerlach, T., Graeber, E. (1985): "Volatile budget of Kilauea volcano". *Nature*, 313, 273-277.
- Giggenbach, W. (1987): "Redox process governing the chemistry of fumarolic discharges from White Island, New Zealand". *Appl. Geochem.* 2, 143-161.
- Giggenbach, W.F. (1996): "Chemical composition of volcanic gases". In *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Scarpa and Tilling (Eds.) Springer-Verlag, Berlin, 221-256.
- Hernández, P., Notsu, K., Salazar, J., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N., (2001): "Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan". *Science*, 292: 83-86.
- Hirabayashi, J., Oosaka, J., Ozawa, T. (1982): "Relationship between volcanic activity and chemical composition of volcanic gases. A case study on the Sakurajima Volcano". *Geochem. J.*, 16: 11-21.
- Kerstin L. (2002): "UV-DOAS for determination of NO_x to $\text{HNO}_3/\text{NO}_3^-$ and SO_2 to $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{SO}_4^{2-}$ -transformation rates. *Optical Spectroscopic Techniques, Remote Sen-*

- sing, and Instrumentation for Atmospheric and Space". Research IV, Vol. 4485, p. 478-485.
- Mori *et al.*, (2001): "An *in-situ* method for measuring CO₂ flux from hydrothermal fumaroles". Chemical Geology, 177, 85-99.
- Pérez *et al.* (1992): "Geochemical characteristics of the volcanic-hydrothermal gases in Teide, Timanfaya, Taburiente, and Teneguía Volcanoes, Canary Islands, Spain". III Congreso geológico de España, 468.
- Symonds, R. B., Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Gerlach, T. M. (1994): "Volcanic-gas studies: Methods, Results, and applications, in Volatiles in Magmas", Rev. in Mineral., vol. 30, edited by M. R. Carroll and J. R. Holloway, pp. 355-374, Mineral. Soc. of Am., Washington, D.C.

EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ POR EL LAGO VOLCÁNICO LAACHER SEE, ALEMANIA

Pedro A. Hernández¹, Nemesio Pérez¹, Konradin Weber², Christian Fischer², Kai Bothe², Michael Laue², Rainer Mebus², Hirochika Sumino³, Gladys Melián¹, Eleazar Padrón¹

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER) Tenerife

² Department of Mechanical and Process Engineering, Environmental Measurement Techniques, University of Applied Sciences, Düsseldorf

³ Laboratory for Earthquake Chemistry, Faculty of Science, University of Tokyo

RESUMEN

Laacher See es el edificio volcánico más reciente del sistema volcánico de East Eifel, Alemania. Con el objetivo de evaluar la distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en la superficie de este lago y estimar la tasa de emisión de CO₂, en Julio de 2007 se realizó una campaña geoquímica de gases. La emisión total difusa de CO₂ estimada fue de 35,3 ± 1,7 t d⁻¹. Este valor es superior al estimado previamente en 1996 por otros autores. Los resultados obtenidos sugieren una estrecha relación entre la emisión de CO₂ y las características volcánico–estructurales del área de estudio.

Palabras clave: Laacher See, East Eifel, emisión difusa, CO₂.

ABSTRACT

Laacher See in Germany is the youngest volcano of East Eifel volcanic system. With the aim of evaluate the spatial distribution of CO₂ efflux and estimate the total CO₂ output from the studied area, in July 2007 a gas geochemistry field work was performed at Laacher See volcano. The total CO₂ output was estimated in 35,3 ± 1,7 t d⁻¹. This value is higher than the one estimated previously by other authors. Results show a close relationship between the CO₂ emission and the volcanic–structural features of the area.

Keywords: Laacher See, East Eifel, diffuse emission, CO₂.

INTRODUCCIÓN

Laacher See es un pequeño lago de forma casi circular situado en el sistema volcánico de East Eifel perteneciente al macizo de Rhenish, Alemania. La principal actividad

volcánica en Rhenish ocurrió en el Terciario, mientras que en el Cuaternario, la actividad volcánica típica de sistemas intraplaca que comenzó hace unos 0,7 millones de años ha estado confinada principalmente en los sistemas West y East de Eifel (Lippolt, 1983).

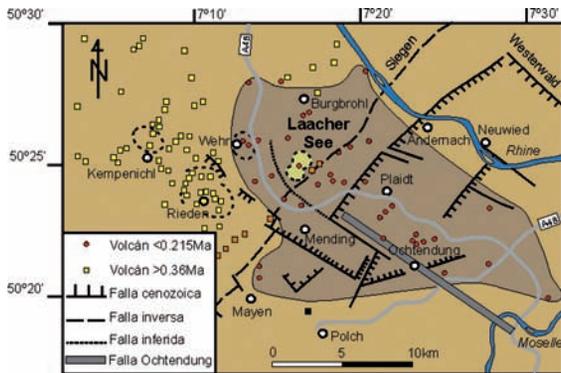


Figura 1. Distribución espacial de volcanes y fallas cenozoicas del sistema volcánico de East Eifel (modificado de Schmincke, 2007).

Laacher See es el edificio volcánico más joven (11.000 a BP) del conjunto de centros eruptivos que forman el sistema volcánico de East Eifel (Fig. 1) y debe su origen como cualquier maar a explosiones violentas por contacto del agua con magma cerca de la superficie (Lorenz, 1973). Actualmente, el lago de la caldera de Laacher See tiene una profundidad máxima de 52 m y un área de 3,31 km².

Desde hace muchos años se conoce la existencia de descarga de CO₂ a lo largo de la orilla este del lago (Schmidt-Ries, 1955; Bahrig, 1985) así como la existencia de burbujeo cerca de la misma orilla. Algunos autores han analizado la composición química e isotópica de estos

gases encontrando una componente magmática muy importante tanto en el CO₂ como en el He (Griesshaber *et al.*, 1992; Aeschbach-Hertig *et al.*, 1996). Estos últimos cuantificaron la emisión de CO₂ por Laacher See basándose en la estimación del flujo de ³He y las relaciones C/³He medidas en puntos de muestreo seleccionados tanto a lo largo de la superficie del lago como a diferentes profundidades, obteniendo un valor de emisión anual de 5.000 t.

El objetivo de este trabajo de investigación es estimar la emisión total de CO₂ por el lago volcánico de Laacher See mediante el método de la cámara de acumulación y comparar los resultados obtenidos con los publicados por otros autores.

MÉTODOS ANALÍTICOS

La campaña de trabajo realizada entre los días 23 y 27 de Julio de 2007 en el lago volcánico de Laacher See consistió en la medida del flujo difuso de CO₂ y de la temperatura del agua en 164 puntos de medida distribuidos a lo largo de toda el área de estudio. En una parte del lago no

Figura 2. (abajo) Foto tomada durante la campaña de campo realizada en Laacher See, Alemania, 2007. Puede observarse la cámara de acumulación flotando en la superficie del agua, el maletín con el sensor de CO₂ y el ordenador de mano para calcular el flujo de CO₂.



se pudo trabajar debido al descubrimiento meses antes de un avión militar de la II Guerra Mundial en la zona sur del lago. Las autoridades alemanas prohibieron el acceso a una zona restringida que cubría aproximadamente la tercera parte del lago. La época del año en que se realizó este estudio fue la más idónea, el verano, ya que el lago está térmicamente estratificado, lo que hace que actúe como una perfecta trampa para los gases emitidos de origen profundo. Las medidas fueron realizadas mediante una variante del método de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981) incluyendo un dispositivo de flotación de la cámara en el agua y utilizando un sensor LICOR Li-800 para las medidas de la concentración de CO₂.

Este instrumento posee un límite de detección de 0,5 g m⁻² d⁻¹. Los valores obtenidos de flujo difuso de CO₂ fueron corregidos con los valores de temperatura y presión ambiente tomados en cada punto, para transformar concentraciones volumétricas en concentraciones máscicas. Se asume un error del 10% basado en la variabilidad de las réplicas realizadas en el laboratorio. Para la realización de los mapas de distribución espacial de los valores medidos de flujo de CO₂ se utilizó una Simulación Gaussiana como método de interpolación mediante el programa GSLIB (Deutsch y Journel, 1998). También se recogieron muestras de gas en las zonas donde existe burbujeo con el objeto de analizar la composición química e isotópica de estas emanaciones.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los valores medidos de flujo difuso de CO₂ variaron entre 0,56 y 11.275 g m⁻² d⁻¹, siendo los más altos los medidos en las zonas de intenso burbujeo. Las temperaturas medidas en la superficie del lago variaron entre 19,1 y 21,0°C, con un valor medio de 20,2°C. Con el objeto de investigar la existencia de diferentes poblaciones geoquímicas en el conjunto de valores de flujo difuso de CO₂, se realizó un análisis estadístico-gráfico (Fig. 3). Se identificaron dos poblaciones geoquímicas bien diferenciadas, fondo o background (I) y pico (III), con valores medios de 7,01 g m⁻² d⁻¹ y 9.049 g m⁻² d⁻¹, respectivamente, y representando el 90,52% y 4,04% del total de los datos. La existencia de una población pico tan diferenciada indica la existencia de perturbaciones de origen profundo del sistema magmático de Laacher See.

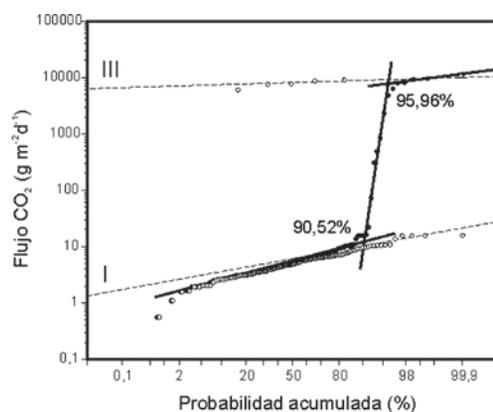


Figura 3. Gráfico de frecuencia acumulativa de los datos de flujo difuso de CO₂ (g m⁻² d⁻¹), (Sinclair, 1974).

En las Tablas 1a y 1b se muestra un resumen de los resultados analíticos de la muestra de gas tomada en la zona de burbujeo localizada en la orilla este del lago. Podemos observar que el gas está muy enriquecido en CO₂ (82%) y en otras especies como H₂ y He, indicando una fuerte componente endógena en estas emisiones. La relación isotópica ³He/⁴He medida (R/Ra = 5,08) respecto a la del aire corrobora esta hipótesis. Este valor es muy similar al medido por Giggenschach *et al.* (1991) (R/Ra = 5,5), Grieshaber *et al.* (1992) (R/Ra = 5,4) y Aeschbach-Hertig *et al.*, (1996) (R/Ra = 5,35±0,03) y donde Ra es la relación isotópica en el aire (1,384·10⁻⁶). Estos valores indican una clara aportación de He del manto a las emisiones de gases de origen profundo en Laacher See.

(a)	Fecha muestreo	T (°C)	H ₂ (ppm)	CH ₄ (ppm)	N ₂ (%)	O ₂ (%)	Ar (ppm)	CO ₂ (%)
Laacher See	24-jul-07	19.1	346,4	67,0	16,9	0,92	1169,4	81,9
(b)	⁴ He (ppm)	³ He/ ⁴ He _{cor} (R/Ra)	⁴ He/ ²⁰ Ne	²¹ Ne/ ²² Ne	²⁰ Ne (ppm)			
Laacher See	35,6	5,082 ± 0,043	230	0,02907 ± 0,00013	0,155			

Tabla 1. (a) Composición química e (b) isotópica del gas emitido a través del burbujeo localizado en la orilla este del lago volcánico Laacher See, Alemania.

La distribución espacial del flujo difuso de CO₂ muestra que en la mayor parte de la zona de estudio se midieron valores correspondientes a la población de fondo (Fig. 4). Sin embargo, aparecen claramente identificadas cuatro zonas con valores anómalos de flujo difuso de CO₂. Estas zonas parecen describir una alineación en dirección NW-

SE cruzando el norte del lago de este a oeste y una perpendicular a la anterior. La distribución espacial de estos valores anómalos parece indicar un posible control estructural en la desgasificación difusa de CO₂ en Laacher See.

Con el objeto de calcular la emisión total de CO₂ a la atmósfera por este sistema volcánico, construimos el mapa de contorno de flujo de CO₂ mediante la aplicación de una simulación Gaussiana secuencial (SGS) con el programa SgSim. La emisión total difusa de CO₂ estimada fue de 35,3 ± 1,7 t d⁻¹. Este valor implicaría una emisión anual de 12.884 t, sensiblemente mayor al estimado por Aeschbach–Hertig *et al.*, en 1996 de 5.000 t a⁻¹, incluso teniendo en cuenta que el área en este estudio es mucho menor. La gran diferencia observada entre ambos valores puede deberse a varias razones. Por un lado el haber usado diferentes metodologías analíticas. Teniendo en cuenta que este estudio está basado en la medida directa del flujo difuso de CO₂ en decenas de puntos que cubren al área de estudio, el valor estimado de 12.884 t a⁻¹ es, en nuestra opinión, más representativo del valor real ya que el cálculo de la emisión de CO₂ realizado por Aeschbach–Hertig *et al.*, (1996) se basa en dos únicas medidas. Otra posible explicación del aumento en la emisión de CO₂ registrado en esta campaña de 2007 pudiera estar relacionada con la actividad sísmica de la zona. Laacher See muestra con cierta frecuencia signos de actividad como incremento inusual de microsismicidad, hipocentros que están relativamente cercanos a la superficie, y altos flujos de CO₂ (Schmincke, 2007). Nueve días después de terminar este estudio tuvo lugar un terremoto de magnitud 4.4 con epicentro cercano a la ciudad de Koblenz (7.27°E; 50.40°N) y a una profundidad de 10 km (GFZ Potsdam – Earthquake Bulletin). Cambios de esfuerzos previos al terremoto pudieran haber favorecido el escape de gases de origen profundo a la superficie a través de estructuras más permeables del sistema volcánico de Laacher See produciendo el valor observado en la emisión.

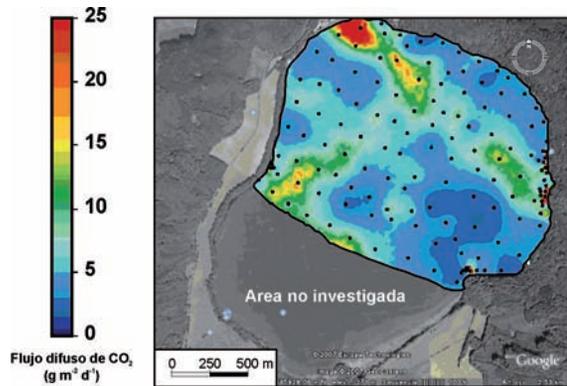


Figura 4. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en la zona de estudio del lago volcánico de Laacher See, Alemania. La zona azul es el área restringida por las autoridades alemanas debido al avión militar encontrado de la II Guerra Mundial.

Con el objeto de comparar los resultados obtenidos en este estudio con otros sistemas volcánicos pertenecientes al volcanismo intracontinental europeo como West Eifel en Alemania, Chain des Puys en Francia y Calatrava y Olot en España, hemos utilizado como parámetro geoquímico el múltiplo del valor medio de la población de fondo P(xB) (ver Tabla 2), ya que es el más representativo de la emisión difusa de CO₂ procedente del sistema volcánico–hidrotermal. Si comparamos los resultados obtenidos se observa que Laacher See presenta el segundo mayor valor del múltiplo de la población pico ó anómala (P) respecto al de fondo geoquímico (B), con un valor de 1291. Asimismo, estos dos sistemas volcánicos son los únicos que presentan manifestaciones visibles en superficie (hervideros y burbujeo de gases de origen endógeno). La composición química e isotópica de los gases que emanan a lo largo de la orilla este de Laacher See junto con los altos valores de flujo difuso de CO₂ son una evidencia más de la existencia de masas magmáticas someras en proceso de desgasificación y enfriamiento bajo Laacher See y/o del emplazamiento de nuevo magma en profundidad después de la erupción ocurrida hace 12,9 ka (Schmincke, 2007).

Sistema	Nº puntos puntos	Área (Km ²)	B (gm ⁻² d ⁻¹)	P (gm ⁻² d ⁻¹)	P (xB)	Emisión (t d ⁻¹)
West Eifel (Alemania)	1.234	656	15,1	81	5,4	18.692
Lago Laacher See (Alemania)	146	2,5	7,0	9.049	1.291	35
Chaîne des Puys (Francia)	679	287	19,1	129	6,8	6.658
Olot (España)	369	128	26,8	148	5,5	4.659
Calatrava (España)	1.717	758	2,7	323.983	119.993	2.492

Tabla 2. Comparativa de los estudios realizados por el ITER en varios sistemas del volcanismo intracontinental europeo.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a la financiación del Ministerio de Educación y Ciencia al proyecto VOLATM-CO₂ con ref. CGL2005-07509.

REFERENCIAS

- Aeschbach-Hertig, W., Kipper, R., Hofer, M., Imboden, D.M., Wieler, R., Signer, P. (1996): "Quantification of gas fluxes from the subcontinental mantle: the example of Laacher See, a maar lake in Germany". *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60, 1, 31-41.
- Bahrig, B. (1985): "Sedimentation und Diagenese im Laacher See-becken (Osteifel)". Ph.D. Dissertation, Institut für Geologie der Ruhr-Universität Bochum.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 2nd Ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Giggenbach W.F., Sano, Y., Schmincke, H.U. (1991): "CO₂-rich Gases from Lakes Nyos and Monoun, Cameroon; Laacher See, Germany; Dieng, Indonesia, and Mt. Gambier, Australia. Variations on a Common Theme". *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 45, 311-323.
- Griesshaber, E., O'Nions, R.K., Oxburgh, E.R. (1992): "Helium and carbon isotope systematics in crustal fluids from the Eifel, the Rhine Graben and Black forest" *F.R.G. Chem. Geol.* 99, 213-235.
- Lippolt, H. (1983): "Distribution of volcanic activity in space and time, in Plateau Uplift". pp. 112-120, eds Fuchs, K., v. Gehlen, Springer.

- Lorenz, V. (1973): "On the formation of mars". *Bull. Volcanol.* 37, 183-204.
- Parkinson, K.J. (1981): "An improved method for measuring soil respiration in the field". *J. Appl. Ecol.* 18, 221-228.
- Schmidt-Ries, H., (1955): "Zur Physiographie der Eifelmaare" *Gewäss. Abwäss.* 9/10, 7-112.
- Schmincke, H.-U. (2007): "The Quaternary Volcanic Fields of the East and West Eifel (Germany)". *Mantle Plumes*. Ed. Springer Berlin Heidelberg, DOI 10.1007/978-3-540-68046-8.
- Sinclair, A.J. (1974): "Selection of thresholds in geochemical data using probability graphs". *J. Geochem. Exploration*, 3: 129-149.

IMPLEMENTATION OF A TEMPERATURE MONITORING NETWORK AS A TOOL FOR GEO-DYNAMICAL STUDIES IN THE CANARY ISLANDS, SPAIN

Antonio Eff-Darwich^{ab}, Pedro Hernández^b, Eleazar Padrón^b, Rayco Marrero^b, Nemesio Pérez^b

^a Dpto. Edafología y Geología, Universidad de La Laguna, Tenerife

^b Environmental Research Division, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

Mostramos el estado actual de la red de muestreo de la temperatura de las aguas subterráneas que lleva a cabo el Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). Esta red constituye una mejora significativa de la actual red de muestre térmico del ITER, que incluye medidas de la temperatura en el suelo y fumarolas, además de imagen térmica infrarroja de última generación.

Palabras clave: temperatura, Islas Canarias, volcán.

ABSTRACT

We show the present status of the groundwater temperature monitoring network run by the Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). This network will constitute a significant improvement of the ITER thermal monitoring network that includes soil and fumarolic temperature measurements and state-of-the-art thermal infrared imaging.

Keywords: temperature, Canary Islands, volcano.

INTRODUCTION

The implementations of volcanic activity monitoring networks in the Canary Islands (Spain) have to take into account the complex geological evolution of the islands. In this sense, recent eruptive activity includes a sub-plinian eruption that took place approximately 2000 years ago in the central part of Tenerife, as well as several strombolian eruptions in the last 300 years that were scattered over large portions of the islands of Tenerife,

La Palma and Lanzarote. This dispersion in the frequency and location of eruptive activity makes it difficult to run a monitoring network and hence, simple and robust observational methodologies have to be considered. In this sense, temperature reveals a good option, since significant temperature variations are expected previous to volcanic reactivation. However, it is necessary to measure temperature in fluids, such as water and/or gas, since heat transport in the rock matrix by simple conduction is extremely slow. Groundwater temperature moni-

ring reveals as a promising option in the Canaries, since the saturated zone in the most active islands (Tenerife, La Palma and El Hierro) could be reached through the extensive network of wells and galleries that have been excavated for groundwater exploitation (Eff–Darwich *et al.*, 2008).

Systematic monitoring of groundwater in active volcanic regions is one of the tools used in early detection of volcanic eruptions. Indeed, groundwater could trap the main components of fluids released from magma, providing information on temporal and spatial changes in heat and gas transfer within the volcanic edifice (Tedesco, 1995; Federico *et al.*, 2002). It is expected that magma ascent towards the surface modifies the temperature distribution inside the volcanic edifice, as the result of heat transfer between magmatic gases, cracks and groundwater. In this sense, it may occur that temperature in wells and springs could change during the early stages of volcanic eruptions. This has been reported in many examples in the literature, e.g. temperature changes in crater lakes (i.e. Hernández *et al.*, 2008), in hot springs (Sato *et al.*, 1992), wells and springs (i.e. Martín del Pozzo *et al.*, 2002). Yamashina and Matsushima (1999) also reported variations on ground temperature outside the geothermal area at Unzen volcano prior to the phreatic eruption in November 1990. In the case of volcanic islands, the connection between groundwater and hot magmatic fluids is poorly understood, since the available volcanologic and hydrologic data are limited (Violette *et al.*, 1997). In the case of the Canary Islands, the interaction between volcanic activity and groundwater is best known in Tenerife and it is represented by fumarolic gaseous emissions (Albert *et al.*, 1989) and by the presence of thermal and hydro-chemical anomalies (i.e. Bravo *et al.*, 1976; Custodio, 1987; Eff–Darwich *et al.*, 2008; Marrero *et al.*, 2008).

In this work, we show the present status of the groundwater temperature monitoring network run by the Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). This network will constitute a significant improvement of the ITER thermal monitoring network (see Fig. 1) that includes soil and fumarolic temperature measurements (Fig. 2) and state-of-the-art thermal infrared imaging (Fig. 3).

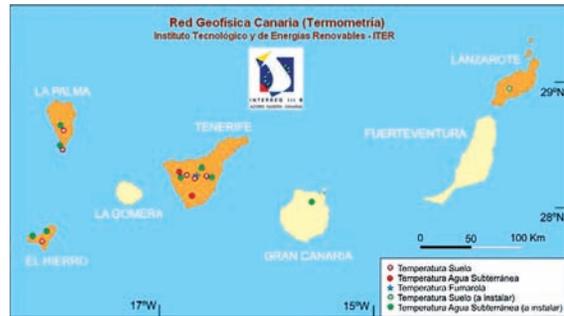


Figure 1. Present implementation of ITER thermal monitoring network.

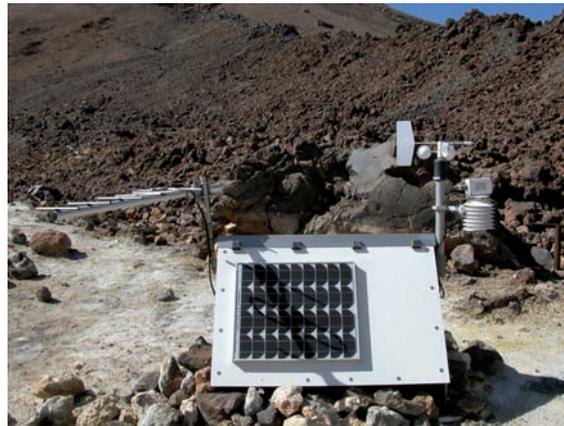


Figure 2. Temperature and geo-chemical fumarolic monitoring station installed at the summit of El Teide volcano.

INSTRUMENTAL SETTING

Continuous monitoring of groundwater temperature in the active islands of Tenerife, La Palma and El Hierro is a difficult task due to several factors: on one hand the need to design low power consumption sensors and on the other hand, the topography of the islands makes it difficult to transmit the data on nearly real-time. Groundwaters are usually aggressive due to the presence of minerals of volcanic origin (in particular bicarbonates). In this sense, special care should be taken to preserve the integrity of electronic sensors.

A multi-parametric instrument was specifically developed taking in mind the drawbacks of monitoring groundwater in the Canaries. The instrument measures continuously (in our case every hour) temperature, pH and conductivity. It is a low consumption sensor that could run on batteries and/or solar panels. In our case,

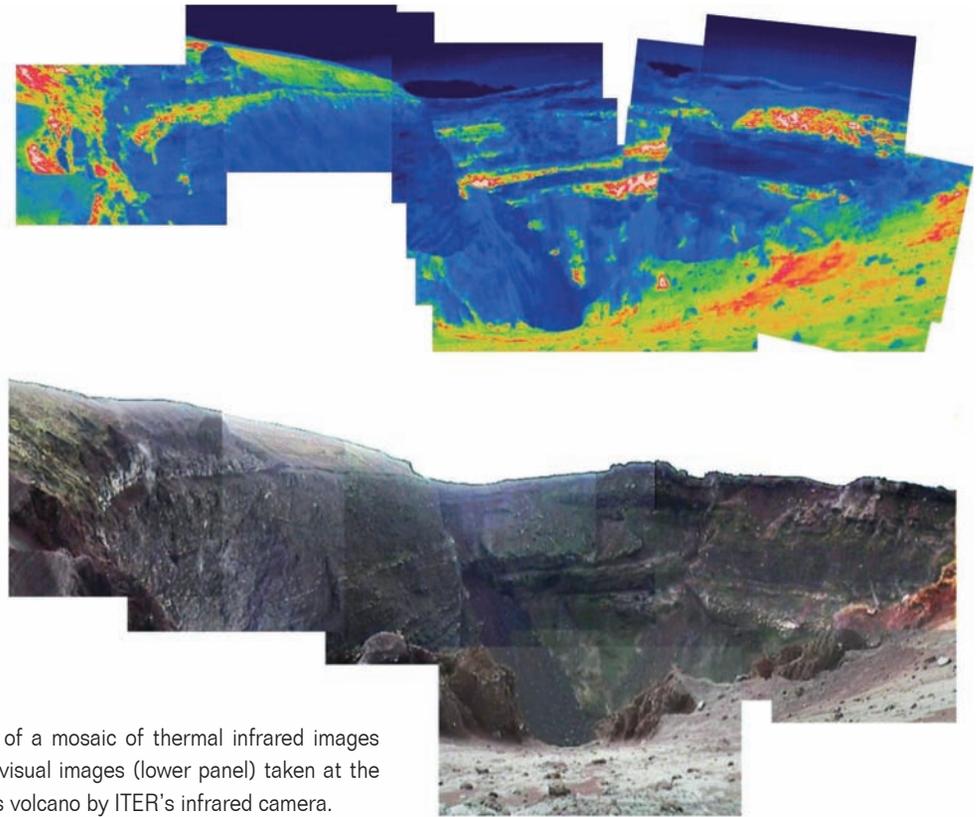


Figure 3. Example of a mosaic of thermal infrared images (upper panel) and visual images (lower panel) taken at the summit of Vesubius volcano by ITER's infrared camera.

all stations of the monitoring network will run on solar panels. Data from each station will be stored in a data-logger and will be transmitted through mobile-phone technology to ITER's headquarters in Tenerife.

The groundwater monitoring network will consist, in its first stage, of five stations in Tenerife (Fig. 4), one in El Hierro and one in La Palma. It is expected to have all stations running by the end of 2008, although the stations located in Tenerife are expected to be operational by the end of the summer 2008.

INITIAL RESULTS

Some initial results have already been obtained in some of the stations in Tenerife, as illustrated in Fig. 5 for station T1. There are significant time variations in both groundwater conductivity and temperature, in particular between days 12 and 17, both parameters undergo a sharp decrease, likely due to the effect of rainfall.

It is expected that results like those shown in Fig. 5 will help us to understand the dynamics of groundwater



Figure 4. Location of the five groundwater temperature monitoring stations in the island of Tenerife.

in the interior of the islands, the effect of rainfall and the possible effect of temporal and spatial variations in heat flow induced by an increase of volcanic activity.

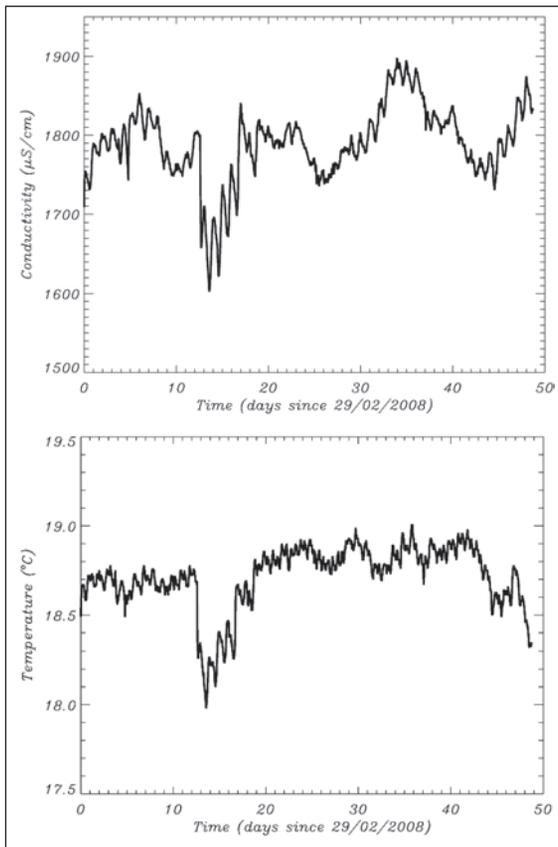


Figure 5. Upper panel: Groundwater conductivity as a function of time collected at station T1 in Tenerife. Lower panel: Groundwater temperature as a function of time collected at station T1 in Tenerife.

REFERENCES

- Albert, J.F., Díez Gil, J.L., Valentín, A., García de la Noce-da, C., Araña, V. (1989): "El sistema fumaroliano del Teide". In: Los volcanes y la caldera del Parque Nacional del Teide (Tenerife, Islas Canarias). Araña, V. y Coello, J. Ed. ICONA. Madrid. 347-358 pp.
- Bravo, T., Coello, J., Bravo, J. (1976): "Áreas de emanaciones gaseosas y anomalías térmicas en la provincia de Santa Cruz de Tenerife (Islas Canarias)". II Asamb. Nac. Geod. Geof. 2235-2244.
- Custodio, E. (1987): "Hydrogeochemistry of Tenerife Island". in Simposio Canarias 2000, Tenerife, Spain.
- Eff-Darwich, A., Coello J., Vinas R., Soler V., Martín-Luis M., Farrujia I., Quesada M., Nuez, J. (2008): "Underground Temperature Measurements as a Tool for Volcanic Activity Monitoring in the Island of Tenerife, Canary Islands". PAGEOPH, Vol. 165, No. 1, pp. 135-145.
- Federico, C., Aiuppa, A., Allard, P., Bellomo, S., Jean-Baptiste, P., Parelo, F., Valenza, M. (2002): "Magma-derived gas influx and water-rock interactions in the volcanic aquifer of Mt. Vesuvius, Italy: Geochim. Cosmochim. Acta, 66, 963-981.
- Hernandez, P., Perez, N., Varekamp, J., Henriquez, B., Hernandez, A., Barrancos, J., Padron, E., Calvo, D., Melian, G. (2007): "Crater Lake Temperature Changes of the 2005 Eruption of Santa Ana Volcano, El Salvador, Central America". PAGEOPH, Vol. 164, No. 12, pp. 2507-2522.
- Marrero Rayco, Lopez Dina, Hernandez Pedro, Perez Nemesio (2008): "Carbon Dioxide Discharged through the Las Cañadas Aquifer, Tenerife, Canary Islands". PAGEOPH, Vol. 165, No. 1, pp. 147-172.
- Martin-Del Pozzo, A.L., Aceves, F., Espinasa, R., Aguayo, A., Inguaggiato, S., Morales, P., Cienfuegos, E., (2002): "Influence of volcanic activity on spring water chemistry at Popocatepetl Volcano, Mexico". Chem. Geol., 190, 207.
- Sato, T., Wakita, H., Notsu, K., Igarashi, G. (1992): "Anomalous hot spring water changes: Possible precursors of the 1989 volcanic eruption off the east coast of the Izu Peninsula". Geochem. J. 26, 73-83.
- Tedesco, D. (1995): "Monitoring fluids and gases at active volcanoes". Monitoring active volcanoes (Eds: McGuire, B., Kilburn, C., Murray, J.) (UCL, London) pp. 315-345.
- Violette, S., Ledoux, E., Goblet, P., Carbonnel, J.P. (1997): "Hydrologic and thermal modelling of an active volcano: the 'Piton de la Fournaise', Reunion Island". Journal of Hydrology 191, n° 1-4, 37-63.
- Yamashina, K. and Matsushima, T. (1999): "Ground temperature change observed at Unzen Volcano associated with the 1990-1995 eruption". J. Volcanol. Geotherm. Res. 89, 65-71.

THE EFFECT OF SEISMIC ACTIVITY ON HIGH ANGULAR RESOLUTION ASTRONOMY: SITE TESTING FOR THE FUTURE EUROPEAN EXTREMELY LARGE TELESCOPE E-ELT

Antonio Eff–Darwich^{ab}, Begoña García–Lorenzo^b, Luciana Bonatto^c, Luis E. Hernández–Gutiérrez^d, Ronaldo Viñas, José A. Rodríguez–Losada^a, Luis González de Vallejo^e, Casiana Muñoz–Tuñón^b

^aDpto. Edafología y Geología, Universidad de La Laguna, Tenerife

^bInstituto de Astrofísica de Canarias, Tenerife, Spain

^cInstitute of Earth Sciences “Jaume Almera”, CSIC, Barcelona

^dÁrea de Laboratorios y Calidad de la Construcción, Consejería de Obras Públicas y Transportes del Gobierno de Canarias, Tenerife

^eDept. of Geodynamics, Universidad Complutense de Madrid

RESUMEN

Los movimientos sísmicos inducen desplazamiento verticales y horizontales del terreno que pueden afectar a la calidad de imagen obtenida mediante telescopios, de una manera análoga a la turbulencia atmosférica. En este trabajo estudiamos el efecto de la sismicidad en los observatorios del Teide, en Tenerife, y Roque de los Muchachos en la isla de La Palma. Tres aspectos de la sismicidad son discutidos: la sismicidad regional (que se compara con otros observatorios), el ruido sísmico y posibles resonancias entre el ruido sísmico y la estructura de telescopios.

Palabras clave: sismicidad, Islas Canarias, site testing.

ABSTRACT

Seismicity induces ground vertical and horizontal displacements that could affect the image quality obtained by telescopes in a similar fashion than atmospheric turbulence. In this work, we study the effect of seismicity at El Teide observatory, on Tenerife, and Roque de los Muchachos observatory on the island of La Palma. Three different aspects of seismicity are studied, namely regional seismicity (that is compared with other astronomical sites), seismic noise and possible resonances between seismic noise and the structure of telescopes.

Keywords: seismicity, Canary Islands, site testing.

INTRODUCTION

Some of the best astrophysical observatories in the world, namely the Canarian, Chilean and Hawaiian observatories, are located in active volcanic regions. This is not a coincidence, since topography modelled by volcanic activity is a main factor controlling the local atmospheric conditions and hence, the sky transparency that defines good astronomical sites. The Canary Islands host two astrophysical observatories in two different active volcanic islands: Observatorio del Teide in the island of Tenerife and Observatorio del Roque de los Muchachos in La Palma. Several volcanic eruptions have taken place in both islands, being the last ones in 1971 and 1909 for La Palma and Tenerife, respectively (Cabrera & Hernández-Pacheco, 1987).

The characterization of astronomical sites is usually based on the analysis of the atmosphere above them (e.g. García-Lorenzo *et al.*, 2007). However, increasingly larger telescopes (10, 50 and 100 meters classes) demand stable structures and buildings, and hence geological activity will become an important parameter to take into account in astronomical site ranking. Seismic and/or volcanic hazards analysis must be considered in civil structural design. However, in the case of large telescopes, the structures have to withstand the effects associated to seismic and/or volcanic activity, but they also have to minimize the loss of operational time, recalling the extreme precision in the alignment of mechanical and optical components. The earthquake that took place 15 October 2006 in Hawaii, was a dramatic example of the impact of seismic activity on an astronomical observatory. Although there was not significant structural damage, the recovery to full science operability at Subaru, Keck I and II and Gemini North telescopes took several weeks (Salmon, 2007). The future European Extremely Large Telescope, E-ELT, site characterization should indeed take into consideration geological activity (volcanic, seismic, ...) as a key parameter for site ranking.

In this work, we present an analysis of seismic risk at El Teide observatory on the island of Tenerife and Roque de los Muchachos on the island of La Palma, Canary Islands, Spain. The level of background seismic noise is also characterized and its effect on telescope operability is analyzed.

REGIONAL SEISMICITY

The distribution of earthquakes detected by the Spanish Instituto Geográfico Nacional (IGN) in the western Canary Islands is illustrated in Fig. 1, for the period 1985 to 2008. Only earthquakes with magnitudes equal or larger than 2,3 (Richter scale) were considered, since information on lower magnitude earthquakes could be inaccurate due to reconfigurations in the local seismic network (M.J. Blanco from IGN, private communication). The seismic catalog is mostly composed of small events distributed preferentially around Gran Canaria and Tenerife, in particular, between the two islands. The largest instrumental earthquake in this area was recorded on 9 May 1989, reaching a magnitude of 5,2. The focal mechanism of this earthquake shows strike-slip movements with two nodal planes oriented north-northeast-south-southwest and northwest-southwest. The former agrees with the aftershock distribution and the strike of a major submarine fault parallel to the eastern coast of Tenerife (e.g. González de Vallejo *et al.*, 2006). Moreover, a series of liquefaction-related structures (namely clastic dykes and tubular vents) were discovered in Holocene sand deposits in southern Tenerife, likely being the result of an estimated 6,8 magnitude earthquake in the submarine fault. Previous to the onset of instrumental seismology, a noticeable number of earthquakes have been registered, mainly related to volcanic eruptions. The intensity of these earthquakes ranged from III up to VII. All these results lead González de Vallejo *et al.* (2006) to define that the ground peak horizontal acceleration with a 10% of probability of being exceeded in 50 year was 0,06 g for the eastern part of Tenerife (including the observatory) and 0,05 g elsewhere. IGN slightly lowers these values to 0,04 for all the Canary Islands. In any case, they are significantly lower than those expected at the Chilean observatory of Paranal, 0,34 g, and the Hawaiian observatory of Mauna Kea, 0,4 g (GSHAP).

SITE EFFECTS

It has been widely observed that seismic records display the presence of continuous ground motion of variable amplitude. The source of seismic noise can be attributed to human activity, such as traffic, factories and engineering work construction; or to natural causes, namely oceanic and/or atmospheric. Human activity and wind

are present in frequencies above 1 Hz, whereas the ocean microseismicity lies below 1 Hz (around 0,2 Hz and 0,07 Hz), being more important in islands than in continental sites. Although seismic noise will not produce any damage on buildings, it is a continuous small vibration affecting structures. In this sense, seismic noise is an important parameter to study and characterize in interferometric astronomical observations (Holloway & Fiori, 2003).

Seismic noise could be an effective tool to characterize the local soil effects to seismic loading and to analyze the coupling of telescope structures to the ground. For this purpose, a seismic station belonging to the Instituto Geográfico Nacional was installed at El Teide and Roque de los Muchachos observatories. This station is composed of a short period (1 sec), three-components Lennartz seismometer (LE-3D/1s). The acquisition unit was a Taurus (Nanometrics) with a high resolution 24-bit A/D converter, GPS time and a sampling rate of 100 mps. The station was emplaced for 30 minutes on three different locations, along the two observatories (see Figs. 2 and 3). Data were analyzed in two different ways: on one hand the background seismic noise level was inferred through Fourier analyses; on the other hand the fundamental resonance frequency of the soil was computed through the Nakamura method (Nakamura, 1989). Nakamura proposed a technique, which uses a horizontal-to-vertical (H/V) Fourier power spectral ratio of ambient seismic noise, measured at a single station. It has been well established that the H/V technique can effectively be applied to determine the dynamical characteristics of the underlying subsurface structure, since the H/V frequency peak (if present) represents the natural frequency of the site.

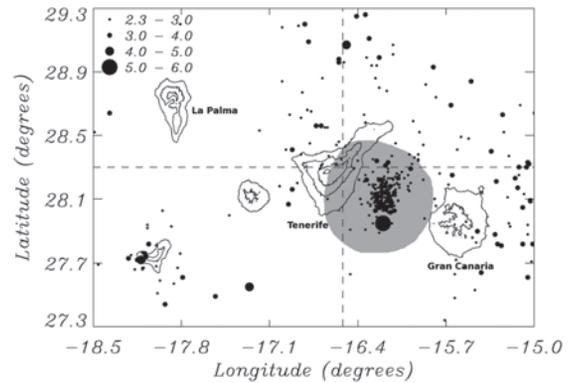


Figura 1. Seismicity in the western Canary Islands for the period 1985-2008. Light grey area corresponds to the region where the ground peak horizontal acceleration with a 10% probability of being exceeded in 50 year is 0.06g; elsewhere the 10% of probability of being exceeded in 50 year is 0.05g.

Ambient seismic noise power spectra are presented in Fig. 4. The distribution of power at all sites in both Teide and Roque de los Muchachos observatories is similar, in all cases lying between the Peterson's high and low global seismic noise power spectra (Peterson, 1993). However, there is an increase in power at approximately 1Hz that is likely anthropogenic, recalling the large density of population in the islands.

Nakamura's H/V methodology was also applied to the seismic data recorded at all sites, as illustrated in Fig. 5. At El Teide observatory, a broad peak centered at approximately 0.7 Hz was found at the three sites. The lowest servo resonant frequency, ν_f , of a large telescope is given approximately by $\nu_f=100/D$ (Hz), where D is the diameter of the primary mirror. In this sense, a 10 meters class telescope will have the lowest resonant frequency $\nu_f=10$ Hz, whereas a 50 meters class telescope will lower ν_f down to 2 Hz, approximately. The only significant peak that was found in the H/V analysis at El Teide observatory was at 0,7 Hz. This means that in case of a significant earthquake, there will be an amplification of ground shaking at a frequency of 0,7 Hz, that is far from the lowest resonant frequency of a hypothetical large telescope installed at El Teide observatory. Hence, local site effects will not induce amplifications of structural vibration in the onset of an earthquake. In the case of Roque de los Muchachos observatory, the H/V distribution differs from one site to the other, illustrating the more complex geology of this observatory, conformed by massive lava flows, pyroclastic materials and sediments from small ravines. Site

S3, one of the candidates for the E-ELT, does not show any resonance frequency, since it is located on a massive lava flow, hence it is an excellent site to avoid coupling between the soil and the structure of the telescope. Sites S2 (bottom of a small ravine) and S1 (filling material of a road) exhibit clear resonance frequencies. In all cases, the H/V distribution above 8 Hz is contaminated by the heavy road traffic and bad meteorological conditions during the measuring campaign.

CONCLUSIONS

This work attempted to establish the actual seismic risk at El Teide and Roque de los Muchachos observatories. Seismic risk is very low, in particular if this is compared with the much higher risk calculated for the Chilean and Hawaiian observatories. Although ambient seismic noise is relatively high, most likely anthropogenic, it does not affect telescope observations. Moreover, local site effects will not amplify structural vibrations of large telescopes (10 meters or larger) that could be installed at these observatories in the future.

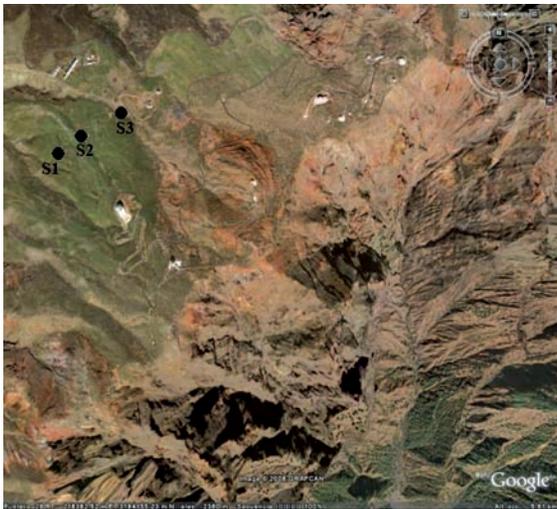


Figura 2. Aerial view of Roque de los Muchachos observatory taken from Google–Earth. Black circles labeled as S1, S2 and S3 correspond to the locations where seismic noise measurements were carried out.



Figura 3. Aerial view of El Teide observatory taken from Google–Earth. Black circles labeled as S1, S2 and S3 correspond to the locations where seismic noise measurements were carried out.

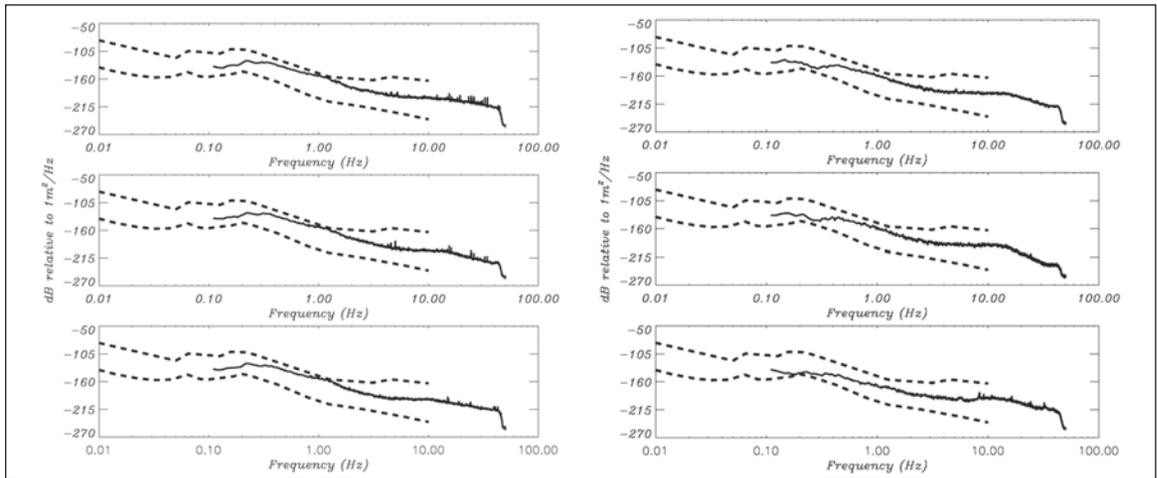


Figure 4. Left figure: Power spectra of the displacement vertical component of the seismic signal measured at S1 (lower panel), S2 (central panel) and S3 (upper panel) at El Teide observatory. Dashed lines correspond to the Peterson's high and low seismic noise model (see text for details). Right figure: As in the left figure, but for Roque de los Muchachos observatory.

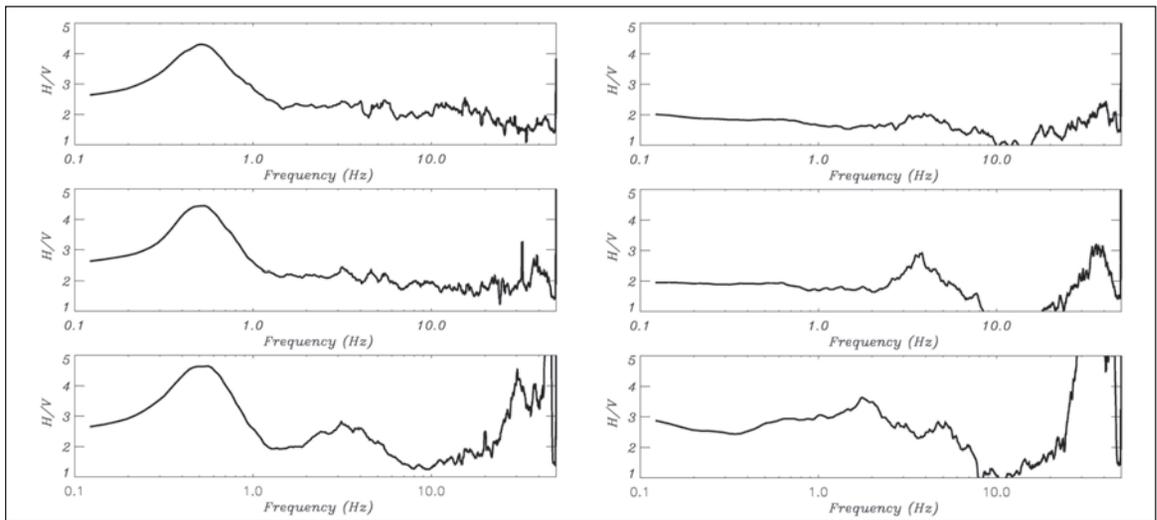


Figure 5. Left figure: Nakamura's H/V ratio of the seismic signal measured at S1 (lower panel), S2 (central panel) and S3 (upper panel) at El Teide observatory. Right figure: As in the left figure, but for Roque de los Muchachos observatory.

REFERENCES

- Cabrera, M.P., Hernández-Pacheco, A. (1987): Rev. Mat. Proc. Geol. V, 143-182.
- García-Lorenzo, B., Fuensalida, J. J., Rodríguez-Hernández, M. A. C. 2007, Proceedings of the SPIE, Volume 6747, 67470 C.
- Salmon, D. (2007). Earthquake Readiness Workshop (<http://www.gemini.edu/earthquake/agenda.html>).

- González de Vallejo, L., García-Mayordomo, J., Insua, J.M. (2006). Bull. Seism. Soc. Am. 84, 2040-2049. <http://www.seismo.ethz.ch/gshap/>
- Holloway, L., Fiori, I. (2003): Virgo note 1390-246 "Studies of Seismic Motion at Virgo"
- Nakamura, Y. (1989): Quarterly Report of Railway Technical Research Institute (RTRI), Vol. 30, No. 1
- Peterson, J. (1993): US Geol. Surv. Open-File Rept. 93.

EL PORTAL WEB AVCAN.ORG: UNA VENTANA INFORMATIVA SOBRE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN CANARIAS

Víctor Tapia¹ y Fernando Raja²

¹ www.tenerifeenverde.org

² Actualidad volcánica de Canarias

RESUMEN

AVCAN.ORG es un portal web de internet que pretende fomentar la conexión entre científicos y ciudadanos interesados por el fenómeno volcánico. En esa línea se plantea estimular el conocimiento y estudio del fenómeno volcánico en las Islas Canarias promoviendo, de forma responsable, que estos conocimientos reviertan en la sociedad.

Palabras clave: AVCAN, volcanismo, Canarias, ciudadanos.

ABSTRACT

AVCAN.ORG is an Internet web portal that aims to promote the connection between scientific and citizens concerned by the volcanic phenomenon. Along these lines arises promote knowledge and study of the phenomenon volcano in the Canary Islands to promote, in a responsible manner, that this knowledge back into society.

Keywords: AVCAN, volcanism, Canary Islands, citizens.

¿QUÉ ES AVCAN?

Actualidad Volcánica de Canarias (AVCAN) es un portal web de internet que pretende estimular e impulsar el conocimiento y estudio del fenómeno volcánico en las Islas Canarias y promover, de forma responsable, que estos conocimientos reviertan en la sociedad. Para ello AVCAN pretende desempeñar un papel de conexión y acercamiento entre los científicos que estudian el fenómeno volcánico y los ciudadanos con interés.

¿POR QUÉ Y PARA QUÉ DEL PORTAL WEB AVCAN?

La crisis sismovolcánica que se vivió en Tenerife en el año 2004 despertó el interés de una parte de la población acerca del fenómeno volcánico. Sin embargo, una de las debilidades que pudieron constatarse en aquel momento fue que la información, o no era suficiente, o se encontraba muy dispersa o emitía mensajes contrapuestos, lo que provocó desconfianza y alarma desmedida.

La percepción de que dicha situación no parecía mejorar en el transcurso del tiempo y que la información continuaba siendo escasa y/o de difícil acceso para la

ciudadanía, nos hizo pensar a los autores de AVCAN, dos simples aficionados a la volcanología, que podría existir alguna posibilidad de aportar un granito de arena para paliar dicha situación. Conscientes de que jamás estaría a nuestro alcance subsanar dicho problema, cosa que tampoco nos planteamos en ningún momento, nos pusimos manos a la obra dedicando los ratos libres que nos dejaban nuestras actividades profesionales con la ilusión de que se podría crear un marco de encuentro entre ciencia, particularmente la relacionada con la volcanología, y sociedad. Nuestra meta era atraer a quienes tienen el conocimiento y la capacidad de transmitirlo y a los ciudadanos con interés e inquietud por documentarse, para que fluyera información responsable de carácter divulgativo.

Hemos encontrado muchos tropiezos que podrían habernos desanimado, principalmente cuando percibimos la resistencia de la comunidad científica a participar en un proyecto de personas desconocidas a quienes no avala ningún motivo de confianza, pero lejos de abatirnos seguimos con la ilusión del primer día y, conscientes de que cualquier iniciativa requiere esfuerzo y paciencia, mantenemos nuestro propósito de que AVCAN sea un portal en constante evolución y crecimiento. Nos sirve de aliento el gran número de visitantes que recibimos a diario desde todas las partes del mundo; el aumento progresivo de usuarios registrados, tanto españoles como extranjeros, y tanto de ilustres profesionales dedicados al estudio de la ciencia como de personas que nunca antes habían sentido curiosidad por estos temas; las muestras de apoyo y sugerencias de colaboración de parte de muchos organismos e instituciones de reconocido prestigio internacional y la inestimable colaboración del Instituto Geográfico Nacional, de quienes recibimos la información de la sismicidad localizada en Canarias, y de GRAFCAN, que nos facilita los mapas que exponemos en nuestro portal. Intentamos compensar la carencia de otras aportaciones que habíamos creído posibles con noticias e informaciones de otros territorios volcánicos del mundo que también nos ayudan a comprender y a familiarizarnos con el fenómeno volcánico.

¿QUÉ OFRECE AVCAN?

Para los más instruidos pretendemos poner a su disposición una serie de herramientas que les puedan ser de utilidad y para los menos versados nos planteamos el reto de intentar ejercer una labor divulgativa sobre todo

lo relacionado con la volcanología, especialmente de las Islas Canarias. Como ya comentamos el portal estará en permanente evolución ofreciendo novedades pero ya son muchas las herramientas que se pueden encontrar. Repasaremos algunas de ellas.

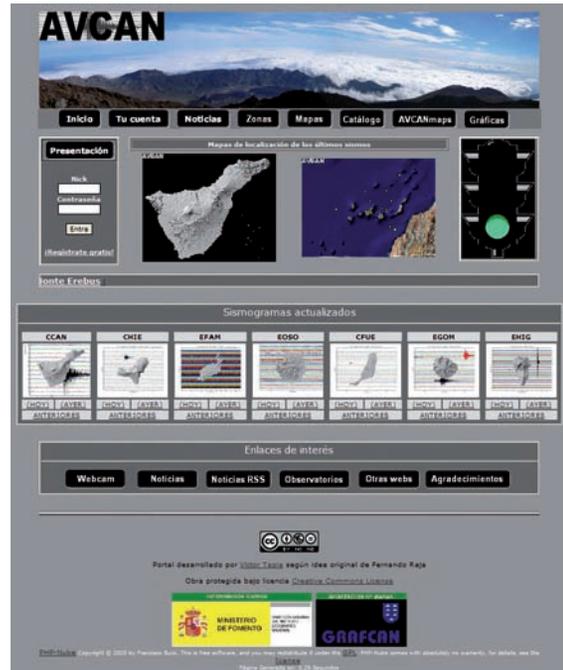


Figura 1. Portada de ACTUALIDAD VOLCANICA DE CANARIAS (AVCAN).

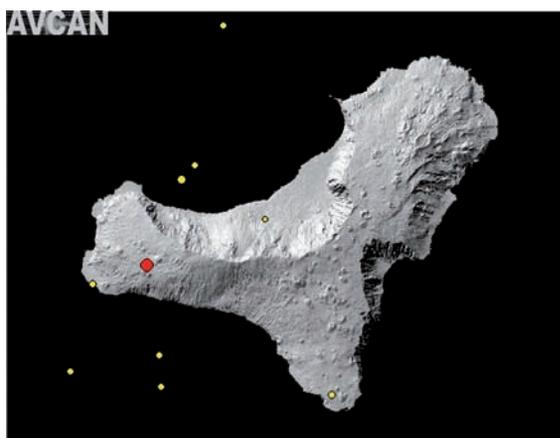
- Mapa con la localización de los 20 últimos sismos localizados en Canarias con una información básica (la que aparece en la tabla inferior) de cada uno de los eventos. Con un simple click sobre cualquiera de los sismos o en la propia tabla se puede acceder a una información complementaria en la que se puede consultar el sismograma y espectrograma, de la página web del Instituto Geográfico Nacional (IGN), del día del evento; el sismograma y espectrograma de la hora concreta en la que se produce; el mismo momento visto desde una estación en cualquier otra isla; los datos de las fases o un mapa de localización del evento en particular, para lo que el sistema busca automáticamente el mapa más adecuado para su representación.



Figura 2. Mapa con la localización de los 20 últimos sismos localizados en Canarias.

- Mapas de localización de los 10 últimos sismos de cada una de las islas y en zonas de especial interés. En todos se puede acceder a la información detallada de la misma forma descrita en el párrafo anterior.

Evento	Fecha	Hora	Latitud	Longitud	Prof.	Sentido	Mag.	Localización	Zona AVCAN
893221	24/02/2009	02:19:54	28°07'	16°15'	17.8	-	2.1	ATLANTICO-CANARIAS	Zona de actividad entre TF y GC
893472	21/02/2009	17:46:40	28°25'	19°21'	10.1	-	1.8	ATLANTICO-CANARIAS	
893473	20/02/2009	04:02:01	27°46'	18°05'	28.6	-	2.9	W FRONTERA.DMI	
893480	19/02/2009	19:10:53	28°08'	16°16'	23.5	-	1.8	ATLANTICO-CANARIAS	Zona de actividad entre TF y GC
893508	18/02/2009	19:39:18	28°13'	16°43'	-	-	1.4	NE GUÍA DE ISORA.ITF	Interior de Tenerife
897568	10/02/2009	07:01:06	29°41'	15°01'	3.9	-	1.7	ATLANTICO-CANARIAS	
898306	04/02/2009	06:29:27	28°10'	16°13'	25.6	-	2	ATLANTICO-CANARIAS	Zona de actividad entre TF y GC
898328	29/01/2009	01:13:19	28°01'	16°11'	27.3	-	2.1	ATLANTICO-CANARIAS	
898382	28/01/2009	12:26:13	29°38'	16°43'	26.8	-	1.7	ATLANTICO-CANARIAS	
898561	06/01/2009	04:12:23	28°12'	16°15'	12.6	-	2.3	ATLANTICO-CANARIAS	Zona de actividad entre TF y GC
898370	02/01/2009	22:30:08	27°08'	14°42'	-	-	2.7	ATLANTICO-CANARIAS	
898406	22/12/2008	22:54:20	28°58'	16°23'	64	-	2.4	ATLANTICO-CANARIAS	
898223	21/12/2008	18:13:04	30°47'	13°54'	-	-	3.8	CANARY ISLANDS. SPAIN REG	
898200	21/12/2008	12:03:06	26°55'	14°18'	-	-	4.8	ATLANTICO-CANARIAS	
898963	18/12/2008	23:50:21	28°21'	19°09'	40.1	-	3	ATLANTICO-CANARIAS	
898274	29/11/2008	06:05:54	28°06'	16°14'	13.4	-	1.9	ATLANTICO-CANARIAS	Zona de actividad entre TF y GC
898230	20/11/2008	01:10:59	28°21'	16°09'	19.4	-	2.2	ATLANTICO-CANARIAS	
898193	17/11/2008	15:19:17	28°11'	14°58'	30	-	2.4	ATLANTICO-CANARIAS	
898426	14/11/2008	21:13:19	28°58'	14°34'	-	-	2.3	ATLANTICO-CANARIAS	
898811	11/11/2008	00:10:02	28°15'	16°17'	8.8	-	1.1	SE CAÑELARIA.ITF	Zona de actividad entre TF y GC



Figuras 3 y 4. Información y localización en mapa de los 10 últimos sismos de cada isla.

- Herramienta de consulta de sismogramas y espectrogramas, diarios y por horas, tanto del día de la consulta como anteriores, de siete estaciones (una por isla) de la Red Canaria del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Observar sismogramas

Estación:

Fecha: Formato dd/mm/aaaa

Hora: Dejar en blanco para ver día entero

Tipo: Sismograma Espectrograma

Figura 5. Herramienta para la consulta de sismogramas y espectrogramas.

- Herramienta de consulta del Catálogo Sísmico del Instituto Geográfico Nacional (IGN). Los datos son extraídos directamente de las fases, lo que permite una mayor precisión que la expuesta en la web del IGN.

Como puede observarse en la figura, la consulta puede realizarse del catálogo completo, con lo que sería suficiente hacer click en **"Ver catálogo"**, o conforme a los parámetros que se escojan: Por fechas; magnitud; profundidad; sentidos o no por la población o por zonas.

Extraer del catálogo los sismos...

...según fecha...

Desde: Formato dd/mm/aaaa

Hasta: Formato dd/mm/aaaa

...según magnitud...

Desde:

Hasta:

...según profundidad...

Desde:

Hasta:

No tener en cuenta

...según hayan sido sentidos: Solo sentidos Solo los NO sentidos

...según zonas:

Figura 6. Herramienta de consulta del Catálogo de Sismos.

- Una de las herramientas más potentes de AVCAN es la que denominamos **"Hacer mapas"**. La ventaja de dicha herramienta es que permite representar de una forma sencilla y gráfica la información sísmica disponible. Con **"Hacer mapas"** podemos escoger cualquiera de los mapas disponibles en AVCAN y representar en él toda la información sísmica conforme a los mismos parámetros que si consultáramos el Catálogo.

Una vez que hemos seleccionado el mapa con el que queremos trabajar, definimos la información que deseamos que el sistema nos represente (por fechas, magnitudes, profundidades, sentidos o no, si deseamos una zona concreta) y decidimos cómo queremos ver dicha información.

Los tipos de mapas que la herramienta nos ofrece son: mapa de localización de sismos, mapa de densidad sísmica y mapa de energía liberada.

Cuando lo que deseamos es un mapa de localización de sismos es necesario que indiquemos el color con el que se presentarán.

Incluir sismos...

Según fecha...

Desde: 01/01/1970 Formato dd/mm/aaaa

Hasta: 28/02/2009 Formato dd/mm/aaaa

Según magnitud...

Desde: 0

Hasta: 9

Según profundidad...

Desde: 0

Hasta: 9999

Según hayan sido sentidos:

No tener en cuenta

Solo sentidos

Solo los NO sentidos

Según zonas:

Todas las zonas

Tipo de mapa a generar:

Sísmico

Densidad

Energía sísmica

Selección color de los puntos: (solo para los mapas sísmicos)

#FFFFFF

Enviar

Figura 7. Aspecto gráfico de la herramienta "Hacer mapas".

Una de las ventajas de esta herramienta de AVCAN es que nos permite volver a representar datos sobre mapas que previamente hemos generado. Esto nos posibilita hacer mapas comparativos y hasta establecer líneas de trabajo. Además, para evitar la pérdida de mapas de una línea de trabajo o para no encontrarse con infinidad de mapas, cada usuario accederá únicamente a los mapas base de AVCAN y a sus propios mapas.

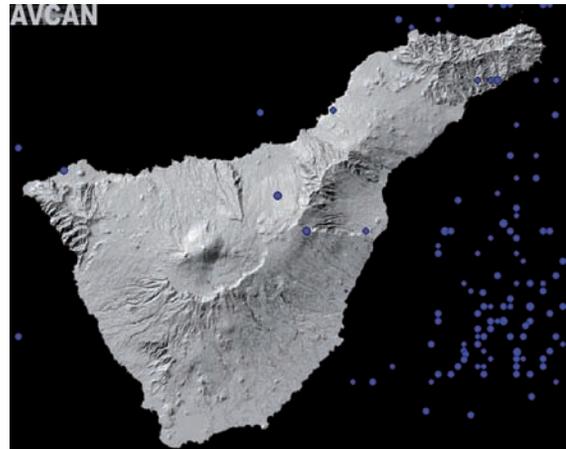


Figura 8. Representación en un mapa de AVCAN de todos los sismos localizados desde 1970 hasta el 01 de enero de 2001.

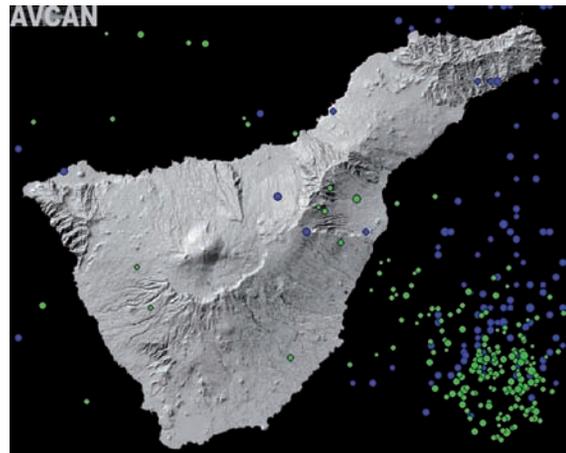


Figura 9. Representación en el mapa anterior y en otro color de todos los sismos localizados desde el 01 de enero de 2001 hasta el 01 de enero de 2004.

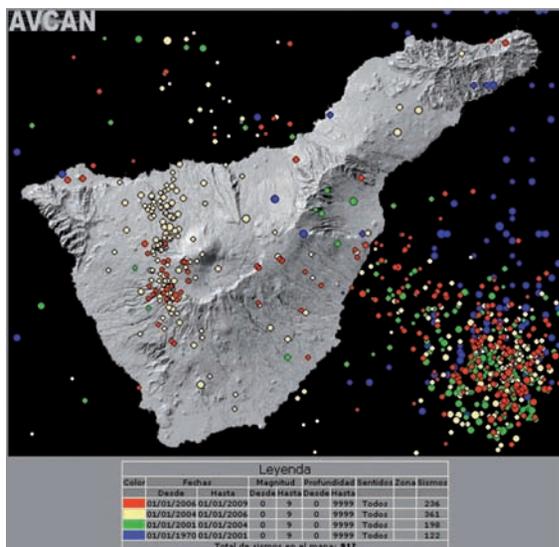


Figura 10. Siempre tendremos la leyenda correspondiente a la información representada. Una línea de trabajo del usuario Wawer.

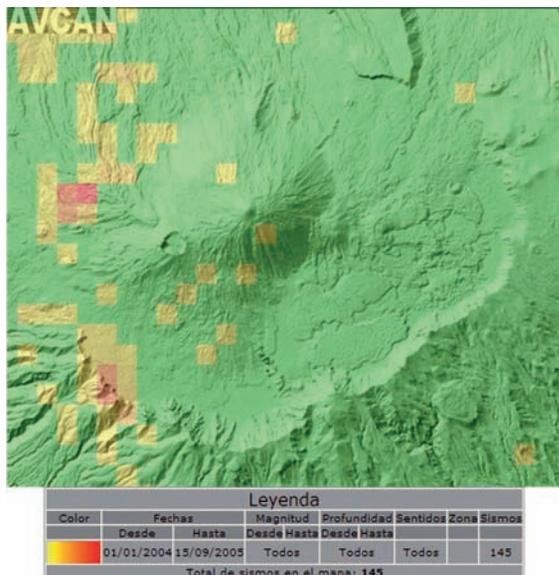


Figura 11. Mapa de densidad sísmica en uno de los mapas de AVCAN y en un rango de fechas.

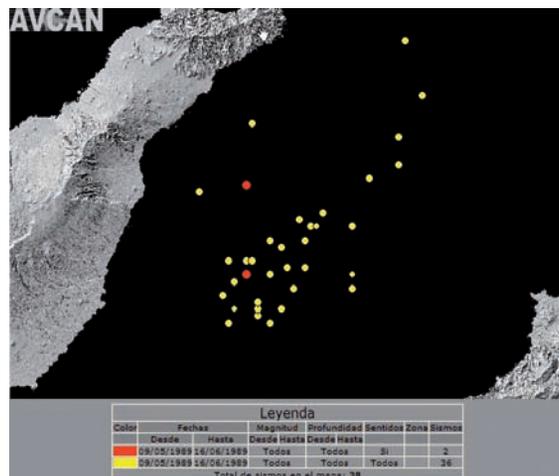


Figura 12. Mapa de localización de sismos en uno de los mapas de AVCAN, en un rango de fechas y destacando los sentidos.

- Otra herramienta incorporada recientemente es “AVCANmaps” y con ella podremos representar la información que deseemos en un GoogleMaps en el que el usuario puede desplazarse y hacer zoom según necesite, y que muestra la información sísmica disponible haciendo click en cada punto. Como las anteriores consultas se puede solicitar la información en un rango de fechas, por magnitudes, profundidades, sentidos o no o por zonas.



Figura 13. Representación en AVCANmaps de sismos en un rango de fechas.

Al hacer click en uno de los sismos aparece una viñeta con los datos del evento pero si se hace de nuevo click en el icono de información localizado dentro de la viñeta se accede a una mayor información.

En la parte inferior del mapa nos aparecerá el número de sismos representados, una dirección URL que podremos utilizar para insertar dicho mapa en cual-

quier WEB y la opción “**Descargar datos mostrados**” que nos permite descargar en una hoja de cálculo de Excel los datos del Catálogo de los sismos mostrados en el mapa.



Figura 14. Otra representación en AVCANmaps.

- Las “**Noticias RSS**” permiten recibir continuamente información de última hora de diferentes fuentes. Actualmente recibimos los eventos sísmicos registrados por el Centro Sismológico del Euro–Mediterráneo y los de magnitud superior a 5 grados registrados por el USGS, los reportes de actividad volcánica del Instituto Smithsonian y los de la Sociedad Europea de Volcanología, y en un futuro próximo iremos introduciendo nuevas fuentes de información.

Fuentes de noticias	Centro sismológico Euro-Mediterráneo
Volcánicas	<ul style="list-style-type: none"> •mb 3.8 BEAR COAST OF NICARAGUA •ML 4.4 EASTERN IRAN •ML 3.4 AEGEAN SEA
Instituto Smithsonian	•ML 3.1 POLAND
Sociedad Europea Volcanología	<ul style="list-style-type: none"> •mb 4.9 PERU-ECUADOR BORDER REGION •MD 3.4 WESTERN TURKEY •mb 3.8 SULAWESI, INDONESIA •mb 4.8 OFFSHORE EL SALVADOR •MD 3.1 WESTERN TURKEY •MD 3.8 DODECANESE ISLANDS, GREECE
Sísmicas	Leer más...
Sismicidad superior a 5º	
Centro sismológico Euro-Mediterráneo	
Otras	
RSOE E012 Emergency & Disaster	

Figura 15. “Noticias RSS”.

- Las “**Webcam**” nos permiten seguir la actividad de volcanes de todo el mundo. Para mayor comodidad de los usuarios solemos poner como destacadas, de acceso más rápido, las de aquellos volcanes que en el momento muestran un mayor interés. En ocasiones hacemos capturas de imágenes y hasta vídeos que insertamos en las noticias.



Figuras 16 y 17. Imágenes de Web cam.

- En las pestañas “**Observatorios**” y “**Otras webs**” enlazamos con las webs más importantes del mundo relacionadas con la vigilancia sísmica y volcánica y con otras muchas webs o blogs que tratan asuntos de interés.
- Las “**Noticias**” merecen una atención especial en AVCAN. No sólo tratamos de recabar información de Canarias sino que también queremos hacernos eco de las noticias de interés relacionadas con nuestra temática, tanto del resto del país como de todo el mundo. En este sentido, agradecemos cualquier colaboración y apelamos a la comunidad científica en general para que nos tenga en cuenta a la hora de difundir sobre sus investigaciones, actividades, avances científicos, publicaciones, conferencias... Estamos convencidos de que sus trabajos son de una importancia relevante para la sociedad pero creemos que, en muchas ocasiones, el fruto de ellos queda restringido a ámbitos muy limitados y no revierten en el ciudadano. Aunque no toda la población guarda una relación estrecha con el mundo de la volcanología sería conveniente una divulgación constante en vías de aumentar el conocimiento y la sensibilidad en este campo.
- En AVCAN aún encontrarán algunas otras cosas que no hemos comentado, y muchas más que esperamos poder incorporar en el futuro, pero seguro que si visitan la web y la consideran de utilidad se os ocurrirán muchísi-

mas más cosas que con vuestra colaboración haremos realidad.

¿PERSPECTIVAS DE FUTURO PARA AVCAN?

La Web se ha diseñado de forma que siempre pueda añadirse más información, más mapas, más datos. El deseo de los creadores es que las entidades que disponen de datos propios, que reflejen en cualquier medida la situación volcánica, se unan al proyecto y aporten sus datos para que el sistema pueda integrarlos a sus posibilidades de creación de mapas y gráficas.

No obstante, nuestra perspectiva de futuro va más en una línea divulgativa. En este sentido no cejamos en nuestro empeño de conseguir la participación de miembros de la comunidad científica que estén dispuestos a transmitir y explicar, desde el conocimiento, conceptos básicos sobre la volcanología y las particularidades propias de los territorios volcánicos.

También, desde la premisa de que una sociedad más formada es una sociedad más segura, creemos que AVCAN puede ser un marco más en el que se puedan plantear con responsabilidad los riesgos asociados al fenómeno volcánico y las formas de minimizarlos.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de AVCAN.ORG expresan su agradecimiento a todas aquellas personas y entidades que han puesto su granito de arena en forma de opinión, sugerencia, datos, y apoyo moral ante una idea que ha ido evolucionando desde el primer día de su concepción.

Este recurso podrá ser de utilidad tanto para aficionados como para estudiantes y profesionales que trabajan o investigan en el campo de la volcanología en Canarias.



Caldera de Las Cañadas. Fotografía de Elena González Cárdenas.

"A la vista de éstas está Ninguaria, cubierta de nubes, que ha recibido este nombre por su nieve perpetua."

Plinio. Historia Natural.

VOLCANES

RECURSOS NATURALES Y MEDIO AMBIENTE

CONTRIBUCIONES

La firma hidrogeoquímica del acuífero de Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias /331.

Rayco Marrero, Dina López, Gladys Melián, Eleazar Padrón, Marga Díaz, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez.

Variaciones temporales de parámetros físico-químicos en las aguas subterráneas de Tenerife, Islas Canarias /335.

Margarita Díaz, Gladys Melián, Rayco Marrero, Eleazar Padrón, Dácil Nolasco, José Barrancos, German Padilla, David Calvo, Fátima Rodríguez y Nemesio Pérez

En la búsqueda de recursos geotérmicos en Canarias /341.

Ramón Hidalgo, Nemesio Pérez, Rayco Marrero.

La firma isotópica del estroncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$): la mejor huella dactilar para la detección y cuantificación de la intrusión marina en acuíferos volcánicos insulares /345.

Nemesio M. Pérez.

Emisión difusa de CO_2 por los volcanes Taal y Pinatubo, Filipinas /351.

Gladis Melian, Pedro A. Hernández, Celestino Saquilón, M^a Carmencita Arpa, Paolo Reniva, Jaime Sincio, Renato U. Solidum y Nemesio Pérez.

Monitorización de la emisión difusa de CO_2 durante el periodo 1999-2008 en el volcán Cerro Negro, Nicaragua. América Central /355.

Germán Padilla.

Emisión difusa de compuestos orgánicos volátiles (COVs) a la Atmósfera por el volcán Teide (Tenerife, Islas Canarias) y otros sistemas volcánicos /359.

Dácil Nolasco, Gladys Melián, David Calvo, Pedro A. Hernández, Nemesio Pérez.

Monitorización geoquímica de la emisión difusa de CO_2 por el volcán Fogo, Cabo Verde /363.

G. Melián, G. Padilla, D. Calvo, N. Pérez, P. Hernández, J. Barrancos, W. Fuentes, J. Cabral, A. Mota, Z. Bandomo, S. melo, I. Barros.

Emisión de CO_2 por lagos volcánicos y lagunas cratéricas en Guatemala, América Central /367.

Germán Padilla, Manuel Triguero, Eleazar Padrón, Gladys Melián, José Barrancos, Pedro Hernández, Nemesio Pérez, Eddy Sánchez, Manuel Mota.

El volcán, los espacios naturales protegidos y el turismo a vista de guaga. El caso tinerfeño /371.

Juan Vicente Ledesma de Taoro.

Notas para una zoogeografía en islas volcánicas: el caso de Canarias /377.

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Elena González Cárdenas, Motserrat Morales Pérez.

La conservación de los volcanes del Campo de Calatrava (Ciudad Real, España): hitos a considerar /389.

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey, Elena González Cárdenas, Rafael Becerra Ramírez, Estela Escobar Lahoz y Montserrat Morales Pérez.

El proceso de protección de las manifestaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real /397.

Víctor M. Díez Urbano.

¿Cómo descubrimos los fenómenos volcánicos en los primeros años de vida? el papel secundario de la escuela /403.

Francisco Zamora Soria.

Educación y volcanes: anécdota y generalización versus conocimiento del medio /407.

Francisco Zamora Soria.

LA FIRMA HIDROGEOQUÍMICA DEL ACUÍFERO DE LAS CAÑADAS DEL TEIDE, TENERIFE, ISLAS CANARIAS

Rayco Marrero¹, Dina López², Gladys Melián¹, Eleazar Padrón¹, Marga Díaz¹, Pedro A. Hernández¹ y Nemesio Pérez¹

¹ División de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). Tenerife

² Department of Geological Sciences, Clippinger Laboratories, Ohio University, Athens, Ohio

RESUMEN

El acuífero volcánico de Las Cañadas, en Tenerife, es probablemente la mayor reserva hídrica de la isla. Además, su conexión con el sistema volcánico–hidrotermal del Teide proporciona una valiosa información sobre el estado de actividad volcánica. Por tanto, el estudio de las características hidrogeoquímicas del mismo es de especial interés. A través de programas de especiación química, se han realizado diferentes simulaciones de la interacción agua–roca–gas, observándose que las aguas subterráneas de la zona de descarga del acuífero son el resultado de diferentes grados de interacción entre el agua de recarga, las rocas del medio poroso y los gases volcánicos.

Palabras clave: acuífero, Las Cañadas, Interacción agua–roca–gas.

ABSTRACT

Las Cañadas aquifer in Tenerife Island, probably represents the biggest groundwater reserve in the whole island. Besides, the strong interaction with the volcanic–hydrothermal system of Teide could produce useful information about their volcanic activity. Therefore, the hydrogeochemical characterization of Las Cañadas aquifer could represent an important step in the knowledge of their behaviour. The CHILLER geochemical equilibrium model for fluid–rock–gas interaction was used, obtaining that the chemical composition of the groundwaters discharged at Icod–La Guancha Valley correspond to different degrees of rock dissolution and evolution towards full rock–fluid equilibrium.

Keywords: aquifer, las Cañadas, water–rock–gas interaction.

INTRODUCCIÓN

El acuífero de Las Cañadas del Teide en Tenerife, constituye probablemente la mayor reserva hídrica de la isla (PHI, 1996). Dicho acuífero, ubicado en el centro de la isla,

comprende la depresión de Las Cañadas, en cuyo interior se encuentra el Complejo Teide–Pico Viejo, y el Valle de Icod–La Guancha (Fig. 1). El aporte continuo al acuífero de gases endógenos (principalmente CO₂) procedentes del sistema volcánico–hidrotermal del Teide, le confiere

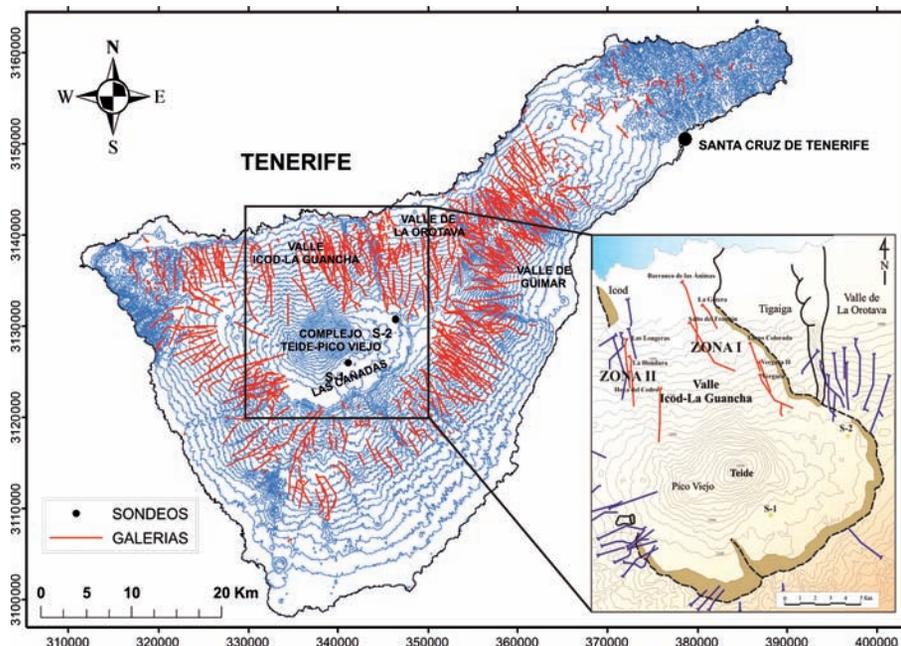


Figura 1. Mapa de las galerías o captaciones subhorizontales de Tenerife, donde también se han representado los sondeos del Consejo Insular de Aguas en Las Cañadas y en detalle (margen inferior derecho) el área donde se ubica el acuífero de Las Cañadas del Teide con las galerías seleccionadas (en rojo). Fuente: Consejo Insular de Aguas de Tenerife. Curvas de nivel cada 100 m. Proyección UTM (m), WGS84, 28N.

una mayor agresividad a sus aguas, facilitando los procesos de interacción agua-roca. Las aguas subterráneas del acuífero de Las Cañadas son en general del tipo sódico-bicarbonatadas con relativamente alta salinidad. La temperatura del agua subterránea varía significativamente de unas zonas a otras, siendo de aproximadamente 18°C en el sondeo S-1 ubicado en el interior de Las Cañadas (Farrujia *et al.*, 2004) (Fig. 1) y alcanzando hasta los 37°C en la galería Lomo Colorado. La clara conexión del acuífero de Las Cañadas con el sistema volcánico-hidrotermal del Teide lo convierte además en un excelente “trazador” de la actividad volcánica de la zona. Por todo ello, la caracterización hidrogeoquímica del acuífero de Las Cañadas del Teide resulta de gran interés, no sólo desde el punto de vista puramente científico sino también desde un punto de vista socio-económico.

Una de las herramientas más eficaces para tratar de explicar la composición físico-química final de las aguas subterráneas del acuífero de Las Cañadas y su evolución durante su transporte en el medio poroso es la simula-

ción, mediante programas de modelado geoquímico, de la interacción entre los fluidos y los minerales de las rocas. Además este tipo de simulación, también tiene especial interés en la determinación del rol que desempeñan las contribuciones meteóricas y/o de fluidos del sistema volcánico-hidrotermal del Teide en las características hidrogeoquímicas finales del acuífero de Las Cañadas.

INTERACCIONES AGUA-SÓLIDO-GAS: CARACTERIZACIÓN DE LAS FASES

Para el modelado geoquímico del acuífero de Las Cañadas se utilizó el programa de especiación química CHILLER (Spycher y Reed, 1990). Aunque CHILLER se desarrolló originalmente para modelar la geoquímica de formación hidrotermal de un mineral, también puede aplicarse a cualquier problema que involucre estados de equilibrio o equilibrio parcial en el sistema agua-sólido-gas. Una vez seleccionado el programa para realizar el

modelado, el siguiente paso fue determinar las fases que intervienen en los diferentes procesos del modelado hidroquímico:

- **Fase líquida (agua subterránea):** el agua subterránea del sondeo S-1 (Fig. 1) representa una de las pocas muestras disponibles de la zona de recarga del acuífero. Por tanto, es ideal para tomarla como el término inicial en las simulaciones de interacción agua-roca-gas. También se seleccionaron 9 galerías localizadas en los sectores este (Zona I) y oeste (Zona II) del Valle de Icod-La Guancha (Fig. 1), la principal zona de descarga del acuífero de Las Cañadas. Todos los datos pertenecen a la Base de Datos Hidroquímica (BDH) del Consejo Insular de Aguas de Tenerife.
- **Fase sólida (medio poroso):** los materiales relativamente jóvenes y poco alterados procedentes del complejo Teide-Pico Viejo que rellenan la Caldera de Las Cañadas y el Valle de Icod-La Guancha constituyen el medio poroso del acuífero de Las Cañadas. La mayoría de estos materiales son de composición basáltica, estando los materiales de composición más intermedia (fonolitas y, en menor medida, traquitas) restringidos a las capas más superficiales del relleno (Ablay y Martí, 2000). A tenor de estas observaciones, se seleccionaron de la bibliografía dos típicas muestras de rocas de composición fonolítica y basáltica presentes en el interior de Las Cañadas.
- **Fase gaseosa (gases del sistema volcánico-hidrotermal del Teide):** debido al importante proceso de condensación que se produce en el interior del edificio volcánico (López *et al.*, 2003), los gases endógenos emitidos por las fumarolas del Teide no representan el fluido en el interior del sistema y, por tanto, no pueden ser involucrados en los procesos de interacción agua-rocas-gas. Sin embargo, estudios recientes llevados a cabo en el acuífero de Las Cañadas han confirmado que muchas de sus aguas presentan una elevada fugacidad de CO₂, incluso hasta alcanzar la sobresaturación (Marrero *et al.*, 2008). Por tanto, es necesario tener en cuenta la presencia de dióxido de carbono en prácticamente todos los procesos de interacción que tienen lugar en el acuífero.

INTERACCIONES AGUA-SÓLIDO-GAS: RESULTADOS

Con el fin de explicar la composición físico-química final del acuífero de Las Cañadas se realizaron diferentes simulaciones de la interacción agua-roca-gas. La primera de ellas consistió en simular la interacción entre el agua del sondeo S-1 con la fonolita y con el basalto del medio poroso pero sin adicionar dióxido de carbono al proceso. El resultado de dicha interacción generaba una solución teórica poco probable donde todo el magnesio disuelto se eliminaba demasiado rápido debido a la brusca disminución de la solubilidad del ensamblaje mineral. En consecuencia, la siguiente interacción se realizó añadiendo CO₂ al proceso para que la solubilidad de los minerales no disminuyese, con lo que se obtuvo unos resultados más reales. Con el fin de comparar la composición química de las aguas subterráneas de las 9 galerías seleccionadas con los resultados de las interacciones entre el agua del sondeo S-1 y el basalto o la fonolita, se elaboraron una serie de diagramas desarrollados por Giggenbach (1988), como el de la Fig. 2.

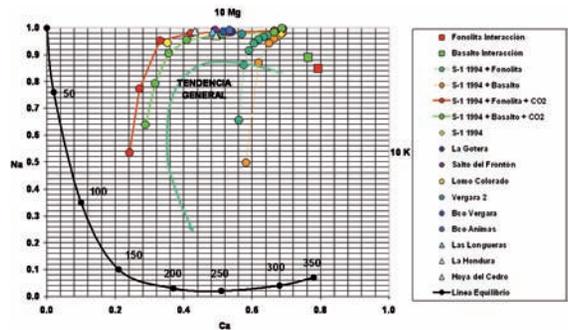


Figura 2. Concentración catiónica relativa de las aguas subterráneas y de la solución resultante de la disolución isocórica de 10 gramos de las rocas basálticas y fonolíticas usadas en la interacción, así como de la evolución de la solución resultante de las interacciones entre el sondeo S-1 con el basalto y la fonolita, sin CO₂ (líneas naranja y azul) y con CO₂ (líneas verde y roja), respectivamente. También se ha graficado la evolución, en función de la temperatura (en grados centígrados), de la composición química de una solución en equilibrio con una roca promediada de la corteza (línea negra). C: concentración o actividad. (Modificado de Giggenbach, 1988).

En la Fig. 2 se puede observar que las aguas subterráneas de las 9 galerías seleccionadas parecen seguir una

tendencia general (línea verde gruesa), sugiriendo que su composición catiónica es, en parte, el resultado en diferentes proporciones de los procesos de mezcla entre las rocas fonolíticas y basálticas y un equilibrio total agua-roca marcado por la línea de equilibrio (línea negra). También se observa que las aguas más evolucionadas o próximas al equilibrio son los de la galería Lomo Colorado que a su vez son el resultado de la interacción de aproximadamente 25 y 75 gr de fonolita y basalto por litro de agua, respectivamente. La composición química del agua del sondeo S-1 refleja, tal y como cabía esperar, el agua menos evolucionada de las aquí representadas.

CONCLUSIONES

Las características hidroquímicas del acuífero de Las Cañadas del Teide están controladas principalmente por el grado de interacción entre las tres diferentes fases. La simulación, mediante programas de modelado geoquímico como el CHILLER, de la interacción agua-roca-gas en el acuífero de Las Cañadas ha permitido comprobar que las características hidrogeoquímicas del mismo están fuertemente controladas por la presencia de CO₂ procedente del sistema volcánico-hidrotermal del Teide. Por otro lado, las galerías del Valle de Icod-La Guancha parecen ser la solución resultante de diferentes grados de interacción entre el sondeo S-1, que representa el agua de recarga poco evolucionada, y las rocas fonolíticas y basálticas que conforman el medio poroso. Estos resultados han permitido mejorar el conocimiento de las características hidrogeoquímicas del acuífero de Las Cañadas del Teide, sin duda uno de los más importantes desde el punto de vista científico y socio-económico para Tenerife.

REFERENCIAS

- Ablay, G.J. y Martí, J. (2000): "Stratigraphy, structure and volcanic evolution of the Pico Teide-Pico Viejo formation, Tenerife, Canary Islands". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 175-208.
- Farrujia, I., Velasco, J.L., Fernández, J., Martín, M.C. (2004): "Evolución del nivel freático en la mitad oriental del acuífero de las Cañadas del Teide". VIII Simp. Hidrogeología, AIH-GE, 131-142.
- Giggenbach, W.F. (1988): "Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators". *Geochem. Cosmochim. Acta* 52, 2749-2765.
- López D., Pérez, N.M., Marrero, R. (2003): "Energy released at Teide Volcano, Tenerife, Canary Islands". *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)* 84, 724.
- Marrero, R., López, D. L., Hernández, P. A., Pérez, N. M. (2008): "Carbon dioxide discharged through the Las Cañadas aquifer, Tenerife, Canary Islands". *Pure App. Geophys.* 165, 147-172.
- PHI (Plan Hidrológico Insular de Tenerife)*, 1996. Decreto 319/1996. Boletín Oficial de Canarias.
- Spycher, N. F. y Reed, M.H. (1990): User Guide for CHIL.

VARIACIONES TEMPORALES DE PARÁMETROS FÍSICO-QUÍMICOS EN LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS DE TENERIFE, ISLAS CANARIAS

Margarita Díaz, Gladys Melián, Rayco Marrero, Eleazar Padrón, Dácil Nolasco, José Pedro Barrancos, Germán Padilla, David Calvo, Fátima Rodríguez Hernández y Nemesio Pérez
División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

En Abril del 2004 se registró una actividad sísmica anómala en Tenerife, Islas Canarias, posiblemente relacionada con una reactivación del sistema volcánico. A raíz de ello, el ITER (Instituto Tecnológico y de Energías Renovables) puso en marcha un programa sistemático de toma de muestras y análisis de aguas subterráneas con la colaboración de diversos municipios del norte de la isla. El objetivo de este programa es la de evaluar las variaciones temporales de los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas y su posible relación con la actividad sísmo-volcánica en la isla de Tenerife.

Palabras clave: Tenerife, aguas subterráneas, vigilancia sísmo-volcánica, cloruros.

ABSTRACT

On April 2004, an anomalous seismic activity was detected at Tenerife, Canary Islands, suggesting the initial stage of a clear unrest for the volcanic system. Following this activity, a systematic program of ground water sampling and analysis was initiated by ITER (Instituto Tecnológico y de Energías Renovables). The purpose of this monitoring program was to evaluate temporal variations of physical-chemical parameters in the island groundwater system and its relationship to the seismicity and possible volcanic unrest.

Keywords: Tenerife, groundwater, monitoring seismic volcanic, chlorides.

INTRODUCCIÓN

Tenerife (2.036 Km²) es la mayor de las siete islas del Archipiélago Canario, la única región volcánicamente activa de España. Más de un millar de galerías o captaciones horizontales han sido construidas (con un total de 1.650 Km perforados) alcanzando el acuífero volcánico insular a

diferentes cotas y profundidades (Fig. 1). Por tanto, la isla de Tenerife puede ser considerada como un laboratorio a escala natural para llevar a cabo estudios hidrogeológicos en islas volcánicas oceánicas.

En los últimos 500 años, Tenerife ha experimentado un total de 4 erupciones volcánicas, siendo la última de ellas la que tuvo lugar en 1909 con la erupción del Chin-

yero en la dorsal NO (Fig. 1). La única manifestación visible de la emisión de gases volcánicos en la isla son las fumarolas del cono sumital del estratovolcán Teide (3718 m.s.n.m.). El patrón de sismicidad localizada en Tenerife y sus alrededores se ha centrado históricamente entre las islas de Tenerife y Gran Canaria (Fig.2), sin embargo, en abril de 2004, comenzó una actividad sísmica anómala en el interior de la isla, indicando una reactivación del sistema volcánico (Fig. 2) (Perez *et al.*, 2005; Gottsmann *et al.* 2006; Hernández *et al.*, 2006; Almendros *et al.*, 2007; Perez *et al.*, 2007). A raíz de este hecho se puso en marcha un ambicioso programa de monitorización hidrogeoquímica para evaluar posibles variaciones temporales en los parámetros físico-químicos en el acuífero (Fig. 3). El objetivo de este estudio se centra en detectar señales geoquímicas de alerta temprana producidas por el sistema volcánico-hidrotermal. En áreas sísmicas y/o volcánicas, ha sido ampliamente comprobado que los estudios hidrogeoquímicos son una herramienta muy útil para detectar señales precursoras relacionados con eventos sísmicos y volcánicos (Tsunogai and Wakita, 1995; Federico *et al.*, 2004; Pérez *et al.*, 2007).

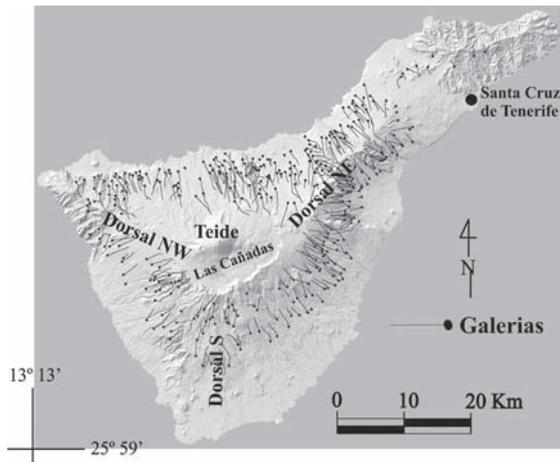


Figura 1. Red de galerías en la isla de Tenerife.

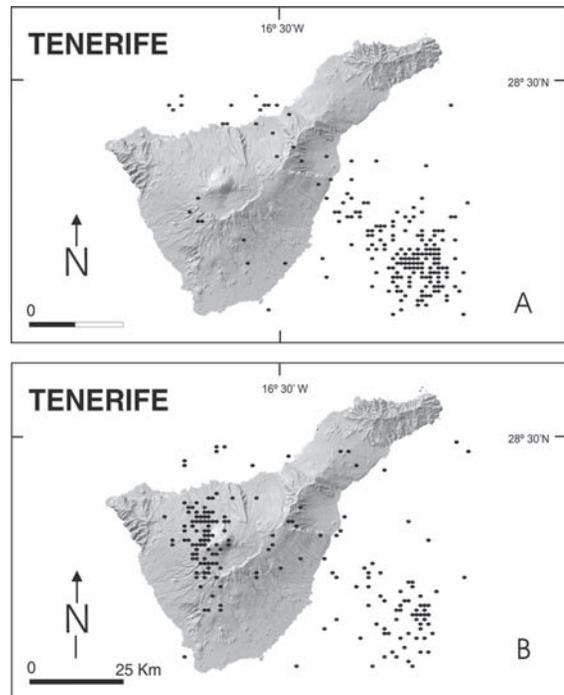


Figura 2. Actividad sísmica en Tenerife y alrededores durante 1997-2003 (A) y 2004-Actualidad (B).



Figura 3. Red Hidrogeoquímica para la Vigilancia Volcánica de Tenerife.

METODOLOGÍA

El Programa hidrogeoquímico consta actualmente de 18 puntos de observación (Fig. 3) que corresponden a galerías o captaciones horizontales seleccionadas cuidadosamente en función de su ubicación volcánico-tectónica, de

las características físico-químicas del agua subterránea que drenan y/o de la localización del nuevo patrón de sismicidad (Fig. 2). Las muestras de agua subterránea son recolectadas una vez por semana en la bocamina o salida de cada galería por los técnicos de los ayuntamientos de la zona para el monitoreo del pH, la conductividad eléctrica, la temperatura del agua subterránea y otros parámetros posteriormente descritos. La evolución temporal de estos parámetros se compara con la de los datos obtenidos por la estación sísmica CCAN del Instituto Geográfico Nacional (IGN) ubicada en Las Cañadas del Teide y la de los valores de precipitación acumulada promediada para cada punto de observación a través de la red de estaciones meteorológicas del Cabildo de Tenerife (www.agrocabildo.com). En la actualidad se posee una serie temporal ininterrumpida de cuatro años en la mayoría de los 18 puntos de observación, lo que ha permitido observar una serie de variaciones en los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas que drena cada galería.

En el propio campo se realiza la determinación del pH, la conductividad eléctrica y la temperatura del agua subterránea con una sonda multiparamétrica portátil modelo PC-10 (precisión $\pm 0,01\%$, $\pm 1\%$ y $\pm 0,5\%$, respectiva-

mente). Al mismo tiempo, se toma dos muestras de agua de cada galería en botellas de polietileno de 250 y 100 ml y posteriormente son trasladadas hasta los laboratorios del ITER donde se les realizan los análisis químicos de pH, conductividad eléctrica, alcalinidad, y contenido en sulfatos, cloruros y cationes mayoritarios. Los análisis de pH y conductividad eléctrica se realizan con sendos sensores electroquímicos. La alcalinidad se determina por análisis volumétrico con ácido clorhídrico. El contenido en aniones y cationes se determina por cromatografía iónica en muestras previamente filtradas.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Un resumen estadístico de las características físico-químicas de cada punto de observación se presenta en la Tabla 1. La dispersión de los datos refleja la heterogeneidad de las aguas subterráneas en acuíferos volcánicos, pudiéndose observar aguas con características muy diferentes unas de otras. En un extremo tenemos las galerías Cruz del Niño (nº 10) y Agujero del Agua (nº 1) que drenan un agua muy poco salina, prácticamente de recarga y

Nombre	Nº	pH				Conductividad Eléctrica ($\mu\text{S cm}^{-1}$)				Temperatura ($^{\circ}\text{C}$)			
		Máx	Mín	Media	D.Est	Máx	Mín	Media	D.Est	Máx	Mín	Media	D.Est
Agujero del Agua	1	8,9	8,2	8,6	0,09	636	554	594	17,60	16,9	14,5	15,7	0,49
La Cumbre	2	8,7	7,9	8,3	0,12	2150	1804	1990	66,97	15,2	14,0	14,5	0,24
El Almagre	3	7,8	7,1	7,4	0,13	4040	3500	3782	115,85	22,1	18,4	20,6	0,38
Fuente Pedro 2	4	8,9	7,5	8,5	0,23	1750	1408	1547	58,54	15,7	14,1	15,0	0,29
Barranco Vergara	5	7,3	6,7	7,0	0,10	1924	1649	1785	68,33	17,4	15,7	16,5	0,24
Lomo Colorado	6	8,9	8,1	8,5	0,16	3000	2533	2737	98,42	35,5	31,1	33,6	0,85
Barranco Ánimas	7	8,6	7,9	8,2	0,17	1845	1557	1719	66,43	23,6	22,0	23,0	0,36
Hoya del Cedro	8	7,1	6,6	6,8	0,12	2549	2156	2310	86,42	13,4	12,0	12,9	0,31
La Hondura	9	8,8	7,8	8,4	0,20	1881	1609	1747	57,56	15,6	14,1	14,9	0,40
Cruz del Niño	10	8,4	5,9	7,0	0,61	256	149	207	15,08	12,0	9,0	10,4	0,35
Buen Viaje	11	8,0	7,1	7,6	0,18	1060	918	985	31,21	18,1	16,7	17,3	0,25
El Cubo	12	8,6	7,7	8,2	0,20	1633	1367	1491	52,60	21,4	19,0	20,5	0,35
San Fernando 3	13	7,7	6,9	7,3	0,12	1924	1501	1755	67,17	20,7	17,9	19,0	0,27
Hondura Luchón	14	9,2	8,0	8,6	0,28	3670	2769	3029	125,79	28,8	18,3	26,5	2,20
Arguayo	15	7,8	7,0	7,4	0,13	3460	2920	3176	122,27	28,8	27,6	28,2	0,20
Hoya de la Leña	16	8,0	7,2	7,6	0,18	2650	2168	2363	96,51	23,2	14,1	20,5	1,96
Niágara	17	6,7	6,3	6,4	0,09	764	658	714	21,01	12,6	12,0	12,4	0,14
Tágara	18	7,5	6,9	7,1	0,12	1939	1291	1757	101,55	19,0	16,2	18,3	0,51

Tabla 1. Resumen estadístico de los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas en los puntos de observación del Programa Hidrogeoquímico.

que fluye rápidamente a través del medio poroso casi sin interactuar con él. En el otro extremo hay galerías ubicadas en la dorsal NO (Fig. 1) y cercanas a centros eruptivos recientes e incluso históricos como Lomo Colorado (nº 6), Hondura de Luchón (nº 9) o San Fernando 3 (nº 13), que presentan una fuerte salinización de sus aguas e incluso anomalías térmicas importantes, relacionadas posiblemente con el aporte profundo de gases endógenos procedentes del sistema volcánico–hidrotermal.

Teniendo en cuenta que el ión cloruro es prácticamente conservativo en el agua subterránea durante su recorrido por el medio poroso, el incremento de la concentración del mismo puede ser interpretado como resultado de mezcla de aguas con un mayor contenido en cloruros previo a una mayor actividad sísmica (Tsunogai y Wakita, 1995). Otra posible explicación es que puede estar relacionado con la mayor interacción del acuífero con gases endógenos como el HCl, como consecuencia de un aumento en la emisión de gases del sistema volcánico–hidrotermal subyacente. La presencia de aguas subterráneas en la zona noroeste de Tenerife con concentraciones anormalmente elevadas de dióxido de carbono, sulfatos y cloruros disueltos, refuerza la idea de la existencia de un aporte importante de gases endógenos y de un intenso proceso de interacción del acuífero con los mismos (Valentín *et al.*, 1990). No obstante, la estación sísmica CCAN del Instituto Geográfico Nacional, ubicada en la Caldera de Las Cañadas, no registró ninguna actividad sísmica anómala durante ese periodo (Fig. 4).

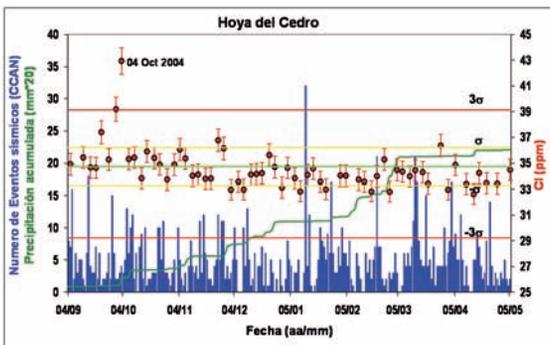


Figura 4. Evolución temporal de la concentración de ión cloruro en el agua subterránea de la galería Hoya del Cedro (nº 8), de la sismicidad diaria en la estación sísmica CCAN y de la precipitación acumulada promedio en la zona cercana a la galería.

Comparando, en la misma ventana temporal, el comportamiento observado del ión cloruro disuelto en las aguas subterráneas de la galería Hoya del Cedro con el de otras galerías como la de Arguayo (nº 15) (Fig. 3), no se observan los valores anómalos antes descritos, siendo siempre los valores inferiores a 3mm*20 (Fig. 5). La precisión y exactitud obtenida para los análisis de cloruros en Arguayo se estimaron en 1,81% y 5,6%, respectivamente. Este resultado parece indicar que el proceso que afectó a la composición química del agua subterránea de la galería Hoya del Cedro fue de carácter local. A tenor de estos resultados y observando que la galería Hoya del Cedro tiene su frente o zona más profunda situada justo bajo la vertiente norte del Teide, posiblemente el agua subterránea que drena presenta una gran sensibilidad a cambios producidos en el sistema volcánico–hidrotermal del Teide y no detectable en otros puntos de observación.

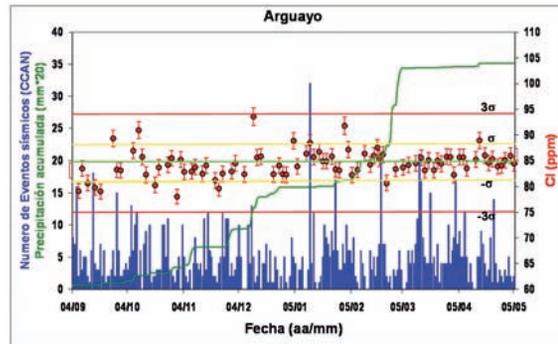


Figura 5. Evolución temporal de la concentración de ión cloruro en el agua subterránea de la galería Arguayo (nº15), de la sismicidad diaria en la estación sísmica CCAN y de la precipitación acumulada promedio en la zona cercana a la galería.

Finalmente, otro de los resultados destacables es la importante estacionalidad en los valores de pH o temperatura del agua en ciertos puntos de observación. Este fenómeno se observa sobre todo en galerías que drenan aguas subterráneas directamente del acuífero de Las Cañadas, como Fuente Pedro (nº 2) o Lomo Colorado (nº 6) (Fig. 6). Sin embargo, hay otras galerías como Arguayo (nº 15) donde la inercia térmica del agua subterránea sólo se rompe con eventos de recarga extremadamente intensos espacial y temporalmente, como el que se produjo en marzo de 2006 (Fig. 7). Este fenómeno, que también se observa en la conductividad eléctrica de las aguas subterráneas, evidencia la heterogeneidad y anisotropía

de los terrenos volcánicos, que se manifiesta en la existencia de zonas de mayor permeabilidad que favorecen la rápida infiltración de las aguas de recarga, produciendo importantes fenómenos de mezcla con el acuífero.

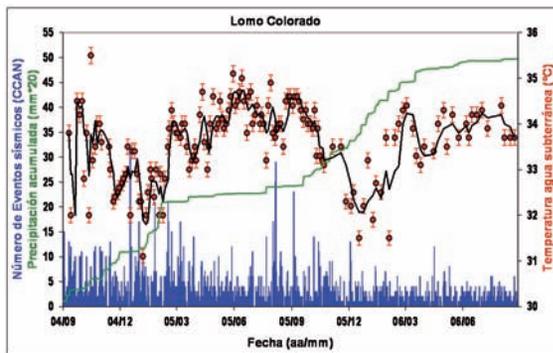


Figura 6. Evolución temporal de la temperatura del agua subterránea de la galería Lomo Colorado (nº16), de la sismicidad diaria en la estación sísmica CCAN y de la precipitación acumulada promedio en la zona cercana a la galería.

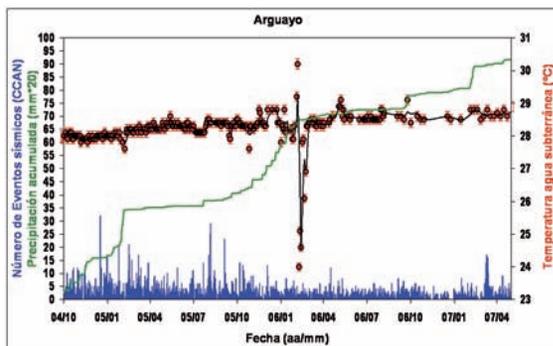


Figura 7. Evolución temporal de la temperatura del agua subterránea de la galería Arguayo (nº15), de la sismicidad diaria en la estación sísmica CCAN y de la precipitación acumulada promedio en la zona cercana a la galería.

CONCLUSIONES

Tras cuatro años de observación de las características físico-químicas del agua subterránea de los 18 puntos de observación del programa hidrogeoquímico se han detectado algunas variaciones que pueden estar relacionadas con la actividad del sistema volcánico-hidrotermal. Los valores anómalos de concentración de ión cloruro observados en octubre de 2004 en las aguas subterráneas de la galería Hoya del Cedro, pueden estar

relacionados con procesos ligados a una mayor emisión de gas HCl procedente del sistema volcánico-hidrotermal del Teide. La localización estratégica de esta galería y la aparente sensibilidad ante cambios endógenos, la convierten en un potencial punto de observación para mejorar el sistema de alerta temprana existente. Finalmente, gracias al estudio de los parámetros físico-químicos de las aguas subterráneas del acuífero se ha podido observar que algunas de las aguas del acuífero de Las Cañadas presentan variaciones estacionales debido posiblemente a periodos de mayor o menor recarga, mientras que existen otras zonas donde el agua subterránea no modifica sus características salvo fenómenos de recarga excepcionales.

AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer al Instituto Geográfico Nacional y al Cabildo de Tenerife, a través de Agrocabildo, el aporte de algunos de los datos usados en este estudio. Gracias también a los ayuntamientos de Los Realejos, La Guancha, Icod de los Vinos, Garachico, El Tanque, Santiago del Teide y Guía de Isora, por su inestimable colaboración en la recogida y análisis de las aguas. Finalmente, agradecer a todo el grupo de la División de Medio Ambiente del ITER por su apoyo y colaboración en el programa hidrogeoquímico. Este trabajo fue parcialmente financiado por el Cabildo Insular de Tenerife y el Gobierno de Canarias así como por los proyectos ALERTA I y ALERTA II, financiados por el Programa INTEREG IIIB de las Islas Canarias, Madeira y Azores de la Unión Europea.

REFERENCIAS

- Almendros, J., Ibáñez, J.M., Carmona, E., Zandomenighi, D. (2007): "Array analyses of volcanic earthquakes and tremor recorded at Las Cañadas Caldera (Tenerife Island, Spain) during the 2004 seismic activation of Teide volcano". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 160, 285-299.
- Federico, C., Aiuppa, A., Favara, R., Gurrieri, S., Valenza, M. (2004): "Geochemical monitoring of groundwaters (1998-2001) at Vesuvius volcano (Italy)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 133, 81-104.
- Gottsmann, J., Wooller, L., Martí, J., Fernández, J., Camacho, A.G., González, P.J., García, A., and Rymer, H. (2006): "New evidence for the reawakening of Teide volcano". *Geophys. Res. Lett.* 33, L20311.

- Hernández, P.A., Pérez, N.M., Padrón, E., Melián, G., Pareda, E. (2006): "Diffuse CO₂ emission changes at the summit cone of Teide volcano and relation to seismic activity in and around Tenerife, Canary Islands". In: Garvolcan International Meeting. Session 6: Tenerife's experience.
- Pérez N.M., Melián G., Galindo I., Padrón E. Hernández P.A., Nolasco D., Salazar P., Pérez V. Coello C. Marrero R., González, Y., Barrancos, P.J. (2005): "Premonitory geochemical and geophysical signatures of volcanic unrest at Tenerife, Canary Islands". *Geophys. Res. Abst.*, Vol. 7, 09993.
- Pérez, N.M., Hernández, P.A., Padrón, E., Melián, G., Marrero, R., Padilla, G., Barrancos, J., and Nolasco, D. (2007): "Precursory subsurface ²²²Rn and ²²⁰Rn degassing signatures of the 2004 seismic crisis at Tenerife, Canary Islands". *Pure App. Geophys.* 164, 2431-2448.
- Pérez N. M., Hernández P. A., Igarashi G., Trujillo I., Sumino H. and Wakita H. (2008): "Searching and detecting earthquake geochemical precursors in CO₂-rich ground waters from Galicia, Spain". *Geochemical Journal*, 42, 75-83.
- Tsunogai, U., and Wakita, H. (1995): "Precursory changes in groundwater: Kobe earthquake, Japan". *Science* 269, 61-63.
- Valentin, A., Albert-Beltrán, J.F., and Diez, J.L. (1990): "Geochemical and geothermal constraints on magma bodies associated with historic activity, Tenerife (Canary Islands)". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 44, 251-264.

EN LA BÚSQUEDA DE RECURSOS GEOTÉRMICOS EN CANARIAS

Hidalgo, R.¹, Perez, N.², Marrero, R.²

¹ Petratherm España SL, Madrid

² Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

La economía mundial tiene planteados grandes retos en relación con la gestión de los recursos energéticos: solucionar la creciente demanda de energía que hasta ahora ha sido cubierta casi en su totalidad por combustibles fósiles, reemplazar éstos por otras energías alternativas más limpias, que eviten el calentamiento global y que sean generadas cerca de los lugares de consumo, disminuyendo así la dependencia energética ante terceros.

En este marco global, la geotermia aparece como una alternativa potencial de energía en el entorno insular canario, una energía limpia, autóctona y de producción continua que podría constituir el complemento ideal a otras renovables como la eólica y la fotovoltaica ya en pleno desarrollo en las islas, reduciendo así la dependencia de fuentes energéticas externas.

Palabras clave: energía geotérmica, energías alternativas, Islas Canarias.

ABSTRACT

Energy resources management is one of the global economy greatest challenges; solve the problem of the continuous increase on the world energy demand, mostly covered until now with fossil fuels, replacing them by autochthonous clean renewable energies capable to mitigate the global warming and to reduce the dependence from external energy sources.

On this global framework, geothermal energy emerges as a clear choice in the canary islands. An indigenous base load clean energy that could constitute the perfect complement to another mature renewable technologies working today at full capacity within the islands, reducing in this way the strong dependence of Canary Islands from the fossil fuels.

Keywords: geothermal energy, alternative energies, Canary Islands.

INTRODUCCIÓN

Las Islas Canarias son un área volcánicamente activa y, como tal presentan un gran potencial para el desarrollo de la energía geotérmica como una renovable a gran escala al igual que ocurre ya en otros entornos insulares vecinos como las Azores.

Entre los años 1975 y 1993, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y otros organismos de investigación llevaron a cabo, dentro del marco de desarrollo del Plan Energético Nacional, diversos trabajos de exploración e investigación que confirmaron la existencia de importantes anomalías geotérmicas en el entorno insular. Se llevaron a cabo estudios geológicos de detalle, modelos de interpretación geológica del subsuelo, campañas de geoquímica de aguas y gases, campañas de geofísica, etc.

A partir de 1993 se produjo un estancamiento de la exploración geotérmica en nuestro país hasta la actualidad en que se está retomando con renovado interés el desarrollo y potencial de esta fuente de energía, tanto por parte de las distintas administraciones como por parte del sector empresarial, con la aparición de iniciativas tales como la creación de convenios de colaboración I.D.A.E.-IGME, I.D.A.E.-ICAEN o la reciente creación de la sección de geotermia dentro de la Asociación de Promotores y Productores de Energías Renovables de España (APPA). Este estancamiento afectó también al archipiélago canario donde se habían desarrollado importantes campañas de investigación geoquímica, geofísica y sondeos a finales del siglo pasado.

Resultados de investigación recientes desarrollados por el ITER, en especial los geotermómetros calculados a partir de los gases de fumarola del Teide, reflejan la existencia de un sistema hidrotermal en el subsuelo de Tenerife de 250-350°C de temperatura (Fig. 1).

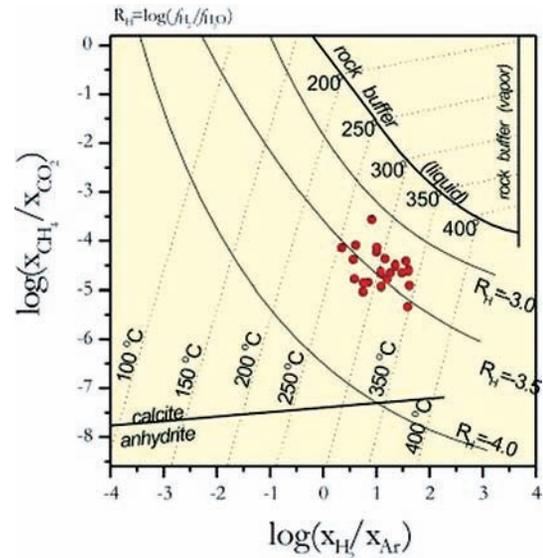


Figura 1. Geotermómetro $\text{CH}_4/\text{CO}_2\text{-H}_2/\text{Ar}$ medido en los gases de la fumarola del Teide (Hernandez *et al.* 2000).

NUEVOS OBJETIVOS DE INVESTIGACIÓN

Fruto de ese renovado interés por la geotermia surge la iniciativa de colaboración entre el ITER S.A. (Instituto Tecnológico de Energías Renovables), dependiente del cabildo de Tenerife y Petatherm España s.l, para el desarrollo de la investigación geotérmica en el ámbito insular canario. Ambos grupos están desarrollando nuevos trabajos de investigación que pretenden abordar de una manera integral y a la luz de las nuevas tecnologías, niveles de demanda y usos de esta energía, el potencial geotérmico existente en las Islas.

Actualmente se están desarrollando nuevas líneas de investigación geoquímica, geofísica y estructural con el fin de definir los entornos geológicos más favorables que puedan albergar estos sistemas geotermiales susceptibles de ser aprovechados para usos tales como la generación de energía eléctrica o la desalinización.

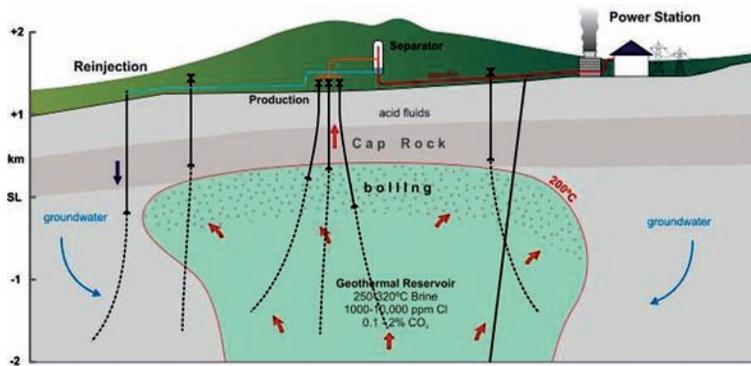


Figura 2. Ejemplo de modelo de campo geotérmico activo. Modificado de SKM (2008).

Las nuevas líneas de investigación se centran en los siguientes aspectos:

- Estudio de detalle de las zonas de debilidad estructural que podrían actuar como canales de circulación de los fluidos geotermales a la superficie.
- Definición de mapas de alteraciones hidrotermales que afectan a las distintas facies volcánicas y su relación con la fracturación y zonas de debilidad estructural.
- Desarrollo de campañas de prospección geoquímica de gases y volátiles en el ambiente superficial para definir zonas de alta permeabilidad, que son una condición necesaria si bien no suficiente para el desarrollo de sistemas hidrotermales activos.
- Caracterización geoquímica de las aguas subterráneas en Tenerife y Gran Canaria y su relación con la hidrología y geología del subsuelo.
- Geoquímica de gases disueltos en agua.
- Prospección geofísica: Recopilación de la base de datos de geofísica existente; sísmica, gravimetría, magnetotérmico, electromagnético, y propuesta de nuevas campañas para definir la estructura del subsuelo y localizar las zonas susceptibles de albergar sistemas hidrotermales activos en profundidad.

REFERENCIAS

- Galindo, I., Soriano, C., Martí, J., Pérez, N. (2005): "Graben structure in the Las Cañadas edifice (Tenerife, Canary Islands): implications for active degassing and insights on the caldera formation".
- IGME. (1987): *Investigación geotérmica en las islas Canarias y evaluación de recursos y reservas geotérmicas en España – Prospección geofísica, métodos magnetotérmico y SOFREM*.
- ITGE. (1993): *Investigación geotérmica en el área central de la isla de Tenerife – informe final*.
- Hernández, P.A., Pérez N.M., Salazar J., Sato, M., Notsu, K., Wakita, H. (2000): "Soil gas CO₂, CH₄, and H₂ distribution in and around Las Cañadas caldera, Tenerife, Canary Islands, Spain". *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 103(1-4), pp. 425-438.
- Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 144, pp. 73-87.
- International Geothermal Association (1995): *Environmental aspects of geothermal development*. World Geothermal Congress, Pisa, Italy 18-20 May 1995. Pre-Congress Course. Convenor: Kevin Brown.
- SKM. (2008): *Tenerife technical development. Internal document prepared for Petratherm España*.

LA FIRMA ISOTÓPICA DEL ESTRONCIO ($^{87}\text{SR}/^{86}\text{SR}$): LA MEJOR HUELLA DACTILAR PARA LA DETECCIÓN Y CUANTIFICACIÓN DE LA INTRUSIÓN MARINA EN ACUÍFEROS VOLCÁNICOS INSULARES

Nemesio M. Pérez

Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

Las reuniones de la Red Española de Volcanología nacen como una apuesta por fomentar un ambiente favorable e integrador y capaz de ilusionar para fortalecer el desarrollo de la Volcanología en España así como su implicación social más importante; la reducción del riesgo volcánico en Canarias. Su pasado se ha caracterizado por cumplimentar acciones que persiguen este objetivo noble y responsable, a pesar de haberse observado algunas dificultades ya superadas en el presente. Por lo tanto, estas reuniones serán una de las herramientas claves para el futuro de la volcanología en España.

Palabras clave: isótopos, aguas subterráneas, intrusión marina.

ABSTRACT

The Spanish Volcanological Network's meetings were born as a challenge to enhance a favourable and exciting environment in order to strengthen the development of Volcanology in Spain as well as its most important social implication; reducing volcanic risk in the Canary islands. Its past has been characterized by accomplished actions pursuing this noble and responsible objective, despite some difficulties observed already overtaken. Therefore, these meetings will be one of the key tools for the future of Volcanology in Spain.

Keywords: isotopes, groundwater, seawater intrusion.

INTRODUCCIÓN

La gestión de los recursos hídricos subterráneos en islas volcánicas como Canarias será siempre más efectiva a medida que dispongamos de una mayor información y conocimiento sobre el funcionamiento de estos acuíferos insulares. Actualmente la salinidad de las aguas

subterráneas es la mayor amenaza mundial para la conservación y explotación de los recursos hídricos en el subsuelo, y esta realidad es aún más preocupante en ambientes insulares por su propia limitación geográfica. Por consiguiente, una parte importante de la investigación destinada al estudio de las características hidrológicas de acuíferos volcánicos insulares debería dirigirse no sólo

a detectar y delimitar la salinidad, sino además a evaluar su origen y cuantificarlo. La posibilidad de diferenciar y cuantificar la salinidad en los acuíferos volcánicos de Canarias es primordial para establecer criterios para una mejor gestión de los mismos. Fundamentalmente el origen de la salinidad en los acuíferos es consecuencia de las diversas actividades antropogénicas y naturales que actúan sobre el sistema hidrológico. En el caso particular de Canarias, podríamos enumerar como procesos naturales potenciales la actividad volcánica y la climatología, mientras que la actividad agrícola y la sobre-explotación de los acuíferos pueden ser las actividades antropogénicas principales que afecten la calidad de nuestras aguas subterráneas.

La salinidad se traduce en un incremento general del contenido de especies químicas disueltas en las aguas naturales así como en un aumento de las concentraciones de componentes químicos específicos disueltos en las mismas. Por consiguiente, el término salinidad implica un incremento del contenido total de sales disueltas (TDS, mg/L) desde niveles normales de fondo a concentraciones anómalas debido a la acción de cualquier proceso antropogénico y/o natural que afecte el sistema hidrológico.

La detección y delimitación de la salinidad en los acuíferos no es una tarea complicada ya que basta realizar un simple análisis físico-químico de las aguas para calcular el TDS (Total Dissolved Solids, $TDS = 0.6 \times \text{Alcalinidad} + Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+} + Cl^- + SO_4^{2-} + SiO_2 + NO_3^- + F^-$). Por el contrario, un análisis físico-químico de componentes mayoritarios e incluso algunos minoritarios en disolución no es suficiente para definir con propiedad el origen o la causa de la salinidad.

La complejidad del problema es aún mayor cuando la salinidad del acuífero es consecuencia de la acción de varios procesos que actúan simultáneamente. En el caso de los acuíferos costeros de Canarias, son diversos los procesos que pueden aportar simultáneamente sales a las aguas subterráneas (actividad agrícola, intrusión marina, actividad volcánica, aerosol marino, etc.) Las acciones reguladoras que se establezcan para favorecer la reducción de la salinidad en nuestros acuíferos requerirá, previamente al empleo de acciones correctoras, la realización de estudios e investigaciones que nos permitan no sólo definir el origen u orígenes de la misma sino además su cuantificación.

Atribuir el origen de la salinidad y cuantificarlo no es un problema sencillo ya que se necesita realizar un amplio análisis y caracterización hidrogeoquímica (mayoritarios,

minoritarios, trazas e isótopos) tanto de las aguas subterráneas como de la precipitación en la zona de estudio (deposición seca y húmeda). En la discusión y búsqueda del origen de la salinidad, las determinaciones isotópicas son fundamentales.

La sobre-explotación de las aguas subterráneas en los acuíferos volcánicos insulares como los de Canarias puede inducir fenómenos como la intrusión marina y, por consiguiente, un aumento de la salinidad en los acuíferos costeros. Por otro lado, niveles relativamente altos de salinidad en los acuíferos costeros de Canarias no siempre deben relacionarse con un proceso de intrusión marina. El estudio de isótopos estables será muy útil para dilucidar sobre el origen de la salinidad.

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

En el caso particular de Canarias el uso y la aplicación de la sistemática de isótopos de estroncio (Sr) presenta grandes ventajas para identificar procesos de intrusión marina en los acuíferos costeros porque (1) los procesos de fraccionamiento isotópico no afectan la firma isotópica del estroncio ($^{87}Sr/^{86}Sr$), realidad que tiene lugar para otras firmas de isótopos estables (D/H, $^{18}O/^{16}O$, etc.), y (2) por la marcada diferencia existente entre la firma isotópica del Sr en el agua de mar ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70906$) y en los basaltos alcalinos típicos de Canarias ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0,70320$). Por lo tanto, un estudio enfocado a la realización de determinaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ en las aguas subterráneas costeras de los acuíferos volcánicos insulares de Canarias sería muy conveniente para concluir categóricamente si la salinidad es o no es consecuencia de un proceso de intrusión marina (Fig. 1). La toma de muestras y análisis isotópico de estroncio de forma periódica pudiera incluso tener la utilidad de evaluar la variabilidad temporal de las condiciones de explotación de los acuíferos costeros en nuestras islas.

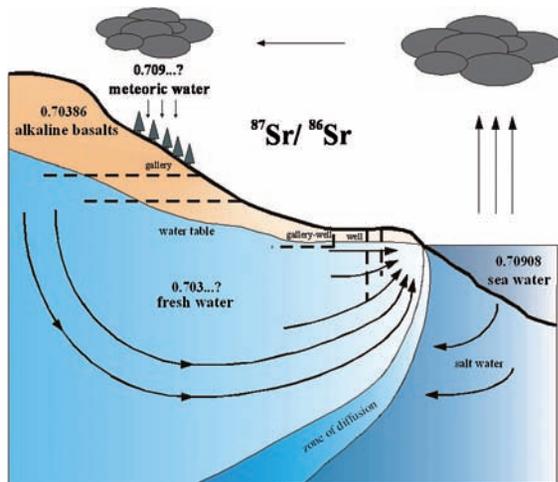


Figura. 1. Sistemática de isótopos de estroncio en el medio natural de Canarias. Las rocas volcánicas de Canarias tienen una relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ con un valor medio 0,7032, y como la mayor parte del estroncio en las aguas subterráneas (0,2 ppm) de Canarias procede de las rocas volcánicas, los recursos hídricos subterráneos en nuestras islas que no se encuentren afectados por un proceso de intrusión marina tienen la misma firma isotópica que la del substrato volcánico. En el caso de un proceso de intrusión marina sobre parte de la masa hídrica subterránea, el estroncio de estas aguas procederá fundamentalmente del mar, que presenta un mayor contenido de estroncio disuelto (8 ppm) y una mayor relación isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - 0,70906. En este último escenario la firma isotópica de las aguas subterráneas del acuífero costero experimentarán un incremento en los valores de las relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,703 a 0,709 dependiendo del grado de intrusión marina.

Investigaciones sobre hidrogeoquímica isotópica (relaciones isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^3\text{He}/^4\text{He}$) en las aguas subterráneas de la Isla de La Palma (Fig. 2) realizadas en el laboratorio de geoquímica isotópica de la Universidad Estatal de Louisiana (EE.UU. de América), por investigadores de la División de Medio Ambiente del ITER y del Departamento de Geología de la citada universidad, indican que la salinidad de las aguas subterráneas que se explotan a lo largo del barranco de Las Angustias y Tenisca no se debe a un proceso de intrusión marina, a pesar de que este proceso ha sido adoptado por el Plan Hidrológico Insular de La Palma para explicar el origen de la salinidad en esta zona (Fig. 3). Estos resultados y muchos otros obtenidos en diferentes ambientes geológicos por la comunidad científica internacional apuntan a que la sistemática de isótopos de estron-

cio es la mejor huella dactilar para evaluar el origen de la salinidad.

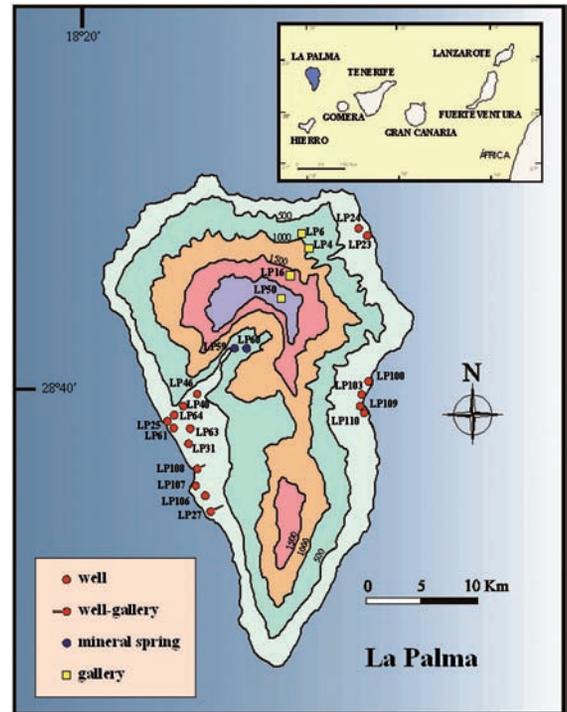


Figura. 2. Localización de los puntos de toma de muestra de aguas subterráneas en la Isla de La Palma para investigar sobre el origen de la salinización mediante la aplicación y el uso de la sistemática de isótopos de estroncio.

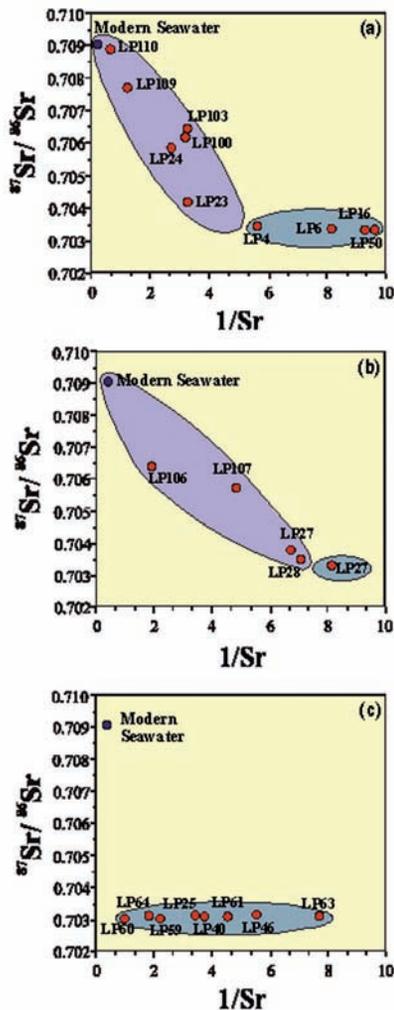


Figura 3. Diagramas binarios $1/Sr$ versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las aguas subterráneas de la Isla de La Palma. Los datos correspondientes a los puntos de aguas subterráneas que quedan enmarcadas en la región púrpura reflejan que estas aguas se encuentran afectadas por un proceso de intrusión marina que explica el origen de su salinidad. Esta observación es clara al detectarse relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ superiores a los típicos valores correspondientes a las rocas volcánicas de Canarias ($^{87}Sr/^{86}Sr=0,7032$) y además reflejarse una tendencia de mezcla con la firma química e isotópica del estroncio en el agua de mar (concentración de $Sr=8$ ppm; $^{87}Sr/^{86}Sr=0,70906$). Los datos correspondientes a los puntos de aguas subterráneas que quedan enmarcadas en la región de color verde reflejan las mismas no se encuentran sujetas a un proceso de intrusión marina, y por consiguiente, el origen de la salinidad de esta agua subterráneas es consecuencia de otra serie de procesos. En la gráfica (a)

se aprecia que las aguas subterráneas que se extraen de algunos pozos situados en la vertiente este de la Isla de La Palma presentan intrusión marina al igual que algunos pozos de la vertiente oeste de la isla (b). Por el contrario las aguas subterráneas que se explotan en los barrancos de Las Angustias y Tenisca (c) no reflejan que la salinidad se deba a un proceso de intrusión marina.

AGRADECIMIENTOS

Este informe ha podido ser elaborado gracias a la financiación pública recibida por el Ministerio de Ciencia y Tecnología y la Dirección General de Universidades e Investigación del Gobierno de Canarias para materializar las tres primeras reuniones de la Red Española de Volcanología.

REFERENCIAS

- Berner, E.K. and Berner, R.A. (1987): *The global water cycle: geochemistry and environment*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 397 pp.
- Appelo, C.A.J. and Postma, D. (1993): *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema Publishers, Netherlands, 536 pp.
- Ritcher, B.C. and Kreitler, C.W. (1993): *Geochemical Techniques for Identifying Sources of Ground-Water Salinization*. Edited by C.M. Smoley, CRC Press Inc., Boca Raton, Florida, USA, 258 pp.
- Drever, J.I. (1997): *The geochemistry of natural waters: Surface and groundwater environments*. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 436 pp.
- Custodio, E. (1987): "Hydrogeochemistry and tracers". In *Groundwater problems in coastal areas*, UNESCO, 213-260.
- Custodio, E., Jimenez, J., Antonio, J., Nuez, J., Puga, L., Braojos, J. (1991): "Case studies: Canary Islands". In *Hydrology and water resources in small islands: a practical guide*. Edited by A. Falkland, UNESCO, 339-355.
- Pérez, N.M., Wakita, H., Nakai, S., Sano, Y., Williams, S.N. (1994): "³He/⁴He isotopic ratios in volcanic-hydrothermal discharges from the Canary Islands, Spain". *Mineralogical Magazine*, 58, 709-710.
- Pérez, N.M., Hanor, J.S., Chan, L.H., Sturchio, N.C., Means, J. (1995): "Sr isotope systematics for identifying sources of groundwater salinization in oceanic volcanic islands". *Geol. Soc. Amer. Abstr.*, 27, 98.
- Smalley, P.C., Blomqvist, R., Raheim, A. (1988): "Sr isotopic evidence for discrete saline components in stratified ground waters from crystalline bedrock, Outokumpu, Finland". *Geology*, 16, 354-357.
- McArthur J.M., Turner J., Lyons W.B., and Thirlwall M.F. (1989): "Salt sources and water-rock interaction on the Yilgarn Block, Australia: isotopic and major element tracers". *Applied Geochemistry*, 4, 79-92.
- Banner, J.L., Musgrove, M., Capo, R.C. (1994): "Tracing groundwater evolution in a limestone aquifer using Sr isotopes: Effects of multiple sources of dissolved ions and mineral-solution reactions". *Geology*, 22, 687-690.
- Jorgensen, N.O., Holm, P.M. (1995): "Strontium-isotope studies of chloride-contaminated groundwater, Denmark" *Hydrogeology Journal*, 3, 52-57.
- Lyons, W. B., Tyler S.W., Gaudette H.E., Long D. T. (1995): "The use of strontium isotopes in determining groundwater mixing and brine fingering in a playa spring zone, Lake Tyrrell, Australia". *Journal of Hydrology*, 167, 225-239.
- Thomas, D. M., Paillet, F. L., Conrad, M. E. (1996): "Hydrogeology of the Hawaii Scientific Drilling Project borehole KP-1 2. Groundwater geochemistry and regional flow patterns". *Journal of Geophysical Research*, 101, 11683-11694.
- Scholl, M.A., Ingebritsen, S.E., Janik, C.K., Kauahikaua, J.P. (1996): "Use of precipitation and groundwater isotopes to interpret regional hydrology on a tropical volcanic island: Kilauea volcano area, Hawaii". *Water Resources Research*, 32, 3525-3537.

EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ POR LOS VOLCANES TAAL Y PINATUBO, FILIPINAS

Gladys Melián¹, Pedro A. Hernández¹, Celestino Saquilón², M^a Carmencita Arpa², Paolo Reniva², Jaime Sincio-co², Renato Solidum² y Nemesio Pérez¹

¹ División de Medio Ambiente. Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). Tenerife

² Philippine Institute of Volcanology and Seismology, PHIVOLCS, Filipinas

RESUMEN

El rol de la desgasificación terrestre en el balance del carbono atmosférico y el cambio climático global es muy importante. Aunque el aporte de CO₂ a la atmósfera por la actividad volcánica es pequeño, estudios demuestran que emiten aproximadamente 250 Mt yr⁻¹. Debido a que la mayoría de estos estudios no han considerado las emisiones difusas, es necesario realizar una reevaluación de estas emisiones. Por esta razón, en Abril de 2008 se realizó un estudio de la emisión difusa de CO₂ en los volcanes Taal y Pinatubo de Filipinas. Estos estudios han servido también para evaluar su nivel de actividad volcánica.

Palabras clave: Pinatubo, Taal, emisión difusa CO₂.

ABSTRACT

The role of earth degassing in the atmospheric C budget and global climatic change is assumed to be significant. Although the CO₂ contribution to the atmosphere due to volcanic activity is small, there is evidence that this may be a major element of the carbon dioxide cycle, 250 Mt yr⁻¹. Most of the studies on global CO₂ emissions to the atmosphere by subaerial volcanoes have not taken into consideration the diffuse CO₂ degassing process. For this reason, in April 2008 intensive diffuse degassing surveys were carried out at Taal and Pinatubo volcanoes, Philippines. These studies have also contributed to evaluate their volcanic activity.

Keywords: Pinatubo, Taal, CO₂ diffuse emission.

INTRODUCCIÓN

Con el objeto de reevaluar la contribución de las emisiones de CO₂ a la atmósfera por la actividad volcánica subaérea, se ha realizado una campaña geoquímica de gases en los volcanes Pinatubo y Taal, Filipinas, para es-

timar las tasas de emisión de CO₂ por estos sistemas volcánicos a la atmósfera. Estos estudios han servido también para evaluar el nivel de actividad de estos sistemas volcánicos y de esta manera contribuir al programa de vigilancia que PHIVOLCS realiza en los volcanes activos de Filipinas.

El seguimiento y medida de la composición química así como de los niveles de emisión de los gases volcánicos ha sido y es una herramienta muy útil para evaluar los procesos de desgasificación magmática, y sus variaciones temporales están directamente relacionadas con el grado de actividad volcánica existente (Chiodini *et al.*, 1998; Hernández *et al.*, 2001; Carapezza *et al.*, 2004; Pérez *et al.*, 2006). Numerosos estudios sobre la emisión de gases en volcanes se han centrado en el dióxido de carbono por ser un efectivo trazador para evaluar los procesos que se están desarrollando en profundidad. El CO₂ es la segunda especie mayoritaria en los fluidos volcánicos después del vapor de agua (H₂O), y su baja solubilidad en fluidos silicatados a presiones moderadas facilita su escape a la atmósfera.

Filipinas es un archipiélago de 7.107 islas ubicadas al sudeste de Asia. A lo largo de todo su territorio se encuentran numerosos volcanes activos debido al proceso de subducción que origina el desplazamiento de la placa eurasiática bajo la placa de las Filipinas. Entre ellos hemos seleccionado para este estudio dos sistemas volcánicos, Pinatubo y Taal, por logística y accesibilidad. El Pinatubo es un volcán activo que forma parte de la cadena de volcanes localizada a lo largo del extremo oeste de la isla de Luzón. La más reciente erupción del Pinatubo ocurrió en junio de 1991 después de 500 años de inactividad, siendo la mayor erupción del planeta en el siglo XX. El volcán Taal, localizado también al oeste de la isla de Luzón, ha sido declarado uno de los volcanes activos de la década debido a sus numerosas erupciones (33 desde 1572) que han causado un gran número de muertos por su cercanía a las áreas pobladas que rodean la caldera. Las erupciones explosivas del Taal suelen venir precedidas de un aumento importante de la sismicidad y de la temperatura del agua de la laguna cratérea. El objetivo principal de este estudio es evaluar los niveles de emisión difusa de las lagunas cratérea de los volcanes Pinatubo y Taal, la laguna caldérea del Taal y de la emisión de la Isla de Taal en Filipinas y estimar la emisión total de CO₂ a la atmósfera por estos sistemas volcánicos.

METODOLOGÍA

Durante los meses de marzo y abril de 2008 se realizó el estudio de desgasificación difusa de CO₂ en los sistemas volcánicos de Taal y Pinatubo. En cada uno de los puntos de muestreo se midió el flujo difuso de CO₂ y H₂S así

como la temperatura tanto del agua (lagunas cratéreas) como del suelo. Las medidas de flujo de CO₂ se realizaron *in situ* mediante un espectrofotómetro infrarrojo no dispersivo (NDIR) portátil modelo LICOR Li-800 y siguiendo método de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981). La medida del flujo difuso de CO₂ en las lagunas se realizó colocando sobre la superficie del agua la cámara de acumulación (Fig. 1). Este método permite estimar el flujo difuso de CO₂ a partir de la pendiente de la curva al representar la concentración del CO₂ frente al tiempo. Los valores obtenidos de flujo difuso de CO₂ son corregidos con los valores de presión y temperatura atmosférica tomada en cada punto de muestreo para convertir concentraciones volumétricas en concentraciones máscas. La reproducibilidad de nuestras medidas en un rango de 10-35.000 g m⁻² d⁻¹ fue de un 10%.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

En la Tabla 1 se presenta un resumen estadístico de los valores obtenidos en los distintos sistemas volcánicos de Filipinas. Los valores de flujo difuso de CO₂ variaron entre debajo del límite de detección (<0,5 g m⁻² d⁻¹) y 3.500 g m⁻² d⁻¹. Los mapas de distribución espacial se construyeron basándonos en la Simulación Gaussiana como método de interpolación utilizado por el programa GSLIB (Deutsch y Journel; 1998). El mapa de distribución espacial del flujo difuso de CO₂ de la laguna cratérea del volcán Pinatubo se presenta en la Fig. 2. La mayor parte de la zona de estudio presentó valores de flujo de CO₂ inferiores a los 250 g m⁻² d⁻¹. Las zonas de valores más altos estuvieron localizadas en la parte NE y NO de la laguna con valores superiores a los 500 g m⁻² d⁻¹. Basándonos en el mapa de distribución espacial del flujo difuso de CO₂ estimamos la emisión total de CO₂ por la laguna cratérea del volcán Pinatubo en 711 ± 17 t d⁻¹.



Figura 1. Medida del flujo difuso de CO_2 en la superficie del agua (laguna cratérica de la isla de Taal, abril de 2008).

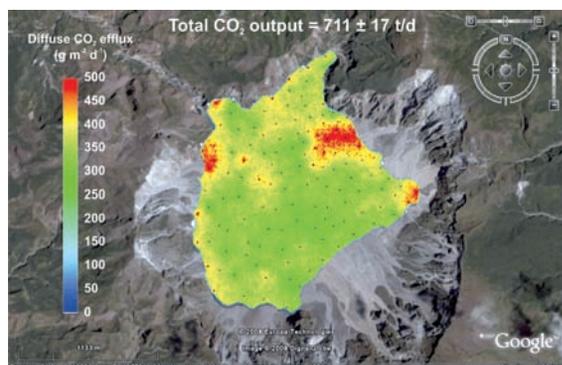


Figura 2. Distribución espacial del flujo difuso de CO_2 ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) en la laguna cratérica de Pinatubo, marzo de 2008.

El estudio realizado en el sistema volcánico de Taal comprendió las siguientes zonas: (a) el lago de la caldera, donde se midieron valores de flujo de CO_2 relativamente bajos, con un valor promedio de $3 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ y un valor máximo de $15 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$; (b) La isla de Taal, donde la mayor parte del área de estudio presentó valores de flujo de CO_2 inferiores a $100 \text{ g m}^{-2} \text{d}^{-1}$ (Fig. 3), localizándose los valores más altos en las zonas central y SE de la isla, donde están localizadas parte de las manifestaciones geotermales y (c) la laguna cratérica de volcán Taal, donde los valores más altos de flujo de CO_2 se midieron en la zona N del área de estudio coincidiendo con el área donde se encuentra localizada la actividad fumarólica. Las tasas de emisión difusa estimadas para las áreas de estudio en el volcán Taal fueron de $823 \pm 14 \text{ t d}^{-1}$ para el lago de la caldera de Taal, $58,8 \text{ t d}^{-1}$ para la Isla de Taal y $506 \pm 15 \text{ t d}^{-1}$ para laguna cratérica de la isla de Taal.

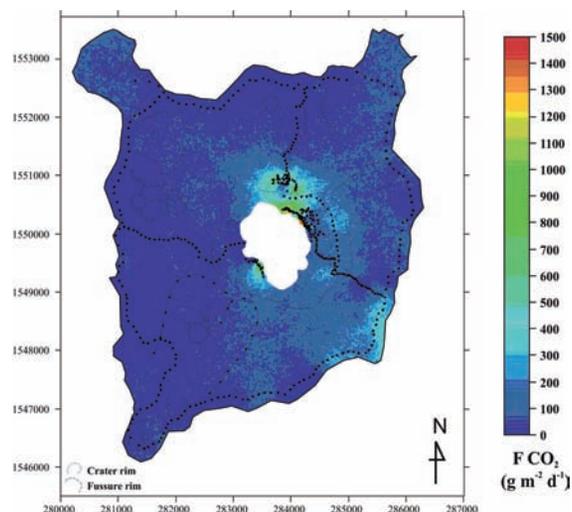


Figura 3. Distribución espacial del flujo difuso de CO_2 ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) en el lago de la caldera de Taal, abril 2008.

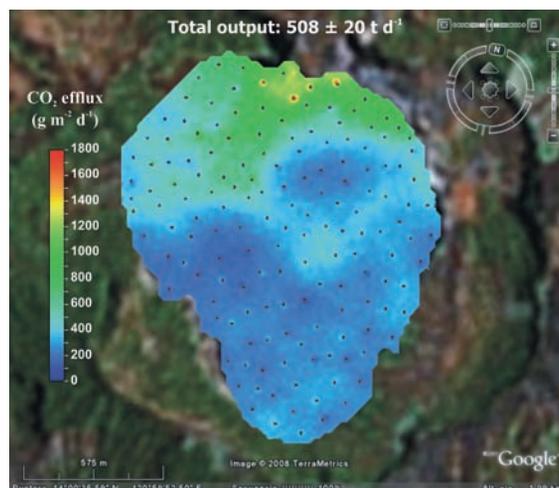


Figura 4. Distribución espacial del flujo difuso de CO_2 ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$) en la laguna cratérica de Taal, abril de 2008.

	Área (km^2)	Max. Flujo CO_2 ($\text{g m}^{-2} \text{d}^{-1}$)	Emisión total CO_2 (t d^{-1})	Emisión total CO_2 por km^2 ($\text{t d}^{-1} \text{km}^{-2}$)
Caldera de Taal	227	15,1	823 ± 14	3,6
Cráter de Taal	1,29	1.830	506 ± 15	393
Isla de Taal	28,6	3.457	1.682 ± 250	58,8
Pinatubo	2,00	2.465	711 ± 17	6,6

Tabla 1. Resumen estadístico de los resultados obtenidos en los volcanes de Filipinas en 2008.

Si comparamos los valores de emisión total de CO₂ por unidad de área en los 4 sistemas volcánicos estudiados, observamos que la laguna cratérica de Taal es el que presenta la mayor emisión (393 t d⁻¹ km⁻²), seguida de la isla de Taal (58,8 t d⁻¹ km⁻²), la laguna cratérica del Pinatubo (6,6 t d⁻¹ km⁻²) y el lago de la caldera de Taal (3,6 t d⁻¹ km⁻²). La emisión por la laguna cratérica de Taal es muy superior a los de otras lagunas volcánicas como Apoyo y Tiscapa en Nicaragua (Padilla *et al.*, 2007), mientras que los valores de emisión estimados para el lago de la caldera de Taal son del mismo orden que los encontrados en las lagunas de Cuicocha y Pululahua, Ecuador (Padrón *et al.*, 2007).

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a al proyecto CGL2005-07509 financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia. Los autores también quieren agradecer a Eustaquio Villalba su ayuda en el campo durante la realización de los trabajos.

REFERENCIAS

- Carapezza, M.L., Inguaggiato, S., Brusca, L., Longo, M. (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.
- Chiodini, G., Cioni R., Guidi M., Raco B., Marini L. (1998): "Soil CO₂ flux measurements in volcanic and geothermal areas". *App. Geochem.* 13, 543-552.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*. 2nd ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Giggenbach W.F. (1987): *Appl. Geochem.*, 2, 143-161.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*. 369 pp., Oxford Univ. Press, New York.
- Hernández, P.A., Notsu, K., Salazar, J.M., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N.M. (2001): "Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan". *Science* 292: 83-86.
- Padilla G., Dionis S., Barrancos J., Melian G., Padrón E., Hernández P., Pérez N., Strauch W. (2007): "Diffuse CO₂ emission from volcanic lakes in Nicaragua, Central America". Congreso Cities on Volcanoes 5, Shimabara, Noviembre 2007. 12-P-39. pag. 81.
- Padrón, E., Hernández, P. A., Toulkeridis, T., Pérez N. M., Marrero, R., Melián, G., Virgili G., Notsu K. "Diffuse CO₂ emission rate from Pululahua and the lake-filled Cuicocha calderas, Ecuador". *J. Volcanol. Geothermal Res.* (in press).
- Parkinson, K.J. (1981). "An improved method for measuring soil respiration in the field". *J. Appl. Ecol.* 18, 221-228.
- Pérez, N.M., Hernández, P.A., Padrón, E., Cartagena, R., Olmos, R., Barahona, F., Melián, G., Salazar, P., López, D.L. (2006): "Anomalous diffuse CO₂ emission prior to the January 2002 short-term unrest at San Miguel volcano, El Salvador, Central America". *Pure Appl. Geophys.*, 163, 883-896.

MONITORIZACIÓN DE LA EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ DURANTE EL PERIODO 1999/2008 EN EL VOLCÁN CERRO NEGRO, NICARAGUA, AMÉRICA CENTRAL

Germán Padilla¹, Manuel Triguero², Gladys Melián¹, Dacil Nolasco¹, José Barrancos¹, David Calvo¹, Eleazar Padrón¹, Rayco Marrero¹, Pedro A. Hernández¹, Nemesio Pérez¹ y Wilfried Strauch³

¹ División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER). Tenerife

² Facultad de Química, Universidad de La Laguna. Tenerife

³ Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (INETER), Managua

RESUMEN

Cerro Negro presenta un ciclo eruptivo de 7-9 años. Ocho estudios de desgasificación difusa de CO₂ se han realizado en el volcán Cerro Negro desde diciembre 1999, en un área de 0,6 Km². La tasa de emisión difusa de CO₂ estimada tres meses después de la última erupción fue de 1.869 t d⁻¹. En el periodo Inter-eruptivo, la tasa disminuye progresivamente hasta valores de fondo de 10 t d⁻¹, exceptuando un ligero incremento en 2004 hasta los 256 t d⁻¹ asociado a una actividad sísmica anómala. Estas variaciones temporales muestran una estrecha relación entre la emisión difusa y el ciclo eruptivo del volcán.

Palabras clave: Cerro Negro, Nicaragua, emisión difusa CO₂.

ABSTRACT

Cerro Negro's eruptive cycle is about 7-9 year. Eight CO₂ efflux surveys have been carried since in December 1999 in Cerro Negro Volcano, covering an area of 0,6 km². The total diffuse CO₂ output estimated just 3 months after the last eruption, was 1.869 t d⁻¹. In the inter-eruptive phase, the total diffuse CO₂ output decrease progressively to background values of 10 t d⁻¹, except a small increment in 2004, to 256 t d⁻¹, associated with an anomalous seismic activity. These temporal variations show a close relationship between diffuse CO₂ emission and the eruptive cycle at Cerro Negro.

Keywords: Cerro Negro, Nicaragua, CO₂ diffuse emission.

INTRODUCCIÓN

La monitorización de la actividad volcánica mediante la medida y seguimiento de la composición y emisión de gases volcánicos es una garantía para el correcto desarrollo de los programas multidisciplinares de vigilancia

volcánica. En aquellos volcanes que presentan un ciclo eruptivo corto en el tiempo, la implementación de nuevas metodologías para estudiar y evaluar el nivel de actividad es una oportunidad única para entender la dinámica del fenómeno volcánico. Este es el caso del volcán Cerro Negro, en Nicaragua. Perteneciente a la Cadena Volcánica

de América Central constituida por 41 volcanes activos. El volcán Cerro Negro se sitúa en el Noroeste de Nicaragua. Cerro Negro, cono de cinder de origen basáltico, ha presentado 21 erupciones desde 1850, con un ciclo eruptivo de entre 7 y 9 años. Está considerado como uno de los volcanes más activos del hemisferio norte. En agosto de 1999, tuvo lugar la última erupción de Cerro Negro, con la emisión de una columna de gases y cenizas de hasta 7 km de altura y la aparición de dos puntos de emisión en el sector S del cráter principal y una fisura con orientación NO-SE.



Figura 1. Localización del volcán Cerro Negro, Nicaragua.

Con el objetivo de monitorizar la emisión difusa de CO_2 y evaluar su relación con el ciclo eruptivo del volcán Cerro Negro, la División de Medio Ambiente del ITER en colaboración con el Instituto de Estudios Territoriales (INETER) de Nicaragua viene realizando anualmente desde 1999 campañas de campo para estudiar tanto la evolución espacial como temporal del flujo difuso de CO_2 en el volcán Cerro. Estos estudios se centran principalmente en el CO_2 porque es, después del vapor de agua, el componente mayoritario de los gases volcánicos, (Gerlach y Graeber, 1985), y a su facilidad de escape hacia la atmósfera, debido a su baja solubilidad a presiones moderadas en fundidos silicatados, siendo un efectivo trazador de los procesos que se desarrollan en profundidad. Durante las últimas décadas, los estudios de geoquímica de gases y más concretamente de emisión difusa de gases han sido muy útiles para evaluar el nivel de actividad volcánica (Hernández *et al.*, 2001). El principal objetivo de este trabajo es evaluar la evolución temporal y espacial de las anomalías de flujo de CO_2 del volcán Cerro Negro y la relación con su ciclo eruptivo.

METODOLOGÍA

Las medidas de flujo difuso de CO_2 se han realizado en ocho campañas de campo entre 1999 y 2008. En ellas también se ha medido la temperatura del suelo a 40 cm de profundidad en un área de aproximadamente $0,6 \text{ km}^2$, con una media de 180 puntos y una distribución espacial de los puntos de muestreo similar en todas las campañas. El flujo difuso de CO_2 se ha medido mediante el empleo de un espectrofotómetro infrarrojo no dispersivo (NDIR) portátil siguiendo el método de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981) que permite estimar el flujo difuso de CO_2 a partir de la pendiente obtenida del aumento de la concentración de CO_2 con el tiempo.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los valores de flujo difuso de CO_2 obtenidos en las 8 campañas realizadas en el volcán Cerro Negro variaron entre valores por debajo del límite de detección ($<0,5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y $35.000 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, valor medido en la campaña de 1999. Con los datos obtenidos en las diferentes campañas de campo (Salazar *et al.*, 2001; Galindo *et al.*, 2004; Barrancos *et al.*, 2006), se realizaron los mapas de distribución espacial de las anomalías de flujo difuso de CO_2 basándonos en la aplicación del algoritmo de Simulación Gaussiana (SGS) como método de interpolación y mediante el uso del programa GSLIB (Deutsch and Journel, 1998). En ellos se puede observar que la mayor parte del área estudiada presenta valores por debajo de los $2 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, valor similar al presentado por la población de fondo para este sistema volcánico y al reportado para la actividad biogénica en otros sistemas volcánicos carentes de vegetación (Hernández *et al.*, 2001). Exceptuando la campaña de 1999 (Fig. 2), donde se observaron zonas al N y SO del borde exterior del cráter del 1992 con altos valores de flujo de CO_2 ($28 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$), los máximos valores en el resto de las campañas (Fig. 3) se localizan en la pared S del interior del cráter de 1992 con valores superiores a $5 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ y en el borde NE del cráter de 1995.

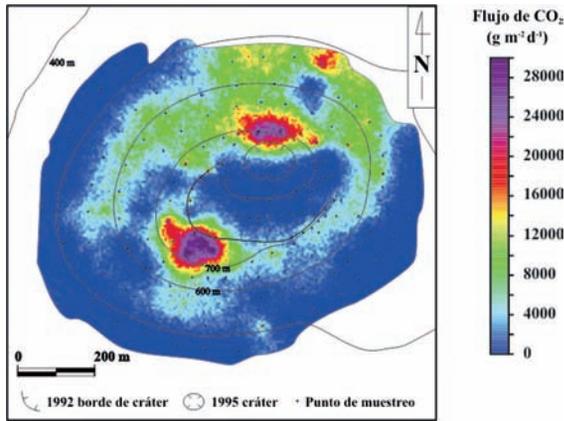


Figura 2. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en el volcán Cerro Negro, 1999.

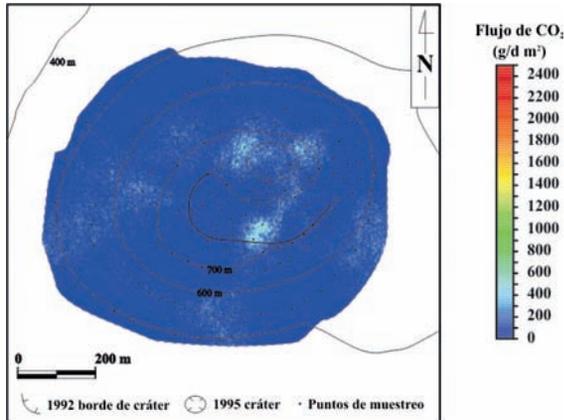


Figura 3. Distribución espacial del flujo difuso de CO₂ en el volcán Cerro Negro, 2006.

Las temperaturas más altas medidas en el suelo del volcán Cerro Negro se localizaron al N del cráter de la erupción de 1995, coincidiendo con la zona donde se localizaron también altos valores de flujo difuso de CO₂. A partir de los mapas de interpolación hemos estimado la emisión total de CO₂ en forma difusa por el volcán Cerro Negro. En la Fig. 4 se representa la evolución temporal de la tasa total de emisión junto con la sismicidad registrada en la zona, pudiendo observarse que en diciembre de 1999, 3 meses después de la última erupción, se registra la mayor tasa de emisión con 1.869 t d⁻¹, mientras que en las campañas de 2002 y 2003, se observa un descenso significativo; 432 y 14 t d⁻¹, respectivamente. En 2004, y coincidiendo con un incremento significativo en la actividad sísmica, se observa un nuevo incremento en la emisión de CO₂ hasta 256 t d⁻¹. En sucesivas campañas

2005-2008, la tasa de emisión continúa disminuyendo con aproximadamente la misma tendencia desde 2004; 67, 38, 45, 10 t d⁻¹.

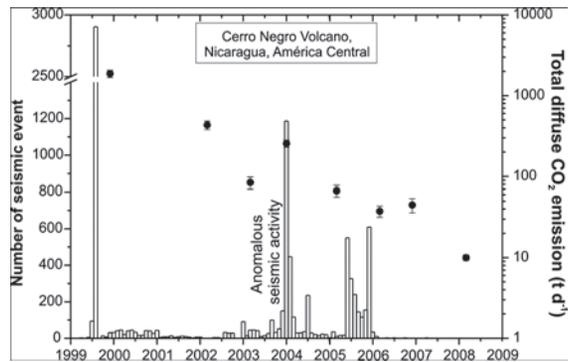


Figura 4. Evolución Temporal de la emisión de CO₂ y el número de terremotos en Cerro Negro, Nicaragua.

La emisión de CO₂ puede claramente relacionarse con los niveles de actividad del sistema volcánico de Cerro Negro, encontrando que en un fase pos-eruptiva (1999-2002), los niveles de CO₂ son uno o dos órdenes de magnitud superiores a los que presenta este sistema durante un periodo inter-eruptivo (2003-2006). La relación entre el ciclo eruptivo y las variaciones de flujo difuso de CO₂, confirma que el monitoreo de la emisión de CO₂ en el volcán Cerro Negro puede ser una importante herramienta geoquímica para el seguimiento de su ciclo eruptivo y la vigilancia volcánica.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo durante estos años del INETER, Nicaragua, y al Cabildo Insular de Tenerife, Islas Canarias, España. Algunas de estas campañas han podido materializarse gracias a la acción complementaria CGL2004-22023-E financiada por el MEC.

REFERENCIAS

Barrancos, J., Santana, G., Padilla, G., Melián, G., Hernández, P., Pérez, N., Strauch, W. (2007): "Dinámica de la emisión difusa de CO₂ y su relación con el ciclo eruptivo del volcán Cerro Negro, Nicaragua, América Central en el periodo 1999-2006". 6º Congreso Ibérico de

- Geoquímica Ambiental, 297-300, Vila Real, Portugal, Julio 2007.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 2nd Ed. Oxford University Press, New York, 369 pp.
- Galindo, I., G. Melián, R. Marrero, P.A. Hernández, N.M. Pérez, W. Strauch. (2004): "Temporal variations of diffuse carbon dioxide emission from Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America". IAVCEI General Assembly 2004, Sesión 10-A. Pucón, Chile, Noviembre 2004.
- Gerlach, T.M., Graeber, E.J. (1985): "Volatile budget of Kilauea volcano". *Nature* 313: 273-277.
- Giggenbach W.F. (1987): "Redox process governing the chemistry of fumarolic discharges from White Island, New Zealand". *Appl. Geochem.*, 2, 143-161.
- Hernández, P.A., Notsu, K., Salazar, J.M., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N.M. (2001): "Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan". *Science*, 292, 83-86.
- Parkinson, K. J. (1981): "An improved method for measuring soil respiration in the field". *Journal of Applied Ecology* 18, 221-228.
- Salazar, J.M., Hernández, P.A., Pérez, N.M., Melián, G., Álvarez, J., Segura, F., Notsu, K. (2001): "Diffuse emission of carbon dioxide from Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America". *Geophysical Research Letters*, 28, 22, 4275-4278.

EMISIÓN DIFUSA DE COMPUESTOS ORGÁNICOS VOLÁTILES (COVs) A LA ATMÓSFERA POR EL VOLCÁN TEIDE (TENERIFE, ISLAS CANARIAS) Y OTROS SISTEMAS VOLCÁNICOS

Dácil Nolasco, Gladys Melián, David Calvo, Pedro A. Hernández y Nemesio Pérez
División de Medio Ambiente, Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

RESUMEN

Los COVs juegan un importante papel en la química atmosférica. Las principales fuentes de COVs a la atmósfera son antropogénicas, pero también existen fuentes naturales de COVs como los volcanes. El objeto de este estudio es estimar la emisión de COVs a la atmósfera por Pico del Teide. Los resultados de la emisión difusa de COVs en el Teide así como los evaluados para otros sistemas volcánicos como Cerro Negro (Nicaragua) y Solfatara, Campi Flegrei (Italia) reflejan que la emisión difusa total de estos sistemas volcánicos es del orden de los 0,13, 535,1 y 5142,7 g·d⁻¹, respectivamente.

Palabras clave: VOCs, volcán Teide, emisión difusa.

ABSTRACT

VOCs play an important role in the chemistry of the Earth's atmosphere. The main sources of VOCs emission to the atmosphere are due to human activities, but natural sources of VOCs to the atmosphere also occurs (eg. volcanic activity). The aim of this study is to investigate the VOCs emission rate through the summit cone of Teide volcano, where occurs the most obvious surface geothermal features at Tenerife. The estimated VOCs emission rate for Teide volcano as well as for other volcanic systems such as Cerro Negro (Nicaragua) and Solfatara (Italy) were 0,13, 535,10 and 5142,75 g·d⁻¹ respectively.

Keywords: VOCs, Teide volcano, diffuse emission.

INTRODUCCIÓN

Las principales fuentes emisión de COVs a la atmósfera tienen origen antropogénico, sin embargo, existe un porcentaje de emisiones a la atmósfera de COVs que tienen lugar a través de fuentes naturales como la producida por los volcanes. Existen numerosos datos sobre los elementos mayoritarios que componen los gases

volcánicos y sin embargo, el estudio de los componentes minoritarios presentes en los gases volcánicos, incluyendo a los hidrocarburos, ha sido estudiado en menor medida (Capaccioni *et al.*, 2001, Taran & Giggenbach, 2003). El metano es el hidrocarburo más abundante en la Tierra (Schoell, 1980), es por ello que la mayoría de dichos estudios se han centrado principalmente en el origen y comportamiento de dicho hidrocarburo. En el caso

de estudios sobre hidrocarburos halogenados en gases volcánicos sólo podemos hacer referencia a muy pocos estudios (por ejemplo; Jordan, 2003, Schwander *et al.*, 2004 y Frische *et al.*, 2006). La producción de COVs no metanizados en ambientes volcánicos se deben a varias causas, las principales son; la actividad bacteriana (Galimov, 1988), la degradación de suelos o paleosuelos de dichos ambientes volcánicos (Capaccioni *et al.*, 2004) y/o la síntesis “de novo” de estos COVs no metanizados desde el manto. La formación abiogénica de hidrocarburos es un tercer mecanismo de formación potencial que tiene lugar durante el enfriamiento del magma o en sistemas hidrotermales. (Sherwood *et al.*, 2002).

El objeto de este estudio es evaluar la emisión difusa de COVs a la atmósfera por la actividad volcánica del Teide. Los volcanes emiten cantidades importantes de gases a la atmósfera a través de sus manifestaciones visibles (penachos, fumarolas y hervideros) o bien de forma no visible. Esta emisión no visible ocurre a través del suelo de forma difusa y dispersa. El volcán del Teide (3,717 m s.n.m.) está localizado en la parte central de la isla de Tenerife, en la intersección de tres alineaciones de volcanes denominadas rift o dorsales volcánicas. El área de estudio en el volcán del Teide se ha centrado en el cono sumital del Teide, donde tienen lugar las únicas manifestaciones visibles de actividad volcánica–hidrotermal en el ambiente superficial de la isla. Además de realizar investigaciones en el volcán Teide, se han realizado otros estudios sobre la emisión difusa de COVs a la atmósfera por los sistemas volcánicos de Cerro Negro (Nicaragua) y Solfatara (Italia) (Fig. 1).

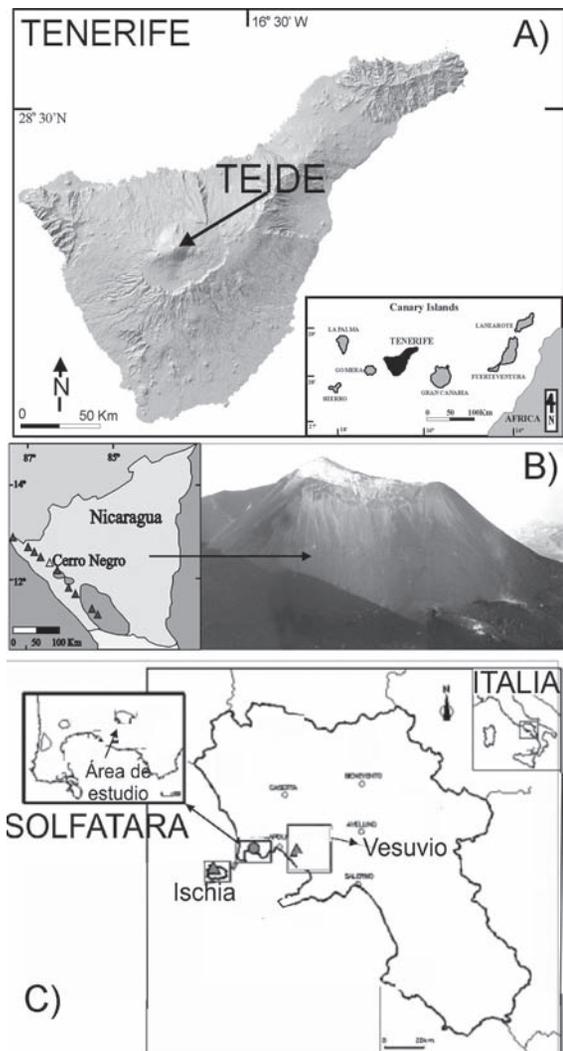


Figura 1.- Localización Geográfica de los volcanes donde se ha estimado la emisión difusa de COVs a la atmósfera; A) volcán Teide, B) volcán Cerro Negro y C) Solfatara.

METODOLOGÍA

Con la finalidad de evaluar la tasa de emisión difusa de COVs en el Teide y otros volcanes se proyectaron campañas científicas que implican la realización de centenares de medidas en toda la superficie del sistema volcánico. La campaña de emisión difusa de COVs en el Pico del Teide se realizó en agosto de 2004 con 120 puntos de observación y medida para evaluar el flujo difuso de COVs cubriendo un área de 0,5 km². En cada punto de observa-

ción y medida se procedió a la toma de muestras de gas en el ambiente superficial usando canisters de 400 cc de capacidad, que previamente fueron evacuados al vacío, y aplicamos el método de la cámara de acumulación (Chiodini *et al.*, 1996). La cuantificación de los COVs se realizó mediante un cromatógrafo de gases modelo VARIAN 3800, con un detector de masas modelo Saturn 2000. La emisión difusa de COVs en cada punto de observación se estimó mediante el producto entre el flujo difuso de CO₂ y la relación másica COVs/CO₂. Con los datos obtenidos se realizan mapas de contorno mediante el programa GS-Lib y haciendo uso del Kriging como método de interpolación. Otras campañas de emisión difusa de COVs se realizaron en el 2005 en el volcán Cerro Negro (Nicaragua), con 168 puntos de medida cubriendo un área de 0,6 km², y en Solfatara (Campi Flegrei, Italia), donde se realizaron 215 puntos de medida en un área de 0,14 km².

RESULTADOS Y CONCLUSIONES

Los resultados obtenidos para el Teide y otros sistemas volcánicos se reflejan en la Tabla 1, dónde se presenta la tasa de emisión difusa de los COVs así como de algunos especies de COVs individualmente.

Benceno (g·d⁻¹)	0.01	0.77	849.01
Tolueno (g·d⁻¹)	0.10	482.45	3014.45
Etilbenceno (g·d⁻¹)	0.01	13.05	173.16
Xilenos	0.01	9.31	215.24
Hidrocarburos Aromáticos no Halogenados (g·d⁻¹)	0.12	418.24	5129.41
Hidrocarburos Halogenados (g·d⁻¹)	0.0002	1.72	9.53
COVs Totales (g·d⁻¹)	0.13	535.10	5142.75

Tabla 1. Tasas de emisión de COVs determinadas en los volcanes Teide, Cerro Negro y Solfatara.

Los resultados obtenidos en la campaña realizada en el volcán del Teide se representan en la Fig. 2. En el mapa de distribución de la emisión difusa de COVs se observa como las principales anomalías de flujo difuso de COVs > 2.200 g·m⁻²·d⁻¹, se detectan en el interior del cráter del Teide, principalmente en el área dominada por la actividad fumarólica lo que sugiere un importante in-put de COVs a la atmósfera desde este sistema volcánico hidrotermal.

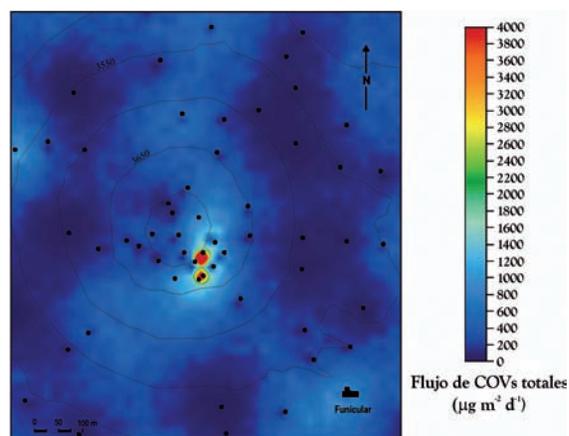


Figura 2. Distribución espacial de la emisión difusa de COVs a la atmósfera por el volcán del Teide, Tenerife.

Los resultados obtenidos para el volcán del Teide reflejan que la emisión de COVs a la atmósfera fue de 0,13 g·d⁻¹, de los cuales 0,12 g·d⁻¹ corresponden a compuestos BTEX; un 92% de las emisiones de COVs. Si comparamos las tasas de emisión difusa de COVs registradas en estos tres sistemas volcánicos, los mayores valores se registran en Solfatara (campi Flegrei, Italia) dónde la tasa de emisión de COVs fue de 5.142,75 g·d⁻¹; un orden de magnitud superior a los registrados en el volcán Cerro Negro (535,10 g·d⁻¹) y tres veces de magnitud superior a los registrados en el Teide (0,13 g·d⁻¹). La menor emisión de COVs en el volcán Teide era de esperar dado que existen importantes diferencias con los otros dos sistemas volcánicos investigados en lo que respecta a su nivel de actividad volcánica así como la tasa de emisión de volátiles por estos volcanes. Las emisiones de COVs en sistemas volcánicos están estrechamente ligadas a la intensidad de la actividad fumarólica que es un importante in-put de COVs a la atmósfera. Solfatara es de los tres sistemas volcánicos estudiados el que presenta una mayor e intensa actividad fumarólica.

AGRADECIMIENTOS

Al Observatorio Vesubiano e INETER, por la ayuda en las campañas de Solfatara y Cerro Negro, respectivamente, y a los proyectos TEIDE, ALERTA y ALERTA II financiados por el Cabildo de Tenerife y la iniciativa comunitaria INTERREG IIIB Azores-Madeira-Canarias, respectivamente.

REFERENCIAS

- Capaccioni, B., F. Tassi, and O. Vaselli. (2001): "Organic and inorganic geochemistry of low temperature gas discharges at the Baia di Levante beach, Vulcano Island, Italy". *J. Volcanol. Geotherm. Research.*, 108, 173-185.
- Capaccioni, B., Taran, Y., Tassi, F., Vaselli, O., Mangani, G. & Macias, J.L. (2004): "Source conditions and degradation processes of Light hydrocarbons in volcanic gases: an example from El Chichón volcano (Chiapas State, Mexico)". *Chemical Geology*, 206, 81-96.
- Chiodini, G., Frondini, F. y Raco, B. (1996): "Diffuse emission of CO₂ from the Fossa crater, Vulcano Island (Italy)". *Bulletin of Volcanology*, v. 58: pp. 41-50.
- Frische, M., Garofalo, K., Hansteen, T. H. & Borchers, R. (2006): "Fluxes and origin of halogenated organic trace gases from Momotombo volcano (Nicaragua)". *Geochemistry Geophysics Geosystems*, Vol 7, N° 5.
- Galimov, E.M. (1988): "Sources and mechanisms of formation of gaseous hydrocarbons in sedimentary rocks". *Chem. Geol.* 71, 77-95.
- Jordan, A. (2003): "Volcanic formation of halogenated organic compounds" In *The Handbook of Environmental Chemistry*, vol.3, part P, edited by G.W. Gribble, pp. 121-139, Springer, New York.
- Schoell, M. (1980): "The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins". *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 649-661.
- Schwandner, F. M., Seward, T. M., Gize, A. P., Hall, P. A., Dietrich, V. J. (2004): "Diffuse emission of organic trace gases from the flank and crater of a quiescent active volcano (Vulcano, Aeolian Islands, Italy)". *J. Geophys. Res.*, 109, D04301, doi:10.1029/2003JD003890.
- Sherwood Lollar, B., Westgate, T.D., Ward, J.A., Slater, G.F., Lacrampe-Couloume, G. (2002): "Abiogenic formation of alkanes in the Earth's crust as a minor source for global hydrocarbon reservoirs". *Nature* 416, 522.
- Taran, Y. A., and Giggenbach, W. F. (2003): "Geochemistry of light hydrocarbons in subduction-related volcanic and hydrothermal fluids". *Soc. Econ. Geol. Spec. Publ.*, 10, 61-74.

MONITORIZACIÓN GEOQUÍMICA DE LA EMISIÓN DIFUSA DE CO₂ POR EL VOLCÁN FOGO, CABO VERDE

Melián, G.¹, Padilla, G.¹, Calvo, D.¹, Pérez, N.¹, Hernández, P.¹, Barrancos, J.¹, Fuentes W.², Cabral, J.³, Mota Gomes, A.⁴, Bandomo, Z.⁵, Melo, S.⁴, Barros, I.⁵

¹ División de Medio Ambiente, ITER, Tenerife

² Universidad de La Laguna, Tenerife

³ Serviço Nacional de Protecção Civil (SNPC), Praia, Cabo Verde

⁴ Instituto Superior de Educação (ISE), Praia, Cabo Verde

⁵ Laboratório de Engenharia Civil (LEC), Praia, Cabo Verde

RESUMEN

Fogo es uno de los volcanes más activos del planeta, ocurriendo su última erupción en 1995. Con objeto de evaluar las variaciones espaciales y temporales del flujo difuso de CO₂ y su relación con la actividad sismo-volcánica, en 1999 y 2007 se realizaron dos campañas geoquímicas en la caldera Cha das Caldeiras. Los valores de flujo difuso de CO₂ en 1999 fueron significativamente superiores a los de 2007. Estas diferencias parecen estar relacionadas con el ciclo eruptivo de Fogo. El seguimiento de la emisión difusa de CO₂ es de gran utilidad para el programa de vigilancia volcánica de Fogo.

Palabras clave: Cabo Verde, Fogo, emisión difusa CO₂.

ABSTRACT

Fogo is one of the most active volcanoes of earth, with its most recent eruption occurring in 1995. With the aim of evaluate the relationship between the spatial and temporal variations of diffuse CO₂ degassing with the seismic-volcanic activity, in 1999 and 2007 two soil gas surveys were performed at Cha das Caldeiras. The observed values of the total diffuse CO₂ emission in 1999 survey were significantly higher than the ones in 2007. The observed differences might be related to the eruptive cycle of Fogo. Monitoring this geochemical parameter will be tremendously beneficial for Fogo volcanic surveillance program.

Keywords: Cabo Verde, Fogo, CO₂ diffuse emission.

INTRODUCCIÓN

La isla de Fogo es un estratovolcán de 2.829 m sobre el nivel del mar perteneciente al archipiélago de Cabo Verde. El ciclo eruptivo de Pico de Fogo se estima en unos 20 años (Ribeiro, 1960, Day *et al.*, 2000), aunque sin embargo, hay que resaltar que esta periodicidad eruptiva no se ha mantenido de forma regular en el siglo XX, donde sólo se han registrado dos eventos de carácter estromboliano, en los años 1951 y 1995. Una de las características propias del sistema volcánico de Fogo, es la baja sismicidad asociada a las erupciones, así como en escaso número de sismos en periodos tanto de transición como inter-eruptivos (Fonseca *et al.*, 2003).

Los gases son la fuerza motriz de las erupciones volcánicas, y por lo tanto, el seguimiento y medida de la composición química e isotópica de los gases volcánicos así como de su tasa de emisión es una herramienta de gran utilidad para la vigilancia volcánica y el fortalecimiento de los sistemas de alerta temprana, especialmente en sistemas volcánicos como el de Fogo. Los objetivos de este estudio han sido principalmente: (1) conocer la distribución espacial de la emisión difusa de dióxido de carbono del volcán Fogo mediante los estudios realizados en los años 1999 y 2007; (2) estimar la emisión total de CO₂ por el volcán Fogo y (3) comparar la emisión de CO₂ entre las dos campañas realizadas en este sistema volcánico.

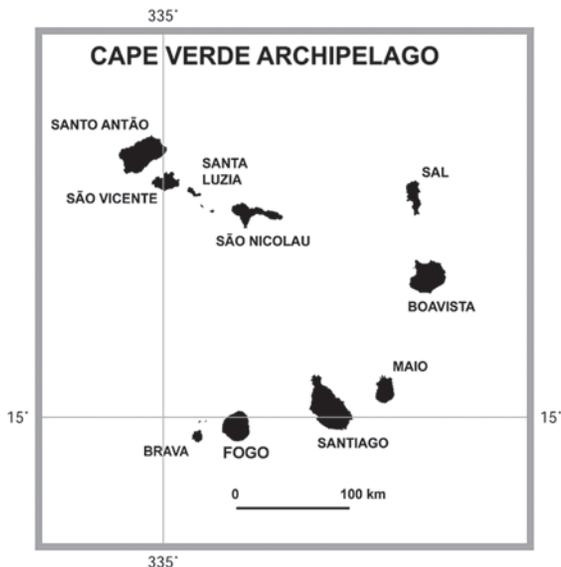


Figura 1. Archipiélago de Cabo Verde, compuesto de 10 islas de las que solo Fogo presenta actividad volcánica en la actualidad.

METODOLOGÍA

En marzo de 1999 y 2007, se realizaron en Cha das Caldeiras dos campañas de desgasificación difusa de CO₂. Para ello se seleccionaron dos zonas de estudio, una en el interior del cráter del volcán Fogo y la otra localizada a lo largo de la boca eruptiva de 1995 (Fig. 2). En cada una de las zonas se seleccionaron aproximadamente 40 puntos de muestreo conforme a criterios estructurales y de accesibilidad a los mismos.

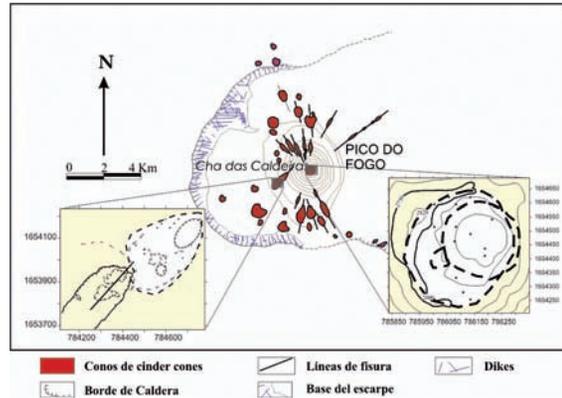


Figura 2. Detalle de la distribución espacial de puntos en las dos zonas de estudio en Cha das Caldeiras, Isla de Fogo, marzo de 1999.

Las medidas de flujo de CO₂ se realizaron *in situ*, empleando un espectrofotómetro infrarrojo no dispersivo (NDIR) portátil y siguiendo el método de la cámara de acumulación (Parkinson, 1981). Este método permite estimar el flujo difuso de CO₂ a partir de la pendiente obtenida entre la concentración del componente gaseoso y el tiempo. Los valores obtenidos de flujo difuso de CO₂ son corregidos con los valores de presión y temperatura atmosférica tomada en cada punto de muestreo para convertir concentraciones volumétricas en concentraciones máscas. La reproducibilidad de nuestras medidas en un rango de entre 10 y 35.000 g m⁻² d⁻¹ es de 10%.

Con los datos obtenidos se construyeron los mapas de distribución espacial de flujo difuso de CO₂ basándonos en la aplicación del algoritmo de Simulación Gaussiana (SGS) como método de interpolación mediante el programa GSLIB (Deutsch y Journel 1998).

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los valores de flujo difuso de CO_2 para las dos campañas (Zárate *et al.*, 1999; Melián *et al.*, 2006) presentaron un rango comprendido entre por debajo del límite de detección ($<0,5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y 130 y $6 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para 1999 y 2007, respectivamente. El valor medio de flujo de CO_2 para cada una de las campañas fue de $17 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para 1999 y $6 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ para 2007. En la Fig. 3 se presentan los mapas de distribución espacial del flujo difuso de CO_2 en el interior del cráter de Fogo para 1999 y 2007 ($0,12 \text{ km}^2$) obtenidos con el método de SGS.

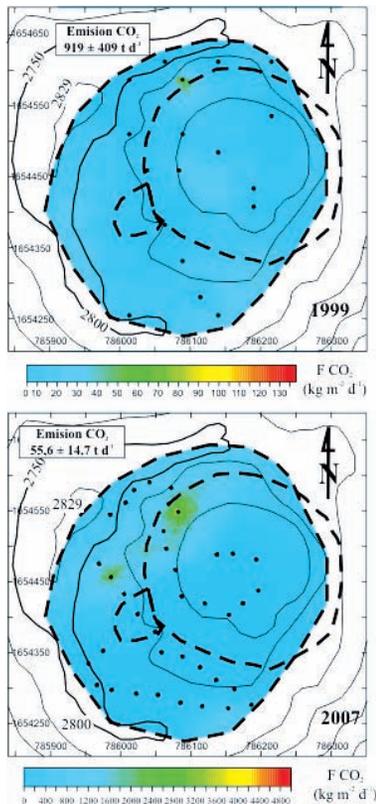


Figura 3. Distribución espacial del flujo difuso de CO_2 en el cráter de Fogo, 1999 y 2007.

En el mapa de flujo difuso de CO_2 de 1999, se puede observar que la mayor parte de la zona de estudio presenta valores de flujo de CO_2 en torno a los $2 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Los valores más altos de flujo de CO_2 se localizaron al N del cráter ($130 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) donde está presente la actividad fumarólica y en la parte central del área con valores de hasta $130 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En 2007, la distribución de anomalías

de flujo difuso de CO_2 fue similar a la de 1999, con los valores más altos localizados en la zona N del área de estudio, aunque en este caso los valores estimados fueron inferiores ($<6 \text{ kg m}^{-2} \text{ d}^{-1}$). La emisión total de CO_2 estimada en 1999 para la zona del interior del cráter fue de $919 \pm 409 \text{ t d}^{-1}$, mientras que en 2007 fue de $55,6 \pm 14,7 \text{ t d}^{-1}$.

En la zona de la boca eruptiva de 1995, se observa un comportamiento similar de los valores de flujo difuso de CO_2 . En 1999, los valores de fondo estaban en torno a $20 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, con máximos de $150 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. En 2007, la mayor parte de la zona de estudio presentó valores en torno a $1 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ con valores máximos hasta $8 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Los valores de flujo de CO_2 estimados para esta zona de estudio ($0,13 \text{ km}^2$) fueron $2,3 \pm 1,2 \text{ t d}^{-1}$ para 1999 y $70,9 \pm 14,5 \text{ kg d}^{-1}$ para 2007.

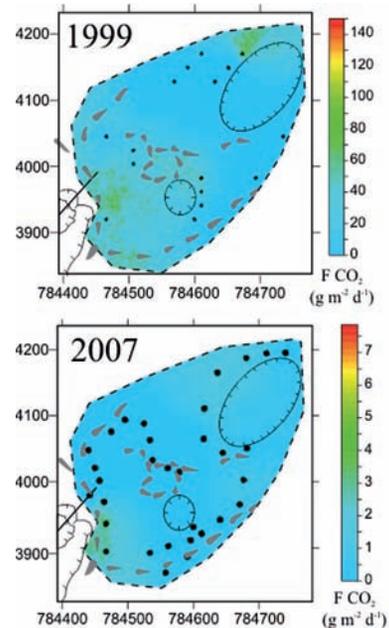


Figura 4. Distribución espacial del flujo difuso de CO_2 en la zona de la Boca eruptiva de 1995, marzo de 1999 y 2007.

Los cambios observados en el flujo difuso de CO_2 están claramente relacionados con el ciclo eruptivo del volcán Fogo. En el estudio realizado en 1999 por Zárate *et al.*, cuatro años después de la última erupción del volcán Fogo (Abril 1995), se midieron valores de flujo difuso y de emisión total de CO_2 significativamente superiores a los medidos en 2007, pudiendo explicarse esta diferencia debida a que el sistema volcánico de Fogo se encuentra en la actualidad en un periodo inter-eruptivo. Estos resul-

tados sugieren que el monitoreo geoquímico de la emisión de CO₂ en el volcán Fogo es una herramienta muy útil para el programa de vigilancia volcánica y el seguimiento de su ciclo eruptivo.

AGRADECIMIENTOS

Los autores de este trabajo agradecen a la Dirección General de Relaciones con África (Gobierno de Canarias), ITER, S.A., Programa INTERREG IIB Azores–Madeira–Canarias, Laboratorio de Engenharia de Cabo Verde (LEC), Servicio Nacional de Protecção Civil (SNPC) y al Instituto Superior de Educação (ISE) su colaboración y apoyo para la realización de este estudio en Fogo, Cabo Verde.

REFERENCIAS

- Day, S.J., Heleno, S.I.N, Fonseca, J.F.B.D. (1999): "A past giant lateral collapse and present day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands". *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 191-218.
- Deutsch, C.V. y Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 369 pp., Oxford Univ. Press, New York.
- Fonseca J. *et al.* (2003): "Multiparameter monitoring of Fogo island, Cape Verde, for volcanic risk mitigation". *Journal of Volcanology & Geothermal Research*, 135, 39-56.
- Melián, G., Marrero, R., Nolasco, D., Barrancos, J., Calvo, D., Pérez, N.M., Galindo, I., Hernández, P.A., y Strauch, W. (2006): "Diffuse CO₂ emission dynamics and relation to the eruptive cycle at Cerro Negro volcano, Nicaragua, Central America". *GARAVOLCAN*, Garachico, Tenerife, Islas Canarias, España.
- Parkinson, K.J. (1981): "An improved method for measuring soil respiration in the field". *J. Appl. Ecol.* 18, 221-228.
- Ribeiro, O. (1960): *A Ilha do fogo e as suas erupções*. Junta de Investigações de Ultramar, Lisbon.
- Zárate, T., Salazar, J.M.L., Pérez, N.M., Navarro, J.M., Mendes, J.O., Mota Gomes, A., Vera, M. T. (1999): "Diffuse emission of carbon dioxide from Fogo volcano, Cape Verde". *Amer. Geophys. Union*, 80, 473.

EMISIÓN DE CO₂ POR LAGOS VOLCÁNICOS Y LAGUNAS CRATÉRICAS EN GUATEMALA, AMÉRICA CENTRAL

Germán Padilla¹, Manuel Triguero², Eleazar Padrón¹, Gladys Melián¹, José Barrancos¹, Pedro A. Hernández¹, Nemesio Pérez¹, Eddy Sánchez³ y Manuel Mota⁴

¹ División de Medio Ambiente Instituto Tecnológico y de Energías Renovables (ITER), Tenerife

² Facultad de Química, Universidad de La Laguna, Tenerife

³ Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSIVUMEH), Guatemala

⁴ Coordinadora Nacional para la reducción de Desastres (CONRED), Guatemala

RESUMEN

Los lagos volcánicos y lagunas cratéricas actúan como condensadores químicos emitiendo a la atmósfera importantes cantidades de gases de origen volcánico, especialmente CO₂. Por este motivo, el ITER ha realizado diversos estudios en lagos y lagunas cratéricas de Guatemala para evaluar las tasas de emisión de CO₂ a la atmósfera. Los resultados muestran que los lagos de Atitlán y Amatitlán presentan una tasa de emisión total de CO₂ similar, alrededor de 4 t d⁻¹ km⁻², mientras que las lagunas de Calderas e Ixpaco presentan tasas de emisión de 0,03 y 924 t d⁻¹ km⁻², respectivamente.

Palabras clave: Lagos volcánicos, lagunas cratéricas, flujo CO₂.

ABSTRACT

Volcanic crater lakes act as chemical condensers discharging important amounts of volcanic gases to the atmosphere, especially CO₂. For this reason, ITER has performed several studies in volcanic lakes of Guatemala to evaluate the CO₂ emission rates to the atmosphere. The results show that both Atitlán and Amatitlán volcanic lakes have similar CO₂ emission rates, about 4 t d⁻¹ km⁻², whereas Calderas and Ixpaco crater lakes have CO₂ emission rates of 0,03 and 924 t d⁻¹ km⁻², respectively.

Keywords: volcanic lakes, crater lake, CO₂ emission.

INTRODUCCIÓN

Los lagos volcánicos y lagunas cratéricas actúan como perfectos calorímetros y condensadores químicos, integrando gran parte del flujo de gases y volátiles procedentes del magma en profundidad. Sin embargo, emiten

grandes cantidades de gases de origen volcánico a la atmósfera, destacando el CO₂. Este gas está considerado como un excelente trazador geoquímico de los procesos que se desarrollan en profundidad, ya que además de ser el componente mayoritario de los gases volcánicos después del vapor de agua escapa fácilmente hacia la

superficie debido a su baja solubilidad en los magmas silicatados (Gerlach and Graeber, 1985). Varios estudios han demostrado que cambios temporales tanto en la distribución de las anomalías de los niveles de CO_2 en superficie, como de los niveles de emisión de este gas juegan un papel importante para identificar los lugares donde existe mayor probabilidad de que exista una erupción, permitiendo evaluar los niveles de actividad de un sistema volcánico (Hernández *et al.*, 2001; Salazar *et al.*, 2001).

La División de Medio Ambiente del ITER, en colaboración con el INSIVUMEH y CONRED de Guatemala, ha realizado recientemente en Guatemala, el primer estudio de desgasificación de CO_2 en los lagos volcánicos Amatitlán y Atitlán y las lagunas cratéricas de Caldera e Ixpaco (Fig. 1). El objetivo de este trabajo ha sido evaluar la emisión difusa de CO_2 a través de la superficie de los lagos volcánicos y lagunas cratéricas, así como determinar in situ el pH, conductividad y temperatura del agua a 40 cm de profundidad.

El lago de Amatitlán y la laguna de Caldera se encuentran a 17 km al sur de Guatemala, en el municipio de Amatitlán. La Laguna de Amatitlán, de forma alargada e irregular representa una cuenca volcánica-tectónica de derrumbamiento, la cual dio origen a la formación de una laguna volcanógena de estancamiento. La laguna cratérica de Caldera ocupa un viejo cráter en la zona norte del Parque Nacional del Volcán Pacaya. La Laguna cratérica de Ixpaco, se localiza en el departamento de Santa Rosa, Municipio de Pueblo Nuevo Viñas, a 50 km al SSE de Ciudad de Guatemala. La laguna caldérica de Atitlán, en Sololá, se encuentra a 70 km al W de la Capital, tiene forma aproximada de semiesfera con 9 km de radio, por el sur, extendiéndose por un canal estrecho de 6 km de largo entre los volcanes de Tolimán y San Pedro (Fig. 3).



Figura 1. Mapa de localización de los lagos volcánicos estudiados.

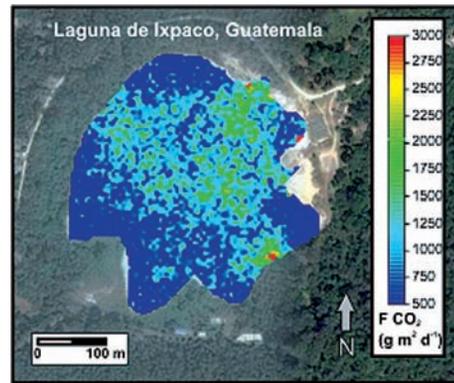


Figura 2. Mapa de distribución de las anomalías de flujo difuso de CO_2 en la laguna de Ixpaco, Guatemala.

METODOLOGÍA

Las medidas del flujo difuso de CO_2 en la superficie de cada una de las lagunas, se realizaron mediante el uso de un espectrofotómetro infrarrojo no dispersivo (NDIR) portátil siguiendo el método de la cámara de acumulación modificado acoplándole un dispositivo en forma de anillo para su flotación. En función de las dimensiones de cada uno de los lagos y lagunas volcánicas (Tabla 1), la distribución espacial de los puntos de muestreo fue diferente. Además de medir el flujo de CO_2 , se midió in situ la temperatura, pH y conductividad del agua a 40 cm de profundidad con un equipo portátil.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Los valores de flujo de CO_2 medidos en los lagos de Atitlán y Amatitlán y la laguna de Caldera variaron entre el límite de detección del instrumento ($< 0,5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$) y 33 , $3,1$ y $48 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$, respectivamente. Sin embargo, el rango de valores de flujo de CO_2 en la laguna de Ixpaco estuvo comprendido entre $5,0$ y $15,5 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Las temperaturas medias del agua para los tres primeros lagos fueron de 21 , 24 y 20°C , respectivamente, mientras que en la laguna de Ixpaco fue de 27°C . Excepto en la laguna de Calderas, que carece de anomalías térmicas, los lagos de Atitlán y Amatitlán, y la laguna de Ixpaco, presentaron anomalías térmicas de hasta 60 , 95 y 92°C , respectivamente.

Lago Volcánico	Diámetro (Km)	Superficie (Km ²)	Profundidad media (m)	Altura (m.s.n.m.)	Φ CO ₂ total (t d ⁻¹)	Emisión CO ₂ total por km ² (t d ⁻¹ km ⁻²)	Nº de puntos
Amatitlán	–	13,8	18	1195	67 ± 17,6	4,8	351
Atitlán	18	119,9	340	1559	416 ± 4,7	3,4	694
Caldera	0,7	0,4	5	1778	0,01 ± 0,0	0,03	78
Ixpaco	0,3	0,1	–	1099	84,6 ± 14,8	924	75

Tabla 1. Resumen de las características principales de los sistemas volcánicos estudiados y resumen estadístico de los resultados obtenidos.

Mediante el algoritmo de Simulación Gausiana (SGS) implementado en el programa GSLIB (Deutsch and Journel, 1998), se realizaron los mapas de distribución espacial de anomalías superficiales de flujo de CO₂ de los cuatro sistemas volcánicos en estudio. El mapa de la laguna de Calderas (Fig. 3 izq.), muestra que la mayoría de las medidas de flujo de CO₂ se encuentran por debajo del límite de detección del instrumento, excepto en la zona de burbujeo situada al sur de la laguna, con un valor de 48,2 g m⁻² d⁻¹. El lago de Amatitlán (Fig. 3 centro), presenta anomalías no muy extensas de flujo de CO₂ solamente a lo largo de la costa SW, donde existen fumarolas y surgencias de agua de hasta 95°C. Respecto al mapa de distribución espacial de flujo de CO₂ de Atitlán (Fig. 3 dcha.), se observa que los flujos más bajos están localizados en los extremos N, S y W. La mayor parte de la laguna presenta flujos en torno a 4 g m⁻² d⁻¹, con anomalías puntuales y otras más extensas en la costa NE y NW, asociadas con valores anómalos de temperatura. En la laguna de Ixpaco (Fig. 2), se midieron valores de flujo entre 100 y 3.000 m⁻² d⁻¹ 350 g m⁻² d⁻¹. Se observan dos bandas de 100 m de ancho en direcciones NW-SE y N-S con valores de 1.500 g m⁻² d⁻¹, así como valores anómalos superiores a 3 kg m⁻² d⁻¹ en la orilla E de la laguna. A partir de los mapas de distribución espacial de flujo difuso de CO₂, hemos estimado la emisión total de CO₂, obteniéndose que diariamente el lago

de Atitlán emite 416 t, el de Amatitlán 67 t, y las lagunas de Calderas y de Ixpaco 10 kg y 85 t, respectivamente. Normalizando estos valores para hacerlos comparables, se encuentra que los lagos de Atitlán y Amatitlán emiten 3,4 y 4,8 t d⁻¹ km⁻² y las lagunas de Calderas e Ixpaco 0,03 y 924 t d⁻¹ km⁻², respectivamente. Exceptuando Ixpaco, los valores de emisión de CO₂ son inferiores a los encontrados por Padrón *et al.* (2007) en las lagunas de Cuicocha y Pululahua, Ecuador, 8,0 y 9,8 t d⁻¹ km⁻², respectivamente. La emisión de Ixpaco es aproximadamente 5 y 36 veces superior a la encontrada para las lagunas caldéricas de Jiloá y Apoyo, en Nicaragua (Padilla *et al.*, 2007).

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se ha realizado gracias a al proyecto CGL2005-07509 financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia así como al apoyo del Cabildo Insular de Tenerife. Los autores también quieren agradecer el apoyo prestado por las instituciones Guatemaltecas INSIVU-MEH y CONRED.



Figura 3. Mapa de distribución de las anomalías de flujo difuso de CO₂ en la laguna de Caldera, Lago de Amatitlán y lago de Atitlán, Guatemala.

REFERENCIAS

- Allard, P., Carbonelle, J., Dajlevic, D., Le Bronec, J., Morel, P., Robe, M.C., Maurenas, J.M. Faivre-Pierret, R., Martin, D., Sabroux, J.C., Zettwoog, P. (1991): "Eruptive and diffuse emission of CO₂ from Etna volcano". *Nature*, 351, 387-391.
- Deutsch, C.V., Journel, A.G. (1998): *GSLIB: Geostatistical Software Library and Users Guide*, 2nd Ed. Oxford U. Press, New York, 369 pp.
- Gerlach, T.M., Graeber, E.J. (1985): "Volatile budget of Kilauea volcano". *Nature* 313: 273-277.
- Hernández, P.A., Notsu, K., Salazar, J.M., Mori, T., Natale, G., Okada, H., Virgili, G., Shimoike, Y., Sato, M., Pérez, N.M. (2001): "Carbon dioxide degassing by advective flow from Usu volcano, Japan". *Science*, 292, 83-86.
- Salazar, J.M., Hernández, P.A., Pérez, N.M., Melián, G., Álvarez, J., Segura, F., Notsu, K. (2001): "Diffuse emissions of carbon dioxide from Cerro Negro volcano". *Geophys. Res. Let.* 28; 4275-4278.
- Padilla, G., Dionis, S., Barrancos, J., Melián, G., Hernández, P., Pérez, N., Strauch, W. (2007): "Emisión difusa de CO₂ en las lagunas cratéricas de Apoyo, Jiloá y Tiscapa, Nicaragua, América Central". 6º Congreso Ibérico de Geoquímica, Geoquímica Ambiental (337-340), Vila Real, Portugal, 16-21 Julio, 2007.

EL VOLCÁN, LOS ESPACIOS PROTEGIDOS Y EL TURISMO A VISTA DE “GUAGUA”. EL CASO TINERFEÑO

Juan Vicente Ledesma de Taoro

Educador ambiental, Guía de Turismo Canario (GTC 0002)

Confederación Española de Federaciones y Asociaciones Profesionales de Guías de Turismo

RESUMEN

El turismo se ha convertido en las últimas décadas en un sector de primera importancia. La actividad turística nos afecta a millones de personas, forma parte de la calidad de vida de ciudadanos de muchos países. La tendencia de los últimos años, con el continuo crecimiento de los visitantes al Parque Nacional de Las Cañadas del Teide, con la masificación en la que intervienen factores como la estacionalidad y la meteorología así como la concienciación del visitante para evitar entrar dentro de “la masa”, es por lo que los profesionales del Turismo estamos en la obligación de buscar otras alternativas que consigan acercarse mejor a los fines de la educación ambiental. El aumento de lo que llamamos Turismo Social, en los últimos años, también debería definir productos diferenciados a lo que tradicionalmente ha supuesto la ruta hacia el Parque Nacional.

Palabras clave: Turismo Sostenible, Turismo Social, Parque Nacional de las Cañadas del Teide.

ABSTRACT

Tourism has become in recent decades a major business. Tourist activity affects to millions of people, is part of the quality of life of citizens in many countries. The trend in recent years, with the continued growth of the Visitors to Las Cañadas del Teide National Park, with the overcrowding in the intervening factors such as seasonality and weather and visitor awareness to avoid coming within “the mass” is why Tourism professionals we are obligated to seek other alternatives that achieve better approach for environmental education. The increase in what we call Social Tourism in recent years, different products should also define what traditionally has led the way to National Park.

Keywords: Sustainable Tourism, Social Tourism, Las Cañadas del Teide National Park.

RETROSPECTIVA: BREVE HISTORIA DEL PARQUE NACIONAL DEL TEIDE, COMO EJEMPLO, SUS VOLCANES DESDE LOS AÑOS 80. LA VISIÓN DEL GUÍA DE TURISMO

Con el objeto de centrarnos en aquellas fechas, nuestro recorrido comenzaría analizando la situación económica internacional que apuntaba, en aquel entonces, a una mejoría y a la recuperación de destinos turísticos considerados consolidados, como Canarias, tras la recesión que determinó la crisis del petróleo de mediados de los sesenta.

Desde el punto de vista medioambiental, se cumplían ocho años de la celebración de la Conferencia de las Naciones Unidas sobre el Medio Humano (Estocolmo 1972) y del Programa de las Naciones para el Medio Ambiente también (PNUMA), entre otras conferencias internacionales. A nuestro País le faltaban algunos años para incorporarse a organismos supranacionales (antigua Comunidad Económica Europea), la influencia de los turistas (hoy visitantes) con ideas conservacionistas hacia el medio ambiente, empezaba tímidamente a hacerse notar en el sector que, desde los sesenta, supone el motor económico canario.

Nadie dudaba que la naturaleza, centrada principalmente en el Volcán y el clima de nuestras islas, cantada por científicos y estudiosos desde épocas dieciochescas, eran los principales protagonistas de la realidad de Canarias en relación con el exterior.

El "grueso" del operativo turístico estaba centrado en el Norte de la Isla con diferencia notable a nuestros días porque, entre otras cosas, el número de Touroperadores y Agencias de Viaje era menor al actual y, por supuesto, la ruta hacia el Parque Nacional (...al Teide), era inexcusable. Al mismo tiempo, podríamos definir el arquetipo del turista como alemán o inglés (nórdicos en invierno), con un nivel económico medio-alto y con cierta sensibilización ambiental como indicábamos anteriormente.

Sin embargo, los recorridos, la ruta en sí, distaba bastante de lo que hoy entenderíamos como una interpretación de la naturaleza, centrándose más en una descripción, con mayor o menor grado de énfasis, de aspectos genéricos sobre nuestra/s isla/s.

Buena "culpa" de este *modus operandi* la tenía el que podríamos definir como único objetivo de la excursión: el teleférico, lo cual convertía al desplazamiento (nuestras guaguas) en un curioso y frenético *slalom* en ascenso puesto que, estacionarnos para "respirar" un poco, -no

para fumar ya que se hacía en el interior- si te adelantaban dos guaguas tan sólo, tenías una hora más de espera al final. Si a este *rally* le añadimos las características del propio transporte, unos accesos notablemente deficientes y la restauración (potaje a granel) tenemos los ingredientes para conocer los resultados finales.

De todos modos, entendamos que aquello ¡Era normal en el siglo pasado!

TENDENCIAS DEL MERCADO TURÍSTICO Y RELACIÓN CON ESPACIOS NATURALES, LA SOSTENIBILIDAD

El turismo se ha convertido en las últimas décadas en un sector de primera importancia. La actividad turística nos afecta, de una u otra manera, a cientos de millones de personas, forma parte de la calidad de vida de ciudadanos de muchos países. Su buena "salud" es uno de los índices de la economía en general.

Finalizada la Cumbre de Río de Janeiro (1992), la mayor parte de los Gobiernos y de los Organismos internacionales relacionados con el Medio Ambiente han iniciado una serie de acciones, que podríamos denominar post-Río, para poner en marcha todos los compromisos adquiridos en la Conferencia de las Naciones Unidas sobre Medio Ambiente y Desarrollo.

El término de desarrollo sostenible fue introducido a través de un informe publicado en 1987 denominado *Nuestro Futuro Común*, más conocido como informe Brundtland, en honor a la Primera Ministra de Noruega, la doctora Gro Harlem Brundtland, definido como "un desarrollo que satisface las necesidades del presente, sin menoscabar la capacidad de las futuras generaciones de satisfacer las suyas propias".

Hoy no se puede hablar de que un conjunto de actuaciones constituyan iniciativas de desarrollo de un país o región si no son sostenibles. A esto habría que añadir que **la relación entre turismo y medio ambiente es especialmente estrecha.**

En el ámbito internacional el turismo está registrando una tasa de crecimiento anual que se acerca al 5%. La reducción del tiempo real de trabajo y el incremento en la esperanza de vida elevará notablemente el número de ciudadanos de tercera edad y pensionistas, que favorecerá el crecimiento de los flujos turísticos.

ALGUNOS APUNTES DE EDUCACIÓN AMBIENTAL

Ninguno de nosotros puede predecir cómo va a ser el mañana. Pero tendríamos como cierto que, si educamos personas que hoy sepan interpretar la realidad que les rodea y adecuen sus comportamientos a las necesidades y posibilidades del entorno, si la información es fresca y real, lo que requiere de un proceso continuo de aprendizaje, si capacitamos a más personas para elaborar propuestas alternativas, entonces estas personas desarrollarán, desde el presente, las pautas y los comportamientos que habrán de utilizar en su vida futura.

Existe una ley ecológica que relaciona la diversidad de los sistemas con su estabilidad, de modo que, en general, sistemas de mayor biodiversidad presentan mejores defensas ante posibles agresiones exteriores y esta reflexión podría ser aplicada a nuestra(s) Isla(s) por lo que supone, en los últimos años, un continuo desgaste del entorno natural en aras a crear las infraestructuras necesarias para cubrir (¿?) la demanda turística, lo cual resulta absolutamente paradójico.

Consideremos lo que decía el filósofo chino Kwan-Tzu (300 a.C.):

*"Si planificas por un año,
siembra trigo.
Si planificas por una década,
planta árboles.
Si planificas por una vida,
educa personas."*

LA INTEGRACIÓN DEL CONJUNTO DE ESPACIOS NATURALES. LA BUENA INFORMACIÓN. CONTRIBUCIONES AL MEJOR RESULTADO

La Naturaleza no actúa de forma arbitraria, podríamos decir que no cumple con alguna Ley de Termodinámica, en lo que a la entropía se refiere. Los elementos naturales se encuentran de tal modo imbricados, absolutamente fusionados, en tanto en cuanto la influencia antrópica es menor o incluso nula.

El Parque Nacional del Teide no está solo, aún cuando ocupe un lugar preferencial en el conjunto de la geografía canaria, sino que los dominios de *Guayota* se protegen de, ocasionalmente, criterios irracionales de nosotros (pobres protoplasmas pensantes), con otras maravillas naturales como el Parque Natural de la Corona Forestal. Además, el tránsito hacia el propio Parque,

dependiendo por donde iniciemos la ruta, se funde con Monumentos naturales como La Montaña de los Frailes y el propio Teide (siempre debe de ser capítulo aparte en cualquier argumento natural) o con Paisajes Protegidos como la Costa de Acentejo, o las Lagunetas (nuestro reservorio hídrico... nuestra vida), o Las Siete Lomas, sin olvidarnos de la Reserva Natural Especial de Las Palomas y la no menos importante Reserva Natural Integral de Pinolere (o Pinolere según el nomenclátor que se desee emplear).

(En los anexos, se señalan genéricamente las características de cada uno de los Espacios Naturales que gozan de protección por las Administraciones correspondientes en la Comunidad autónoma canaria).

El conocimiento del medio ambiente, de nuestro entorno más cercano sigue siendo probablemente una de nuestras asignaturas pendientes. Muchos somos los que nos sorprendemos cuando paseamos por la Naturaleza de nuestro entorno más cercano y descubrimos aquella pareja de *extranjeros* que: ¡Conocen esa pista antes que yo...Que vivo aquí! Nunca será tarde para comprobar lo que decía el Proverbio: "*la más larga caminata, comienza siempre con un paso*". De tal modo que nuestra familia, nuestros amigos, nuestra inquietud personal quizás nos apunte: ¡desconocemos bastante, pero que es más importante descubrirlo!

LA LEY DE ORDENACIÓN DEL TURISMO DE CANARIAS, EL DECRETO DE REGULACIÓN DE LAS ACTIVIDADES TURÍSTICO-INFORMATIVAS, LECTURA PUNTUAL COMO REFERENTE NORMATIVO DE OTRAS COMUNIDADES AUTÓNOMAS

La exposición de temas jurídicos reconoce ser tediosa, ocasionalmente, por los profesionales de la Ley. No pretendemos, de tal modo, cansarles con argumentos que, sin embargo, son la base de la convivencia en cualquier sociedad.

La Ley de Ordenación del Turismo en Canarias (7/1995, de 6 de abril) recoge en su Preámbulo unos postulados que deben ser conocidos por los que, de uno u otro modo, desempeñamos labores turístico-informativas. Siendo estricta en su redacción y cumplimiento, transcribimos textualmente parte de él mismo, enfatizando algunas referencias:

PREÁMBULO

1

La competencia exclusiva sobre la promoción y la ordenación del turismo en el ámbito territorial de la Comunidad Autónoma de Canarias nos viene dada por nuestro Estatuto de Autonomía, que en su artículo 29.14, hace efectiva la previsión del artículo 148.1.18ª de la Constitución Española de 1978.

Tal competencia incluye la potestad legislativa en la materia, lo cual unido a su carácter exclusivo, ha permitido aprobar la presente Ley, en la que se ha acometido por vez primera una regulación general del sector, abarcando todos sus aspectos.

La Ley pretende regular en el ejercicio de tal competencia, la **ordenación y promoción del sector turístico como elemento económico estratégico en el Archipiélago Canario**, contemplando los siguientes objetivos:

- la ordenación y el fomento del sector turístico empresarial tanto desde el punto de vista de la actividad, como de los establecimientos donde se desarrolle la misma.
- la regulación de la oferta turística, concibiendo **Canarias como una unidad de destino turístico**.
- la conservación, protección y aprovechamiento racional de los recursos turísticos de Canarias, **con especial atención al medio ambiente, el paisaje y la cultura autóctonos**.
- la ordenación de las infraestructuras territoriales y urbanísticas y la delimitación de las competencias turísticas de las Administraciones públicas canarias.
- la garantía y **protección** del "status" jurídico **del usuario turístico**, anudando con ella una regulación exhaustiva y rigurosa del régimen sancionador en materia turística.

La Ley es complementada por el Decreto 59/1997, de 30 de abril, por el que se regulan las actividades turístico-informativas y de la que queremos recoger algunos apartados:

Artículo 2.1- Se consideran actividades turístico-informativas las que tienen por objeto la prestación de manera habitual y retribuida, de servicios de información, acompañamiento y asistencia a usuarios turísticos, en materia cultural, artística, histórica, geográfica o de recursos naturales, realizadas con ocasión de visitas a museos, bienes integrantes del

patrimonio histórico, artístico o cultural y espacios naturales protegidos de Canarias.

Artículo 3- El ejercicio de las actividades turístico-informativas se atribuye, en exclusiva, a los Guías de Turismo habilitados por la Administración de la Comunidad Autónoma de Canarias.

Artículo 6.1- En atención a sus funciones y ámbito de actuación, los Profesionales de las actividades turístico-informativas o Guías de Turismo se clasifican en:

- Guías de Turismo Canario
- Guías de Turismo Insular
- Guías de Turismo Sectorial (los que por su preparación o cualificación específica para una determinada modalidad de turismo o actividad de ocio, son habilitados para el desarrollo de actividades de información, asistencia y orientación limitadas al ámbito de actuación que corresponda en virtud de dicha preparación o cualificación).

En este Decreto (Art.9), queda siempre abierta la puerta a convocatorias de pruebas en cualquier modalidad en base a estudios previos sobre la oferta y la demanda. Franquear esa puerta irá en función de nuestras inquietudes y formación.

EL RESULTADO EN CIFRAS. LA ESTADÍSTICA

A priori, como la legislación, "aburrída" en su lectura pero esencial para definir los planes de manejo cara a los flujos turísticos y, como no, el mantenimiento y la recuperación de espacios naturales. Los datos que debemos utilizar se centran en:

- Turistas alojados en establecimientos hoteleros, por nacionalidades.
- Turistas alojados en establecimientos hoteleros, por islas.
- Gasto medio por persona y día según país de residencia y naturaleza del gasto.
- Plazas hoteleras y extrahoteleras, por islas.
- Viajeros y pernoctaciones: Canarias.

Con la lectura de algunos de estos datos y teniendo presente que varían, en ocasiones significativamente, podemos elaborar los perfiles necesarios para conocer la relación oferta-demanda en este sector. (Esta información se puede adquirir en la página del ISTAC).

EL VISITANTE Y SUS FÓRMULAS DE ACCEDER A LOS ENP

Esencialmente las variantes que utilizan para sus desplazamientos son:

- El coche particular o de alquiler.
- El transporte público (autobús, barco, tren, etc.)
- El taxi.
- Los Jeep “Safari” (comienzan su actividad a finales de los ochenta) y los Jeep Tour (finales de los noventa).

Si exceptuamos el transporte en autobuses de turismo, donde se supone debe de ir un Guía de Turismo habilitado por la Dirección General de Ordenación e Infraestructura turística del Gobierno de Canarias, en los restantes habremos de sugerir y en ocasiones insistir, en la obtención de información en los Centros de Visitantes o en las casetas informativas que al efecto se sitúan en el Parque (Portillo y Cañada Blanca) y donde no dudamos redundará en un mejor conocimiento del entorno.

No debemos tratar de insistir en que una fórmula pueda ser mejor que otra, sino asesorar, del modo más objetivo posible, sobre las ventajas y desventajas de las propuestas que se nos hagan.

FÓRMULAS COMPLEMENTARIAS QUE CONTRIBUYAN A LA DESCARGA DE LOS ENP. TODOS TENEMOS DERECHOS: LAS DISCAPACIDADES

Observando la tendencia de los últimos años, con el continuo crecimiento de los Visitantes al Parque Nacional, con la masificación en la que intervienen factores como la estacionalidad y la meteorología (la nieve, p. Ej.) así como la concienciación del Visitante para evitar entrar dentro de “la masa”, es por lo que los profesionales del Turismo estamos en la obligación de buscar otras alternativas que consigan acercarse mejor a los fines de la educación ambiental.

A raíz de ello, en el verano de 1997 surge la idea de una nueva ruta hacia el Parque para buscar la interacción Volcán y cielo (“Volcanes y estrellas”). En principio tímidamente aceptada (tan sólo fueron 795 los Visitantes que optaron por ella en ese entonces) y poco a poco cuajando en los años sucesivos, siendo el año 2001 (con unos 23.000 visitantes) el que marca un referente entrando en el programa de algunos Touroperadores, Empresas especializadas en el sector (Jeep Tour) e incluso las propias Administraciones (Ayuntamientos).

Esta fórmula novedosa busca como objetivos, entre otros:

- Acercamiento directo al entorno fuera de la masificación de las horas del mediodía.
- Realizar trabajos de campo con el volcán y el conjunto de la naturaleza del Parque.
- Descubrir las diferencias climáticas y paisajísticas en las horas de la tarde-noche.
- Definir las características de los cielos canarios y su importancia a nivel mundial, así como aulas de astronomía y etnoastronomía.
- Superar las cinco horas de estancia en el Parque, lo que la convierte en la única que lo logra, dando protagonismo al entorno natural.

Esta ruta surge con el compromiso del Touroperador, al que se le presta servicio, de no superar un número máximo de guaguas, o de visitantes con otros medios de tal modo que la cifra de referencia sea de 300 personas aproximadamente, lo cual supone el 3% de cualquier día del año, apenas significativa y que supone un trato muy directo y consecuentemente un control de las actividades de cada persona en cada momento también.

Un compromiso riguroso con la salvaguarda del Parque y una formación específica de los que realizamos la ruta, son los puntos de partida de esta actividad en la que colaboran la restauración del Área de Servicio y el Parador de Turismo y con la que se están consiguiendo, estadísticamente, cifras de más de un noventa por ciento de reconocimiento positivo.

El permitir a personas con distinto grado de discapacidad disfrutar de la Naturaleza canaria, más que una cuestión comercial resulta una obligación moral. La preparación especializada de los colectivos profesionales o de empresas privadas en técnicas que permitan la integración del discapacitado, han de ser otros referentes en estas otras alternativas (L.S.E –lenguaje signado para discapacitados auditivos–, programas para invidentes, etc).

El aumento de lo que llamamos Turismo Social, en los últimos años, también debería definir productos diferenciados a lo que tradicionalmente ha supuesto la ruta hacia el Parque Nacional.

EL ASESORAMIENTO EN BASE A LA EXPERIENCIA

Varias son las rutas que “Se Venden” con la figura del Teide, del Parque Nacional o de los ENP como protagonis-

tas pero que, bien sabemos, tiene otras referencias que no convierten a este entorno natural en el protagonista real. Esto conduce a que el tránsito por el Parque apenas signifique una hora (lo que supone la carretera) y poco más. Productos como Teide–Loro Parque, Teide–Castillo, Teide–Águilas y Teide medio día (¡qué ridículo cuando el medio día se va sólo en la carretera!), a nuestro entender, demuestran un desconocimiento de los valores naturales del Símbolo por antonomasia de nuestra naturaleza.

Por tanto se hace necesario el que nuestra opinión, con modestia y conocimiento de causa, influya de algún modo en la toma de decisiones por parte de los Delegados de las Agencias para que el Parque Nacional y el propio Teide sean tratados con el respeto que merecen como referentes naturales y, al mismo tiempo, consigamos que al visitante se le preste el servicio correspondiente sin necesidad de añadidos estériles.

REFERENCIAS

España: un turismo sostenible. Ministerio de Economía y Hacienda y Ministerio de Medio Ambiente.

Novo, M. (1998): *La educación ambiental, bases éticas, conceptuales y metodológicas*. Ediciones UNESCO, Madrid

Rambla Gil, A. (2000): *Curso de Turismo Sostenible*. CE-NEAM, Valsaín, Segovia

Revista Ambiente y Desarrollo Sostenible. ¿Qué es el Desarrollo sostenible?

Signos vitales 2000. Informe del Worldwatch Institute. GAIA proyecto 2050. Madrid,

VVV.AA. "30 reflexiones sobre educación ambiental". Artículos publicados en la carpeta informativa del CE-NEAM.

Páginas Web del Ministerio de Medio Ambiente (www.mma.es), del Instituto Nacional de Estadística (www.ine.es) y de la Viceconsejería de Medio Ambiente del Gobierno de Canarias (www.gobcan.es/medioambiente/biodiversidad/cepla).

NOTAS PARA UNA ZOOGEOGRAFÍA EN ISLAS VOLCÁNICAS: EL CASO DE CANARIAS

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey¹, Elena González Cárdenas¹, Montserrat Morales Pérez²

¹ Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio. Universidad de Castilla-La Mancha

² Maestra de Educación Primaria e Infantil, (JCCM)

RESUMEN

Las Islas Canarias conforman uno de los cinco archipiélagos del Atlántico Oriental (Azores, Madeira, Islas Salvajes, Canarias y Cabo Verde) que constituyen la región biogeográfica conocida como Macaronesia. El Archipiélago Canario es un buen ejemplo de cómo ha tenido lugar la colonización biológica de esta región. Destacan en las Islas Canarias una vegetación y una fauna muy importante desde el punto de vista de la biodiversidad por su carácter único y exclusivo. En este trabajo, se revisa y actualiza la fauna vertebrada del archipiélago canario, a partir de trabajos de campo y la revisión de los atlas de fauna vertebrada.

Palabras clave: Zoogeografía, Islas Canarias, Macaronesia.

ABSTRACT

The Canary Islands are one of the eastern Atlantic archipelagos (Azores, Madeira, the Islas Salvajes, Canary Islands and Cabo Verde) constituting the biogeographic region known as Macaronesian. The Canary Islands are a good example of how biological colonization occurred in this region. Outstanding in the Canary Islands vegetation and fauna very important from the standpoint of biodiversity which is unique and exclusive. In this paper, we review and update the vertebrate fauna of the Canary archipelago, from fieldwork and a review of the atlas of vertebrate fauna.

Keywords: Zoogeography, Canary Islands, Macaronesian.

INTRODUCCIÓN

El diccionario de la Real Academia Española define a la fauna en su primera acepción como el conjunto de los animales de un país o región y en su segunda acepción como la obra que los enumera y describe. Etimológicamente atribuye el origen de esta palabra al latín, en concreto a *Fauna* la diosa romana de la fecundidad.

La fauna, tradicionalmente no ha sido objeto de estudio y atención por parte de la geografía española. Esto no ha sido así en la geografía anglosajona o en la centroeuropea, y cabe citar simplemente tres de las obras más interesantes y conocidas como son el *Cosmos* de Alejandro Von Humboldt (1852), la *Geografía de Animales y Plantas* de Marion Newbiggin (1936) o el *Tratado de Geografía Física* de Emmanuel de Martonne (1955) para comprobar

que este elemento de la naturaleza ya era objeto de análisis por parte de los geógrafos.

En el ámbito de España, los científicos que han tratado la fauna provenían de las ciencias de la naturaleza, debiendo destacar cinco figuras a finales del siglo XIX y comienzos del XX: Eduardo Boscá Casanoves (Anfibios y Reptiles), José Arévalo y Baca (Aves), Ángel Cabrera (Mamíferos), Luis Lozano-Rey (Peces) y José María de la Fuente (Invertebrados).

A pesar de esta tradición naturalista española, no es hasta finales del siglo XX y principios del siglo XXI cuando aparecen en nuestro país los atlas de distribución para todos los grupos de vertebrados (Doadrio, 2001; Palomo y Gisbert, 2002; Pleguezuelos, Márquez y Lizana, 2002; Martí y Del Moral, 2003). De esta manera, se carecía de una información básica inicial que permitiera abordar un análisis desde una perspectiva geográfica y global. Aún así, para los invertebrados se carece aún de un atlas de este tipo y en las próximas décadas seguirá siendo así.

Las Islas Canarias conforman uno de los cinco archipiélagos del Atlántico Oriental (Azores, Madeira, Islas Salvajes, Canarias y Cabo Verde) que constituyen la región biogeográfica conocida como Macaronesia. Dentro de este contexto el Archipiélago Canario es uno de los más estudiados desde el siglo XIX, proporcionando un buen ejemplo de cómo ha tenido lugar la colonización biológica de esta región.

Destacan en las Islas Canarias una vegetación y una fauna muy importante desde el punto de vista de la biodiversidad por su carácter único y exclusivo. Sirva de ejemplo una simple comparación: si en las Islas Británicas el número de plantas endémicas (exclusivas) no llega a media docena, en Canarias, a pesar de ser un territorio minúsculo (7.500 km²) supera las cuatrocientas. El Drago, la Violeta del Teide o los Tajinastes Rojos del Teide, son especies florísticas que han sido objeto de admiración y estudio.

Los animales, sin embargo, al tratarse en su mayoría de insectos y otros invertebrados (caracoles, arañas, etc.) han pasado más desapercibidos, aunque no por ello carecen de menor interés. De esta manera, se calcula que en Canarias habitan unas 2.000 especies de escarabajos (coleópteros), siendo más de la mitad exclusivos de estas islas. Los vertebrados terrestres, por el contrario, son escasos, pues salvo las aves y murciélagos, no les resulta fácil colonizar las islas, al tener que atravesar el brazo de mar que las separa de tierras continentales.

Esta amplia diversidad biológica se combina con otra: la del paisaje. En pocos kilómetros se puede pasar de un mar de dunas, a una selva subtropical; del desierto a un pinar surcado por arroyos, para terminar en agrestes cumbres cubiertas por nieve y escasa vegetación.

La configuración volcánica de las islas, unida a su posición latitudinal, favorece esta diversidad paisajística, pues el constante proceso de construcción (erupciones volcánicas) y, sobre todo, de desmantelamiento (erosión y desplomes), producen una morfología abrupta y contrastada: barrancos profundos, calderas, mesas, laderas, roquedos, etc. Esta distribución discontinua de los elementos geomorfológicos favorece la presencia de microclimas distintos en poco espacio y, por lo tanto, una importante compartimentación ambiental, muy notable en la isla de Tenerife.

La combinación de estas características, unida a la benignidad del clima canario, determinada por la corriente fría que lleva su nombre y por el constante aporte de humedad de los vientos alisios, han convertido a Canarias en uno de los centros mundiales de máxima concentración de endemismos biológicos, junto con las Islas Hawaii y Galápagos.

Con esta contribución introduciremos al lector al conocimiento de los valores zoogeográficos de este archipiélago "afortunado".

LA REGIÓN BIOGEOGRÁFICA DE LA MACARONESIA

Los archipiélagos de Azores, Madeira, Salvajes, Canarias y Cabo Verde se encuentran comprendidos entre los 14° 49' y 39° 45' de Latitud N y los 13° 20' y 31° 17' de Longitud W. Se encuentran a una distancia lineal de 2.700 km entre Corvo, la isla más septentrional de las Azores, y Brava, la isla más meridional de Cabo Verde. En sentido longitudinal, entre la isla más próxima al continente, Fuerteventura (Canarias) y la isla más alejada, Flores (Azores) media una separación de 1.800 km. Todos estos archipiélagos están formados por islas muy cercanas al continente (Islas Canarias, con 100 km de Fuerteventura), o alejadas del mismo (unos 1.500 km de las Islas Azores), comprendiendo una superficie total aproximada de 15.000 km².

El origen de todas estas islas oceánicas se encuentra en el volcanismo asociado a la formación de la cordillera dorsal-atlántica y la deriva continental, aunque sus posiciones y configuraciones han cambiado considerable-

mente a lo largo de la historia. Las edades de estas islas varían entre los 27 M.a. de las Islas Salvajes y los 8 M.a. de Las Azores, existiendo volcanismo histórico (últimos 500 años) en las islas Canarias, en Las Azores y en Cabo Verde. Muchas islas han variado en forma y tamaño como resultado de los cambios en el nivel del mar y de una continua actividad volcánica a lo largo del tiempo.

Este conjunto de islas tienen en común estructuras paisajísticas y geológicas similares. Por otra parte, la situación atlántica y la influencia que ejercen los vientos alisios del noreste, condicionan analogías climáticas. Además, desde el punto de vista florístico, también existe una gran afinidad entre los archipiélagos, más acentuada cuando se trata de grupos de islas adyacentes, como Madeira y Canarias, y mucho menor respecto a Cabo Verde, debido a la gran influencia que aquí presenta la flora afrotropical.

Será en 1845 cuando P. Barker Webb acuñe el término Macaronesia, al unir los términos griego de *Makarion* (feliz, afortunado) y *Nesoi* (islas, insular), en alusión al nombre romano con que se conocía a estas islas "*Insulae Fortunatae*": Islas Afortunadas.

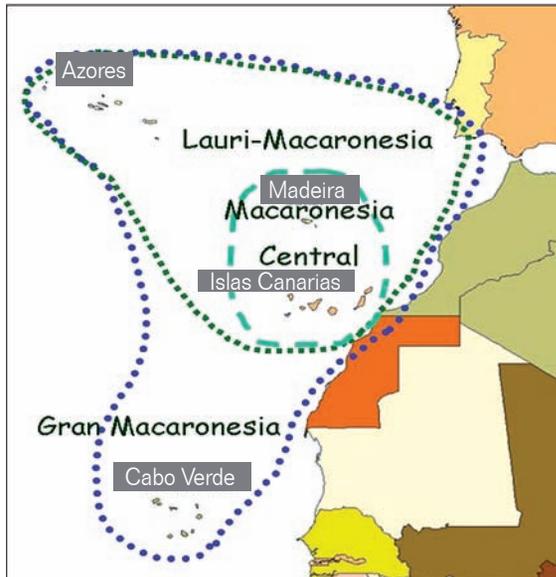


Figura 1. La región biogeográfica de la Macaronesia y subregiones identificadas.

Desde el punto de vista corológico, la Macaronesia se incluye en el Reino Holártico, siendo considerada como Región Biogeográfica por los botánicos y Subregión o Provincia para los zoogeógrafos. En cualquier caso, su

entidad como región biogeográfica (Fig. 1) es muy discutida en la actualidad.

En cuanto a la Flora, existe una notable heterogeneidad:

- Azores presenta una afinidad eurosiberiana-atlántica.
- Madeira una afinidad mediterránea.
- Canarias presenta una afinidad mediterránea-sahariana.
- Cabo Verde una afinidad sahariana-sudanesa.

Algunos autores además incluyen enclaves portugueses, marroquíes y mauritanos en esta región, áreas que se denominan Macaronesia Continental.

En cuanto a la Fauna, las características de las comunidades zoológicas se resumen en:

- Presencia de muy pocos mamíferos terrestres autóctonos, siendo la mayoría introducidos por el hombre.
- Las aves e insectos presentan una afinidad europea y norteafricana en Azores y Madeira.
- Canarias presenta una fauna con una fuerte impronta mediterránea.
- Cabo Verde presenta una afinidad con fauna africana.

La causa de todo ello se encuentra en gran medida en que el clima no es uniforme en esta región, debido al amplio rango latitudinal existente (25°), lo que permite distinguir un gradiente N-S (Fig. 2):

- Clima atlántico en Azores.
- Clima mediterráneo en Madeira, Salvajes y Canarias (con invasiones regulares de aire sahariano).
- Clima monzónico en Cabo Verde (incidencia de un régimen tropical de vientos tipo monzónico).

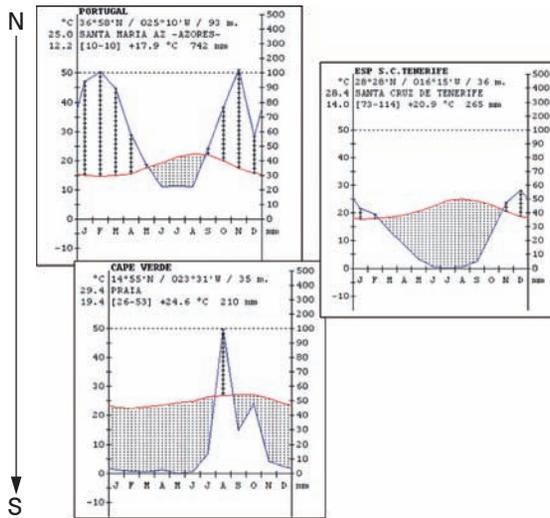


Figura 2. Climodiagramas de la región macaronésica. Fuente: C.I.F., 2008.

LAS ISLAS CANARIAS: CARACTERIZACIÓN GEOGRÁFICA

El archipiélago canario se encuentra situado entre los 27° 37' (Punta de la Restinga en la isla de El Hierro) y los 29° 35' (Punta de los Mosegos en la isla de Alegranza) de Latitud N y entre los 13° 20' (Roque del Este) y los 18° 10' (Punta de la Orchilla en la isla de El Hierro) de Longitud W, a distancias comprendidas entre los 100 y los 500 km de la costa noroccidental africana.

Esta constituido por siete islas mayores (Fig. 3): Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canarias, Tenerife, La Gomera, La Palma y el Hierro; cuatro islas menores: Lobos, La Graciosa, Montaña Clara y Alegranza, y varios roques. La superficie total del archipiélago es de unos 7.491 km², siendo la longitud de sus costas de 1.126 km.



ISLA	SUPERFICIE (km ²)	ALTITUD MÁXIMA/DESNIVEL ABSOLUTO (m)
Tenerife	2034	Teide (3718)
Fuerteventura	1660	Jandia (807)
Gran Canaria	1560	Pozo de las Nieves (1949)
Lanzarote	846	Atalaya del Femés (679)
La Palma	708	Roque de los Muchachos (2423)
La Gomera	370	Garajonay (1487)
El Hierro	269	Malpaso (1501)

Figura 3. El archipiélago canario: extensión superficial y altitud para cada isla.

El origen de estas islas se inicia a mediados del Terciario, hace entre 150 y 180 millones de años, por acumulación de emisiones volcánicas sobre una corteza jurásica; tratándose, pues, de islas oceánicas de origen volcánico y no continentales. A partir de dataciones radiométricas de los materiales volcánicos emergidos más antiguos de cada isla, se barajan en la actualidad las siguientes edades en millones de años para cada una de ellas: Lanzarote, 19; Fuerteventura, 16,6; Gran Canaria, 13,9; Tenerife, 7,18; La Gomera, 12; La Palma, 1,6 y El Hierro 0,7. En consecuencia, parece existir una progresión de envejecimiento hacia el E, lo cual, por otra parte, resulta evidente en el grado de erosión de los edificios insulares.

El clima de las islas canarias (Tabla 1) tiene una impronta mediterránea, es decir, existe un largo periodo de aridez anual ($P < 2T$) coincidente con la época más cálida del año. Las temperaturas medias anuales de las tierras bajas no alcanzan los 21°C (Santa Cruz, 20,8°C; Las Palmas, 19,8°C; Arafo, 17,9) (Fig. 4). Con la altitud estos valores disminuyen, destacando Los Rodeos, que a 641 m, tiene 15,2°C de media.

La amplitud térmica es de 6-7°C en las zonas bajas, valor que se llega a duplicar en los observatorios de alta montaña, aunque lo más destacable es la diferencia, a una misma altitud, entre las vertientes de barlovento (N) y de sotavento (S). Estas últimas son 1,5°C más cálidas en invierno y 3°C en verano por influencia de los vientos alisios. En cuanto a las precipitaciones, ofrecen un profundo contraste entre los 100 mm de las zonas más secas y los 800 mm de las más húmedas, que pueden superar los 1.000 mm si añadimos las criptoprecipitaciones (nieblas,

OBSERVATORIO	Altitud (m)	TEMPERATURAS (°C)			PRECIPITACIONES (mm)				
		Anual	Enero	Julio	Anual	Otoño	Invierno	Primavera	Verano
Arrecife (L)	10	20,2	16,5	23,9	146	34	87	24	1
Los Estancos (L)	230	18,8	15,6	23,0	105	42	50	12	1
Las Palmas (GC)	15	21,0	20,8	26,0	152	50	64	21	17
Tafira (GC)	375	15,2	12,7	17,4	366	150	153	51	12
Tamadaba (GC)	1444	17,3	12,2	25,6	616	210	283	111	12
Santa Cruz (T)	35	20,8	17,4	24,7	252	79	126	47	-
Los Rodeos (T)	617	15,1	11,7	19,2	697	216	307	145	29
Izaña (T)	2367	9,4	3,9	17,4	464	172	211	76	5
Santa Cruz (P)	10	20,3	17,8	22,3	499	194	225	70	10
Mazo (P)	29	20,0	17,2	23,3	310	78	153	76	3

Tabla 1. Datos climáticos sobre las Islas canarias.

brumas, etc.) Como norma general disminuyen de N a S y de W a E, pero es la altitud y la orientación del relieve las que marcan las diferencias pluviométricas.

El relieve adquiere, como vemos, un papel fundamental a la hora de determinar las características climáticas. Fenómenos como las inversiones térmicas, el "mar de nubes" o las criptoprecipitaciones están íntimamente asociados a la altitud. La capa de aire del alisio tiene un espesor de unos 1.200 m en verano y de unos 1.700 m en invierno, es húmeda y sopla desde el NE. Por encima fluye otra capa más seca y cálida alimentada por los vientos del NW.

Esta originalidad eólica nos permite distinguir tres niveles altitudinales, que dan origen a tres tipos de climas contrastados:

- Nivel inferior: temperatura cálida y humedad escasa.
- Nivel medio o de inversión: mantiene temperatura fresca, pero multiplica la humedad (mar de nubes).
- Nivel superior: temperatura fresca y humedad reducida drásticamente (solo es posible en Gran Canaria y Tenerife).

Aparece así, de forma intuitiva, el concepto de piso bioclimático, definido como la zonación altitudinal de la temperatura, con repercusiones en la distribución de las especies vegetales y animales.

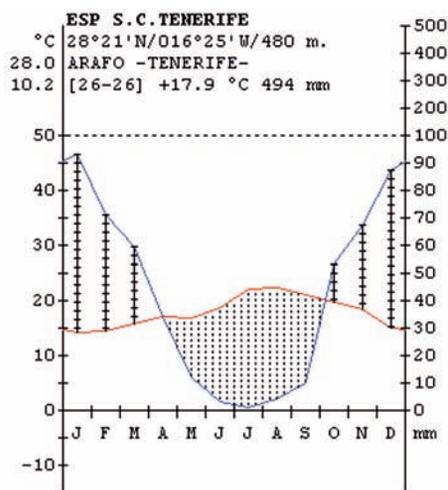


Figura 4. Climodiagrama de Arafo. Fuente: C.I.F., 2008.

EL PAISAJE VEGETAL CANARIO COMO BASE DE LOS HÁBITATS PARA LA FAUNA

La distribución espacial de la fauna viene regida por las diferencias visibles existentes en el paisaje, que es el que sintetiza la influencia de todos los factores ambientales comentados anteriormente y que convergen en un espacio concreto, incluyendo la intervención que el hombre impone a través de sus sistemas socioeconómicos.

En el ámbito de Canarias podemos distinguir los siguientes tipos de paisaje que constituyen hábitats significativos y diferenciados para la fauna: el matorral costero o tabaibal-cardonal, el monteverde, los pinares canarios, el matorral de cumbre y los medios antropizados (medianía y zonas urbanas).

En cada uno de ellos vamos a encontrar a una serie de especies características, muy bien adaptadas a

las condiciones ambientales concretas de cada tipo de hábitat, junto a una lista más larga de especies que no son exclusivas.

- **Matorral costero (Tabaibal-Cardonal):** Se localiza en el piso bioclimático infracanario, el más térmico y árido, pudiéndose diferenciar dos facies en función de la mayor o menor afinidad por la aridez del biotopo: la dominada por las tabaibas (*Euphorbia balsamifera* y *Euphorbia obtusifolia*) y la dominada por el cardón *Euphorbia canariensis*.

En ambos casos se corresponde en su etapa óptima a un matorral abierto en el que dominan los nanofanerófitos paquicaules (tabaibas, cardones, balos *Plocama sp.*, verodes *Kleinia sp.* y aulagas *Launaea sp.*), ocupando las áreas de clima árido y semiárido de todas las islas canarias, siendo algo más exigente en suelo y precipitaciones el cardón, por lo que no aparece en Lanzarote.

El estrés hídrico que ha de soportar la flora se manifiesta en la adaptación de las plantas mediante el desarrollo de una serie de mecanismos adaptativos entre los que destaca la "suculencia" o capacidad de retener el máximo de agua posible en sus tejidos; la reducción de la superficie foliar (espinas) y la adopción de formas achaparradas con porte de matorral, todo ello con el objeto de evitar la rápida evapotranspiración por la elevada insolación. Todas estas adaptaciones confieren un aspecto característico de vegetación de desiertos.

El aprovechamiento tradicional de este paisaje es el pastoreo extensivo (caprino) y los cultivos cerealistas y cultivos tropicales (mangos, aguacates y plátanos).

- **El Monteverde:** Corresponde en su etapa óptima a una formación denominada laurisilva, es decir, a un bosque perennifolio lauroide denso ombrófilo y pluri-específico. La laurisilva se localiza en la transición entre los pisos bioclimáticos termocanario y mesocanario. En las áreas más lluviosas de este piso, sobre todo en los fondos de barrancos y en los suelos más profundos, aparecen las facies clímax de este bosque, dominando laureles, viñatigos y tilos (géneros *Laurus*, *Persea*, *Ocotea*), con un importante sotobosque rico en helechos (*Dryopteris oligodonta*, *Woodwardia radicans*, *Aplenium hemionitis*, etc.).

La laurisilva es tanto más común cuanto mayor es la precipitación y las nieblas que originan los vientos

alisios. Hay que destacar, en este sentido, la importancia de las criptoprecipitaciones debidas a la condensación de las nieblas sobre las hojas lustrosas de la mayoría de las especies de estos bosques.

La destrucción o explotación abusiva de la laurisilva favorece la extensión de brezales con helechos (*Pteridium aquilinum*, principalmente) y codesos *Adenocarpus foliolosus*, algo más pobre en especies, aunque pueden albergar fayas y otros elementos propios de la laurisilva cuando se recuperan.

En las crestas, laderas inclinadas, suelos poco profundos o que retienen menos la humedad, así como en áreas algo menos lluviosas, el bosque de laureles y viñatigos es sustituido por otros tipos más xerofíticos, cuya estructura es la de un monte verde alto y denso, en el que predominan los brezales arborescentes de *Erica arborea*, fayas *Myrica faya*, acebiños *Ilex canariensis* y laureles *Laurus azorica*.

En zonas de ecotonía entre los pisos infra y termocanario aparece otro tipo de laurisilva más termófila, caracterizada por la presencia de barbusanos *Apollonias barbujana* y Palo blanco *Picconia excelsa*.

El tipo de bosque más higrófilo es el existente en ciertos fondos de barranco y cursos de agua, en los que existe ya una activa pseudogleización. Tales bosques riparios o temporalmente encharcados son ricos en tilos *Ocotea foetens* y en ciertos helechos.

El aprovechamiento tradicional de estos paisajes se ha basado fundamentalmente en los cultivos agrícolas (papas y cereales) donde hay un mayor desarrollo edáfico y en el ganadero (ovino, caprino y bovino) y forestal en los relieves más abruptos y con suelos más esqueléticos.

- **Pinares canarios:** En la vegetación del piso bioclimático mesocanario se ha reconocido tan solo la presencia del pinar canario *Pinus canariensis*, que en su etapa madura origina un bosque de coníferas de gran porte, más o menos denso dependiendo de su ombroclima, exposición y profundidad de los suelos. Estos pinares solo se localizan en las islas de Gran Canaria, Tenerife y La Palma.

Los pinares canarios se ponen en contacto con los sabinas, la laurisilva y el Retamar del Teide, por lo que a pesar de la relativa pobreza florística de su sotobosque, en estas áreas de ecotonía pueden llegar a mostrar una elevada diversidad biológica. El aprovechamiento tradicional ha sido el forestal, extendiéndose

dose su superficie a costa de la laurisilva mediante repoblaciones forestales.

- **Matorral de cumbre:** La vegetación dominante en el piso supracanario esta mediatizada por la presencia de la Retama del Teide *Spartocytisus subranubius* y sus especies acompañantes, la cual da lugar a un matorral más o menos denso, en el que dominan un cierto número de nanofanerófitos y caméfitos endémicos, de porte almohadillado, como respuesta evolutiva de esta formación vegetal al estrés térmico imperante (gran amplitud térmica diaria y heladas nocturnas).

Por encima de este matorral se extiende el paisaje del pico del Teide, con una vegetación muy poco aparente, caracterizada por algunas gramíneas y por la Violeta.

En el horizonte inferior de este piso puede prosperar de modo natural algún árbol de pequeño porte como el Cedro Canario *Juniperus cedrus*. Cuando se encuentra en su óptimo, el matorral cubre por completo el suelo, en el caso de que se trate de rocas volcánicas muy antiguas y se hayan formado ya suelos (andosoles y suelos fersialíticos).

Las coladas de lavas históricas, muy visibles en las Cañadas del Teide, todavía no han sido colonizadas por los elementos propios del matorral de cumbre, debido a la lentitud de la edafogénesis, sobre todo si tenemos en cuenta la sequedad o semiaridez de este piso bioclimático por el frío.

El aprovechamiento tradicional de este territorio ha sido la ganadería, aunque en las cotas inferiores aparecen repoblaciones forestales a base de pino canario y cedro canario.

- **Medianías y núcleos urbanos:** Se trata de las áreas más intensamente intervenidas por el hombre en la isla de Tenerife, correspondiendo con las zonas denominadas por la población local como medianías, por su localización entre la costa y las áreas más abruptas de las islas, dedicándose en la actualidad a los cultivos y a los asentamientos humanos. La vegetación original ha desaparecido prácticamente en su totalidad, correspondiéndose en su etapa óptima a bosquetes y matorrales densos en los que dominaban algunos arbustos de claro parentesco mediterráneo (*Rhamnus*, *Olea*, *Pistacia*, etc.), el drago y la palmera canaria.

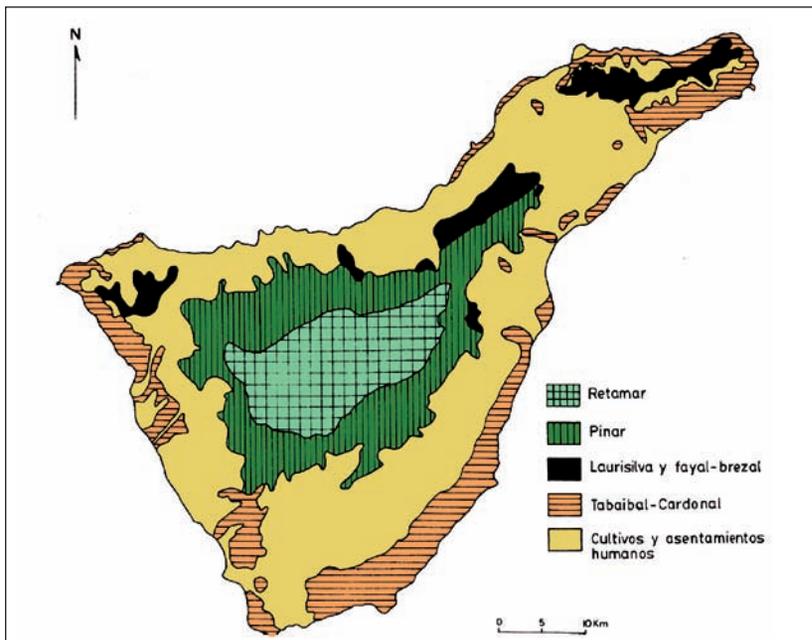


Figura5. Esquema general de la distribución de la vegetación en la Isla de Tenerife (según Santos, 1980, parcialmente modificado).

El aprovechamiento tradicional de este territorio ha sido la agricultura cerealista, los viñedos y la explotación de ciertos árboles frutales de secano. También es usual la ganadería extensiva (ovino y caprino). Es aquí donde aparecen también los principales asentamientos urbanos.

Aquí encuentran un buen óptimo ecológico especies como los perinquenes, los vencejos *Apus sp.* o los gorriones *Passer sp.*, que tanto alegran el ambiente y tan buen servicio realizan en la captura de invertebrados voladores, especialmente mosquitos.

En consecuencia, podemos afirmar que la fauna canaria esta estrechamente relacionada con la diversidad de paisajes con que cuenta esta comunidad autónoma, siendo el resultado de una combinación de los distintos factores geográficos y ambientales que convergen en este territorio, en el que juega un papel trascendental la actividad humana, modelando unas veces los paisajes primitivos o generando otros nuevos a los que la fauna se ha ido adaptando paulatinamente y cuando no lo ha podido hacer, reduciendo su área, desplazándose o incluso extinguiéndose.

Una manera de espacializar la importancia que para la fauna presentan los distintos territorios de Canarias es remitir a una fuente independiente, al menos en teoría, que nos desvele cuales son las "áreas importantes" para la conservación de la fauna y que nos revele también cuales son los hábitats más importantes para garantizar su protección.

De todas ellas, por el proceso metodológico que llevó a su configuración, por la extensión superficial contenida y por las implicaciones jurídicas que conlleva, hemos seleccionado la **Red NATURA 2000**, la red de espacios naturales protegidos de la Unión Europea aprobada por la Directiva 92/43/CEE, que agrupa aquellas áreas designadas para conservar a las aves, lo que se conocen como **zonas de especial protección para las aves (ZEPA)**, y para el resto de la fauna las **zonas de especial conservación (ZEC)**, transitoriamente denominadas como **lugares de interés comunitario (LIC)**.

LA FAUNA VERTEBRADA CANARIA

La fauna canaria se caracteriza por una elevada presencia de endemismos condicionados por la insularidad, aunque el número de especies endémicas incluye solo a reptiles y

aves. Los mamíferos no han tenido oportunidad ni tiempo suficiente para instalarse y desarrollar sus peculiaridades insulares. Los murciélagos y la Musaraña Canaria son la única excepción, pues el resto de especies, que con peor o mejor fortuna han logrado adaptarse a este nuevo nicho ecológico, debe su presencia al hombre.

• Los anfibios y reptiles en la Islas Canarias

Como en todas las islas oceánicas, la herpetofauna de la Macaronesia es pobre en especies y carece de algunos niveles taxonómicos, como los Ofidios (serpientes) dentro de los Reptiles. Incluso la clase de los Anfibios no está representada en el archipiélago canario, salvo por especies introducidas por el hombre, la Rana Común *Pelophylae perezi* y la Ranita Meridional *Hyla meridionalis*.

La limitada capacidad de dispersión de los reptiles y anfibios por la presencia del océano y la distancia al continente, son dos factores que limitan o incluso impiden la colonización de las islas por representantes de estos grupos. A pesar de todo, los reptiles han experimentado en las islas canarias un importante proceso de especiación por radiación adaptativa, de modo que presentan un extraordinario interés para los biogeógrafos.

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA
Ranita Meridional	*	*	*	*	*	*	*
Rana Común	*	*	*	*	*		
Lisa Variable					*		
Lisneja						*	
Lisa Común		*	*	*			
Salamanquesa Rosada				*	*		
Perinquer Majorero						*	*
Perinquer de Boettger		*			*		
Perinquer Común	*			*			
Perinquer Gomero			*				
Lagarto Atlántico					*	*	*
Lagarto de Lehrs		*	*				
Lagarto Tizón	*			*			
Lagarto de El Hierro		*		*			
Lagarto de Gran Canaria					*	*	
Tortuga Boba	*	*	*	*	*	*	*
Tortuga Verde	*			*			*
Tortuga Laúd						*	
TOTAL SP = 18	6	7	6	9	8	7	5

PA: Palma; HI: Hierro; GO: La Gomera; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote

Tabla 2. Inventario y distribución de los anfibios y reptiles de las Islas Canarias. Fuente: Pleguezuelos, Márquez y Lizana, 2002.

En el archipiélago canario los reptiles constituyen un grupo muy interesante por su carácter exclusivamente endémico. Buena parte del interés de la herpetofauna canaria reside en la diferenciación que han experimentado sus poblaciones, como consecuencia de un prolongado aislamiento, que se detecta a nivel genérico, específico y subespecífico.

Cabe resaltar las peculiares áreas de distribución que exhiben las distintas especies y subespecies en las Islas Canarias, el gran tamaño alcanzado por algunas formas fósiles y vivientes, la variabilidad altitudinal intrainsular de algunas especies y los fenómenos evolutivos que han tenido lugar en el seno de sus poblaciones.

En la actualidad los reptiles canarios son abundantes, aunque es destacable, como ya hemos adelantado anteriormente, la ausencia de serpientes. Entre los lagartos existían tres especies que alcanzaban el metro y medio de longitud, pero con la llegada de los españoles desaparecieron casi por completo en el S. XVI. Solo el Lagarto Gigante del Hierro ha perdurado hasta nuestros días, aunque en una situación muy precaria, siendo considerado actualmente como el saurio con mayor riesgo de desaparición del mundo, con una población que apenas sobrepasa los 300 individuos. El Lagarto Tizón, originario de Tenerife, se ha extendido por todo el archipiélago, pudiendo alcanzar los 50 cm de largo, siendo un gran devorador de todo tipo de vegetales, por lo que los agricultores le persiguen con saña, aunque también destruye gran cantidad de insectos dañinos. Existen también varias especies endémicas de tortugas marinas (Boba, Laúd y Verde).

• La avifauna del Archipiélago Canario

Las aves es el grupo de vertebrados más numeroso y variado, distribuyéndose entre los diversos hábitats que les ofrece las Islas Canarias: costa, bosques, matorrales, cultivos, tierras secas y desérticas del litoral y altas cumbres.

Gaviotas, charranes, petreles, paños, pardelas y águilas pescadoras utilizan alternativamente el medio acuático y el terrestre en función de sus necesidades.

Por las áreas secas de las tierras bajas caminan, pues excepcionalmente levantan el vuelo, el Bisbita Caminero, la Avutarda Húbara, el Alcaraván, el Corredor Sahariano y otras aves más comunes como la Perdiz Moruna y la Codorniz.

En la Laurisilva y en los pinares canarios abunda las especies endémicas como la Paloma Rabiche, la

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA
Petrel de Bulwer	*	*	*	*		*	*
Pardela Cenicienta	*	*	*	*	*	*	*
Pardela Chica (subsp. baroli)	*	*	*	*		*	*
Paño Europeo (subsp. pelagicus)		*		*			
Paño de Madeira		*		*		*	
Alimoche				*		*	*
Gavilán Común (subsp. gantii)	*	*	*	*			
Busardo Ratonero (subsp. insularum)	*	*	*	*	*	*	
Águila Pescadora		*	*	*		*	*
Cernicalo Vulgar (subsp. canariensis)	*	*	*	*	*	*	*
Cernicalo Vulgar (subsp. dacotiae)						*	*
Halcón de Eleanora							
Perdiz Roja				*	*		
Perdiz Moruna (subsp. koenigi)	*	*	*	*		*	*
Codorniz Común (subsp. contisa)	*		*	*	*	*	*
Gallineta Común			*	*	*	*	
Avutarda Húbara				*		*	*
Alcaraván Común (subsp. distinctus)	*		*	*	*		
Alcaraván Común (subsp. insularum)				*		*	*
Corredor Sahariano				*	*	*	
Chorlitejo Chico				*	*	*	
Chorlitejo Patinegro				*	*	*	*
Gaviota Patiamarilla (subsp. atlantis)	*	*		*			*
Charrán Común	*	*	*	*	*	*	
Ganga Ortega				*		*	*
Paloma Bravía	*	*	*	*	*	*	*
Paloma Rabiche	*		*	*			
Paloma Turqué	*	*	*	*			
Tórtola Turca				*			*
Tórtola Común	*	*	*	*	*	*	*
Cotorra de Argentina	*			*	*	*	
Lechuza Común (subsp. alba)		*		*	*		
Lechuza Común (subsp. gracilirostris)				*		*	*
Buho Chico (subsp. canariensis)	*	*	*	*	*		
Vencejo Pálido (subsp. brehmorum)		*	*	*	*	*	*
Vencejo Unicolor	*	*	*	*	*	*	*
Vencejo Cafre		*		*			
Abubilla	*	*	*	*	*	*	*
Pico Picapinos (subsp. canariensis)				*			
Pico Picapinos (subsp. thanneri)					*		
Terrera Marismeña (subsp. rufescens)				*			
Terrera Marismeña (subsp. polatzeki)					*	*	*
Bisbita Caminero (subsp. berthelotii)	*	*		*	*	*	*
Lavandera Cascadeña (subsp. canari)	*		*	*	*		
Petirrojo	*	*	*	*	*		
Tarabilla Canaria (subsp. dacotiae)				*		*	
Tarabilla Canaria (subsp. muriei)				*			*
Mirlo Común (subsp. cabrerae)	*	*	*	*	*		
Curruca Tornillera (subsp. orbitalis)	*	*	*	*	*	*	*
Curruca Cabecinegra (subsp. leucogastra)	*	*	*	*	*	*	
Curruca Capirotada	*	*	*	*	*		
Mosquitero Común (subsp. canariensis)	*	*	*	*	*		
Reyezuelo Sencillo (subsp. tenerifae)	*	*	*	*			
Herrerillo Común (subsp. ombriosus)		*		*			

PA: Palma; HI: Hierro; GO: La Gomera; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA
Herrerillo Común (subsp. palmensis)	*						
Herrerillo Común (subsp. tenerifae)			*	*	*		
Herrerillo Común (subsp. degener)						*	*
Alcaudón Real				*	*	*	*
Chova Piquirroja (subsp. barbarus)	*						
Cuervo (subsp. canariensis)	*	*	*	*	*	*	*
Estornino Pinto				*	*		
Gorrión Moruno	*	*	*	*	*	*	*
Gorrión Molinero					*		
Gorrión Chillón	*	*	*	*	*		
Pinzón Vulgar (subsp. canariensis)			*	*	*		
Pinzón Vulgar (subsp. palmae)	*						
Pinzón Vulgar (subsp. ombrosia)		*					
Pinzón Azul (subsp. teydea)				*	*		
Pinzón Azul (subsp. polatzeki)					*		
Verdecillo				*	*		
Canario	*	*	*	*	*		
Verderón Común			*	*	*	*	
Jilguero	*	*	*	*	*	*	
Pardillo Común (subsp. meadowaldoi)	*	*	*	*			
Pardillo Común (subsp. harterti)						*	*
Camachuelo Tromp. (subsp. amantun)			*	*	*	*	*
Triguero	*	*	*	*	*	*	*
Pardela Pichoneta	*	?	?	*			
Tarro Canelo						*	
Halcón Tagarote	?		?	*		*	*
Pintada Común				*			
Charrán Rosado		*					
Tórtola de Collar			*	*	*	*	*
Cotorra de Kramer				*	*		
Pico de Coral Común				*	*		
TOTAL ENDEMISMOS = 46							
TOTAL SP+SUBSP = 87	41	37	43	60	47	43	36

PA: Palma; HI: Hierro; GO: La Gomera; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote

Tabla 3. Inventario y distribución de las aves nidificantes en el Archipiélago Canario. Fuente: Martí y Del Moral, 2003.

Paloma Turqué, la Tarabilla Canaria, el Pinzón del Teide o Azul y el famoso Canario, este último extendido por todo el mundo como ave canora en cautiverio y que aquí vive en estado salvaje.

Sobrevolando las altas cumbres, los pinares o los desiertos costeros, hay otro grupo de aves que han adquirido algunas características peculiares que permiten catalogarlas como subespecies. Nos referimos al Halcón de Tagarote, el Cernicalo, el Gavilán y el Alimoche o Guirre.

• Los mamíferos de las Islas Canarias

Este grupo de vertebrados se halla pobremente representado en el archipiélago canario, siendo la mayoría de ellos introducidos por el hombre, salvo los murciélagos y la Musaraña Canaria, que fueron capaz de conquistar estas islas por ellos mismos.

Cerca de las costas aparecen con cierta frecuencia cachalotes y delfines. En tierra firme, nos encontramos a la Musaraña Canaria, al Erizo Moruno y a la Ardilla Moruna, éstas dos últimas especies provenientes del NW africano, ocupando las tres terrenos bajos. A ellos habría que añadir el ubicuo Conejo que ha proliferado hasta el extremo de tener que utilizar hurones para su control.

En la Laurisilva y en los pinares canarios abundan la Rata Común y la Rata Negra, controladas por el gato cimarrón y las aves rapaces.

Finalmente, a mediados del siglo XX y con fines cinegéticos se introdujo en las altas serranías canarias el Muflón y el Arruí, con tanto éxito que está suponiendo un peligro real en la actualidad para la conservación y mantenimiento de algunas comunidades y especies florísticas amenazadas.

ESPECIE	PA	HI	GO	TE	GC	FU	LA
Musgaño Enano				*			
Musaraña Canaria						*	*
Musaraña del Osorio					*		
Murciélago de Borde Claro					*	*	*
Murciélago Madeira	*	*	*	*			
Murciélago Montaña		*	*	*	*		
Nóctulo Menor	*			*			
Murciélago de Huerta							*
Murciélago Bosque			*	*			
Murciélago Orejudo Canario	*	*		*			
Murciélago Rabudo	*	*	*	*	?		
Erizo Moruno				*	*	*	*
Conejo Común				*	*		
Ratón Casero	*	*	*	*	*	*	*
Ratón Moruno				*	*		
Rata Común	*	*	*	*	*	*	*
Rata Campestre	*	*	*	*	*	*	*
Muflón				*			
Arruí				*			
Ardilla Moruna	*	*	*	*	*		
TOTAL SP = 20	8	8	8	16	10	6	7

PA: Palma; HI: Hierro; GO: La Gomera; TE: Tenerife; GC: Gran Canaria; FU: Fuerteventura; LA: Lanzarote

Tabla 4. Inventario y distribución de los mamíferos en el Archipiélago Canario. Fuente: Palomo y Gisbert, 2002.

LA FAUNA AMENAZADA: EL CATÁLOGO REGIONAL DE ESPECIES AMENAZADAS

La conservación de la fauna, al igual que la flora, queda garantizada en Canarias por el Decreto 151/2001, de 23 de julio, por el que se crea el Catálogo de Especies Amenazadas de Canarias. Este catálogo constituye la herramienta básica de gestión de las especies amenazadas que habitan en esta comunidad autónoma, basándose en la inclusión de ellas en el mismo a partir de la información científica disponible sobre la distribución y sobre los efectos poblacionales.

En la actualidad, el catálogo incluye a 26 especies de invertebrados, 7 especies de reptiles, 8 de aves y 5 de mamíferos en la *Categoría C.1. Especies en Peligro de Extinción*; 22 especies de invertebrados, 1 especie de pez, 3 de reptiles, 11 de aves y 3 de mamíferos en la *Categoría C.2. Especies Sensibles a la alteración del hábitat*; 26 especies de invertebrados, 5 especies de peces, 12 de aves y 11 de mamíferos en la *Categoría C.3. Especies Vulnerables* y 4 especies de invertebrados, 3 de peces, 2 de reptiles, 34 de aves y 6 de mamíferos en la *Categoría C.4. Especies de Interés Especial*. En consecuencia, 111 especies de vertebrados y 56 especies de invertebrados presentes en Canarias se encuentran amenazadas.

Si nos centramos en las especies de vertebrados terrestres con un mayor grado de amenaza, 10 de las 20 incluidas en la categoría de En peligro de extinción (Tabla 5), se puede comprobar como la mitad de ellas, cinco especies, están ligadas a acantilados, lo que no deja de ser una paradoja al tratarse de los lugares más inaccesi-

bles al ser humano. Otras tres especies son depredadores (Guincho, Halcón Tagarote y el Guirre) que se sitúan en las cúspides de las pirámides tróficas de los paisajes canarios, desvelándonos la importancia y la obligación que tenemos de garantizar su conservación futura.

REFERENCIAS

- AA.VV. (1996): *Atlas de aves y plantas de las Islas Canarias*. Serie Monografías. INM-MOPTMA. Madrid.
- Barbadillo Escrivá, L.J. (1987): *La guía INCAFO de los anfibios y reptiles de la Península Ibérica, Islas Baleares y Canarias*. INCAFO, Madrid.
- Blanco, J.C. (1999): *Guía de campo de los mamíferos de España*. 2 Tomos. Geoplaneta. Barcelona.
- Blondel, J. (1986): *Biogeografía y ecología*. Editorial Academia, S.L. León.
- Braque, R. (1987): *Biogéographie des continents*. Barcelona. Masson, S.A.
- Carrascal, L.M. y Palomino, D. (2005): "Preferencias de hábitat, densidad y diversidad de las comunidades de aves en Tenerife (Islas Canarias)". En *Animal Biodiversity and Conservation*, 28.2:101-119.
- Chapman, A. y Buck, W.J. (1910): *La España inexplorada*. (1989, edición facsímil) Sevilla. Junta de Andalucía.
- Doadrio, I. (eds.). (2001): *Atlas y libro rojo de los peces continentales de España*. Madrid. CSIC/Ministerio de Medio Ambiente.
- Franco Aliaga, T. (1996): *Geografía Física de España*. UNED. Madrid.

Nombre vernáculo	Nombre científico	Tipo de hábitat	Islas
Lagarto moteado	<i>Gallotia intermedia</i>	Acantilados	Tenerife (Teno)
Lagarto gigante	<i>Gallotia simonyi</i>	Acantilados	El Hierro (Risco de Tibajate)
Terrera marismeña	<i>Calandrella rufescens rufesc.</i>	Espacios abiertos	Tenerife, Gran Canaria, Lanzarote y Fuerteventura
Hubara canaria	<i>Chlamydotis undulata</i>	Espacios abiertos	Fuerteventura, Lanzarote y La Graciosa
Halcón tagarote	<i>Falco pelegrionoides</i>	Acantilados y barrancos	Todas las islas
Pinzón azul	<i>Fringilla teydea polatzeki</i>	Pinar canario	Gran Canaria
Cerceta pardilla	<i>Marmaronetta angustirostris</i>	Humedales	Fuerteventura (Las Peñitas)
Guirre	<i>Neophron percnopterus</i>	Acantilados	Lanzarote y Fuerteventura
Guincho	<i>Pandion haliaetus</i>	Acantilados	Todas las islas menos Gran Canaria
Paiño pechialbo	<i>Pelagodroma marina</i>	Matorral costero y dunas	Islotes al norte de Lanzarote

Tabla 5. Especies de la fauna vertebrada terrestres incluidas en la categoría de En Peligro de extinción según el Catálogo Regional de Especies Amenazadas de Canarias. (Sombreado gris: especies presentes en Tenerife).

- Fernández-Palacios, J.Mª. y Martín Esquivel, J.L. (cords.). (2001): *Naturaleza de las Islas Canarias. Ecología y Conservación*. Publicaciones Turquesa, S.L. Santa Cruz de Tenerife.
- Humboldt, A. von. (1852): *Cosmos: A sketch of a physical description of the universe*. London. Henry G. Bonhn.
- Martí, R. y del Moral, J.C. (eds.). (2003): *Atlas de las aves reproductoras de España*. Madrid. SEO/Birdlife/Ministerio de Medio Ambiente.
- Martonne, E. (1955): *Traité de Géographie physique*. Librairie Armand Colin.
- Mompó, V. (1876): *Catálogo de las Aves de Tenerife*. Separata de Anales de la Soc. Esp. de His. Nat., Tomo V. Facsímil. 1995: Librerías París-Valencia. Valencia.
- Müller, P. (1979): *Introducción a la Zoogeografía*. Madrid. Ed. Blume.
- Newbigin, M. (1936): *Plant and Animal Geography*. London. Methuen.
- Palomo, L.J. y Gisbert, J. (eds.). (2002): *Atlas de los mamíferos terrestres de España*. Madrid. SECEM/SECEMU/Ministerio de Medio Ambiente.
- Pleguezuelos, J.M.; Márquez, R. y Lizana, M. (2002): *Atlas y libro rojo de los anfibios y reptiles de España*. Madrid. AHE/Ministerio de Medio Ambiente.
- Rivas-Martínez, S. (1987): *Memoria del mapa de series de vegetación de España*. Serie Técnica. ICONA-MAPA. Madrid.
- Rodríguez, J.L. (1993): *Guía de campo de los mamíferos terrestres de España*. Editorial Omega, S.A. Barcelona.
- Rubio Recio, J.M. (1989): *Biogeografía. Paisajes vegetales y vida animal*. Geografía de España nº 5. Editorial Síntesis, S.A. Madrid.

Páginas Web:

Ministerio de Medio Ambiente: www.mma.es
Comunidad Autónoma Canaria (Consejería de Política Territorial y Medio Ambiente): www.gobcan.es

APÉNDICE

INTERÉS BIOGEOGRÁFICO DE DISTINTOS ESPACIOS DE LA ISLA DE TENERIFE

• Los macizos antiguos: Anaga y Teno

Paisajes a visitar: Matorral costero, Acantilados y barrancos, Medianías y espacios abiertos y Monteverde
Especies de interés: Lagarto tizón, Mosquitero canario, Palomas turqué y rabiche, Pinzón vulgar, Reyezuelo sencillo, Mirlo común, Herrerillo común, Currucas, Vencejo unicolor, Cernícalo vulgar, Tórtola turca y común, Lavandera cascadeña, Gaviota patiamarilla.

• Dorsal de Pedro Gil

Paisajes a visitar: Fayal-Brezal, Pinar canario, matorral de cumbre y Medianías y espacios abiertos.
Especies de interés: Lagarto tizón, Pinzón Azul, Reyezuelo sencillo, Herrerillo común, Pico picapinos, Bisbita caminero, Cernícalo vulgar, Busardo ratonero.

• Morfología litoral: islas bajas

Paisajes a visitar: Matorral costero, Medianías y espacios abiertos, Acantilados y barrancos.
Especies de interés: Lagarto tizón, Alcaudón real, Abubilla, Mirlo común, Herrerillo común, Currucas, Vencejo unicolor, Cernícalo vulgar, Tórtola turca y común, Terrera marismeña, Estornino pinto, Halcón Tagarote, Gorriones y Trigüero.

• Circo de Las Cañadas. Caldera de Las Cañadas y el estratovolcán Teide-Pico Viejo

Paisajes a visitar: Matorral de cumbres y Pico del Teide.
Especies de interés: Lagarto tizón, Pinzón Azul, Bisbita caminero y Cernícalo vulgar.

• Volcanes históricos

Paisajes a visitar: Pinar canario, Matorral de cumbres, Medianías y espacios abiertos.
Especies de interés: Lagarto tizón, Pinzón Azul, Reyezuelo sencillo, Herrerillo común, Pico picapinos, Bisbita caminero, Cernícalo vulgar, Busardo ratonero, Bisbita caminero, Estornino pinto, Vencejo Unicolor y Golondrina común.

LA CONSERVACIÓN DE LOS VOLCANES DEL CAMPO DE CALATRAVA (CIUDAD REAL, ESPAÑA): HITOS A CONSIDERAR

Rafael Ubaldo Gosálvez Rey¹, Elena González Cárdenas¹, Rafael Becerra-Ramírez¹, Estela Escobar Lahoz¹, Montserrat Morales Pérez²

¹ Grupo de Investigación GEOVOL. Dpto. Geografía y Ordenación del Territorio, UCLM. Ciudad Real

² Maestra de Educación Primaria e Infantil, (JCCM)

RESUMEN

En el presente trabajo se realiza un repaso de los principales hitos que en materia de conservación del paisaje volcánico se ha adoptado por particulares y organismos públicos en el ámbito territorial de la región volcánica de Campo de Calatrava (Castilla-La Mancha, España). La legislación de minas, la urbanística y la de conservación de la naturaleza han contribuido a la protección de las manifestaciones volcánicas más interesantes, aunque todavía queda mucho por hacer, y se echa en falta una aproximación más integral para la conservación de la principal zona volcánica peninsular.

Palabras clave: conservación, volcanes, Campo de Calatrava, España.

ABSTRACT

In the present paper is an overview of the major milestones on the volcanic landscape conservation has been adopted by private and public institutions in the territorial area of the volcanic region of Campo de Calatrava (Castilla-La Mancha, Spain). The law of mines, land and nature conservation has helped protect the volcanic events more interesting, although much remains to be done, and is missing a more holistic approach to the conservation of the main volcanic zone of Iberian peninsula.

Keywords: conservation, volcanoes, Campo de Calatrava, España.

INTRODUCCIÓN

En la comarca del Campo de Calatrava no ha existido una especial sensibilización hacia la protección del paisaje volcánico, como si la hubo en su momento en otras comunidades autónomas del Estado español (Mallarach y Riera, 1981) o dentro de la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha con otro tipo de espacios o valores

naturales, tal y como ocurrió con la defensa de Cabañeros, declarado posteriormente como Parque Nacional, o Las Tablas de Daimiel y los humedales manchegos.

A pesar de que el conocimiento científico de los volcanes calatravos se remonta a finales del siglo XIX y a que ya en 1932 F. Hernández Pacheco realiza el primer análisis integral de este volcanismo, en el que identifica y analiza la mayor parte de los edificios eruptivos reconocidos

en la actualidad, el interés minero ha estado siempre por encima de la conservación del que sin duda es el volcanismo más importante de la Península Ibérica.

La primera persona que alza su voz en defensa de los volcanes es el sacerdote Candelo López Serrano, en 1978, redactando un informe sobre los valores del volcán de Almodóvar del Campo y reclamando la protección del mismo, informe que remite a la Dirección General de Bellas Artes del Ministerio de Cultura.

Pero no será hasta finales de la década de 1980 y en adelante, cuando geógrafos vinculados a diversas universidades españolas (Universidad de Castilla-La Mancha, Universidad de Oviedo y Universidad de La Laguna) alerten sobre el deterioro del paisaje volcánico calatravo y sobre la necesidad de establecer unas medidas de conservación de tan singular hecho geológico. Nos referimos a los geógrafos Elena González Cárdenas, Miguel Ángel Pobleto Piedrabuena y Carmen Romero.

Posteriormente, el equipo de investigación GEOVOL dirigido por la Dra. Elena González Cárdenas desde la UCLM y la organización no gubernamental Ecologistas en Acción-Ciudad Real han reclamado en numerosas ocasiones la necesidad de proteger los volcanes más amenazados por la actividad minera.

En la divulgación de los valores volcánicos esta jugando un papel clave la Asociación para el Desarrollo del Campo de Calatrava a través de sus programas de desarrollo rural, siendo la responsable de la elaboración de la primera guía divulgativa de los volcanes del Campo de Calatrava, en colaboración con el mencionado Grupo GEOVOL.

EL PADRE CANDELO LÓPEZ SERRANO, LA PRIMERA VOZ EN DEFENSA DE LOS VOLCANES CALATRAVOS

La revista Cuadernos de Estudios Manchegos publicó en el año 1983, en su número 14, un informe elaborado por el sacerdote Candelo López Serrano en el que se analizan los valores geológicos del volcán de Almodóvar del Campo y solicita a la Dirección General de Bellas Artes del Ministerio de Cultura su protección como Belleza Natural topográfica. Debido a su interés, se reproduce a continuación el texto completo de dicho informe.

"Habiendo visitado el Volcán extinto en la ciudad de Almodóvar del Campo (Ciudad Real), hace algunos días

y situado Extramuros de la ciudad llegando las últimas construcciones de sus casas en algunas calles hasta tocar la ladera del cono Oeste, pude comprobar que un señor de la misma localidad ha comprado y pedido permiso al Ayuntamiento para dismantelar y retirar con una pala parte de la pared del cono Oeste y que tiene comprado también las colinas del cono Norte y que en breve tiene proyectado empezar a dismantelar también y, allí mismo tiene instalada una máquina-hormigonera para triturar las escorias y fabricar con ellas bovedillas para la construcción.

Geológicamente se define como volcán estromboliano, llamado «Volcán del Cerro de los Molinos» en Almodóvar del Campo (la parte alta de la población se asienta en la colada), sobre la Laguna, (a cuyo otro lado las bajas lomas son también materiales de proyección), producto de erupciones de las más recientes a juzgar por lo frescas y poco alteradas de las escorias esponjosas y de los tipos limburgíticos muy vítreos, y con aguas termales en el cono, según refiere el Sr. Agostini en su Libro: «Historia de Almodóvar del Campo».

Conserva dos Molinos, uno en la pared Oeste encima del cono; y el otro, situado en la ladera de la pared Noreste, en buena conservación ambos.

En el Volcán, en su cono Suroeste estuvo asentado su célebre castillo árabe y cristiano alternativamente habitado y defendido, pudiéndose llamar el Castillo de las veintidós reconquistas y que, a partir de la victoria de Las Navas, se fue poblando su ciudad a la sombra del Castillo vigilante y adscrito a la Orden de Calatrava, aumentó su pujanza, restaurando la fortaleza, levantó la muralla que rodeó al primero, y desde entonces se le agregó a la denominación primitiva Almodóvar de las palabras árabes: Al mo= agua, y dóvar=redonda) la determinante del Campo. En el pintoresco alcor aledaño el viajero no observará la fortaleza descrita, la más disputada en la historia de la Reconquista, pues allí no quedan más que restos de sus cimientos.

Hace bastantes años (no sé la fecha con exactitud, pero que será fácil preguntar y saber) que se hicieron en las laderas excavaciones (desconozco el motivo y no sé tampoco por quienes), fáciles de conseguir, ya que, quitada la primera capa de las escorias esponjosas, se encuentran cenizas y lápidi sueltos que favorecen la perforación de galerías. Así se efectuaron en el cono Oeste Cuevas, llamadas «Las Cavas», que son salas-habitaciones, que sirvieron de vivienda a gente pobre o gitana, que se quedaba a vivir en Almodóvar. Y en las laderas del cono

Norte, también se hicieron estas perforaciones, donde se llegaron a excavar grandes galerías, de tal manera que sirvieron de polvorín de la Aviación durante la guerra civil de 1936, y continuaron destinadas a ese servicio hasta que fue desalojado y trasladado hace unos 18 años o menos aproximadamente.

Quizá puede extraerse las escorias de los sitios más alejados que no estropeen la configuración y belleza del Volcán, ya que el señor que compró esta explotación al Ayuntamiento no debe perjudicarse económicamente, o cedérsele en su lugar, si se hacen las oportunas gestiones y estudio, el afloramiento volcánico de la Huerta Cuéllar parecido al de Almodóvar y también próximo a esta ciudad, terreno-propiedad de la Estación de Olivicultura radicada en Almodóvar y dependiendo del Ministerio de Agricultura; o, los cercanos a Almodóvar del Campo: como son los afloramientos del Naranjo, cerro achatado entre los ríos de Tirteafuera y Fresnedillas, de formas parecidas; el afloramiento de La Canaleja, con cerros rocosos y ásperos, de NW a SE., de basaltos nefelínicos; o el La Viñuela, con cerros nefelínicos, que son aldeas y término municipal de Almodóvar del Campo y que no ofrecerá dificultades a la hora de adjudicarlos en su explotación y mínimas molestias al no distar de Almodóvar muchos kilómetros (aproximadamente lo más 40 kilómetros a La Viñuela; y a 11 kilómetros el río Tirteafuera).

Es necesario sea visitada Almodóvar del Campo, para que, observada la zona del Volcán, se den las oportunas órdenes para que se tomen las medidas de protección de esta defensa y recinto, creo será necesaria una supervisión para que expertos en la materia sean los que aprecien si esas vallas están colocadas correctamente para que no desaparezca esta Belleza Natural en Almodóvar del Campo, que figura en su Escudo y en su Historia, y se dé por la Dirección General de Bellas Artes en su estudio. una solución definitiva de valoración y sea Declarada como Monumento Nacional por su Belleza Natural y de Interés Turístico para honra de Almodóvar del Campo y de la Provincia de Ciudad Real, ya que estas topografías naturales son también del acervo cultural de España."

La Solana, a 21 de julio de 1978.

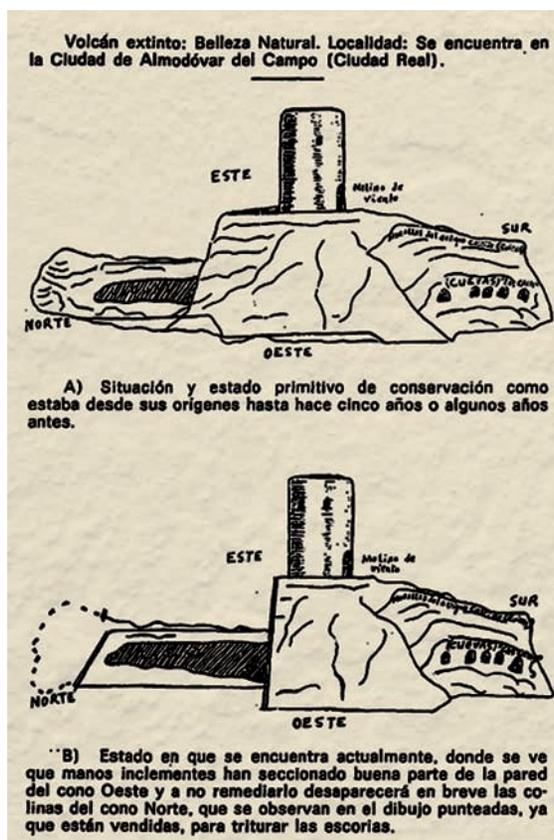


Figura 1. Dibujo-plano adjunto al informe sobre el volcán extinto de Almodóvar del Campo redactado por Candelo López Serrano en 1978.

LA LEY DE MINAS DE 1973 Y EL ACUERDO DEL CONSEJO DE GOBIERNO DE CASTILLA-LA MANCHA DE 1998

La vigente Ley de Minas (Ley 22/1973), modificada por la Ley 54/1980, a pesar de ser una ley redactada para asegurar el aprovechamiento y explotación productiva de los recursos mineros de nuestro país, adoptó una postura exigente para la época en materia medioambiental que, sin embargo, como ha ocurrido con otros documentos legislativos, no ha conducido a dotar de un marco íntegro que satisficiera el desarrollo de las actividades mineras y el respeto al medioambiente, en un marco de sostenibilidad.

La Ley de Minas vigente posibilita indirectamente una cierta protección a los relieves volcánicos, pues prevé que antes de conceder un permiso de laboreo debe re-

dactarse un informe de Evaluación Ambiental, al tiempo que exige garantías de cara a la restauración y/o reconstrucción de lo destruido por la actividad minera, una vez expirado el tiempo de concesión, aunque en el caso de los volcanes, este último extremo no siempre resulta lo más adecuado, pues la conservación de las cortas mineras,

con sus obligatorias garantías de seguridad, proveen de un material interpretativo de primer orden para la investigación, educación y el turismo sostenible. Sin embargo, con frecuencia esas cortas en minas abandonadas en los volcanes del Campo de Calatrava se convierten en auténticas escombreras sin ningún tipo de control.

<p>Area nº 1 (Hoja del Mapa Topográfico E=1:50.000 del I.G.N. nº759) Volcán del Cerro de los Santos; polígono definido por los siguientes vértices de cuadrículas mineras:</p> <p>(4°10'40"; 39°09'40") - (4°09'20"; 39°09'40") - (4°09'20"; 39°08'40") (4°10'40"; 39°08'40")</p> <p>Area nº 2 (Hoja 759) Negrizal de las Casas</p> <p>(4°09'20"; 39°07'40") - (4°08'40"; 39°07'40") - (4°08'40"; 39°07'00") (4°09'20"; 39°07'00")</p> <p>Area nº 3 (Hoja 758 y 759) Volcán de Piedrabuena</p> <p>(4°11'40"; 39°04'40") - (4°09'00"; 39°04'40") - (4°09'00"; 39°01'20") (4°11'40"; 39°01'20") - (4°11'40"; 39°02'20") - (4°12'20"; 39°02'20") (4°12'20"; 39°03'20") - (4°11'40"; 39°03'20")</p> <p>Area nº 4 (Hoja 759) Colada al este del Cabezo de la Plata</p> <p>(3°56'00"; 39°02'40") - (3°55'20"; 39°02'40") - (3°55'20"; 39°02'00") (3°56'00"; 39°02'00")</p> <p>Area nº 5 (Hoja 784) Laguna de Peñarroya</p> <p>(4°08'00"; 38°55'00") - (4°06'20"; 38°55'00") - (4°06'20"; 38°57'00") (4°08'00"; 38°57'00")</p> <p>Area nº 6 (Hoja 784) Laguna de Fuentillejo-Sierra de Malosaires</p> <p>(4°04'00"; 38°57'00") - (4°04'00"; 38°55'40") - (4°02'40"; 38°55'40") - (4°02'00"; 38°57'00")</p> <p>Area nº 7 (Hoja 784) Hoya del Mortero</p> <p>(3°56'20"; 38°57'00") - (3°55'00"; 38°57'00") - (3°55'00"; 38°56'20") - (3°55'20"; 38°56'20") - (3°55'20"; 38°56'00") - (3°56'40"; 38°56'00") - (3°56'40"; 38°56'40") - (3°56'20"; 38°56'40")</p> <p>Area nº 8 (Hojas 834 y 835) Castillejos de La Bienvenida</p> <p>(4°32'00"; 38°39'40") - (4°30'40"; 38°39'40") - (4°30'40"; 38°38'40") (4°32'00"; 38°38'40")</p> <p>Area nº 9 (Hoja 784) Volcán del Cabezuco.</p> <p>(4°10'00"; 38°54'20") - (4°08'40"; 38°54'20") - (4°08'40"; 38°53'40") (4°10'00"; 38°53'40")</p>	<p>Area nº 10 (Hojas 784 y 759) Conjunto La Camacha, La Arzallosa Maar de Peñas de Bú.</p> <p>(4°07'40"; 39°02'20") - (4°05'40"; 39°02'20") - (4°05'40"; 39°00'20") (4°07'00"; 39°00'20") - (4°07'00"; 38°59'40") - (4°08'00"; 38°59'40") (4°08'00"; 39°00'20") - (4°07'40"; 39°00'20")</p> <p>Area nº 11 (Hoja 811) Maar del Moral de Calatrava.</p> <p>(3°35'20"; 38°49'20") - (3°33'40"; 38°49'20") - (3°33'40"; 38°49'00") (3°33'20"; 38°49'00") - (3°33'20"; 38°48'00") - (3°34'40"; 38°48'00") (3°34'40"; 38°48'20") - (3°35'00"; 38°48'20") - (3°35'00"; 38°48'40") (3°35'20"; 38°48'40")</p> <p>Area nº 12 (Hojas 811 y 837) Conjunto Volcán Salvatierra, Volcán de Las Yeguas y Volcán de La Atalaya.</p> <p>(3°49'40"; 38°40'00") - (3°49'40"; 38°40'40") - (3°49'20"; 38°40'40") (3°49'20"; 38°41'20") - (3°49'00"; 38°41'20") - (3°49'00"; 38°41'40") (3°46'00"; 38°41'40") - (3°46'00"; 38°40'00") - (3°47'00"; 38°40'00") (3°47'00"; 38°37'40") - (3°48'00"; 38°37'40") - (3°48'00"; 38°38'20") (3°49'00"; 38°38'20") - (3°49'00"; 38°39'00") - (3°49'40"; 38°39'00")</p> <p>Area nº 13 (Hoja 837) Volcán de los Tontos.</p> <p>(3°47'40"; 38°37'20") - (3°46'00"; 38°37'20") - (3°46'00"; 38°36'00") (3°47'40"; 38°36'00")</p> <p>Area nº 14 (Hoja 836) Volcán de Alhorín.</p> <p>(4°07'40"; 38°32'40") - (4°06'20"; 38°32'40") - (4°06'20"; 38°32'00") (4°06'00"; 38°32'00") - (4°06'00"; 38°31'20") - (4°07'40"; 38°31'20")</p> <p>Area nº 15 (Hoja 783) Laguna de La Perdiguera.</p> <p>(4°15'40"; 38°53'20") - (4°14'20"; 38°53'20") - (4°14'20"; 38°52'40") (4°15'40"; 38°52'40")</p> <p>Area nº 16 (Hoja 783) Volcán del Cabezo y Laguna de Los Garbanzos.</p> <p>(4°17'40"; 38°51'20") - (4°16'20"; 38°51'20") - (4°16'20"; 38°51'00") (4°15'40"; 38°51'00") - (4°15'40"; 38°50'20") - (4°17'00"; 38°50'20") (4°17'00"; 38°50'40") - (4°17'40"; 38°50'40")</p> <p>Area nº17 (Hoja 868) Pitón volcánico de Cancarix</p> <p>(1°37'20"; 38°24'40") - (1°34'40"; 38°24'40") - (1°34'40"; 38°26'00") (1°36'20"; 38°26'00") - (1°36'20"; 38°25'40") - (1°37'20"; 38°25'40")</p>
---	---

Tabla 1. Áreas declaradas no registrables a efectos de la legislación de minas recogidas en el Anexo del Acuerdo del Consejo de Gobierno de 6 de noviembre de 1998 (DOCM nº 52, 6 de noviembre de 1998).

Otro hito legislativo a tener en cuenta con implicaciones proteccionistas es el **Acuerdo del Consejo Gobierno de Castilla-La Mancha** de 6 de noviembre de 1998, por el cual se extiende por una superficie superior a los 2.000 km², definiéndola como uno de los parajes más singulares de la Comunidad de Castilla-La Mancha, a lo que se suma un afloramiento eruptivo de elevado interés en la comarca de Hellín (Albacete), el Pitón de Cancarix.

Con el fin de evitar las afecciones de la actividad extractiva minera sobre las manifestaciones volcánicas más valiosas y que presentan un mayor grado de conservación, y sin que ello suponga un freno al desarrollo minero a cielo abierto, este Acuerdo considera conveniente limitar esta actividad productiva en estas zonas, al ser considerara de interés prioritario a nivel regional según lo establecido en el Plan de Conservación del Medio Natural de Castilla-La Mancha.

Por todo ello, el Acuerdo del Consejo de Gobierno mencionado declara como no registrables, por razón de interés público, las zonas francas incluidas en los polígonos que se relacionan en el Anexo incluido en dicho Acuerdo (Tabla 1), en aplicación de lo establecido en el Artículo 39.3 de la Ley 22/73 de 21 de julio de Minas y en el Artículo 57.3 del Reglamento General para el Régimen de la Minería, aprobado mediante el Decreto 2857/1978, de 25 de agosto.

EL PAPEL DE LA LEGISLACIÓN URBANÍSTICA EN LA CONSERVACIÓN DE LOS VOLCANES CALATRAVOS

Aunque pueda parecer paradójico, la conservación de los volcanes del Campo de Calatrava con una cierta trascendencia normativa ha partido en algunos casos concretos de la legislación urbanística, al incorporar algunos municipios en sus instrumentos de planificación territorial la protección de los mismos.

Villamayor de Calatrava es el primer municipio que contempla en sus **Normas Subsidiarias**, aprobadas en el año 1990, la necesidad de compatibilizar la actividad minera con la protección del Morrón de Villamayor, el volcán más antiguo de la región volcánica.

En este sentido, las Normas Subsidiarias recogen que tendrán nivel de Protección Especial además del volcán "Morrón de Villamayor", las lagunas de los Almendros y de Cucharas, lagunas de génesis hidrovolcánica.

En el caso del Morrón de Villamayor, se dictan unas normas de regulación de la actividad minera y se contem-

plan una serie de requisitos para tramitar las solicitudes de licencia, al tomar conciencia los redactores y la corporación municipal de que se trata de una de las zonas de mayor interés volcánico de España y, al mismo tiempo, una zona tradicional de extracción basáltica, lo que hay que compatibilizar.

En cuanto a las Normas de Regulación de la Actividad contenidas en las Normas Subsidiarias, éstas indican que con independencia de las autorizaciones exigidas por la legislación específica, las actividades extractivas que lleven aparejada la realización de obras de construcción, modificación o ampliación de edificios e instalaciones de cualquier clase o la realización de movimientos de tierra en el Morrón de Villamayor, precisarán la autorización de la Comisión Provincial de Urbanismo. Esta autorización se tramitará con carácter previo a la concesión de la licencia urbanística de acuerdo con el procedimiento del artículo 44.2 del Reglamento de Gestión Urbanística. Además, la solicitud de autorización deberá acompañarse de un informe elaborado por la Consejería responsable de la ordenación del territorio y/o del medio ambiente, informe que contendrá un Plan de Restauración del espacio natural, redactado con arreglo a lo indicado en el Real Decreto 2994/1982 de 15 de octubre.

Las Normas Subsidiarias de planeamiento recogen, además, la necesidad de acompañar a la solicitud municipal de licencia de los siguientes requisitos:

- Garantía documental de la existencia del material a extraer.
- Descripción exhaustiva del estado actual de los terrenos que vayan a ser afectados, así como un proyecto de la situación en que quedarán una vez realizada la extracción, en orden a conocer y condicionar la evolución paisajística de la zona, debiéndose exigir para otorgar la autorización municipal la aportación de un plan de restauración los espacios naturales afectados.
- En todo caso, el otorgamiento de la licencia urbanística para la realización de actividades extractivas quedará condicionado a la obtención de la correspondiente autorización o concesión administrativa otorgada por el organismo competente en razón de la materia o de la zona donde haya de desarrollarse la actividad.

Por último, las Normas Subsidiarias recogen en un plano de detalle la delimitación del área de protección especial y del área extractiva (Fig. 2).

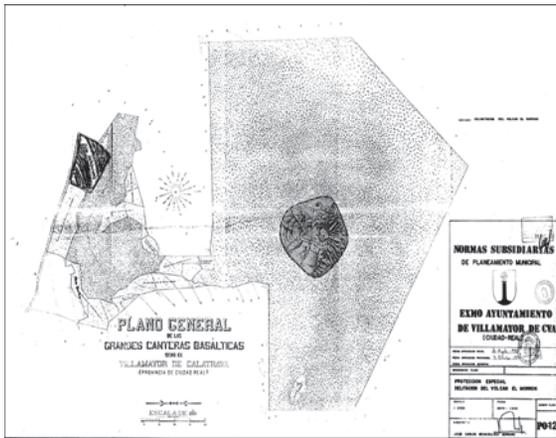


Figura 2. Plano de delimitación del área de protección especial del volcán de El Morrón, contenido en las Normas Subsidiarias de Planeamiento Municipal de Villamayor de Calatrava.

Otro municipio que innovó en materia de protección de los volcanes calatravos a partir de la utilización de las herramientas que proporciona la legislación urbanística es el de Ciudad Real. De esta manera, el **Plan General de Ordenación Urbana de Ciudad Real**, aprobado en el año 1995, recogía la elaboración de un Plan Especial de Protección al Relieve Volcánico (Capítulo VI Normas Urbanísticas), en el que se contemplaba la salvaguarda de todos los edificios volcánicos existentes dentro de este municipio.

El Plan Especial de Protección del Paisaje Volcánico tenía como objetivo principal la protección de los volcanes con el fin de evitar su degradación, recuperando aquella parte de este paisaje afectado en la actualidad por explotaciones, prospecciones y canteras. Este Plan Especial tenía como objetivo específico la proposición ante la Administración regional de la protección del citado paisaje, con el fin de que fueran ampliadas las limitaciones más allá del ámbito estrictamente municipal.

Aunque, este Plan Especial nunca se ha desarrollado, con lo que el deterioro de los volcanes se ha ido acrecentando con el paso del tiempo en este municipio, la realidad es que hoy por hoy la mayor parte de los volcanes del municipio de Ciudad Real se encuentran clasificados como Suelo No Urbanizable Protegido de Protección al Paisaje Volcánico, al considerar que estos terrenos deben mantenerse al margen de cualquier proceso urbano por no considerarlos aptos para este fin, en este caso por su valor ambiental.

Las actividades de prospección, minería y explotación estarán sujetas a las siguientes condiciones (art. 6.2.4., Normas Urbanísticas) de cara a obtener su licencia municipal:

- Presentar Estudio de Evaluación de Impacto Ambiental, que constará como mínimo de los siguientes documentos:
 - Plano de situación señalando los accesos, propiedades afectadas, curvas de nivel por lo menos de metro en metro, así como la edificación, arbolado y servicios públicos de cualquier clase que existan, a escala mínima 1:1.000.
 - Plano y perfiles que definan con precisión la extracción a realizar y la medición de su volumen.
 - Memoria en la que se concreten las precisiones sobre etapas de las obras, plazos de ejecución, estado actual de accesos y desagües, etc.
 - Restitución, refino y terminación de las superficies resultantes con capa vegetal de, como mínimo, un metro, recuperando el paisaje previo a la intervención.
 - Cerramiento a adoptar de la zona de extracción.
 - Disposición de los almacenamientos de residuos que generen y su eliminación.
 - Separación de linderos suficiente para garantizar la estabilidad de los terrenos colindantes.
 - Disposiciones adoptadas para dar salida a las aguas pluviales, y garantía de mantenimiento de las corrientes naturales, así como las tendentes a evitar la posible erosión.
- En cualquier caso estarán separados un mínimo de 500 m. del suelo urbano o urbanizable programado de uso residencial.

En consecuencia, el Plan General de Ordenación Urbana de Ciudad Real supuso un hito normativo con una visión integral de los volcanes a escala local.

LAS POLÍTICAS DE CONSERVACIÓN DE LA NATURALEZA DE CASTILLA-LA MANCHA

En Castilla-La Mancha es la **Ley 9/1999 de Conservación de la Naturaleza** la que desarrolla la legislación básica del Estado Español sobre protección del medio natural.

En el marco de la misma se crea la **Red de Áreas Protegidas de Castilla-La Mancha**, cuya implantación ha supuesto la adopción para algunos de los volcanes del Campo de Calatrava de figuras de protección emanadas de esta Ley. En otros casos, son los compromisos adqui-

ridos por el Estado Español en instancias internacionales (Convenio de Ramsar) o europeas (Red Natura 2000), lo que ha llevado a la inclusión de ciertos edificios volcánicos en redes de protección, aunque en este caso solo afecta a los maares con las mejores lagunas conservadas (por ej.: laguna de La Inesperada, declarada Humedal Ramsar).

Además, esta ley aprobó un **Catálogo de Hábitats y Elementos Geomorfológicos de Protección Especial**, que se incorporó como Anejo 1 a la Ley, catálogo que incluyó en la categoría D) Tipos de Elementos Geológicos o Geomorfológicos de Interés Especial, a las *Formas de Origen Volcánico*.

A pesar de este avance, las políticas proteccionistas han sido ambiguas y poco eficaces en Castilla-La Mancha. Los criterios que se han tenido en cuenta son restrictivos e incluso poco eficaces para lograr alcanzar el objetivo propuesto a medio plazo. Entre ellos destacan la "inexistencia de concesiones mineras" y el "buen estado de conservación", quedando en un segundo plano su singularidad geológica o su interés paisajístico.

Si tenemos en cuenta que la mayor parte de los volcanes de la región están incluidos en concesiones mineras, su deterioro e incluso su destrucción total solo es cuestión

de tiempo, protegiéndose solo aquellas formaciones volcánicas que ofrecen menos problemas de conservación.

En la actualidad, menos de una veintena de los cerca de 400 volcanes que se han inventariado en el Campo de Calatrava se han integrado en la Red de Áreas Protegidas de Castilla-La Mancha (Tabla 1), siendo la figura de Monumento Natural la que ha primado a la hora de establecer un régimen de protección.

CONCLUSIONES

Al menos desde finales de la década de 1970 ha existido una demanda social de proteger las formaciones volcánicas reconocidas en el Campo de Calatrava. Ante esta demanda social, la Administración regional ha arbitrado medidas e instrumentos que progresivamente fueran protegiendo las manifestaciones volcánicas más interesantes, destacando por su importancia la Ley 9/1999 de Conservación de la Naturaleza de Castilla-La Mancha, ley que crea la Red de Áreas Protegidas de Castilla-La Mancha y el Catálogo Regional de Hábitats y Elementos Geomorfológicos de Protección Especial.

CATEGORÍA	NOMBRE	ÁREA (ha)	FECHA Declaración	TIPO Geomorfológico	MUNICIPIOS
MN	Laguna Volcánica de La Alberquilla	111	05/10/1999	Maar	Mestanza
MN	Laguna Volcánica de Michos	215	05/10/1999	Maar	Abenójar
MN	Laguna y Volcán de La Posadilla	296	05/10/1999	Maar, cono de piroclastos y coladas	Ciudad Real
MN	Los Castillejos Volcánicos de la Bienvenida	197	05/10/1999	Cono de piroclastos y coladas	Almodóvar del Campo
MN	Maar de la Hoya de Cervera	284	05/10/1999	Maar	Almagro
MN	Maar de la Hoya del Mortero	124	05/12/2000	Maar	Ciudad Real
MN	Volcán y Laguna de Peñarroya	544	05/12/2000	Maar, cono de piroclastos y coladas	Alcolea de Calatrava y Corral de Calatrava
MN	Volcán del Cerro de los Santos	120	27/02/2001	Cono de piroclastos y coladas	Porzuna
MN	Volcanes del Macizo de Calatrava (Macizo Volcánico de Calatrava)	3.763	24/06/2008	Maares, conos de piroclastos y coladas	Argamasilla de Calatrava
M	Laguna de Caracuel	66,15	13/05/2003	Maar	Caracuel de Calatrava
RN	Laguna del Prado	54	20/07/2004	Maar	Pozuelo de Calatrava
RN	Navas de Malagón	466	13/09/2005	Maares	Malagón
LIC	Navas de Malagón	466,14	2006	Maares	Malagón
LIC	Lagunas volcánicas del Campo de Calatrava	1.862,28	2006	Maares	varios
HR	Laguna del Prado	55,15	26/03/1993	Maar	Pozuelo de Calatrava

Monumento Natural.- MN / Microreserva.- M / Reserva Natural.- RN / Lugar de interés comunitario.- LIC / Humedal Ramsar.-HR

Tabla 2. Edificios volcánicos protegidos por diversos instrumentos de conservación de la naturaleza. Elaboración propia.

A pesar de ello, la singularidad del volcanismo del Campo de Calatrava hubieran hecho más adecuada una visión más integrada y sistémica, siendo probablemente la figura más apropiada la de Parque Natural, tal y como ha sucedido en Cataluña (La Garrotxa), Andalucía (Cabo de Gata), Francia (Auvernia) o Alemania (región volcánica de Eiffel), sin olvidar el tratamiento integrado que han recibido las Islas Canarias.

REFERENCIAS

- González Cárdenas, E. (1991): "El deterioro del paisaje volcánico del Campo de Calatrava". XII Congreso Nacional de Geografía. Valencia.
- González Cárdenas, E. y Mur Rioja, M.J. (1995): "El PGOU como instrumento de Protección del medio natural". XIV Congreso Nacional de Geografía. Salamanca.
- Hernández Pacheco, F. (1932): *Estudio de la región volcánica central de España*. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Madrid.
- López Serrano, C. (1983): "Informe sobre el volcán extinto de Almodóvar del Campo". Cuaderno de Estudios Manchegos, 14 (II época): 163-168.
- Mallarach, J.M. y Riera, M. (1981): *Els volcans olotins i el seu paisatge: iniciació a la seva coneixença segons nou itineraris pedagògics*. SERPA, Barcelona.
- Poblete Piedrabuena, M.A. (1992): "Los volcanes del Campo de Calatrava". Guía de los espacios naturales de Castilla-La Mancha, pp: 499-51. JCCM, Toledo.
- Romero, C.; Quirantes F. y Martínez de Pisón, E. (1986): *Guía Física de España 1. Los Volcanes*. Alianza Editorial, Madrid.

EL PROCESO DE PROTECCIÓN DE LAS MANIFESTACIONES VOLCÁNICAS DE LA PROVINCIA DE CIUDAD REAL

Víctor M. Díez Urbano

Organismo Autónomo de Espacios Naturales de Castilla-La Mancha
Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.

RESUMEN

La Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha inició, en 1996, los estudios orientados a la protección de las manifestaciones volcánicas más valiosas existentes en la provincia de Ciudad Real, con el objetivo de evitar su degradación por las actividades mineras, urbanísticas y construcción de infraestructuras. Como resultado, se han declarado ocho Monumentos Naturales y dos nuevos espacios naturales protegidos están en trámite de declaración. En el presente trabajo se expone la metodología del estudio realizado y los criterios de selección de los espacios naturales protegidos, sus valores naturales y regulación de usos aplicable, así como otras medidas de protección de las formaciones volcánicas, a través de su inclusión en el Catálogo Regional de Elementos Geomorfológicos de Protección Especial, su declaración como "no registrables" a efectos mineros, y la legislación de Evaluación de Impacto Ambiental.

Palabras clave: volcanes, conservación, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The government of Castilla-La Mancha began in 1996, studies aimed at protecting the most valuable volcanic events in the province of Ciudad Real, in order to avoid degradation by mining activities, urban development and infrastructure construction. As a result, eight have been declared natural monuments and two new protected natural areas are in the process of declaration. The present paper describes the methodology of the study and selection criteria of protected natural areas, natural values and uses of applicable regulatory and other measures to protect the volcanic formations, through its inclusion in the Catalog Regional geomorphologic elements of Special Protection, your statement as "not registered" to mining companies and the law of Environmental Impact Assessment.

Keywords: volcanoes, preservation, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN

La provincia de Ciudad Real alberga, junto con las regiones volcánicas de Cabo de Gata y Olot, las manifestaciones volcánicas mayoritarias de edad terciario–cuaternaria existentes en la Península Ibérica.

La aparición del volcanismo de Ciudad Real tuvo lugar durante el periodo que transcurre entre el Mioceno medio y superior (entre los 12,5 y 5,5 millones de años) y está íntimamente ligada con la tectónica compresiva de la orogenia alpina, que fracturó la corteza. Esta fracturación permitió el ascenso del magma a través de fisuras eruptivas de corto recorrido, con unos 300 puntos de erupciones de tipo estromboliano e hidromagmático que se extendieron sobre las cuatro comarcas naturales de Ciudad Real –Campo de Calatrava, La Mancha, Montes de Ciudad Real y Valle de Alcudía–, aunque la mayoría están concentradas en la primera de ellas (Barrera, 1997).

El proceso volcánico se reactivó con mayor virulencia durante el pliocuaternario, entre los 4,5 y 1,5 millones de años, con emisiones intermitentes de magmas basálticos, nefeliniticos y melilitíticos (Ancochea, 1983). Es en este periodo cuando los pequeños edificios cónicos se manifestaron como relieves propios, intercalándose con los sedimentos terciarios neógenos (amplias llanuras arenosas con frecuentes zonas pantanosas), alterando sustancialmente el paisaje original y obligando a la red hidrográfica de los ríos Guadiana y Jabalón a adaptarse a las nuevas condiciones geométricas impuestas por las erupciones.

En la actualidad, las morfologías volcánicas, por su variedad y profusión, constituyen uno de los factores más determinantes del paisaje de la provincia de Ciudad Real. Así, las erupciones estrombolianas originaron conos de mediana altura (entre 50 y 150 m.) que se conservan con mayor o menor grado de erosión, con coladas de lavas de las tres naturalezas antes mencionadas, que destacan sobre la planicie de las cuencas terciarias o sobre las cumbres de las sierras paleozoicas, de litologías cuarcíticas o pizarrosas. También son abundantes los “negrizales”, término local con que se conocen las coladas con alto grado de edafización; los “castillejos”, relieves volcánicos más abruptos formados por la acumulación de lavas más viscosas en las bocas de salida, y los “cabezos”, volcanes con morfología en escudo, constituidos por conos de lava bajos y redondeados.

Por otro lado, las erupciones hidromagmáticas, originadas cuando los conductos de emisión afectaron a

las capas de agua subterránea, produjeron relieves más espectaculares, dado que la interacción magma–agua provocó explosiones violentas, cuyo resultado son depresiones más o menos elípticas o circulares en el terreno, localmente conocidas como “hoyas”, rodeadas por un anillo semicircular de materiales fragmentarios (tobas y brechas), procedentes de la explosión de los materiales suprayacentes. En la provincia de Ciudad Real existen unos 80 cráteres hidromagmáticos o “maares” de diversos tamaños, muchos de gran belleza paisajística, algunos de los cuales albergan en su interior lagunas temporales, siendo estos humedales de origen volcánico únicos en España y los únicos en clima mediterráneo de toda Europa (Barrera, 1977). Completan la variedad de manifestaciones volcánicas existentes en el Campo de Calatrava los manantiales termales y “hervideros”, o manantiales de aguas enriquecidas en CO₂ al entrar en contacto con los gases del volcanismo, en las que el gas se desprende de forma violenta.

Esta belleza paisajística y exclusividad morfológica y petrológica del conjunto volcánico de la provincia de Ciudad Real se ve amenazada por el desarrollo urbanístico de muchos municipios, la construcción de nuevas infraestructuras –carreteras, ferrocarriles, embalses, parques eólicos, antenas, repetidores, etc.– y, especialmente, por la actividad minera, muy intensa sobre la zona, dada la gran calidad de los materiales volcánicos. Así, desde comienzos del siglo XX se inició la explotación industrial de las coladas volcánicas para la fabricación de adoquines y la explotación de los materiales piroclásticos (“hormigones”). Esta última ha continuado hasta nuestros días debido a la gran calidad de las puzolanas para la fabricación de cemento, intensificándose en la última década, por su calidad como balasto para la construcción de líneas de ferrocarril de alta velocidad.

La necesidad de asegurar la conservación de las manifestaciones volcánicas más valiosas existentes en la provincia de Ciudad Real, evitando su degradación motivada por las actividades antes mencionadas, llevó a la Consejería de Agricultura y Medio Ambiente a iniciar, en el año 1996, la realización de un estudio sobre el volcanismo en esta provincia, orientado a su protección.

METODOLOGÍA DEL ESTUDIO

El estudio contempló, en una primera fase, el inventario de la totalidad de las manifestaciones volcánicas existen-

tes en la provincia de Ciudad Real y su cartografía a escala E=1:200.000, con un resultado de más de 200 unidades volcánicas inventariadas, realizando una primera valoración medioambiental de estas unidades en función de los siguientes criterios:

- **Extensión.**
- **Conservación natural**, según su grado de erosión y la mayor o menor degradación del elemento volcánico.
- **Rareza**, considerando características excepcionales de alguna de las cualidades propias de una emisión volcánica (tipo de emisión, tipo de aparato, morfología, petrología y/o geoquímica, edad, etc.)
- **Representatividad** del aparato volcánico, dentro de los de su clase.
- **Grado de conservación**, considerando el nivel de deterioro sufrido por el aparato volcánico debido a causas antrópicas.
- **Complejidad**, en función de la presencia de subunidades estructurales y morfológicas propias de cualquier aparato volcánico: conos de tefra, piroclastos de dispersión, diques del centro de emisión y coladas en aparatos estrombolianos; anillos de tobas, piroclastos de dispersión y afloramientos de la pared interior en aparatos hidromagmáticos o maares.
- **Interés científico, cultural o didáctico.**
- **Hábitat**, valorado en función de la importancia del área en que se ubica el aparato volcánico para la flora y fauna representativa de la zona.

Tras la valoración previa de todas las unidades volcánicas de la provincia en función de los parámetros antes mencionados, se procedió a una primera selección, que posteriormente fue ligeramente modificada al considerar otros parámetros complementarios, como la representatividad de los fenómenos eruptivos, escogiendo las mejores unidades de los dos tipos de erupciones habidas en la provincia (estrombolianas e hidromagmáticas); la distribución comarcal y geográfica, seleccionando unidades volcánicas distribuidas en las distintas comarcas provinciales; la calidad del entorno paisajístico y sus valores de vegetación y faunísticos; la particularidad petrológica y mineralógica y, finalmente, las amenazas urbanísticas o de infraestructuras civiles.

De este modo, se seleccionaron 20 áreas que incluyen un total de 61 unidades volcánicas (36 conos o intrusivos estrombolianos, 3 coladas aisladas sin centro de emisión localizado y 21 cráteres de explosión hidromagmática o maares). Para cada una de las 20 áreas seleccionadas, se

realizó un estudio individual detallado que contemplaba la situación geográfica y justificación de la selección del área con vistas a su protección, las características paisajísticas y estado de conservación, las características geomorfológicas y petrológicas, el uso actual del suelo en los terrenos afectados, los aprovechamientos mineros y permisos de investigación o concesiones de explotación sobre las cuadrículas mineras incluidas en el área de estudio, los recursos culturales (arqueológicos, paleontológicos, históricos y arquitectónicos) y el análisis de la compatibilidad de usos agrícolas, ganaderos, cinegéticos, urbanísticos, mineros, infraestructurales y recreativos, con la conservación de las unidades volcánicas incluidas en el área. Asimismo, los estudios incluían la elaboración de cartografía de detalle de las manifestaciones volcánicas a escala E=1:20.000, y el mapa parcelario con la relación de propietarios particulares de terrenos en el área de estudio.

DECLARACIÓN COMO ESPACIOS NATURALES PROTEGIDOS

El objetivo final de este estudio era el de dotar a las principales manifestaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real del régimen de protección que merecen. Dada la amplia dispersión de las unidades volcánicas, diseminadas en una superficie superior a las 300.000 ha, la reducida extensión que ocupan individualmente, así como los valores ambientales de estos espacios naturales, en los que la geomorfología juega un papel principal, se consideró la categoría de Monumento Natural como la más acorde para su declaración como espacio natural protegido.

De este modo, desde octubre de 1999 hasta febrero de 2001, se han declarado un total de diez Monumentos Naturales en la provincia de Ciudad Real (Tabla 1).

El rango de superficies y complejidad de estos espacios naturales protegidos es muy variable, oscilando entre las 84 ha. del Monumento Natural del Volcán del Cerro de los Santos, que incluye un único edificio volcánico con diques e intrusivos y sus coladas, y las 3.550 ha del Macizo de Calatrava, que incluye un total de 12 unidades volcánicas (6 volcanes estrombolianos con coladas de lavas basálticas, nefeliniticas y meliliticas, 5 maares con lagunas temporales en su interior, y dos lagunas originadas por el represamiento en cabecera de un arroyo por una colada).

MONUMENTO NATURAL	COMARCA	SUPERFICIE
Laguna y Volcán de La Posadilla	Campo de Calatrava	296 ha
Castillejos Volcánicos de La Bienvenida	Valle de Alcudia	197 ha
Laguna Volcánica de La Alberquilla	Valle de Alcudia	111 ha
Maar de la Hoya de Cervera	Campo de Calatrava	184 ha
Laguna Volcánica de Michos	Montes de Ciudad Real	215 ha
Volcán y Laguna de Peñarroya	Campo de Calatrava	544 ha
Maar de la Hoya del Mortero	Campo de Calatrava	124 ha
Volcán del Cerro de los Santos	Montes de Ciudad Real	84 ha
Macizo Volcánico de Calatrava	Campo de Calatrava	3.540 ha
Volcán de Piedrabuena	Montes de Ciudad Real	560 ha

Tabla 1. Monumentos naturales declarados en la provincia de Ciudad Real.

En estos diez Monumentos Naturales están incluidas las mejores representaciones de las manifestaciones volcánicas presentes en la provincia de Ciudad Real: los cráteres de explosión hidromagmática al pie de sierras cuarcíticas están representados en los maares de La Posadilla o de Fuentillejos, Michos, Hoya de Cervera y La Alberquilla (este último colgado en la cuerda de la sierra), todos ellos con un excelente grado de conservación y albergando lagunas temporales en su interior de gran interés; los maares sobre terrenos terciarios tienen su representación en el de La Hoya del Mortero; los edificios volcánicos estrombolianos con sus coladas de los diferentes tipos de magmas, en los volcanes de Peñarroya, Cerro de Los

Santos, Piedrabuena y los castillejos volcánicos de La Bienvenida, constituidos por cuatro centros de emisión alineados en una misma fisura eruptiva y, finalmente, toda la diversidad de elementos volcánicos se dan cita en el Macizo Volcánico de Calatrava.

Al interés geomorfológico, paisajístico, científico y didáctico se suman, en la mayoría de ellos, valores naturales de vegetación y fauna. Así, las laderas de sus sierras cuarcíticas sustentan formaciones bien conservadas de encinar (*Pyro bourgaeanae-Quercetum rotundifoliae*), coscojar-enebral (*Hyacinthoid hispanicae-Quercetum cocciferae*), fruticedas, retamares y matorrales termófilos mediterráneos (*Asparagus albi-Rhamnion oleoidis* y *Cytisobourgaei-Retametum sphaerocarpace*), enebrales y algún enclave de encinar termófilo con acebuchal (*Quercus-Oleion sylvestris*); sobre las crestas de las sierras se desarrollan formaciones de vegetación casmofítica silicícola (Asociaciones *Jasione marianae-Dianthetum lusitani* y *Asplenio billotii-Cheilanthesetum hispanicae*); finalmente, en el entorno de las lagunas temporales que ocupan las cubetas de los maares se desarrollan praderas juncales (*Cirsio monspessulani-Holoschoenetum*). En cuanto a los valores faunísticos, destaca la existencia del águila real (*Aquila chrysaetos*), con varias parejas nidificantes en las paredes cuarcíticas de los maares, y la comunidad de aves nidificantes y/o invernantes en las lagunas volcánicas, con diversas especies amenazadas entre las que destacan el aguilucho lagunero (*Circus aeruginosus*), el

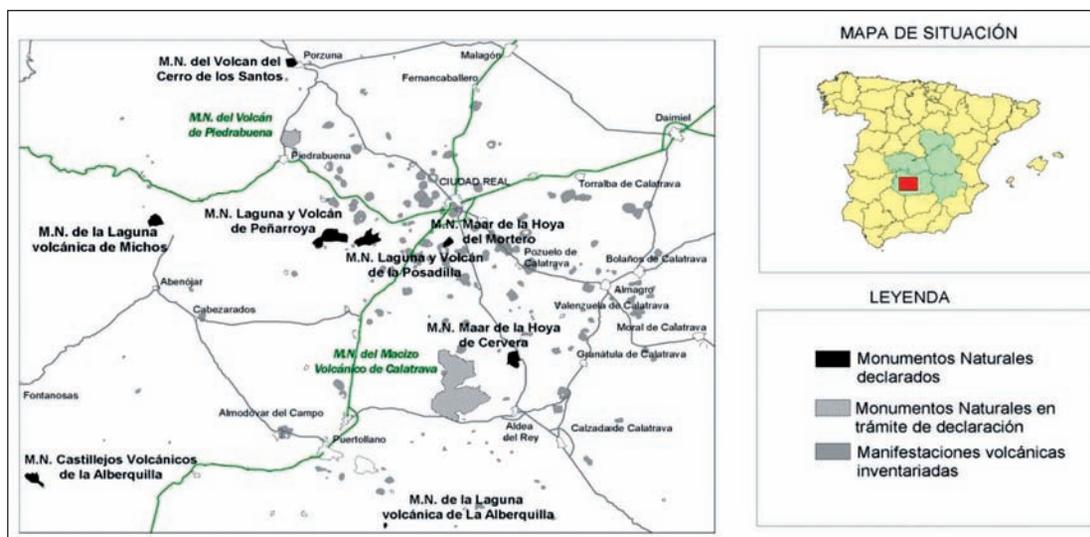


Figura 1. Mapa de situación de los Monumentos naturales declarados en el área volcánica de Ciudad Real.

zampullín chico (*Tachybaptus ruficollis*), o la cigüeñuela (*Himantopus himantopus*). Por último, los Monumentos Naturales declarados se localizan en zonas de gran importancia para el lince ibérico (*Lynx pardinus*), ya que las comarcas del Campo de Calatrava, Montes de Ciudad Real y Valle de Alcudia sustentan poblaciones, aunque muy fragmentadas, de esta especie. La declaración de estos nuevos protegidos contribuirá a los esfuerzos realizados para la conservación de la especie, al asegurar la preservación de su hábitat en estos enclaves y facilitar la conexión entre sus poblaciones.

En cuanto a la regulación de usos y actividades aplicable al territorio incluido en estos Monumentos Naturales, no se establecen limitaciones a las actividades tradicionales que se venían desarrollando en ellos. La ganadería extensiva, los aprovechamientos cinegéticos, el senderismo o la agricultura extensiva sobre parcelas de cultivo tienen la consideración de usos permitidos. Por el contrario, las explotaciones mineras, la actividad industrial, la construcción de edificaciones e infraestructuras y otra serie de actividades que, directa o indirectamente, pueden producir la degradación o destrucción de los valores naturales que se protegen, tienen la consideración de usos prohibidos. Finalmente, otra serie de actividades como las de investigación, turismo rural, conservación y mejora de caminos y sendas existentes, etc., tienen la consideración de usos autorizables, requiriendo informe favorable previo de la Consejería de Agricultura y Medio Ambiente (JCCM) para su realización.

OTRAS MEDIDAS DE PROTECCIÓN

Complementariamente a la declaración de espacios naturales protegidos, existen otras medidas de protección que permiten la regulación de actividades mineras, urbanísticas o de construcción de nuevas infraestructuras, haciendo posible extender los objetivos de conservación al conjunto de las manifestaciones volcánicas de la provincia de Ciudad Real.

Así, las formaciones de origen volcánico se incluyen en el Catálogo de hábitats y elementos geomorfológicos de protección especial, creado por la Ley 9/1999, de 26 de mayo, de Conservación de la Naturaleza en Castilla-La Mancha. Esta catalogación conlleva una protección genérica otorgada por la referida Ley (arts. 93 y 94), al obligar a que los estudios de impacto ambiental y los proyectos de ordenación urbanística señalen la presencia de

estos elementos geomorfológicos y determinen las medidas precisas para asegurar su conservación, incluyendo la calificación urbanística de estas áreas como suelo rústico de protección ambiental, natural o paisajística. Además, se establecen prohibiciones genéricas en cuanto a la destrucción o realización de acciones que supongan su alteración negativa.

Por otro lado, la referida Ley 9/99 establece, en su artículo 11, un informe vinculante del órgano medioambiental como requisito previo para el otorgamiento de permisos de investigación, autorizaciones o concesiones mineras, cuando resulten afectados áreas o recursos naturales protegidos, como es el caso de las formas de origen volcánico. Otra posibilidad establecida por esta Ley es la inscripción en el Registro Minero como "no registrables" de las superficies francas sobre las que no proceda autorizar el aprovechamiento minero, con el objetivo de proteger determinados tipos de recursos naturales especialmente frágiles frente a la minería. En este sentido, en octubre de 1998 el Consejo de Gobierno de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha adoptó un Acuerdo por el que se declararon "no registrables" a efectos mineros, un total de 17 áreas, 16 de las cuales se localizaban en la provincia de Ciudad Real.

Finalmente, la Ley 5/1999, de 8 de abril, de Evaluación del impacto Ambiental de Castilla-La Mancha supone una herramienta adicional para la conservación de las formaciones volcánicas, al imponer medidas correctoras que permitan minimizar el impacto de las explotaciones mineras sobre los elementos volcánicos, o incluso la emisión de declaraciones de impacto ambiental negativas, cuando ello no sea posible.

La aplicación del conjunto de medidas de protección expuestas en esta comunicación, junto con la colaboración de los propietarios de terrenos y diferentes sectores implicados, debe permitir asegurar la conservación de estas valiosas manifestaciones volcánicas.

REFERENCIAS

- Ancochea, E.; (1983). *Evolución espacial y temporal del volcanismo reciente de España Central*. Tesis doctoral. Facultad de Ciencias Geológicas. UCM. 675 pp.
- Barrera, J.L.; (1997). *Estudio del volcanismo en la provincia de Ciudad Real. Informes volcanológicos de 20 áreas seleccionadas*. Consejería de Agricultura y Medio Ambiente (Toledo). Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha.

¿CÓMO DESCUBRIMOS LOS FENÓMENOS VOLCÁNICOS EN LOS PRIMEROS AÑOS DE VIDA? EL PAPEL SECUNDARIO DE LA ESCUELA

Francisco Zamora Soria

Maestro de Educación Primaria y profesor asociado Universidad de Castilla-La Mancha. Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Escuela Universitaria de Magisterio "Lorenzo Luzuriaga", Ciudad Real

RESUMEN

El relieve volcánico es un gran desconocido a pesar de la espectacularidad de las imágenes que se pueden usar para presentar su génesis y su larga tradición educativa. Lo curioso y chocante es que es incluso desconocido en las zonas en las que se presenta. Los conceptos relacionados con el volcanismo que se trabajan en la Escuela son muy elementales y su aprendizaje procede más de la familia y de los medios de comunicación, fundamentalmente la Televisión.

Palabras clave: Educación ambiental, volcanes, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The volcanic landform is a great unknown in spite of the spectacular images that can be used to present its genesis and its long tradition of education. The funny thing is that it is even unknown in areas where it occurs. The concepts related to the volcanism that work in the school are very basic and appropriate learning of the family and the media, mainly television.

Keywords: Environmental Education, volcanoes, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN

Se atribuye a Albert Einstein la frase que dice que el hecho de hacerse una pregunta es más importante que la respuesta que se pueda conseguir.

En el caso del aprendizaje geográfico no está de más recurrir a esta técnica heurística para intentar mejorar, en la medida de lo posible, el deficitario estado actual.

El relieve volcánico es un gran desconocido a pesar de la espectacularidad de las imágenes que se pueden usar para presentar su génesis y su larga tradición educativa. Lo curioso y chocante es que es incluso desconocido en las zonas en las que se presenta. Los conceptos relacionados con el volcanismo que se trabajan en la Escuela son muy elementales y su aprendizaje procede más de la familia y de los medios de comunicación, fundamentalmente la Televisión.

METODOLOGÍA

Durante el pasado curso académico 2007-2008 se realizó una prueba oral en tres colegios públicos de la provincia de Ciudad Real.

Se eligió el curso de Primero de Educación Primaria en el que el alumnado tiene seis o siete años de edad. Los centros educativos se encuentran ubicados en "territorio volcánico", concretamente en el denominado "Campo de Calatrava". Dos colegios se encuentran ubicados en Ciudad Real capital y el tercero en Piedrabuena. La selección se realizó partiendo del conocimiento del profesorado que podría colaborar. El total de alumnos y alumnas fue de 67.

Se trataba de preguntar, sin preparación previa alguna, si sabían lo que es un volcán. Una vez formulada la pregunta se anotaba el número de niños y niñas que manifestaban saber la respuesta. Cuando algunos describían lo que es un volcán se les pedía que dijeran cómo lo habían aprendido.



Figura 1. Maqueta realizada por un alumno, y su familia, del Colegio Público José María de la Fuente, Ciudad Real.

RESULTADOS

Ante la pregunta de ¿qué es un volcán? la inmensa mayoría de chicos y chicas manifiesta saber la respuesta. En total, 51 alumnos dicen saber lo que es un volcán del total

de 67 lo que supone el setenta y seis por ciento. No nos interesa tanto saber con exactitud cuantos alumnos saben lo que es un volcán como que manifiesten tener una idea aproximada de lo que es. De hecho se preguntaba a los dos o tres alumnos más "aventajados" para que dieran una definición sencilla. Entre las respuestas seleccionadas encontramos:

- Montaña con agujero muy grande.
- Montaña que escupe fuego.
- Cráter.
- Montaña con fuego.
- Montaña grande que se pone en erupción y sale la lava.
- Por donde sale la lava.
- Echan fuego y cenizas (respuesta de alumno peruano).

En cuanto a la forma en que aprendieron lo que es un volcán los resultados muestran claramente la procedencia audiovisual. Dos tercios (el sesenta y seis por ciento) manifiestan saber lo que es un volcán por la televisión sin embargo es preciso aclarar que algunos alumnos incluyen en sus respuestas indistintamente que descubrieron lo que es un volcán por la televisión, por una película o por dibujos (animados) o videojuegos de manera que el resultado no está sólo relacionado con la televisión aunque si mayoritariamente.

La familia es el segundo gran grupo de respuestas e incluye a los diferentes miembros, los viajes y la procedencia de un país volcánico como Perú. Este grupo supone el diez por ciento. Después hay dos grupos con menor incidencia, uno no recuerda (casi el diez por ciento) y sólo en algún caso se señala el colegio o la salida escolar como fuente de aprendizaje. También aparece el libro pero con resultados similares a los de la escuela.

DISCUSIÓN

A pesar de que la encuesta pueda contener algún sesgo el resultado es muy significativo ya que aparece en primer lugar y de forma muy destacada la televisión y medios similares. En segundo lugar aparece la familia como fuente de información. La escuela queda relegada a un cuarto grupo, detrás de los que no recuerdan cómo descubrieron qué es un volcán.

No debe sorprender sin embargo el resultado ya que se trata de edades en las que el papel de la escuela en la adquisición de conceptos es más limitado que el de la familia o los medios audiovisuales. Por otra parte, ni en



Figura 2. Trabajo escolar sobre una laguna volcánica de Ciudad Real.

la etapa educativa anterior, la Educación Infantil, ni en primero de Educación Primaria se considera un objetivo el conocimiento de los volcanes. En realidad el sistema educativo español presta muy poca atención a la Geografía Física, incluyendo las etapas superiores. Lo relevante es poner de manifiesto que en la Escuela Primaria se puede trabajar más el tema porque un tanto por ciento elevado ya tiene unos conocimientos previos y sobre todo la ausencia de referencias concretas al entorno. En esta edad –pero en las siguientes sigue siendo así– la mayoría del alumnado desconoce que en su municipio haya manifestaciones volcánicas. No debemos olvidar que sólo en los últimos años tanto en la provincia, Ciudad Real, como en la región, Castilla–La Mancha, se han hecho algunos esfuerzos institucionales como la publicación de una guía divulgativa, la señalización de rutas, la rotulación en algún tramo de autovía como terreno volcánico o la aparición de algunos artículos de prensa. A nivel nacional el panorama no es mucho mejor y es fácilmente reconocible ese vacío educativo y divulgativo sobre el tema del volcanismo.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo no hubiera sido posible sin la colaboración de mis compañeros/as, los/las maestros/as: María Dolores Asensio Serrano, Juan Pedro Morales Marín y María del Pilar Sánchez Fernández, de los colegios públicos José María de la Fuente y Ferroviario, ambos de Ciudad Real, y Miguel de Cervantes, de Piedrabuena, de la Consejería de Educación (JCCM), y su correspondiente alumnado.

EDUCACIÓN Y VOLCANES: ANÉCDOTA Y GENERALIZACIÓN VERSUS CONOCIMIENTO DEL MEDIO

Francisco Zamora Soria

Maestro de Educación Primaria y profesor asociado Universidad de Castilla-La Mancha. Dpto. de Geografía y Ordenación del Territorio. Escuela Universitaria de Magisterio "Lorenzo Luzuriaga", Ciudad Real

RESUMEN

El estudio de los volcanes ha estado presente en las diferentes áreas del sistema educativo español, en las diferentes etapas educativas y en las diferentes leyes de Educación.

Tras analizar las ilustraciones de decenas de libros de texto desde el siglo XIX a nuestros días, y las encuestas a profesores y alumnos, observamos que se trata siempre de generalizaciones y esquematizaciones en las que se presenta un monte, en ocasiones con corte, con las partes más elementales del volcán, y el fuego y la lava como protagonistas.

Palabras clave: Educación ambiental, volcanes, Campo de Calatrava.

ABSTRACT

The study of volcanoes has been present in different areas of the Spanish education system in the different educational stages and different laws of Education.

After analyzing the pictures of dozens of textbooks from the nineteenth century to today, and surveys of teachers and students, note that it is always presented like schematizations of a mountain, sometimes cut with the most basic parts of the volcano, fire and lava as protagonists.

Keywords: Environmental Education, volcanoes, Campo de Calatrava.

INTRODUCCIÓN

El estudio de los volcanes ha estado presente en las diferentes asignaturas o áreas del sistema educativo español, en las diferentes etapas educativas y en las diferentes leyes de Educación.

El tratamiento que ha recibido el fenómeno a lo largo del tiempo ha sido muy similar. Se han utilizado desde

representaciones gráficas sencillas a fotografías en color con los "elementos" más representativos de un aparato volcánico y el vocabulario básico. Las imágenes se han acompañado de textos descriptivos y, en ocasiones, se recomendaba la realización de experimentos o la observación y consulta de mapas o atlas.

El sistema educativo español ha presentado y presenta el fenómeno volcánico como algo anecdótico y recu-

riendo a la generalización a pesar de que la legislación educativa ha propugnado desde hace mucho tiempo un aprendizaje significativo, que se base en la experiencia, en la comprensión y que parta del entorno próximo.

METODOLOGÍA

Durante los últimos quince años he venido prestando atención al hecho educativo relacionado con el entorno en general. He buscado información en las diferentes leyes educativas, reales decretos y decretos de currículo. Igualmente he buscado información específica en los proyectos educativos (con la LOGSE, en los proyectos curriculares) de unos quince colegios públicos de la provincia de Ciudad Real. También he buscado información en libros de texto y manuales de mediados del siglo XIX hasta nuestros días. He realizado diferentes encuestas a alumnado de edad escolar, al profesorado y a algún grupo de alumnos/as de Magisterio. Y por último, he seguido los procesos de deterioro, destrucción y conservación del relieve volcánico del Campo de Calatrava de cerca: en los medios de comunicación, en la legislación, en su dimensión académica a través del contacto y publicaciones de los compañeros/as del Departamento de Geografía y Ordenación del Territorio de la Universidad de Castilla-La Mancha y, en ocasiones, desde la implicación personal, educativa y ecologista en algunos municipios. Desde esta experiencia y recopilación de información he llegado a las conclusiones que se presentan.

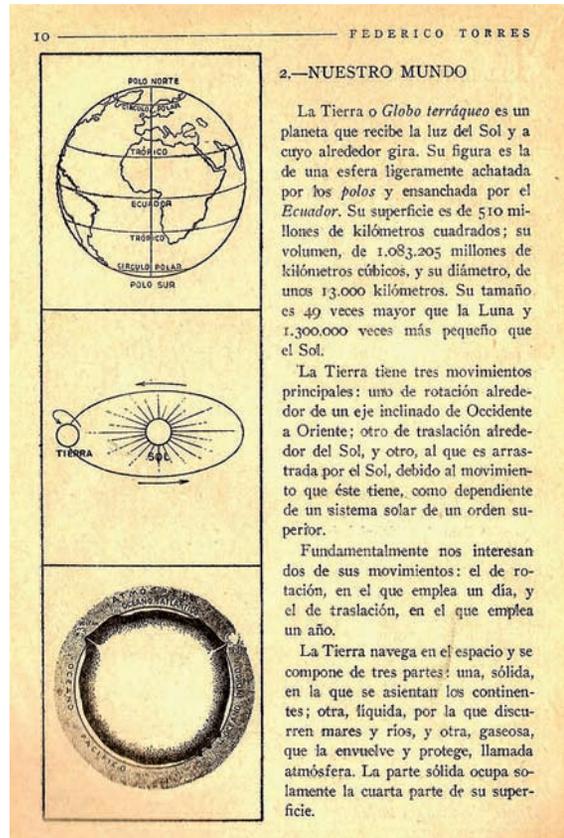


Figura 2. Federico Torres (1944), *Cien lecciones de cosas*. Librería y Casa Editorial Hernando, S.A., Madrid.

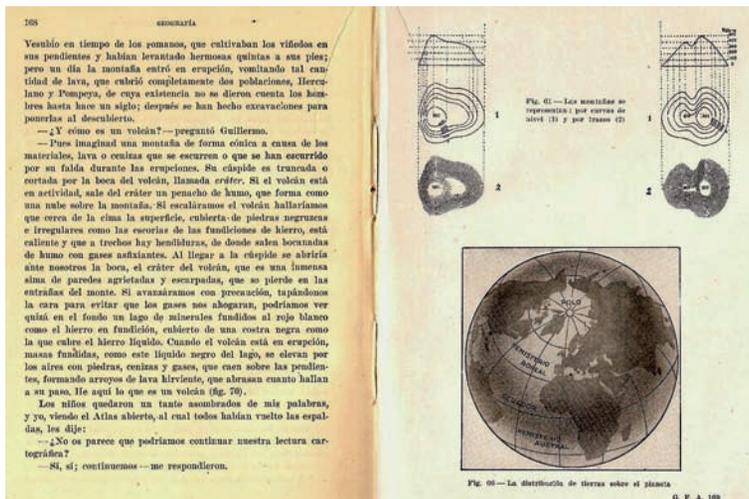


Figura 1. Dinarés, P.V. (1943) (6ª edición). *Geografía Física y Astronómica. Libro I*. I.G. Seix y Barral Hnos., S.A. Editores, Barcelona.

LOS VOLCANES EN EL SISTEMA EDUCATIVO ESPAÑOL

Los volcanes han venido siendo objeto de estudio por parte del alumnado de Educación Primaria desde hace más de 150 años, antes incluso de la denominada Ley Moyano de 1857.

A pesar de las modificaciones pedagógicas, de las mejoras incuestionables del sistema, de la abundancia de materiales didácticos, del avance en el conocimiento científico..., el tratamiento que se ha venido dando al tema de los volcanes ha sido prácticamente el mismo. Si comparamos una definición de un libro de texto de 1850 con una de hoy podemos ver la similitud existente:

- **P(regunta).** ¿Qué son volcanes?
- **R(espuesta).** Montes que arrojan llamas, piedras y torrentes de lava por una abertura que se llama cráter.
- **P.** ¿Cuáles son los volcanes más principales?
- **R.** El monte Etna en Sicilia, el Vesubio en Italia, el Hecla en la Islandia, el Antisana y Catopaxi en la cordillera de los Andes (América), etc. (Sic).

Díaz de Rueda, Ricardo (1850). "La Escuela de instrucción primaria, ó colección de todas las materias que comprende la primera enseñanza conforme al plan vigente por el doctor D...", Valladolid.

LOS VOLCANES Y LOS TERREMOTOS MODIFICAN EL RELIEVE

Los volcanes se originan por fuerzas internas que dan lugar a la salida de distintos materiales a la superficie terrestre. Los materiales expulsados por los volcanes pueden formar elevaciones o montañas, que conocemos con el nombre de conos volcánicos. La elevada temperatura de la lava arrasa el paisaje por donde pasa, incendiando bosques y cultivos y contaminando las aguas. Al enfriarse bruscamente, la lava da lugar a suelos áridos y pedregosos."

Alzu Goñi, José Luis (Dir.) (2003). "Conocimiento del medio. 6º Primaria. Entre amigos", Editorial Santillana, Madrid.

LA IMAGEN EDUCATIVA DE LOS VOLCANES

Tras analizar las ilustraciones de decenas de libros de texto desde el siglo XIX a nuestros días observamos que se trata siempre de generalizaciones y esquematizaciones en las que se presenta un monte, en ocasiones con corte,

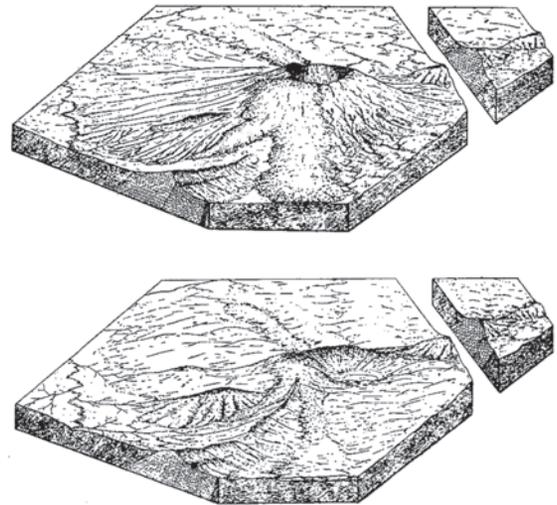


Figura 3. Hernández Pacheco, F. reproducido por Solé Sabarís, L. "La meseta y sus rebordes" en TERÁN, Manuel de; SOLÉ SABARÍS, L. y VILÁ VALENTÍ, J. (1991) (4ª reimp. de la 2ª ed.) "Geografía General de España" Ariel Geografía, Barcelona. "Evolución del volcán de Fuentilleja, en Campo de Calatrava (Ciudad Real)".



Figura 4. Belmonte, Mª I., Lucas, L., Sarrión, E. y Villar, Pablo (1981). "Experiencia Social y Natural 2º E.G.B." Ediciones Anaya S.A. Madrid.

con las partes más elementales del volcán, y el fuego y la lava como protagonistas.

En ocasiones se presentaban esquemáticamente cuatro formas diferentes de volcanes: hawaiano, peleano, estromboliano y vulcaniano.

Tras los primeros dibujos esquemáticos de épocas pasadas, se han ido incluyendo en los libros de texto imágenes en color, a veces de gran detalle y belleza y fotografías.

No se suele presentar un volcán específico ni edificios volcánicos sin actividad. La lava y el fuego siguen sien-

do los elementos más importantes de las representaciones gráficas de los fenómenos volcánicos. No hemos encontrado ninguna ilustración de cráteres de explosión o diagramas con procesos eruptivos y/o explosivos muy expresivos como los que se incluyen en libros especializados o en trabajos de geografía física sobre territorios concretos.

LAS AUSENCIAS Y CARENCIAS DEL SISTEMA EDUCATIVO EN RELACIÓN CON EL VULCANISMO

Las principales ausencias y carencias del sistema educativo español detectadas se pueden resumir así:

- No se presenta una dimensión temporal ni evolutiva.
- No se presenta el fenómeno como secuencia causa–efecto–causa...
- No se presenta una dimensión territorial y paisajística.
- No se presenta el volcanismo desde lo cercano.
- No se presenta la variedad y riqueza geomorfológicas.
- No se presentan los ENPs ni se trabajan los aspectos relacionados con la conservación–destrucción.
- No se usan los materiales educativos y científicos disponibles: manuales, ilustraciones, mapas geológicos, mapas geomorfológicos, cortes geológicos, fotografías aéreas, fotografías de satélite, internet, etc.



Figura 5. FZS, Almagro (Ciudad Real).

- No se usan los materiales cercanos ni se estudian las relaciones humanas con los fenómenos volcánicos cercanos como los productos, las formas del relieve, las creencias, la toponimia, la vegetación y fauna, las manifestaciones como los hervideros, fuentes agrias, canteras, etc.
- No se aprovecha el potencial educativo y didáctico en las zonas volcánicas o en las cercanas: salidas, excursiones, ...

- En general, no se conoce el fenómeno volcánico en su manifestación cercana por parte del profesorado por lo que se trasmite como algo anecdótico, general y lejano.

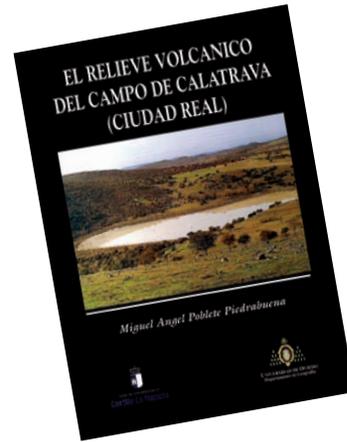


Figura 6. Cubierta de "El relieve volcánico del Campo de Calatrava (Ciudad Real)", de Miguel Ángel Poblete Piedrabuena(1995). Oviedo.

REFERENCIAS

- LOE: Ley Orgánica de Educación 2/2006 de 3 de mayo.
Decreto de currículo de Educación Primaria de Castilla–La Mancha: Decreto 68/2007, de 29-05-2007.
- Sánchez López, L. y Zamora Soria, F. (2006). "La disyuntiva entre 'nuevas culturas' y 'nuevas éticas' en la Educación Geográfica". En: IV Congreso Internacional de Investigación y Desarrollo Sociocultural. Universidad de Guadalajara, México.
- Zamora Soria, F. (2007). "Nuevas leyes educativas, viejos contenidos y la necesidad de las llamadas nuevas culturas y las nuevas éticas". En Marrón Gaité, M^a. J., Salom Carrasco, J., Souto González, X. M. (Eds): "Las competencias geográficas para la educación ciudadana". Grupo de Didáctica de la Geografía de la Asociación de Geógrafos Españoles y Universidad de Valencia, Valencia, pp. 305-319, Valencia.

LA VOLCANOLOGÍA ESPAÑOLA

PERSPECTIVAS DE FUTURO

Marceliano Lago San José, Enrique Arranz Yagüe, Carlos Garlé Borna, Teresa Ubide Garralda
Grupo de Geoquímica y Petrología Endógena
Universidad de Zaragoza

INTRODUCCIÓN

Para abordar los estudios que nos ocupan contamos con dos referencias importantes: *The Geology of Spain*, editada por Wes Gibbson y Teresa Moreno, y publicada en 2002 por la Geological Society; y *La Geología de España*, editada por J.A. Vera, y publicada en 2004 por la Sociedad Geológica de España y el Instituto Geológico y Minero de España.

En el volcanismo en España deben distinguirse cuatro grandes ciclos: Prevarisco y Varisco, Alpino, actividad reciente, y volcanismo activo de Canarias.

EL CICLO VARISCO

En el Ciclo Prevarisco y Varisco se dispone de referencias escasas (con información referida a la composición inicial de los magmas, la geometría y cartografía de los afloramientos, su significado geodinámico y la identificación de protolito), de dataciones insuficientes por las serias dificultades existentes, a las que se unen las existentes para llevar a cabo estudios petrológicos, la escasez de investigadores y la difícil continuidad de los equipos.

EL CICLO ALPINO

En el Ciclo Alpino cabe distinguir entre la situación actual y la problemática existente a considerar.

Situación actual

- Desigual estudio en las diferentes unidades geodinámicas, si bien se han producido importantes avances en la zona Ossa–Morena, Sud–Portuguesa, Cordillera Pirenaica, Cordillera Ibérica y Cordillera Bética, pese a que los equipos de investigación son reducidos, con fuerte dependencia de investigadores “mayores” y escasa continuidad por poca incorporación de jóvenes.
- Predominio creciente de publicaciones de datos en revistas internacionales en los que se están subsanando buena parte de las carencias existentes como son: a) dataciones, b) estudios petrogenéticos detallados, adecuado marco geodinámico. A la vez se están llevando a cabo nuevas orientaciones como las referentes a impacto ambiental, mineralizaciones asociadas al volcanismo y mecanismos de emplazamiento (AMS).

Problemática existente

- Dificultades importantes en la continuidad de los grupos de investigación vinculados a universidades, al CSIC, al IGME, etc., haciéndose necesaria una renovación generacional.
- Escasez y poca valoración en la publicación de monografías regionales y con carácter divulgativo. Faltan

o son muy limitados los datos en cartografías geológicas (MAGNA).

Se hace imprescindible la formación de equipos multidisciplinares con incorporación de especialistas nacionales y/o internacionales. También es necesario potenciar el interés de entidades financiadoras con especial interés en convocatorias específicas de carácter público

PALEOVOLCANISMO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA

El Paleovolcanismo de la Península Ibérica tiene un amplio registro temporal y espacial con mejores condiciones de estudio respecto a ejemplos análogos en otros dominios europeos. El conocimiento detallado del paleovolcanismo es imprescindible en estudios geodinámicos, estructurales, estratigráficos, de paleogeografía, geología regional, mineralogénesis, etc.

Es necesario desarrollar y potenciar las publicaciones internacionales y la edición de volúmenes monográficos. Así mismo deben potenciarse su estudio en centros universitarios, fomentando la investigación mediante la realización de tesis doctorales, proyectos de investigación y cursos de formación especializada y multidisciplinar en paleovolcanismo. Deben incluirse proyectos de investigación en los planteamientos ministeriales

El programa de actuación debería contemplar los siguientes extremos:

- Adecuar su representación en número y calidad de los afloramientos a los estudios geodinámicos, estructurales, estratigráficos y de paleogeografía (prevarisco y varisco) de hecho infravalorada en la cartografía geológica (MAGNA).
- Dotarse de un enfoque multidisciplinar (petrología metamórfica, estructural, estratigrafía, etc.)
- Establecer programas de investigación a largo plazo que combinen: a) una formación lenta y multidisciplinar de especialistas, b) garantice su continuidad en el tema, c) incorporación a centros de investigación, d) financiación suficiente para una investigación costosa y "poco brillante" y con notable dificultad por las características de los afloramientos.
- Desarrollar cursos especializados.
- Colaboración con especialistas internacionales (programas europeos y de otros países: USA).
- Fomentar las publicaciones y la edición de monografías especializadas.

VOLCANISMO RECIENTE

REGIONES VOLCÁNICAS DE GERONA, LEVANTE, CAMPO DE CALATRAVA, ALMERÍA-MURCIA

En la actualidad los estudios de volcanismo neógeno se caracterizan por:

- Existencia de estudios recientes de carácter multidisciplinar (Petrología, Geoquímica, Mineralogénesis, Geomorfología, etc) desarrollados por diferentes autores.
- Presencia de una importante base de datos con: cartografía geológica, petrología, geoquímica, dataciones isotópicas, modelización geoquímica e interpretaciones genéticas.
- Excepcionales condiciones de acceso a los materiales con un amplio registro de edades.
- Desarrollo de una información adecuada (básica y especializada) con la existencia de centros especializados para la difusión y divulgación.

A pesar de estas buenas condiciones, sería necesario fomentar los siguiente aspectos:

- Que nuestro territorio fuera una zona habitual de prácticas (petrología volcánica) para estudiantes universitarios nacionales y, eventualmente, extranjeros.
- Mejorar los accesos a afloramientos de singular interés
- Potenciar la difusión de su alto potencial formativo con la edición de manuales, cartografía temática, videos realizados por expertos, etc.
- Creación de centros temáticos (como en el Campo de Calatrava) atendidos por personal especializado.
- Desarrollo de cursos especializados en volcanismo, con ámbito internacional.

IDEAS A DESARROLLAR

- Desarrollo periódico de cursos sobre volcanismo, estableciendo acciones concretas que lo permitan y faciliten.
- Necesidad de garantizar una necesaria renovación de especialistas.
- Fomentar la multidisciplinariedad.
- Establecer colaboraciones internacionales habituales en la investigación volcanológica.
- Fomentar la colaboración con centros universitarios europeos con el fin de incrementar los trabajos prácticos y la impartición de cursos extraordinarios.
- Fomentar las publicaciones monográficas sobre vulcanismo peninsular y en detalle sobre paleovolcanismo.
- Establecer acciones para que el volcanismo tenga más presencia en los programas ministeriales y de otras entidades.
- Crear y desarrollar centros dirigidos y atendidos por especialistas, en zonas de especial interés volcanológico.

Ante estas ideas cabría realizar dos preguntas:

- Cómo conseguir una renovación eficaz que garantice y potencie la investigación en volcanología?
- ¿Cual puede ser la iniciativa más práctica para formar especialistas?

Considerando que los nuevos planes de estudios (marco de Bolonia) representan una merma de contenidos en volcanología, ofertemos fórmulas académicas con reconocimiento oficial, y un sistema abierto que garantice la profundidad académica y la multidisciplinariedad real.

Los posibles cursos sobre volcanismo deberían contar con:

- Ser impartidos en Inglés para facilitar la existencia de una masa crítica en el número de alumnos nacionales y extranjeros.
- Tener carácter internacional y estar dotados de créditos y contar con diplomas académicos reconocidos.
- Que la Sociedad Española de Volcanología, en colaboración con universidades y centros de investigación nacionales y extranjeros (CSIC, IGME, ITER...) con sedes rotativas, en la península y Canarias, y periodicidad anual.

- Estos cursos deben tener contenidos teóricos y prácticos estructurándose en trabajos de campo y módulos comunes y optativos.
- Los trabajos de campo deben estructurarse en torno a explicaciones específicas sobre el contexto geológico, con estudios de ejemplos seleccionados en la unidad geodinámica de referencia. El ámbito de estos trabajos debe ser rotativo entre diferentes unidades geodinámicas como: las Islas Canarias, Cabo de Gata, Olot, Campo de Calatrava, Cordillera Ibérica, Pirineos, etc.
- Los módulos comunes tienen que tener contenidos en Volcanología y sobre metodologías de trabajo, compaginando campo y laboratorio.
- Módulos específicos con oferta libre de temas con referencia a la especialidad de trabajo de los alumnos. Los temas a seleccionar pasarían por: metodologías de campo, técnicas instrumentales, modelizaciones de laboratorio, aspectos petrogenéticos, petrología y geoquímica, geoquímica isotópica, riesgo volcánico, etc.
- También cabría la posibilidad de organizar un master universitario en Volcanología que tendría carácter interuniversitario, entre instituciones europeas e iberoamericanas. Su duración sería la de un curso académico y su carácter semipresencial. Su realización debe ir precedida de un profundo debate técnico.

LA VOLCANOLOGÍA EN ESPAÑA

RESULTADOS DE LOS TRABAJOS DE LA III REUNIÓN DE LA RED ESPAÑOLA DE VOLCANOLOGÍA

Dr. Marceliano Lago San José.
Profesor Titular de Petrología, Geoquímica y Petrogénesis. Universidad de Zaragoza.

Entre el 10 y el 12 de diciembre de 2007 se celebró en el Puerto de La Cruz (Tenerife) la III Reunión de la Red Española de Volcanología en la que participaron representantes de universidades, centros de investigación, instituciones y organismos públicos, y empresa privada, vinculados por su trabajo al mundo de los volcanes.

La ponencia dedicada al análisis de la situación volcánica de España se estructuró en 20 temas a los que se aplicó el método de análisis DAFO.

Los temas analizados fueron los siguientes:

- 1.– El fenómeno volcánico en España como recurso turístico.
- 2.– La cartografía de la peligrosidad volcánica en España.
- 3.– Sistemas de alerta temprana ante el fenómeno volcánico en España.
- 4.– Planes de emergencia ante el riesgo volcánico en España.
- 5.– La comunicación durante crisis volcánicas.
- 6.– La Volcanología en el sistema de educación superior en España.
- 7.– Los deslizamientos gravitacionales en islas volcánicas oceánicas.
- 8.– Los recursos hídricos subterráneos en terrenos volcánicos.
- 9.– El patrimonio geológico en zonas volcánicas españolas.
- 10.– El volcanismo histórico en España.
- 11.– La investigación volcánica en España.
- 12.– El volcanismo de la Península Ibérica.
- 13.– Programas educativos sobre el fenómeno volcánico.
- 14.– La tectónica y la actividad volcánica.
- 15.– La Volcanología como fuente de recursos industriales.
- 16.– La Teledetección en Volcanología.
- 17.– La Volcanología en el ambiente submarino español.
- 18.– La Geotectónica y la construcción en terrenos volcánicos.
- 19.– La proyección internacional de la Volcanología española.
- 20.– Volcanes, biodiversidad y paisajes.

El análisis DAFO se aplicó siguiendo la norma habitual, llevando a cabo la realización de análisis internos para obtener las fortalezas (capacidades distintas, ventajas naturales, recursos superiores) y las debilidades (recursos y capacidades escasas, resistencia al cambio, problemas de motivación personal) y análisis externos para definir oportunidades (nuevas tecnologías, debilitamiento de los competidores, posicionamiento estratégico) y amenazas (altos riesgos–cambios en el entorno).

Los puntos fuertes plantean en el concepto de amenazas llevar a cabo una estrategia defensiva, mientras que en las oportunidades se debe optar por estrategias ofensivas. En los puntos débiles se responde a las amenazas con estrategias de supervivencia, y se aprovechan las oportunidades para diseñar estrategias de reorientación. La pretensión es transformar amenazas en fortalezas y debilidades en oportunidades, aprovechando la celebración de la IV Reunión de la Red Española de Volcanología, en Almagro, donde debe hacerse hincapié en:

- **Consolidar y progresar en aspectos ya planteados en las tres reuniones previas de la Red Española de Volcanología, celebradas en Olot, Lanzarote y Puerto de la Cruz.**
- **Formular y desarrollar temas nuevos que no hayan sido planteados en las reuniones anteriores señaladas.**
- **Reflexionar y formular planteamientos que refuercen y mejoren los aspectos básicos de la Volcanología.**
- **Concretar los temas previos y los propios de la IV Reunión de la REV, qué nuevas cosas se van a realizar, cómo se proponen y quienes se ofrecen a realizarlo.**
- **Organización de la V Reunión de la REV.**

Este libro
se acabó de imprimir el
20 de mayo de 2010,
127 años después de que el Krakatoa volviera a la vida
para, días más tarde,
cubrir de tinieblas, horror y muerte,
nuestro planeta: Tierra.



...el volcán ha sido un gran motor de cultura, con un cuerpo propio de libros, poemas, tratados, análisis, descripciones, viajes, relatos de erupciones, pinturas, que recorre Europa sin cesar desde la antigüedad clásica a hoy, repitiéndose y renovándose constantemente. Hay un ciclo cultural del volcán, un museo y una biblioteca, además de un laboratorio. Todo ello en conjunto anima a continuar en la labor y en el fervor que la mantiene.



INSTRUCCIONES DE NAVEGACIÓN

Este es un archivo pdf interactivo

Pulsando sobre los apartados del Índice general accedes a su contenido

Para navegar con comodidad sigue las siguientes instrucciones:

- **Despliega la columna de "Fichas de navegación"**
- **Pulsa Marcadores**
- **Pulsa sobre los iconos para acceder a cada uno de los apartados y capítulos en que se divide el archivo**
- **Pulsa sobre los signos +/- para desplegar y plegar el menú**
- **Pulsa sobre los iconos para acceder al contenido de los artículos**
- **En la página inicial y final de cada artículo encontrarás dos botones para ir al Índice general de la obra o al Índice de cada capítulo.**

Este archivo se abre con cualquier programa de gestión de archivos pdf.

Si no posees Adobe Reader 9.3 puedes descargarlo aquí
<http://adobereader.es-2010.net/es/>